經濟部

計畫編號 102-5226904000-07-01

地下水水文地質與補注模式研究
-補注區劃設與資源量評估(1/4)

地球物理補充調查

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行單位：國立臺灣海洋大學
中華民國一〇二年十二月

經濟部

計畫編號 102-5226904000-07-01

地下水水文地質與補注模式研究

補注區劃設與資源量評估(1/4)

Hydro-geological investigation and groundwater recharge model simulations: Recharge areas delineation and groundwater resources assessment (1/4)

地球物理補充調查

Geophysics Investigation

子計畫主持人：張竝瑜　副教授

子計畫執行單位：國立臺灣海洋大學

研究人員：詹為堯、吳昱昌

摘要

本研究利用蘭陽平原地區一維地電阻資料，以及二維地電阻平移測線野外施測的結果，建立沖積扇地電阻率之空間分布關係，並比對觀測井岩芯資料，以協助劃設扇頂礫石層通透補注區。由於沖積扇扇頂主要為電阻率較高之礫石層組成，而扇央沉積物則以電阻率較低的泥質沉積物為主要組成，因此可以藉由地電阻方法的施測，劃分扇頂通透礫石層的分佈範圍。

本年度我們完成本區一維地電阻資料整理、反演算以及空間分析工作，一維地電阻補施測測線 36 處，以及 300 公尺以上二維地電阻詳查測線 36 條，總計測線長度 9120 公尺之二維地電阻施測工作。綜合所有的地電阻施測反演算結果，我們歸納出蘭陽平原一般的扇頂礫石層，電阻率均高於 100 ohm-m，而厚層泥質地層，則電阻率多在 10 ohm-m 以下，但砂泥互層，或礫石與泥的薄互層，則因含有不同程度的黏土含量而造成電阻率低於 100 ohm-m 以下。因此建議可以大致以 100 ohm-m 作為利用二維地電阻施測分界的標準。

根據此一判斷原則，我們利用二維地電阻補測之分析結果，判斷扇頂通透礫石層的補注區邊界分佈，大致應由內城觀測井南側通過，轉向南由大洲觀測井與大隱觀測井之間通過，並沿羅東溪之東側轉向南，經由順安觀測井之南方通過。此一結果與一維地電阻反演算 50m 深度切面，同樣由 100 ohm-m 判斷之邊界非常接近，僅在南側大隱-順安觀測井間的區域附近有稍大的不一致，研判是因為資料密度不同之因素所致。

Abstract

Resistivity surveys are successfully used for characterizing the sedimentary structures of the alluvial fan in many studies. In general the upper fan sediments are consisted of gravels and perform higher resistivity values than the lower fan muddy sediments. In the study we use the inverted data from one dimensional resistivity surveys with half-Schlumberger array to build a three dimensional resistivity model of Lanyang Plain for characterizing the preliminary boundary for the recharge zone. We conducted two dimensional resistivity imaging surveys along the aforementioned preliminary boundary to verify the actual location of the boundary.

This fiscal year we have completed 36 surveys lines with a total length of 9120 meters. From the inverted results, we suggest that the resistivity value of 100 Ohm-m can be utilized as an indicator for characterizing the boundary between the gravel recharge zone and the finer sediments.

With the indicator, we have depict that the boundary should be at the south of the Necheng observation well, and be passing through the region between the Dajou and Dayin well. And the boundary turns to south along the east bank of the Lodong River and passes through the south of the ShunAn well. Compared with the preliminary boundary, slightly mismatch was found near the ShunAn observation well. We concluded that the mismatch is due to the inconsistent of the sampling locations for one- and two-dimensional surveys.

目錄

摘要.....I
Abstract.....II
目錄.....III
表目錄.....IV
圖目錄.....V
第一章 前言.....1
1.1 計畫緣起及目標.....1
1.1.1 計畫緣起.....1
1.1.2 計畫目標.....1
1.2 計畫區域概述.....2
1.2.1 區域概述.....2
1.2.2 地形與水系.....3
1.2.3 水文地質架構.....4
1.2.4 觀測井概況.....7
1.3 計畫工作項目及內容.....12
第二章 國內外相關研究文獻回顧.....13
第三章 資料收集分析.....14
3.1 一維地電阻視電阻率資料整理分析.....14
3.2 一維地電阻資料反演算分析.....20
第四章 地電阻補充調查.....25
4.1 一維與二維地電阻調查原理.....25
4.2 地電阻現地施測方式.....29
4.3 地電阻現地施測結果.....30
第五章 應用地電阻於地下水補注區分析.....46
5.1 地電阻反演算結果與觀測井岩芯紀錄對比分析.....46
5.2 由地電阻施測資料判釋補注區可能邊界分布.....48
5.3 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立.....54
第六章 結論與建議.....56
參考文獻.....57

表目錄

表 1.2-1 蘭陽平原觀測站站址 6
表 1.2-2 蘭陽平原觀測井一覽表 7
表 1.2-3 蘭陽平原地質鑽探井一覽表 10

圖目錄

圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖 3
圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖 4
圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖 5
圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖 5
圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖 6
圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖 9
圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖 11
圖 3.1-1 蘭陽平原地下水觀測井分布以及一維地電阻測站分布 15
圖 3.1-2 蘭陽平原半展距 3m 深之一維地電阻視電阻率分布 16
圖 3.1-3 蘭陽平原半展距 10m 深之一維地電阻視電阻率分布 17
圖 3.1-4 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率分布 18
圖 3.1-5 蘭陽平原半展距 100m 深之一維地電阻視電阻率分布 19
圖 3.1-6 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率 100 ohm-m 等值線分布 20
圖 3.2-1 蘭陽平原半展距 5m 深一維地電阻反演算影像 21
圖 3.2-2 蘭陽平原半展距 50 m 深一維地電阻反演算影像 22
圖 3.2-3 蘭陽平原半展距 100 m 深一維地電阻反演算影像 23
圖 4.1-1 地電阻探測儀器示意圖 26
圖 4.1-2 電流流動示意圖 26
圖 4.1-3 溫奈排列（Wenner Array）示意圖 28
圖 4.1-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖 28
圖 4.1-5 二維地電阻剖面影像探測示意圖 29
圖 4.2-1 地電阻平移式陣列施測方式示意圖 30
圖 4.3-1 蘭陽平原地電阻已施測二維地電阻測線位置分布圖 32
圖 4.3-2 蘭陽溪以北第一區完成之二維地電阻剖面分布位置 34
圖 4.3-3 Line 12、8、9、10 之地電阻剖面二維反演算影像 35
圖 4.3-4 Line 13、11、30、31 之地電阻剖面二維反演算影像 35
圖 4.3-5 蘭陽平原第二區之二維地電阻剖面分布位置 37
圖 4.3-6 Line 28、18、32、35 之地電阻剖面二維反演算影像 38
圖 4.3-7 Line 33、34、5、6 之地電阻剖面二維反演算影像 38
圖 4.3-8 Line 4、7、36 之地電阻剖面二維反演算影像 39
圖 4.3-9 蘭陽平原第三區之二維地電阻剖面分布位置 41
圖 4.3-10 Line 16、14、15、17 之地電阻剖面二維反演算影像 42

圖 4.3-11　Line 22、23、24、29、25 之地電阻剖面二維反演算影像 42
圖 4.3-12　Line 20、21、19 之地電阻剖面二維反演算影像 43
圖 4.3-13 蘭陽平原第四區之二維地電阻剖面分布位置 44
圖 4.3-14　Line 1、2、3、27、26、28 之地電阻剖面二維反演算影像 45
圖 5.1-1　Line 10、27 地電阻剖面與凱旋觀測井岩芯紀錄與井測資料對比 47
圖 5.1-2　Line 11、32 地電阻剖面與深溝觀測井岩芯紀錄與井測資料對比 47
圖 5.2-1 蘭陽平原第二區內扇頂通透補注區邊界分布 49
圖 5.2-2 蘭陽平原第三區內扇頂通透補注區邊界分布 50
圖 5.2-3 蘭陽平原內扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布 51
圖 5.2-4 蘭陽平原內綜合判斷扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布 53
圖 5.3-1 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 54
圖 5.3-2 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 54
圖 5.3-3 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 55

第一章 前言

1.1 計畫緣起及目標

1.1.1 計畫緣起

臺灣地區之地下水資源頗為豐富，主要分布於平原、盆地和台地等地形平緩地區，其面積總和約 10,000 平方公里，深度 300 公尺內常有透水性好的地下水層分布。在河川汙染及水庫淤積問題日益嚴重，及氣溫上升降雨分布不均勻等諸多問題環繞下，使得地面水資源供應變得更不穩定，因此地下水在緩衝和補充水資源不足上勢必扮演起更重的角色。又因地下水開發成本較低，取用方便，故各目的用水競相開發。地下水開發利用之結果，雖促成各地區各項產業之發展，但往往因對地下水的認識不足、對地下水的資訊的掌握不夠，在大量的抽用地下水之後，衍生許多國土資源損害及其他的社會問題。

有鑑於地下水資源之高度重要性，而地下水補注區為地下水之水源地，一旦遭受汙染，將嚴重影響各地下水區之水質與水量。經濟部自民國 80 年起執行「臺灣地區地下水觀測網」整體計畫，進行長期且有系統的地下水區之水文地質調查、重要地區地下水調查與補注試驗、地層下陷監測調查以及地下水水質資料分析等相關工作，以充分掌握臺灣地區水文地質狀況，獲取正確可靠之地下水資訊。然而地下水系統埋藏於地下，須有充足之水文地質基本資料及長期地下水水位及水質觀測數據，才能提高地下水天然補注區範圍劃定之精確度，故中央地調所於 98-101 年執行「臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估」計畫，進行水文地質補充調查及補注潛勢評估，劃定濁水溪沖積扇和屏東平原地下水區之地下水補注區範圍，做為劃定地下水補注地質敏感區之依據。

此外由於全球氣候的極端化造成降雨分布不均，強化地下水補注地質敏感區的調查研究，並進行劃設保育，加強掌握地表水、地下水的互動調配，更能能因應較劇烈之環境變化。然國內環保意識高漲，地表水蓄水設施建設困難，保護具有提供國內用水約 30%的天然的地下水庫，除可避免地面蓄水設施所造成之環保問題，更具有國土保育之功能。國土保育應包含土地環境資源保育以及水文環境資源保育，兩者兼顧才能達成「永續發展的資(能)源與環境」。希望能藉本計畫之成果，對於保護區土地利用及水土汙染提出適當的管制辦法，使地下水資源的管理開始朝向永續利用的目標跨出一大步。

1.1.2 計畫目標

本計畫係依據「地下水水文地質與補注模式研究」計畫（102 年至 105 年）

實施進度規劃，其主要工作目標係為評估地下水補注區之水文地質特性，並瞭解區域地下水補注範圍及資源量，使地下水資源的管理朝向永續利用的目標。執行策略採分年分區執行，4 年內針對臺灣重要地下水區蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區進行調查，釐定主要地下水補注區範圍並評估地下水補注量。本「補注區劃設與資源量評估」調查分析研究工作擬達成下列目標：

1.完成蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之水文地質補充調查，以充分掌握目標地下水補注區之水文地質特性。

2.綜整相關調查成果，建立蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區地下水區之地下水補注模式，分析其補注機制、水平衡分析、地下水流模擬及地下水位水質監測，以確認地下水補注區範圍。

3.劃定蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之主要地下水補注範圍，以提供做為後續地下水補注地質敏感區劃設的依據。

4.評估蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之補注量、推估現況抽水之總抽水量及可抽用水量，並評估資源量做為水資源經營管理與保育之依據。

本報告書，乃針對地球物理補充調查部分進行撰寫。

1.2 計畫區域概述

1.2.1 區域概述

蘭陽平原為台灣地區地下水觀測網第二期計畫，於八十八年下半年及八十九年度及九十一年度執行水文地質調查研究區域，行政區域屬宜蘭縣。蘭陽平原地下水區位於台灣之東北部，北起頭城鎮，南至蘇澳之隘丁，西沿山麓線至蘭陽溪沖積扇頂三星鄉之天送埤，東濱海岸。北西南三面依山地勢較高，東面向海地勢漸低。整個地形呈南北狹長，東西甚短之三角形，地下水區面積為 359.38 平方公里。蘭陽平原由西向東傾斜，故水系也隨之西而東流，到宜蘭市、羅東鎮以東，高度降至 5 公尺以下，地形平坦，東北角頭城南方的狹長地帶，海拔降至 2.5 公尺以下，在雨季常發生水災。

蘭陽平原位於北緯 24 度 36 分到 24 度 52 分之間。東邊面對太平洋，北、西與南三面被中央山脈和雪山山脈環繞。在夏天時，西南季風被中央山脈阻擋，高溫悶熱；在冬天時，東北季風則挾帶大量水氣，屬於典型的亞熱帶季風氣候。年平均溫度為 22℃，一月平均氣溫在 15-16℃之間，七月平均氣溫在 27-28℃之間。氣候主要受季風及地形影響，終年有雨，年降雨日超過 200 天，冬季受東北季風吹拂降雨豐沛，只有在梅雨來臨前和無颱風的七月有短暫的乾季出現，平原地區年雨量多在 3000-4000mm 之間。

1.2.2 地形與水系

蘭陽平原地下水分區內的主要河系為蘭陽溪，其河床寬濶，僅在上游區域成為峽谷，流路呈直線狀，曲流發育不明顯，總長約 66 公里，在平原區形成標準的沖積扇，並呈網狀河系（如圖 1.2-1 所示）。

蘭陽平原地下水分區之地形單元為宜蘭扇狀三角洲平原(林朝棨, 1957)，分布於蘭陽溪中、下游（舊稱宜蘭濁水溪）。外形呈等邊三角形輪廓，每邊長約 30 公里，底邊呈南北向（海岸線），向西稍為凹入，頂點於蘭陽溪口起算約 23 公里，高程約 150 公尺，扇端高度約 30 公尺(林朝棨, 1957)；(張瑞津 et al., 1995)。宜蘭扇狀三角洲平原之海岸線形狀受海蝕影響，呈弓形海岸，除蘭陽溪口因淤積而稍微向東突出，其他區域均向西凹入。海岸區域，除各大小河流之出海口外，均有長形砂丘發育，其延長方向與海岸線平行，高度均在 20 公尺以下。砂丘帶寬 800 公尺以內，其西側有小河灌流，流向與砂丘方向平行，形成三角洲前緣特有的濕地。這些砂丘亦常為各河出海之屏障，冬山河及宜蘭河等河川皆因受阻於砂丘而不得直接向東入海，僅能取道砂丘背側，匯流於蘭陽溪入海，三角洲北端河川亦匯流於得子口溪出海，而南端之新城溪則不受砂丘影響直接向東出海。

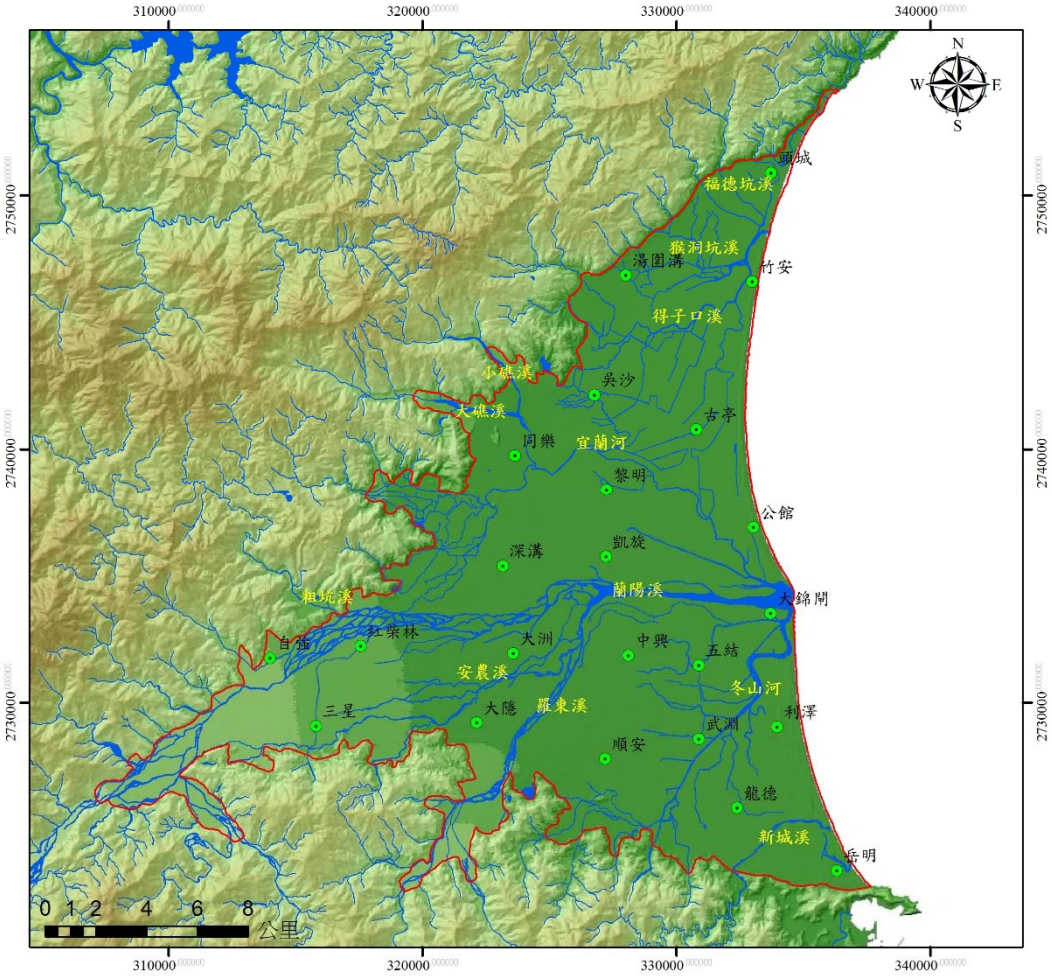


圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖

1.2.3 水文地質架構

蘭陽平原位於沖繩海槽的西南端，為蘭陽溪入海沖積而成，目前地形下陷中心軸略成東西向，谷地漸向南北方向開張（如圖 1.2-1 所示）。因為西邊山區帶來大量沉積物，因此蘭陽平原西側地下地質以礫石及粗砂層為主，往東入海，很快接海相的厚泥層（如圖 1.2-2 所示）。局部沉積速率非常快，達 1.5(cm/yr)，是濁水溪沖積扇(彰雲地區)的兩倍。

蘭陽平原是由全新世-更新世沖積地層及底部之始新-中新世基盤所組成，兩者間以不整合關係接觸；附近露頭為始新-中新世地層，岩性主要以板岩為主，另有變質砂岩及硬頁岩。由沉積物成分多含大量之板岩岩屑，可知蘭陽溪之部分流域、羅東溪及冬山河流域已有大量侵蝕中新世廬山層板岩區。另龍德、利澤與武淵等站淺層沉積物成分含有綠色片岩及矽質片岩，可能是新城溪上游流域岩層受侵蝕而來。

應用岩心鑽探結果搭配內插演算法，蘭陽平原泥層分布（如圖 1.2-2 所示）除蘭陽溪上游（自強站與大隱站）、福德坑溪（頭城站）與新城溪（岳明站）的泥層較少外，其餘區域皆有 40%以上的泥層；細砂主要分布於海岸區域（圖 1.2-3），蘭陽溪上游區域之細砂皆在 10%以下；粗砂與細砂有相似的分布（圖 1.2-4）；礫石則與泥有反向的分布（圖 1.2-5），其主要分布區域在蘭陽溪上游及羅東溪沿岸，成份比例可達 60%以上。

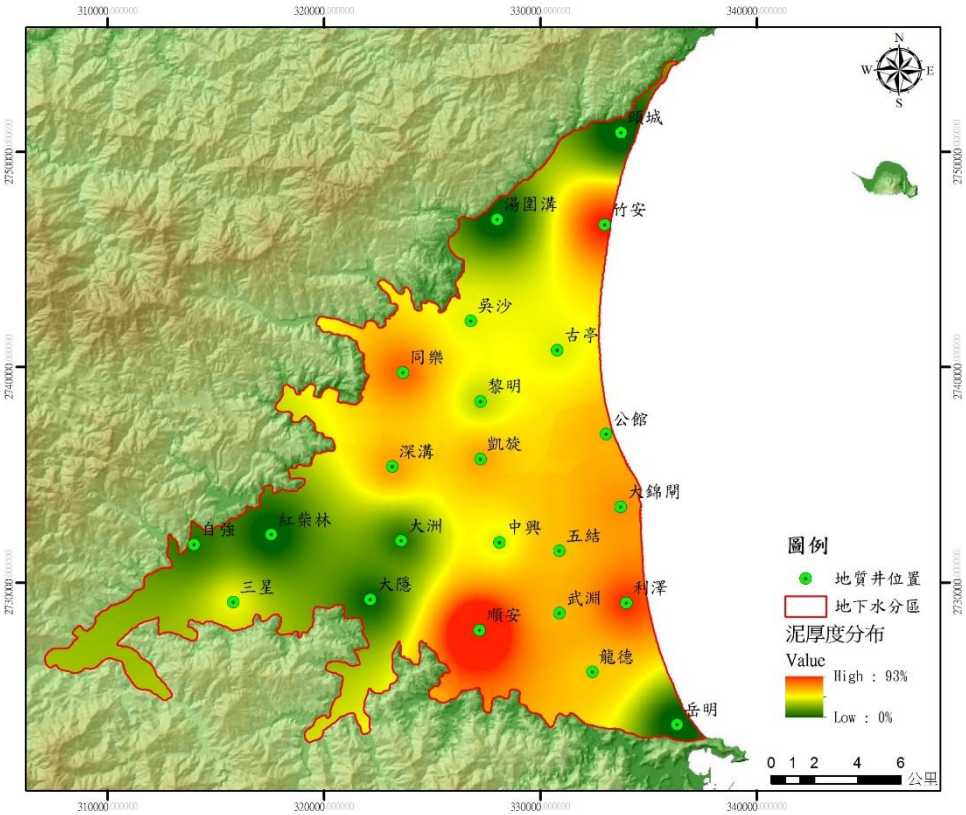


圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖

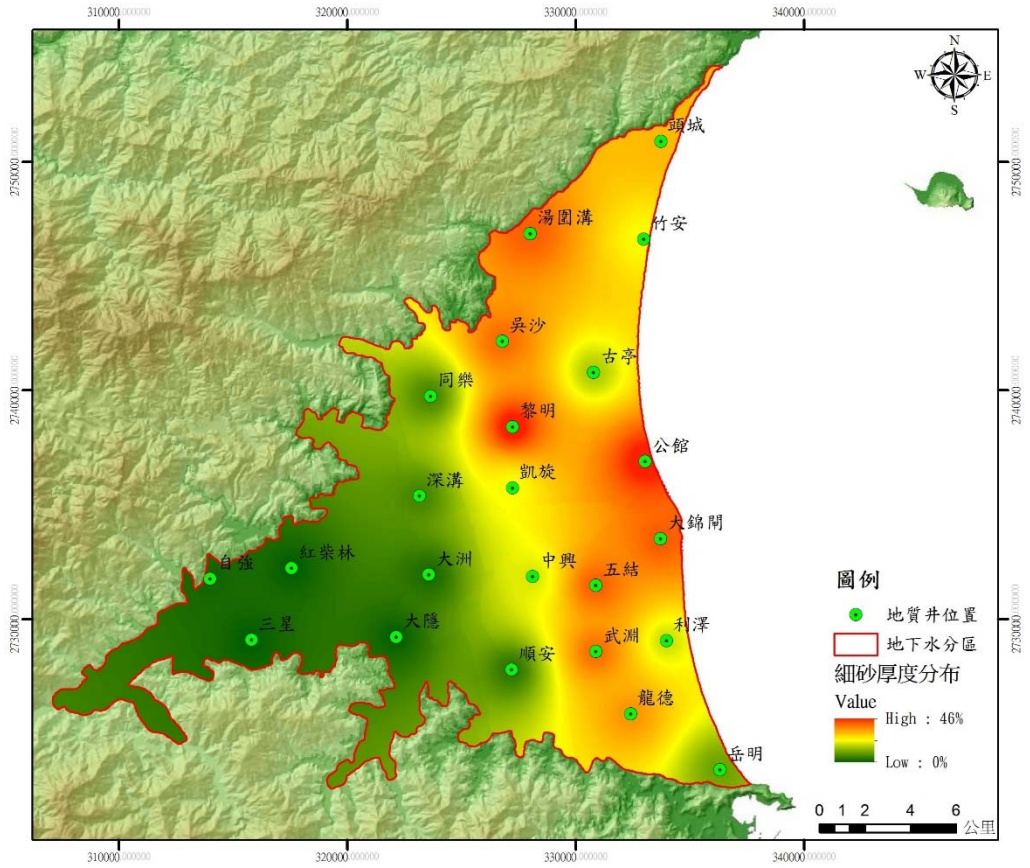


圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖

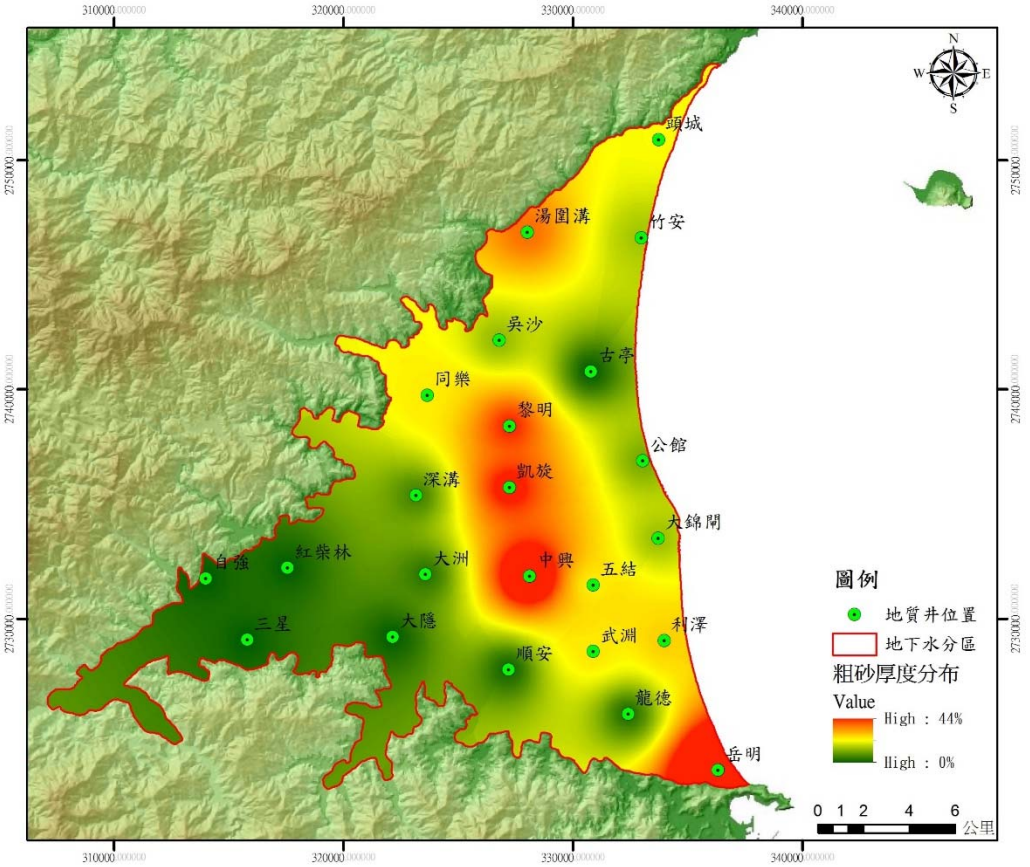


圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖

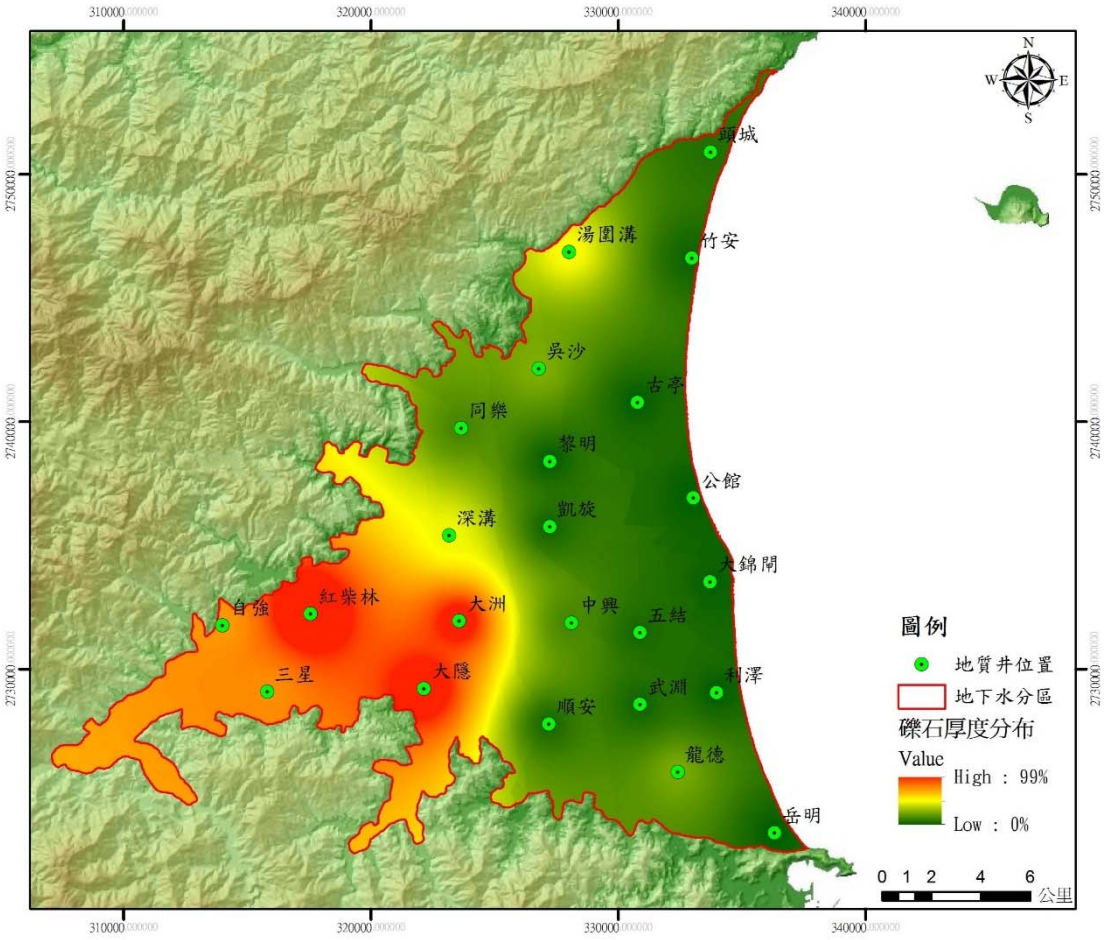


圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖

表 1.2-1 蘭陽平原觀測站站址

編號	站名	地址	編號	站名	地址
1	自強國小	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(內城國小自強分校)	12	宜農	宜蘭縣神農路 1 號(宜蘭技術學院)
2	大隱國小	宜蘭縣三星鄉大隱村大隱路 129 號(大隱國小)	13	礁溪	宜蘭縣礁溪鄉協民段地號 259 號
3	岳明國小	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)	14	大福	宜蘭縣壯圍鄉大福路 34 號(大福國小)
4	頭城國小	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)	15	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路八四之四號同樂國小
5	利澤	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 12 號(利澤工業區)	16	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路七九號吳沙國中
6	五結國小	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)	17	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村八一號古亭國小
7	中興	宜蘭縣五結鄉四結村中興路 3 段 67 號(中興國小)	18	公館	宜蘭縣壯圍鄉壯圍運動公園預定地
8	龍德	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)	19	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲路一六二號 大洲國小
9	冬山	宜蘭縣冬山鄉南興村富農路四號(冬山國小)	20	三星	宜蘭縣三星鄉義德街十二號 三星國小
10	內城	宜蘭縣員山鄉內城路 545 號(榮源國中)	21	順安	宜蘭縣冬山鄉永興路二段十七號 順安國小
11	壯圍	宜蘭縣壯圍鄉壯五路(壯圍國小)	22	二龍	宜蘭縣礁溪鄉二龍國小

1.2.4 觀測井概況

台灣地區地下水觀測網於民國 89 年於蘭陽平原建置觀測井，民國 89-91 年建立觀測站 22 站，分層觀測井 40 口（如表 1.2-2 與圖 1.2-6 所示）。除此之外，本區域尚有地質鑽探井 23 口（如表 1.2-3 與圖 1.2-7 所示），地質鑽探分布間距約為五公里。觀測站大部份都位於國小校園內，因應當地水文地質情況設置第一到第四層的分層觀測井，詳細的井數、濾管深度位置、建置日期及當時靜水位，則參考水利署(2004)「台灣地區地下水觀測網水質常態監測與調查分析(1/2)」，如表 1.2-2 所示。觀測井的材質主要為不鏽鋼，口徑為直徑六吋，觀測層次最深達 230 公尺(中興)。因為經費及施工用地的限制，觀測井常採兩口共構，例如觀測井(一)與觀測井(三)共孔，或觀測井(二)與觀測井(四)共孔，以一孔置兩觀測井管，不同層中以皂土及黏土封隔，以阻絕不同含水層水位之干擾影響。

表 1.2-2 蘭陽平原觀測井一覽表

編號	井號	站名	濾水管		靜水位	X	Y	Z	分層
			起點(m)	終點(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
1	02030111	岳明(1)	6	27	3.97	335491	2723599	5.09	1-1
2	02080111	冬山(1)	28	49	1.27	329505	2725780	6.47	1-1
3	02080121	冬山(2)	68	86	1.67	329505	2725780	6.47	1-2
4	02030311	龍德(1)	13	37	4.37	331568	2726058	6.80	1-1
5	02030321	龍德(2)	60	78	3.92	331568	2726058	6.80	1-2
6	02030331	龍德(3)	100	118	2.31	331568	2726058	6.80	2-1
7	02030341	龍德(4)	136	151	1.96	331568	2726058	6.80	2-2
8	02080311	順安	15	32	自噴	326363	2727985	8.98	1-1
9	02030211	利澤(1)	16	34	2.33	333141	2729240	4.03	1-1
10	02030221	利澤(2)	158	170	-2.42	333141	2729240	4.03	2
11	02100111	大隱(1)	38	62	9.76	321310	2729412	40.64	1-1
12	02100121	大隱(2)	136	160	4.98	321310	2729412	40.64	1-2
13	02090111	五結(1)	3	15	3.68	330057	2731668	3.89	1-1
14	02090121	五結(2)	29	41	2.78	330057	2731668	3.89	1-1
15	02090131	五結(3)	64	82	2.32	330057	2731668	3.89	1-2
16	02090141	五結(4)	152	176	-3.43	330057	2731668	3.89	2
17	02100211	三星	26	44	32.13	314969	2729321	92.86	1
18	02100311	大洲(1)	25	43	2.03	322731	2732157	17.79	1-1
19	02100321	大洲(2)	102	120	自噴	322731	2732157	17.79	1-2
20	02070211	自強(1)	10	28	29.94	313166	2731959	104.81	1-1
21	02090211	中興(1)	15	45	2.41	327278	2732049	6.23	1-1
22	02090221	中興(2)	100	130	1.13	327278	2732049	6.23	1-2
23	02090231	中興(3)	180	192	-1.75	327278	2732049	6.23	2
24	02090241	中興(4)	224	230	-10.55	327278	2732049	6.23	3

25	02070111	內城	7	49	4.26	318700	2734050	37.29	1-1
26	02060411	公館	24	36	3.38	332212	2737115	3.87	1-1
27	02060211	壯圍(1)	54	72	2.49	329122	2737853	2.00	1-1
28	02060221	壯圍(2)	112	124	1.88	329122	2737853	2.00	1-2
29	02060231	壯圍(3)	162	174	-1	329122	2737853	2.00	2-1
30	02010111	宜農(1)	19.5	34.4	1.64	324620	2738180	6.69	1-1
31	02010121	宜農(2)	109	133	-1.7	324620	2738180	6.69	1-2
32	02070411	同樂	41	50	7.7	322822	2739979	17.07	1-1
33	02050211	吳沙(1)	31	90	3.02	325944	2743274	6.71	1-1
34	02050221	吳沙(2)	138	156	1.54	325944	2743274	6.71	1-2
35	02060311	古亭(1)	31	43	2.86	329932	2741080	2.91	1-1
36	02060321	古亭(2)	100	118	3.77	329932	2741080	2.91	1-2
37	02050311	二龍	23	41	3.19	328104	2744848	2.00	1-1
38	02060111	大福	9	39.5	4.5	331460	2744155	2.62	1-1
39	02050111	礁溪(1)	25	39	3.64	329180	2745890	2.72	1-1
40	02040111	頭城(1)	7	19	4.15	332895	2751096	6.65	1-1

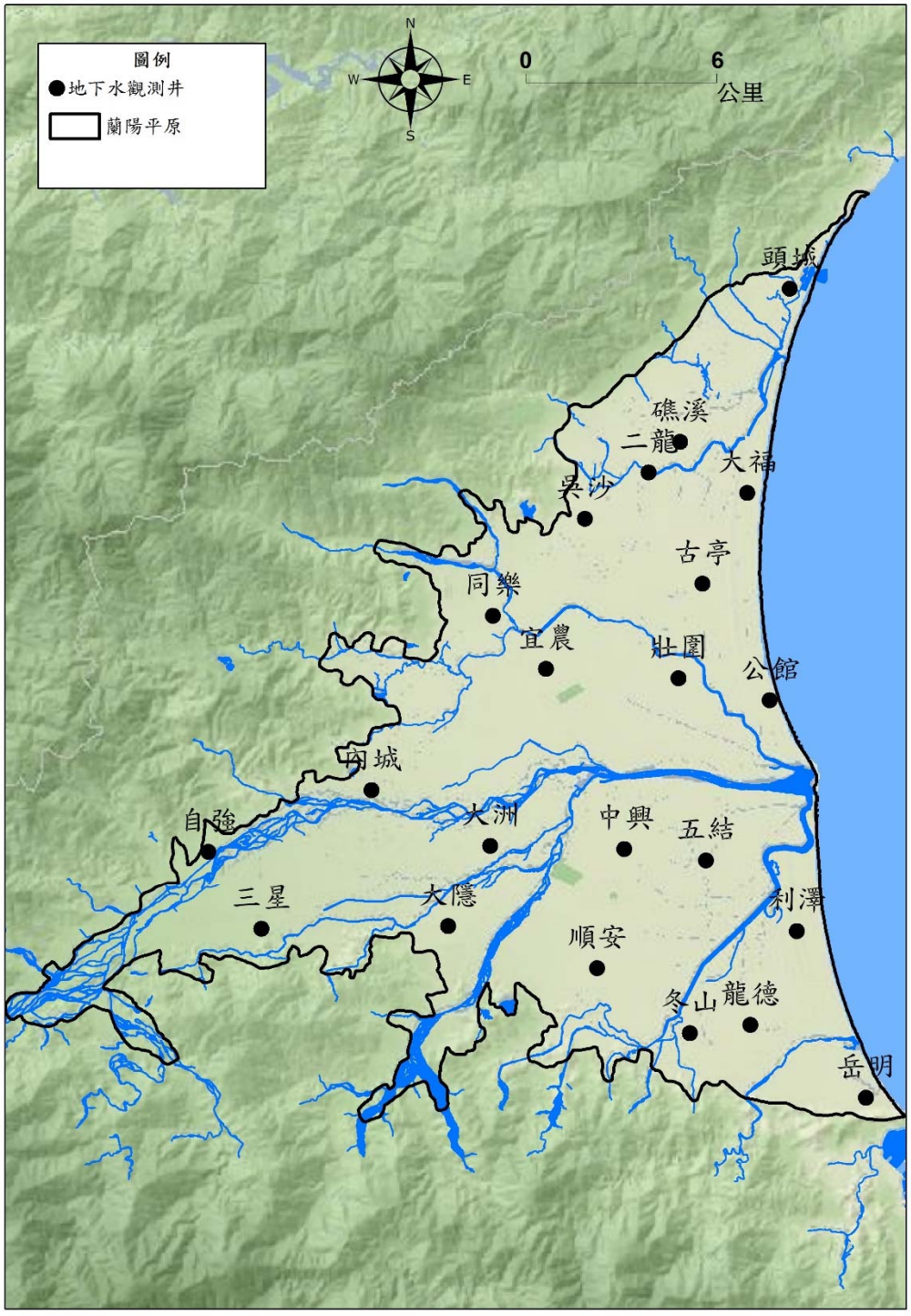


圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖

表 1.2-3 蘭陽平原地質鑽探井一覽表

編號	站名	站址	X 座標	Y 座標
1	凱旋	宜蘭縣宜蘭市凱旋路 8 號(凱旋國小舊址)	326396.274	2735939.873
2	黎明	宜蘭縣宜蘭市校舍路 1 號(黎明國小)	326413.857	2738598.878
3	岳明	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)	335491.504	2723599.394
4	利澤	宜蘭縣五結鄉季水路 15-3 號	333141.394	2729240.220
5	龍德	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)	331568.963	2726058.532
6	頭城	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)	332895.690	2751096.650
7	竹安	宜蘭縣頭城鎮竹安里竹安路 278 號(竹安國小斜對面)	332155.416	2746813.077
8	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路 79 號(吳沙國中)	325945.843	2742344.435
9	湯圍溝	宜蘭縣礁溪鄉德陽路 99 之 11 號(湯圍溝公園)	327171.665	2747062.465
10	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村古亭路 81 號(古亭國小)	329950.976	2740986.361
11	公館	宜蘭縣壯圍運動公園預定地(紅葉路與壯濱路交叉口附近)	332210.315	2737091.238
12	自強	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(勞委會職訓局)	313166.428	2731959.033
13	深溝	宜蘭縣員山鄉深溝村惠民路 266 號(深溝國小)	322338.600	2735579.297
14	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路 84 之 4 號(同樂國小)	322814.713	2739950.104
15	順安	宜蘭縣冬山鄉順安村永興路二段 17 號(順安國小)	326363.043	2727985.288
16	武淵	宜蘭縣冬山鄉武淵村富農路二段 350 號(武淵國小)	330057.093	2728775.945
17	五結	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)	330057.330	2731668.543
18	中興	宜蘭縣五結鄉四結村中興路三段 67 號(中興國小)	327278.655	2732049.697
19	大錦閘	宜蘭縣五結鄉蘭陽溪出海口堤防邊	332885.832	2733709.723
20	大隱	宜蘭縣三星鄉大隱村大埔路 129 號(大隱國小)	321310.426	2729412.187
21	三星	宜蘭縣三星鄉三星路五段 86 號(三星國小)	314969.382	2729280.662
22	紅柴林	宜蘭縣三星鄉紅柴林堤防邊	316733.283	2732419.735
23	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲村上將路二段 500 號(大洲國小)	322738.358	2732132.750

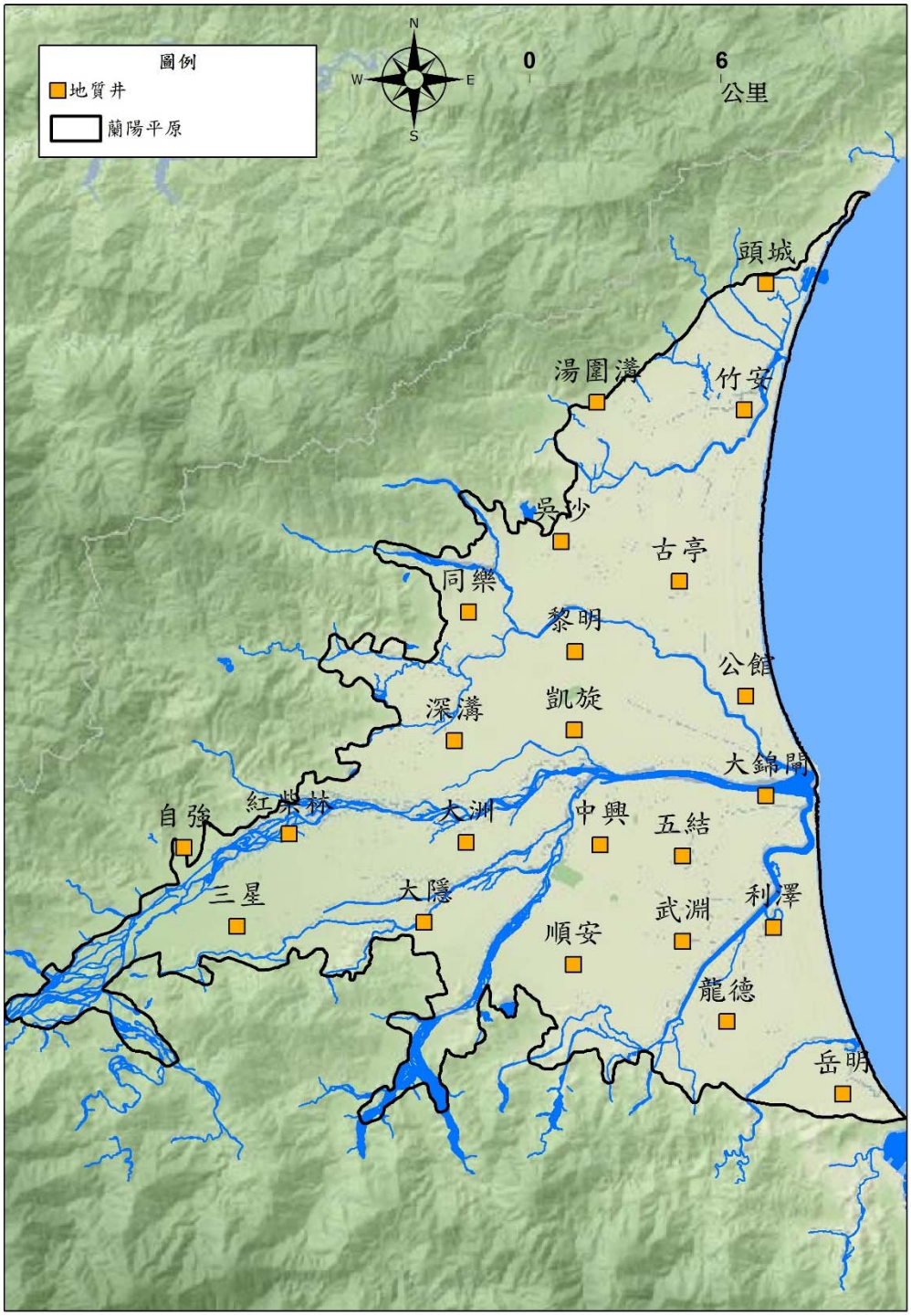


圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖

1.3 計畫工作項目及內容

本 102 年度主要針對蘭陽平原進行一維地電阻資料整理與反演算分析工作，以及二維地電阻補測與反演算分析工作，詳細之調查工作項目包括：

(一) 一維地電阻資料收集與反演算分析：

本年度預計收集過去在蘭陽平原內所完成之一維地電阻施測所得到之視電阻率資料，先利用空間統計方法內外插分析，配合觀測井之岩芯資料分析，初步判斷大致的扇頂高視電阻率礫石層與扇央低視電阻率砂泥質地層之邊界分布，以提供二維地電阻測線之規劃之用。由於視電阻率代表的是一定深度內之電阻率平均值，為扣除淺層低電阻率地層對深層電阻率的影響，我們也進一步進行一維視電阻率資料之反演算工作，也運用反演算後的資料進行三維空間統計分析，以作為詳細分析本區地下地層分布之輔助分析資料。

(二) 完成四組地電阻平移測線野外施測：

本年度預計自蘭陽溪沖積扇扇頂往扇尾方向，在初步分析判定之補注區邊界附近施作四組總長度各在 1 公里以上之地電阻平移式測線，四組測線的延展方向與長度之決定，為由在觀測井附近進行地電阻施測，取得初步資料，則可了解該組東西向之泥層及礫層分布，再從該組地電阻資料之反演算結果判斷規畫下次測點，若從反演算影像研判該測點位於厚層泥層區域，則下次平移方向指向扇頂進行施作。若從反演算影像研判該測點位於厚層礫石層區域，則平移方向指向扇尾進行之施作。如此以平移測線的方法，包夾、逼近補注區邊界。

(三) 重點區域地電阻補充調查：

由於二維測線沿著由扇頂至扇尾方向之測線進行施測調查，因此在邊界分布之調查中，可能有部分區域之地層分布須再進行詳察驗證，因此重點區域補充調查係為補足前述測線在空間中涵蓋之不足部分或有疑義之部分進行補充，並比對本年度新鑽井與現有觀測井之岩心紀錄，以增加分析之可信度。由地電阻長測線之結果加以分析研判，再針對有疑義之區域進行更詳細之調查，利用較高解析度之地電阻影像協助辨識分析補注區之劃設範圍。

(四) 運用沖積扇地電阻率之不同分布協助劃設補注區之分析：

利用上述之野外工作之成果，配合當地之鑽井與地質鑽探資料，可進一步運用繪出二維與三維之電性空間分布圖，並進一步交叉比對其他水文地質資料，研擬出運用地電阻率之空間分布劃設補注區邊界之標準分析做法。

第二章 國內外相關研究文獻回顧

運用地電阻影像法在水文地質相關的研究，在最近十年已有相當多的例子。例如 Meads、Bentley and Mendoza (2003)曾經利用地電阻影像法描繪河道與附近掩埋場的情況，Michot et al. (2003)則應用地電阻法監測土讓中的含水量，Bentley and Gharibi (2004)利用二維及三維地電阻影像探討整治場址，Berthold、Bentley and Hayashi (2004)整合水文地質與地球物理於加拿大平原進行地下水補注之研究，Rayner、Bentley and Allen (2007)則利用地電阻影像法在脆弱的水文地質背景下了解含水層構造。

在台灣，董倫道、楊潔豪、陳平護 (1995)曾利用地球物理方法進行屏東平原基盤探測，結果顯示平原區沖積層厚度約介於 100 至 300 公尺之間，而基盤深度有逐漸自北向南變深的趨勢。皮先瑋 (2000)利用直流電阻法研究台灣西南海岸平原晚更新世與全新世地層之界限。游竣一 (2003)應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法，研究台灣西南海岸平原環境變化。劉威行 (2007)在嘉義汴頭地區進行地電阻法應用於淺層地下水偵測之研究。姚奕全 (2007)則利用地電阻法於崩積層進行含水特性調查，與監測之初探研究。黃亦青 (2008)也曾應用三維地電阻方法，評估污染物的傳輸及分布之可行性先導研究。陳泓幃 (2009)與吳尹聿 (2012)則於濁水溪沖積扇地區，利用高解析的二維地電阻探測方法，協助調查扇頂礫石層與扇央泥質地層邊界之分布情形，以協助定義扇頂礫石補注區邊界之分布。

本研究之地電阻調查方法，採用類似陳泓幃 (2009)與吳尹聿 (2012)之作法與野外佈設方式，沿扇頂至扇尾方向，先位於屏東地區的地下水觀測井附近進行施測，並比對電性地層與觀測井鑽鑿時的岩芯紀錄，決定本區沉積物岩性與電阻率之關係。再分段佈設測線施測，以夾擠方法，找出高電阻率的礫石地層與較低電阻率的泥砂質地層之大致邊界分布位置。

第三章 資料收集分析

3.1 一維地電阻視電阻率資料整理分析

楊潔豪等人(楊潔豪, 陳平護, & 陳洲生, 1991)曾於蘭陽平原進行一維地電阻施測工作，共計 61 個地電阻測站(如圖 3.1-1)，施測之測深方式係採用施蘭卜吉(Schlumberger)方式進行，我們將上述資料經過數位化後，利用視電阻率與半展距(電流極距離的 1/2，通常可用以代表一定深度內的加權平均電阻率)進行作圖，圖 3.1-2 至圖 3.1-5 為蘭陽平原在半展距 3m、10m、35m、100m 深之一維地電阻視電阻率平面分布情形。

由一維地電阻視電阻率及水利署觀測井岩芯資料初步判斷，礫石組成的扇頂呈現高電阻率的反應，一般均在 100 ohm-m 以上，而扇央與扇尾的沉積物電阻率則低於 50 ohm-m。若以電阻率 100 ohm-m 作為扇頂礫石層分布的邊界，就空間分布來看，在深溝-大洲-順安一線，似乎位於扇頂礫石層與扇央較泥質的地層之漸變帶上。

就岩芯資料來看，的確在此三口井的岩芯紀錄中存在有礫石以及厚泥層之岩性紀錄。因此，我們初步判斷此一扇頂礫石層之邊界，應該由蘭陽平原北側，沿吳沙-深溝-大洲-順安-龍德等觀測井一帶區域分布(圖 3.1-6)，因此我們初步規劃二維地電阻將沿此一區帶周圍進行詳查。

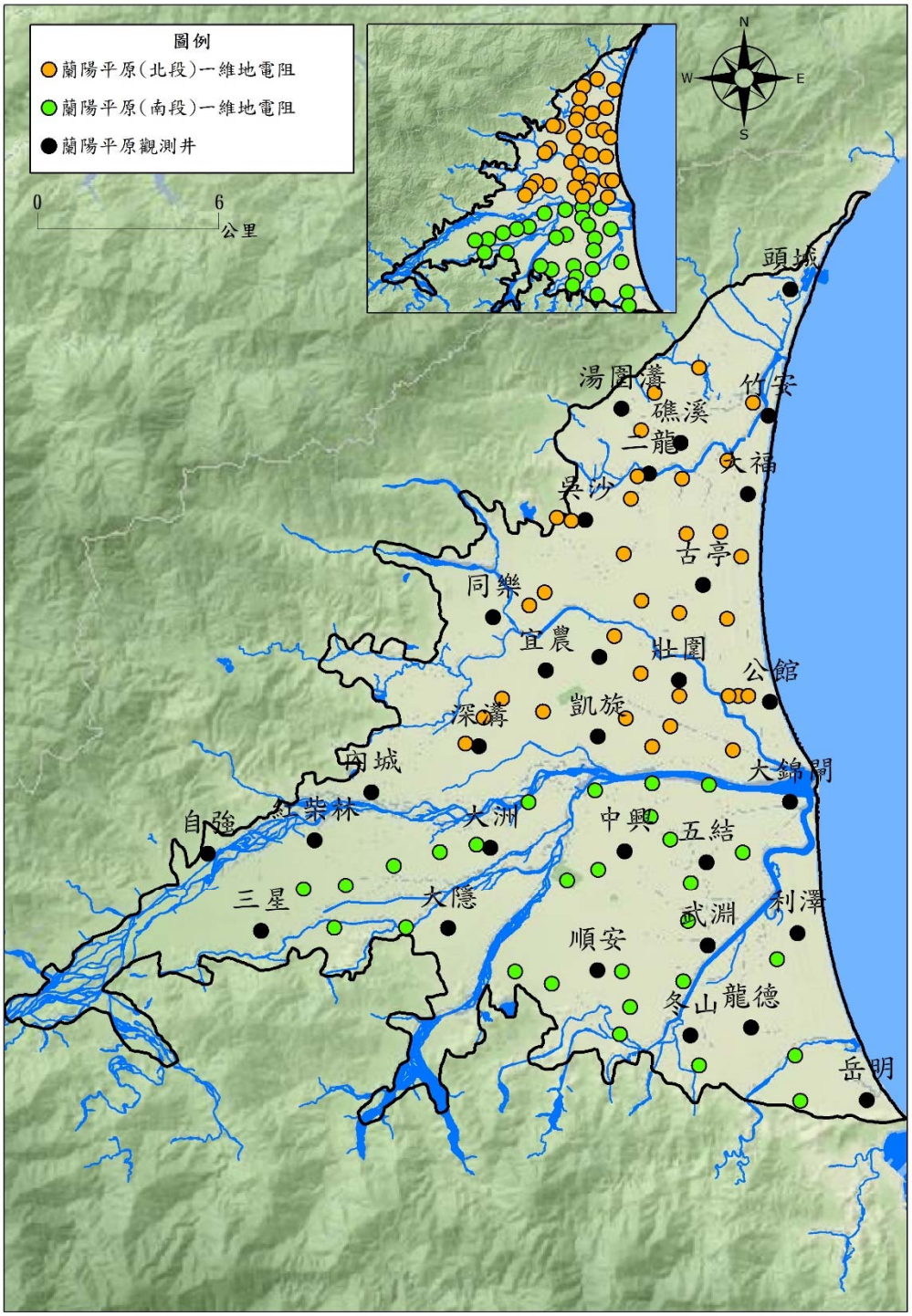


圖 3.1-1 蘭陽平原地下水觀測井分布以及一維地電阻測站分布

圖 3.1-2 至圖 3.1-5 各為蘭陽平原半展距 3m、10m、35m、100m 深之一維地電阻視電阻率分布，紅色區塊表示電阻率大於 1000 ohm-m 區域，橙色區塊表示電阻率為 800-1000 ohm-m 區域，黃色區塊表示電阻率為 600-800 ohm-m 區域，綠色區塊表示電阻率 300-600 ohm-m 區域，藍色區塊表示電阻率為 100-300 ohm-m 區域，紫色區塊表示電阻率在 100 ohm-m 以下。

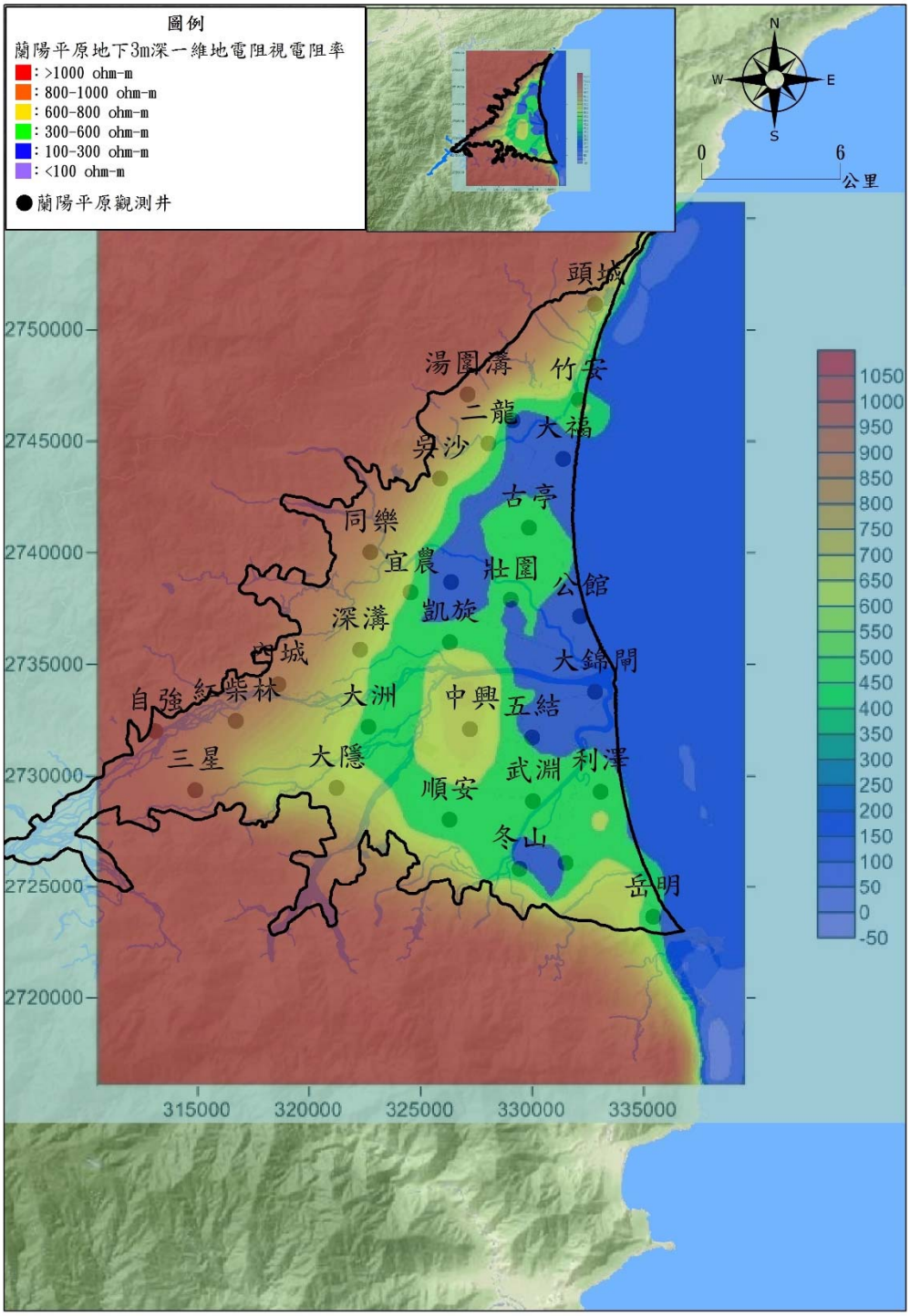


圖 3.1-2 蘭陽平原半展距 3m 深之一維地電阻視電阻率分布

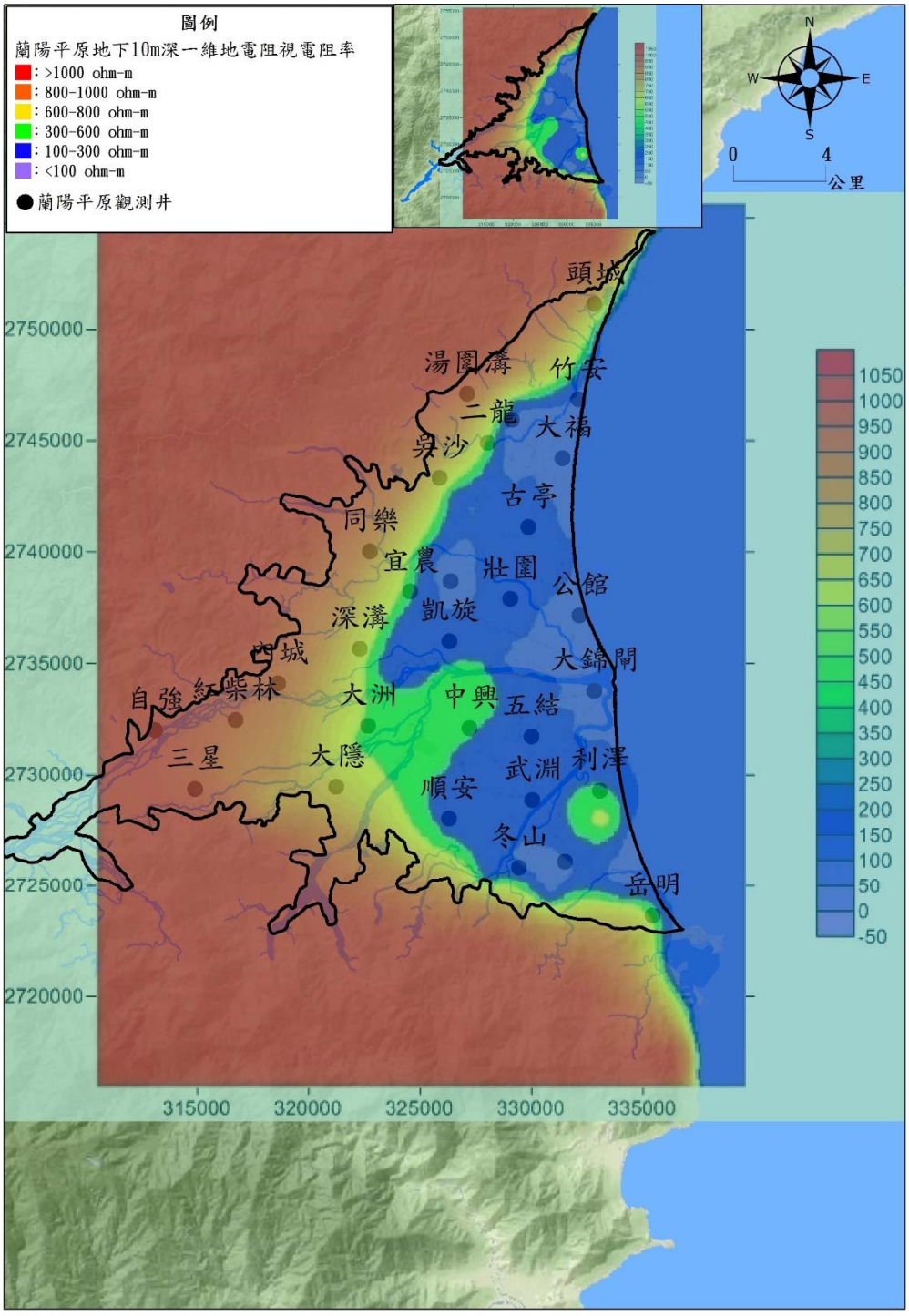


圖 3.1-3 蘭陽平原半展距 10m 深之一維地電阻視電阻率分布

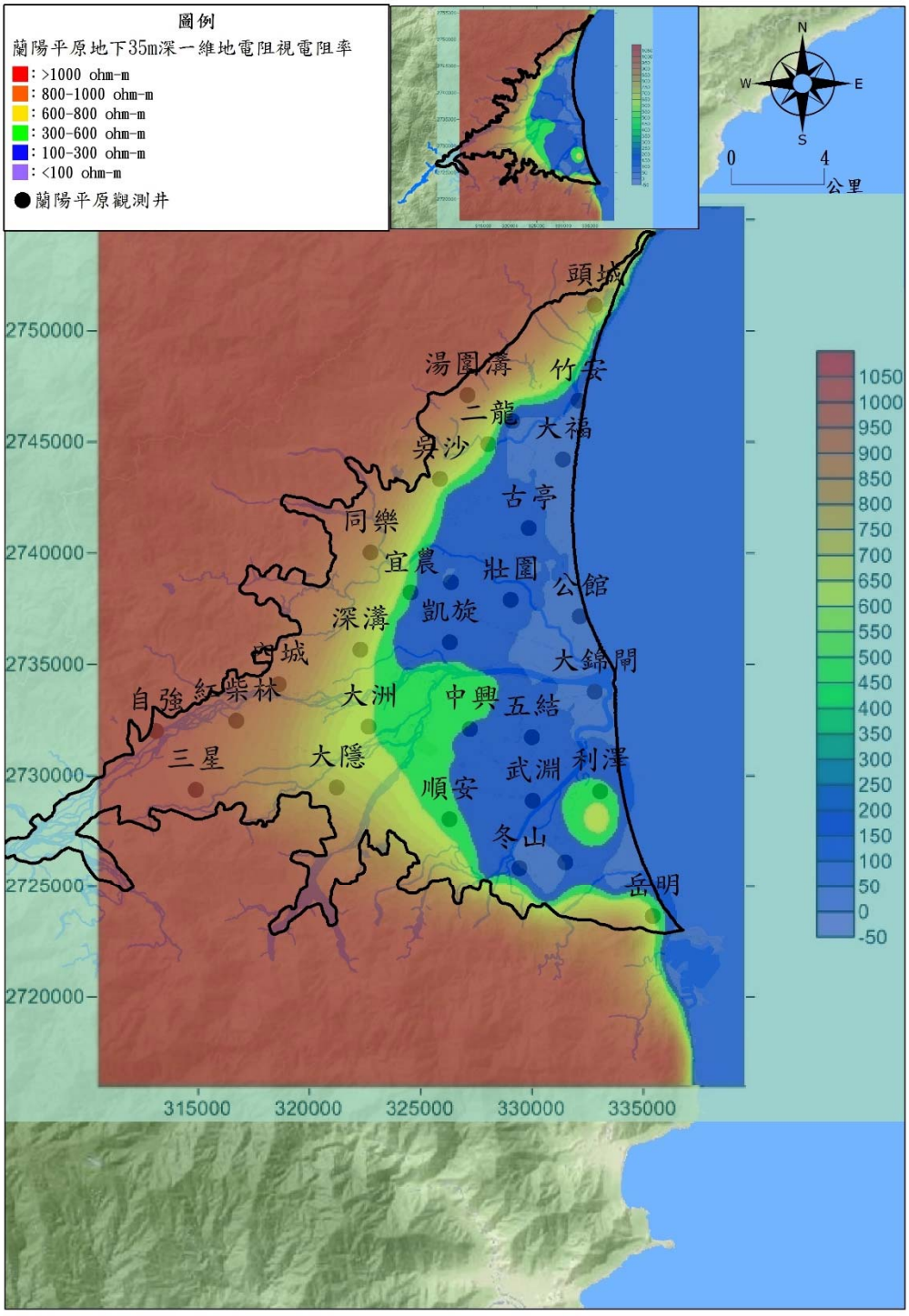


圖 3.1-4 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率分布

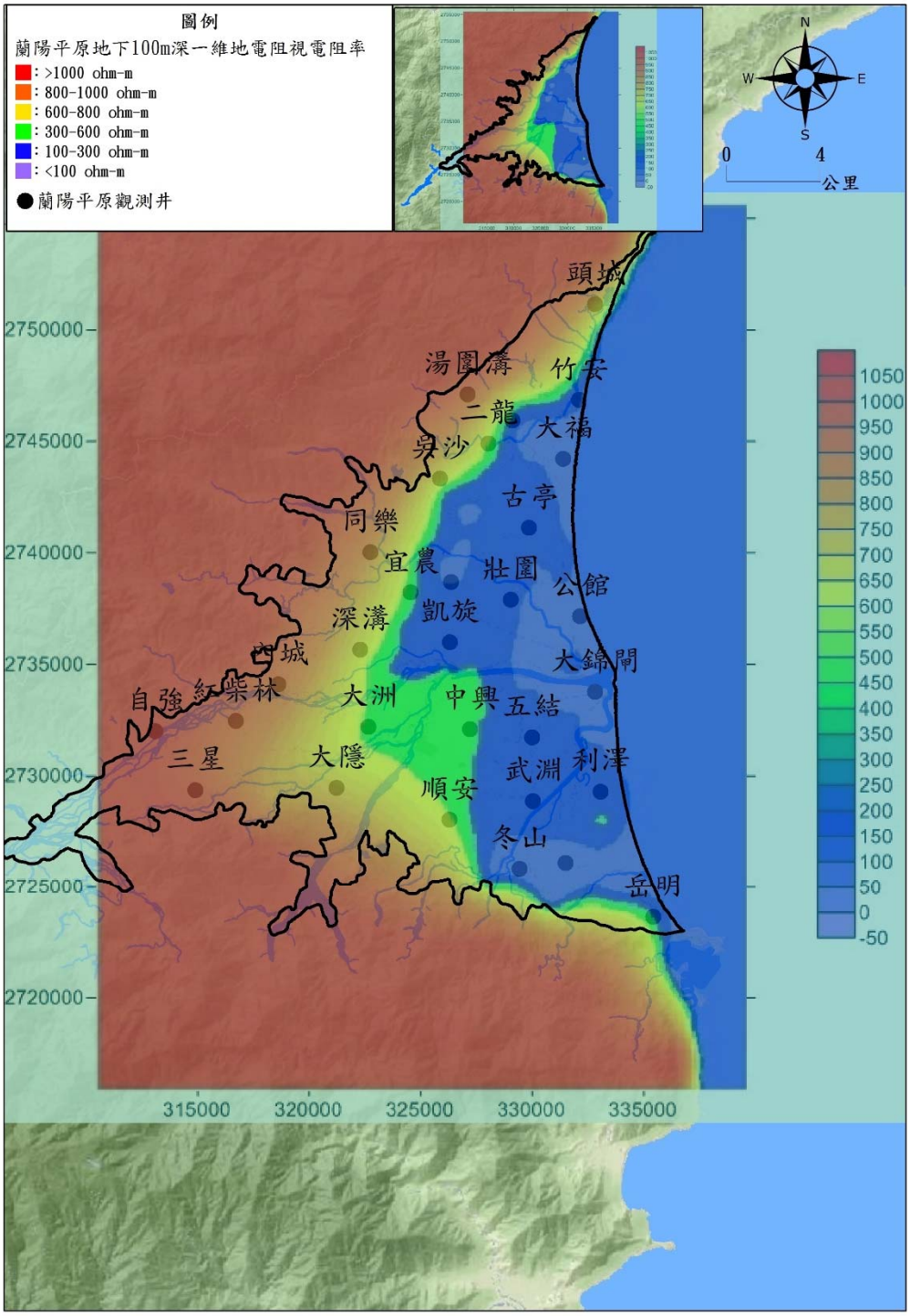


圖 3.1-5 蘭陽平原半展距 100m 深之一維地電阻視電阻率分布

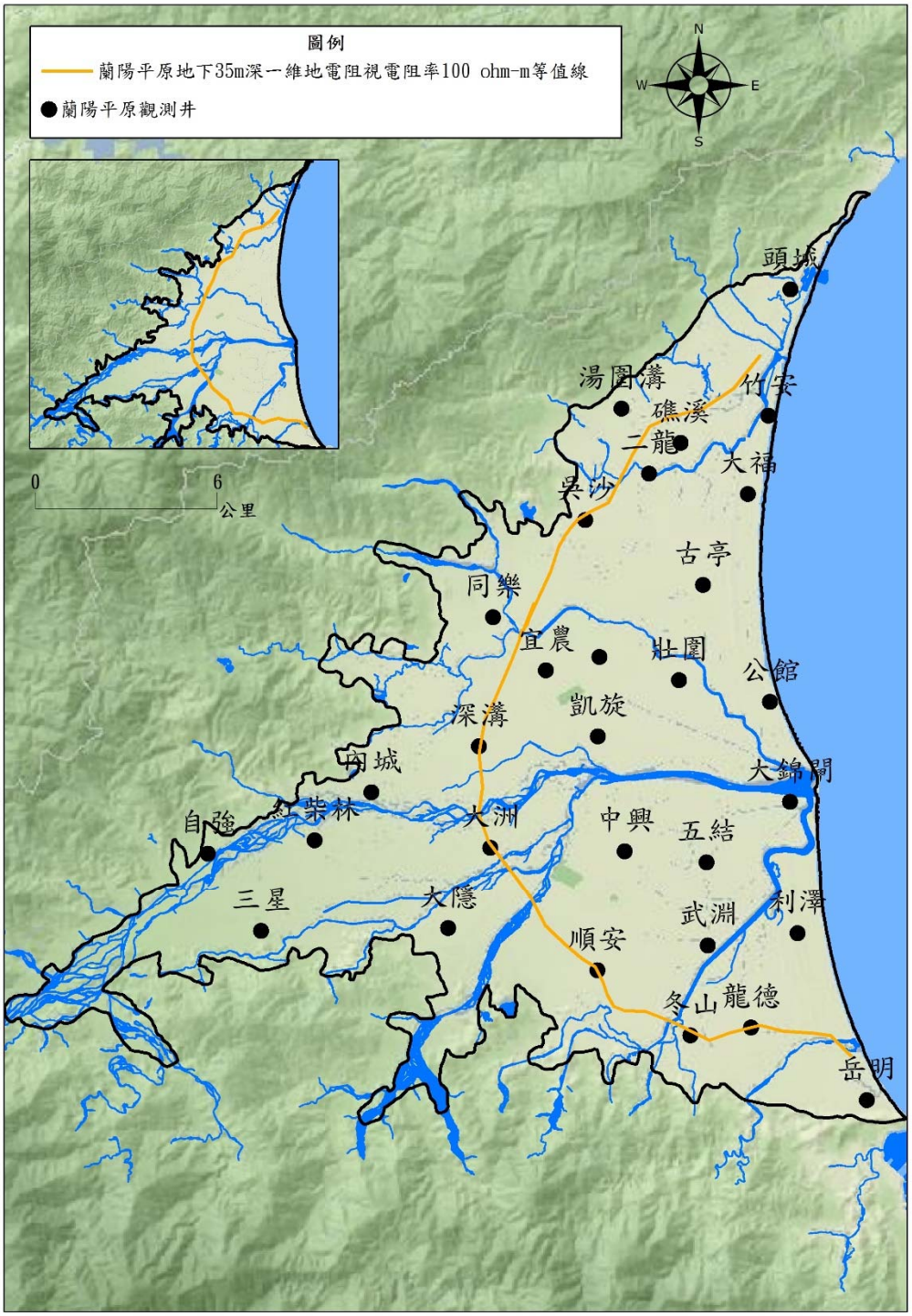


圖 3.1-6 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率 100 ohm-m 等值線分布

3.2 一維地電阻資料反演算分析

我們利用上述資料之原始測量數據，刪去近地表易接收到地表雜訊之部分資料(半展距)小於 5 米之資料，再利用 ipi2Win 程式(Bobatchev, Modin, & Shevnin, 2001)進行反演算計算。計算之結果再經過最小距離平方法快速進行內外插計算，得到在不同深度、不同位置之地電阻三維模型。藉由三維模型的協助，我們可以

用來協助判斷可能之扇頂礫石層邊界之分布位置，並於可能之邊界位置進行二維地電阻之詳查工作，確定礫石層的分布範圍。

圖 3.2-1 至圖 3.2-3 各為蘭陽平原半展距 5m、50m、100m 深之一維地電阻反演算影像，紅色區塊表示電阻率大於 500 ohm-m 區域，橙色區塊為 150-500 ohm-m 區域，黃色區塊表示電阻率 100-150 ohm-m 區域，綠色區塊表示電阻率 50-100 ohm-m 區域，紫色區塊表示電阻率在 50 ohm-m 以下。

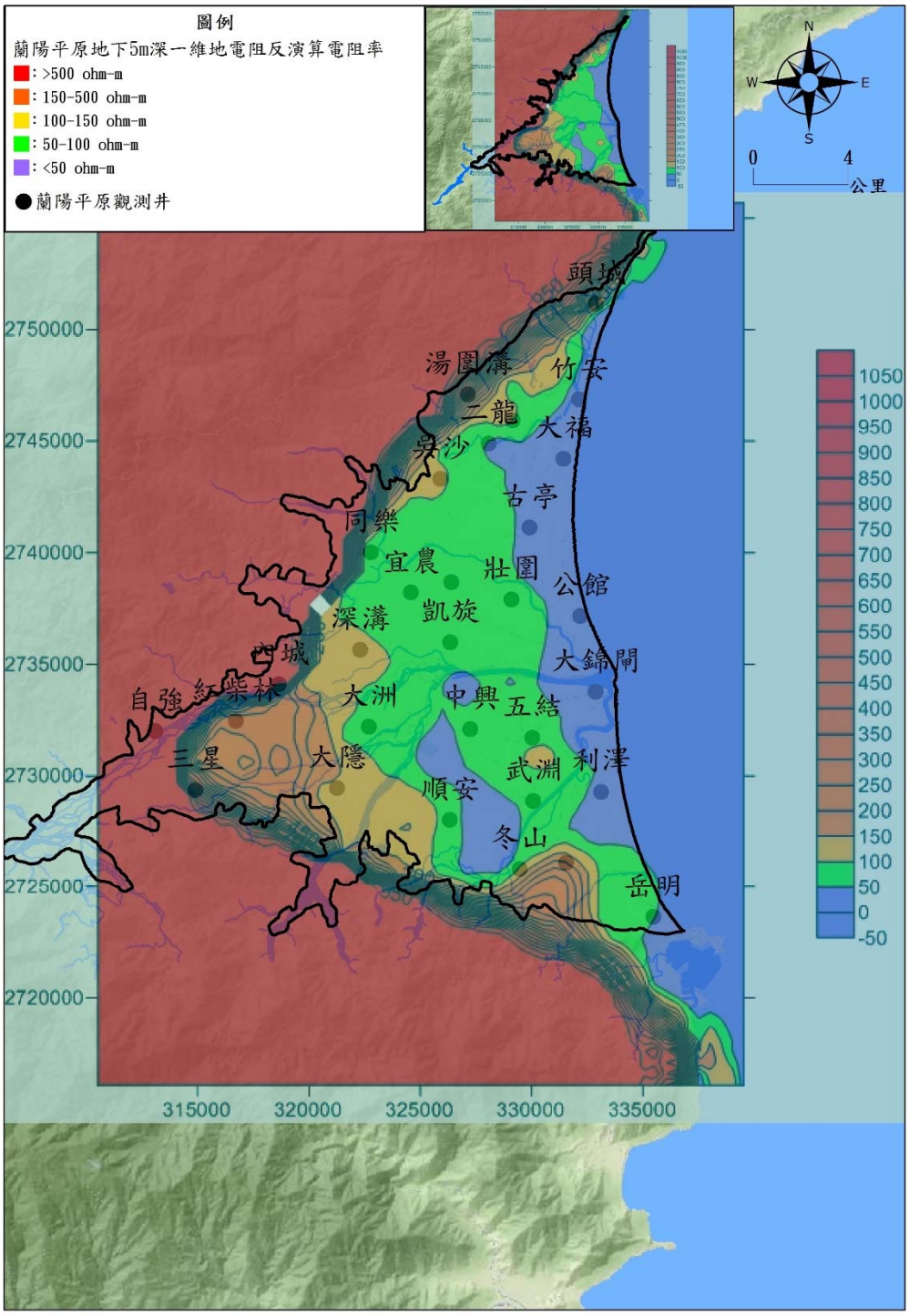


圖 3.2-1 蘭陽平原半展距 5m 深一維地電阻反演算影像

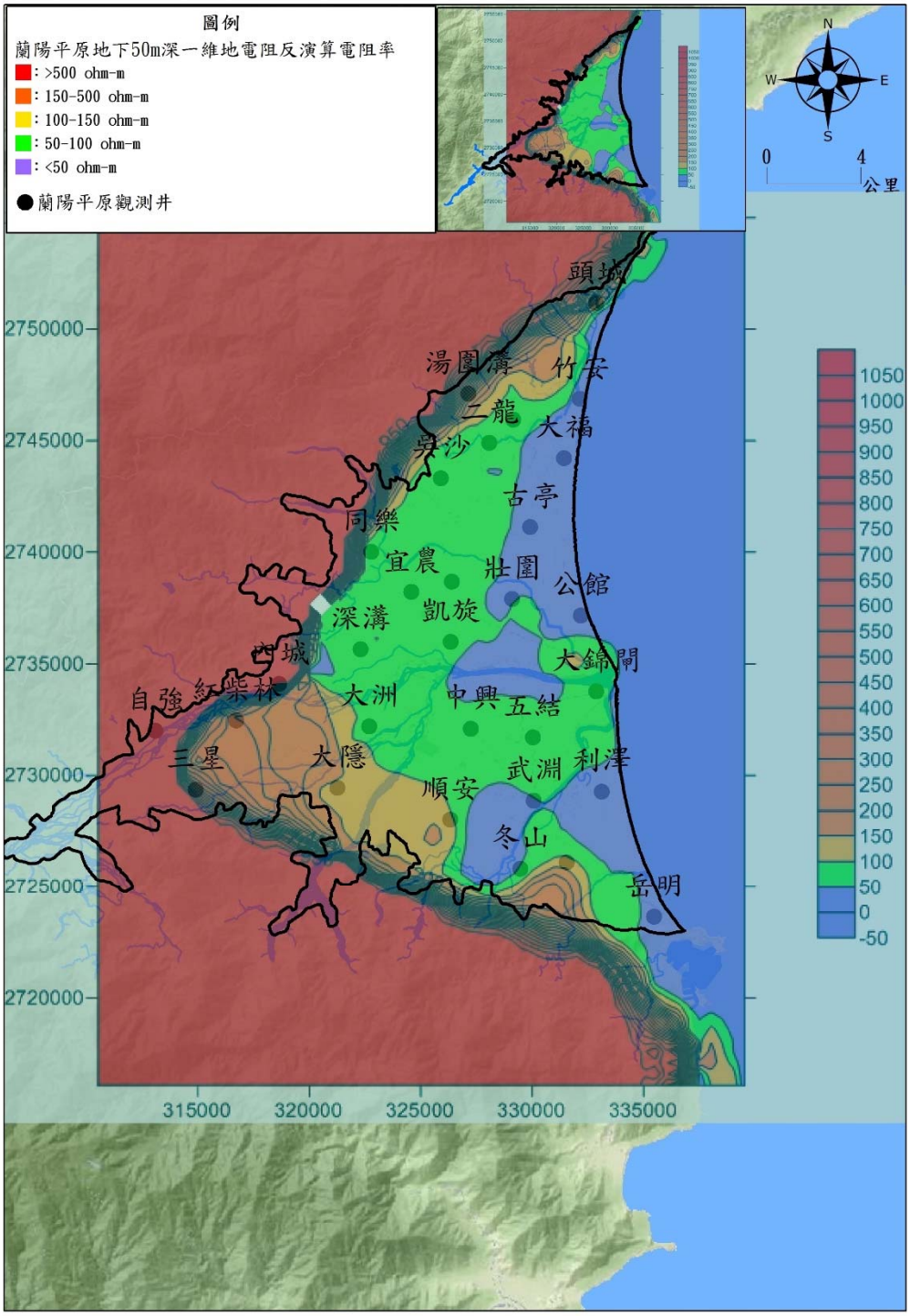


圖 3.2-2 蘭陽平原半展距 50 m 深一維地電阻反演算影像

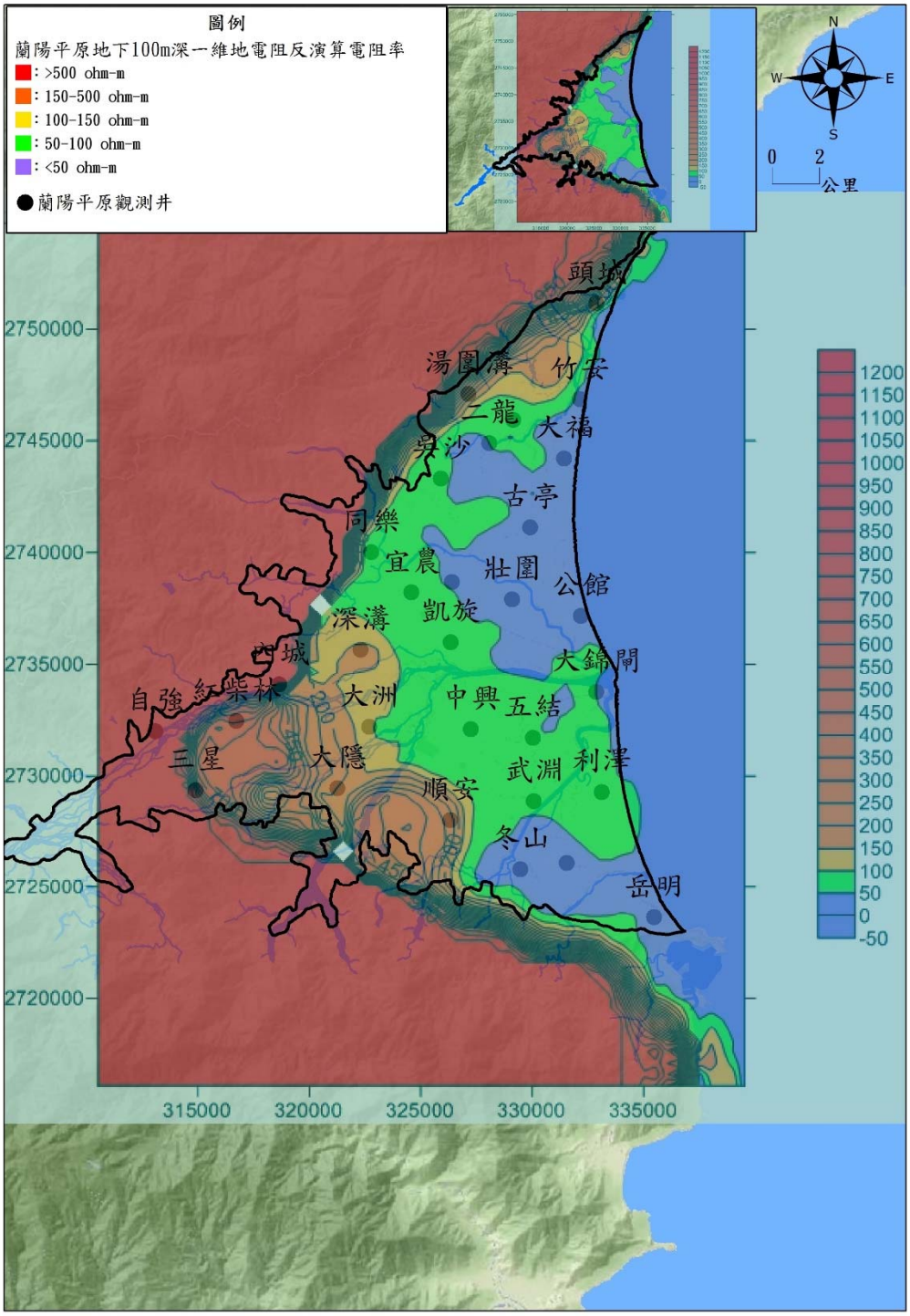


圖 3.2-3 蘭陽平原半展距 100 m 深一維地電阻反演算影像

由一維地電阻電阻率及水利署觀測井岩芯資料初步判斷，礫石組成的扇頂呈現高電阻率的反應，一般均在 120 ohm-m 以上，而扇央與扇尾的沉積物電阻率則低於 40 ohm-m。若以電阻率 120 ohm-m 作為扇頂礫石層分布的邊界，就空間分布來看，似乎位於扇頂礫石層與扇央較泥質的地層之漸變帶應在深溝-大洲-順安一線以西，與前述視電阻率的研判結果略有出入。且在 50m 及 100m 深之

電阻率影像，在現在蘭陽溪主流位置，高電阻率(>120 ohm-m)的扇頂礫石層呈現局部向扇頂內凹之型態。

第四章 地電阻補充調查

本調查工作採用地電阻調查方法，在由地質鑽井岩心與地表調查等資料判定之蘭陽平原補注區邊界，沿扇頂向扇尾方向，分區完成四組的二維地電阻影像剖面測線，總計完成總長度約為 8 公里以上之二維地電阻影像測線，以協助補注區之劃設工作。由於鑽井地點與經費之限制，無法由密集之鑽井資料，協助判斷補注區之確切分布範圍。一般而言，扇頂補注區地質主要為厚層之礫石層所組成，因此常形成良好之入滲通道，使得天水與地表水可沿礫石層較疏鬆之間隙而補注至淺層之非拘限含水層(Unconfined aquifer)，甚至是較深層之受壓拘限含水層(Confined aquifer)；而漸至沖積扇尾地區，近地表之沉積物則逐漸轉變為厚層之泥層，形成良好之難透水層(Aquitard)。由沉積物之導電特性來看，飽和之礫石層與泥層具有截然不同的反應，一般而言，礫石層具有較高之電阻率(約 10~100 ohm-m)，而泥層則電阻率極低(約 1~10 ohm-m)，由於上述礫石層與泥層之空間分布特性，因此可以快速的由地電阻剖面上辨識出沖積層之礫石與泥層分布之情況，配合地區已有之鑽井資料，可以快速的協助判斷及確定厚層礫石所形成的補注區域的範圍。我們預期在四組測線完成後，配合區域的鑽井資料，能協助快速且經濟的判釋扇頂礫石層所構成的補注區範圍，並且提供本地區之基礎地下探測資料，協助未來繼續進行補注區域範圍劃設之作業。

4.1 一維與二維地電阻調查原理

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈(UXO)等，就適用以地電阻方法作為探測工具。地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極(A、B)通入地下，於地下建立人工電場。並利用另一對電極(M、N)測量電場在 M、N 間之電位差(如圖 4.1-1)，而據此計算地層的視地電阻率(Apparent Resistivity)，進而再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率(True Resistivity)。

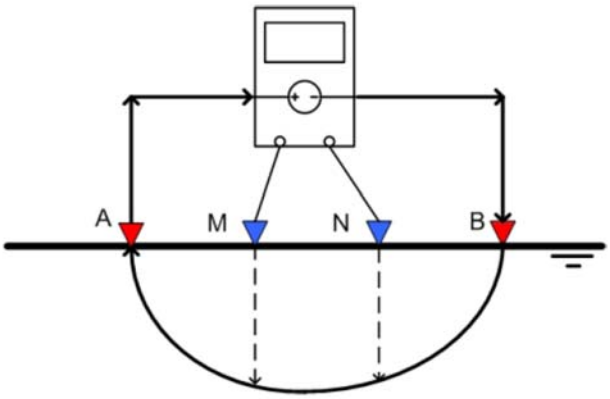


圖 4.1-1 地電阻探測儀器示意圖

根據歐姆定律，電流(I)與電壓(V)成正比，而與電阻(R)成反比：

V =I R.....(式 4.1-1)

當電流通過不同的地質材料時會因為電阻性質不同，而測得不同的電位差；而電阻性質的大小則又決定於電流流過地質材料之流線長度和流線之總截面積，以及物質的內部性質(即電阻率(ρ))有關，可進一步表示為：

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad \cdots\cdots\cdots\

故距單電流極 D 之任一點其電位為：

$$V=\int_D^{\infty} dv$$

$$=\frac{I\rho}{2\pi}\int_D^{\infty}\frac{dr}{r^2}$$

$$=\frac{\rho I}{2\pi D}$$ ………………………………………………(式 4.1-5)

運用上述原理，可進行地電阻法(Geoelectric Resistivity Method)之測勘，其原理為：假設在均質的地面上任意布上四根電極(A, M, N, B)，經由一對電極(A, B)導入直流電或低頻之交流電，於地下建立人工電場；並利用另一對電極(M, N)測量電場在 M, N 間之電位差(如圖 4.3)，據此即可計算該地層的視電阻率（Apparent Resistivity），由(式 4.1-5)進一步推導出：

$$\Delta V=(V_{\overline{AM}}-V_{\overline{AN}})-(V_{\overline{BM}}-V_{\overline{BN}})$$

$$=\frac{\rho I}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}}-\frac{1}{\overline{BM}}\right)-\left(\frac{1}{\overline{AN}}-\frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]$$

$$\rho=\frac{\Delta V 2\pi}{I}\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}}-\frac{1}{\overline{BM}}\right)-\left(\frac{1}{\overline{AN}}-\frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]^{-1}$$ .... (式 4.1-6)

令(式 4.1-6) $K=2\pi\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}}-\frac{1}{\overline{BM}}\right)-\left(\frac{1}{\overline{AN}}-\frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]^{-1}$ 可進一步縮寫為下式：

$$\rho=\frac{\Delta V}{I}K$$ …………………………………………………(式 4.1-7)

上式中，ΔV 為電位差，$V_{\overline{AM}}$、$V_{\overline{BM}}$、$V_{\overline{AN}}$、$V_{\overline{BN}}$ 分別為電流極對電位極的電位差，$\overline{AM}$、$\overline{BM}$、$\overline{AN}$、$\overline{BN}$ 為電極至電極間的距離，K：幾何排列因子(Geometric Factor)。

但往往視電阻率並不能代表地下地層的真實電阻率(True Resistivity)，而是表示在對應之電極排列下，所有小於此深度的電性地層的綜合效應，而要求得地下地層的真實電阻率及深度需經過反演計算（逆推）的軟體處理才可求得，並繪出地層的電性影像，綜合上述的結果統稱為“地電阻率的剖面影像法”。

地電阻量測可以藉由改變上述電極排列方式以及施測之位置與順序，以測得不同解析度、不同測深範圍之地電阻率剖面。常見的地電阻測勘的電極排列法甚多，各有其探測上的優點與限制，野外施測所選定使用的方法，則視欲探測目標及施測地點的地形而異。一般基本之常用電極排列有：施蘭卜吉排列（Sch1umberger Array）、溫奈排列（Wenner Array）(圖 4.1-3)、雙偶極排列（Dipole-dipole Array）(圖 4.1-4)及雙極排列（Pole-pole Array）等。

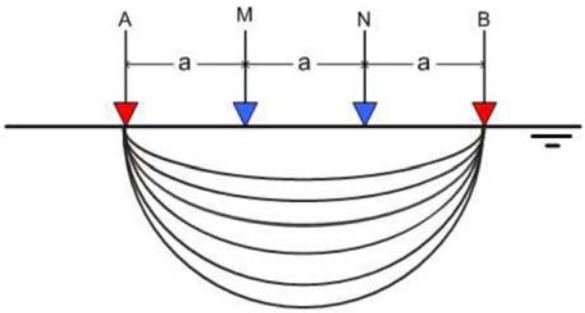


圖 4.1-3 溫奈排列（Wenner Array）示意圖

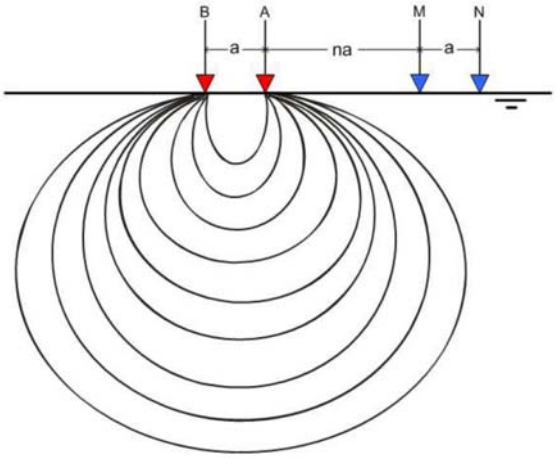


圖 4.1-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖

目前一般常見的大區域地電阻測量方式，可以分為一維地電阻方法以及二維地電阻方法。一維地電阻法是運用上述的電極排列原則，固定電極中點位置，例如以施蘭卜吉與溫奈排列法為例，固定電位極 MN 之中點位置，逐次增加電流極的間距。如此可在一個地點反應地下不同深度之電性分布。其優點是能省時快速了解地下一維地層分層大致概況，而缺點則是易受到側向不均質影響，而產生錯誤的解釋。而二維地電阻方法則是運用前述之電極排列法，於地表沿一直線測線，順序改變電極間距與電極位置，如此可以測得沿測線之不同深度、不同位置之視電阻率分布(圖 4.1-5)，此種方法稱之為(二維)地電阻影像剖面法(Resistivity Image Profiling, RIP)。由於地電阻影像剖面法需逐次移動電流與電位之電極，因此施測上往往極為耗費時間。對於中小範圍的環境監測與地下測勘，可以於地表以一定間距佈設電極，運用地電阻儀器內建之自動調變頻道功能，依預先選定之順序，逐次選用不同位置之四處電極分別作為電流與電位極，如此可大幅減少移動電極之時間，另外由於可以運用反饋疊加訊號，因此可減少訊號中之雜訊並提高解析度與增加施測深度，大幅提高影像解析度。

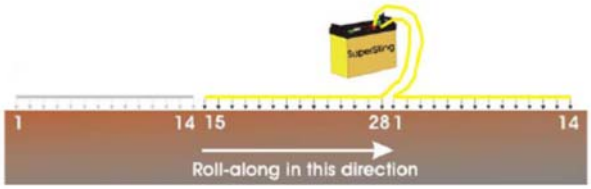


圖 4.1-5 二維地電阻剖面影像探測示意圖

本工作所採用的儀器為美國 Advanced Geosciences, INC.(AGI)公司之 SuperSting R1/IP 地電阻儀，並聯接可由電腦程式控制調變頻道之 SmartCable 系統，此系統可選用特製之水下電極進行湖盆或海底地電阻探測，最多可以同時接連 256 根電極，進行快速、高密度之地電阻影像剖面量測。本研究所採用的反演算數值軟體為 AGI 所開發出之二維地電阻影像逆推反算程式 EarthImager 2DTM。EarthImager 2D/3D 之反算程式可根據各種不同電極排列，與施測位置順序等資料，自動反推計算出半球面空間中的二維地電阻模型，並可根據已知資料如透地雷達測勘資料等，設定初始模型，最後產生地電阻影像剖面模型。

4.2 地電阻現地施測方式

本研究 102 年度完成工作包括一維地電阻資料整理與反演算分析工作，以及二維地電阻補測與反演算分析工作，詳細之調查工作項目包括：

(一) 一維地電阻資料收集與反演算分析：

本年度預計收集過去在蘭陽平原內所完成之一維地電阻施測所得到之視電阻率資料，先利用空間統計方法內外插分析，配合觀測井之岩芯資料分析，初步判斷大致的扇頂高視電阻率礫石層與扇央低視電阻率砂泥質地層之邊界分布，以提供二維地電阻測線之規劃之用。由於視電阻率代表的是一定深度內之電阻率平均值，為扣除淺層低電阻率地層對深層電阻率的影響，我們也進一步進行一維視電阻率資料之反演算工作，也運用反演算後的資料進行三維空間統計分析，以作為詳細分析本區地下地層分布之輔助分析資料。

(二) 完成四組地電阻平移測線野外施測：

如圖 4.2-1 所示，本年度預計自蘭陽溪沖積扇扇頂往扇尾方向，在初步分析判定之補注區邊界附近施作四組總長度各在 1 公里以上之地電阻平移式測線，四組測線的延展方向與長度之決定，為由在觀測井附近進行地電阻施測，取得初步資料，則可了解該組東西向之泥層及礫層分布，再從該組地電阻資料之反演算結果判斷規畫下次測點，若從反演算影像研判該測點位於厚層泥層區域，則下次平移方向指向扇頂進行施作。若從反演算影像研判該測點位於厚層礫石層區域，則平移方向指向扇尾進行之施作。如此以平移測線的方法，包夾、逼近補注區邊界。

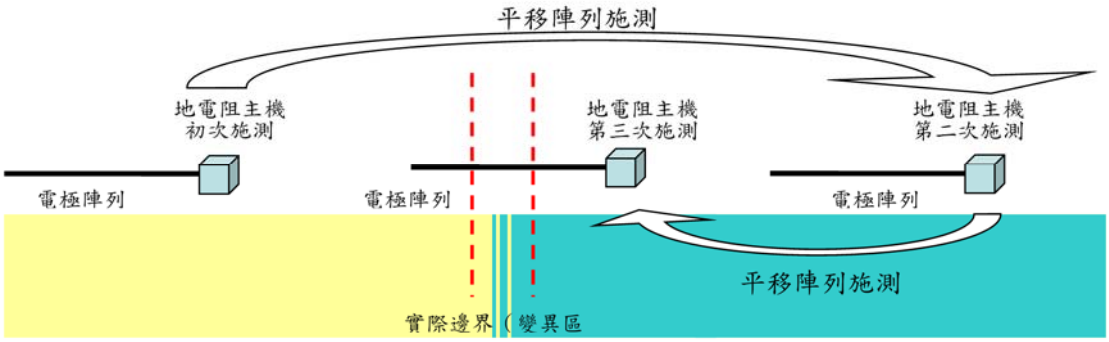


圖 4.2-1 地電阻平移式陣列施測方式示意圖

(三) 重點區域地電阻補充調查：

由於二維測線沿著由扇頂至扇尾方向之測線進行施測調查，因此在邊界分布之調查中，可能有部分區域之地層分布須再進行詳察驗證，因此重點區域補充調查係為補足前述測線在空間中涵蓋之不足部分或有疑義之部分進行補充，並比對本年度新鑽井與現有觀測井之岩心紀錄，以增加分析之可信度。由地電阻長測線之結果加以分析研判，再針對有疑義之區域進行更詳細之調查，利用較高解析度之地電阻影像協助辨識分析補注區之劃設範圍。

(四) 運用沖積扇地電阻率之不同分布協助劃設補注區之分析：

利用上述之野外工作之成果，配合當地之鑽井與地質鑽探資料，可進一步運用繪出二維與三維之電性空間分布圖，並進一步交叉比對其他水文地質資料，研擬出運用地電阻率之空間分布劃設補注區邊界之標準分析做法。

4.3 地電阻現地施測結果

至 102 年 10 月 20 日為止，已完成本區一維地電阻資料整理、反演算以及空間分析工作，一維地電阻補施測測線 36 處，以及 300 公尺以上二維地電阻詳查測線 36 條，目前已完成測線長度 9120 公尺之二維地電阻施測工作，已超過合約進度(總長至少 4000 公尺)之 200%。

本調查工作採用地電阻調查方法，在由地質鑽井岩心與地表調查等資料判定之宜蘭平原補注區邊界。沿扇頂向扇尾方向，分為四個區域調查；並以放射狀施作，各區域均由扇頂至扇尾施作約 1 公里的平移式二維地電阻影像剖面測線。

預計採用之每條電極陣列之電極間距為 10 公尺，單次施測長度約為 330-400 公尺，估計測深約可達 50-70 公尺，根據過去台灣各地區之鑽探資料顯示，近地表發現之約 10 公尺厚之泥層一般已被視作具有足夠阻水特性之難透水層，因此上述之測線設計應已足夠作為扇頂補注區劃設調查之用。

根據鄭屹君(2010)利用岩心鑽探資料所逆推之蘭陽平原古沉積環境所判斷的上扇及下扇邊界，以及中央地質調查所依據岩心鑽探資料、地球化學調查與其

他調查結果，所繪製之水文地質剖面圖及解釋，比對前述整理並數位化之蘭陽平原一維地電阻資料，初步研判補注區邊界應是沿同樂、深溝、大洲、順安等觀測井之連線，大致符合 35 公尺半展距一維地電阻之 100 ohm-m 等值線(如圖 3.1-6)。

為了避免複雜的水文地質條件與電性地層特徵的差異影響本年度的判斷與調查結果，本年度(102)蘭陽平原的調查工作主要仍沿用 100、101 年度於屏東地區平移測線方法的設計，建立分區測線之主要標準觀測井岩芯與二維地電阻剖面的對比，以利資料比對正確性。如此，可在較短時間內確實找出地下水補注區邊界於各區測線內與觀測井的約略相對位置。後續較精確的補注區邊界劃定，仍依照平移式測線施測方法以二維地電阻剖面影像繼續判定求得較精確的邊界位置。以觀測井為主軸的分區測線規劃與野外二維地電阻資料實測，加上岩芯資料比對驗證，配合重新數位化之一維施蘭卜吉法視電阻率資料與反演算結果，預計可獲得精準的補注區邊界劃定。

本年度（102）調查工作預計於蘭陽平原，初步將蘭陽平原分成四區，於同樂-深溝-凱旋觀測井間(第一區)、內城-深溝-大洲觀測井附近(第二區)、大洲-中興-順安觀測井間附近(第三區)，以及凱旋-中興觀測井附近(第四區)(如圖 4.3-1)，進行二維地電阻施測，共計完成 36 條地電阻測線之施測工作，測線長度平均在 300 公尺以上，已完成共計 9120 公尺以上之測線施測工作。

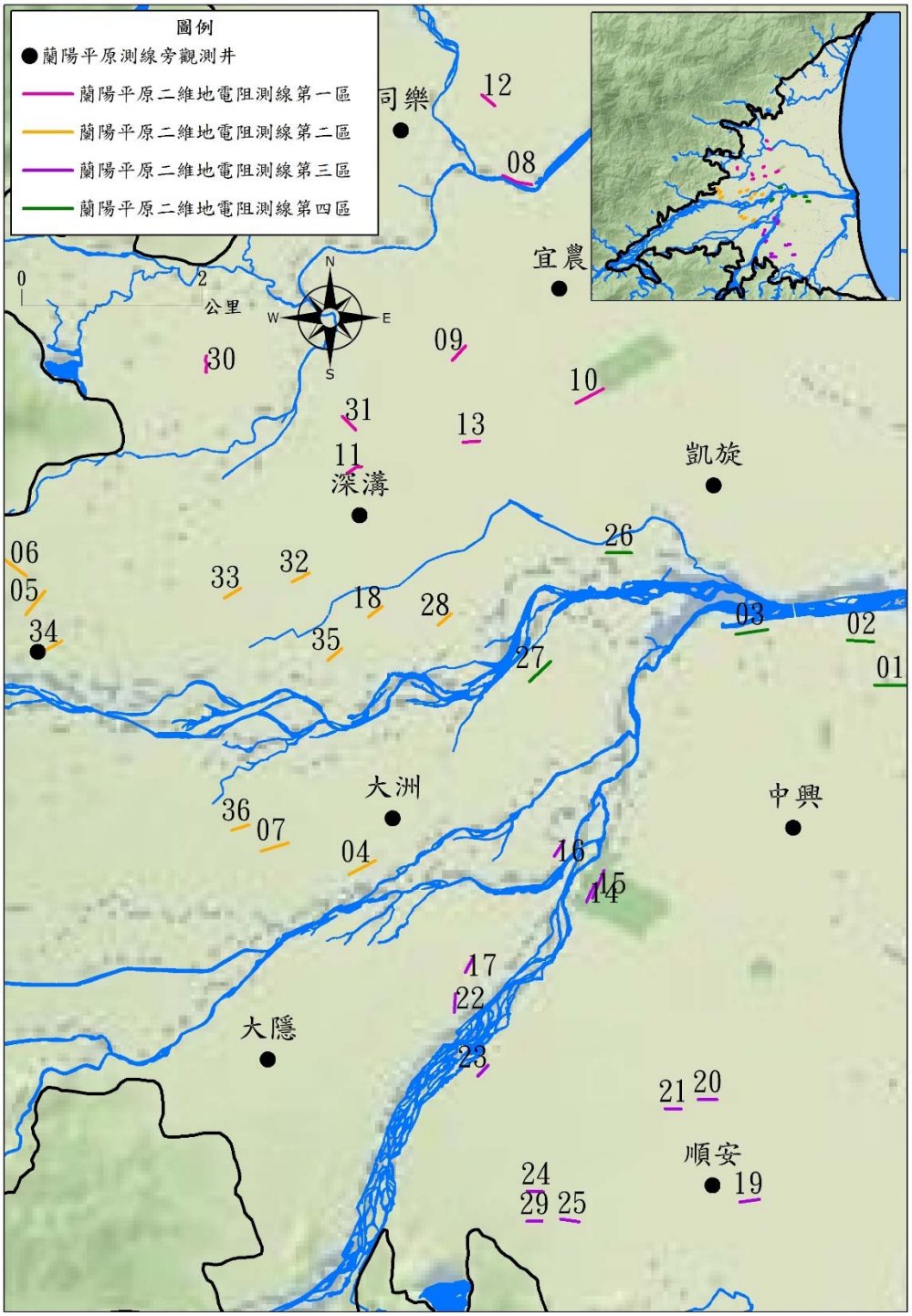


圖 4.3-1 蘭陽平原地電阻已施測二維地電阻測線位置分布圖

圖 4.3-2 為在同樂-深溝-凱旋觀測井間的第一區內的 8 條測線分布情形。由北向南依次為：Line 12、Line 8、Line 9、Line 30、Line 10、Line 31、Line 13、Line 11 等。圖 4.3-3、圖 4.3-4 則呈現各測線的反演算結果。

第一區內最北側的 Line 12，以及最南側的 Line 11 與 Line 13，均呈現在地

表的 20-25 公尺深範圍內，有一層相當低阻的地層存在，局部電阻率可以低至小於 10 ohm-m，而在 25 公尺深處以下，突然變為相對高阻的地層材料反應，電阻率高於 100 ohm-m。

在同樂觀測井東南側約 1 公里外之 Line 8 與宜蘭市區西南側的 Line 9，則相同呈現表層沉積物為較高電阻率(約 50-80 ohm-m)，而深層電阻率降低至 30-40 ohm-m 以下的電性反應。

另外，Line 30 與 Line 31 則也同樣呈現地表下 10 公尺深範圍內，有較低電阻率(20-35 ohm-m)的電性反應，而 10 公尺深以下的地層，則呈現相對高阻(電阻率約 70-100 ohm-m 左右)的電性反應。

將 Line12 的電阻率反演算剖面與附近的同樂觀測井(兩者距離約 900 公尺)之岩芯紀錄比對，發現兩者的剖面無法有良好之對比關係，同樂觀測井岩芯資料顯示，在地表 10 公尺深度範圍內存在一層礫石層，而在 10-40 公尺深度範圍內，主要為泥質地層。因此我們原先預期應在附近區域測得在 40 公尺深度範圍內，有類似的較低電阻泥質地層的反應，然而 Line 12 的施測結果卻與預期大相逕庭，在地表存在一層較低電阻率的地層，而在 20 公尺深度以下則出現較高電阻率之地層。

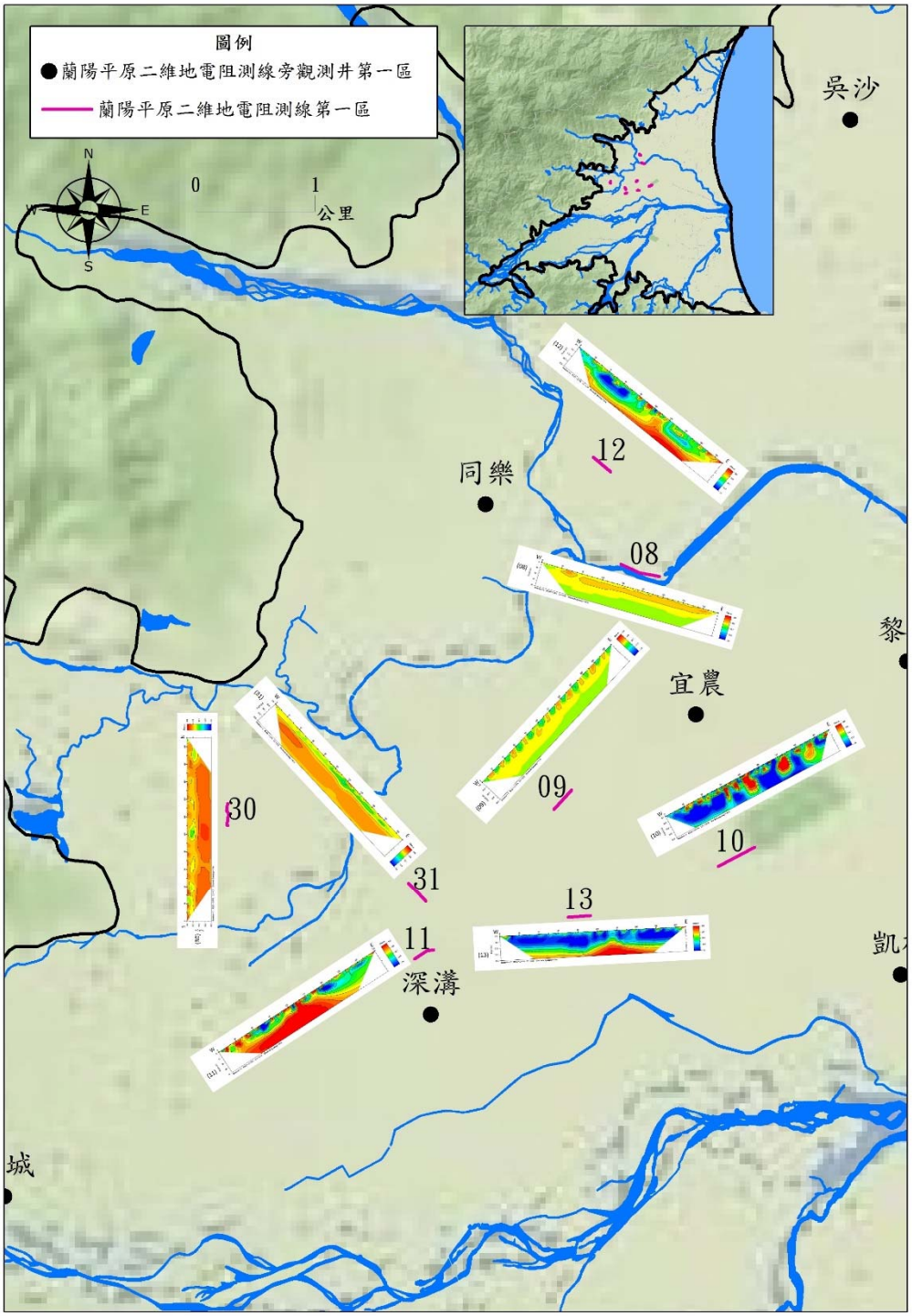


圖 4.3-2 蘭陽溪以北第一區完成之二維地電阻剖面分布位置

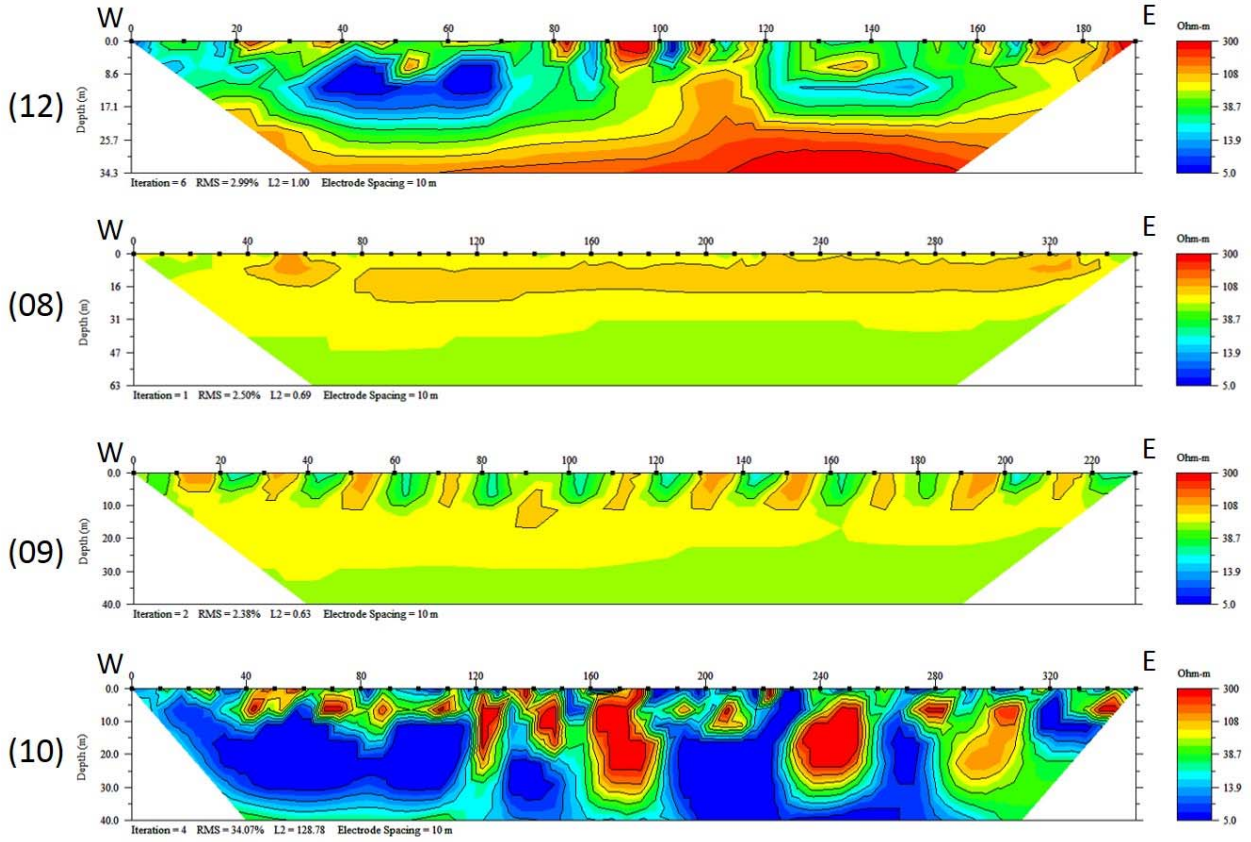


圖 4.3-3　Line 12、8、9、10 之地電阻剖面二維反演算影像

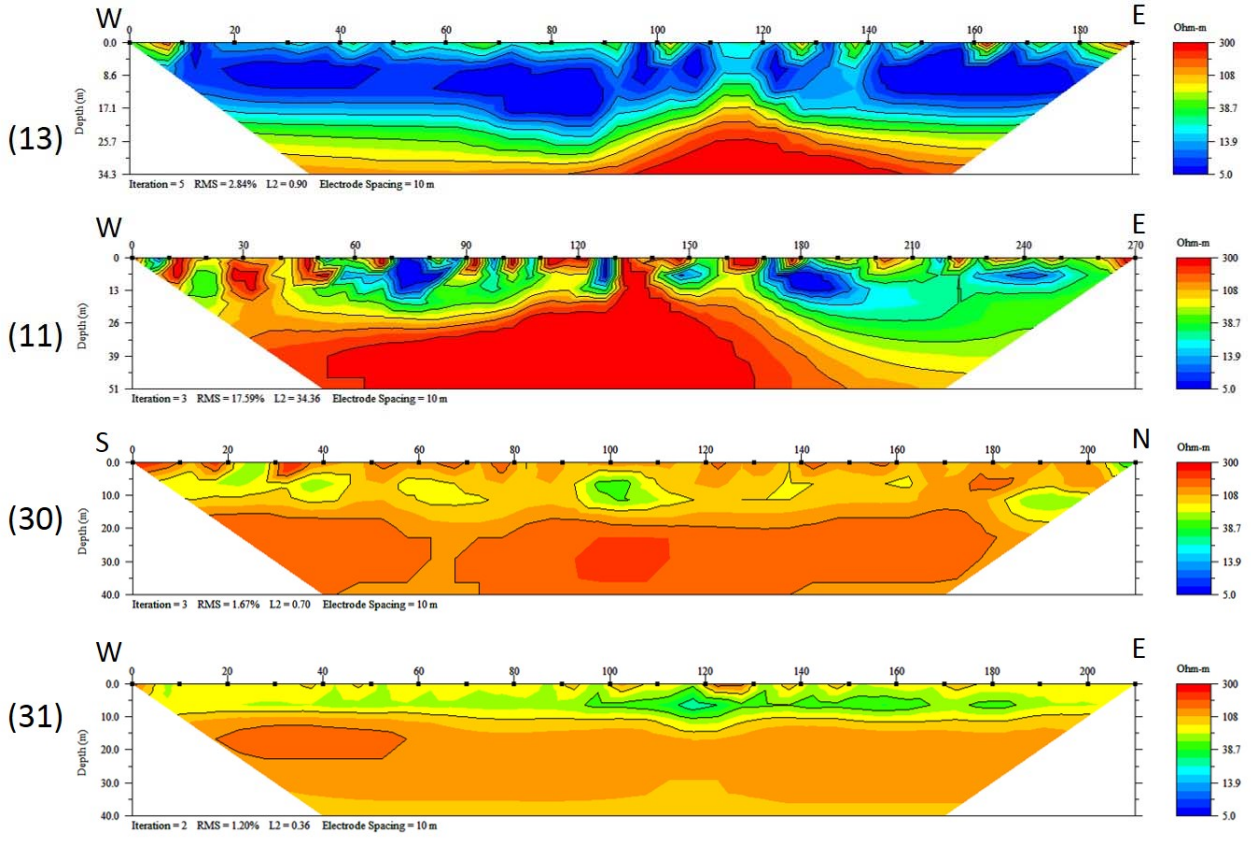


圖 4.3-4　Line 13、11、30、31 之地電阻剖面二維反演算影像

圖 4.3-5 為在內城-深溝-大洲觀測井間的第二區內，總共 11 條地電阻測線分布情形。在蘭陽溪以北的分布由東向西分別為：Line 28、Line 18、Line 32、Line 35、Line 33、Line 34、Line 5 以及 Line 6，圖 4.3-6、圖 4.3-7、圖 4.3-8 則呈現各測線的反演算結果。

第二區內蘭陽溪以北最東側的 Line 28、Line 18、Line 32 與 Line 35，在地表的 40 公尺深範圍內，均在不同深度出現電阻率低於 100 ohm-m 的地層。深溝觀測井西南約 900 公尺處的 Line 32 測線，地表下 10 公尺範圍內為一層低於 100 ohm-m 的表土沉積物，在地表下 10-35 公尺深度內，存在一層高電阻率的地層，電阻率高於 300 ohm-m，而在此一高電阻率地層之下則為一層低電阻率之地層，與深溝觀測井的井下岩芯紀錄與電阻井測紀錄判是結果接近。同樣的在 Line 35 測線地電阻剖面中，地表下主要為電阻率高於 300 ohm-m 的高阻地層，淺層有一電阻率低於 10 ohm-m 極低阻地層構造，局部分布在地表下約 15-25 公尺深度範圍內。此一高電阻率地層的存在也大致類似深溝觀測井北側屬於第一區的 Line 11(如圖 4.3-2、圖 4.3-4)。在本測線南 900 公尺的 Line 35 以及西側 700 公尺處的 Line 33 測線，也均同樣的呈現地表 10 公尺範圍內為低於 100 ohm-m 的較低電阻率地層，而 10-40 公尺深範圍內則為相當高阻之地層，電阻率可高達 300 ohm-m 以上，與前述兩測線大致相似的電阻率分布情形。然而在 Line 32 測線西側，相距不到 1Km 的 Line 18 與 Line 28 兩測線，在地表下 10-40 公尺深的範圍，已經很快變成電阻率在 40 ohm-m 以下的中低電阻率地層。在深溝觀測井一帶地下 10-40 公尺深度範圍的 300 ohm-m 高電阻率地層，在第一區的東側(Line 18 與 28 附近)已經消失。

在內城觀測井(榮源國中)東側以及南側我們分別施作兩條地電阻測線，Line 6 與 Line 5。此二條測線已接近山區，地電阻剖面均呈現在地表下 10-25 公尺深度區間，存在一層較低電阻率之地層，而在此一地層以下，則為電阻率超過 300 ohm-m 之高阻地層，而在內城觀測井南側 800 公尺處，位於蘭陽溪畔的 Line34 測線，則均為高於 300 ohm-m 的高阻地層，顯示此處已完全處於蘭陽溪沖積扇頂之礫石區。

本區位於蘭陽溪南測的測線有 Line 4，Line 7，以及 Line 36。其中 Line 4 位於大洲觀測井的西南方約 600 公尺處，由地電阻剖面研判，地表下淺層有一電阻率低於 10 ohm-m 極低阻地層構造，分布在地表下約 15-40 公尺深度範圍內，其下則為電阻率高於 300 ohm-m 的高阻地層，此一淺層電阻率低於 10 ohm-m 的地層有向東漸厚之趨勢，與高阻地層之界面亦有向東漸深之趨勢。然而比較附近大洲觀測井之鑽井岩芯與井測資料，大洲觀測井自地表至約 40 公尺深均為粗砂礫，井下的電測紀錄也在相應深度顯示相當高阻的電性反應。與前述 Line 4 的地電阻反演算分析結果截然不同。然而在 Line 4 測線西側的 Line 7 以及 Line 36

測線，在地表 40 公尺範圍內均呈現電阻率高於 100 ohm-m 的電性反應，顯示應為較不含泥質的電性反應，並未出現低阻的電性地層反應，推測此處也已經位於蘭陽溪扇頂礫石為主地層區域。

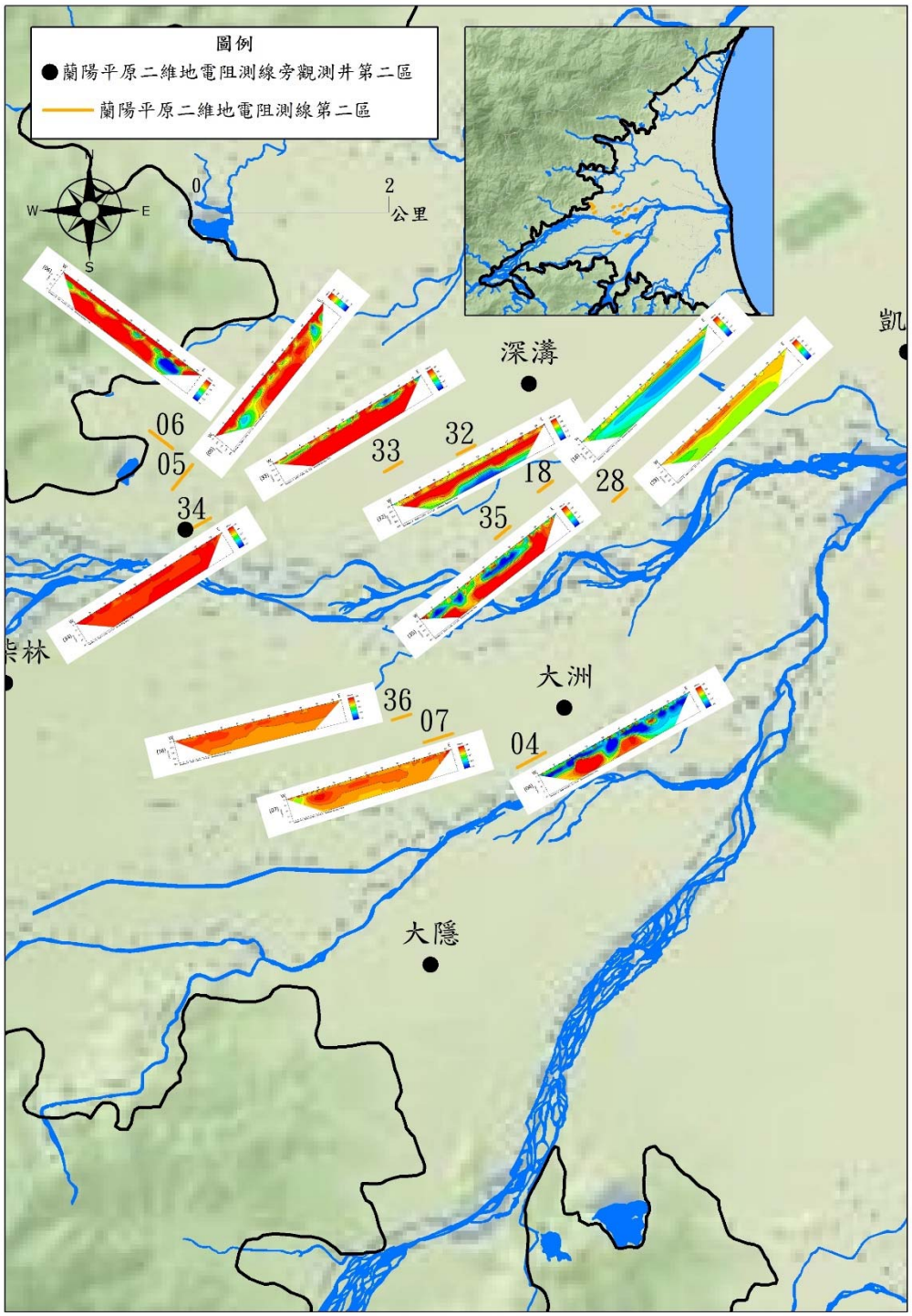


圖 4.3-5 蘭陽平原第二區之二維地電阻剖面分布位置

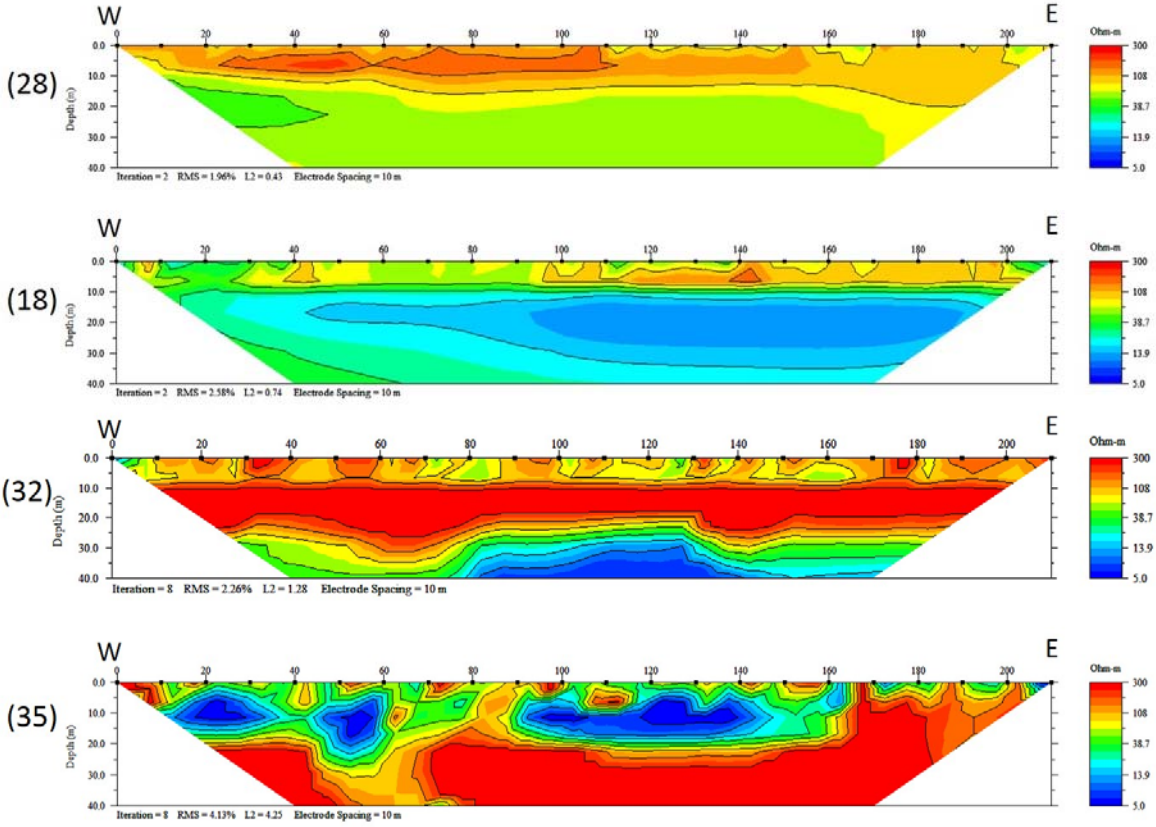


圖 4.3-6　Line 28、18、32、35 之地電阻剖面二維反演算影像

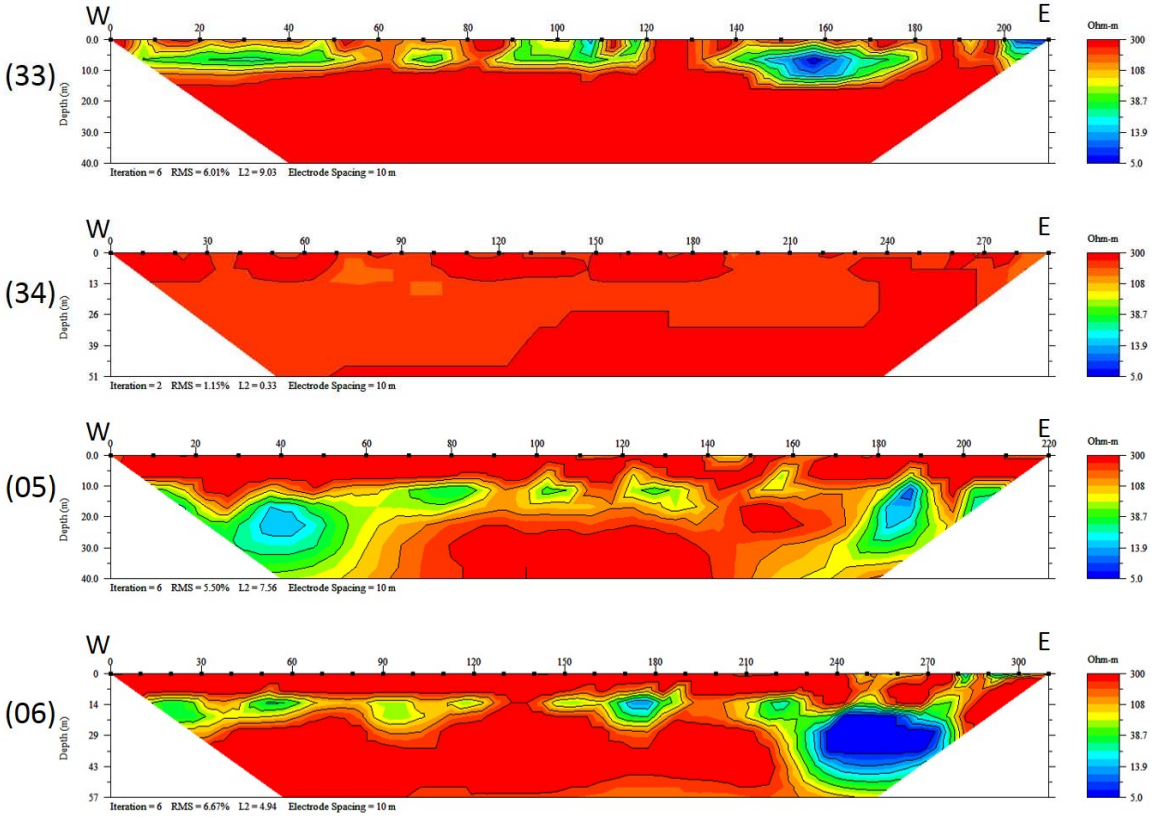


圖 4.3-7　Line 33、34、5、6 之地電阻剖面二維反演算影像

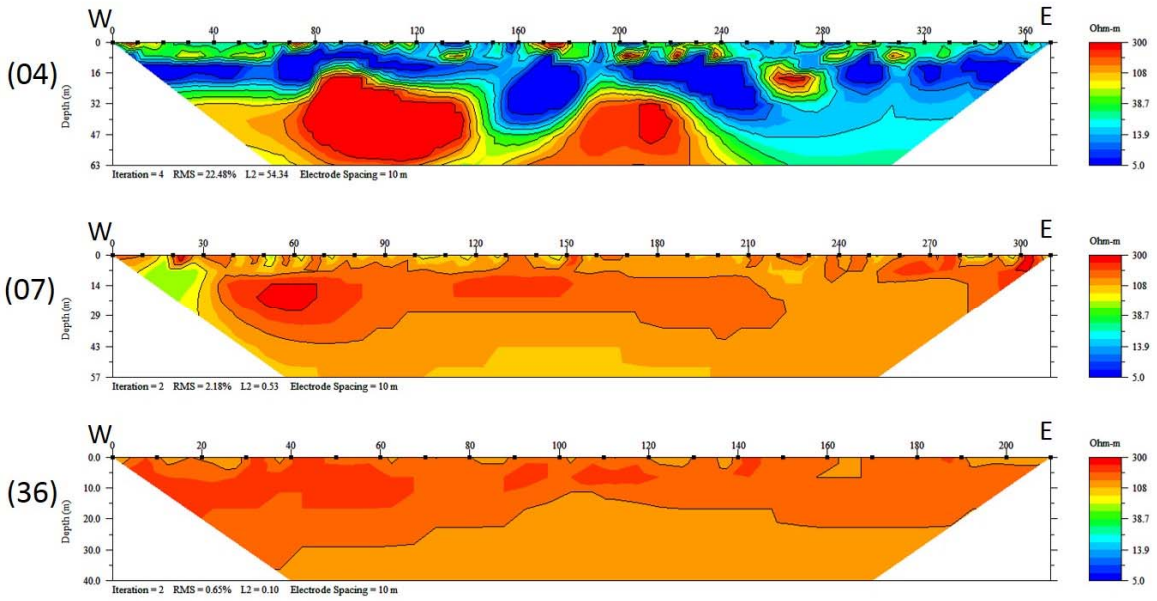


圖 4.3-8　Line 4、7、36 之地電阻剖面二維反演算影像

圖 4.3-9 為蘭陽平原南側的第三區中各二維地電阻測線之分布情形。圖 4.3-10、圖 4.3-11、圖 4.3-12 則為各測線施測結果經過反演算之後的影像剖面。

位於本區最北端羅東西北側的 Line 16，二維地電阻剖面顯示地表至地表下約 20 公尺深的範圍內，與西側鄰近的第二區中 Line 4 (圖 4.3-5、圖 4.3-8) 類似，均有一層電阻率在 40 ohm-m 以下的低阻地層，而地表下 20 公尺深到約 40 公尺深，則為電阻率高於 300 ohm-m 的相當高阻地層。

位於 Line 16 東南側約 500 公尺的羅東公園旁，我們沿羅東溪河岸堤防內、外側施作兩條二維地電阻測線，分別為側線較短的 Line 14，與較長的 Line 15，兩者的地電阻反演算剖面影像由於長度不同，因此 Line 15 之測深要較 Line 14 為深，可達約 60 公尺以上，經過比對，Line 14、Line15 剖面影像顯示在地表下 15-60 公尺深度，存在一層間斷出現，電阻率局部高於 300 ohm-m 的電性地層，而此一地層似有向北側逐漸變淺尖滅之趨勢。而此一高阻地層之上，在地表下 10 至 30 公尺深範圍，則為一層電阻率低於 100 ohm-m 的相對低阻地層，此一低阻地層中，局部出現電阻率低於 40 ohm-m 的透鏡狀包體構造；而在 40 公尺深以下，在前述高於 300 ohm-m 之高阻地層之下則出現一電阻率在 40 ohm-m 以下之低阻地層。此一電性分布與南側新鑽鑿之柯林觀測井地層岩芯紀錄中，岩性由薄層礫石夾泥組成之地質結構十分類似。

而在 Line 16 測線西南約 1600 公尺的 Line 17 測線，地電阻剖面影像則呈現與 Line 16 十分類似的分布，在地表到地表下 20 公尺深範圍，為一層電阻率低於 40 ohm-m 的低阻地層，局部電阻率可低於 10 ohm-m 以下，而此一低阻地層之下，至約 40 公尺深的範圍內，則為相當高阻之電性地層，電阻率可高於 300

ohm-m 以上。

Line 17 南側 400 公尺處的 Line 22，已不見前述 Line 16 與 Line 17 中，地表下 20 公尺深範圍內出現的低阻地層，整個地電阻剖面影像均呈現電阻率在 100 ohm-m 以上之電性反應，局部接近地表之地層呈現電阻率高於 300 ohm-m 的電性反應。

而在羅東溪東側，Line 22 東南約 800 公尺遠的 Line 23 測線，雖然地下約 40 公尺內之電性地層仍大致高於 100 ohm-m，但局部在 10-20 公尺的深度範圍內出現電阻率低於 100 ohm-m 之電性透鏡狀構造，局部電阻率可低於 40 ohm-m 以下，與前述 Line 14，Line 15 之電性構造相類似。

第三區中位於南側接近山區的測線分別為 Line 25 與 Line 29，兩測線均呈現電阻率高於 100 ohm-m 的高阻電性構造，大部分地層的電阻率均甚至高於 300 ohm-m。然而在此二測線不到 500 公尺的 Line 24，地表下 10 至 20 公尺深範圍內，則如同 Line 14，15，23 一般，出現一層電阻率局部在 40 ohm-m 以下的低阻地層。

第三區中位於 Line 24 東北側約 1700 公尺與 2000 公尺距離的 Line 20 與 21，則均在地表下 10-30 公尺範圍，出現一電阻率低於 40 ohm-m 延續良好的電性地層，局部電阻率可低於 10 ohm-m 以下，而在 30 公尺以下，則存在一電阻率高於 100 ohm-m 的電性地層。

第三區中最東側的 Line 19 測線，在地電阻剖面影像中，顯示在地表下 10-40 公尺深度範圍內，存在一層電阻率高於 100 ohm-m 的電性地層，而此一地層似有向東側逐漸尖滅之趨勢。而此一高阻地層週圍，則為電阻率低於 40 ohm-m 的低阻電性地層所包圍。

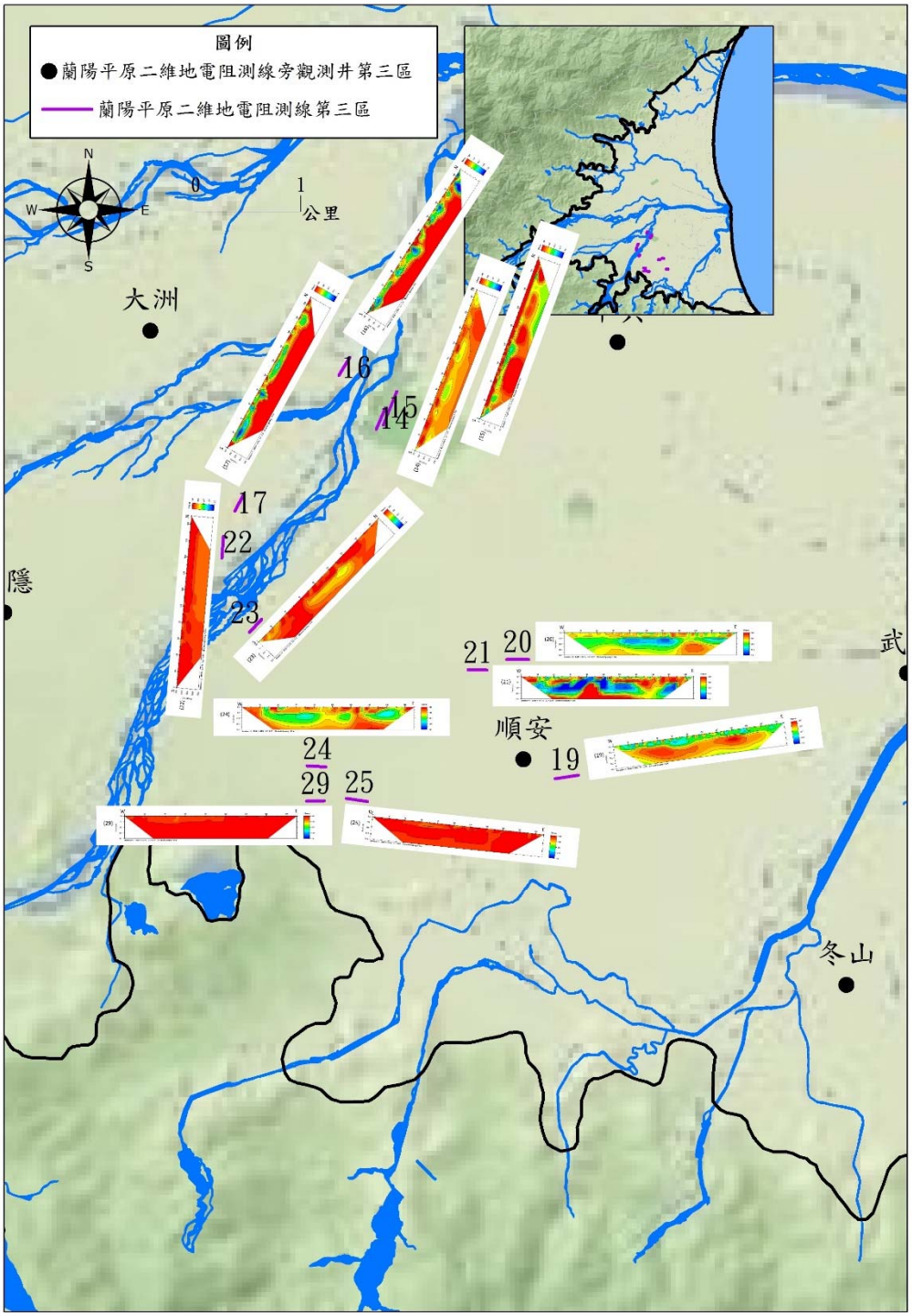


圖 4.3-9 蘭陽平原第三區之二維地電阻剖面分布位置

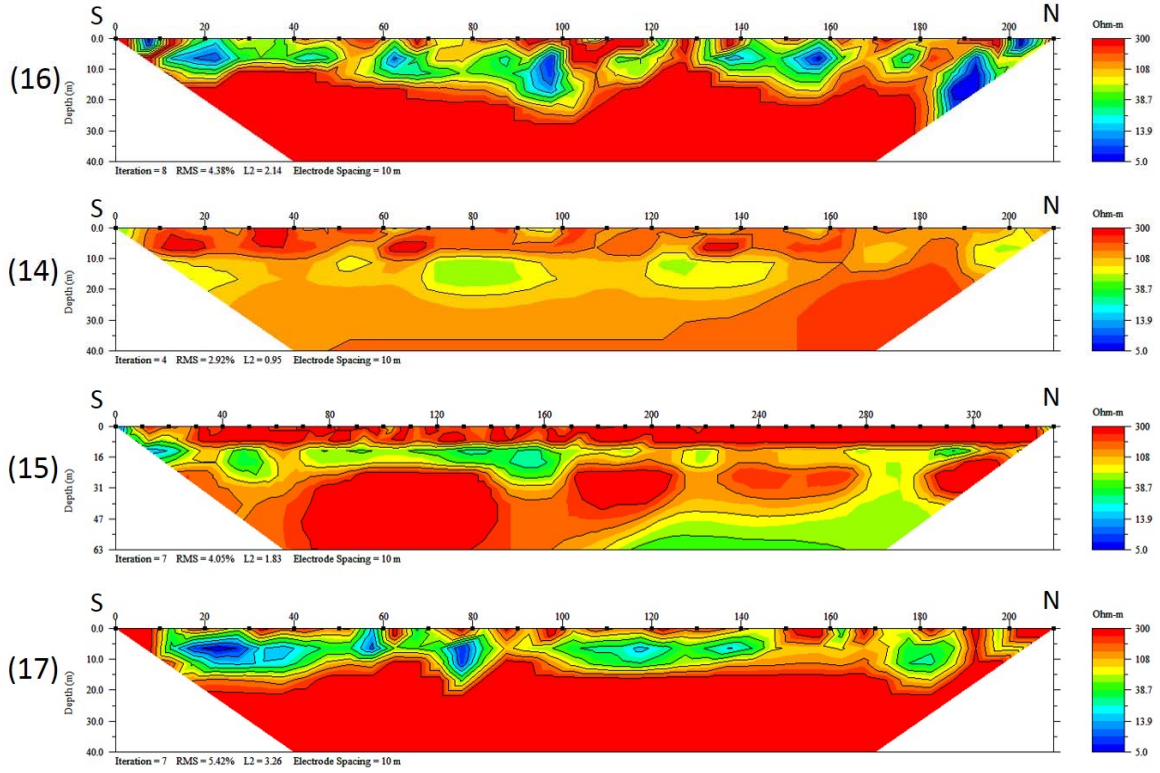


圖 4.3-10　Line 16、14、15、17 之地電阻剖面二維反演算影像

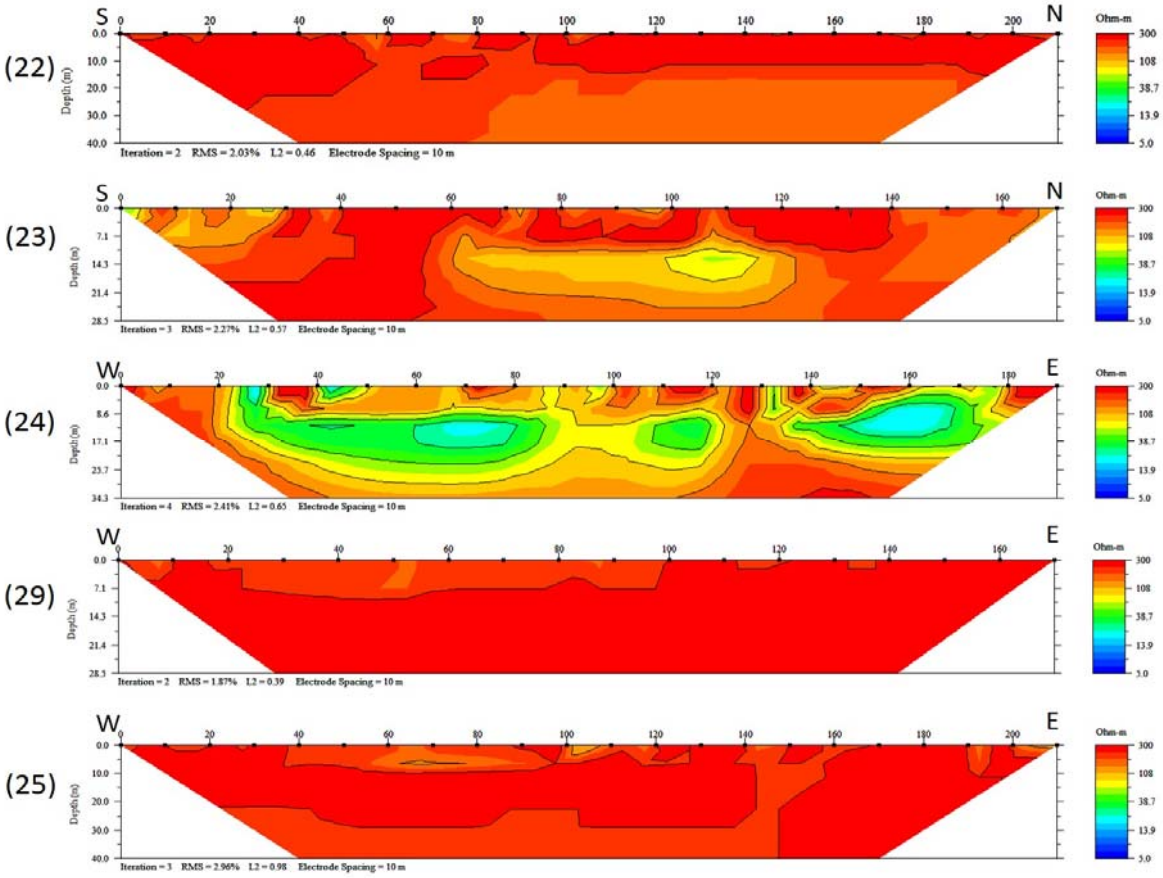


圖 4.3-11　Line 22、23、24、29、25 之地電阻剖面二維反演算影像

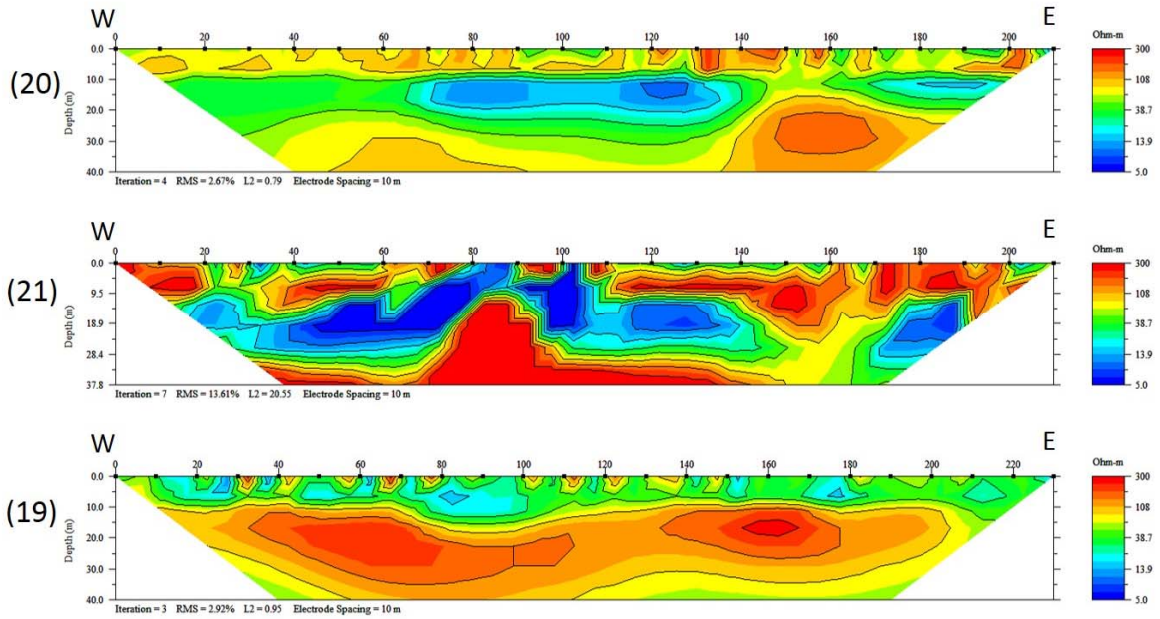


圖 4.3-12　Line 20、21、19 之地電阻剖面二維反演算影像

為了解此一區域在蘭陽溪與羅東溪的會流處附近的地下電阻構造，我們選擇於圖 4.3-13 中的蘭陽平原第四區，施測六條二維地電阻剖面，以詳確了解本區的地下電性構造。圖 4.3-14 則為各測線施測結果經過反演算之後的影像剖面。

最東側的測線 Line 1，電性地層剖面顯示在地表至地表下約 35 公尺深範圍內，主要為一電阻率低於 10 ohm-m 的低阻地層。而此一地層之下，則為一電阻率高於 40 ohm-m 的電性地層構造。在 Line 1 北方約 500 公尺的 Line 2，在地表下 50 公尺深的範圍內，則為電阻率全低於 40 ohm-m 的電性地層構造。Line 3 位於 Line 2 的西側約 1000 公尺處，Line 3 的地電阻影像卻與 Line 2 有相當大之不同，由地表至地表下 60 公尺深範圍內，主要為電阻率低於 40 ohm-m 的電性地層。在地表至地表下 20 公尺的表層，間斷出現電阻率高於 100 ohm-m 的高阻包體，而在較深 20 到 50 公尺深的低阻地層中，則出現局部低於 10 ohm-m 的低阻透鏡狀構造。

圖 4.3-14 地電阻影像剖面中顯示 Line 26 在地表下 10-30 公尺深，存在一層電阻率低於 20 ohm-m，側向延續性良好之地層，此一低阻層之上為一電阻率高於 100 ohm-m 的高阻近地表地層，低阻層之下則為一電阻率在 40~100 ohm-m 之間的電性地層。蘭陽溪與羅東溪交界附近的 Line 27，在地電阻影像中，呈現地表下 10 公尺內存在一層電阻率低於 10 ohm-m 的低阻地層，其下則為電阻率高於 300 ohm-m 的相當高阻地層。然而位於 Line 27 西北側的 Line 28，地電阻剖面已經不見此一相當高阻(電阻率高於 300 ohm-m 的電性地層)，位於蘭陽溪北側的 Line 28，近地表的 0-10 公尺深範圍內為電阻率高於 100 ohm-m 的高阻地層，而 10 公尺深以下，則為電阻率低於 40 ohm-m 的地層。

由於第四區內之二維地電阻剖面，均顯示在 40 公尺深的範圍內，存在有低電阻所代表的砂泥質沉積物反應，因此我們研判此區應位於扇頂礫石層範圍之外。

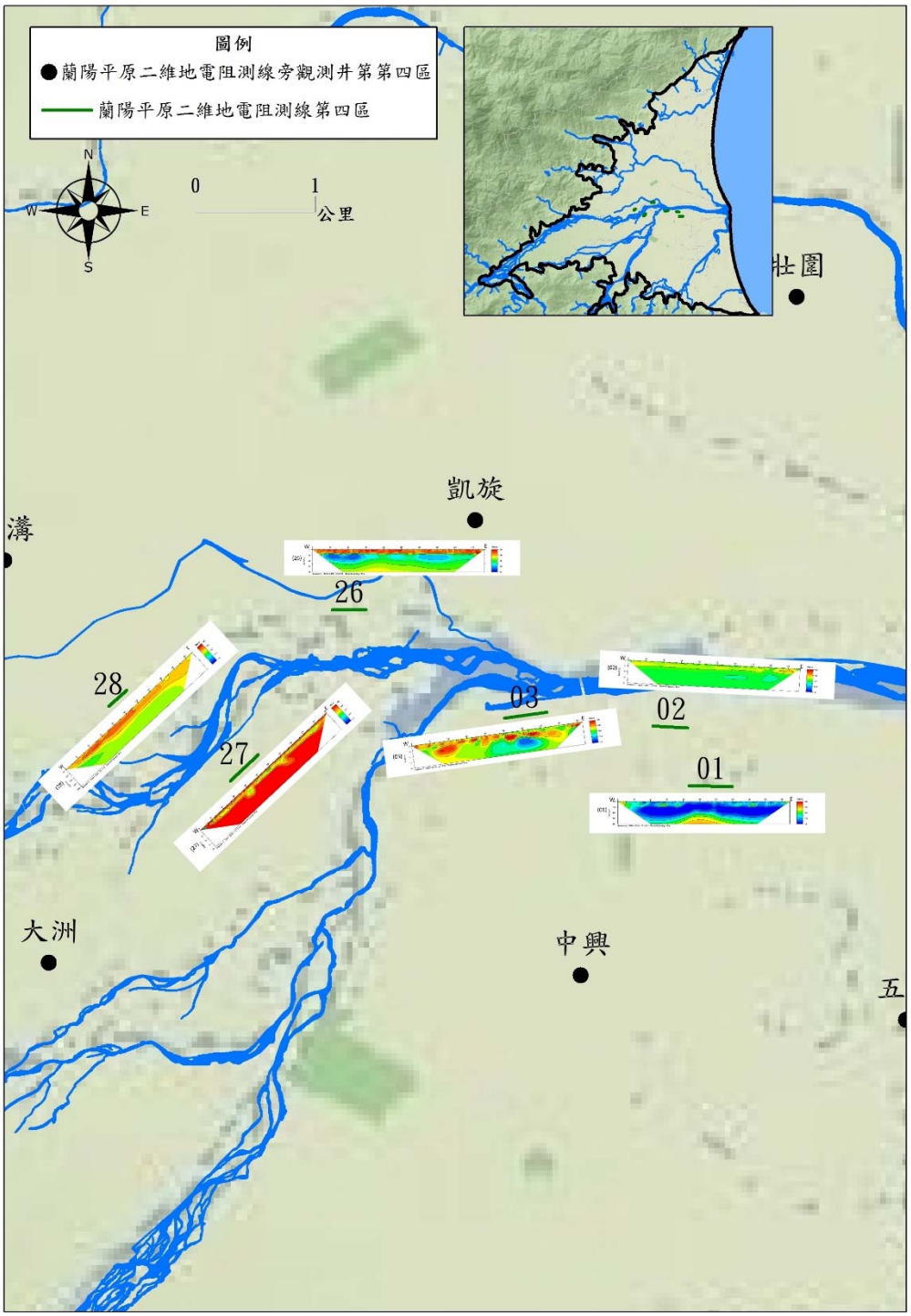


圖 4.3-13 蘭陽平原第四區之二維地電阻剖面分布位置

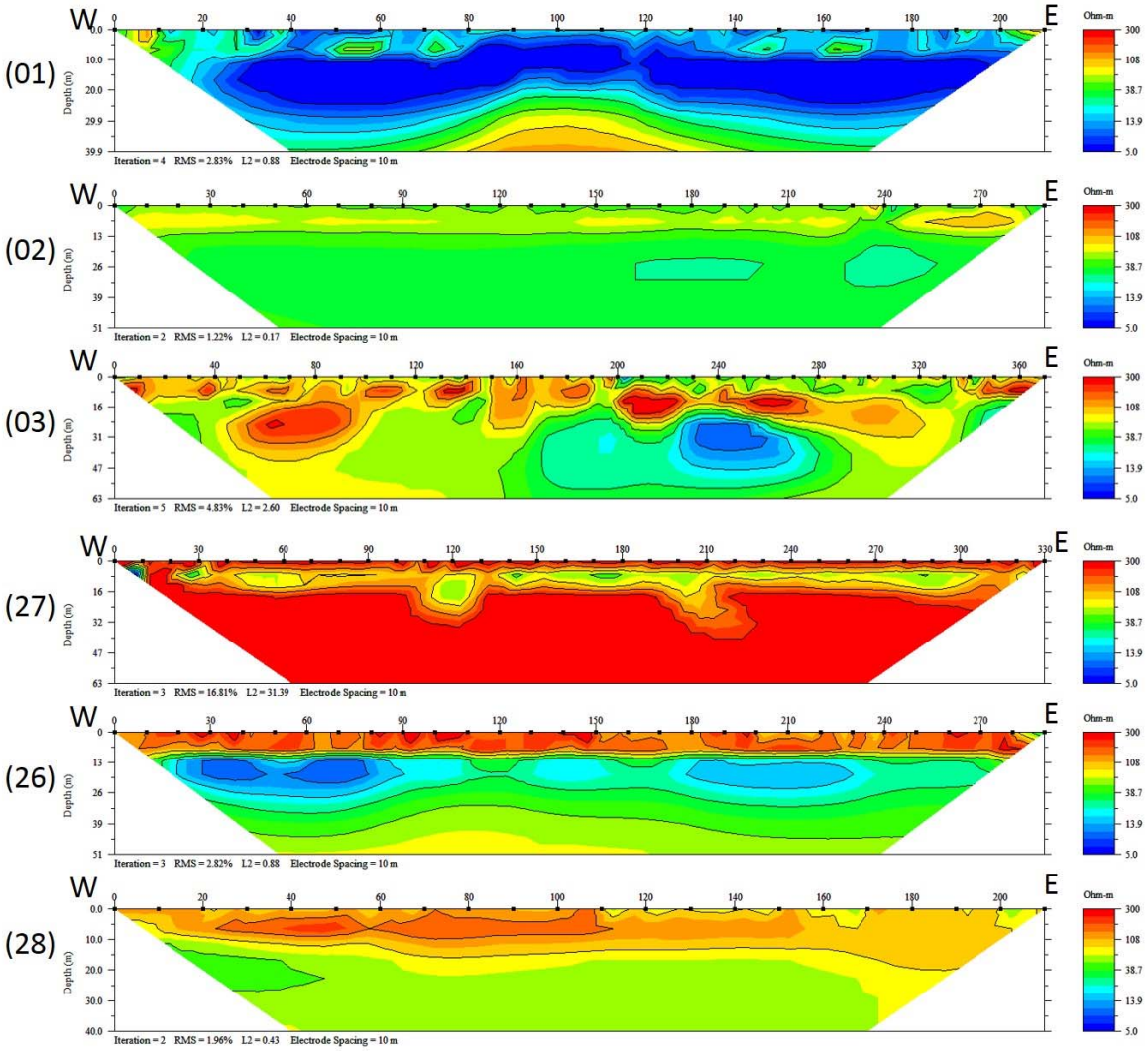


圖 4.3-14　Line 1、2、3、27、26、28 之地電阻剖面二維反演算影像

第五章 應用地電阻於地下水補注區分析

5.1 地電阻反演算結果與觀測井岩芯紀錄對比分析

由沉積物之導電特性來看，飽和之礫石層與泥層具有截然不同的反應，一般而言，礫石層具有較高之電阻率(約 10~100 ohm-m)，而泥層則電阻率極低(約 1~10 ohm-m)。

然而，綜合本區所完成之地電阻反演算剖面，我們發現，本區的地電阻剖面往往在很小的距離空間內，有著很大的電性地層結構差異。與過去的觀測井岩芯紀錄與井測資料比對，也存在此一現象。

圖 5.1-1 為位於蘭陽平原凱旋國小內之凱旋觀測井，岩芯紀錄、井測紀錄與附近的 Line 10、Line 27 兩個地電阻測線之比較。

Line 10 測線在凱旋觀測井西北方約 1.6 km 處，地電阻剖面與凱旋觀測井之岩芯紀錄一致。在地表到地表下 10 公尺有一高阻地層，岩芯紀錄也在相當深度出現一砂質為主的沉積層。而 10 公尺深到接近 40 公尺深範圍，則為相當低阻的地層，電阻率小於 10 ohm-m，而岩芯紀錄中也呈現一泥質厚層沉積層。地電阻剖面在接近 40 公尺深處開始有高阻的電性地層構造出現，而觀測井岩芯紀錄則顯示有較厚的砂層及礫石層開始在 40 公尺到 55 公尺的深處出現。

另一方面，在凱旋觀測井西南方約 2.7km 處的 Line 27 測線，則呈現完全不同的電性結構。地電阻剖面顯示整個 60 公尺深度以上的剖面，除了地表附近存在一層約 10-15 公尺厚，電阻率低於 100 ohm-m 的地層外，均為電阻率高於 300 ohm-m 的高阻地層。由於一般含泥的沉積層會因為黏土的導電性較佳，因此電阻率會呈現相當低阻的反應。因此我們研判 Line 27 出線的電阻率高於 300 ohm-m 以上之地層，應為不含泥之砂礫石層，然而凱旋觀測井的岩芯紀錄卻顯示在相當深度為厚層泥質沉積物地層。此一現象暗示了沉積物在空間上有很大的突然變化。

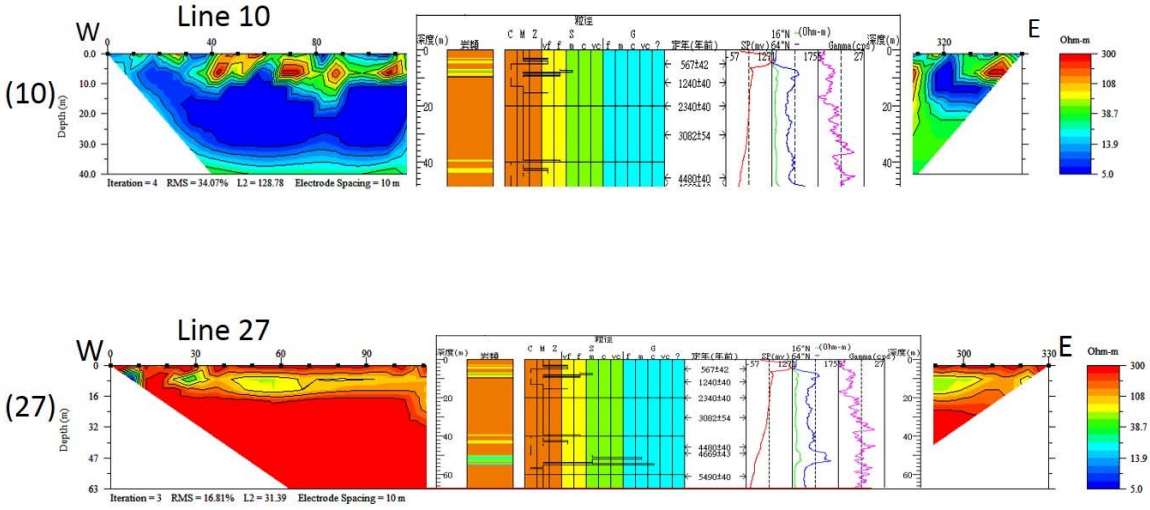


圖 5.1-1　Line 10、27 地電阻剖面與凱旋觀測井岩芯紀錄與井測資料對比

圖 5.1-2 為位於蘭陽平原深溝觀測井的岩芯紀錄、井測紀錄，與附近的 Line 11、Line 32 地電阻施測結果之比較。

Line 11 測線在深溝觀測井西北方約 0.5 km 處，深溝觀測井的岩芯紀錄顯示在 0-40 公尺深的範圍內為一厚層礫石。而在此一厚層礫石之下，則為一厚約 20 公尺的厚層泥質沉積層。然而 Line 11 的地電阻剖面卻顯示在地表到地表下 20 公尺範圍，為一層電阻率低於 40 ohm-m 的電性地層。其下則為電阻率高於 300 ohm-m 的電性地層，與深溝觀測井的資料無法比對。

而深溝觀測井西南側的 Line 32 測線，雖然距離較遠(距深溝觀測井約 1 km)，但垂直的電性變化趨勢卻較接近深溝觀測井的岩芯紀錄與電阻井測資料。近地表 10 公尺深度範圍內，局部有較低阻的電性構造(小於 40 ohm-m)。而 10-35 公尺深處則為一厚層高阻地層，電阻率高於 300 ohm-m 以上。因此又再度顯示本區沉積物在空間上有很大的突然變化。

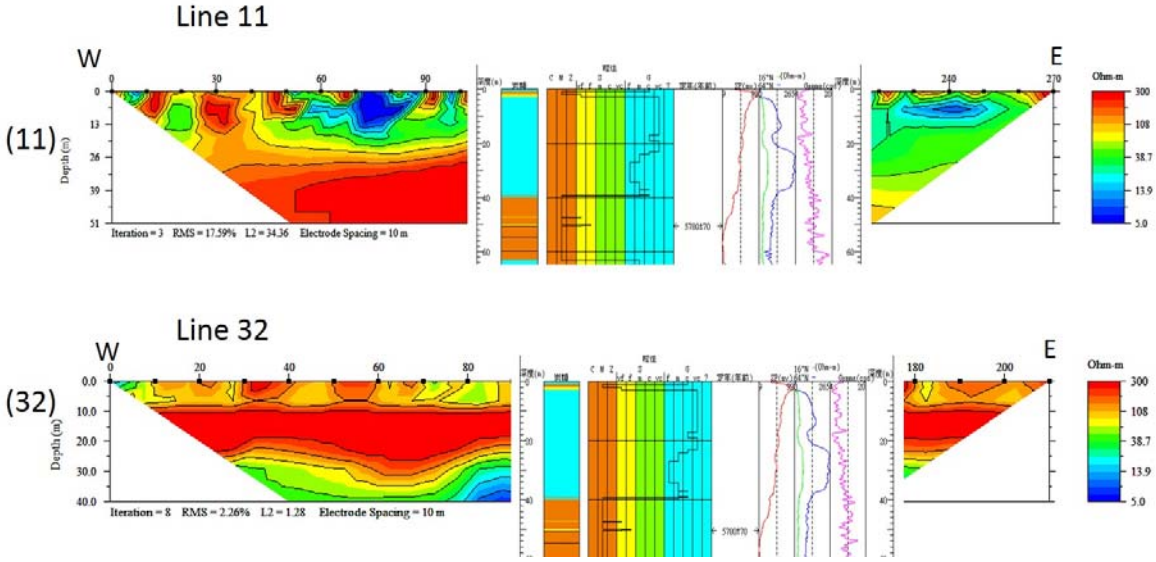


圖 5.1-2　Line 11、32 地電阻剖面與深溝觀測井岩芯紀錄與井測資料對比

5.2 由地電阻施測資料判釋補注區可能邊界分布

如前段所述，本區的沉積構造往往在很短的空間距離內存在相當突然的變化。因此往往離觀測井最近的二維地電阻剖面，與觀測井的岩芯紀錄與井測資料存在相當程度的差異，而反而在距觀測井較遠的地電阻剖面，具有與岩芯紀錄和井測結果較為一致的地電阻垂直變化趨勢。

我們綜合目前完成的二維地電阻，比對附近有一致趨勢的觀測井岩芯紀錄，歸納出一般的扇頂礫石層，電阻率均高於 100 ohm-m，而厚層泥質地層，則電阻率多在 10 ohm-m 以下，但砂泥互層，或礫石與泥的薄互層，則因含有不同程度的黏土含量而造成電阻率低於 100 ohm-m 以下。

因此我們建議可以大致以 100 ohm-m 作為利用二維地電阻施測分界的標準，若在 50 公尺深度內，出現 10 公尺厚度以上的低於 100 ohm-m 電性地層，就將之列為扇頂厚層通透礫石層補注區外，而若自地表至 50m 深的範圍內，均為高於 100 ohm-m 的電性地層，則劃入扇頂厚層通透礫石層補注區內。

根據此一判斷原則，我們發現第一區中所有測線在 40-50 公尺的深度範圍內，均存在厚度大於 10 公尺以上的電阻率低於 100 ohm-m 之電性地層，因此扇頂通透礫石層的補注區邊界，應該在第一區以外更靠近扇頂的部分。

而在第二區中，Line 34、36，以及 Line 7 均位於扇頂通透礫石層補注區內，而其他測線均位於補注區外，因此我們研判補注區的邊界應如圖 5.2-1 所示，在 Line 34 與 Line 5、Line 6 之間先向西延伸至 Line 34 與 Line 35 之間，然後轉向南，沿 Line 4 與 Line 7 之間通過。

延伸至第三區中，由 Line 17 與 Line 22 間通過，並轉折向南，通過 Line 23 測線的西側後，由 Line 24 與 Line 29、Line 25 間轉向東通過(如圖 5.2-2)。

綜上所述，蘭陽平原內，利用二維地電阻施測資料判斷的補注區邊界應如圖 5.2-3 所示。

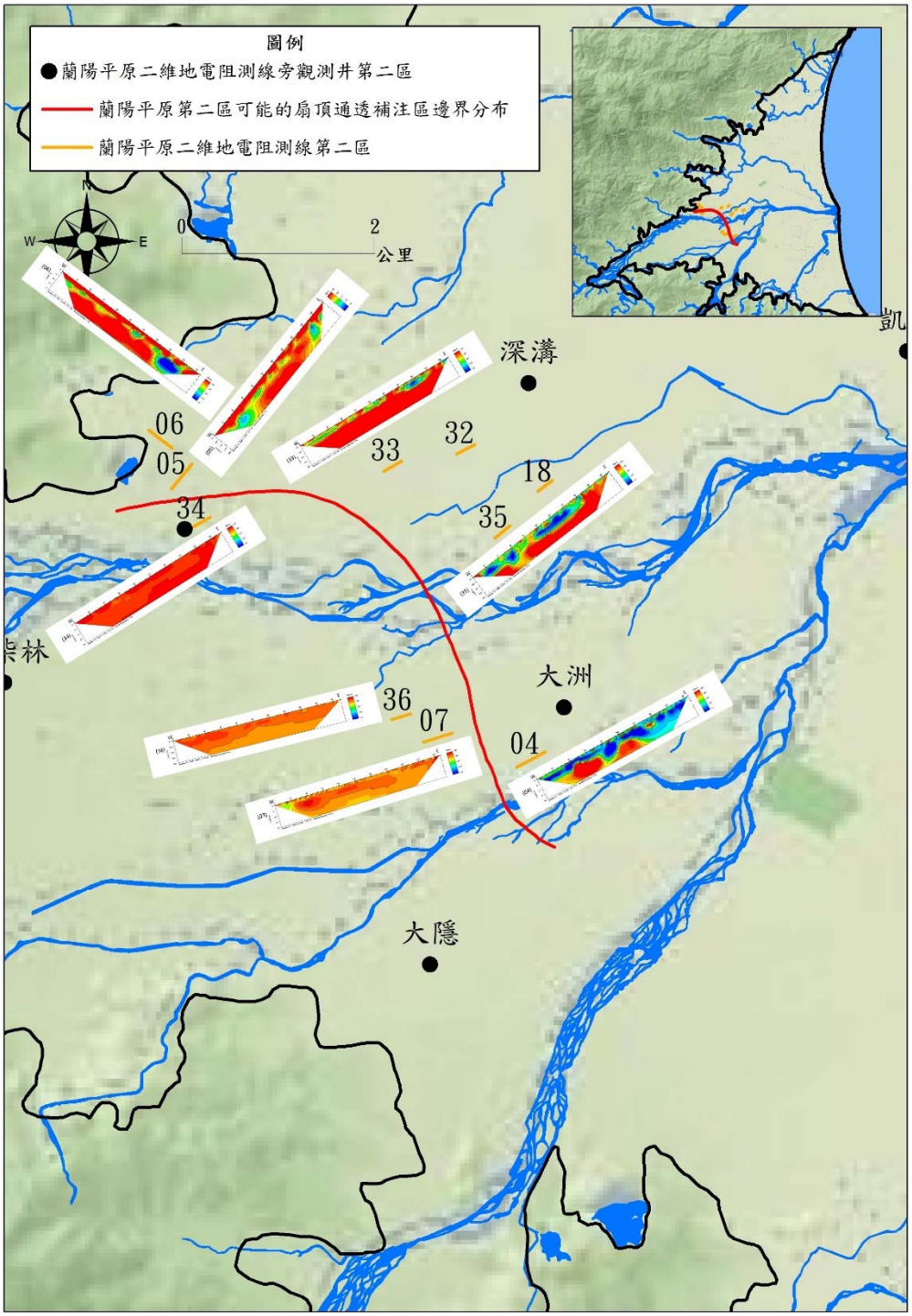


圖 5.2-1 蘭陽平原第二區內扇頂通透補注區邊界分布

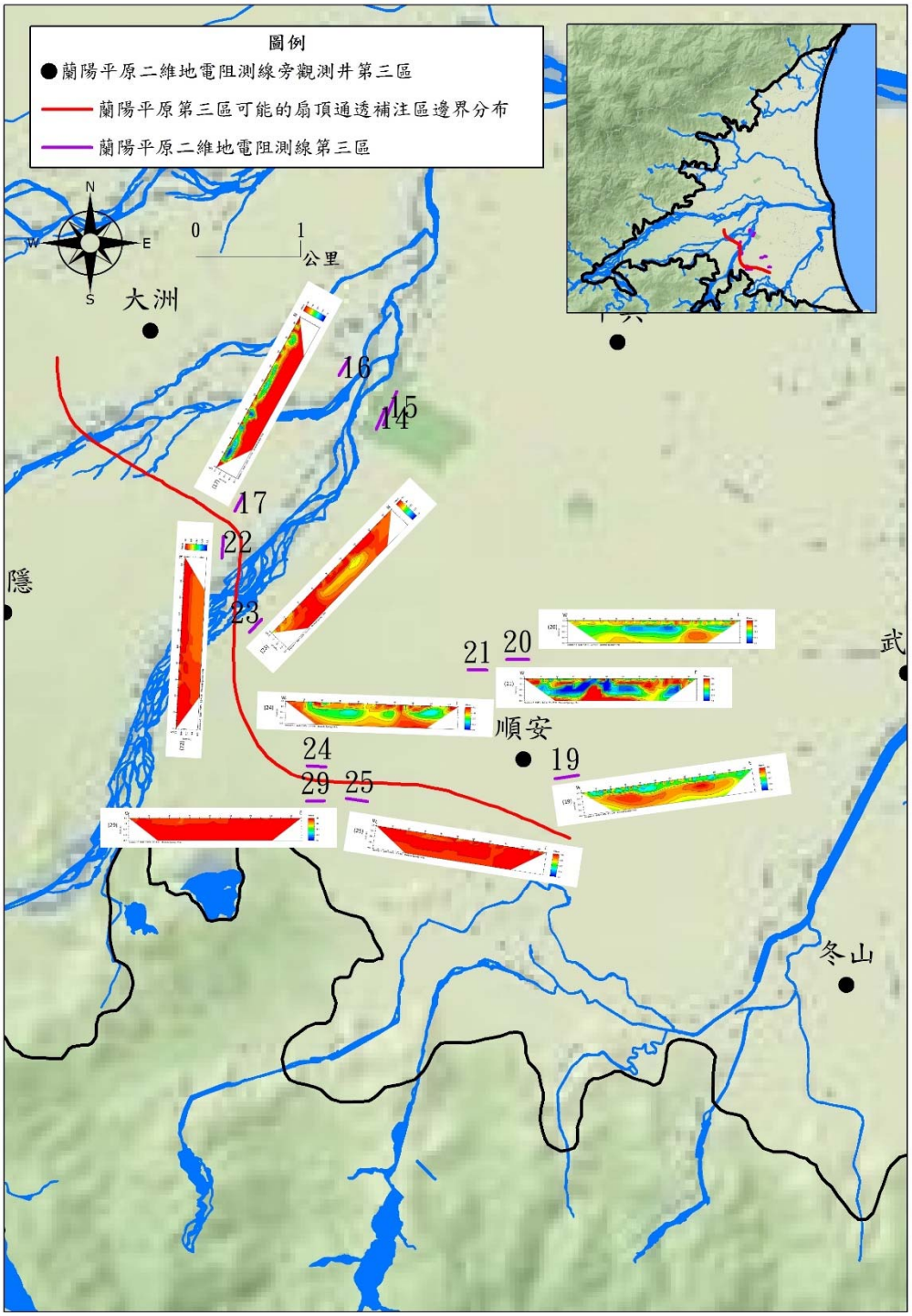


圖 5.2-2 蘭陽平原第三區內扇頂通透補注區邊界分布

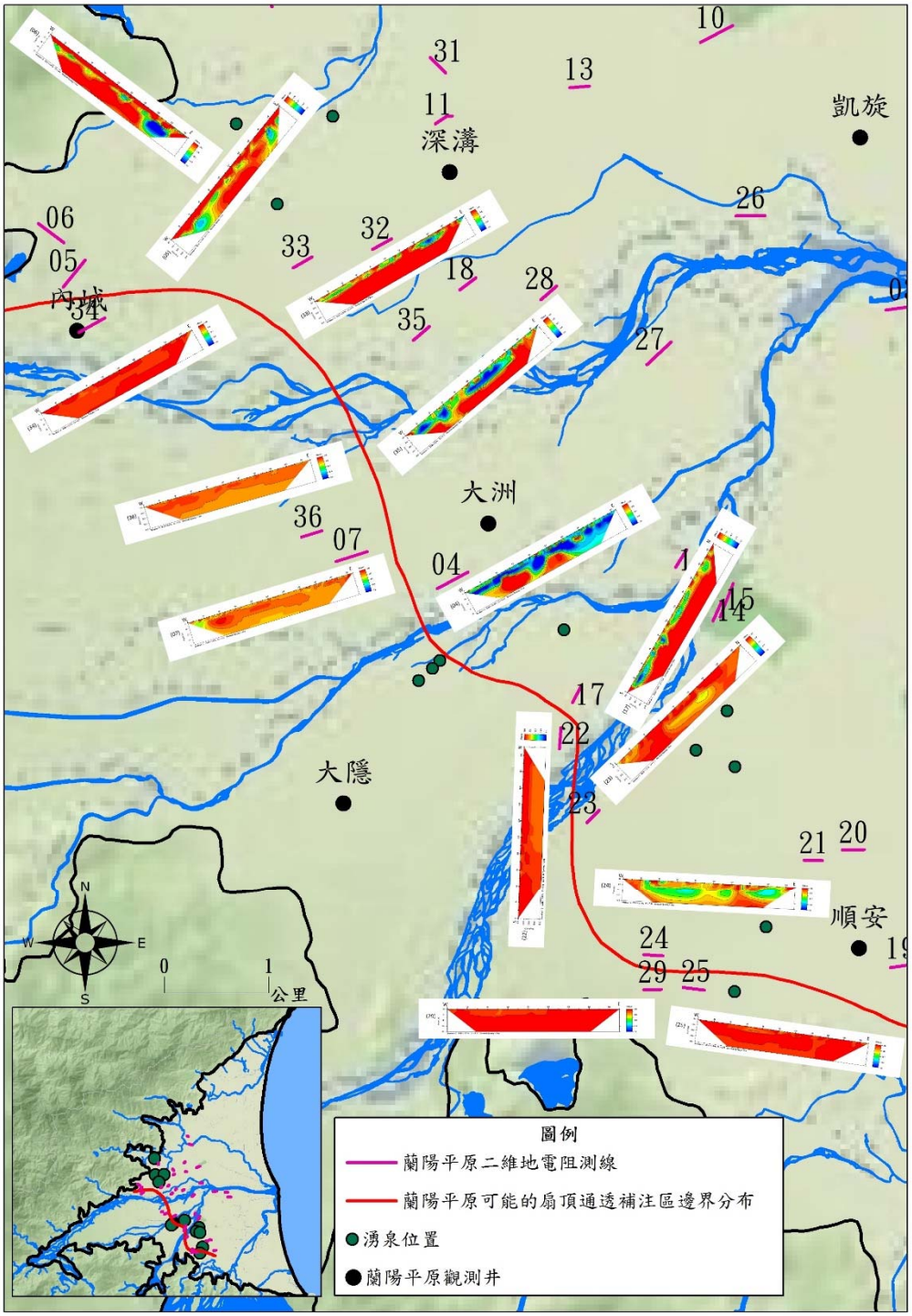


圖 5.2-3 蘭陽平原內扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布

我們將蘭陽平原，利用一維視電阻率 35m 半展距圖中之 100ohm-m 等值線之分布位置(橙色實線)，與利用一維視電阻率反演算 50m 深切面之 100ohm-m 等值線之分布位置(紫色實線)，以及二維地電阻施測資料判斷的扇頂通透補注區邊界(紅色實線)分布，繪於圖 5.2-4 中。

發現初步以視電阻率 100 ohm-m 等值線所判斷之邊界位於最東側。而由一維電阻率反演算 50m 深切面之 100ohm-m 等值線之分布，與由二維地電阻剖面補查所判斷的邊界大致接近，僅在南側大隱-順安觀測井間的區域附近有較大的不一致。由於視電阻率係屬一定深度範圍內之加權平均電阻率，因此呈現的是由地表至某深度內的電性平均反應，分析附近的觀測井資料後，我們判斷視電阻資料由於受到淺層近期較粗礫的沖積物的影響，因此加權平均後所判斷的邊界容易向扇央偏離。

而反演算後的一維電阻率反演算與二維電阻剖面補測所判斷之邊界接近，而在南側大隱-順安觀測井間的較大不一致，我們研判係由於一維電阻率在此一局部區域資料密度較不足所致。

因此，我們建議補注區邊界，可採用如圖 5.2-4 中的紅色實線分布，亦即二維地電阻剖面協助判斷之邊界，作為扇頂通透補注區之邊界位置。

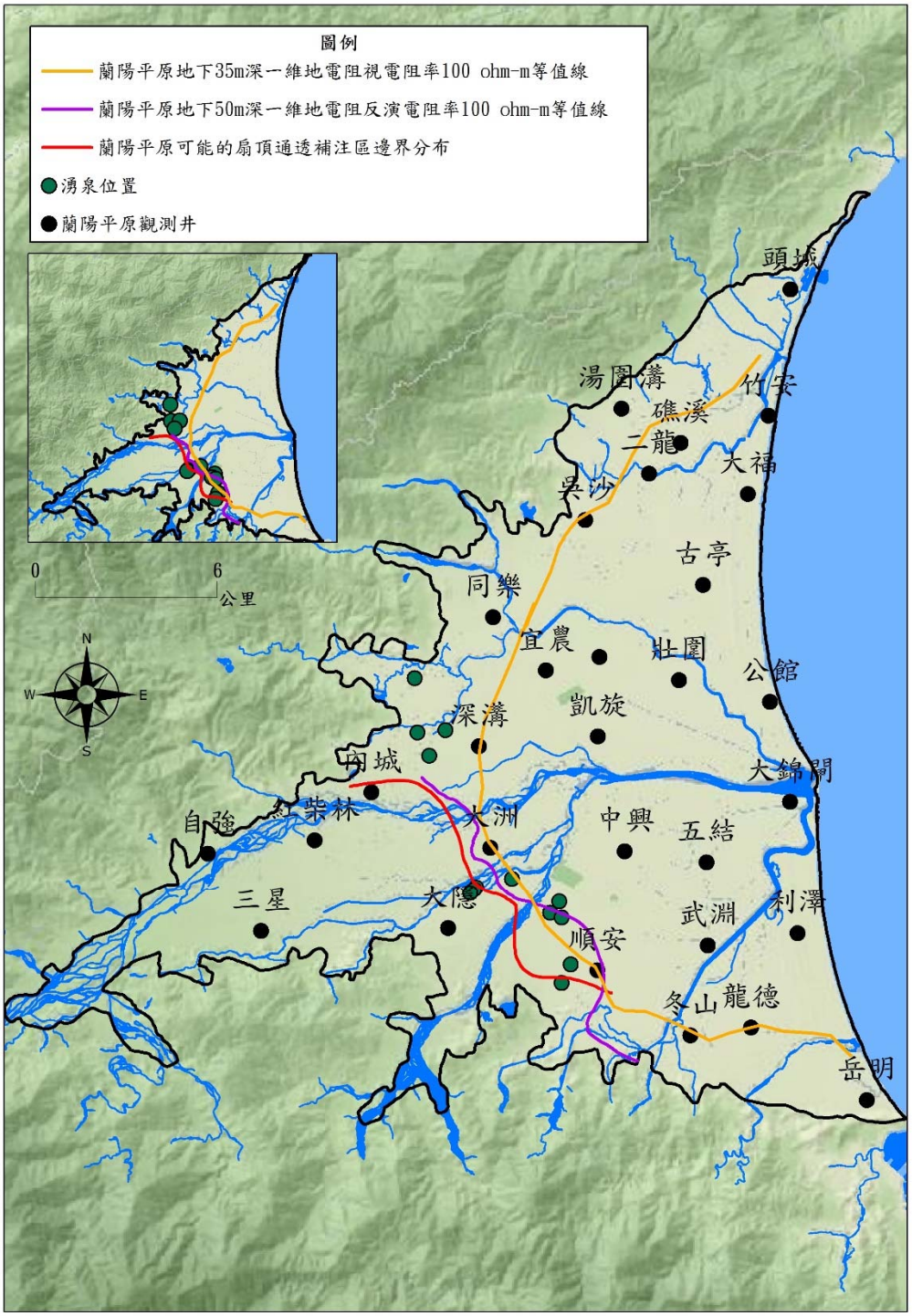


圖 5.2-4 蘭陽平原內綜合判斷扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布

5.3 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

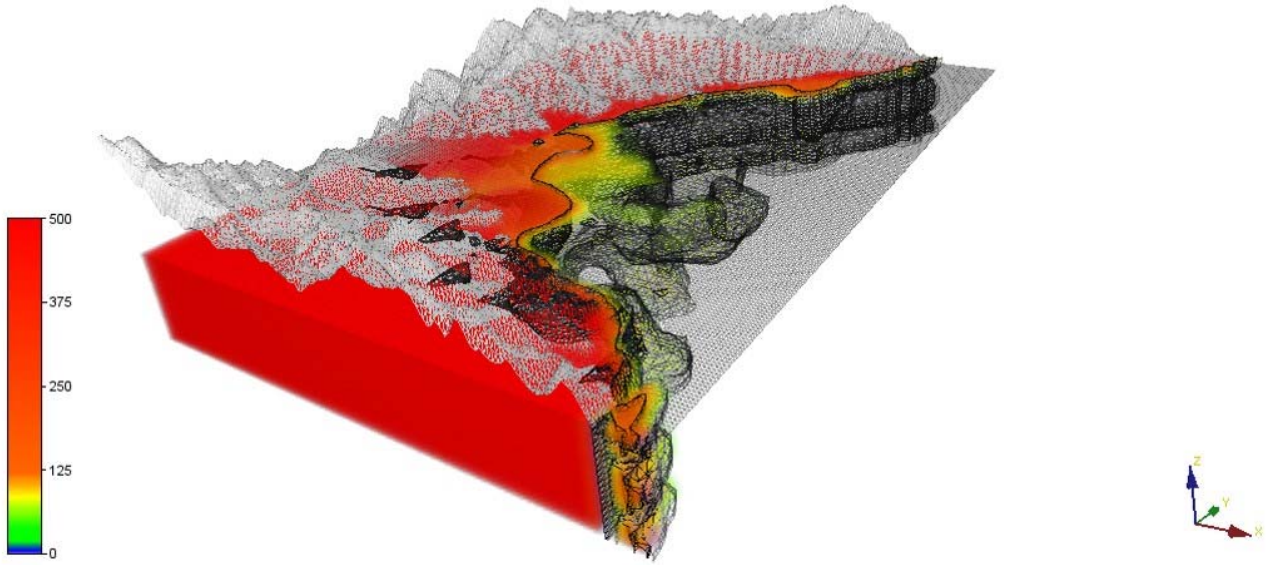


圖 5.3-1 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

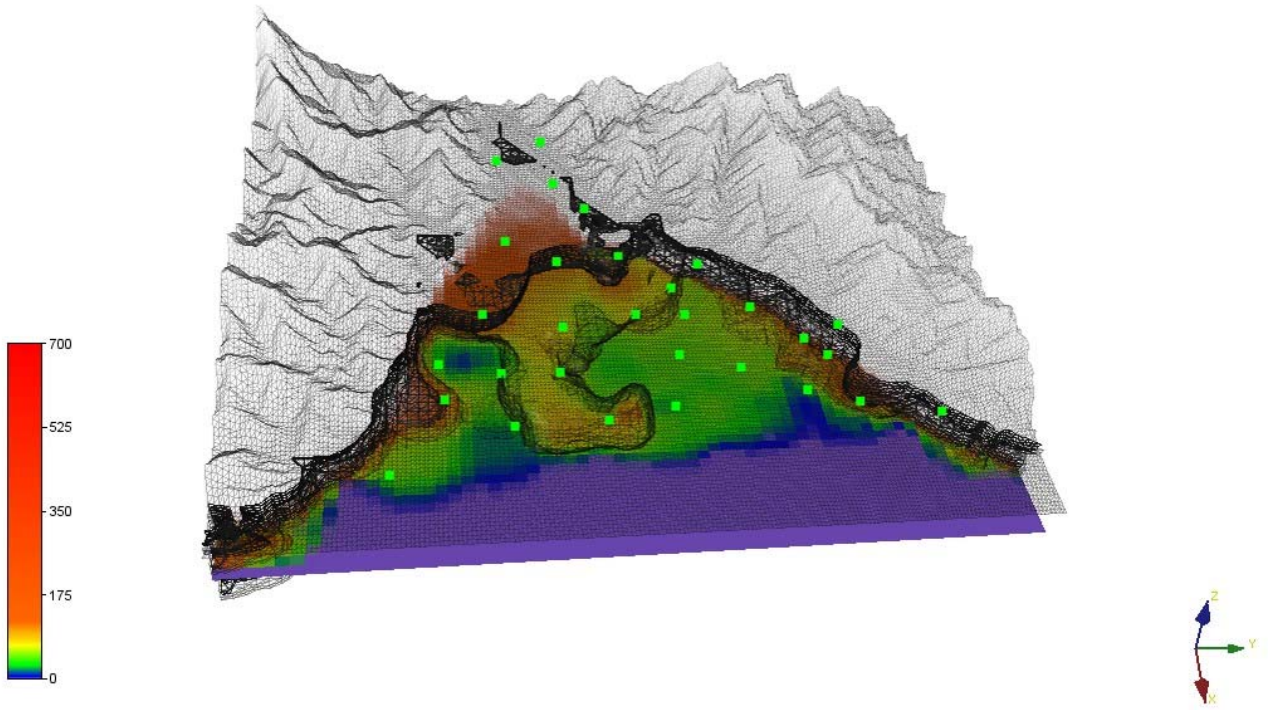


圖 5.3-2 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

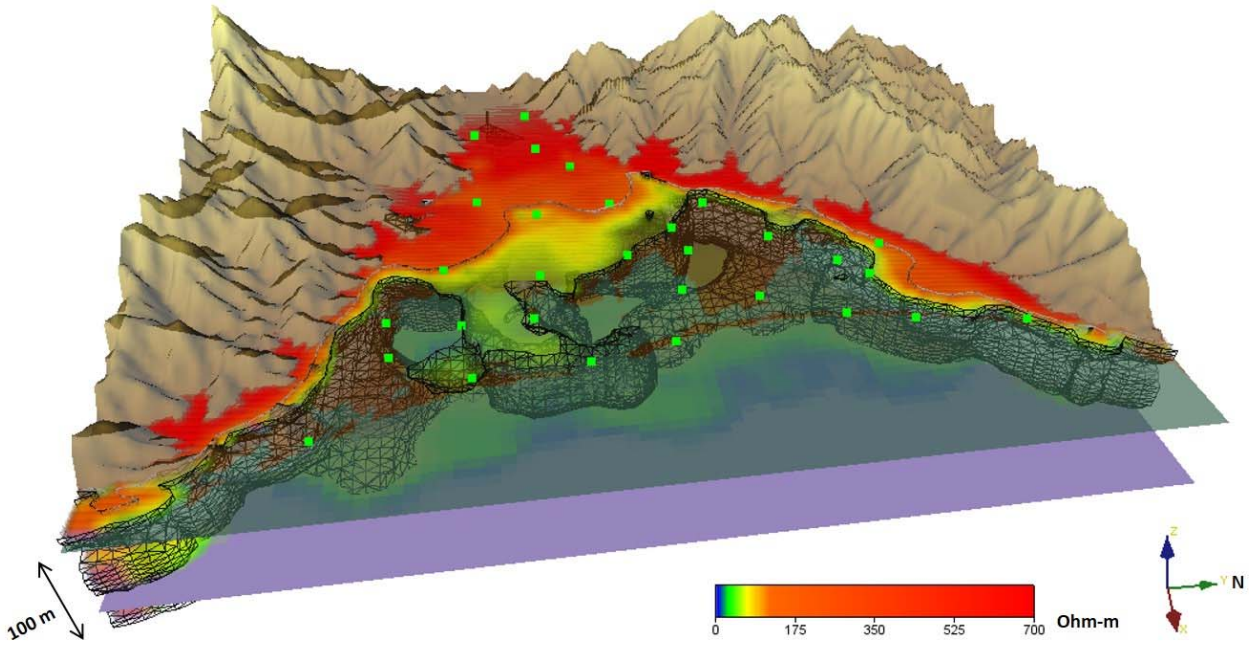


圖 5.3-3 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

第六章 結論與建議

本研究 102 年度計畫，完成工作包括：(1)完成一維地電阻資料收集與反演算分析，(2)完成四組二維地電阻平移測線野外施測，(3)進行重點區域地電阻補充調查，以及(4)運用沖積扇地電阻率之不同分布協助劃設補注區之分析。

至 102 年 10 月 20 日為止，已完成本區一維地電阻資料整理、反演算以及空間分析工作，一維地電阻補施測測線 36 處，以及 300 公尺以上二維地電阻詳查測線 36 條，目前已完成測線長度 9120 公尺之二維地電阻施測工作，已超過合約進度(總長至少 4000 公尺)之 200%。

綜合所有的地電阻施測反演算結果，我們發現本區的沉積構造，往往在很短的空間距離內存在相當突然的變化。因此常有離觀測井最近的二維地電阻剖面，與觀測井的岩芯紀錄與井測資料竟存在相當程度的差異，反而在距觀測井較遠的地電阻剖面，具有與岩芯紀錄和井測結果較為一致的地電阻垂直變化趨勢。

我們綜合目前完成的地電阻反演算一維及二維的結果，比對附近有一致趨勢的觀測井岩芯紀錄，歸納出蘭陽平原一般的扇頂礫石層，電阻率均高於 100 ohm-m，而厚層泥質地層，則電阻率多在 10 ohm-m 以下，但砂泥互層，或礫石與泥的薄互層，則因含有不同程度的黏土含量而造成電阻率低於 100 ohm-m 以下。因此我們建議可以大致以 100 ohm-m 作為利用二維地電阻施測分界的標準。

根據此一判斷原則，我們利用二維地電阻補測之分析結果，判斷扇頂通透礫石層的補注區邊界，應該在第二區中，由 Line 34、36，以及 Line 7 等位於扇頂通透礫石層補注區之東側通過，而其他測線均位於補注區外(如圖 5.2-1 所示)，向南延伸至第三區中，由 Line 22 與 Line 29、Line 25 東側通過(如圖 5.2-2 所示)。此一結果與一維地電阻反演算 50m 深度切面，同樣由 100 ohm-m 判斷之邊界非常接近，僅在南側大隱-順安觀測井間的區域附近有稍大的不一致，研判是因為資料密度不同之因素。

因此綜合所有資料，我們建議扇頂礫石通透補注區的範圍，應可沿圖 5.2-4 中之二維地電阻剖面所研判之扇頂礫石通透補注區(紅色實線)所標示位置劃定。

參考文獻

1、 Bentley, L. R., & Gharibi, M. (2004). Two-and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. Geophysics, 69(3), 674-680.

2、 Berthold, S., Bentley, L. R., & Hayashi, M. (2004). Integrated hydrogeological and geophysical study of depression–focused groundwater recharge in the Canadian prairies. Water Resources Research, 40(6).

3、 Bobatchev, A., Modin, I., & Shevnin, V. (2001). IPI2WIN v.2.0, User's manual.

4、 Meads, L. N., Bentley, L. R., & Mendoza, C. A. (2003). Application of electrical resistivity imaging to the development of a geologic model for a proposed Edmonton landfill site. Canadian Geotechnical Journal 40(3), 551-558.

5、 Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., & Tabbagh, A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, 39(5), 1138.

6、 Rayner, S. F., Bentley, L. R., & Allen, D. M. (2007). Constraining aquifer architecture with electrical resistivity imaging in a fractured hydrogeological setting. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 12(4), 323-335.

7、 皮先瑋. (2000). 應用直流電阻法研究台灣西南海岸平原晚更新世與全新世地層界限. 碩士論文, 國立中央大學.

8、 吳尹聿. (2012). 雲林地區濁水溪沖積扇地下水補注地質敏感區地電阻勘查. 碩士論文, 國立台灣海洋大學.

9、 林朝棨. (1957). 台灣地形: 台灣省文獻委員會.

10、 姚奕全. (2007). 應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探. 碩士論文, 國立交通大學.

11、 張瑞津, 石再添, 楊淑君, 林譽方, 陳翰霖, & 董德輝. (1995). 高屏溪谷與潮州斷崖沖積扇的地形學研究.

12、 陳泓幃. (2009). 利用二維地電阻探測方法調查彰化地區濁水溪沖積扇頂地下水補注區邊界之研究. 碩士論文, 國立臺灣海洋大學.

13、 游竣一. (2003). 應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法研究台灣西南海岸平原環境變遷. 博士論文, 國立中央大學, 中壢.

14、 黃亦青. (2008). 應用三維地電阻方法評估污染物的傳輸及分布之可行性先導研究. 碩士論文, 嘉南藥理科技大學.

15、 楊潔豪, 陳平護, & 陳洲生. (1991). 蘭陽地區地球物理測勘報告. 中和，

台北縣: 中央地質調查所.
16、 董倫道, 楊潔豪, & 陳平護. (1995). 水文地質調查研究及建檔-八十四年度報告-地球物理探測及地層對比之應用 (經濟部中央地質調查所, Trans.) 台灣地區地下水觀測網第一期計畫: 經濟部中央地質調查所.
17、 劉威行. (2007). 地電阻法應用於淺層地下水偵測:嘉義汴頭地區. 碩士論文, 國立中正大學.
18、 鄭屹君. (2010). 蘭陽平原古沉積環境分析. 碩士論文, 國立臺灣海洋大學.

經濟部

計畫編號 102-5226904000-07-01

地下水水文地質與補注模式研究
-補注區劃設與資源量評估(1/4)

地球化學補充調查

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行單位：嘉南藥理科技大學
中華民國一〇二年十二月

經濟部

計畫編號 102-5226904000-07-01

地下水水文地質與補注模式研究
補注區劃設與資源量評估(1/4)

Hydro-geological investigation and groundwater recharge model simulations: Recharge areas delineation and groundwater resources assessment (1/4)

地球化學補充調查

Geochemical Investigation

子計畫主持人：陳文福　副教授

子計畫執行單位：嘉南藥理科技大學

研究人員：王書斌

摘要

地質法實施後，主管機關須配合地質敏感區的劃設，需劃設補注區為地下水敏感區，為了配合補注區劃定的精度，本項工作補調查補注區的水質與水溫，探討水質補注與流動之地化背景，瞭解補注區的地下水來源、地化特性、時空之演變及其機制，以提供地下水水質保護區劃定的重要參考。本年度於蘭陽平原地下水區完成雨水 2 個、地面水 10 個及地下水 40 個調查點的水質分析（項目：溫度、導電度、溶氧、硝酸鹽等 17 項）。

地面水與地下水水質採樣與分析之溶氧及硝酸鹽：蘭陽平原地下水溶氧大於 0.5 mg/l 的井大都分布在扇頂，溪水中的溶氧都很高達 7-9 mg/l，表示溪水並無汙染。本區地下水的硝酸鹽氮濃度都不高，推測從山區來的水源硝酸鹽濃度並不高。扇頂補注區的範圍，若以溶氧大於 0.5 mg/l 為依據，則不含大洲站，該站雖有厚的礫石層，但其溶氧及硝酸鹽氮都明顯偏低。

導電度：蘭陽平原地下水第 1-1 含水層的導電度分布，受到側邊山區來的水源影響很大，沿山區的觀測井地下水導電度都低於 500 μS/cm，同時山區溪水的導電度也較低，約在 150～250 μS/cm，反應出靠山邊的地下水應來自山區的小溪，而蘭陽溪溪水的補注僅限於中間部分。

主要離子濃度：可將地面水及地下水分三類：碳酸氫鈣、碳酸氫鈉、氯化鈉。地面水、補注區及鄰近補注區的井都屬於碳酸氫鈣，例如：岳明、冬山一二、順安、大隱一二、三星、大洲一二、中興一二三、內城、同樂等。較深層及位於較下游的井屬於碳酸氫鈉，例如：龍德二三四、五結一二三四、中興四、壯圍一二三、古亭一等。靠海邊有三口井受到海水的混入，以氯化鈉為主：公館、古亭二、大福。

綜整水文地質調查資料與分析：蘭陽盆地基盤等深線顯示，未固結沉積層最深處位於北半部，最厚達 1400 m，大約位於觀測井古亭站及大福站附近。觀測井龍德站在深度 242 m 鑿遇岩盤，龍德西北方的中油武淵井也在 267 m 鑿遇岩盤。至少有 17 個大小沖積扇，最大的為蘭陽溪沖積扇，其次為羅東溪沖積扇。

區域性含水層建議分為三層：第一含水層深度為 150 m 內，此層形成於一萬年之全新世，局部地區可再分為 AF1-1(共 23 口)及 AF1-2（共 10 口）；第二含水層的深度約為 150-200 m（共 6 口）；第三含水層深度約為 200-250 m，只有 1 口（中興四）。水力傳導係數以 10^{-4} m/s 為最多，其含水層的粒徑為礫、砂、或砂/泥互層，有些礫及砂的含水層，可能淘選較好，較不含泥，其水力傳導係數可達 10^{-3} m/s。本區含水層儲水係數約為 10^{-3} 至 10^{-4} 之間。

蘭陽平原地下水分層水位最高為三星井（海拔 58.5 m），最低為二龍井（海拔-0.65 m）。推測受壓與非受壓的界線大約在大洲站與大隱站之間。地下水流向為由西向東，進入大隱站後已開始有分層，局部地區已有低於海平面，可能

導因人為之抽水。

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為主，因大洲站有巨厚礫石，所以邊界應在大洲站以東。但湧泉與埤塘多出現在大洲站以西，表示該地區為受壓與非受壓水層之交界。羅東溪河道流量量測結果顯示：扇央區的入滲率約為 1.11×10^{-6} m/s，但扇尾區為地下水出滲至河川，出滲率為 2.21×10^{-5} m/s。與地面湧泉分布位置相當一致。

地下水溫度剖面調查補注水之溫度：補注區的井溫度最低，約 20~22 ℃。其中又以內城為全區溫度最低、約 20.3 ℃，此井的水源應來自北邊山區，而非蘭陽溪的溪水。三星井的水溫最低約 22.0~22.2 ℃，應來自蘭陽溪上游的溪水。

地溫梯度：鄰近補注區，因受補注水流動的影響，部分井下段的地溫梯度偏低(＜2 ℃/100m)，例如吳沙 0.8 ℃/100m、壯圍 1.2 ℃/100m、大隱 1.7 ℃/100m。地溫梯度最高為龍德井及礁溪井約為 8 ℃/100m，其次為利澤井約為 6 ℃/100m，可能因岩盤下有裂縫、並且有熱水上湧，造成局部地溫梯度較高，其中礁溪為知名的溫泉產地。

地下水流動層次：中興井的井溫剖面則呈兩個低溫處，-80m 及-120m 處應是地下水流入的影響。壯圍井有三處呈現明顯的水溫變低。-60m 處的水溫變低最大、降低達 0.7 ℃，-120 m 為降低 0.2 ℃，-160m 處降低 0.1 ℃。水溫降低表示補注區的水流入，因為流入的水溫度較原含水層的水低。

Abstract

After the implement of the Geology Act, the authorities have to define and protect the groundwater recharge area, one of the geologically sensitive areas. For improving the accuracy of the definition of the groundwater recharge area, the project investigates groundwater chemistry and temperature to study recharge processes and flowpath by its geochemistry. In 2013, the study has collected 2 rain water, 10 stream water, and 40 groundwater samples in the Lanyang groundwater basin. A total 17 items of water chemistry are determined in laboratory include temperature, electrical conductivity (EC), dissolved oxygen (DO), nitrate, etc. The results are reported as follow:

Those wells with groundwater DO greater than 0.5 mg/l are distributing in the upper fan of Lanyang area. The concentrations of DO in stream waters are high in 7-9 mg/l suggest that those rivers are clean and without organic pollution. The concentrations of nitrate in groundwater are low in Lanyang area. The lower values of groundwater EC, less than 500 μS/cm, in the aquifer 1-1 show that the recharges were from the northern and southern mountains, with stream water EC 150-250 μS/cm. Three types of water are indentified as Calcium Bicarbonate, Sodium Bicarbonate and Sodium Chlorite.

The recharge area from the northern mountain of the Lanyang groundwater basin has the lowest temperature about 20-22℃. The groundwater from SanSin station has a temperature of 22.0-22.2℃ indicate that recharge water was from Langyang stream. The geothermal gradient is lower as <2℃/100m in the recharge area because the recharge water is cooler. Some wells have higher geothermal gradients 6-8℃/100m because of the shallower bedrock and deeper circulation of hot waters. Temperature variations in reduced temperature line can indicate flowpaths of aquifers. For example, there are three sections with dominant flow in Jonwei Well denoted by the lower temperatures in the depths of -60m, -120m, and -160m with 0.7℃, 0.2℃ and 0.1℃, less, respectively.

目錄

第一章　前言 1
1.1 計畫緣起及目的 1
1.2 計畫區域概述 2
1.3 計畫工作項目及內容 6
第二章　水文地質架構分析 7
2.1 水文地質分析方法 7
2.2 地下水盆地 8
2.3 水文地質分層 16
2.4 水位水質分析 21
2.5 同位素 24
第三章　湧泉調查 29
第四章　地球化學補充調查 39
4.1 調查方法與規劃 39
4.1.1 地面水及地下水採樣方法 39
4.1.2 地下水溫度剖面調查方法 43
4.2 水質調查結果 45
4.2.1 地面水及地下水之溶氧及硝酸鹽帶 45
4.2.2 地面水及地下水之導電度 51
4.2.3 地面水及地下水之主要成分 56
4.2.4 地面水及地下水之次要成分 60
4.3 地下水溫度剖面調查結果 62
第五章　結論 66
參考文獻 68

表目錄

表 1.2-1 宜蘭地區觀測站站址 4
表 1.2-2 宜蘭地區觀測井一覽表 5
表 2.2-1 蘭陽平原沖積扇面積與海拔高度 15
表 2.3-1 水文地質參數 20
表 2.4-1 蘭陽平原觀測井之水位 21
表 2.5-1 蘭陽平原地下水之同位素濃度 24
表 3.1-1 蘭陽平原湧泉列表 32
表 3.1-2 蘭陽平原部分湧泉之導電度與水溫 32
表 3.1-3 羅東溪第一次出入滲率量測結果 36
表 3.1-4 羅東溪第二次出入滲率量測結果 36
表 4.1-1 現場及實驗室化驗共 17 項 41
表 4.1-2 飲用水源及灌溉用水質標準 42
表 4.2-1 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月) 45
表 4.2-2 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月) 47
表 4.2-3 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月) 48
表 4.2-4 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月) 48
表 4.2-5 觀測井歷年硝酸鹽氮濃度(mg/l) 50
表 4.2-6 觀測井歷年導電度(μS/cm) 51
表 4.2-7 地面水及雨水主要離子成分(mg/l) 56
表 4.2-8 地面水及雨水主要離子成分(百分比) 56
表 4.2-9 地下水主要離子成分(mg/l) 57
表 4.2-10 地下水主要離子成分（百分比） 58
表 4.2-11 地面水及雨水之次要離子成分(mg/l) 60
表 4.2-12 地下水之次要離子成分(mg/l) 61

圖目錄

圖 1.2-1 宜蘭平原觀測井及地面水採樣位置，虛線以西為初步判斷之扇頂補注區 3
圖 2.1-1 河川流量推算河床入滲率 8
圖 2.1-2 瑞士 JDC 公司製 Flowatch 型河川流速計 8
圖 2.2-1 蘭陽平原附近之地體構造圖 10
圖 2.2-2 蘭陽平原附近之斷層分布圖 10
圖 2.2-3 蘭陽平原附近地層及基盤剖面圖 11
圖 2.2-4 蘭陽平原基盤深度與觀測井之位置 12
圖 2.2-5 蘭陽平原之斷層分布 12
圖 2.2-6 蘭陽平原水準量測之地面高度變化 13
圖 2.2-7 濁水斷層之位置與地形 13
圖 2.2-8 蘭陽平原沉積物定年推測之地面沉陷速度 mm/yr 14
圖 2.2-9 蘭陽平原之沉積速率 mm/yr 14
圖 2.2-10 蘭陽平原主要水系、高程及沖積扇分布圖 15
圖 2.2-11 蘭陽平原沖積扇分布圖 15
圖 2.2-12 蘭陽平原沿岸砂丘分佈圖。平行海岸線長條狀紅色部分，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等 16
圖 2.3-1 蘭陽平原東西向地質分層剖面圖 18
圖 2.3-2 濁水溪地區東西向地質分層剖面圖 18
圖 2.3-3 水力傳導係數 K 與含水層粒徑之關係 19
圖 2.3-4 東西向剖面之水力傳導係數 K 19
圖 2.4-1 蘭陽平原地下水分層之水位(2013 年 4 月) 23
圖 2.5-1 蘭陽平原氚濃度分布圖 26
圖 2.5-2 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素與天水線 27
圖 2.5-3 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素分層分布圖 28
圖 3.1-1 大洲站之岩心紀錄 30
圖 3.1-2 蘭陽平原湧泉位置 31
圖 3.1-3 蘭陽平原埤塘分布位置 31
圖 3.1-4 大湖路湧泉(上)遠觀；(下)近照。 33
圖 3.1-5 (上)柯林湧泉；(下)鹿埔湧泉 34
圖 3.1-6 羅東溪出入滲量測位置 35
圖 3.1-7 羅東溪四個河道斷面的流量，測量點間距為 30cm，每個斷面量測 4 次 35
圖 3.1-8 出入滲壓力量測，p1 與 p2 間隔 10cm 36
圖 3.1-9 出入滲壓力量測結果，有兩點的壓力大於 10cm，表示出滲 36
圖 3.1-10 羅東溪入滲河道泥層較厚（上圖），出滲河道河水較清澈（下圖） 37
圖 3.1-11 柯林國小鑽探柱狀圖 38
圖 4.1-1 美國 Hydrolab 水質測棒 39
圖 4.1-2 地下水還原系列示意圖 41
圖 4.1-3 （A）礁溪溫泉之井溫剖面。（B）水溫剖面，由西北向東南、水溫漸降，推測 20-50m

處之水流最快。 44
圖 4.1-4 美國 In-situ Troll-200 水壓、水溫及導電度自記測棒 44
圖 4.2-1 蘭陽平原地下水之溶氧濃度 49
圖 4.2-2 蘭陽平原地下水之硝酸鹽氮濃度 49
圖 4.2-3 蘭陽平原地下水分層之導電度 53
圖 4.2-4 蘭陽平原地下水分層之導電度 54
圖 4.2-5 蘭陽溪溪水之歷年導電度 55
圖 4.2-6 (A)冬山河及(B)新城溪溪水之歷年導電度 55
圖 4.2-7 地面水及地下水之主要離子分類 59
圖 4.3-1 蘭陽平原之地下水觀測井井溫剖面（2013 年 4-6 月） 63
圖 4.3-2 中興井之井溫剖面與粒徑比對 64
圖 4.3-3 （A）原井溫曲線(實線)及地溫梯度線(虛線)；（B）將井溫曲線依地溫梯度還原成還原線(reduced line) 65
圖 4.3-4 壯圍井之井溫還原剖面與粒徑比對 65

第一章　前言

1.1 計畫緣起及目的

(一)計畫緣起

臺灣地區之地下水資源頗為豐富，主要分布於平原、盆地和台地等地形平緩地區，其面積總和約 10,000 平方公里，深度 300 公尺內常有透水性好的地下水層分布。在河川汙染及水庫淤積問題日益嚴重，及氣溫上升降雨分布不均勻等諸多問題環繞下，使得地面水資源供應變得更不穩定，因此地下水在緩衝和補充水資源不足上勢必扮演起更重的角色。又因地下水開發成本較低，取用方便，故各目的用水競相開發。地下水開發利用之結果，雖促成各地區各項產業之發展，但往往因對地下水的認識不足、對地下水的資訊的掌握不夠，在大量的抽用地下水之後，衍生許多國土資源損害及其他的社會問題。

有鑑於地下水資源之高度重要性，而地下水補注區為地下水之水源地，一旦遭受汙染，將嚴重影響各地下水區之水質與水量。經濟部自民國 80 年起執行「臺灣地區地下水觀測網」整體計畫，進行長期且有系統的地下水區之水文地質調查、重要地區地下水調查與補注試驗、地層下陷監測調查以及地下水水質資料分析等相關工作，以充分掌握臺灣地區水文地質狀況，獲取正確可靠之地下水資訊。然而地下水系統埋藏於地下，須有充足之水文地質基本資料及長期地下水水位及水質觀測數據，才能提高地下水天然補注區範圍劃定之精確度，故中央地調所於 98-101 年執行「臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估」計畫，進行水文地質補充調查及補注潛勢評估，劃定濁水溪沖積扇和屏東平原地下水區之地下水補注區範圍，做為劃定地下水補注地質敏感區之依據。

此外由於全球氣候的極端化造成降雨分布不均，強化地下水補注地質敏感區的調查研究，並進行劃設保育，加強掌握地表水、地下水的互動調配，更能能因應較劇烈之環境變化。然國內環保意識高漲，地表水蓄水設施建設困難，保護具有提供國內用水約 30%的天然的地下水庫，除可避免地面蓄水設施所造成之環保問題，更具有國土保育之功能。國土保育應包含土地環境資源保育以及水文環境資源保育，兩者兼顧才能達成「永續發展的資(能)源與環境」。希望能藉本計畫之成果，對於保護區土地利用及水土汙染提出適當的管制辦法，使地下水資源的管理開始朝向永續利用的目標跨出一大步。

(二)計畫目標

本計畫係依據「地下水水文地質與補注模式研究」計畫（102 年至 105 年）實施進度規劃，其主要工作目標係為評估地下水補注區之水文地質特性，並瞭解區域地下水補注範圍及資源量，使地下水資源的管理朝向永續利用的目標。執行策略採分年分區執行，4 年內針對臺灣重要地下水區蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區進行調查，釐定主要地下水補注區範圍並評估地下水補注量。本「補注區劃設與資源量評估」調查分析研究工作擬達成下列目標：

1.完成蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之水文地質補充調查，以充分掌握目標地下水補注區之水文地質特性。

2.綜整相關調查成果，建立蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區地下水區之地下水補注模式，分析其補注機制、水平衡分析、地下水流模擬及地下水位水質監測，以確認地下水補注區範圍。

3.劃定蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之主要地下水補注範圍，以提供做為後續地下水補注地質敏感區劃設的依據。

4.評估蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之補注量、推估現況抽水之總抽水量及可抽用水量，並評估資源量做為水資源經營管理與保育之依據。

本報告書，乃針對地球化學補充調查部分進行撰寫。

1.2 計畫區域概述

宜蘭地區位於沖繩海槽的西南端，為蘭陽溪入海沖積而成，目前地形下陷中心軸略成東西向，谷地漸向南北方向開張。因為西邊山區帶來大量沉積物，因此宜蘭地區西測地下地質以礫石及粗砂層為主，往東入海，很快接海相的厚泥層。局部沉積速率非常快，達 1.5cm/yr，是濁水溪(彰雲地區)的兩倍。

台灣地區地下水觀測網於民國 89 年於宜蘭地區建置觀測井，民國 89-91 年建立觀測站 22 站，分層觀測井 41 口，分布間距約每五公里一站（表 1.2-1 及圖 1.2-1）。觀測站大部份都位於國小校園內，因當地水文地質情況設置一到四層的分層觀測井, 詳細的井數、濾管深度位置、建置日期及當時靜水位如表 1.2-2。觀測井的材質主要為不鏽鋼,口徑為直徑六吋,觀測層次最深達230 公尺(中興)。因為經費及施工用地的限制，觀測井常採兩口共構，例如觀測井(一)觀測井(三)共孔或觀測井(二)觀測井(四)共孔，以一孔置兩觀測井管，不同層次中以皂土及黏土封隔。

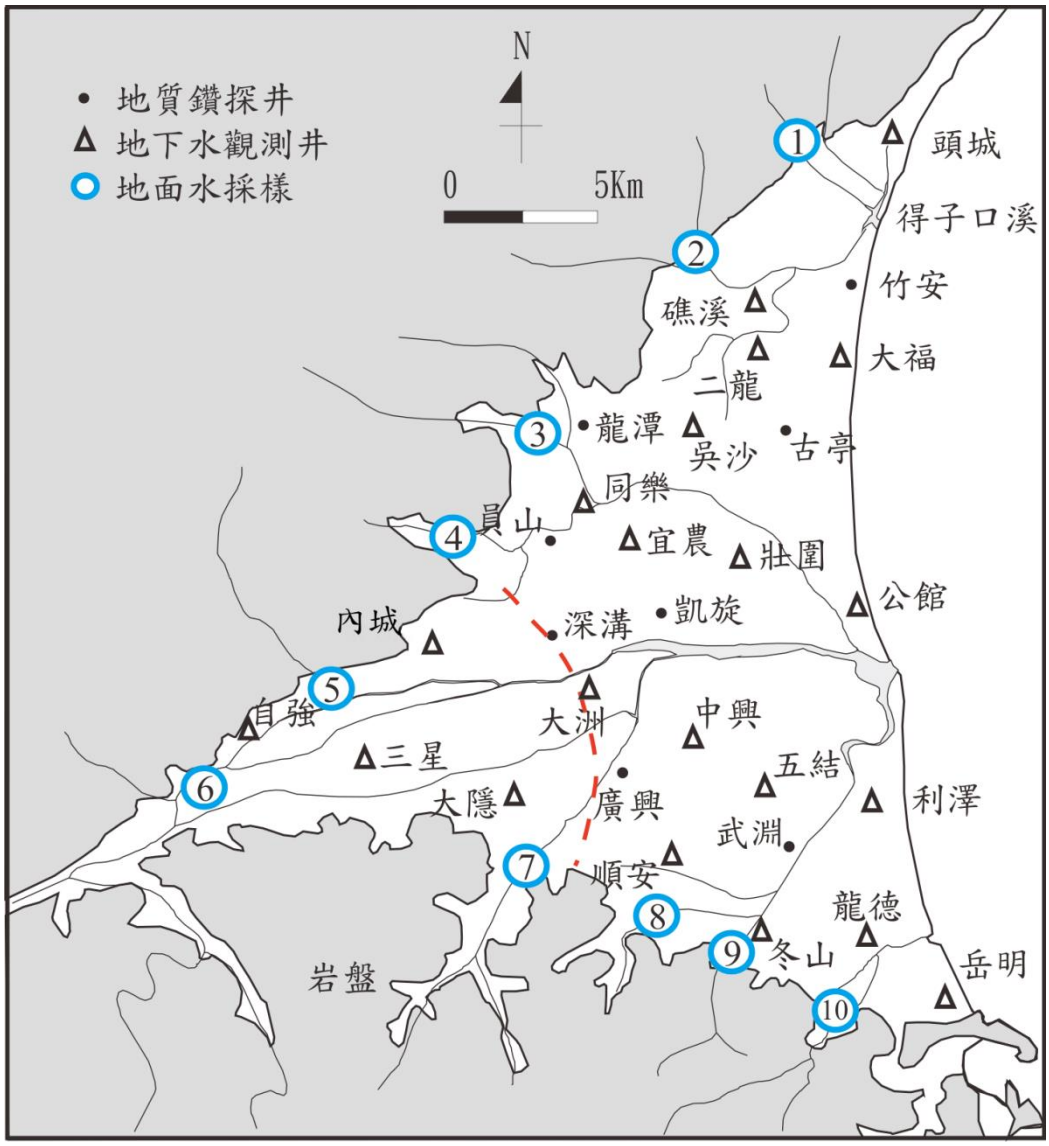


圖 1.2-1 宜蘭平原觀測井及地面水採樣位置，虛線以西為初步判斷之扇頂補注區

表 1.2-1 宜蘭地區觀測站站址

編號	站名	住址
1	自強站	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(內城國小自強分校)
2	大隱站	宜蘭縣三星鄉大隱村大隱路 129 號(大隱國小)
3	岳明站	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)
4	頭城站	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)
5	利澤站	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 12 號(利澤工業區)
6	五結站	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)
7	中興站	宜蘭縣五結鄉四結村中興路 3 段 67 號(中興國小)
8	龍德站	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)
9	冬山站	宜蘭縣冬山鄉南興村富農路四號(冬山國小)
10	內城	宜蘭縣員山鄉內城路 545 號(榮源國中)
11	壯圍	宜蘭縣壯圍鄉壯五路(壯圍國小)
12	宜農	宜蘭縣神農路 1 號(宜蘭技術學院)
13	礁溪	宜蘭縣礁溪鄉協民段地號 259 號（礁溪國小）
14	大福	宜蘭縣壯圍鄉大福路 34 號(大福國小)
15	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路八四之四號同樂國小
16	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路七九號 吳沙國中
17	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村八一號古亭國小
18	公館	宜蘭縣壯圍鄉壯圍運動公園預定地
19	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲路一六二號 大洲國小
20	三星	宜蘭縣三星鄉義德街十二號 三星國小
21	順安	宜蘭縣冬山鄉永興路二段十七號 順安國小
22	二龍	宜蘭縣礁溪鄉二龍國小

表 1.2-2 宜蘭地區觀測井一覽表

編號	井號	站名	濾水管		靜水位	X	Y	Z	分層
			起點 m	終點 m	m	m	m	m	
1	02030111	岳明一	6	27	3.97	335491	2723599	5.09	1-1
2	02080111	冬山一	28	49	1.27	329505	2725780	6.47	1-1
3	02080121	冬山二	68	86	1.67	329505	2725780	6.47	1-2
4	02030311	龍德一	13	37	4.37	331568	2726058	6.80	1-1
5	02030321	龍德二	60	78	3.92	331568	2726058	6.80	1-2
6	02030331	龍德三	100	118	2.31	331568	2726058	6.80	2-1
7	02030341	龍德四	136	151	1.96	331568	2726058	6.80	2-2
8	02080311	順安	15	32	自噴	326363	2727985	8.98	1-1
9	02030211	利澤一	16	34	2.33	333141	2729240	4.03	1-1
10	02030221	利澤二	158	170	-2.42	333141	2729240	4.03	2
11	02100111	大隱一	38	62	9.76	321310	2729412	40.64	1-1
12	02100121	大隱二	136	160	4.98	321310	2729412	40.64	1-2
13	02090111	五結一	3	15	3.68	330057	2731668	3.89	1-1
14	02090121	五結二	29	41	2.78	330057	2731668	3.89	1-1
15	02090131	五結三	64	82	2.32	330057	2731668	3.89	1-2
16	02090141	五結四	152	176	-3.43	330057	2731668	3.89	2
17	02100211	三星	26	44	32.13	314969	2729321	92.86	1
18	02100311	大洲一	25	43	2.03	322731	2732157	17.79	1-1
19	02100321	大洲二	102	120	自噴	322731	2732157	17.79	1-2
20	02070211	自強一	10	28	29.94	313166	2731959	104.81	1-1
21	02090211	中興一	15	45	2.41	327278	2732049	6.23	1-1
22	02090221	中興二	100	130	1.13	327278	2732049	6.23	1-2
23	02090231	中興三	180	192	-1.75	327278	2732049	6.23	2
24	02090241	中興四	224	230	-10.55	327278	2732049	6.23	3
25	02070111	內城一	7	49	4.26	318700	2734050	37.29	1-1
26	02060411	公館	24	36	3.38	332212	2737115	3.87	1-1
27	02060211	壯圍一	54	72	2.49	329122	2737853	2.00	1-1
28	02060221	壯圍二	112	124	1.88	329122	2737853	2.00	1-2
29	02060231	壯圍三	162	174	-1	329122	2737853	2.00	2-1
30	02010111	宜農一	19.5	34.4	1.64	324620	2738180	6.69	1-1
31	02010121	宜農二	109	133	-1.7	324620	2738180	6.69	1-2
32	02070411	同樂	41	50	7.7	322822	2739979	17.07	1-1
33	02050211	吳沙一	31	90	3.02	325944	2743274	6.71	1-1
34	02050221	吳沙二	138	156	1.54	325944	2743274	6.71	1-2
35	02060311	古亭一	31	43	2.86	329932	2741080	2.91	1-1

編號	井號	站名	濾水管		靜水位	X	Y	Z	分層
36	02060321	古亭二	100	118	3.77	329932	2741080	2.91	1-2
37	02050311	二龍	23	41	3.19	328104	2744848	2.00	1-1
38	02060111	大福	9	39.5	4.5	331460	2744155	2.62	1-1
39	02050111	礁溪一	12	20	6.50	329180	2745890	12.53	1-1
40	02050111	礁溪二	68	80	6.50	329180	2745890	12.53	1-2
41	02040111	頭城一	7	19	4.15	332895	2751096	6.65	1-1

1.3 計畫工作項目及內容

本年度計畫主要針對蘭陽平原進行地面及地下水水質採樣與分析。主要工作項目有三項：

（一）地面及地下水水質採樣與分析

針對蘭陽平原進行河流及灌排渠道之水質採樣與分析以了解補注水之水質；地下水之水質採樣與分析以了解地下水之水質及整理歷年地下水之水質數據，分析其區域地下水之地化特性。地下水是否含有溶氧及硝酸鹽，也可作為補注流徑的參考及作為判釋地下水補注區分布範圍之依據。蘭陽平原地下水區預計完成雨水 2 個、地面水 10 個及地下水 40 個調查點的水質分析（項目：溫度、導電度、溶氧、硝酸鹽等 17 項）。

（二）地下水溫度剖面調查

調查蘭陽平原地下水觀測井的溫度剖面，推算地溫梯度，以提供地下水流向變化的瞭解。

（三）綜整蘭陽平原水文地質調查資料及蒐集氚濃度分析資料，描述區域性水文地質及水質特性。

第二章　水文地質架構分析

2.1 水文地質分析方法

水文地質分析大致分三大部分：（一）地下水盆地、（二）主要含水層分層、（三）水位水質分析及（四）河道出入滲調查。因蘭陽平原的湧泉現象很明顯，但河道的湧泉調查尚沒有研究進行，本研究於羅東溪進行湧泉調查，以幫助釐清扇頂補注區的界線。

（一） 地下水盆地

建立地質架構，探討大尺度的地下水蘊藏與流動，例如：地下水最深可達哪些地層，有何構造及地層的控制等。收集相關研究文獻，包含地球物理調查（震測、重力、電測、電磁測、GPS 測量、衛星遙測等）、地質調查（地面調查、地形分析、海洋調查、鑽探、岩心分析、化石、花粉、定年、地層層序分析等）等前人研究資料，研判該地區之地下水盆地之分布。

（二） 水文地質分層

研判該地區之地下水主要使用層次。收集相關研究文獻及調查報告，包含水井調查（水井分布、抽水量、水質等），水文地質調查（鑽探、岩心分析、化石、花粉、定年、地層層序分析、抽水試驗、水質等），輔以小尺度的地球物理調查（震測、重力、電測、電磁測、GPS 測量、衛星遙測等）、地質調查（地面調查、地形分析、海洋調查、鑽探）等前人研究資料。以蘭陽平原為例：地下水盆地最深可達 1400m，但目前地下水應用部分多在上部 300m 內，因更新世以來有多次的冰河期及環境變遷，水文地質上有多層次的形成。

（三） 水位水質分析

根據水文地質分層，整理水位及水質數據（包含氚及氫氧同位素），探討區域地下水的補注、流動及化學反應。

（四） 河道出入滲調查（流速流量法）

由河川流量推算河床入滲率，在上下游各進行河川流量量測，上游流量為 Qu，下游流量為 Ql，溪水補注 Rc 為兩者相減（圖 2.1-1）

$$R_c=Q_u-Q_l \qquad （式 2-1）$$

若量測時間短，可忽略蒸發量，但需確認兩河段之間，無人為抽水或排放，否則需加以量測並加減之。斷面量測由一岸連續測至另一岸，每間隔 W 寬度(本研究為 30 cm)量測水深(D)及流速(V)，流速測量點為水面下 0.6 河深（Holmes et al., 2001），以該點之流速代表該單位面積之平均流速，單一單位之流量為

$$Qn=W\times Dn\times Vn \qquad （式 2-2）$$

累加全部之流量即為該斷面之流量，若全斷面共有 n 點

$$Q=\Sigma Qn \qquad \text{（式 2-3）}$$

為了瞭解測量誤差，每一個斷面都進行 4 次重複量測。本研究之流速計為瑞士 JDC 公司製 Flowatch 型，葉輪直徑 6 cm 及 2 cm、最低流速為 0.03 m/s、準確度 2 %（圖 2.1-2）。

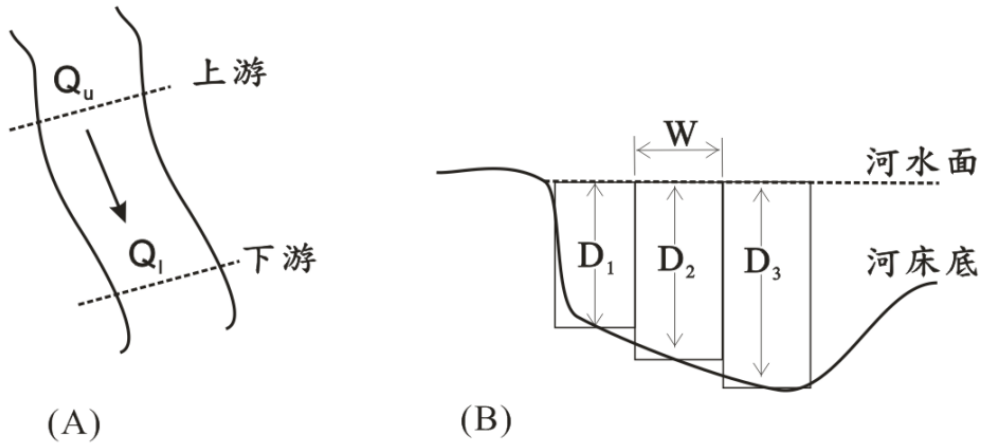


圖 2.1-1 河川流量推算河床入滲率，（A）流量斷面位置；（B）固定寬度之深度(D)與流速量測。

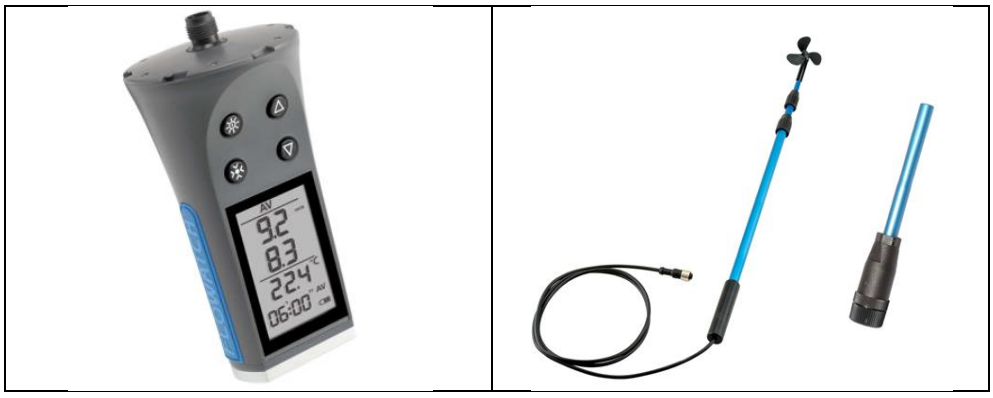


圖 2.1-2 瑞士 JDC 公司製 Flowatch 型河川流速計

2.2 地下水盆地

蘭陽平原東側由北往南之地體構造單元為南沖繩海槽的弧後盆地、琉球島弧、和平海盆、南澳海盆、增積岩體、琉球海溝隱沒系統，及台灣東部之菲律賓海板塊/歐亞大陸板塊碰撞系統(Sibuet et al.,1998)。蘭陽平原可視為沖繩海槽的向西延伸，沖繩海槽目前仍持續有南北開張的活動（圖 2.2-1）。

受整體地體構造的影響，蘭陽平原之地層分布及主要構造，走向大都為東北-西南向，後期轉東西向（圖 2.2-2）。濁水-梨山斷層是主要的構造分隔斷層，

此斷層北邊為雪山山脈的始新世-漸新世西村層及四稜層、南邊為脊樑山脈的中新世蘇澳層（相當於廬山層）（圖 2.2-3）。

基盤岩以上接未固結的更新世及全新世地層，基盤等深線顯示，未固結沉積層最深處位於北半部，最厚達 1400 m（江新春，1976），大約位於觀測井古亭站及大福站附近（圖 2.2-4）。觀測井龍德站在深度 242 m 鑿遇岩盤，龍德西北方的中油武淵井也在 267m 鑿遇岩盤(曾弘志和黃道強,1974;江協堂等,2008)。蘭陽平原北側的構造在早期可能較為活躍，平原下有 8 條以上的斷層，以盆地開張的特性判斷,應大都為正斷層(圖 2.2-5)。近年的水準量測則顯示(Liu, 1995)，南北向的地面下陷位於宜蘭市至羅東市中間，每年約有 2 cm（圖 2.2-6），濁水斷層為其中最重要的一條斷層（圖 2.2-7）。東西向的地面下陷則以東側靠海處較大（圖 2.2-8）。

蘭陽平原的沉積速率約 10-20 mm/yr（圖 2.2-9），沉積速率除了受到構造控制外，也受到沉積體系的影響。蘭陽平原的地形分布與沉積環境息息相關，沉積物的來源為山區河流於平原交界處形成的沖積扇（圖 2.2-10），前人研究顯示至少有 17 個大小沖積扇（圖 2.2-11；張瑞津等，1995），最大的為蘭陽溪沖積扇（66 km^2），其次為羅東溪沖積扇（21 km^2）（表 2.2-1）。

另外一個重要的沉積為沿岸砂丘，本地因強烈的東北季風及夏季颱風，強烈的海浪沿海邊形成砂丘（圖 2.2-12），砂丘的西側因而形成潟湖或濕地，主要以泥質沉積為主。平行海岸線長條狀砂丘，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如等，2009)。

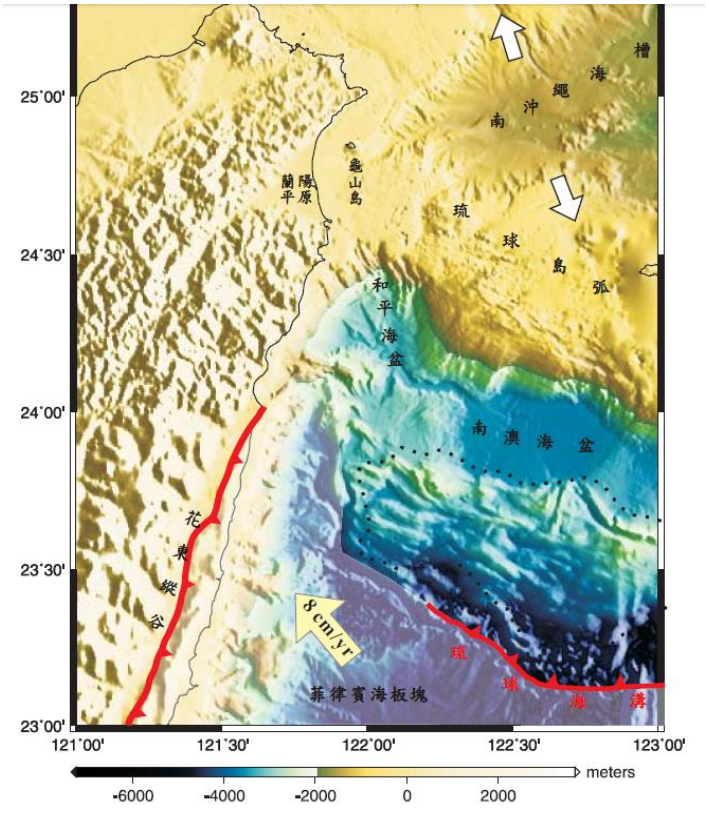


圖 2.2-1 蘭陽平原附近之地體構造圖（康竹君等，2008）

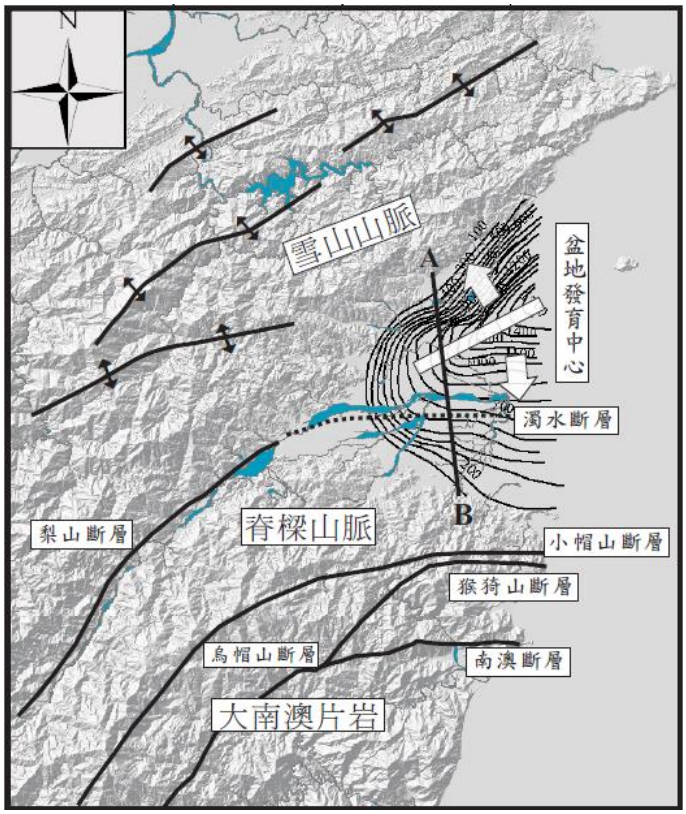


圖 2.2-2 蘭陽平原附近之斷層分布圖（康竹君等，2008）

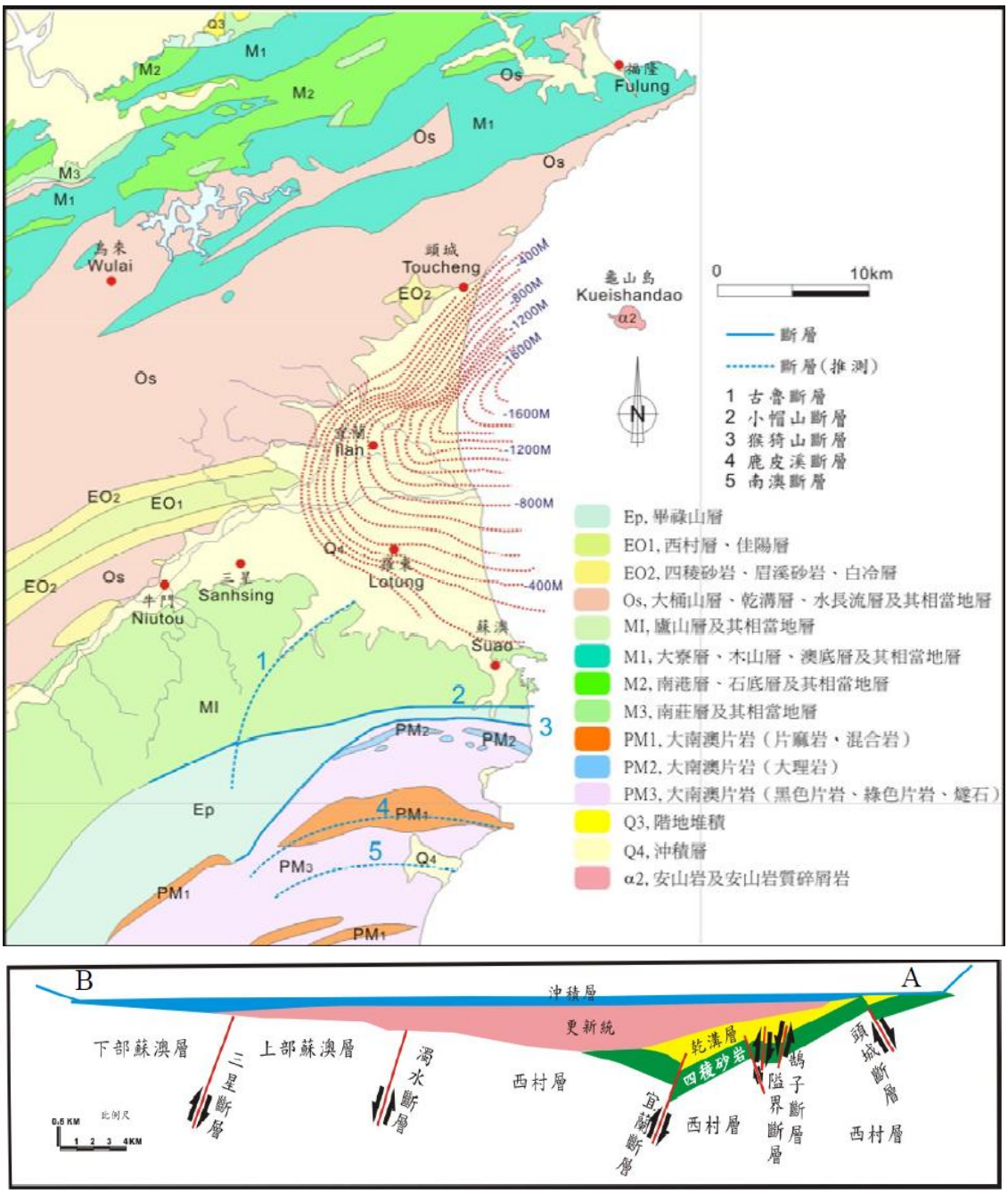


圖 2.2-3 蘭陽平原附近地層及基盤剖面圖

（江新春，1976；邱詠恬，2008；康竹君等，2008）

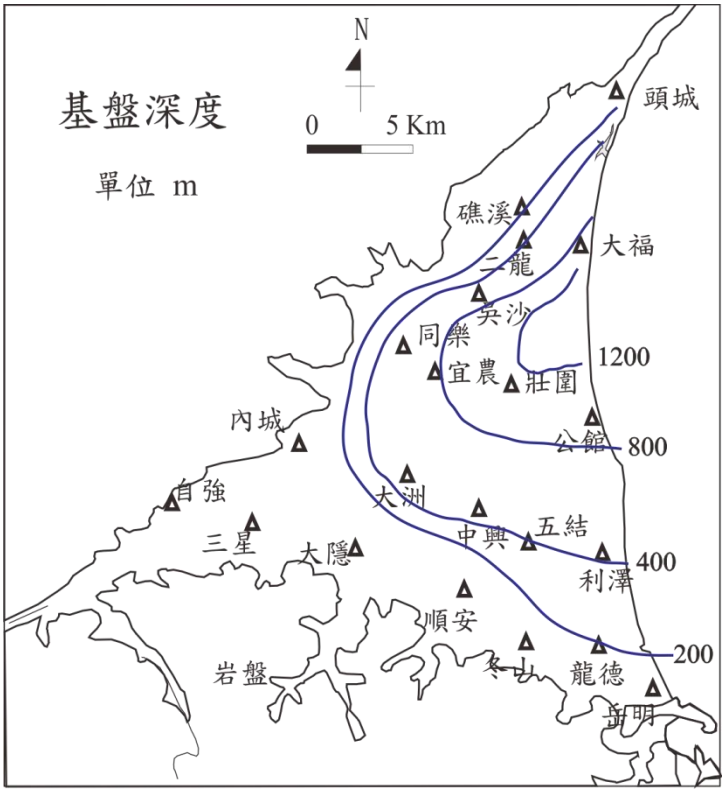


圖 2.2-4 蘭陽平原基盤深度與觀測井之位置
（基盤深度引用自江新春，1976）

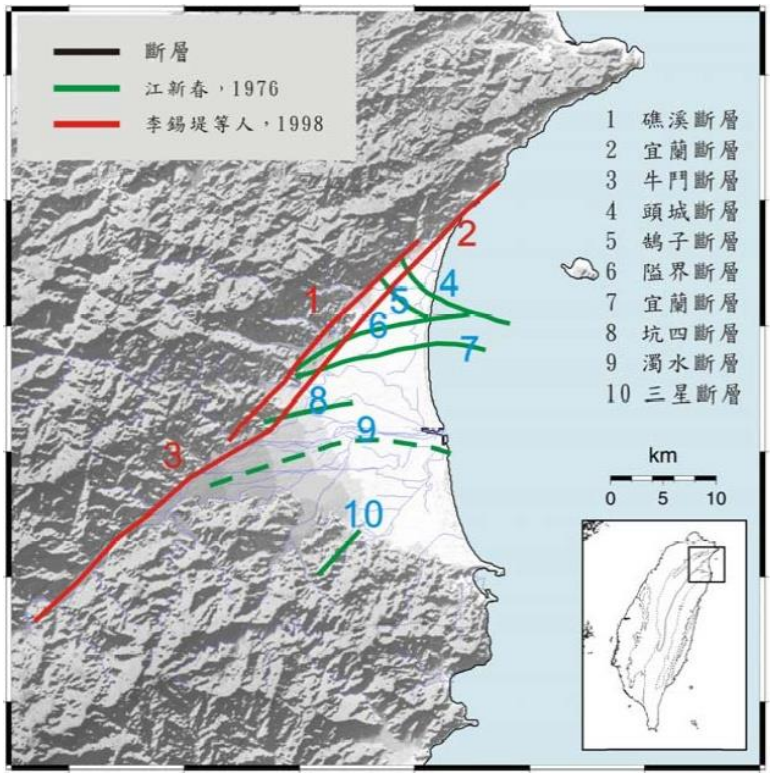
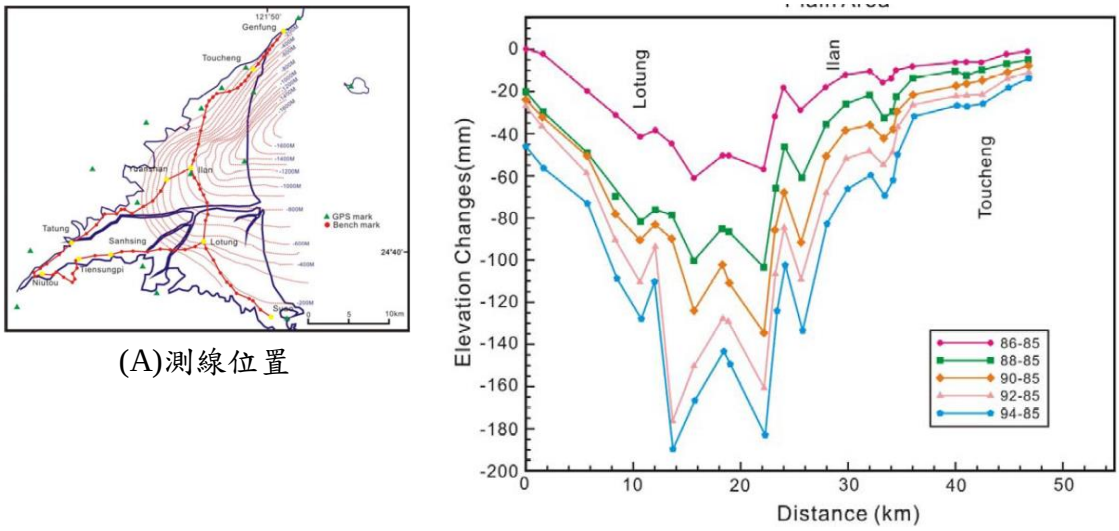


圖 2.2-5 蘭陽平原之斷層分布（邱詠恬，2008）



(A)測線位置

(B)1985-1994年水準量測結果

圖 2.2-6 蘭陽平原水準量測之地面高度變化（Liu, 1995）

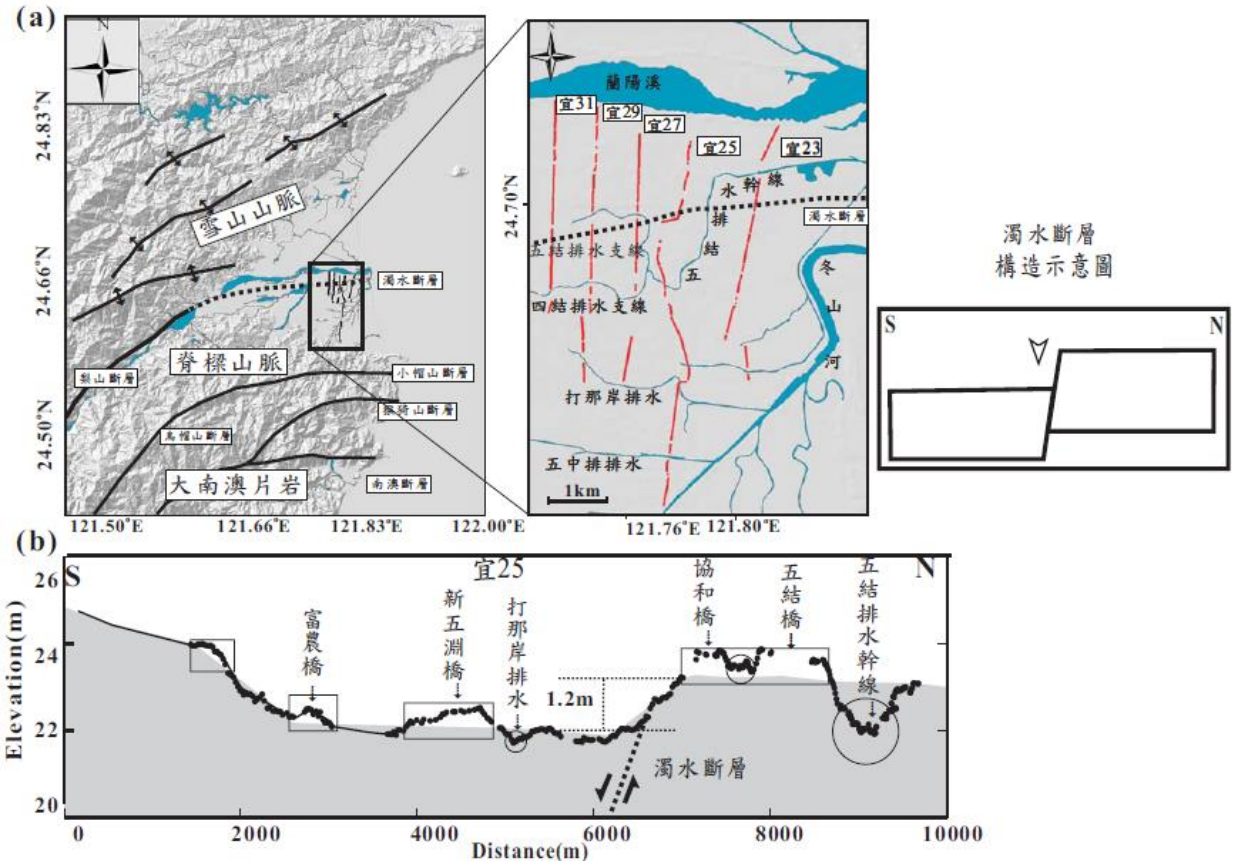


圖 2.2-7 濁水斷層之位置與地形（康竹君等，2008）

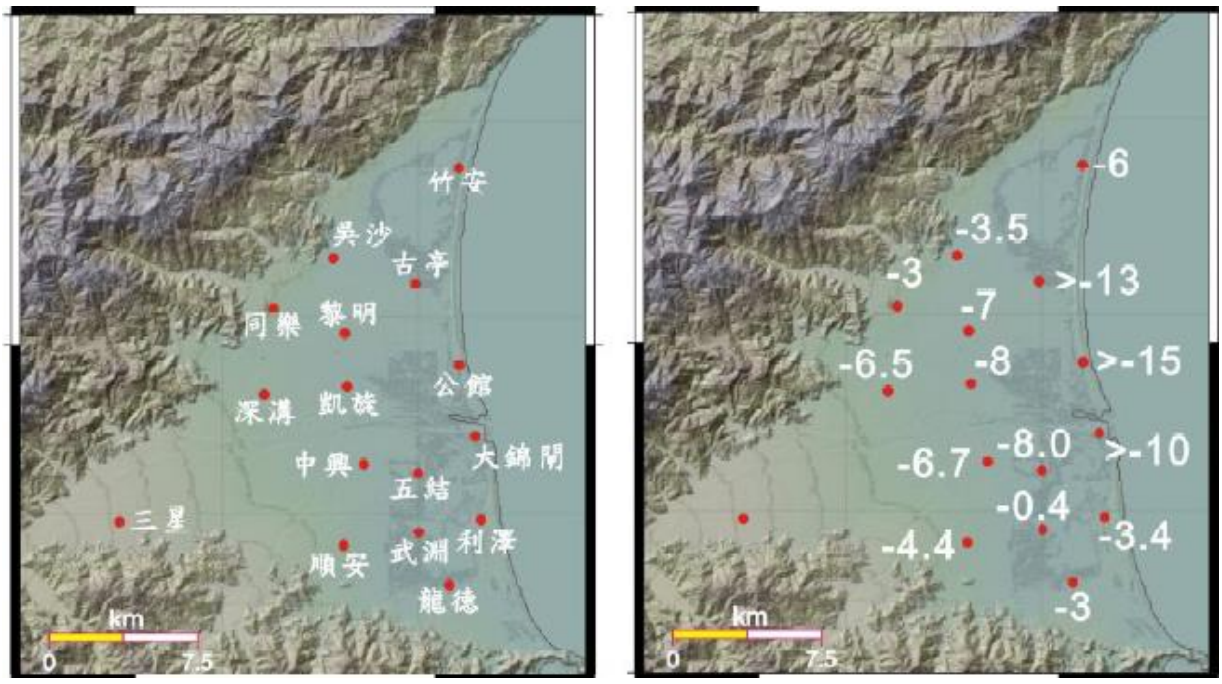


圖 2.2-8 蘭陽平原沉積物定年推測之地面沉陷速度 mm/yr（謝孟龍, 2006）

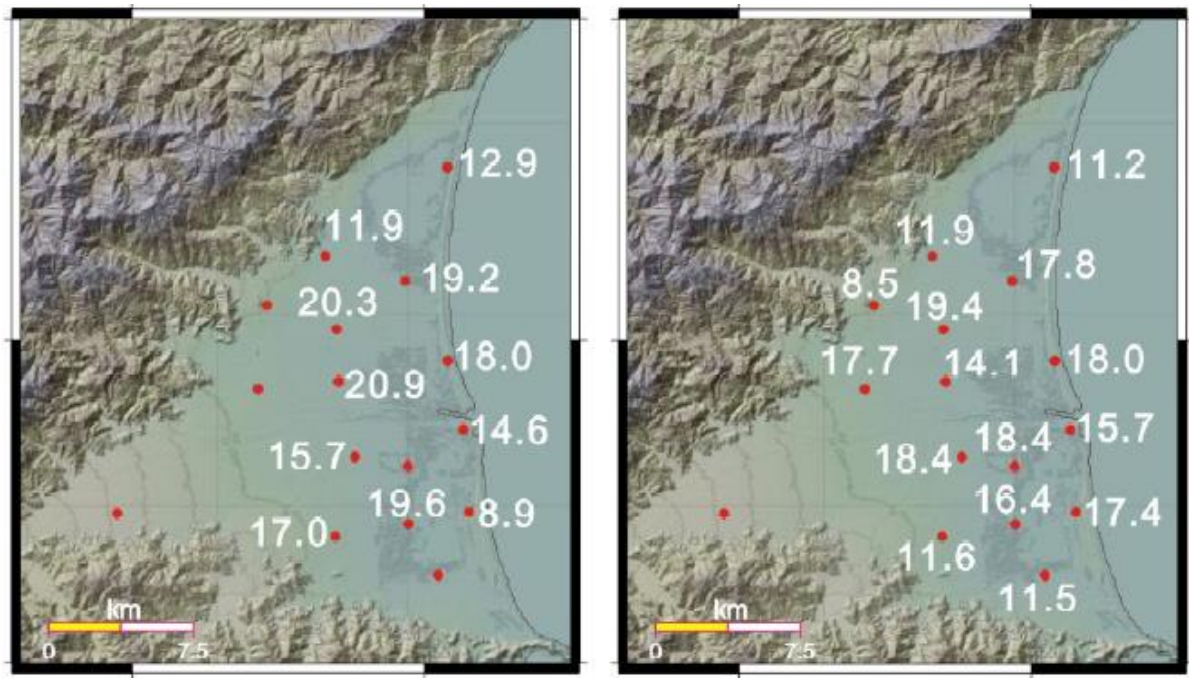


圖 2.2-9 蘭陽平原之沉積速率 mm/yr，左圖：16000-10000 年前；右圖：10000-5000 年前（謝孟龍, 2006）

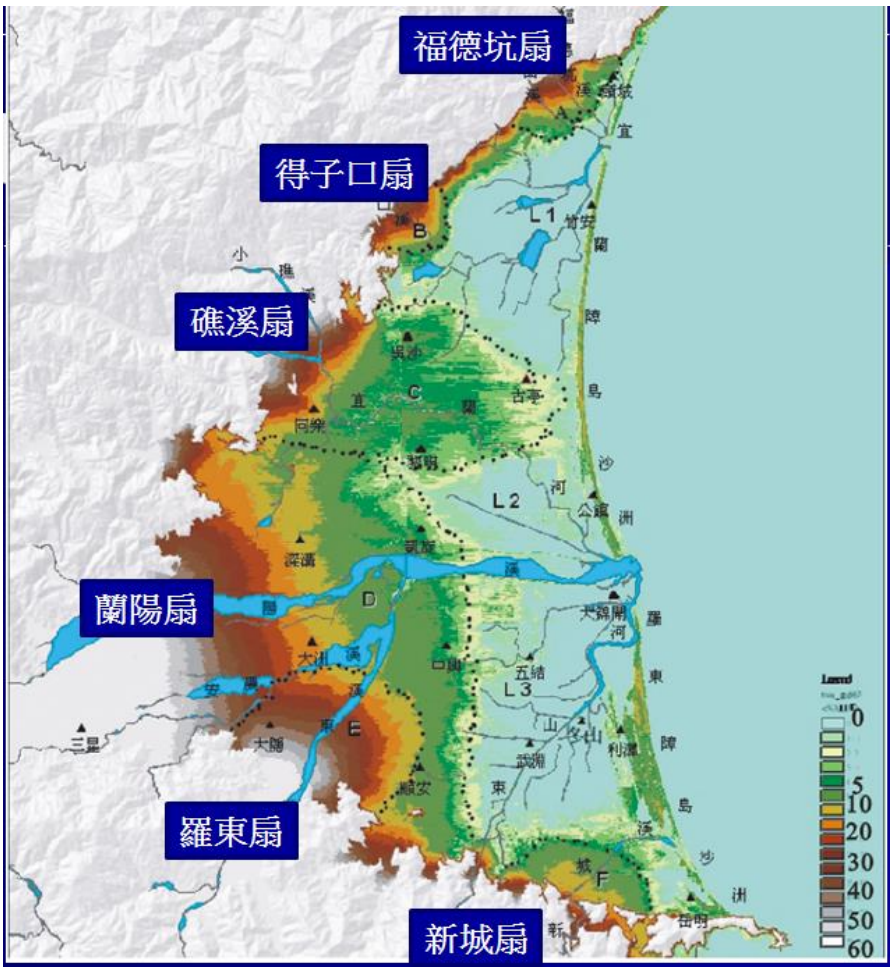


圖 2.2-10 蘭陽平原主要水系、高程及沖積扇分布圖（鄭迄君，2010）

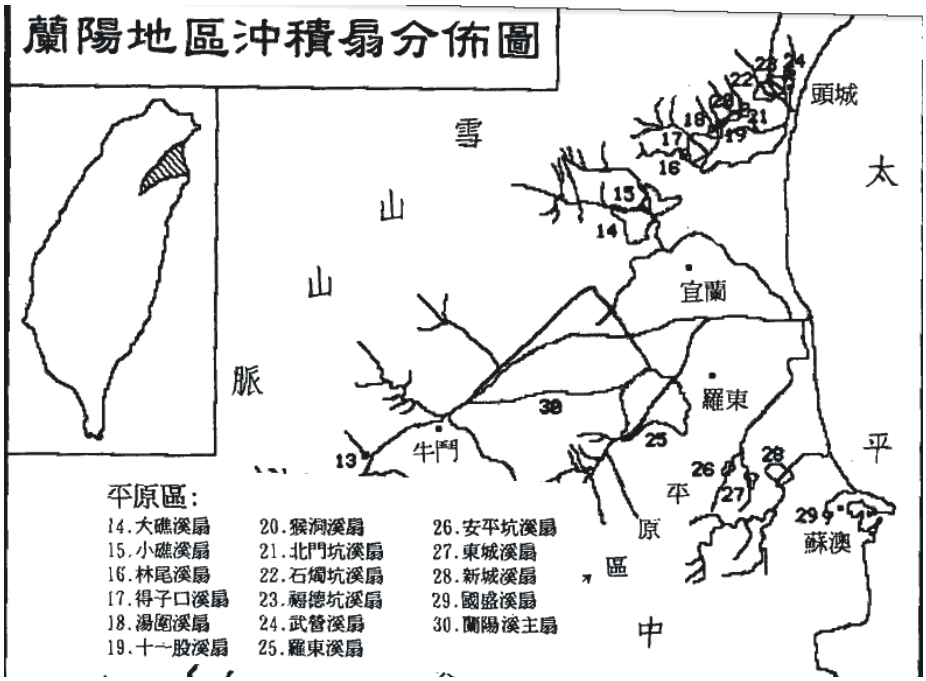


圖 2.2-11 蘭陽平原沖積扇分布圖（張瑞津等，1995）

表 2.2-1 蘭陽平原沖積扇面積與海拔高度（張瑞津等，1995）

扇名		沖積扇面積 (km^2)	扇頂高度 (m)	扇端高度 (m)	集水域面積 (km^2)	扇名		沖積扇面積 (km^2)	扇頂高度 (m)	扇端高度 (m)	集水域面積 (km^2)
雪山山脈側	大礁溪	6.06	80	10	26.21	中央山脈側	羅東溪	21.72	70	10	63.99
	小礁溪	13.78	70	10	13.82		安平坑溪	0.34	30	10	3.34
	林尾溪	0.94	40	20	5.61		東城溪	0.57	50	10	2.09
	得子口溪	2.68	50	10	13.49		新城溪	1.36	15	10	47.17
	湯圍溪	0.43	85	5	1.03		國盛溪	0.12	35	5	0.25
	十一股溪	0.50	85	5	1.04		蘭陽溪	66.32	150	30	583.29
	猴洞坑溪	0.74	35	5	4.45						
	北門坑溪	0.64	40	5	2.54						
	石燭坑溪	5.16	40	10	5.53						
	福德坑溪	2.47	50	10	8.78						
	武營溪	0.23	25	10	1.76						

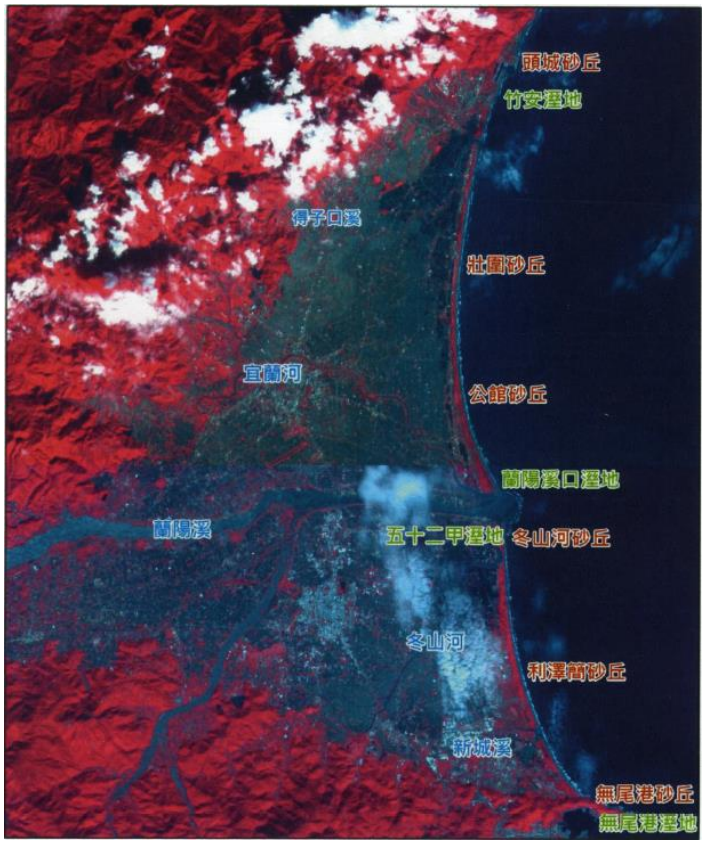


圖 2.2-12 蘭陽平原沿岸砂丘分佈圖。平行海岸線長條狀紅色部分，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如等，2009)

2.3 水文地質分層

蘭陽平原地下水觀測站共有 22 站、分層觀測井 41 口，最深的井為中興四

號井，濾水管底部之深度達 230m。根據沉積物碳十四的定年資料，深度 0-250 m 的地層，大都為二萬年來的堆積，其中末次冰期的堆積並不多，深度約 150-250 m，當時可能以侵蝕環境為主（圖 2.3-1）。西側較厚的沖積扇礫石/砂層堆積，約形成於一萬年來之海進期，厚度約不超過 150 m；此礫石/砂層向東漸變為厚層泥，在利澤及公館等地，厚度超過 200 m。因為從礫石的含水層至泥層的不透水層，相變相當快，顯示西部高區為地下水的補注區，往東因泥層的隔絕，含水層漸漸尖滅。

區域性含水層建議分為三層：第一含水層（AF1）深度為 150 m 內，此層形成於一萬年之全新世，局部地區可再分為 AF1-1(共 23 口)及 AF1-2（共 10 口）；第二含水層的深度約為 150-200 m（共 6 口）；第三含水層深度約為 200-250 m，只有 1 口（中興四）（表 2.3-1）。以上分層概念乃考慮與西部地下水層分類相同，將全新世形成之含水層命名為第一含水層（AF1），在濁水溪地區此層較薄，約只有 50 m，但第二含水層較厚（形成於末次冰期），約 50-150 m 厚（圖 2.3-2）。

由抽水試驗推算本區含水層之水力傳導係數(hydraulic conductivity)，總數 40 口觀測井中，水力傳導係數以 10^{-4} m/s 為最多，其含水層的粒徑為礫、砂、或砂/泥互層，有些礫及砂的含水層，可能淘選較好，較不含泥，其水力傳導係數可達 10^{-3} m/s（圖 2.3-3 及表 2.3-1）。當含水層中的泥層越多時，水力傳導係數降至 10^{-5} m/s，有兩口井（古亭二及壯圍三）泥層多而砂層少，水力傳導係數只有 10^{-6} 至 10^{-7} m/s（相當於阻水層）。值得注意是五結一與二號井的水力傳導係數高達 2×10^{-3} m/s，該含水層是由淘選良好的砂層所組成（海灘砂），比扇頂礫石層的水力傳導係數（$2\sim7\times10^{-4}$ m/s）高（圖 2.3-4）。本區含水層儲水係數的數據並不多，龍德站及大隱站的複井抽水試驗顯示，含水層的儲水係數約為 10^{-3} 至 10^{-4} 之間。

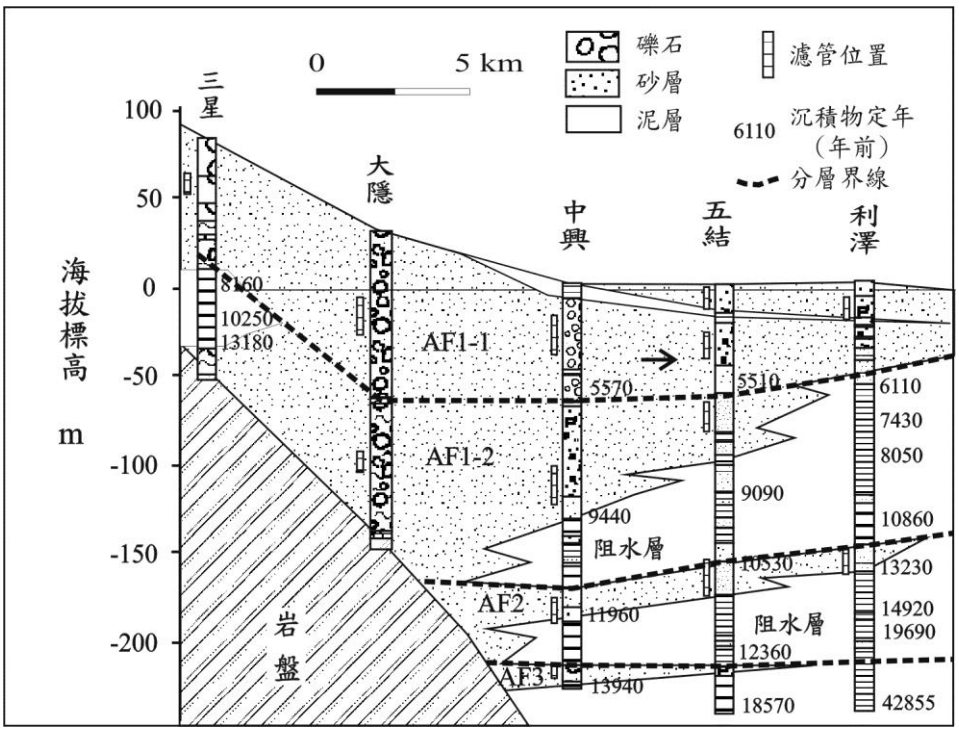


圖 2.3-1 蘭陽平原東西向地質分層剖面圖

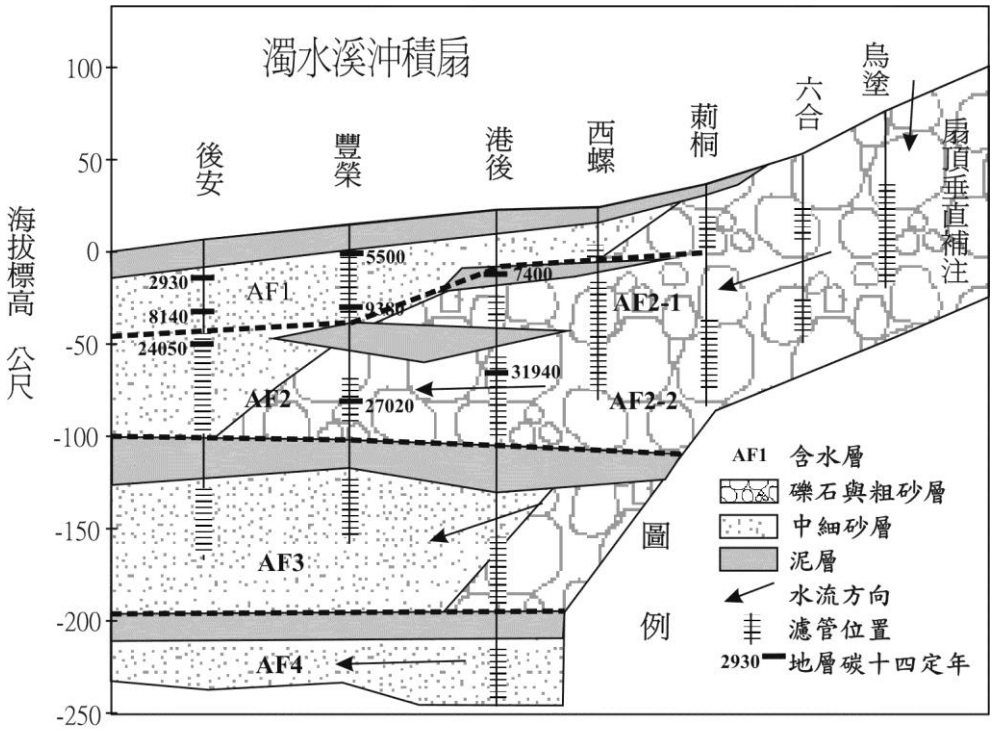


圖 2.3-2 濁水溪地區東西向地質分層剖面圖

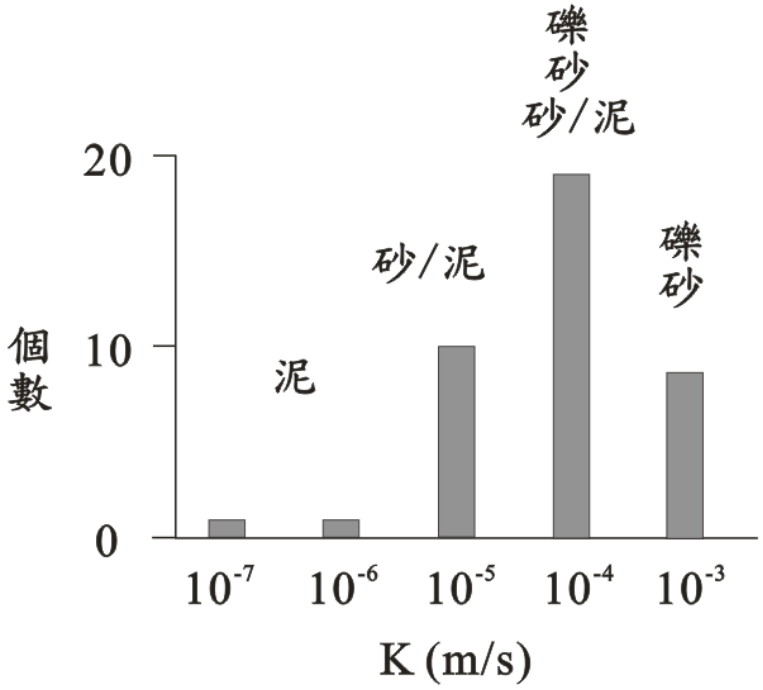


圖 2.3-3 水力傳導係數 K 與含水層粒徑之關係

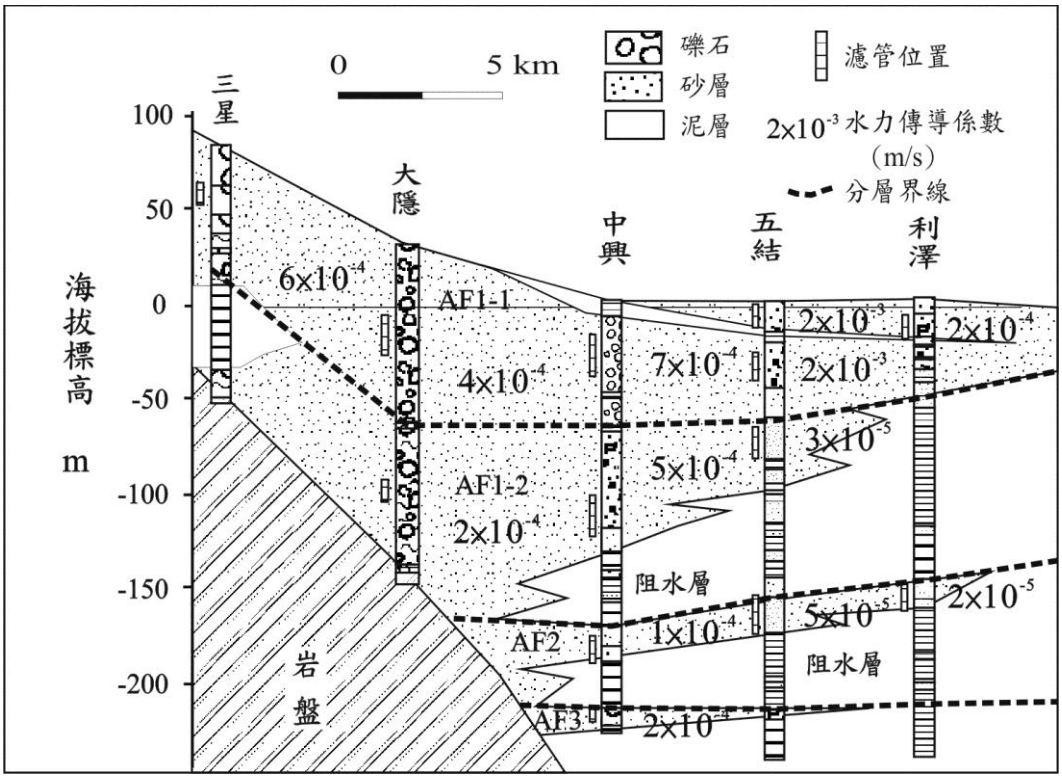


圖 2.3-4 東西向剖面之水力傳導係數 K

表 2.3-1 水文地質參數

編號	井名	T (m^2/min)	K (m/s)	含水層粒徑	複井 T (m^2/min)	複井 S
1	岳明一	0.0360	5.00E-05	砂		
2	冬山一	1.5300	2.13E-03	礫		
3	冬山二	1.4358	1.12E-03	礫		
4	龍德一	0.5770	4.01E-04	礫/砂	0.816	0.00216
5	龍德二	0.0563	5.21E-05	砂/泥	0.0686	0.000521
6	龍德三	0.2270	2.10E-04	礫/砂	0.249	0.000196
7	龍德四	0.0243	3.38E-05	砂/泥	0.0664	0.000428
8	順安	0.0145	1.42E-05	礫/砂/泥		
9	利澤一	0.2274	2.11E-04	砂		
10	利澤二	0.0128	1.78E-05	砂/泥		
11	大隱一	0.6080	4.05E-04	礫	0.43	0.00146
12	大隱二	0.2479	1.72E-04	礫	0.396	0.0002
13	五結一	1.6561	2.30E-03	砂		
14	五結二	1.2975	1.80E-03	砂		
15	五結三	0.0355	3.29E-05	砂/泥		
16	五結四	0.0688	4.78E-05	砂/泥		
17	三星	0.6580	6.09E-04	礫		
18	大洲一	2.8000	2.59E-03	礫		
19	大洲二	1.8800	1.74E-03	礫		
20	自強一	0.0264	2.45E-05	礫		
21	中興一	1.2903	7.17E-04	礫/砂/泥		
22	中興二	0.8998	4.98E-04	砂/泥		
23	中興三	0.0978	1.36E-04	砂/泥		
24	中興四	0.0603	1.68E-04	砂/泥		
25	內城一	2.9208	1.05E-03	礫		
26	公館	0.3960	5.50E-04	砂		
27	壯圍一	0.3454	9.87E-03	砂		
28	壯圍二	0.0043	2.26E-04	砂/泥		
29	壯圍三	0.0001	1.45E-07	泥		
30	宜農一	0.6155	6.88E-04	砂/泥		
31	宜農二	0.0721	5.00E-05	砂/泥		
32	同樂	0.1750	3.24E-04	礫/砂/泥		
33	吳沙一	0.4930	1.39E-04	砂/泥		
34	吳沙二	0.0280	2.59E-05	砂/泥		
35	古亭一	0.7990	1.11E-03	砂		
36	古亭二	0.0070	6.48E-06	泥		
37	二龍	0.4210	3.90E-04	砂		
38	大福	1.1461	6.26E-04	砂/泥		
39	礁溪一	0.4000	5.01E-04	礫石		
40	礁溪二	0.0250	2.51E-05	砂/泥		
41	頭城一	0.7261	9.95E-04	砂		

2.4 水位水質分析

蘭陽平原地下水分層水位如表 2.4-1 及圖 2.4-1。水位最高為三星井（海拔 58.5 m），最低為二龍井（海拔-0.65 m）。自湧井第 1-1 含水層有 1 口：順安，第 1-2 含水層有 3 口：大洲、宜農及中興，第 2 含水層有 4 口：壯圍、中興、五結及利澤，第 3 含水層有 1 口：中興。推測受壓與非受壓的界線大約在大洲站與大隱站之間。

水位分布明顯顯示，地下水的流向為由西向東流，進入大隱站後已開始有分層，大隱 2 號井的水位高於大隱 1 號井，顯示可能深層的水往上層流。西邊扇頂區的水力梯度較高（4.4×10^{-3}），東邊平原區的沙泥層水力梯度較低（1.0×10^{-3}）。局部地區已有低於海平面之地下水位，大福站及二龍站的地下水位為海平面下 0.23~0.65 m，可能導因人為之抽水。

表 2.4-1 蘭陽平原觀測井之水位

編號	井名	標高(m)	2013 年 4 月水位		2013 年 9 月水位	
			距井口	海拔標高(m)	距井口	海拔標高(m)
1	岳明一	5.09	3.87	1.22	4.08	1.01
2	冬山一	6.47	2.09	4.38	2.40	4.07
3	冬山二	6.47	2.25	4.22	2.47	4.0
4	龍德一	6.80	4.81	1.99	4.93	1.87
5	龍德二	6.80	6.70	0.1	4.75	2.05
6	龍德三	6.80	3.44	3.36	4.22	2.58
7	龍德四	6.80	2.4	4.4	2.88	3.92
8	順安	8.98	自湧	>8.98	自湧	>8.98
9	利澤一	4.03	2.38	1.65	2.80	1.23
10	利澤二	4.03	自湧	>4.03	自湧	>4.03
11	大隱一	40.64	11.36	29.28	11.36	29.28
12	大隱二	40.64	6.41	34.23	6.10	34.54
13	五結一	3.89	2.74	1.15	3.0	0.89
14	五結二	3.89	1.77	2.12	2.20	1.69
15	五結三	3.89	1.76	2.13	1.81	2.08
16	五結四	3.89	自湧	>3.89	自湧	>3.89
17	三星	92.86	34.36	58.5	31.22	61.64
18	大洲一	17.79	1.89	15.9	1.89	15.9
19	大洲二	17.79	自湧	>17.79	自湧	>17.79
20	自強一	104.81	無水	<104.81	無水	<104.81
21	中興一	6.23	1.57	4.66	1.36	4.87
22	中興二	6.23	0.66	5.57	0.64	5.59

編號	井名	標高(m)	2013 年 4 月水位		2013 年 9 月水位	
			距井口	海拔標高(m)	距井口	海拔標高(m)
23	中興三	6.23	自湧	>6.23	自湧	>6.23
24	中興四	6.23	自湧	>6.23	自湧	>6.23
25	內城一	37.29	4.46	32.83	3.87	33.42
26	公館	3.87	2.66	1.21	3.02	0.85
27	壯圍一	2.00	1.93	0.07	1.18	0.82
28	壯圍二	2.00	0.6	1.4	0.88	1.12
29	壯圍三	2.00	自湧	>2.0	自湧	>2.0
30	宜農一	6.69	0.9	5.79	1.02	5.67
31	宜農二	6.69	自湧	>6.69	自湧	>6.69
32	同樂	17.07	7.87	9.2	7.12	9.95
33	吳沙一	6.71	2.4	4.31	2.24	4.47
34	吳沙二	6.71	1.32	5.39	0.92	5.79
35	古亭一	2.91	2.06	0.85	1.17	1.74
36	古亭二	2.91	0.6	2.31	0.88	2.03
37	二龍	2.00	2.65	-0.65	3.17	-1.17
38	大福	2.62	2.85	-0.23	3.20	-0.58
39	礁溪一	12.53	6.10	6.43	5.14	7.39
40	礁溪二	12.53	6.34	6.19	5.07	7.46
41	頭城一	6.65	3.46	3.19	3.72	2.93

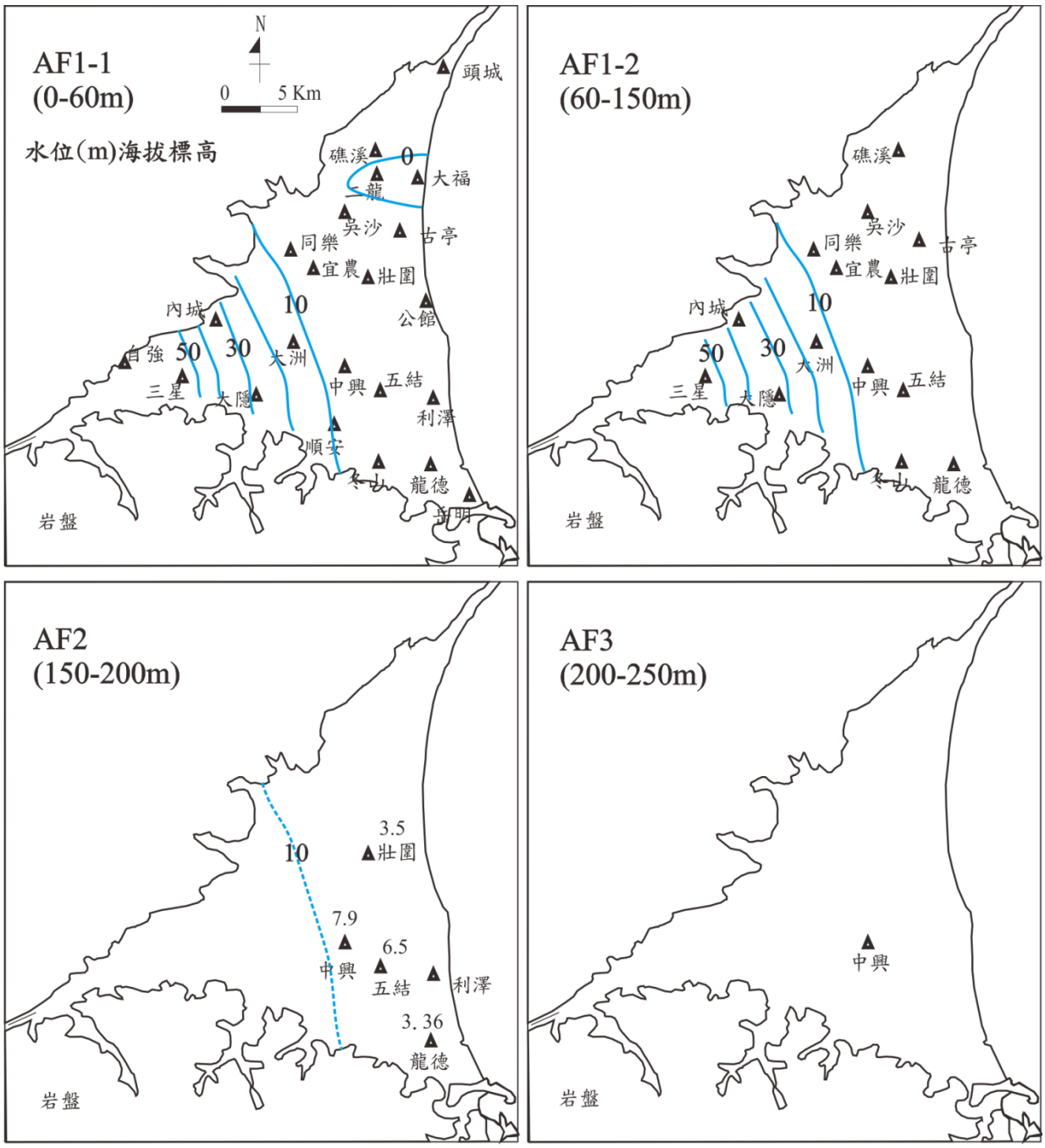


圖 2.4-1 蘭陽平原地下水分層之水位(2013 年 4 月)

2.5 同位素

地下水的氚濃度為民國 91 年的數據(表 2.5-1)，其判斷準則為氚濃度< 1TU 的地下水為 1953 年之前的老水，若> 1TU 則為 1953 年後補注的新水(劉聰桂，2002)。由圖 2.5-2 可知，含水層 1-1 除了大福及吳沙外，皆為 1953 年後補充的新水；含水層 1-2 則只有大洲為新水、其餘都是老水；含水層 2 及含水層 3 則都是老水。

蘭陽平原 2013 年 4 月地下水氫氧同位素比值，除了大福站外，皆沿著天水線分布，顯示地下水的來源皆為降雨(圖 2.5-3)。氧同位素的分層分布如圖 3.2-10。最低值為三星站-7.3、最高值為大福站-2.6。第一含水層北側的值偏小，約-6.5 至-6.0；南側的值稍大，約-4.7 至-6.5。深層的第二及三含水層，約-6.5。

表 2.5-1 蘭陽平原地下水之同位素濃度

	井位	氚	δD	δ18O
1	岳明		-20.7	-4.71
2	冬山(一)		-24.9	-5.5
3	冬山(二)		-25.6	-5.1
4	龍德(一)		-24.7	-5.2
5	龍德(二)		-24.0	-5.3
6	龍德(三)		-25.8	-5.5
7	龍德(四)		-36.8	-6.60
9	利澤(一)	2.3	-25.9	-5.3
10	利澤(二)	0	-34.2	-6.5
11	大隱(一)	1.9	-35.2	-6.3
12	大隱(二)	0.3	-36.3	-6.6
13	五結(一)	1.9	-34.9	-6.5
14	五結(二)	0.3	-35.8	-6.6
15	五結(三)	0.2	-34.5	-6.5
16	五結(四)	0	-34.2	-6.4
17	三星	2	-43.0	-7.3
18	大洲(一)	2.6	-42.7	-7.1
19	大洲(二)	4.9	-42.3	-7.2
20	中華(自強)	1.2		
21	中興(一)	2.5	-29.9	-5.7
22	中興(二)	0	-37.0	-6.8
23	中興(三)	0.1	-36.0	-6.5
24	中興(四)	0	-35.3	-6.5
25	內城		-36.5	-6.5

	井位	氚	δD	δ18O
26	公館	3.5	-23.4	-4.5
27	壯圍(一)		-34.3	-6.5
28	壯圍(二)		-35.2	-6.5
29	壯圍(三)		-35.7	-6.5
30	宜農(一)		-33.4	-6.2
31	宜農(二)		-33.0	-6.4
32	同樂	1.6	-32.6	-6.2
33	吳沙(一)	0.4	-30.5	-5.8
34	吳沙(二)	0.3	-32.4	-6.0
35	古亭(一)	0.3	-32.7	-6.3
36	古亭(二)	0.2	-33.5	-5.8
37	二龍	1	-32.4	-6.0
38	大福		-14.3	-2.6
39	礁溪新小(淺)		-37.1	-6.4
40	礁溪國小		-36.0	-6.5
40	礁溪新小(深)		-35.6	-6.2
41	頭城	1.4	-33.2	-5.9

氚數據來源：劉聰桂（2002）；氫氧同位素：彭宗仁（2013）採樣日期 2013 年 4 月

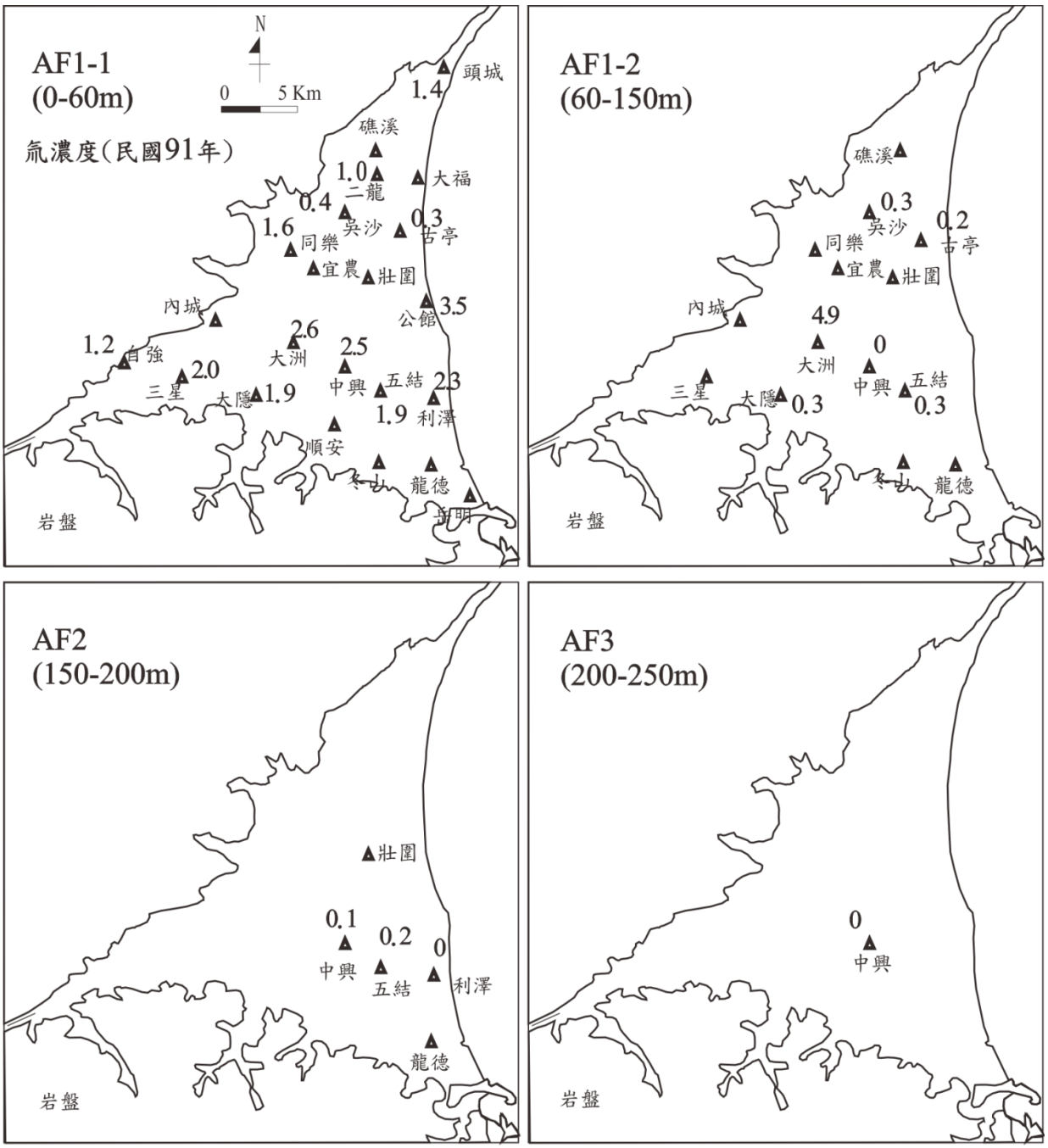


圖 2.5-1 蘭陽平原氟濃度分布圖

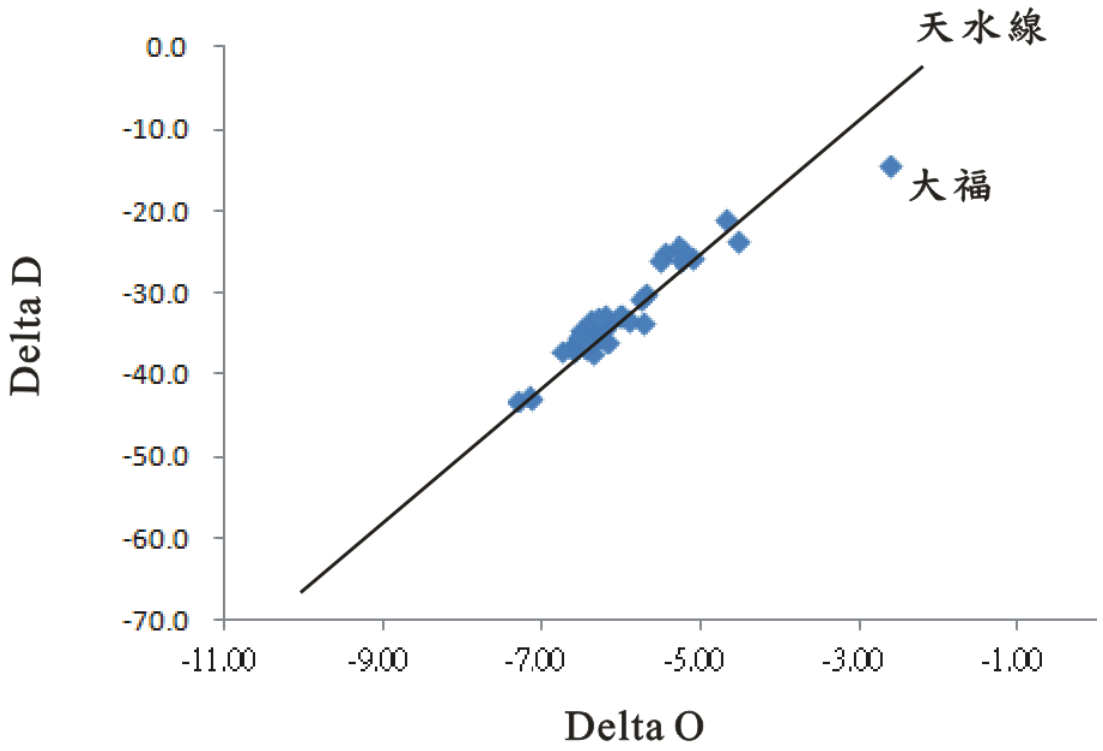


圖 2.5-2 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素與天水線（彭宗仁，2002）

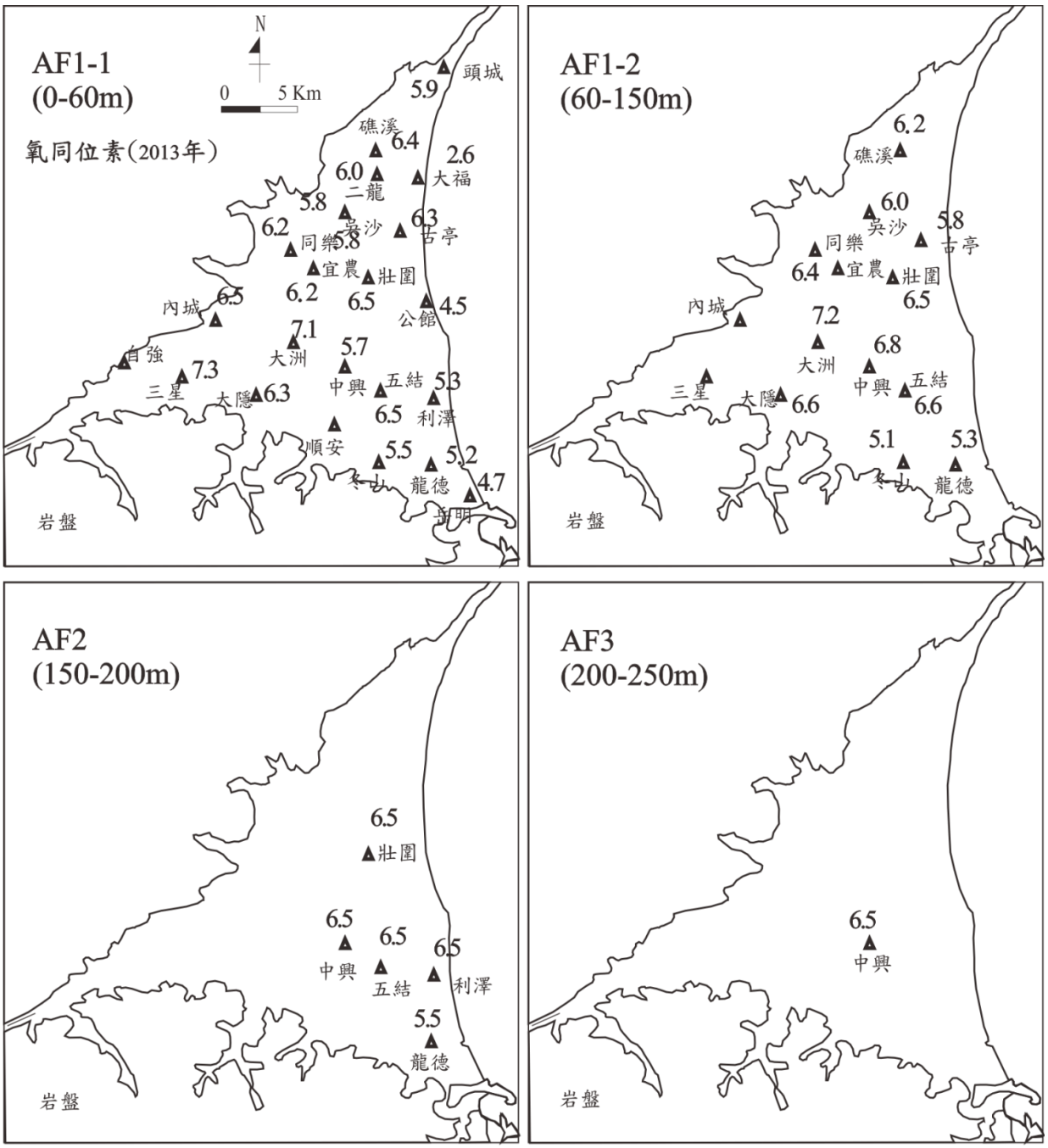


圖 2.5-3 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素分層分布圖

第三章　湧泉調查

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為主，因大洲站有巨厚礫石，所以邊界應在大洲站以東（圖 1.2-1 及圖 3.1-1）。但湧泉多出現在大洲站以西，例如：大湖路、柯林湧泉、鹿埔湧泉等，表示該地區為受壓與非受壓水層之交界（圖 3.1-2），因此扇頂補注區的交界應在大洲站以西。另外農委會水保局（未發表）的埤塘位置圖顯示（圖 3.1-3），埤塘多位於大洲站以西，此處次的埤塘可能大多為天然湧泉所形成，也有可能指示出受壓與非受壓水層之交界。

蒐集現有的湧泉共約 13 處（表 3.1-1），經 8 月 6 日現地調查（表 3.1-2），有些湧泉明顯，例如大湖路、柯林及鹿埔湧泉（圖 3.1-4 至 3.1.5），有些湧泉則並無明顯湧出現象，例如水井路及松樹門。部分湧泉位於私人土地上，因有商業開發，可能已混入井水，例如花泉、八甲、大隱、廣興、水筠等。另有兩處屬自來水公司之深溝淨水廠及廣興給水廠，文獻記載日據時代有湧泉，但因供應自來水，改為寬口井（井徑達 3.6 m）抽水。

大湖路湧泉的導電度很低約 158 μS/cm，應來自於北邊山區之水源（溪水導電度約 162 μS/cm），因為蘭陽溪溪水的導電度較高。柯林湧泉的導電度較高約 519 μS/cm，應來自於蘭陽溪溪水（溪水導電度約 473 μS/cm）。鹿埔湧泉的導電度較高約 311 μS/cm，應來自於羅東溪溪水（鄰近的大隱一井導電度約 256 μS/cm）。

受壓與非受壓水層之交界界線若在大洲站以東，與大洲站以西的柯林湧泉，相差距離約 3 km。為釐清此問題，本計畫沿著羅東溪進行河道流速流量量測，以計算河道之出入滲率（圖 3.1-6）。分別於 5 月 16-17 日及 7 月 5 日共進行兩次流量量測。

5 月 16-17 日結果顯示：扇央區的大隱一路斷面，流量為 0.0218±0.0018 cms，在其下游的大隱八路斷面流量為 0.0195±0.00066 cms，入滲量約為 0.00233 cms，除以有水面積 2100 m^2，入滲率約為 1.11×10-6 m/s（圖 3.1-7 及表 3.1-3）。扇尾區的廣興橋斷面，流量為 0.123±0.0025 cms，在其下游的北成橋斷面流量為 0.343±0.004 cms，出滲量約為 0.219 cms，除以有水面積 9900 m^2，出滲率為 2.21×10^{-5} m/s。從河床出入滲調查數據可知，廣興橋以上為入滲河道，廣興橋以下至北成橋為出滲河道。

廣興橋至北成橋之間長約 2000 m，本研究於 7 月 5 日增加光華路斷面流量量測。結果顯示廣興橋至光華路為出滲河道，出滲率為 5.50×10^{-6} m/s；光華路至北成橋為入滲河道，入滲率為 1.70×10^{-6} m/s（表 3.1-4）。為了進一步了解廣興橋至光華路的出入滲情況，量測河床的垂向壓力差（圖 3.1-8），在河床點埋設 P1 及 P2 兩組壓力計（每點放置 10 分鐘），P1 與 P2 垂直距離為 10 cm，

△P = P2 - P1

若△P < 10cm（水壓）則表示入滲；反之、若△P > 10 cm 則表示出滲。共量測約 21 點，每點水平距離約 50 m，結果顯示有 2 點應為出滲河道（圖 3.1-9）。現場觀察發現，入滲段河道有出現泥質沉積，出滲段河道則河水較清澈、沒有泥層（圖 3.1-10）。

羅東溪出入滲調查與地面湧泉分布位置相當一致。今年度的柯林國小鑽探也顯示，泥層偏多，上部 2 m 及 8 m 深度以下有許多泥層（圖 3.1-11），因此未受壓及受壓界線應在廣興橋附近，大約等高線 25~30 m。

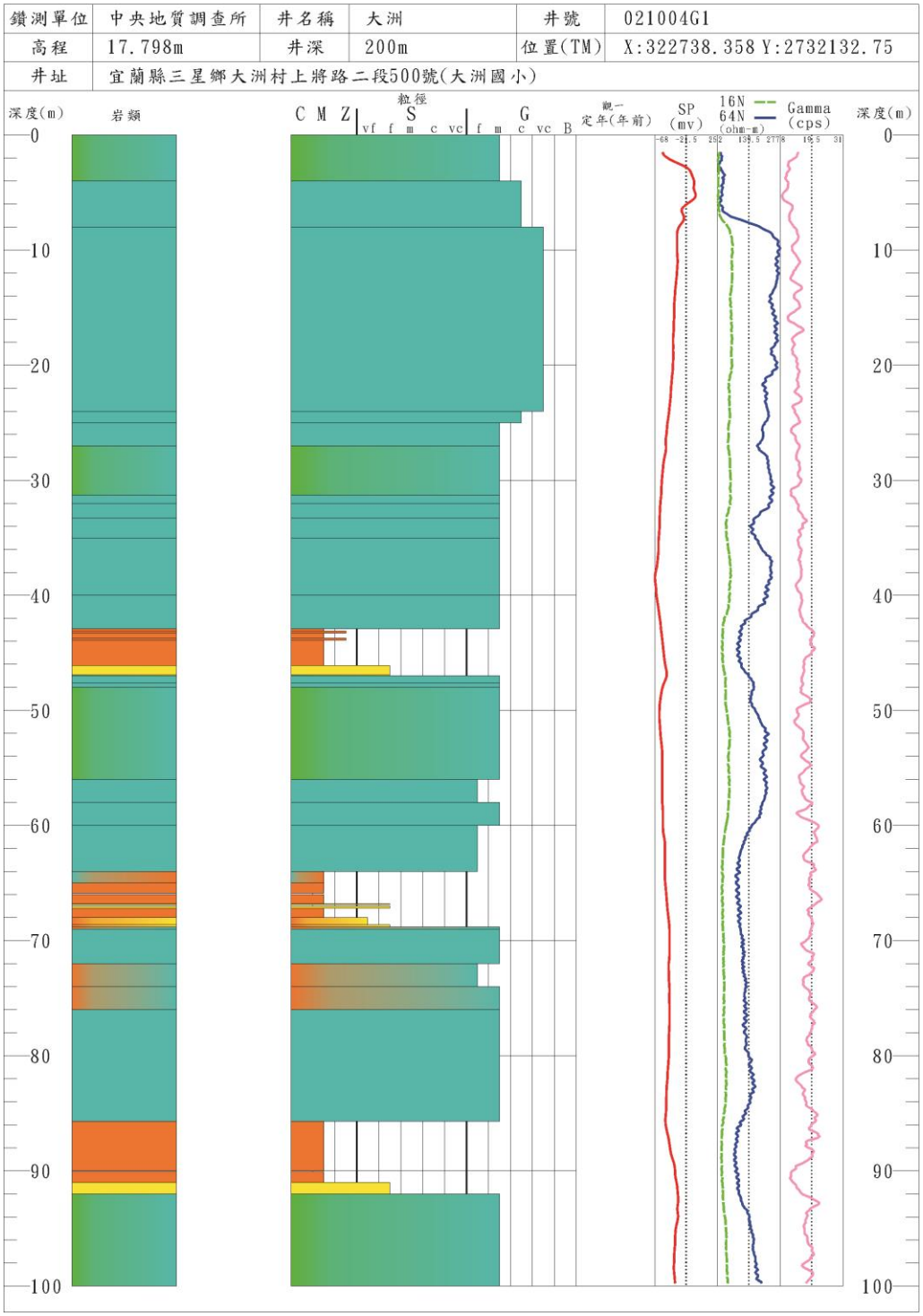


圖 3.1-1 大洲站之岩心紀錄

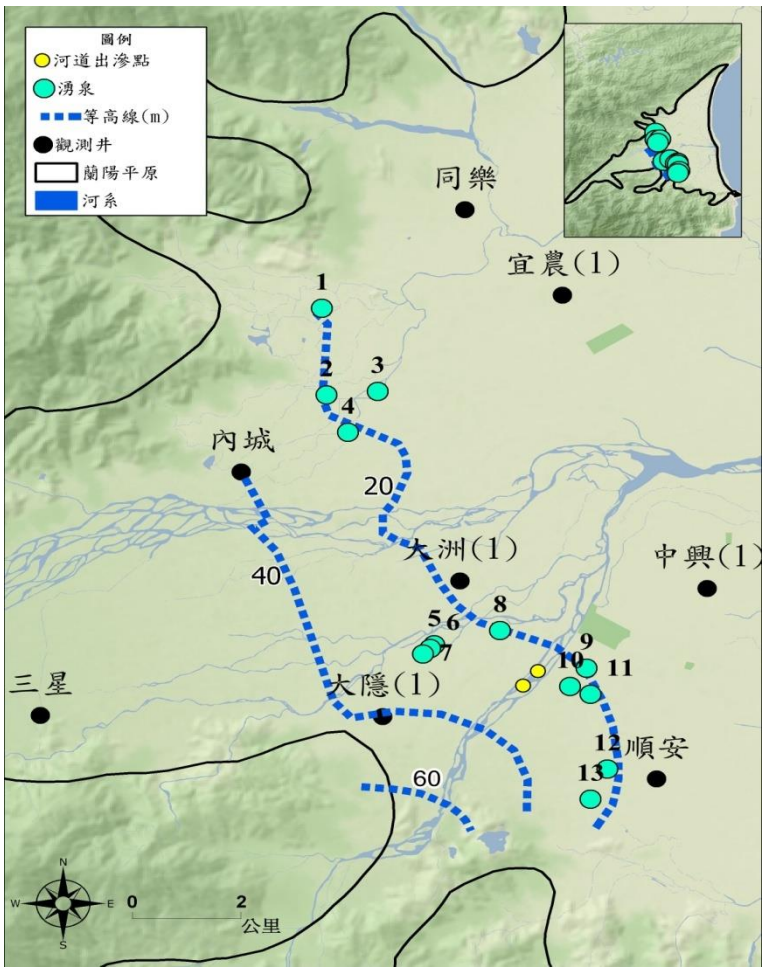


圖 3.1-2 蘭陽平原湧泉位置

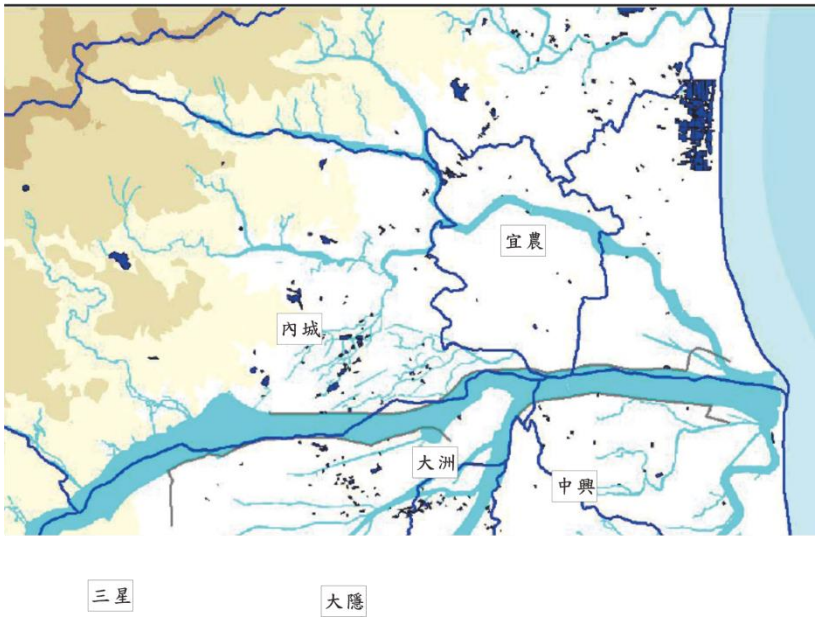


圖 3.1-3 蘭陽平原埤塘分布位置

表 3.1-1 蘭陽平原湧泉列表

名稱	其他名稱	所有權	臨近地址
1. 大湖路	螃蟹冒泡 大湖底休閒農業區	鄉公所	員山鄉湖北村大湖路 18 號
2. 花泉	橫山頭	私人農場	員山鄉八甲路 15-1 號
3. 八甲	八甲休閒魚場	私人	員山鄉八甲路 1-10 號
4. 深溝	淨水廠	自來水公司	員山鄉員山路 2 段 236 號
5. 安農	安農溪分洪堰 三星湧泉公園	農田水利會	
6. 柯林		農田水利會	三星鄉大埔二路 487 號
7. 大隱	大隱休閒農場	私人	三星鄉大埔路 104-17 號
8. 廣興	廣興農場	私人	冬山鄉光華三路 132 巷 12 號
9. 水筠	水筠間民宿 四人埤圳湧泉公園	部分私人	冬山鄉水井一路 246 巷 42 號
10. 水井	水井路/復興路交叉口	農田水利會	冬山鄉水井路 2 號
11. 羅東	廣興給水廠	自來水公司	冬山鄉廣興路 90 巷 51 號
12. 鹿埔		農田水利會	冬山鄉鹿埔路 656 巷口
13. 松樹門		農田水利會	冬山鄉松樹路 29 巷 22 號

表 3.1-2 蘭陽平原部分湧泉之導電度與水溫

名稱	座標	導電度 μS/cm	水溫℃	氣溫℃	流量 cms
大湖路	24°44.730 121°42.193	158	22.7	33.5	0.01
柯林	24°40.761 121°43.209	519	26.2	32.9	0.005
鹿埔	24°39.504 121°45.184	311	26.8	32.2	<0.001

量測時間：民國 102 年 8 月 6 日 10-12am



圖 3.1-4 大湖路湧泉(上)遠觀；(下)近照。



圖 3.1-5 (上)柯林湧泉；(下)鹿埔湧泉。

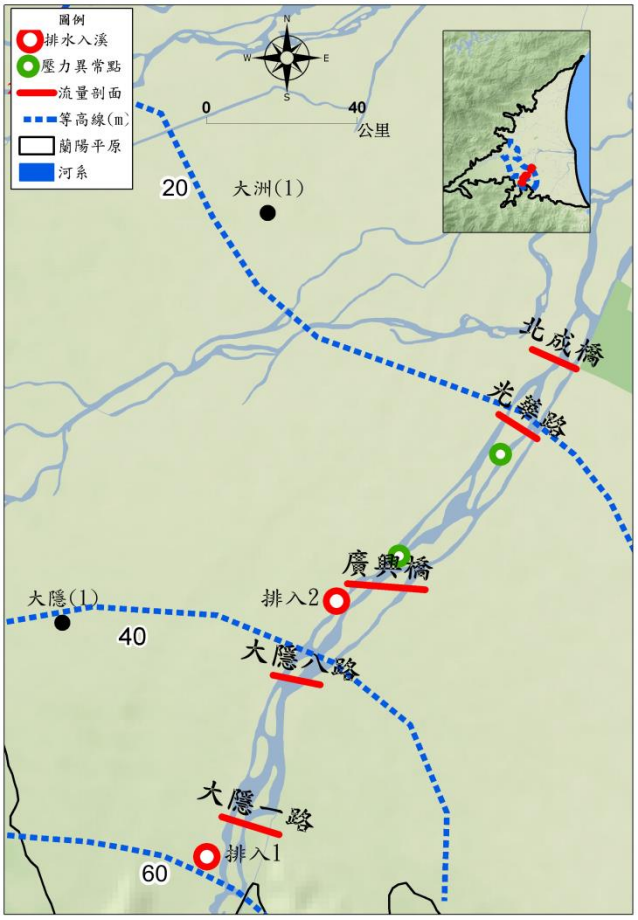


圖 3.1-6 羅東溪出入滲量測位置

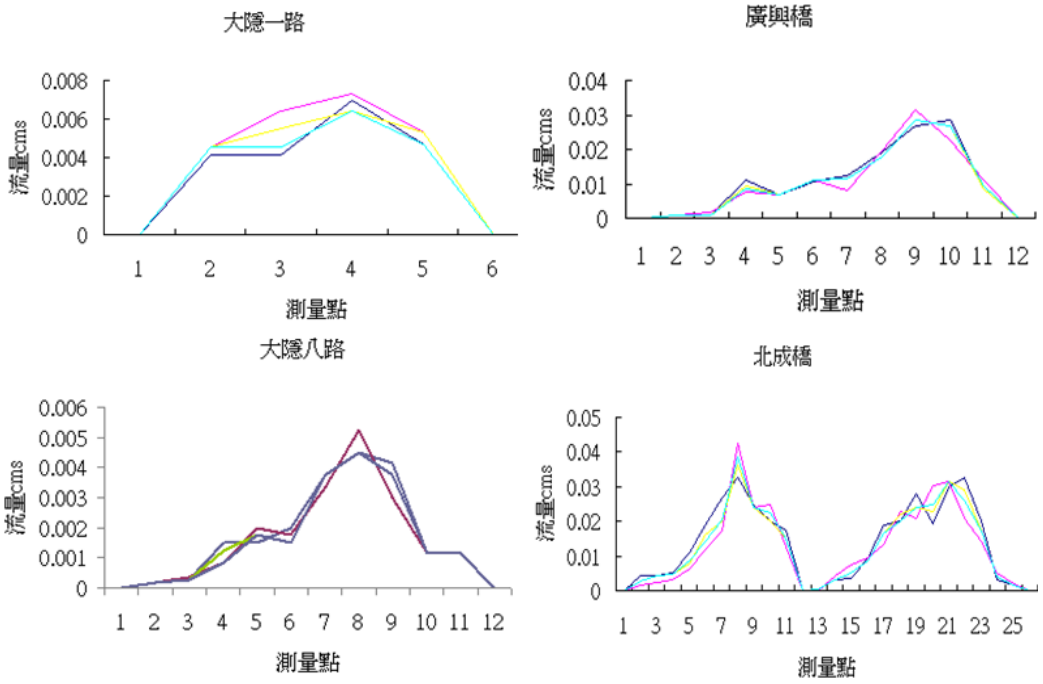


圖 3.1-7 羅東溪四個河道斷面的流量，測量點間距為 30cm，每個斷面量測 4 次

表 3.1-3 羅東溪第一次出入滲率量測結果

2013 年 5 月 17 日上午		2013 年 5 月 16 日下午	
羅東扇扇央		羅東扇扇尾	
標高	60-30m	標高	30-10m
大隱一路流量 cms	0.0218	廣興橋流量 cms	0.123
大隱八路流量 cms	0.0195	北成橋流量 cms	0.343
入滲量 cms	0.00233	入滲量 cms	-0.219（出滲）
長度 m	1000	長度 m	2000
寬度 m	2.1	寬度 m	4.95
入滲率 m/s	1.11E-06	入滲率 m/s	-2.21E-05（出滲）

表 3.1-4 羅東溪第二次出入滲率量測結果

2013 年 7 月 5 日			
廣興橋流量 cms	0.0072	光華路流量 cms	0.027
光華路流量 cms	0.027	北成橋流量 cms	0.021
入滲量 cms	-0.0198	入滲量 cms	0.006
長度 m	1000	長度 m	1000
寬度 m	3.6	寬度 m	3.5
入滲率 m/s	-5.50E-06（出滲）	入滲率 m/s	1.70E-06

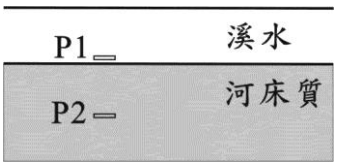


圖 3.1-8 出入滲壓力量測，p1 與 p2 間隔 10cm

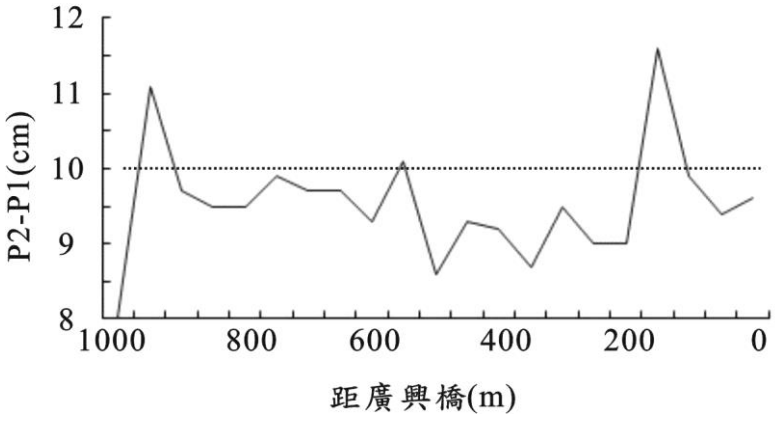


圖 3.1-9 出入滲壓力量測結果，有兩點的壓力大於 10cm，表示出滲



圖 3.1-10 羅東溪入滲河道泥層較厚（上圖），出滲河道河水較清澈（下圖）

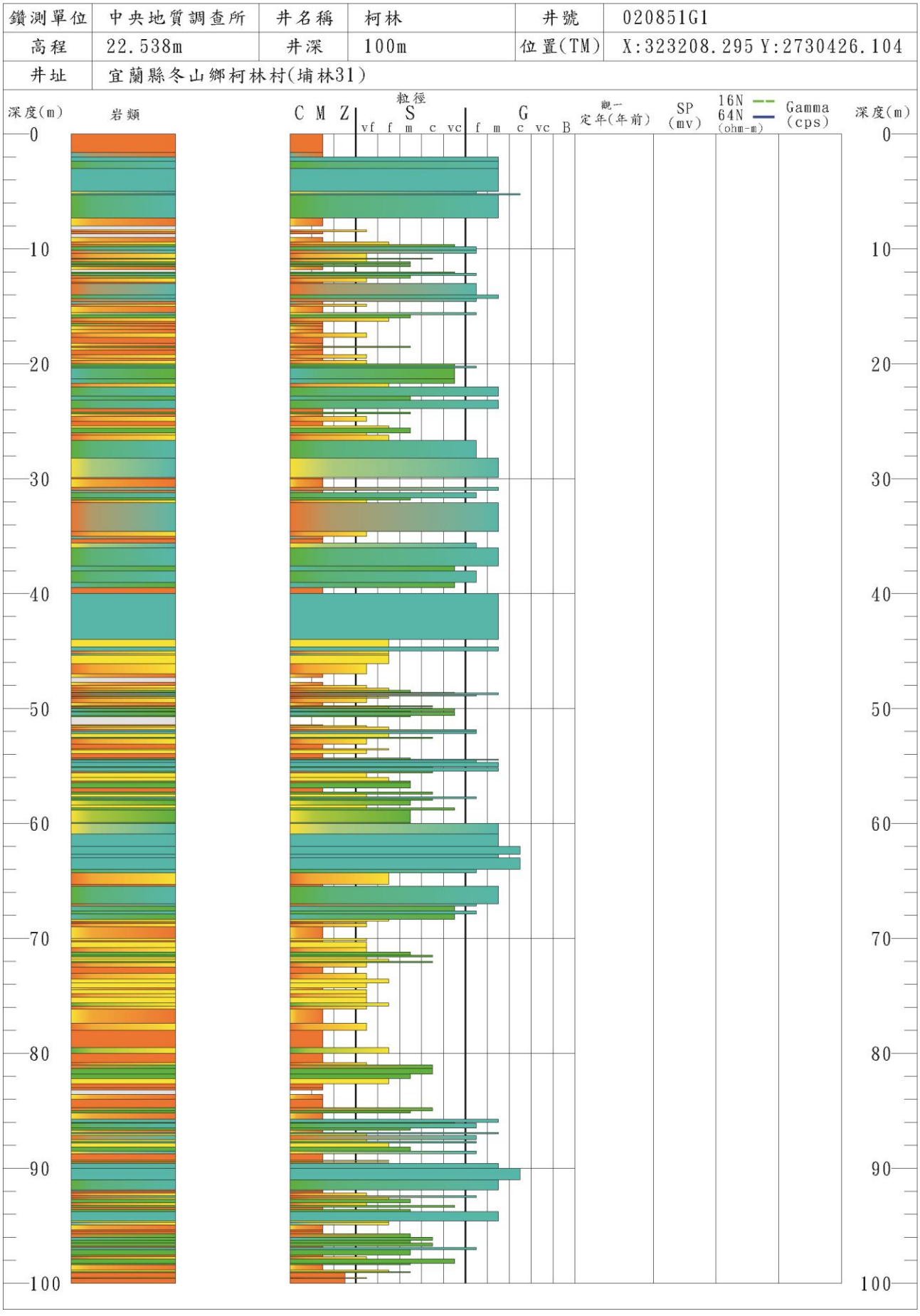


圖 3.1-11 柯林國小鑽探柱狀圖

第四章　地球化學補充調查

4.1 調查方法與規劃

4.1.1 地面水及地下水採樣方法

地面水採樣方法：尋找有水的河道，站在橋面上或接近河道處，將貝勒管丟入河道，採到水後，回收貝勒管，收取水樣。現場並以溫度、溶氧計、導電度計量測，本計畫以美國 Hydrolab mini-sonde 複合測棒深入河水中量測（圖 4.1-1）。



圖 4.1-1 美國 Hydrolab 水質測棒

地下水採樣方法：本計畫之採樣法大致依照行政院環境保護署於 92 年 11 月公告「地下水採樣方法」(W103.52B), 先抽出一至三倍井水(purging)後採樣, 但因觀測井井徑達 6 英吋, 最深井深達 300 m, 若以低流量抽水(如 2 L/min), 每口時間所費甚久, 因此實際抽水量約 5~10 cmh, 單口採樣時間最長約 1 時 30 分。採樣後在現場以冰桶保存, 在 24 小時內寄快遞送至嘉南藥理科技大學，全程以冰桶保存。

地下水的基本性質在現場檢測比較準確: 溫度(T)、溶氧(DO)、氫離子濃度(pH)、氧化還原電位(ORP)、導電度(EC)等。現場人員每站量測之前先以標準液(導電度為 1412 μS/cm、pH 三點校正為 4.0-7.0-10.0、溶氧為空氣飽和校正、氧化還原電位為+280mV), 依照使用手冊方法校正。然後將水管出水口接封閉測量槽(flow cell), 以避免空氣混入, 以手提式導電度計(美國 ORION Cond 130)、溶氧計(德國 WTW Oxi 315)、pH 計(德國 WTW pH Electrode SenTix 21), 每隔 5 分鐘記錄抽水之溫度、pH、EC、濁度, 當抽出三倍井管水後, 或 pH 及 EC 值穩定(pH±0.1, EC±5%), 才停止抽水。抽水同時每 5 分鐘量靜水位, 並填寫現場採樣記錄表。

水樣保存：依照環保署規定, 鹼度保存不超過 24 小時；硝氮保存不超過 48

小時；氯化物及氨態氮（需添加硫酸）可保存 7 天；一般重金屬過濾後加硝酸可保存六個月，硫離子需添加醋酸鋅並以氫氧化鈉調成鹼性可保存 7 天。

檢測方法與品管：本計畫之分析方法(表 4.1-1)，主要依據行政院環保署公告(NIEA)或國際組織之標準方法(APHA)。實驗室之品保品管程序，每一批次約 5~10 樣，以檢量線、空白樣品、查核樣品、重覆樣品及添加樣品來控制品管。查核樣品需來自不同於檢量線之標準品，添加樣品的基質為所採的地下水水樣，例如鹹水基質(氯化鈉高濃度)或是鈣鎂硬度高的地下水。

陰陽離子平衡：主要離子為地下水中溶解主成份: 鈣、鎂、鉀、鈉、氯、硫酸根、碳酸氫根等七項，此陰離子及陽離子會呈電性平衡狀態，並與導電度呈正比關係(APHA，1998)，因此可利用陰陽離子平衡來控管檢驗數據。本計劃的品管流程，先量測導電度，再分別檢驗陽離子及陰離子，其當量與導電度比值(D)需

$$0.9 < D < 1.3$$

$$D = EC / 100 \times \text{陰離子當量(或陽離子當量)}$$

EC 導電度 μS/cm；離子當量 meq/l

表示檢測值和理論值符合，若有誤差，則需重新檢測導電度及離子濃度。在陰陽離子分別都通過導電度的校核後，再計算陰陽離子平衡，若誤差在 10%以內，表示檢測值和理論值符合，若有誤差，在高鹽度水樣，通常先檢查氯離子及鈉離子的檢測數據，若查不出原因應重測。

數據分析步驟：氧化還原帶之建立。大區域的地下水常有氧化還原帶的分布。缺氧的水體受微生物還原作用，原有之溶氧消耗盡後，因能量多寡，依次會將硝酸鹽、硫酸鹽等還原為氮氣及硫離子，還原反應由溶氧還原至甲烷生成依次發生。地下水由補注區到受壓含水層，水中物質會因空氣被地層隔絕，沿流徑之地層沉積物中有機質因長時間降解(放出電子)，消耗許多有氧物質(例如溶氧)，故含水層由上游往下游，產生還原帶(Chapelle, 2001)，例如溶氧還原帶、硝酸鹽還原帶、鐵還原帶、硫酸根還原帶、甲烷生成帶等（圖 4.1-2）。

表 4.1-1 現場及實驗室化驗共 17 項

	項目	方法	單位
1	導電度	電子式	μS/cm
2	溫度	電子式	℃
3	pH	電極法	
4	氧化還原電位	電子式	mV
5	溶氧	電極法	mg/l
6	鹼度	滴定	mg/l
7	氯	離子層析	mg/l
8	硫酸根	離子層析	mg/l
9	鈉	光度計	mg/l
10	鉀	光度計	mg/l
11	鈣	滴定	mg/l
12	鎂	滴定	mg/l
13	氨氮	比色法	mg/l
14	硝氮	離子層析	mg/l
15	鐵	AA	mg/l
16	錳	AA	mg/l
17	硫化物	比色法	mg/l

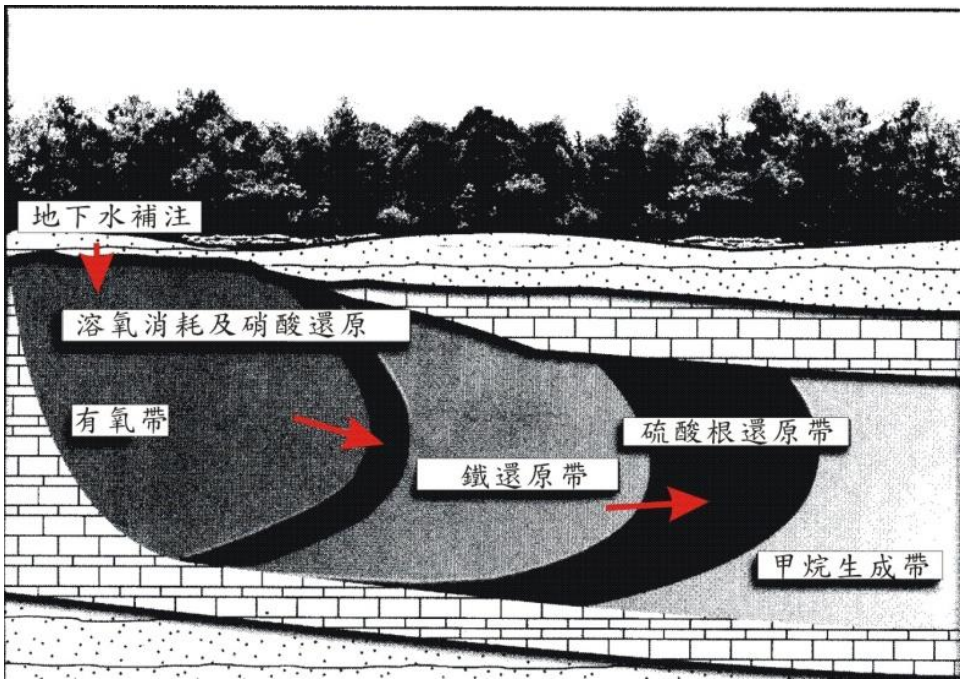


圖 4.1-2 地下水還原系列示意圖(Chapelle,2001)

區域性大範圍的地下水質調查，可以依此分類各還原帶。以濁水溪地區為

例：扇頂為地下水補注區，地下水中含溶氧及硝酸鹽，基本上氨及硫離子濃度很微量。扇中及扇尾進入受壓水層，不含溶氧，氨及硫離子濃度升高。進入最扇尾（雲林沿海地區）有些觀測井已可測到甲烷氣。調查地下水之溶氧及硝酸鹽濃度，以釐清溶氧帶及硝酸鹽還原帶之分布位置，可供地下水補注區及保護區劃設之參考。

本計畫收集扇頂區的歷年水質數據，例如早期的地下水勘測隊、地下水觀測網的新建井水質化驗、水利署的常態性水質監測、加上本計畫所檢驗的數據，以探討水質之優劣及時間演變（表 4.1-2）。

表 4.1-2 飲用水源及灌溉用水質標準

檢測項目	單位	環保署飲用水水源水質標準甲	環保署飲用水水源水質標準乙	灌溉用水水質標準
1. 水溫 T	℃	-----	-----	<35
2. 氫離子濃度 pH	-----	-----	-----	6.0-9.0
3. 氧化還原電位 ORP	mV(at25℃)	-----	-----	-----
4. 溶氧 DO	mg/L	-----	-----	>3
5. 導電度(at25℃) EC	μS/cm	-----	-----	750
6. 總溶解固體 TDS	mg/L	-----	500	-----
7. 鈣 Ca	mg/L	-----	-----	-----
8. 鎂 Mg	mg/l	-----	-----	-----
9. 硬度 Hard	mg/L	-----	-----	-----
10. 鉀 K	mg/L	-----	-----	-----
11. 鈉 Na	mg/L	-----	-----	-----
12. 總鹼度 Alk.	mg/L	-----	-----	-----
13. 氯鹽 Cl^-	mg/L	-----	250	175
14. 硫酸根 SO_4^{-2}	mg/L	-----	250	200
15. 硝酸鹽氮 NO_3^--N	mg/L	-----	10.0	-----

*甲類：自來水、簡易自來水　乙類：乙1：盛裝水、公共飲用之連續供水

乙 2：社區自設公共給水、包裝水

趨勢分析：使用 Mann-Kendall 法（Kendall, 1975）。顯著值 S 以公式 4-1 定義之：

$$S=\sum_{k=1}^{n-1}\sum_{j=k=1}^{n} sign(X_j - X_k) \quad \text{.....(式 4-1)}$$

$sign(X_j\text{-}X_k)=1$ 若 $X_j\text{-}X_k>0$

$sign(X_j\text{-}X_k)=0$ 若 $X_j\text{-}X_k=0$

$sign(X_j\text{-}X_k)=\text{-}1$ 若 $X_j\text{-}X_k<0$

Xj 為時間 j 之數值、Xk 為時間系列之數值（共有 n 個值）。顯著值 S 為正值，表示有增加趨勢；若為負值，表示遞減之趨勢。其顯著性之分布機率 f(z) 可由標準化後之統計值（Z 值）及變異數 VAR(S)來推算：

$$VAR(S)=\frac{1}{18}\left[n(n-1)(2n+5)-\sum_{p=1}^{g} t_p(t_p-1)(2t_p+5)\right] \text{.....(式 4-2)}$$

n 為數據個數、g 群組數、tp 為第 p 個群組之數據個數。標準化後之統計值（Z 值）：

若 S=0 則 Z=0

若 S>0 則 $Z=(S-1)/[VAR(S)]^{1/2}$

若 S<0 則 $Z=(S+1)/[VAR(S)]^{1/2}$ .....(式 4-3)

分布機率 f(z)

$$f(z)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{\frac{z^2}{2}} \text{.....(式 4-4)}$$

一般以 90~95%為顯著水平，本研究以 90%為判斷是否有顯著趨勢。

4.1.2 地下水溫度剖面調查方法

地下水的溫度受地面氣溫、地下水補注、地下水流動、及地溫梯度的影響。在抽水頻繁的地區，因人為抽水加速地下水的流動，導致地下水溫出現異常的分布。地下水溫剖面，通常可以指示地下水流向。其工作方法為先單口井量測該井的水溫剖面，量測鄰近的多口井後，再合成地區性的地下水溫剖面。以礁溪溫泉地區為例（圖 4.1-3），綜合 9 口井之井溫剖面，合成地下水水溫剖面，發現 20-50 m 處的溫度異常，推測為主要之抽水層次。

垂直井溫剖面量測方法，使用 Troll 200 測棒（圖 4.1-4），進入地下水面後，每間隔 5 m 測量一點水溫數據，每點停留至少 2 min，因每點溫度同時有水壓數據，即可換算該井深的溫度。量測時由上往下量一次，第一點需停留 10 min 以

上，以待測棒與地下水之間溫度達到平衡。

美國 In-situ troll 200 為水壓、導電度與溫度三合一自記式測棒。溫度量測範圍-20~80℃、準確度 0.1℃、解析度 0.01℃；壓力量測範圍可達 350 m 水壓、準確度 0.1%（相當於 2 cm）、解析度 0.005%（1 mm）。監測數據自記於測棒內，由人工定期連接電腦收取數據，同時進行數據確認。水溫確認方式為比對標準溫度計的讀數，誤差需在 0.1℃內，超過此值，需送回原廠校正。水壓確認方式，儀器的水位讀值與水位尺量測值比對，若誤差大於 2 cm，需送回原廠校正。

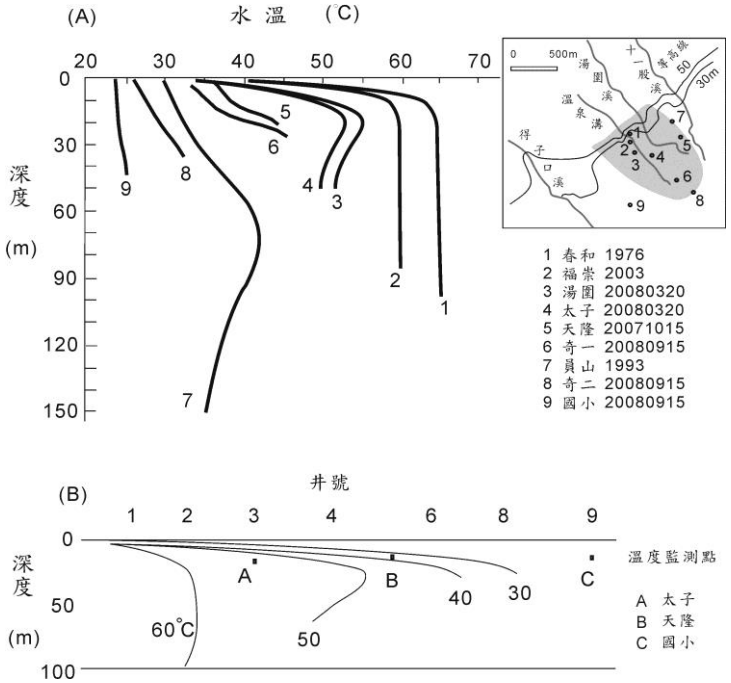


圖 4.1-3 （A）礁溪溫泉之井溫剖面。（B）水溫剖面，由西北向東南、水溫漸降，推測 20-50m 處之水流最快。



圖 4.1-4 美國 In-situ Troll-200 水壓、水溫及導電度自記測棒

4.2 水質調查結果

4.2.1 地面水及地下水之溶氧及硝酸鹽帶

蘭陽平原本年度採樣之地下水溶氧及硝酸鹽濃度如表 4.2-1 及表 4.2-2，溶氧濃度之空間分布如圖 4.2-1。溶氧大於 0.5 mg/l 的井大都分布在扇頂，例如三星、大隱及內城，及靠山區的平原，例如冬山、礁溪及岳明。表示地下水補注，除了從蘭陽溪來的水源，應有許多地下水的來源為山區側邊來的小溪，例如北邊的得子口溪、南邊的羅東溪及冬山河。地面水的採樣位置皆靠近山區與平原交界處，2013 年 4 月旱季除了兩條溪為乾涸狀態--大小礁溪及羅東溪，溪水中的溶氧都很高，達 7~9 mg/l（表 4.2-3、表 4.2-4），表示溪水並無汙染，另外，冬季氣溫及水溫低，溶氧會稍高。

本區地下水的硝酸鹽氮濃度都不高（表 4.2-5），推測從山區來的水源硝酸鹽濃度並不高，2000 年至 2013 年的數據統計，曾經硝酸鹽氮濃度大於 1 mg/l 的井有 5 口：大隱一、三星、自強、礁溪二及頭城。本年度採樣檢測（2013 年 4 月）以礁溪站的硝酸鹽氮濃度最高 2.25 mg/l，推測可能本站位於市區，受到人為影響較大（圖 4.2-2）。地面水的硝酸鹽氮有三處的濃度較高，粗坑溪（自強站的上游）2.04 mg/l、安平坑溪（冬山站的上游）3.66mg/l、新城溪（龍德站的上游）3.68 mg/l，蘭陽溪主流的硝酸鹽氮很低、低於 0.01 mg/l。

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為劃設依據，以沒有上覆泥層、且有巨厚礫石含水層劃為扇頂區，其東側範圍約在大洲站與中興站之間，但若以溶氧大於 0.5 mg/l 為依據（圖 4.2-1），則不含大洲站（大洲站兩口井的溶氧都低於 0.5 mg/l），大洲站雖有厚的礫石層，但其溶氧及硝酸鹽氮都明顯偏低（圖 4.2-2）。

表 4.2-1 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	岳明一	321	5.79	2.07	118	0.06
2	冬山一	306	7.65	0.91	-188	0.16
3	冬山二	313	7.96	0.92	-204	0.21
4	龍德一	384	7.97	0.79	-190	0.12
5	龍德二	996	8.75	0.94	-206	0.28
6	龍德三	1425	7.80	0.32	-221	0.15
7	龍德四	1473	6.89	0.18	-141	0.48
8	順安	230	7.32	0.33	-143	0.09
9	利澤一	218	8.15	0.75	-193	0.02
10	利澤二	831	7.13	0.15	-163	0.26

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
11	大隱一	256	6.85	6.05	142	1.63
12	大隱二	416	7.25	2.12	105	0.32
13	五結一	783	9.06	0.44	-216	0.30
14	五結二	576	8.66	0.42	-195	0.02
15	五結三	925	8.92	0.42	-207	0.31
16	五結四	882	8.90	0.14	-178	0.25
17	三星	489	6.94	3.39	72	0.48
18	大洲一	564	7.09	0.44	-130	0.10
19	大洲二	517	7.59	0.24	-140	0.01
20	自強一	無水				
21	中興一	409	7.25	1.07	-146	0.08
22	中興二	489	7.46	1.47	-152	0.22
23	中興三	510	7.33	0.13	-144	0.37
24	中興四	513	7.25	0.12	-138	0.16
25	內城一	180	6.94	5.71	174	0.60
26	公館	2350	8.72	0.29	-269	0.12
27	壯圍一	583	7.92	0.61	-159	0.10
28	壯圍二	1115	8.25	0.29	-188	0.10
29	壯圍三	908	7.56	0.15	-150	0.34
30	宜農一	318	6.37	0.10	-219	0.36
31	宜農二	303	6.49	0.64	-179	0.24
32	同樂	319	7.61	0.17	-183	0.31
33	吳沙一	430	7.16	0.40	-152	0.27
34	吳沙二	224	8.26	0.28	-206	0.10
35	古亭一	522	9.11	0.63	-151	0.01
36	古亭二	6460	9.27	0.14	-249	0.18
37	二龍	341	9.43	0.23	-185	0.08
38	大福	23300	8.19	0.22	-186	0.16
39	礁溪一	234	7.05	1.45	76	1.43
40	礁溪二	190	7.15	3.42	150	2.25
41	頭城一	255	8.64	0.27	-113	0.44

表 4.2-2 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	岳明一	403	5.92	2.19	180	0.07
2	冬山一	311	7.68	0.23	-248	0.21
3	冬山二	322	7.86	0.22	-274	0.07
4	龍德一	430	7.07	0.22	-240	0.06
5	龍德二	1402	8.35	0.21	-328	0.24
6	龍德三	1603	7.64	0.12	-245	0.15
7	龍德四	1613	6.62	0.19	-194	0.51
8	順安	318	7.00	0.32	-281	0.43
9	利澤一	240	7.38	0.11	-260	0.09
10	利澤二	1750	6.83	0.18	-250	0.26
11	大隱一	320	6.83	5.69	129	0.68
12	大隱二	461	7.03	2.19	88	0.14
13	五結一	981	8.04	0.32	-313	0.16
14	五結二	636	7.71	0.16	-281	0.27
15	五結三	1045	8.14	0.35	-259	0.36
16	五結四	941	8.05	0.04	-227	0.29
17	三星	556	7.06	5.85	212	0.68
18	大洲一	627	7.30	0.22	-217	0.05
19	大洲二	586	7.33	0.32	-167	0.04
20	自強一					
21	中興一	441	7.05	1.23	167	0.12
22	中興二	553	7.09	0.14	-225	0.24
23	中興三	566	7.04	0.39	-213	0.37
24	中興四	564	6.98	0.20	-235	0.15
25	內城一	186	7.04	6.30	29	0.38
26	公館	3800	8.06	0.39	-305	0.05
27	壯圍一	625	8.03	0.16	-223	0.56
28	壯圍二	1189	8.36	0.21	-283	0.12
29	壯圍三					
30	宜農一	346	7.63	0.26	-238	0.40
31	宜農二	337	7.60	0.38	-219	0.27
32	同樂	450	7.62	0.47	-294	0.47
33	吳沙一	417	7.24	0.32	-229	0.19
34	吳沙二	249	7.99	0.25	-282	0.08
35	古亭一	557	7.99	0.23	-203	0.24

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
36	古亭二	6620	8.20	0.41	-273	0.10
37	二龍	342	8.33	0.14	-297	0.15
38	大福	22100	7.36	0.29	-271	0.28
39	礁溪一	251	7.15	1.15	55	1.13
40	礁溪二	187	7.13	0.14	-78	0.41
41	頭城一	289	7.36	0.39	-164	1.08

表 4.2-3 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	福德坑溪	165	7.53	7.75	256	0.44
2	得子口溪	257	7.66	8.77	224	<0.01
3	大小礁溪	無水				
4	五十溪	162	7.71	7.32	150	<0.01
5	粗坑溪	141	7.15	8.55	175	2.04
6	蘭陽溪	473	8.10	8.32	147	<0.01
7	羅東溪	無水				
8	十三分坑	269	7.23	7.75	138	<0.01
9	安平坑	180	7.48	7.82	197	3.66
10	新城溪	184	7.95	8.13	214	3.68
11	雨水	35	4.80	8.45	233	0.23
12	雨水	61	5.20	8.32	274	<0.01

表 4.2-4 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	福德坑溪	166	7.13	7.32	217	0.28
2	得子口溪	284	7.32	8.52	239	0.12
3	大小礁溪	181	7.55	7.61	245	0.21
4	五十溪	153	7.34	7.17	119	0.69
5	粗坑溪	109	7.04	8.37	173	0.21
6	蘭陽溪	295	7.65	8.91	153	0.50
7	羅東溪	251	7.83	7.51	164	0.18
8	十三分坑	290	7.54	7.35	194	1.33

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
9	安平坑	221	7.74	7.59	184	1.40
10	新城溪	231	7.68	8.56	212	0.27
11	雨水	30	4.70	8.11	211	<0.01
12	雨水	45	5.05	7.46	217	<0.01

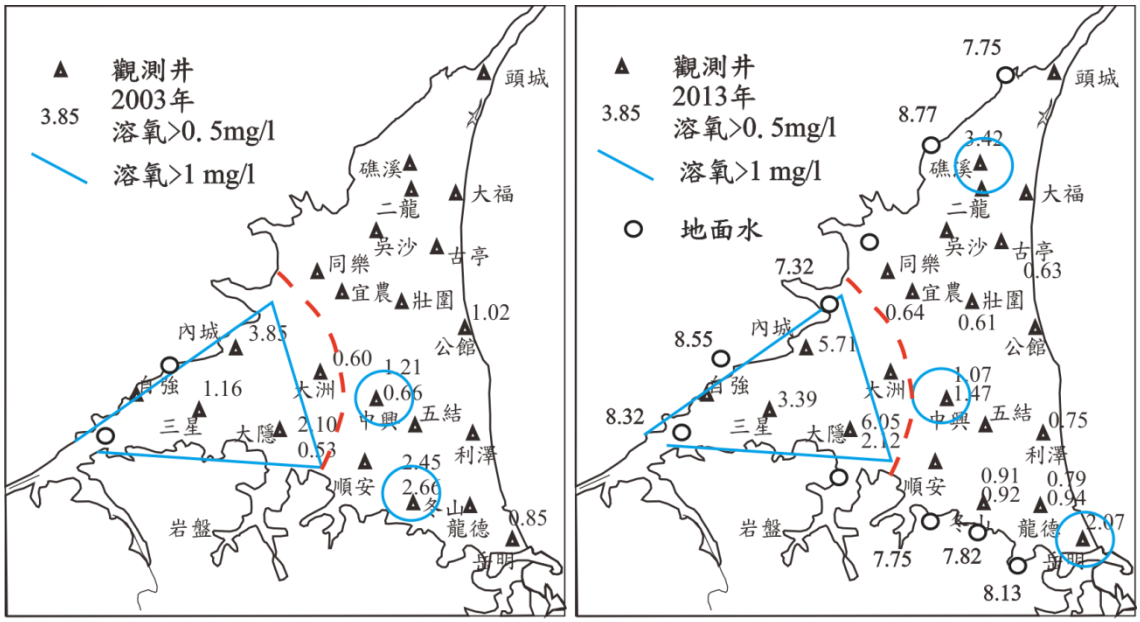


圖 4.2-1 蘭陽平原地下水之溶氧濃度；(A)2003 年；(B)2013 年 4 月。紅色虛線為根據礫石分布所畫的扇頂範圍。

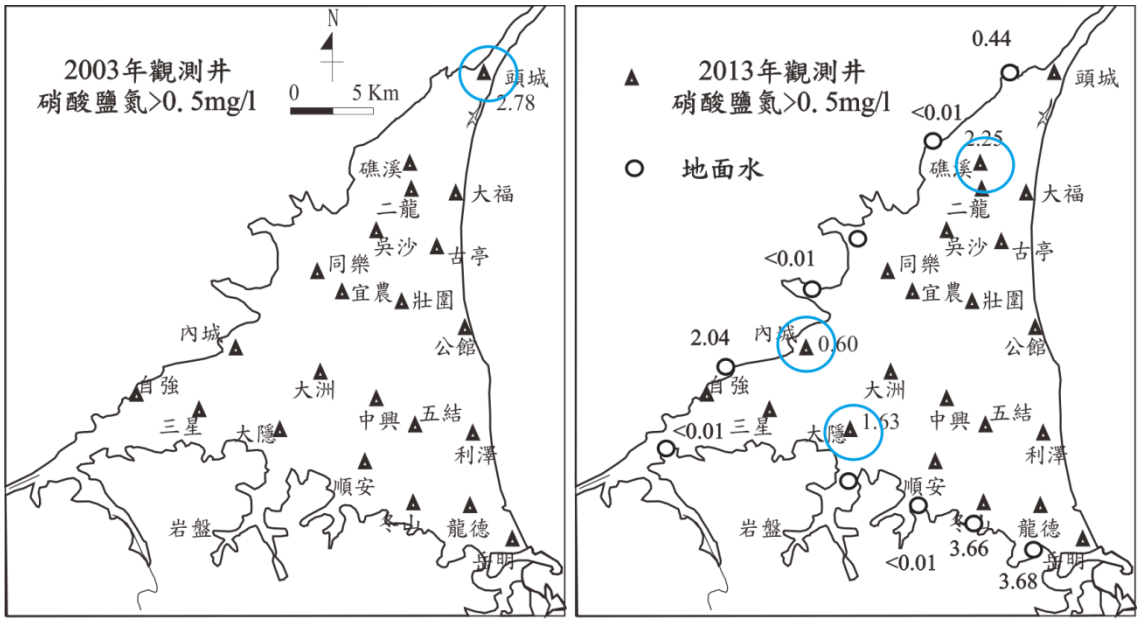


圖 4.2-2 蘭陽平原地下水之硝酸鹽氮濃度；(A)2003 年；(B)2013 年 4 月

表 4.2-5 觀測井歷年硝酸鹽氮濃度(mg/l)

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
1	岳明一	0.058	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.06	0.07
2	冬山一		0.37	0.27	0.15	0.01	0.16	0.21
3	冬山二		0.09	0.15	<0.01	0.02	0.21	0.07
4	龍德一	0.063	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.12	0.06
5	龍德二	0.558	0.24	<0.01	<0.01	0.01	0.28	0.24
6	龍德三	0.068	0.24	0.42	<0.01	0.01	0.15	0.15
7	龍德四	0.455	0.42	<0.01	<0.01	0.01	0.48	0.51
8	順安			<0.01	0.15	0.01	0.09	0.43
9	利澤一	0.152	0.38	<0.01	0.15	<0.01	0.02	0.09
10	利澤二	0.05	0.51	0.15	0.2	0.01	0.26	0.26
11	大隱一	0.329	1.37	<0.01	1.03	0.15	1.63	0.68
12	大隱二	0.065	0.17	<0.01	0.35	0.04	0.32	0.14
13	五結一	0.05	0.44	0.4	0.16	0.01	0.3	0.16
14	五結二	0.509	0.41	<0.01	<0.01	0.01	0.02	0.27
15	五結三	0.049	0.42	0.31	<0.01	0.01	0.31	0.36
16	五結四	0.529	0.34	<0.01	<0.01	0.01	0.25	0.29
17	三星			<0.01	2.27	0.3	0.48	0.68
18	大洲一			<0.01	0.17	0.01	0.1	0.05
19	大洲二			<0.01	0.15	<0.01	<0.01	0.04
20	自強一	0.123	0.44		1.05	0.16		
21	中興一	0.065	0.06	<0.01	0.15	0.01	0.08	0.12
22	中興二	0.049	<0.01	<0.01	0.15	0.01	0.22	0.24
23	中興三	0.063	0.25	0.45	0.15	0.01	0.37	0.37
24	中興四	0.053	0.09	<0.01	0.15	0.01	0.16	0.15
25	內城一		0.8	<0.01	0.82	0.08	0.6	0.38
26	公館			<0.01	<0.01	0.01	0.12	0.05
27	壯圍一		0.09	0.15	0.17	0.01	0.1	0.56
28	壯圍二		0.09	<0.01			0.1	0.12
29	壯圍三		0.12	<0.01	0.16	0.01	0.34	
30	宜農一		0.07	0.41	0.15	0.01	0.36	0.40
31	宜農二		0.06	<0.01	0.14	0.01	0.24	0.27
32	同樂			<0.01	0.15	0.01	0.31	0.47
33	吳沙一			0.35	<0.01	<0.01	0.27	0.19
34	吳沙二			<0.01	<0.01	<0.01	0.1	0.08
35	古亭一			0.2	<0.01	0.02	<0.01	0.24
36	古亭二			<0.01	<0.01	<0.01	0.18	0.10

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
37	二龍			<0.01	<0.01	<0.01	0.08	0.15
38	大福		<0.01	<0.01	<0.01	0.17	0.16	0.28
39	礁溪一						1.43	1.13
40	礁溪二		0.06	<0.01	<0.01	0.01	2.25	0.41
41	頭城一	0.137	2.34	2.78	<0.01	0.07	0.44	1.08

4.2.2 地面水及地下水之導電度

蘭陽平原地下水歷年的導電度如表 4.2-6，分層分布如圖 4.2-3（2003 年）及圖 4.2-4（2013 年 4 月）。從第 1-1 含水層的導電度分布可以明顯看出，側邊山區來的水源影響很大。沿山區的觀測井地下水的導電度都低於 500 μS/cm，同時側邊山區溪水的導電度也較低，約在 150～250 μS/cm（圖 4.2-4），反應出靠山邊的地下水應來自山區的小溪，而蘭陽溪溪水的補注僅限於中間部分。根據環保署溪水歷年監測數據，蘭陽溪的溪水導電度較高，約在 400～600 μS/cm（圖 4.2-5），冬山河及新城溪的溪水導電度較低，約在 150～250 μS/cm（圖 4.2-6），與本計畫的調查結果一致。

表 4.2-6 觀測井歷年導電度(μS/cm)

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
1	岳明一	322	374	399	458	502	321	403
2	冬山一	446	286	315	312	277	306	311
3	冬山二	212	166	164	252	195	313	322
4	龍德一	311	321	333	361	420	384	430
5	龍德二	1283	1328	1292	1301	1312	996	1402
6	龍德三	1561	2430	1695	1723	1858	1425	1603
7	龍德四	1574	1535	1498	1483	1575	1473	1613
8	順安		241	340	300	235	230	318
9	利澤一	230	190	174	171	169	218	240
10	利澤二	1646	1842	1875	1809	1851	831	1750
11	大隱一	234	161	215	303	398	256	320
12	大隱二	413	379	411	425	195	416	461
13	五結一	517	681	843	853	813	783	981
14	五結二	525	522	525	536	518	576	636
15	五結三	930	964	941	955	949	925	1045
16	五結四	800	802	793	784	800	882	941
17	三星		501	527	644	536	489	556

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
18	大洲一		485	560	568	516	564	627
19	大洲二		423	651	750	520	517	586
20	自強一	303	353		388	152		
21	中興一	402	373	386	384	563	409	441
22	中興二	468	440	468	473	442	489	553
23	中興三	522	543	531	563	518	510	566
24	中興四	530	510	524	527	506	513	564
25	內城一	164	154	169	191	166	180	186
26	公館		927	561	2590	2060	2350	3800
27	壯圍一	459	575	546	576	597	583	625
28	壯圍二	1102	1054	1062			1115	1189
29	壯圍三	897	938	926	932	933	908	
30	宜農一	331	282	428	326	310	318	346
31	宜農二	295	270	269	293	253	303	337
32	同樂		258	221	239	201	319	450
33	吳沙一		285	642	477	375	430	417
34	吳沙二		232	237	225	212	224	249
35	古亭一		475	506	513	505	522	557
36	古亭二		45800	46000	46100	47000	6460	6620
37	二龍		210	481	443	416	341	342
38	大福	27630	30000	29100	29400	23700	23300	22100
39	礁溪一						234	251
40	礁溪二						190	187
41	頭城一	225	234	248	249	256	241	289

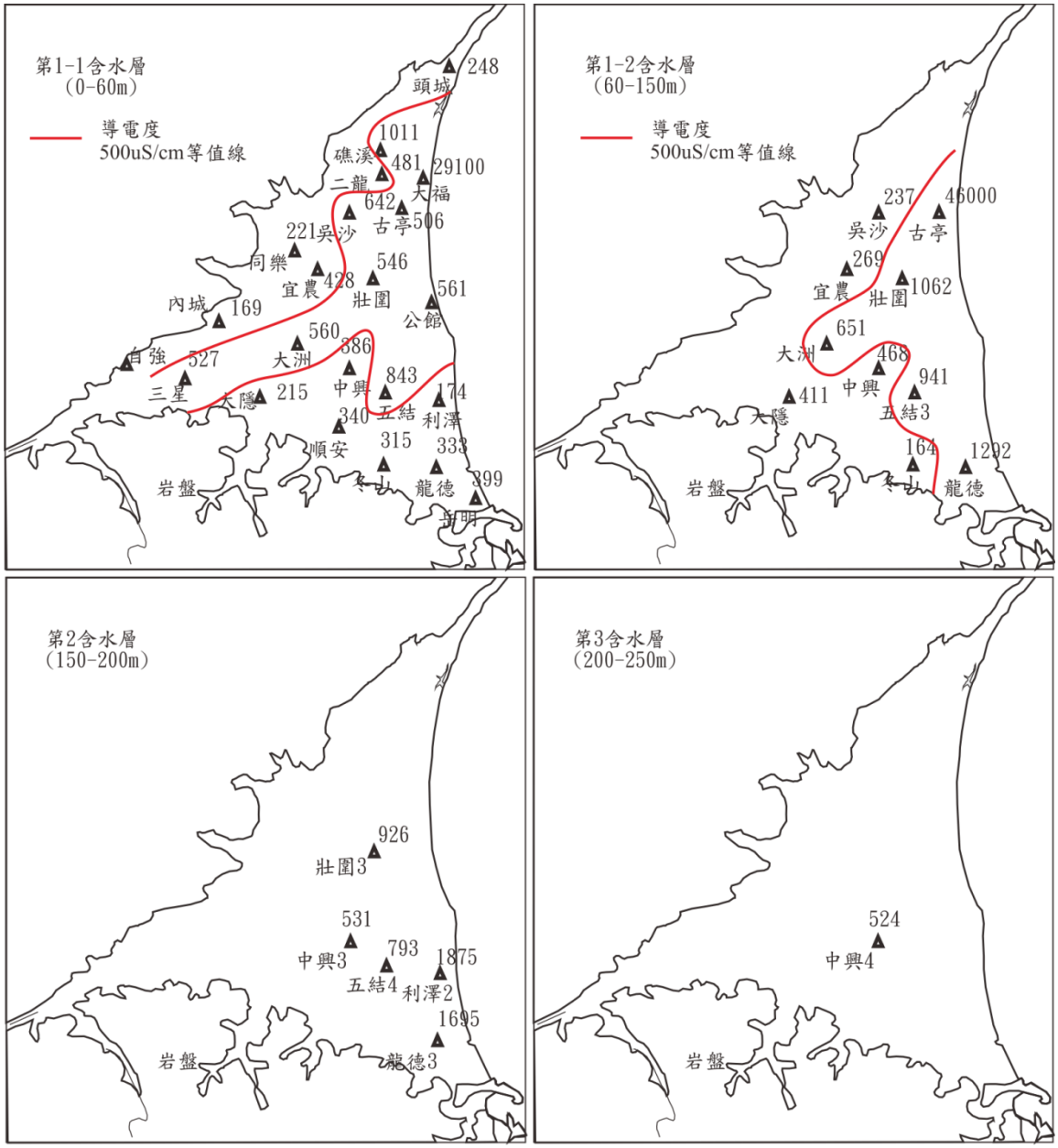


圖 4.2-3 蘭陽平原地下水分層之導電度(2003 年)

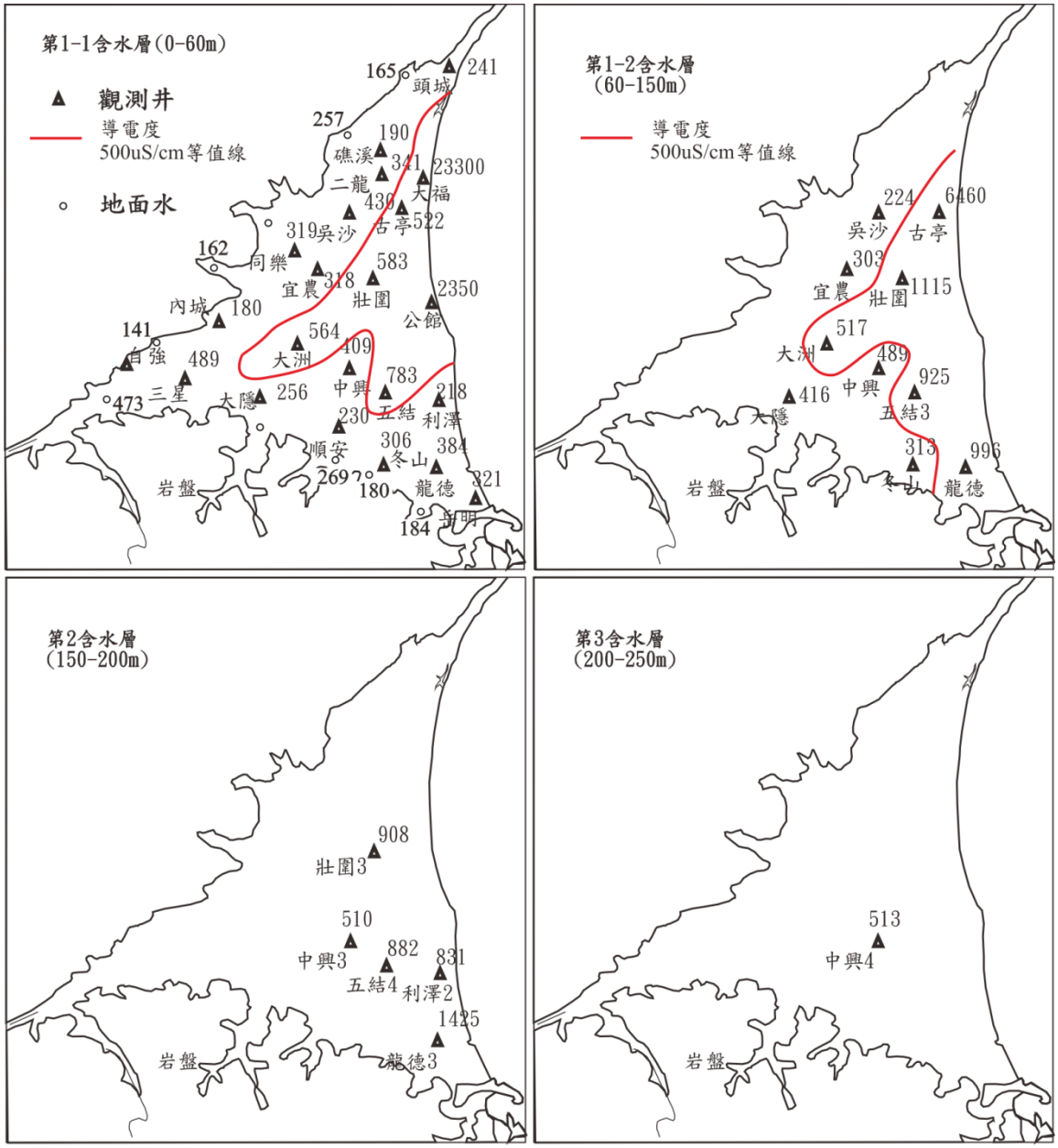


圖 4.2-4 蘭陽平原地下水分層之導電度(2013 年 4 月)

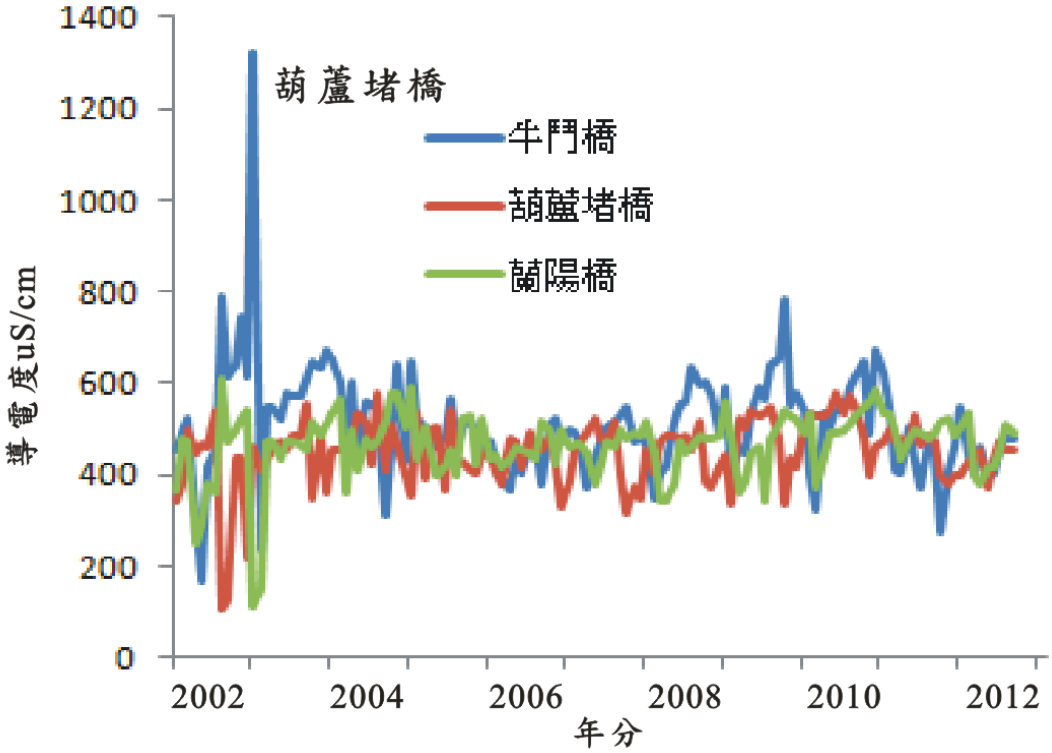


圖 4.2-5 蘭陽溪溪水之歷年導電度（數據來源：環保署 edw.epa.gov.tw）

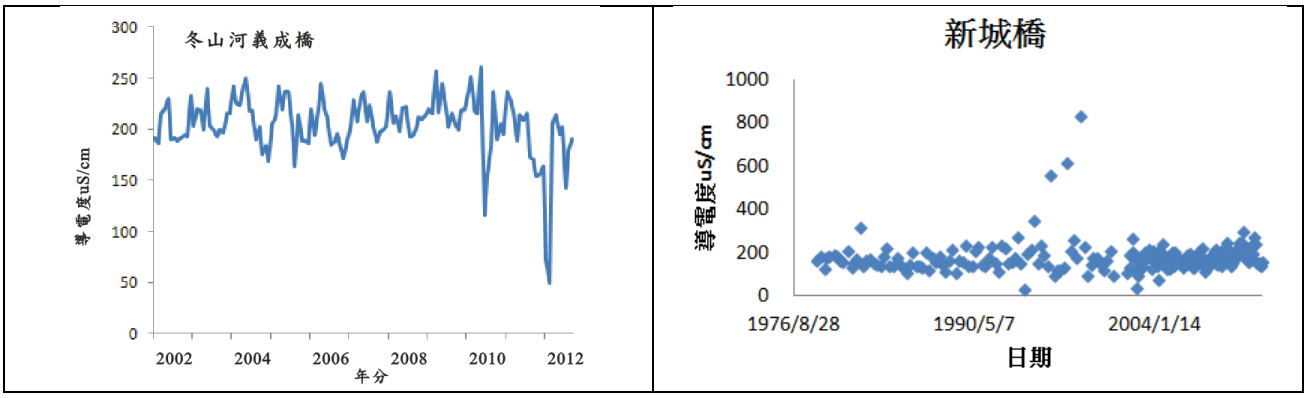


圖 4.2-6 (A)冬山河及(B)新城溪溪水之歷年導電度（數據來源：環保署 edw.epa.gov.tw）

4.2.3 地面水及地下水之主要成分

蘭陽平原地面水的主要離子濃度表 4.2-7、百分比如表 4.2-8，地下水之主要離子濃度表 4.2-9、百分比如表 4.2-10。依主要離子濃度可將地面水及地下水分三類：碳酸氫鈣（碳酸氫根>60%且鈣>50%）、碳酸氫鈉（碳酸氫根>60%且鈉>50%）、氯化鈉（氯>80%且鈉>60%）。地面水、補注區及鄰近補注區的井都屬於碳酸氫鈣，例如：岳明、冬山一二、順安、大隱一二、三星、大洲一二、中興一二三、內城、同樂等。較深層及位於較下游的井屬於碳酸氫鈉，例如：龍德二三四、五結一二三四、中興四、壯圍一二三、古亭一等。靠海邊有三口井受到海水的混入，以氯化鈉為主：公館、古亭二、大福（圖 4.2-7）。

表 4.2-7 地面水及雨水主要離子成分(mg/l)

	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子	鉀離子
福德坑溪	75	7.5	14.7	15.4	3.6	8.8	3.4
得子口溪	116	7.5	15.9	25.4	7.4	16.7	2.7
五十溪	74	6.6	11.8	16.9	3.1	9.7	2.1
粗坑溪	70	5.6	10.4	16.7	3.5	6.9	1.9
蘭陽溪	195	4.9	75.1	58.4	13.8	12.4	2.8
十三分坑	103	6.3	51.4	23.7	9.6	7.5	3.7
安平坑	86.2	6.5	12.7	19.5	6.5	9.5	1.3
新城溪	85.1	5.1	10.7	18.9	6.4	8.9	1.7
雨水	10.8	5.4	2.6	1.4	1.6	4.2	1.0
雨水	12.4	6.3	2.4	1.3	1.9	5.7	1.1

表 4.2-8 地面水及雨水主要離子成分(百分比)

	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子
福德坑溪	70%	12%	18%	50%	19%	31%
得子口溪	78%	9%	14%	47%	23%	30%
五十溪	74%	11%	15%	54%	16%	30%
粗坑溪	75%	10%	14%	57%	20%	24%
蘭陽溪	65%	3%	32%	62%	25%	13%
十三分坑	57%	6%	36%	49%	33%	17%
安平坑	76%	10%	14%	50%	28%	23%
新城溪	79%	8%	13%	50%	28%	23%
雨水	46%	40%	14%	17%	32%	51%
雨水	47%	41%	12%	13%	32%	55%

表 4.2-9 地下水主要離子成分(mg/l)

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子	鉀離子
岳明(一)	132	7.6	50.1	41.5	8.5	7.5	2.4
冬山(一)	126	8.6	15.2	31.7	5.7	21.6	2.9
冬山(二)	138	10.9	11.7	36.5	4.5	17.4	2.1
龍德(一)	173	19.5	7.3	31.7	6.2	36.1	3.7
龍德(二)	627	15.4	11.8	4.5	3.6	217.0	8.5
龍德(三)	734	61.7	1.1	19.6	16.7	293.0	6.2
龍德(四)	691	116	2.7	16.7	8.3	275.0	19.6
順安	132	4.7	3.4	21.8	8.6	11.2	1.5
利澤(一)	117	8.3	6.7	18.5	6.3	11.5	2.7
利澤(二)	518	13.6	1.5	32.8	21.3	94.0	29.6
大隱(一)	91	5.5	33.5	25.7	10.6	8.1	2.5
大隱(二)	159	4.5	50.7	44.4	16.8	14.3	1.6
五結(一)	449	5.9	7.6	15.4	7.7	147.0	11.6
五結(二)	313	4.4	9.1	30.8	21.2	66.3	4.4
五結(三)	543	4.6	2.6	6.0	5.3	201.0	16.7
五結(四)	525	5.7	2.6	20.8	20.4	133.0	22.7
三星	189	7.8	72.4	61.4	15.7	7.4	3.6
大洲一	190	5.8	80.4	70.2	20.4	10.6	2.7
大洲二	195	4.5	74.5	65.2	19.3	11.6	2.3
中興(一)	211	5.3	12.7	35.4	11.4	25.3	2.2
中興(二)	221	4.4	30.3	52.1	15.4	23.7	2.9
中興(三)	291	4.1	1.2	50	14.2	33.4	2.5
中興(四)	276	4.5	1.4	31.4	9.9	69.4	2.3
內城	59	5.5	28.4	19.8	5.9	5.1	1.8
公館	84	590	85	50	48	290	22
壯圍(一)	333	6.6	3.1	12.7	14.6	91.4	11.5
壯圍(二)	680	5.7	4.6	7.5	6.6	226	20.7
壯圍(三)	530	4.5	5.4	4.4	2.9	210	15
宜農(一)	170	4.2	2	25.2	8.2	30.7	2.5
宜農(二)	159	4.7	1.9	28.5	9.6	18.3	2.8
同樂	165	6.9	7.0	29.9	8.8	14.6	2.9
吳沙一	230	8.5	3.9	30.8	13.8	38.7	5.1
吳沙二	101	5.1	14.4	21.0	5.6	17.0	1.9
古亭一	285	5.5	2.4	13.5	12.8	83.7	11.9
古亭二	128	1692	29.1	188	69.5	798	58.4
二龍	164	5.3	15.4	7.6	2.4	63.2	15.7

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子	鉀離子
大福	210	5982	1100	146	310	3262	138
礁溪(一)	108	6.5	10	15.0	3.0	18.0	11.5
礁溪(二)	95	5.6	7.6	19.0	2.8	8.7	2.7
頭城(一)	88	10.5	17.2	21.6	5.6	19.8	4.2

表 4.2-10 地下水主要離子成分（百分比）

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉鉀離子
岳明(一)	63%	6%	31%	65%	22%	12%
冬山(一)	79%	9%	12%	52%	15%	33%
冬山(二)	80%	11%	9%	61%	12%	27%
龍德(一)	80%	16%	4%	42%	14%	44%
龍德(二)	94%	4%	2%	2%	3%	95%
龍德(三)	87%	13%	0%	6%	9%	84%
龍德(四)	77%	22%	0%	6%	5%	89%
順安	91%	6%	3%	47%	31%	23%
利澤(一)	84%	10%	6%	46%	26%	28%
利澤(二)	95%	4%	0%	20%	21%	59%
大隱(一)	64%	7%	30%	50%	34%	16%
大隱(二)	69%	3%	28%	52%	33%	15%
五結(一)	96%	2%	2%	10%	8%	83%
五結(二)	94%	2%	3%	24%	28%	48%
五結(三)	98%	1%	1%	3%	4%	93%
五結(四)	98%	2%	1%	11%	19%	70%
三星	64%	5%	31%	64%	27%	9%
大洲一	63%	3%	34%	61%	30%	9%
大洲二	66%	3%	32%	60%	30%	10%
中興(一)	89%	4%	7%	46%	25%	30%
中興(二)	83%	3%	14%	52%	26%	22%
中興(三)	97%	2%	1%	48%	23%	29%
中興(四)	97%	3%	1%	29%	15%	56%
內城	56%	9%	35%	57%	28%	15%
公館	7%	84%	9%	13%	20%	67%
壯圍(一)	96%	3%	1%	10%	20%	70%
壯圍(二)	98%	1%	1%	3%	5%	92%
壯圍(三)	97%	1%	1%	2%	2%	95%
宜農(一)	95%	4%	1%	38%	20%	42%
宜農(二)	94%	5%	1%	46%	26%	28%

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉鉀離子
同樂	89%	6%	5%	51%	25%	24%
吳沙一	92%	6%	2%	34%	26%	40%
吳沙二	79%	7%	14%	46%	20%	34%
古亭一	96%	3%	1%	12%	19%	69%
古亭二	4%	95%	1%	18%	11%	70%
二龍	85%	5%	10%	10%	5%	84%
大福	2%	86%	12%	4%	14%	81%
礁溪(一)	82%	8%	10%	36%	12%	52%
礁溪(二)	83%	8%	8%	58%	14%	27%
頭城(一)	69%	14%	17%	43%	19%	39%

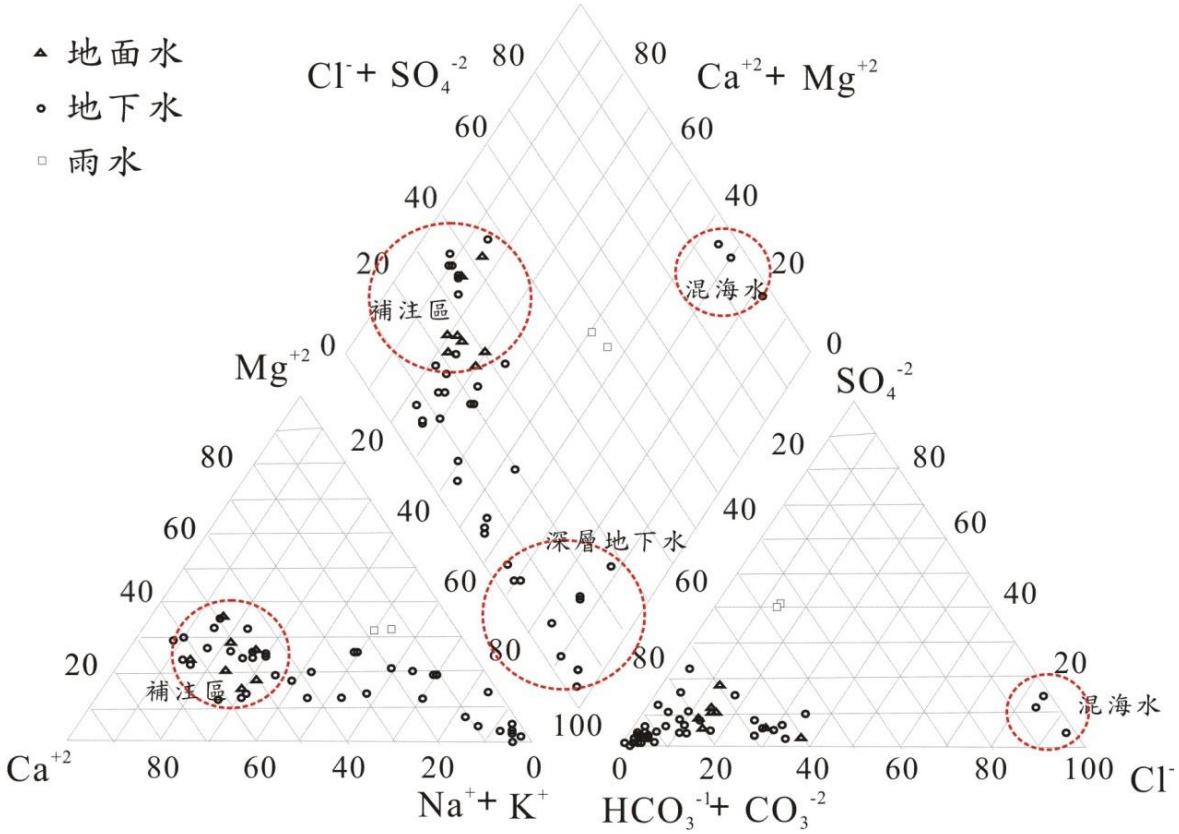


圖 4.2-7 地面水及地下水之主要離子分類

4.2.4 地面水及地下水之次要成分

地面水的氨態氮並不高，最高為安平坑 0.66 mg/l（表 4.2-11）；地下水的氨態氮以深層的井水較高，最高為利澤二 10.87 mg/l（表 4.2-12）。地面水的氨態氮可來自於集水區的土壤水或人為汙染源，但集水區的植物會吸收氨態氮以作為營養，蘭陽平原地面水的氨態氮不高，可能表示人為汙染並不嚴重。地下水中的氨態氮應來自地層，氨態氮高的水樣大多分布於受壓及較深的含水層，其氧化還原環境都偏向於還原環境，地層中若含有機物較多，有機物降解時會放出氨。

地面水的鐵離子並不高，最高為福德坑 0.67 mg/l（表 4.2-11）；地下水的鐵離子以深層的井水較高，最高為大福井 5.14 mg/l（表 4.2-12）。地面水的錳離子也不高，最高為安平坑 0.53 mg/l；地下水的錳離子以深層的井水較高，最高為大福井 2.28mg/l。

地面水的硫化物離子都很低，皆低於檢測下限 0.03 mg/l（表 4.2-11）；地下水的硫化物離子以深層的井水較高，最高為古亭一 0.69mg/l（表 4.2-12）。

表 4.2-11 地面水及雨水之次要離子成分(mg/l)

	氨態氮	鐵離子	錳離子	硫化物
福德坑溪	0.13	0.67	0.35	<0.03
得子口溪	0.35	0.17	0.11	<0.03
五十溪	0.21	<0.05	<0.05	<0.03
粗坑溪	<0.1	<0.05	0.08	<0.03
蘭陽溪	0.64	0.51	0.33	<0.03
十三分坑	0.32	0.09	0.24	<0.03
安平坑	0.66	0.55	0.53	<0.03
新城溪	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03
雨水	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03
雨水	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03

表 4.2-12 地下水之次要離子成分(mg/l)

站名	氨態氮	鐵離子	錳離子	硫化物
岳明(一)	0.26	1.47	0.27	<0.03
冬山(一)	0.11	1.35	0.11	0.04
冬山(二)	0.13	<0.05.	<0.05	0.15
龍德(一)	0.12	0.16	0.32	<0.03
龍德(二)	1.24	0.24	0.36	<0.03
龍德(三)	2.47	0.69	0.21	<0.03
龍德(四)	3.54	2.37	0.18	0.04
順安	2.22	1.67	0.17	<0.03
利澤(一)	0.17	0.64	0.15	<0.03
利澤(二)	10.87	3.27	0.19	0.04
大隱(一)	<0.1	0.31	<0.05	<0.03
大隱(二)	<0.1	0.18	0.37	0.04
五結(一)	1.28	0.62	<0.05	<0.03
五結(二)	1.27	0.37	0.28	<0.03
五結(三)	3.75	0.28.	0.22	<0.03
五結(四)	6.87	0.62	0.16	<0.03
三星	<0.1	0.37	<0.05	<0.03
大洲一	<0.1	0.14	<0.05	<0.03
大洲二	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03
中興(一)	0.15	0.69	0.09	<0.03
中興(二)	0.63	1.74	0.17	0.07
中興(三)	0.79	0.81	0.16	0.05
中興(四)	2.51	0.39	0.18	<0.03
內城	1.24	3.33	<0.05	<0.03
公館	2.34	0.32	0.28	<0.03
壯圍(一)	1.15	0.47	0.33	<0.03
壯圍(二)	2.57	0.35	0.15	0.04
壯圍(三)	3.91	1.17	0.19	0.05
宜農(一)	1.08	1.13	0.44	<0.03
宜農(二)	2.11	0.28	0.34	<0.03
同樂	0.54	<0.05	<0.05	<0.03
吳沙一	0.78	0.58	0.39	0.06
吳沙二	1.57	0.47	0.31	0.07
古亭一	3.54	1.36	0.61	0.69
古亭二	3.22	4.57	0.67	0.61
二龍	2.48	2.56	0.37	0.21

站名	氨態氮	鐵離子	錳離子	硫化物
大福	2.75	5.14	2.28	<0.03
礁溪(一)	0.47	0.27	<0.05	0.04
礁溪(二)	1.24	0.34	0.19	<0.03
頭城(一)	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03

4.3 地下水溫度剖面調查結果

地下水溫度剖面調查有三個應用：（一）了解補注水之溫度、（二）地溫梯度、（三）地下水流動層次。蘭陽平原應用觀測井所量測的地下水溫度剖面如圖 4.3-1。

（一）補注水之溫度

補注區的井（三星、大隱、內城）溫度最低，約 20-22 ℃。其中又以內城為全區溫度最低、約 20.3 ℃，此井的水源應來自北邊山區，而非蘭陽溪的溪水。三星井的水溫最低約 22.0-22.2 ℃，應來自蘭陽溪上游的溪水。地下水往下游流動，因下層地溫梯度的加熱，溫度漸漸升高，三星往下到大洲，最低溫約 22.7 ℃；再往下到中興，最低溫約 23.0 ℃。值得注意、五結井的異常高溫、26.8 ℃，比中興井多了 3.8℃，兩井間的水平距離不到 3 km。宜蘭 1981-2010 年的年均氣溫約 22.5 ℃，五結井淺層的地溫比氣溫高 4.3 ℃，應是異常現象，其原因仍有待更多觀測與研究。

（二）地溫梯度

鄰近補注區，因受補注水流動的影響，部分井下段的地溫梯度偏低（< 2 ℃/100 m），例如吳沙 0.8 ℃/100 m、壯圍 1.2 ℃/100 m、大隱 1.7 ℃/100 m。地溫梯度最高為龍德井及礁溪井約為 8 ℃/100 m，其次為利澤井約為 6 ℃/100 m，可能因岩盤下有裂縫、並且有熱水上湧，造成局部地溫梯度較高，其中礁溪為知名的溫泉產地。

（三）地下水流動層次

中興井的井溫剖面則呈兩次反轉（圖 4.3-2），20-50 m 的溫度往下變小，50-80 m 緩緩增加，80-100 m 快速增加，100-120 m 又變小，120-140 m 增加。推測 80m 以上都受到地下水補注的影響，所以溫度偏低，80-110 m 的地層因夾泥層較多，所以維持地層較高的溫度，120 m 處的較低溫應是地下水流入的影響。

壯圍井井溫經對比地溫梯度還原後（圖 4.3-3），有三處呈現明顯的水溫變低。-60 m 處的水溫變低最大、降低達 0.7℃，-120 m 為降低 0.2 ℃，-160 m 處降低 0.1℃（圖 4.3-4）。水溫降低表示補注區的水流入，因為流入的水溫度較原含水層的水低。

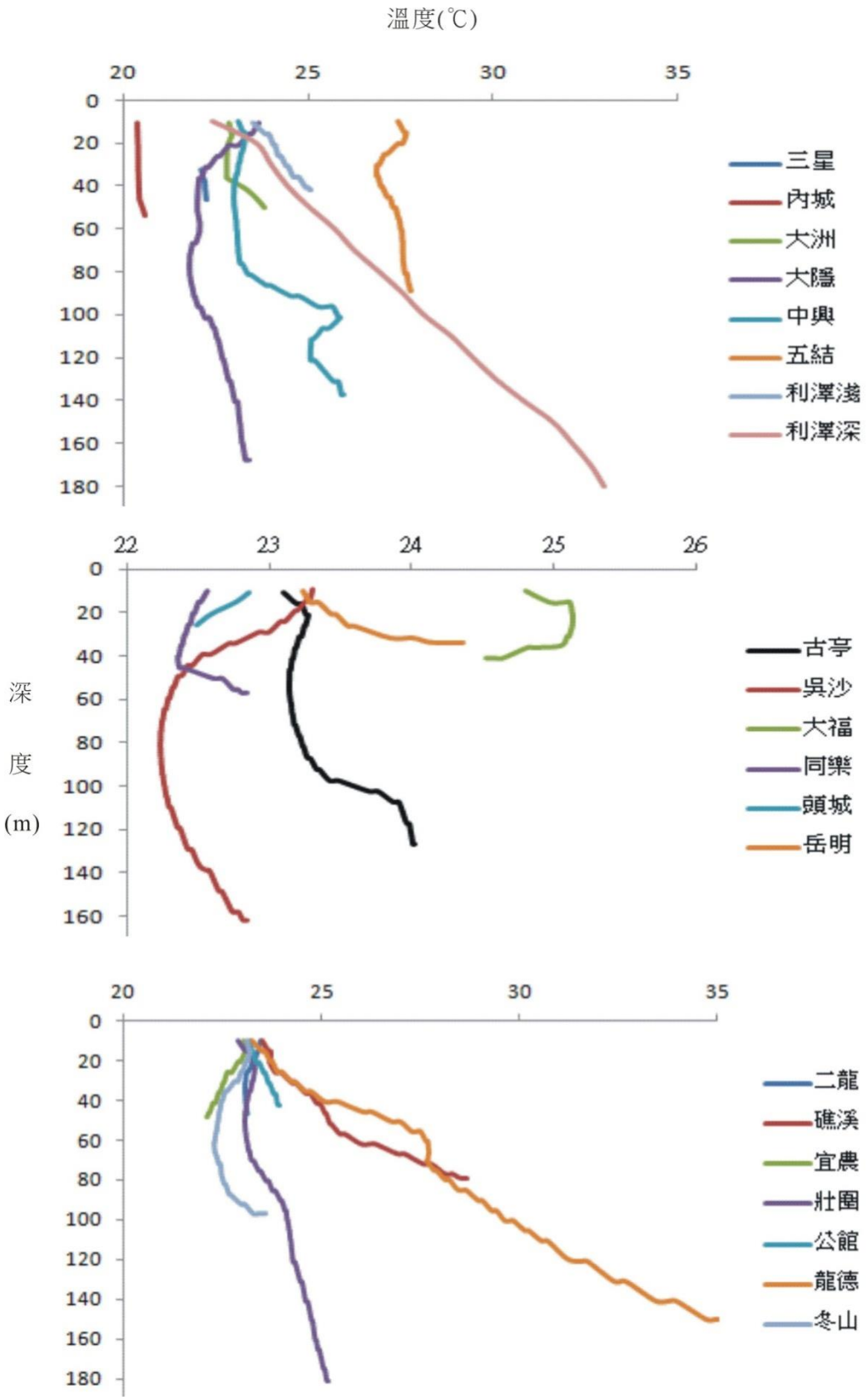


圖 4.3-1 蘭陽平原之地下水觀測井井溫剖面（2013 年 4-6 月）

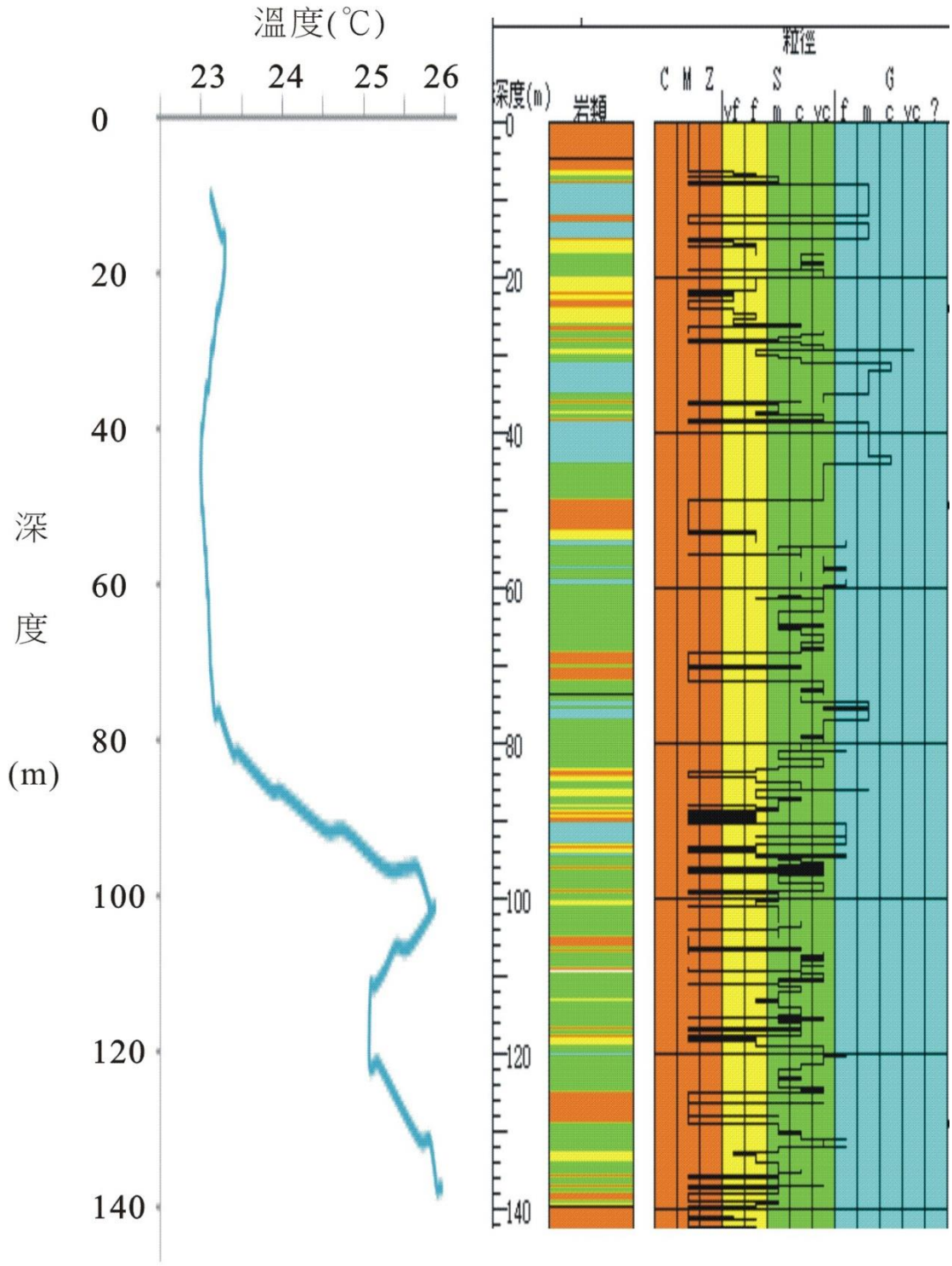


圖 4.3-2 中興井之井溫剖面與粒徑比對

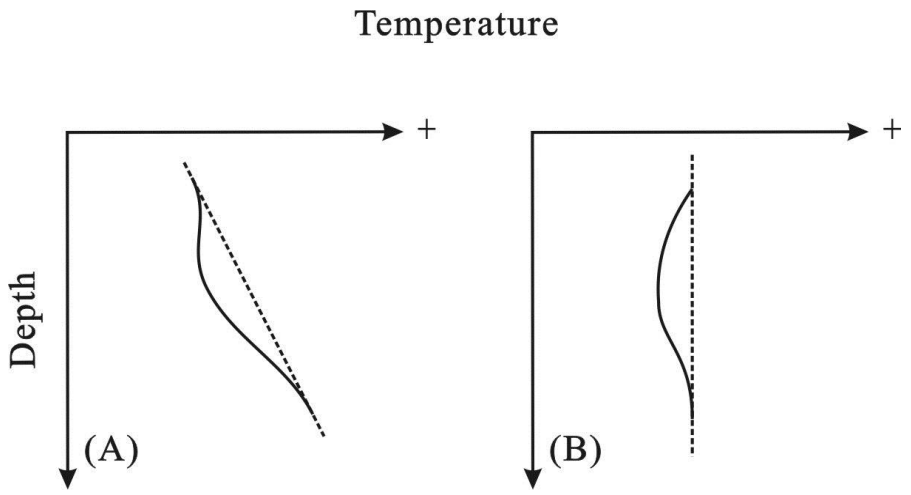


圖 4.3-3 （A）原井溫曲線(實線)及地溫梯度線(虛線)；（B）將井溫曲線依地溫梯度還原成還原線(reduced line)

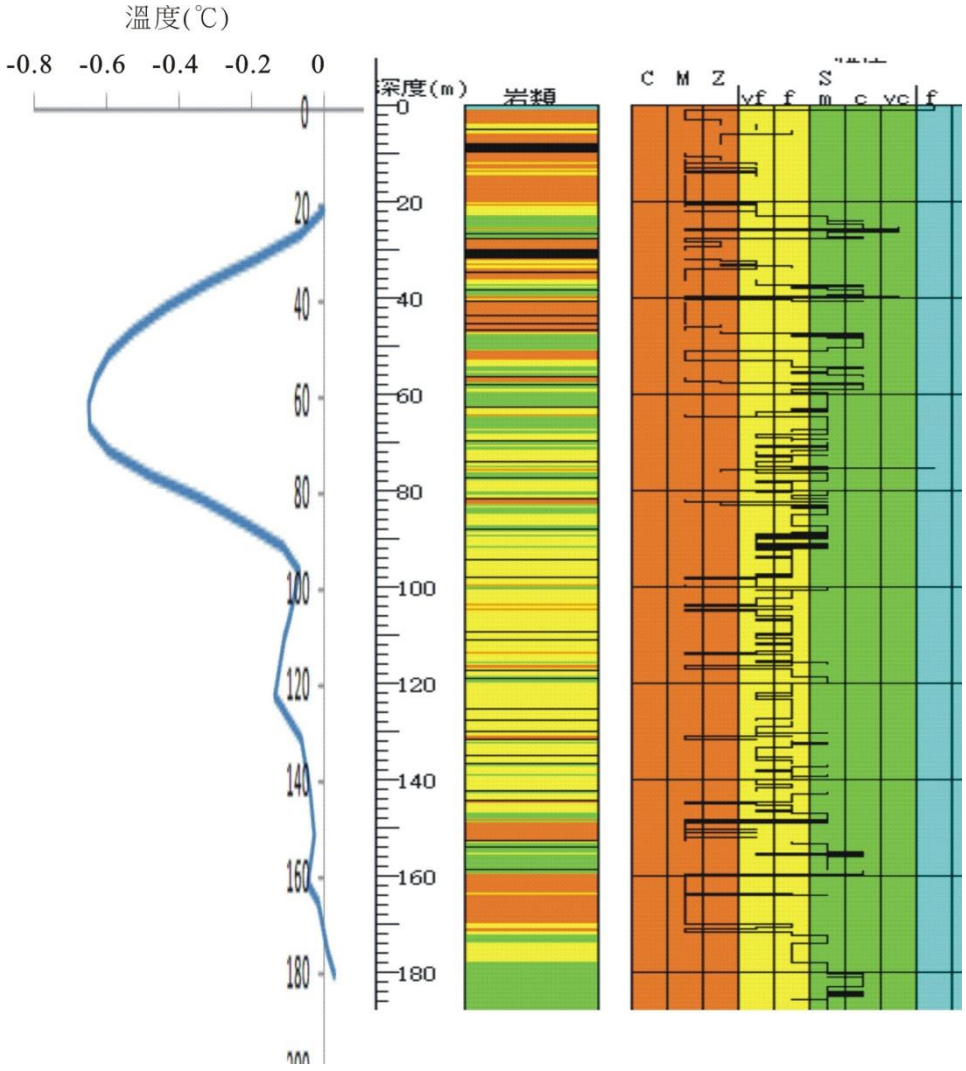


圖 4.3-4 壯圍井之井溫還原剖面與粒徑比對

第五章　結論

1. 地面水與地下水水質採樣與分析：

溶氧及硝酸鹽：蘭陽平原地下水溶氧大於0.5mg/l的井大都分布在扇頂，溪水中的溶氧都很高達 7-9mg/l，表示溪水並無汙染。本區地下水的硝酸鹽氮濃度都不高，推測從山區來的水源硝酸鹽濃度並不高。扇頂補注區的範圍，若以溶氧大於 0.5mg/l 為依據，則不含大洲站，該站雖有厚的礫石層，但其溶氧及硝酸鹽氮都明顯偏低。

導電度：蘭陽平原地下水第 1-1 含水層的導電度分布，受到側邊山區來的水源影響很大，沿山區的觀測井地下水導電度都低於 500 μS/cm，同時山區溪水的導電度也較低，約在 150～250 μS/cm，反應出靠山邊的地下水應來自山區的小溪，而蘭陽溪溪水的補注僅限於中間部分。

主要離子濃度：可將地面水及地下水分三類：碳酸氫鈣、碳酸氫鈉、氯化鈉。地面水、補注區及鄰近補注區的井都屬於碳酸氫鈣，例如：岳明、冬山一二、順安、大隱一二、三星、大洲一二、中興一二三、內城、同樂等。較深層及位於較下游的井屬於碳酸氫鈉，例如：龍德二三四、五結一二三四、中興四、壯圍一二三、古亭一等。靠海邊有三口井受到海水的混入，以氯化鈉為主：公館、古亭二、大福。

2. 綜整水文地質調查資料與分析：

蘭陽盆地基盤等深線顯示，未固結沉積層最深處位於北半部，最厚達1400m，大約位於觀測井古亭站及大福站附近。觀測井龍德站在深度 242m 鑿遇岩盤，龍德西北方的中油武淵井也在 267m 鑿遇岩盤。至少有 17 個大小沖積扇，最大的為蘭陽溪沖積扇，其次為羅東溪沖積扇。

區域性含水層建議分為三層：第一含水層深度為 150m 內，此層形成於一萬年之全新世，局部地區可再分為 AF1-1(共 23 口)及 AF1-2（共 10 口）；第二含水層的深度約為150-200m(共6口)；第三含水層深度約為200-250m，只有 1 口（中興四）。水力傳導係數以 10-4 m/s 為最多，其含水層的粒徑為礫、砂、或砂/泥互層，有些礫及砂的含水層，可能淘選較好，較不含泥，其水力傳導係數可達10-3 m/s。本區含水層儲水係數約為10-3至10-4之間。

蘭陽平原地下水分層水位最高為三星井（海拔 58.5m），最低為二龍井（海拔-0.65m）。推測受壓與非受壓的界線大約在大洲站與大隱站之間。地下水流向為由西向東，進入大隱站後已開始有分層，局部地區已有低於海平面，可能導因人為之抽水。

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為主，因大洲站有巨厚礫石，所以邊界應在大洲站以東。但湧泉與埤塘多出現在大洲站以西，表示該地區為受壓與非受壓水層之交界。羅東溪河道流量量測結果顯示：扇央區的入滲率約為

1.11x10-6m/s，但扇尾區為地下水出滲至河川，出滲率為 2.21x10-5m/s。與地面湧泉分布位置相當一致。

3. 地下水溫度剖面調查：

補注水之溫度：補注區的井溫度最低，約 20-22 ℃。其中又以內城為全區溫度最低、約 20.3 ℃，此井的水源應來自北邊山區，而非蘭陽溪的溪水。三星井的水溫最低約 22.0-22.2 ℃，應來自蘭陽溪上游的溪水。

地溫梯度：鄰近補注區，因受補注水流動的影響，部分井下段的地溫梯度偏低（<2℃/100m），例如吳沙 0.8℃/100m、壯圍 1.2℃/100m、大隱 1.7℃/100m。地溫梯度最高為龍德井及礁溪井約為 8 ℃/100m，其次為利澤井約為 6 ℃/100m，可能因岩盤下有裂縫、並且有熱水上湧，造成局部地溫梯度較高，其中礁溪為知名的溫泉產地。

地下水流動層次：中興井的井溫剖面則呈兩個低溫處，-80m 及-120m 處應是地下水流入的影響。壯圍井有三處呈現明顯的水溫變低。-60m 處的水溫變低最大、降低達 0.7℃，-120m 為降低 0.2℃，-160m 處降低 0.1℃。水溫降低表示補注區的水流入，因為流入的水溫度較原含水層的水低。

參考文獻

1. APHA (1998) Standard methods for the examination of water and waste water, 20th ed., *American Public Health Assoc., Washington, DC*., 413-426.
2. Chapelle FH (2001) Ground-water Microbiology and Geochemistry. John Wiley & Sons, INC. 477pp.
3. Holmes RR, Terrio PJ, Harris MA, and Mills PC (2001) Introduction to field methods for hydrologic and environmental studies, US Geological Survey Open-File Report 01-50, 482p.
4. Kendall, M.G. (1975) Rank correlation methods. 4th ed. Charles Griffin, London.
5. Liu, C. C. (1995) The Ilan Plain and the southwestward extending Okinawa Trough. *J. Geol. Soc. China*, **38**, 229-242.
6. Sibuet, J. C., B. Deffontaines, S. K. Hsu, N. Thareau, J. P. Le Formal, C. S. Liu, and ACT party (1998) Okinawa Trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. J. Geophys. Res., 13, 30245-30267.
7. 江新春（1976），宜蘭平原之震測，礦業技術，第 14 期，第 6 號，第 215-221 頁。
8. 江協堂、徐春田、張宏毅（2008）臺灣東北部宜蘭平原淺部地熱水研究。鑛冶，第52 卷，第2 期，第112-121 頁。
9. 邱詠恬（2008）利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形，國立台灣大學地質科學研究所碩士論文。
10. 康竹君、張翠玉、李建成 (2008) 南沖繩海槽之最西端及梨山斷層最北端：蘭陽平原的構造活動特性，Vol. 8, 中華民國地質學會會刊 (Western Pacific Earth Sciences)，第 17-42 頁。
11. 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖（1994），花東縱谷沖積扇的地形學研究，師大地理研究報告，第二十一期，第 43-74 頁。
12. 張瑞津、石再添、楊淑君、董德輝、林譽方、陳翰霖 (1995) 蘭陽平原沖積扇的地形學研究，師大地理研究報告，第二十三期，151-191 頁。
13. 彭宗仁（2002）地下水穩定氫氧同位素研究—宜蘭及嘉南地區。經濟部中央地質調查所出版。
14. 曾弘志和黃道強（1981），宜蘭平原羅東（溶）一號井地下地質報告，台灣油礦探勘總處測勘處。
15. 劉聰桂（2002）臺灣地區新建地下水觀測井之地下水定年分析及垂向水質變化調查(3/4)。經濟部水利署出版。
16. 鄭迄君（2010）蘭陽平原古沉積環境分析，國立海洋大學應用地球科學研究所碩士論文。

17. 蘇品如、紀宗吉、曾俊傑、黃國榕 (2009) 宜蘭蘭陽溪下游井下岩芯沉積環境分析，共 75 頁。
18. 謝孟龍（2006）台灣山脈晚冰期及後冰期侵蝕速率是否不同—曾文溪及蘭陽溪平原岩芯紀錄的檢視。第十一屆「台灣之第四紀」研討會論文集：53-57。

經濟部

計畫編號 102-5226904000-07-01

地下水水文地質與補注模式研究
-補注區劃設與資源量評估(1/4)

地下水補注區與水平衡評估

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行單位：國立交通大學
中華民國一〇二年十二月

經濟部

計畫編號 102-5226904000-07-01

地下水水文地質與補注模式研究
補注區劃設與資源量評估(1/4)

Hydro-geological investigation and groundwater recharge model simulations: Recharge areas delineation and groundwater resources assessment (1/4)

地下水補注區與水平衡評估

Groundwater Recharge Area Delineation and Water Balance Assessment

子計畫主持人：張良正　教授

子計畫執行單位：國立交通大學

研究人員：黃金維、陳宇文、蔡瑞彬、鄭蔚辰、陳祐誠

王雲直、林海倫、邱怡瑄、陳冠宏

中華民國一〇二年十二月

摘要

本計畫係依據「地下水水文地質與補注模式研究」計畫（102 年至 105 年）實施進度規劃，其主要工作目標係為評估地下水補注區之範圍，並瞭解區域地下水補注範圍及資源量，使地下水資源的管理朝向永續利用的目標。執行策略採分年分區執行，本年度為第一年度，研究區域為蘭陽平原，本分項計畫報告之研究成果包含地下水主要補注區範圍建議、主要補注區對地下水系統之影響評估、地下水可用抽水量推估、重力量測以及水文地質模式建立。

蘭陽平原地下水主要補注區範圍建議部分，本計劃綜合岩心、湧泉、溶氧量、二維地電阻及水文地質模型資料，推估主要補注區，所推估之主要補注區範圍位於蘭陽溪上游，包括員山鄉、三星鄉與冬山鄉。補注區之面積約為 80.32km^2 ，約佔蘭陽平原之 22.35%，

蘭陽平原地下水補注量與抽水量推估部分，數值模式推估蘭陽平原全區之年均垂向補注量為 103.92 百萬噸，山邊側向補注量為 133.07 百萬噸，海岸淨流出為 16.20 百萬噸，含水層一抽水量為 190.20 百萬噸，含水層二抽水量為 29.61 百萬噸，統計整體總補注量為 236.99 百萬噸，總抽水量為 219.81 百萬噸。水位歷線法之推估結果為年均總補注量約 267.16 百萬噸，總抽水量約為 204.26 百萬噸。兩方法在總補注量與總抽水量之推估結果相當接近。

蘭陽平原地下水主要補注區對地下水系統影響評估部分，補注區面積約佔蘭陽平原之 22.35%，而數值模式推估補注區之垂向補注量為 59.85 百萬噸，佔整體垂向補注量之 57.59%。而透過地下水流模式與污染質傳輸模式 MODPATH 模擬後，發現一旦補注區遭受污染，在 10 年內污染物質將傳輸至第一含水層(F1)之下游沿海處，部分污染物質則進一步滲透至深層含水層(F2)，顯現主要補注區對蘭陽平原之地下水補注極為重要。

在地下水可用抽水量推估部分，本計劃應用數值模式與希爾法進行推估，求得年可用抽水量為每年 219.49 百萬噸。

在現地補充調查方面，已完成枯水季(4 月)與豐水季(9 月)五個測站之重力觀測，其中三星與大隱測站豐枯水期水位與重力變化較大，可進行比出水量推估。此外，重力施測亦配合內城站抽水試驗進行聯合試驗，量測抽水時期之重力差與水位差，推估比出水量，並與抽水試驗推估之量值進行比較。

在水文地質模型建立部分，本計畫整合水文地質架構與水文地質參數，建立三維水文地質模型，其中在水文地質架構部分，本計畫將中央地質調查所繪製之地質剖面圖數化後，輔以內差方法(最近距離法)建立三維水文地質架構。而在水文地質參數推估部分，本計劃應用地電阻與重力量測資料，進行參數推

估。其中在應用地電阻推估透水係數部分，本計畫發展一透水係數推估方法，應用地表地電阻與抽水試驗資料建立透水係數推估式，並以此為基礎建立三維透水係數場。在應用重力資料推估比出水量部分，本計劃由量測之地下水位與重力資料，透過數值模擬，推估比出水量。本計劃選定豐枯水期水位與重力變化較大之三星與大隱測站，進行比出水量推估，其中三星站之推估比出水量為0.07，大隱站之比出水量為 0.25。而內城站之重力觀測與抽水試驗聯合試驗資料所推估之比出水量為 0.37，若考量絕對重力儀的觀測不確定度，在 68%的信心水準中，內城站的 S_y 值合理範圍應介於 0.19 至 0.55 間，而抽水試驗推估之 S_y 值為 0.17，相當接近重力推估合理範圍之下限。

關鍵字：現地補充調查、地電阻調查、重力調查、水質調查、水文地質模型、地下水歷線法與地下水數值模式

Abstract

This project was scheduled on the basis of "Groundwater hydro-geography and recharge model research" (2013 to 2016). The main objective was to estimate the area of groundwater recharge and to understand the local groundwater recharge area, as well as the amount of water resource, which directed the groundwater resource management to sustainable utilization. The executive strategy was made by year and area and this is the first-year project. The research area was focused on Lan-Yang plain. The research results included recommendations of the main groundwater recharge areas, main recharge influence assessment against groundwater system, analyses of available groundwater discharge of pumping, gravity measurement, and establishment of hydro-geology model.

For the perspective of recommendations of main groundwater recharge area on Lan-Yang plain, this project synthesized information of drill core, spring, dissolved oxygen, two-dimensional resistance to ground, and hydro-geology model. The main recharge area was estimated at the upstream of Lan-Yang river, including Yuan-Shan County, Sa-Hsing County, and Tung-Shan County. The supplement area is about 80.32 km^2, 22.35% of Lan-Yang plain.

For the perspective of estimation of groundwater recharge and discharge on Lan-Yang plain, numerical model revealed the annual vertical recharge was 103.92 million tons. The lateral recharge along the mountain was 133.07 million tons. Net effluent to the shore was 16.20 million tons. The discharge of the first confined aquifer was 190.20 million tons. The discharge of the second was 29.61 million tons. The total recharge was 236.99 million tons, and the total discharge was 219.81 million tons. By using hydrograph to analyze, total annual recharge was 267.16 million tons, while the total discharge was 204.26 million tons. The results of the above two methods were quite similar.

For the perspective of impact assessment against main recharge area of groundwater system on Lan-Yang plain, the recharge area was about 22.35%.The vertical recharge, by using numerical model assessment, was 59.85 million tons, 57.59% of the total. By using MODPATH simulation, the contaminated matters was transferred from recharge area to the first confined aquifer (F1) in ten years once the area was polluted. Some contaminated matters further infiltrated to deeper confined aquifers (F2). The result revealed that the main groundwater recharge area is very important.

For the perspective of the analyses of available groundwater discharge, the numerical model and Hill method were used in this project. The annual discharge was 219.49 million tons.

For the perspective of the terrain recharge investigation, gravity monitoring of five stations was performed in the drought season (April) and the flood season (September). Water level and gravity difference were larger between the two season for Sa-Hsing and Ta-Yin station, which can be used for specific effluent assessment. Moreover, gravity tests were performed along with pumping tests at Na-Cheng station. The difference of gravity and water level was measured to estimate specific effluent and to compared with value of pumping tests.

For the perspective of the establishment of hydro-geology model, this project integrated the construction and the constants of hydro-geology to establish the three-dimensional model. For the construction of hydro-geology, the three-dimensional construction was established by using interpolation method, after the geological sectional drawing was recorded by numbers from Central geological Survey, MOEA. For the constants of hydro-geology, the constants were estimated by using the information of resistance to ground and gravity monitoring. For the resistance to ground applied to estimate the infiltration constants, the estimation method and the three-dimensional infiltration constants field were developed in this project, which was based on the formula and information of resistance to ground and pumping tests. For the gravity information applied to estimate specific effluent, information of the groundwater level and gravity was collected to obtain the specific effluent with numerical model. This project picked up Sa-Hsing and Ta-Yin station, which contained larger difference of water level and gravity, to estimate specific effluent. The specific effluent is 0.07 at Sa-Hsing station and 0.25 at Ta-Yin station. The specific effluent is 0.37 by using information of gravity monitoring at Na-Cheng station and pumping tests. If the uncertainty of the absolute gravity device was considered, the reasonable S_y value at Na-Cheng station should be from 0.19 to 0.55 with 68% confidence. Value was 0.17 from estimation of pumping tests, closed to the bottom limit of gravity estimation.

Key word: terrain recharge investigation, resistance to ground investigation, gravity investigation, water quality investigation, hydro-geology model, groundwater hydrograph, numerical model of groundwater value

目錄

摘要.....I
Abstract.....III
目錄.....V
圖目錄.....VII
表目錄.....XIII
第一章 前言.....1
1.1 計畫緣起及目標.....1
1.2 計畫區域概述.....2
1.3 計畫工作項目及內容.....19
第二章 國內外相關研究文獻回顧.....22
2.1 地下水補注區或管制區劃定相關文獻.....22
2.2 地下水資源評估.....27
2.3 水文地質架構建置與相關調查方法.....28
第三章 資料蒐集及檢核.....32
3.1 研究資料蒐集.....32
3.2 地下水位資料補遺與校正.....40
3.2.1 地下水位資料缺漏及補遺.....40
3.2.2 地下水位資料異常及處理.....50
第四章 重力量測調查與分析.....55
4.1 重力量測原理與設備.....55
4.2 重力施測結果與分析.....57
4.3 重力聯合抽水試驗觀測初步分析.....63
第五章 三維水文地質模型建置.....67
5.1 水文地質資料庫建置.....67
5.1.1 資料分類.....67
5.1.2 資料庫架構設計.....68
5.1.3 資料儲存與視覺化展示.....76
5.2 水文地質架構輔助分析.....79
5.2.1 時頻分析之應用.....79
5.2.2 經驗正交函數法之應用.....89
5.3 水文地質架構分析.....99
5.3.1 水文地質分析方法.....99
5.3.2 綜整水文地質調查資料與分析.....99
5.4 水文地質參數推估.....120
5.4.1 應用地電阻於透水係數推估.....120
5.4.2 應用重力量測於比出水量推估.....137
5.5 水文地質數化模型建置.....140

5.5.1 建置說明 140
5.5.2 水文地質架構數位化 140
5.5.3 水文地質架構資料及三維圖像展示 145
5.5.4 水文地質模型應用於主要補注區邊界分析 149
5.5.5 其他應用 151
第六章 地下水補注區劃設 153
6.1 資料彙整 153
6.2 補注區邊界綜合分析 155
第七章 地下水補注量與抽水量推估 164
7.1 地下水歷線法分析 164
7.1.1 地下水位歷線法理論介紹 164
7.1.2 水位歷線法分析於蘭陽平原之應用結果 171
7.2 地下水流數值模式建置 188
7.2.1 地下水數值模式建置流程 188
7.2.2 地下水數值模式 189
7.3 水平衡分析 204
7.4 地下水可用水量推估 207
7.5 地下水補注區對地下水量與水質之影響分析 208
第八章 結論與建議 211
參考目錄 215

圖目錄

圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖 3
圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖 4
圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖 5
圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖 5
圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖 6
圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖 9
圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖 11
圖 1.2-8 水文地質剖面圖(自強-頭城)..... 13
圖 1.2-9 水文地質剖面圖(紅柴林-公館)..... 14
圖 1.2-10 水文地質剖面圖(三星-大錦閘)..... 15
圖 1.2-11 水文地質剖面圖(三星-岳明)..... 16
圖 1.2-12 水文地質剖面圖(吳沙-龍德)..... 17
圖 1.2-13 水文地質剖面圖(頭城-岳明)..... 18
圖 2.1-1 辨別標示出井頭保護帶 22
圖 2.1-2 美國 Georgia 州之污染敏感圖及華盛頓州..... 23
圖 2.1-3 Issaquah 市之重要地下水補注保護區劃設 23
圖 2.1-4 美國華盛頓州 King County 之重要地下水補注保護區劃設..... 24
圖 3.1-1 含水層一(F1)34 口地下水觀測井分布圖 35
圖 3.1-2 含水層二(F2)6 口地下水觀測井分布圖 36
圖 3.1-3 中央氣象局雨量站位置圖 38
圖 3.1-4 水利署雨量站位置圖 39
圖 3.2-1 地下水位補遺標準作業程序 44
圖 3.2-2 地下水位缺漏資料年代分佈圖：(a)扇頂區；(b)扇央區；(c)扇尾區 46
圖 3.2-3 地下水位資料缺漏未達 10 天以缺漏段兩端點為準以線性內插進行補遺，以同樂為例：(a)補遺前之水位歷線；(b)補遺後之水位歷線..... 46
圖 3.2-4 篩選可信度較低的資料點後再以線性迴歸進行補遺，以五結(3)為例：(a)原始水位；(b)線性迴歸補遺後水位 47
圖 3.2-5 依標準作業流程之水井補遺結果，以吳沙(1)為例分別用：(a)線性迴歸補遺；(b)以端點與原始水位之平均差值做平移，使資料與原始資料平滑連接..... 47
圖 3.2-6 地下水位資料異常之處理標準作業程序 51
圖 3.2-7 古亭(2)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a)水位校正前之水位歷線 (b)水位校正後之水位歷線 52
圖 3.2-8 利澤(1)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 52
圖 3.2-9 中興(3) 因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線(b) 水位校正後之水位歷線 52

圖 3.2-10 龍德(2)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 53
圖 3.2-11 礁溪(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 53
圖 3.2-12 冬山(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 54
圖 3.2-13 五結(4)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 54
圖 3.2-14 中興(1)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 54
圖 4.1-1 FG5 絕對重力儀與各部件明細[Micro-g Lacoste FG5 Manual] 56
圖 4.2-1 三星站施作現況 58
圖 4.2-2 三星站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 58
圖 4.2-3 大隱站第一(左)、第二(右)期施作情形 59
圖 4.2-4 大隱站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 59
圖 4.2-5 順安站絕對重力儀擺設狀況 60
圖 4.2-6 順安站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 60
圖 4.2-7 大洲站重力觀測點 61
圖 4.2-8 大洲水位觀測站與臨近大排水溝 61
圖 4.2-9 大洲站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 62
圖 4.2-10 中興絕對重力測點 63
圖 4.2-11 中興站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 63
圖 4.3-1 絕對重力儀 FG5 觀測重力背景值(臺灣時間 2013/5/17 03:10~05:00AM)與定量試水期間絕對重力值 (臺灣時間 2013/5/18 19:47~21:07PM) 65
圖 4.3-2 以實際水位觀測資料為控制條件，利用 MODFLOW 模擬內成站抽水狀況之三維洩降圖。 66
圖 5.1-1 觀測井資料分類 68
圖 5.1-2 非觀測井資料分類 68
圖 5.1-3 觀測井資料庫架構 70
圖 5.1-4 非觀測井資料庫架構 71
圖 5.1-5 Rockworks 資料庫架構 72
圖 5.1-6 Utlities 資料庫架構 74
圖 5.1-7 三維岩性空間分布圖 77
圖 5.1-8 岩性井間剖面圖 77
圖 5.1-9 多條井間剖面圖 77
圖 5.1-10 蘭陽平原之黏土空間分布 78
圖 5.1-11 數值模式分層架構 78
圖 5.2-1 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一日一次) 80
圖 5.2-2 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一年一次) 80

圖 5.2-3 礁溪(1)水位歷線圖 82
圖 5.2-4 三星水位歷線圖 82
圖 5.2-5 日頻率強度之空間分布 84
圖 5.2-6 地質剖面與位置圖(頭城至岳明) 85
圖 5.2-7 地質剖面與位置圖(三星至岳明) 86
圖 5.2-8 年頻率強度之空間分布 87
圖 5.2-9 組合指標之空間分布 88
圖 5.2-10 蘭陽平原 EOF 分析流程圖 91
圖 5.2-11 EC1、觀測井地下水位及降雨量歷時分佈圖。(a)EC1 歷線圖。(b) 蘭陽平原降雨時間分布圖。 (c) 三星(1)水位歷線圖。 (d) 自強(1)水位歷線圖。 94
圖 5.2-12 EOF1 之權重分佈 95
圖 5.2-13 岩心柱狀圖。(a)三星岩心柱狀圖。(b)自強岩心柱狀圖。 96
圖 5.2-14 EOF1 之權重與二維地電阻分布圖 97
圖 5.3-1 蘭陽平原附近之地體構造圖（康竹君等，2008） 101
圖 5.3-2 蘭陽平原附近之斷層分布圖（康竹君等，2008） 101
圖 5.3-3 蘭陽平原附近地層及基盤剖面圖（江新春，1976；邱詠恬，2008；康竹君等，2008） 102
圖 5.3-4 蘭陽平原基盤深度與觀測井之位置（基盤深度引用自江新春，1976） 103
圖 5.3-5 蘭陽平原之斷層分布（邱詠恬，2008） 103
圖 5.3-6 蘭陽平原水準量測之地面高度變化（Liu, 1995） 104
圖 5.3-7 濁水斷層之位置與地形（康竹君等，2008） 104
圖 5.3-8 蘭陽平原沉積物定年推測之地面沉陷速度 mm/yr（謝孟龍, 2006） 105
圖 5.3-9 蘭陽平原之沉積速率 mm/yr，左圖：16000-10000 年前；右圖：10000-5000 年前（謝孟龍, 2006） 105
圖 5.3-10 蘭陽平原主要水系、高程及沖積扇分布圖（鄭迄君，2010） 106
圖 5.3-11 蘭陽平原沖積扇分布圖（張瑞津等，1995） 106
圖 5.3-12 蘭陽平原沿岸砂丘分佈圖。平行海岸線長條狀紅色部分，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如等，2009) 107
圖 5.3-13 蘭陽地區東西向地質分層剖面圖。 109
圖 5.3-14 濁水溪地區東西向地質分層剖面圖。 109
圖 5.3-15 透水係數 K 與含水層粒徑之關係 110
圖 5.3-16 東西向剖面之透水係數 K 110
圖 5.3-17 蘭陽平原地下水分層之水位(2013 年 4 月) 114
圖 5.4-1 研究流程圖 120
圖 5.4-2 一維地電阻測點空間分布圖 122
圖 5.4-3 地層因子計算流程圖 124
圖 5.4-4 分群分析流程圖 125
圖 5.4-5 推估 K 場流程圖 126
圖 5.4-6 土體電阻值直方圖 127

圖 5.4-7 孔隙水電阻值直方圖 127
圖 5.4-8 地層因子直方圖 128
圖 5.4-9 研究區域含泥與否分區說明 129
圖 5.4-10 含泥區與不含泥區之觀測井分佈 130
圖 5.4-11 各觀測井之透水係數對之散佈圖 130
圖 5.4-12 地層因子與透水係數之回歸關係圖 131
圖 5.4-13 土體電阻值空間分布 132
圖 5.4-14 水質電阻值空間分布 133
圖 5.4-15 地層因子空間分布 134
圖 5.4-16 透水係數空間分布 136
圖 5.4-17 比出水量推估流程圖 138
圖 5.5-1 水文地質數化模型建置流程 140
圖 5.5-2 水文地質架構數化之流程圖 141
圖 5.5-3 二維剖面圖數化成果比對圖。 143
圖 5.5-4 數位化後之岩性資料儲存於資料庫示意圖 144
圖 5.5-5 三維水文地質數化架構 144
圖 5.5-6 網格資料展示 146
圖 5.5-7 水文地質模型三維空間分佈(a)三維透水係數分布圖。(b)三維岩性架構分布圖。 146
圖 5.5-8 剖面圖。(a)三星至龍德水文地質架構剖面。(b)三星至龍德水文地質參數剖面(K)。 148
圖 5.5-9 空間資料查詢介面 149
圖 5.5-10 剖面線位置示意圖與水文地質柵狀圖 150
圖 5.5-11 一剖面線之剖面圖 150
圖 6.5-12 各剖面礫石層邊界連線圖 151
圖 6.5-13 水文地質模型推估之主要補注區邊界 151
圖 6.1-1 地下水補注區劃設流程圖 153
圖 6.1-2 各項資訊位置分佈圖 154
圖 6.2-1 分析區域說明 155
圖 6.2-2 內城以北(分區 1)現地調查結果彙整分析 156
圖 6.2-3 Line 05 二維地電阻影像剖面圖 156
圖 6.2-4 Line 06 二維地電阻影像剖面圖 156
圖 6.2-5 Line 34 二維地電阻影像剖面圖 157
圖 6.2-6 內城至大隱分區(分區 2)現地調查結果彙整分析 157
圖 6.2-7 Line 36 二維地電阻影像剖面圖 157
圖 6.2-8 Line 07 二維地電阻影像剖面圖 158
圖 6.2-9 Line 04 二維地電阻影像剖面圖 158
圖 6.2-10 大隱以南分區(分區 3)現地調查結果彙整分析 159
圖 6.2-11 柯林站之岩心柱狀圖 160
圖 6.2-12 Line 17 二維地電阻影像剖面圖 161

圖 6.2-13　Line 22 二維地電阻影像剖面圖 161
圖 6.2-14　Line 23 二維地電阻影像剖面圖 161
圖 6.2-15　Line 24 二維地電阻影像剖面圖 161
圖 6.2-16　Line 29 二維地電阻影像剖面圖 161
圖 6.2-17　Line 25 二維地電阻影像剖面圖 161
圖 6.2-18 廣興站之岩心柱狀圖 162
圖 6.2-19 本計畫建議之補注區邊界 163
圖 7.1-1 地下水水位歷線法計算流程圖 164
圖 7.1-2 區域降雨歷線與地下水位歷線起伏變化示意圖 165
圖 7.1-3 表層水層之概念模型示意圖 165
圖 7.1-4 徐昇氏多邊形 166
圖 7.1-5 三星觀測井 2004~2006 年平均日降雨量與日地下水水位圖 167
圖 7.1-6 三星觀測井 2004~2006 年日地下水位歷線和枯水期退水線圖 167
圖 7.1-7 降雨事件、補注量與流失量關係示意圖 169
圖 7.1-8 蘭陽平原淺層地下水觀測井分布與徐昇氏多邊形 172
圖 7.1-9 屏東平原 K 與 Sy 值迴歸關係式 173
圖 7.1-10 水位歷線及枯水期退水線圖(宜農(1)) 175
圖 7.1-11 水位歷線、枯水期及一期稻作退水線圖(冬山(1)) 175
圖 7.1-12 蘭陽平原淺層觀測井枯水期退水線斜率 185
圖 7.1-13 蘭陽平原淺層觀測井單位面積平均年補注量 186
圖 7.1-14 場次降雨量與補注量關係圖(2004~ 2012 年) 187
圖 7.2-1 地下水數值模式建置流程示意圖 189
圖 7.2-2 蘭陽平原概念分層(紅柴林-公館剖面) 191
圖 7.2-3 紅柴林-公館剖面及 AA’ 剖面位置圖 191
圖 7.2-4 蘭陽平原模式分層(AA’剖面) 191
圖 7.2-5 蘭陽平原地表高程對日均地下水位線性回歸 192
圖 7.2-6 蘭陽平原地下水模擬區域 194
圖 7.2-7 含水層一徐昇式分區 195
圖 7.2-8 含水層二徐昇式分區 195
圖 7.2-9 地下水模式流量計算概念圖 197
圖 7.2-10 地下水參數檢定系統架構圖 198
圖 7.2-11 參數檢定流程 200
圖 7.2-12 含水層一觀測與模擬 水位等值圖 201
圖 7.2-13 含水層二觀測與模擬 水位等值圖 201
圖 7.2-14 含水層一 LOG(RMSE) 202
圖 7.2-15 含水層二 LOG(RMSE) 202
圖 7.2-16 利澤(1)水位時序變化圖 203
圖 7.2-17 三星水位時序變化圖 203
圖 7.2-18 每日均方根誤差變化圖(2004-2012) 203

圖 7.2-19 模擬水位誤差主體圖(2004-2012)..... 203
圖 7.3-1 岳明(2)每日降雨量、觀測水位與淨補注量關係圖 205
圖 7.4-1 總抽水量對應平均洩降線性回歸..... 207
圖 7.5-1 水質影響範圍圖(F1)..... 210
圖 7.5-2 水質影響範圍圖(F2)..... 210

表目錄

表 1.2-1 蘭陽平原觀測站站址 6
表 1.2-2 蘭陽平原觀測井一覽表 7
表 1.2-3 蘭陽平原地質鑽探井一覽表 10
表 1.2-4 蘭陽平原水文地質參數列表 19
表 1.3-1 水質分析項目 20
表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表 32
表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表(續) 33
表 3.1-2 含水層二(F2)地下水觀測井資料列表 33
表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表 33
表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表 (續) 34
表 3.1-4 蘭陽平原複井抽水試驗實測儲水係數 36
表 3.1-5 蘭陽平原雨量站資訊 (中央氣象局部分) 37
表 3.1-6 蘭陽平原雨量站資訊 (經濟部水利署部分) 37
表 3.1-7 本計畫蒐集圖資資訊 39
表 3.2-1 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏統計表 42
表 3.2-2 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏時段分類列表 42
表 3.2-3 缺漏超過 10 天之觀測井與鄰近其他水井時序資料之間的相關係數列表 48
表 3.2-4 蘭陽平原淺層地下水觀測井水位異常時段列表 50
表 4.2-1 102 年度蘭陽平原絕對重力量測數值 57
表 5.1-1 資料庫對照表 75
表 5.2-1 為蘭陽平原淺層水井不同頻率下的水位振福 81
表 5.2-2 前五名之時空特徵解釋比例 94
表 5.3-1 蘭陽平原沖積扇面積與海拔高度（張瑞津等，1995） 107
表 5.3-2 水文地質參數 111
表 5.3-3 蘭陽平原觀測井之水位 112
表 5.3-4 蘭陽平原地下水之同位素濃度 115
表 5.4-1 研究區域之地層因子計算結果 126
表 5.4-2 比出水量推估結果 139
表 7.1-1 蘭陽平原淺層觀測井列表(22 口井) 173
表 7.1-2 蘭陽平原淺層水井枯水期退水線列表 176
表 7.1-3 蘭陽平原地下水井一期稻作退水線列表 178
表 7.1-4 系統水平衡分析表 181
表 7.1-5 各井平均年補注量排序列表 182
表 7.1-6 單位面積平均年補注量排序列表 183
表 7.1-7 各站枯水期與一期稻作退水線斜率列表 184
表 7.2-1 蘭陽平原給定水頭設定 193
表 7.3-1 模式檢定所得參數 204

表 7.3-2 地下水流量分項統計結果 206
表 7.3-3 地下水流出與流入量統計結果 206
表 7.5-1 補注區補注量與整體補注量關係表 208
表 7.5-2 補注區面積及垂向補注量統計表 208

第一章 前言

1.1 計畫緣起及目標

(一) 計畫緣起

臺灣地區之地下水資源頗為豐富，主要分布於平原、盆地和台地等地形平緩地區，其面積總和約 10,000 平方公里，深度 300 公尺內常有透水性好的地下水層分布。在河川汙染及水庫淤積問題日益嚴重，及氣溫上升降雨分布不均勻等諸多問題環繞下，使得地面水資源供應變得更不穩定，因此地下水在緩衝和補充水資源不足上勢必扮演起更重的角色。又因地下水開發成本較低，取用方便，故各目的用水競相開發。地下水開發利用之結果，雖促成各地區各項產業之發展，但往往因對地下水的認識不足、對地下水的資訊的掌握不夠，在大量的抽用地下水之後，衍生許多國土資源損害及其他的社會問題。

有鑑於地下水資源之高度重要性，而地下水補注區為地下水之水源地，一旦遭受汙染，將嚴重影響各地下水區之水質與水量。經濟部自民國 80 年起執行「臺灣地區地下水觀測網」整體計畫，進行長期且有系統的地下水區之水文地質調查、重要地區地下水調查與補注試驗、地層下陷監測調查以及地下水水質資料分析等相關工作，以充分掌握臺灣地區水文地質狀況，獲取正確可靠之地下水資訊。然而地下水系統埋藏於地下，須有充足之水文地質基本資料及長期地下水水位及水質觀測數據，才能提高地下水天然補注區範圍劃定之精確度，故中央地調所於 98-101 年執行「臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估」計畫，進行水文地質補充調查及補注潛勢評估，劃定濁水溪沖積扇和屏東平原地下水區之地下水補注區範圍，做為劃定地下水補注地質敏感區之依據。

此外由於全球氣候的極端化造成降雨分布不均，強化地下水補注地質敏感區的調查研究，並進行劃設保育，加強掌握地表水、地下水的互動調配，更能能因應較劇烈之環境變化。然國內環保意識高漲，地表水蓄水設施建設困難，保護具有提供國內用水約 30%的天然的地下水庫，除可避免地面蓄水設施所造成之環保問題，更具有國土保育之功能。國土保育應包含土地環境資源保育以及水文環境資源保育，兩者兼顧才能達成「永續發展的資(能)源與環境」。希望能藉本計畫之成果，對於保護區土地利用及水土汙染提出適當的管制辦法，使地下水資源的管理開始朝向永續利用的目標跨出一大步。

(二) 計畫目標

本計畫係依據「地下水水文地質與補注模式研究」計畫（102 年至 105 年）

實施進度規劃，其主要工作目標係為評估地下水補注區之水文地質特性，並瞭解區域地下水補注範圍及資源量，使地下水資源的管理朝向永續利用的目標。執行策略採分年分區執行，4 年內針對臺灣重要地下水區蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區進行調查，釐定主要地下水補注區範圍並評估地下水補注量。本「補注區劃設與資源量評估」調查分析研究工作擬達成下列目標：

1.完成蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之水文地質補充調查，以充分掌握目標地下水補注區之水文地質特性。

2.綜整相關調查成果，建立蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區地下水區之地下水補注模式，分析其補注機制、水平衡分析、地下水流模擬及地下水位水質監測，以確認地下水補注區範圍。

3.劃定蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之主要地下水補注範圍，以提供做為後續地下水補注地質敏感區劃設的依據。

4.評估蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之補注量、推估現況抽水之總抽水量及可抽用水量，並評估資源量做為水資源經營管理與保育之依據。

1.2 計畫區域概述

(一) 區域概述

蘭陽平原為台灣地區地下水觀測網第二期計畫，於八十八年下半年及八十九年度及九十一年度執行水文地質調查研究區域，行政區域屬宜蘭縣。蘭陽平原地下水區位於台灣之東北部，北起頭城鎮，南至蘇澳之隘丁，西沿山麓線至蘭陽溪沖積扇頂三星鄉之天送埤，東濱海岸。北西南三面依山地勢較高，東面向海地勢漸低。整個地形呈南北狹長，東西甚短之三角形，地下水區面積為 359.38 平方公里。蘭陽平原由西向東傾斜，故水系也隨之西而東流，到宜蘭市、羅東鎮以東，高度降至 5 公尺以下，地形平坦，東北角頭城南方的狹長地帶，海拔降至 2.5 公尺以下，在雨季常發生水災。

蘭陽平原位於北緯 24 度 36 分到 24 度 52 分之間。東邊面對太平洋，北、西與南三面被中央山脈和雪山山脈環繞。在夏天時，西南季風被中央山脈阻擋，高溫悶熱；在冬天時，東北季風則挾帶大量水氣，屬於典型的亞熱帶季風氣候。年平均溫度為 22℃，一月平均氣溫在 15-16℃之間，七月平均氣溫在 27-28℃之間。氣候主要受季風及地形影響，終年有雨，年降雨日超過 200 天，冬季受東北季風吹拂降雨豐沛，只有在梅雨來臨前和無颱風的七月有短暫的乾季出現，平原地區年雨量多在 3000-4000mm 之間。

(二) 地形與水系

蘭陽平原地下水分區內的主要河系為蘭陽溪，其河床寬濶，僅在上游區域成為峽谷，流路呈直線狀，曲流發育不明顯，總長約 66 公里，在平原區形成標準的沖積扇，並呈網狀河系（如圖 1.2-1 所示）。

蘭陽平原地下水分區之地形單元為宜蘭扇狀三角洲平原(林朝棨, 1957)，分布於蘭陽溪中、下游（舊稱宜蘭濁水溪）。外形呈等邊三角形輪廓，每邊長約 30 公里，底邊呈南北向（海岸線），向西稍為凹入，頂點於蘭陽溪口起算約 23 公里，高程約 150 公尺，扇端高度約 30 公尺(林朝棨, 1957)；(張瑞津 et al., 1995)。宜蘭扇狀三角洲平原之海岸線形狀受海蝕影響，呈弓形海岸，除蘭陽溪口因淤積而稍微向東突出，其他區域均向西凹入。海岸區域，除各大小河流之出海口外，均有長形砂丘發育，其延長方向與海岸線平行，高度均在 20 公尺以下。砂丘帶寬 800 公尺以內，其西側有小河灌流，流向與砂丘方向平行，形成三角洲前緣特有的濕地。這些砂丘亦常為各河出海之屏障，冬山河及宜蘭河等河川皆因受阻於砂丘而不得直接向東入海，僅能取道砂丘背側，匯流於蘭陽溪入海，三角洲北端河川亦匯流於得子口溪出海，而南端之新城溪則不受砂丘影響直接向東出海。

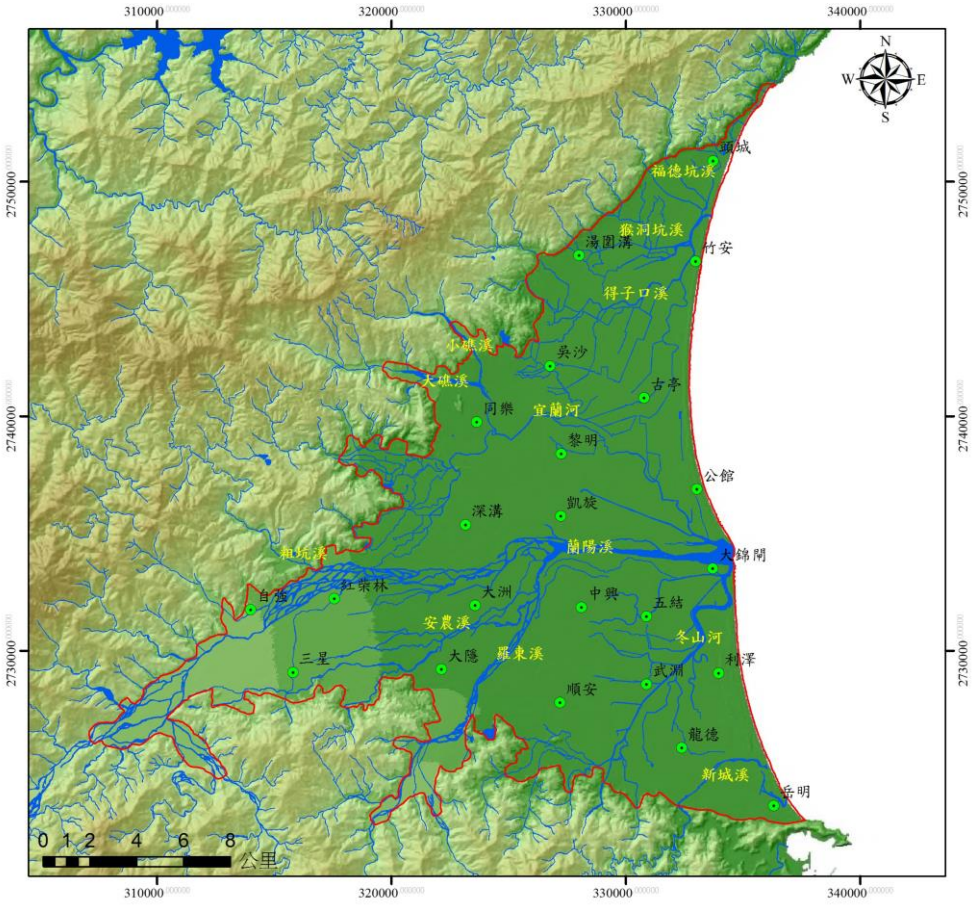


圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖

(三) 水文地質架構

蘭陽平原位於沖繩海槽的西南端，為蘭陽溪入海沖積而成，目前地形下陷中心軸略成東西向，谷地漸向南北方向開張（如圖 1.2-1 所示）。因為西邊山區帶來大量沉積物，因此蘭陽平原西側地下地質以礫石及粗砂層為主，往東入海，很快接海相的厚泥層（如圖 1.2-2 所示）。局部沉積速率非常快，達 1.5(cm/yr)，是濁水溪沖積扇(彰雲地區)的兩倍。

蘭陽平原是由全新世-更新世沖積地層及底部之始新-中新世基盤所組成，兩者間以不整合關係接觸；附近露頭為始新-中新世地層，岩性主要以板岩為主，另有變質砂岩及硬頁岩。由沉積物成分多含大量之板岩岩屑，可知蘭陽溪之部分流域、羅東溪及冬山河流域已有大量侵蝕中新世廬山層板岩區。另龍德、利澤與武淵等站淺層沉積物成分含有綠色片岩及矽質片岩，可能是新城溪上游流域岩層受侵蝕而來。

應用岩心鑽探結果搭配內插演算法，蘭陽平原泥層分布（如圖 1.2-2 所示）除蘭陽溪上游（自強站與大隱站）、福德坑溪（頭城站）與新城溪（岳明站）的泥層較少外，其餘區域皆有 40%以上的泥層；細砂主要分布於海岸區域（圖 1.2-3），蘭陽溪上游區域之細砂皆在 10%以下；粗砂與細砂有相似的分布（圖 1.2-4）；礫石則與泥有反向的分布（圖 1.2-5），其主要分布區域在蘭陽溪上游及羅東溪沿岸，成份比例可達 60%以上。

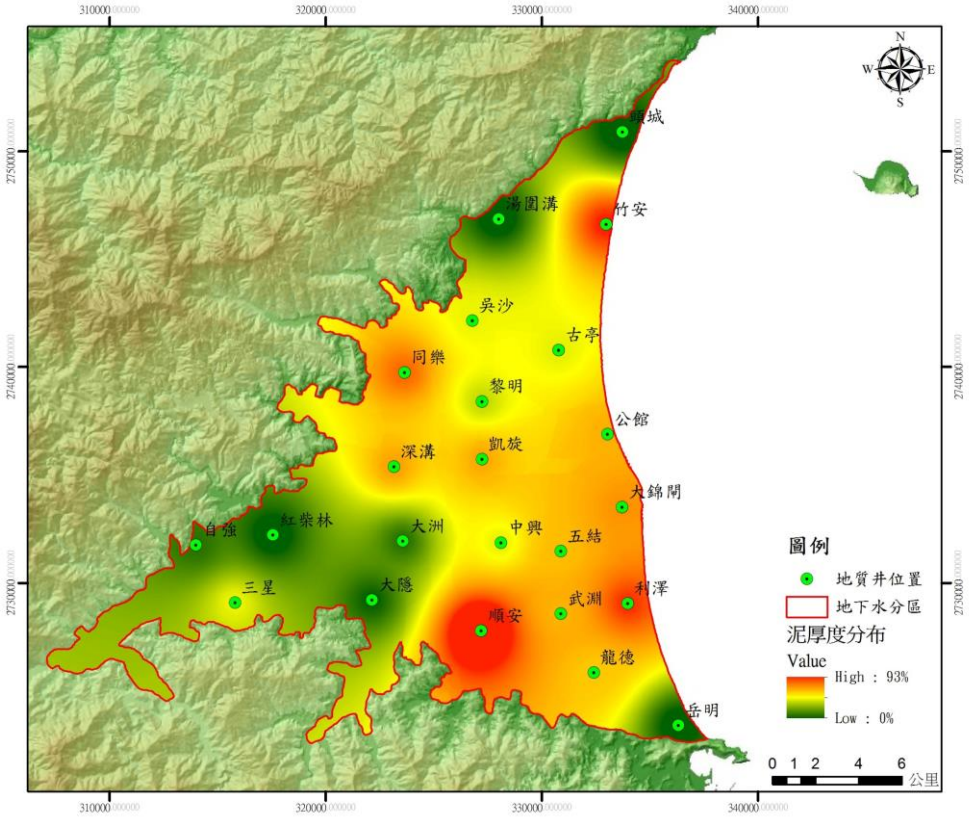


圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖

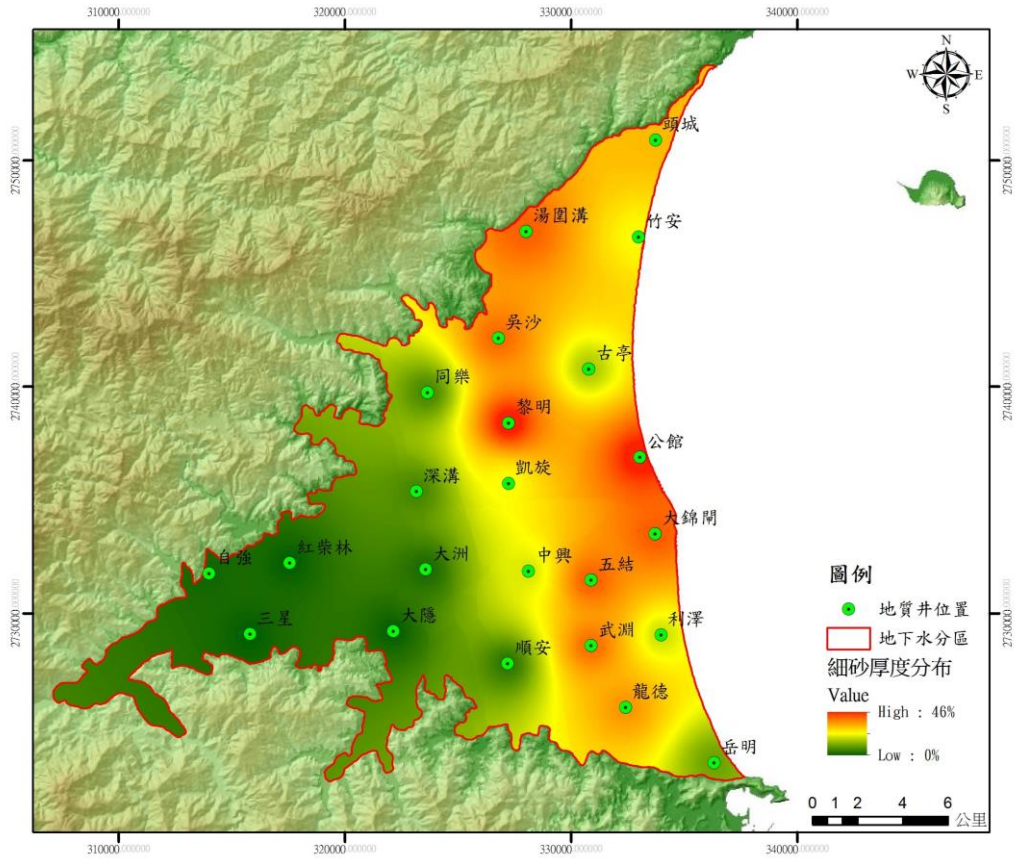


圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖

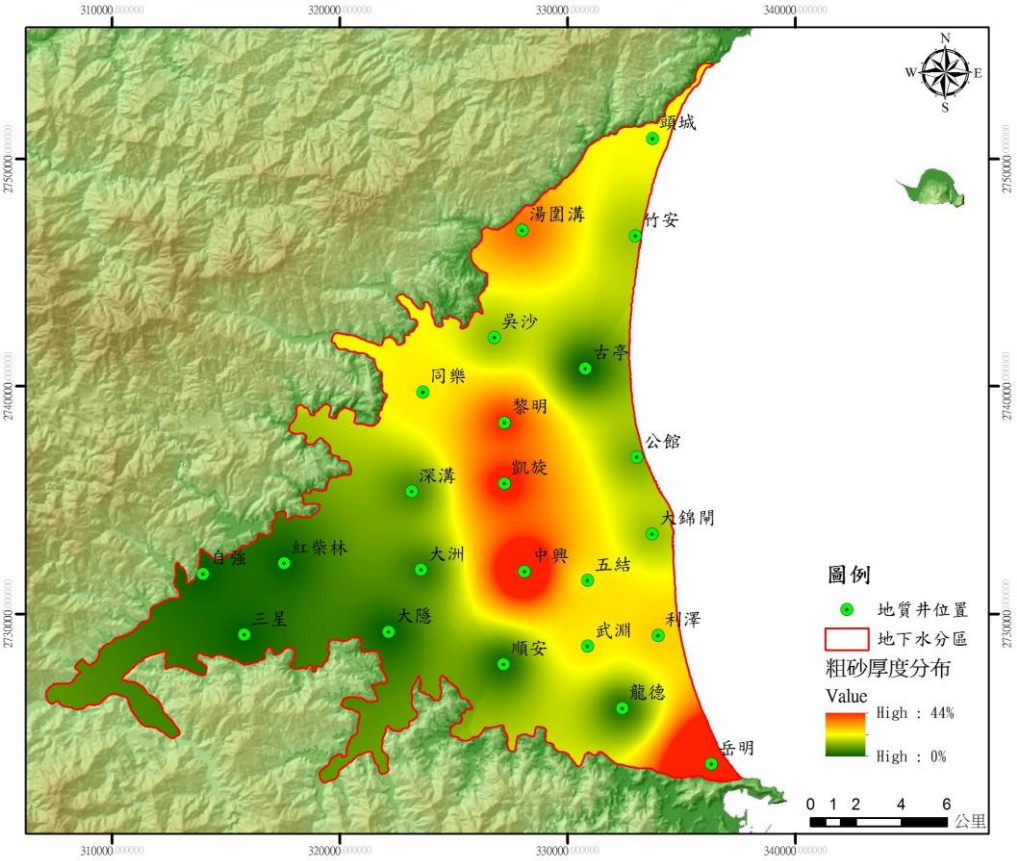


圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖

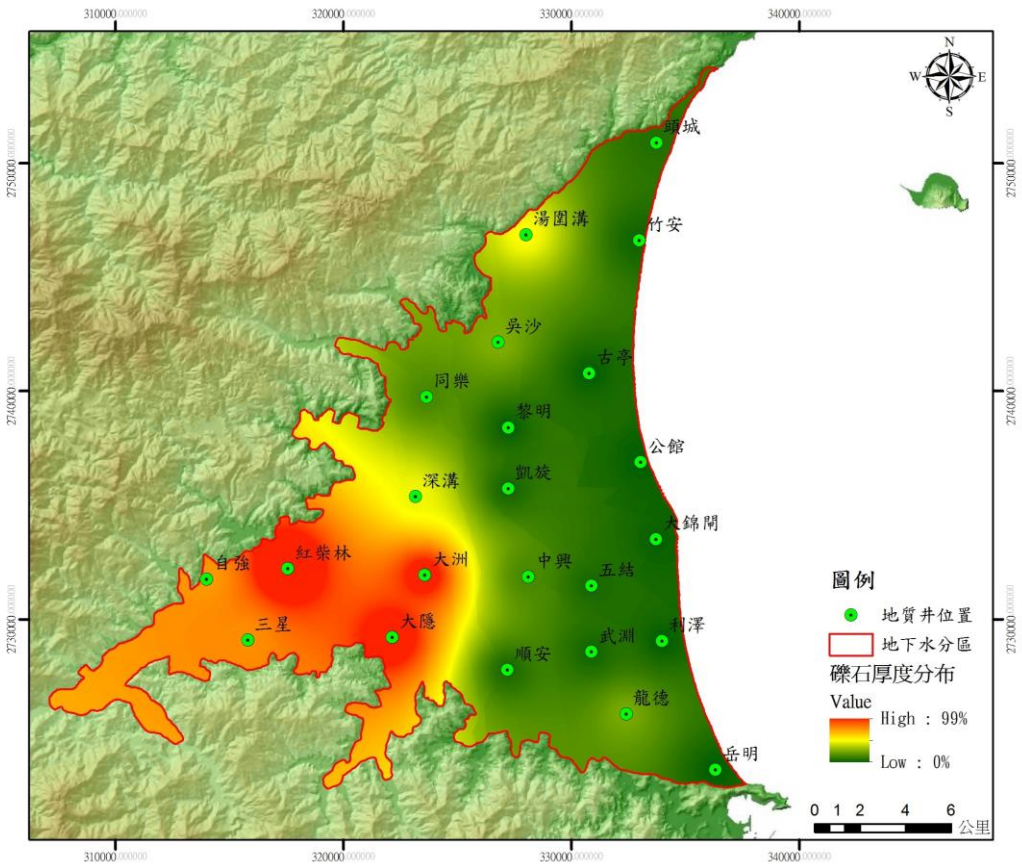


圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖

表 1.2-1 蘭陽平原觀測站站址

編號	站名	地址	編號	站名	地址
1	自強國小	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(內城國小自強分校)	12	宜農	宜蘭縣神農路 1 號(宜蘭技術學院)
2	大隱國小	宜蘭縣三星鄉大隱村大隱路 129 號(大隱國小)	13	礁溪	宜蘭縣礁溪鄉協民段地號 259 號
3	岳明國小	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)	14	大福	宜蘭縣壯圍鄉大福路 34 號(大福國小)
4	頭城國小	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)	15	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路八四之四號同樂國小
5	利澤	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 12 號(利澤工業區)	16	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路七九號 吳沙國中
6	五結國小	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)	17	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村八一號古亭國小
7	中興	宜蘭縣五結鄉四結村中興路 3 段 67 號(中興國小)	18	公館	宜蘭縣壯圍鄉壯圍運動公園預定地
8	龍德	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)	19	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲路一六二號 大洲國小
9	冬山	宜蘭縣冬山鄉南興村富農路四號(冬山國小)	20	三星	宜蘭縣三星鄉義德街十二號 三星國小
10	內城	宜蘭縣員山鄉內城路 545 號(榮源國中)	21	順安	宜蘭縣冬山鄉永興路二段十七號 順安國小
11	壯圍	宜蘭縣壯圍鄉壯五路(壯圍國小)	22	二龍	宜蘭縣礁溪鄉二龍國小

(四) 觀測井概況

台灣地區地下水觀測網於民國 89 年於蘭陽平原建置觀測井，民國 89-91 年建立觀測站 22 站，分層觀測井 40 口（如表 1.2-2 與圖 1.2-6 所示）。除此之外，本區域尚有地質鑽探井 23 口（如表 1.2-3 與圖 1.2-7 所示），地質鑽探分布間距約為五公里。觀測站大部份都位於國小校園內，因應當地水文地質情況設置第一到第四層的分層觀測井，詳細的井數、濾管深度位置、建置日期及當時靜水位，則參考水利署(2004)「台灣地區地下水觀測網水質常態監測與調查分析(1/2)」，如表 1.2-2 所示。觀測井的材質主要為不鏽鋼，口徑為直徑六吋，觀測層次最深達 230 公尺(中興)。因為經費及施工用地的限制，觀測井常採兩口共構，例如觀測井(一)與觀測井(三)共孔，或觀測井(二)與觀測井(四)共孔，以一孔置兩觀測井管，不同層中以皂土及黏土封隔，以阻絕不同含水層水位之干擾影響。

表 1.2-2 蘭陽平原觀測井一覽表

編號	井號	站名	濾水管		靜水位	X	Y	Z	分層
			起點(m)	終點(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
1	02030111	岳明(1)	6	27	3.97	335491	2723599	5.09	1-1
2	02080111	冬山(1)	28	49	1.27	329505	2725780	6.47	1-1
3	02080121	冬山(2)	68	86	1.67	329505	2725780	6.47	1-2
4	02030311	龍德(1)	13	37	4.37	331568	2726058	6.80	1-1
5	02030321	龍德(2)	60	78	3.92	331568	2726058	6.80	1-2
6	02030331	龍德(3)	100	118	2.31	331568	2726058	6.80	2-1
7	02030341	龍德(4)	136	151	1.96	331568	2726058	6.80	2-2
8	02080311	順安	15	32	自噴	326363	2727985	8.98	1-1
9	02030211	利澤(1)	16	34	2.33	333141	2729240	4.03	1-1
10	02030221	利澤(2)	158	170	-2.42	333141	2729240	4.03	2
11	02100111	大隱(1)	38	62	9.76	321310	2729412	40.64	1-1
12	02100121	大隱(2)	136	160	4.98	321310	2729412	40.64	1-2
13	02090111	五結(1)	3	15	3.68	330057	2731668	3.89	1-1
14	02090121	五結(2)	29	41	2.78	330057	2731668	3.89	1-1
15	02090131	五結(3)	64	82	2.32	330057	2731668	3.89	1-2
16	02090141	五結(4)	152	176	-3.43	330057	2731668	3.89	2
17	02100211	三星	26	44	32.13	314969	2729321	92.86	1
18	02100311	大洲(1)	25	43	2.03	322731	2732157	17.79	1-1
19	02100321	大洲(2)	102	120	自噴	322731	2732157	17.79	1-2
20	02070211	自強(1)	10	28	29.94	313166	2731959	104.81	1-1
21	02090211	中興(1)	15	45	2.41	327278	2732049	6.23	1-1
22	02090221	中興(2)	100	130	1.13	327278	2732049	6.23	1-2

23	02090231	中興(3)	180	192	-1.75	327278	2732049	6.23	2
24	02090241	中興(4)	224	230	-10.55	327278	2732049	6.23	3
25	02070111	內城	7	49	4.26	318700	2734050	37.29	1-1
26	02060411	公館	24	36	3.38	332212	2737115	3.87	1-1
27	02060211	壯圍(1)	54	72	2.49	329122	2737853	2.00	1-1
28	02060221	壯圍(2)	112	124	1.88	329122	2737853	2.00	1-2
29	02060231	壯圍(3)	162	174	-1	329122	2737853	2.00	2-1
30	02010111	宜農(1)	19.5	34.4	1.64	324620	2738180	6.69	1-1
31	02010121	宜農(2)	109	133	-1.7	324620	2738180	6.69	1-2
32	02070411	同樂	41	50	7.7	322822	2739979	17.07	1-1
33	02050211	吳沙(1)	31	90	3.02	325944	2743274	6.71	1-1
34	02050221	吳沙(2)	138	156	1.54	325944	2743274	6.71	1-2
35	02060311	古亭(1)	31	43	2.86	329932	2741080	2.91	1-1
36	02060321	古亭(2)	100	118	3.77	329932	2741080	2.91	1-2
37	02050311	二龍	23	41	3.19	328104	2744848	2.00	1-1
38	02060111	大福	9	39.5	4.5	331460	2744155	2.62	1-1
39	02050111	礁溪(1)	25	39	3.64	329180	2745890	2.72	1-1
40	02040111	頭城(1)	7	19	4.15	332895	2751096	6.65	1-1

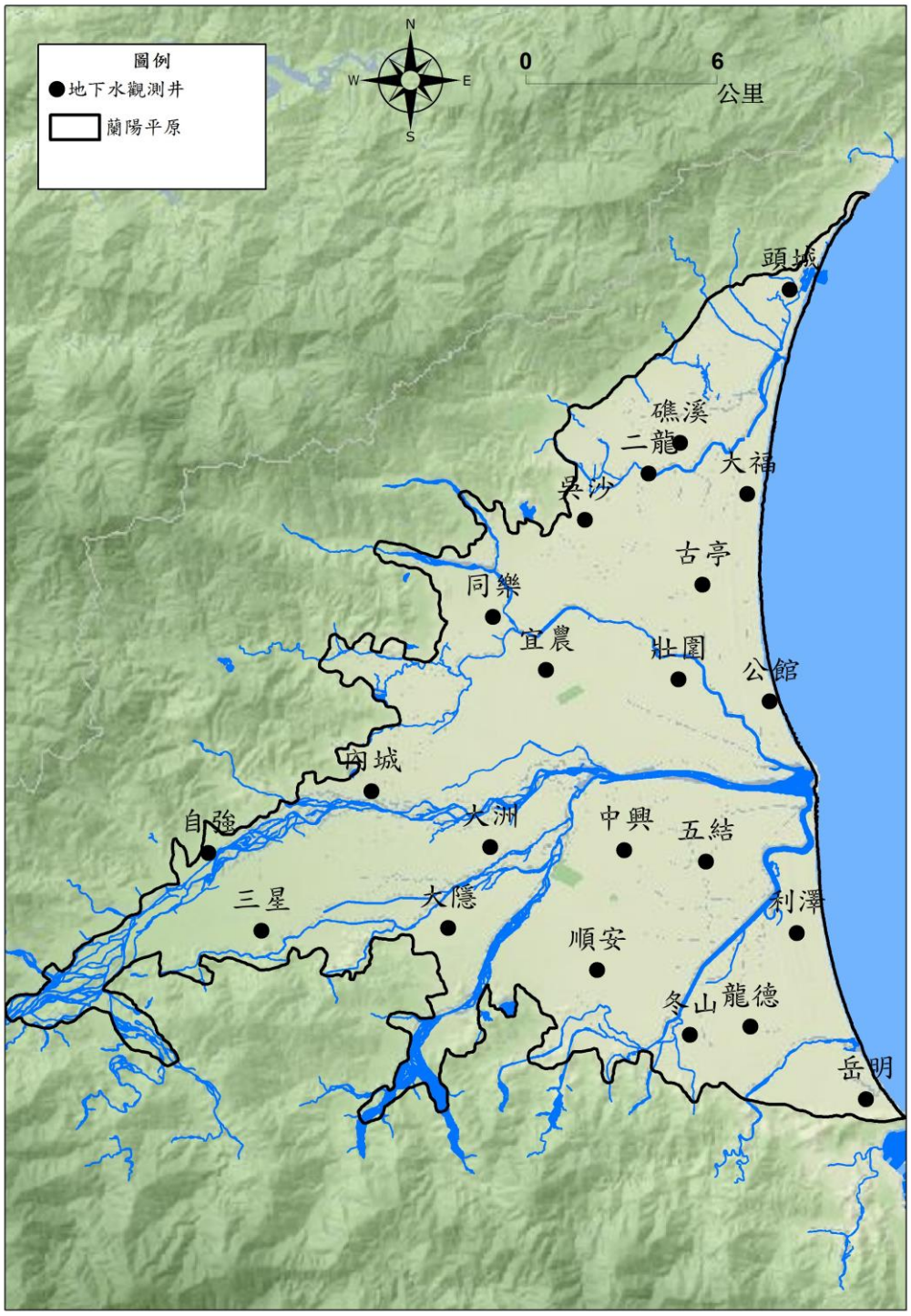


圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖

表 1.2-3 蘭陽平原地質鑽探井一覽表

編號	站名	站址	X 座標	Y 座標
1	凱旋	宜蘭縣宜蘭市凱旋路 8 號(凱旋國小舊址)	326396.274	2735939.873
2	黎明	宜蘭縣宜蘭市校舍路 1 號(黎明國小)	326413.857	2738598.878
3	岳明	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)	335491.504	2723599.394
4	利澤	宜蘭縣五結鄉季水路 15-3 號	333141.394	2729240.220
5	龍德	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)	331568.963	2726058.532
6	頭城	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)	332895.690	2751096.650
7	竹安	宜蘭縣頭城鎮竹安里竹安路 278 號(竹安國小斜對面)	332155.416	2746813.077
8	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路 79 號(吳沙國中)	325945.843	2742344.435
9	湯圍溝	宜蘭縣礁溪鄉德陽路 99 之 11 號(湯圍溝公園)	327171.665	2747062.465
10	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村古亭路 81 號(古亭國小)	329950.976	2740986.361
11	公館	宜蘭縣壯圍運動公園預定地(紅葉路與壯濱路交叉口附近)	332210.315	2737091.238
12	自強	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(勞委會職訓局)	313166.428	2731959.033
13	深溝	宜蘭縣員山鄉深溝村惠民路 266 號(深溝國小)	322338.600	2735579.297
14	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路 84 之 4 號(同樂國小)	322814.713	2739950.104
15	順安	宜蘭縣冬山鄉順安村永興路二段 17 號(順安國小)	326363.043	2727985.288
16	武淵	宜蘭縣冬山鄉武淵村富農路二段 350 號(武淵國小)	330057.093	2728775.945
17	五結	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)	330057.330	2731668.543
18	中興	宜蘭縣五結鄉四結村中興路三段 67 號(中興國小)	327278.655	2732049.697
19	大錦閘	宜蘭縣五結鄉蘭陽溪出海口堤防邊	332885.832	2733709.723
20	大隱	宜蘭縣三星鄉大隱村大埔路 129 號(大隱國小)	321310.426	2729412.187
21	三星	宜蘭縣三星鄉三星路五段 86 號(三星國小)	314969.382	2729280.662
22	紅柴林	宜蘭縣三星鄉紅柴林堤防邊	316733.283	2732419.735
23	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲村上將路二段 500 號(大洲國小)	322738.358	2732132.750

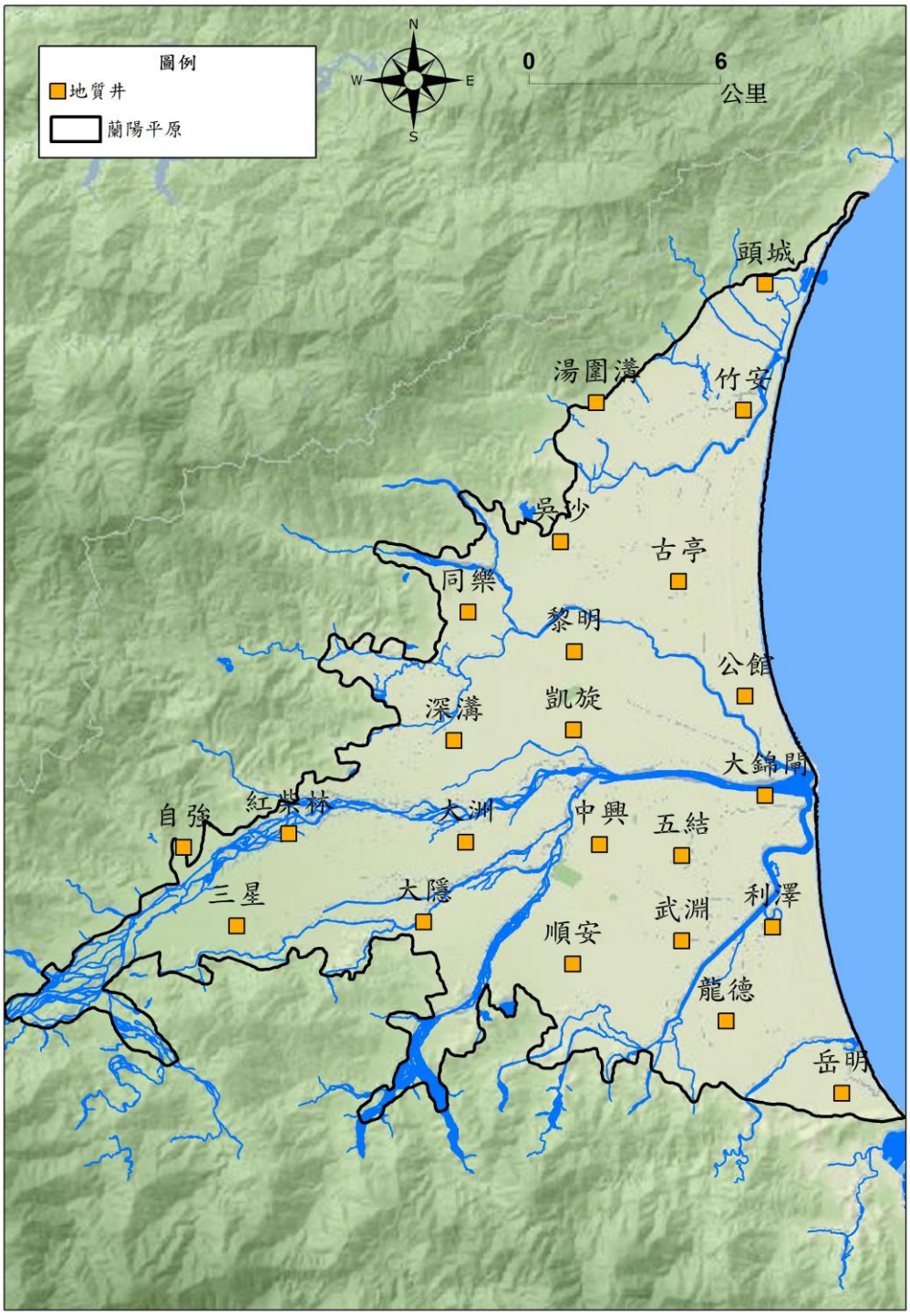


圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖

(五) 水文地質剖面

中央地質調查所之台灣地區地下水觀測網第二期計畫蘭陽平原水文地質架構(2012)，依據岩心鑽探資料、地球化學調查與其他調查結果，繪製六幅水文地質剖面，如圖 1.2-8 至 1.2-13 所示，依序描述蘭陽平原北側、蘭陽溪北岸、蘭

陽溪南岸與蘭陽平原南側共四幅，以及南北向剖面包含扇央平原與扇尾平原兩幅，分別敘述如下：

1.蘭陽平原北側剖面：主要共同補注區紅柴林以東。共同補注區邊界在紅柴林與深溝之間，深溝以西為非共同補注區。湯圍溝為得子口溪扇。

2.蘭陽溪北岸剖面：主要共同補注區紅柴林以東。共同補注區邊界在紅柴林與深溝之間。大洲為過共同補注區邊界。深溝以西為非共同補注區。

3.蘭陽溪南岸剖面：主要共同補注區三星以東。共同補注區邊界在三星與中興之間。大洲為共同補注區邊界。中興以西為非共同補注區。

4.蘭陽平原南側剖面：主要共同補注區大隱以東。共同補注區邊界在大隱與順安之間。順安以西為非共同補注區。

5.蘭陽扇央平原剖面：蘭陽溪沖積扇中段，最深部為末次冰期礫石堆積。10000 年左右進入海相泥層，而後隨著沖積扇的向外堆積作用，先逐漸變淺為海岸砂丘環境，最後形成現生的扇尾氾濫平原沉積相。

6.蘭陽扇尾海岸剖面：較深部以海相地層以及泛濫平原為主，隨著蘭陽溪沖積扇向外加積作用，成為現生交接海岸的海濱砂灘、砂壩或砂丘群。

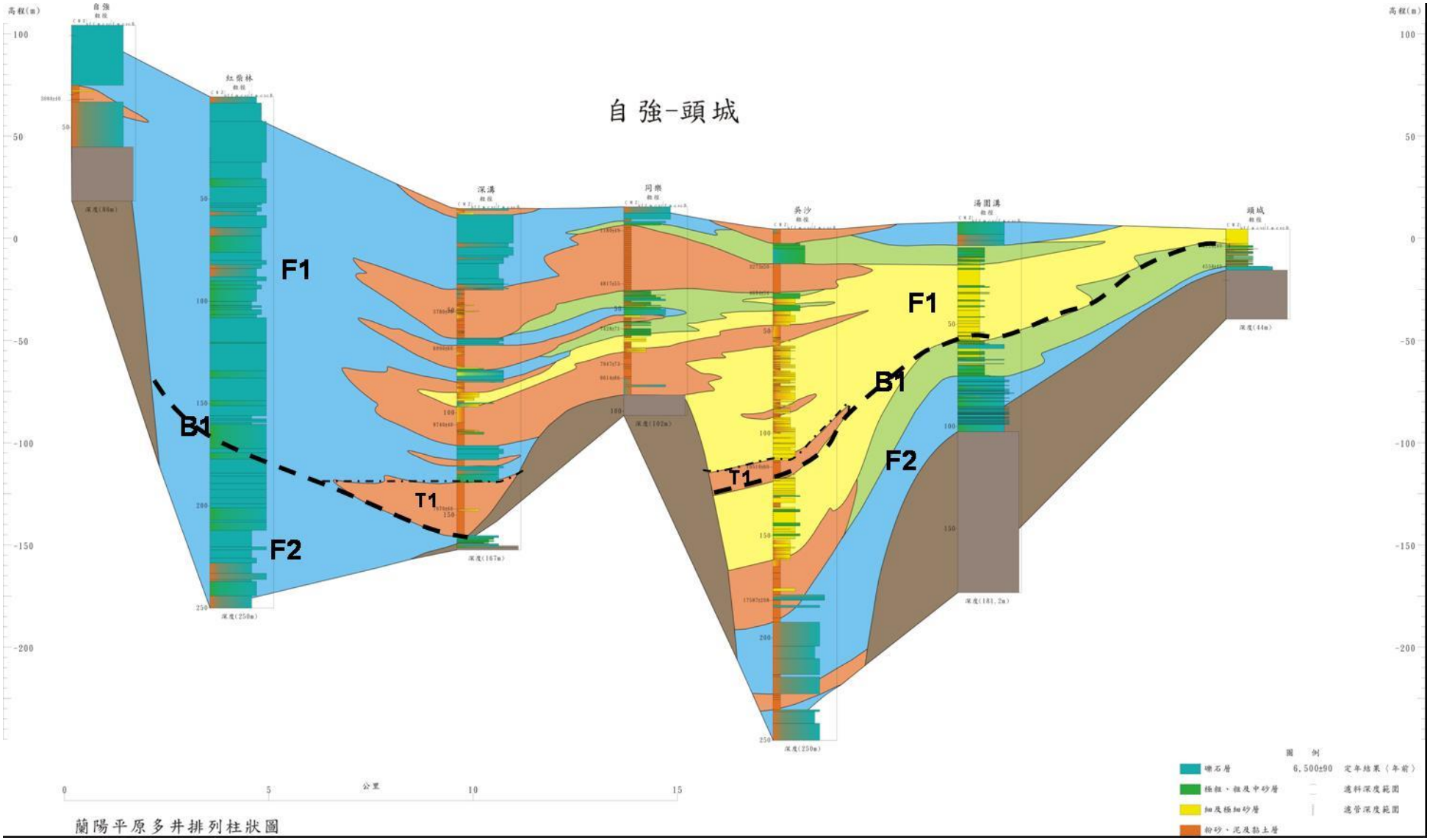
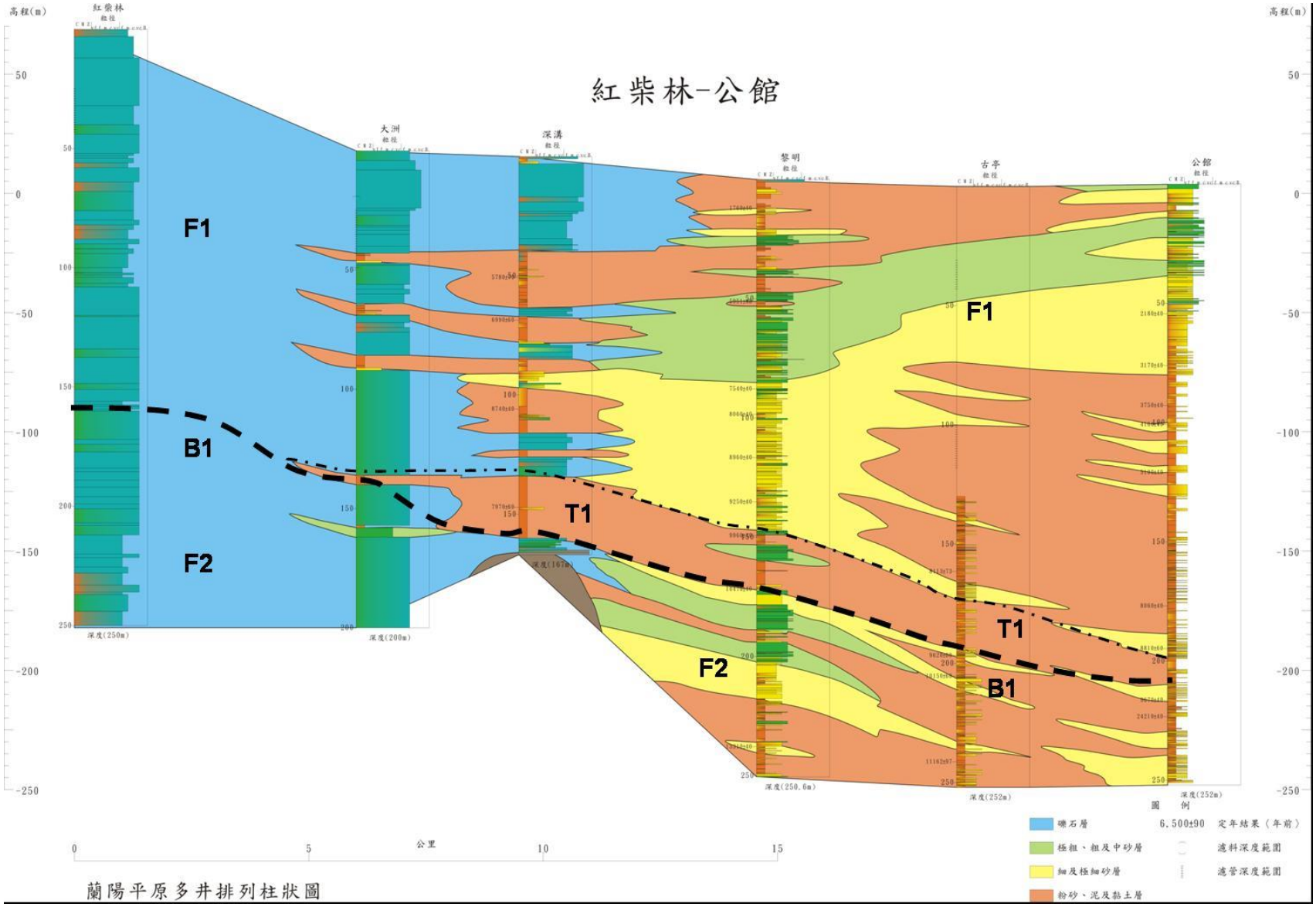


圖 1.2-8 水文地質剖面圖(自強-頭城)



蘭陽平原多井排列柱狀圖

圖 1.2-9 水文地質剖面圖(紅柴林-公館)

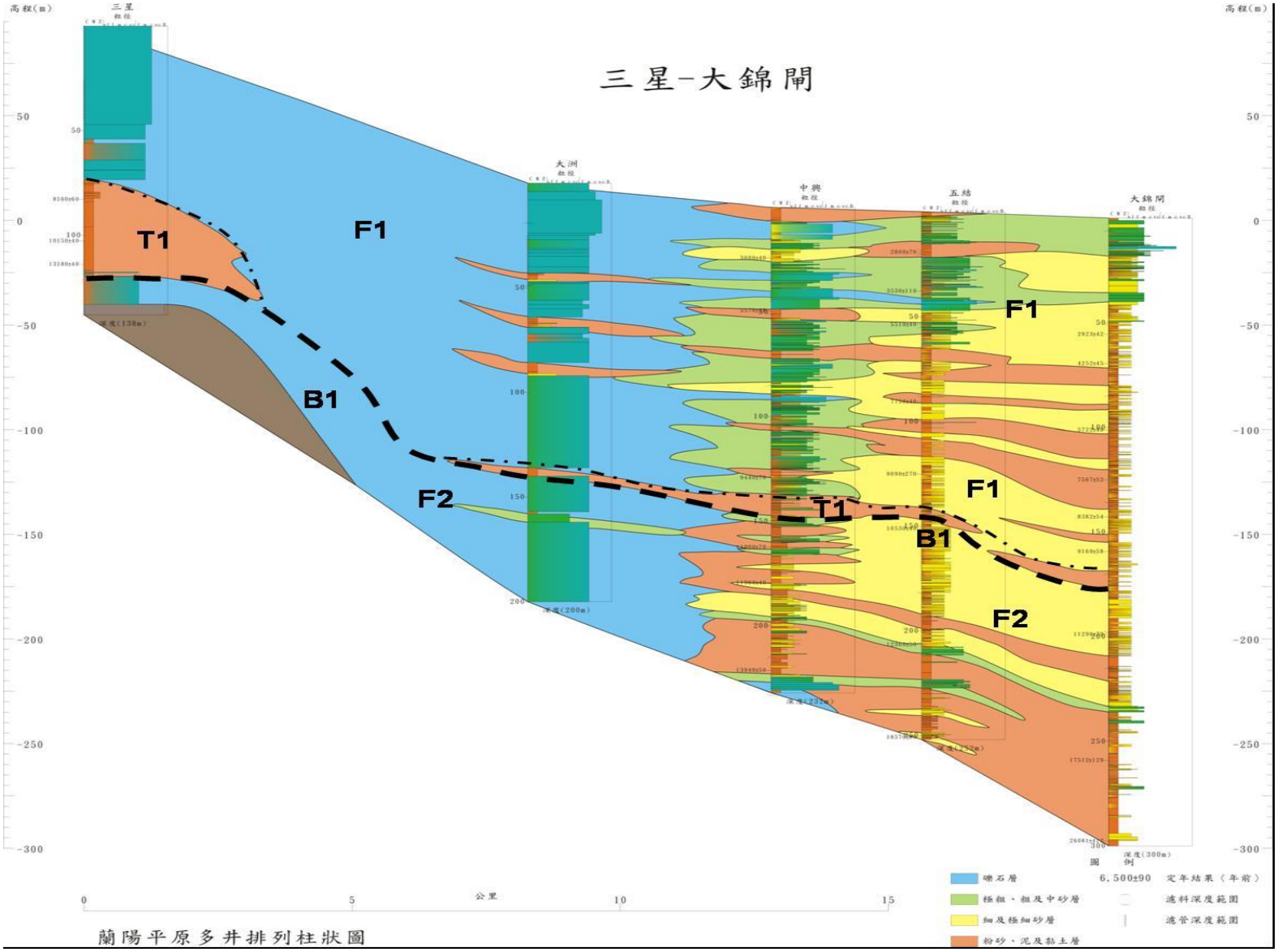


圖 1.2-10 水文地質剖面圖(三星-大錦閘)

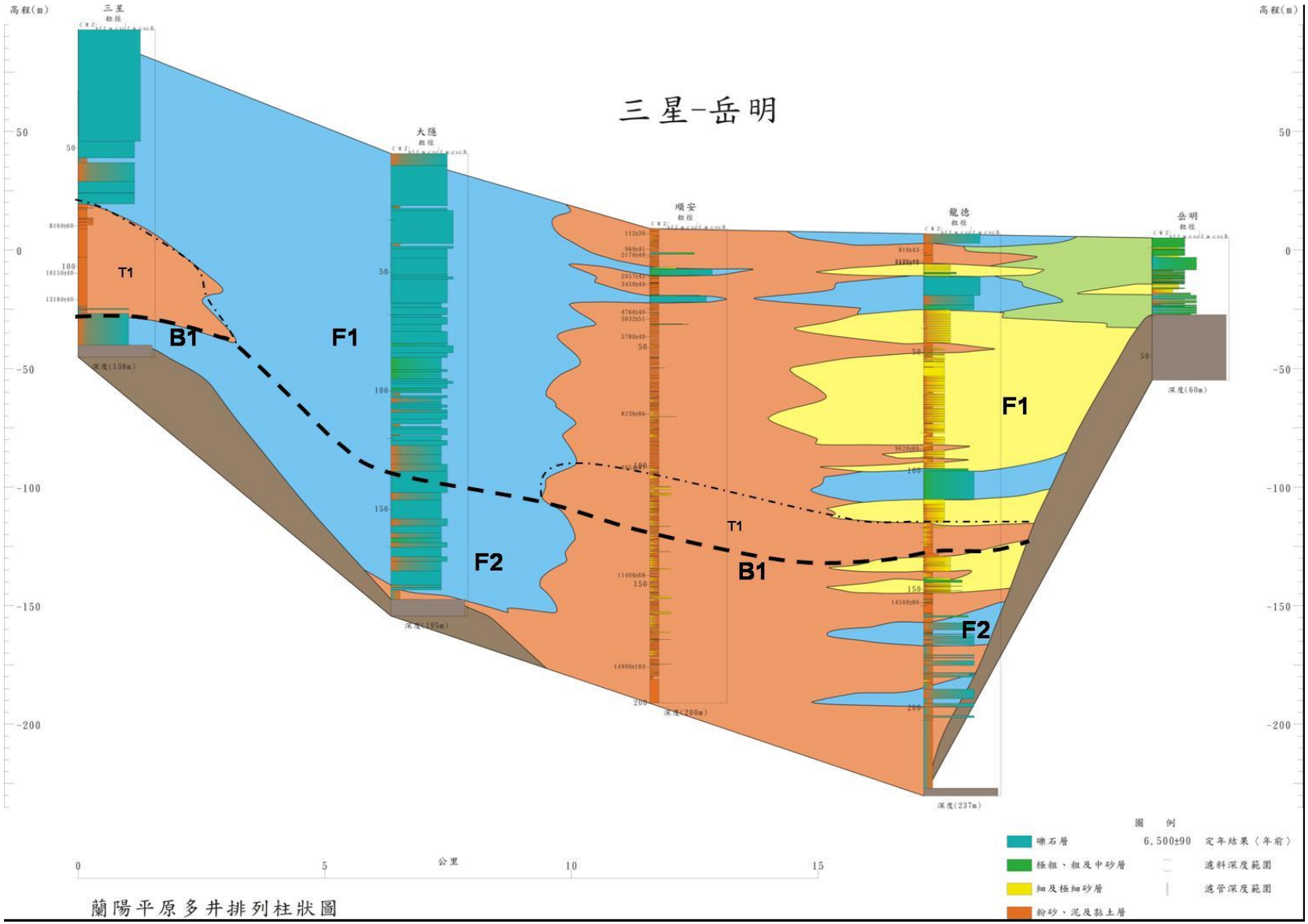


圖 1.2-11 水文地質剖面圖(三星-岳明)

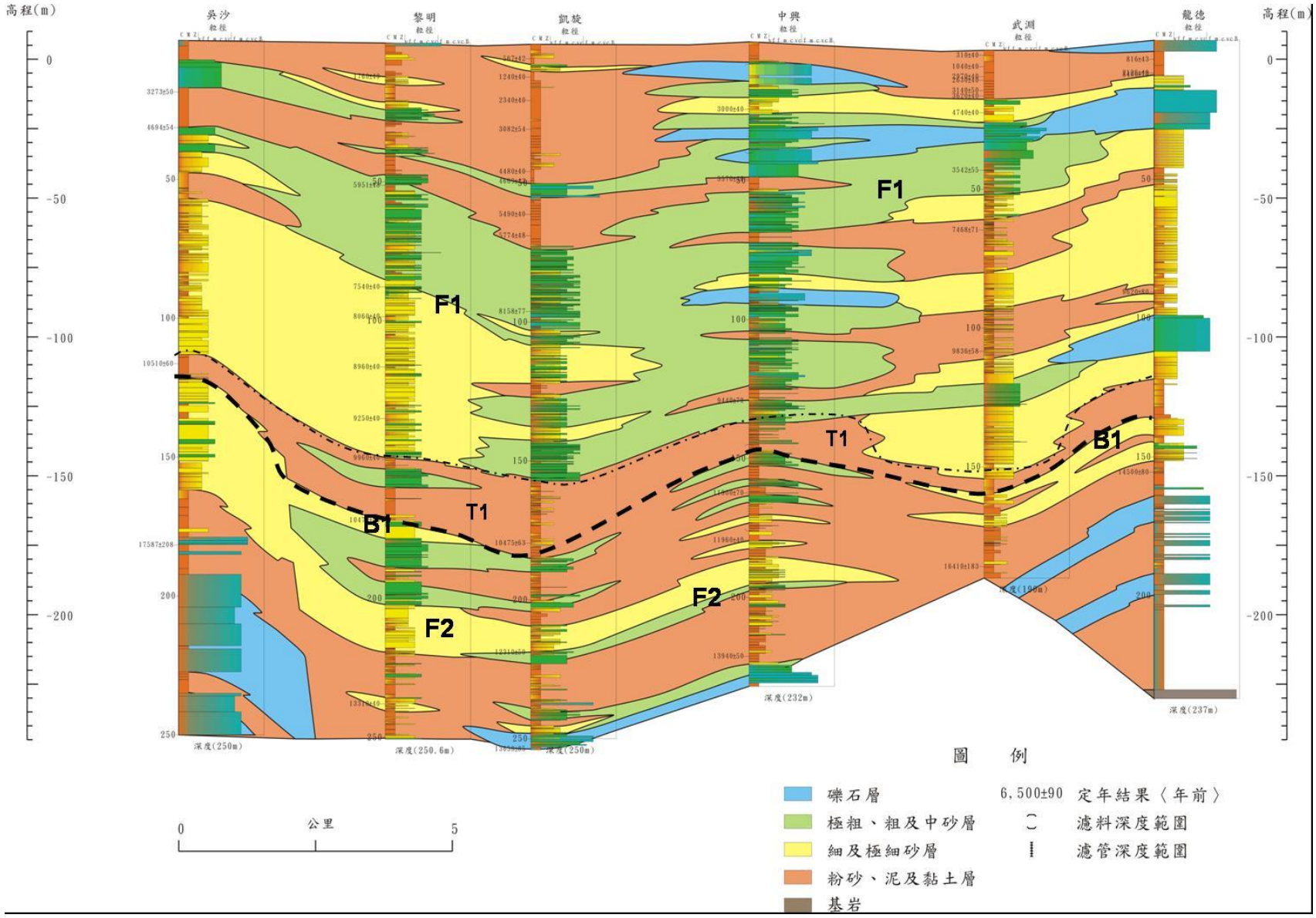


圖 1.2-12 水文地質剖面圖(吳沙-龍德)

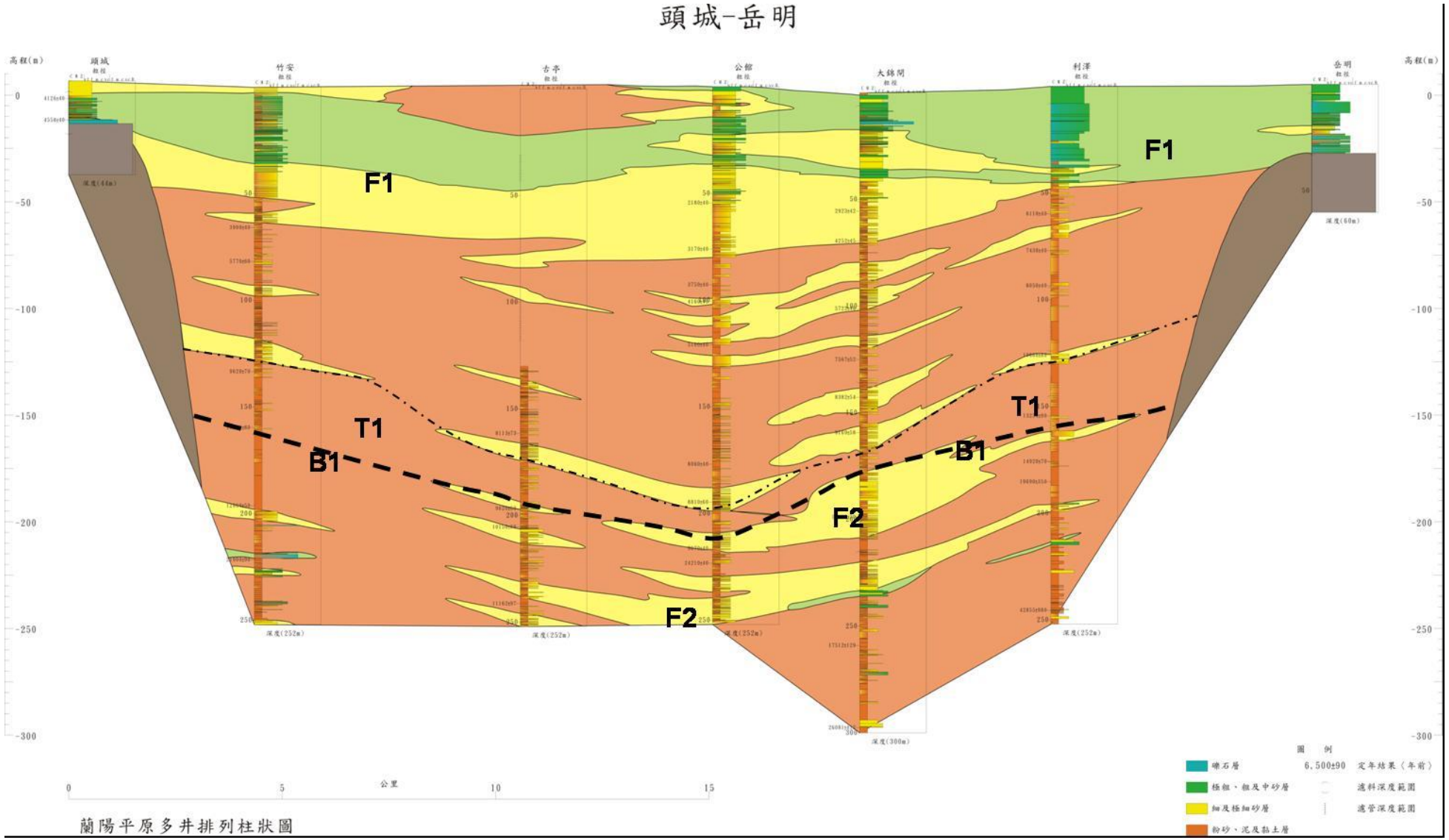


圖 1.2-13 水文地質剖面圖(頭城-岳明)

(六) 水文地質參數

表 1.2-4 為蘭陽平原觀測井之水文地質參數表，在透水係數的部分，以宜農(1)、頭城(1)、礁溪(1)、二龍、大福(1)、公館、同樂、冬山(1)與三星等站透水性較佳，透水係數大於 50(m/day)以上。

表 1.2-4 蘭陽平原水文地質參數列表

井號	井名	儲水係數(-)	透水係數(m/min)	井號	井名	儲水係數(-)	透水係數(m/min)
02010111	宜農(1)	-	0.0401	02060411	公館	-	0.043
02010121	宜農(2)	-	0.003	02070111	內城	-	2.16
02030111	岳明國小(1)	-	0.003	02070211	自強國小(1)	-	0.0015
02030211	利澤(1)	-	0.0126	02070411	同樂	-	0.0562
02030221	利澤(2)	-	0.0011	02080111	冬山(1)	-	0.1275
02030311	龍德(1)	0.00216	0.024	02080121	冬山(2)	-	0.072
02030321	龍德(2)	0.000521	0.00313	02080311	順安	-	0.031
02030331	龍德(3)	0.000196	0.0126	02090111	五結(1)	-	0.00815
02030341	龍德(4)	0.000428	0.002	02090121	五結(2)	-	0.108
02040111	頭城國小(1)	-	0.0597	02090131	五結(3)	-	0.00197
02050111	礁溪(1)	-	0.047	02090141	五結(4)	-	0.00287
02050211	吳沙(1)	-	0.029	02090211	中興(1)	-	0.00815
02050221	吳沙(2)	-	0.029	02090221	中興(2)	-	0.0299
02050311	二龍	-	0.047	02090231	中興(3)	-	0.0081
02060111	大福國小(1)	-	0.04775	02090241	中興(4)	-	0.01
02060211	壯圍(1)	-	0.592	02100111	大隱(1)	0.00146	0.0243
02060221	壯圍(2)	-	0.0002	02100121	大隱(2)	0.0002	0.0103
02060231	壯圍(3)	-	0.0001	02100211	三星	-	0.0777
02060311	古亭(1)	-	0.0138	02100311	大洲(1)	-	0.0243
02060321	古亭(2)	-	0.000389	02100321	大洲(2)	-	0.104

1.3 計畫工作項目及內容

102(本)年度，主要工作項目及內容概述如下：

(一) 彙整歷來水文地質、地下水和水文資料及成果，並加以評估，做為補充調查工作規劃之基礎。

(二) 地球物理補充調查：

1.蒐集地球物理探勘資料：整理蘭陽平原現有探勘深度在地下水區岩層基盤以上之近地表地球物理探勘資料，包括淺層震測、深層震測、控源大地電磁方法，對於地下水區沉積層與水文地質層序之結構，提供初步之分析對比資

料，由於資料分散各處，缺乏系統性整理，因此計畫收集所有相關之研究資料重新分析整理，即可對區域水文地質有初步了解。

2.一維地電阻補充調查：進行一維地電阻區域探測工作，蘭陽平原地下水區預計進行約 20 站之大展距(500 公尺)一維地電阻探測工作，預計可達測深約 100-150 公尺左右，期能了解地下水區 100-150 公尺深之水文地質架構情形，並與其它地球物理資料進行比對，檢討地下水補注區可能範圍，作為二維地電阻施測規劃依據。

3.二維地電阻調查與淺層水文地質架構檢討：應用二維地電阻沿蘭陽平原地下水補注區可能範圍附近進行詳查，完成二維地電阻探測，測線總長度至少在 4000 公尺以上，預計可達測深約 50-60 公尺左右，並據以檢討主要補注區範圍與水文地質架構，提供劃定地質敏感區邊界之重要控制點。

4.現地重力量測調查與分析：藉由絕對重力量測儀器，於蘭陽平原主要補注區可能範圍內，選定合適場址，分別在豐枯兩季時量測地球重力場變化，藉由豐枯水季間重力變化，推估研究區域含水層之比出水量 Sy 值(Specific yield)。

(三) 地球化學補充調查

1.地面及地下水水質採樣與分析：針對蘭陽平原進行河流及灌排渠道之水質採樣與分析以了解補注水之水質；地下水之水質採樣與分析以了解地下水之水質及整理歷年地下水之水質數據，分析其區域地下水之地化特性。地下水是否含有溶氧及硝酸鹽，也可作為補注流徑的參考及作為判釋地下水補注區分布範圍之依據。蘭陽平原地下水區預計完成雨水 2 個、地面水 10 個及地下水 40 個調查點的水質分析（項目：溫度、導電度、溶氧、硝酸鹽等 17 項）(如表 1.3-1)。

2.地下水溫度剖面調查：調查蘭陽平原地下水觀測井的溫度剖面，推算地溫梯度，以提供地下水流向變化的瞭解。

3.綜整蘭陽平原水文地質調查資料及蒐集氚濃度分析資料，描述區域性水文地質及水質特性。

表 1.3-1 水質分析項目

	項目		項目		項目		項目
1	導電度	6	鹼度	11	鈣	16	錳
2	溫度	7	氯	12	鎂	17	硫化物
3	pH	8	硫酸根	13	氨氮		
4	氧化還原電位	9	鈉	14	硝氮		
5	溶氧	10	鉀	15	鐵		

(四) 地下水補注區及水平衡評估

1.現有資料蒐集：蒐集蘭陽平原地下水區既有之水文地質調查、地質鑽

探、地下水位、地下水水質、土地利用、雨量、地表地形及河川水系等資料，以作為劃定研究區域主要地下水補注區，及建置地下水流數值模式之參考。並將對地下水區之已有地下水位觀測資料進行全面性的校正與補遺。

2.水文地質資料庫建置與三維水文地質模型建立：建置蘭陽平原地下水區之水文地質資料庫；整合既有之鑽探資料、歷年觀測水位資料、水質資料與水溫剖面等，及新補充調查之二維地電阻與水質結果，概念劃分蘭陽平原之水文地質架構；以前述概念化之水文地質架構，建立出蘭陽平原各種土層之三維數值模型，展現蘭陽平原在不同視角下之二維屏狀水文地質架構；建立水文地質參數之三維空間分布模型。

3.蘭陽平原地下水補注區劃設：觀察前述建置之三維水文地質模型，劃設蘭陽平原地下水補注區。

4.蘭陽平原區域地下水資源量評估：以地下水水位歷線法，分析地下水觀測網水位資料，搭配前述水文地質參數之三維空間分布，推估研究區域之水資源蘊藏量變化，以及地下水補注量及抽水量。

5.蘭陽平原地下水流數值模式建置：以前述之水文地質架構之數值實體模型與參數之三維空間分布為基礎，建立MODFLOW地下水數值模式。並以長期地下水位觀測資料為目標，微調地下水系統完成地下水流數值模式之建置，呈現研究區域之地下水流概況。

6.主要補注區對區域地下水量與水質之影響分析：以地下水量與水質數值模式為基礎，除了探討主要補注區補注量之變化對區域地下水量之影響外，同時將進一步模擬若主要補區受汙染，則受汙染之地下水長期可能散佈的範圍，綜合此水量與水質分析，可凸顯主要補注區之保育對地下水資源永續經營之重要性。

第二章 國內外相關研究文獻回顧

本計畫乃利用地球物理及地球化學調查，增加對各區域水文地質架構之探討，進而針對地下水補注區進行劃定，並應用如地電阻或重力量測方法推估地質參數，以配合後續之地下水歷線法等數值方法評估地下水補注量及抽水量。

2.1 地下水補注區或管制區劃定相關文獻

(一) 國外相關文獻

國外對於地下水補注區或管制區劃定之相關文獻主要有美國華盛頓州「重要含水層補注區」（Critical Aquifer Recharge Area, CARA）及喬治亞州的「地下水補注區」（Groundwater Recharge Area District, GRAD），其內容詳述如下。

1.美國華盛頓州「重要含水層補注區」

美國華盛頓州「重要含水層補注區」，乃為保護地下水飲用水源之水質與水量而設。法源依據為「成長管理法」（Growth Management Act），立法之主要理由為汙染前之保育比汙染後之清除省錢，美國環保署估計汙染後之清除費比汙染前之保育費用高 5 至 200 倍(USEPA, 1995)。

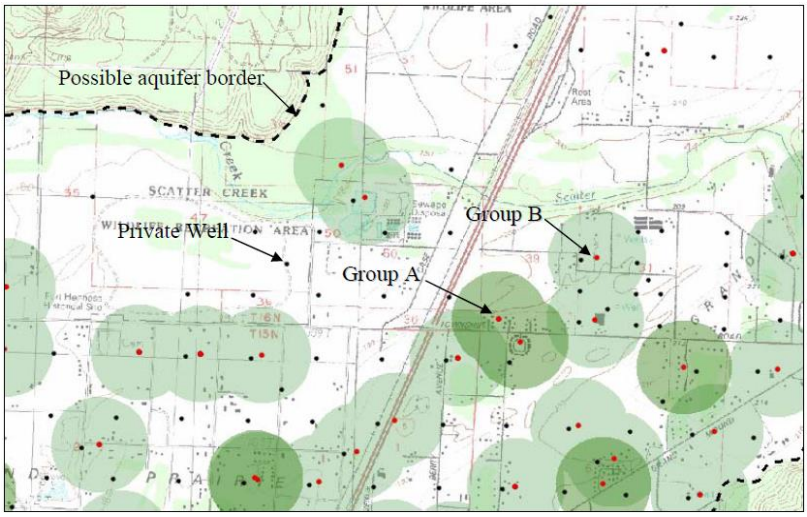


圖 2.1-1 辨別標示出井頭保護帶

「成長管理法」明訂各地方政府必需劃設「重要保護區」（Critical Areas），其對「重要含水層補注區」（CARA, Critical Aquifer Recharge Area）定義為：該地為飲用水源之含水層補注區域(Areas with a critical recharging effect on aquifers used for potable water）。

該含水層及補注區劃設可經由水文地質調查為之。保護標的不只是水質，尚包括補注水量，其措施如禁止混凝土鋪面，以避免減少降雨入滲量。保護優

先次序主要考量使用現況及未來需求，主事者需親自調查該區現有水井，並衡量未來開發需求，以訂出保護優先次序。以下為美國重要地下水資源保護步驟(Morgan, 2005)：

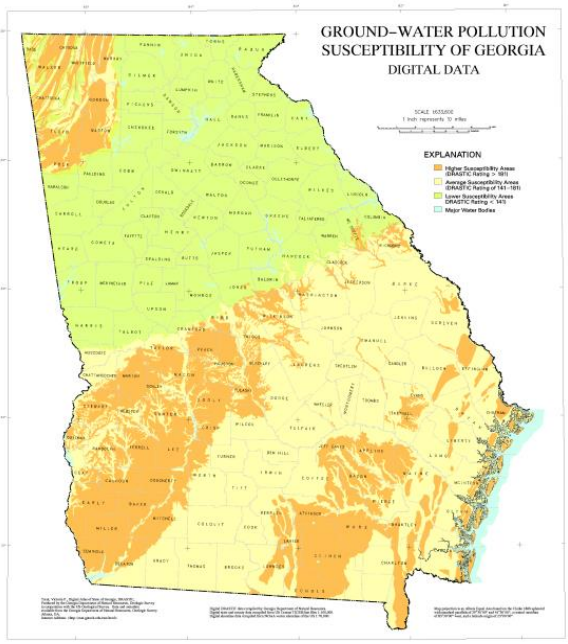


圖 2.1-2 美國 Georgia 州之污染敏感圖及華盛頓州

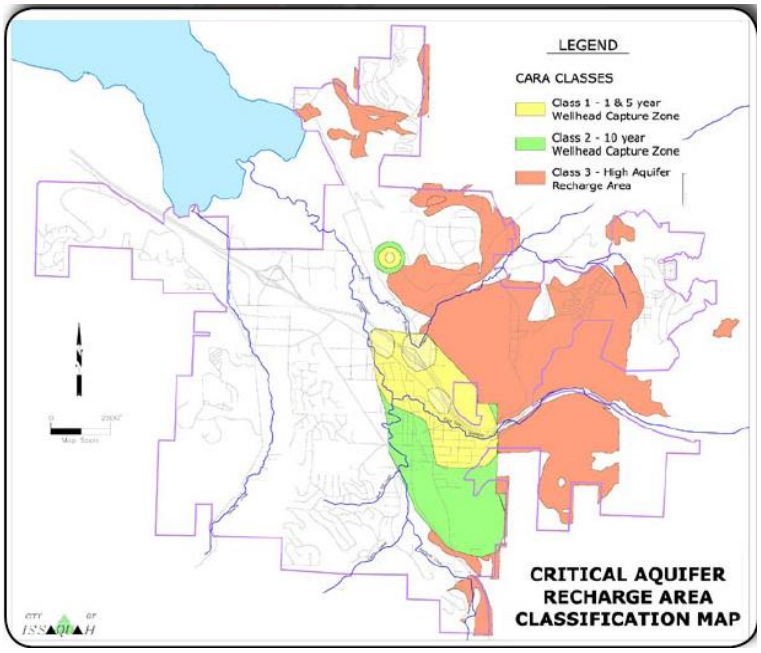


圖 2.1-3 Issaquah 市之重要地下水補注保護區劃設

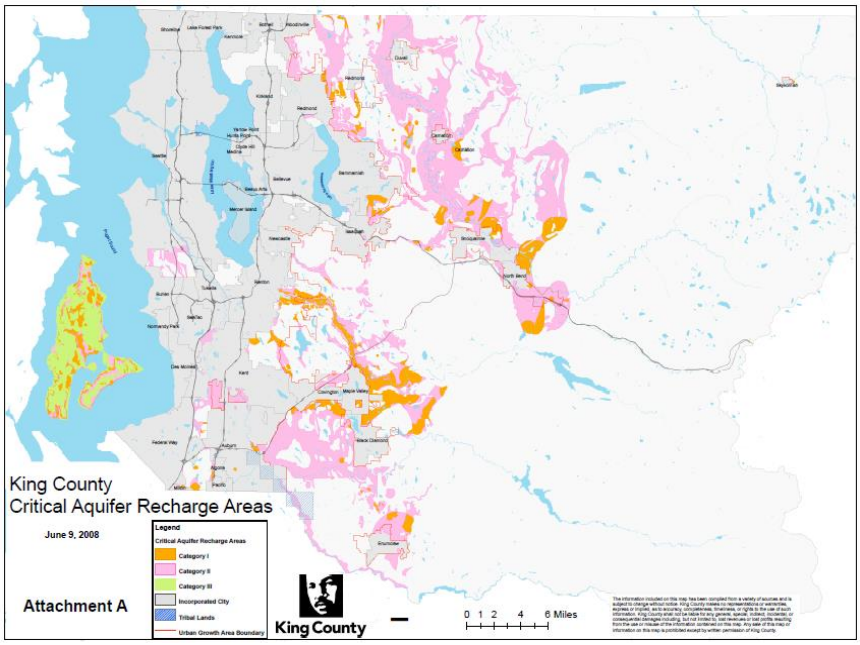


圖 2.1-4 美國華盛頓州 King County 之重要地下水補注保護區劃設

資料來源:http://www.kingcounty.gov/environment/waterandland/groundwater/maps-reports/maps.aspx

(1)辨別（Identify）：調查何處擁有可用之地下水資源，現今地下水井分布及其使用情形，以及水資源現況與含水層分布。調查後針對飲用水水井，標出井頭保護帶，而井頭保護帶（Wellhead Protection Zones）即為一緩衝帶，在該水井為中心之某半徑範圍內設立保護帶。依水井之重要性，以半年、一年、五年、十年的緩衝時間設立保護範圍。其緩衝時間即為保護帶外之污染進入含水層後，移動至水井所需之時間(USEPA, 1989)。如圖 4.1-1 所示，圖中紅點為飲用水井、綠圈為井頭保護帶。依據美國「安全飲用水法」（SDWA, Safe Drinking Water Act）規定，需調查飲用水源附近之潛在污染源（Potential contamination sources）。並將公有井列為第一順位保護，而私有井（家戶使用）也加以保護。

(2)污染敏感度（Susceptibility）：指自然條件是否容易受到污染，例如地下水面、土壤層、含水層、不透水層的分布及水文參數等。區域性的地下水污染敏感圖通常可用 DRASTIC 方法產生，如圖 4.1-2 所示。

(3)調查（Inventory）已知可能污染源：例如油槽、工廠、洗衣店、農業活動等。

(4)污染潛勢（Vulnerability）：指人為潛在污染源及自然條件加總之污染潛勢。

(5)劃設（Designate）重要含水層補注保護區：在地圖上明確標示範圍，如：潛在的污染區、含水層範圍及性質、飲用水源水井，並綜合說明劃設此區對飲用水源之重要性。如圖 4.1-3 所示，圖為美國華盛頓州 Issaquah 市之重要地下水補注保護區，將保護區分成三類：第一區為 1-5 年的井頭保護區、第二區為

10 年的井頭保護區、第三區為高補注區。

(6)保護（Protect）：依各地方政府行政，進行登記、管制、檢查、處罰等作為。

(7)確實執行（Ensure）保育管理計畫。

(8)水量管理：除飲用水之抽用，應維持河川基流量，以保護河川生態。

於地方政府的執行層面，其保護區劃設以華盛頓州 King County 為例，如圖 2.1-4 所示，為「重要地下水補注保護區」的分布圖（King County, 2010）。所有位於第一區及第二區的工商業，持有一定數量以上的危害化學物質，需擬定 BMP（Best Management Practice）計畫，載明化學物質的清單、處理方法、儲存方法、廢棄方法等（City of Issaquah, 2009），以利地下水保護及計畫執行。

2.喬治亞州的地下水補注區

美國喬治亞州的地下水補注區屬於水資源保護區（Water Resource Districts）的一部份。該州的水資源保護區分為四類：地下水補注區、濕地、水源集水區、河流（Georgia Department of Natural Resources, 2010）。其中地下水補注區的劃設，主要依據喬治亞自然資源部的第 18 號水文圖（Hydrological Atlas 18, 1989 Edition），根據圖上的補注範圍，如圖 4.1-5 所示，再依據第 20 號水文圖－地下水污染敏感圖(Groundwater pollution susceptibility map)，將地下水補注區分成三類：高危險、中危險及低危險。惟此兩幅圖因比例尺太小，實際上地方政府在執行時，有時邊界並不清楚，州政府建議有疑問時（引起爭議時），地方政府應尋求專業水文地質師進行補查。

以下為該州地下水補注區之土地使用法規（Georgia Department of Natural Resources, 2010）：

(1)地上油槽及化學槽，超過 660 加侖，需有預備的空槽（萬一偵測到洩漏時、可緊急接替）。

(2)農業廢棄物掩埋場需有不透水材料襯墊。

(3)社區需設污水道及污水處理設施。

(4)社區若沒有自設污水處理設施，需將污水送至公有污水廠處理。

(5)污水處理若不合規定，不得核發建照。

(6)危害物的定義依據 Resource Conservation and Recovery Act 第 312 條規定，當持有危害物（hazardous materials）超過一萬磅時，需鋪設不透水材料襯墊，並通過防洩漏及防火之法規。

(7)新設污水廠需鋪設不透水材料襯墊。

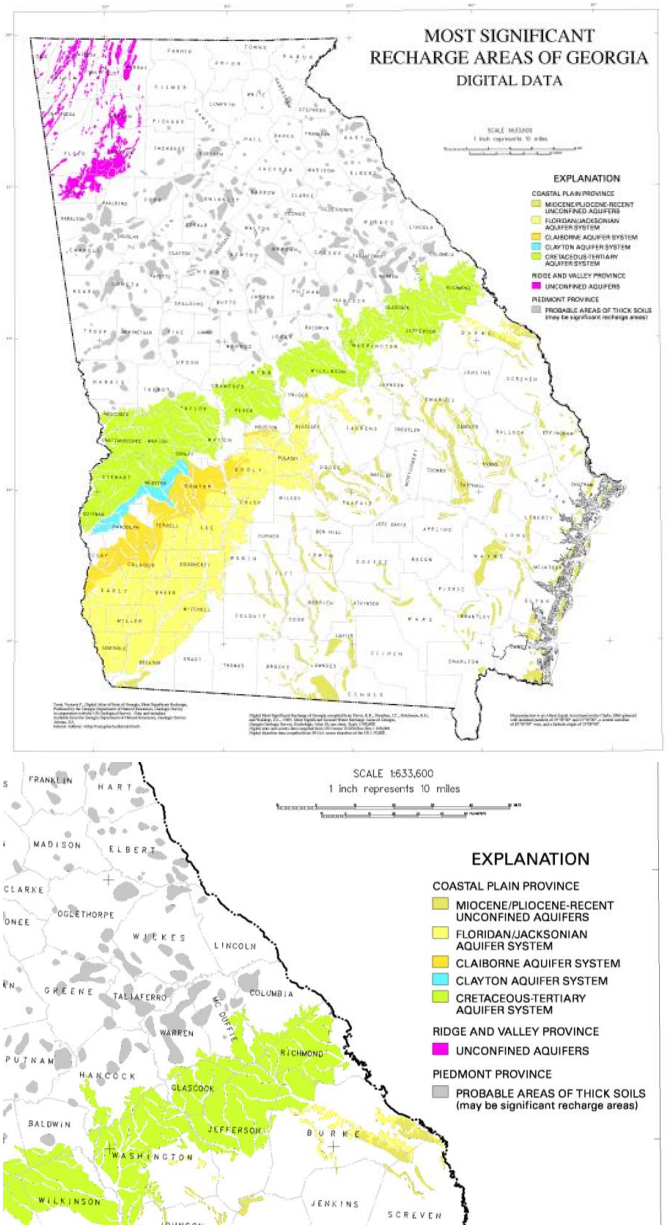


圖 2.1-5 美國喬治亞州的地下水補注區及局部放大圖

數值圖來源： http://csat.er.usgs.gov/statewide/layers/recharge.html

(二) 國內相關文獻

國內在地下水相關補注區或管制區劃定之研究，則有經濟部主辦之「台灣地區地下水觀測網整體計畫」，而在其第一期計畫之濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告(1999)及屏東平原水文地質調查研究總報告(2002)中，皆以水文地質剖面分析的方式劃分地下水補注區，意即該補注區之劃分僅依水文地質構造劃分，並未考量行政區域等因素。江崇榮(江崇榮, 黃智昭, 陳瑞娥, & 費立沅, 2004)建議當正式劃定保護區時，應由主管機關再確認其實際及可行之範圍，必要時可進行水文地質補充調查，以提高保護區界線之精確度。另外地下水管制區劃分方面，經濟部水利署於民國 94 年 12 月 12 日公佈「地下水管制區劃設作

業規範」，該規範加入行政區域之考量，其劃分地下水管制區邊界之規則如下：

1. 以水利署最新版臺灣地下水資源圖之地下水區為基準，輔以中央地質調查所最新地質圖之主要含水層分布區域及最新版臺灣活動斷層分布圖之斷層位置相關資料，綜合評量得到地下水管制區之檢討線。

2. 檢討線通過之地段，該地段於檢討線內之面積達該地段總面積百分之五十以上者，以該地段在檢討線外之邊界劃定為地下水管制區劃設邊界，未達百分之五十者，則以該地段在檢討線內之邊界劃定為地下水管制區劃設邊界。

中央地質調查所於民國 98 年至 101 年主辦之「臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估_地下水補注潛勢評估與地下水模式建置計畫」，則透過二維地電阻施測、水質地化調查及鑿井試驗等方法，補充調查基礎資料，搭配補注潛勢分析成果，分別對濁水溪沖積扇及屏東平原評估出重要補注區範圍，並以地下水水位歷線法與地下水流數值模式等分析工具，量化評估進出濁水溪沖積扇及屏東平原地下水系統各種量值，最後應用地下水流與水質模式，分析補注區對整體地下水水量及水質影響。

2.2 地下水資源評估

本計畫整理各地區水文地質參數並配合數值模式，推估蘭陽平原、台北及台中盆地、花東縱谷地區之地下水補注量，其相關的研究如下：

(一) 蘭陽平原

地下水補注量：水資會（民國 72 年）曾推估蘭陽平原地下水補注量為每年 1.20 億噸，能邦公司（民國 89 年）以一維垂向水平衡法估算其值約為每年 3.04 億噸，中興公司（民國 91 年）則以數值模擬估算之補注量約為每年 2.6 億噸。

地下水抽取量：水資會曾於民國 81 年依當時的用水量數據，估算蘭陽平原的地下水抽取量為 1.83 億立方公尺。中興工程顧問公司（民國 91 年）以數值模擬推估之抽水量約為每年 2.1 億噸，大部分用水皆集中於第一含水層抽取，其抽取量佔整個沖積扇九成以上。

(二) 台北盆地

補注量：前水資會（民國 72 年）曾推估為每年 1.5 億立方公尺，能邦公司（民國 89 年）以一維垂向水平衡法估算其值平水年約為 0.51 億立方公尺，而李振誥等（民國 91 年）分析基隆河、新店溪與大漢溪三上游支流對臺北盆地地下水補注貢獻量，推估其年補注量約 1.20 億立方公尺。之後李振誥等（民國 92 年）指出應用數值模式率定出臺北盆地的地下水年補注量約 1.46 億立方公尺。

地下水抽取量：水利署（前水資會）曾於民國 81 年依當時的用水量數據估

算臺北盆地的地下水抽取量為 0.86 億立方公尺，惟自實施地下水管制後，除近盆地周圍地勢較高地區（如溫泉區），近年來已禁止抽取地下水。

(三) 台中盆地

補注量：水利署(前水資會)於 72 年曾推估臺中地區地下水補注量為每年 3.79 億噸，能邦公司（民國 89 年）則以一維垂向水平衡法估算其值約為每年 5.55 億噸。

地下水抽取量：水利署(前水資會)於民國 81 年依當時的用水量數據估算臺中地區的地下水抽取量為 3.69 億立方公尺。

(四) 花東縱谷地區

補注量：水利署(前水資會)於 72 年曾推估花東縱谷平原地下水補注量為每年 2.50 億噸，能邦公司（民國 89 年）則以一維垂向水平衡法估算其值約為每年 3.52 億噸。

地下水抽取量：地下水抽取量水資會曾於民國 81 年依當時的用水量數據估算花東地區的地下水抽取量為 2.13 億立方公尺。

2.3 水文地質架構建置與相關調查方法

本計畫將藉由綜整各區域之水文地質調查資料及蒐集氚濃度分析資料，用以描述區域性水文地質及水質特性。在蘭陽平原水文地質架構的相關研究中，陳文山(陳文山 et al., 2000)探討沉積物與沉積環境分析及地層對比研究-蘭陽平原；陳文山等人(陳文山 et al., 2004)利用沉降環境的山麓河谷地形特性，探討台北盆地、蘭陽平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係；陳文山(2011)探討全新世臺灣古沉積環境變遷-蘭陽平原為例；邱詠恬 (邱詠恬, 2008)利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形；康竹君等人(康竹君、張翠玉、李建成, 2008)討論蘭陽平原的構造活動特性；張瑞津等人(張瑞津 et al., 1995)則針對蘭陽地區沖積扇的地形學進行研究；鄭屹君(鄭屹君, 2009)分析蘭陽平原古沉積環境；蘇品如等人(蘇品如、紀宗吉、曾俊傑、黃國榕, 2009)分析宜蘭蘭陽溪下游井下岩心沉積環境；謝孟龍(謝孟龍, 2006)以曾文溪及蘭陽溪平原岩心紀錄的檢視，比較台灣山脈晚冰期及後冰期之侵蝕速率；Liu(Liu, 1995)與 Sibuet (Sibuet, Deffontaines, Hsu, & Thareau, 1998)則探討蘭陽平原與沖繩海槽的關係。

地下水數值模式常被用於地下水資源量之推估，其中透水係數與導水係數為模式之主要輸入參數(Singh, Singh, & Singh, 2005) (Sikandar & Christen, 2012a)，因此參數資料的密度與精度將影響後續之分析結果。然而，傳統上水力參數大都需以抽水試驗等方法求得，而求得之參數值代表範圍僅為有限的局部區域。此外，抽水試驗需搭配鑿井等侵入式作法，成本較高且耗時，因此不

易大量進行，故通常僅能取得有限之水文地質參數資料，水文地質參數在空間密度的不足，將增加地下水系統模擬之不確定性(Soupios, Kouli, Vallianatos, Vafidis, & Stavroulakis, 2007)。為增加水文地質參數之空間密度，本計畫將以地電阻現地量測或重力量測等非侵入式調查，增加水文地質參數之空間密度，分別說明如下：

(一)應用地電阻現地量測方法於地下水管理

由於含水層之水力特性與電學特性，皆與土壤岩性與孔隙構造相關(Kelly, 1977; Mazac et al., 1985; Huntley, 1986; Mazac et al.,1988; Boerner et al., 1996; Christensen and Sorensen,1998; Rubin and Hubbard，2005; De Lima et al., 2005; Niwaset al., 2006)，因此地電阻量測結果的變化，亦可呈現水力參數的變化，故本研究以地電阻量測結果為依據，進行水力參數推估，以提高水文地質參數之空間密度。

地表地電阻法原先為石油探勘的技術之一，其原理為藉由電流流經地層，探測地層電阻率之變化，掃描並掌握地下狀態。不少研究將其應用於含水層分佈(external geometry)及其內部構造(internal structure)之調查(Hickin, Kerr, Barchyn, & Paulen, 2009; Hubbard & Rubin, 2000; Mele, Bersezio, & Giudici, 2012; Purvance & Andricevic, 2000; Zarroca, Bach, Linares, & Pellicer, 2011)，例如礫石與砂之電阻率高於泥質地層，因此藉由地電阻量測結果，可釐清地層中礫石與砂之空間分佈(Beresnev, Hruby, & Davis, 2002; Danielsen, Dahlin, Owen, Mangeya, & Auken, 2007; Ortega, Benito‐Calvo, Porres, Pérez‐González, & Martín Merino, 2010; Taheri Tizro, Voudouris, & Basami, 2012)。近幾十年來，地表地電阻法更進一步地被應用於水文地質參數之推估(Mele et al., 2012; Park & Dickey, 1989; Sikandar & Christen, 2012a; Soupios et al., 2007)。

Archie (Archie, 1942)最早提出方程式來描述土體導電度、地下水導電度與土壤結構關係，其可適用於不含泥之飽和含水層，該方程式描述土體導電度、地下水導電度與地層結構因子(Formation factor)呈線性關係。此方程式常被應用於地下水位之探測及鑿井位置選取(Stephen K. P. and Stephen K. D., 1989)。然而，在實際含水層中，因土壤分佈為高度異質性，可能包含礫、砂、泥及混合之泥質砂岩或黏土砂等，因此該公式無法廣泛地應用於大多數之區域(De Lima & Niwas, 2000; Soupios et al., 2007)。由於泥質土壤本身亦導電，因此流經含泥地層時，地下水系統中的孔隙水與泥質材質，將為兩條並聯之導電路徑(Mele et al., 2012; Vinegar & Waxman, 1984)，後續研究將泥質導電路徑納入考量，擴充 Archie 方程式(Clavier, Coates, & Dumanoir, 1984; Sen, Goode, & Sibbit, 1988; Vinegar & Waxman, 1984; Waxman & Smits, 1968; Worthington, 1993)。前述 Archie 方程式與擴充型方程式，首先皆需推求地層結構因子(Formation factor)，

此因子為孔隙率、膠結係數及撓曲係數之指數函數，因此須先求得孔隙率才能得到地層結構因子。然而，並非所有研究區域皆有孔隙率資料，因此部分研究先忽略泥之影響，並以簡單的統計方法推求地層結構因子，如 Stephen and Stephen (1989)以地下水導電度為自變數，以土體導電度為應變數進行線性迴歸，而該回歸式之斜率即為地層結構因子之倒數；Niwas (Niwas, Tezkan, & Israil, 2011)與 Tizro(Taheri Tizro et al., 2012)亦忽略泥的影響，以地下水電阻值與土體地電阻值之比值作為地層結構因子，再由文獻資料歸納出該研究區域特性之膠結係數，推估孔隙率。Chukwudi(2010)與 Sikandar and Christen (Sikandar & Christen, 2012a)亦以相同作法推估地層因子，再將各點之地層結構因子與透水係數回歸求得關係式，因此之後僅需求得地層結構因子即可求得透水係數。Soupios (Soupios et al., 2007)以相同作法推估地層因子，再以地層因子倒數對地下水電阻值進行線性回歸，並將其截距定義為內部地層因子 (intrinsic formation factor)，再以此推估孔隙率，之後將孔隙率代入 Kozeny-Carman-Bear equation (Domenico & Schwartz, 1990)推求透水係數。然而前述文獻資料除了 Stephen and Stephen (1989)外，其餘之相關文獻皆忽略泥之影響，因此其地層結構因子將屬高估情況，而導致後續孔隙率與透水係數推估存在不確定性。前述文獻資料大都為實驗尺度或現地尺度之研究，甚少研究探討流域尺度之水力參數，有鑑於此，本計畫將考量泥之影響，發展流域尺度之水力參數推估方法並將其應用於四年之研究區域中。

(二)應用重力量測推估參數

重力場的時空變化受到許多機制的影響，包含潮汐、大氣壓力、地層變形與地下水的水文變化，當地下水體水量增減的多寡，將影響鄰近區域的重力場。Hasan(Hasan, Troch, Boll, & Kroner, 2006)於防空洞內應用超導重力儀，量測重力場之時序變化，該研究指出重力殘差變化，與飽和水位、未飽和含水量及降雨量具有高度相關，其中又未飽和含水量相關性最高。

除此之外，國外亦以重力量測應用於比出水量(S_y)之推估，Pool and Eychaner (1995)於美國亞利桑納州，於 1991 年 2 月至 1993 年 3 月共 5 個時間點量測重力值，比較重力變化與地下水位變化，推估區域之比出水量，其值介於 0.168 ~ 0.213 之間。USGS (1997)亦在美國亞利桑納州進行重力量測，於 1992 年 12 月至 1994 年 1 月共 5 個時間點量測重力值，該研究指出若岩性為河道沉積物，比出水量介於 0.15 ~ 0.34 之間；若岩性較為膠結，比出水量介於 0.07~0.18 之間。USGS (2003)於美國加州進行現地注水試驗，以重力變化與水位變化，分析注水造成之水位影響，該區域比出水量約為 0.13，單場注水可使得重力增加 66(micro-gals)。Christiansen 等人(2011)在研究區域同時量測地下水位與重力場的時空變化，同時藉由兩種觀測資料，建立系統之參數檢定。該研究指出，

相對於傳統僅以地下水位進行參數檢定，同時考量重力資訊可使參數檢定結果更敏感與準確。由前述文獻可知，應用重力量測資料推估比出水量為一可行之方法，本計畫將參考前述文獻，應用重力量測資料配合地下水數流值模式進行比出水量之推估。

第三章 資料蒐集及檢核

3.1 研究資料蒐集

為了對蘭陽平原進行補注區劃設及補注量推 估，本計畫蒐集蘭陽平原各項資料，如地下水位、雨量、儲水係數、透水係數及 GIS 圖層等相關資料，詳述如下。

(一) 地下水位、導水係數及透水係數資料

本計畫自蘭陽平原地下水觀測井建置及相關試驗報告中，蒐集位於含水層一(F1)、含水層二(F2)深度內地下水觀測井共 40 站之導水係數、透水係數、濾水管位置等資料，並由經濟部水利署水文水資源資料管理供應系統取得各井每日地下水位資料，整理如表 3.1-1、3.1-2 與 3.1-3 所示。其各井空間分佈圖如圖 3.1-1 與 3.1-2 所示。

表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表

井名	TMX	TMY	T(m^2/min)	K(m/min)	蒐集資料區段
宜農(1)	324620	2738165	0.6155	4.13E-02	2000~2012
宜農(2)	324620	2738165	0.0721	3.00E-03	2000~2012
岳明國小(1)	335500	2723634	0.036	3.00E-03	2000~2012
利澤(1)	333200	2729300	0.2274	1.26E-02	2000~2012
龍德(1)	332000	2725800	0.577	2.40E-02	2000~2012
龍德(2)	332000	2725800	0.0563	3.13E-03	2000~2012
頭城國小(1)	332900	2751100	0.7261	5.97E-02	2000~2012
礁溪(1)	329180	2745890	0.4	3.01E-02	2000~2012
吳沙(1)	325944	2742374	0.493	8.36E-03	2004~2012
吳沙(2)	325944	2742374	0.028	1.56E-03	2004~2012
二龍	328104	2744848	0.421	2.34E-02	2004~2012
大福國小(1)	331460	2744155	1.1461	3.76E-02	2000~2012
壯圍(1)	329122	2737853	0.3454	5.92E-01	2000~2012
壯圍(2)	329122	2737853	0.0043	1.36E-02	2000~2012
古亭(1)	329932	2741080	0.799	6.66E-02	2004~2012
古亭(2)	329932	2741080	0.007	3.89E-04	2004~2012
公館	332212	2737115	0.396	3.30E-02	2004~2012
內城	318685	2734452	2.9208	6.32E-02	2000~2012
自強國小(1)	313700	2732700	0.0264	1.47E-03	2000~2012
同樂	322822	2739979	0.175	1.94E-02	2004~2012
冬山(1)	329500	2725778	1.53	1.28E-01	2000~2012
冬山(2)	329500	2725778	1.4358	6.70E-02	2000~2012
順安	326363	2727985	0.0145	8.53E-04	2004~2012

表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表(續)

井名	TMX	TMY	T(m^2/min)	K(m/min)	蒐集資料區段
五結(1)	330000	2731600	1.6561	1.38E-01	2000~2012
五結(2)	330000	2731600	1.2975	1.08E-01	2000~2012
五結(3)	330000	2731600	0.0355	1.97E-03	2000~2012
中興(1)	327300	2732000	1.2903	4.30E-02	2000~2012
中興(2)	327300	2732000	0.8998	2.99E-02	2000~2012
中興(4)	327300	2732000	0.0603	1.01E-02	2000~2012
大隱(1)	321300	2729300	0.608	2.43E-02	2000~2012
大隱(2)	321300	2729300	0.2479	1.03E-02	2000~2012
三星	314970	2729321	0.658	3.66E-02	2004~2012
大洲(1)	322731	2732157	2.8	1.56E-01	2004~2012
大洲(2)	322731	2732157	1.88	1.04E-01	2004~2012

表 3.1-2 含水層二(F2)地下水觀測井資料列表

井名	TMX	TMY	T(m^2/min)	K(m/min)	蒐集資料區段
龍德(3)	332000	2725800	0.227	1.26E-02	2000~2013
龍德(4)	332000	2725800	0.0243	2.03E-03	2000~2013
利澤(2)	333200	2729300	0.0128	1.07E-03	2000~2013
五結(4)	330000	2731600	0.0688	2.87E-03	2000~2013
中興(3)	327300	2732000	0.0978	8.15E-03	2000~2013
壯圍(3)	329122	2737853	0.0001	8.68E-06	2000~2013

表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表

井名	井頂高程	濾水管位置
宜農(1)	6.6 公尺	井頂下 20.4 公尺至 35.5 公尺
宜農(2)	8.4 公尺	井頂下 110 公尺至 134 公尺
岳明國小(1)	5.1 公尺	井頂下 6.8 至 12.8 公尺、22 至 28 公尺
利澤(1)	4.0 公尺	井頂下 16.8 公尺至 34.8 公尺
利澤(2)	4.0 公尺	井頂下 159.5 公尺至 171.5 公尺
龍德(1)	6.6 公尺	井頂下 14.2 公尺至 38.2 公尺
龍德(2)	6.6 公尺	井頂下 60.8 公尺至 78.8 公尺
龍德(3)	6.6 公尺	井頂下 101.2 公尺至 119.4 公尺
龍德(4)	6.6 公尺	井頂下 137.4 至 143.4 公尺、146.5 至 152 公尺
頭城國小(1)	6.3 公尺	井頂下 8 公尺至 20 公尺
礁溪(1)	1.7 公尺	井頂下 28.2 公尺至 40.2 公尺
吳沙(1)	6.3 公尺	井頂下 31.1 至 49.1 公尺、78.2 至 90.2 公尺
吳沙(2)	6.3 公尺	井頂下 139.0 公尺至 157.1 公尺
二龍	3.5 公尺	井頂下 23.7 公尺至 41.7 公尺
大福國小(1)	2.6 公尺	井頂下 12 公尺至 36 公尺
壯圍(1)	3.7 公尺	井頂下 55 公尺至 73 公尺
壯圍(2)	3.7 公尺	井頂下 113.2 公尺至 125.2 公尺

表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表 (續)

井名	井頂高程	濾水管位置
壯圍(3)	3.7 公尺	井頂下 163.4 公尺至 175.4 公尺
古亭(1)	2.7 公尺	井頂下 31.8 公尺至 43.8 公尺
古亭(2)	2.7 公尺	井頂下 100 公尺至 118 公尺
自強國小(1)	104.6 公尺	井頂下 11.1 公尺至 28.1 公尺
同樂	16.5 公尺	井頂下 41.5 公尺至 50.5 公尺
冬山(1)	6.4 公尺	井頂下 31.2 公尺至 49.2 公尺
冬山(2)	6.4 公尺	井頂下 71.4 公尺至 88.7 公尺
順安	11.1 公尺	井頂下 16.3 至 22.4 公尺、27.4 公尺至 33.4 公尺
五結(1)	3.9 公尺	井頂下 3.3 公尺至 15.4 公尺
五結(2)	3.9 公尺	井頂下 29.7 公尺至 41.7 公尺
五結(3)	3.9 公尺	井頂下 65.3 公尺至 83.4 公尺
五結(4)	3.9 公尺	井頂下 153.3 公尺至 177.4 公尺
中興(1)	6.3 公尺	井頂下 16.3 公尺至 46.3 公尺
中興(2)	6.3 公尺	井頂下 101.5 公尺至 132.5 公尺
中興(3)	6.4 公尺	井頂下 181.3 公尺至 193.4 公尺
中興(4)	6.4 公尺	井頂下 225.6 公尺至 231.6 公尺
大隱(1)	40.3 公尺	井頂下 38 公尺至 62 公尺
大隱(2)	40.3 公尺	井頂下 136.3 公尺至 160.3 公尺
三星	92.3 公尺	井頂下 25.3 公尺至 43.3 公尺
大洲(1)	18.2 公尺	井頂下 26 公尺至 44 公尺
大洲(2)	18.3 公尺	井頂下 102 公尺至 120 公尺

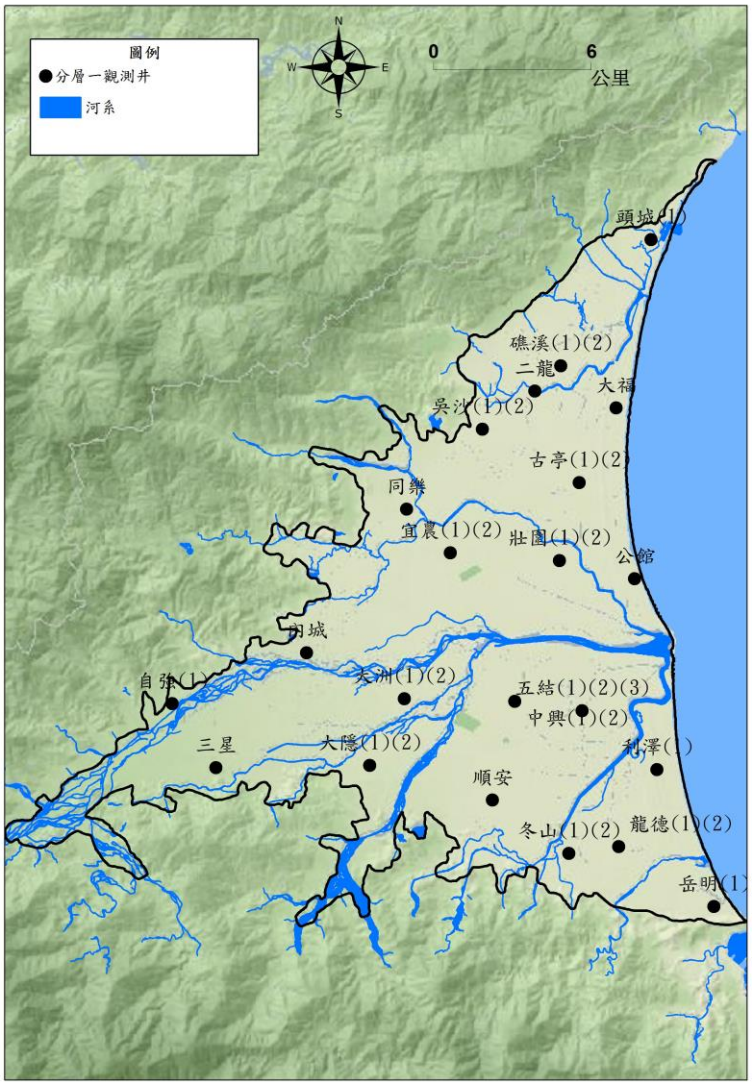


圖 3.1-1 含水層一(F1)34 口地下水觀測井分布圖



圖 3.1-2 含水層二(F2)6 口地下水觀測井分布圖

(二) 儲水係數資料

經濟部水利署於蘭陽平原分別於龍德與大隱進行複井抽水試驗，以取得儲水係數之實測值，不同分層合計共 6 站，如表 3.1-4 所示。

表 3.1-4 蘭陽平原複井抽水試驗實測儲水係數

井名	TMX	TMY	儲水係數
龍德(1)	324620	2738180	0.00216
龍德(2)	333200	2729300	0.000521
龍德(3)	332000	2725800	0.000196
龍德(4)	332000	2725800	0.000428
大隱(1)	321300	2729300	0.00146
大隱(2)	332900	2751100	0.0002

(三)　雨量資料

中央氣象局及經濟部水利署分別於蘭陽平原及上游山區設有大量雨量站，可提供研究區域詳細之降雨資料。可區分為蘭陽平原與鄰近山區，以及偏遠山區兩種，由於偏遠山區已偏離蘭陽平原較遠，故僅採蘭陽平原中與鄰近山區之資料。

中央氣象局所屬雨量站合計共 24 站，採用資料共 11 站，如表 3.1-5 所示；此外，經濟部水利署共計 16 站，採用資料共 8 站，如表 3.1-6 所示，其相關位置如圖 3.1-3、3.1-4 所示。

表 3.1-5 蘭陽平原雨量站資訊 (中央氣象局部分)

站名	TMX	TMY	蒐集資料區段
宜蘭	324822	2740221	2004~2012
頭城	330664	2750039	2004~2012
礁溪	325912	2746289	2004~2012
壯圍	328206	2738024	2004~2012
再連	317067	2734797	2004~2012
羅東	324112	2731295	2004~2012
三星	314561	2729862	2004~2012
寒溪	320879	2725862	2004~2012
冬山	328669	2725690	2004~2012
新寮	324399	2724927	2004~2012
五結	329136	2731735	2010~2012

表 3.1-6 蘭陽平原雨量站資訊 (經濟部水利署部分)

站名	縣市	TMX	TMY	蒐集資料區間
梵梵(2)	宜蘭縣	302481	2723084	2004~2012
新寮(1)	宜蘭縣	325314	2724656	2004~2012
冬山	宜蘭縣	328554	2725850	2004~2012
新北城	宜蘭縣	324962	2730838	2004~2012
五峰	宜蘭縣	324721	2747542	2004~2012
太平山(1)	宜蘭縣	303537	2710100	2004~2012
清水	宜蘭縣	314439	2722915	2007~2012
吉林國小	新北市	338782.4	2764691	2004~2012

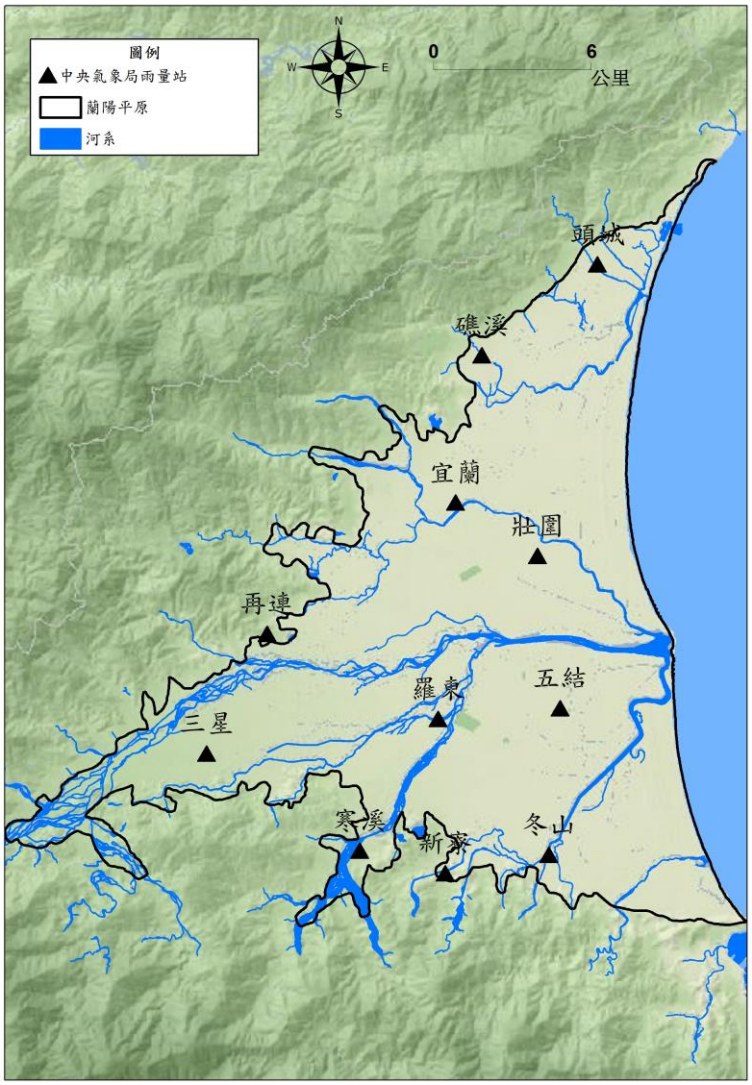


圖 3.1-3 中央氣象局雨量站位置圖

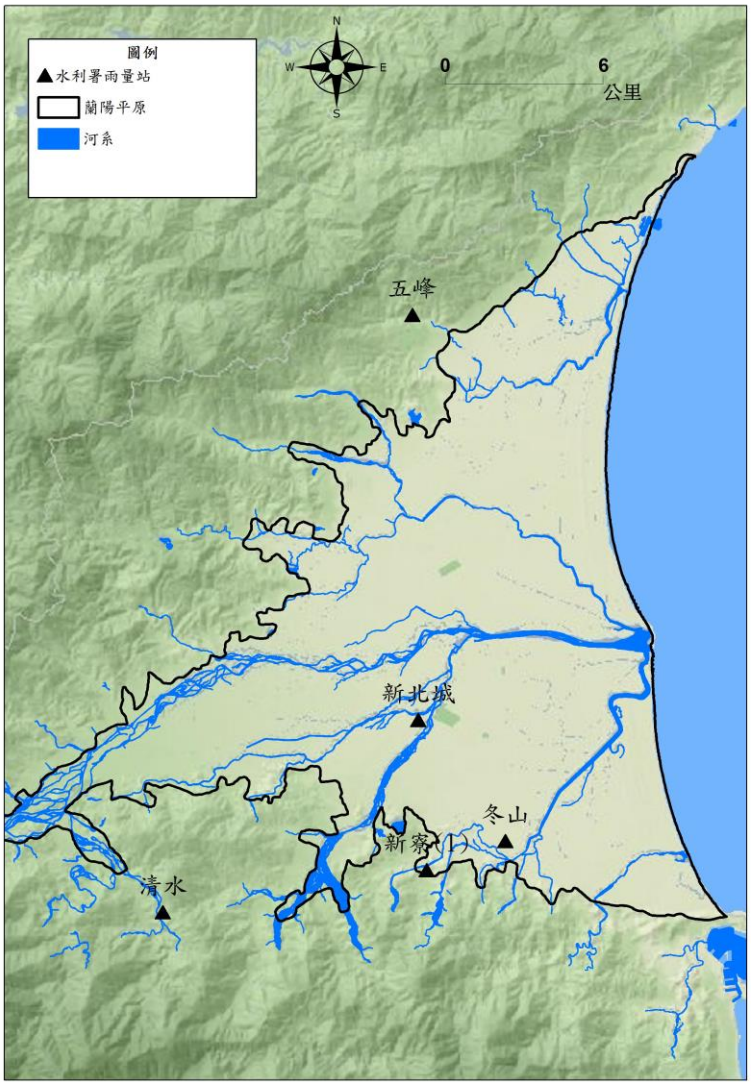


圖 3.1-4 水利署雨量站位置圖

(四) GIS 圖層資料

蘭陽平原之地理資訊系統(Geographic Information System, GIS)圖資有助於理解現地地下水特徵，蒐集圖資來源如表 3.1-7 所示。

表 3.1-7 本計畫蒐集圖資資訊

圖層	圖資來源	數據來源
土地利用	內政部國土測繪中心(2007 年)	內政部國土測繪中心(2007 年)
表層土壤種類	行政院農業委員會農業試驗所(1997 年)	行政院農業委員會農業試驗所(1997 年)
平均年降雨量	本計畫製作	中央氣象局、經濟部水利署

圖層	圖資來源	數據來源
透水係數	本計畫製作	K 值：台灣地區地下水觀測網第一期計畫-蘭陽平原地下水觀測井建置及相關試驗報告
河系密度	經濟部水利署	經濟部水利署
硝酸鹽濃度	本計畫製作	經濟部水利署

3.2 地下水位資料補遺與校正

3.2.1 地下水位資料缺漏及補遺

由於蘭陽平原之地下水觀測網建置期程較晚，故約有 11 口觀測站於 2003 年底才建置完成，為確保資料分析之一致性，故分析年份規劃為 2004 至 2012 年。

本計畫提出一地下水位補遺之標準作業程序，如圖 3.2-1 所示，以下將針對各步驟進行詳細說明。

首先在進行資料補遺前，需先了解資料缺漏狀況，表 3.2-1 依據扇頂、扇央和扇尾位置分別區分地下水資料之各年缺漏百分比。表 3.2-2 則詳細列出各站之缺漏時段。

本計畫進一步將各井缺漏資料時間以年代分佈圖呈現，如圖 3.2-2 所示，其中縱軸表示水井名稱、橫軸表示年份，而有顏色的色塊表示該井資料缺漏所對應時段。

下一個步驟為篩選可補遺時段。本計畫對水位缺漏之觀測井進行補遺時，主要參考依據為鄰近井(可為同站不同層或鄰近觀測井)之地下水位，因此若水位缺漏井與其鄰近井皆於同一時段缺漏水位時，便無法進行補遺，故需篩選可進行補遺的時段。本計畫分析各觀測井之缺漏時間，在交叉比對後發現並無集體統一缺漏時段，故本計畫將針對 2004 至 2012 年所有觀測井水位進行補遺。

第三個步驟為判斷水位缺漏天數是否超過十天。本計畫以水位缺漏天數 10 天作為選取水位補遺方法之門檻，若缺漏天數小於 10 天以內屬於較短的資料缺漏，故本計畫假設缺漏期間水位變化不大，直接以線性內插進行補遺。以同樂站為例，圖 3.2-3(a)中，紅色圓圈註記部分代表水位缺漏時段，因其缺漏天數小於 10 天，因此直接以缺漏時段之兩端點進行線性內差補遺，補遺後之水位如圖 3.2-3(b)所示。如果水位缺漏天數超過 10 天，則需參考鄰近井之觀測水位進行補遺，補遺方法詳見步驟四至步驟六。

步驟四為建立待補遺站井與鄰近井之地下水位相關性。進行此步驟前需先

檢視鄰近井之水位資料是否有異常值，若有，則需先剔除異常資料點，如圖 3.2-4 五結(3)所示。接著計算所有鄰近井與待補遺站井之地下水位相關係數，藉由相關係數找出水位變化最相近之觀測井，各觀測井與其鄰近井之相關係數如表 3.2-3 所示。

步驟五則為建立待補遺站井與水位最相關的鄰近井之水位回歸式。透過步驟四找出水位相關性最高之鄰近井後，本計畫建立此兩站井之水位迴歸方程式，再將鄰近井之水位代入回歸方程式，求得待補遺站井缺漏時段之水位；水位回歸式如式 3.2-1 所示。

$$x_j^t = a_i^j x_i^t + b_i^j \quad \cdots\cdots\cdots\

表 3.2-1 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏統計表

年份	扇頂	扇央	扇尾
2004	3.73%	0.34%	0.00%
2005	0.89%	1.92%	4.20%
2006	3.81%	2.79%	0.00%
2007	4.89%	18.40%	1.05%
2008	12.27%	25.46%	9.59%
2009	20.48%	31.53%	3.11%
2010	13.49%	38.15%	7.58%
2011	5.66%	51.60%	16.05%
2012	9.56%	14.28%	2.94%

表 3.2-2 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏時段分類列表

分區	井名	≦10 天	>10 天	缺漏日期及時段
扇頂	內城	0	4	2007/10/17-2008/1/13、2008/4/15-2008/4/30、2008/7/16-2009/2/28、2010/10/26-2010/11/7
	自強國小(1)	0	10	2004/10/24-2004/10/31、2005/4/1-2005/4/12、2009/9/9-2009/9/30、2010/4/1-2010/6/30、2010/8/1-2010/8/31、2010/11/9-2010/11/30、2011/1/5-2011/1/13、2011/6/15-2011/10/18、2012/1/6-2012/3/31、2012/6/13-2012/10/16
	中興(1)	0	3	2006/9/17-2006/9/30、2006/11/14-2006/11/30、2011/10/19-2011/11/30
	中興(2)	0	4	2008/4/15-2008/4/30、2008/12/25-2009/2/28、2009/12/23-2009/12/31、2010/2/9-2010/3/31
	中興(3)	1	6	2005/10/5-2005/10/31、2006/6/20-2006/6/30、2006/9/18-2007/1/31、2007/6/15-2007/6/21、2009/5/13-2009/8/31、2009/10/19-2010/3/31、2011/12/16-2012/6/14
	中興(4)	0	2	2004/4/7-2004/4/30、2011/10/19-2011/10/31
	大隱(1)	0	3	2004/5/4-2004/7/8、2004/11/3-2004/11/30、2008/11/6-2009/9/20
	大隱(2)	0	2	2004/5/11-2004/6/17、2008/11/6-2009/9/20
	三星	3	5	2006/5/25-2006/5/31、2006/9/18-2006/9/30、2007/12/28-2008/1/31、2008/3/12-2008/3/31、2008/11/18-2008/11/30、2009/11/25-2010/10/5、2010/12/17-2011/1/31、2011/2/10-2011/2/19
	大洲(1)	1	3	2007/11/17-2008/2/11、2008/3/1-2008/3/4、2008/11/6-2008/11/30、2012/2/1-2012/2/29
	大洲(2)	1	3	2007/11/17-2008/2/11、2008/3/1-2008/3/4、2008/11/6-2008/11/30、2012/10/3-2012/10/15
扇央	宜農(1)	3	7	2008/8/1~2008/8/7、2009/1/24~2009/3/9、2009/4/3~2009/4/13、2009/4/30~2009/6/16、2009/7/5、2009/7/23~2009/7/31、2009/8/9~2010/3/31、2010/8/17~2011/1/31、2011/3/8~2011/5/22、2011/6/15~2011/10/19
	宜農(2)	0	3	2005/12/20~2005/12/31、2011/1/15~2011/5/31、2011/10/1~2011/10/31
	龍德(1)	0	2	2008/4/9~2008/4/30、2011/10/19~2011/10/31
	龍德(2)	1	6	2006/12/19~2006/12/31、2007/6/15~2007/6/21、2008/5/17~2008/5/31、

分區	井名	≦10 天	>10 天	缺漏日期及時段
				2009/2/13~2009/4/5、2010/5/5~2010/5/16、2010/10/2~2011/10/31、2012/5/8~2012/5/31
	龍德(3)	3	5	2004/3/18~2004/3/24、2004/5/17~2004/5/24、2008/5/17~2008/5/31、2009/1/8~2009/3/31、2010/10/2~2011/1/27、2011/10/19~2011/10/31、2011/12/10~2011/12/14、2012/7/12~2012/9/10
	龍德(4)	0	3	2008/5/17~2008/5/31、2009/5/15~2010/6/16、2010/7/7~2010/12/7
	礁溪(1)	4	4	2005/7/9~2005/8/31、2008/6/26~2008/6/30、2008/8/6~2008/8/11、2008/10/1~2009/3/4、2009/5/15~2009/6/30、2009/8/9~2009/8/13、2010/5/8~2010/5/17、2011/5/1~2012/8/30
	吳沙(1)	2	8	2006/12/19-12/31、2007/1/1-1/31、2008/10/14-11/30、2009/1/15-3/4、2009/6/1-6/11、2009/8/24-8/31、2009/12/10-12/31、2010/3/1-4/30、2010/5/19-5/31、2010/11/30-12/7
	吳沙(2)	1	10	2007/1/16-2/28、2007/3/29-4/30、2007/5/12-6/4、2007/12/7-12/31、2008/1/1-2/29、2008/3/14-3/31、2008/11/18-12/31、2009/4/16-4/30、2010/12/25-12/31、2011/1/1-1/31、2012/5/1-5/31
	二龍	0	6	2007/6/20-9/14、2007/12/11-12/31、2008/1/1-1/31、2008/10/14-10/31、2009/1/15-1/31、2011/5/10-10/31
	壯圍(1)	1	4	2007/12/28-12/31、2008/6/20-6/30、2008/2/19-12/31、2010/1/1-3/5、2011/3/11-5/22、
	壯圍(2)	1	2	2007/5/12-6/4、2007/12/28-12/31、2011/11/17-11/30
	壯圍(3)	1	6	2007/2/20-3/18、2008/2/20-3/18、2009/12/25-12/31、2010/1/1-1/27、2010/10/19-12/31、2011/1/1-5/8、2012/1/1-5/9
	古亭(1)	0	7	2006/11/15-12/31、2007/1/1-4/30、2007/12/13-12/31、2010/5/19-5/31、2010/7/14-11/30、2011/3/11-10/31、2012/5/1-5/31
	古亭(2)	2	7	2006/11/15-12/31、2007/1/1-4/30、2007/12/11-12/31、2008/6/20-6/30、2010/2/12-11/30、2011/2/17-10/31、2011/12/11-12/15、2011/12/23-12/31、2012/5/1-5/31
	同樂	1	12	2007/11/17-2008/1/31、2008/3/15-2008/5/8、2008/6/21-2009/2/28、2009/5/15-2009/9/21、2009/12/23-2009/12/31、2010/2/12-2010/3/14、2010/10/24-2010/11/13、2011/3/9-2011/3/31、2011/5/24-2011/8/11、2011/9/1-2011/9/30、2011/11/21-2011/12/27、2012/5/16-2012/5/31、2012/11/19-2012/12/31、
	順安	0	6	2007/12/28-2008/1/31、2008/6/15-2008/6/30、2008/10/1-2008/10/31、2008/11/6-2008/11/30、2009/4/1-2009/4/30、2009/11/1-2010/3/31
	五結(1)	2	4	2008/4/1-2008/4/23、2008/5/1-2008/8/31、2008/10/1-2008/12/31、2009/1/8-2009/3/4、2010/11/27-2010/11/30、2011/9/20-2011/9/30
	五結(2)	3	2	2006/1/28-2006/1/29、2007/9/11-2007/9/29、2008/4/15-2008/4/17、2009/1/8-2009/2/28、2011/12/16-2011/12/26
	五結(3)	3	9	2004/1/1-2004/1/30、2004/2/1-2004/2/26、2005/6/3-2005/6/27、2006/1/17-2006/1/31、2007/9/16-2007/9/30、2008/11/1-2009/1/6、2009/3/4-2009/3/12、2009/7/7-2010/3/31、2010/5/18-2010/5/31、2010/10/27-2010/10/31、2011/8/19-2012/5/8、2012/6/9-2012/9/19
	五結(4)	1	10	2005/12/6-2005/12/23、2007/5/11-2007/5/31、2007/6/11-2007/6/20、2007/9/1-2007/9/30、2007/11/16-2007/12/31、2008/12/14-2008/12/31、2009/1/8-2009/2/28、2010/1/1-2010/3/31、2011/6/15-2011/9/1、2011/11/17-2011/12/26、2012/4/26-2012/5/13
扇尾	岳明國小(1)	0	0	
	利澤(1)	1	4	2008/1/8~2008/1/31、2010/10/20~2010/10/31、2010/11/27~2010/11/30、2011/1/1~2011/1/27、2012/9/1~2012/9/30
	利澤(2)	0	2	2009/2/13~2009/2/28、2010/12/23~2011/1/14

分區	井名	≦10 天	>10 天	缺漏日期及時段
	頭城國小(1)	1	2	2008/1/10~2008/1/13、2010/5/19~2010/5/31、2010/6/5~2010/12/7
	大福國小(1)	0	4	2005/4/7~2005/5/4、2008/2/20~2008/3/18、2010/12/25~2011/1/27、2011/10/19~2012/5/8
	公館	0	4	2007/11/16~2008/1/31、2009/10/23~2010/3/31、2011/4/16~2011/5/22、2011/6/22~2011/10/19、
	冬山(1)	0	3	2005/11/19~2005/12/18、2008/4/9~2008/7/24、2011/7/20~2011/10/31、
	冬山(2)	0	4	2008/4/9~2008/6/25、2009/6/22~2009/7/5、2010/10/14~2010/10/24、2011/1/5~2011/10/31、

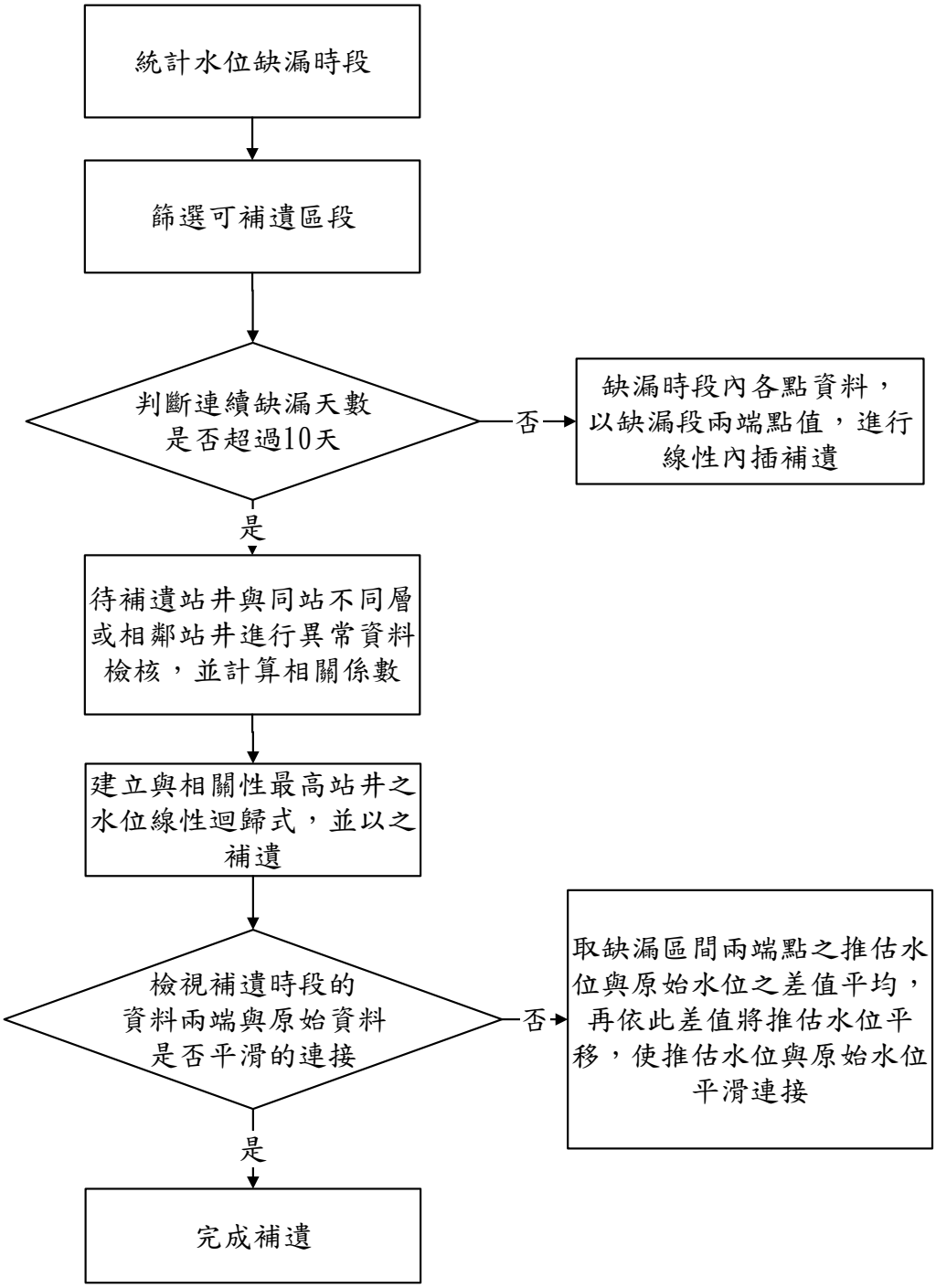
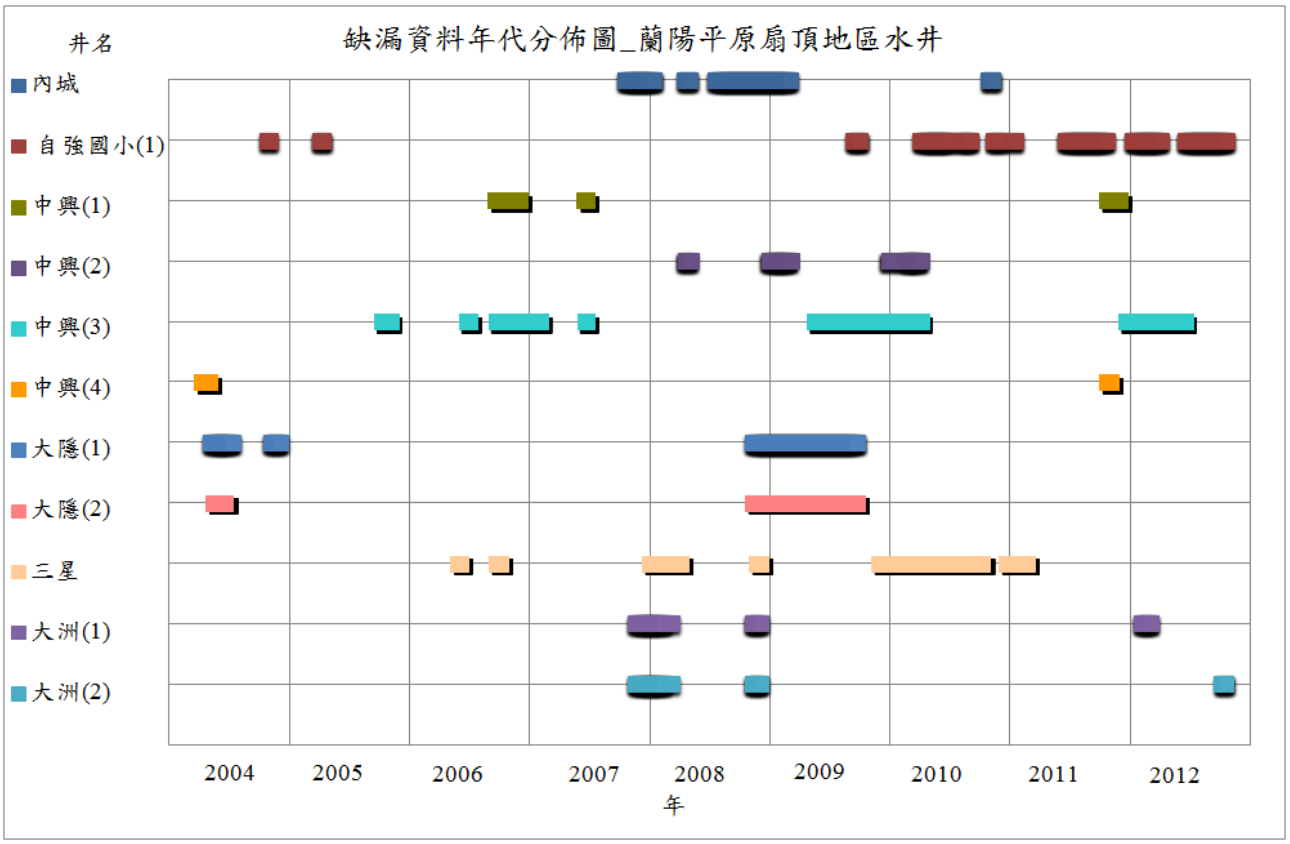
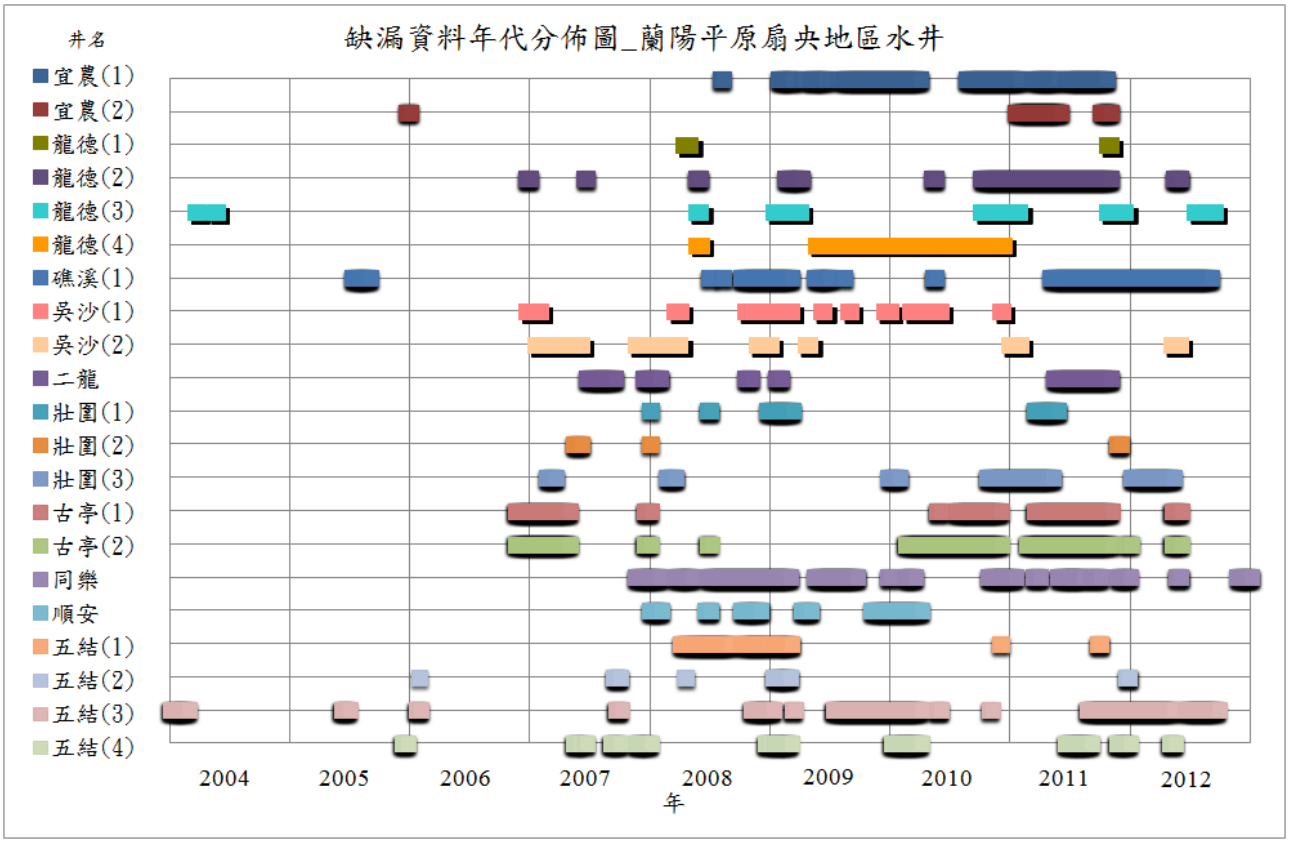


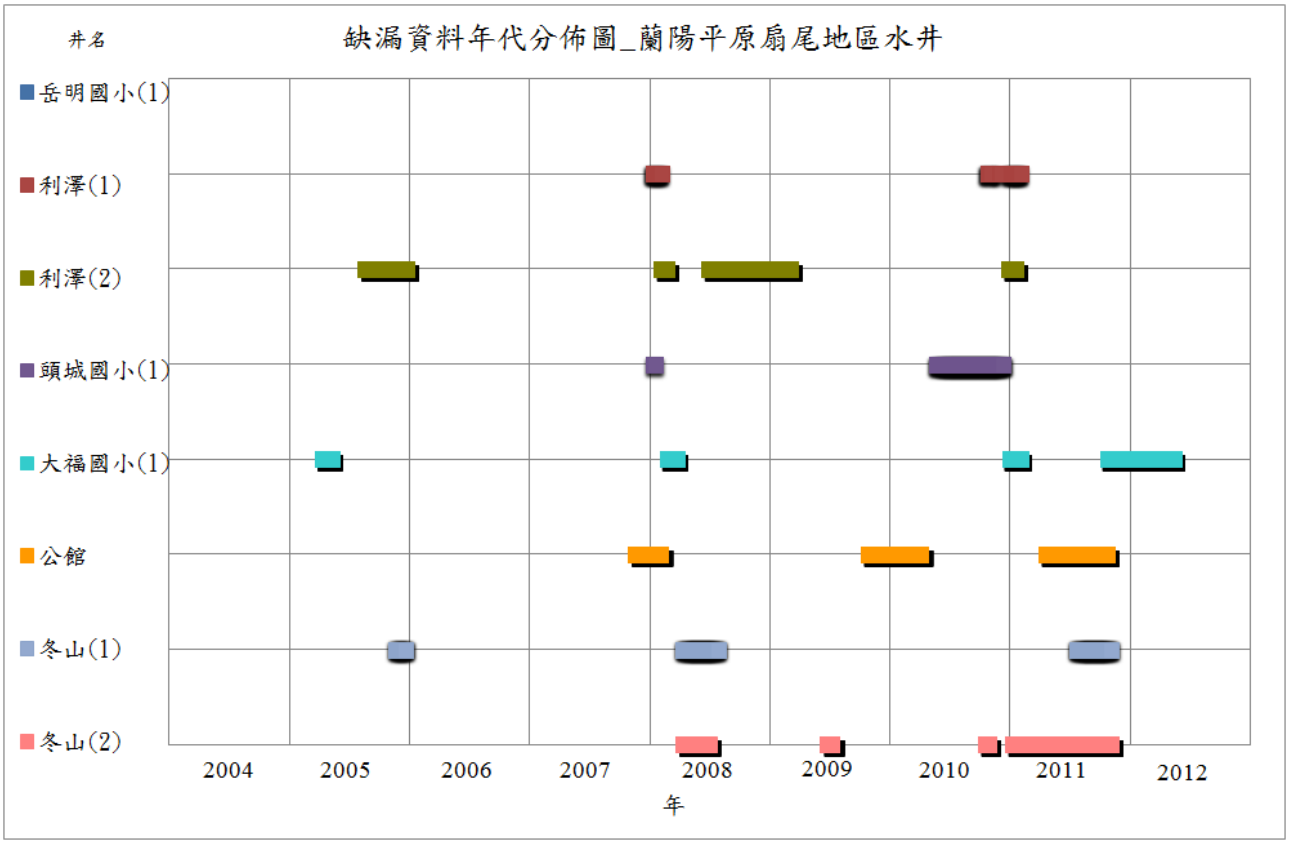
圖 3.2-1 地下水位補遺標準作業程序


缺漏資料年代分佈圖_蘭陽平原扇頂地區水井
井名
內城
自強國小(1)
中興(1)
中興(2)
中興(3)
中興(4)
大隱(1)
大隱(2)
三星
大洲(1)
大洲(2)
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
年

(a)

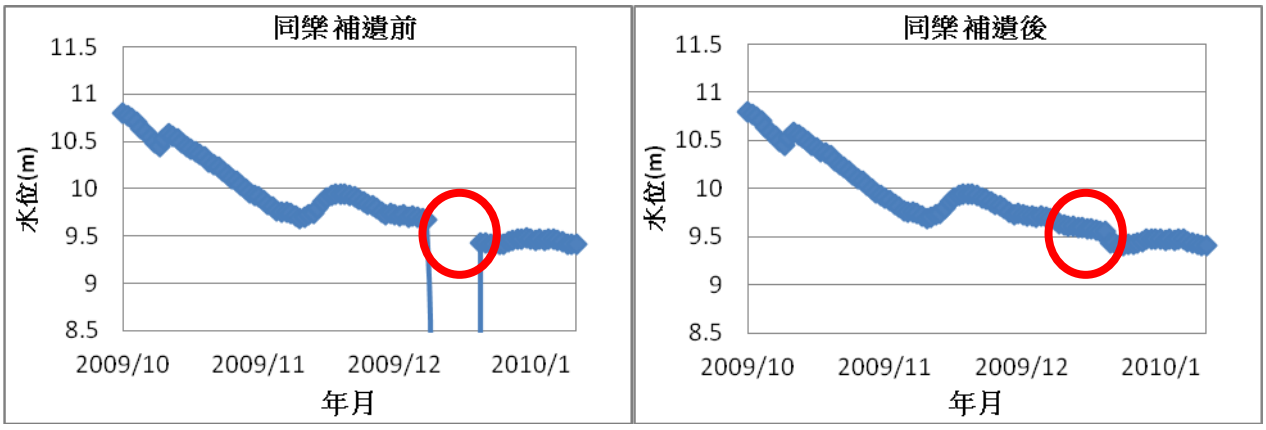

缺漏資料年代分佈圖_蘭陽平原扇央地區水井
井名
宜農(1)
宜農(2)
龍德(1)
龍德(2)
龍德(3)
龍德(4)
礁溪(1)
吳沙(1)
吳沙(2)
二龍
壯圍(1)
壯圍(2)
壯圍(3)
古亭(1)
古亭(2)
同樂
順安
五結(1)
五結(2)
五結(3)
五結(4)
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
年

(b)



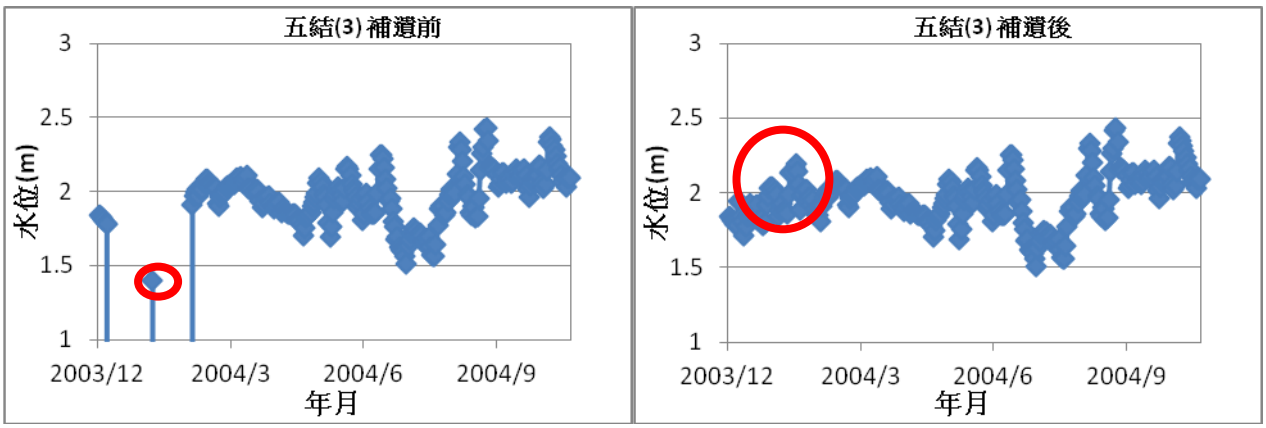
(c)

圖 3.2-2 地下水位缺漏資料年代分佈圖：(a)扇頂區；(b)扇央區；(c)扇尾區



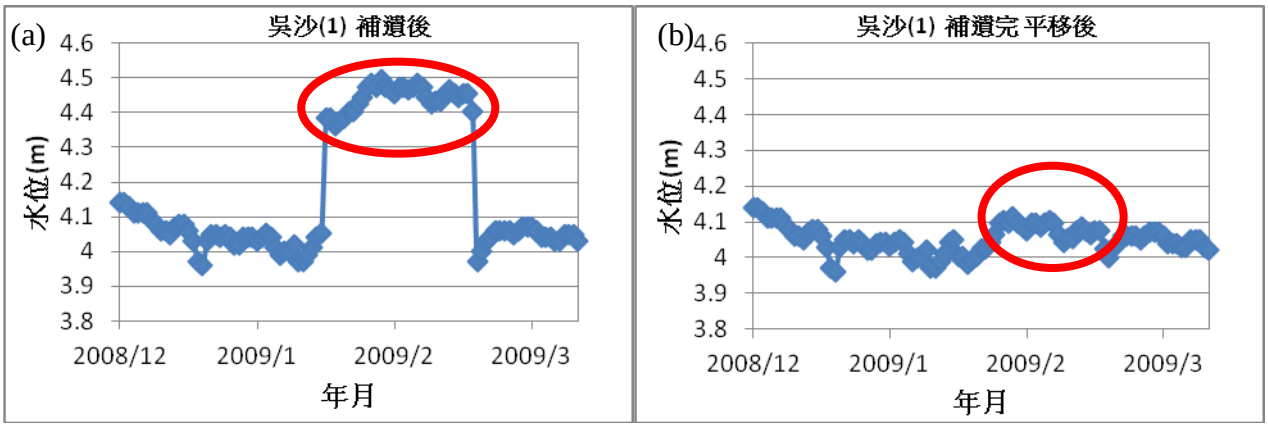
(a) (b)

圖 3.2-3 地下水位資料缺漏未達 10 天以缺漏段兩端點為準以線性內插進行補遺，以同樂為例：(a)補遺前之水位歷線；(b)補遺後之水位歷線



(a) (b)

圖 3.2-4 篩選可信度較低的資料點後再以線性迴歸進行補遺，以五結(3)為例：(a)原始水位；(b)線性迴歸補遺後水位



(a) (b)

圖 3.2-5 依標準作業流程之水井補遺結果，以吳沙(1)為例分別用：(a)線性迴歸補遺；(b)以端點與原始水位之平均差值做平移，使資料與原始資料平滑連接

表 3.2-3 缺漏超過 10 天之觀測井與鄰近其他水井時序資料之間的相關係數列表

待補遺觀測井		相關係數最高		同站其他水井		同站其他水井		鄰近水井		鄰近水井		鄰近水井		鄰近水井		鄰近水井	
井號	井名	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數
02010111	宜農(1)	壯圍(1)	0.81	宜農(2)	0.78			壯圍(1)	0.81	吳沙(1)	0.54	同樂	0.52				
02010121	宜農(2)	壯圍(2)	0.86	宜農(1)	0.78			同樂	0.72	壯圍(2)	0.86	吳沙(2)	0.75				
02030211	利澤(1)	岳明國小(1)	0.49	利澤(2)	-0.05			五結(1)	0.10	龍德(1)	0.35	公館	0.16	岳明國小(1)	0.49		
02030221	利澤(2)	壯圍(3)	0.48	利澤(1)	-0.05			壯圍(3)	0.48	五結(4)	0.26	龍德(4)	0.09				
02030311	龍德(1)	龍德(2)	0.89	龍德(2)	0.89			利澤(1)	0.69	五結(1)	0.44	順安	0.01	冬山(1)	0.75		
02030321	龍德(2)	冬山(2)	0.90	龍德(1)	0.89	龍德(3)	0.81	順安	-0.05	五結(2)	0.48	利澤(2)	0.50	冬山(2)	0.90		
02030331	龍德(3)	龍德(2)	0.81	龍德(2)	0.81	龍德(4)	0.76	五結(3)	0.30	順安	-0.15	龍德(1)	0.54				
02030341	龍德(4)	龍德(3)	0.76	龍德(2)	0.70	龍德(3)	0.76	順安	-0.18								
02040111	頭城國小(1)	礁溪(1)	0.42					大福國小(1)	0.40	礁溪(1)	0.42						
02050111	礁溪(1)	二龍	0.80					二龍	0.80	大福國小(1)	0.54	頭城國小(1)	0.22	吳沙(1)	0.63	吳沙(2)	0.65
02050211	吳沙(1)	二龍	0.78	吳沙(2)	0.72			同樂	0.73	古亭(1)	0.61	壯圍(1)	0.39	大福國小	0.23		
02050221	吳沙(2)	吳沙(1)	0.72					同樂	0.68	古亭(1)	0.59	壯圍(1)	0.32	大福國小	0.22		
02050311	二龍	吳沙(1)	0.78					吳沙(2)	0.72	大福國小	0.33	礁溪	0.34				
02060111	大福國小(1)	礁溪(1)	0.56					頭城國小(1)	0.40	公館	0.19	礁溪(1)	0.56	二龍	0.33	古亭(1)	0.34
02060211	壯圍(1)	宜農(1)	0.26					古亭(1)	0.21	公館	0.20	中興(1)	-0.07				
02060221	壯圍(2)	壯圍(1)	0.59					古亭(1)	0.38	公館	0.30	中興(1)	0.02	宜農(1)	0.20		
02060231	壯圍(3)	壯圍(1)	0.50	壯圍(2)	0.50			古亭(1)	0.46	公館	0.30	中興(1)	0.11	宜農(1)	0.20		
02060311	古亭(1)	公館	0.82	古亭(2)	0.45			同樂	0.52	吳沙(2)	0.36	二龍	0.47	壯圍(1)	0.32		

02060321	古亭(2)	古亭(1)	0.77					同樂	0.25	吳沙(2)	-0.09	二龍	0.40	壯圍(1)	0.04		
02060411	公館	古亭(1)	0.82					利澤(1)	0.16	大福國小(1)	0.19	五結(1)	0.14	古亭(1)	0.82	壯圍(1)	0.35
02070111	內城	三星	0.91	自強國小(1)	0.74	三星	0.91	大隱(1)	0.55	中興(1)	-0.17	宜農(1)	0.11	同樂	0.35	大洲(1)	0.05
02070211	自強國小(1)	三星	0.86	內城	0.74	大洲(1)	0.05	大隱(1)	0.51	三星	0.86						
02070411	同樂	吳沙(1)	0.87					宜農(1)	0.63	吳沙(1)	0.87	內城	0.70				
02080111	冬山(1)	冬山(2)	0.98	冬山(2)	0.98			岳明國小(1)	0.79	冬山(2)	0.98	五結(1)	0.20	龍德(1)	0.74	順安	0.14
02080121	冬山(2)	冬山(1)	0.98	冬山(1)	0.98			龍德(4)	0.71	五結(4)	0.40	中興(3)	0.28				
02080311	順安	冬山(1)	0.87					五結(1)	0.65	大隱(1)	0.84	利澤(1)	0.06	冬山(1)	0.87		
02090111	五結(1)	五結(3)	0.92	五結(2)	0.60	五結(3)	0.92	中興(1)	-0.06	順安	0.63	利澤(1)	-0.42				
02090121	五結(2)	五結(3)	0.90	五結(1)	0.32	五結(3)	0.90	利澤(2)	-0.13	順安	0.11	中興(2)	0.63				
02090131	五結(3)	五結(2)	0.89	五結(2)	0.88	五結(4)	0.34	中興(3)	0.62								
02090141	五結(4)	中興(4)	0.81	五結(3)	0.66			中興(4)	0.81								
02090211	中興(1)	中興(2)	0.95	大洲(1)	-0.02	大隱(1)	0.24	順安	0.50	公館	0.74	中興(2)	0.95	中興(3)	0.34	中興(4)	0.70
02090221	中興(2)	中興(1)	0.74	中興(3)	0.30	中興(4)	-0.25	中興(1)	0.74	公館	0.01	順安	0.25	大洲(2)	0.22	五結(2)	0.56
02090231	中興(3)	中興(4)	0.96	中興(2)	0.78	中興(4)	0.96	中興(1)	0.69	公館	0.47	順安	0.18	五結(3)	0.67	狀圍(3)	-0.37
02090241	中興(4)	五結(4)	0.85	中興(2)	0.17	中興(3)	0.07	中興(1)	-0.34	公館	0.36	順安	0.52	五結(4)	0.85		
02100111	大隱(1)	內城	0.95	三星	0.96	大洲(1)	0.01	中興(1)	-0.16	順安	0.16	內城	0.95	大隱(2)	-0.26		
02100121	大隱(2)	大隱(1)	0.97	三星	0.94	大洲(2)	0.96	中興(2)	0.17	順安	0.36	內城	0.95	大隱(1)	0.97		
02100211	三星	大隱(1)	0.97	三星	0.94	大洲(2)	0.96	中興(2)	0.17	順安	0.36	內城	0.95	大隱(1)	0.97		
02100311	大洲(1)	內城	0.90	自強國小(1)	0.85	大洲(1)	0.13	中興(1)	-0.06	內城	0.90	大隱(1)	0.30				
02100321	大洲(2)	大洲(2)	0.82	自強國小(1)	0.69	三星	0.75	中興(1)	0.18	內城	0.80	大隱(1)	0.81	大洲(2)	0.82		

3.2.2 地下水位資料異常及處理

在完成水位資料補遺後，本計畫再次檢視各井之水位歷線圖，檢視是否發生某些時段水位異常且不符合整體水位變化之趨勢，而產生此問題之原因可能為(1)儀器校調偏差；(2)疑似有問題的觀測值。本計畫整理之異常水位時段如表 3.2-4 所示。

本計畫為地下水位資料異常訂定一標準校正程序，如圖 3.2-6 所示。首先為檢視已補遺完成的水位資料，由水位歷線圖分析是否存在不符合整體趨勢之水位，若否，則無需校正；若是，則檢視異常時段之水位，分析此時段內之水位是否仍符合整體趨勢，若否，則刪除此時段水位，重新進行水位補遺；若是，則保留此時段之水位並將其適當平移使其符合整體趨勢。

表 3.2-4 蘭陽平原淺層地下水觀測井水位異常時段列表

推測之異常原因	井名	異常水位之時段
儀器校調偏差	利澤(1)	2011/1/28~2011/10/9、2012/10/1~2012/12/13
	古亭(2)	2008/7/1~2008/7/18
	中興(3)	2004/3/1~2004/3/31
	中興(4)	2005/12/20~2011/10/18
疑似有問題的觀測值	宜農(1)	2008/9/11~2011/11/9
	利澤(1)	2010/9/30~2011/1/28
	利澤(2)	2007/11/30~2008/2/18、2008/3/19~2008/12/31、2009/1/8~2009/2/28
	龍德(2)	2006/11/11~2006/12/18
	礁溪(1)	2008/6/10~2008/9/30
	同樂	2011/8/12~2011/8/28
	冬山(1)	2004/3/1~2004/3/9
	順安	2008/7/1~2008/9/30、2008/11/1~2008/11/5、2008/12/1~2009/3/31、2009/5/1~2009/10/31
	五結(1)	2007/8/27~2008/3/31、2008/4/24~2008/4/30、2008/9/1~2008/9/30、2009/1/1~2009/1/7
	五結(4)	2008/11/21~2008/12/13、2009/1/1~2009/1/17
	中興(1)	2005/8/4~2006/2/6
	中興(3)	2009/1/22~2009/5/12、2009/9/1~2009/10/18
	大隱(1)	2004/7/9~2004/11/2、2004/12/1~2008/11/5
	大隱(2)	2004/6/18~2008/11/5
	三星	2008/2/1~2008/3/11

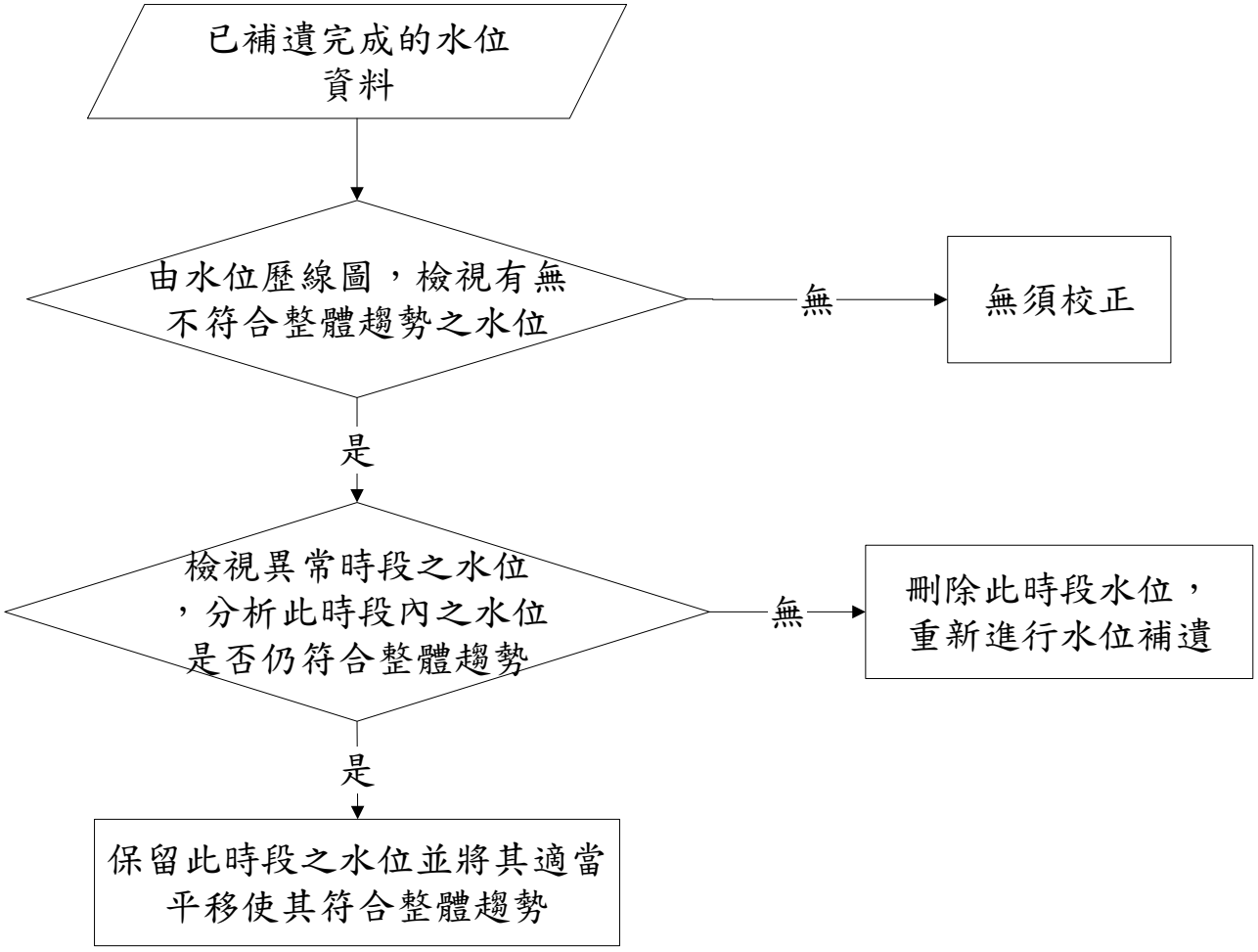
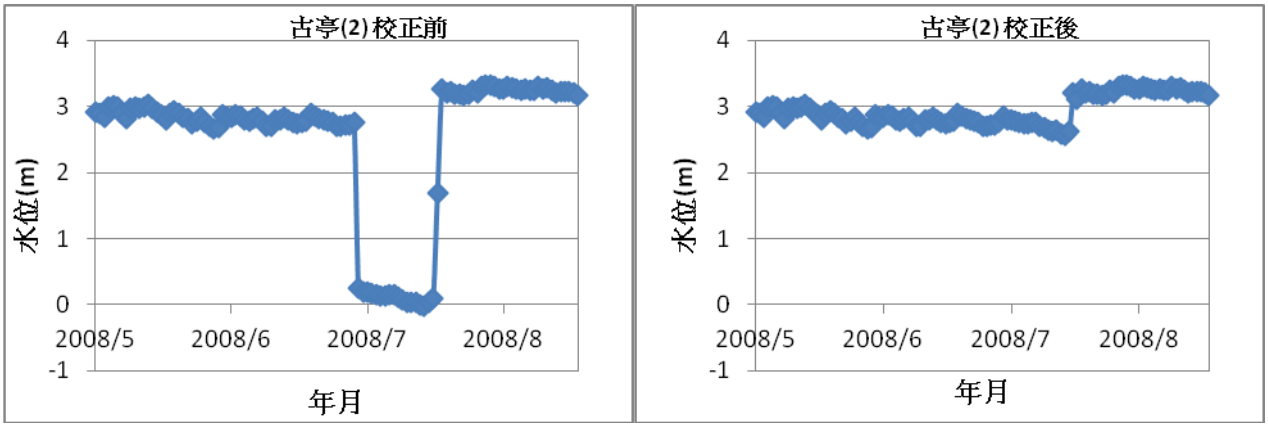


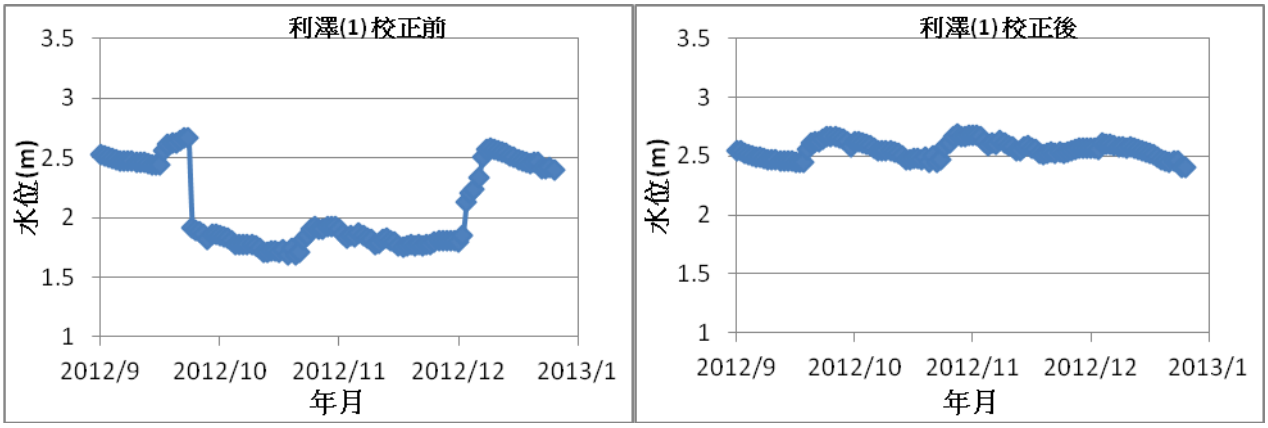
圖 3.2-6 地下水位資料異常之處理標準作業程序

第一類為由儀器校調偏差所引發之異常水位問題，其水位可能出現異常時段兩端的水位驟升或驟降，但異常時段內的水位變化趨勢卻屬於合理變化的情況，推測其發生原因乃人為儀器校調所造成的量測偏差。由於此類水位異常變化明顯非物理機制所造成，依據前述水位標準校正程序，此異常段內之水位將保留，再將異常時段兩端點驟升\驟降之水位差扣除\加回，當異常段資料經過處理後，其水位歷線應較為合理。以古亭(2)為例，歷年水位大多為 3 公尺左右，但於 2008 年 7 月 1 號至 2008 年 7 月 15 號內，水位平均遽降 3 公尺，但異常缺段內之水位趨勢仍符合整體之趨勢變化，故本計畫將此時段水位平移使其符合整體趨勢。本計畫以古亭(2)、利澤(1)及中興(3)之異常水位為例，說明第一類問題之水位校正結果，如圖 3.2-7 至圖 3.2-9 所示。



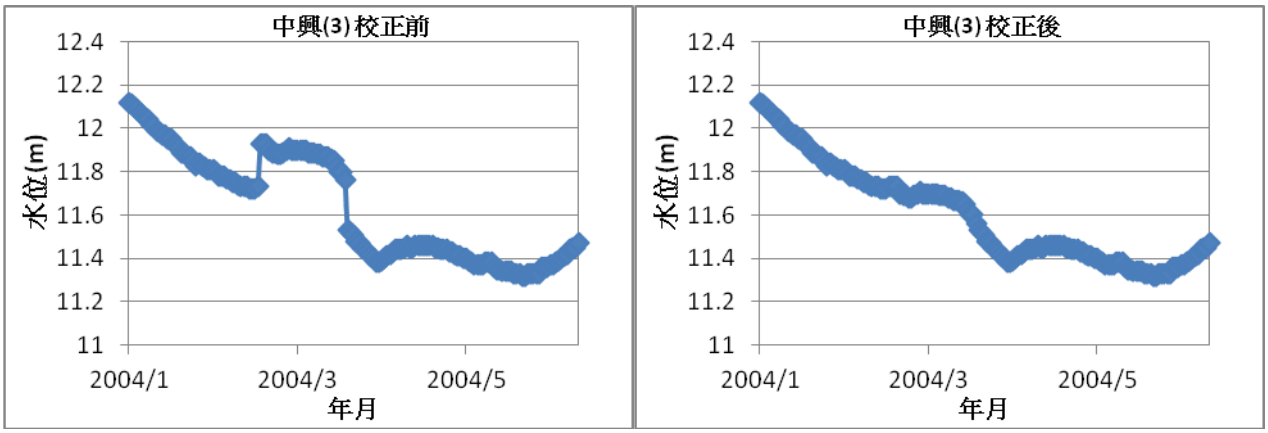
(a) (b)

圖 3.2-7 古亭(2)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a)水位校正前之水位歷線 (b)水位校正後之水位歷線



(a) (b)

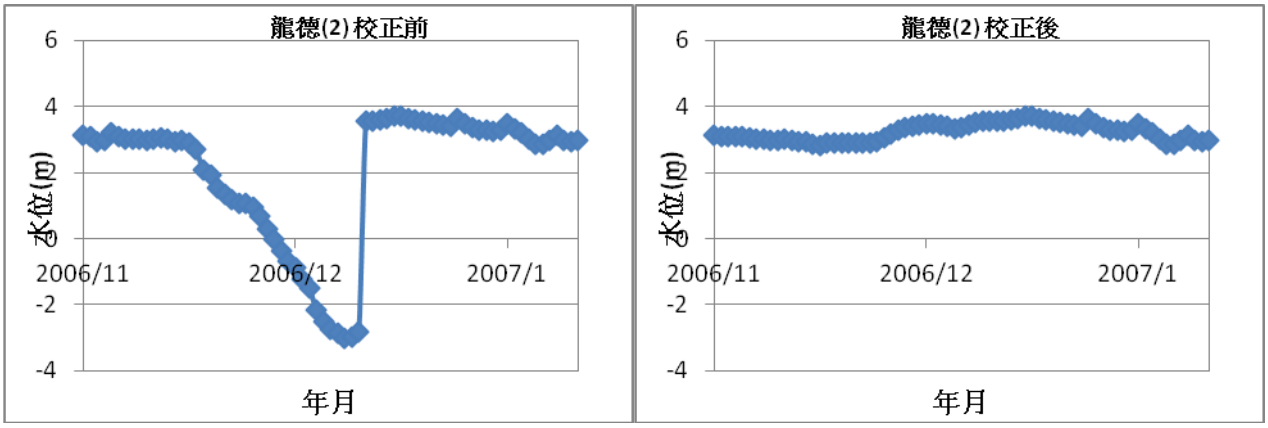
圖 3.2-8 利澤(1)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



(a) (b)

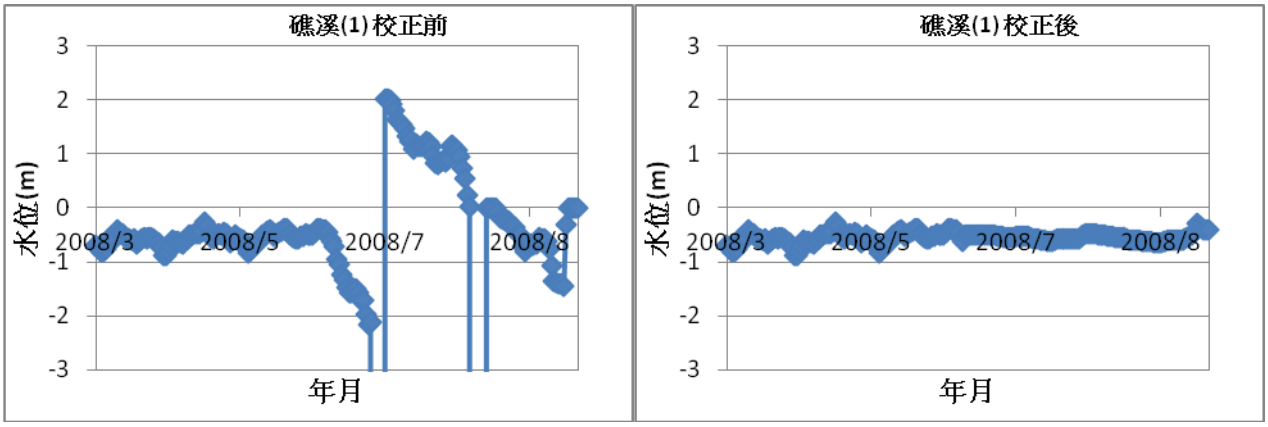
圖 3.2-9 中興(3) 因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線(b) 水位校正後之水位歷線

第二類水位異常的現象為疑似有問題的觀測值，整個異常時段之水位皆與整體水位趨勢偏離，由於此類水位異常變化應非物理機制所造成，故依照標準校正程序，刪除此時段之水位，再參照前一小節之補遺方法，重新進行補遺。在異常段資料經過處理後，其水位歷線應較為合理。以龍德(2)為例，歷年水位約為 3 至 4 公尺以內，但於 2006 年 11 月 23 號開始水位開始緩慢下降，至 2006 年 12 月 19 號已降至-3 公尺，然而於 2006 年 12 月 20 號驟升至 3.5 公尺，單日水位變化高達 5.5 公尺，實屬異常，故本計畫依據水位校正標準程序，判斷此異常時段內之水位趨勢不符合整體水位歷線之趨勢變化，故刪除此時段之水位，重新進行水位補遺。本計畫以龍德(2)、礁溪(1)、冬山(1)、五結(4)與中興(1)觀測井之異常水位為例，說明第二類問題之水位校正結果，如圖 3.2-10 至圖 3.2-14 所示。



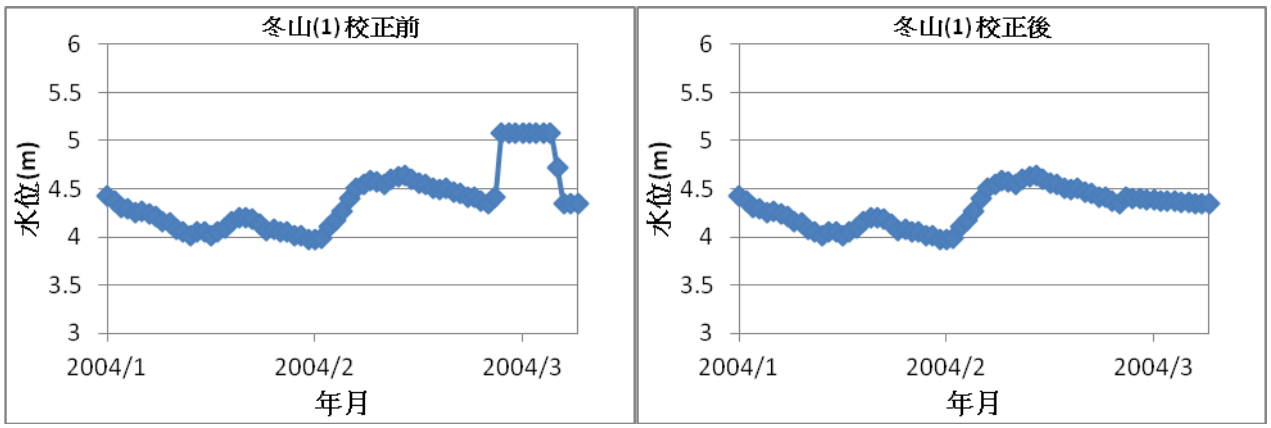
(a) (b)

圖 3.2-10 龍德(2)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



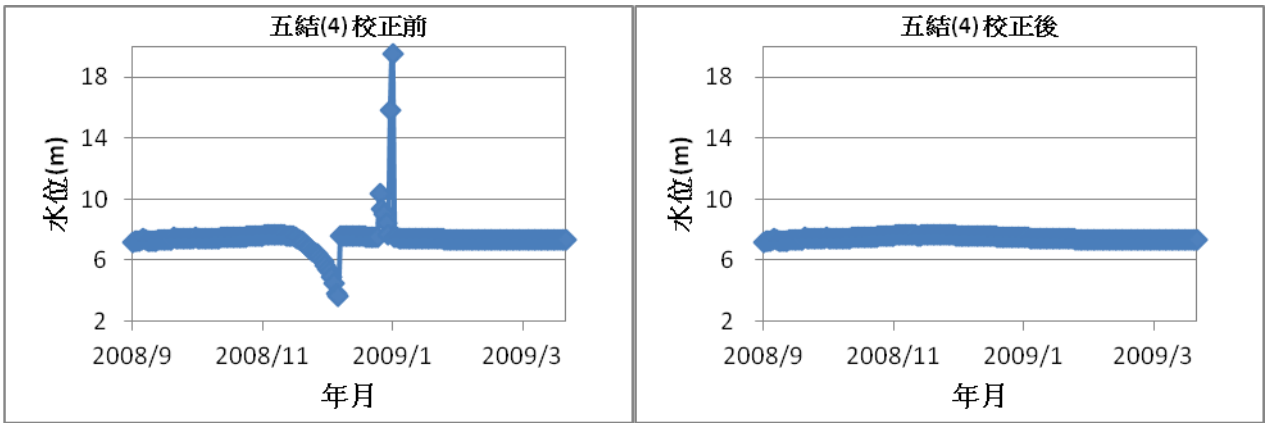
(a) (b)

圖 3.2-11 礁溪(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



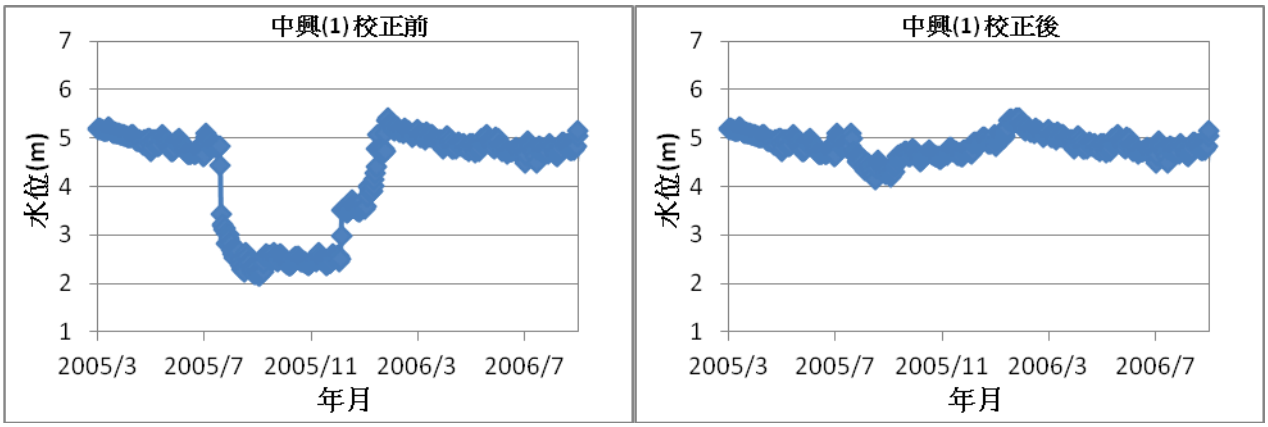
(a) (b)

圖 3.2-12 冬山(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



(a) (b)

圖 3.2-13 五結(4)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



(a) (b)

圖 3.2-14 中興(1)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線

第四章 重力量測調查與分析

4.1 重力量測原理與設備

重力測量即於某一點位置量取其重力加速度的大小。本文所討論的絕對重力測量原理，主要是以自由落體法則來測定。假設有某一物體由一高度 h 自由落下至 h_0，則落下距離 h-h_0 與落下時間 t 的關係式為：

$$h-h_0=v_0t+(1/2)gt^2$$

即為

$$h=h_0+v_0t+(1/2)gt^2 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\text{(式 4.1-1)}$$

上式(4.1-1)中 g 為重力加速度值，h_0 表示於時間 t=0 物體所在位置，h 則是時間為 t 時刻物體所在位置，v_0 表示 t=0 時物體的速度。根據上式，只要量測不同落下時間 t_i 及與其對應的落下距離 h_i-h_0，則可求解出重力加速度值 g。由於式(4.1-1)中有三個未知數(h_0、v_0 與 g)，因此必須測定至少三組的 h_i 及 t_i 值以組成聯立方程式求解出 g 值。本實驗所使用的 FG5 絕對重力儀，即是採用如上觀測原理。

舉例而言，自由落體在三個位置上的落下時間及距離分別為(t_1, h_1)、(t_2,h_2)及(t_3,h_3)，再假設

$$d_1=h_1-h_0$$

$$d_2=h_2-h_0$$

$$d_3=h_3-h_0$$

依據(4.1-1)式，可得：

$$d_1 = v_0t_1+(1/2)gt_1^2$$

$$d_2 = v_0t_2+(1/2)gt_2^2$$

$$d_3 = v_0t_3+(1/2)gt_3^2$$

以上三式中，將第二式及第三式均減去第一式，可得：

$$(d_2-d_1)=(t_2-t_1)[v_0+(1/2)g(t_2+t_1)]$$

$$(d_3-d_1)=(t_3-t_1)[v_0+(1/2)g(t_3+t_1)]$$

令 $D_1=d_2-d_1$，$D_2=d_3-d_1$，$T_1=t_2-t_1$，$T_2=t_3-t_1$，代入上式後，消去 v_0，簡化後則可得

$$g=2x[(D_2/T_2)-(D_1/T_1)]/(T_2-T_1) \quad \text{.....(式 4.1-2)}$$

上式中的 g 為重力加速度值，亦即為本計畫欲測定之絕對重力值。以 FG5 絕對重力儀為例，該儀器即是以碘穩頻雷射來測定式(4.1-2)中的落下距離 D，並以銣原子鐘測定落下時間 T，觀測精確度可達 $10^{-8}ms^{-2}$，亦即 μgal 等級。

本實驗使用儀器為內政部採購之絕對重力儀 FG5。絕對重力儀的源起為 Hammond 和 Faller 於 1997 年在美國國家標準局合作下，並得到空軍劍橋研究室(Air Force Cambridge Research Laboratories, AFCEL)的資助，於 Wesleyan 大學成功研製了可移動式的絕對重力儀 FG-5，此乃是自十九世紀可移動、可倒擺重力儀之後的第一台可移動式絕對重力儀，如圖 3-1 所示。FG5 主要部份是一台極精準的碘穩頻雷射干涉儀，用來監測物體自由落下的直角稜角運動，干涉計所收集到的光學資料就提供了一套非常精確的距離觀測量系統，可以追蹤出絕對重力波長的標準。簡單來說，其原理就式以及精密的測距系統搭配精密計時的原子鐘，精準地測定物體落下的重力加速度值，經由大量地收集落下的數據，最後以電腦軟體程式作業計算得出一平均加速度值，即為絕對重力值。

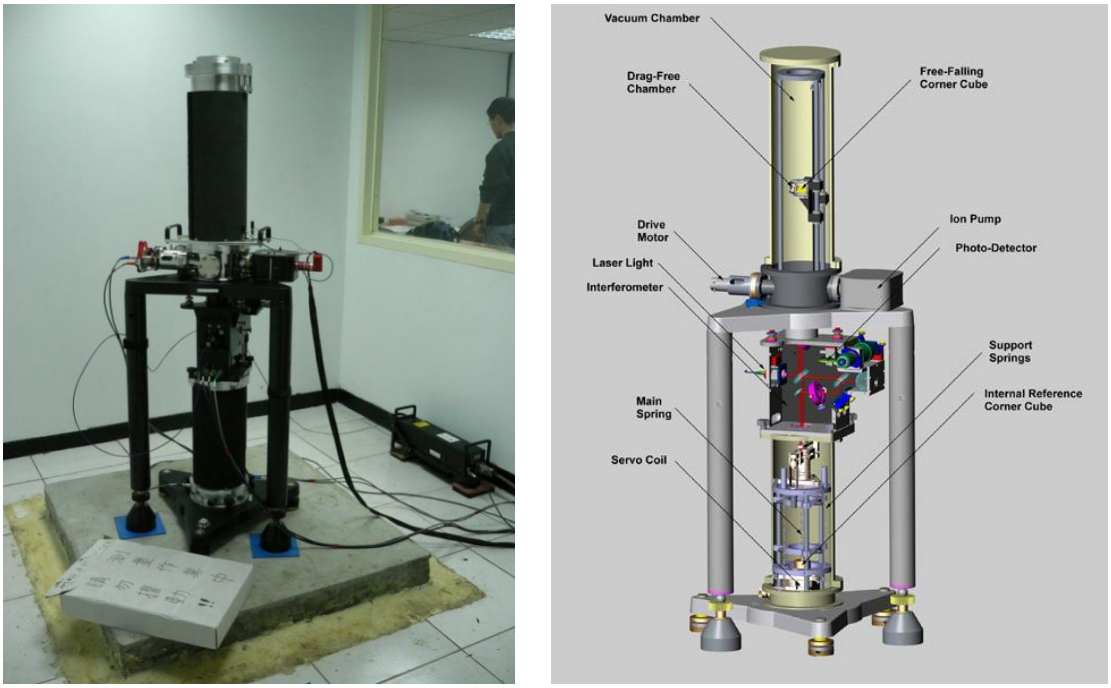


圖 4.1-1　FG5 絕對重力儀與各部件明細[Micro-g Lacoste FG5 Manual]

4.2 重力施測結果與分析

為了建立重力變化與地下水變化之間的關係，本計劃依據絕對重力數值處理方法，將量測到的原始重力值進行標準改正，處理過程包括潮汐改正、大氣壓力改正、極移改正等項目。如果量測地點曾經歷較大地殼變形，則地表高程變形也需給予修正。一般計算過程如下:

改正重力值＝觀測量－潮汐改正＋大氣壓力改正－極移改正

其中潮汐改正使用理論模式，包含固體潮 ETGTAB（Wenzel, 1996）及海潮 NAO.99Jb（Matsumoto et al., 2000）；大氣壓力改正使用 IAG（1983）建議公式：改正量(nm/s2)＝3.0 ×（觀測大氣壓力值(hPa)－理論大氣壓力值(hPa)）；極移改正使用 IAGBN（1983）建議公式，輸入 IERS 提供之極坐標即為改正量（Micro-g LaCoste, 2012）。

本年度重力施測，佈設五個測點於蘭陽平原扇頂與扇央，分別於今年四月中與九月底進行兩次觀測。為了能儘量配合水位觀測資訊，測點皆選在現有水位觀測井所在之學校，並儘量挑選穩定之室內空間為量測點，進行重複觀測。測點分別為三星、大隱、順安、大洲與中興。兩期施測之絕對重力成果如表 4.2-1。

表 4.2-1 102 年度蘭陽平原絕對重力量測數值

μgal	三星	大隱	大洲	順安	中興
第一期	978886046	978900274	978902214	978905787	978904636
第二期	978886066	978900298	978902218	978905797	978904636
重力差	20	24	4	10	0
水位差	7.7m	2.26m	0.13m	0.02m	0.34m

(一)三星

施作地點位於三星鄉立圖書館內(圖 4.2-1)，距離三星水位觀測井約 5 米，施測時間分別於今年 4/19 與 9/27，相距約 160 天。此測站作業環境非常狹小，但因協調管制人員進出，觀測背景尚屬良好、數值穩定度高。第一期絕對重力觀測採連續 20 小時觀測，率定後絕對重力數值為 978886046 μgal、第二期為 978886066 μgal(圖 4.2-2)，重力差異值為 20 μgal。此站第二期的水位高度較第一期上升約 7.7 米，平均水位面距地表約 30 米，其水位上升趨勢與重力觀測數據大致吻合。



圖 4.2-1 三星站施作現況

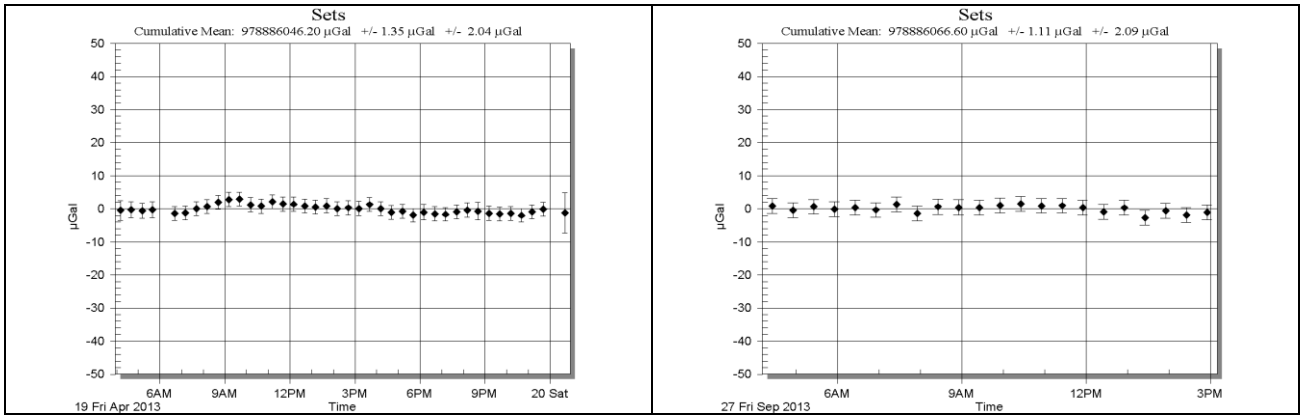


圖 4.2-2 三星站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(二)大隱

施作地點位於大隱國小內，距離大隱水位觀測井約 25 米，此站由於校方空間使用考量，第一期的施作位置與第二期有所不同(圖 4.2 -4)，相距約 10 米，為考量更換測點所引起的重力變化，於第二期施作期間，以相對重力儀 EG 進行新舊測點引點，將前後期重力值歸化至相同基準(第二期)，歸化後第一期的絕對重力值為 978900274 μgal，第二期為 978900298 μgal(圖 4.2 -5)，重力差值約為 24 μgal，水位變化顯示第二期較第一期上升約 2.3 米，平均地下水面距離井頂約 11 米。重力與地下水位的變化趨勢吻合。此站水位觀測井旁，留有複井試驗之鑿井且保存良好，另外地質調查所也於大隱國小設立連續 GPS 追蹤站，相關數據可以再進行分析，屬於條件完備之良好施測地點。



圖 4.2-3 大隱站第一(左)、第二(右)期施作情形

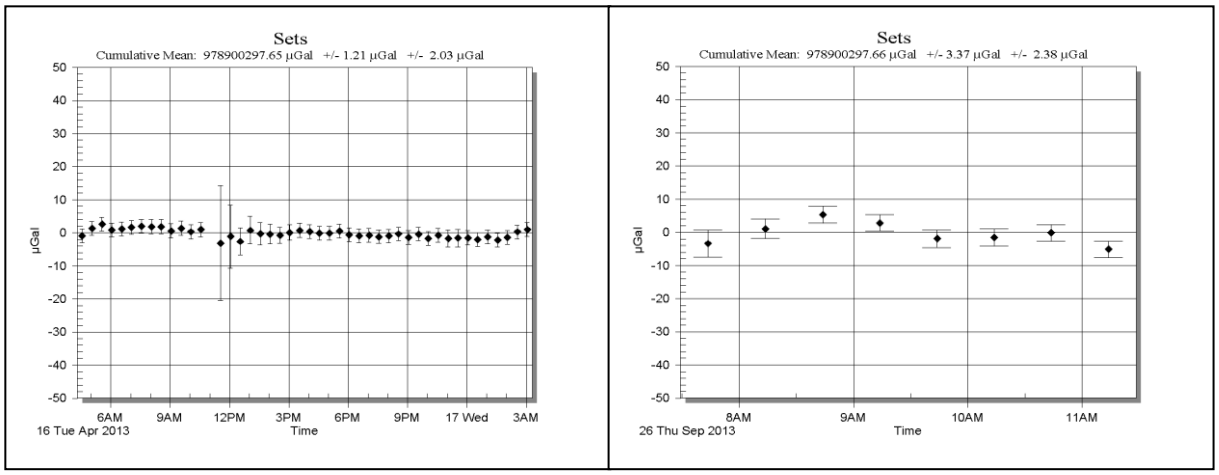


圖 4.2-4 大隱站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(三)順安

順安施測地點位於順安國小內，使用順安小學圖書館未開放時間進行觀測(圖 4.2-5)，絕對重力施測點位距離順安水位觀測井約 100 米。第二期施測時教室外有一些平面工程，但不影響重力觀測。第一期絕對重力觀測數據為

978905787 μgal，第二期為 978905797 μgal(圖 4.2-6)，重力差值為 10 μgal。依水位觀測記錄，兩期間水位變化為 2 公分，符合順安水位站地下水位上部以泥層為主的受壓含水層。由於絕對重力變化達 10 μgal，其重力變化效應明確，水位卻無實際變化，表示此站應受其它因素影響。絕對重力量測每期五站採連續觀測，若儀器出現問題，其他站點間亦將產生相同反應，考量其他測站重力觀測數據無明顯問題，應非重力量測儀器錯誤。此站重力與水位反映之不一致情形，需要更多現地調查，修正可能原因，方能將重力量測成果加以應用。



圖 4.2-5 順安站絕對重力儀擺設狀況

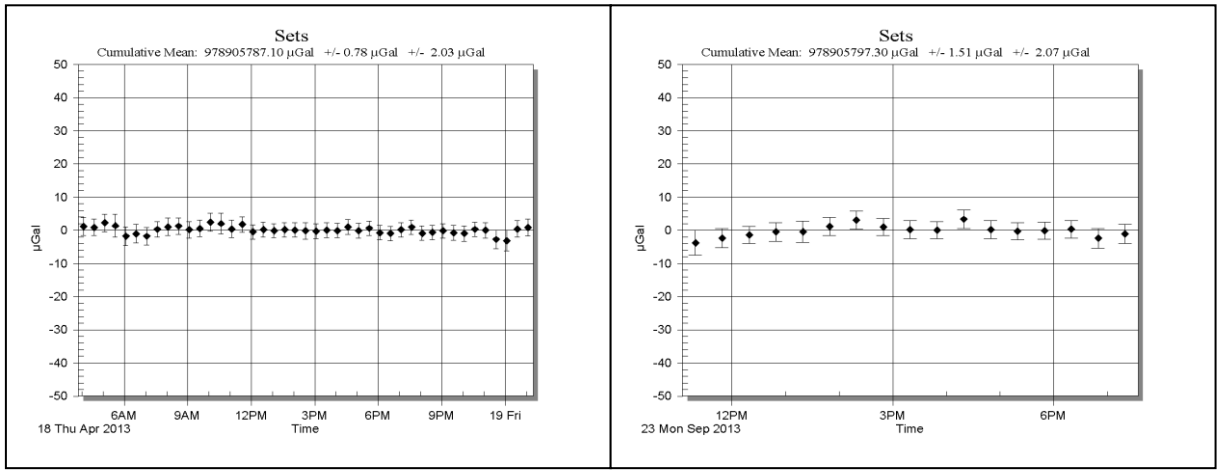


圖 4.2-6 順安站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(四)大洲

大洲重力施測點位於大洲水位觀測站旁約 8 米處，位於大洲國小的育樂教室(圖 4.2-7)，大洲觀測井旁有氣象局強震地震站且緊鄰大型排水溝(圖 4.2-8)。大洲站第一期絕對重力觀測數值為 978902214，第二期為 978902218(圖 4.2-9)，兩期重力差值為 4 μgal。水位觀測記錄第二期較第一期上升 0.13 米，由於平均

水位距離井頂約 1.7 米，所以重力反應趨勢與水位相當。大洲水位觀測井旁的大排水溝的深度與地下水平均水位相當，大排水溝水位可能對地下水造成一定程度影響，水文評估上可能需要較細微的解析。另外於觀測期間，排水溝的流動水，也代表不易模擬的質量變化，對於絕對重力觀測而言有兩個層面的影響，第一為流動水源衝擊地表，造成微幅震動，重力觀測時會略為受到影響。第二為大排水溝水位變化形成的的質量變化不易估計，其對絕對重力數值的些微影響，可能需以模式估計其影響量，方能有效排除。



圖 4.2-7 大洲站重力觀測點



圖 4.2-8 大洲水位觀測站與臨近大排水溝

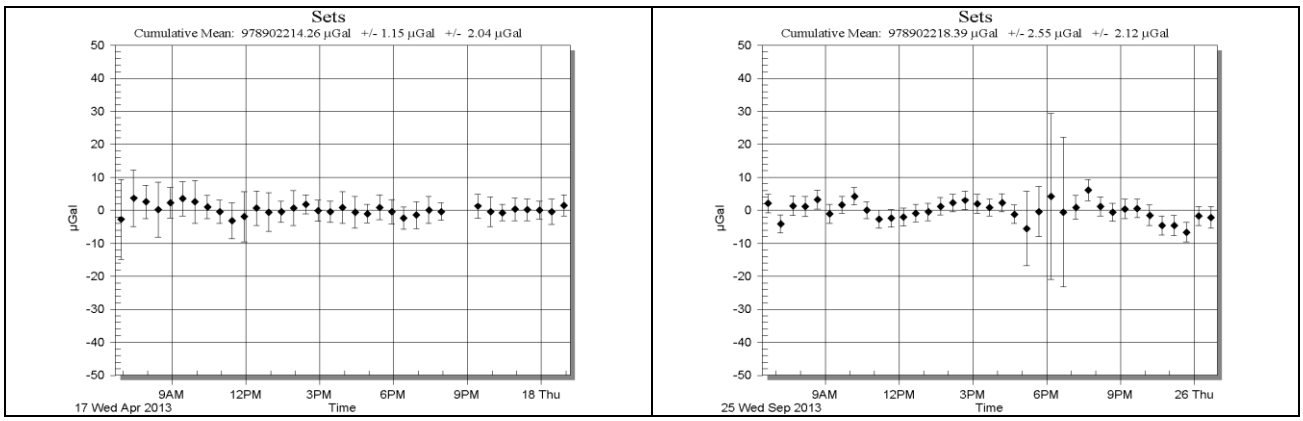


圖 4.2-9 大洲站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(五)中興

中興重力觀測站位於中興國小體育場講台旁(圖 4.2-10)，利用非上課時間進行觀測。量測點位距離水位觀測井約 80 米，中興水位觀測井岩心柱狀圖已大致顯示此區處於受壓含水層，水位變動幅度可能較扇頂區為小。此站由於臨近宜蘭縣中興路，大型車輛多，且車流量大，地面震動持續影響觀測，量測結果之不確定性本質上就較他站皆為大，如果重力變化小，其訊號就會被震動影響而掩蓋。絕對重力觀測兩期數值皆為 978904636(圖 4.2-11)，此意味著觀測區間中，無明確重力變化。但水位觀測資料顯示兩次重力觀測區間，水位變化為上升 0.34 米。雖然水位有小幅度變化，但評估此區水位位於受壓含水層，且水位變化幅度小，而重力觀測條件稍差，放大量測不確定性，所以此站量測成果符合預期，無明顯出入。



圖 4.2-10 中興絕對重力測點

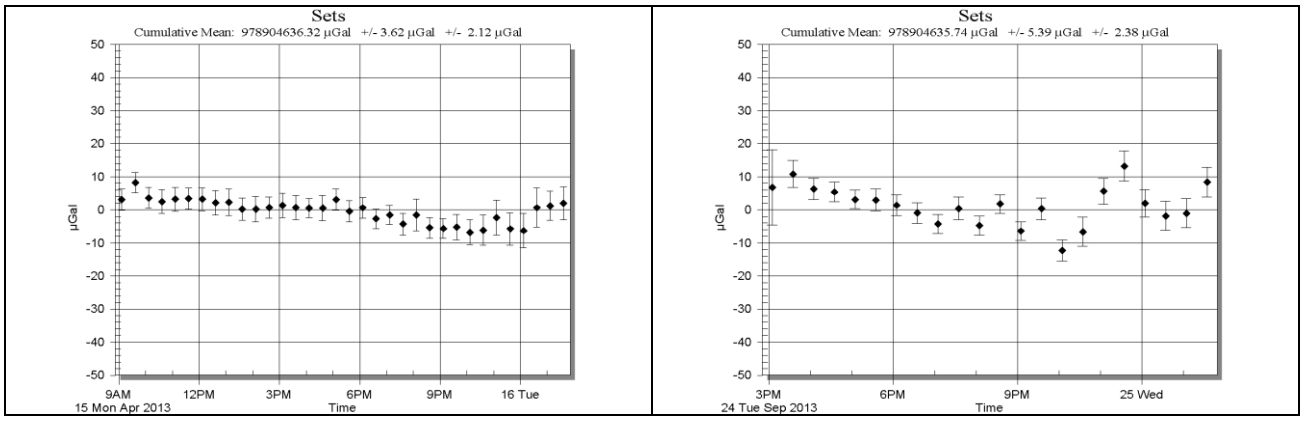


圖 4.2-11 中興站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

4.3 重力聯合抽水試驗觀測初步分析

區域地下水資源評估，最為重要的就是該區的水文地質特性描述與水文參數推求。一般評估方式，多以大量建置地質鑽井、水位井等方式，配合水質調查、自然地質外露現況，做為評估依據。但執行上多因耗費龐大，以致取樣點有限，且當進行大範圍推估時，時常遇到時效性較差與取樣不足等情況。本計畫將嘗試以重力觀測提供另一種可能的方法，推估水文地質參數。

以重力方法觀測地下水變化，在國內外皆屬試驗階段，其受限於三大主要

因素，第一為精密重力觀測技術的發展，第二為地質架構的建置，第三為合理數值模式的模擬。陸地重力觀測儀器發展迄今已三十多年，儀器觀測精度不斷提升，現今市售陸地絕對重力觀測儀器，其準確度已可達 1 μgal，可用於偵測區域地下水位整體變化(Hwang et al., 2009)。經濟部所屬水利署與中央地質調查所，長期投資於台灣地下水觀測與地質架構建置，已對平原區的水文地質架構有著詳盡的描述。數值模式的發展基於詳盡的地質調查與水文模式分析，配合理論計算與高速電腦發展，已趨於可實際反衍現地水文變化。如現地重力觀測能與調查現況、數值模擬達到一定程度的對比驗證，其優勢在於花費少、非破壞性監測、涵蓋面積大、環境限制少、高時效與高準確度(Howle, Phillips, Denlinger, & Metzger, 2003)。

以抽水試驗事件而論，抽水試驗藉由連續抽取特定深度之地下水，形成動態的地下水面洩降，藉由水位洩降資料，計算相關水文地質參數。小範圍連續抽水所形成的地下水體質量變化，經重力儀觀測抽水時段的重力變化，即可進行對比驗證。由於抽水試驗的水位洩降呈現三維漏斗狀，傳統上描述重力變化的布格平板已無法滿足抽水試驗的模擬需求。所以本團隊基於物理模式計算相應重力效應的方法，以有限元素解析法的概念描述重力影響效應，概念為將計算單元改為長寬高已知的均質立方體，評估計算單元對測點所造成之吸引力。由於抽水區域質量變化造成測點的重力變化，而抽水過程中僅地下水被抽離，所以應考量 *Sy* 的貢獻，也就是因抽水而造成重力變化為

$$\Delta g = A_z \times S_y \quad \text{.....(式 4.3-1)}$$

本文利用絕對重力儀在抽水試驗前的背景觀測值與抽水試驗期間觀測的重力值相減，得到重力變化量 Δg。抽水洩降模型採用 USGS 所發展的 MODFLOW 地下水系統建置軟體(Leiriao, He, Christiansen, Andersen, & Bauer-Gottwein, 2009)，以 groundwater vista 介面進行操作，配合實際觀測水位資料作為邊界條件，並納入已知水文地質參數，建置抽水歷程的三維洩降情形。利用洩降範圍所形成的質量空缺，積分空缺範圍對重力量測儀器的影響 A_z，藉以模擬重力變化，並推估實驗區可能的 S_y 值。

內城站抽水試驗，實驗位置在宜蘭縣榮源國中(24°43'08", 121°41'15")內，於原有地下水位觀測井旁另鑿新井，形成雙井。抽水試驗以新鑿井為連續抽水井與第一觀測井，於抽水期間放置抽水馬達與水位計，同時觀測抽水量與洩降深度，而原水位觀測井為第二觀測井，量測離抽水井一定距離之水位洩降情形。內城站抽水試驗大致分成兩階段，第一階段為分級試水，第二階段為定量試水。於 2013 年 5 月 17 日上午 8 時 37 分起進行五級連續分級試水，每級 100

分鐘，共計 500 分鐘。自第一級抽水量 86.20 cmh，逐級增加抽水量為 117.40 cmh、145.60 cmh、178.40 cmh 至第五級最大抽水量為 205.90 cmh，五級試水後抽水馬達關閉，觀測水位回覆。靜置 24 小時後，5/18 傍晚進行第二階段的定量試水，以固定最大抽水量 205.90 cmh，連續抽水 48 小時，進行相關數據收集與分析。

如圖 4.3-1 所示，在定量抽水開始後的第 86~166 分鐘間，絕對重力數值自基準值 978900157.4 μgal 降低至 978900155.0 μgal，重力差值達 2.4 μgal，重力差值的標準偏差為 0.9 μgal。數值模擬方面如圖 4.3-2 所示，我們假定一個以抽水井為中心，長與寬皆 100 公尺的實驗區域，地層狀況為均質，並令抽水造成的水位洩降，只發生在距離抽水井 50 公尺以內的範圍，50 公尺以上的洩降其影響量小到可以忽略不計。利用台糖水位觀測計於計算區間中(自定量抽水開始第 8 6 至 166 分鐘)，抽水井與第二觀測井的平均水位洩降(抽水井 0.87m，第二觀測井 0.33m)資料，作為 MODFLOW 數值模型的水位洩降邊界條件，地質條件則利用抽水試驗報告中的給定參數值作為輸入，模擬一組可能的抽水洩降三維模型。所有計算格點因水位變化而產生的重力變化效應，利用公式(4.3-1)可以求得總影響量 Az，而考量實際觀測量重力變化量 Δg 為 2.4 μgal，利用公式(3)即可推得 S_y 為 0.37。納入絕對重力儀的觀測不確定度，在 68%的信心水準中，內城站的 S_y 值合理範圍應介於 0.19 至 0.55 間。

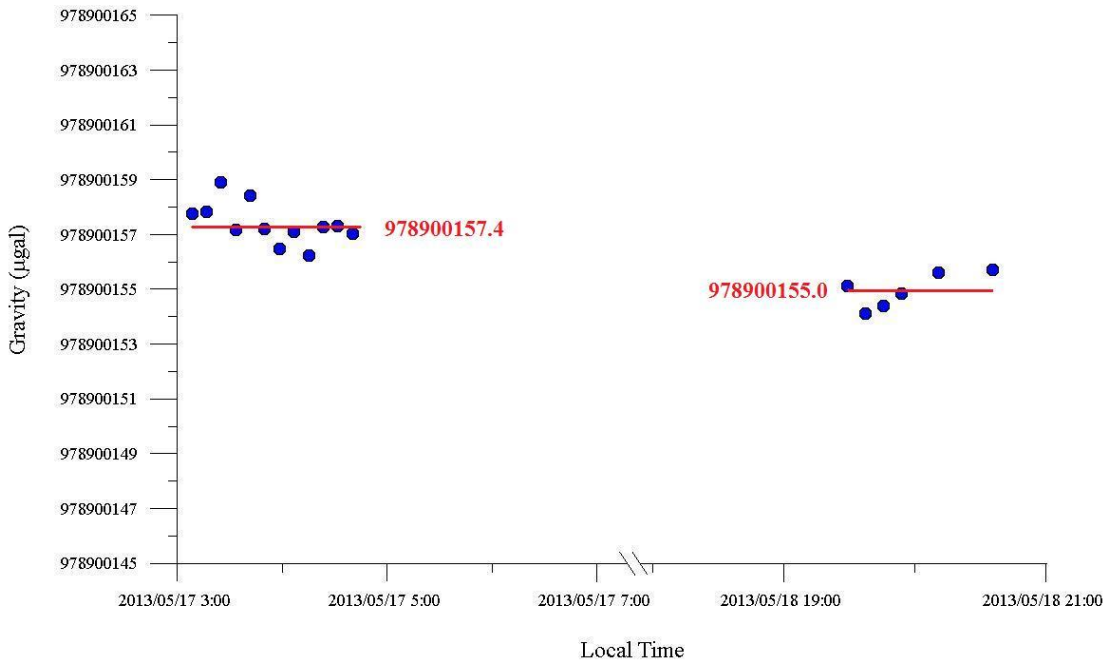


圖 4.3-1 絕對重力儀 FG5 觀測重力背景值(臺灣時間 2013/5/17 03:10~05:00AM)與定量試水期間絕對重力值 (臺灣時間 2013/5/18 19:47~21:07PM)

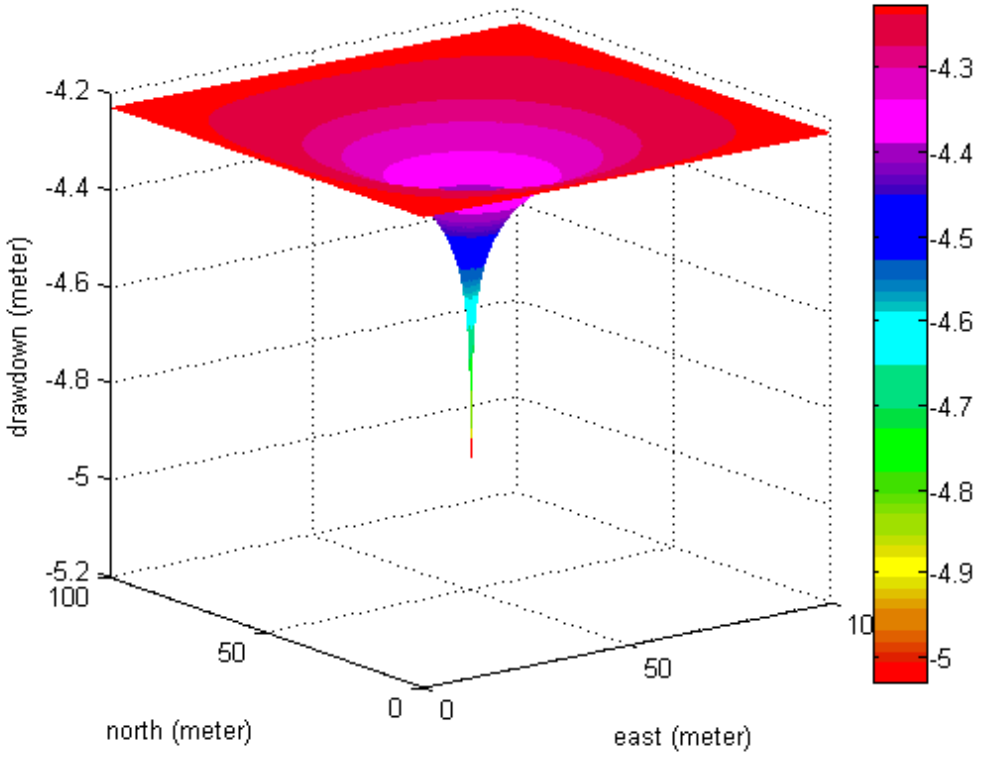


圖 4.3-2 以實際水位觀測資料為控制條件，利用 MODFLOW 模擬內成站抽水狀況之三維洩降圖。

內城站抽水試驗，重力實驗成功於定量試水期間，量得地下水質量損失產生 2.4 μgal 的重力值影響，而數值模擬顯示考量重力觀測不確定度，內城站 S_y 值應介於 0.19 至 0.55。分級試水期間，絕對重力儀觀測到質量之減損，精密水準測量則觀測到地表的微幅變形。分級試水後的靜置期，地下水位回升，絕對重力值也回復至背景重力基準值。雖然評估的準確度尚待改進，但也證明以重力方法進行水文地質參數評估的研究方向，值得持續發展與精進。

第五章 三維水文地質模型建置

在三維水文地質模型建置部分，本計畫將之分為六個階段進行，第一階段為水文地質資料庫建置，藉以達到團隊成員儲存資料、共享資料與協助後續分析之目的。第二階段則以各種輔助分析方法(如頻率分析)，協助分析水文地質架構；第三階段則為綜整前述資料以及專家知識之分析，建立水文地質架構。第四階段則為應用地球物理資料推估水文地質參數，第五階段則為整合水文地質架構與水文地質參數，建立水文地質模型。最後，於第六階段利用水文地質模型，以三維岩性及水文地質參數、搭配地球物理與地球化學分析結果劃設地下水主要補注區。

5.1 水文地質資料庫建置

本計畫為了建立水文地質架構及地下水主要補注區劃設，需先充分收集大量的水文地質資料，並輔以地球物理及地球化學調查資料，方能瞭解研究區域內之水文地質條件並完成本工作項目之執行。然而，大量資料的儲存、管理與維護相當不易，因此本計畫擬藉由資料庫技術，儲存大量現地調查資料與研究成果，透過資料庫易於管理與分享的特點，以便後續研究者分析、檢閱、查詢與分享之用。

5.1.1 資料分類

本計畫所蒐集之資料包含既有之水文地質調查資料，以及新增之地球物理與地球化學現地補充調查成果等，資料種類眾多且資料量十分龐大，因此本節針對本計畫所蒐集之資料進行分類，以作為後續資料庫建置之基礎。首先將資料分為觀測井資訊與非觀測井資訊兩類，此分類方式乃基於資料是否由觀測井所取得。若資料需由觀測井取得，則歸類為觀測井資訊，若不需透過觀測井取得，則歸類為非觀測井資訊。分類結果說明參見圖 5.1-1 與圖 5.1-2。

觀測井資訊可在進一步細分，包括(1)記錄觀測井的基本資訊 (2)地質鑽探所得的岩心資料(3)水文地質分層資訊以及(4)觀測井開篩的位置資訊(5)抽水試驗所推得的水文地質參數(6)歷年水位資訊(7)地下水水質監測資料(8)地下水溫度剖面資料(9)建井時所施作的地物井測資訊(10)岩心定年資料。

而非觀測井資料的部分，則可再細分為(1)一維地電阻資料(2)二維地電阻資料(3)重力量測資料(4)地面水水質監測資料以及(5)歷年雨量資料。

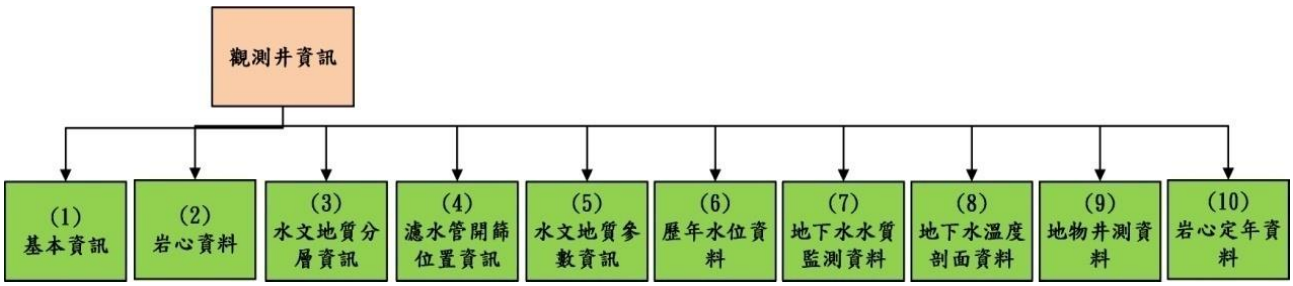


圖 5.1-1 觀測井資料分類

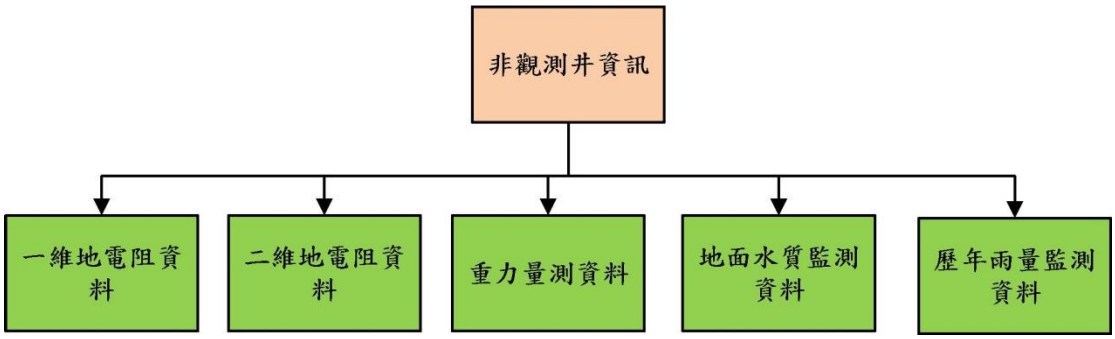


圖 5.1-2 非觀測井資料分類

5.1.2 資料庫架構設計

本計畫需彙整上述圖表內觀測井資訊的 10 類資料，以及非觀測井資訊的 5 類資料，資料量實屬龐大且各資料分散於各檔案。若由一資料庫統一集中管理，對於資料之分析、檢閱、查詢與分享等，皆能產生相當大的助益。

若欲以資料庫彙整各項資料，必先研究各資料其儲存形式與記錄方式，方可設計合適之資料庫架構，將資料做適合的分類，以便使者用對於儲存邏輯一目了然，快速尋找到所需資料。故本計畫將所蒐集之資料種類與資料記錄內容彙整成圖 5.1-3 與圖 5.1-4 所示。

本計畫依據上述資料種類與資料記錄內容，分別設計合適之資料庫表格與欄位，如圖 5.1-3 與 5.1-4 所示，表格與欄位設計內容說明如下所示：

(一) 觀測井資料

表格(1)為基本資訊表，用以記錄觀測井名稱、座標資訊、鑿井方式等建井相關資訊。表格(2)為岩心資料表，用以記錄觀測井之岩心資料，原始之岩心記錄多為由地表往下記錄各段代表性岩性及其對應之深度範圍，為符合原始資料記錄格式，本計畫設計之欄位包括「岩性描述」，以文字描述此段岩心之岩性組成；「上限深度」與「下限深度」則代表性岩性所對應之深度範圍；此外，因為岩心可能由多種岩性或沈積物所組成，因此本計畫再將岩性欄位分為「主要岩性」(即代表性岩性)與「次要岩性」兩個欄位。表格(3)為水文地質分層資訊，

主要為記錄水文地質分層以及各分層之深度範圍。本表之設計欄位包含「水文地質分層代號」、各分層所對應之「上限深度」與「下限深度」。表格(4)為濾水管開篩位置資料表，用以記錄觀測井建置時，所放置濾水管之深度範圍。本表之欄位設計包含「開篩編號」、「上限深度」與「下限深度」。表格(5)為水文地質參數資訊表，用以儲存抽水試驗所得之相關水力參數。本表之設計欄位包括「試驗說明」、「透水係數」、「導水係數」與「儲水係數」。表格(6)為歷年水位資料表， 除了記錄水位站每日所量測到的原始水位資料外，亦記錄由本計畫補遺與校正後之水位修正資料。本表格之欄位包括「觀測日期」、「原始水位」與「修正水位」。表格(7)為地下水水質監測資料表，主要記錄本計畫地球化學之補充調查成果，欄位包括「取樣日期」及 17 項水質分析結果。表格(8)為地下水溫度剖面資料表，資料原始格式為自地下水位面以後，每間隔 5m 測量一點水溫數據。本表之設計欄位包含「深度」與「溫度」項目。表格(9)為地物井測資料表，資料原始格式為從地表往下每增加十公分深度，即記錄一筆地物井測之量測資料，如 16 吋電阻、64 吋電阻、自然加碼與自然電位。本表之設計欄位包含「深度」與四項地物井測項目。表格(10)為岩心定年資料表，資料原始格式為由地表往下記錄標本所在深度與其所測定的年代。本表之設計欄位包含「深度」與「岩心定年」項目。

(二) 非觀測井資訊

非井資料包含一維、二維地電阻資料、重力量測資料、地面水資料以及雨量資料，此五類資料之表格說明如下。

表(1)(2)均記錄地電阻施測相關資料，其中表(1)為記錄一維地電阻之量測與反演結果，表(2)為二維地電組之量測與反演結果。表(1)與表(2)之欄位設計皆包含「施測日期」、「測線名稱」、「經度」、「緯度」、「電極陣列名稱」、「施測長度」、「視電阻率」、「反演電阻率」，其中視電阻率為儀器於現地所量測之原始資料，而反演電阻率則為將視電阻率進行反演算後所得到之地層真實電阻率。表(3)為重力量測資料表，因本計畫重力團隊所產出之一個重力量測值源自儀器量測一段時間內之多筆資料平均而得，因此一個重力量測值代表一時間區間內之平均值，此概念近似移動平均，同時，此時段內資料之標準差亦用來呈現此筆資料之不確定性。本表格之欄位包括「施測日期」、「測點名稱」、「經度」、「緯度」、「重力值」與「標準差」。表(4)為地面水水質監測資料表，本計畫地球化學補充調查將採集 2 個雨水與 10 個地面水採樣，進行 17 項水質分析。本表之欄位包括「監測日期」、「測點名稱」、「經度」、「緯度」與 17 項水質檢測項目。表(5)為歷年雨量監測資料表，本表記錄氣象局及水利署之雨量資料。本表欄位包括「監測日期」、「測點名稱」「經度」、「緯度」與「降雨量」。

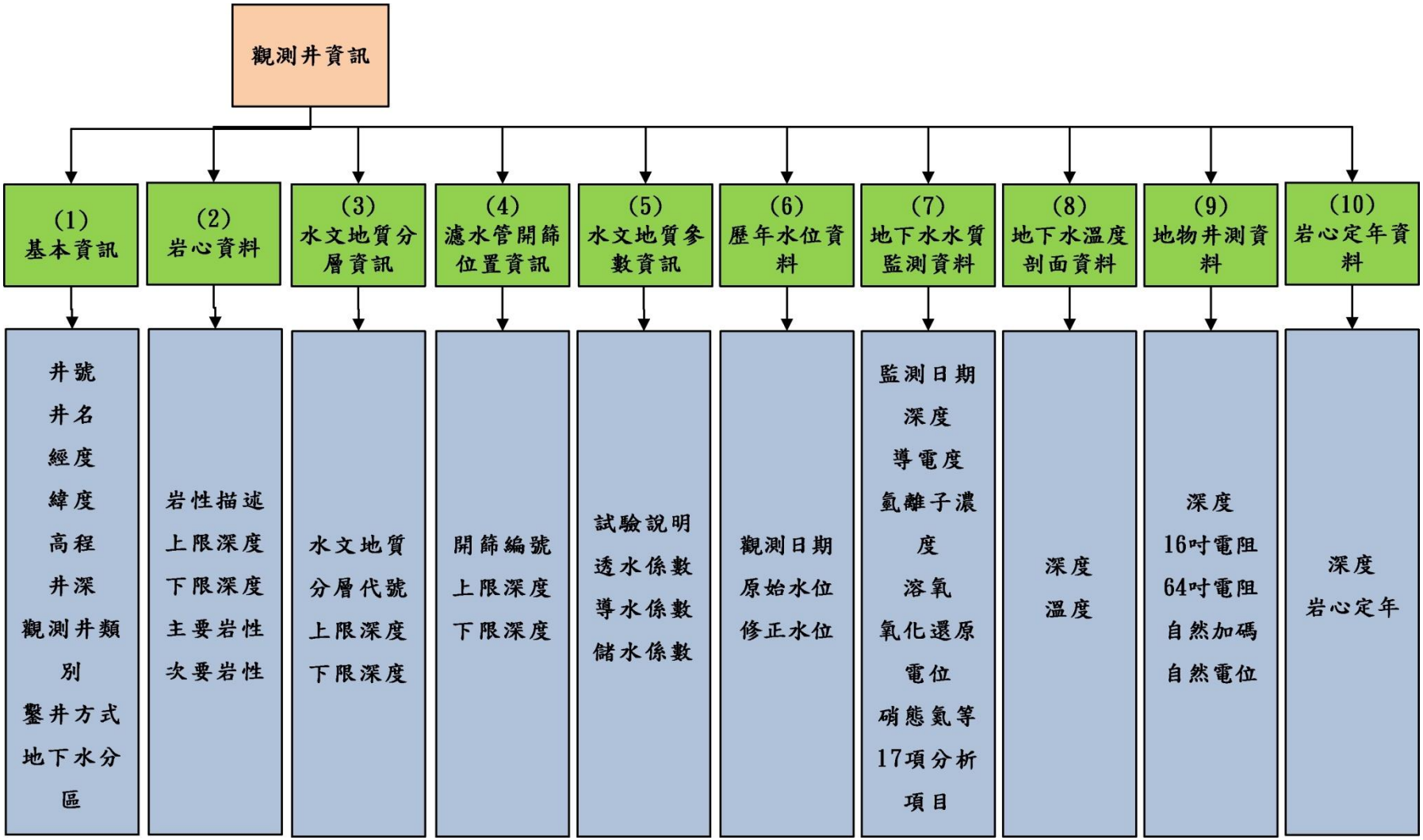


圖 5.1-3 觀測井資料庫架構

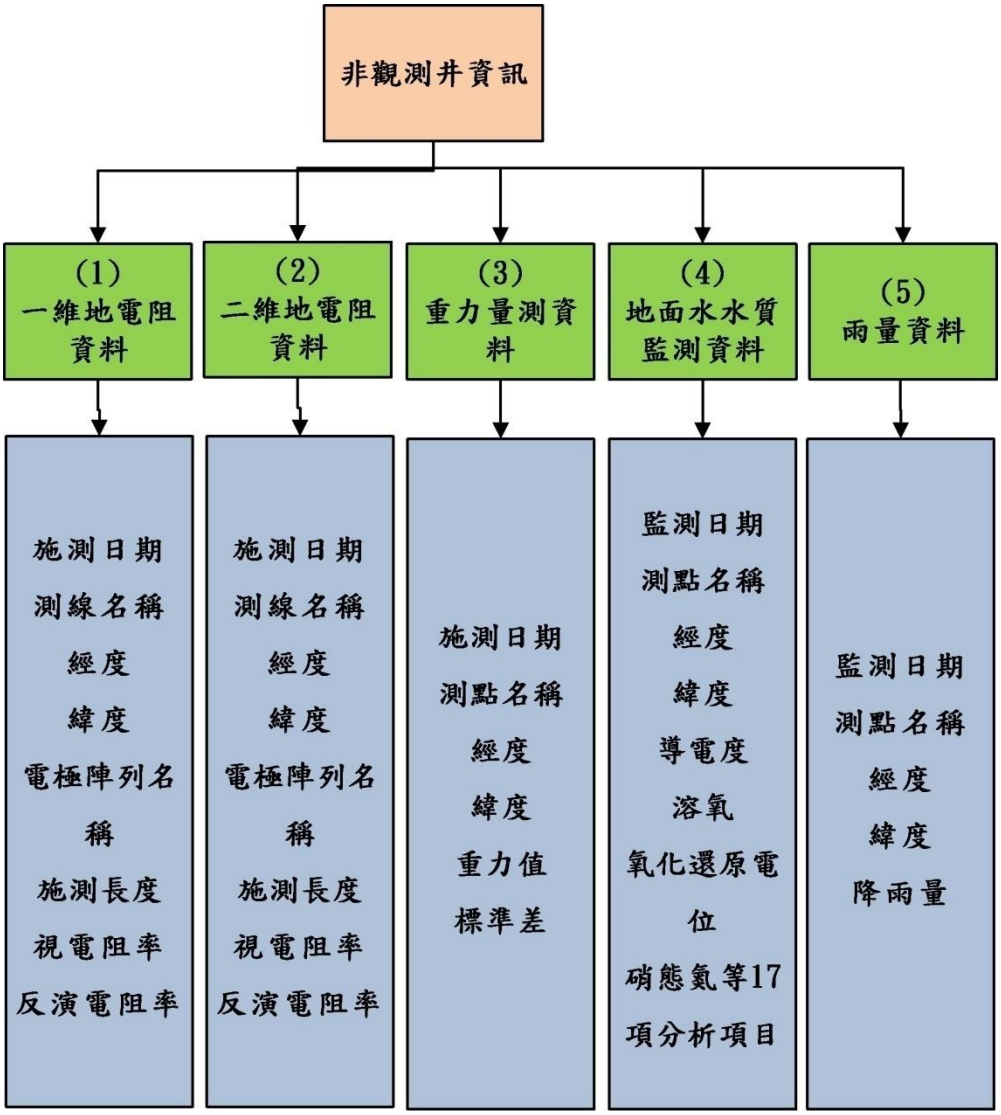


圖 5.1-4 非觀測井資料庫架構

(三) RockWorks 資料庫架構

本計畫採用 RockWare 公司開發之 RockWorks 軟體，其為環境工程、地質或採礦領域廣為應用之資料庫與視覺化繪圖軟體，藉由此軟體，建立符合計畫需求之資料庫，並儲存蒐集之資料與研究成果。

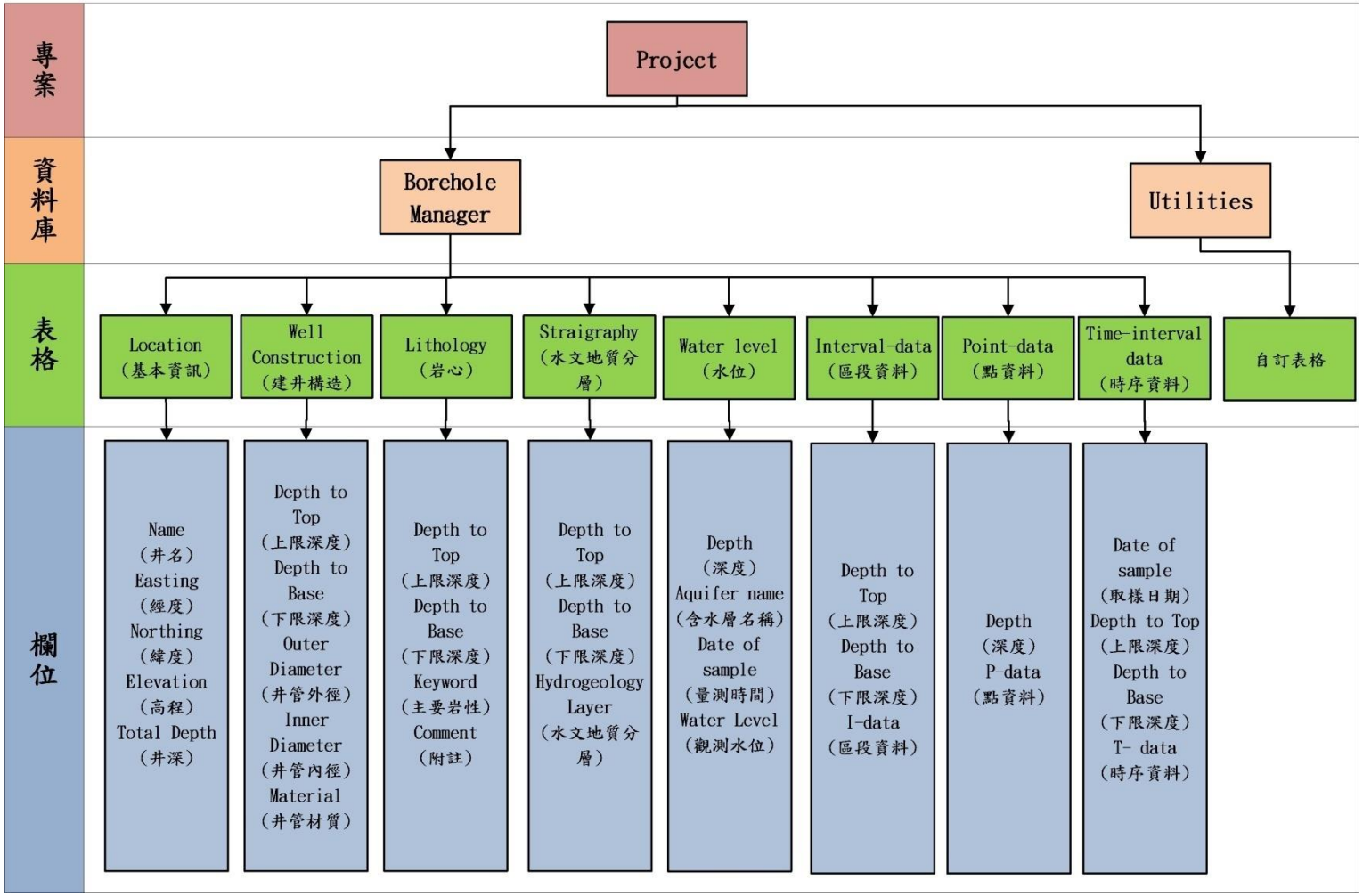


圖 5.1-5　Rockworks 資料庫架構

圖 5.1-5 為 RockWorks 軟體之資料庫架構，此資料庫為專案(project)導向之資料庫，其下可分為 Borehole Manager 與 Utilities 兩類資料庫，分別管理由觀測井產出之資料以及非觀測井產出之資料。

Borehole Manager 為針對觀測井資料所設計之資料庫，其架構如圖 5.1-5 所示，其內建多張表格(table)儲存觀測井相關資訊，如基本資訊表(Location)、井構造表(Well Construction)、岩心資料表(Lithology)、水文地質分層資訊表(Stratigraphy)、水位資料表(Water level)、區段資料表(Interval-data)、點資訊表(Point-data)與時序資訊表(Time-interval data)等八個表格。各表格之欄位設計如圖 5.1-5 之第四階層所示，如以基本資訊表(Location)為例，此表格之欄位包含井名、座標資訊、井深等資訊；而井構造表(Well Construction)可記錄每段深度所對應的內外管徑大小與井管材質；岩心資料表(Lithology)可記錄每段深度所對應的岩心種類與附註；水文地質分層資訊(Stratigraphy) 可記錄含水層與阻水層之深度範圍；水位資料表(Water level)可記錄觀測井所在含水層名稱，觀測水位資料與量測時間；區段資料表(Interval-data)則記錄觀測井之垂向深度上，任意一個區間內僅有一個代表值之資料格式；點資訊表(Point-data)可記錄觀測井之垂向深度上，任意一點所代表之數值；時序資訊表(Time-interval data)則可記錄隨時間變化之資料。

而在 Utilities 的部分，為一通用表格的介面，使用者可自由新增表格並設計表格之欄位名稱與儲存資料格式，為一彈性之儲存工具，其亦提供多種資料表樣板(template)，供使用者使用，使用者亦可調整現有樣版之欄位與格式等，以滿足資料儲存需求。本計畫以 Utilities 提供之樣板為主，進行部分調整後，即可儲存本計畫產出之非觀測井資料，使用之樣板包括地球物理資料表(Geophysics)、水文化學資料表(Hydrochemistry)以及水文量測資料表(HdroGraphy)等多種表格樣板，如圖 5.1-6 所示。各表格之欄位設計如圖 5.1-6 之第四階層所示，其中地球物理資料表(Geophysics)之欄位包含座標資訊與量測數值；水文化學資料表(Hydrochemistry)則記錄測點的名稱與所在的座標資訊以及量測到的水質資訊；水文量測資料表(HdroGraphy) 則記錄量測的座標資訊以及量測時間所對應的降雨量。

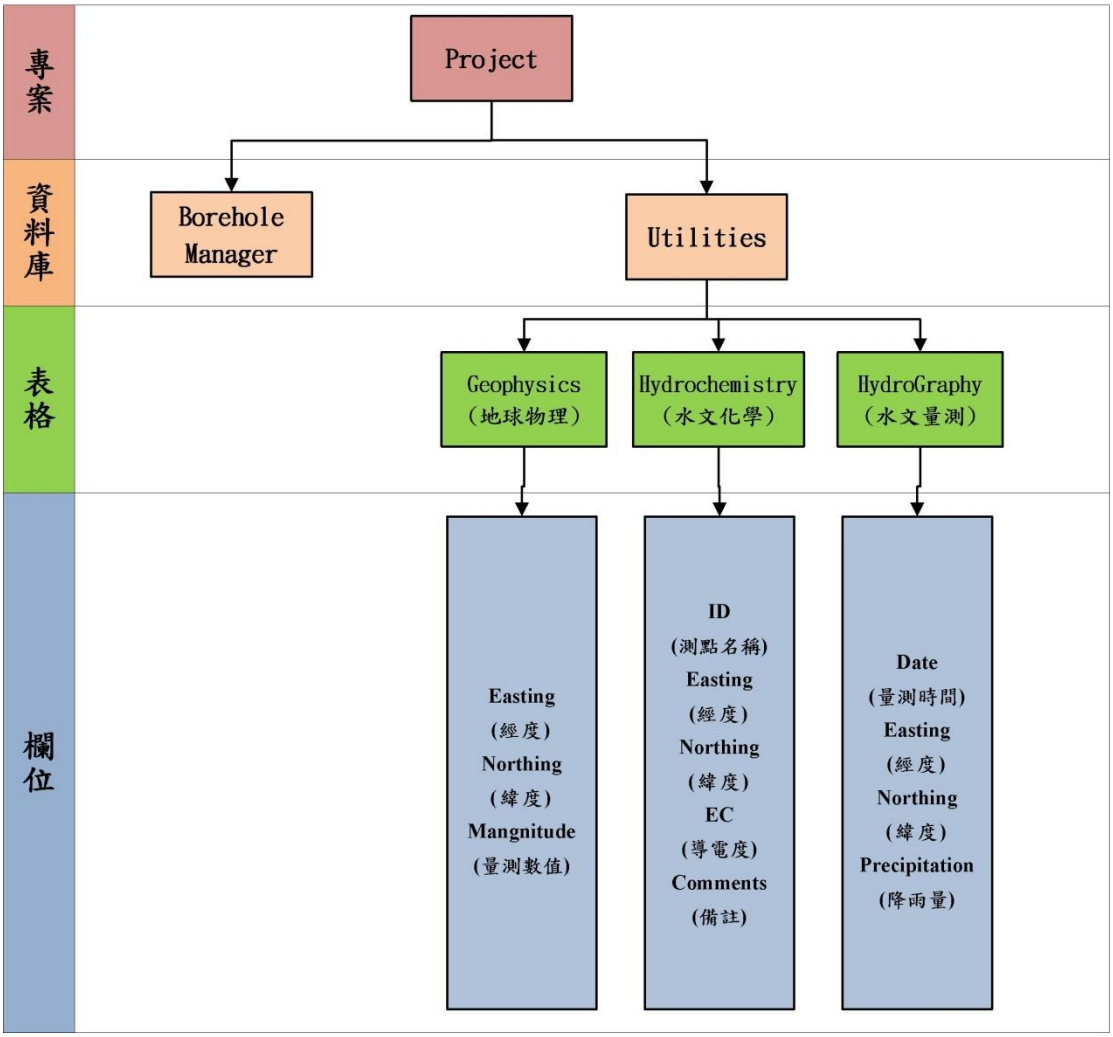


圖 5.1-6　Utlities 資料庫架構

(四) 應用 Rockworks 建立資料庫

由前述小節可知，Rockworks 的資料庫架構以及儲存方式，亦分為觀測井資料與非觀測井資料兩類資料庫，與本計畫所設計之資料庫一致，其中因 Borehole Manager 表格設計之彈性與完備，本計畫所規劃之表格與欄位皆可直接應用 Borehole Manager 進行建置。在非觀測井資料庫建置部分，本計畫則應用 Utilities 建立 5.1.2 節所規劃之表格與欄位。資料庫之建置說明如下：

在應用 Borehole manager 建置觀測井資料庫部分，直接採用 Borehole manager 所設計之資料表樣板(template)，建置 5.1.2 節所規劃之表格與欄位，表 5.1-1 為本計畫所設計之觀測井相關資料表及開發時所採用之 Borehole Manager 之資料表樣版。在基本資訊表部分，本計畫直接以 Borehole Manager 之基本資訊(Location)建立表格，而首要步驟為建立各觀測井基本資訊表，之後資料庫便產生各觀測井所對應之索引值，透過此索引值便可關聯至各觀測井的所有資料表。岩心資料表則可直接套用 Borehole Manager 之 Lithology table 記錄岩心資

料。水文地質分層資訊表則使用 Borehole Manager 之 Stratigraphy table 記錄含水層與阻水層的深度範圍。濾水管開篩位置資訊表則以 Borehole Manager 之 Well Construction table 記錄開篩位置與材質。水文地質參數資訊表則以 Borehole Manager 之 I-data table 記錄某段開篩深度內的水力參數值。歷年水位水位資料表則應用 Borehole Manager 之 Water level table 記錄時序之地下水位資料。地下水質監測資料表則應用 Borehole Manager 之 Time-interval table 記錄各時間點之取樣結果。地下水溫度剖面資料、地物井測資料表以及岩心定年資料表則應用 Borehole Manager 之 P-data table 記錄每個深度所對應的量測數值。

而本計畫所蒐集的五項非觀測井資訊，乃利用 Rockworks 之 Utilities 資料庫所提供之資料表樣板(template)為基礎，建置 5.1.2 節所規劃之表格與欄位，如圖 5.1-6 所示。因為既有樣板之欄位無法滿足本計畫所需記錄之資料，因此本計畫對現有樣板進行部分調整，以滿足需求。以一維地電阻資料表為例，使用 Utilities 之地球物理資料表(Geophysics)記錄測點的座標位置，並在表格內新增多個欄位記錄施測日期、測線名稱、電極陣列名稱、施測長度、視電阻率以及反演電阻率；而重力量測資料亦使用 Utilities 之地球物理資料表(Geophysics)，記錄測點的座標位置與重力量測數值，並在表格內新增欄位，記錄施測日期、測點名稱與重力標準差；地面水水質資料則使用 Utilities 之水文化學資料表(Hydrochemistry) 記錄測點名稱、測點的座標位置，並在表格內新增欄位記錄「監測日期」與 17 項水質檢測項目。而歷年雨量監測資料表，本計畫使用 Utilities 之 HdroGraphy table 記錄測點的座標位置、量測日期與所對應之降雨量，本計畫再新增一欄位記錄測點名稱。

表 5.1-1 資料庫對照表

分類	本計畫資料表	Rockworks’ Table
觀測井資訊	基本資訊	Location
	岩心資料	Lithology
	水文地質分層資訊	Stratigraphy
	濾水管開篩位置資訊	Well Construction
	水文地質參數資訊	I-data
	歷年水位資料表	Water level
	地下水水質監測資料	T-data
	地下水溫度剖面 地物井測資料 岩心定年資料	P-data

5.1.3 資料儲存與視覺化展示

以蒐集之觀測井岩心資料，透過 RockWorks 內建之岩性模式，展示蘭陽平原之三維岩性分布，及本計畫建置之水文地質架構。

本計畫參考地調所之岩心表示方式，以橘色代表黏土，黃色代表細砂，綠色代表粗砂及藍色代表礫石，再以岩性模式展示蘭陽平原之三維岩性分布，如圖 5.1-7 所示。透過此展示工具，研究人員可檢視其內部任意剖面及角度之岩性外。此外，研究人員可自行定義井間之連線，繪製此連線之二維井間剖面圖，如圖 5.1-8 所示；此軟體亦可展示多條任意井間連線之剖面圖以及井群之空間分佈，有助於釐清井間之岩性分布與延續情況，如圖 5.1-9 所示。此軟體亦提供過濾器功能，可依使用者需求設定過濾項目與門檻，求得目標項目之空間分布，例如本計畫欲找尋黏土(clay)之空間分布，以分析阻水層之分布範圍，因此透過過濾器於三維岩性模式中篩選黏土，即可求得黏土之空間分布，如圖 5.1-10 所示。

除了前述岩性資料可視覺化展示外，其他儲存於本資料庫之資料亦可進行三維展示，以含水層架構為例，Stratigraphy table 記錄含水層與阻水層之深度與分布範圍，透過三維展示功能可展示含水層與阻水層之空間分布。此外，本資料表亦可直接讀入 MODFLOW 之分層架構，進行視覺化展示，如圖 5.1-11 所示。本計畫所建置之數值模式共分為四層，由上而下分別為位於含水層一表層部分區域之虛擬阻水層(T0)、含水層一(F1)、阻水層(T1)以及含水層二(F2)，藉由視覺化展示各分層之三維空間分布，使研究者便於檢視模式內部各分層之厚度分布與變化，協助確認數值模式分層架構之合理性。

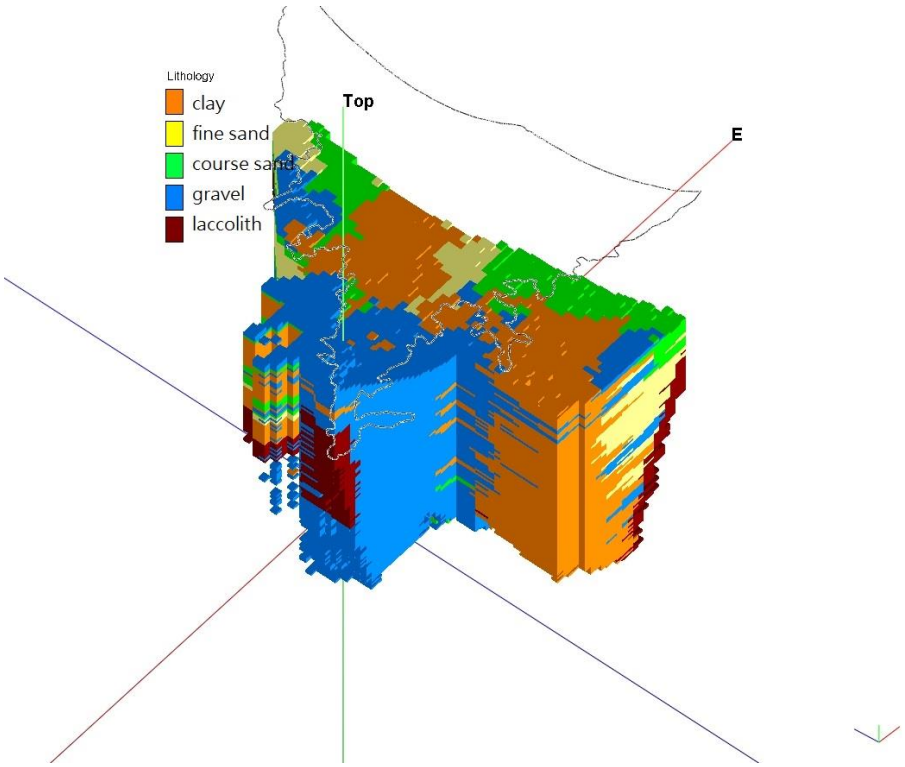


圖 5.1-7 三維岩性空間分布圖

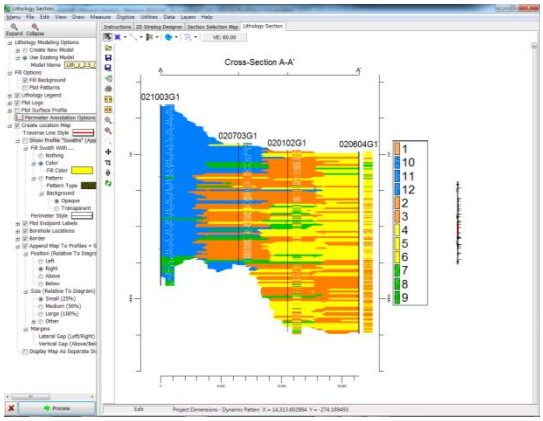


圖 5.1-8 岩性井間剖面圖

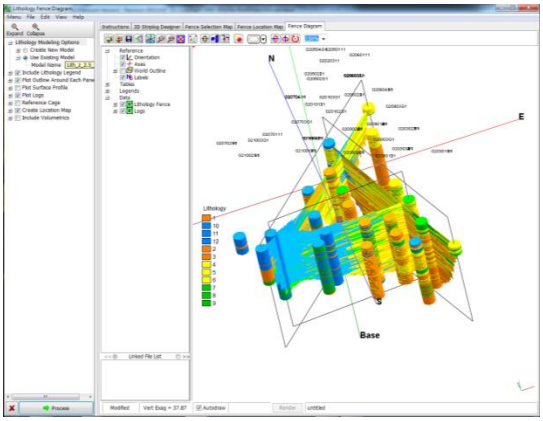


圖 5.1-9 多條井間剖面圖

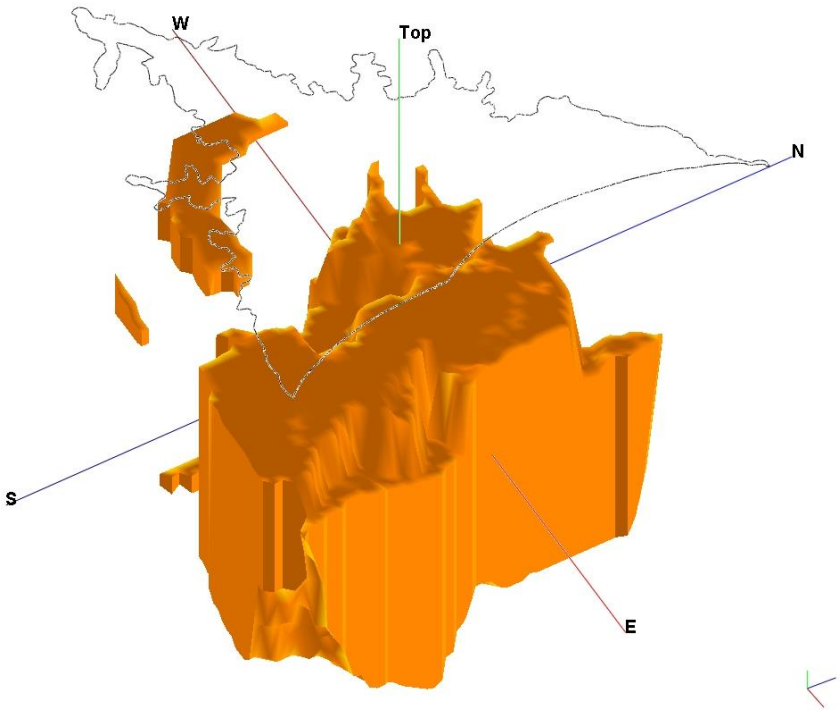


圖 5.1-10 蘭陽平原之黏土空間分布

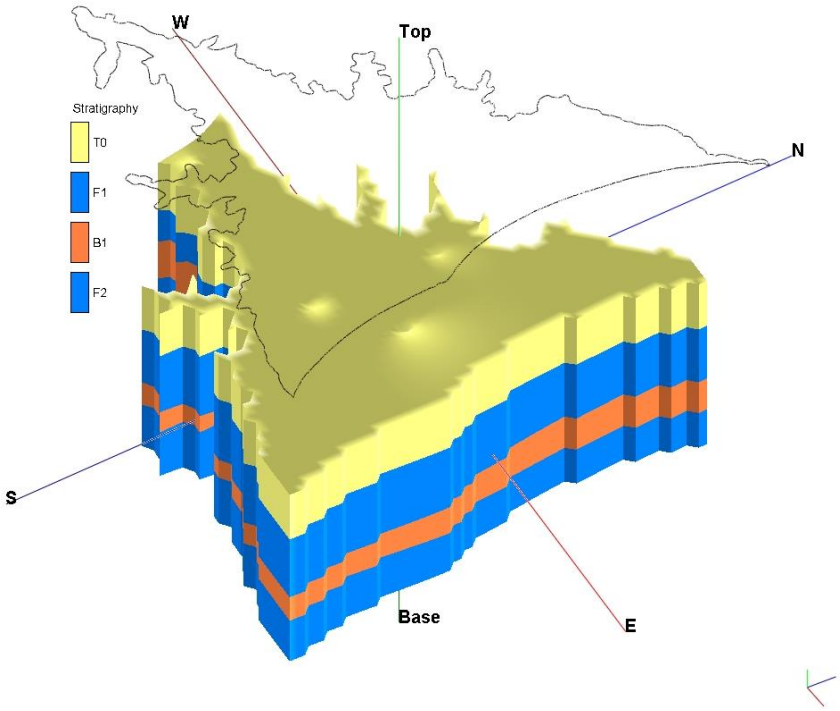


圖 5.1-11 數值模式分層架構

5.2 水文地質架構輔助分析

水文地質架構之建立，傳統是以鑽探取得岩心記錄，或以其他調查方法從研究區域取得更多更新的資訊，例如二維地電阻調查等。除此之外，觀測井觀測水位亦可作為水文地質架構輔助分析之用，本計畫從兩個方面進行水位的分析，一是利用小時水位，搭配時頻分析方法；另一是利用經驗正交函數(Empirical Orthogonal Function, EOF)分析系統水位特徵。經驗正交函數部分將於期末報告呈現。

5.2.1 時頻分析之應用

地下水水位受到各種機制之影響，如抽水、補注、地潮等，水位為上述各種機制之綜合反應，由於不同機制本身有其不同之呈現頻率，例如補注受到水文系統之豐枯變化，因此其週期為一年；而抽水屬於人為造成，許多用水方式，因受到日出而作日落而息的工作型態，因此其週期為一日；地潮是月球與太陽對固體地球造成的引力變化，地殼變形間接影響地下水變化，其週期為12.421 小時，對應的頻率約為一天發生 1.93 次。因此藉由時頻分析，可從水位訊號中，分離出各式各樣不同機制所造成之水位變化。

本計畫應用逸奇科技開發之 Visual Signal 軟體分析蘭陽平原淺層水井的歷年水位資料，分析步驟如下：

1. 應用高通過濾器(High Pass Filter)或低通過濾器(Low Pass Filter)預先處理觀測水位：為避免其他頻率之變化強度過大，掩蓋所欲觀察的頻率，例如待觀察每日變化之強度，由於季節變化之強度遠大於每日變化之強度，則需先濾除季節變化之強度。

2. 以快速短期傅立葉轉換與傅立葉轉換分析觀察與分析

圖 5.2-1 為利用快速短期傅立葉轉換，龍德(1)之一日一次水位頻率時頻圖，恆軸為時間，縱軸為頻率，並以顏色代表強度大小。圖 5.2-2 為龍德(1)之一年一次水位頻率時頻圖。

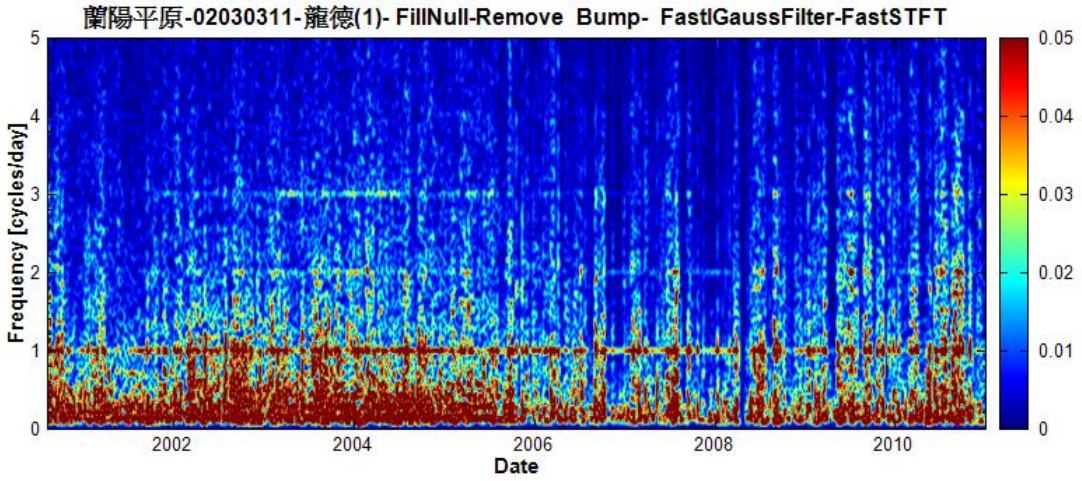


圖 5.2-1 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一日一次)

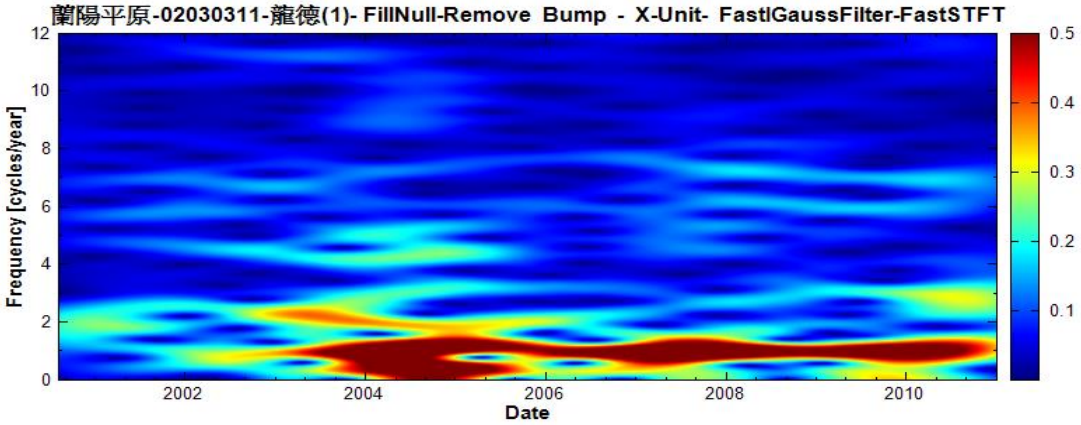


圖 5.2-2 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一年一次)

圖 5.2-1 可發現此站每日振幅出現的頻率集中在縱軸的 0 至 1 數值之間，又以縱軸數值為 1 時，能量強度最集中，形成一明顯之高能量直線，這代表此口水位平均每一天都有一個最大震幅的水位跳動，而振幅的大小，可對應到圖中右方的圖例，以本案例為列，此口井每日的水位振福約為 0.05 公尺。

圖 5.2-2 可發現此站每年振幅出現的頻率集中在縱軸的 0 至 2 數值之間，數字 2 代表一年兩次的頻率。以一年一次頻率下，能量強度最集中，形成一明顯之高能量直線，這代表此口水位平均每一年都有一個最大震幅的水位跳動，而振幅的大小，可對應到圖中右方的圖例，以本案例為列，此口井每年的水位振福約為 0.5 公尺。

利用快速短期傅立葉轉換所得的強度，會隨著不同時期而有不同的差異。為取得一代表性數值描述該站特徵，傅立葉轉換為較佳之選擇，傅立葉轉換可求得單一強度代表整個歷程。以下分別以一日一次與一年一次為代表，記錄於表 5.2-1。

表 5.2-1 為蘭陽平原淺層水井不同頻率下的水位振福

井名	一天一次水位振幅(公分)	一年一次水位振幅(公分)
宜農(1)	1.73	18.46
岳明國小(1)	0.04	15.71
利澤(1)	0.18	38.25
龍德(1)	7.12	34.09
頭城國小(1)	0.04	10.79
礁溪(1)	6.63	21.85
吳沙(1)	1.41	13.26
二龍	7.77	20.02
礁溪(s)	0.33	18.44
大福國小(1)	12.74	64.89
壯圍(1)	1.58	9.45
古亭(1)	2.56	26.66
公館	0.15	21.62
內城	0.32	64.6
自強國小(1)	1.45	496.94
同樂	4.61	25.5
冬山(1)	3.56	51.37
順安	0.52	36.02
五結(1)	1.52	30.22
中興(1)	0.46	26.2
大隱(1)	0.04	156.14
三星	0.04	637.03
大洲(1)	0.62	74.78

不同淺層站井之強度均不同，以一日一次為例，三星站之強度為 0.0004(m)，亦即每日變化僅 0.04(cm)，極為微小；礁溪(1)站之強度為 0.0663(m)，亦即每日變化達到 6.63(cm)。如何解釋不同站井於不同頻率下之變化呢？

基於井洩降公式，洩降量應為儲水係數或比出水量，與抽水量之函數，如抽水量為定值，儲水係數或比出水量越大，洩降量則越小。如假設蘭陽平原抽水量空間分布差異不大，對於非拘限含水層比出水量較大之站井，其洩降量應較小，亦即一天一次頻率下之強度亦較小；反之，對於拘限含水層儲水係數較小之站井，其洩降量應較大，亦即一天一次頻率下之強度亦較大。

以圖 5.2-3 與 5.2-4 為例，其分別為礁溪(1)與三星之水位變化圖，亦分別為拘限含水層與非拘限含水層，對於非拘限含水層而言，水位歷線顯得極為平順，亦即其一日一次之強度較小，可與前述井洩降公式之推論相互輝映。

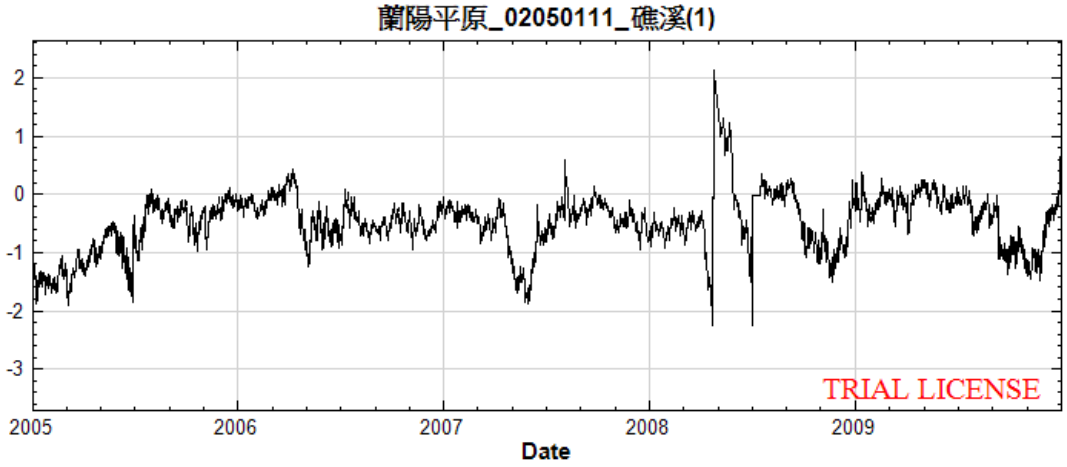


圖 5.2-3 礁溪(1)水位歷線圖

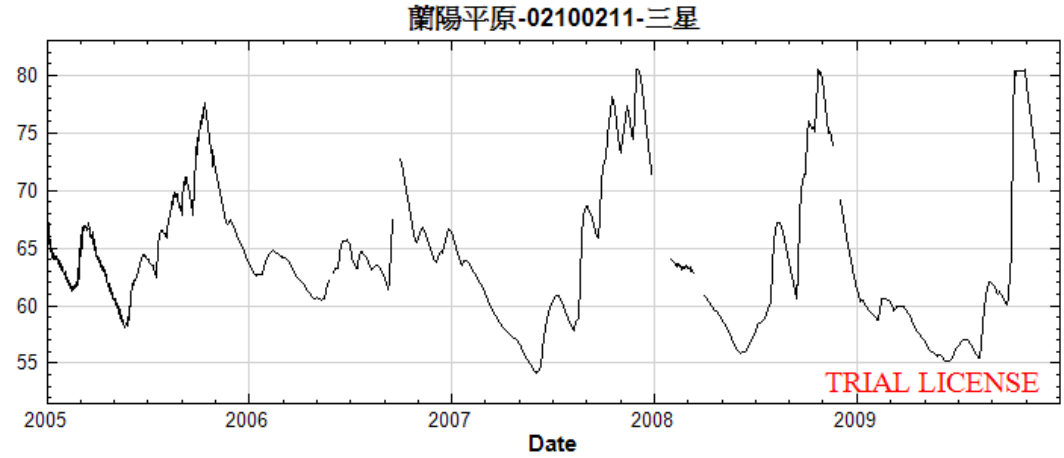


圖 5.2-4 三星水位歷線圖

在一年一次的振幅方面，其呈現該區域的豐枯水文特性，豐水期間降雨量透過補注機制進入地下水系統，大幅提升地下水系統。在高補注區多由非拘限含水層所構成，因上方並無泥層阻隔使得較大比例之降雨量可形成補注量，因此豐水期水位與枯水期水位有大幅差異，以圖 5.2-4 為例，三星站之豐枯水位變化超過 30 公尺以上。反之，在非補注區等拘限含水層，因上方往往有泥層阻隔，而形成拘限含水層，不易受降雨等補注，因此水位振幅變化較小，以圖 5.2-3 為例，除了 2008 年間之變化較不尋常外，龍德(1)站之豐枯水位變化均在 2 公尺以內。因此觀察水位訊號一年一次頻率下的變化強度，可用以呈現當地是否容易受到補注。

觀察含水層水位特性，可發現拘限與非拘限含水層之水位反應不同，非拘

限含水層豐枯水期水位變化顯著，但每日水位變化震幅較不顯著；而拘限含水層特性相反，水位較不易受豐枯水期變化，但每日水位變化震幅顯著。因此本小節以觀測井歷年水位，分析水位變化的震幅與頻率，以日頻率強度與年頻率強度，可分別區分拘限與非拘限之指標，以及補注能力之指標。

(一) 水位日頻率強度

圖 5.2-4 是以表 5.2-1 之資訊為基礎，應用徐昇氏多邊形(或稱 Voronoi Diagram)繪製而成，其中分成高、中與低強度三種等級，分別以紅、綠與藍三種顏色繪製。如前述日頻率強度之大小可做為儲水係數(或比出水量)大小差異之指標，日頻率強度應與儲水係數呈反比，後續將輔以岩心剖面進行驗證。

圖 5.2-4 所示，藍色低強度區域除了上游扇頂外，還包含扇尾區域之頭城(1)、公館、利澤(1)與岳明(1)等站，以及扇央之中興(1)站，應屬於儲水係數(或比出水量)較大者。紅色高強度區域則以同樂、冬山(1)、龍德(1)、礁溪(1)與大福國小(1)等，應屬於儲水係數(或比出水量)較小者。

圖 5.2-5 與 5.2-6 為兩幅地質剖面與位置圖，圖 5.2-5 為頭城至岳明剖面，其位於沿海扇尾區域，地質鑽探井之分布，由北至南分別為頭城國小、竹安、古亭、公館、大錦閘、利澤、岳明國小，顯現淺層含水層為非拘限含水層，其比出水量應大於拘限層。圖中僅有古亭站之地表區域存在阻水層，從日頻率的空間分布圖來看，在相對應之位置亦存在中強度或高強度之站井。

圖 5.2-7 剖面為三星至岳明剖面，其位於蘭陽溪南側，由西往東之地質剖面，以上游三星與大隱等地為非拘限含水層，中游順安一帶均為泥質構造，下游岳明國小一帶又轉為非拘限含水層。從日頻率強度之分布圖而言，亦有相同之趨勢。僅有順安站較為例外，日頻率強度屬於中強度偏低，約為 0.0052(m)，其為全泥質構造，其儲水係數應極低，而應該有較高之日頻率強度。但因為該地區為全泥質構造，基於其並非含水層之緣故，應少有人為用水之行為，因此其觀測水位並無受到人工抽水之擾動，故其日頻率強度偏低。

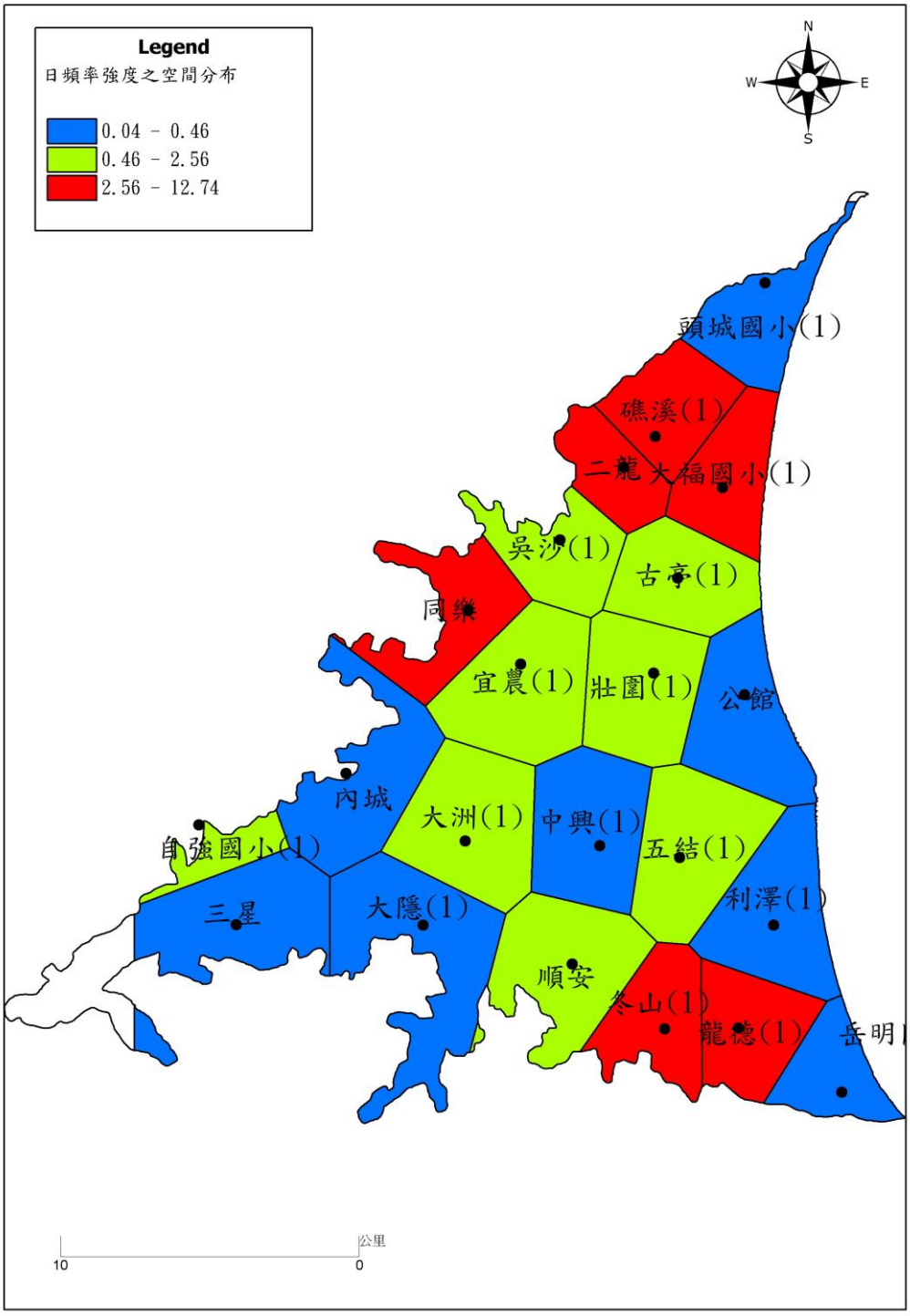


圖 5.2-5 日頻率強度之空間分布

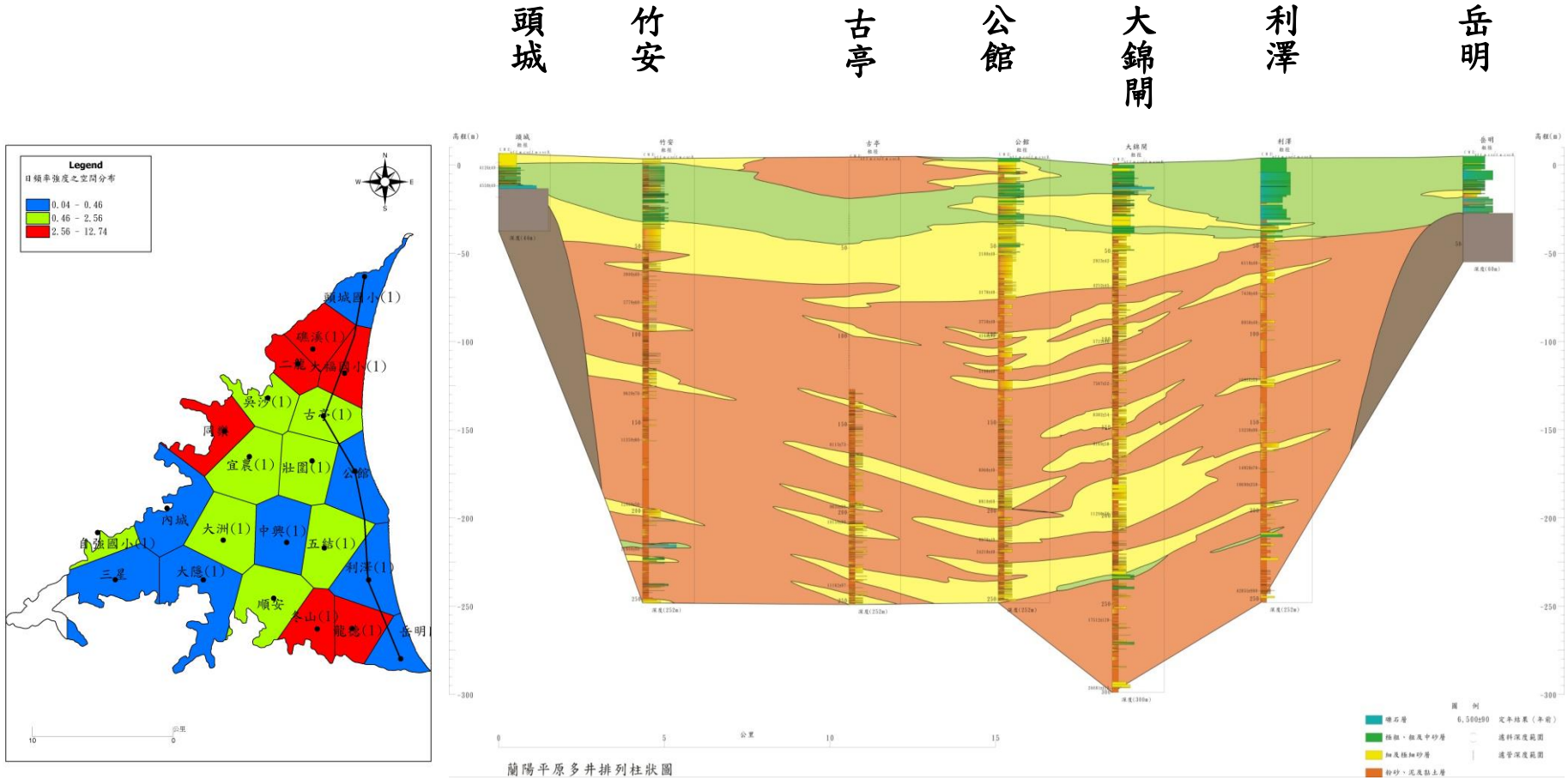


圖 5.2-6 地質剖面與位置圖(頭城至岳明)

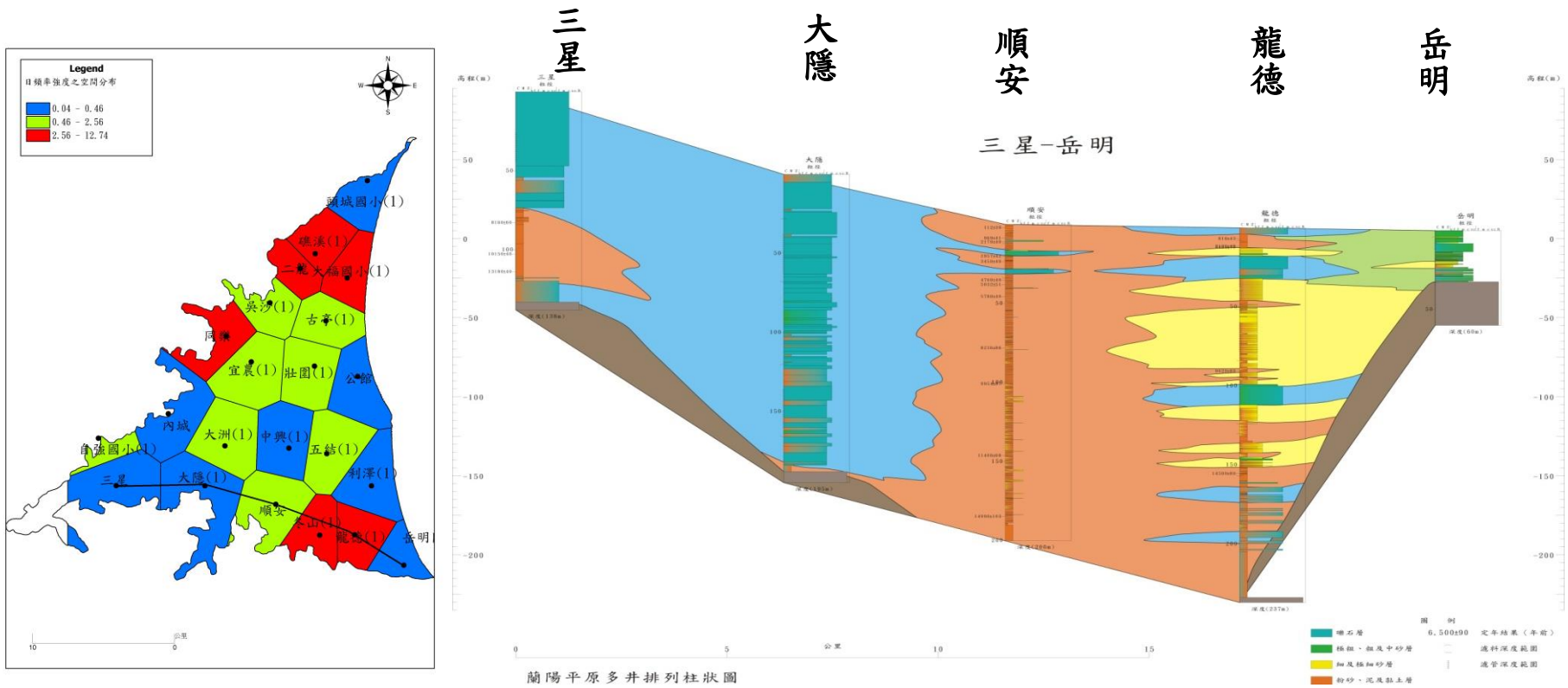


圖 5.2-7 地質剖面與位置圖(三星至岳明)

(二) 水位年頻率強度

圖 5.2-8 為年頻率強度之分布圖，其趨勢主要由上游逐步往下游遞減，僅有下游大福國小(1)仍維持高強度，而古亭站則維持中強度。

如前述年頻率可呈現該站受外部豐枯水文條件之影響，對於上游非拘限含水層而言，因上方並無泥層阻隔補注，水位可於豐水期間迅速補充而抬升，因此年頻率強度高者代表水文系統補注特徵較強者。然而對拘限含水層而言，水位季節豐枯變化相對不明顯。如以圖 5.2-6 與 5.2-7 來看，年頻率高強度區域可充分呈現高補注能力區。

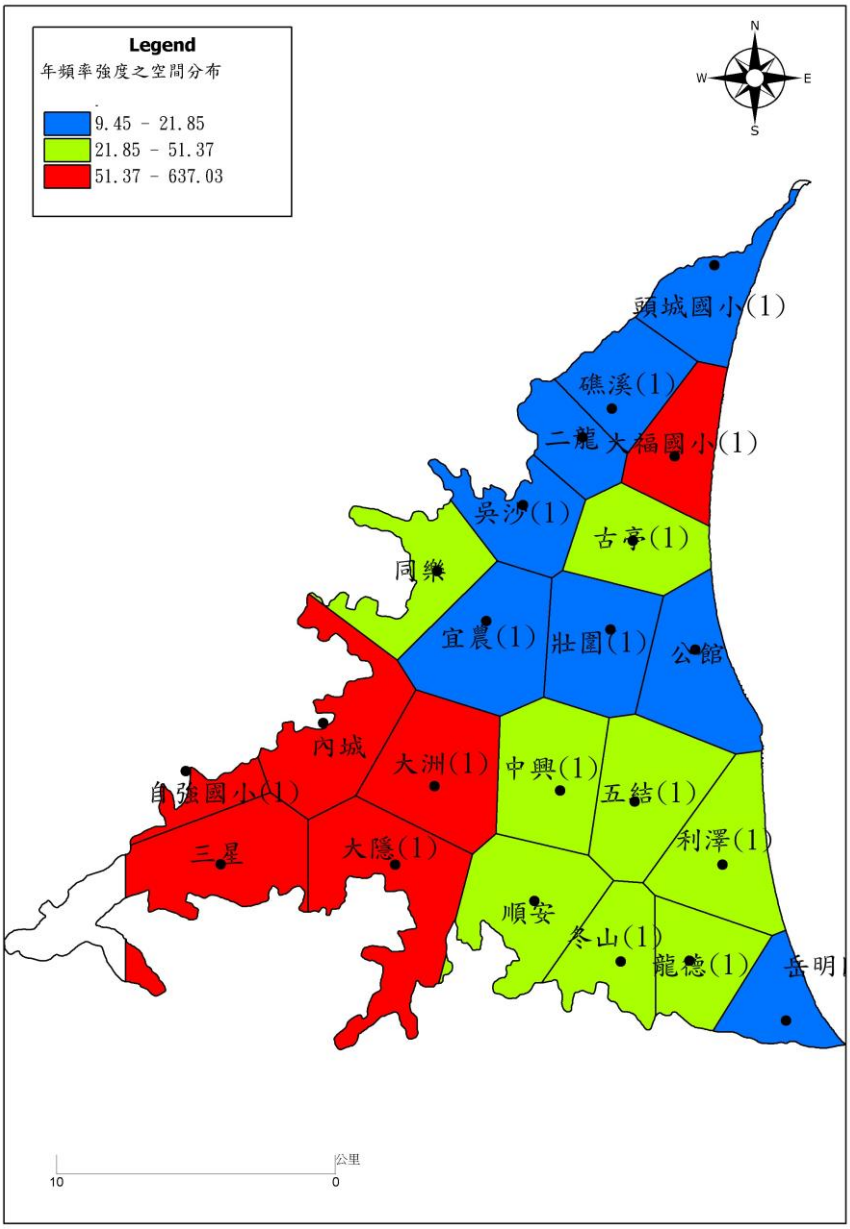


圖 5.2-8 年頻率強度之空間分布

(三) 組合指標分析

在水位日頻率部分，可以呈現含水層儲水係數(或比出水量)之相對高地；在水位年頻率部分，則可以呈現含水層受補注能力之差異，可凸顯其與水文條件的關聯程度。由於本計畫所欲找尋者，需同時具有高補注量與龐大水資源量兩者，在此結合日頻率強度與年頻率強度。

對於非拘限含水層而言，其補注能力強，且比出水量大，因此日頻率強度低，而年頻率強度高；反之，拘限含水層而言，其補注能力低，且儲水係數小，因此日頻率強度高，年頻率強度低，顯現兩種不同頻率的指標反應相反，在此以日頻率強度除以年頻率強度作為綜合指標，因此綜合指標數值小者，代表補注能力強造成水位豐枯變化明顯，且比出水量大造成水位變化平穩。

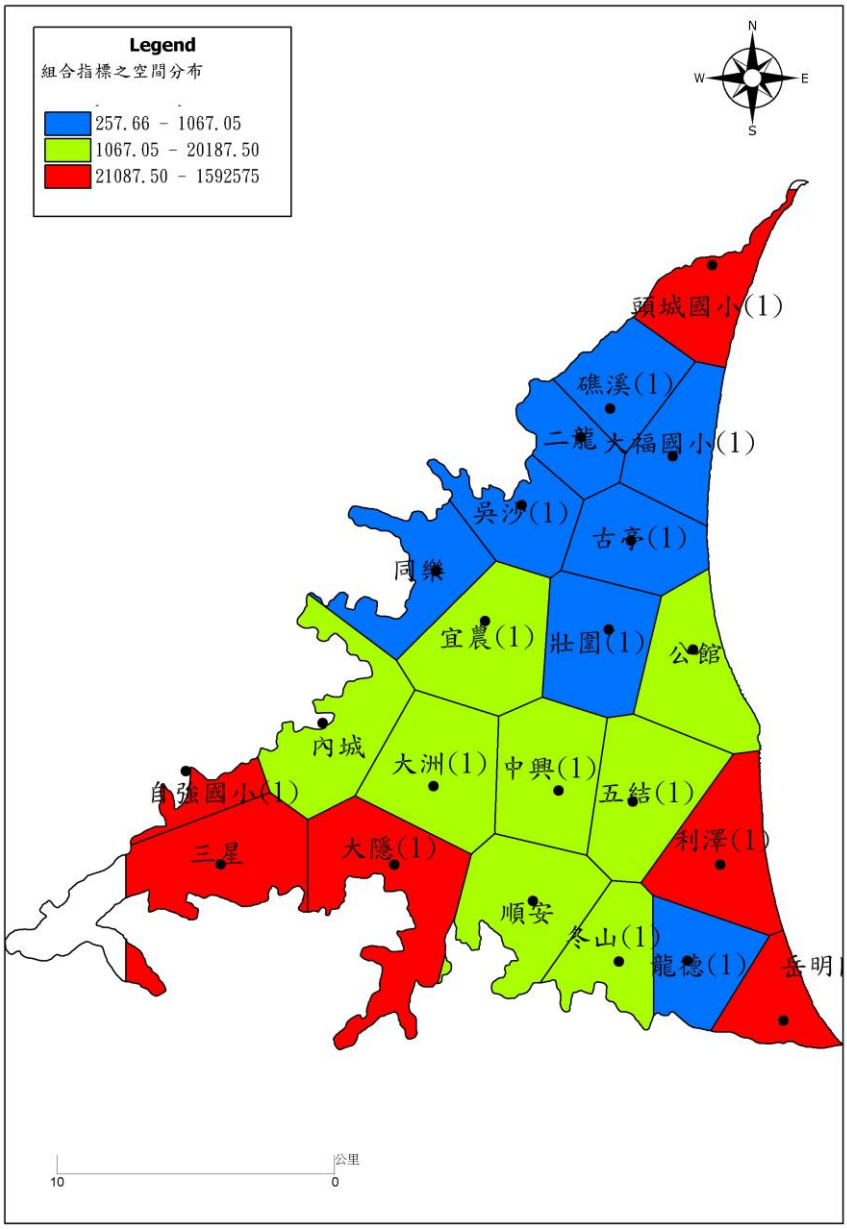


圖 5.2-9 組合指標之空間分布

5.2.2 經驗正交函數法之應用

（一）經驗正交函數法

經驗正交函數(EOF)可將一個時空間變數拆解成多個時間與空間的變數，這些拆解出來的時空間變數經過乘積與線性疊加之後，可以還原成原本的時空間變數(Hannachi, Jolliffe, & Stephenson, 2007; Hotelling, 1933; Pearson, 1901)，如式 5.2.1

$$X(t,s)=\sum_{k=1}^{M}c_k(t)u_k(s) \quad \text{.....(式 5.2.1)}$$

$X(t,s)$ 代表時空間變數矩陣，矩陣維度包含空間座標以及時間序列，$u_k(s)$ 代表此時空間變數的第 k 個空間特徵，亦即第 k 個空間變數；$c_k(t)$ 代表此時空間變數的第 k 個時間特徵，可看作第 k 個空間變數所佔之權重(expansion coefficient)；k 由 1 至 M 按照此 EOF 在原始資料中所佔的解釋變異量大小排列，EOF1 為原始資料中變異量最大的空間特徵，在本計畫中最多僅使用前五個 EOF 即足以解釋原始資料中 70~80%的變異量。

在原始的 EOF 方法中，首先將資料移除時間趨勢(trend)之後，排列成時間序列×空間座標的數值矩陣 X ，橫列為 p 個空間位置(由 1 到 p)，直欄為該空間位置的 n 個時間序列(由 1 到 n)

$$X=\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \cdots & x_{1p} \\ x_{21} & & & & \vdots \\ x_{31} & & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & & & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \cdots & \cdots & x_{np} \end{bmatrix} \quad \text{.....(式 5.2.2)}$$

便可計算出共變異矩陣 $S=\frac{1}{n}X^TX$ ，EOF 方法的目標即是找到一些互不相關的(uncorrelated)變數組合以解釋最多的原始變量，亦即找到共變異矩陣特徵向量(eigenvector) $\vec{u}=(u_1,u_2,u_3\cdots u_p)^T$ ，使得 X 在經過此單位向量投影轉換後得到的 $X\vec{u}$ 可以有最大的解釋變異量。

$$\max(\vec{u}^TS\vec{u}),\quad s.t.,\quad \vec{u}^T\vec{u}=1 \quad \text{.....(式 5.2.3)}$$

$$\vec{u}^TS\vec{u}=\lambda^2 \quad \text{.....(式 5.2.4)}$$

$$S\vec{u}=\lambda^2\vec{u} \quad \text{.....(式 5.2.5)}$$

而第 k 個 EOF 即為此共變異矩陣的第 k 個特徵向量 $\vec{u}_k$ ，其對應的特徵值(eigenvalue)為 $\lambda_k^2, k=1,2,\cdots,p$

$$\lambda_k^2 = \vec{u}_k^T S \vec{u}_k = \frac{1}{n}\vec{u}_k^T X^T X \vec{u}_k = \frac{1}{n}\left\| X\vec{u}_k \right\|^2$$ .....(式 5.2.6)

此時的第 k 個特徵值 λ_k^2 即可代表在 $\vec{u}_k$ 方向的投影所解釋的變異量，通常特徵值由大到小排列 $\lambda_1^2 \geq \lambda_2^2 \geq \cdots \geq \lambda_p^2$，而經由 $\vec{u}_k$ 投影的解釋變異量百分比可以表示為：

$$\frac{100\lambda_k^2}{\sum_{k=1}^{p}\lambda_k^2}\%$$ .....(式 5.2.7)

將原始資料經由第 k 個 EOF：$\vec{u}_k = (u_{k1}, u_{k2}, \cdots, u_{kp})^T$ 投影後所得的 $\vec{a}_k = (a_{1k}, a_{2k}, \cdots, a_{nk})^T = X\vec{u}_k$ 即為第 k 個 PC (principal component)，可將 $\vec{a}_k$ 改寫為：

$$a_{tk} = \sum_{j=1}^{p} x_{tj} u_{kj}$$ .....(式 5.2.8)

至此可將式(5.2.8)與式(5.2.1)進行對照，在式(5.2.1)中的 $c_k(t)$ 與 $u_k(s)$ 即為式(5.2.8)中的 x_{tj} 與 u_{kj} 。

然而在目前的實務應用上，當時空間變數的維度增加時，共變異矩陣的大小也就相應增加，一個過於龐大的共變異矩陣在計算特徵值的過程會變得過於複雜，因此我們利用奇異值分解 (Singular Value Decomposition, SVD) 這個線性代數的工具來替我們解決特徵值的問題。SVD 可以將一個 nxp 的資料矩陣 X 分解：

$$X = A\Lambda U^T$$ .....(式 5.2.9)

其中 A 與 U 分別為 nxr 與 nxp 的 unitary atrices $A^T A = U^T U = I_r \qquad r \leq \min(n, p)$

Λ 則為奇異值組成的對角矩陣 $\Lambda = Diag(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r)$

此時把資料矩陣用 $\sqrt{n}X$ 代入：

$$\sqrt{n}X = A\Lambda U^T$$ .....(式 5.2.10)

$$\begin{aligned} S &= \frac{1}{n} nX^T X \\ &= (A\Lambda U^T)^T (A\Lambda U^T) \\ &= U\Lambda^T A^T A \Lambda U^T \\ &= U\Lambda^2 U^T \end{aligned}$$ .....(式 5.2.11)

$\Lambda^2 = Diag(\lambda_1^2, \lambda_2^2, \cdots, \lambda_r^2)$，便可得到與式(5.2.5)類似的式子。

回到式(5.2.9)，利用 SVD 所解析出的 A 矩陣中之直欄 $\vec{a}_1, \vec{a}_2, \cdots, \vec{a}_r$ 即為 EOF，U 矩陣中之欄 $\vec{u}_1, \vec{u}_2, \cdots, \vec{u}_r$ 則為 PC，且 EOF 之間彼此垂直、PC 之間彼此不相關。我們可以將式(5.2.9)改寫成如下形式：

$$X = \sum_{k=1}^{r} \lambda_k \vec{a}_k \vec{u}_k^T \quad \text{.....(式 5.2.12)}$$

$$\vec{x}_t = \sum_{k=1}^{r} \lambda_k a_{tk} \vec{u}_k \quad \text{.....(式 5.2.13)}$$

此時可將式(5.2.15)看作式(5.2.8)的向量形式，再與式(5.2.1)進行對照：

$$X(t,s) = \sum_{k=1}^{M} c_k(t) u_k(s) \quad \text{.....(式 5.2.1)}$$

$$a_{tk} = \sum_{j=1}^{p} x_{tj} u_{kj} \quad \text{.....(式 5.2.14)}$$

$$\vec{x}_t = \sum_{k=1}^{r} \lambda_k a_{tk} \vec{u}_k \quad \text{.....(式 5.2.15)}$$

$c_k(t) = x_{tj} = \lambda_k a_{tk}$　　$u_k(s) = u_{kj} = \vec{u}_k$ ，$c_k(t)$ 即為此時空間變數的時間變量(expansion coefficient, EC)，通常亦被稱為 EOF 振幅(EOF amplitude)、PC 時間序列(PC time series)、PC 得分(PC score)；而 $u_k(s)$ 則為空間變量 EOF，或是被稱為 PC 權重(PC loading)。本計畫預期利用 EOF 分析將一個時空間變化之地下水位拆解成時間與空間的變數，使得原本極為龐大的地下水時空變動資料維度縮減到最重要的數個時空特徵，並從中找出可作為拘限與非拘限含水層辨識之特徵。

（二）應用 EOF 於拘限與非拘限含水層推估之分析流程

本 EOF 分析方法首先蒐集研究地區各測站長期之地下水位變動資料，透過資料矩陣化處理，將資料整理為一個大型矩陣，並假設將原始變數 $x_1, x_2, \cdots, x_p$ 做線性組合，轉換為一組新的變數 $z_1, z_2, \cdots, z_p$。透過矩陣特徵值(eigenvalue)與特徵向量(eigenvector)的計算，找到新變數之應有的主要時間變動(EC)與其對應之空間權重(EOF)完成 EOF 分析，之後再將 EOF 分析結果繪圖，並與現地觀測資料，如水位與岩心資料等，進行比對分析，探討拘限與非拘限含水層之可能範圍。完成拘限與非拘限含水層範圍分析後，本計劃進一步應用岩心資料與地電阻試驗成果，檢驗 EOF 推估拘限與非拘限含水層範圍之合理性與適用性。

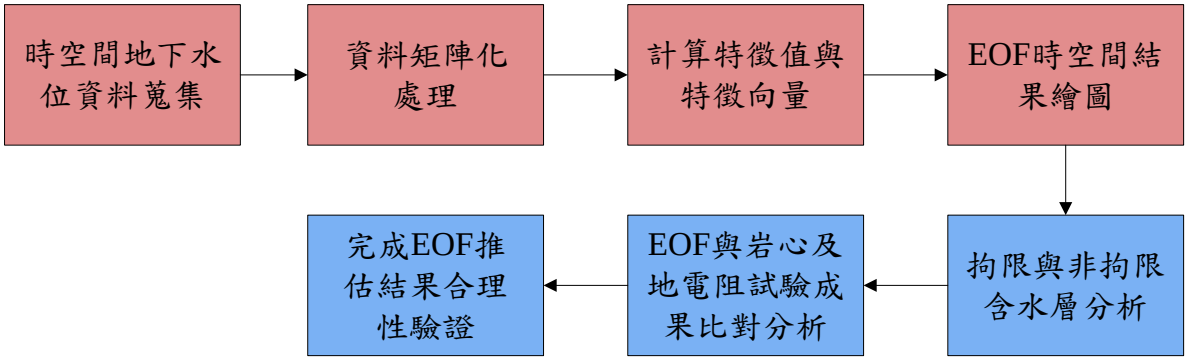


圖 5.2-10 蘭陽平原 EOF 分析流程圖

（三）拘限與非拘限含水層分析結果與驗證

在完成 EOF 分析後，可求得各時空特徵(EOF)之解釋比例，如表 5.2-2 所示。由表 5.2-2 可知，EOF1(第一主要特徵)之解釋比例將近 7 成，EOF2(第二主要特徵)將近 1 成，其餘時空特徵之解釋比例則較低。

本計劃由分析結果中，得知 EOF1 應與拘限及非拘限含水層相關性較大，因此本計劃將針對 EOF1 之分析進行說明。圖 5.2-11 為第一個時空特徵(EOF1)之分析資料，包含 EOF1 在時間上變化之特徵-EC1、蘭陽平原降雨之時間分佈以及地下水觀測井之水位歷線。由 EC1(圖 5.2-11(a))與降雨(圖 5.2-11(b))比對可知，EC1 與蘭陽平原之豐枯水期變化一致。EC1 之尖峰大約在每年之 9 月至 11 月，低點約在 6 月份前後；而蘭陽平原之豐水期亦約在每年之 9 至 11 月，枯水期約在 5 至 7 月。由此可知，第一個水位變化的主要特徵之時間序列 EC1 代表了豐枯水期引起之水位變化特徵，而此水位變化特徵在蘭陽平原佔了將近 70%的比重。圖 5.2-12 則代表 EC1 所對應的主要空間特徵分布情形，圖上之顏色代表權重大小，權重越大的區域，代表越具有如 EC1 時間變動的趨勢，亦即受豐枯水期之影響越顯著。而非拘限含水層因為表層無阻水層覆蓋，因此較易受降雨影響，故可推論豐枯水期特徵越明顯之區域，其越可能為非拘限含水層。由圖 5.2-12 可知，扇頂區域之權重較大，其值約在 0.1 以上，包含三星、自強、內城與大隱等站。宜農、中興與五結一帶則是權重最低的區域，代表此一區域較不受豐枯水期之降雨影響，因此該區域較有可能為拘限含水層。由圖 5.2-12 可知，權重由高轉低的交界約在權重值為 0.1 的等值線上，因此初步以此權重作為拘限與非拘限含水層之交界。

為了驗證以 EOF 推估拘限與非拘限含水層之正確性，本研究挑選位於權重大於 0.1 範圍內之觀測井，如三星與自強，以其水位歷線與 EC1 進行比較，如圖 5.2-11(c)與圖 5.2-11(d)所示。由此兩圖可知，自強與三星觀測井之水位變化與 EC1 相當一致，亦與降雨之豐枯變化一致，由此可知此兩口井明顯受到降雨的影響。此外，由此兩口井之岩心可知(圖 5.2-13(a)與圖 5.2-13(b))，在其含水層一之開孔(Screen)上方並無泥層覆蓋，故其地下水位易受降雨影響，而此兩口井開孔所處含水層則屬於非拘限含水層。此結果與 EOF 之分析推論結果一致。

本計畫進一步以二維地電阻之試驗成果檢驗 EOF 推估結果之合理性。二維地電阻之試驗成果，可以二維剖面圖呈現地表至地層中之電阻分布情況，其中高電阻代表土層由礫石或粗砂組成，而低電阻則代表土層中含有較多泥質。因此，本計畫所欲找尋之非拘限含水層應為通透不含泥之區域，意即二維地電阻剖面應呈現高電阻而甚少低電阻之分布；若表層呈現較低電阻值，則代表該區域之地層表層存在泥質等較不透水物質，不利於降雨入滲而影響地下水補注。透過二維地電阻剖面圖與 EOF1 之空間權重分布比較，可較岩心鑽井資料提供更多資訊，更加嚴謹的檢驗 EOF 分析結果之合理性。

二維地電阻測線之空間分布如圖 5.2-14 所示，本計畫挑選位在權重值 0.1 等值線附近之測線進行分析，包括 line 04, line 07, line 17, line 22, line 23, line 24, line 25，line 29 與 line 36，其二維地電阻剖面圖如圖 5.2-15 所示，圖中紅色代表極高電阻(300 Ohm-m)，橙黃色代表高電阻(約 100 Ohm-m)，藍色代表極低電阻(<10 Ohm-m)，綠色代表低電阻(約 30 Ohm-m)。

首先分析 line 04, line 07 與 line 36 所在區域。由圖 5.2-15 可知，line 36 與 line 07 之二維地電阻剖面圖大都呈現高電阻值(紅色)，顯示該區域表層無泥質覆蓋，而相距不遠處之 line 04，其表層則呈現大量藍色分布，代表該區域表層覆蓋大量低阻物質，應屬較不透水之區域，因此以權重 0.1 作為拘限與非拘限含水層之分界，在此區域應屬合理。

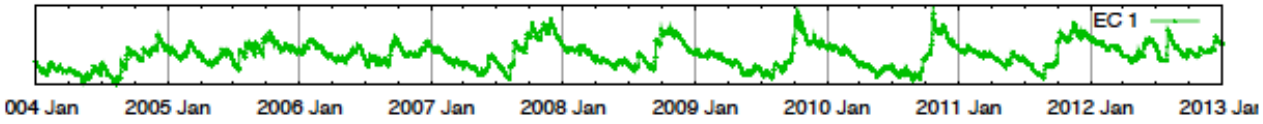
接著分析 line 17, line 22 與 line 23 所在區域，由圖 5.2-15 可知，line 17 二維地電阻剖面圖表層呈現連續之藍色分布，代表該區域表層應有低阻物質覆蓋，其通透性應較差；而 line 22 與 line 23 之剖面圖，則呈現紅色，屬高阻反應，因此應屬較為通透之地層。由圖 5.2-14 可知，line 17 位於權重 0.1 之等值線上，其屬較不透水之區域，而 line 22 與 line 23 則屬於較透水區域，因此本區域之非拘限與拘限含水層交界之門檻應略大於權重 0.1。

在 line 24, line 25 與 line 29 所在區域中，line 24 在埋深 17 公尺處，電阻值偏低，透水性應屬不佳，而 line 25 與 line 29 則呈現極高阻反應，應為通透性極佳之區域，因此本區域之非拘限與拘限含水層交界之門檻應略大於權重 0.1。

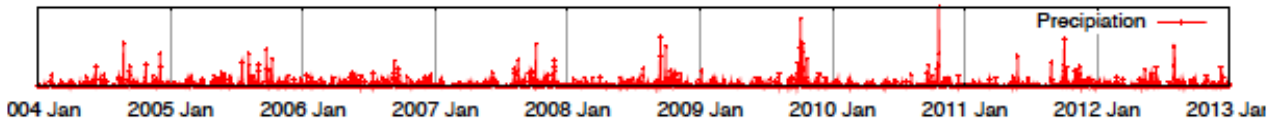
綜合前述分析可知，在 EOF 分析所推估之非拘限與拘限含水層交界附近，各區域之地電阻測線剖面大都呈現高電阻轉低電阻之分布，可推測 EOF 所推估之交界應相當接近實際之非拘限與拘限含水層交界；此外，位於此推估交界內之岩心資料皆顯示通透之特性，無泥層覆蓋於表層，屬非拘限含水層之特徵。由此可知，EOF 分析可以有限之觀測水位資料，推估研究區域之非拘限含水層範圍，且推估結果與實際之非拘限含水層範圍接近，因此未來在執行其他地下水區之主要補注區劃設時，應可以 EOF 之推估結果，作為後續現地試驗調查之參考。

表 5.2-2 前五名之時空特徵解釋比例

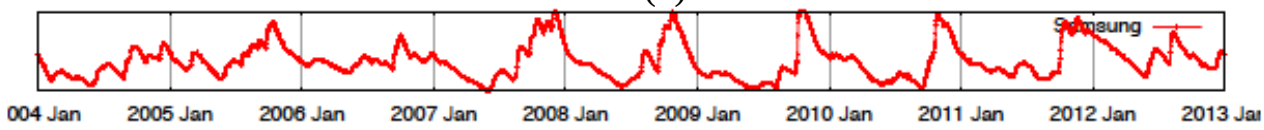
時空特徵	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
解釋比例	68.67%	10.59%	6.43%	3.25%	2.85%



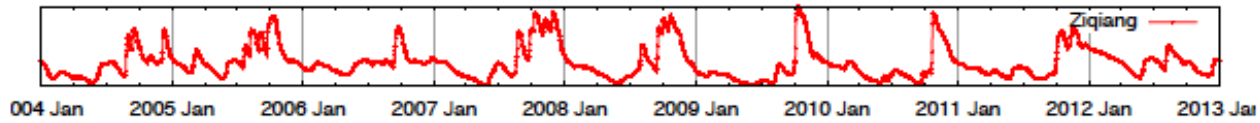
(a)



(b)



(c)



(d)

圖 5.2-11 EC1、觀測井地下水位及降雨量歷時分佈圖。(a)EC1 歷線圖。(b) 蘭陽平原降雨時間分布圖。 (c) 三星(1)水位歷線圖。 (d) 自強(1)水位歷線圖。

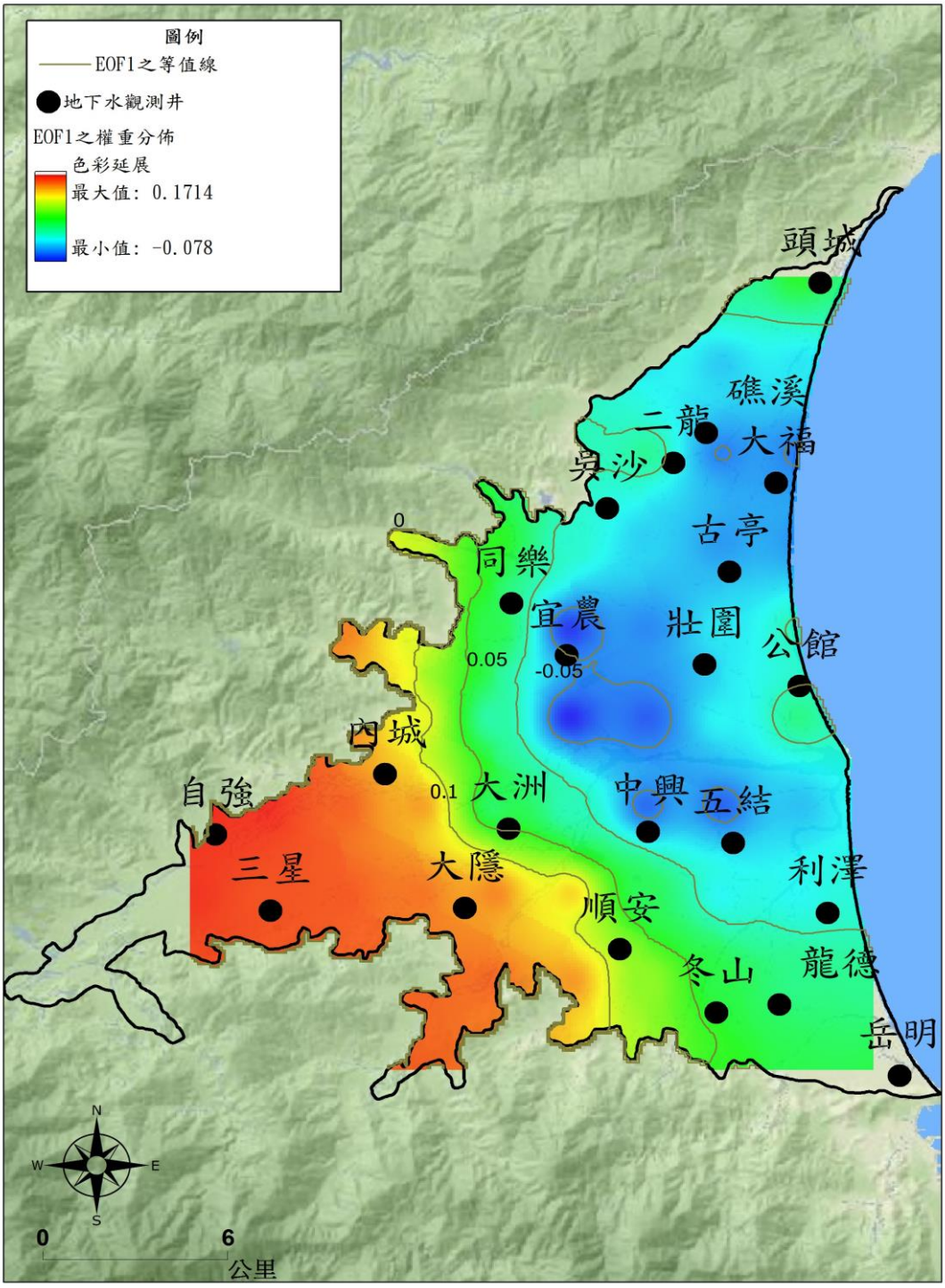
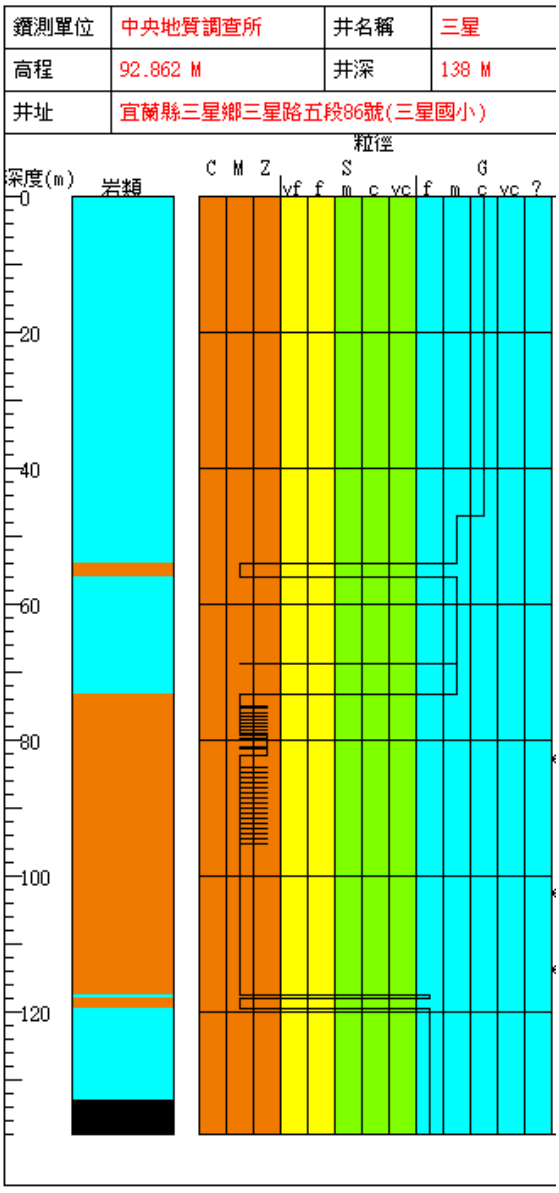
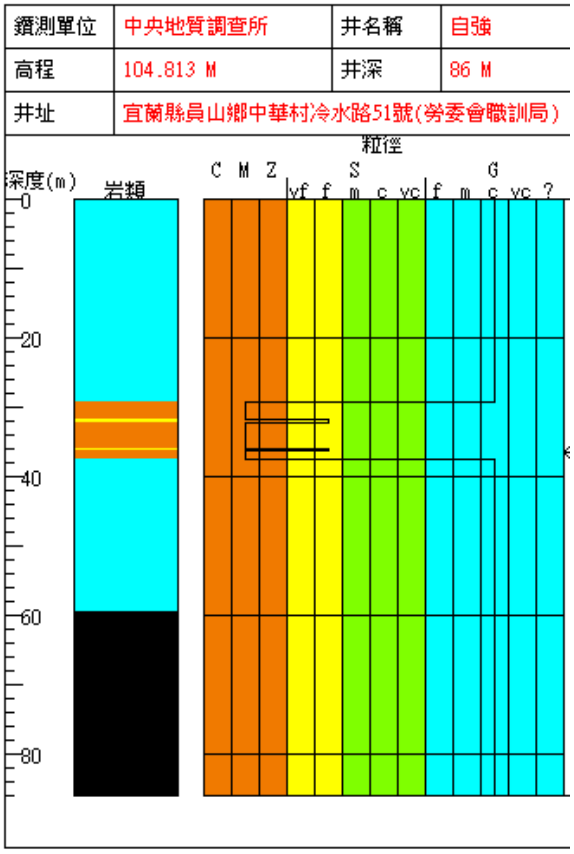


圖 5.2-12　EOF1 之權重分佈





(a) (b)

圖 5.2-13 岩心柱狀圖。(a)三星岩心柱狀圖。(b)自強岩心柱狀圖。

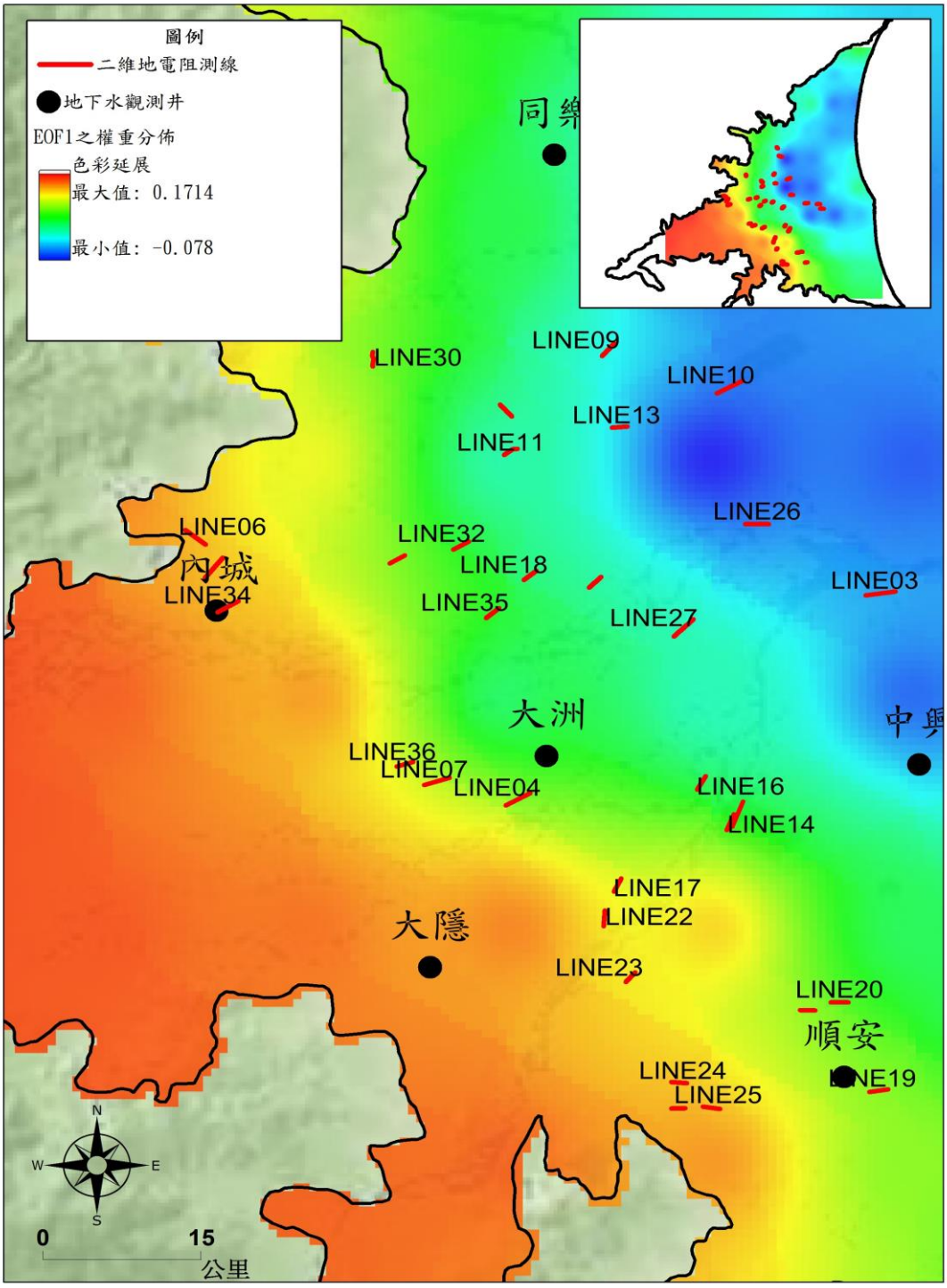


圖 5.2-14　EOF1 之權重與二維地電阻分布圖

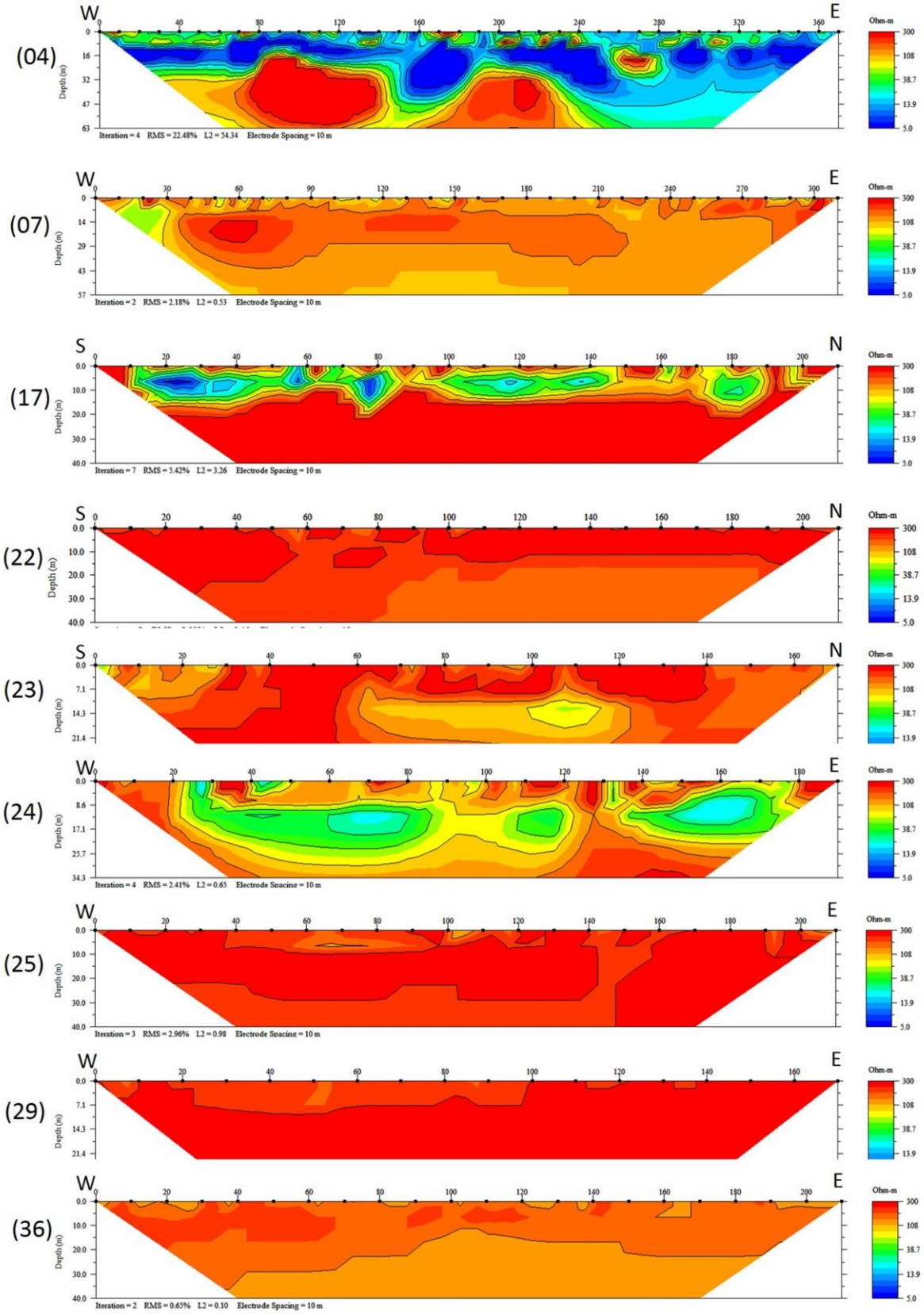


圖 5.2-15 位於拘限與非拘限含水層交界處之二維地電阻剖面圖

5.3 水文地質架構分析

水文地質架構分析為本計畫主要工作項目之一，本工作項目之執行需仰賴大量之水文地質資料，除了蒐集 5.1 節資料庫已儲存之數化資料外，更考量了前人之水文地質調查成果，以及本計畫之水文地質分析成果，最後再應用專家知識綜整及分析水文地質資料，建立研究區域之水文地質架構。

5.3.1 水文地質分析方法

水文地質分析大致分三大部分：（一）地下水盆地、（二）主要含水層分層及（三）水位水質分析。

（一）地下水盆地：

建立地質架構，探討大尺度的地下水蘊藏與流動，例如：地下水最深可達哪些地層，有何構造及地層的控制等。收集相關研究文獻，包含地球物理調查（震測、重力、電測、電磁測、GPS 測量、衛星遙測等）、地質調查（地面調查、地形分析、海洋調查、鑽探、岩心分析、化石、花粉、定年、地層層序分析等）等前人研究資料，研判該地區之地下水盆地之分布。

（二）水文地質分層：

研判該地區之地下水主要使用層次。收集相關研究文獻及調查報告，包含水井調查（水井分布、抽水量、水質等），水文地質調查（鑽探、岩心分析、化石、花粉、定年、地層層序分析、抽水試驗、水質等），輔以小尺度的地球物理調查（震測、重力、電測、電磁測、GPS 測量、衛星遙測等）、地質調查（地面調查、地形分析、海洋調查、鑽探）等前人研究資料。以蘭陽平原為例：地下水盆地最深可達 1400m，但目前地下水應用部分多在上部 300m 內，因更新世以來有多次的冰河期及環境變遷，水文地質上有多層次的形成。

（三）水位水質分析：

根據水文地質分層，整理水位及水質數據（包含氚及氫氧同位素），探討區域地下水的補注、流動及化學反應。

5.3.2 綜整水文地質調查資料與分析

(一) 地下水盆地

蘭陽平原東側由北往南之地體構造單元為南沖繩海槽的弧後盆地、琉球島弧、和平海盆、南澳海盆、增積岩體、琉球海溝隱沒系統，及台灣東部之菲律賓海板塊/歐亞大陸板塊碰撞系統(Sibuet, Deffontaines, Hsu, & Thareau, 1998)。蘭陽平原可視為沖繩海槽的向西延伸，沖繩海槽目前仍持續有南北開張的活動

（圖 5.3-1）。

受整體地體構造的影響，蘭陽平原之地層分布及主要構造，走向大都為東北-西南向，後期轉東西向（圖 5.3-2）。濁水-梨山斷層是主要的構造分隔斷層，此斷層北邊為雪山山脈的始新世-漸新世西村層及四稜層、南邊為脊樑山脈的中新世蘇澳層（相當於廬山層）（圖 5.3-3）。

基盤岩以上接未固結的更新世及全新世地層，基盤等深線顯示，未固結沉積層最深處位於北半部，最厚達 1400m（江新春, 1976），大約位於觀測井古亭站及大福站附近（圖 5.3-4）。觀測井龍德站在深度 242m 鑿遇岩盤，龍德西北方的中油武淵井也在 267m 鑿遇岩盤（曾弘志和黃道強, 1974）(江協堂, 2010)。蘭陽平原北側的構造在早期可能較為活躍，平原下有 8 條以上的斷層，以盆地開張的特性判斷，應大都為正斷層（圖 5.3-5）。近年的水準量測則顯示(Liu, 1995)，南北向的地面下陷位於宜蘭市至羅東市中間，每年約有 2cm(圖 5.3-6），濁水斷層為其中最重要的一條斷層（圖 5.3-7）。東西向的地面下陷則以東側靠海處較大（圖 5.3-8）。

蘭陽平原的沉積速率約 10-20mm/yr（圖 5.3-9），沉積速率除了受到構造控制外，也受到沉積體系的影響。蘭陽平原的地形分布與沉積環境息息相關，沉積物的來源為山區河流於平原交界處形成的沖積扇（圖 5.3-10），前人研究顯示至少有 17 個大小沖積扇（圖 5.3-11；(張瑞津, 石再添, & 陳翰霖, 1996)），最大的為蘭陽溪沖積扇（66 km^2），其次為羅東溪沖積扇（21 km^2）（表 5.3-1）。

另外一個重要的沉積為沿岸砂丘，本地因強烈的東北季風及夏季颱風，強烈的海浪沿海邊形成砂丘（圖 5.3-12），砂丘的西側因而形成潟湖或濕地，主要以泥質沉積為主。平行海岸線長條狀砂丘，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如, 2009)。

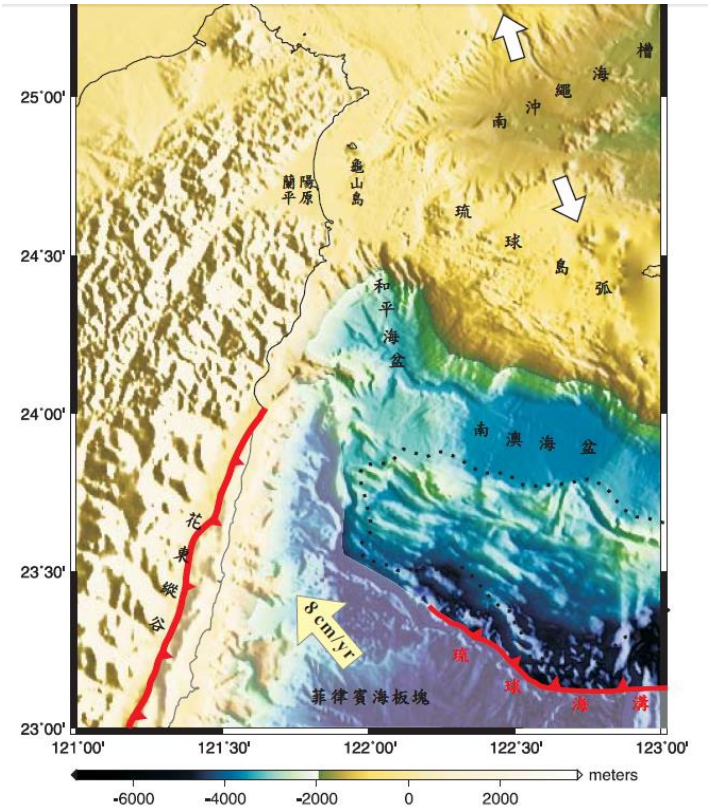


圖 5.3-1 蘭陽平原附近之地體構造圖（康竹君等，2008）

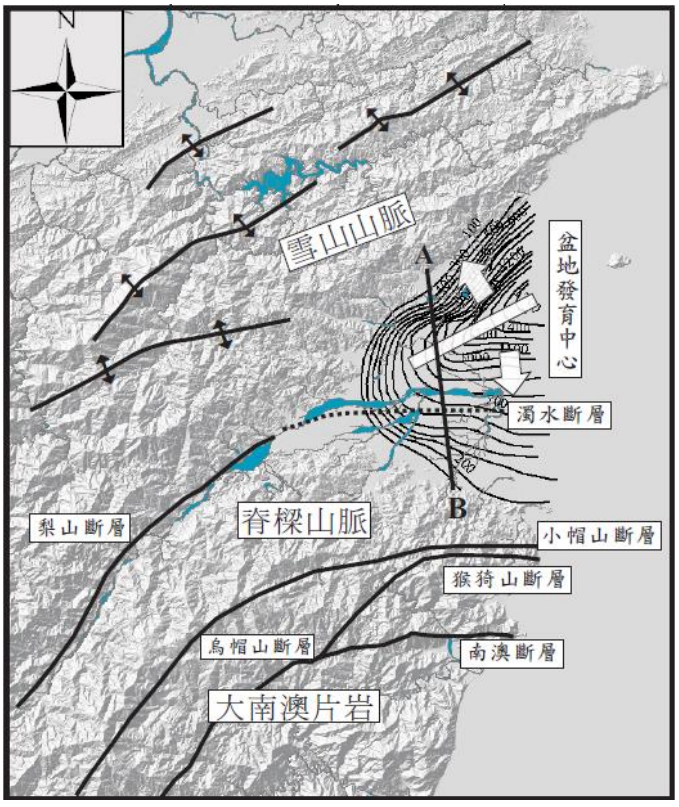


圖 5.3-2 蘭陽平原附近之斷層分布圖（康竹君等，2008）

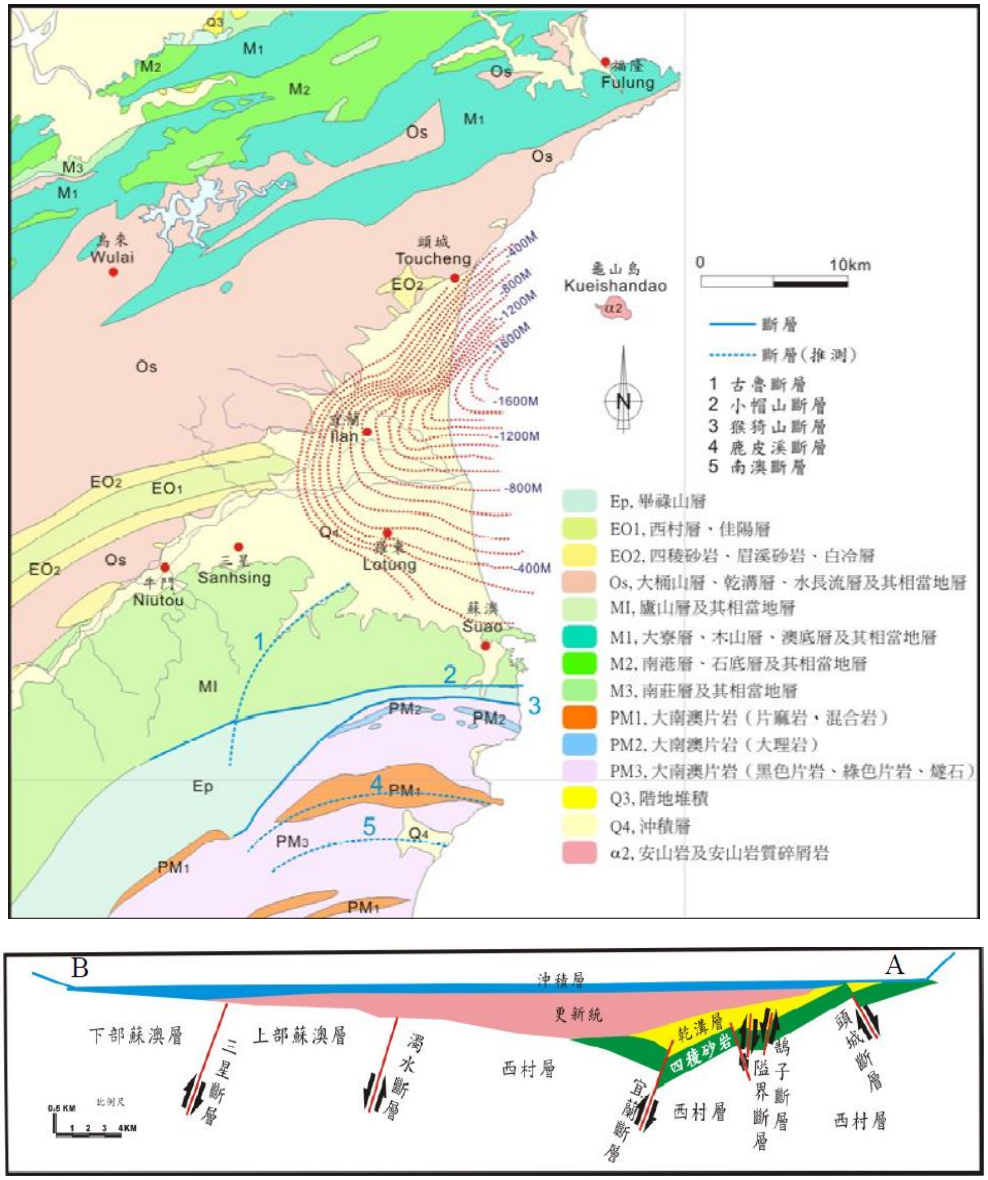


圖 5.3-3 蘭陽平原附近地層及基盤剖面圖（江新春，1976；邱詠恬，2008；康竹君等，2008）

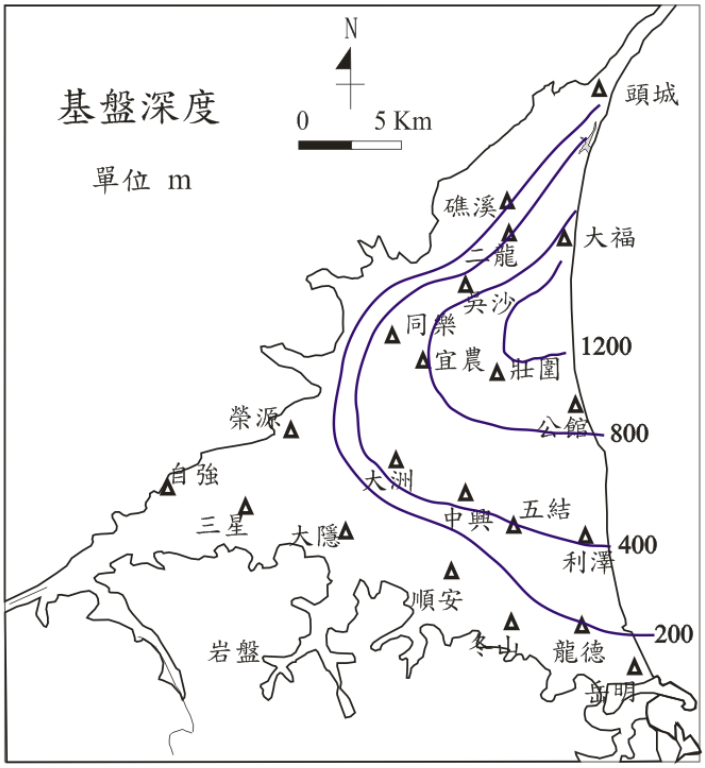


圖 5.3-4 蘭陽平原基盤深度與觀測井之位置（基盤深度引用自江新春，1976）

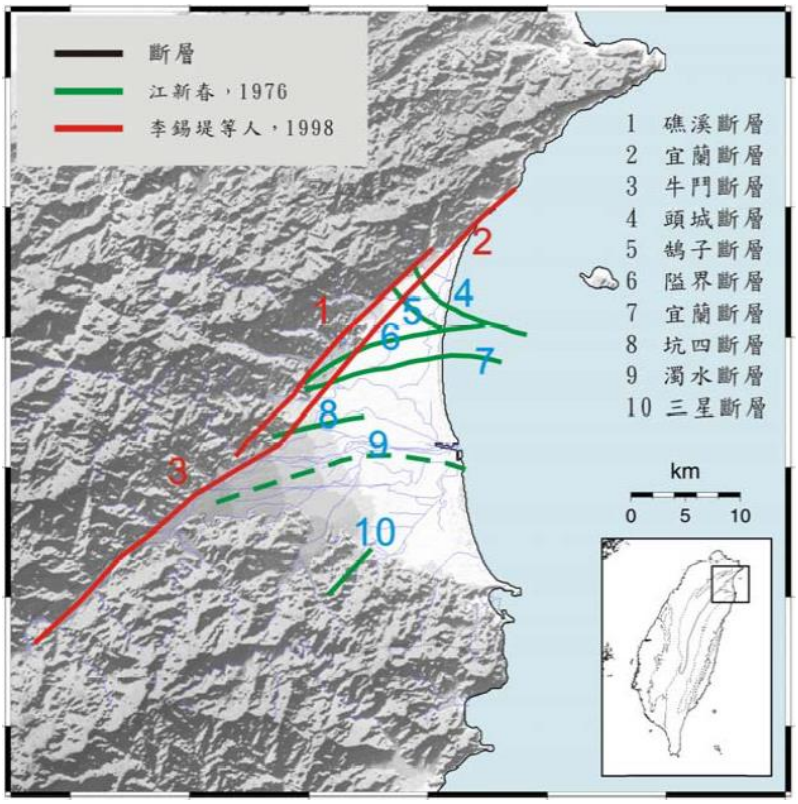
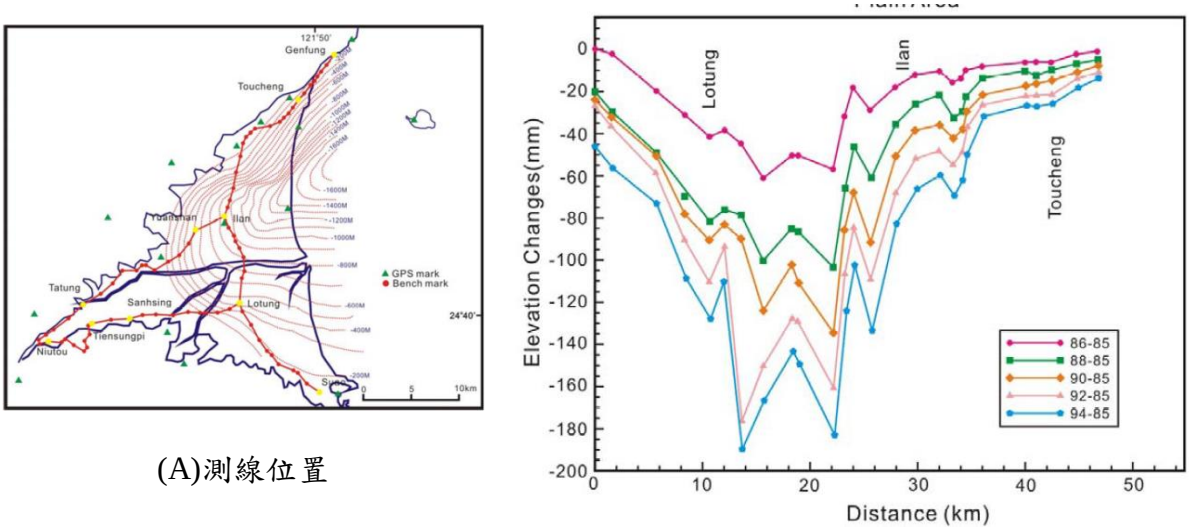


圖 5.3-5 蘭陽平原之斷層分布（邱詠恬，2008）



(A)測線位置

(B)1985-1994年水準量測結果

圖 5.3-6 蘭陽平原水準量測之地面高度變化（Liu, 1995）

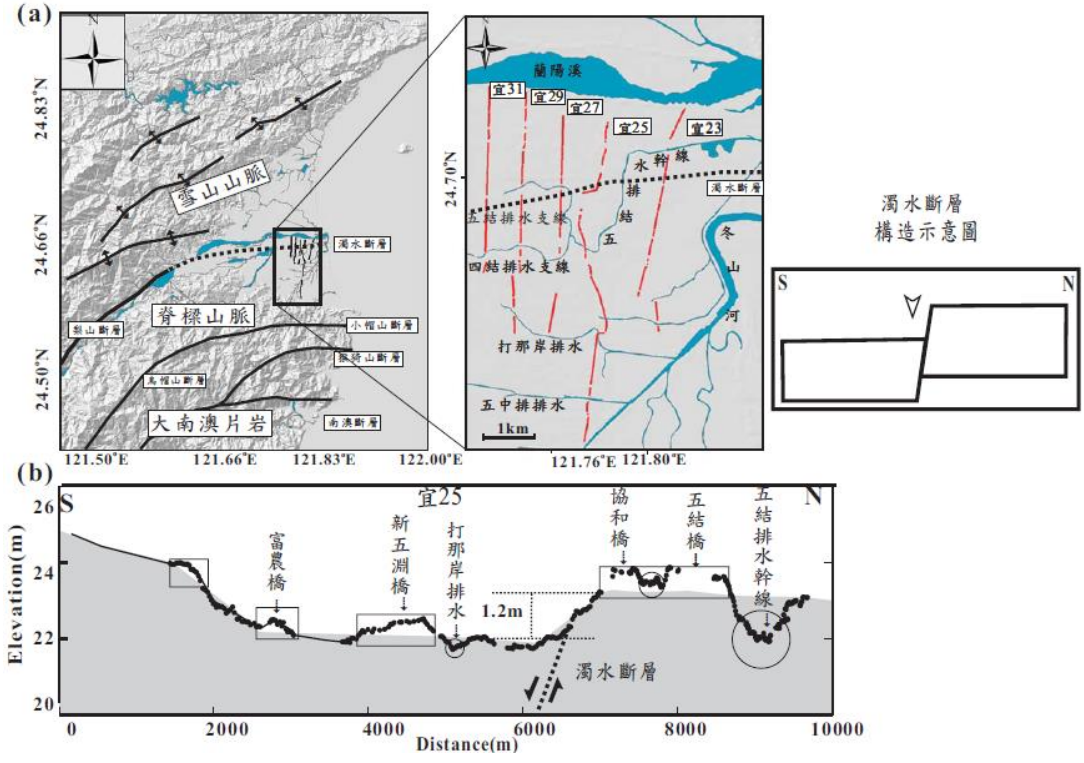


圖 5.3-7 濁水斷層之位置與地形（康竹君等，2008）

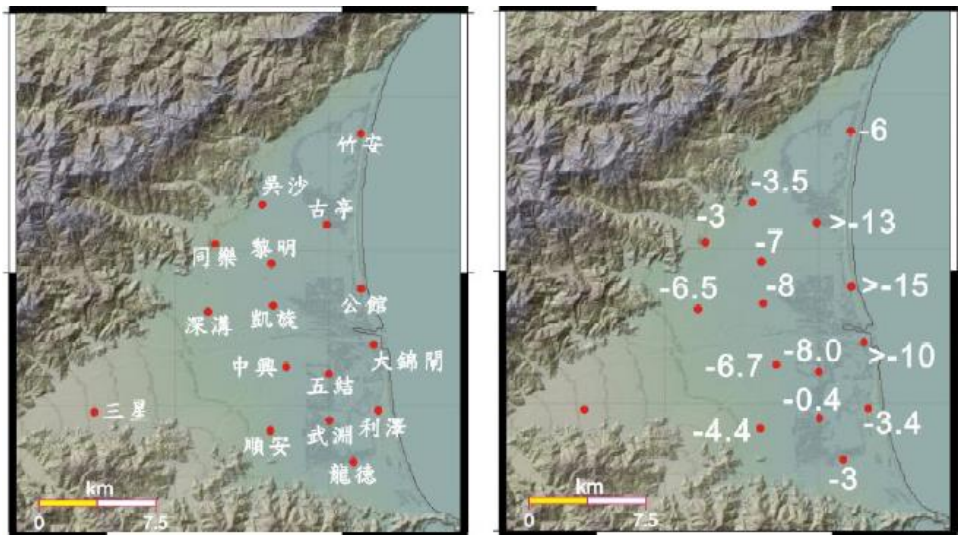


圖 5.3-8 蘭陽平原沉積物定年推測之地面沉陷速度 mm/yr（謝孟龍, 2006）

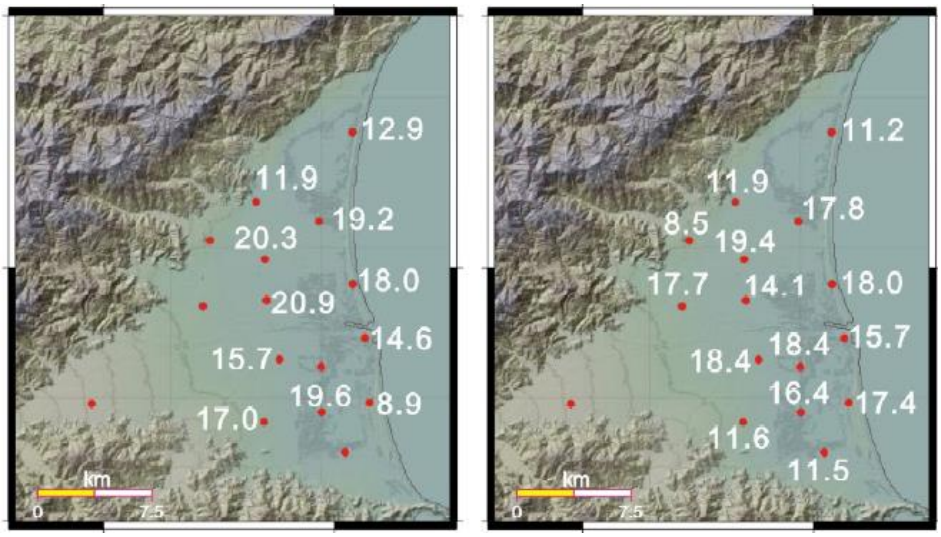


圖 5.3-9 蘭陽平原之沉積速率 mm/yr，左圖：16000-10000 年前；右圖：10000-5000 年前（謝孟龍, 2006）

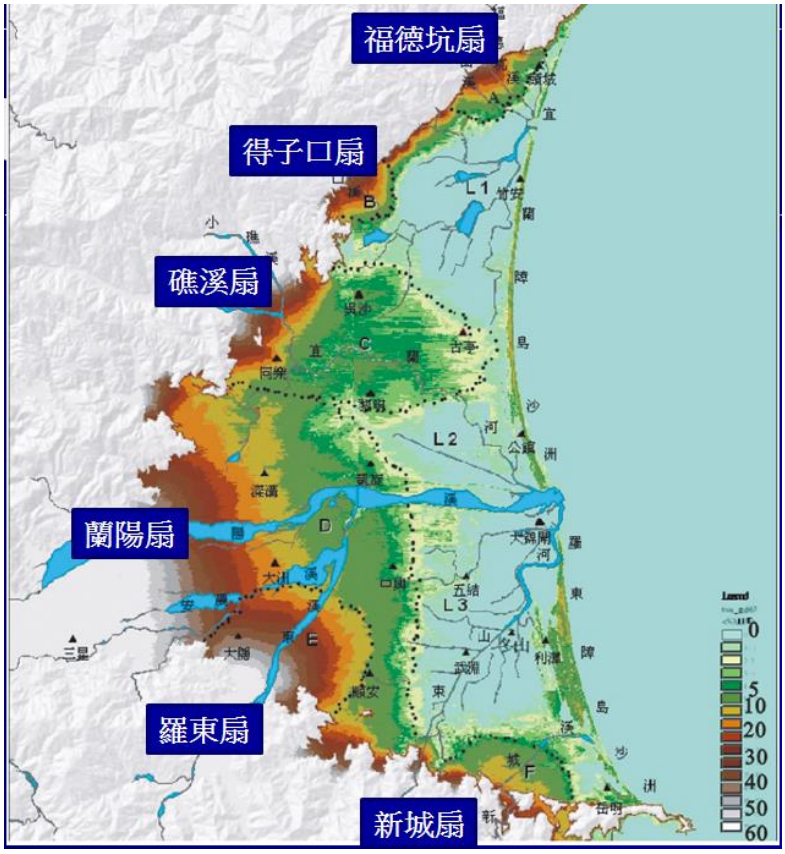


圖 5.3-10 蘭陽平原主要水系、高程及沖積扇分布圖（鄭迄君，2010）

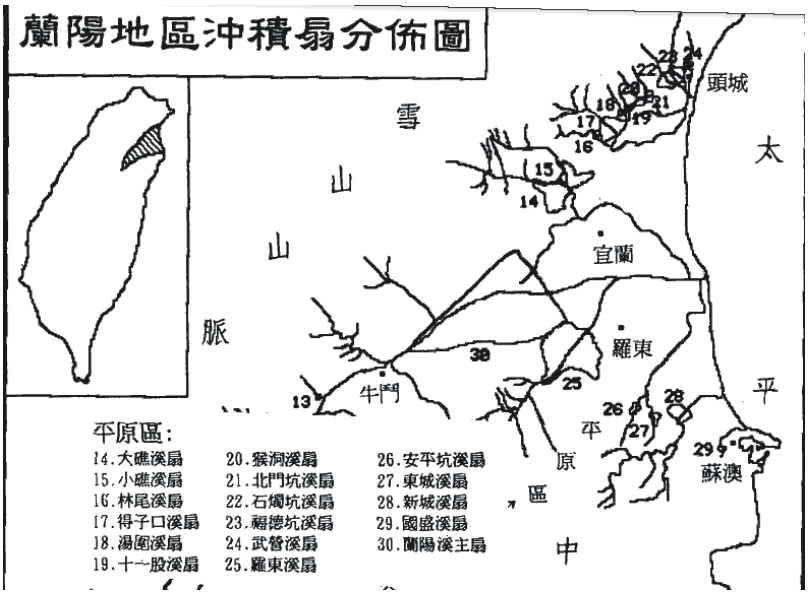


圖 5.3-11 蘭陽平原沖積扇分布圖（張瑞津等，1995）

表 5.3-1 蘭陽平原沖積扇面積與海拔高度（張瑞津等，1995）

扇名		沖積扇面積 (km^2)	扇頂高度 (m)	扇端高度 (m)	集水域面積 (km^2)	扇名		沖積扇面積 (km^2)	扇頂高度 (m)	扇端高度 (m)	集水域面積 (km^2)
雪山山脈側	大礁溪	6.06	80	10	26.21	中央山脈側	羅東溪	21.72	70	10	63.99
	小礁溪	13.78	70	10	13.82		安平坑溪	0.34	30	10	3.34
	林尾溪	0.94	40	20	5.61		東城溪	0.57	50	10	2.09
	得子口溪	2.68	50	10	13.49		新城溪	1.36	15	10	47.17
	湯圍溪	0.43	85	5	1.03		國盛溪	0.12	35	5	0.25
	十一股溪	0.50	85	5	1.04		蘭陽溪	66.32	150	30	583.29
	猴洞坑溪	0.74	35	5	4.45						
	北門坑溪	0.64	40	5	2.54						
	石燭坑溪	5.16	40	10	5.53						
	福德坑溪	2.47	50	10	8.78						
	武營溪	0.23	25	10	1.76						

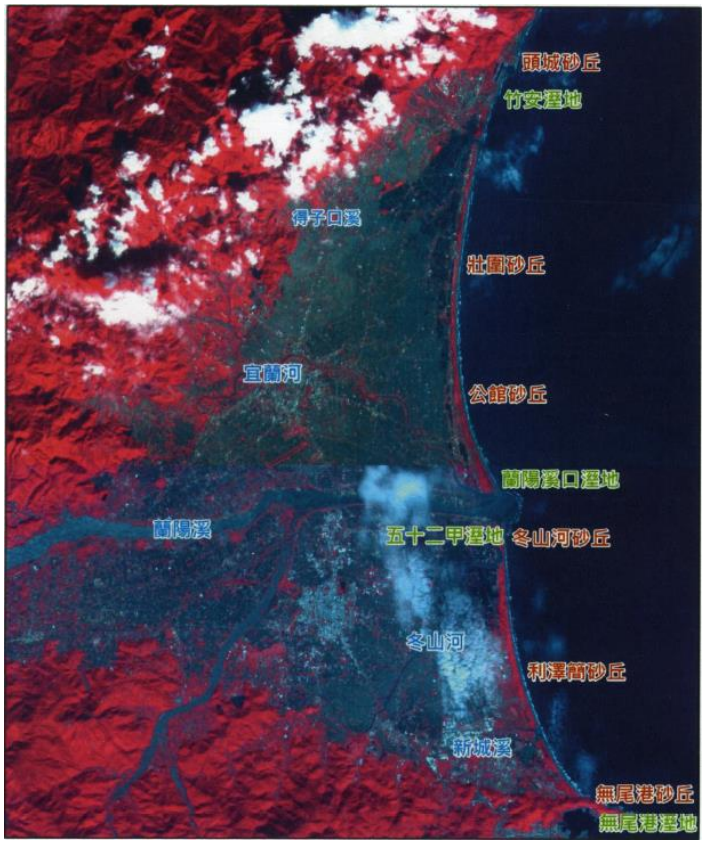


圖 5.3-12 蘭陽平原沿岸砂丘分佈圖。平行海岸線長條狀紅色部分，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如等，2009)

(二) 水文地質分層

蘭陽平原地下水觀測站共有 22 站、分層觀測井 40 口，最深的井為中興(4)觀測井，濾水管底部之深度達 230m。根據沉積物碳十四的定年資料，深度 0-250m 的地層，大都為二萬年來的堆積，其中末次冰期的堆積並不多，深度約 150-250m，當時可能以侵蝕環境為主（圖 5.3-13）。西側較厚的沖積扇礫石/砂層堆積，約形成於一萬年來之海進期，厚度約不超過 150m；此礫石/砂層向東漸變為厚層泥，在利澤及公館等地，厚度超過200m。因為從礫石的含水層至泥層的不透水層，相變相當快，顯示西部高區為地下水的補注區，往東因泥層的隔絕，含水層漸漸尖滅。

區域性含水層建議分為三層：第一含水層（AF1）深度為 150m 內，此層形成於一萬年之全新世，局部地區可再分為 AF1-1(共 23 口)及 AF1-2(共 10 口)；第二含水層的深度約為 150-200m（共 6 口）；第三含水層深度約為 200-250m，只有 1 口（中興(4)）（表 5.1-4）。以上分層概念乃考慮與西部地下水層分類相同，將全新世形成之含水層命名為第一含水層（AF1），在濁水溪地區此層較薄，約只有 50m，但第二含水層較厚（形成於末次冰期），約 50-150m 厚（圖 5.3-14）。

由抽水試驗推算本區含水層之透水係數(hydraulic conductivity)，總數 40 口觀測井中，透水係數以 10^{-4} m/s 為最多，其含水層的粒徑為礫、砂、或砂/泥互層，有些礫及砂的含水層，可能淘選較好，較不含泥，其透水係數可達 10^{-3} m/s（圖 5.3-15 及表 5.3-2）。當含水層中的泥層越多時，透水係數降至 10^{-5} m/s，有兩口井（古亭(2)及壯圍(3)）泥層多而砂層少，透水係數只有 10^{-6} 至 10^{-7} m/s（相當於阻水層）。值得注意是五結(1)與五結(2)觀測井的透水係數高達 2×10^{-3}m/s，該含水層是由淘選良好的砂層所組成（海灘砂），比扇頂礫石層的透水係數（$2\text{-}7\times10^{-4}$m/s）高（圖 5.3-16）。本區含水層儲水係數的數據並不多，龍德站及大隱站的複井抽水試驗顯示，含水層的儲水係數約為 10^{-3} 至 10^{-4} 之間。

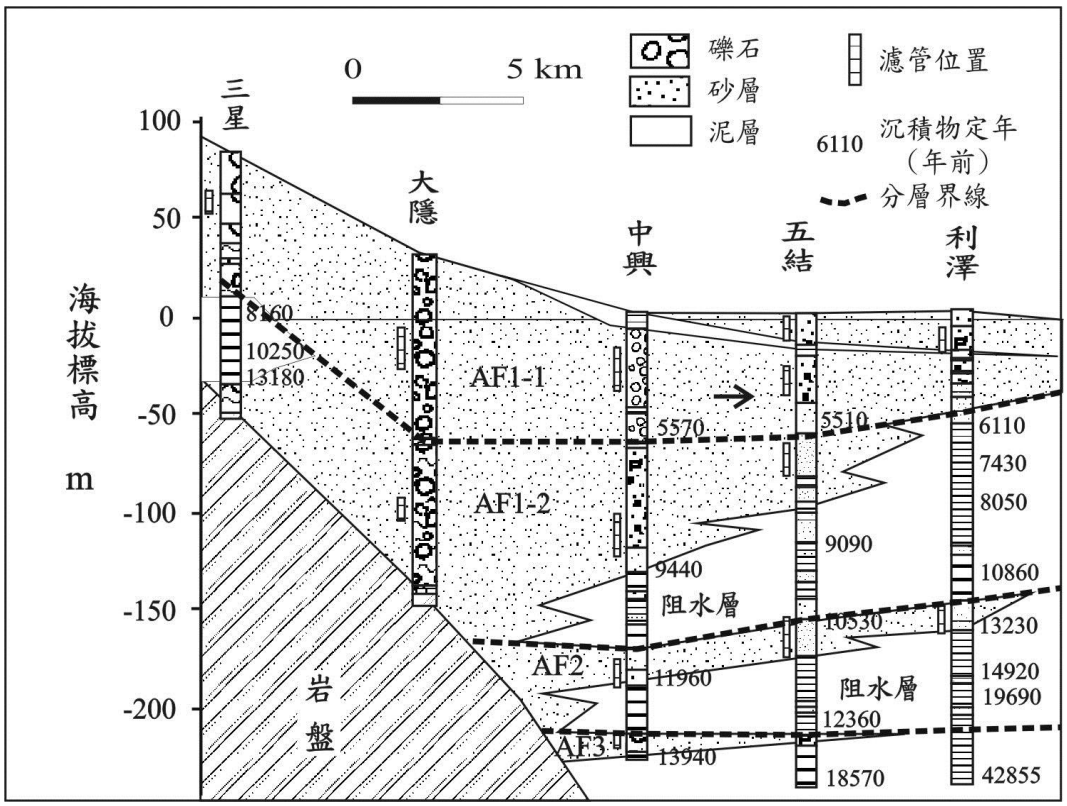


圖 5.3-13 蘭陽地區東西向地質分層剖面圖。

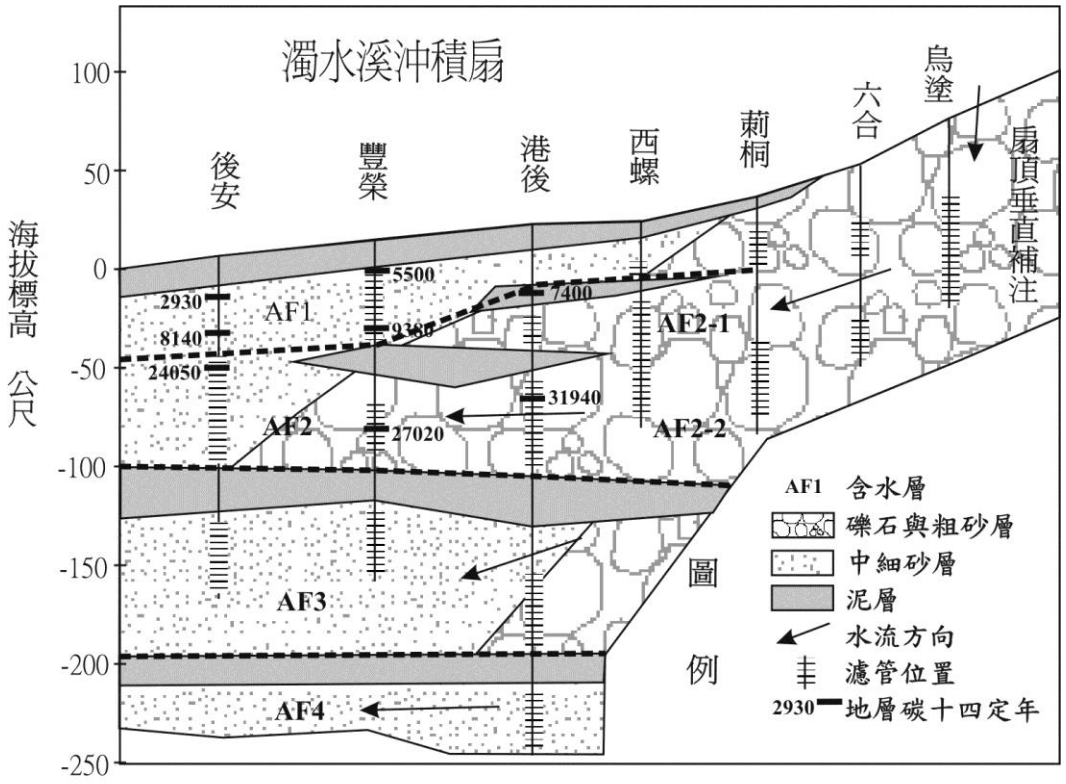


圖 5.3-14 濁水溪地區東西向地質分層剖面圖。

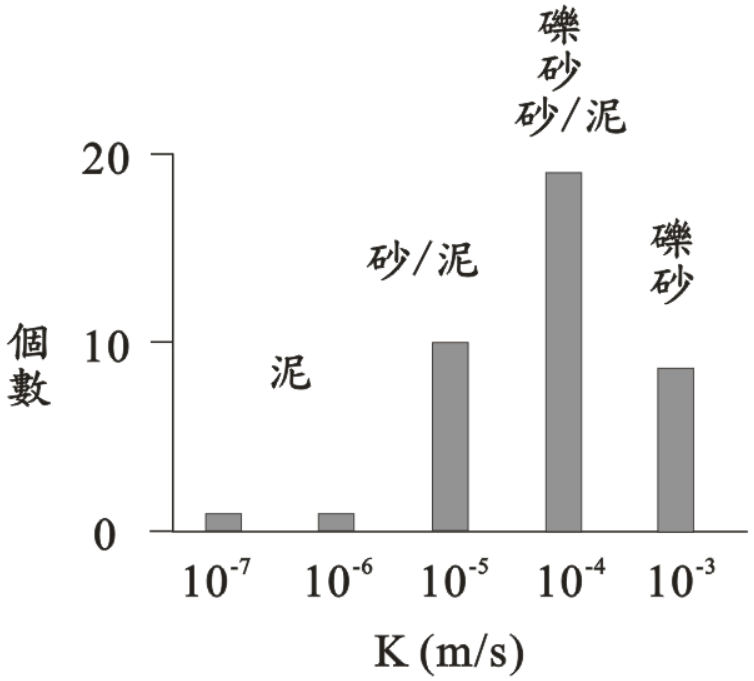


圖 5.3-15 透水係數 K 與含水層粒徑之關係

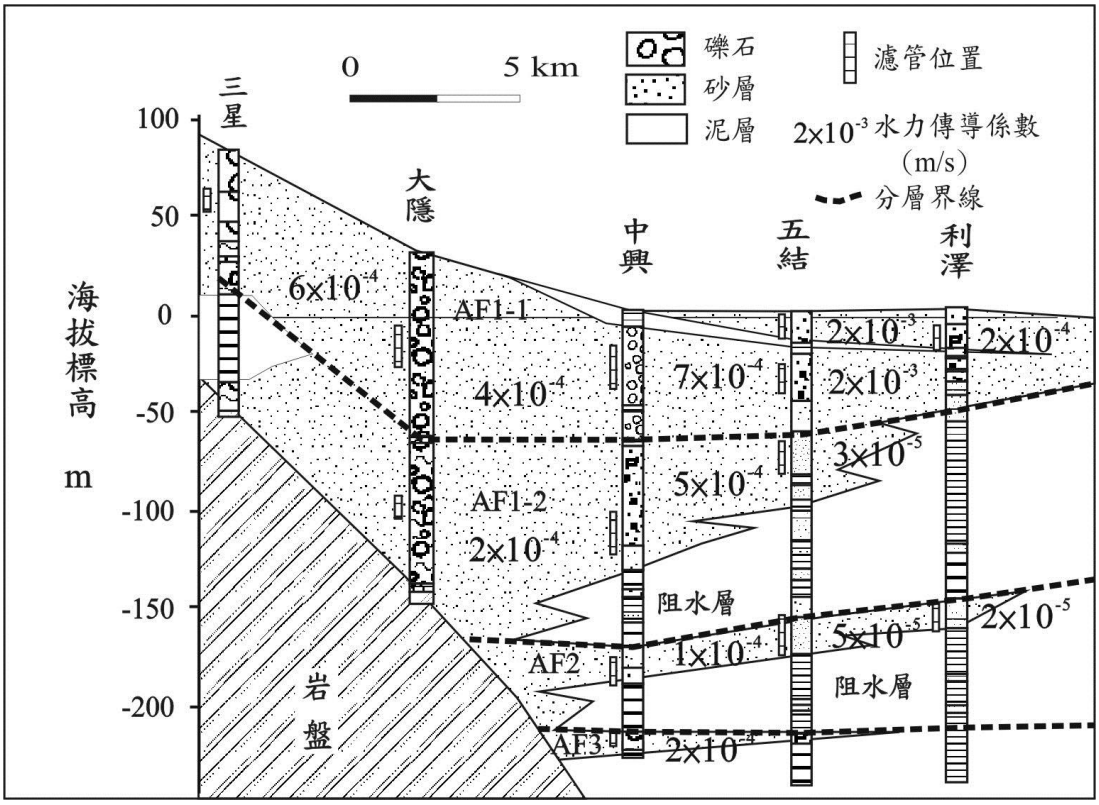


圖 5.3-16 東西向剖面之透水係數 K

表 5.3-2 水文地質參數

編號	井名	T (m^2/min)	K (m/s)	含水層粒徑	複井 T (m^2/min)	複井 S
1	岳明(1)	0.0360	5.00E-05	砂		
2	冬山(1)	1.5300	2.13E-03	礫		
3	冬山(2)	1.4358	1.12E-03	礫		
4	龍德(1)	0.5770	4.01E-04	礫/砂	0.816	0.00216
5	龍德(2)	0.0563	5.21E-05	砂/泥	0.0686	0.000521
6	龍德(3)	0.2270	2.10E-04	礫/砂	0.249	0.000196
7	龍德(4)	0.0243	3.38E-05	砂/泥	0.0664	0.000428
8	順安	0.0145	1.42E-05	礫/砂/泥		
9	利澤(1)	0.2274	2.11E-04	砂		
10	利澤(2)	0.0128	1.78E-05	砂/泥		
11	大隱(1)	0.6080	4.05E-04	礫	0.43	0.00146
12	大隱(2)	0.2479	1.72E-04	礫	0.396	0.0002
13	五結(1)	1.6561	2.30E-03	砂		
14	五結(2)	1.2975	1.80E-03	砂		
15	五結(3)	0.0355	3.29E-05	砂/泥		
16	五結(4)	0.0688	4.78E-05	砂/泥		
17	三星	0.6580	6.09E-04	礫		
18	大洲(1)	2.8000	2.59E-03	礫		
19	大洲(2)	1.8800	1.74E-03	礫		
20	自強(1)	0.0264	2.45E-05	礫		
21	中興(1)	1.2903	7.17E-04	礫/砂/泥		
22	中興(2)	0.8998	4.98E-04	砂/泥		
23	中興(3)	0.0978	1.36E-04	砂/泥		
24	中興(4)	0.0603	1.68E-04	砂/泥		
25	內城(1)	2.9208	1.05E-03	礫		
26	公館	0.3960	5.50E-04	砂		
27	壯圍(1)	0.3454	9.87E-03	砂		
28	壯圍(2)	0.0043	2.26E-04	砂/泥		
29	壯圍(3)	0.0001	1.45E-07	泥		
30	宜農(1)	0.6155	6.88E-04	砂/泥		
31	宜農(2)	0.0721	5.00E-05	砂/泥		
32	同樂	0.1750	3.24E-04	礫/砂/泥		
33	吳沙(1)	0.4930	1.39E-04	砂/泥		
34	吳沙(2)	0.0280	2.59E-05	砂/泥		
35	古亭(1)	0.7990	1.11E-03	砂		
36	古亭(2)	0.0070	6.48E-06	泥		
37	二龍	0.4210	3.90E-04	砂		
38	大福	1.1461	6.26E-04	砂/泥		
39	礁溪(1)	0.4000	5.01E-04	礫石		
40	礁溪(2)	0.0250	2.51E-05	砂/泥		
41	頭城(1)	0.7261	9.95E-04	砂		

(三) 水位水質分析

蘭陽平原地下水分層水位如表 5.3-3 及圖 5.3-17。水位最高為三星井（海拔 58.5m），最低為二龍井（海拔-0.65m）。自湧井第 1-1 含水層有 1 口：順安，第 1-2 含水層有 3 口：大洲、宜農及中興，第 2 含水層有 4 口：壯圍、中興、五結及利澤，第 3 含水層有 1 口：中興。推測受壓與非受壓的界線大約在大洲站與大隱站之間。

水位分布明顯顯示，地下水的流向為由西向東流，進入大隱站後已開始有分層，大隱(2)觀測井的水位高於大隱(1)觀測井的水位，顯示可能深層的水往上層流。西邊扇頂區的水力梯度較高（4.4×10^{-3}），東邊平原區的沙泥層水力梯度較低（1.0×10^{-3}）。局部地區已有低於海平面之地下水位，大福站及二龍站的地下水位為海平面下 0.23-0.65m，可能導因人為之抽水。

表 5.3-3 蘭陽平原觀測井之水位

編號	井名	標高(m)	2013 年 4 月水位		2013 年 9 月水位	
			距井口	海拔標高(m)	距井口	海拔標高(m)
1	岳明(1)	5.09	3.87	1.22	4.08	1.01
2	冬山(1)	6.47	2.09	4.38	2.40	4.07
3	冬山(2)	6.47	2.25	4.22	2.47	4.0
4	龍德(1)	6.80	4.81	1.99	4.93	1.87
5	龍德(2)	6.80	6.70	0.1	4.75	2.05
6	龍德(3)	6.80	3.44	3.36	4.22	2.58
7	龍德(4)	6.80	2.4	4.4	2.88	3.92
8	順安	8.98	自湧	>8.98	自湧	>8.98
9	利澤(1)	4.03	2.38	1.65	2.80	1.23
10	利澤(2)	4.03	自湧	>4.03	自湧	>4.03
11	大隱(1)	40.64	11.36	29.28	11.36	29.28
12	大隱(2)	40.64	6.41	34.23	6.10	34.54
13	五結(1)	3.89	2.74	1.15	3.0	0.89
14	五結(2)	3.89	1.77	2.12	2.20	1.69
15	五結(3)	3.89	1.76	2.13	1.81	2.08
16	五結(4)	3.89	自湧	>3.89	自湧	>3.89
17	三星	92.86	34.36	58.5	31.22	61.64
18	大洲(1)	17.79	1.89	15.9	1.89	15.9
19	大洲(2)	17.79	自湧	>17.79	自湧	>17.79
20	自強(1)	104.81	無水	<104.81	無水	<104.81
21	中興(1)	6.23	1.57	4.66	1.36	4.87
22	中興(2)	6.23	0.66	5.57	0.64	5.59

編號	井名	標高(m)	2013 年 4 月水位		2013 年 9 月水位	
			距井口	海拔標高(m)	距井口	海拔標高(m)
23	中興(3)	6.23	自湧	>6.23	自湧	>6.23
24	中興(4)	6.23	自湧	>6.23	自湧	>6.23
25	內城(1)	37.29	4.46	32.83	3.87	33.42
26	公館	3.87	2.66	1.21	3.02	0.85
27	壯圍(1)	2.00	1.93	0.07	1.18	0.82
28	壯圍(2)	2.00	0.6	1.4	0.88	1.12
29	壯圍(3)	2.00	自湧	>2.0	自湧	>2.0
30	宜農(1)	6.69	0.9	5.79	1.02	5.67
31	宜農(2)	6.69	自湧	>6.69	自湧	>6.69
32	同樂	17.07	7.87	9.2	7.12	9.95
33	吳沙(1)	6.71	2.4	4.31	2.24	4.47
34	吳沙(2)	6.71	1.32	5.39	0.92	5.79
35	古亭(1)	2.91	2.06	0.85	1.17	1.74
36	古亭(2)	2.91	0.6	2.31	0.88	2.03
37	二龍	2.00	2.65	-0.65	3.17	-1.17
38	大福	2.62	2.85	-0.23	3.20	-0.58
39	礁溪(1)	12.53	6.10	6.43	5.14	7.39
40	礁溪(2)	12.53	6.34	6.19	5.07	7.46
41	頭城(1)	6.65	3.46	3.19	3.72	2.93

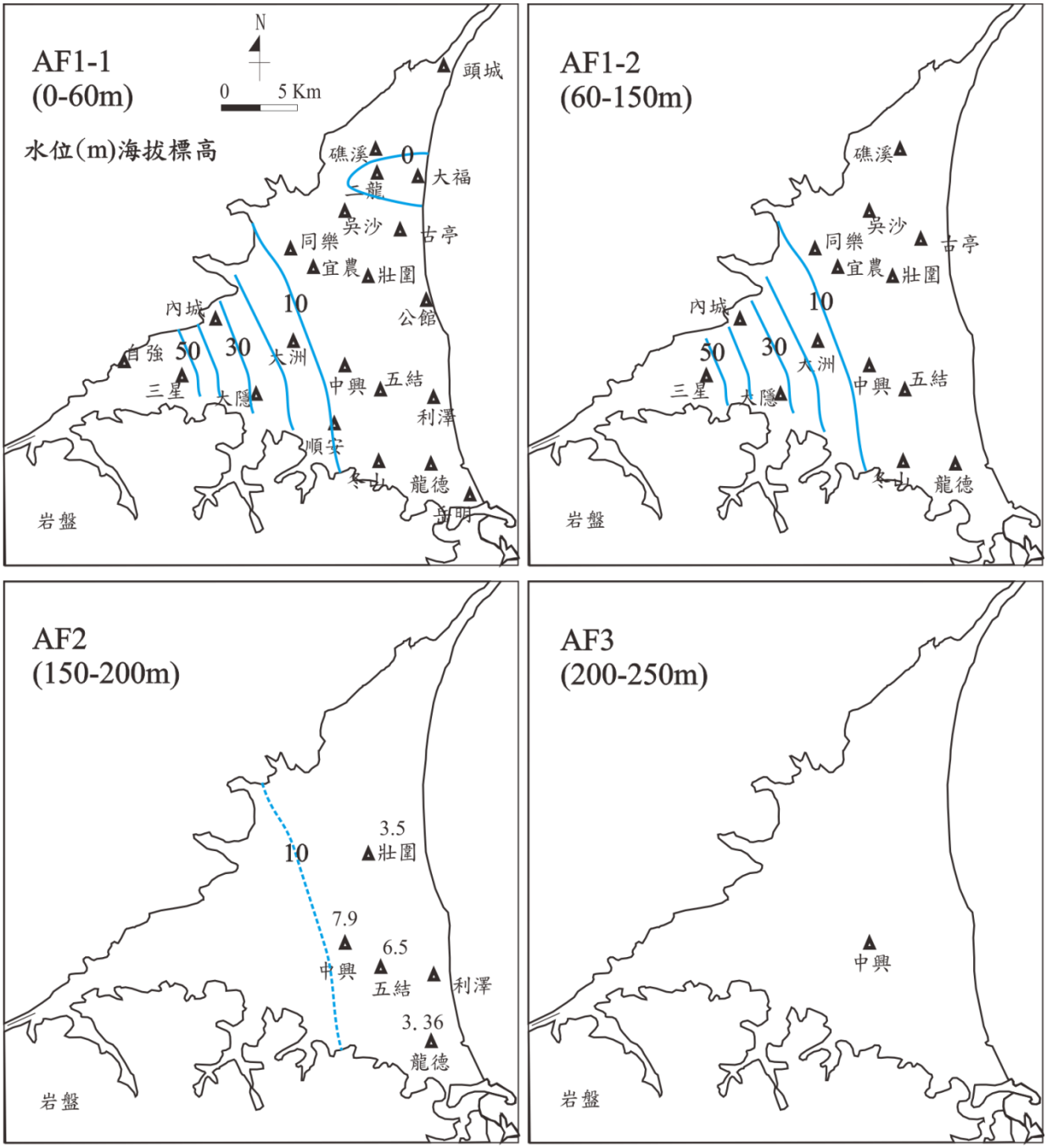


圖 5.3-17 蘭陽平原地下水分層之水位(2013 年 4 月)

地下水的氚濃度為民國 91 年的數據(表 5.3-4)，其判斷準則為氚濃度< 1TU 的地下水為 1953 年之前的老水，若> 1TU 則為 1953 年後補注的新水（劉聰桂，2002）。由圖 5.3-18 可知，含水層 1-1 除了大福及吳沙外，皆為 1953 年後補充的新水；含水層 1-2 則只有大洲為新水、其餘都是老水；含水層 2 及含水層 3 則都是老水。

蘭陽平原 2013 年 4 月地下水氫氧同位素比值，除了大福站外，皆沿著天水線分布，顯示地下水的來源皆為降雨（圖 5.3-19）。氧同位素的分層分布如圖 5.3-20。最低值為三星站-7.3、最高值為大福站-2.6。第一含水層北側的值偏小，約-6.5 至-6.0；南側的值稍大，約-4.7 至-6.5。深層的第二及三含水層，約-6.5。

表 5.3-4 蘭陽平原地下水之同位素濃度

	井位	氚	δD	δ18O
1	岳明		-20.7	-4.71
2	冬山(1)		-24.9	-5.5
3	冬山(2)		-25.6	-5.1
4	龍德(1)		-24.7	-5.2
5	龍德(2)		-24.0	-5.3
6	龍德(3)		-25.8	-5.5
7	龍德(4)		-36.8	-6.60
9	利澤(1)	2.3	-25.9	-5.3
10	利澤(2)	0	-34.2	-6.5
11	大隱(1)	1.9	-35.2	-6.3
12	大隱(2)	0.3	-36.3	-6.6
13	五結(1)	1.9	-34.9	-6.5
14	五結(2)	0.3	-35.8	-6.6
15	五結(3)	0.2	-34.5	-6.5
16	五結(4)	0	-34.2	-6.4
17	三星	2	-43.0	-7.3
18	大洲(1)	2.6	-42.7	-7.1
19	大洲(2)	4.9	-42.3	-7.2
20	中華(自強)	1.2		
21	中興(1)	2.5	-29.9	-5.7
22	中興(2)	0	-37.0	-6.8
23	中興(3)	0.1	-36.0	-6.5
24	中興(4)	0	-35.3	-6.5
25	內城(榮源)		-36.5	-6.5
26	公館	3.5	-23.4	-4.5
27	壯圍(1)		-34.3	-6.5
28	壯圍(2)		-35.2	-6.5
29	壯圍(3)		-35.7	-6.5
30	宜農(1)		-33.4	-6.2
31	宜農(2)		-33.0	-6.4

	井位	氚	δD	δ18O
32	同樂	1.6	-32.6	-6.2
33	吳沙(1)	0.4	-30.5	-5.8
34	吳沙(2)	0.3	-32.4	-6.0
35	古亭(1)	0.3	-32.7	-6.3
36	古亭(2)	0.2	-33.5	-5.8
37	二龍	1	-32.4	-6.0
38	大福		-14.3	-2.6
39	礁溪新小(淺)		-37.1	-6.4
40	礁溪國小		-36.0	-6.5
40	礁溪新小(深)		-35.6	-6.2
41	頭城	1.4	-33.2	-5.9

氚數據來源：劉聰桂（2002）；氫氧同位素：彭宗仁（2013）採樣日期 2013 年 4 月

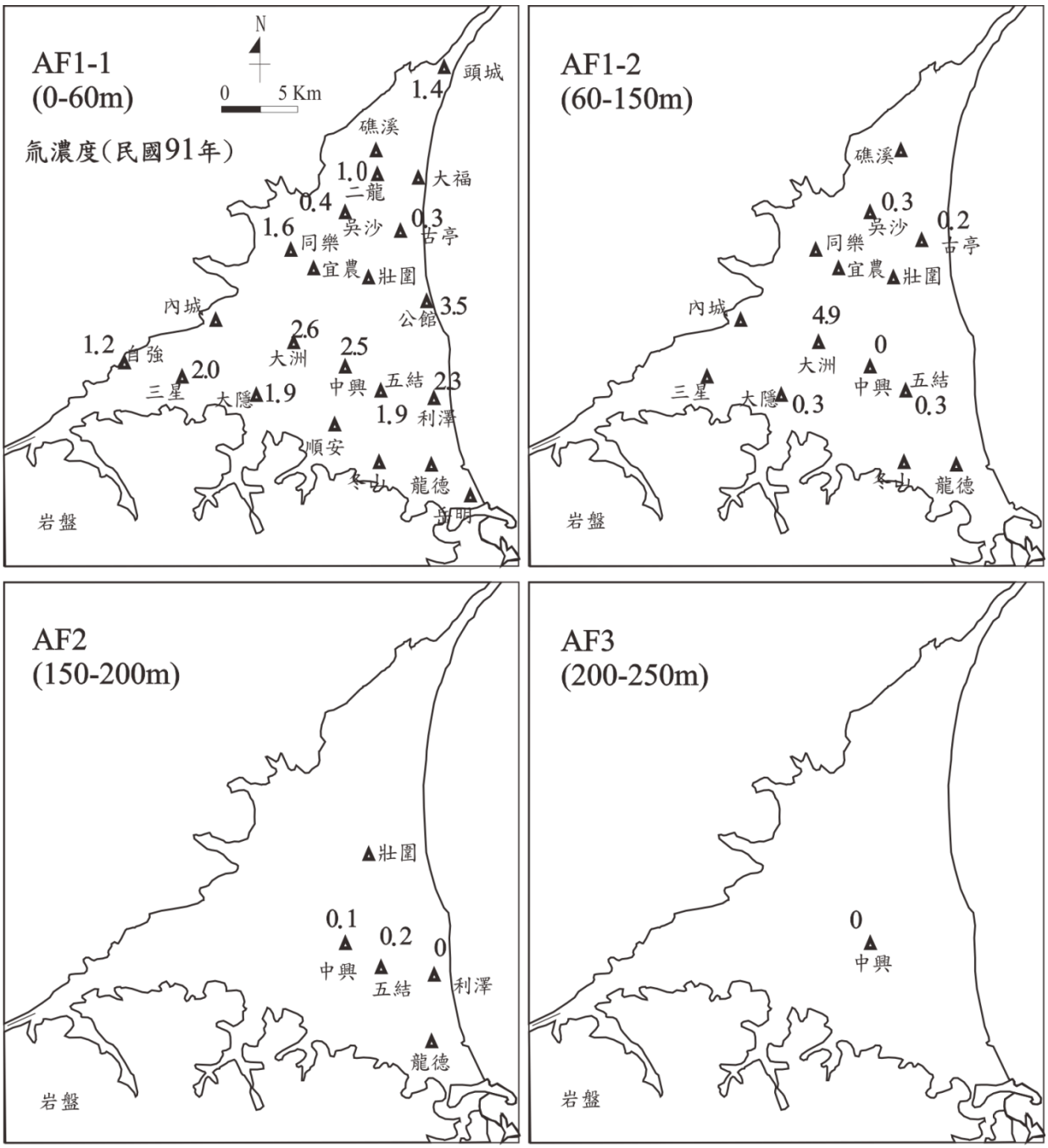


圖 5.3-18 蘭陽平原氟濃度分布圖

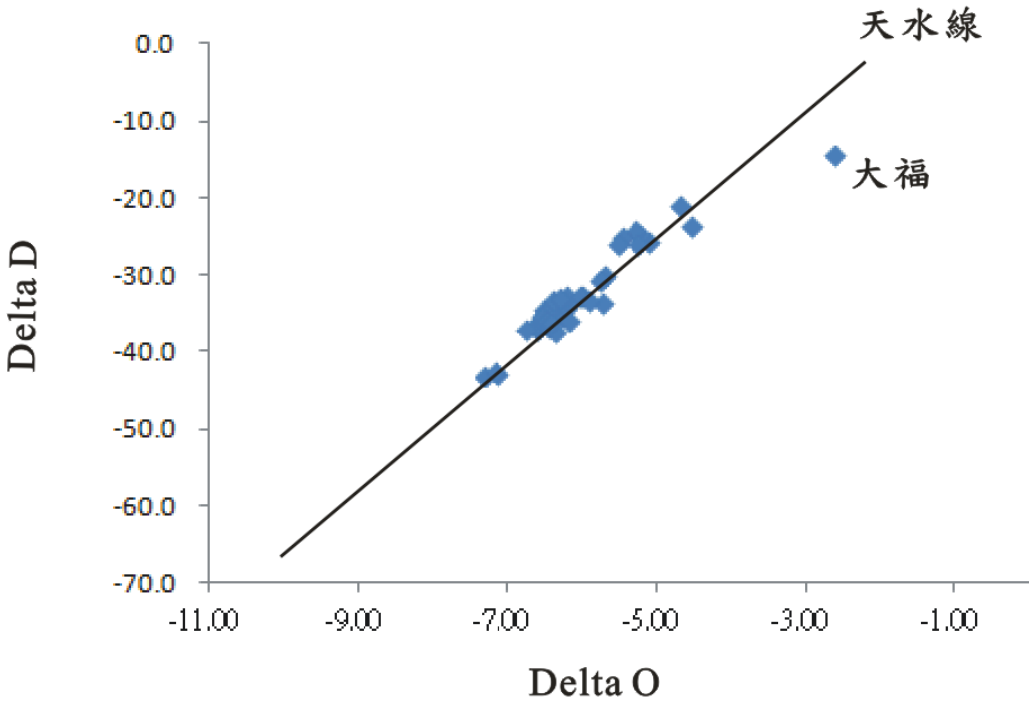


圖 5.3-19 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素與天水線（彭宗仁，2002）

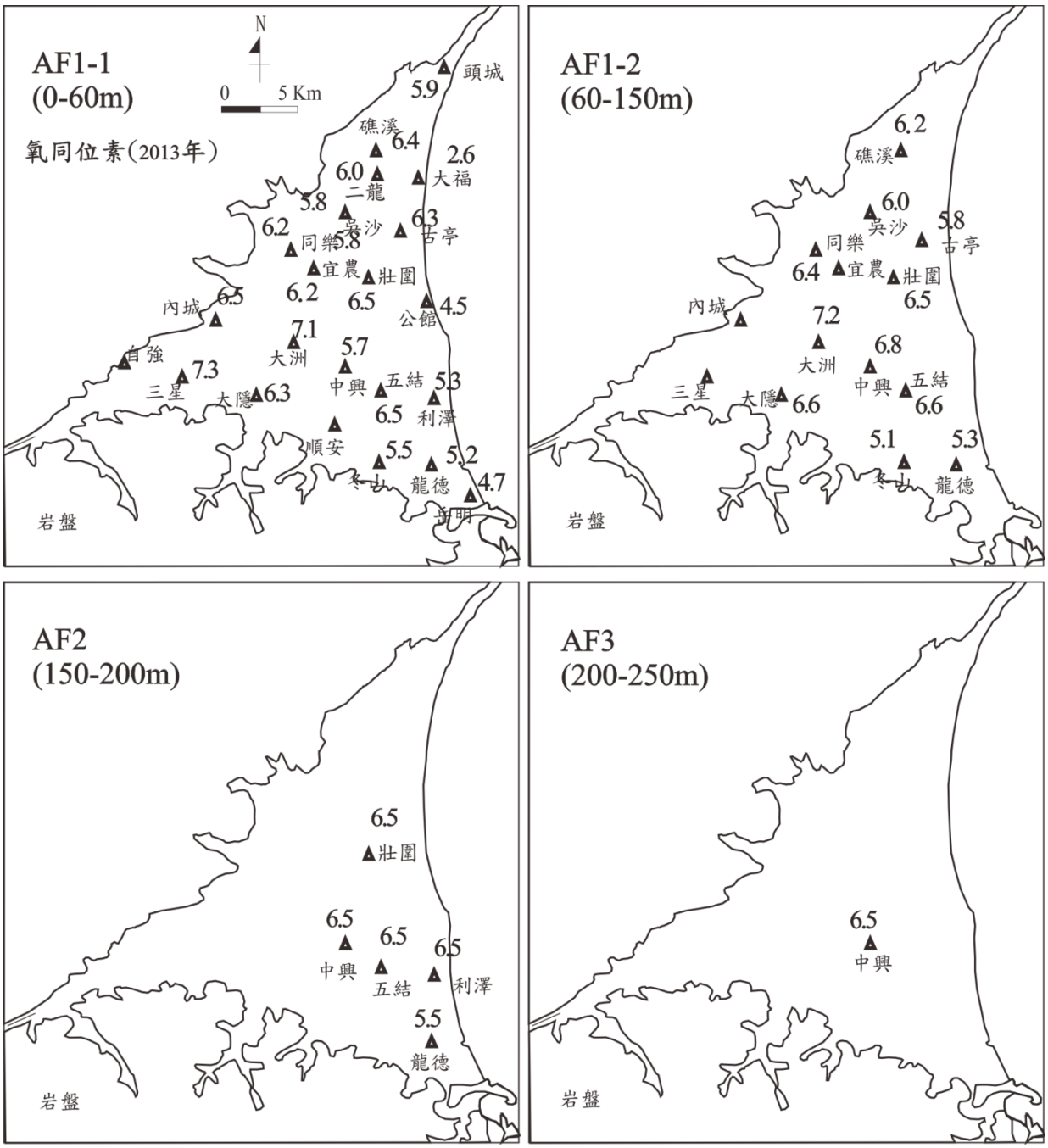


圖 5.3-20 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素分層分布圖

5.4 水文地質參數推估

水文地質參數之取得，傳統上均需藉由水井之鑽鑿，搭配抽水試驗方可取得。受限於水井之鑽鑿成本高昂，用地取得不易等限制，使得各項水力參數資料密度受到限制。

本計畫欲在不新鑿站井之前提下，以地球物理調查成果，推估水文地質參數，以增加水文地質參數之空間密度，並作為後續數值模式建模之用。

本計畫所推估之含水層參數包含透水係數(Hydraulic conductivity, K)與比出水量(Specific yield, Sy)，透水係數是以地電阻測量結果進行推估，此部份於 5.4.1 小節說明；而比出水量的部份則採用重力量測成果進行推估，此部份於 5.4.2 小節說明。

5.4.1 應用地電阻於透水係數推估

(一) 研究流程

以地電阻結果推估透水係數之推估流程如圖 5.4-1 所示，共包含五個步驟。首先，蒐集一維地電阻施測結果、水質導電度資料與地質井岩心資料；其次，以地電阻率與地下水水質導電度推估地層因子(Formation factor)；接著，依據研究局部區域之沉積特性進行資料分群；完成資料分群後，各分群可以迴歸方法(regression)分別建立地層因子對透水係數之推估式；最後，應用各分群之推估式，建置研究區域透水係數之三維空間分布。

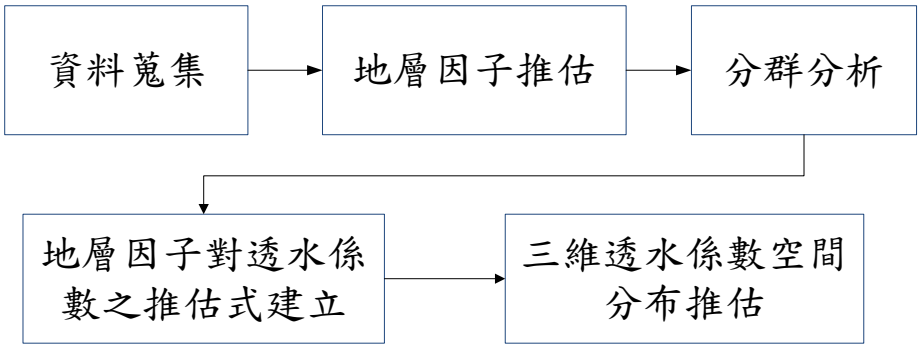


圖 5.4-1 研究流程圖

(二) 研究方法

1. 資料蒐集

需蒐集之資料可區分為兩類，一為觀測井網相關資料，二為非觀測井網資訊。觀測井網相關資料包括水質導電度、透水係數及岩心，此資訊可分別藉由觀測井之水質化驗、抽水試驗及地質鑽探取得；而非觀測井網資訊，則為一維

地電阻資料，以下將簡略說明：

(1). 水質導電度資料

由觀測井之水質化驗取得，可用來求得孔隙水電阻值(Pore water resistivity)，以作為後續地層因子(Formation factor)推估之用。

(2). 透水係數

由觀測井之抽水試驗資料取得，可用來了解該局部區域之地下水流通特性。因本計畫主要分析對象為飽和含水層，因此抽水前所量測得靜水位資訊可作為區隔飽和與未飽和含水層界線之依據。

(3). 岩心資料：

由觀測井之地質鑽探取得，可用來判斷觀測井與鄰近一維地電阻測點其所屬地質狀況是否相似，因為一般而言，礫石與粗砂等粗粒料之岩心具較高之電阻值，而泥與粉土等細粒料之電阻值較低。因此藉由比對岩心資料與一維地電阻之測深曲線，可作為判斷兩地之地質構造的相似與否。

(4). 一維地電阻資料：

由地表地電阻量測取得，可用來推得土體電阻值(Bulk resistivity)，以作為後續地層因子(Formation factor)推估之用。

2. 地層因子推估

(1). 一維地電阻反演算

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈(UXO)等，就適合以地電阻方法作為探測工具。地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極(A、B)通入地下，於地下建立人工電場。並利用另一對電極(M、N)測量電場在 M、N 間之電位差，而據此計算地層的視地電阻率(Apparent resistivity)，進而再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率(True resistivity)。本計畫使用之一維地電阻資料源自中央大學 1992 年於蘭陽平原一維地電阻資料，共 61 個測站，其空間分佈如圖 5.4-2 所示。本計畫將此資料進行數位化，再應用 IPI2WIN 一維地電阻反演算程式(Bobachev, 2003)進行反演算，再以此反演算之資料為基礎，進行後續分析。

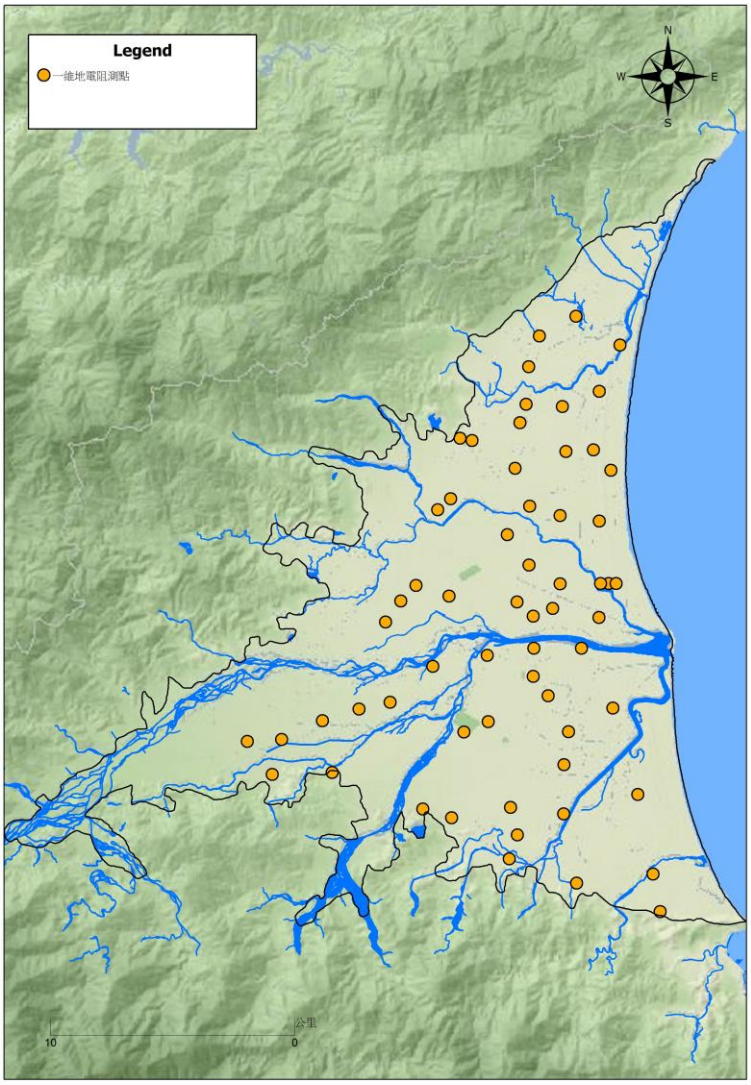


圖 5.4-2 一維地電阻測點空間分布圖

(2). 地層因子(Formation factor，F)計算

Archie**(Archie, 1942)**提出地層因子(Formation factor, F)，用以描述α、ϕ及 m 之關係，其計算方式為土體電阻值(以下簡稱 R_o)及孔隙水電阻值(以下簡稱 R_w)之比值，如式(5.4-1)所示。

$$F = \alpha \phi^{-m} = \frac{R_o}{R_w} \quad \text{(式 5.4-1)}$$

因此本計畫進行 F 值之推估，需先推得 R_o 及 R_w 兩項參數。

R_w 此參數，由於本計畫所蒐集的資料，其記錄的單位為導電度(Electrical Conductivity, 以下簡稱 Ew)，其中因為導電度與電阻率互為倒數，因此本資料需透過倒數計算，轉換成電阻值。另外，為了使 R_o 及 R_w 兩項參數單位一致，因此需再進行單位換算。因此水質導電度與孔隙水電阻率的換算公式如式(5.4-2)所示

$$R_w = 10^{-4}/E_w \quad \text{(式 5.4-2)}$$

而 R_o 此參數，則是採用本計畫所蒐集之一維地電阻資料，再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率，但因其一維地電阻施測位置不一定位於觀測井附近，兩者之空間分布並未重疊，故需針對空間分布進行處理，地層因子計算流程如圖 5.4-3 所示，各步驟詳細文字說明如下：

(1)：因地電阻資料之解析度隨著深度增加而下降，故本計畫篩選深度在含水層一範圍內具較佳解析度之資料。

(2)：因觀測井所記錄的岩類資料隨著距離增加不確定性亦增加，故本計畫選取觀測井周圍兩公里內之地電阻資料，做為後續分析。

(3)：因本計畫挑選觀測井兩公里範圍內之地電阻資料，於此範圍內可能具有多個地電阻點位，故本計畫將優先分析距離觀測井最近之地電阻點位。

(4)：因一般而言，礫石與粗砂等粗粒料之岩性具較高之電阻值，而泥與粉土等細粒料之電阻值較低，因此本計畫比對電阻測深曲線與觀測井之岩心是否一致，若一致，則採用此點位。

(5)：於步驟(4)中，若地電阻測深曲線與觀測井之岩心不一致，則排除此點位並挑選下一個最近觀測井之點位，重複步驟(3)至(5)，直至挑選出合適之地電阻點位為止。

(6)：待完成地電阻點位挑選後，本計畫計算濾管(Screen)長度範圍內之平均電阻值。

(7)：以式(5.4-1)計算濾管長度範圍之 F 值。

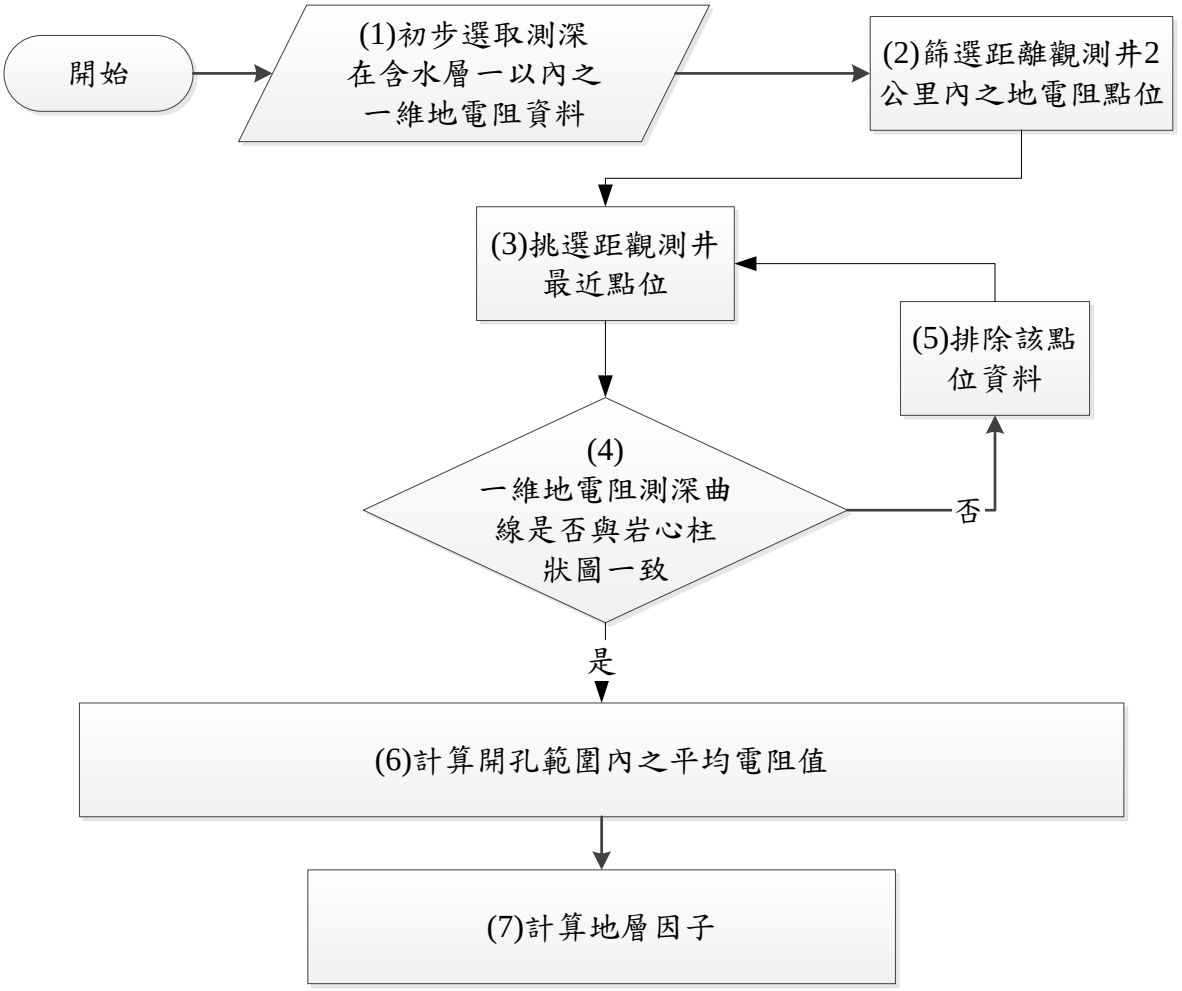


圖 5.4-3 地層因子計算流程圖

3. 分群分析

由(Archie, 1942)所提出地層因子，如式(5.4-1)可知，F 與 ϕ 的 m 次方成反比，而(Bear, 1972)亦指出 ϕ 為 K 之函數，如式(5.4-3)所示，

$$K = \left(\frac{\rho_w g}{\mu}\right)\left(\frac{d^2}{180}\right)\left(\frac{\emptyset^3}{(1-\emptyset)^2}\right) \quad \text{(式 5.4-3)}$$

因此 F 與 K 之間因 ϕ 而存在相關性，故本計畫將利用 F 推求 K 值。然而式(5.4-1)中之膠結係數 m 主要與土壤來源與土壤壓密程度相關，其隨著土壤特性不同而改變，因此若能使 m 近似一定值，將可降低此推估式之變數維度。本計畫利用土壤特性進行分群分析，找出土壤特性近似之空間區域，以使 m 的影響降低，再將土壤特性相同區域內之資料歸類為同一分群，之後由此一分群資料計算所得之 F 與此一區域內之試驗 K 值進行回歸分析，建立此一區域之 K 值推估模式。分群分析流程如圖 5.4-4 所示，各步驟說明如下：

(1) 依流域進行分區：因不同流域之沉積物組成不同，故其膠結係數亦略有差異。本計畫依沉積物來源，決定各流域之分區範圍。

(2) 依含水層分層進行分區：因不同之含水層其沉積年代不同，且壓密程度也不同，其膠結程度亦有所差異，故需依照含水層分層進行分區。本計畫將

參考中央地質調查所公佈之含水層分層，作為分區依據。

(3) 依地表至含水層間是否含泥進行分區：因當量測之地層屬於泥層或砂泥互夾之地層時，地電阻往往呈現低電阻之反應，亦即呈現泥導電性佳之特徵；若為礫石或粗砂則通常為高電阻之反應。前人研究亦以此特性尋找礫砂與泥之分佈範圍(Beresnev, Hruby, & Davis, 2002; Danielsen, Dahlin, Owen, Mangeya, & Auken, 2007; Griffiths & Barker, 1993; Loke, 2000; Ortega, Benito-Calvo, Porres, Pérez-González, & Martín Merino, 2010; Taheri Tizro, Voudouris, & Basami, 2012)。Khalil, Abbas, Santos, Masoud, and Salah (2012)亦指出土體含泥與否將呈現兩種截然不同之電阻特性。由此可知，若地表至含水層之間無泥層出現，所量測含水層之礫石或砂之電阻值，將呈現高阻反應；若地表至含水層之間夾雜泥層，則含水層中之礫砂電阻值將較不含泥之情況為低。

故本計畫依地表至含水層間是否含泥進行分區，分為含泥受壓區與不含泥非受壓區，前者簡稱為受壓區，後者簡稱為非受壓區

(4)依前述分區將資料進行分群：由步驟(1)至步驟(3)，可將研究區域依據表層含泥與否，劃分為兩區。接著再將研究區域內之資料，如地電阻與 K 值等資料，依其空間分佈，判斷所屬分區，待將所有資料歸類至其所屬分區後，即完成資料分群。

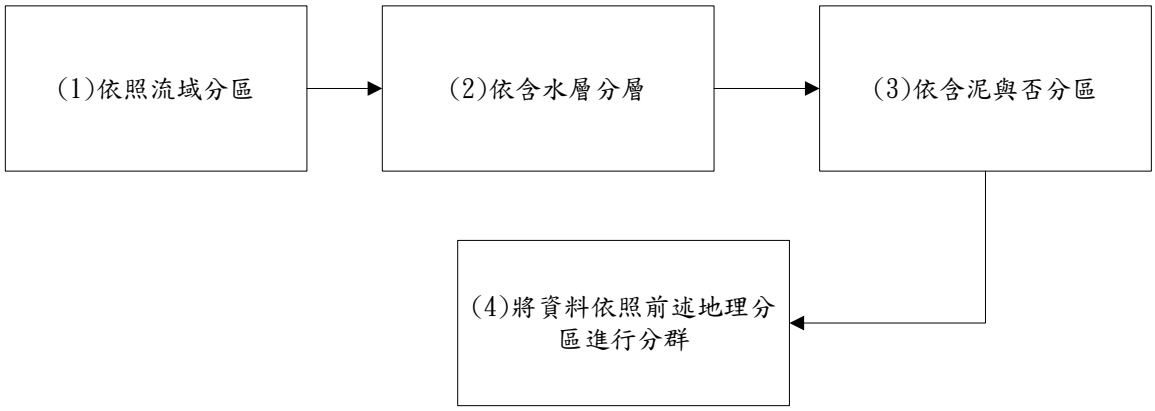


圖 5.4-4 分群分析流程圖

4. 透水係數與地層因子關係式建立

以上述分群結果為基礎，分析各分群之 K 與 F 之關係。本計畫參考前人現地研究成果(Chukwudi, 2011; Sikandar & Christen, 2012)，以線性回歸建立 K 與 F 之關係式。

5. 三維透水係數空間分布推估

在 K 值之推估上，需先推求 F 值，再帶入各區 K 與 F 之關係式，推估三維透水係數空間分布。流程圖如圖 5.4-5 所示，各步驟說明如下：

(1) 推估 R_o 與 R_w 值之空間分佈：將 R_o 與 R_w 值透過空間內插方法(Inverse

distance 內插)推估至研究區域，其空間解析度為 1000(m)*1000(m)* 3(m)。

(2) 計算各網格之 F 值：在得到 R_o 與 R_w 值之空間分佈後，本計畫以式(5.4-1)，計算各網格之 F 值。

(3) 推估三維透水係數空間分布：依照本計畫所劃定的分區，將各網格之 F 值代入各自對應之 K 值推估公式，進行 K 值推估。

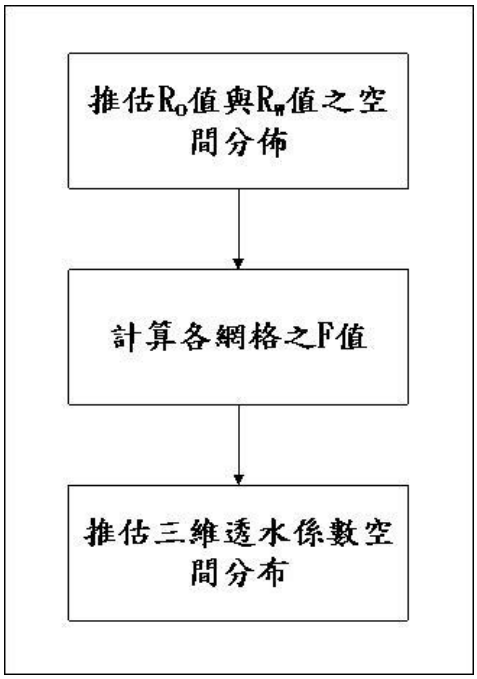


圖 5.4-5 推估 K 場流程圖

(三) 研究成果

1. 研究區域之地層因子推估

將一維地電阻資料及孔隙水電阻值資料代入式(5.4-1)，求得地層因子，如表 5.4-1 所示。表格內三項參數數值分別以圖 5.4-6 至圖 5.4-8 展示，各別呈現其空間分布狀態，其中直方圖越高代表數值越大。

表 5.4-1 研究區域之地層因子計算結果

站號	站名	土體電阻值	孔隙水電阻值	地層因子
02010111	宜農(1)	54.2	31.4	1.7
02050211	吳沙(1)	35.6	23.3	1.5
02060311	古亭(1)	48.9	19.2	2.6
02070411	同樂	51.4	31.3	1.6
02080311	順安	61.7	43.5	1.4
02090111	五結(1)	38.3	12.8	3.0
02090121	五結(2)	50.1	17.4	2.9
02090211	中興(1)	59.8	24.4	2.4

站號	站名	土體電阻值	孔隙水電阻值	地層因子
02100111	大隱(1)	368.2	39.1	9.4
02100211	三星	511.2	20.4	25.0
02100311	大洲(1)	205.0	17.7	11.6
02030211	利澤(1)	167.2	45.9	3.6
02060411	公館	43.9	4.3	10.3
02060111	大福	5.0	0.4	11.7

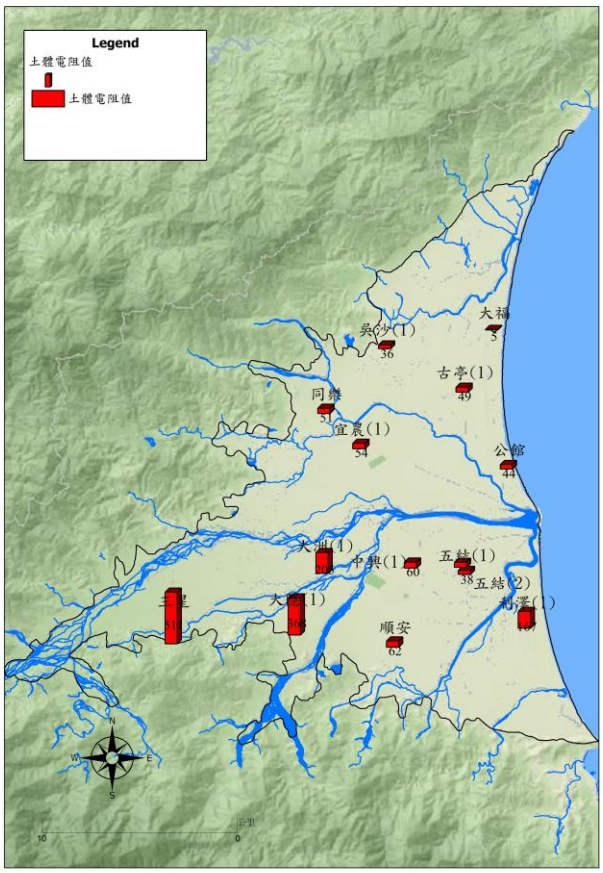


圖 5.4-6 土體電阻值直方圖

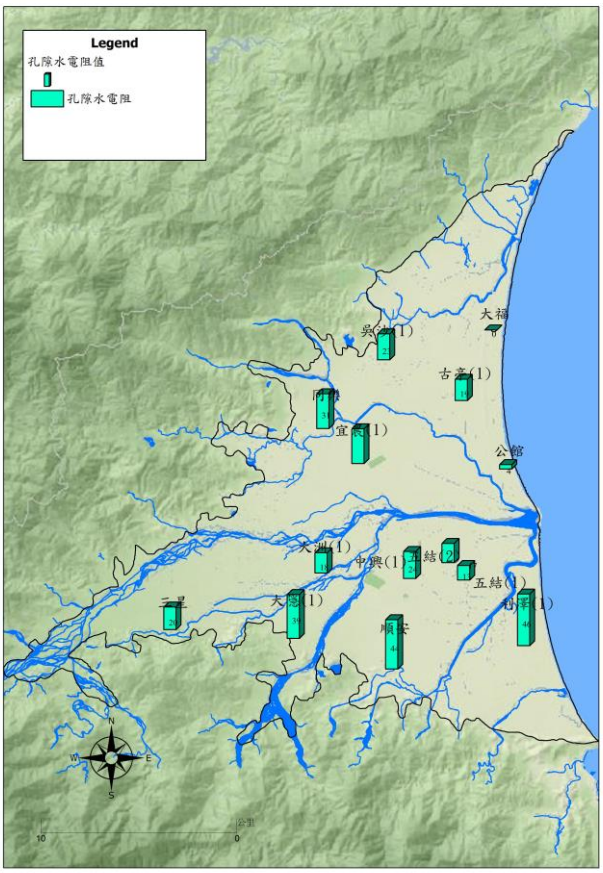


圖 5.4-7 孔隙水電阻值直方圖

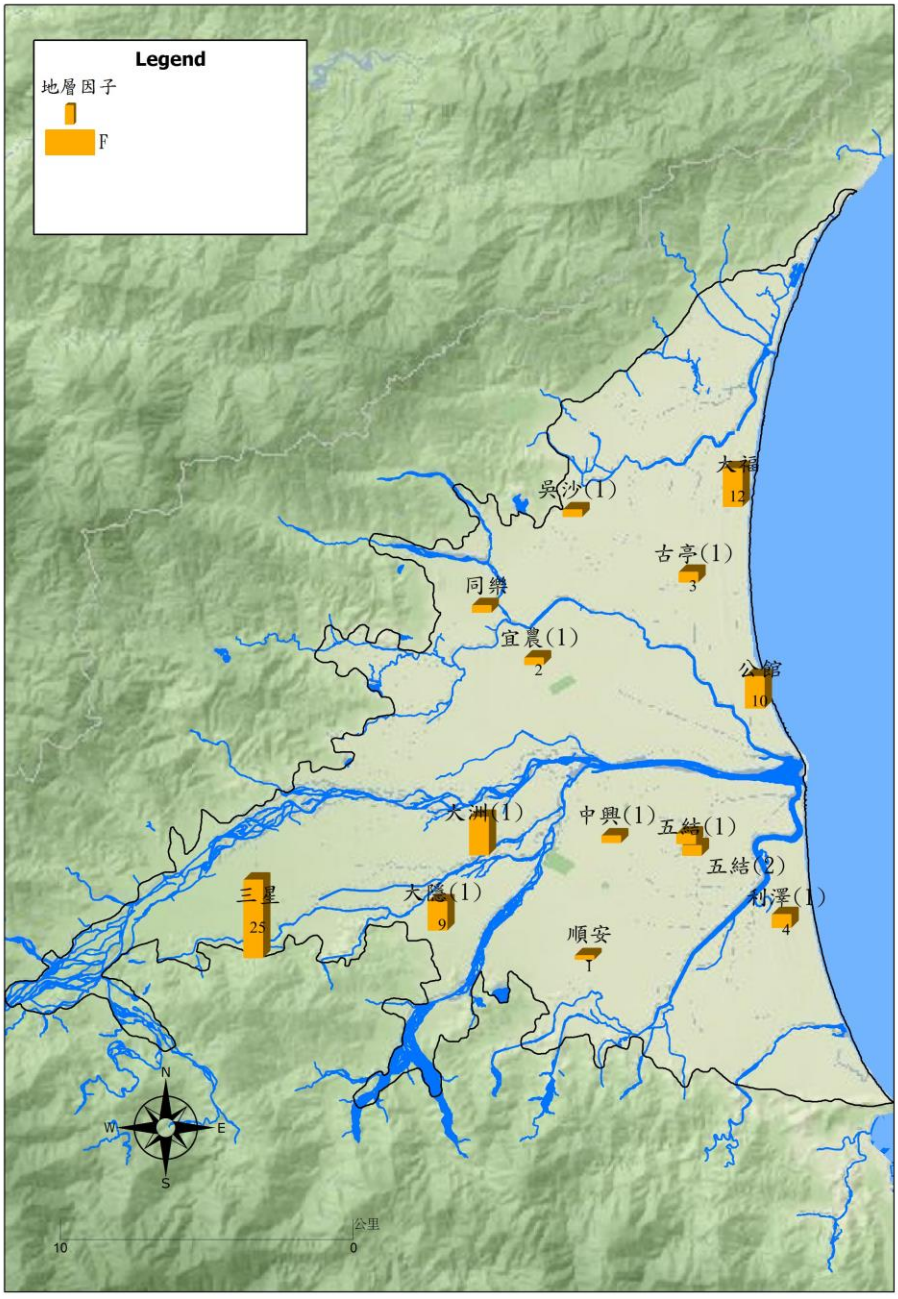


圖 5.4-8 地層因子直方圖

2. 分群分析結果說明

考量地表至含水層間含泥否對於地電阻量測效果之影響，將研究區域分為含泥受壓區與非含泥受壓區。本計畫以 6.5 小節內所建置之三維水文地質(數化)模型，透過 RockWorks 之圖像展示功能分析空間中之岩性分佈，圖 5.4-9 展示地表下 5 至 7 公尺的岩性分佈，其中黃色區域即為泥層分布範圍。

綜合前述分析可得本計畫之分區可分為受壓區與非受壓區。

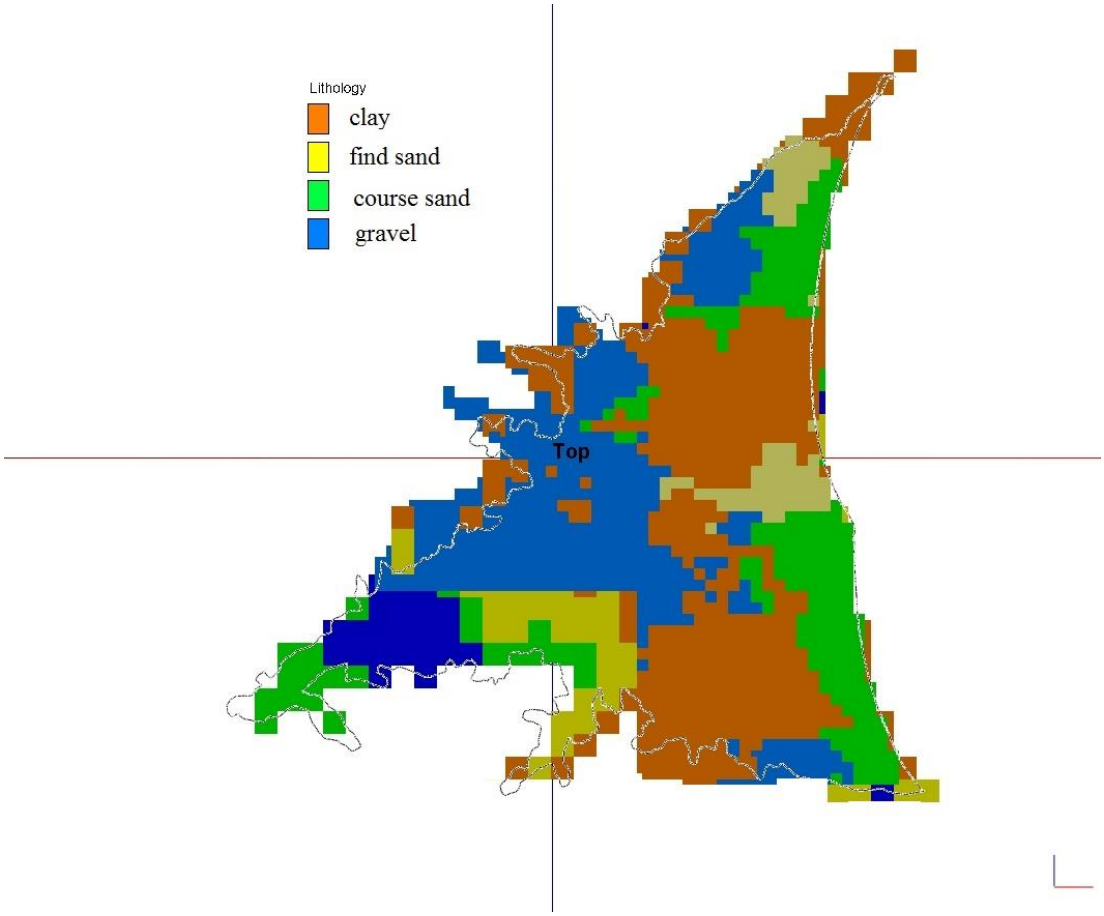


圖 5.4-9 研究區域含泥與否分區說明

3. 透水係數與地層因子關係式建立

圖 5.4-10 展示研究區域內，位於受壓區與非受壓區之觀測井分佈；圖 5.4-11 則為研究區域內，各觀測井之 K 對 F 之散佈圖。由圖 5.4-11 可知，含泥區與不含泥區之點位大致上可分為兩個集合，非受壓區點位，其 F 大約 4 以上；受壓區之點位皆在 4 以下。

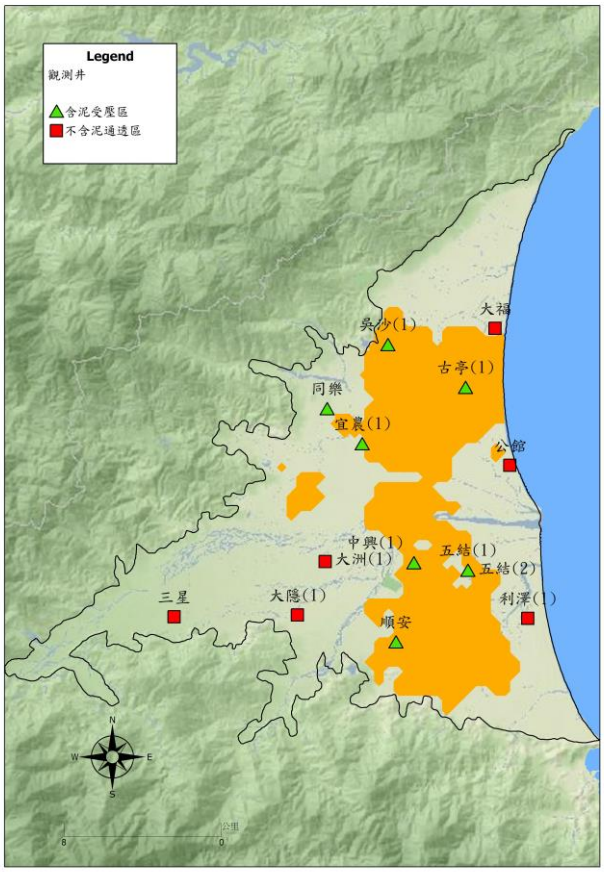


圖 5.4-10 含泥區與不含泥區之觀測井分佈

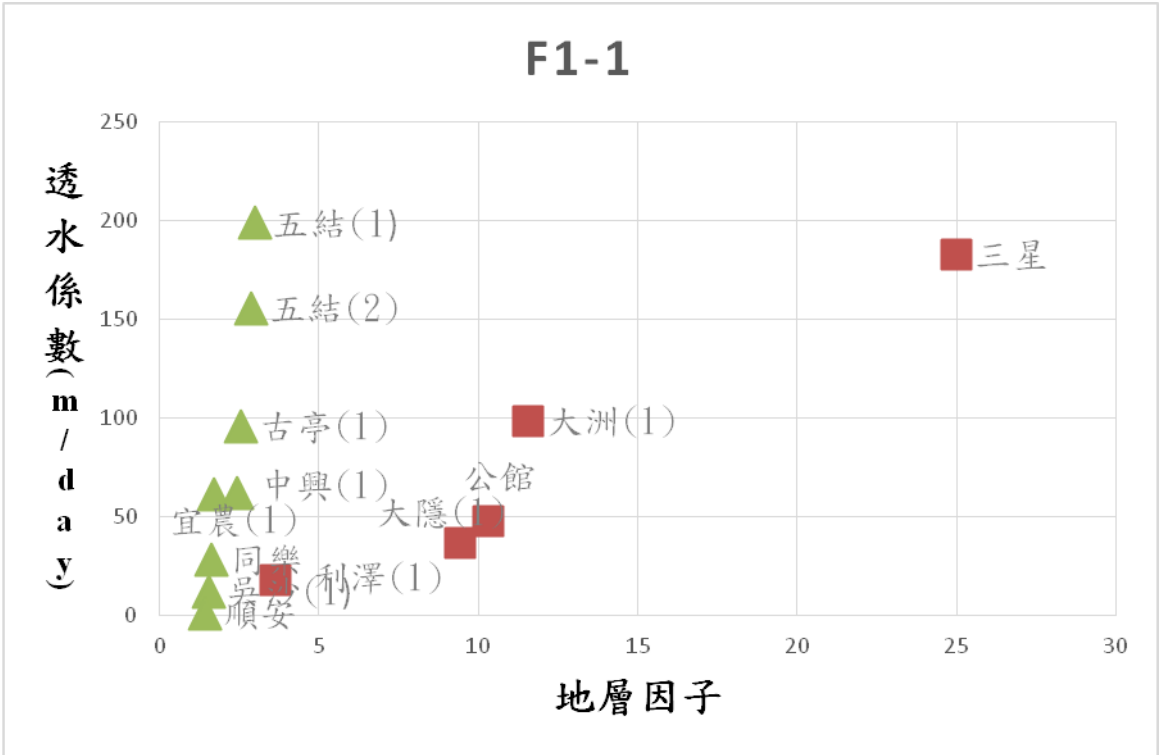


圖 5.4-11 各觀測井之透水係數對之散佈圖

接著將此兩資料集合之 F 值，與觀測井之 K 值進行迴歸分析，結果如圖 5.4-12 所示，受壓區之回歸式如式(5.4-4)所示，其 R^2 為 0.87，非受壓區之回歸式如式(5.4-5)所示，其 R^2 為 0.92。

K = 101.7F –141.84.....(式 5.4-4)

K = 8.1264F – 24.0.21.....(式 5.4-5)

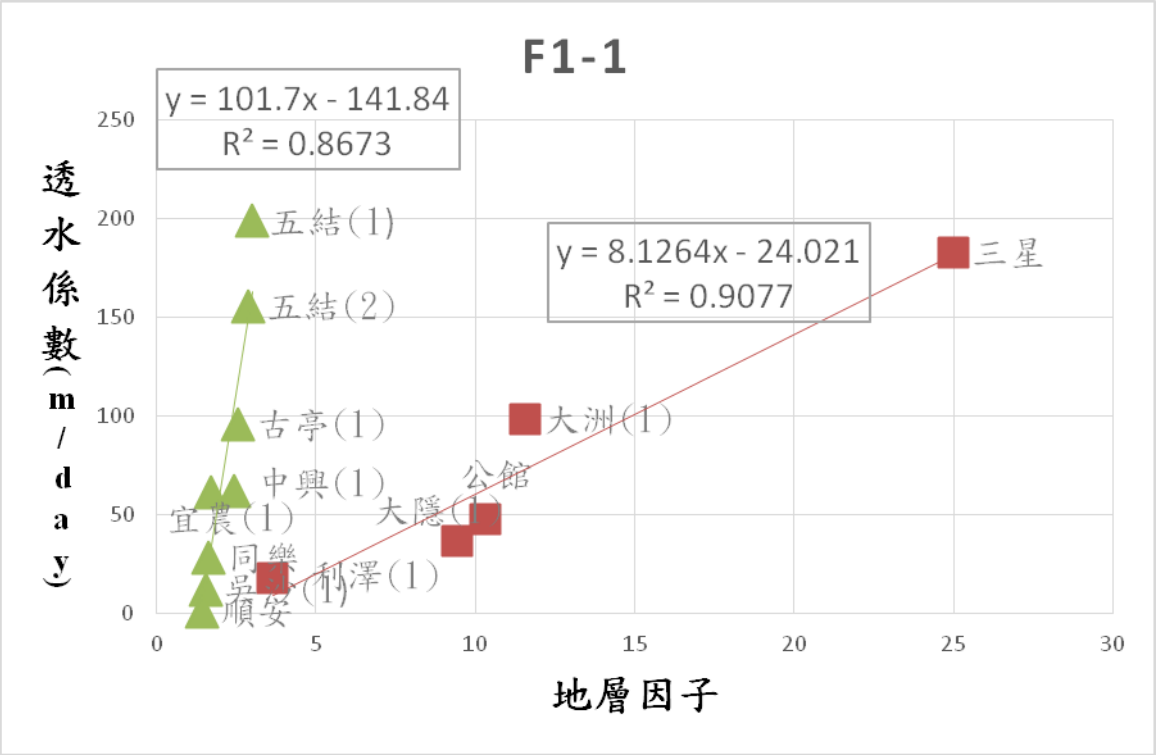


圖 5.4-12 地層因子與透水係數之回歸關係圖

4. 三維透水係數空間分布推估

在 K 值之推估上，需先推求 F 值，再帶入各區 K 與 F 之關係式，推估三維透水係數空間分布，流程圖如圖 5.4-5 所示，各步驟研究成果展示如下：

(1) 推估 R_o 與 R_w 值之空間分佈：將原始量測資料，如圖 5.4-13(a)(b)與圖 5.4-14(a)(b)所示，透過空間內插方法(Inverse distance)推估至研究區域，結果如圖 5.4-13(c)(d)與圖 5.4-14(c)(d)所示。

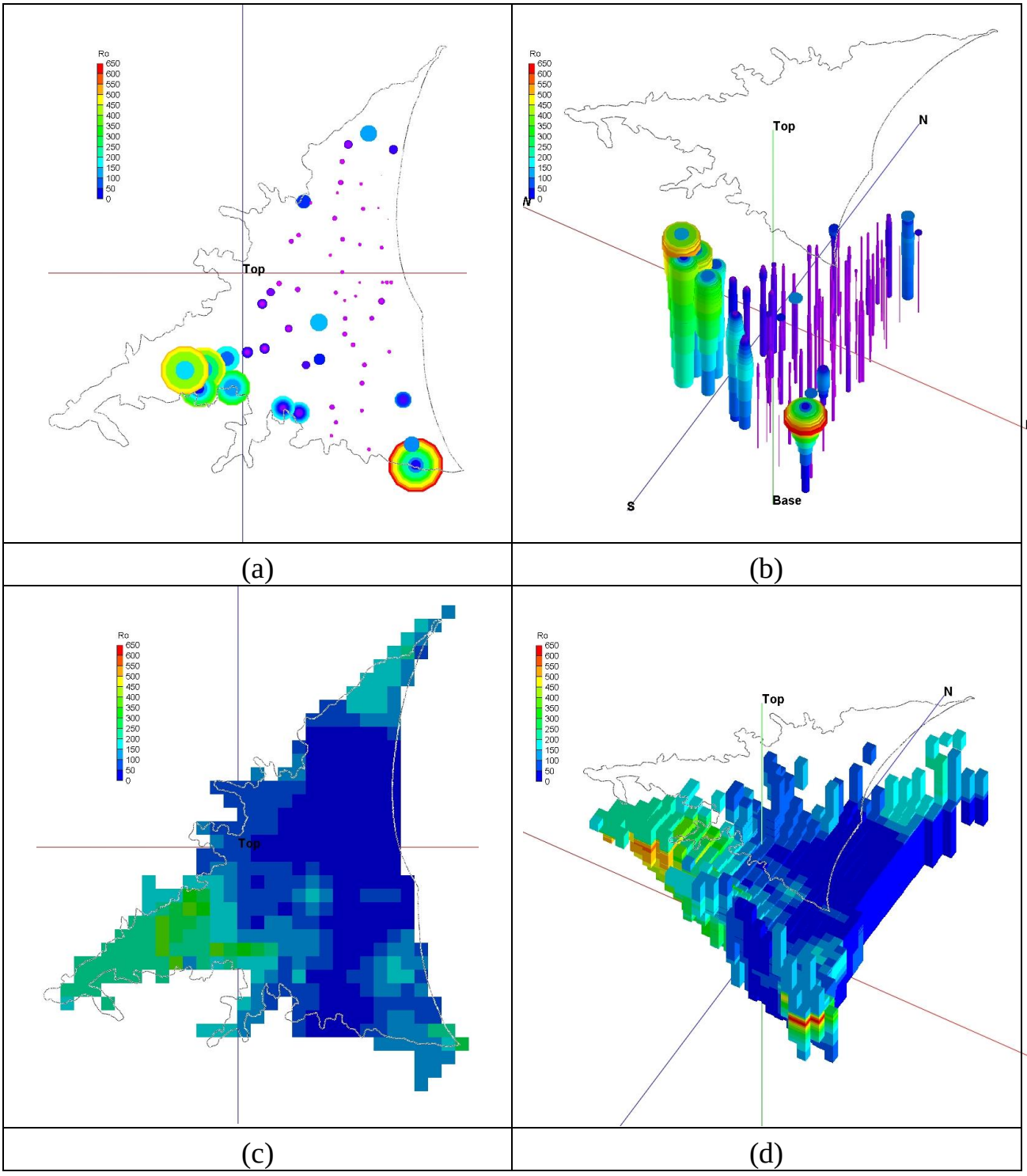


圖 5.4-13 土體電阻值空間分布

(a)原始資料空間位置俯視圖；(b) 原始資料空間位置側視圖

(c) 內插後土體電阻值空間分布俯視圖；(d) 內插後土體電阻值空間分布側視圖

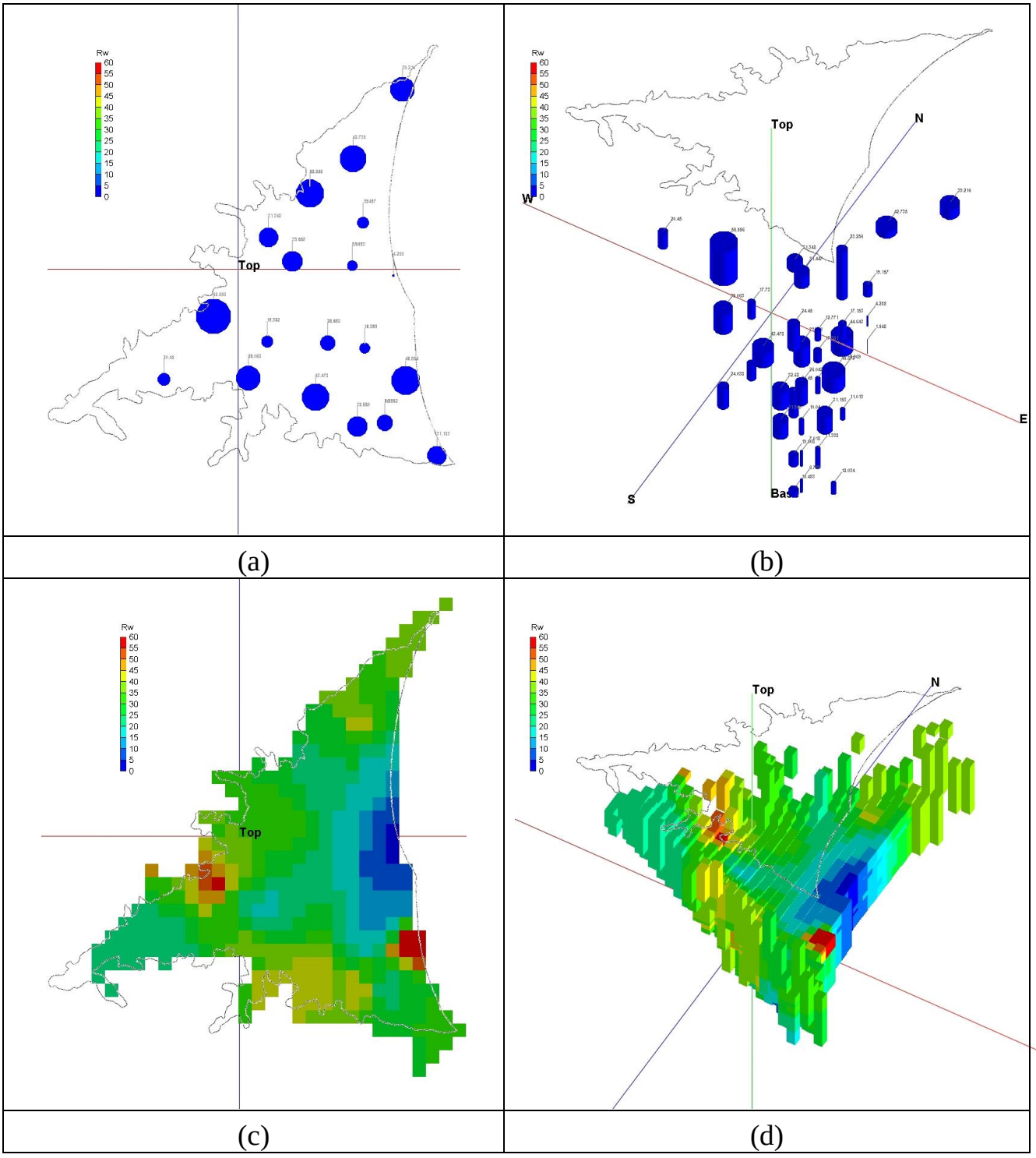
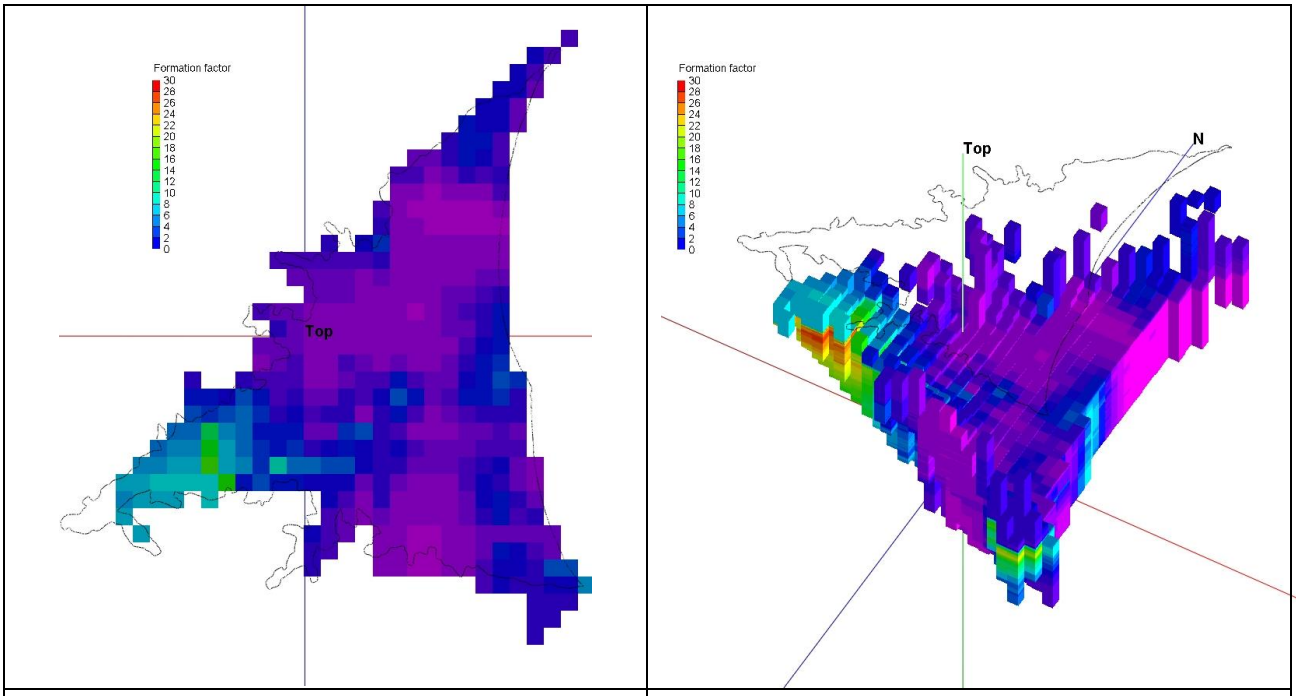


圖 5.4-14 水質電阻值空間分布

(a)原始資料空間位置俯視圖；(b) 原始資料空間位置側視圖

(c) 內插後水質電阻值空間分布俯視圖；(d) 內插後水質電阻值空間分布側視圖

(2) 計算各網格之 F 值：推得到 R_o 與 R_w 值之空間分佈後，便可將前述兩項參數以式(5.4-1)進行計算，推估 F 值之空間分布，結果如圖 5.4-15 所示。

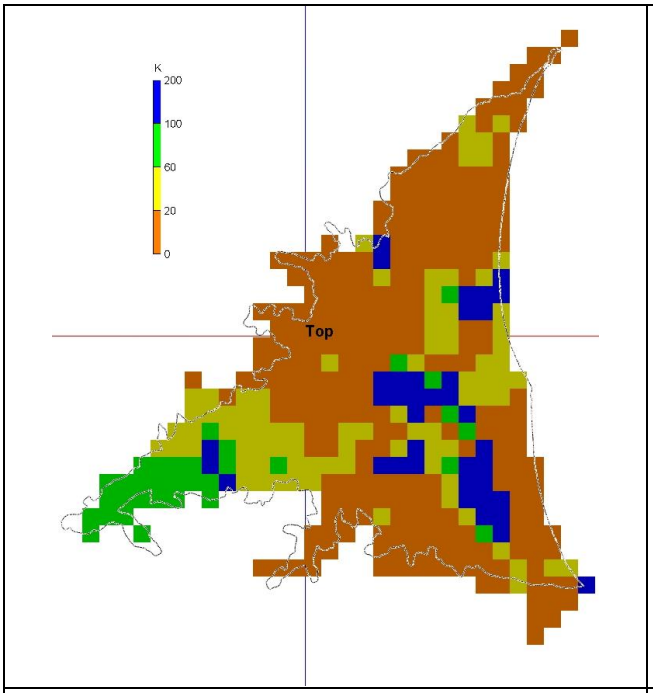


(a) (b)

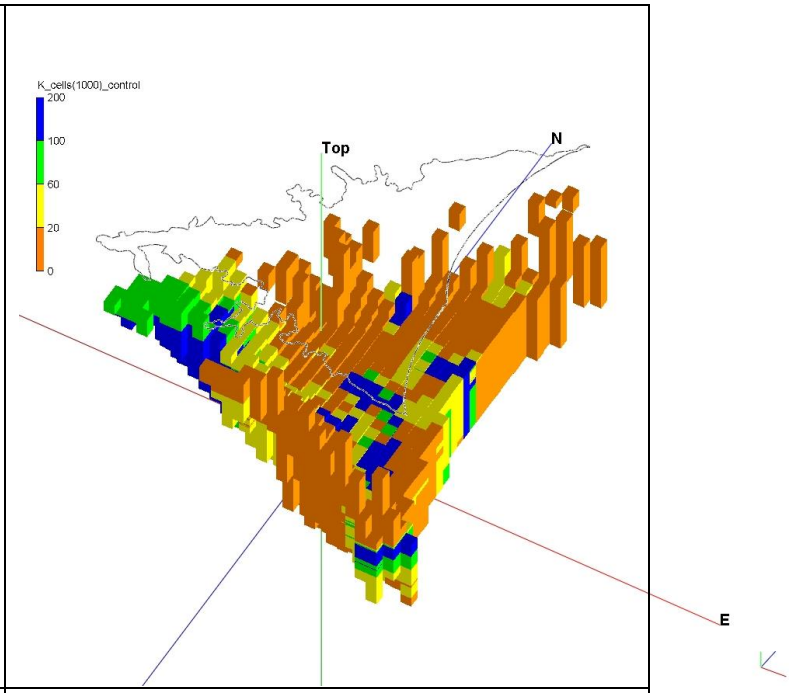
圖 5.4-15 地層因子空間分布

(a) 地層因子空間分布俯視圖；(b) 地層因子空間分布側視圖

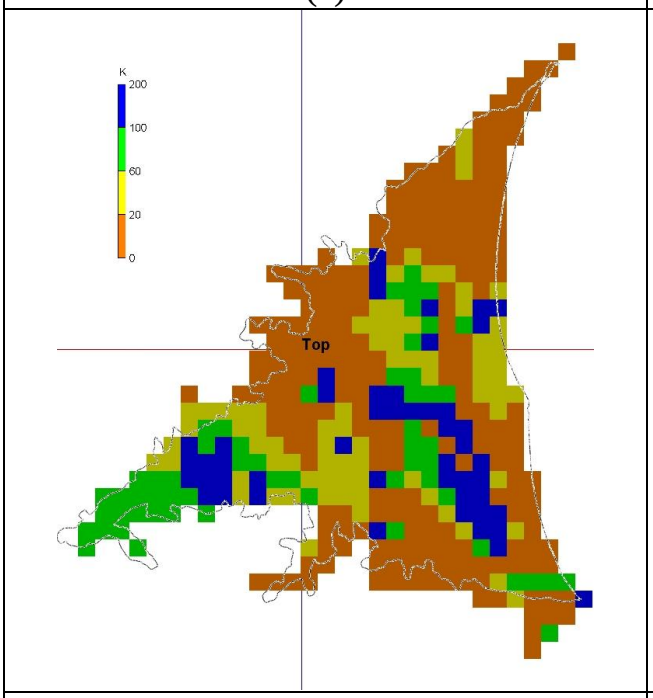
(3) 推估三維透水係數空間分布：依照受壓與非受壓區，將各網格之F值，依據表層含泥區與不含泥區(如圖 6.4-10)，分別代入式(6.4-4)與式(6.4-5)，進行 K 值推估，結果如圖 6.4-16 所示。


K
200
100
60
20
0
Top

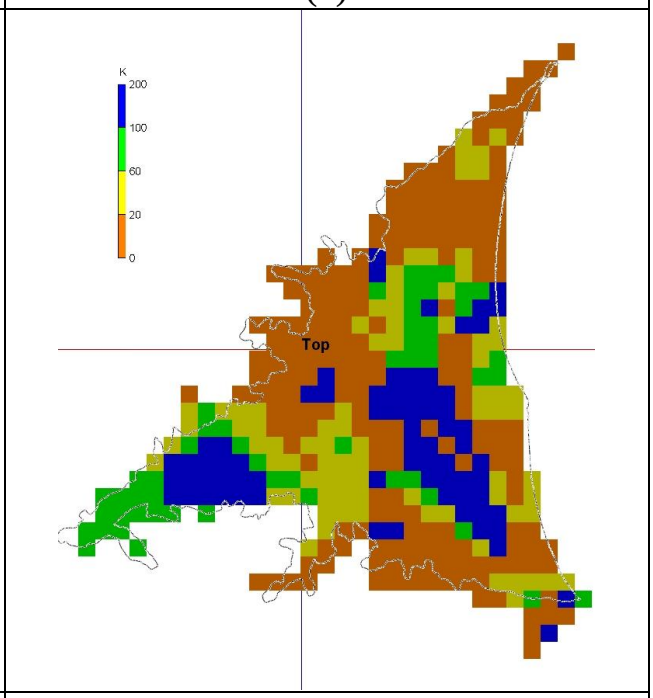
(a)


K_cells(1000)_control
200
100
60
20
0
Top
N
E

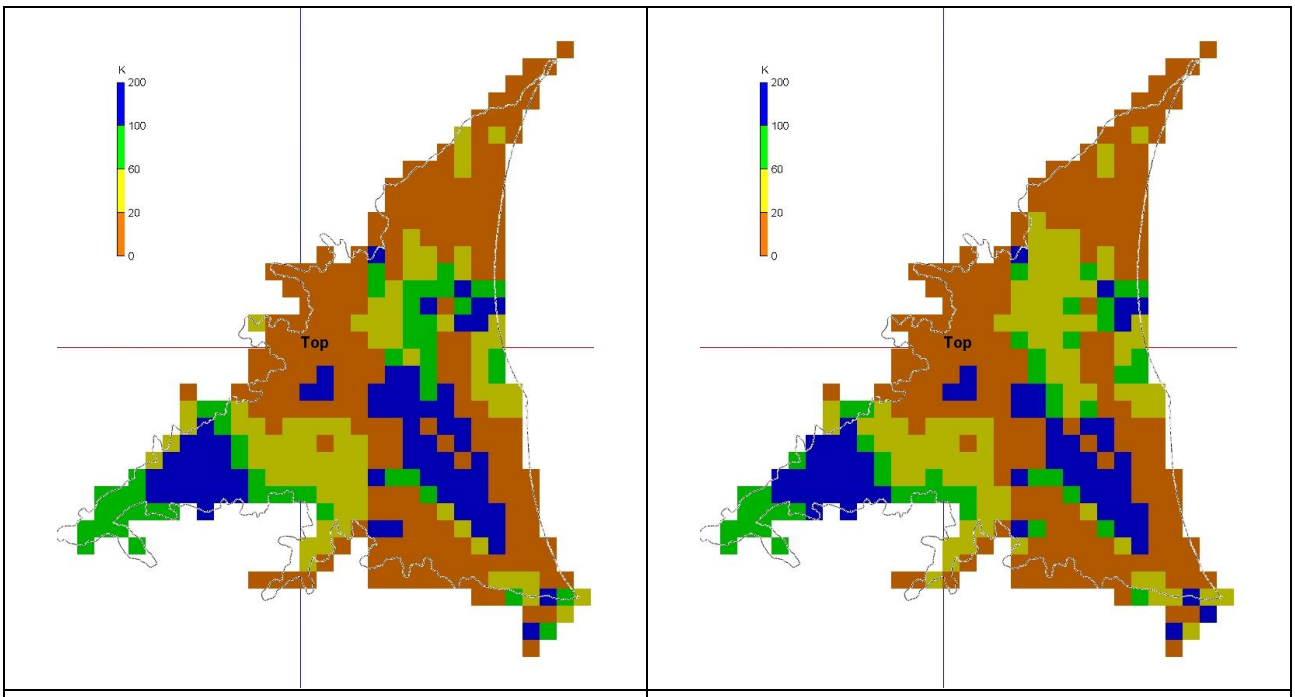
(b)


K
200
100
60
20
0
Top

(c)


K
200
100
60
20
0
Top

(d)



(e) (f)

圖 5.4-16 透水係數空間分布

(a) 透水係數空間分布俯視圖；(b) 透水係數空間分布側視圖

(c) 地表下 15(m) 水係數空間分布；(d) 地表下 30(m) 水係數空間分布

(e) 地表下 45(m) 水係數空間分布；(f) 地表下 60(m) 水係數空間分布

(四) 後續應用

本節所建立之三維透水係數場，其水平空間解析度與地下水流模式一致，垂向解析度上亦較模式為高，本計畫將以此三維透水係數場為基礎，配合模式之含水層分層架構與參數分區，計算各分區之整合 K 值，作為地下水流模式之透水係數起始值，協助參數檢定之進行。本計劃後續多項工作，如地下水系統之水平衡分析、地下水可用水量評估與地下水補注區對地下水量與水質之影響分析，皆以地下水模式進行分析，因此若能提供模式合理之參數初始值，將可改善模式檢定之效率及合理性，提升後續各項工作成果之正確性。

5.4.2 應用重力量測於比出水量推估

比出水量(S_y)推估主要基礎為牛頓萬有引力定律，當地下水儲蓄量產生變化時，將影響鄰近區域之重力場分布。B. D. Tapley (2004) 與 John Wahr (2004) 指出短期之重力變化，主要受到土壤中蓄水量變化的影響。M. Rodell and J. S. Famiglietti (2002) 與 Matthew Rodell (2007) 亦指出藉由地下水位之觀測值，可用以推估地下水蓄水量的變化，進而移除飽和含水層與土壤含水量對重力之影響。Shaakeel Hasan and Peter A. Troch (2006)則應用超導重力儀量測重力場之時序變化，該研究指出重力殘差變化，與未飽和層地下水位及降雨量均具有高度相關性。由前述研究顯示，應用重力量測資料推估比出水量為一可行之方法，因此本計畫於地下水位觀測站附近設置重力儀進行重力量測，並蒐集該地下水位站之地下水位資料，藉由重力加速度變化量與地下水位變化推估該區域之比出水量(S_y)。

一、比出水量推估流程

比出水量推估流程如圖 5.4-17 所示，首先建置地下水數值模式並進行水位模擬，可得重力量測當日之水位分布情形，由兩次重力量測間之水位變化及初始設定之比出水量，可計算得地下水儲蓄改變量，再應用牛頓萬有引力定律及牛頓第二運動定律可模擬得重力加速度改變量。比較模擬之重力加速度改變量及觀測之重力加速度改變量，當兩者誤差值大於 $1\mu\text{gal}(1\text{gal} = 1\text{cm/s}^2)$時，則調整比出水量，重新計算地下水儲蓄改變量及重力加速度改變量，直至小於容許誤差，乃完成比出水量參數推估。

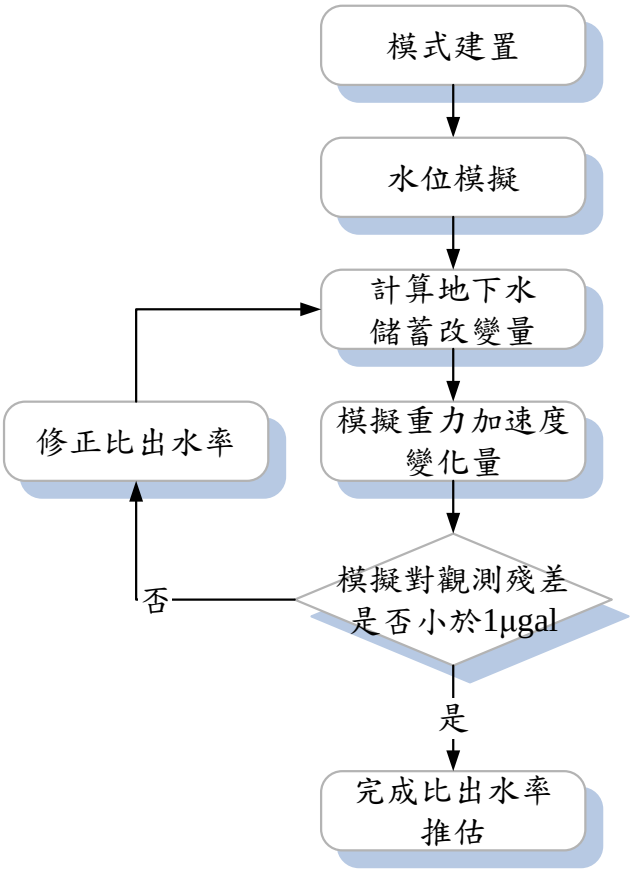


圖 5.4-17 比出水量推估流程圖

二、重力積分方法

使用重力加速度變化量進行模擬值與觀測值之比較，重力加速度之計算可由牛頓萬有引力定律及牛頓第二運動定律而得，牛頓萬有引力定律公式如式 5.4-6 所示，牛頓第二運動定律公式如式 5.4-7 所示，將式 5.4-6 代入式 5.4-7 得式 5.4-8。

$$F = G\frac{Mm}{r^2} \quad \text{(式 5.4-6)}$$

$$F = ma_g \quad \text{(式 5.4-7)}$$

$$a_g = G\frac{M}{r^2} \quad \text{(式 5.4-8)}$$

於計算重力影響時，其中 G 為重力常數，r 為水體變化量質心至重力站之距離，M 為地下水體變化量，a_g 為重力加速度變化量。

然在模擬重力前，需先使用 MODFLOW 建置數值模式，進行地下水位模擬，而後取出每日之地下水位分布。將兩次重力量測時之地下水位相減，即可得知此兩次量測期間內之水位變化，從而推估水體質量變化及其對重力站之影響。其中在建置數值模式時，需檢定相關參數，始能讓模式更符合現地狀況，然若模式網格數過多，計算量大，花費時間太長，則不利於參數檢定，因此初始設定地下水數值模式之網格設為 1 平方公里。但當進入重力積分時，由於地下水位面距離地表從 1 公尺到 30 公尺不等，1 平方公里之網格進行重力積分後之精度相對於觀測精度而言過粗，其中水體質心對重力站之距離影響最大，因

此需再將網格加密。經本計畫研究測試，乃將重力站 3 公里範圍內之網格依地下水深度，切細為邊長 1 公尺或 10 公尺之小網格，即網格加密為原本一萬倍到百萬倍，再對平原水體變化量進行積分，此可有效提升積分精度，讓積分誤差小於觀測誤差，而不致對推估結果產生影響。

三、比出水量檢定結果

以下將說明以重力方法檢定比出水量之檢定成果，分別包含三星、大洲、大隱、順安與中興等五站，其中順安與中興兩站受侷限含水層影響，其主要重力變化應非地下水位變化所致，故排除不計算，其餘三站推估結果如表 5.4-2 所示。

表 5.4-2 比出水量推估結果

	三星	大隱	大洲	順安	中興
井頂高	92.3	40.3	18.2	11.1	6.3
水面深度	30.20	10.70	1.76	0.09	1.34
重力差	20	24	4	10	0
水位差	7.70	2.26	0.13	0.02	0.34
推估 Sy	0.07	0.25	0.77	-	-

(重力單位：μgal、長度單位：m)

如上表所示，分別於 4 月份與 9 月份進行重力量測，4 月為枯水季其水位較低，量測之重力值較小，而 9 月為豐水季其水位較高，量測之重力值較大，因此兩次量測間地下水位上升且重力量測值增加，僅中興站受其他環境噪音影響而重力變化不同。在推估結果方面，三星比出水量約為 0.07，大隱比出水量約為 0.25，兩者推估結果均位於合理區間內，尚可用以作為後續研究使用，而大洲站部分則重新檢視其附近之地理環境，此地下水位站位於大排水溝附近，該排水溝約 2 米深，由於排水溝使用時間已久，水溝壁已產生許多裂縫，水溝水應可對地下水產生出入滲效應，此外該水溝與河水相連，且地下水位面深約 1.76 公尺，歷年豐估水季變化約 0.6 公尺，因此可判斷此地下水位站可能主要受大排水溝影響，而使水位量測值為局部性之水位變化，與之相較重力量測值則為方圓 3 公里內之總量變化，兩量測量所受影響不同，造成推估結果與實際情形不同。

5.5 水文地質數化模型建置

水文地質數化模型為水文地質架構與水文地質參數成果之整合，因此在完成水文地質數化模型建置後，即可到三維之參數與地質數位模型，可藉此具體呈現不同視角以及不同面相之水文地質特徵，並作為後續地下水數值模式建置以及補注區劃設之依據。

5.5.1 建置說明

水文地質數化模型建置流程如圖 5.5-1 所示，為了綜整地質架構與參數推估結果，本計畫需先針對5.3節所建立之水文地質架構進行數位化，接著將水文地質架構數化成果與 5.4 節的水文地質參數推估成果，共同存儲於 RockWorks 水文地質模型資料庫內，之後，透過 RockWorks 之三維水展示功能，可呈現各種視角之水文地質特徵，可有效協助後續相關分析之進行。

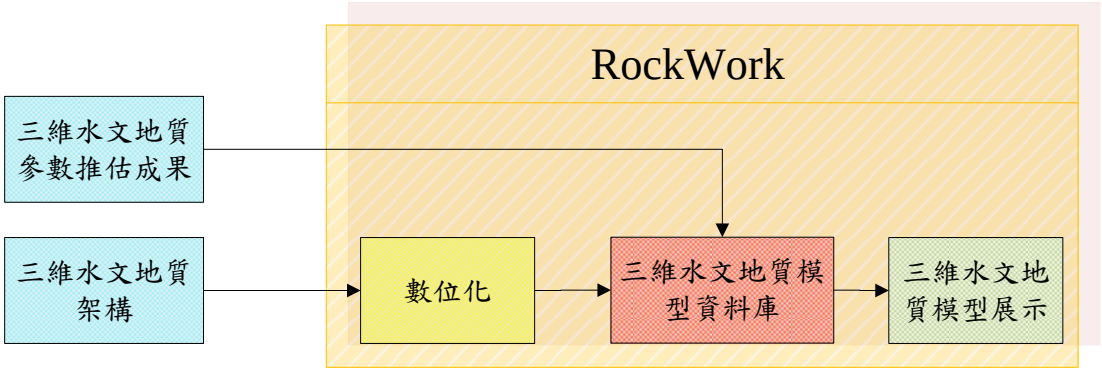


圖 5.5-1 水文地質數化模型建置流程

5.5.2 水文地質架構數位化

水文地質架構數位化方法如圖 5.5-2 所示。首先將地調所提供之六張水文地質剖面圖匯入本計畫所開發之數位化程式，以水平向 500 公尺，垂向 2.5 公尺解析度下之網格，記錄每一網格內之主要岩性資料，如圖 5.5-3 所示。原始剖面圖中包含各觀測井之分佈及岩性構造，然其顏色與周遭相同岩性之配色略有不同，因此本計畫在數位化之過程中將其濾除，補以周遭相同岩性之配色。圖 5.5-3(a)、(c)、(e)、(g)、(i)與(k)為原始的地質剖面圖，圖 5.5-3(b)、(d)、(f) 、(h)、(j)與(l)為地質剖面圖之數化成果，經兩兩比對後可確認兩者之一致性。

在完成地質剖面圖數位後，接著將數化後的岩性資料，儲存於 RockWorks 資料庫內，資料庫儲存格式如圖 5.5-4 所示。完成數化後的岩性資

料，本計畫採用建置虛擬觀測井的方式，將岩性資料儲存於 RockWorks 觀測井資料庫內(Borehole Manager)，如圖 5.5-4 所示。圖 5.5-4 為 RockWorks 觀測井資料庫的操作介面，可藉由左邊綠框內的觀測井井名作索引，查詢岩性資料表，而表格內記錄岩性種類、岩性代號與岩性深度範圍。

接著以此數位化後之資料為基礎，透過 RockWorks 內建之三維空間內插演算法(最近距離法)，推估三維空間之岩性分布，完成三維水文地質架構之建置，如圖 5.5-5 所示。最後將此三維水文地質架構儲存於 RockWorks 資料庫內，以供後續分析使用。

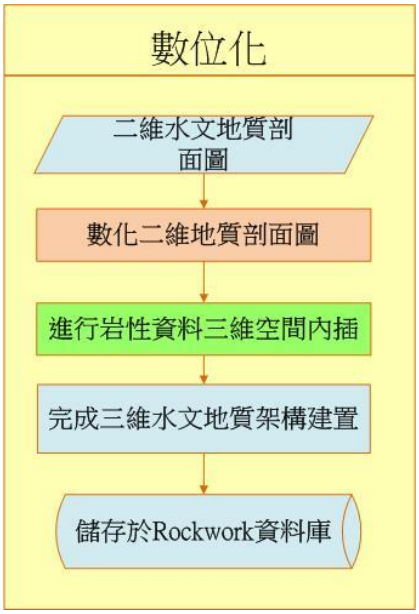
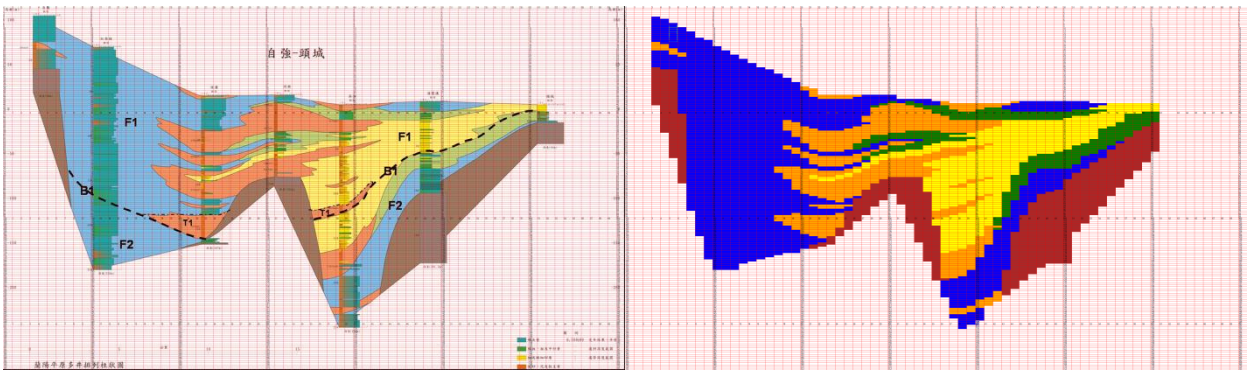
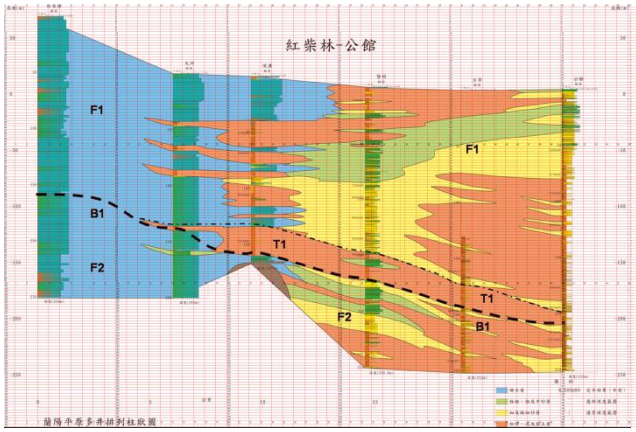


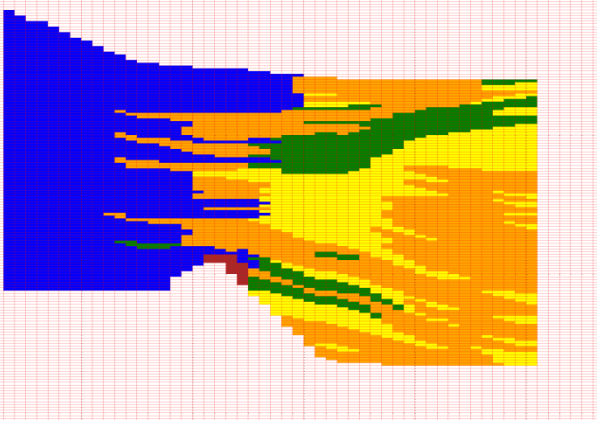
圖 5.5-2 水文地質架構數化之流程圖



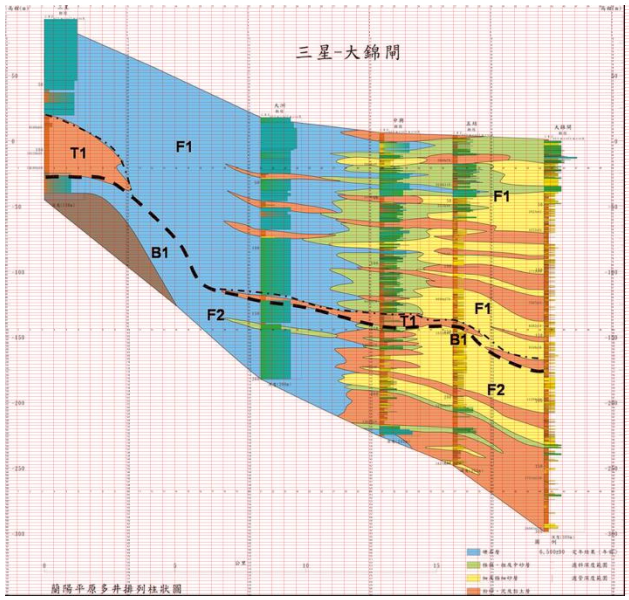
(a) (b)


紅柴林-公館
F1
B1
F2
T1
F1
T1
F2
B1
蘭陽平原多井排列柱狀圖

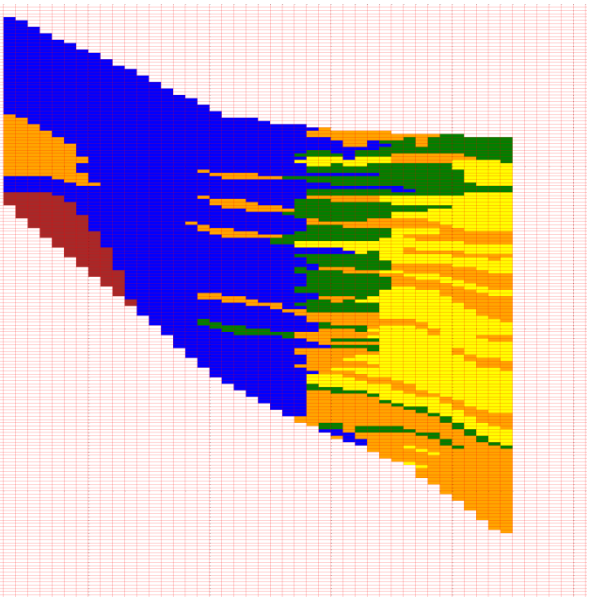
(c)



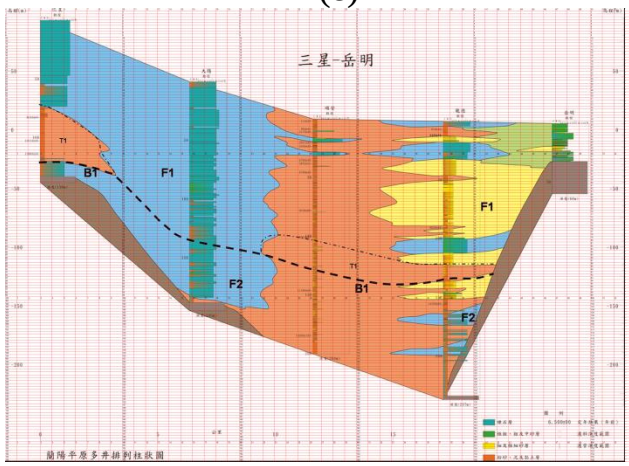
(d)


三星-大錦閘
T1
F1
B1
F2
F1
T1
F1
B1
F2
蘭陽平原多井排列柱狀圖

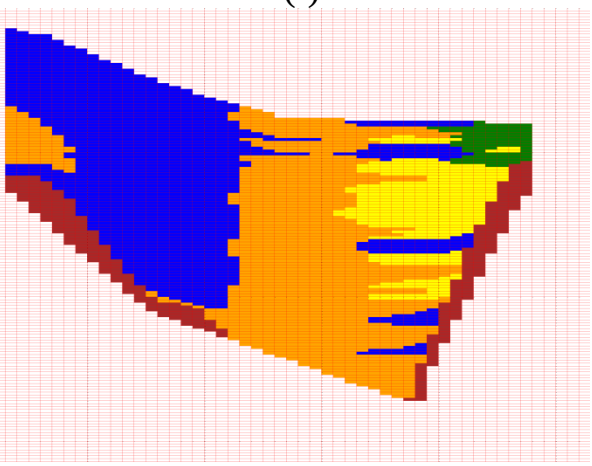
(e)



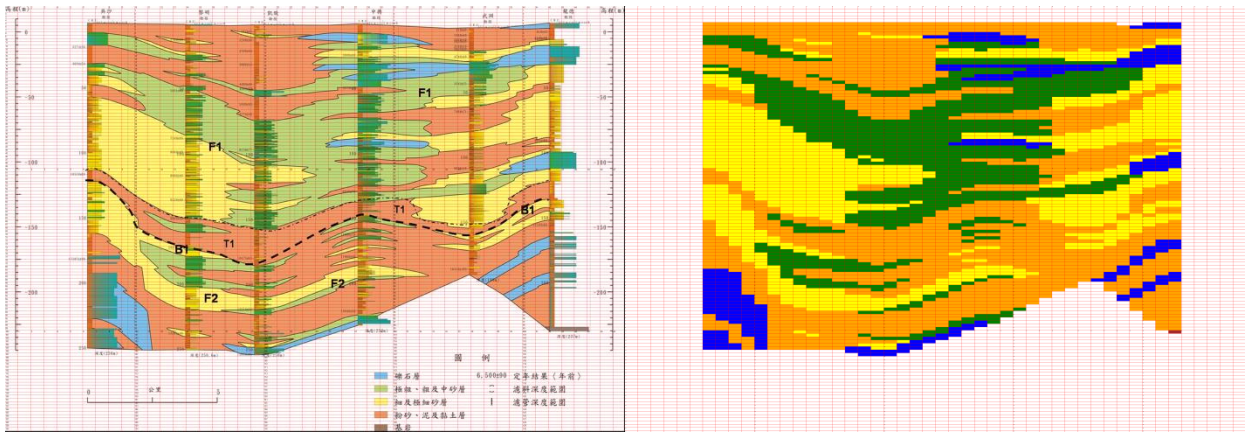
(f)


三星-岳明
T1
B1
F1
F2
F1
T1
B1
F2
蘭陽平原多井排列柱狀圖

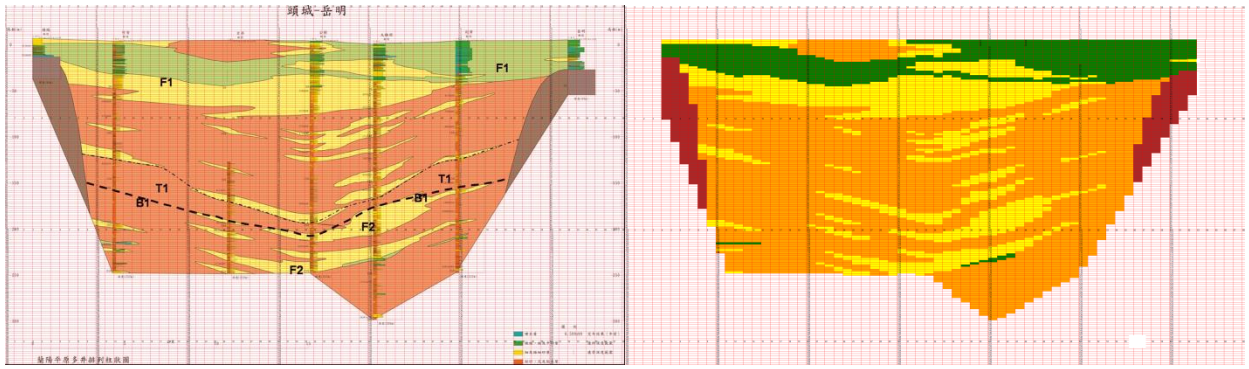
(g)



(h)



(i) (j)



(k) (l)

圖 5.5-3 二維剖面圖數化成果比對圖。

(a)自強至頭城原始剖面圖。(b) 自強至頭城網格數化成果圖。

(c)紅柴林至公館原始剖面圖。(d) 紅柴林至公館網格數化成果圖。

(e)三星至大閘錦原始剖面圖。(f) 三星至大閘錦網格數化成果圖。

(g)三星至岳明原始剖面圖。(h) 三星至岳明網格數化成果圖。

(i)吳沙至龍德原始剖面圖。(j) 吳沙至龍德網格數化成果圖。

(k)頭城至岳明原始剖面圖。(l) 頭城至岳明網格數化成果圖。

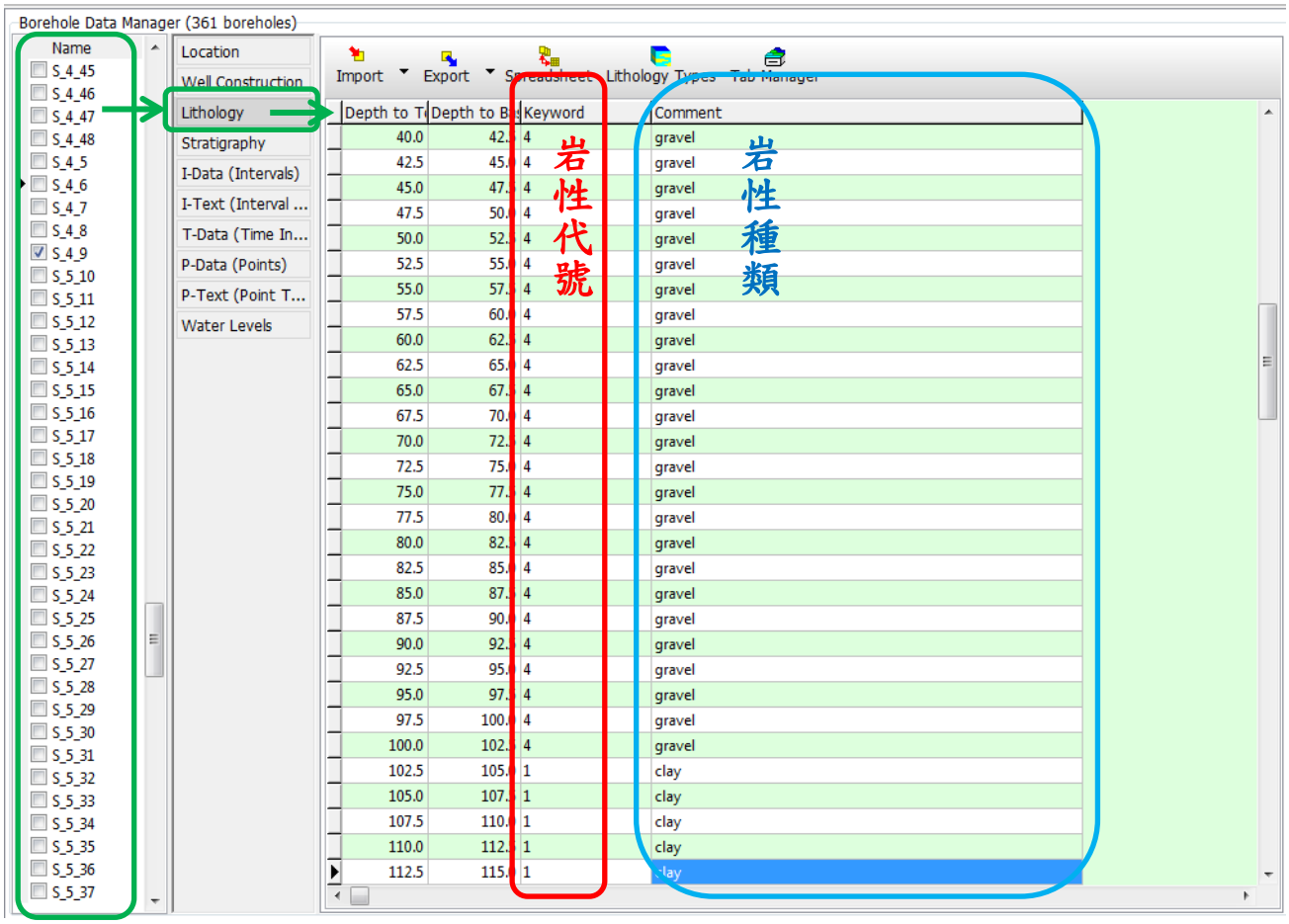


圖 5.5-4 數位化後之岩性資料儲存於資料庫示意圖

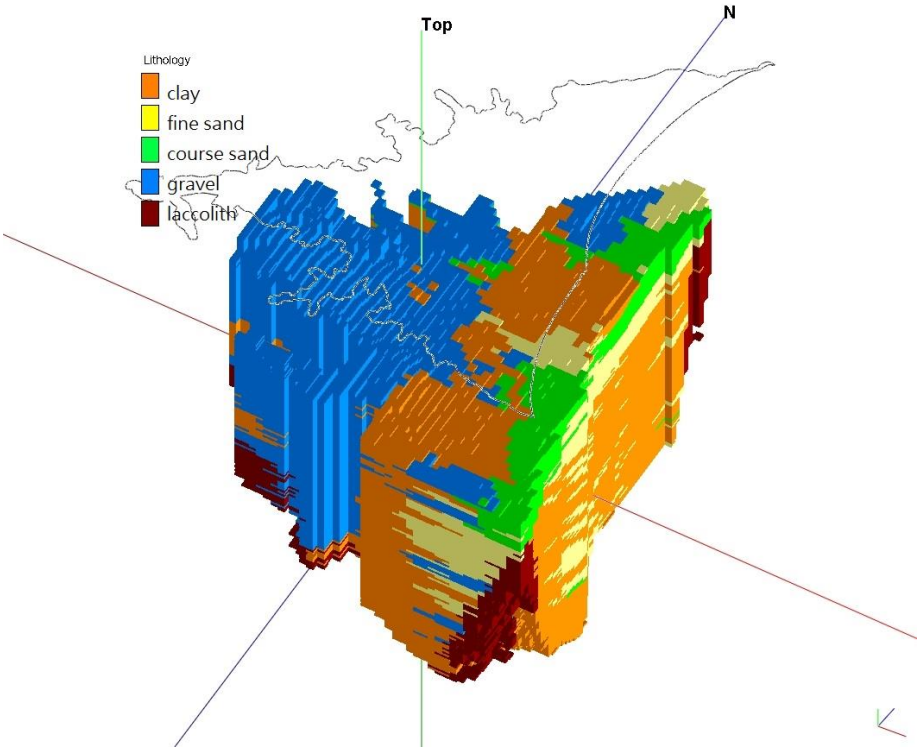


圖 5.5-5 三維水文地質數化架構

5.5.3 水文地質架構資料及三維圖像展示

由於本計畫所產出的水文地質數化架構與水文地質參數推估成果，皆以三維網格進行數位化，兩者之空間分佈完全一致，因此若將兩者同時以三維空間圖像展示，將會造成讀者不易辨識，因此本小節首先將直接展示水文地質模型資料庫之資料儲存格式，再分別進行水文地質架構與參數之三維空間展示。

在水文地質架構資料部分，水文地質模型資料庫之資料儲存格式如圖 5.5-6 所示，由圖可知，本計畫所建立之三維水文地質模型之資料格式分別為各網格之 X 軸、Y 軸與 Z 軸座標，以及相對應之岩性與透水係數值。此資料儲存型態相對簡單且易於作為後續相關分析之應用，例如將資料輸出為 ASCII 格式之檔案後，可進一步將原始資料轉換為 Modflow 層化(layer)之透水係數輸入檔，亦可將此檔案輸入 Voxler 等高階三維繪圖軟體，呈現三維岩性之展示與分析，輔助辨識含水層分層架構，作為地下水流數值模式建置之參考。

在三維圖像展示的部份，本計畫以不同視角以及不同面相展示水文地質架構與水文地質參數。

(1) 三維空間分佈

圖 5.5-7(a)透水係數之三維空間分佈圖，圖 5.5-7(b)為三維岩性分布圖。兩圖在厚度上略有差異，主要原因為透水係數需透過地電阻資料與抽水試驗資料進行推估，因此受限於資料解析度，僅能推估至距地表約 100 公尺深。圖 5.5-7(a)中，橘色代表 K 值介於 0 至 20 m/day 之間，黃色代表 K 值介於 20 至 60 m/day 之間，綠色代表 K 值介於 60 至 100 m/day 之間，藍色代表 K 值大於 100 m/day 以上。圖 5.5-7(b)中，橘色代表泥質，黃色代表細砂，綠色代表粗砂，藍色代表礫石。由此三維俯視圖可知，扇頂區域之表層大都為礫石，其 K 值在扇頂最大，往下游方向逐漸縮小，至扇央往海岸方向，表層多為泥砂交錯之分佈，而其 K 值大多在 20 m/day 以下，而在沿海粗砂分布較廣之區域，其 K 值則在 60 m/day 以上。

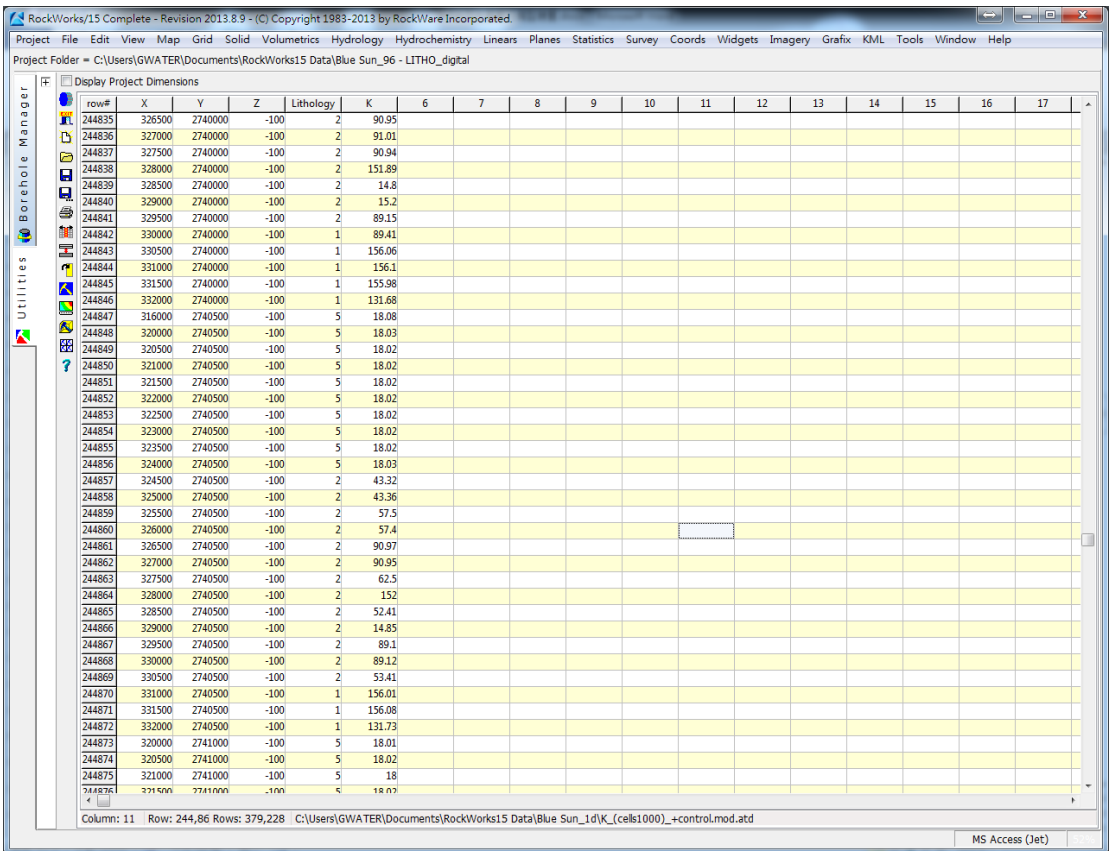
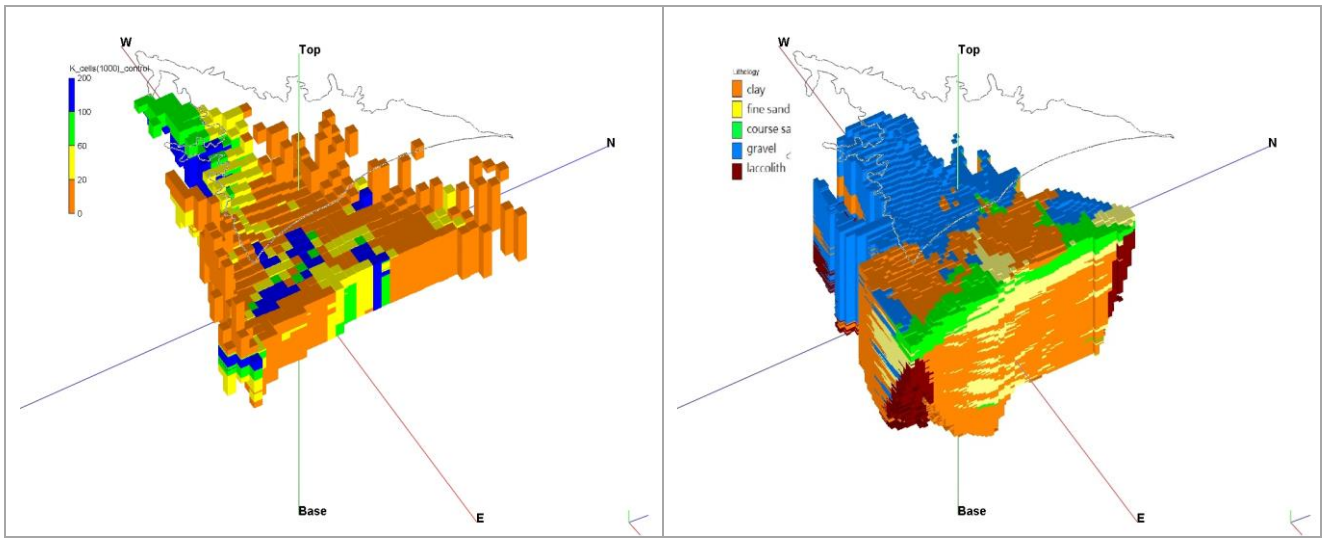


圖 5.5-6 網格資料展示



(a) (b)

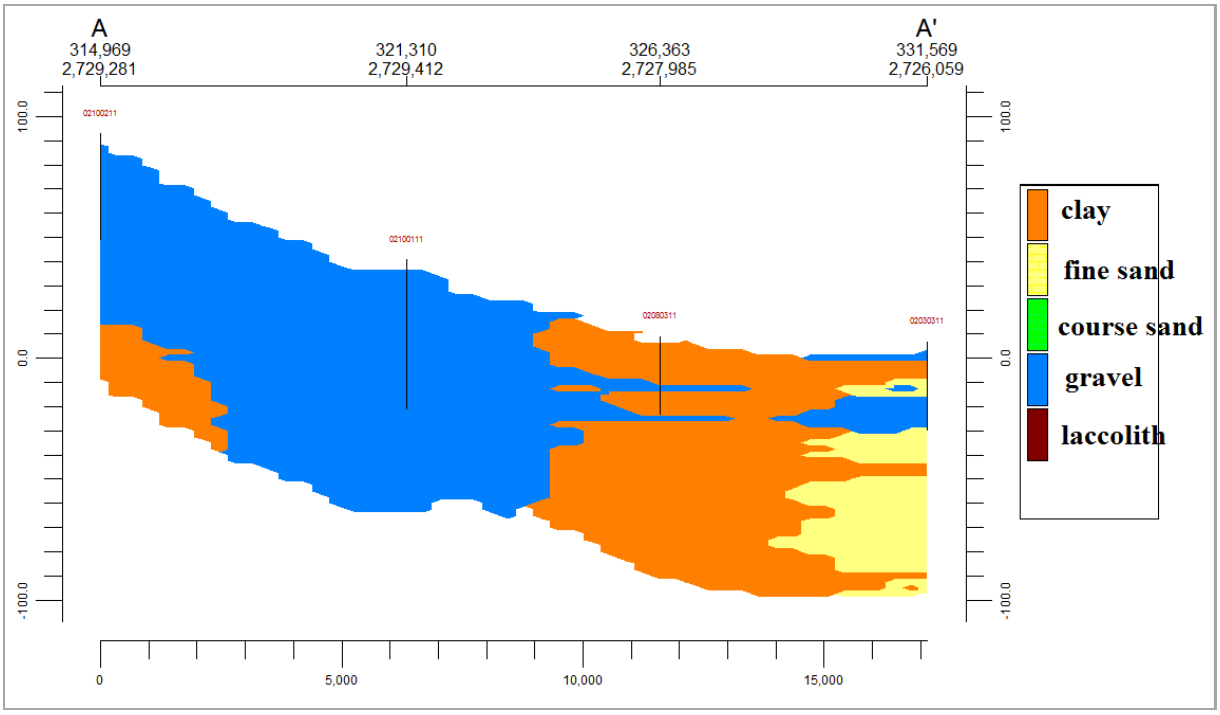
圖 5.5-7 水文地質模型三維空間分佈(a)三維透水係數分布圖。(b)三維岩性架構分布圖。

(2) 二維剖面比對

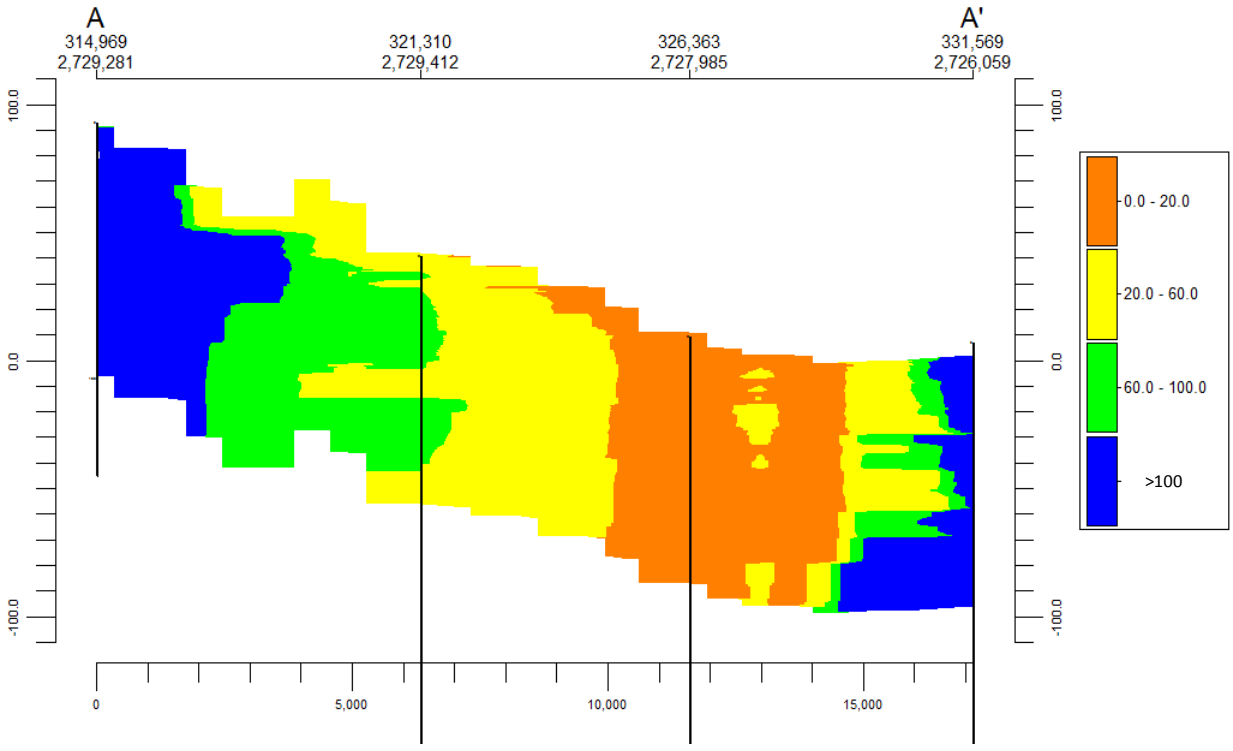
本計畫建立之三維水文地質模型，可透過剖面展示之方式，了解區域內部任一剖面之岩性及參數分佈，為研究者提供更詳盡之地層內部資訊。

圖 5.5-8(a)與(b)分別為以三星、大隱、順安至龍德間之井間連線，所繪製之水文地質架構與水文地質參數剖面圖。藉由此兩剖面圖可知，岩性與透水

係數間存在一定之關聯性。圖(a)中，左半邊主要為礫石分佈，之後與泥相接，而在圖(b)中，對應至礫石之範圍內，K 值則呈現由 100 m/day 之高通透性，逐漸下降至60~20 m/day之間，最後與泥相接時，則降至20 m/day以下。另外，由圖(b)可知，在礫石分佈範圍內，K 值呈逐漸下降趨勢，而非維持在原先之100 m/day以上，分析其主要原因應為K值推估時，除了考量觀測井資訊外，亦考量大量之地電阻資訊，因此得以呈現出較為細部之 K 值分佈特徵，而岩性分佈則主要參考觀測井或地質井岩心，資料密度相對地電阻為少，因此僅能反應大範圍之趨勢。



(a)



(b)

圖 5.5-8 剖面圖。(a)三星至龍德水文地質架構剖面。(b)三星至龍德水文地質參數剖面(K)。

(3) 空間資料查詢

本計畫所使用的展示工具，除了可提供研究人員檢視其內部任意剖面及角度之水文地質模式變化外，亦能自行定義井群間之連線，繪製此連線之二維井間剖面圖，以及多條井間連線之柵狀圖。此外，除了提供展示的功能介面外，亦提供查詢介面，如圖 5.5-9 所示，此介面可藉由調整三個維度的視角，改變使用者的視覺角度，如圖內籃框所示；另外，亦能藉由調整三個維度的深度，改變模式深度，最後可藉由滑鼠點選欲查詢的網格，便能於圖內下方綠色方格內，查詢到網格的位置與數值。

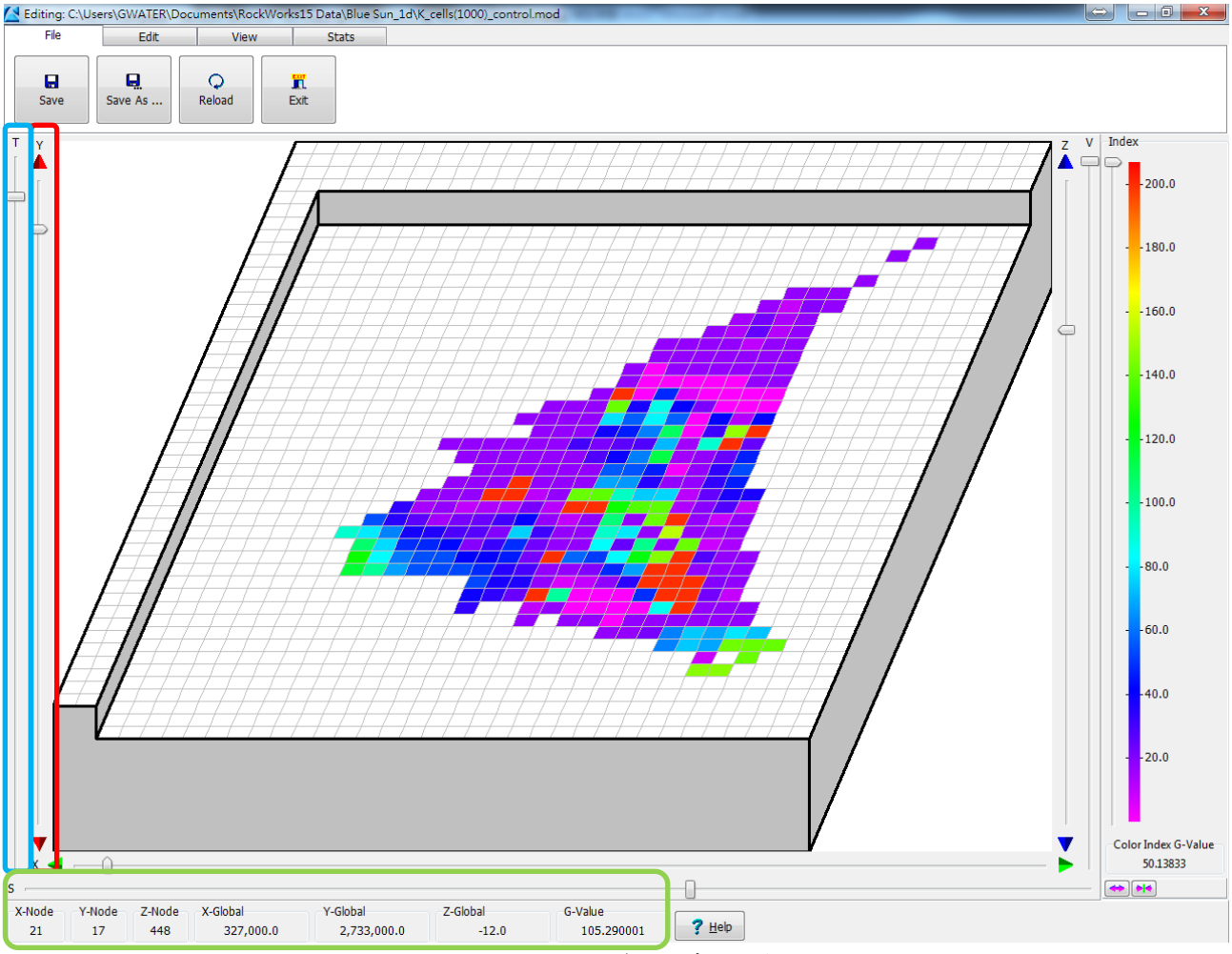


圖 5.5-9 空間資料查詢介面

5.5.4 水文地質模型應用於主要補注區邊界分析

在完成三維水文地質數化模型建置後，應用其成果於地下水主要補注區之邊界分析，步驟如下所示。

(1)於扇頂區域選擇多條剖面，繪製成柵狀圖，如圖 5.5-10 所示。

(2)藉由觀察空間上每一剖面，紀錄礫石層與泥層交界面，本計畫選取之交界面盡量以礫石為主，避免參雜泥質，如圖 5.5-11 所示。

(3)將各剖面之交界面連線，找出礫石層之邊界，而此邊界即為主要補注區邊界，如圖 5.5-12 紅線所示。為使此邊界空間位置易於辨識，將此邊界、觀測井、地質井與河川作圖，如圖 5.5-13 所示。

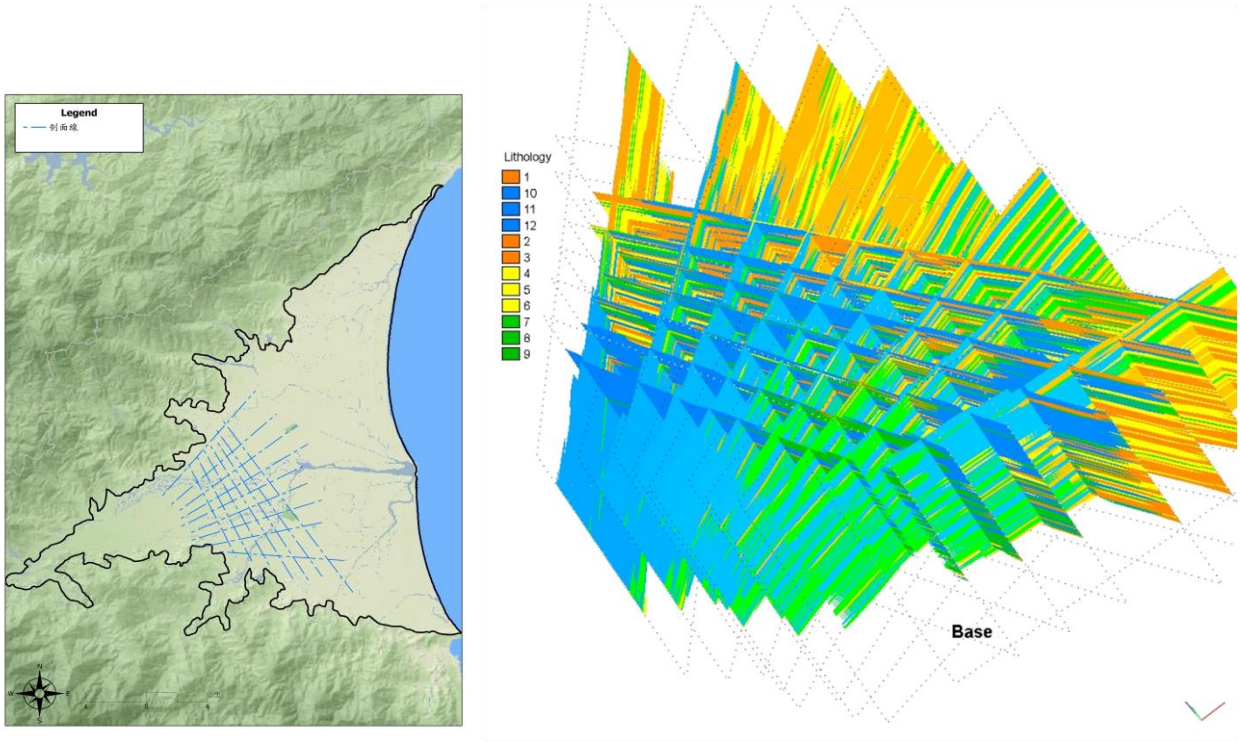


圖 5.5-10 剖面線位置示意圖與水文地質柵狀圖

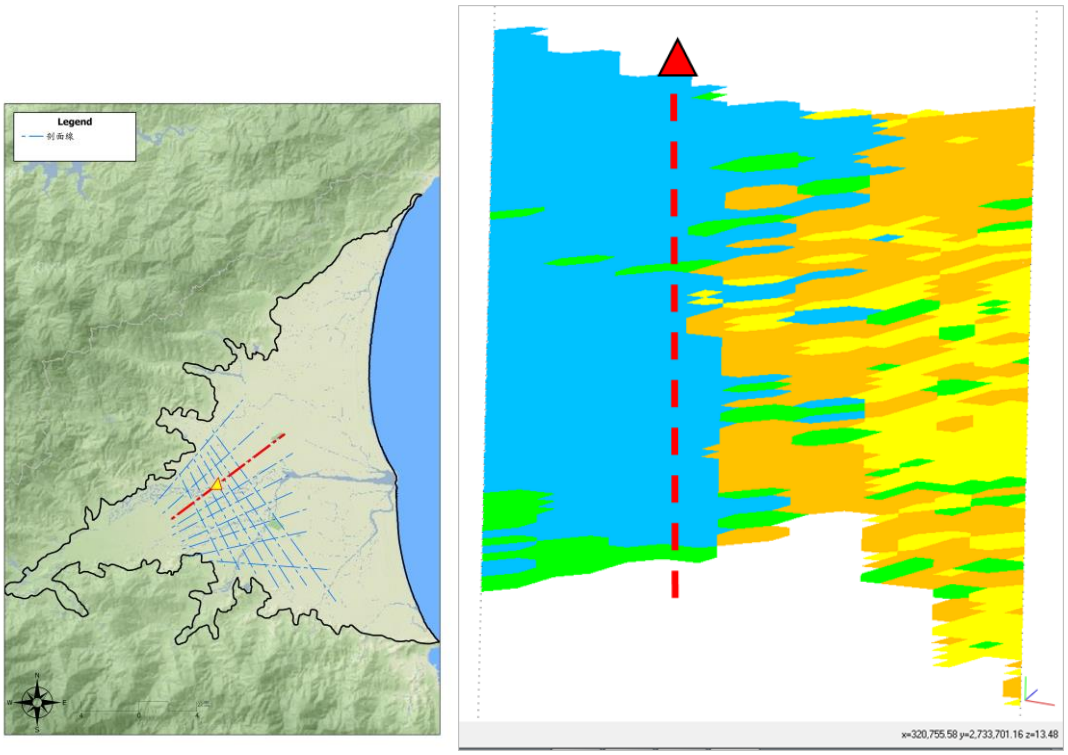


圖 5.5-11 一剖面線之剖面圖

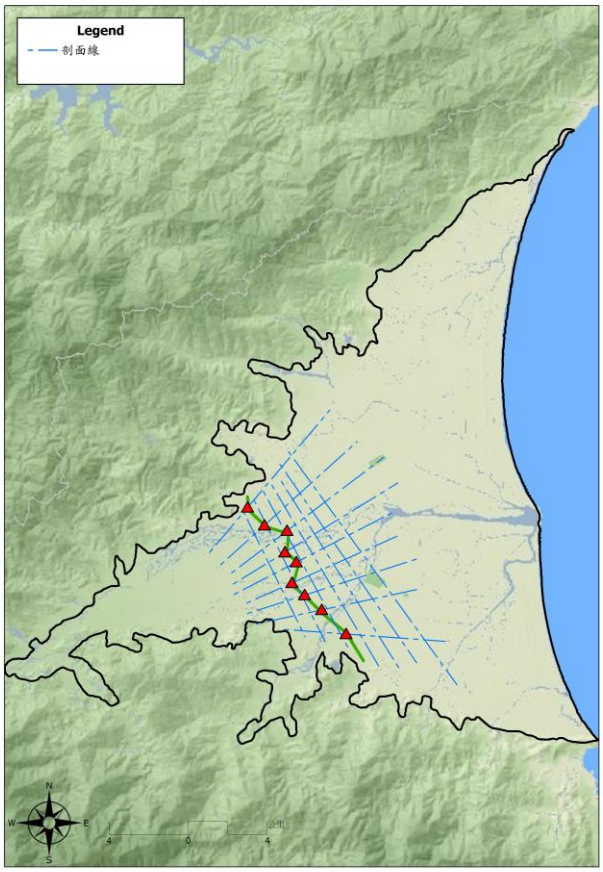


圖 6.5-12 各剖面礫石層邊界連線圖

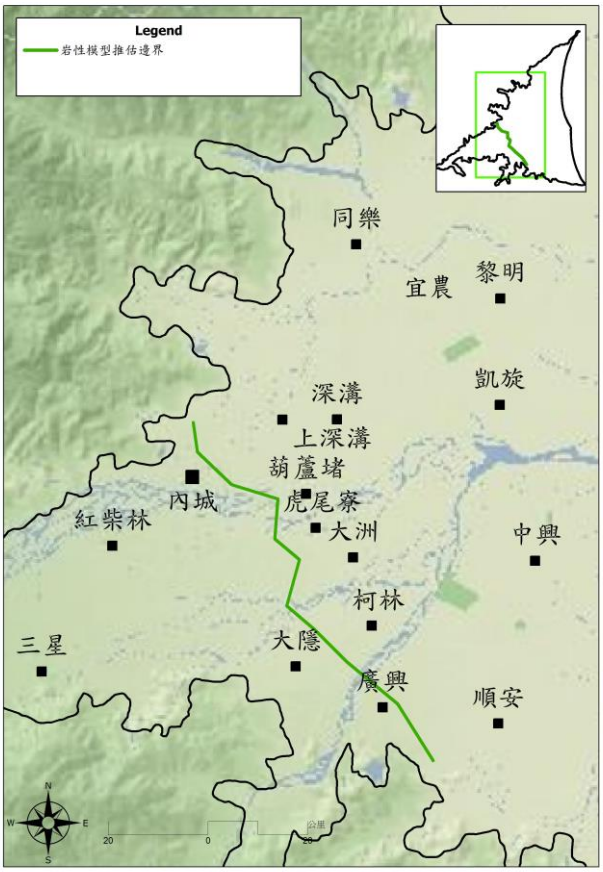


圖 6.5-13 水文地質模型推估之主要補注區邊界

5.5.5 其他應用

本計畫所建置之三維水文地質數化模型，除了可協助地下水主要補注區之分析，亦可應用於地下水數值模式建置與傳統型水位歷線法之分析上，以下將針對各工作項目之應用進行說明。

(一) 地下水流數值模式

採用 USGS 所開發之 MODFLOW 程式建置地下水流數值模式，MODFLOW 在地質參數輸入上，乃以層為概念，故在垂向上不需高解析度之參數值，本計畫可透過幾何平均、算數平均或其他整合方法，將單一分層內之垂向高解析度參數值轉換為單一參數值。而在阻水層或含水層之設定上，亦可透過三維水文地質數化模型分析其厚度、分佈及參數值，之後再輸出並轉換為模式之輸入檔，協助模式之建置。此外，當地下水模式進行參數檢定時，檢定過程中若發現局部區域之水平流場或含水層間之垂向流場出現不合理之流況時，亦可透過三維水文地質數化模型檢視局部區域之水文地質架構及參數之合理性，並進行適當之調整。

(二) 傳統型水位歷線法

傳統型水位歷線法本身之架構即為三維模式，因此其水力參數值、阻水

層與含水層之分佈皆可由水文地質模型建立輸入檔，而在模擬結果分析上，若局部區域出現不合理之抽/補量值，亦可透過水文地質模型協助分析，藉由其將水文地質架構與參數具像化之功能，檢視局部區域之水文地質架構與參數之合理性，有效協助問題之排解。

第六章 地下水補注區劃設

圖 6.1-1 為地下水補注區之劃設流程圖，本研究首先蒐集研究區域之既有資料，並同時以地球物理或地球化學等不同方式針對研究區域進行補充調查，接著搭配前述調查結果，建置研究區域之三維水文地質模型，最後綜整各項資訊，分析地下水補注區之邊界範圍。

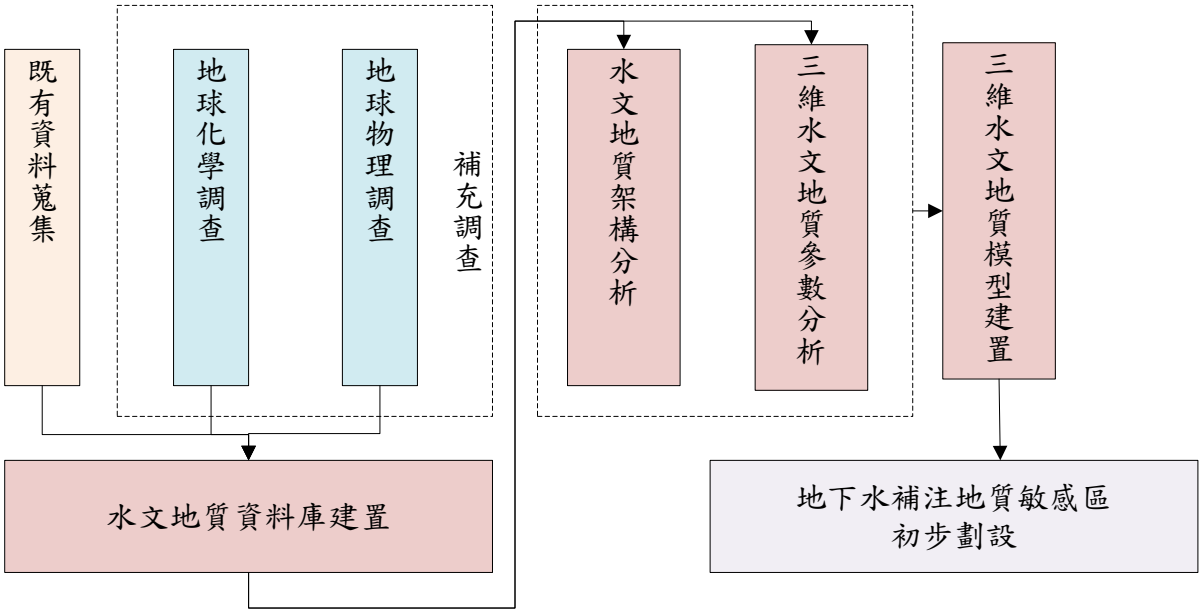


圖 6.1-1 地下水補注區劃設流程圖

6.1 資料彙整

圖 6.1-2 綜整本計畫各項既有資料與調查結果，其中包括(1)既有地質調查鑽探資料與今年度新鑽五口地質井資料、(2)地球物理補充調查的二維地電阻測線、(3)地球化學補充調查的水質溶氧資料與湧泉調查資料以及(4)三維水文地質模型分析結果。

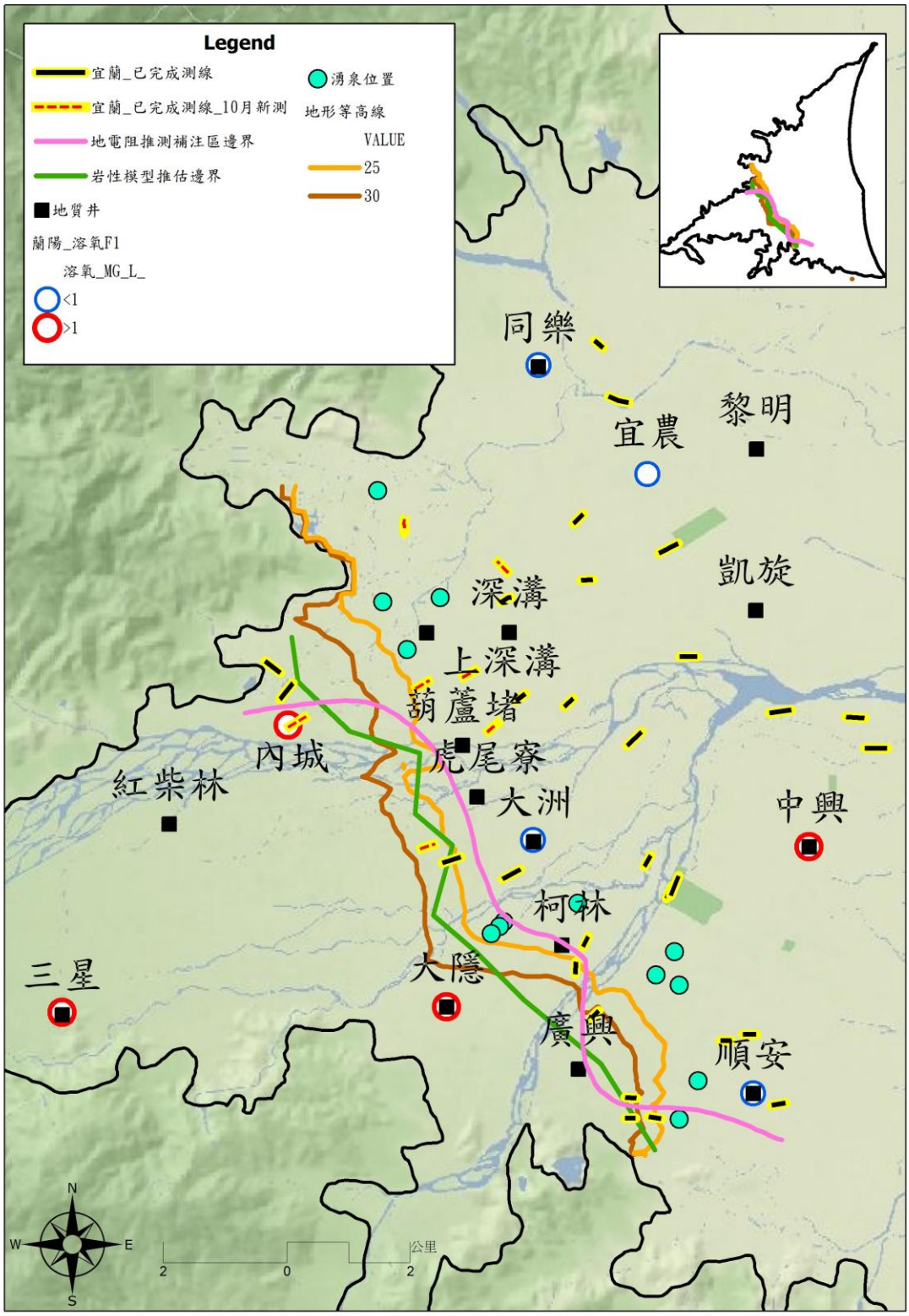


圖 6.1-2 各項資訊位置分佈圖

6.2 補注區邊界綜合分析

本研究在扇頂補注區邊界之推估，可細分為三個區域進行探討，分別為(1)內城以北、(2)內城至大隱之間，以及(3)大隱以南三個區段。

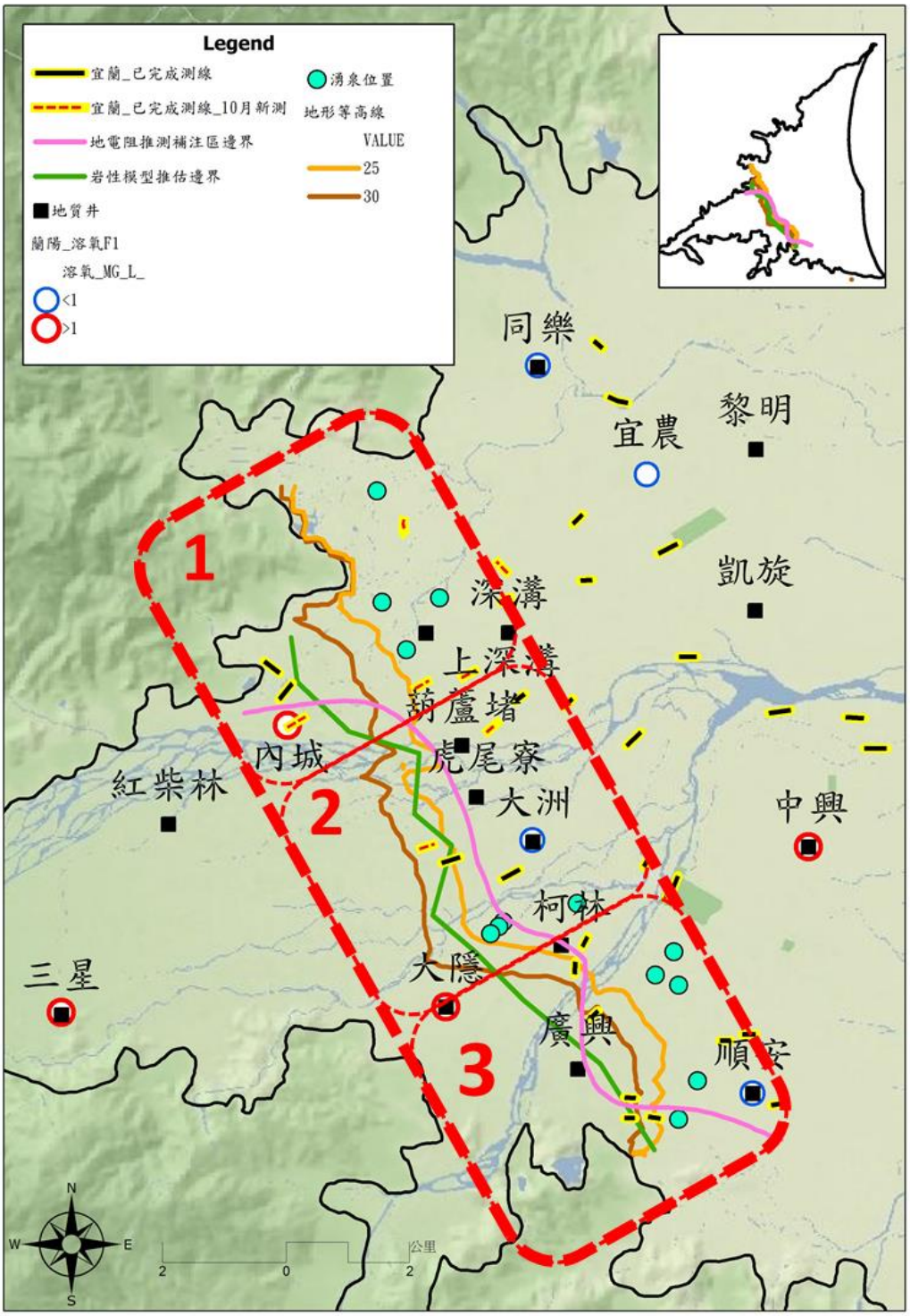


圖 6.2-1 分析區域說明

(1) 內城以北：

由湧泉調查結果可知，邊界不超過湧泉位置，亦即在湧泉帶往上游方向(湧泉帶以西)，而由地電阻之調查結果可知，內城周遭之測線，Line 05 與 Line 06，埋深約 17 公尺附近均出現低阻反應，顯示應存在較不透水物質，而 Line34 則呈現高阻之反應（深度達 51 公尺），加上湧泉位置至內城之間較少調查資料，因此建議以地電阻繪製之邊界為界。



圖 6.2-2 內城以北(分區 1)現地調查結果彙整分析

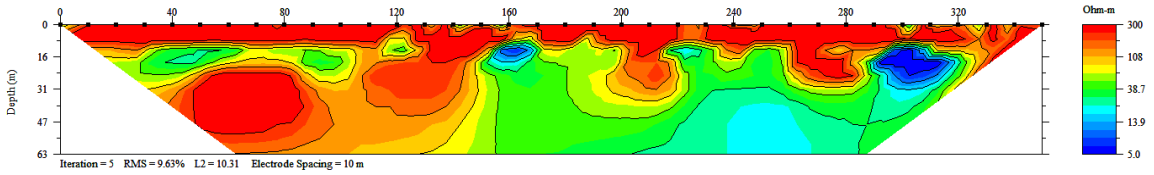


圖 6.2-3 Line 05 二維地電阻影像剖面圖

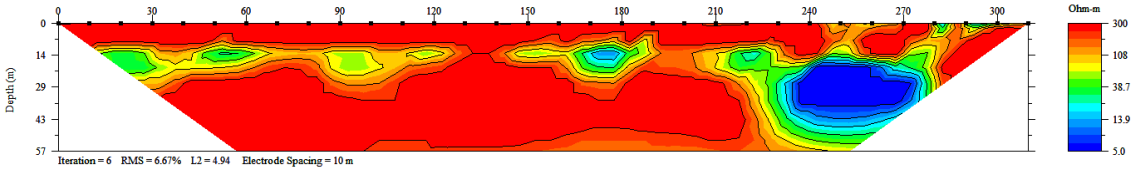


圖 6.2-4 Line 06 二維地電阻影像剖面圖

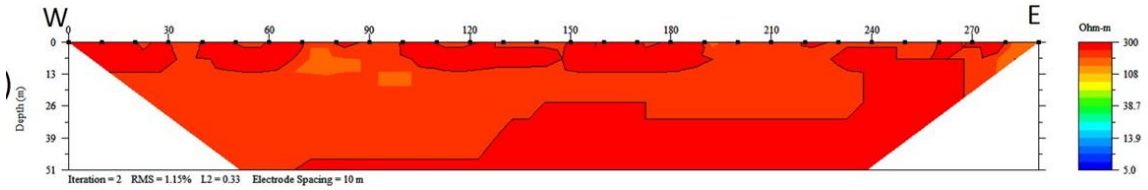


圖 6.2-5　Line 34 二維地電阻影像剖面圖

(2) 內城至大隱之間：

由新鑿四口地質井之岩心(葫蘆堵、虎尾寮、大洲與柯林)以及湧泉調查結果可推測，此區段之補注區邊界約在新鑿井與湧泉帶以西，而地電阻、地化與三維水文地質模型建議之邊界則相當接近，約在等高線 25-30 公尺之間，由二維地電阻測線 Line36 與 Line07(深度分別達 40 與 57 公尺)可知，該測線位置由上而下呈高阻反應，因此邊界應可達到 Line07 範圍，但在大隱附近則不超過湧泉帶之範圍，此區段建議之邊界如圖 7 紅線所示。此外，此邊界以西之內城與大隱觀測井的溶氧量相對於邊界以東之大洲站溶氧量為高，可輔助說明本邊界之合理性。

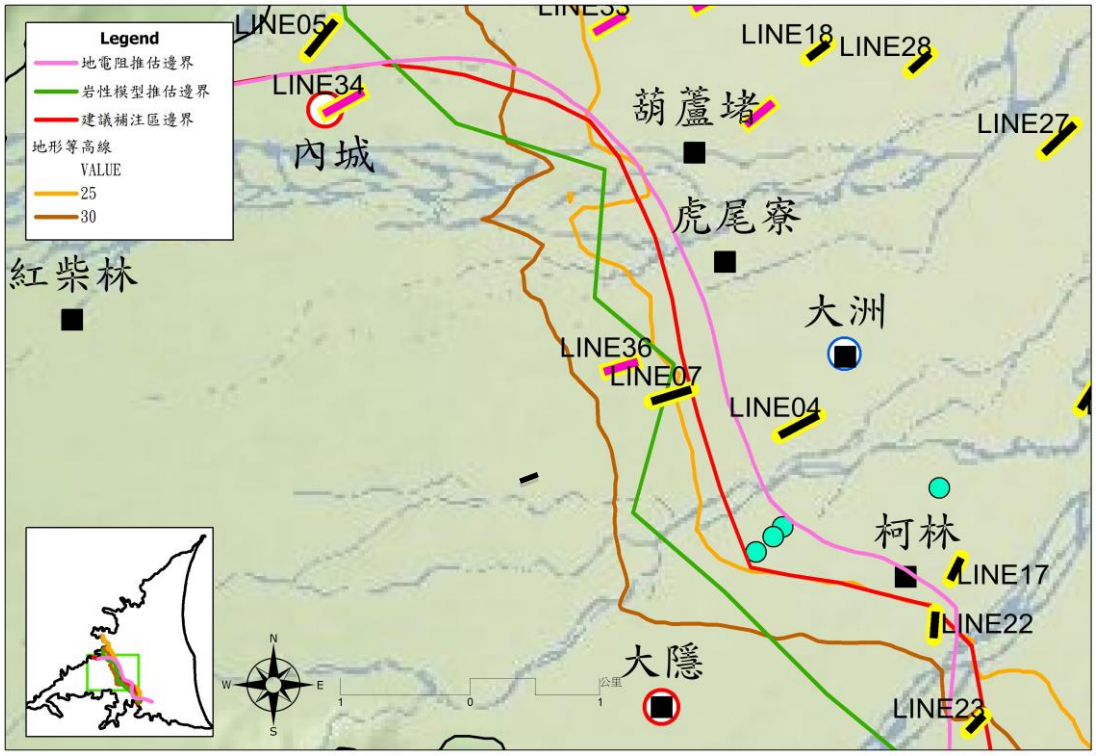


圖 6.2-6 內城至大隱分區(分區 2)現地調查結果彙整分析

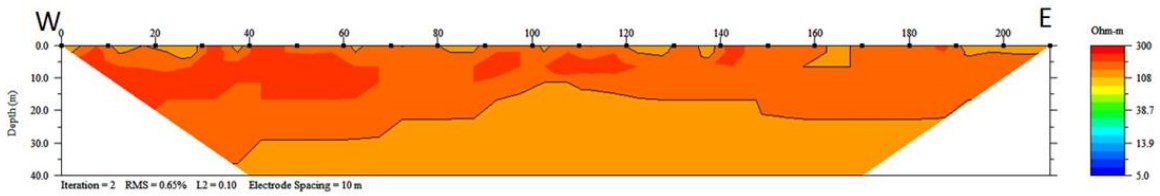


圖 6.2-7　Line 36 二維地電阻影像剖面圖

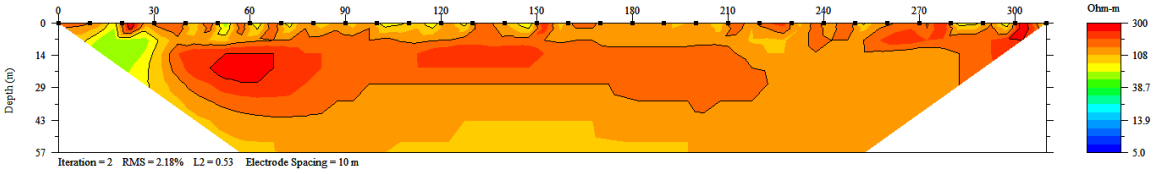


圖 6.2-8　Line 07 二維地電阻影像剖面圖

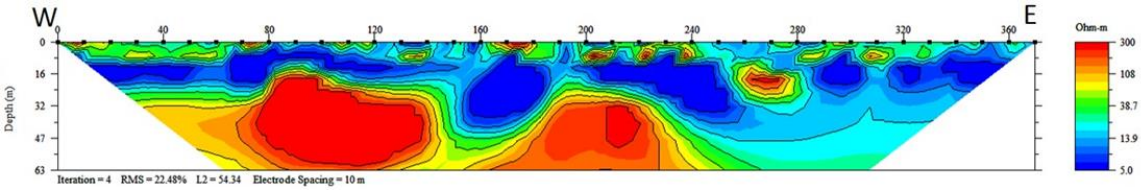


圖 6.2-9　Line 04 二維地電阻影像剖面圖

(3) 大隱以南：

在大隱以南之區段可再細分為兩區段：(a)大隱至羅東溪 (b)羅東溪以東。

(a) 大隱至羅東溪：首先由湧泉與柯林站(新鑿地質井)之岩心可推測邊界必不超過湧泉帶與柯林站之連線。此連線往上游方向之地化調查邊界(25-30 公尺等高線)、地電阻推估邊界與三維水文地質模型建議之邊界皆非常相近，由柯林站周遭二維地電阻測線 Line22 呈現高阻(深度 40 公尺以內皆高阻)反應，而另一鄰近測線 Line 17 表層約 17 公尺處呈現低阻反應，可推估大隱至羅東溪之間，補注區邊界應在 Line 22 附近，接近 25 公尺等高線，故此部份之邊界建議以 25 公尺等高線為主。

(b) 羅東溪以東：越過羅東溪後，Line 23 顯示為高阻，東方為湧泉帶，邊界應介於此兩者之間，若同時考量南方之 Line 24 表層顯示為低阻，邊界應由 25 公尺等高線往 Line 23 內縮。往南之廣興主要岩心為泥質礫，故邊界應往廣興靠近，同時避開 Line 24。Line 29(深度 28 公尺以內皆高阻)與 Line 25(深度 40 公尺以內皆高阻)皆呈現高阻，故邊界應通過此兩條測線，但不超過湧泉帶。

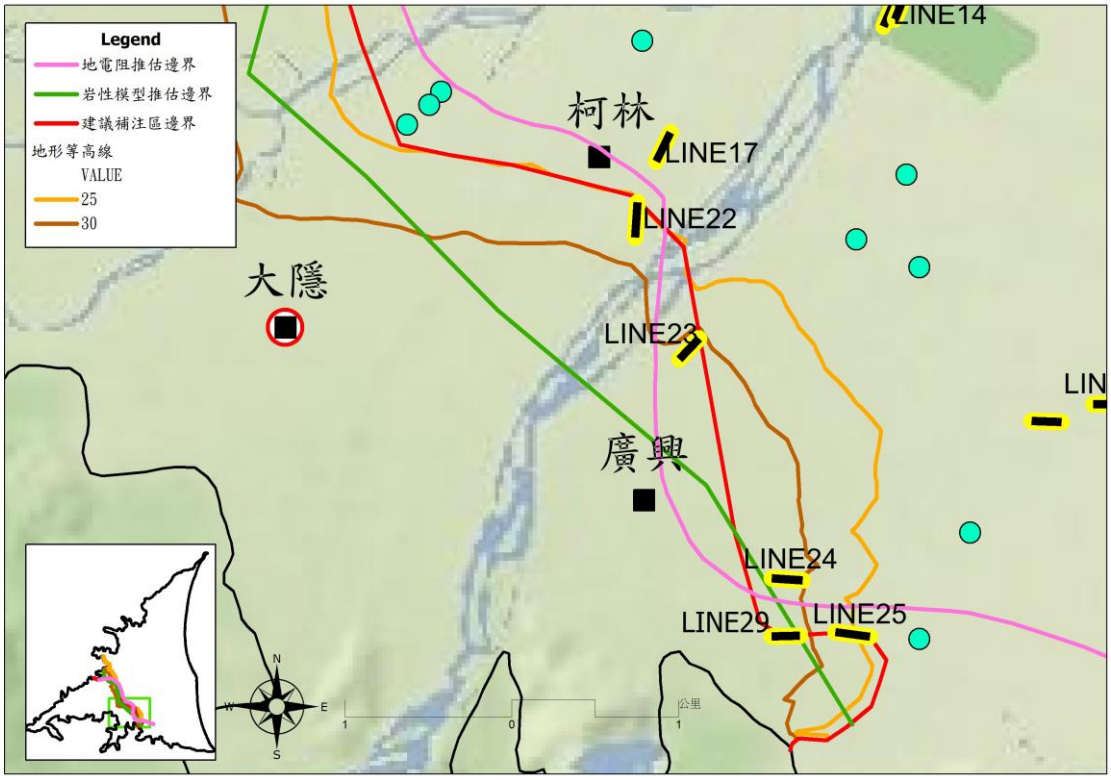


圖 6.2-10 大隱以南分區(分區 3)現地調查結果彙整分析

鑽測單位	中央地質調查所	井名稱	柯林	井號	020851G1
高程	22.538m	井深	100m	位置(TM)	X:323208.295 Y:2730426.104
井址	宜蘭縣冬山鄉柯林村(埔林31)				

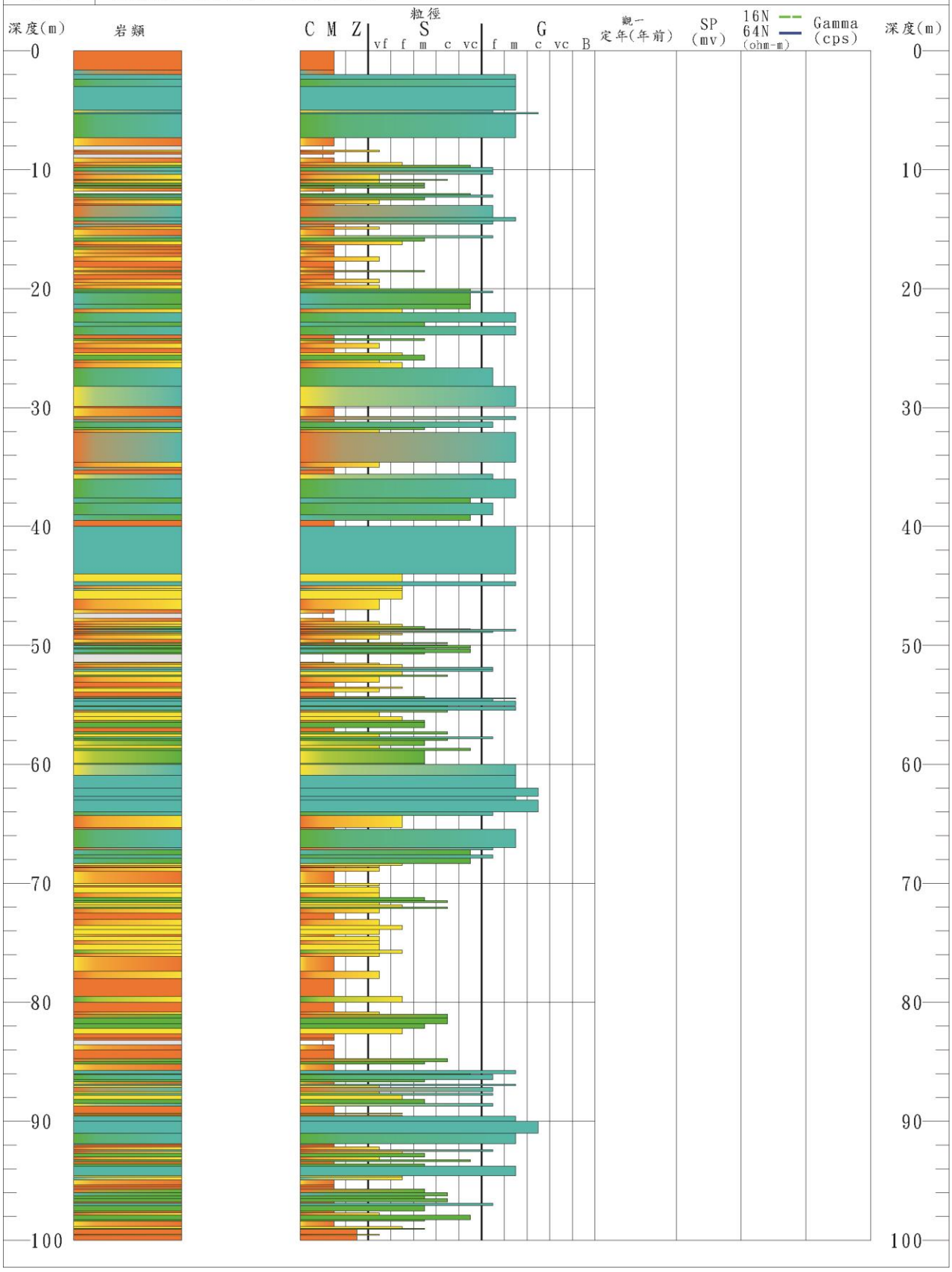


圖 6.2-11 柯林站之岩心柱狀圖

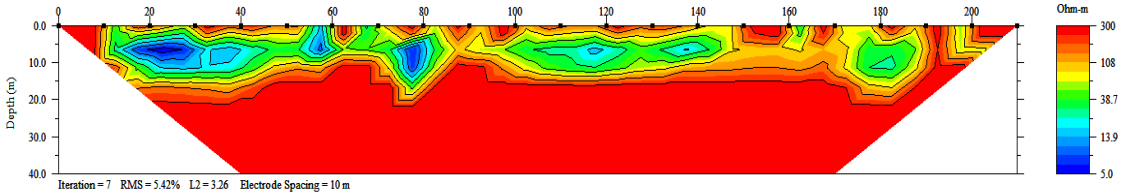


圖 6.2-12　Line 17 二維地電阻影像剖面圖

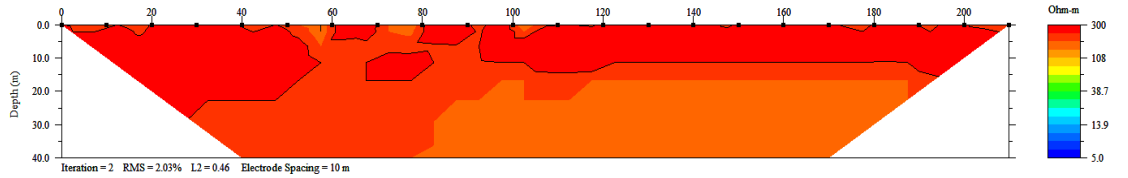


圖 6.2-13　Line 22 二維地電阻影像剖面圖

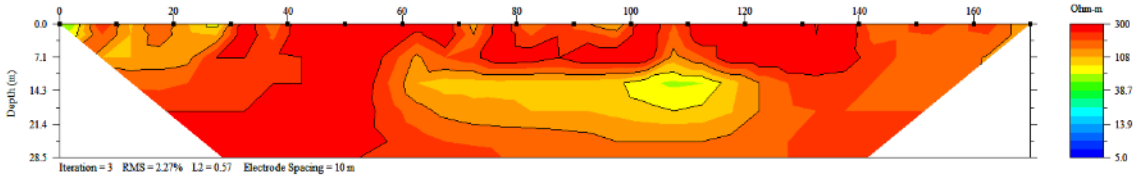


圖 6.2-14　Line 23 二維地電阻影像剖面圖

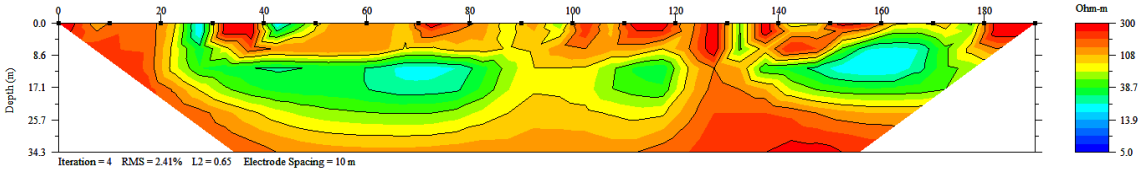


圖 6.2-15　Line 24 二維地電阻影像剖面圖

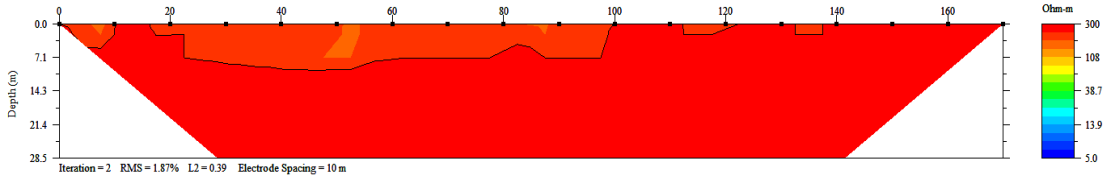


圖 6.2-16　Line 29 二維地電阻影像剖面圖

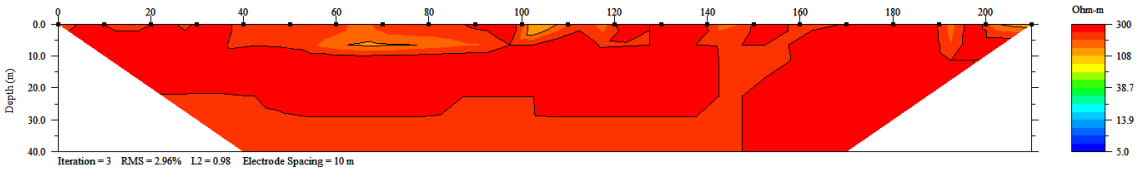


圖 6.2-17　Line 25 二維地電阻影像剖面圖

鑽測單位	中央地質調查所	井名稱	廣興	井號	020852G1
高程	42.578m	井深	100m	位置(TM)	X:323481.296 Y:2728386.097
井址	宜蘭縣冬山鄉鹿埔村				

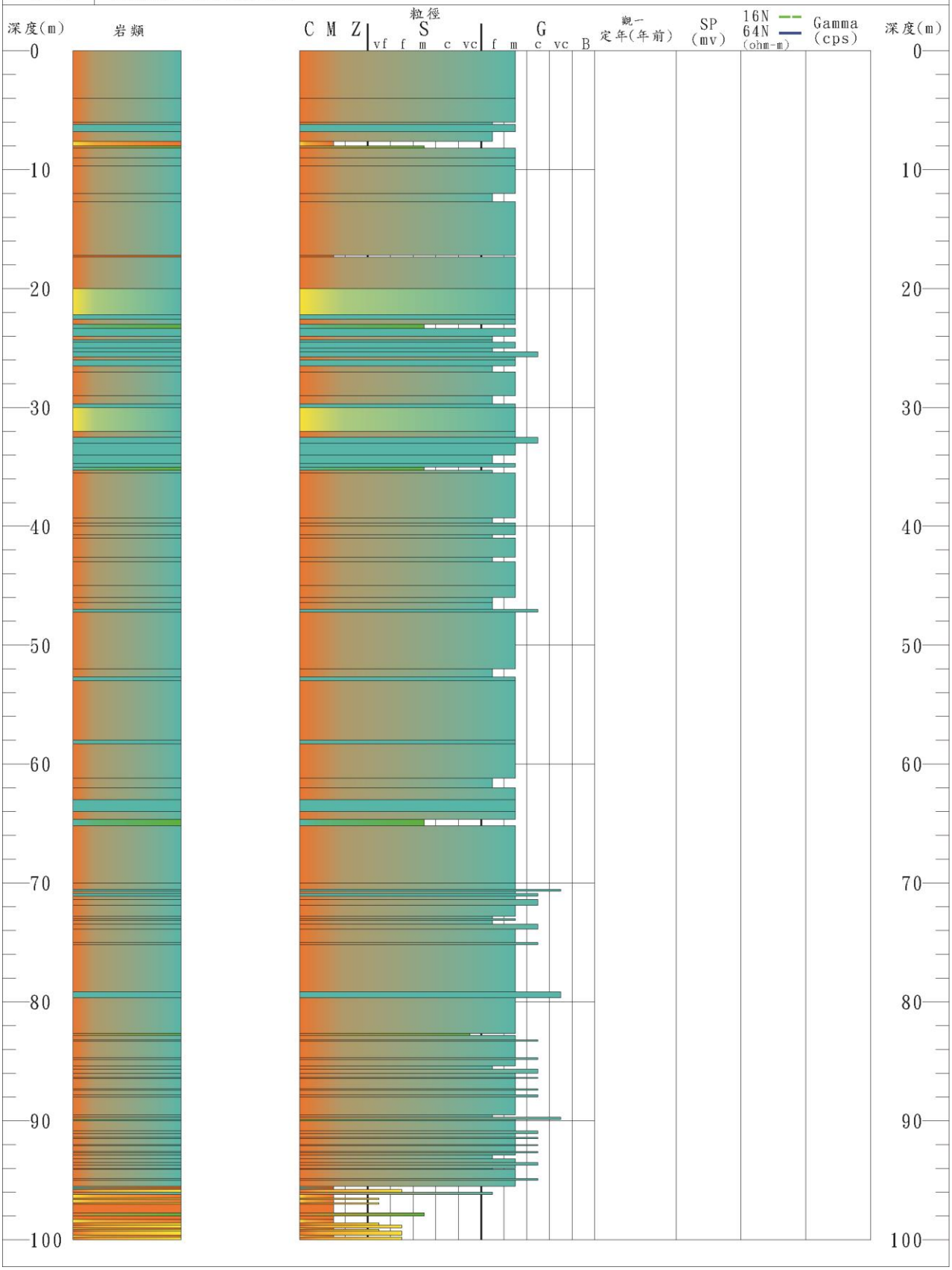


圖 6.2-18 廣興站之岩心柱狀圖

(4) 補注區邊界

本計畫綜合前述 3 個分區之分析結果，建議之補注區邊界如圖 6.2-19 所示，範圍跨及三星鄉、員山鄉與冬山鄉部分區域，補注區之面積約為 120km^2 ，約佔蘭陽平原面積之 26%。

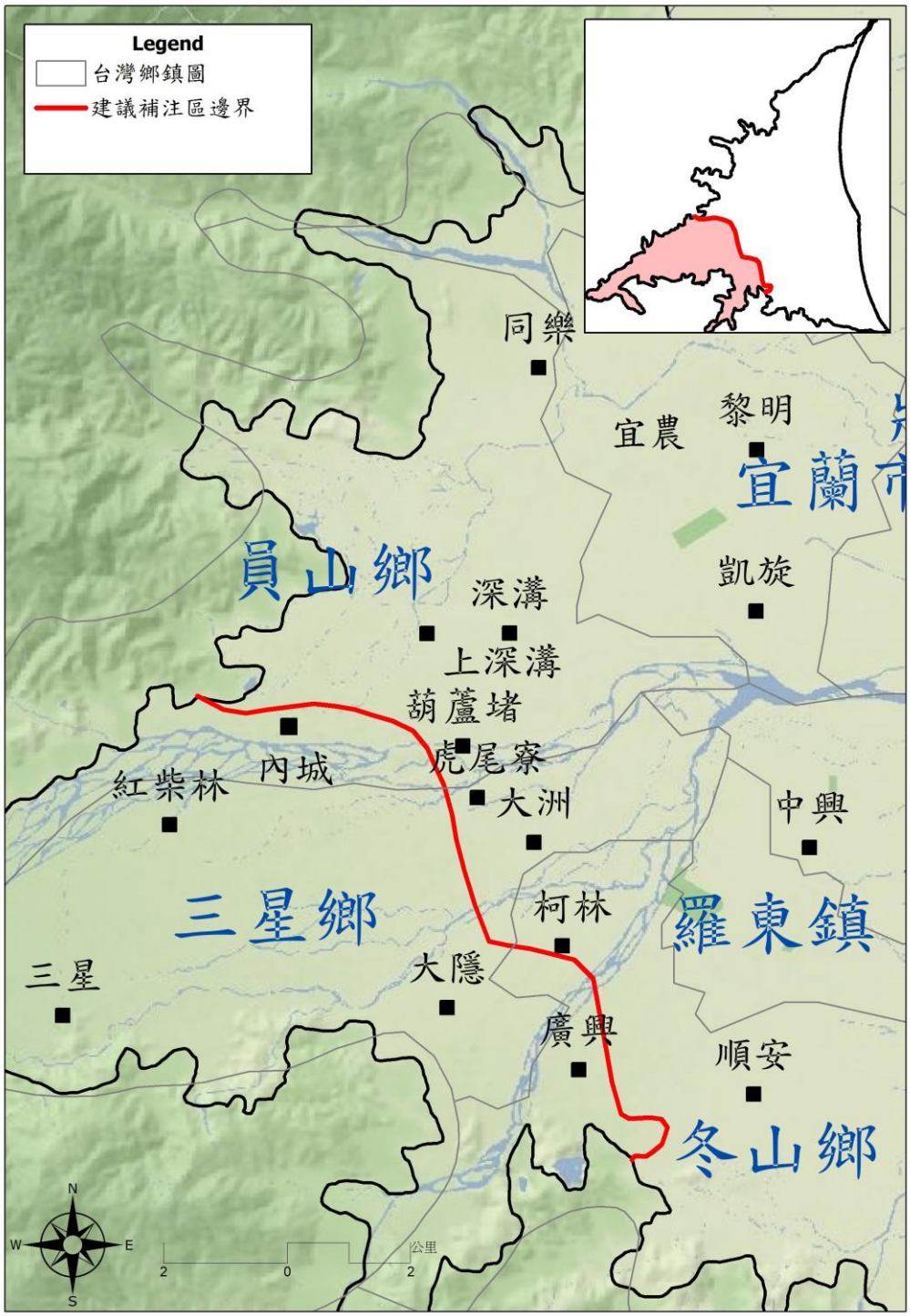


圖 6.2-19 本計畫建議之補注區邊界

第七章 地下水補注量與抽水量推估

7.1 地下水歷線法分析

本年度計畫將以蘭陽平原長期觀測之大量地下水位為基礎，應用地下水位歷線法(江崇榮, 2006)推估區域之補注量與抽水量。

7.1.1 地下水位歷線法理論介紹

江崇榮(2006)等人提出以地下水位歷線變動與地下水層儲水係數，直接進行抽水量、補注量、蓄水變化量和流失量之評估，該方法曾應用於屏東平原之地下水補注量推估，應用水位歷線法可以有效應用地下水觀測網累積多年之成果。圖 7.1-1 為地下水位歷線法之計算流程圖，其流程主要可以分為五個步驟，首先利用水位歷線配合土壤儲水係數或比出水量計算系統之儲蓄水量歷線，其次利用枯水期之儲蓄水量變化推估平均抽水量，接著應用降雨後之水位變化方式決定系統流出量，再來是以年初年末儲蓄水量決定年度變化量，最後則是以連續方程式推估年補注量。以下將進一步詳細說明：

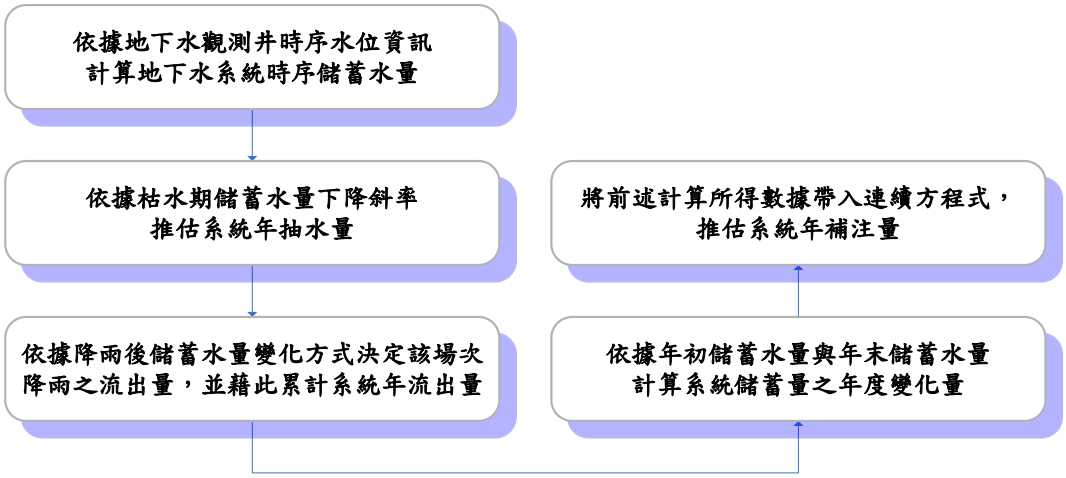


圖 7.1-1 地下水水位歷線法計算流程圖

地下水層平時受到抽水與補注之影響，地下水位歷線隨時間高低起伏，然而分析地下水位歷線與降雨歷線之關係，可以發現地下水位歷線上升或是減緩下降是隨著降雨行為而產生(如圖 7.1-2 所示)，因此可藉由水位歷線與降雨歷線之關係，估算系統平均抽水量與入滲補注量。圖 7.1-3 為表層水層之概念模型示意圖，其中影響水位變化的項目包含抽水量、補注量、側向交換量與其他垂向交換量。地下水位歷線與降雨歷線由觀測水井與雨量站長期觀測儲存，然其在

研究區域上為點位型式分佈，若欲將點位型式之資料涵蓋至整個研究區域，常見處理方法是透過徐昇氏多邊形或擬徐昇氏多邊形之矩形網格來劃分各觀測水井與雨量站之代表範圍(如圖 7.1-4 所示)。徐昇氏多邊形最重要的特性為徐昇氏多邊形中任意點必與其對應之代表觀測水井或雨量站最接近。

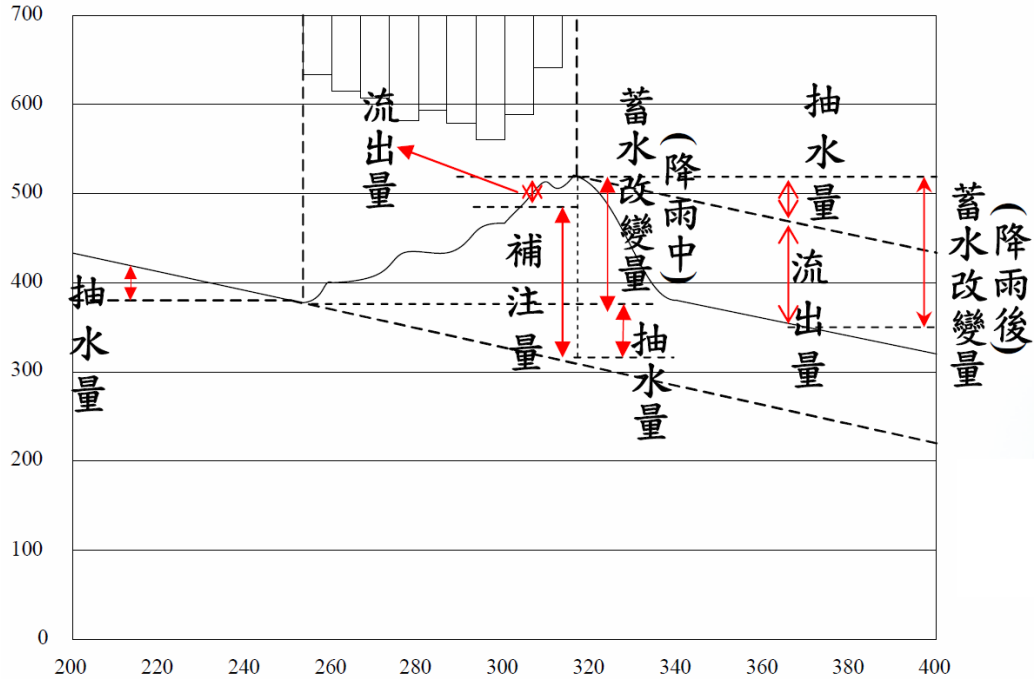


圖 7.1-2 區域降雨歷線與地下水位歷線起伏變化示意圖

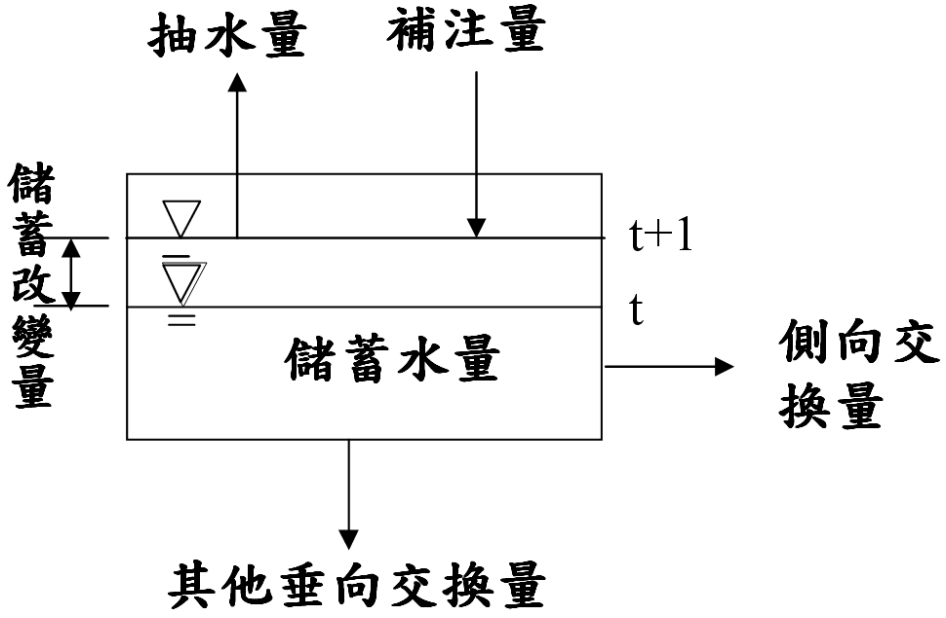


圖 7.1-3 表層水層之概念模型示意圖

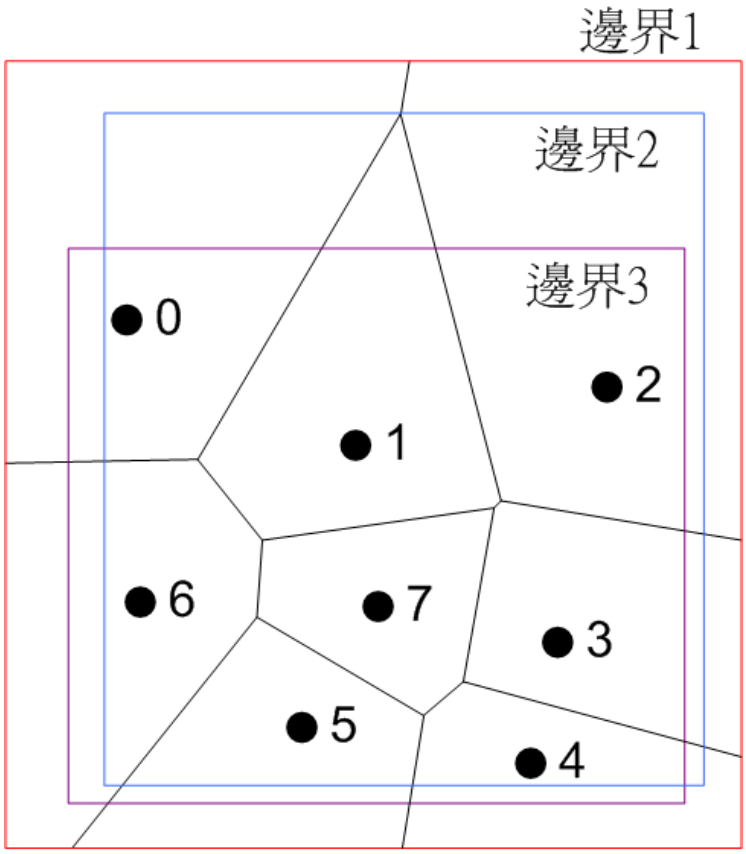


圖 7.1-4 徐昇氏多邊形

降雨行為使得地下水層蓄水量增加，地下水位亦隨之上升；然而地下水位之上升，並不全然代表地下水補注事件，潮汐、地潮、氣壓、地震及停止抽水等，均可造成地下水位之上升或減緩下降。因此，本方法將採用平均日水位進行計算，可以消除潮汐或地潮等引發之短週期水位起伏。基於此一原因，河川流量與降雨資料亦同時採用日平均資料。

觀察台灣地區降雨資料，可以發現從十一月起至次年四月間多為少雨之枯水期；從各地下水區地下水觀測資料顯示，在枯水期期間，地下水位歷線以趨近直線的方式下降，以蘭陽平原之三星觀測井為例(如圖 7.1-5 所示)，平均日降雨量與地下水位變化有顯著的關聯性，若綜觀 2004~2006 年之枯水期水位變化(如圖 7.1-6 所示)，從十一月至隔年之五月期間，其地下水位之退水斜率極為相近，直至雨季期間地下水位方止跌回升。

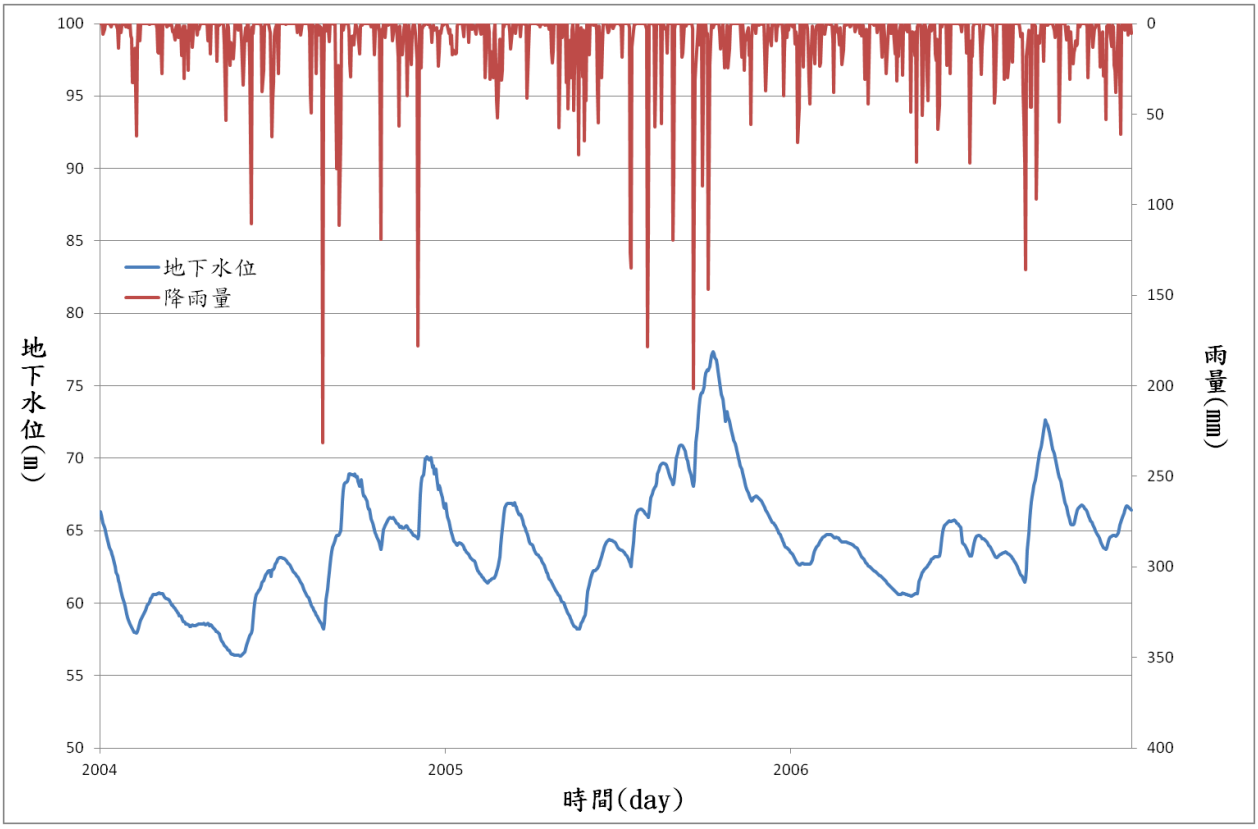


圖 7.1-5 三星觀測井 2004~2006 年平均日降雨量與日地下水水位圖

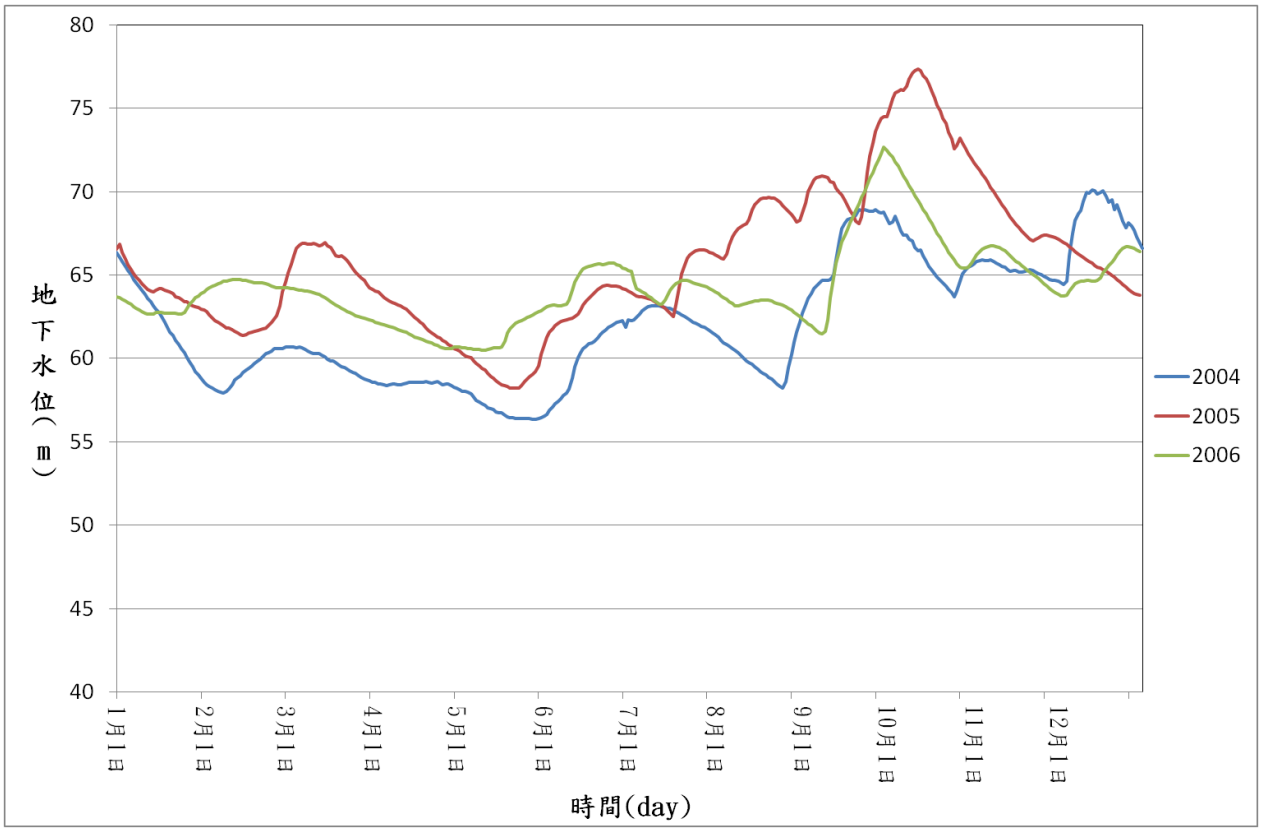


圖 7.1-6 三星觀測井 2004~2006 年日地下水位歷線和枯水期退水線圖

水位歷線法的水平衡方程式可寫為:

$$S_i^t - S_i^{t-1} = I_i^{t,t-1} - O_i^{t,t-1} - W_i^{t,t-1}$$ .....(式 7.1-1)

其中

S_i^t：代表於時刻 t 於第 i 口水井的地下水儲蓄水量(L^3)

$I_i^{t,t-1}$：代表於時刻 t 與 t-1 間的垂向地下水補注量(L^3)

$W_i^{t,t-1}$：代表於時刻 t 與 t-1 間的地下水抽水量(L^3)

$O_i^{t,t-1}$：代表於時刻 t 與 t-1 間的地下水流出量(L^3)，以圖 7.1-3 所示，即為側向交換量與其他垂向交換量之和。

$$S_i^t = s_y A_i \left(h_i^t - b_i\right)$$ .....(式 7.1-2a)

$$S_i^t = n_i A_i \left(t_i - b_i\right) + s_s A_i h_i^t = s_s A_i h_i^t + Const.$$ .....(式 7.1-2b)

式 7.1-2a 及式 7.1-2b 中

s_y：第 i 口觀測井之比出水量。

s_s：第 i 口觀測井之儲水係數。

n_i：第 i 口觀測井之孔隙率。

h_i^t：第 i 口觀測井於 t 時刻之水位。

t_i 與 b_i：第 i 口觀測井含水層頂部與底部高程。

A_i：第 i 口觀測井位代表範圍之面積，可利用徐昇氏多邊形劃分代表範圍。

式 7.1-1 為地下水系統之水平衡方程式，地下水蘊藏之改變量應等於地下水補注量、抽水量與流出量之綜合效應。式 7.1-2a 與 8.1-2b 分別為非拘限含水層與拘限含水層之地下水儲蓄水量估算公式，非拘限含水層之公式為為非拘限含水層之厚度、代表面積與比出水量之乘積，其中非拘限含水層厚度等於水位減含水層底部；拘限含水層之儲蓄水量，概念上可分為兩種，第一種為水層孔隙空間之蓄水量，其數值應為含水層體積乘上孔隙率，其本身不隨水位之變化而變，亦即不隨時間改變，可視為一常數值，第二項則為因水位變化所引起之土層及水體變形而增減之儲蓄水量，其為水位變化量與土層面積及儲水係數之乘積。由於水位歷線之估算上，是以前後兩時刻之儲蓄水量差值進行計算，在差值估算方程式中，第一種儲蓄水量因為定值而互相抵消可忽略不計。如搭配圖 7.1-3 之水平衡關係，式中之流出量($O_i^{t,t-1}$)即代表側向交換量與其他垂向交換量之和。

本方法以枯水期之儲蓄水量退水曲線推估系統長期之平均單日抽水量，由於枯水期長期沒有下雨，因此式中的地下水補注量($I_i^{t,t-1}$)可假設為零。此外，若

假設式 7.1-1 中之地下水流出量($O_i^{t,t-1}$)可忽略不計。因此原始地下水收支平衡式(式 7.1-1)可進一步簡化為式 7.1-3。因此，藉由枯水期之水位歷線變化可全然視為抽水造成之影響，前後兩時刻之地下水儲蓄水量差值，即可代表該時段之地下水抽水量。

$$S_i^t - S_i^{t-1} = -W_i^{t,t-1}$$ （枯水期之水平衡方程式）.....(式 7.1-3)

如果以單日作為時刻長度，因此計算前後兩日的蓄水儲蓄量差值，即代表當日之抽水量，式 7.1-4 乃以 7.1-3 式為基礎所估算之退水期間平均抽水量，該數值之含意亦為枯水期間的蓄水儲蓄量退水斜率，本計畫並將此值作為系統全年之平均抽水量，而不局限於枯水期。

$$\overline{W_i} = \frac{\sum_{t=1}^{N} W_i^{t,t-1}}{N-1}$$ （枯水期之平均抽水量）.....(式 7.1-4)

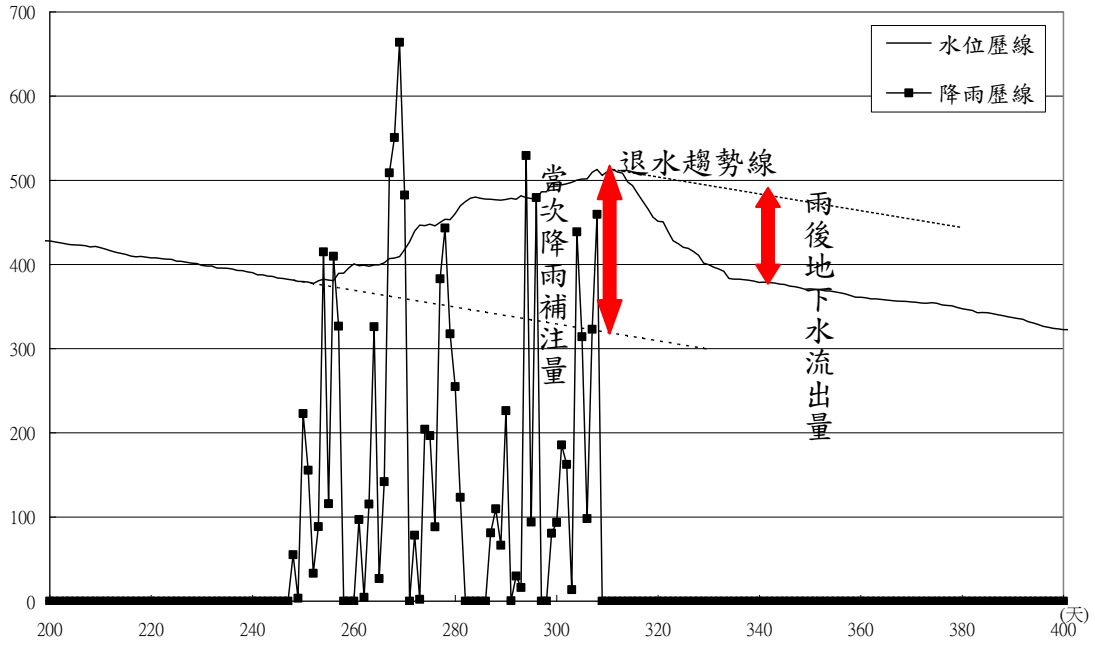


圖 7.1-7 降雨事件、補注量與流失量關係示意圖

如欲利用長期的日水位資料與日降雨資料，結合水位歷線法估算各日補注量，可依據下列方式估算。首先，利用日降雨資料擷取出各降雨事件之發生時段，將所有時刻分成降雨期間、降雨後數天內與非降雨期間三種情況。其次，不同降雨時段，以不同方式分別估算補注量、流出量與抽水量三者。以抽水量而言，在降雨後數天內與非降雨期間之單日抽水量可直接以前述之平均抽水量

($\overline{W_i}$)給定，但在降雨期間部分需水量可能直接以降雨量直接滿足，因此降低抽水比例，因此在降雨期間的抽水比例(C_r)應在 0%至 100%之間，在程式中設定為降雨時C_r為 0%而非降雨時期C_r為 100%。

$$W_i^{t,t-1}=\begin{cases}C_r\overline{W_i} & raining\\ \overline{W_i} & dry\end{cases} \quad \text{.....(式 7.1-5)}$$

在補注量與流出量方面，由於單日抽水量與該日儲蓄改變量均已決定，故可將方程式改寫如式 7.1-6，已知數置放於等號右方，而等號左方則為未知的單日補注量與單日流出量。在降雨期間(如圖 7.1-7 所示)，地下水儲蓄量會隨降雨事件之發生而持續上漲，在此假設該段期間之反應皆是因為補注量之影響，故降雨期間的單日補注量與單日流出量可分別由式 7.1-7 與 8.1-8 估算。

$$I_i^{t,t-1}-O_i^{t,t-1}=S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1} \quad \text{.....(式 7.1-6)}$$

$$I_i^{t,t-1}=S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1} \quad \text{.....(式 7.1-7)}$$

$$O_i^{t,t-1}=0 \quad \text{.....(式 7.1-8)}$$

在降雨後數天內，觀察水位反應行為，部分場次之水位並未在雨停後即時下降，仍有少許上升情形，顯示雨後數天內仍有補注產生。因此，本研究則依據式 7.1-7 估算，如等號右方項次大於零，則將數值歸於補注部分，反之則歸於流出部分(如式 7.1-9 與 7.1-10 所示)。

$$I_i^{t,t-1}=\begin{cases}S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1} & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}>0\\ 0 & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}<0\end{cases} \quad \text{.....(式 7.1-9)}$$

$$O_i^{t,t-1}=\begin{cases}0 & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}>0\\ -\left(S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}\right) & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}<0\end{cases} \quad \text{.....(式 7.1-10)}$$

在非降雨期間，如水位與儲蓄水量有其他異常之升高或降低，由於並無明顯之補注源，因此直接將此改變量歸於流出量部分。

$$O_i^{t,t-1}=-\left(S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}\right) \quad \text{.....(式 7.1-11)}$$

由於如欲以年度為單位，估算特定年度之補注量等相關分析，則可依據前述所得之單日補注量、流出量與抽水量，進行累加即可求得年抽水量、年補注量與年流出量。同理，如欲計算以場次為單位之水平衡分析，亦可以相同之方式進行累加計算。前述估算方式均是以各地下水觀測站為主體，所得之補注

量、抽水量與流出量僅代表該站之資訊。如欲評估整體系統之各項數據，則可將各站資訊累加，即代表全區之補注量、抽水量與流出量。

另外，對於如僅欲求得全區之補注量，亦可預先將各站之水位歷線資訊，轉換並累加成全區之儲蓄水量(如式 7.1-12 所示)，其次再直接以全區之儲蓄水量計算各時刻之補注量、抽水量與流出量等資訊。比較前述之逐站計算方式與全區統一計算方式，逐站計算方式除了可以求得全區之資訊外，仍可明確得到各站之空間分佈。逐站計算方式因為直接以各站之儲蓄水量進行計算，因此對於各站水位或儲蓄水量歷線要求較高，各站水位歷線必須能明確找出枯水期之退水曲線。

$$S^t = \sum_{i=1}^{N} S_i^t \quad \text{.....(式 7.1-12)}$$

影響補注量推估之精確程度，多在於地下水位歷線與雨量歷線資料之收集，目前台灣地區之雨量站分佈涵蓋全台，其分佈稠密度已足夠提供補注量之估算；然而地下水觀測資料，則有賴地下水觀測井網方足以提供，台灣地區僅濁水溪沖積扇、屏東平原與蘭陽平原等地區能提供足夠之觀測密度，因此若欲應用水位歷線法於其他地區補注量之推估則仍有待評估。

7.1.2 水位歷線法分析於蘭陽平原之應用結果

前述第三章已蒐集了蘭陽平原 F1 含水層 22 口表層地下水觀測井，水位資料已於 3.2 節進行資料檢視、補遺與校正，其中屬於淺層觀測井為 22 口，以下將以補遺校正後之 2004~2012 年水位資料，應用水位歷線法進行補注量與抽水量等之分析。圖 7.1-8 為地下水井與對應的徐昇氏多邊形圖。

表 7.1-1 為 22 口井之列表，其中包含各井之儲水係數與透水係數，在透水係數部分由於試驗較為簡單，因此各井在營運前均透過單井抽水(試水)試驗取得現地透水係數。而儲水係數部分，則由於雙井試驗較為複雜，因此並非所有觀測井均有現地試驗值，如加上本計畫本年度於內城、三星及大洲完成之雙井試驗，亦僅有五口水井有現地試驗值，其數值列於表 7.1-1(以※符號標註)。

其餘水井之儲水係數必須藉由現有的試驗值，搭配經驗判斷加以補齊。首先，針對其餘水井以拘限與非拘限進行分類。其次，分別以透水係數對儲水係數進行線性迴歸，各得出一條迴歸公式，在將所有觀測井之透水係數代入公式即可推估出所有觀測井之儲水係數，蘭陽地區由於試驗值資料較少，故採用屏東平原之 K 與 Sy 值所得之迴歸關係式(如圖 7.1-9)，其相關係數約 0.73，而將蘭陽平原之大洲、三星及內城三站試驗值放入圖中，可看出除三星站外，其餘兩點皆靠近迴歸線，故蘭陽平原其餘水井之儲水係數值，即利用此屏東平原迴

歸公式進行推估，全區淺層觀測井之儲水係數列表於表 7.1-1。

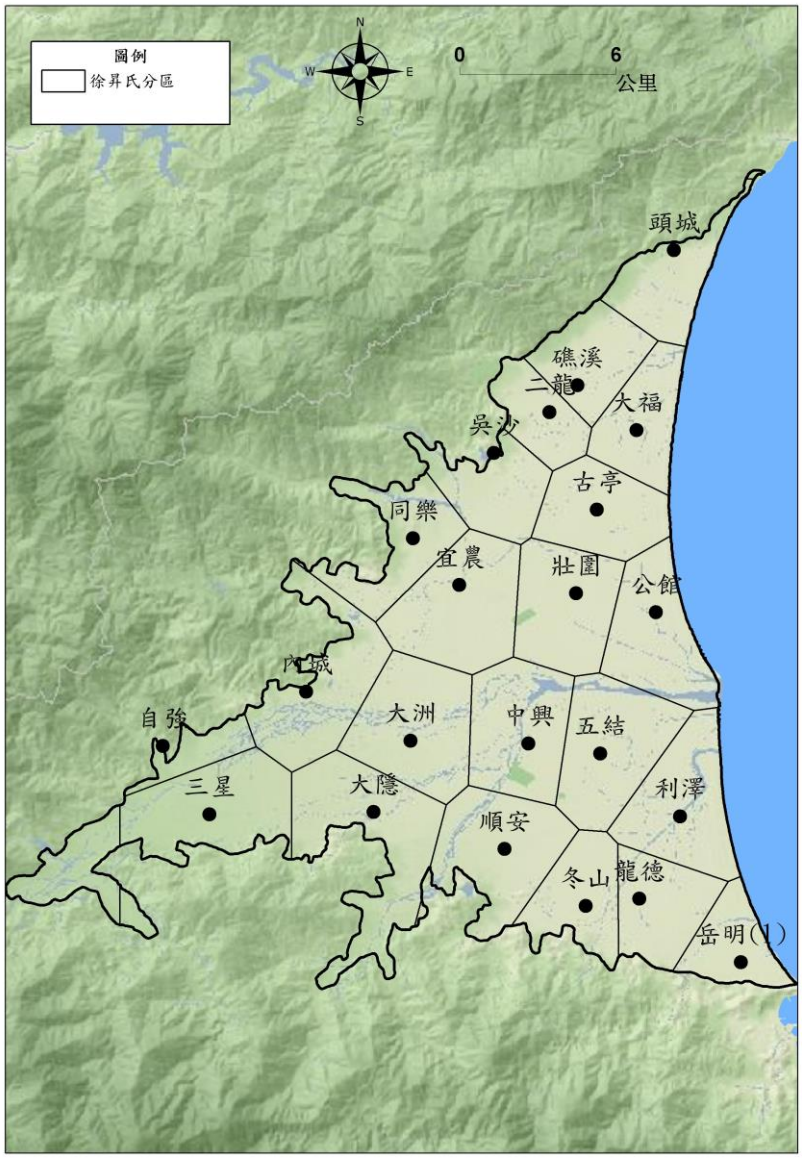


圖 7.1-8 蘭陽平原淺層地下水觀測井分布與徐昇氏多邊形

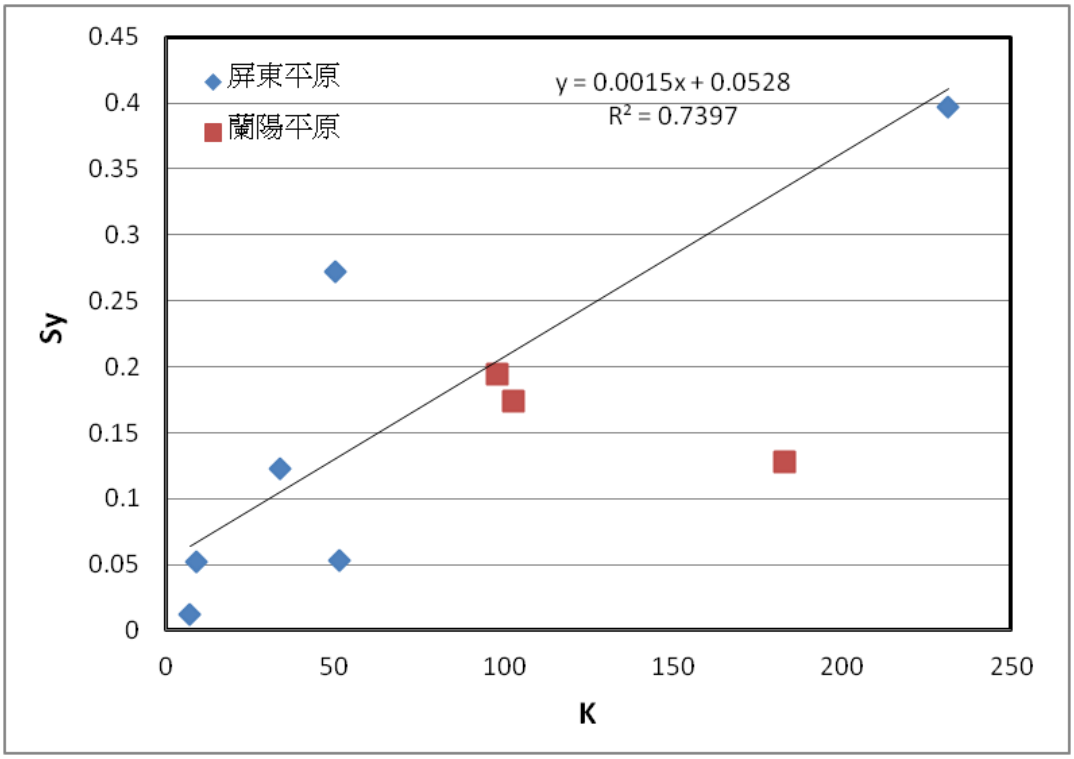


圖 7.1-9 屏東平原 K 與 Sy 值迴歸關係式

表 7.1-1 蘭陽平原淺層觀測井列表(22 口井)

井號	井名	儲水係數(-)	控制面積(m^2)	透水係數 (m/day)	含水層種類 (0:非受壓;1:受壓)
02010111	宜農(1)	0.00018	20623282.1	59.48	1
02030111	岳明國小	0.01382	17861995.9	4.32	0
02030211	利澤(1)	0.021	13716330.3	18.19152	0
02030311	龍德(1)	※0.00216	15641402.5	34.62	1
02040111	頭城國小(1)	0.056	19389573.3	85.932	0
02050111	礁溪(1)	0.00014	16383475.9	43.3	1
02050211	吳沙(1)	0.00006	8522362.85	12.03254	1
02050311	二龍	0.00011	17549203.9	33.68	1
02060111	大福國小(1)	0.03971	31410793.1	54.11	0
02060211	壯圍(1)	0.00065	20534544.8	852.68	1
02060311	古亭(1)	0.00026	19759753.3	95.88	1
02060411	公館	0.03628	19703919.4	47.52	0
02070111	內城	※0.174	18653012.9	91	0
02070211	自強國小(1)	0.01267	25885286.9	2.11	0
02070411	同樂	0.0001	15049406.5	28	1
02080111	冬山(1)	0.107	11971961.7	183.6	0
02080311	順安	0.00003	13683912.8	1.23	1
02090111	五結(1)	0.00052	12359780.7	198.72	1

02090211	中興(1)	0.0437	28491559.9	61.93	0
02100111	大隱(1)	※0.00146	23821106.8	35.02	0
02100211	三星	※0.1278	43443066.6	52.64	0
02100311	大洲(1)	※0.1945	20465791.3	224	0
※：代表為現地複井試驗成果					

一、退水線判斷

本計畫以 Fortran 電腦程式語言建立水位歷線法之電腦程式，在執行上本程式可以逐站計算各站的抽水量、補注量與流出量等資訊，再進一步加總累計成全區之抽水量、補注量與流出量等；除此之外，本程式亦可直接以全區之儲蓄水量歷線進行計算。計算上，首先必須依據各水井之退水線，求得各水井控制範圍之平均抽水率。本研究在此以人工方式預先判斷，並可一併針對現地資料進行檢視與分析。觀察區域內各水井之水位歷線，可將水位歷線變化分類為以下二大類，如下所示：

1、枯水期退水線：於枯水期間，約隔年一月至四月間，其水位歷線筆直地向下遞減，如圖 7.1-10 所示，宜農(1)於 2010 年底至隔年年初，即為此類退水線，在此稱之為枯水期退水線，蘭陽平原之枯水期退水線資料列於表 7.1-2。

2、一期稻作退水線：除了枯水期退水線外，部分水井在三月至四月期間，亦有另一條退水線存在，且其退水線斜率比枯水期退水線更陡，如圖 7.1-11 所示，冬山(1)於 2011 年初即具備所述之退水線。該段時間為一期稻作期間，由於水稻需要大量水源供灌溉使用，亦即透過該退水線，亦可決定稻作所需之水量，蘭陽平原之枯水期退水線資料列於表 7.1-3。

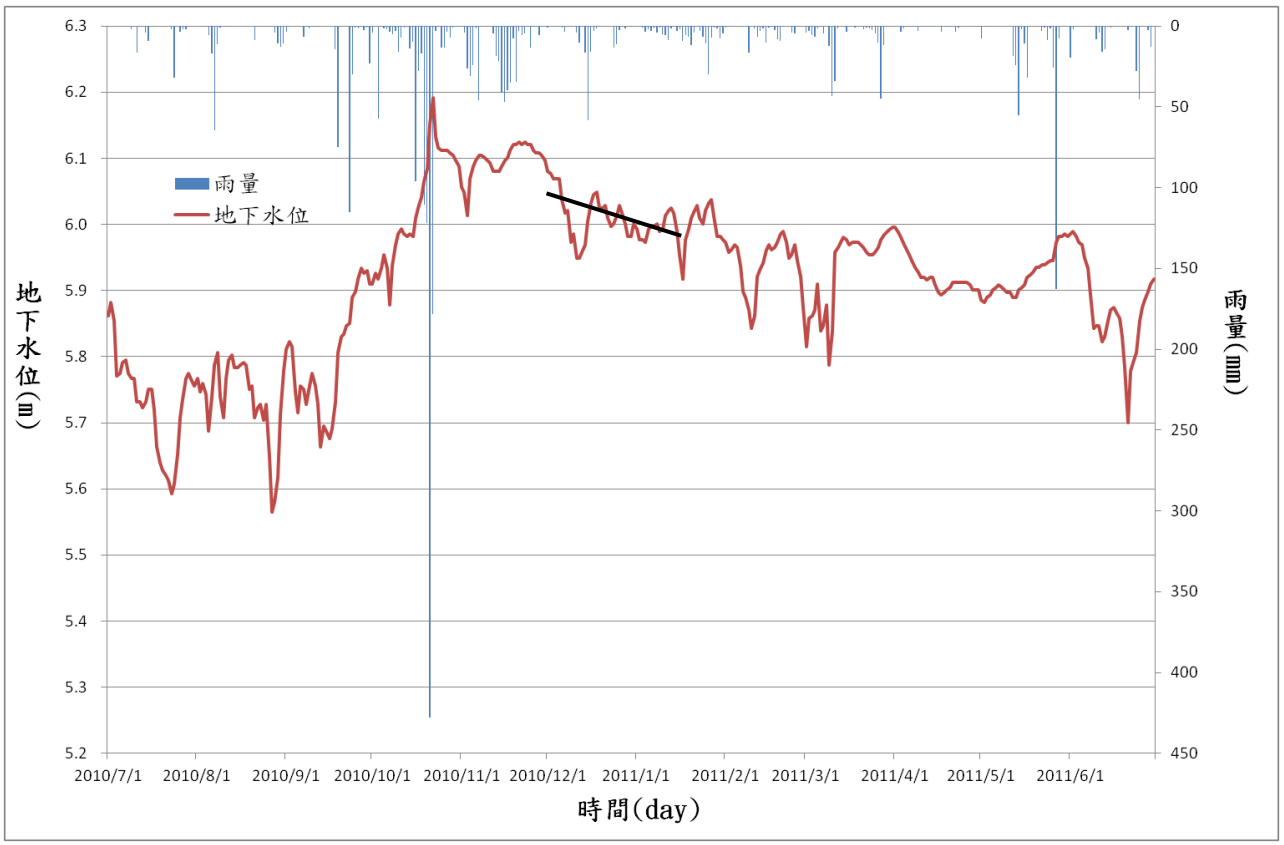


圖 7.1-10 水位歷線及枯水期退水線圖(宜農(1))

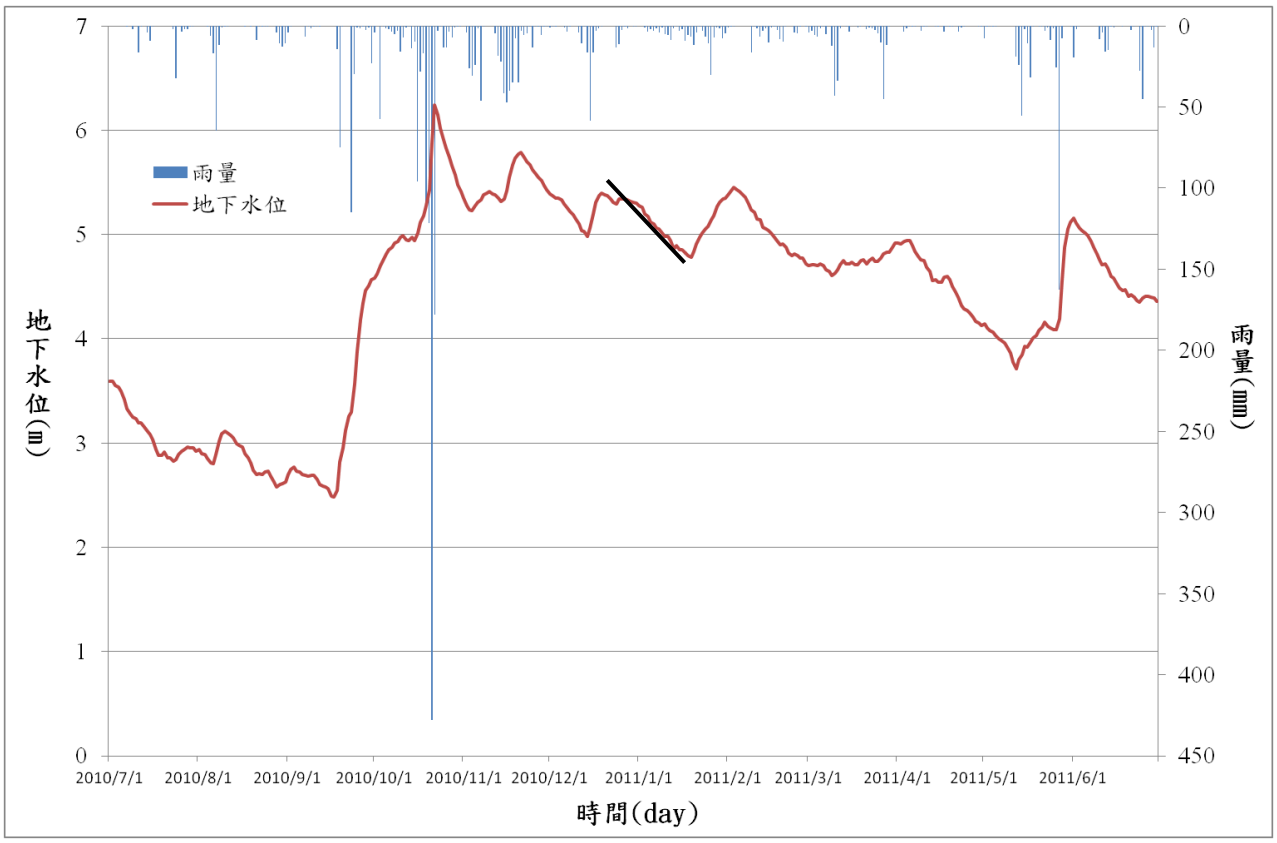


圖 7.1-11 水位歷線、枯水期及一期稻作退水線圖(冬山(1))

表 7.1-2 蘭陽平原淺層水井枯水期退水線列表

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
0210111	宜農(1)	2004/7/3~2004/7/8	2005/6/17~2005/6/26		2007/6/19~2007/6/26	2008/7/28~2008/8/8
		2009/8/22~2009/8/30	2010/7/16~2010	2011/7/28~2011/8/2	2012/6/24~2012/7/3	
02030111	岳明國小	2004/7/18~2004/7/27	2005/6/18~2005/6/29		2007/6/18~2007/7/1	2008/7/30~2008/8/9
		2009/8/10~2009/8/21	2010/8/12~2010/8/21	2011/8/8~2011/8/22	2012/6/19~2012/7/1	
02030211	利澤(1)	2004/7/11~2004/7/19	2005/6/18~2005/6/28		2007/6/24~2007/7/4	2008/8/4~2008/8/14
		2009/8/9~2009/	2010/7/30~2010/8/8		2012/6/28~2012/7/9	
02030311	(1)	2004/7/4~2004/7/9	2005/7/3~2005/7/7	2006/6/26~2006/7/5	2007/7/5~2007/7/12	2008/8/18~2008/8/24
		2009/8/17~2009/8/27	2010/8/9~2010/8/15	2011/6/28~2011/7/9	2012/6/28~2012/7/7	
02040111	頭城國小(1)	2004/7/16~2004/7/26	2005/6/18~2005/6/29		2007/6/17~2007/6/28	2008/8/6~2008/8/14
		2009/8/15~2009/8/19	2010/8/8~2010/8/21	2011/7/23~2011/8/3	2012/6/15~2012/6/24	
02050111	礁溪(1)	2004/6/10~ 2004/6/21	2005/6/23~ 2005/6/30		2007/6/19~2007/7/1	2008// 31~2008/8/14
		2009/8/8~2009/8/14	2010/8/8~2010/8/20	2011/7/15~2011/7/29	2012/6/15~2012/6/23	
02050211	吳沙(1)		2005/6/29~2005/7/6		2007/6/25~2007/7/9	2008/8/15~2008/8/27
		2009/8/18~2009/8/31	201/ 8/23~2010/8/29	2011/7/20~2011/7/27	2012/6/27~2012/7/10	
02050311	二龍	2004/7/9~20047/19	2005/6/24~2005/7/5		2007/6/28~2007/7/10	2008/7/31~2008/8/13
		2009/8/9~ 2009/8/20	2010/8/10~2010/8/22	2011/8/6~2011/8/12	2012/6/28~2012/7/12	
02060111	大福國小(1)	2004/7/4~2004/7/14	2005/6/23~2005/7/5		2007/6/18~2007/6/26	2008/7/30~2008/8/3
		2009/8/9~2009/8/19	2010/8/8~2010/8/17	2011/8/10~2011/8/23	2012/6/21~2012/7/2	
02060211	壯圍(1)	2004/7/9~2004/7/22	2005/6/24~2005/7/6		2007/6/28~2007/7/4	
		2009/8/15~2009/8/20	2010/8/13~2010/8/22	2011/7/19~2011/7/26	2012/6/22~2012/7/3	

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02060311	古亭(1)	2004/7/5~2004/7/16	2005/6/24~2005/7/7		2007/6/26~2007/7/2	
		2009/8/14~2009/8/22	2010/6/29~2010/7/11	2011/7/28~2011/8/2	2012/6/24~2012/7/7	
02060411	公館	2004/7/5~2004/7/17	2005/6/26~20057/7	2006/6/23~2006/7/4	2007/6/22~2007/7/3	2008/7/30~2008/8/10
		2009/8/11~2009/8/21	2010/8/12~2010/8/20	2011/8/8~2011/8/19	2012/6/21~2012/7/2	
02070111	內城	2004/7/10~2004/7/20	2005/6/18~2005/6/24	2006/6/23~2006/7/4	2007/7/13~2007/7/22	2008/8/12~2008/8/26
			2010/8/8~2010/8/21	2011/7/31~2011/8/11	2012/6/21~2012/7/5	
02070211	自強國小(1)	2004/7/14~2004/7/26			2007/7/1~2007/7/13	2008/8/4~2008/8/14
		2009/8/22~2009/9/2	2010/7/28~2010/8/11	2011/6/25~2011/7/13	2012/6/24~2012/7/5	
02070411	同樂	2004 7 19 2004 7 26	2005/ 6 /28 2005/ 7/ 6		2007 6 26 2007/ 7/ 3	2008 /8 /12 2008 /8 /23
			2010/ 7 /8 2010 /7 /15	2011 /7 /20 2011/ 7/ 27	2012 /7 /1 2012 /7 /15	
02080111	冬山(1)	2004/ 7/ 7 2004/ 7/ 18	2005/ 6 /29 2005/ 7 /8		2007 /6 /24 2007/ 6 /30	2008 /8 /16 2008 /8 /27
		2009/ 8/ 23 2009/ 8/ 31	2010/ 8 /10 2010 /8 /20	2011 /6 /27 2011 /7 /9	2012/ 7 /2 2012 /7 /13	
02080311	順安	2004/ 7/ 11 2004/ 7/ 16	2005/ 6/ 25 2005/ 7/ 2	2006 /6 /29 2006 /7 /5	2007 /6 /20 2007/ 6 /25	2008 /6 /19 2008 /6/ 29
		2009/ 8/ 8 2009 /8/ 15	2010 /8/ 21 2010 /8/ 28	2011 /7 /26 2011 /7 /30	2012/ 6/ 29 2012/ 7/ 7	
02090111	五結(1)	2004/ 7/ 3 2004 /7/ 13	2005/ 6/ 4 2005 /6/ 11	2007/ 7 /31 2007/ 8 /4		2008 /7 /29 2008/ 8/ 6
		2009/ 8/ 8 2009 /8/ 15		2011 /7 /19 2011 /7 /25		
02090211	中興(1)	2004/7/10~2004/7/16	2005/6/20~2005/6/29		2007/6/12~2007/6/20	2008/8/5~2008/8/10
		2009/7/18~2009/7/23		2011/6/30~2011/7/7	2012/6/18~2012/7/3	
02100111	大隱(1)	2004/7/18~2004/7/31	2005/6/18~2005/7/1	2006/6/14~2006/6/22	2007/7/9~2007/7/21	2008/8/11~2008/8/23
				2011/6/30~2011/7/13	2012/7/2~2012/7/13	

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02100211	三星	2004/7/12~2004/7/25	2005/6/24~2005/7/4		2007/7/11~2007/7/24	2008/8/12~2008/8/24
			2010/8/8~2010/8/19	2011/6/29~2011/7/11	2012/6/24~2012/7/4	
02100311	大洲(1)	2004/7/9~2004/7/16	2005/6/17~2005/6/23			2008/7/28~2008/8/7
		2009/8/10~2009/8/18	2010/7/28~2010/8/4	2011/7/11~2011/7/15	2012/7/7~2012/7/11	

表 7.1-3 蘭陽平原地下水井一期稻作退水線列表

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
0210111	宜農(1)	2004/2/12~2004/2/20	2005/3/5~2005/3/22			2008/3/11~2008/3/20
		2009/3/14~2009/3/19	2010/2/20~2010/2/28	2011/2/22~2011/3/1	2012/3/13~2012/3/17	
02030111	岳明國小	2004/2/9~2004/2/28	2005/3/3~2005/3/25	2006/2/28~2006/3/19		2008/3/11~2008/3/29
		2009/2/9~2009/3/2		2011/3/12~2011/3/22	2012/3/13~2012/3/29	
02030211	利澤(1)	2004/3/2~2004/3/16	2005/3/12~2005/3/27	2006/2/28~2006/3/18	2007/3/6~2007/3/16	2008/2/27~2008/3/7
		2009/3/7~2009/3/17	2010/3/6~2010/3/16	2011/2/14~2011/2/18		
02030311	(1)	2004/2/15~2004/2/19	2005/2/28~2005/3/2	2006/2/8~2006/2/15	2007/2/28~2007/3/3	2008/4/8~2008/4/13
		2009/4/3~2009/4/11	2010/3/20~2010/3/26	2011/4/4~2011/4/11	2012/3/24~2012/3/27	
02040111	頭城國小(1)		2005/3/2~2005/3/16		2007/2/19~2007/3/3	
		2009/2/15~2009/3/1	2010/2/20~2010/3/7		2012/2/28~2012/3/9	
02050111	礁溪(1)	2004/3/9~ 2004/3/14	2005/3/9~ 2005/3/14	2006/3/11~2006/3/15	2007/3/4~ 2007/3/7	2008/2/24~2008/2/28
		2009/3/5~ 2009/3/10	2010/3/1~ 2010/3/6		2012/2/14~2012/2/19	
02050211	吳沙(1)		2005/3/4~ 2005/3/9	2006/3/11~2006/3/16		

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02050311	二龍	2004/2/15~2004/2/21	2005/3/4~ 2005/3/10	2006/3/5~ 2006/3/12	2007/3/3~ 2007/3/8	2008/2/24~2008/3/7
			2010/2/23~2010/3/7	2011/2/23~2011/2/28	2012/2/4~ 2012/2/9	
02060111	大福國小(1)	2004/2/16~2004/2/22	2005/3/2~ 2005/3/13	2006/2/28~2006/3/4	2007/2/11~2007/2/17	2008/2/23~2008/2/28
		2009/3/13~2009/3/19	2010/3/2~ 2010/3/7	2011/3/12~2011/3/17	2012/2/28~2012/3/9	
02060211	壯圍(1)	2004/2/18~2004/2/24	2005/3/3~ 2005/3/10	2006/3/7~ 2006/3/12	2007/2/26~2007/3/4	2008/2/10~2008/2/17
		2009/3/14~2009/3/19	2010/2/22~2010/2/27	2011/2/22~2011/3/1	2012/3/20~2012/3/26	
02060311	古亭(1)	2004/3/7~2004/3/10	2005/3/6~2005/3/10	2006/3/3~2006/3/12	2007/2/21~2007/3/3	2008/2/27~2008/3/2
		2009/3/14~2009/3/21	2010/3/10~2010/3/15	2011/3/11~2011/3/17	2012/2/12~2012/2/19	
02060411	公館	2004/3/6~2004/3/15	2005/3/5~2005/3/20	2006/2/10~2006/2/17		2008/2/20~2008/3/7
		2009/2/16~2009/2/27	2010/2/19~2010/2/26	2011/3/12~2011/3/20	2012/3/13~2012/3/28	
02070111	內城	2004/3/7~2004/3/13	2005/3/16~2005/3/25	2006/2/28~2006/3/17	2007/2/19~2007/3/4	2008/3/10~2008/3/22
			2010/3/10~2010/3/25		2012/3/13~2012/3/27	
02070211	自強國小(1)		2005/3/8~2005/3/23		2007/2/17~2007/3/5	2008/2/24~2008/3/19
			2010/3/5~2010/3/20		2012/3/5~2012/3/20	
02070411	同樂	2004/ 3 /11 2004 /3 /16	2005 3 4　2005 3 9			
					2012/ 3 /19 2012 /3 /31	
02080111	冬山(1)	2004/ 2 /14 2004 /2 /25	2005 /3 /2　2005 /3 /10	2006 /2 /11 2006 /2 /22	2007/ 2 /18 2007/ 3 /2	
		2009 /3 /7　2009 /3 /22	2010 /2 /26 2010 /3 /12	2011 /2 /9　2011 /2 /24	2012 /3 /15 2012 /3 /23	
02080311	順安		2005 /3 /12 2005 /3 /17	2006/ 2/ 27 2006 /3 /5	2007 /2 /4　2007/ 2/ 9	
		2009 /3/ 2　2009 /3/ 7	2010 /3 /12 2010 /3 /17	2011 /3 /11 2011 /3 /20	2012 /3 /19 2012 /3 /27	
02090111	五結(1)		2005 /3 /2　2005/ 3/ 7	2006/ 2 /27 2006/ 3/ 5		
		2009 /3 /7　2009 /3 /11	2010 /2 /19 2010 /2 /22	2011 /3 /11 2011 /3/ 16	2012 /3/ 13 2012 /3 /17	

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02090211	中興(1)	2004/2/27 2004/3/2				
02100111	大隱(1)		2005/3/6 2005/3/21	2006/2/18 2006/2/26		
					2012/3/12 2012/3/22	
02100211	三星		2005/3/20 2005/3/28		2007/2/23 2007/3/3	2008/3/18 2008/3/26
			2010/3/8 2010/3/20		2012/2/27 2012/3/10	
02100311	大洲(1)	2004/2/20 2004/2/28	2005/2/19 2005/2/24	2006/2/27 2006/3/9	2007/2/20 2007/2/27	2008/3/10 2008/3/17
		2009/2/7 2009/2/14	2010/2/22 2010/3/4	2011/2/13 2011/2/22	2012/3/12 2012/3/18	

二、水位歷線法分析結果

本計畫應用之水位歷線法推估蘭陽平原之總補注量與總抽水量，表 7.1-4 為系統水平衡分析表。分析結果顯示，蘭陽平原年平均補注量為 267.16 百萬噸，年平均抽水量為 204.26 百萬噸。表 7.1-5 為各站平均年補注量之排序可發現補注量大者均為上游區，另外表 7.1-6 為單位面積年補注量之排序配合圖 7.1-13 看出高補注區域的範圍，從兩類排序表中前 12 順位之水井皆為非受壓水井，其中大福國小(1)及自強國小(1)站之儲水係數雖然分別僅有 0.039 及 0.012，但因為控制面積大，仍有相當可觀的補注量。

表 7.1-7 為各井枯水期與一期稻作退水線斜率列表，顯示退水線斜率較陡者為自強國小(1)、三星(1)、龍德(1) 、大福國小(1)與五結(1)，其斜率分別為 -0.166、-0.107、-0.092、-0.069 與-0.049(m/day)如圖 7.1-12 顯示退水斜率大小的分佈情況，退水線的大小代表該區域水位枯水期下降的快慢。

表 7.1-4 系統水平衡分析表

年份	年儲蓄改變量	年抽水量	年補注量	年流出量	降雨量
2004	4.84	213.11	252.31	34.35	3057
2005	-11.82	213.41	280.71	79.78	3683
2006	12.37	201.04	247.18	34.54	3274
2007	12.29	194.82	306.73	100.22	3899
2008	-35.05	193.62	255.65	98.95	3364
2009	19.74	212.68	259.71	28.28	3858
2010	5.94	210.91	282.85	66.51	3026
2011	30.92	202.75	274.75	40.34	3203
2012	-29.08	195.98	244.58	78.29	3282
平均	1.13	204.26	267.16	62.36	3405
水量單位：10^6 (m^3); 降雨量單位：(mm)					

表 7.1-5 各井平均年補注量排序列表

順位	井名	儲水係數	平均年抽水量 ($106\,m^3$/year)	平均年補注量 ($106\,m^3$/year)
1	三星	0.1278	106.61	147.84
2	內城	0.174	31.63	44.95
3	大洲(1)	0.1945	21.54	27.45
4	冬山(1)	0.107	17.20	16.67
5	中興(1)	0.0437	9.19	8.07
6	自強國小(1)	0.01267	5.06	7.24
7	大福國小(1)	0.03971	5.65	5.68
8	頭城國小(1)	0.056	2.29	3.14
9	公館	0.03628	2.08	2.52
10	利澤(1)	0.021	0.93	1.25
11	龍德(1)	0.00216	0.82	0.80
12	岳明國小	0.01382	0.43	0.61
13	大隱(1)	0.00146	0.35	0.52
14	五結(1)	0.00052	0.17	0.17
15	壯圍(1)	0.00065	0.15	0.15
16	古亭(1)	0.00026	0.04	0.04
17	宜農(1)	0.00018	0.03	0.03
18	礁溪(1)	0.00014	0.03	0.03
19	同樂	0.0001	0.01	0.02
20	二龍	0.00011	0.01	0.01
21	吳沙(1)	0.00006	0.01	0.01
22	順安	0.00003	2.14E-03	2.02E-03
年份：2004~2012 年				

表 7.1-6 單位面積平均年補注量排序列表

順位	井名	控制面積 (m2)	單位面積抽水量 (m/year)	單位面積補注量 (m/year)
1	三星	30494136	3.50	4.85
2	內城	24248347	1.30	1.85
3	大洲(1)	20488088	1.05	1.34
4	冬山(1)	13053079	1.32	1.28
5	自強國小(1)	9623774	0.53	0.75
6	大福國小(1)	8155610	0.69	0.70
7	中興(1)	18663885	0.49	0.43
8	頭城國小(1)	11730905	0.20	0.27
9	公館	12451699	0.17	0.20
10	岳明國小	6559619	0.07	0.09
11	利澤(1)	13407596	0.07	0.09
12	龍德(1)	13432917	0.06	0.06
13	大隱(1)	24973074	0.01	0.02
14	五結(1)	19703919	0.01	0.01
15	壯圍(1)	17558056	0.01	0.01
16	古亭(1)	13367850	3.01E-03	2.81E-03
17	礁溪(1)	15314572	1.86E-03	1.84E-03
18	宜農(1)	20598676	1.53E-03	1.55E-03
19	二龍	12041811	9.19E-04	9.13E-04
20	同樂	19072476	7.59E-04	8.57E-04
21	吳沙(1)	14021461	5.22E-04	4.81E-04
22	順安	20406824	1.05E-04	9.88E-05
年份：2004~2012 年				

表 7.1-7 各站枯水期與一期稻作退水線斜率列表

站號	井名	X	Y	枯水期退水斜率(m/day)	一期稻作退水斜率(m/day)
02010111	宜農(1)	324620	2738180	-0.03414	
02030111	岳明國小	335491	2723599	-0.01778	-0.00445
02030211	利澤(1)	333200	2729300	-0.01088	-0.00976
02030311	龍德(1)	332000	2725800	-0.09236	-0.08603
02040111	頭城國小(1)	332900	2751100	-0.01399	
02050111	礁溪(1)	329180	2745890	-0.04703	-0.02512
02050211	吳沙(1)	325944.4	2742374	-0.03224	-0.01076
02050311	二龍	328104.5	2744848	-0.03346	
02060111	大福國小(1)	331460	2744155	-0.06996	
02060211	壯圍(1)	329122	2737853	-0.04641	-0.02112
02060311	古亭(1)	329932.2	2741080	-0.04457	-0.00728
02060411	公館	332212	2737115	-0.01846	-1.6E-05
02070111	內城	318685	2734452	-0.03004	
02070211	自強國小(1)	313700	2732700	-0.16644	
02070411	同樂	322822.3	2739979	-0.02997	-0.00182
02080111	冬山(1)	329500	2725778	-0.04935	
02080311	順安	326363	2727985	-0.014	
02090111	五結(1)	330000	2731600	-0.04999	-0.06265
02090211	中興(1)	327300	2732000	-0.041	-0.017
02100111	大隱(1)	321300	2729300	-0.03812	-0.00178
02100211	三星	314970	2729321	-0.10712	-0.01018
02100311	大洲(1)	322731.5	2732157	-0.02166	
年份：2004~2012 年					

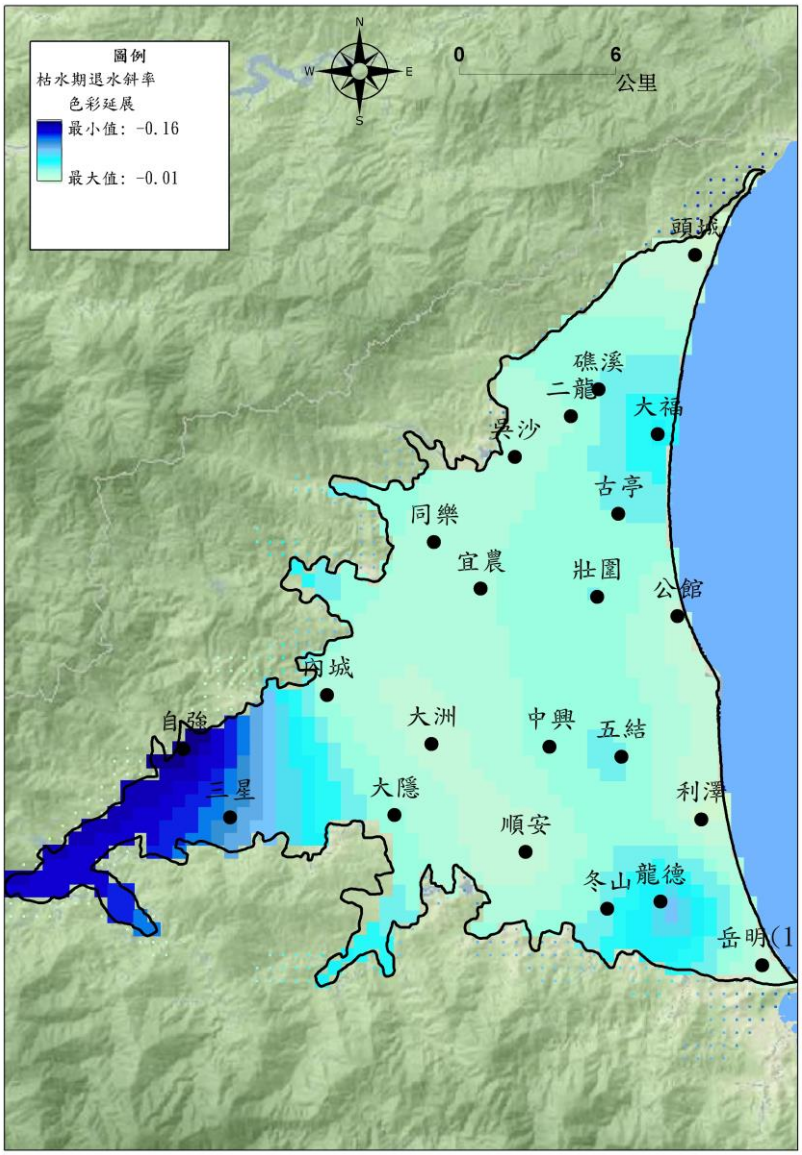


圖 7.1-12 蘭陽平原淺層觀測井枯水期退水線斜率

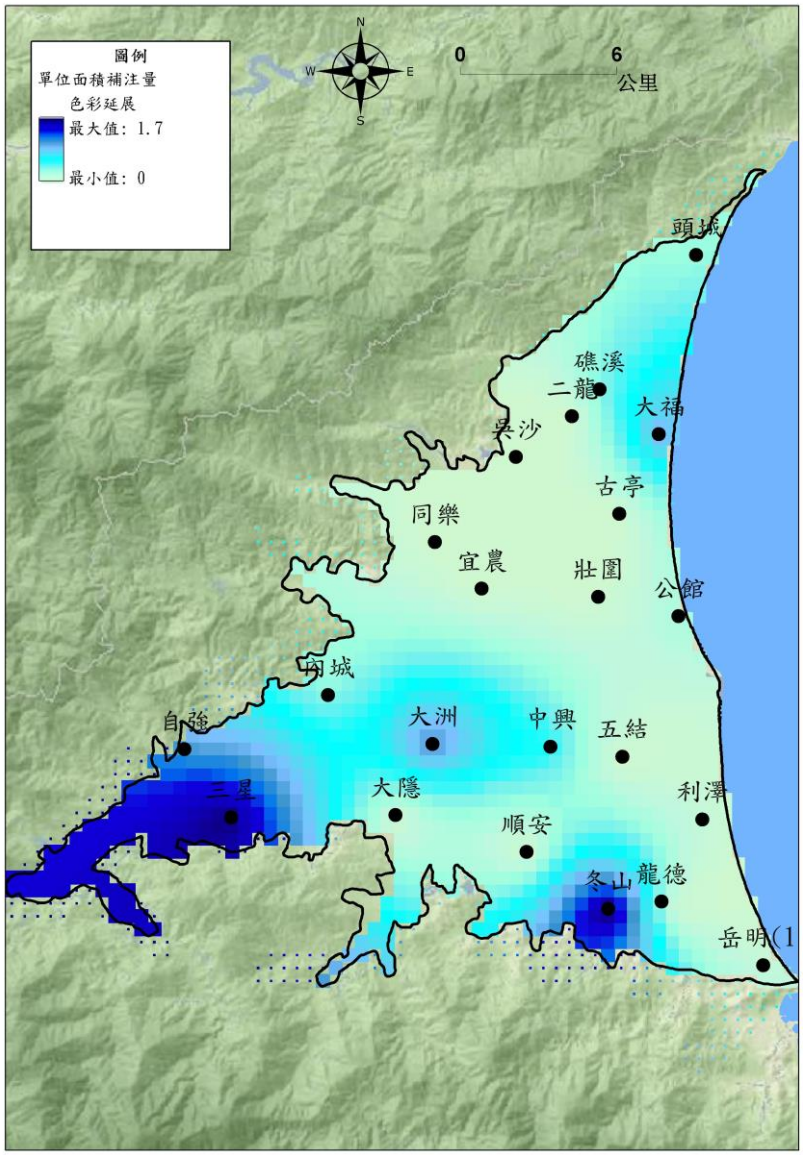


圖 7.1-13 蘭陽平原淺層觀測井單位面積平均年補注量

如依據降雨事件統計各降雨場次對應的補注量、降雨量，圖 7.1-14 則呈現水位歷線法推估結果之降雨量及降雨天數對補注量關係圖，從圖面顯示降雨量與補注量呈現二次之關係。

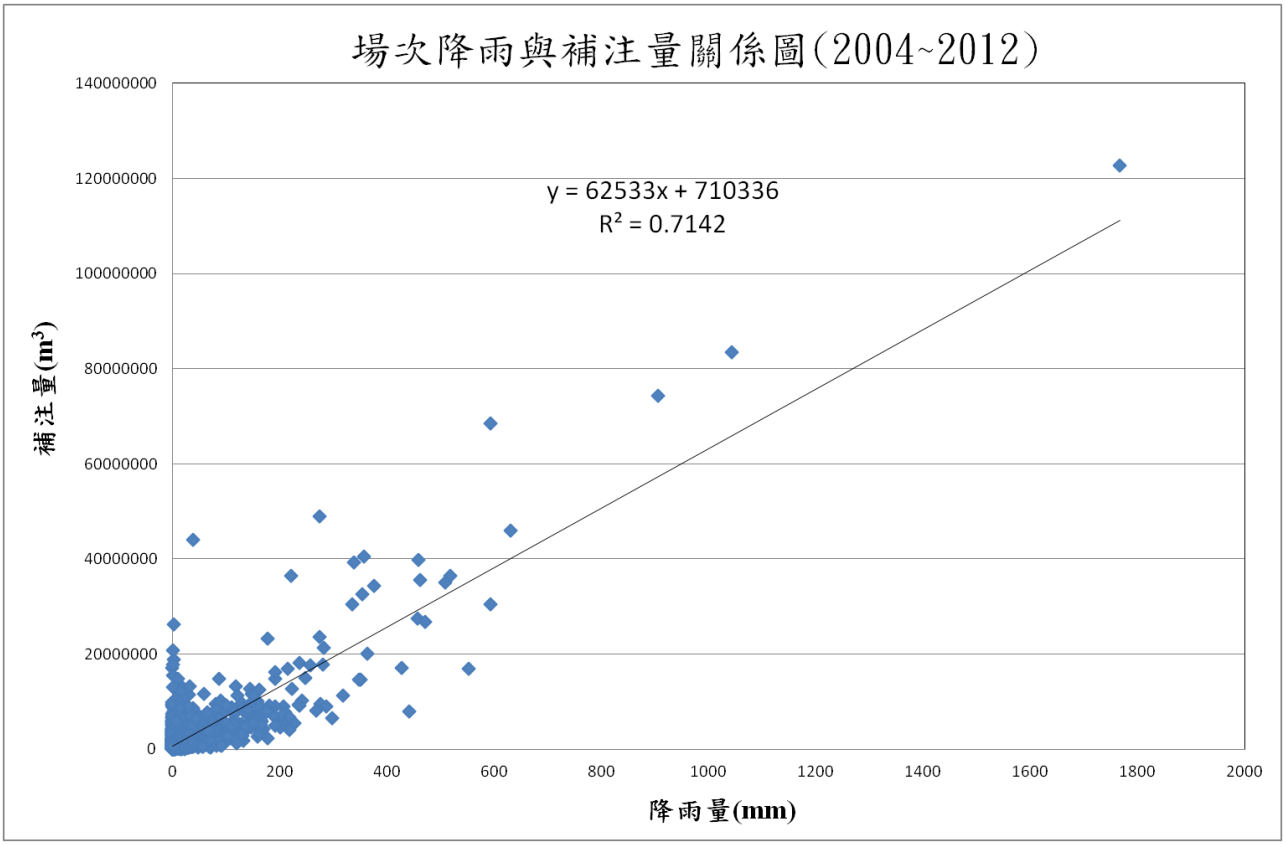


圖 7.1-14 場次降雨量與補注量關係圖(2004~ 2012 年)

7.2 地下水流數值模式建置

本章將說明蘭陽平原之地下水數值模式建置流程、水平衡分析及主要補注區對研究區域地下水系統於水量及水質之影響。首先在 7.2.1 節說明地下水數值模式之建置流程及步驟，7.2.2 節簡介本計畫所採用之地下水數值模式 MODFLOW 之發展歷程，並展示蘭陽平原之地下水模式建置及參數檢定成果。

7.2.1 地下水數值模式建置流程

本計畫地下水數質模式之建置流程如圖 7.2-1 所示，可分為四大部分，依序為邊界條件與網格劃分、模式資料輸入、模式參數檢定及水平衡分析 (如圖 7.2-1 所示)。本計畫採用美國地質調查局開發之 MODFLOW 地下水流模擬模式模擬研究區域之地下水流系統(見 7.2.2 MODFLOW 簡介)。在以 MODFLOW 建模時，首先需先定義研究區域之空間切割，模擬期距，分層架構及邊界條件等設定，接著再設定初始條件與含水層參數(如透水係數、儲水係數、比出水量、含水層厚度等）；其輸出資訊則包含各含水層之地下水位分佈、洩降分佈、模式水平衡等。在給定建模所需之基本資料後，本計畫應用規則式專家系統及美國地質調查局開發之 UCODE 優選模式(見 7.2.2 參數檢定方法)進行淨補注量檢定，檢定模擬期距（2004 年~2012 年）中，每日表層淨補注量與深層抽水量，再進行水平衡分析。

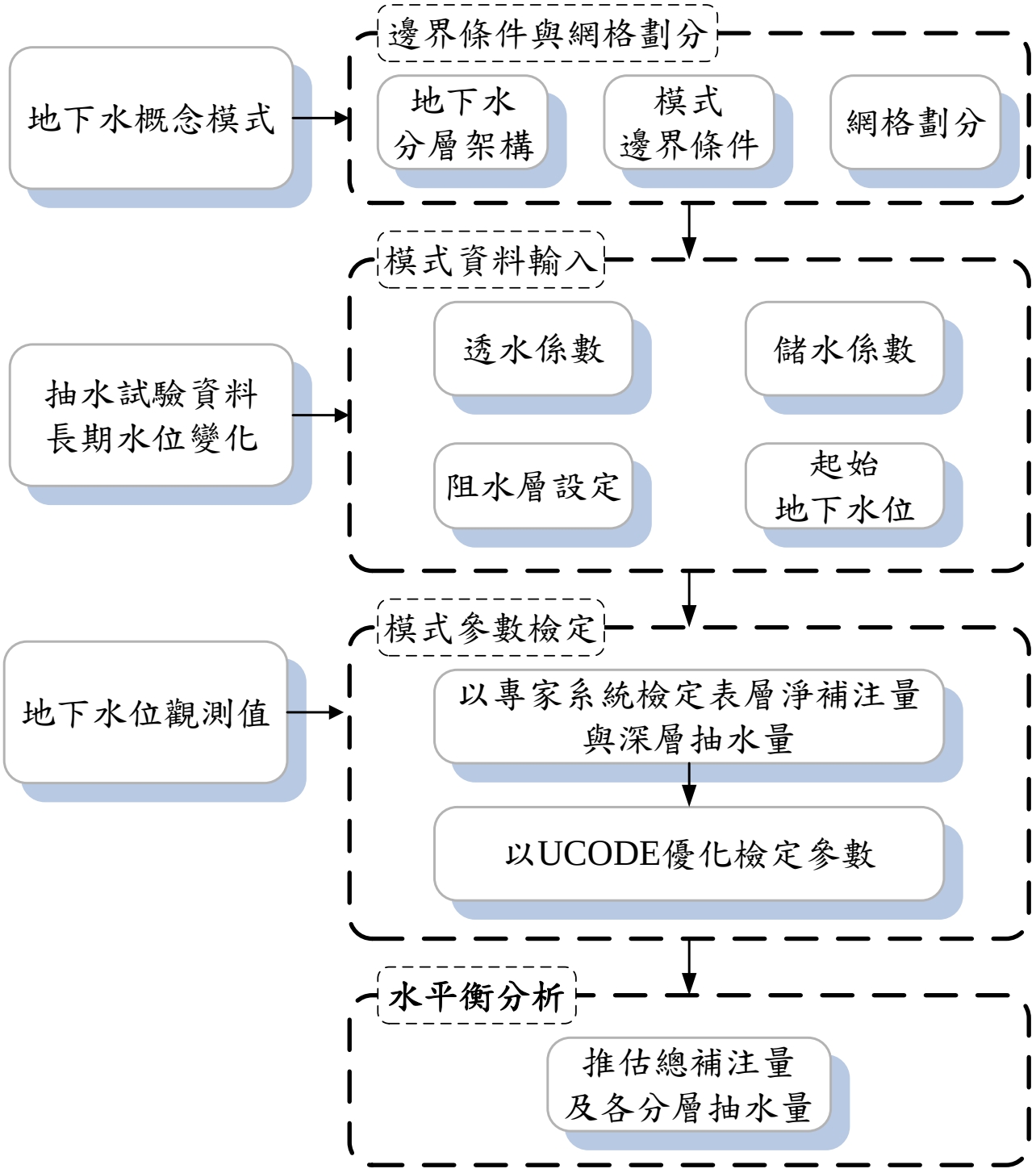


圖 7.2-1 地下水數值模式建置流程示意圖

7.2.2 地下水數值模式

一、MODFLOW 簡介

地下水數值模擬模式自 1950 年代末期推出一維地下水模式後，即不斷推陳出新，電腦硬體效能大幅成長與數值方法不斷改進，於 1970 年代中期即發展出包括可以同時模擬非飽和層與飽和層變化之三維地下水水流數值模擬程式。

MODFLOW 是美國地質調查局(U.S.G.S)發展之地下水模擬程式，該程式可

求解二維及三維之飽和層地下水流問題，含水層種類可分為自由、受壓、半受壓含水層，依地質特性分類可為均質、非均質及等向性、非等向性含水層，並可搭配 MODPATH、MOC3D、MT3D 及 MT3DMS 等水質模式，可進行水質傳輸模擬。另外，亦可搭配 MODFLOWP、PEST 及 UCODE 等參數優選模式(Inverse modeling)，藉以檢定由 MODFLOW 所建立之地下水流模式中的水文地質參數。美國地質調查局於 1983 年提出 MODFLOW 初版，至 1987 年更新為 MODFLOW 88 版本，再於 1996 年再更新 MODFLOW 96 版本，而最新版本為 MODFLOW-2005。MODFLOW 由於其程式具備概念簡明、架構具彈性、易於添加其它功能模組，以及程式源碼公開等優點，因此成為目前使用最廣之地下水流模擬程式，有多種支援其前後端資料處理的套裝軟體，其中較著名的有 PM(Processing MODFLOW)、 Visual MODFLOW、Groundwater Vistas 及 GMS 等。

本計畫目前使用 Groundwater Vistas 6.0 進行 MODFLOW 模式建立。Groundwater Vistas (GV)由 Environmental Simulations International (ESI)所開發，其為一套圖形使用者介面軟體，用以幫助使用者建立 3D 地下水模式，目前使用版本可支援至 MODFLOW2005，因此本計畫乃以 MODFLOW2005 開發蘭陽平原之地下水流模式。

二、邊界條件與格網劃分

1.地下分層架構

MODFLOW 模擬之設定上，可將含水層型態設定為拘限含水層或非拘限含水層，並需分別輸入各分層之上部高程和底部高程。本計畫以中央地質調查所繪製之水文地質剖面圖（深度最深至 250 公尺左右）為基礎，參考圖內所描述之蘭陽平原概念分層建立數值模式之分層架構，其概念分層如圖 7.2-2(紅柴林-公館剖面，剖面位置如圖 7.2-3 所示，數值模式剖面位置見 AA’ 剖面)所示，由上而下分別為含水層一(F1)、阻水層一(T1)與含水層二(F2)。數值模式以概念分層為基礎，共分為四層，如圖 7.2-4 所示。本計畫設置兩層含水層模擬概念模式中之含水層一(F1)，以模擬上層含水層中部分黏土層所造成之拘限含水層效應，而概念模式中之阻水層一(T1)與含水層二(F2)則各別以一個分層進行模擬。

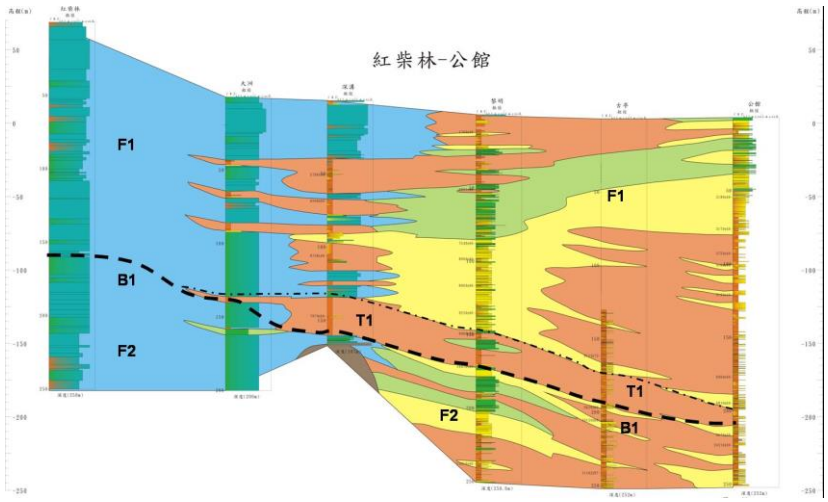


圖 7.2-2 蘭陽平原概念分層(紅柴林-公館剖面)

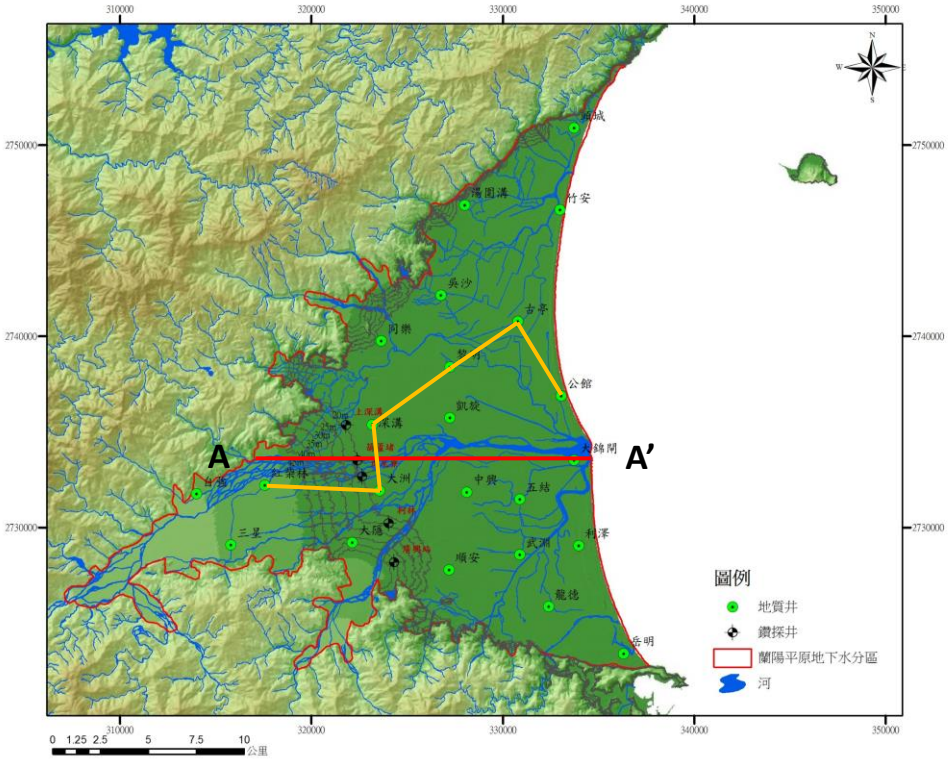


圖 7.2-3 紅柴林-公館剖面及 AA' 剖面位置圖

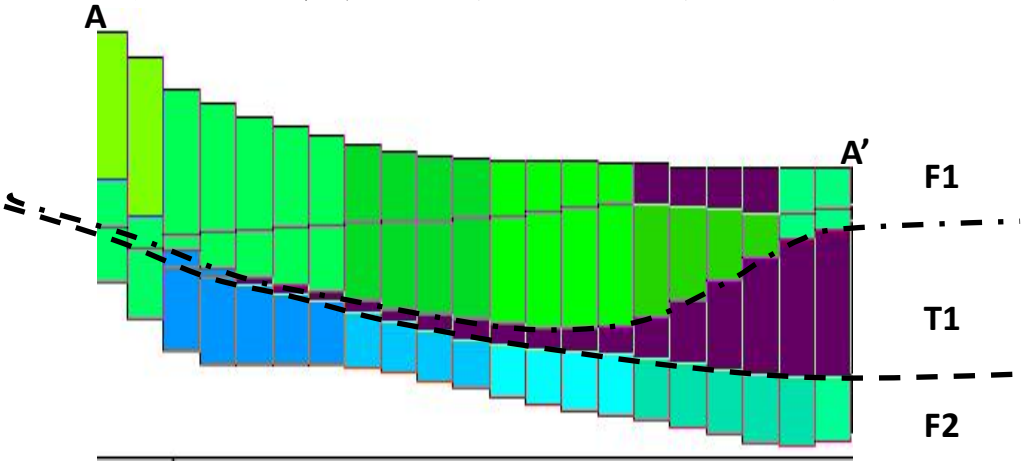


圖 7.2-4 蘭陽平原模式分層(AA'剖面)

2.模式邊界條件與格網劃分

蘭陽平原位於台灣之東北端，包括宜蘭縣大部分鄉鎮，本研究參考中央地質調查所之蘭陽平原水文地質圖與水利署所定義之蘭陽平原地下水分區範圍，並考量現有之地質鑽探資料決定數值模式的模擬範圍。模式研究區域大抵以地調所之蘭陽平原水文地質圖上之底岩分布區域為界，以描述平原地下水區特性。

模式邊界北以雪山山脈為界，南以中央山脈之低山為界，考量其地質特性，將模式南北邊界定為零流量(No flow)邊界條件(Neumann boundary condition)，然於地形圖上可得知，有許多河川從與蘭陽平原緊鄰之山脈流入，並於地面與地下水質調查中可得知，蘭陽平原應有大量補注來自於山脈側向流入，故在邊界河流出山口處以給定水頭方式模擬山邊側流量。給定水頭設定如下：

a.選取含水層一(F1)所有觀測井之地表高程並計算各觀測井之日平均地下水位，再由地表高程對日平均地下水位進行線性回歸，如圖 7.2-5 所示，得回歸公式為$y = 0.727x - 0.4739$，$R^2 = 0.9866$。

b.於河川出山口處之網格，設為給定水頭(圖 7.2-6 中之紫色網格)，並取出該網格之高程，由回歸後所得公式計算所有給定水頭處之日均地下水位。

c.假定給定水頭(h_b)與其下游最近觀測井(h_{obs})之水位差為定值(Δh)，而Δh為給定水頭日均水位($\bar{h}_b$)與下游最近觀測井日均水位($\bar{h}_{obs}$)之差值，如公式 7.2-1 所示：

$$\Delta h = \bar{h}_b - \bar{h}_{obs} \quad \text{(式 7.2-1)}$$

因此將各時刻下游最近觀測井水位加上Δh，即可得給定水頭各時刻之水位，如公式 7.2-2 所示：

$${}^{n}_{1}h_b = {}^{n}_{1}h_{obs} + \Delta h \quad \text{(式 7.2-2)}$$

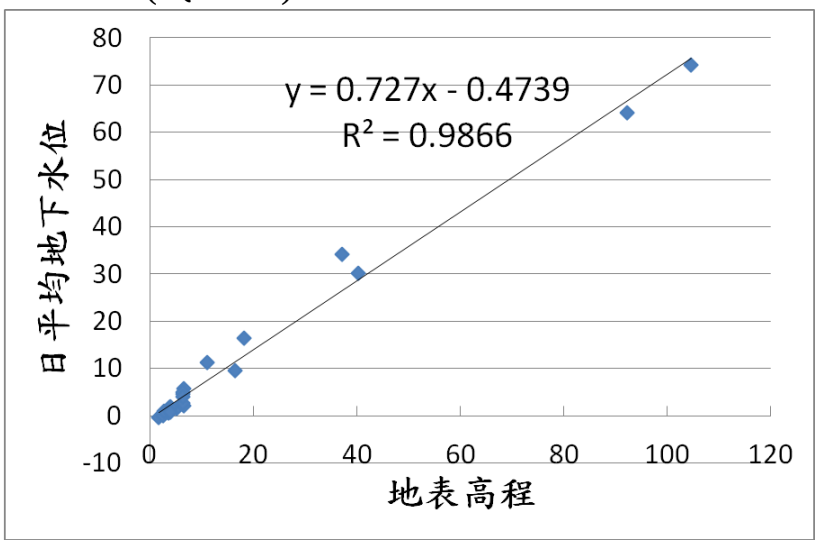


圖 7.2-5 蘭陽平原地表高程對日均地下水位線性回歸

由回歸公式及公式 7.2-1 計算Δh，計算結果如表 7.2-1 所示，福德坑溪出山口總水頭高為頭城國小(1)水位高加 15.85 公尺；得子口溪出山口總水頭高為二龍水位高加 27.37 公尺；小礁溪出山口總水頭高為同樂水位高加 41.63 公尺；大礁溪出山口總水頭高為同樂水位高加 49.70 公尺；五十溪出山口總水頭高為同樂水位高加 34.29 公尺；蘭陽溪出山口總水頭高為自強國小(1)水位高加 41.63 公尺；羅東溪出山口總水頭高為大隱(1)水位高加 57.87 公尺；冬山河出山口總水頭高為冬山(1)水位高加 30.83 公尺；新城溪出山口總水頭高為龍德(1)水位高加 30.69 公尺。

表 7.2-1 蘭陽平原給定水頭設定

溪名	網格高程	$\bar{h}_b$	下游 最近觀測井	$\bar{h}_{obs}$	水位差(Δh)
福德坑溪	26.19	18.57	頭城國小(1)	2.72	15.85
得子口溪	39.18	28.02	二龍	0.65	27.37
小礁溪	70.69	51.14	同樂	9.51	41.63
大礁溪	82.15	59.21	同樂	9.51	49.70
五十溪	60.86	43.80	同樂	9.51	34.29
蘭陽溪	160.02	115.85	自強國小(1)	74.22	41.63
羅東溪	121.77	88.07	大隱(1)	30.20	57.87
冬山河	49.47	35.49	冬山(1)	4.66	30.83
新城溪	45.84	32.82	龍德(1)	2.13	30.69

(單位：公尺)

另外蘭陽平原東側緊臨太平洋，因此將模式東邊邊界設定為定水頭邊界條件(Dirichlet boundary condition)，水位高為 0 公尺。格網的劃分上，南北方向分為 44 列，東西方向分為 34 行。考量資料密度及計算精度的情況下，採用 1km*1km 等間距的格網，如圖 7.2-6 所示。

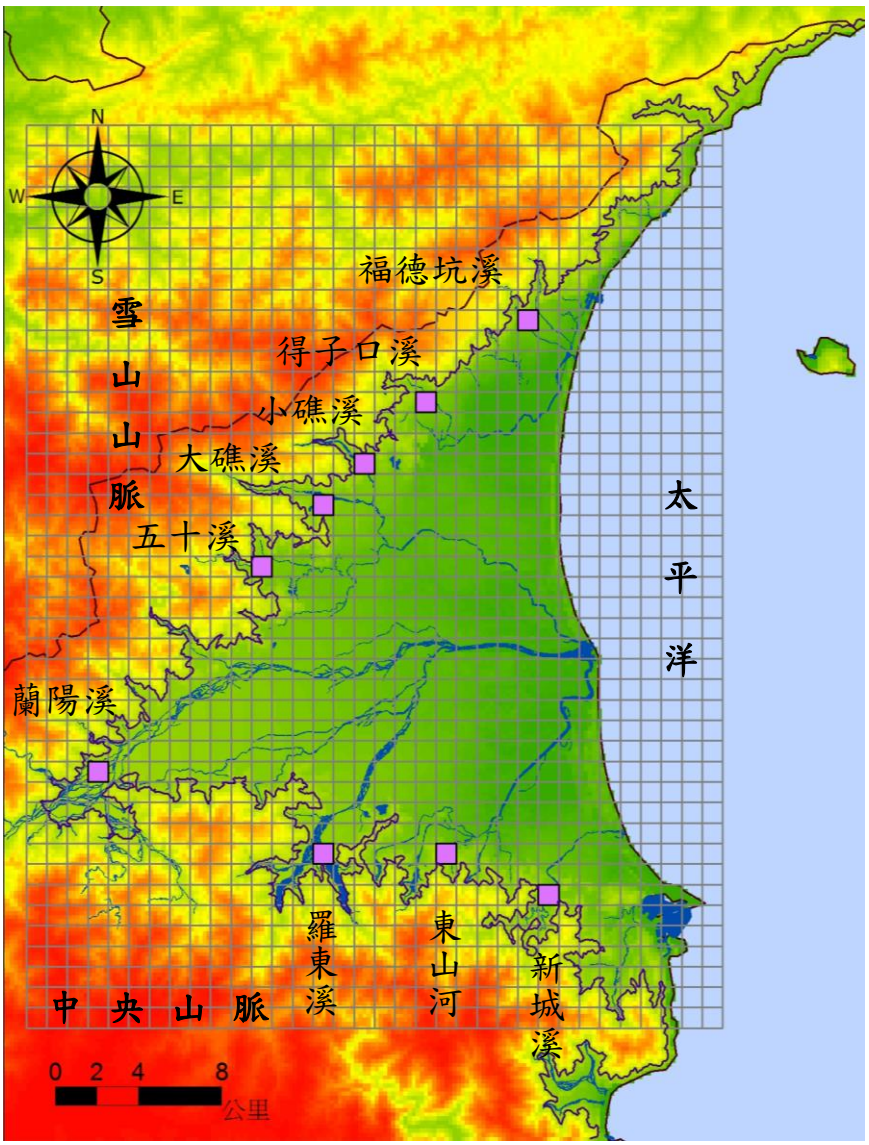


圖 7.2-6 蘭陽平原地下水模擬區域

三、模式資料輸入

模式之輸入資料包括透水係數、垂向透水係數、儲水係數、比出水量、起始地下水水位、補注量及抽水量等。以下將說明建置蘭陽平原地下水模擬模式(MODFLOW 模式)，其模式架構所需之地下水力學參數及源匯項輸入資料。各輸入資料敘述如下：

1.透水係數

觀測站網建置時，各觀測井必進行單井或複井抽水試驗，因此幾乎各觀測井於不同含水層均擁有其導水係數（Transmissivity，T 值）現地試驗值，但因 MODFLOW 模式所需參數為透水係數(Hydraulic Conductivity，K 值)，因此將現地試驗所得之導水係數，再除以含水層厚度（b）即可轉換求得透水係數。此外除使用抽水試驗結果外，亦搭配使用地電阻參數推估結果，後續再以觀測井建立徐昇氏法網格，決定各參數資料之代表範圍。圖 7.2-7 與圖 7.2-8 分別為含水層一及含水層三之徐昇氏分區圖。參考中央地質調查所之調查結果，模式阻水

層一之分布範圍位於平原中、下游區域，其透水係數乃參考教科書 Fundamentals of Ground Water (Schwartz and Zhang, 2003)中建議之值域，在此設定為 4×10^{-3} (公尺/天)。此外，由於抽水試驗所得結果為水平向之透水係數，故在此假設垂向透水係數為水平向之 1/50。因為中央地質調查所劃定之阻水層，至少需為一定厚度以上(如 3~4 公尺以上)之泥層，因此阻水層分佈範圍內多為具一定厚度與延續性之泥層，但部分區域即使無厚泥層存在，但仍可能存在薄而頻繁出現之泥層，因此仍存在阻隔含水層間水流垂向流動之能力，因此這些區域之阻水層仍須給定阻水層等級之參數值。故本計畫在設定阻水層一之參數值時，除了地調所給定之阻水層區域(厚泥層區域)外，本研究另外檢視水文地質鑽探柱狀圖、屏狀圖以及同一觀測井之分層觀測水位差，之後再決定阻水層之參數值，分析方式說明如下所示：

首先檢視水文地質鑽探柱狀圖及屏狀圖後，若含水層內之某一範圍出現厚泥層阻隔，本計畫則設定該範圍內之水力參數為阻水層等級之量值；若含水層間為砂泥互層情形，則再進一步分析該處觀測井之不同分層間的長期地下水位，若分層間之地下水位差異顯著，則代表該分層間有阻水效果，故應設定阻水層等級之量值，若分層間之水位相近，幾乎一致，則此處設定為含水層之量值。

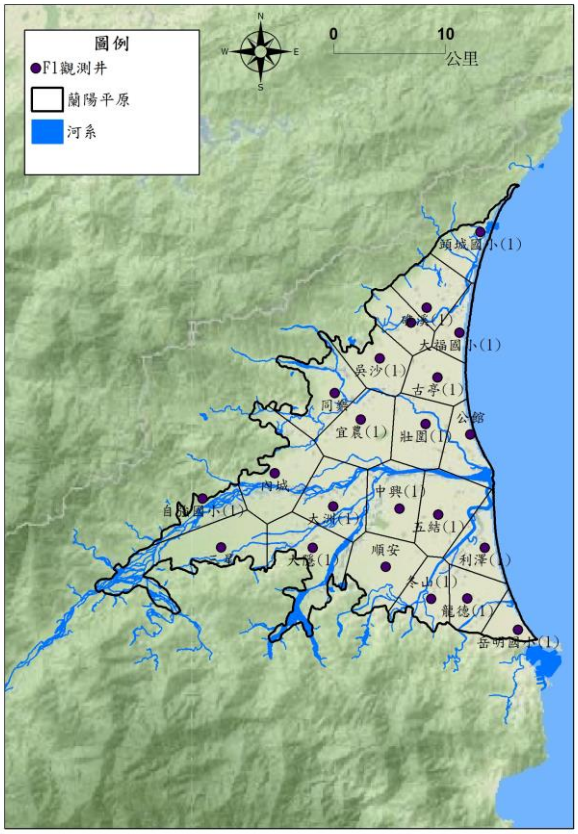


圖 7.2-7 含水層一徐昇式分區

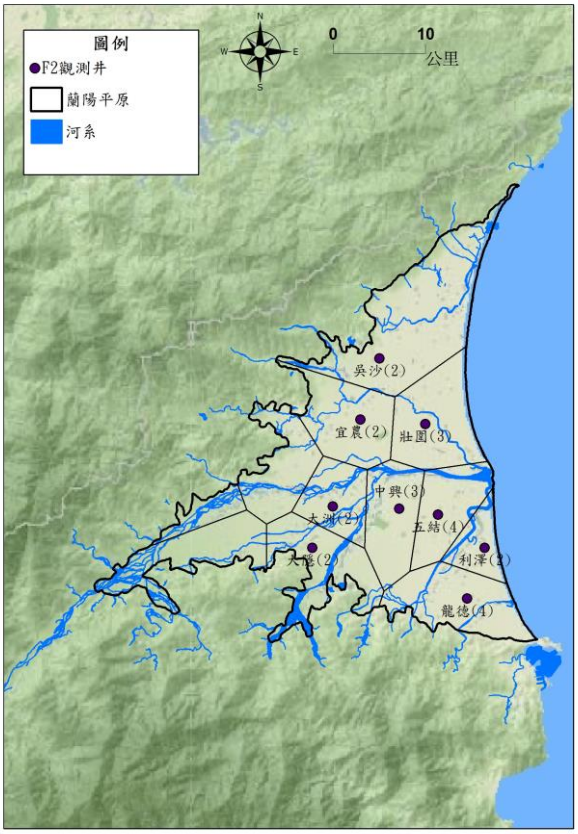


圖 7.2-8 含水層二徐昇式分區

2.儲水係數與比出水量

由於儲水係數與比出水量必須進行複井抽水試驗才能求得，因此儲水係數或比出水量之數量遠低於透水係數之數量，目前已有龍德與大隱觀測井進行複井抽水試驗，而今年度地調所新增三星、大洲與內城三站之複井抽水試驗，加以本計畫藉重力量測推估比出水量，因此已有相當多之參數，而缺少相關資料之部分，將另行推估，說明如下：

本計畫首先蒐集同時有透水係數及儲水係數或比出水量資料之觀測井，再以透水係數對儲水係數及比出水量個別進行線性迴歸，可求得含水層儲水係數及比出水量之回歸式，之後各觀測井依其位於拘限或非拘限含水層，選定公式代入透水係數，即可推得儲水係數與比出水量。

儲水係數與比出水量之代表範圍與透水係數相同，皆以觀測井建立徐昇氏網格，決定其代表範圍。

3.起始地下水水位

對於暫態模式而言，初始地下水位代表模式之初始條件，不同初始條件影響模擬結果極巨，因此應選取適當之初始水位以得到較佳之模擬結果。本計畫建置之地下水系統模擬期距為 2004 年~2012 年，為日模擬，模擬起始時刻為西元 2004 年 1 月 1 日，因此以西元 2003 年 12 月 31 日之水位作為起始水位。

4.抽水量、補注量

由於現地抽水量資料較不完整，且地下水補注為未知，故本計畫將以參數檢定方法推估淺層淨補注量與深層抽水量，檢定工具為本計畫所開發之專家系統(詳見下一小節之參數檢定方法)。

本研究設定之模擬時刻長度為日，參數檢定之依據為各觀測井之日水位，此外，本計畫採用徐昇氏法進行參數分區，以降低參數維度。

四、參數檢定方法

1.參數檢定變數說明

MODFLOW 三維地下水模式乃以有限差分法進行數值離散，其在空間離散上採用矩形網格，因此每一模擬網格皆為一六面體，如圖 7.2-9 所示，模式中各網格之每一面與其相鄰網格之流量，皆可以達西公式計算，因此當水位與透水係數已知時，六面體與四周網格之交換量（flux）即可求得。然而，若此網格位於含水層一時，其與地表接觸的面並無法以達西公式計算，該平面之水量進出乃藉由地表補注(Recharge)或是人為抽水進出該網格，因此本計畫在進行參數檢定時，於含水層一檢定所得之量值即為補注與抽水之綜合效應，無法拆開，因此本計畫定義含水層一所檢定之量值為淺層淨補注量（Net recharge）。在含水層一以下之各個網格(即深層)，其內部水量進出網格之形式除了因與相鄰網格之水位差造成之交換量外，亦可透過源流（source）或沉流(sink)之形式進出網格，意即將水量以抽水井或補注井之形式取出或注入該網格，惟在深層含水

層中，幾乎不可能發生補注之行為，因此本計畫設定深層含水層僅能抽水而不能補注，故深層含水層檢定之量值即為抽水量。

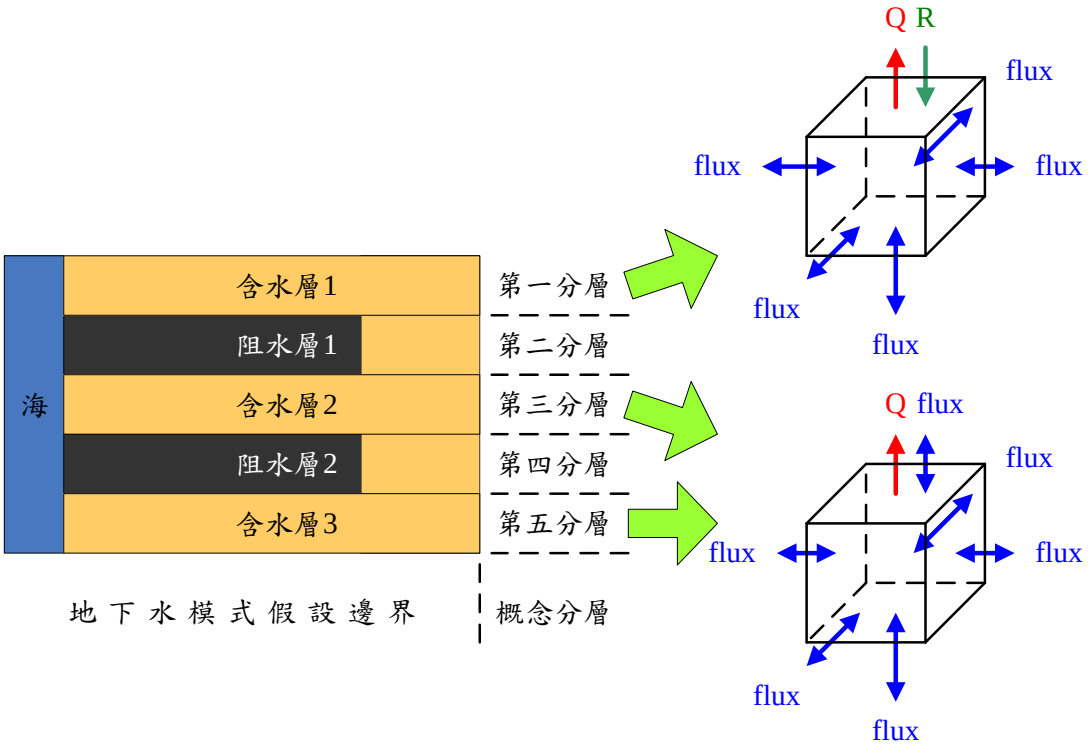


圖 7.2-9 地下水模式流量計算概念圖

2.參數檢定方法介紹

建立地下水模式之過程中，參數檢定乃必要的步驟，而一般的參數檢定方法可分為「人工參數檢定」與「自動參數檢定」。人工參數檢定在推估參數時，過程不但複雜、冗長，且需要花費許多時間，進行檢定的人員除了需具備相關地下水知識外，亦須具有參數檢定之經驗與技巧。此外，如何將一位專家的參數檢定知識轉移給其他需進行人工參數檢定之人員也是相當不易。人工參數檢定雖有上述缺點，惟其在進行參數推估時，參數的修正常存在定性上的邏輯或經驗的判斷，檢定的過程中人與模式的不斷互動，因此人工參數檢定雖然繁瑣且費時費工，但檢定本身除了可對問題有更深入的了解外，檢定者若是一個有經驗的專家，其結果往往較不易發生孛離現地物理特性的情形。

自動化參數檢定通常是將地下水模式結合優選法來進行檢定，雖然可免去人工參數檢定的煩瑣，但使用者難以參與參數變動過程，往往只能被動的接受最後的檢定結果，而因為地下水模式甚至優選模式本身，因受限於參數之維度數目，往往皆對問題本身有相當程度的簡化，使得自動參數檢定所得之結果亦可能產生不符物理條件的狀況。

本計畫採用專家系統進行參數檢定，期能在保有自動化參數優選檢定的快速及方便的同時，亦能保有人工參數檢定之彈性，並能累積整合專家之經驗，使得參數檢定的工作更易進行。然由於本團隊開發之檢定系統，為達上述快

速、方便與彈性之優點，而給予系統較大之容許誤差，欲改善此問題，使檢定結果更精確，本計畫採用 UCODE 優選模式，將檢定後參數進行優化，減小目標函數誤差範圍，使系統更趨完善。圖 7.2-10 為參數檢定之系統架構，可瞭解本計畫使用 MODFLOW2005 建置數值模式，並進行初始設定，之後由專家系統進行參數檢定，再用 UCODE 優選模式進行參數優化。

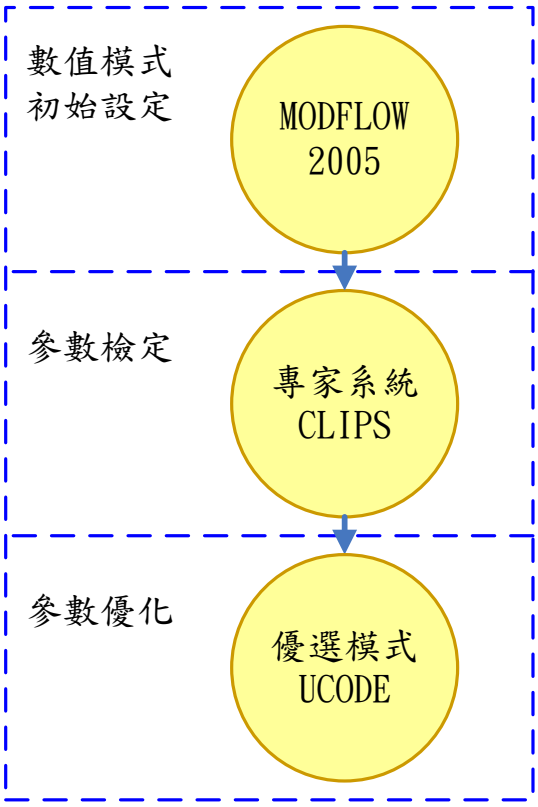


圖 7.2-10 地下水參數檢定系統架構圖

3.專家系統介紹

專家系統為一模仿人類專家且具有決策能力的智慧型電腦系統，本計畫採用 CLIPS(C Language Integrated Production System)建立地下水模式參數檢定專家系統，CLIPS 為一方便採用物件導向概念，用以建立專家系統之工具。在本計畫中，地下水模式以分區為概念進行參數檢定，一個分區即為一個物件，在 CLIPS 中則以建立實例(instance)的方式應用物件導向概念。在每個實例(物件)中，則有若干屬性(slot)代表各分區的特性，如透水係數值、所在分層、淨補注量或抽水量、模擬水位與觀測水位誤差及各種參數調整依據。

建立之專家系統，乃將熟悉地下水模式參數檢定之人類專家所具有之經驗及知識轉換成規則(Rule)並將之存放於知識庫(Knowledge Base)，當專家系統對地下水模式進行參數檢定時，專家系統依據所輸入之情況並透過推理機(Inference Engine)對知識庫內之規則進行規則推論(Rule Inference)，其推理結果即為所輸入問題之答案。

4.知識庫之規則建立

在建立專家系統之前，必須先擷取參數檢定之經驗及知識。對於一般參數

檢定之經驗，可歸類為以下：

a. 一般在人工檢定地下水模式時，首先需依據地區特性，給予適當的初始值，再依模擬後之水位誤差，給予適當幅度之調整。

b. 在多層地下水模式檢定中，由於補注通常為降雨或河川補注所造成，因此進行人工檢定時，通常給予表層含水層補注，深層含水層僅有人工抽水。

c. 在人工檢定地下水模式時，通常以迭代方式來回調整各分區參數，使各區之檢定誤差逐漸縮小。

基於上述概念，經由數值試驗反覆測試，將其歸納成更具體的參數調整原則，詳細說明如下所示：

a. 在進行參數調整前，各分區應先設定初始修正量，作為參數調整幅度之基準。

b. 開始調整時，需判別修正方向。當觀測水位大於模擬水位時，往正方向調整，即增加水量；當觀測水位小於模擬水位時，往負方向調整，此時應減少水量。

c. 判別修正方向後，接著應判斷修正量，其判斷方法為比較本次檢定與上次檢定時之修正方向。若修正方向相同，表示參數修正持續向同方向進行，則修正量不變；若修正方向相反，表示參數調整震盪，則修正量減半。

d. 經多次調整後，參數修正量會逐漸縮小，然而因多分區同時進行調整，各分區會受相鄰分區影響，可能使得調整量縮小過快，造成檢定速度趨緩，若此時，各分區之最大誤差仍大於容許誤差，則將各分區調整量設定為同時放大一定倍數。

5.參數檢定流程

利用專家系統進行參數檢定流程如圖 7.2-11 所示，在參數檢定開始後，系統首先初始化參數值，即淨補注量及抽水量，並讀入相關參數的設定資訊，如分區設定、觀測井位置、觀測水位等。在完成初始參數設定後，接著執行地下水模式 MODFLOW，獲得各個時刻之模擬地下水位，下一步則判斷第一個時刻各分區之觀測水位與模擬水位之誤差(以下稱為檢定誤差)是否均小於容許誤差，本計畫以 2 公尺為容許誤差。

當有一分區之檢定誤差超過容許誤差，則會取出各分區的相關資訊，傳入專家系統進行推論分析。專家系統依據知識庫中之規則集合(Rules)，並搭配推理機(Inference engine)之運作，而推論出各區的參數修正量。當各區待檢定之參數，由專家系統分析出修正量後，再將各修正量依據MODFLOW輸入檔格式，對 MODFLOW 輸入檔進行更新。接著再次執行 MODFLOW，計算出更新參數後的模擬地下水位，再次判斷第一個時刻各分區檢定誤差是否均小於容許誤差，若是則進入下一個時刻的參數檢定，若否則反覆執行上述步驟，直至該時刻所有分區檢定誤差均小於容許誤差。當所有時刻的各分區檢定誤差均小於容

許誤差，則完成參數檢定的流程。

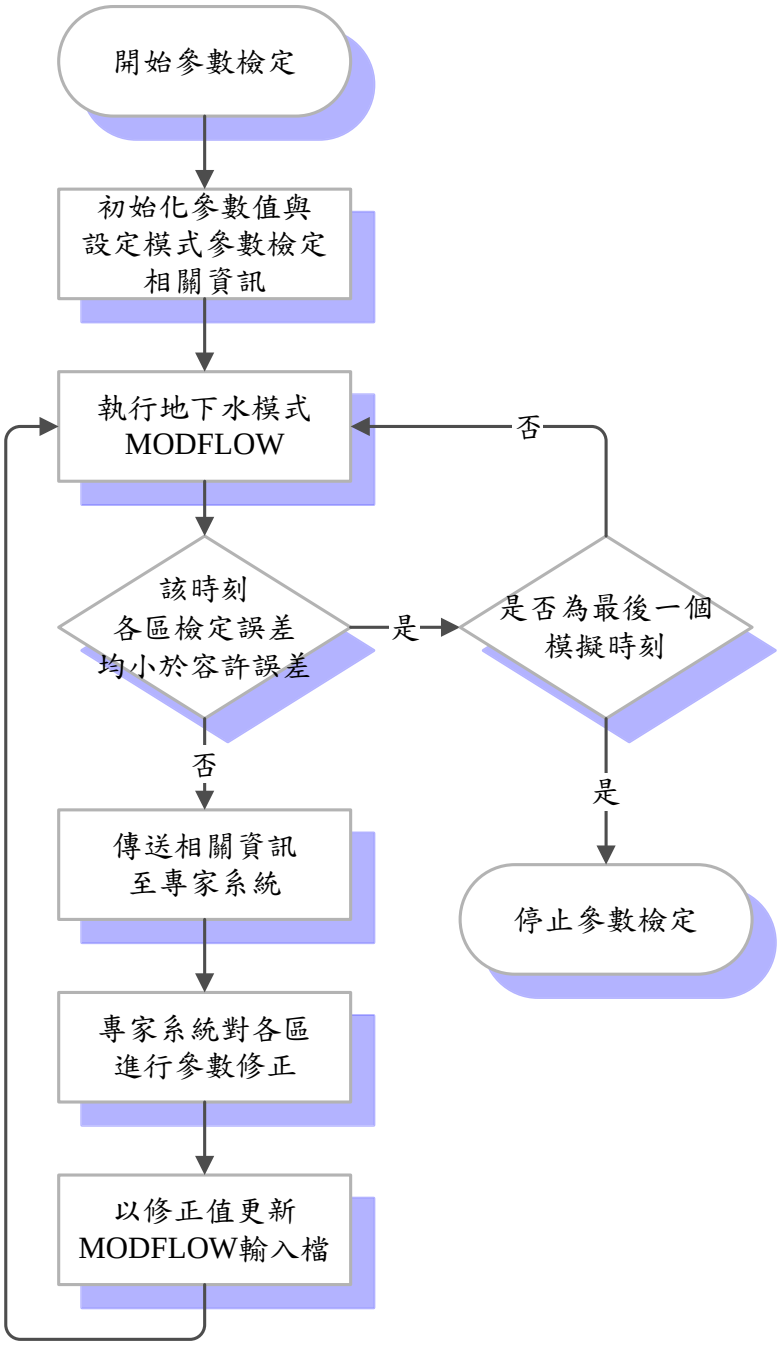


圖 7.2-11 參數檢定流程

6.應用 UCODE 精鍊專家系統檢定結果

UOCDE 為美國地質調查局所開發之優選模式，該程式是以修正型高斯—牛頓法(Modified Gauss-Newton Method) 推求最佳解。因為 UCODE 為梯度類型之優選法，因此求解時易出現初始解影響其收斂性的問題。此外，UCODE 在求解過程中，計算敏感度矩陣時需反覆呼叫地下水流模式，因此相當耗費計算時間。本計畫利用專家系統檢定之效率，可迅速找到一組不錯的解(淨補注量與抽水量)，以之作為 UCODE 之初始解，再進行優選，精鍊專家系統之檢定結果，使得檢定誤差進一步縮小，使模擬水位與觀測水位更趨一致。由檢定結果可發現，

當以專家系統檢定後之淨補注量與抽水量作為 UCODE 之初始解後，UCODE 僅需 2 至 3 次迭代後即可完成收斂，且可進一步縮小檢定誤差，提昇地下水資源量推估結果之正確性。

五、檢定誤差統計分析

本暫態模式設定模擬時刻長度為日，以西元 2004 年至西元 2012 年蘭陽平原各觀測井之日水位，作為暫態模式各時刻之參照水位，參數檢定之收斂標準為各分區之檢定誤差皆需小於 2 公尺，檢定後全區全時刻最大誤差為 1.92 公尺，均方根誤差為 0.19 公尺，以下將以各分層誤差空間分布及誤差統計進行說明。

1.檢定成果之誤差空間分布

此部分首先以年平均模擬水位與觀測水位之空間分布呈現檢定結果。圖 7.2-12 與 7.2-13 分別呈現蘭陽平原各含水層之平均觀測水位與模擬水位等值圖，其中實線為觀測水位，虛線為檢定後之模擬水位，等值線間距為 5 公尺，圖中顯示觀測水位與模擬水位值相近，且空間上之分佈趨勢一致。另外再進一步分析誤差之空間分布，乃將各站之均方根誤差取對數，以等值圖方式呈現。如圖 7.2-14 與 7.2-15 分別為蘭陽平原含水層一與含水層二各時刻所有模擬值之均方根誤差取對數等值圖，等值線的間距為 0.2。圖中顯示均方根誤差取對數皆小於 0，檢定成果良好。

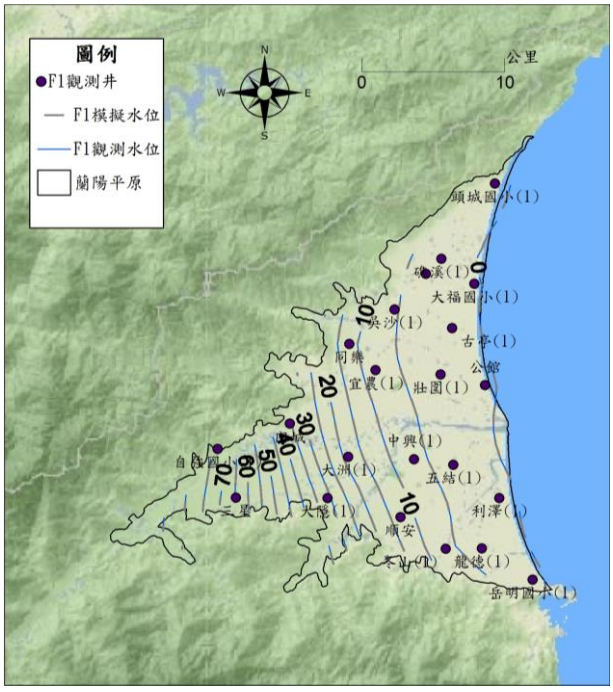


圖 7.2-12 含水層一觀測與模擬水位等值圖

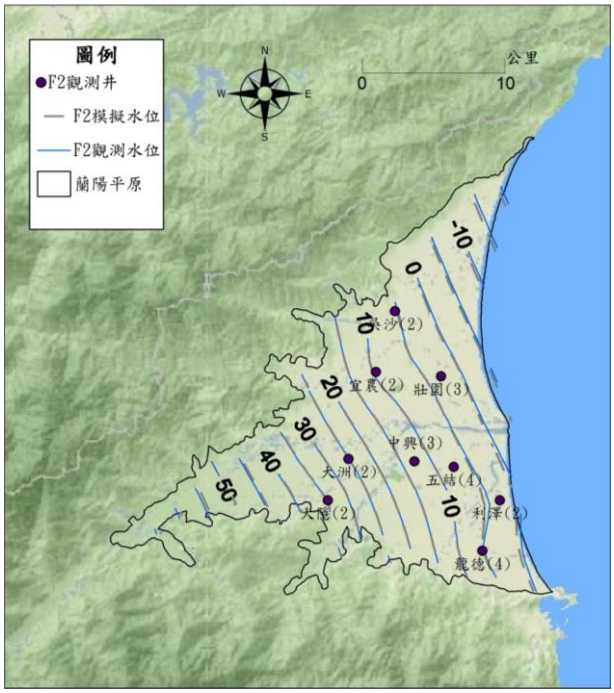


圖 7.2-13 含水層二觀測與模擬水位等值圖

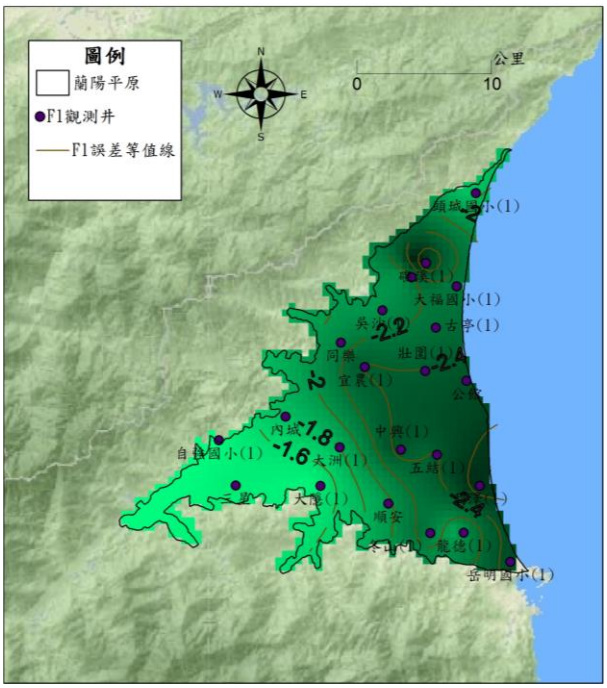


圖 7.2-14 含水層一 LOG(RMSE)

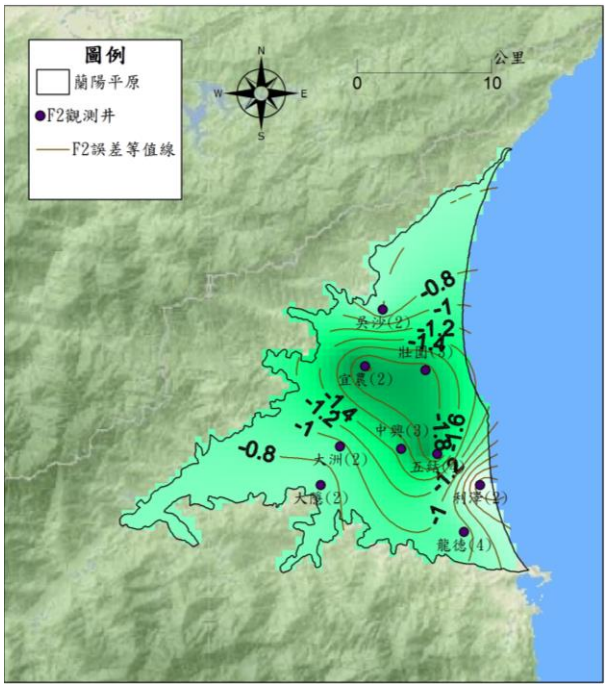


圖 7.2-15 含水層二 LOG(RMSE)

2.檢定成果之水位時序分布及誤差時序分布

此部份進一步分析單一觀測井之模擬水位與觀測水位於各模擬時刻之差異及趨勢。本計畫取 2005 年每日之模擬水位與觀測水位，比較含水層一觀測井之模擬水位與觀測水位之誤差均方根後，挑選最佳與最差之觀測井進行說明。

最佳觀測井為利澤(1)，其觀測水位與模擬水位之時序變化如圖 7.2-16 所示，兩者之誤差均方根僅 1.20×10^{-5} 公尺，趨勢一致，兩者幾乎重疊；最差之觀測井為三星，其模擬水位與觀測水位之時序變化如圖 7.2-17 所示，兩者之誤差均方根(rmse)為 1.65 公尺，誤差雖然稍大，但其模擬水位與觀測水位之趨勢仍相當吻合。

再將每日均方根誤差依時間排序，呈現檢定誤差在時間上的分佈，以了解所有時刻之檢定成效。如圖 7.2-18 所示。圖中均方根誤差最大值為 0.47 公尺，最小值為 0.08 公尺，其中僅於降大雨時，水位劇烈變化，而使誤差上升至約 0.40 公尺左右，95%之均方根誤差仍界於 0.09-0.27 公尺之間，顯示檢定成效良好，檢定誤差皆能維持在一定區間內。

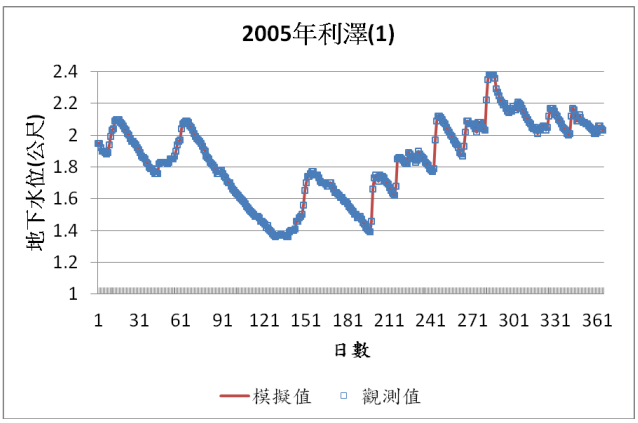


圖 7.2-16 利澤(1)水位時序變化圖

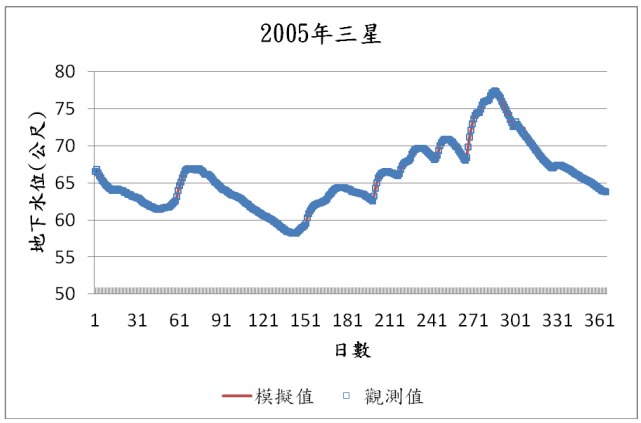


圖 7.2-17 三星水位時序變化圖

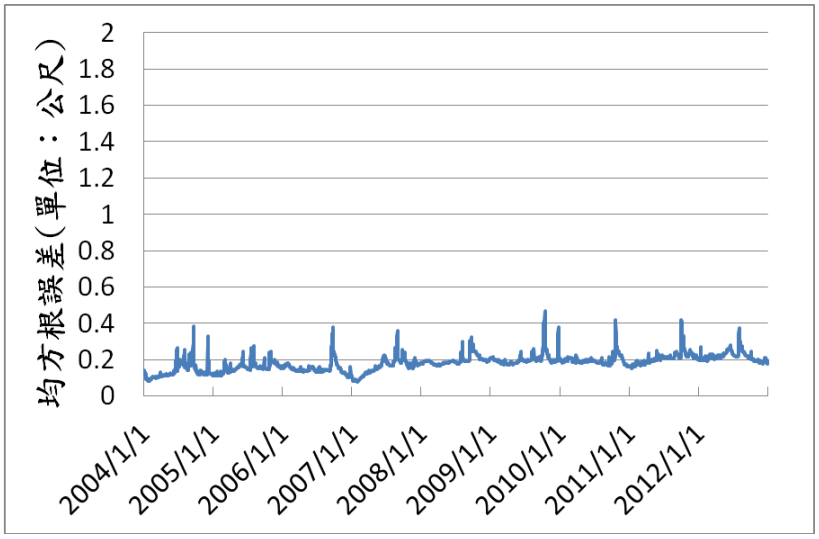


圖 7.2-18 每日均方根誤差變化圖(2004-2012)

3.檢定成果之誤差統計

將 2004 年至 2012 年所有模擬誤差以等比為 10 的級數作為誤差區間進行統計，並將此結果繪製成誤差主體圖，如圖 7.2-19 所示，由圖可知 95%的誤差在 0.10 公尺以下，檢定成果良好。

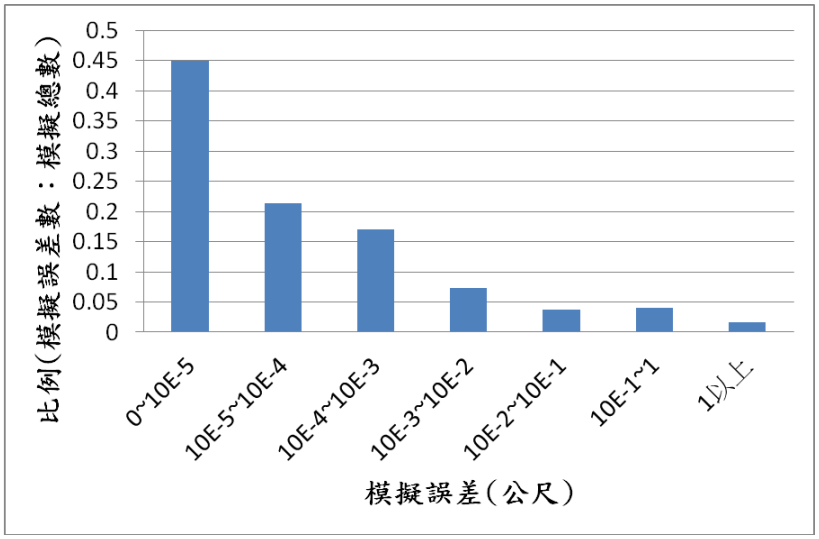


圖 7.2-19 模擬水位誤差主體圖(2004-2012)

7.3 水平衡分析

本節節說明由模式檢定所得之含水層一之淨補注量與含水層二之抽水量及海岸淨流出量，如表 7.3-1 所示,其中含水層一淨補注量為垂向補注量(包含降雨入滲或河川入滲)與含水層一抽水量之總和，後續將說明垂向補注量與含水層一抽水量之兩分量計算方法。

表 7.3-1 模式檢定所得參數

年分	含水層一(F1) 淨補注量	含水層二(F2) 抽水量	山邊 側流入量	海岸 淨流出量
2004	**86.16**	**27.14**	**135.09**	**9.49**
2005	**92.66**	**31.26**	**134.60**	**17.35**
2006	**81.76**	**29.41**	**132.63**	**16.61**
2007	**82.17**	**29.59**	**135.16**	**17.37**
2008	**106.11**	**30.85**	**134.37**	**15.84**
2009	**79.49**	**26.72**	**132.09**	**16.64**
2010	**83.64**	**29.65**	**131.30**	**16.55**
2011	**70.06**	**29.99**	**130.86**	**17.32**
2012	**94.30**	**31.84**	**131.52**	**18.60**
平均	**86.26**	**29.61**	**133.07**	**16.20**

(單位：百萬噸/年)

由表可知，第一含水層之淨補注量值約介於 106.11~70.06 百萬噸之間，年平均約為 86.26 百萬噸；第二含水層之抽水量值約介於 31.84~26.72 百萬噸之間，年平均約為 29.61 百萬噸；山邊側流入量值約介於 135.16~130.86 百萬噸之間，年平均約為 133.07 百萬噸;海岸淨流出量值約介於 18.60~9.49 百萬噸之間，年平均約為 16.20 百萬噸。以上歸納可得含水層二抽水量、山邊側流入量與海岸淨流出量皆屬相對穩定之量值，而含水層一之淨補注量則變化幅度較大。由於淨補注量為垂向補注量及第一層抽水量之總和，若僅以一淨補注量分量表示，將會隱藏許多重要資訊，因此本計畫將用以下方法分出垂向補注量及第一層抽水量。

一般淺層地下水之垂向補注通常受降雨影響最為劇烈，而於未降雨時期，則可觀察地下水隨時間推移逐漸下降，因此假設於長時間未降雨時期之平均抽水量為年均日抽水量，則可算得總抽水量。而本計畫日均抽水量判斷方式如下，如圖 7.3-1 所示，將地下水位與檢定後之淨補注量進行正規劃並與降雨量一起置於圖上，選取長時間未降雨，地下水位隨時間穩定下降，且淨補注量變動較為平穩之時段，如圖中黑線標示部分，假設此時段之淨補注量未受垂向補注影響，

因此可視為人工抽水量，並將此時抽水平均值視為年日均抽水，即可算得年總抽水量。最後再由此總抽水量代入檢定後之淨補注量，則可得垂向補注量。

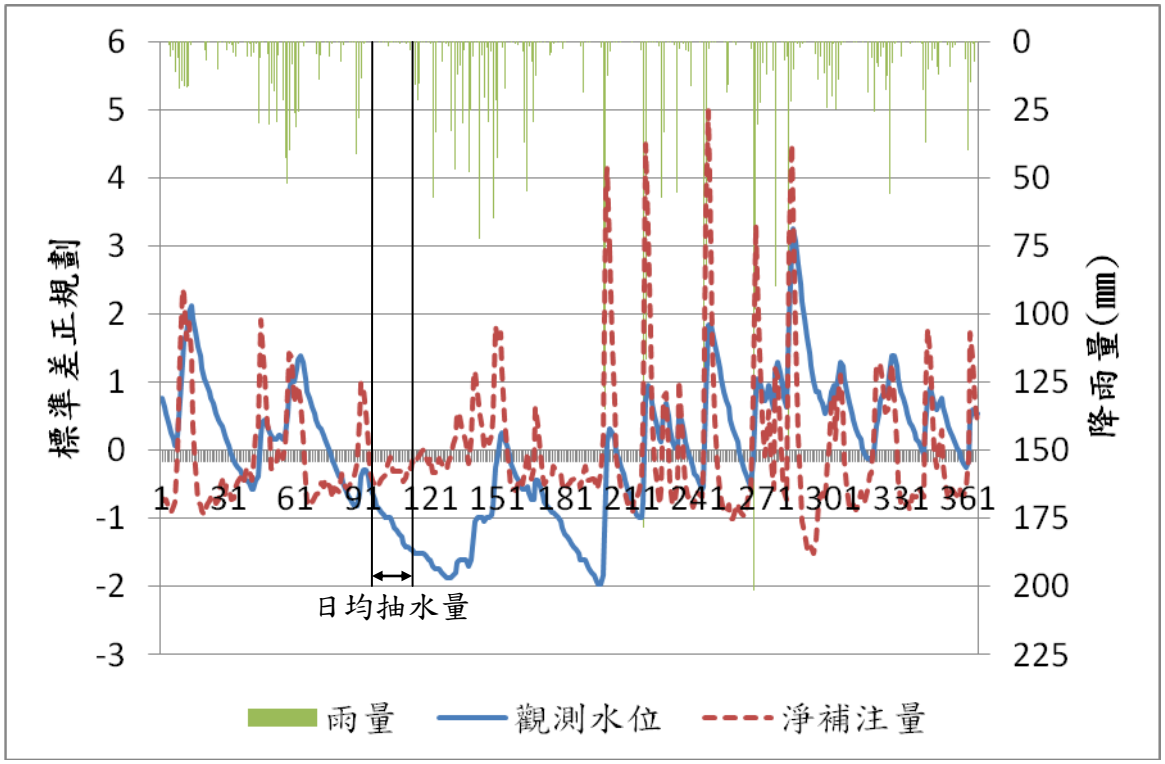


圖 7.3-1 岳明(2)每日降雨量、觀測水位與淨補注量關係圖

表 7.3-2 分別為各分層抽水量及各項入流量之統計結果，表 7.3-3 為將抽水量加總及垂向與側向補注量加總後之統計結果，其中總補注量為山邊側向流入與垂向補注之加總量，而總抽水量為淺層(F1)與深層(F2)之抽水加總量。綜合此兩表可得在抽水量值部分，於 2010 年之抽水量最大，含水層一與含水層二抽水量加總為 243.76 百萬噸；於 2011 年之抽水量最小，含水層一與含水層二抽水量加總為 201.67 百萬噸，而 2004~2012 年之平均總抽水量為 219.81 百萬噸。在補注量值部分，於 2010 年之補注量最大，垂向補注量與山邊側流入量加總為 261.75 百萬噸；於 2008 年之補注量最小，垂向補注量與山邊側流入量加總為 226.53 百萬噸，而 2004~2012 年之平均總補注量為 236.99 百萬噸。而年儲蓄改變量以 2011 年增加最多，該年度增加 13.49 百萬噸，2008 年減少最多，該年度減少 18.42 百萬噸。

表 7.3-2 地下水流量分項統計結果

年分	垂向 補注量	山邊 側流入量	含水層一 (F1) 抽水量	含水層二 (F2) 抽水量	海岸 淨流出量	儲蓄 改變量
2004	104.26	135.09	190.44	27.14	9.49	12.30
2005	102.74	134.60	195.42	31.26	17.35	-6.66
2006	106.34	132.63	188.12	29.41	16.61	4.85
2007	97.20	135.16	179.39	29.59	17.37	6.03
2008	92.16	134.37	198.28	30.85	15.84	-18.42
2009	97.22	132.09	176.73	26.72	16.64	9.24
2010	130.45	131.30	214.11	29.65	16.55	1.45
2011	101.60	130.86	171.68	29.99	17.32	13.49
2012	103.27	131.52	197.61	31.84	18.60	-13.23
平均	103.92	133.07	190.20	29.61	16.20	1.01

(單位：百萬噸)

表 7.3-3 地下水流出與流入量統計結果

年分	總補注量 (山邊側向+ 垂向補注)	總抽水量 (F1 抽水+ F2 抽水)	海岸 淨流出量	儲蓄 改變量	降雨量(mm)
2004	239.35	217.58	9.49	12.30	3059
2005	237.34	226.68	17.35	-6.66	3684
2006	238.97	217.53	16.61	4.85	3274
2007	232.36	208.98	17.37	6.03	3899
2008	226.53	229.13	15.84	-18.42	3365
2009	229.31	203.45	16.64	9.24	3858
2010	261.75	243.76	16.55	1.45	3026
2011	232.46	201.67	17.32	13.49	3203
2012	234.79	229.45	18.60	-13.23	3283
平均	236.99	219.81	16.20	1.01	3406

(單位：百萬噸)

7.4 地下水可用水量推估

本節將進一步應用 7.2 節建置之地下水數值模式，以希爾法(Hill Method)評估蘭陽平原地下水系統之可用(合理)抽水量。希爾法為可用(或合理)抽水量推估之常見方法，該方法之概念為當一系統抽用地下水時，若年初與年末之地下水位無變化，則該抽水量即為安全出水量。而在採用希爾法推估可用(或合理)抽水量前，應先判斷該區域地下水位狀態，是否在健康狀態，因為一區域之地下水位若已處於超抽狀態，希爾法所推估之安全出水量則為超抽狀態下之安全出水量，並無法使地下水系統恢復健康狀態。觀察近年蘭陽平原水位變化趨勢，並無明顯下降情形，且部分地區實施地下水抽取管制措施，使局部沿海地區地下水位回升且高於海平面，綜觀整個平原地下水狀態，判斷應屬穩定、合理情形，可讓地下水水位持續保持在現行狀況之下。

本計畫應用建置完成之地下水數值模式所推估之各年度總抽水量，分別以增加 10%、保持不變以及減少 10%等三種方式代入模式進行模擬中，計算平原所有觀測井 1 月 1 日與 12 月 31 日之水位差，可得整個平原之平均水位洩降，因此每年度可得 3 筆抽水量及其對應之水位洩降，從 2004 年~2012 年共可得 27 筆抽水量對應水位洩將資料。如圖 7.4-1 所示，將此 27 筆資料繪製於座標圖上，並以抽水量對平均水位洩降進行線性回歸，可得回歸公式為 $y = -0.0443x + 9.7233$，$R^2 = 0.9035$，由回歸公式計算可知，當年初年末平均水位洩降為 0 公尺時，可用(或合理)抽水量為 219.49 百萬噸。

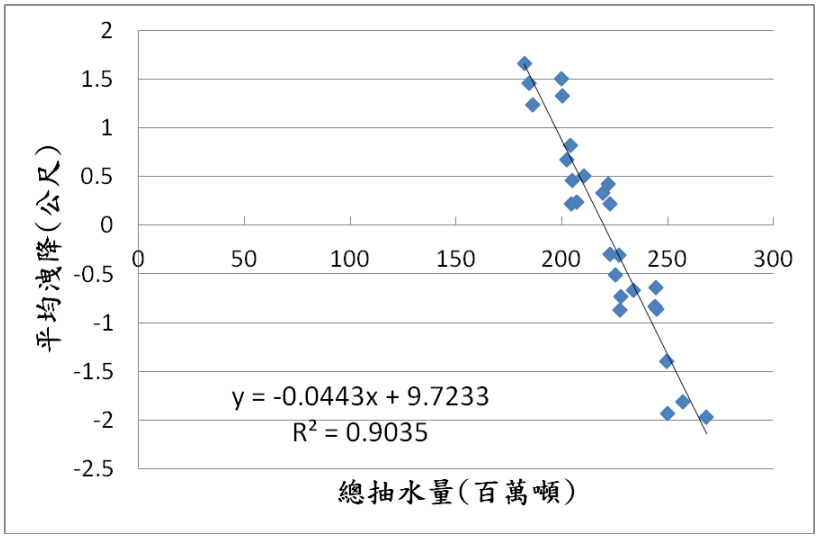


圖 7.4-1 總抽水量對應平均洩降線性回歸

7.5 地下水補注區對地下水量與水質之影響分析

1.補注區對地下水系統補注之影響分析

為進一步了解補注區對整體地下水系統之補注影響程度，本計畫分別統計補注區之補注量與其所占整體補注量之百分比，表 7.5-1 為歷年蘭陽平原垂向補注量與補注區垂向補注量所占百分比，由表可知，2007 年補注區之垂向補注量所占比例最高，約為 66.71%，而 2010 年補注區之垂向補注量所占比例最低，約為 49.44%。接著由表 7.5-2 分析，可再進一步探討補注區對整體地下水系統補注之重要性：蘭陽平原地下水區總面積約 359.38 平方公里，補注區面積約 80.32 平方公里，補注區面積占蘭陽平原總面積 22.35%，而蘭陽平原年平均垂向補注量為 103.92 百萬噸，補注區年平均垂向補注量為 59.85 百萬噸，因此可求得補注區之垂向補注量占整體垂向補注量之 57.59%。由此可知，若補注區內無妥善管制開發行為，未來將導致區域內透水面積大減，大幅降低整體補注量，影響系統水平衡極劇。

表 7.5-1 補注區補注量與整體補注量關係表

年分	蘭陽平原 垂向補注量	補注區 垂向補注量	補注區 補注量百分比
2004	**104.26**	**64.96**	**62.31%**
2005	**102.74**	**57.07**	**55.55%**
2006	**106.34**	**55.16**	**51.87%**
2007	**97.20**	**64.85**	**66.71%**
2008	**92.16**	**60.02**	**65.13%**
2009	**97.22**	**54.24**	**55.79%**
2010	**130.45**	**64.49**	**49.44%**
2011	**101.59**	**57.19**	**56.29%**
2012	**103.27**	**60.66**	**58.74%**
平均	**103.92**	**59.85**	**57.59%**

(單位：百萬噸/年)

表 7.5-2 補注區面積及垂向補注量統計表

	面積(km^2)	補注量(百萬噸/年)
蘭陽平原地下水區	**359.38**	**103.92**
蘭陽平原補注區	**80.32**	**59.85**
百分比	**22.35%**	**57.59%**

2.補注區對地下水系統汙染之影響分析

完成地下水數值模式之建置與檢定後，以檢定完成之水流模式搭配MODPATH 汙染傳輸模式，假設無妥善管理補注區內的汙染行為，模擬補注區受汙染後之可能影響範圍。MODPATH (Pollock, 1994)亦是由美國地質調查局(U.S.G.S)所開發，其為MODFLOW模式之後置處理程式，因其利用水流模式模擬之水流流場，再以水流流場模擬汙染質點之移動路徑，其僅考量傳流(Advection)相，MODPATH 並不考量擴散項(Diffusion Term)及土壤吸附力(Adsorption)等效應，且假設汙染質點單方面受到水流流場影響，並影響流場(蔡英傑，2006；陳祐誠，2009)。

本計畫以MODPATH於補注區內任意位置之地表設置汙染源，觀察汙染質點之行經路徑，質點流經範圍即為汙染範圍。水流模式係採穩態模式，模擬期距分別為 10 年及 100 年，藉此推估汙染物質可能之傳輸範圍，傳輸範圍如圖 7.5-1 至圖 7.5-2 所示，依序為 F1 與 F2 之水質影響範圍圖，紅線畫分區域即為補注區，黃色區域為10年後之汙染傳輸範圍，綠色區域為100年後之汙染傳輸範圍。

圖中顯示持續汙染10年後，少部分散布於補注區表層之汙染物質逐漸由淺層含水層(F1)垂直滲入深層含水層(F2)，大部分則約略延著蘭陽溪方向汙染淺層含水層(F1)，且流至下游沿海區域，至100年後，幾乎所有汙染物質均已流入海中。

觀察蘭陽平原之地下水流流場，由於受雪山山脈及中央山脈之側向補注影響，使得補注區之補注會快速流向東側海洋，而不會向南北方向擴散，故於淺層含水層(F1)汙染質流經區域呈現帶狀。另於深層含水層(F2)方面，由於深層含水層地下水抽取量較少，使得水流較不會向深層流動，造成僅少量汙染物質進入深層並向下游移動，因此汙染質流經區較小。

綜合前述分析可知，大部分汙染質將在淺層含水層中流動，少部分汙染質流入深層含水層，因此均對淺層含水層及部分深層含水層之用水產生安全上之疑慮，建議補注區應盡速完成妥善之保育規劃。

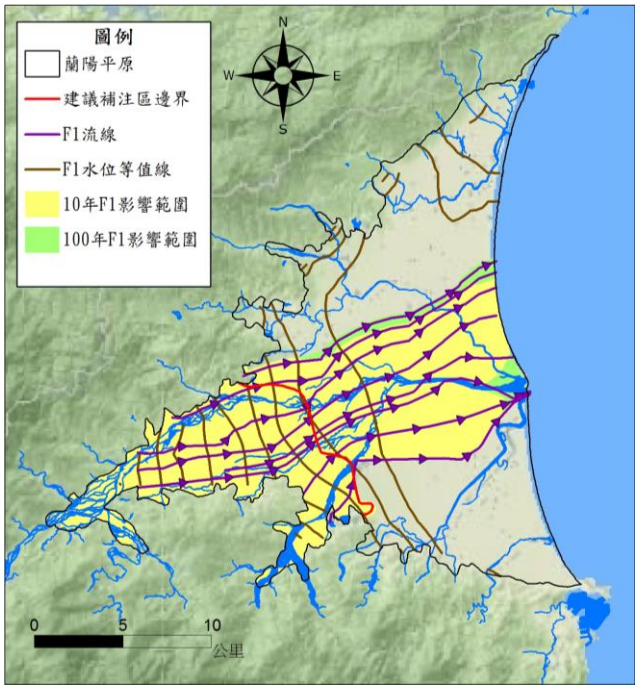


圖 7.5-1 水質影響範圍圖(F1)

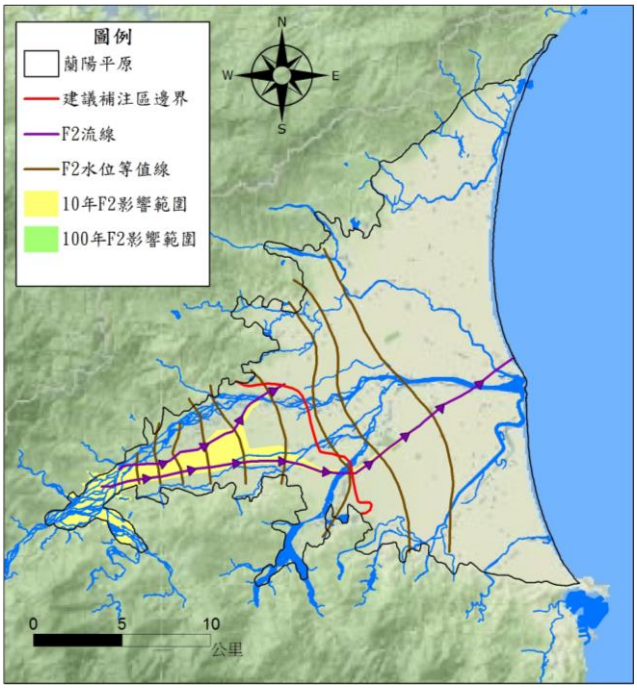


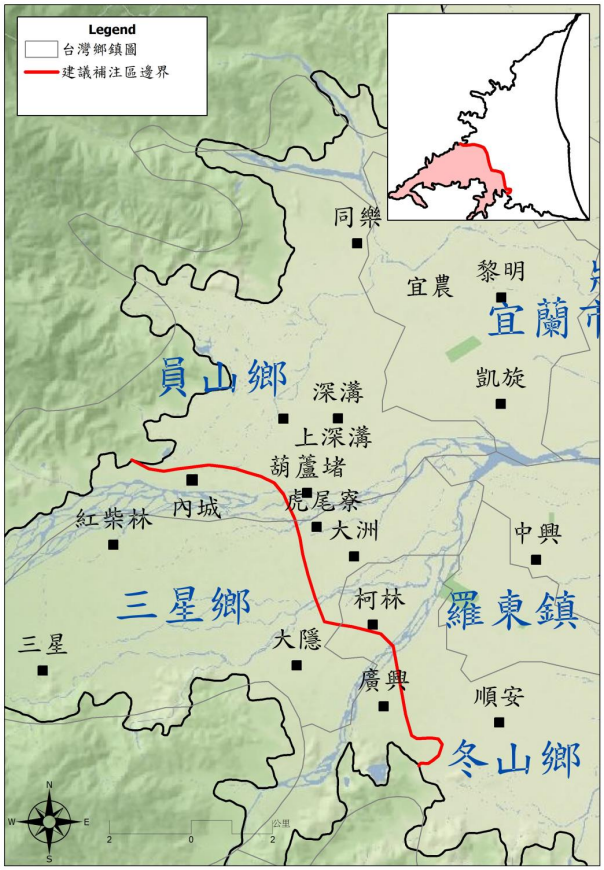
圖 7.5-2 水質影響範圍圖(F2)

第八章 結論與建議

一、 結論

(一) 地下水主要補注區劃設

本計畫綜合岩心、水文地質模型、二維地電阻、湧泉及溶氧量資料，推估主要補注區，所推估之主要補注區範圍位於蘭陽溪上游，包括員山鄉、三星鄉與冬山鄉。補注區之面積為 80.32 平方公里，佔蘭陽平原地下水區面積 22.35%，主要補注區範圍分布，如下圖所示。



(二) 地下水補注量與抽水量推估

本計畫將以蘭陽平原 2004~2012 年之觀測地下水位為基礎，應用數值模式推估蘭陽平原全區之年均垂向補注量為 103.92 百萬噸，山邊側向補注量為 133.07 百萬噸，海岸淨流出為 16.20 百萬噸，含水層一抽水量為 190.20 百萬噸，含水層二抽水量為 29.61 百萬噸，統計總補注量為 236.99 百萬噸，總抽水量為 219.81 百萬噸。水位歷線法之推估結果為年均總補注量約 267.16 百萬噸，總抽水量約為 204.26 百萬噸。兩方法在總補注量與總抽水量之推估結果相當接近。

(三) 地下水補注區對地下水系統水量、水質之影響

本計畫以數值模式分別從水量與水質方面，評估主要補注區對地下水系統之影響。在水量方面，統計蘭陽平原地下水區面積及其補注區之面積與垂向補注量，蘭陽平原地下水區面積為 359.38 平方公里，垂向補注量為 103.92 百萬噸，補注區面積為80.32平方公里(約佔蘭陽平原地下水區面積之22.35%)，補注區內之垂向補注量為59.85百萬噸(約佔整體垂向補注量之57.59%)。因此若主要補注區內未妥善管理開發行為，而導致區域內透水面積大減，將大幅降低整體補注量，影響系統水平衡甚劇。

在水質方面，搭配水質模式(MODPATH)進行評估，假設無妥善管理主要補注區內的污染行為，在 10 年內污染物質將傳輸至第一含水層(F1)之下游沿海處，部分污染物質則進一步滲透至深層含水層(F2)，顯現主要補注區對蘭陽平原之地下水補注極為重要。

(四) 地下水可用抽水量推估

地下水可用抽水量應用希爾法進行推估，將 2004~2012 年各年度之抽水量分別以增加 10%、保持不變以及減少 10%等三種方式代入模式進行模擬並求出個別對應之平均水位洩降，再以抽水量對水位洩將進行回歸，推估得水位洩降為 0 公尺時，所得之年可用抽水量為 219.49 百萬噸。

(五) 重力量測與比出水量推估

在重力量測與比出水量推估部分，已完成枯水季(4 月)與豐水季(9 月)五個測站之重力觀測，並於內城站與抽水試驗進行聯合試驗，藉豐枯水季與抽水試驗前後之重力觀測資料，可用以推估比出水量。推估結果如下：三星站之比出水量為 0.07，大隱站之比出水量為 0.25。而內城站由聯合試驗方式所推估之比出水量為 0.37，若考量絕對重力儀的觀測不確定度，在 68%的信心水準中，內城站的S_y值合理範圍應介於0.19至0.55間，而抽水試驗推估之S_y值為0.17，相當接近重力推估合理範圍之下限。

(六) 三維水文地質模型建置

本計畫整合水文地質架構與水文地質參數，建立三維水文地質模型。在水文地質架構部分，以中央地質調查所繪製之地質剖面圖數化後，輔以內差方法(最近距離法)建立三維水文地質架構。而在水文地質參數推估部分，則應用地電阻與重力量測資料，進行參數推估。其中地電阻應用於推估透水係數，主要以地表地電阻與抽水試驗資料建立透水係數推估式，並此為基礎建立研究區域之三維透水係數場，作為地下水流模式之透水係數起始值。而重力量測則應用於推估比出水量，由量測之地下水位變化與重力變化資料，透過數值方法，推估

比出水量。

(七) 資料檢核與補遺

為了進行蘭陽平原之主要補注區劃設及補注量推估，本計畫已完成蘭陽平原各項資料蒐集，如地下水位、雨量、儲水係數、透水係數及 GIS 圖層等相關資料。此外，本計畫並應用一標準補遺程序與校正程序，全面檢視宜蘭平原 2004 年至 2012 年間之地下水位資料，完成蘭陽平原 40 口觀測井之地下水位補遺與校正。

二、 建議

(一) 地下水位資料時間上之延續性與空間上之完整性，將大為影響後續資料之應用與加值，因此地下水位觀測資料品質之好壞，乃是觀測站網能否發揮其預期效益之關鍵，應持續加強站網之維護與資料蒐集之改善。

(二) 本計畫利用重力變化較大之測站，可推估出合理之比出水量，因此可將此方法應用至其他區域，進行參數推估。

(三) 由於重力差值反映的是區域性的質量變化，因此受水文地質架構與水位變化影響劇烈。建議後續試驗盡量選擇水位變化較大與非受壓通透區之地區進行重力量測。

(四) 蘭陽平原之地下水補注受中央山脈及雪山山脈河川注入影響，對平原之地下水供給相當充沛，約一半之地下水補注由山邊側向流入，未來可以地球化學方法，如氫氧同位素，推估山邊側流量，並與模式推估結果交互驗證。

(五) 本計畫以數化後之三維水文地質架構輔助補注區劃設及數值模式建置，其為各項研究分析之重要依據。建議未來可建立水文地質架構推估模式，自動化推估三維水文地質架構，作為後續相關工作項目與研究之基礎。

(六) 本計畫結果已初步證明一維地電阻可用於透水係數推估，因此建議未來可增加一維地電阻施測密度，增加井間透水係數之解析度。

參考目錄

1. Abbott, M. B. (1991). Hydroinformatics: information technology and the aquatic environment: Avebury Technical.
2. Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIMe, 146(99), 54-62.
3. Awwa, A. (1998). Standard methods for the examination of water and wastewater. Washington, DC Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 20.
4. Başağaoğlu, H., & Mariño, M. A. (1999). Joint management of surface and ground water supplies. Ground Water, 37(2), 214-222.
5. Bear, J. (1972). Dynamics of fluid flow in porous media. Amer. Elsevier Publ. Co., NY.
6. Bentley, L. R., & Gharibi, M. (2004). Two-and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. GEOPHYSICS, 69(3), 674-680.
7. Beresnev, I. A., Hruby, C. E., & Davis, C. A. (2002). The use of multi-electrode resistivity imaging in gravel prospecting. Journal of applied geophysics, 49(4), 245-254.
8. Berthold, S., Bentley, L. R., & Hayashi, M. (2004). Integrated hydrogeological and geophysical study of depression- focused groundwater recharge in the Canadian prairies. Water Resources Research, 40(6).
9. Black, G., & Black, A. (2012). PEST controlled: responsible application of inverse techniques on UK groundwater models. Geological Society, London, Special Publications, 364(1), 353-373.
10. Bobachev, A. (2003). Resistivity sounding interpretation IPI2WIN version 3.0.1 (Version version 3.0.1). Moscow State University, Moscow.
11. Bobatchev, A., Modin, I., & Shevnin, V. (2001). IPI2WIN v.2.0, User's manual.
12. Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S., Koren, V., Zhang, Z., & Smith, M. (2001). Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. Water Resources Research, 37(11), 2749-2759.
13. Carrollton, G. (2002). Water resource districts. from http://www.carrollton-ga.gov/
14. Chang P.Y., C. L. C., Chen W.F., Chiang C.J. (2012). Constructing the Hydrogeological Model of the Choushuichi Fan-delta in Central Taiwan with the

Electrical Resistivity Measurements. Paper presented at the AGU Fall Meeting 2012, San Francisco, CA, USA.
15. Chapelle, F. (2001). Ground-water microbiology and geochemistry: Wiley. com.
16. Chau, K. (2003). Manipulation of numerical coastal flow and water quality models. Environmental Modelling & Software, 18(2), 99-108.
17. Chau, K. (2004). Intelligent manipulation of calibration parameters in numerical modeling. Advances in Environmental Research, 8(3), 467-476.
18. Chau, K. (2005). Selection and calibration of numerical modeling in flow and water quality. Environmental Modeling and Assessment, 9(3), 169-178.
19. Chau, K. (2006). A review on integration of artificial intelligence into water quality modelling. Marine pollution bulletin, 52(7), 726-733.
20. Chau, K., & Albermani, F. (2002). Expert system application on preliminary design of water retaining structures. Expert Systems with Applications, 22(2), 169-178.
21. Chau, K., & Albermani, F. (2003). Knowledge-based system on optimum design of liquid retaining structures with genetic algorithms. Journal of Structural Engineering, 129(10), 1312-1321.
22. Chau, K., & Chen, W. (2001). An example of expert system on numerical modelling system in coastal processes. Advances in Engineering Software, 32(9), 695-703.
23. Choukér. (1971). Methodische and theorestische Untersuchungen for geophysikalischen Grundwasser Erkundung.
24. Chukwudi, C. (2011). Geoelectrical studies for estimating aquifer hydraulic properties in Enugu State, Nigeria. International Journal of the Physical Sciences, 6(14), 11.
25. Clavier, C., Coates, G., & Dumanoir, J. (1984). Theoretical and experimental bases for the dual-water model for interpretation of shaly sands. Old SPE Journal, 24(2), 153-168.
26. Commerce, W. S. D. o. (2003). Critical Areas Assistance Handbook: Protecting Critical Areas Within the Framework of the Washington Growth Management Act. from http://www.commerce.wa.gov/Services/localgovernment/GrowthManagement/Pages/GMSPublications.aspx
27. Commerce, W. S. D. o. (2003). GMA Update: Issues to Consider When Reviewing and Evaluating Critical Areas Regulations and Natural Resource Lands Designations. from

http://www.commerce.wa.gov/Services/localgovernment/GrowthManagement/Pages/GMSPublications.aspx
28. County, K. (2011). Groundwater-related maps. from http://www.kingcounty.gov/environment/waterandland/groundwater/maps-reports/maps.aspx
29. Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resources Research, 41(1).
30. Danielsen, J. E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., & Sørensen, K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. Journal of Applied Geophysics, 53(4), 181-198.
31. Danielsen, J. E., Dahlin, T., Owen, R., Mangeya, P., & Auken, E. (2007). Geophysical and hydrogeologic investigation of groundwater in the Karoo stratigraphic sequence at Sawmills in northern Matabeleland, Zimbabwe: a case history. Hydrogeology Journal, 15(5), 945-960.
32. De Lima, O., & Niwas, S. (2000). Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. Journal of Hydrology, 235(1), 12-26.
33. De Vries, J. J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, 10(1), 5-17.
34. Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1990). Physical and chemical hydrogeology (Vol. 824): Wiley New York.
35. Giarratano, J. C. (1993). CLIPS User's Guide. NASA, Lyndon B. Johnson Space Center. Information Systems Directorate, Software Technology Branch, Houston, TX.
36. Gorelick, S. M. (1983). A review of distributed parameter groundwater management modeling methods. Water Resources Research, 19(2), 305-319.
37. Griffiths, D., & Barker, R. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, 29(3), 211-226.
38. Harbaugh, A. W., Banta, E. R., Hill, M. C., & McDonald, M. G. (2000). MODFLOW-2000, the US Geological Survey modular ground-water model: User guide to modularization concepts and the ground-water flow process: US Department of the Interior, US Geological Survey.
39. Harvey, R., & Linquiti, P. (1989). Wellhead protection programs: tools for local governments.

40. Hasan, S., & Troch, P. A. (2006). Modeling the Hydrological Effect on Local Gravity at Moxa, Germany. Journal of Hydrometeorology, 7(3), 346-354.
41. Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10(1), 91-109.
42. Heppner, C. S., & Nimmo, J. R. (2005). A computer program for predicting recharge with a master recession curve: US Geological Survey.
43. Hickin, A. S., Kerr, B., Barchyn, T. E., & Paulen, R. C. (2009). Using ground-penetrating radar and capacitively coupled resistivity to investigate 3-D fluvial architecture and grain-size distribution of a gravel floodplain in northeast British Columbia, Canada. Journal of Sedimentary Research, 79(6), 457-477.
44. Hill, M. C. (1992). A Computer Program(MODFLOWP) for Estimating Parameters of a Transient, Three-dimensional, Ground-water Flow Model Using Nonlinear Regression. Available from Books and Open Files Reports Section, USGS Box 25425, Denver, CO 80225. USGS Open File Report 91-484, 1992. 358 p, 17 fig, 3 tab, 80 ref, 3 append.
45. Howle, J. F., Phillips, S. P., Denlinger, R. P., & Metzger, L. F. (2003). Determination of specific yield and water-table changes using temporal microgravity surveys collected during the second injection, storage, and recovery test at Lancaster, Antelope Valley, California, November 1996 through April 1997: US Department of the Interior, US Geological Survey.
46. Hubbard, S. S., & Rubin, Y. (2000). Hydrogeological parameter estimation using geophysical data: a review of selected techniques. Journal of Contaminant Hydrology, 45(1), 3-34.
47. Hwang, C., Kao, R., Cheng, C.-C., Huang, J.-F., Lee, C.-W., & Sato, T. (2009). Results from parallel observations of superconducting and absolute gravimeters and GPS at the Hsinchu station of Global Geodynamics Project, Taiwan. Journal of geophysical research, 114(B7), B07406.
48. Issaquah, C. o. (2009). Doing business in a wellhead protection area. from http://www.ci.issaquah.wa.us
49. Jie, Z., van Heyden, J., Bendel, D., & Barthel, R. (2011). Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. Hydrogeology Journal, 19(8), 1487-1502.
50. Job, C. A. (1996). Benefits and costs of wellhead protection. Ground Water Monitoring & Remediation, 16(2), 65-68.
51. Kendall, M. (1975). Rank Correlation Methods: Charles Griffin. London, UK.

52. Ketchum, N. J., Donovan, J. J., & Avery, W. H. (2000). Recharge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. Hydrogeology Journal, 8(6), 579-593.
53. Khalil, M. A., Abbas, A. M., Santos, F. M., Masoud, U., & Salah, H. (2012). Application of VES and TDEM techniques to investigate sea water intrusion in Sidi Abdel Rahman area, northwestern coast of Egypt. Arabian Journal of Geosciences, 1-9.
54. Kim, S. M., Benham, B. L., Brannan, K. M., Zeckoski, R. W., & Doherty, J. (2007). Comparison of hydrologic calibration of HSPF using automatic and manual methods. Water resources research, 43(1), W01402.
55. Kumar, B. P., & Sharma, R. S. (2004). Effect of fly ash on engineering properties of expansive soils. Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering, 130(7), 764-767.
56. Lee, M. W., & Collett, T. S. (2006). A Method of Shaly Sand Correction for Estimating Gas Hydrate Saturations Using Downhole Electrical Resistivity Log Data.
57. Leiriao, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O. B., & Bauer-Gottwein, P. (2009). Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers. Journal of Hydrology, 365(3), 302-309.
58. Liu, C. (1995). The Ilan plain and the southwestward extending Okinawa Trough. J. Geol. Soc. China, 38(3), 183-193.
59. Loke, M. (2000). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies.
60. Madsen, H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives. Journal of Hydrology, 235(3), 276-288.
61. Madsen, H. (2003). Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. Advances in water resources, 26(2), 205-216.
62. Madsen, H., Wilson, G., & Ammentorp, H. C. (2002). Comparison of different automated strategies for calibration of rainfall-runoff models. Journal of Hydrology, 261(1), 48-59.
63. Matsumoto, K., Takanezawa, T., and Ooe, M. (2000) Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan, Journal of Oceanography, 56: 567-581.

64. Mazi, K., Koussis, A., Restrepo, P., & Koutsoyiannis, D. (2004). A groundwater-based, objective-heuristic parameter optimisation method for a precipitation-runoff model and its application to a semi-arid basin. Journal of Hydrology, 290(3), 243-258.
65. Meads, L. N., Bentley, L. R., & Mendoza, C. A. (2003). Application of electrical resistivity imaging to the development of a geologic model for a proposed Edmonton landfill site. Canadian Geotechnical Journal 40(3), 551-558.
66. Mele, M., Bersezio, R., & Giudici, M. (2012). Hydrogeophysical imaging of alluvial aquifers: electrostratigraphic units in the quaternary Po alluvial plain (Italy). International Journal of Earth Sciences, 1-21.
67. Mele, M., Bersezio, R., Giudici, M., Rusnighi, Y., & Lupis, D. (2010). The architecture of alluvial aquifers: an integrated geological-geophysical methodology for multiscale characterization. Paper presented at the Proceedings of the Second National Workshop ‘‘Multidisciplinary approach for porous aquifer characterization’’. Mem Descr Carta Geol d’It XC.
68. Mendoza, G. F., Steenhuis, T. S., Walter, M. T., & Parlange, J. (2003). Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. Journal of Hydrology, 279(1), 57-69.
69. Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., & Tabbagh, A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, 39(5), 1138.
70. Micro-g LaCoste (2012) g9 User’s Manual, Colorado: Micro-g LaCoste, Inc.
71. Moon, S.-K., Woo, N. C., & Lee, K. S. (2004). Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. Journal of Hydrology, 292(1), 198-209.
72. Morgan, L. (2005). Critical Aquifer Recharge Areas: Guidance Document: Washington State Department of Ecology.
73. Niwas, S., Tezkan, B., & Israil, M. (2011). Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site, Germany. Hydrogeology Journal, 19(2), 307-315.
74. Ortega, A., Benito- Calvo, A., Porres, J., Pérez- González, A., & Martín Merino, M. (2010). Applying electrical resistivity tomography to the identification of endokarstic geometries in the Pleistocene Sites of the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). Archaeological Prospection, 17(4), 233-245.
75. Park, S. K., & Dickey, S. K. (1989). Accurate estimation of conductivity of

water from geoelectrical measurements—A new way to correct for clay. Ground Water, 27(6), 786-792.
76. Poeter, E. P., & Hill, M. C. (1999). UCODE, a computer code for universal inverse modeling. Computers & Geosciences, 25(4), 457-462.
77. Pool, D. (2008). The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona. GEOPHYSICS, 73(6), wa49-wa59.
78. Pool, D. R., & Eychaner, J. H. (1995). Measurements of Aquifer-Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys. Groundwater, 33(3), 425-432.
79. Purvance, D. T., & Andricevic, R. (2000). On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. Water Resources Research, 36(10), 2905-2913.
80. Randall, D., Cleland, L., Kuehne, C. S., George, W., & Sheer, D. P. (1997). Water supply planning simulation model using mixed-integer linear programming "Engine". Journal of Water Resources Planning and Management, 123(2), 116-124.
81. Rayner, S. F., Bentley, L. R., & Allen, D. M. (2007). Constraining aquifer architecture with electrical resistivity imaging in a fractured hydrogeological setting. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 12(4), 323-335.
82. Resources, G. D. o. N. (2011). Comprehensive State-wide Water Management Plan. from http://www.gadnr.org/
83. Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J. S., Nigro, J., & Wilson, C. R. (2007). Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. Hydrogeology Journal, 15(1), pp 159-166.
84. Rodell, M., & Famiglietti, J. S. (2002). The potential for satellite-based monitoring of groundwater storage changes using GRACE: the High Plains aquifer, Central US. Journal of Hydrology, 263(1-4), Page 245-256.
85. Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 10(1), 18-39.
86. Scanlon, B. R., Mace, R. E., Barrett, M. E., & Smith, B. (2003). Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. Journal of Hydrology, 276(1), 137-158.
87. SCHWARTZ, F. W., & ZHANG, H. (2003). Fundamentals of Ground Water.
88. Sen, P. N., Goode, P. A., & Sibbit, A. (1988). Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities. Journal of Applied Physics, 63(10),

4832-4840.
89. Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., & Thareau, N. (1998). Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B12), 30245-30267.
90. Sikandar, P., & Christen, E. (2012). Geoelectrical Sounding for the Estimation of Hydraulic Conductivity of Alluvial Aquifers. Water resources management, 26(5), 1201-1215.
91. Simandoux. (1963). Dielectric measurements in porous media and application to shaly formation. 18(Supplementary Issue), 22.
92. Singh, B. N., Singh, R. B., & Singh, J. (2005). Effects of ionization and penetration enhancers on the transdermal delivery of 5-fluorouracil through excised human stratum corneum. International journal of pharmaceutics, 298(1), 98-107.
93. Solomatine, D., Dibike, Y., & Kukuric, N. (1999). Automatic calibration of groundwater models using global optimization techniques. Hydrological sciences journal, 44(6), 879-894.
94. Sophocleous, M. A. (1991). Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. Journal of Hydrology, 124(3), 229-241.
95. Soupios, P. M., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A., & Stavroulakis, G. (2007). Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete–Greece). Journal of Hydrology, 338(1), 122-131.
96. Sun, N. Z., & Yeh, W. W. G. (1985). Identification of parameter structure in groundwater inverse problem. Water Resources Research, 21(6), 869-883.
97. Sun, N. Z., & Yeh, W. W. G. (1990). Coupled inverse problems in groundwater modeling. 1. Sensitivity analysis and parameter identification. Water Resour. Res, 26(10), 2507-2525.
98. Taheri Tizro, A., Voudouris, K., & Basami, Y. (2012). Estimation of porosity and specific yield by application of geoelectrical method–A case study in western Iran. Journal of Hydrology.
99. Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. Geophysical Research Letters, 31(9).
100. Taylor, A., Martin, N., Everard, E., & Kelly, T. (2012). Modelling the Vale of St Albans: parameter estimation and dual storage. Geological Society, London,

Special Publications, 364(1), 193-204.
101. Urish, D. W. (1981). Electrical resistivity—hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. Water Resources Research, 17(5), 1401-1408.
102. USEPA. (1989). Wellhead Protection Programs: Tools for Local Governments. U.S. EPA, 440(6-89-002).
103. USEPA. (1995). Benefits and Costs of Prevention: Case Studies of Community Wellhead Protection. U.S. EPA(813-B-95-005), 74.
104. Vinegar, H., & Waxman, M. (1984). Induced polarization of shaly sands. GEOPHYSICS, 49(8), 1267-1287.
105. Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V., & Velicogna, I. (2004). Time-variable gravity from GRACE: First results. Geophysical Research Letters, 31(11).
106. Watkins, D. W., & McKinney, D. C. (1998). Decomposition methods for water resources optimization models with fixed costs. Advances in Water Resources, 21(4), 283-295.
107. Waxman, M., & Smits, L. (1968). 1863-A-Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands. Old SPE Journal, 8(2), 107-122.
108. Wenzel, H. G. (1996) The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30, Marees Terrestres Bulletin d'Informations, 124: 9425-9439.
109. Worthington, P. F. (1993). The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship. Journal of applied geophysics, 30(3), 215-228.
110. Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. Journal of Hydrology, 204(1), 83-97.
111. Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., & Pellicer, X. M. (2011). Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). Journal of Hydrology, 409(1), 407-422.
112. Zecharias, Y. B., & Brutsaert, W. (1988). Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. Water Resour. Res, 24(10), 1651-1658.
113. 工研院. (1995). 地球物理探測及地層對比之應用 台灣地區地下水觀測網第一期計畫. 台北，台灣.
114. 中央地質調查所. (1999). 台灣地區地下水觀測網第一期計畫-濁水溪沖積扇-水文地質調查研究總報告 Taipei, Taiwan: 經濟部中央地質調查所
115. 王雲直. (2010). 應用專家系統於地下水模式參數檢定之研究─以濁水溪沖積扇為例. (碩士論文), 國立交通大學.

116. 皮先瑋. (2000). 應用直流電阻法研究台灣西南海岸平原晚更新世與全新世地層界限. (碩士論文), 國立中央大學.
117. 行政院環保署. (2013). 全國環境水質監測資訊網. from http://wq.epa.gov.tw/WQEPA/Code/?Languages=
118. 江崇榮, & 陳瑞娥. (2008). 濁水溪沖積扇地下水水源保護區劃定之芻議.
119. 江崇榮, 黃智昭, & 陳瑞娥. (2006). 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, 61-90.
120. 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評估. 經濟部中央地質調查所彙刊第十七號, 21-51.
121. 江崇榮, 黃智昭, 陳瑞娥, & 賴慈華. (2005). 濁水溪沖積扇地下水區之補注區與補注源探討. 經濟部中央地質調查所彙刊第十八號, 1-28.
122. 吳尹聿. (2012). 雲林地區濁水溪沖積扇地下水補注地質敏感區地電阻勘查. (碩士論文), 國立臺灣海洋大學, 基隆市. Retrieved from http://ndltd.ncl.edu.tw/cgi-bin/gs32/gsweb.cgi?o=dnclcdr&s=id=%22100NTOU5135007%22.&searchmode=basic
123. 林正浩. (2011). 地下水溶解氣體現地揮發機制之研究－安通溫泉地下水水氡及其他溶解氣體(甲烷、乙烷及三氯氟甲烷)濃度的同步變化. (碩士論文), 國立成功大學, 台南市. Retrieved from http://ndltd.ncl.edu.tw/cgi-bin/gs32/gsweb.cgi?o=dnclcdr&s=id=%22100NCKU5397002%22.&searchmode=basic
124. 林朝棨. (1957). 台灣地形, 台灣省文獻委員會, 共 424 頁.
125. 邱詠恬. (2008). 利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形. 臺灣大學地質科學研究所學位論文(2008 年).
126. 姚又瑜. (2013). 應用重力模擬與地下水數值模式於流出量推估─以濁水溪沖積扇為例. (碩士論文), 國立交通大學.
127. 姚奕全. (2007). 應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探. (碩士論文), 國立交通大學.
128. 徐年盛. (1995). 區域性地表水與地下水最佳聯合營運模式之研究. 台北: 國家科學委員會.
129. 徐年盛. (2011). 臺灣西部河川河槽作為地下水補注區可行性分析: 經濟部水利署.
130. 能邦科技顧問股份有限公司. (2000). 台灣地區地下水補注量估算: 經濟部水資源局.
131. 財團法人工業技術研究院. (2012). 101 年度重力基準維護及測量整合服務工作.
132. 康竹君, 張翠玉, & 李建成. (2008). 南沖繩海槽之最西端及梨山斷層最北

端：蘭陽平原的構造活動特性. 中華民國地質學會會刊 (Western Pacific Earth Sciences), Vol. 8, 第 17-42 頁.
133. 張弼舜. (2011). 應用專家系統於穩健型地下水參數檢定模式之發展. (碩士論文), 國立交通大學.
134. 張瑞津, 石再添, 楊淑君, 林譽方, 陳翰霖, & 董德輝. (1995). 高屏溪谷與潮州斷崖沖積扇的地形學研究.
135. 陳文山, 鄂忠信, 陳勉銘, 楊志成, 張益生, 劉聰桂, . . . 吳榮章. (2000). 上-更新世台灣西部前陸盆地的演化-沈積層序與沈積物組成的研究.
136. 陳文山, 楊志成, 吳樂群, 楊小青, 陳勇全, 顏一勤, . . . 張徽正. (2004). 沉降環境的山麓河谷地形特性—探討臺北盆地, 蘭陽平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係: 經濟部中央地質調查所彙刊.
137. 陳泓幃. (2009). 利用二維地電阻探測方法調查彰化地區濁水溪沖積扇頂地下水補注區邊界之研究. (碩士論文), 國立臺灣海洋大學.
138. 陳偉圻. (2008). 應用專家系統於地下水模式自動化參數檢定之研究. (碩士論文), 國立交通大學.
139. 曾憲雄. (2005). 人工智慧與專家系統：理論、實務、應用.
140. 游竣一. (2003). 應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法研究台灣西南海岸平原環境變遷. (博士論文), 國立中央大學, 中壢.
141. 程自強. (2012). 臺灣地區重力變化：觀測及分析. (博士論文), 國立交通大學. Retrieved from http://thesis.lib.nccu.edu.tw/record/#GT079216817%22.
142. 黃亦青. (2008). 應用三維地電阻方法評估污染物的傳輸及分佈之可行性先導研究. (碩士論文), 嘉南藥理科技大學.
143. 楊朝仲. (2002). 應用遺傳演算法與可微分動態規畫於地表地下聯合營運之多目標規劃. (博士論文), 國立交通大學, 新竹.
144. 楊潔豪, 陳平護, & 陳洲生. (1991). 蘭陽地區地球物理測勘報告. 台北縣: 中央地質調查所.
145. 經濟部中央地質調查所. (1999). 臺灣地區地下水觀測網第一期計畫濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告: 經濟部中央地質調查所.
146. 經濟部中央地質調查所. (2002). 臺灣地區地下水觀測網第一期計畫屏東平原水文地質調查研究總報告: 經濟部中央地質調查所.
147. 經濟部中央地質調查所. (2012). 臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估_地下水補注潛勢評估與地下水模式建置.
148. 經濟部水資源局, & 經濟部中央地質調查所. (1997). 屏東平原水文地質調查研究報告: 經濟部中央地質調查所.
149. 董倫道, 楊潔豪, & 陳平護. (1995). 水文地質調查研究及建檔-八十四年度報告-地球物理探測及地層對比之應用 (經濟部中央地質調查所, Trans.) 台

灣地區地下水觀測網第一期計畫: 經濟部中央地質調查所.
150. 廖玲婉, 洪銘堅, 王逸民, 徐年盛, 游雅淳, & 劉宏仁. (2012). 以頻譜分析法評量地下水位時空變動. 工程環境會刊, 28, 1-18.
151. 臺灣省水利局, 經濟部中央地質調查所, & 經濟部水利司. (1995). 濁水溪沖積扇水文地質調查研究報告: 經濟部中央地質調查所.
152. 劉威行. (2007). 地電阻法應用於淺層地下水偵測:嘉義汴頭地區. (碩士論文), 國立中正大學.
153. 鄭屹君. (2010). 蘭陽平原古沉積環境分析. (碩士論文), 國立臺灣海洋大學.
154. 謝孟龍. (2006). 台灣山脈晚冰期及後冰期侵蝕速率是否不同—曾文溪及蘭陽溪平原岩芯紀錄的檢視. 第十一屆「台灣之第四紀」研討會論文集, 53-57.
155. 顏榮祥, 周乃昉, & 陳家榮. (1998). 南部區域水資源管理調配策略之比較. Paper presented at the 第九屆水利工程研討會, 桃園.
156. 蘇品如, 紀宗吉, 曾俊傑, & 黃國榕. (2009). 宜蘭蘭陽溪下游井下岩芯沉積環境分析. 共 75 頁.
157. 蘇洵頡. (2010). 利用超導重力儀訊號偵測地震造成的永久性重力變化. (碩士論文), 國立交通大學.

摘要

本計畫係依據「地下水水文地質與補注模式研究」計畫（102 年至 105 年）實施進度規劃，其主要工作目標係為評估地下水補注區之水文地質特性，並瞭解區域地下水補注範圍及資源量，使地下水資源的管理朝向永續利用的目標。執行策略採分年分區執行，本年度為第一年度，研究區域為蘭陽平原，本整合報告之研究成果包含地下水主要補注區範圍建議、主要補注區對地下水系統之影響評估、地下水可用抽水量推估、現地補充調查試驗含地球物理與地球化學補充調查、重力量測及水文地質模式建立等。

蘭陽平原地下水主要補注區範圍建議部分，本計畫綜合岩心、湧泉、溶氧量、二維地電阻及水文地質模型資料，推估主要補注區，所推估之主要補注區範圍位於蘭陽溪上游，包括員山鄉、三星鄉與冬山鄉。補注區之面積約為 80.32km^2 ，約佔蘭陽平原之 22.35%。

蘭陽平原地下水補注量與抽水量推估部分，數值模式推估蘭陽平原全區之年均垂向補注量為 103.92 百萬噸，山邊側向補注量為 133.07 百萬噸，海岸淨流出為 16.20 百萬噸，含水層一抽水量為 190.20 百萬噸，含水層二抽水量為 29.61 百萬噸，統計總補注量為 236.99 百萬噸，總抽水量為 219.81 百萬噸。水位歷線法之推估結果為年均總補注量約 267.16 百萬噸，總抽水量約為 204.26 百萬噸。兩方法在總補注量與總抽水量之推估結果相當接近。

蘭陽平原地下水主要補注區對地下水系統影響評估部分，補注區面積約佔蘭陽平原之 22.35%，而數值模式推估補注區之垂向補注量為 59.85 百萬噸，佔整體垂向補注量之 57.59%。而透過地下水流模式與污染質傳輸模式 MODPATH 模擬後，發現一旦補注區遭受污染，在 10 年內污染物質將傳輸至第一含水層(F1)之下游沿海處，部分污染物質則進一步滲透至深層含水層(F2)，顯現主要補注區對蘭陽平原之地下水補注極為重要。

在地下水可用抽水量推估部分，本計畫應用數值模式與希爾法進行推估，求得年可用抽水量為每年 219.49 百萬噸。

在現地補充調查方面，地球物理方法可區分為地電阻量測與重力量測兩者。在地電阻量測方面，完成一維地電阻測線 36 處，以及 300 公尺以上二維地電阻測線 35 條，總計完成測線長度達 9120 公尺，已超過合約進度(總長至少 4000 公尺)之 200%。綜合目前完成的一維及二維地電阻反演算結果，比對附近有一致趨勢的觀測井岩心紀錄，歸納出蘭陽平原扇頂礫石層電阻率均高於 100 Ohm-m，而厚層泥質地層電阻率多在 10 Ohm-m 以下，但砂泥互層或礫石與泥的薄互層，則因含有不同程度的黏土含量而造成電阻率低於 100 Ohm-m 以

下。因此本計畫大致以 100 Ohm-m 作為利用二維地電阻施測分界的標準。根據此一判斷原則，本計畫利用二維地電阻施測之分析結果，推估扇頂通透礫石層的邊界，並作為主要補注區邊界劃定之重要參考。

在重力量測部分，已完成枯水季(4 月)與豐水季(9 月)五個測站之重力觀測，其中三星與大隱測站豐枯水期水位與重力變化較大，可進行比出水量推估。此外，重力施測亦配合內城站抽水試驗進行聯合試驗，量測抽水時期之重力差與水位差，推估比出水量，並與抽水試驗推估之量值進行比較。

在地球化學調查方面，扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為主，因大洲站有巨厚礫石，所以邊界應在大洲站以東，但湧泉與埤塘多出現在大洲站以西，表示該地區為受壓與非受壓水層之交界。此外，由水質調查可知，蘭陽地區地下水溶氧大於 0.5mg/l 的井大都分布在扇頂，若以溶氧大於 0.5mg/l 為依據，大洲站之溶氧明顯偏低，因此可更加確認扇頂補注區的範圍不含大洲站。

在水文地質模型建立部分，本計畫整合水文地質架構與水文地質參數，建立三維水文地質模型，其中在水文地質架構部分，本計畫將中央地質調查所繪製之地質剖面圖數化後，輔以內差方法(最近距離法)建立三維水文地質架構。而在水文地質參數推估部分，本計畫應用地電阻與重力量測資料，進行參數推估。其中在應用地電阻推估透水係數部分，本計畫發展一透水係數推估方法，應用地表地電阻與抽水試驗資料建立透水係數推估式，並以此為基礎建立三維透水係數場。在應用重力資料推估比出水量部分，本計畫由量測之地下水位與重力資料，透過數值模擬，推估比出水量。本計畫選定豐枯水期水位與重力變化較大之三星與大隱測站，進行比出水量推估，其中三星站之推估比出水量為 0.07，大隱站之比出水量為 0.25。而內城站之重力觀測與抽水試驗聯合試驗資料所推估之比出水量為 0.37，若考量絕對重力儀的觀測不確定度，在 68%的信心水準中，內城站的 S_y 值合理範圍應介於 0.19 至 0.55 間，而抽水試驗推估之 S_y 值為 0.17，相當接近重力推估合理範圍之下限。

關鍵字：現地補充調查、地電阻調查、重力調查、水質調查、水文地質模型、地下水歷線法與地下水數值模式

Abstract

This project was scheduled on the basis of "Groundwater hydro-geography and recharge model research" (2013 to 2016). The main objective was to estimate the area of groundwater recharge and to understand the local groundwater recharge area, as well as the amount of water resource, which directed the groundwater resource management to sustainable utilization. The executive strategy was made by year and area and this is the first-year project. The research area was focused on Lan-Yang plain. The research results included recommendations of the main groundwater recharge areas, main recharge influence assessment against groundwater system, analyses of available groundwater discharge of pumping, gravity measurement, and establishment of hydro-geology model.

For the perspective of recommendations of main groundwater recharge area on Lan-Yang plain, this project synthesized information of drill core, spring, dissolved oxygen, two-dimensional resistance to ground, and hydro-geology model. The main recharge area was estimated at the upstream of Lan-Yang river, including Yuan-Shan County, Sa-Hsing County, and Tung-Shan County. The supplement area is about 80.32 km^2, 22.35% of Lan-Yang plain.

For the perspective of estimation of groundwater recharge and discharge on Lan-Yang plain, numerical model revealed the annual vertical recharge was 103.92 million tons. The lateral recharge along the mountain was 133.07 million tons. Net effluent to the shore was 16.20 million tons. The discharge of the first confined aquifer was 190.20 million tons. The discharge of the second was 29.61 million tons. The total recharge was 236.99 million tons, and the total discharge was 219.81 million tons. By using hydrograph to analyze, total annual recharge was 267.16 million tons, while the total discharge was 204.26 million tons. The results of the above two methods were quite similar.

For the perspective of impact assessment against main recharge area of groundwater system on Lan-Yang plain, the recharge area was about 22.35%.The vertical recharge, by using numerical model assessment, was 59.85 million tons, 57.59% of the total. By using MODPATH simulation, the contaminated matters was transferred from recharge area to the first confined aquifer (F1) in ten years once the area was polluted. Some contaminated matters further infiltrated to deeper confined aquifers (F2). The result revealed that the main groundwater recharge area is very

important.

For the perspective of the analyses of available groundwater discharge, the numerical model and Hill method were used in this project. The annual discharge was 219.49 million tons.

For the perspective of terrain measurement, earth physic method was divided in two perspectives, resistance to ground and gravity measurement. For the resistance to ground perspective, one-dimensional resistance wires were completed at 36 sites, and 35 two-dimensional wires longer than 300 meters were placed. The total length was 9120 meters, two times more than the required project progress (at least 4000 meters in total). In sum of the results of the current one-dimensional and two-dimensional resistance to ground reverse calculation and compared to the drill core records with the observation wells nearby, the resistance rate was more than 100 Ohm-m in the gravel layer of Lan-Yang plain. Most of the resistance rate of the thick clay layer was less than 10 Ohm-m. However, the resistance rate was less than 100 Ohm-m because of clay content in sand/clay layers or gravel/clay thin layers. Therefore, 100 Ohm-m was selected as the standard in this project to use two-dimensional resistance to decide boundary layers. On the basis of this principle, the analyses were performed to estimate the boundary layer of alluvial fan top and gravel layer by using two-dimensional resistance to ground in this project. The results were also used to be the important reference for the main recharge area.

For the perspective of gravity measurement, gravity monitoring of five stations was performed in the drought season (April) and the flood season (September). Water level and gravity difference were larger between the two season for Sa-Hsing and Ta-Yin station, which can be used for specific effluent assessment. Moreover, gravity tests were performed along with pumping tests at Na-Cheng station. The difference of gravity and water level was measured to estimate specific effluent and to compared with value of pumping tests.

For the investigation of earth chemistry, the boundary should be at the eastern side of Ta-Chou station, which contained giant gravel in the drill information of the recharge area on alluvial fan top. However, most of the springs and lakes were located at the western side of Ta-Chou station, revealing the area was the cross section of confined and unconfined aquifer. Moreover, most wells of groundwater dissolved oxygen more than 0.5mg/l were located at the alluvial fan top from water quality investigation in Lan-Yang area. Dissolved oxygen of Ta-Chou station was obviously lower, which confirmed that Ta-Chou station was not inside the alluvial

fan top recharge area.

For the perspective of the establishment of hydro-geology model, this project integrated the construction and the constants of hydro-geology to establish the three-dimensional model. For the construction of hydro-geology, the three-dimensional construction was established by using interpolation method, after the geological sectional drawing was recorded by numbers from Central geological Survey, MOEA. For the constants of hydro-geology, the constants were estimated by using the information of resistance to ground and gravity monitoring. For the resistance to ground applied to estimate the infiltration constants, the estimation method and the three-dimensional infiltration constants field were developed in this project, which was based on the formula and information of resistance to ground and pumping tests. For the gravity information applied to estimate specific effluent, information of the groundwater level and gravity was collected to obtain the specific effluent with numerical model. This project picked up Sa-Hsing and Ta-Yin station, which contained larger difference of water level and gravity, to estimate specific effluent. The specific effluent is 0.07 at Sa-Hsing station and 0.25 at Ta-Yin station. The specific effluent is 0.37 by using information of gravity monitoring at Na-Cheng station and pumping tests. If the uncertainty of the absolute gravity device was considered, the reasonable S_y value at Na-Cheng station should be from 0.19 to 0.55 with 68% confidence. Value was 0.17 from estimation of pumping tests, closed to the bottom limit of gravity estimation.

Key word: terrain recharge investigation, resistance to ground investigation, gravity investigation, water quality investigation, hydro-geology model, groundwater hydrograph, numerical model of groundwater value

目錄

摘要 I
Abstract III
目錄 VI
圖目錄 IX
表目錄 XVII
第一章 前言 1
1.1 計畫緣起及目標 1
1.2 計畫區域概述 2
1.3 計畫工作項目及內容 19
第二章 國內外相關研究文獻回顧 22
2.1 地下水補注區或管制區劃定相關文獻 22
2.2 地下水資源評估 27
2.3 水文地質架構建置與相關調查方法 28
第三章 資料蒐集及檢核 32
3.1 研究資料蒐集 32
3.2 地下水位資料補遺與校正 40
3.2.1 地下水位資料缺漏及補遺 40
3.2.2 地下水位資料異常及處理 50
第四章 地球物理補充調查 55
4.1 地電阻補充調查 55
4.1.1 一維與二維地電阻調查原理 55
4.1.2 地電阻現地施測方式 59
4.1.3 資料收集分析 60
4.1.4 地電阻現地施測結果 71
4.1.5 應用地電阻於地下水補注區分析 85
4.1.6 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 93
4.2 重力量測調查與分析 95
4.2.1 重力量測原理與設備 95
4.2.2 重力施測結果與分析 96
4.2.3 重力聯合抽水試驗觀測初步分析 103
第五章 地球化學補充調查 107
5.1 調查方法與規劃 108
5.1.1 地面水及地下水採樣方法 108
5.1.2 地下水溫度剖面調查 112
5.1.3 河道出入滲調查（流速流量法） 114
5.2 水質調查結果 115
5.2.1 地面水及地下水之溶氧及硝酸鹽帶 115

5.2.2 地面水及地下水之導電度 121
5.2.3 地面水及地下水之主要成分 126
5.2.4 地面水及地下水之次要成分 130
5.3 地下水溫度剖面調查結果 132
5.4 河床出入滲量測與湧泉調查結果 136
第六章 三維水文地質模型建置 146
6.1 水文地質資料庫建置 146
6.1.1 資料分類 146
6.1.2 資料庫架構設計 147
6.1.3 資料儲存與視覺化展示 155
6.2 水文地質架構輔助分析 158
6.2.1 時頻分析之應用 158
6.2.2 經驗正交函數法之應用 168
6.3 水文地質架構分析 178
6.3.1 水文地質分析方法 178
6.3.2 綜整水文地質調查資料與分析 178
6.4 水文地質參數推估 199
6.4.1 應用地電阻於透水係數推估 199
6.4.2 應用重力量測於比出水量推估 216
6.5 水文地質數化模型建置 219
6.5.1 建置說明 219
6.5.2 水文地質架構數位化 219
6.5.3 水文地質架構資料及三維圖像展示 224
6.5.4 水文地質模型應用於主要補注區邊界分析 228
6.5.5 其他應用 230
第七章 地下水補注區劃設 232
7.1 資料彙整 232
7.2 補注區邊界綜合分析 234
第八章 地下水補注量與抽水量推估 243
8.1 地下水歷線法分析 243
8.1.1 地下水位歷線法理論介紹 243
8.1.2 水位歷線法分析於蘭陽平原之應用結果 250
8.2 地下水流數值模式建置 267
8.2.1 地下水數值模式建置流程 267
8.2.2 地下水數值模式 268
8.3 水平衡分析 286
8.4 地下水可用水量推估 289
8.5 地下水補注區對地下水量與水質之影響分析 290
第九章 結論與建議 293

參考目錄 297
附錄 A 國際合作交流 309
A.1 講者簡介 310
A.2 行程規劃與安排 313
A.3 執行情形 313
附錄 B 教育訓練附錄 B 教育訓練 317
附錄 B 教育訓練 318
B.1 講者簡介 318
B.2 行程規劃與安排 319
B.3 執行情形 320
附錄 C 本年度工作會議紀錄 322
附錄 D 期中簡報暨期中報告書審查意見及意見回覆 336
附錄 E 期末簡報暨期中報告書審查意見及意見回覆 345
附錄 F 本年度計畫出國研習訪查報告 352

圖目錄

圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖 3
圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖 4
圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖 5
圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖 5
圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖 6
圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖 9
圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖 11
圖 1.2-8 水文地質剖面圖(自強-頭城)..... 13
圖 1.2-9 水文地質剖面圖(紅柴林-公館)..... 14
圖 1.2-10 水文地質剖面圖(三星-大錦閘)..... 15
圖 1.2-11 水文地質剖面圖(自強-岳明)..... 16
圖 1.2-12 水文地質剖面圖(吳沙-龍德)..... 17
圖 1.2-13 水文地質剖面圖(頭城-岳明)..... 18
圖 2.1-1 辨別標示出井頭保護帶 22
圖 2.1-2 美國 Georgia 州之污染敏感圖及華盛頓州..... 23
圖 2.1-3 Issaquah 市之重要地下水補注保護區劃設 23
圖 2.1-4 美國華盛頓州 King County 之重要地下水補注保護區劃設..... 24
圖 3.1-1 含水層一(F1)34 口地下水觀測井分布圖 35
圖 3.1-2 含水層二(F2)6 口地下水觀測井分布圖 36
圖 3.1-3 中央氣象局雨量站位置圖 38
圖 3.1-4 水利署雨量站位置圖 39
圖 3.2-1 地下水位補遺標準作業程序 44
圖 3.2-2 地下水位缺漏資料年代分佈圖：(a)扇頂區；(b)扇央區；(c)扇尾區 46
圖 3.2-3 地下水位資料缺漏未達 10 天以缺漏段兩端點為準以線性內插進行補遺，以同樂為例：(a)補遺前之水位歷線；(b)補遺後之水位歷線..... 46
圖 3.2-4 篩選可信度較低的資料點後再以線性迴歸進行補遺，以五結(3)為例：(a)原始水位；(b)線性迴歸補遺後水位 47
圖 3.2-5 依標準作業流程之水井補遺結果，以吳沙(1)為例分別用：(a)線性迴歸補遺；(b)以端點與原始水位之平均差值做平移，使資料與原始資料平滑連接..... 47
圖 3.2-6 地下水位資料異常之處理標準作業程序 51
圖 3.2-7 古亭(2)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a)水位校正前之水位歷線 (b)水位校正後之水位歷線 52
圖 3.2-8 利澤(1)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 52
圖 3.2-9 中興(3) 因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線(b) 水位校正後之水位歷線 52

圖 3.2-10 龍德(2)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 53
圖 3.2-11 礁溪(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 53
圖 3.2-12 冬山(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 54
圖 3.2-13 五結(4)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 54
圖 3.2-14 中興(1)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線 54
圖 4.1-1 地電阻探測儀器示意圖 56
圖 4.1-2 電流流動示意圖 56
圖 4.1-3 溫奈排列（Wenner Array）示意圖 58
圖 4.1-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖 58
圖 4.1-5 二維地電阻剖面影像探測示意圖 59
圖 4.1-6 地電阻平移式陣列施測方式示意圖 60
圖 4.1-7 蘭陽平原地下水觀測井分布以及一維地電阻測站分布 62
圖 4.1-8 蘭陽平原半展距 3m 深之一維地電阻視電阻率分布 63
圖 4.1-9 蘭陽平原半展距 10m 深之一維地電阻視電阻率分布 64
圖 4.1-10 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率分布 65
圖 4.1-11 蘭陽平原半展距 100m 深之一維地電阻視電阻率分布 66
圖 4.1-12 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率 100 ohm-m 等值線分布 67
圖 4.1-13 蘭陽平原半展距 5m 深一維地電阻反演算影像 68
圖 4.1-14 蘭陽平原半展距 50 m 深一維地電阻反演算影像 69
圖 4.1-15 蘭陽平原半展距 100 m 深一維地電阻反演算影像 70
圖 4.1-16 蘭陽平原地電阻已施測二維地電阻測線位置分佈圖 72
圖 4.1-17 蘭陽溪以北第一區已經完成之二維地電阻剖面分佈位置 74
圖 4.1-18 Line 12、Line 8、Line 9、Line 10 剖面的地電阻二維反演算影像 75
圖 4.1-19 Line 13、Line 11、Line 30、Line31 剖面的地電阻二維反演算影像 75
圖 4.1-20 蘭陽平原第二區之二維地電阻剖面分佈位置 77
圖 4.1-21 Line 28、Line 18、Line 32、Line 35 剖面的地電阻二維反演算影像 78
圖 4.1-22 Line 33、Line 34、Line 5、Line 6 剖面的地電阻二維反演算影像 78
圖 4.1-23 Line 4、Line 7、Line 36 剖面的地電阻二維反演算影像 79
圖 4.1-24 蘭陽平原第三區之二維地電阻剖面分佈位置 81
圖 4.1-25 Line 16、Line 14、Line 15、Line 17 剖面的地電阻二維反演算影像 82
圖 4.1-26 Line 22、Line 23、Line 24、Line 29、Line 25 剖面的地電阻二維反演算影像 82
圖 4.1-27 Line 20、Line 21、Line 19 剖面的地電阻二維反演算影像 83
圖 4.1-28 蘭陽平原第四區之二維地電阻剖面分佈位置 84

圖 4.1-29　Line 1、Line 2、Line 3、Line 27、Line 26、Line 28 剖面的地電阻二維反演算影像 85
圖 4.1-30　Line 10、27 地電阻剖面與凱旋觀測井岩芯紀錄與井測資料對比 86
圖 4.1-31　Line 11、32 地電阻剖面與深溝觀測井岩芯紀錄與井測資料對比 87
圖 4.1-32 蘭陽平原第二區內扇頂通透補注區邊界分布 88
圖 4.1-33 蘭陽平原第三區內扇頂通透補注區邊界分布 89
圖 4.1-34 蘭陽平原內扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布 90
圖 4.1-35 蘭陽平原內綜合判斷扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布 92
圖 4.1-36 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 93
圖 4.1-37 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 93
圖 4.1-38 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立 94
圖 4.2-1　FG5 絕對重力儀與各部件明細[Micro-g Lacoste FG5 Manual] 96
圖 4.2-2 三星站施作現況 98
圖 4.2-3 三星站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 98
圖 4.2-4 大隱站第一(左)、第二(右)期施作情形 99
圖 4.2-5 大隱站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 99
圖 4.2-6 順安站絕對重力儀擺設狀況 100
圖 4.2-7 順安站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 100
圖 4.2-8 大洲站重力觀測點 101
圖 4.2-9 大洲水位觀測站與臨近大排水溝 101
圖 4.2-10 大洲站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 102
圖 4.2-11 中興絕對重力測點 103
圖 4.2-12 中興站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果 103
圖 4.2-13 絕對重力儀 FG5 觀測重力背景值(臺灣時間 2013/5/17 03:10~05:00AM)與定量試水期間絕對重力值 (臺灣時間 2013/5/18 19:47~21:07PM) 105
圖 4.2-14 以實際水位觀測資料為控制條件，利用 MODFLOW 模擬內成站抽水狀況之三維洩降圖。 106
圖 5.1-1 美國 Hydrolab 水質測棒 108
圖 5.1-2 地下水還原系列示意圖(Chapelle,2001) 110
圖 5.1-3 （A）礁溪溫泉之井溫剖面。（B）水溫剖面，由西北向東南、水溫漸降，推測 20-50m 處之水流最快。 113
圖 5.1-4 美國 In-situ Troll-200 水壓、水溫及導電度自記測棒 113
圖 5.1-5 河川流量推算河床入滲率，（A）流量斷面位置；（B）固定寬度之深度(D)與流速量測。 114
圖 5.1-6 瑞士 JDC 公司製 Flowatch 型河川流速計 114
圖 5.2-1 蘭陽平原地下水之溶氧濃度；(A)2003 年；(B)2013 年 4 月。紅色虛線為根據礫石分布所畫的扇頂範圍。 119
圖 5.2-2 蘭陽平原地下水之硝酸鹽氮濃度；(A)2003 年；(B)2013 年 4 月 120
圖 5.2-3 蘭陽平原地下水分層之導電度(2003 年) 123

圖 5.2-4 蘭陽平原地下水分層之導電度(2013 年 4 月)..... 124
圖 5.2-5 蘭陽溪溪水之歷年導電度（數據來源：環保署 edw.epa.gov.tw）..... 125
圖 5.2-6 (A)冬山河及(B)新城溪溪水之歷年導電度（數據來源：環保署 edw.epa.gov.tw）.. 125
圖 5.2-7 地面水及地下水之主要離子分類..... 129
圖 5.3-1 蘭陽地區之地下水觀測井井溫剖面（2013 年 4-6 月）..... 133
圖 5.3-2 中興井之井溫剖面與粒徑比對..... 134
圖 5.3-3（A）原井溫曲線(實線)及地溫梯度線(虛線)；（B）將井溫曲線依地溫梯度還原成還原線(reduced line)..... 135
圖 5.3-4 壯圍井之井溫還原剖面與粒徑比對..... 135
圖 5.4-1 大洲站之岩心紀錄..... 137
圖 5.4-2 蘭陽平原湧泉位置..... 138
圖 5.4-3 蘭陽平原埤塘分布位置..... 138
圖 5.4-4 大湖路湧泉(上)遠觀；(下)近照。..... 140
圖 5.4-5 (上)柯林湧泉；(下)鹿埔湧泉。..... 141
圖 5.4-6 羅東溪出入滲量測位置..... 142
圖 5.4-7 羅東溪四個河道斷面的流量，測量點間距為 30cm，每個斷面量測 4 次..... 142
圖 5.4-8 出入滲壓力量測，p1 與 p2 間隔 10cm..... 143
圖 5.4-9 出入滲壓力量測結果，有兩點的壓力大於 10cm，表示出滲..... 143
圖 5.4-10 羅東溪入滲河道泥層較厚（上圖），出滲河道河水較清澈（下圖）..... 144
圖 5.4-11 柯林國小鑽探柱狀圖..... 145
圖 6.1-1 觀測井資料分類..... 147
圖 6.1-2 非觀測井資料分類..... 147
圖 6.1-3 觀測井資料庫架構..... 149
圖 6.1-4 非觀測井資料庫架構..... 150
圖 6.1-5 Rockworks 資料庫架構..... 151
圖 6.1-6 Utlities 資料庫架構..... 153
圖 6.1-7 三維岩性空間分布圖..... 156
圖 6.1-8 岩性井間剖面圖..... 156
圖 6.1-9 多條井間剖面圖..... 156
圖 6.1-10 蘭陽平原之黏土空間分布..... 157
圖 6.1-11 數值模式分層架構..... 157
圖 6.2-1 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一日一次)..... 159
圖 6.2-2 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一年一次)..... 159
圖 6.2-3 礁溪(1)水位歷線圖..... 161
圖 6.2-4 三星水位歷線圖..... 161
圖 6.2-5 日頻率強度之空間分布..... 163
圖 6.2-6 地質剖面與位置圖(頭城至岳明)..... 164
圖 6.2-7 地質剖面與位置圖(三星至岳明)..... 165
圖 6.2-8 年頻率強度之空間分布..... 166

圖 6.2-9 組合指標之空間分布 167
圖 6.2-10 蘭陽平原 EOF 分析流程圖 170
圖 6.2-11 EC1、觀測井地下水位及降雨量歷時分佈圖。(a)EC1 歷線圖。(b) 蘭陽平原降雨時間分布圖。 (c) 三星(1)水位歷線圖。 (d) 自強(1)水位歷線圖。 173
圖 6.2-12 EOF1 之權重分佈 174
圖 6.2-13 岩心柱狀圖。(a)三星岩心柱狀圖。(b)自強岩心柱狀圖。 175
圖 6.2-14 EOF1 之權重與二維地電阻分布圖 176
圖 6.2-15 位於拘限與非拘限含水層交界處之二維地電阻剖面圖 177
圖 6.3-1 蘭陽平原附近之地體構造圖（康竹君等，2008） 180
圖 6.3-2 蘭陽平原附近之斷層分布圖（康竹君等，2008） 180
圖 6.3-3 蘭陽平原附近地層及基盤剖面圖（江新春，1976；邱詠恬，2008；康竹君等，2008） 181
圖 6.3-4 蘭陽平原基盤深度與觀測井之位置（基盤深度引用自江新春，1976） 182
圖 6.3-5 蘭陽平原之斷層分布（邱詠恬，2008） 182
圖 6.3-6 蘭陽平原水準量測之地面高度變化（Liu, 1995） 183
圖 6.3-7 濁水斷層之位置與地形（康竹君等，2008） 183
圖 6.3-8 蘭陽平原沉積物定年推測之地面沉陷速度 mm/yr（謝孟龍, 2006） 184
圖 6.3-9 蘭陽平原之沉積速率 mm/yr，左圖：16000-10000 年前；右圖：10000-5000 年前（謝孟龍, 2006） 184
圖 6.3-10 蘭陽平原主要水系、高程及沖積扇分布圖（鄭迄君，2010） 185
圖 6.3-11 蘭陽平原沖積扇分布圖（張瑞津等，1995） 185
圖 6.3-12 蘭陽平原沿岸砂丘分佈圖。平行海岸線長條狀紅色部分，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如等，2009) 186
圖 6.3-13 蘭陽地區東西向地質分層剖面圖。 188
圖 6.3-14 濁水溪地區東西向地質分層剖面圖。 188
圖 6.3-15 透水係數 K 與含水層粒徑之關係 189
圖 6.3-16 東西向剖面之透水係數 K 189
圖 6.3-17 蘭陽平原地下水分層之水位(2013 年 4 月) 193
圖 6.4-1 研究流程圖 199
圖 6.4-2 一維地電阻測點空間分布圖 201
圖 6.4-3 地層因子計算流程圖 203
圖 6.4-4 分群分析流程圖 204
圖 6.4-5 推估 K 場流程圖 205
圖 6.4-6 土體電阻值直方圖 206
圖 6.4-7 孔隙水電阻值直方圖 206
圖 6.4-8 地層因子直方圖 207
圖 6.4-9 研究區域含泥與否分區說明 208
圖 6.4-10 含泥區與不含泥區之觀測井分佈 209
圖 6.4-11 各觀測井之透水係數對之散佈圖 209

圖 6.4-12 地層因子與透水係數之回歸關係圖 210
圖 6.4-13 土體電阻值空間分布 211
圖 6.4-14 水質電阻值空間分布 212
圖 6.4-15 地層因子空間分布 213
圖 6.4-16 透水係數空間分布 215
圖 6.4-17 比出水量推估流程圖 217
圖 6.5-1 水文地質數化模型建置流程 219
圖 6.5-2 水文地質架構數化之流程圖 220
圖 6.5-3 二維剖面圖數化成果比對圖。 222
圖 6.5-4 數位化後之岩性資料儲存於資料庫示意圖 223
圖 6.5-5 三維水文地質數化架構 223
圖 6.5-6 網格資料展示 225
圖 6.5-7 水文地質模型三維空間分佈(a)三維透水係數分布圖。(b)三維岩性架構分布圖。 225
圖 6.5-8 剖面圖。(a)三星至龍德水文地質架構剖面。(b)三星至龍德水文地質參數剖面(K)。 227
圖 6.5-9 空間資料查詢介面 228
圖 6.5-10 剖面線位置示意圖與水文地質柵狀圖 229
圖 6.5-11 一剖面線之剖面圖 229
圖 6.5-12 各剖面礫石層邊界連線圖 230
圖 6.5-13 水文地質模型推估之主要補注區邊界 230
圖 7.1-1 地下水補注區劃設流程圖 232
圖 7.1-2 各項資訊位置分佈圖 233
圖 7.2-1 分析區域說明 234
圖 7.2-2 內城以北(分區 1)現地調查結果彙整分析 235
圖 7.2-3 Line 05 二維地電阻影像剖面圖 235
圖 7.2-4 Line 06 二維地電阻影像剖面圖 235
圖 7.2-5 Line 34 二維地電阻影像剖面圖 236
圖 7.2-6 內城至大隱分區(分區 2)現地調查結果彙整分析 236
圖 7.2-7 Line 36 二維地電阻影像剖面圖 237
圖 7.2-8 Line 07 二維地電阻影像剖面圖 237
圖 7.2-9 Line 04 二維地電阻影像剖面圖 237
圖 7.2-10 大隱以南分區(分區 3)現地調查結果彙整分析 238
圖 7.2-11 柯林站之岩心柱狀圖 239
圖 7.2-12 Line 17 二維地電阻影像剖面圖 240
圖 7.2-13 Line 22 二維地電阻影像剖面圖 240
圖 7.2-14 Line 23 二維地電阻影像剖面圖 240
圖 7.2-15 Line 24 二維地電阻影像剖面圖 240
圖 7.2-16 Line 29 二維地電阻影像剖面圖 240
圖 7.2-17 Line 25 二維地電阻影像剖面圖 240

圖 7.2-18 廣興站之岩心柱狀圖 241
圖 7.2-19 本計畫建議之補注區邊界 242
圖 8.1-1 地下水水位歷線法計算流程圖 243
圖 8.1-2 區域降雨歷線與地下水位歷線起伏變化示意圖 244
圖 8.1-3 表層水層之概念模型示意圖 244
圖 8.1-4 徐昇氏多邊形 245
圖 8.1-5 三星觀測井 2004~2006 年平均日降雨量與日地下水水位圖 246
圖 8.1-6 三星觀測井 2004~2006 年日地下水位歷線和枯水期退水線圖 246
圖 8.1-7 降雨事件、補注量與流失量關係示意圖 248
圖 8.1-8 蘭陽平原淺層地下水觀測井分布與徐昇氏多邊形 251
圖 8.1-9 屏東平原 K 與 Sy 值迴歸關係式 252
圖 8.1-10 水位歷線及枯水期退水線圖(宜農(1)) 254
圖 8.1-11 水位歷線、枯水期及一期稻作退水線圖(冬山(1)) 254
圖 8.1-12 蘭陽平原淺層觀測井枯水期退水線斜率 264
圖 8.1-13 蘭陽平原淺層觀測井單位面積平均年補注量 265
圖 8.1-14 場次降雨量與補注量關係圖(2004~ 2012 年) 266
圖 8.2-1 地下水數值模式建置流程示意圖 268
圖 8.2-2 蘭陽平原概念分層(紅柴林-公館剖面) 270
圖 8.2-3 紅柴林-公館剖面及 AA’ 剖面位置圖 270
圖 8.2-4 蘭陽平原模式分層(AA’剖面) 270
圖 8.2-5 蘭陽平原地表高程對日均地下水位線性回歸 272
圖 8.2-6 蘭陽平原地下水模擬區域 274
圖 8.2-7 含水層一徐昇式分區 276
圖 8.2-8 含水層二徐昇式分區 276
圖 8.2-9 地下水模式流量計算概念圖 278
圖 8.2-10 地下水參數檢定系統架構圖 279
圖 8.2-11 參數檢定流程 281
圖 8.2-12 含水層一觀測與模擬 水位等值圖 283
圖 8.2-13 含水層二觀測與模擬 水位等值圖 283
圖 8.2-14 含水層一 LOG(RMSE) 283
圖 8.2-15 含水層二 LOG(RMSE) 283
圖 8.2-16 利澤(1)水位時序變化圖 284
圖 8.2-17 三星水位時序變化圖 284
圖 8.2-18 每日均方根誤差變化圖(2004-2012) 284
圖 8.2-19 模擬水位誤差主體圖(2004-2012) 285
圖 8.3-1 岳明(2)每日降雨量、觀測水位與淨補注量關係圖 287
圖 8.4-1 總抽水量對應平均洩降線性回歸 289
圖 8.5-1 水質影響範圍圖(F1) 292
圖 8.5-2 水質影響範圍圖(F2) 292

圖 A-1 講習會當天演講情形 314
圖 B-1 教育訓練當天講授情形 321

表目錄

表 1.2-1 蘭陽平原觀測站站址 6
表 1.2-2 蘭陽平原觀測井一覽表 7
表 1.2-3 蘭陽平原地質鑽探井一覽表 10
表 1.2-4 蘭陽平原水文地質參數列表 19
表 1.3-1 水質分析項目 20
表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表 32
表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表(續) 33
表 3.1-2 含水層二(F2)地下水觀測井資料列表 33
表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表 33
表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表 (續) 34
表 3.1-4 蘭陽平原複井抽水試驗實測儲水係數 36
表 3.1-5 蘭陽平原雨量站資訊 (中央氣象局部分) 37
表 3.1-6 蘭陽平原雨量站資訊 (經濟部水利署部分) 37
表 3.1-7 本計畫蒐集圖資資訊 39
表 3.2-1 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏統計表 42
表 3.2-2 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏時段分類列表 42
表 3.2-3 缺漏超過 10 天之觀測井與鄰近其他水井時序資料之間的相關係數列表 48
表 3.2-4 蘭陽平原淺層地下水觀測井水位異常時段列表 50
表 4.2-1 102 年度蘭陽平原絕對重力量測數值 97
表 5.1-1 現場及實驗室化驗共 17 項 110
表 5.1-2 飲用水源及灌溉用水質標準 112
表 5.2-1 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月) 116
表 5.2-2 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月) 117
表 5.2-3 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月) 118
表 5.2-4 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月) 119
表 5.2-5 觀測井歷年硝酸鹽氮濃度(mg/l) 120
表 5.2-6 觀測井歷年導電度(μS/cm) 122
表 5.2-7 地面水及雨水主要離子成分(mg/l) 126
表 5.2-8 地面水及雨水主要離子成分(百分比) 126
表 5.2-9 地下水主要離子成分(mg/l) 127
表 5.2-10 地下水主要離子成分（百分比） 128
表 5.2-11 地面水及雨水之次要離子成分(mg/l) 130
表 5.2-12 地下水之次要離子成分(mg/l) 131
表 5.4-1 蘭陽平原湧泉列表 139
表 5.4-2 蘭陽平原部分湧泉之導電度與水溫 139
表 5.4-3 羅東溪第一次出入滲率量測結果 143
表 5.4-4 羅東溪第二次出入滲率量測結果 143

表 6.1-1 資料庫對照表 154
表 6.2-1 為蘭陽平原淺層水井不同頻率下的水位振福 160
表 6.2-2 前五名之時空特徵解釋比例 173
表 6.3-1 蘭陽平原沖積扇面積與海拔高度（張瑞津等，1995） 186
表 6.3-2 水文地質參數 190
表 6.3-3 蘭陽平原觀測井之水位 191
表 6.3-4 蘭陽平原地下水之同位素濃度 194
表 6.4-1 研究區域之地層因子計算結果 205
表 6.4-2 比出水量推估結果 218
表 8.1-1 蘭陽平原淺層觀測井列表(22 口井) 252
表 8.1-2 蘭陽平原淺層水井枯水期退水線列表 255
表 8.1-3 蘭陽平原地下水井一期稻作退水線列表 257
表 8.1-4 系統水平衡分析表 260
表 8.1-5 各井平均年補注量排序列表 261
表 8.1-6 單位面積平均年補注量排序列表 262
表 8.1-7 各站枯水期與一期稻作退水線斜率列表 263
表 8.2-1 蘭陽平原給定水頭設定 273
表 8.3-1 模式檢定所得參數 286
表 8.3-2 地下水流量分項統計結果 288
表 8.3-3 地下水流出與流入量統計結果 288
表 8.5-1 補注區補注量與整體補注量關係表 290
表 8.5-2 補注區面積及垂向補注量統計表 290
表 A-1 國際交流合作邀請專家學者資料與相關專長 310
表 A-2 國際合作交流講習會議程規劃 313
表 B-1 教育訓練邀請專家學者資料與相關專長 318
表 B-2 教育訓練議程規劃 320

第一章 前言

1.1 計畫緣起及目標

(一) 計畫緣起

臺灣地區之地下水資源頗為豐富，主要分布於平原、盆地和台地等地形平緩地區，其面積總和約 10,000 平方公里，深度 300 公尺內常有透水性好的地下水層分布。在河川汙染及水庫淤積問題日益嚴重，及氣溫上升降雨分布不均勻等諸多問題環繞下，使得地面水資源供應變得更不穩定，因此地下水在緩衝和補充水資源不足上勢必扮演起更重的角色。又因地下水開發成本較低，取用方便，故各目的用水競相開發。地下水開發利用之結果，雖促成各地區各項產業之發展，但往往因對地下水的認識不足、對地下水的資訊的掌握不夠，在大量的抽用地下水之後，衍生許多國土資源損害及其他的社會問題。

有鑑於地下水資源之高度重要性，而地下水補注區為地下水之水源地，一旦遭受汙染，將嚴重影響各地下水區之水質與水量。經濟部自民國 80 年起執行「臺灣地區地下水觀測網」整體計畫，進行長期且有系統的地下水區之水文地質調查、重要地區地下水調查與補注試驗、地層下陷監測調查以及地下水水質資料分析等相關工作，以充分掌握臺灣地區水文地質狀況，獲取正確可靠之地下水資訊。然而地下水系統埋藏於地下，須有充足之水文地質基本資料及長期地下水水位及水質觀測數據，才能提高地下水天然補注區範圍劃定之精確度，故中央地調所於 98-101 年執行「臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估」計畫，進行水文地質補充調查及補注潛勢評估，劃定濁水溪沖積扇和屏東平原地下水區之地下水補注區範圍，做為劃定地下水補注地質敏感區之依據。

此外由於全球氣候的極端化造成降雨分布不均，強化地下水補注地質敏感區的調查研究，並進行劃設保育，加強掌握地表水、地下水的互動調配，更能能因應較劇烈之環境變化。然國內環保意識高漲，地表水蓄水設施建設困難，保護具有提供國內用水約 30%的天然的地下水庫，除可避免地面蓄水設施所造成之環保問題，更具有國土保育之功能。國土保育應包含土地環境資源保育以及水文環境資源保育，兩者兼顧才能達成「永續發展的資(能)源與環境」。希望能藉本計畫之成果，對於保護區土地利用及水土汙染提出適當的管制辦法，使地下水資源的管理開始朝向永續利用的目標跨出一大步。

(二) 計畫目標

本計畫係依據「地下水水文地質與補注模式研究」計畫（102 年至 105 年）

實施進度規劃，其主要工作目標係為評估地下水補注區之水文地質特性，並瞭解區域地下水補注範圍及資源量，使地下水資源的管理朝向永續利用的目標。執行策略採分年分區執行，4 年內針對臺灣重要地下水區蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區進行調查，釐定主要地下水補注區範圍並評估地下水補注量。本「補注區劃設與資源量評估」調查分析研究工作擬達成下列目標：

1.完成蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之水文地質補充調查，以充分掌握目標地下水補注區之水文地質特性。

2.綜整相關調查成果，建立蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區地下水區之地下水補注模式，分析其補注機制、水平衡分析、地下水流模擬及地下水位水質監測，以確認地下水補注區範圍。

3.劃定蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之主要地下水補注範圍，以提供做為後續地下水補注地質敏感區劃設的依據。

4.評估蘭陽平原、台北盆地、台中盆地及花東縱谷地區等 4 個地下水區之補注量、推估現況抽水之總抽水量及可抽用水量，並評估資源量做為水資源經營管理與保育之依據。

1.2 計畫區域概述

(一) 區域概述

蘭陽平原為台灣地區地下水觀測網第二期計畫，於八十八年下半年及八十九年度及九十一年度執行水文地質調查研究區域，行政區域屬宜蘭縣。蘭陽平原地下水區位於台灣之東北部，北起頭城鎮，南至蘇澳之隘丁，西沿山麓線至蘭陽溪沖積扇頂三星鄉之天送埤，東濱海岸。北西南三面依山地勢較高，東面向海地勢漸低。整個地形呈南北狹長，東西甚短之三角形，地下水區面積為 359.38 平方公里。蘭陽平原由西向東傾斜，故水系也隨之西而東流，到宜蘭市、羅東鎮以東，高度降至 5 公尺以下，地形平坦，東北角頭城南方的狹長地帶，海拔降至 2.5 公尺以下，在雨季常發生水災。

蘭陽平原位於北緯 24 度 36 分到 24 度 52 分之間。東邊面對太平洋，北、西與南三面被中央山脈和雪山山脈環繞。在夏天時，西南季風被中央山脈阻擋，高溫悶熱；在冬天時，東北季風則挾帶大量水氣，屬於典型的亞熱帶季風氣候。年平均溫度為 22℃，一月平均氣溫在 15-16℃之間，七月平均氣溫在 27-28℃之間。氣候主要受季風及地形影響，終年有雨，年降雨日超過 200 天，冬季受東北季風吹拂降雨豐沛，只有在梅雨來臨前和無颱風的七月有短暫的乾季出現，平原地區年雨量多在 3000-4000mm 之間。

(二) 地形與水系

蘭陽平原地下水分區內的主要河系為蘭陽溪，其河床寬濶，僅在上游區域成為峽谷，流路呈直線狀，曲流發育不明顯，總長約 66 公里，在平原區形成標準的沖積扇，並呈網狀河系（如圖 1.2-1 所示）。

蘭陽平原地下水分區之地形單元為宜蘭扇狀三角洲平原(林朝棨, 1957)，分布於蘭陽溪中、下游（舊稱宜蘭濁水溪）。外形呈等邊三角形輪廓，每邊長約 30 公里，底邊呈南北向（海岸線），向西稍為凹入，頂點於蘭陽溪口起算約 23 公里，高程約 150 公尺，扇端高度約 30 公尺(林朝棨, 1957)；(張瑞津 et al., 1995)。宜蘭扇狀三角洲平原之海岸線形狀受海蝕影響，呈弓形海岸，除蘭陽溪口因淤積而稍微向東突出，其他區域均向西凹入。海岸區域，除各大小河流之出海口外，均有長形砂丘發育，其延長方向與海岸線平行，高度均在 20 公尺以下。砂丘帶寬 800 公尺以內，其西側有小河灌流，流向與砂丘方向平行，形成三角洲前緣特有的濕地。這些砂丘亦常為各河出海之屏障，冬山河及宜蘭河等河川皆因受阻於砂丘而不得直接向東入海，僅能取道砂丘背側，匯流於蘭陽溪入海，三角洲北端河川亦匯流於得子口溪出海，而南端之新城溪則不受砂丘影響直接向東出海。

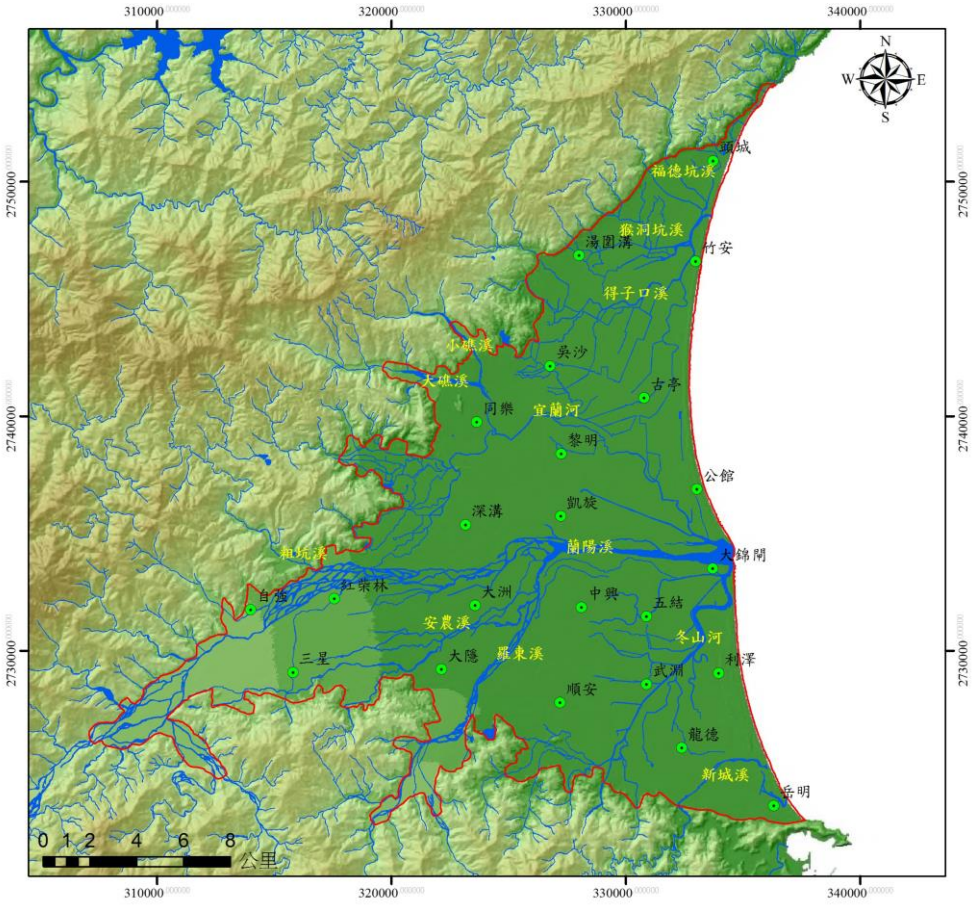


圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖

(三) 水文地質架構

蘭陽平原位於沖繩海槽的西南端，為蘭陽溪入海沖積而成，目前地形下陷中心軸略成東西向，谷地漸向南北方向開張（如圖 1.2-1 所示）。因為西邊山區帶來大量沉積物，因此蘭陽平原西側地下地質以礫石及粗砂層為主，往東入海，很快接海相的厚泥層（如圖 1.2-2 所示）。局部沉積速率非常快，達 1.5(cm/yr)，是濁水溪沖積扇(彰雲地區)的兩倍。

蘭陽平原是由全新世-更新世沖積地層及底部之始新-中新世基盤所組成，兩者間以不整合關係接觸；附近露頭為始新-中新世地層，岩性主要以板岩為主，另有變質砂岩及硬頁岩。由沉積物成分多含大量之板岩岩屑，可知蘭陽溪之部分流域、羅東溪及冬山河流域已有大量侵蝕中新世廬山層板岩區。另龍德、利澤與武淵等站淺層沉積物成分含有綠色片岩及矽質片岩，可能是新城溪上游流域岩層受侵蝕而來。

應用岩心鑽探結果搭配內插演算法，蘭陽平原泥層分布（如圖 1.2-2 所示）除蘭陽溪上游（自強站與大隱站）、福德坑溪（頭城站）與新城溪（岳明站）的泥層較少外，其餘區域皆有 40%以上的泥層；細砂主要分布於海岸區域（圖 1.2-3），蘭陽溪上游區域之細砂皆在 10%以下；粗砂與細砂有相似的分布（圖 1.2-4）；礫石則與泥有反向的分布（圖 1.2-5），其主要分布區域在蘭陽溪上游及羅東溪沿岸，成份比例可達 60%以上。

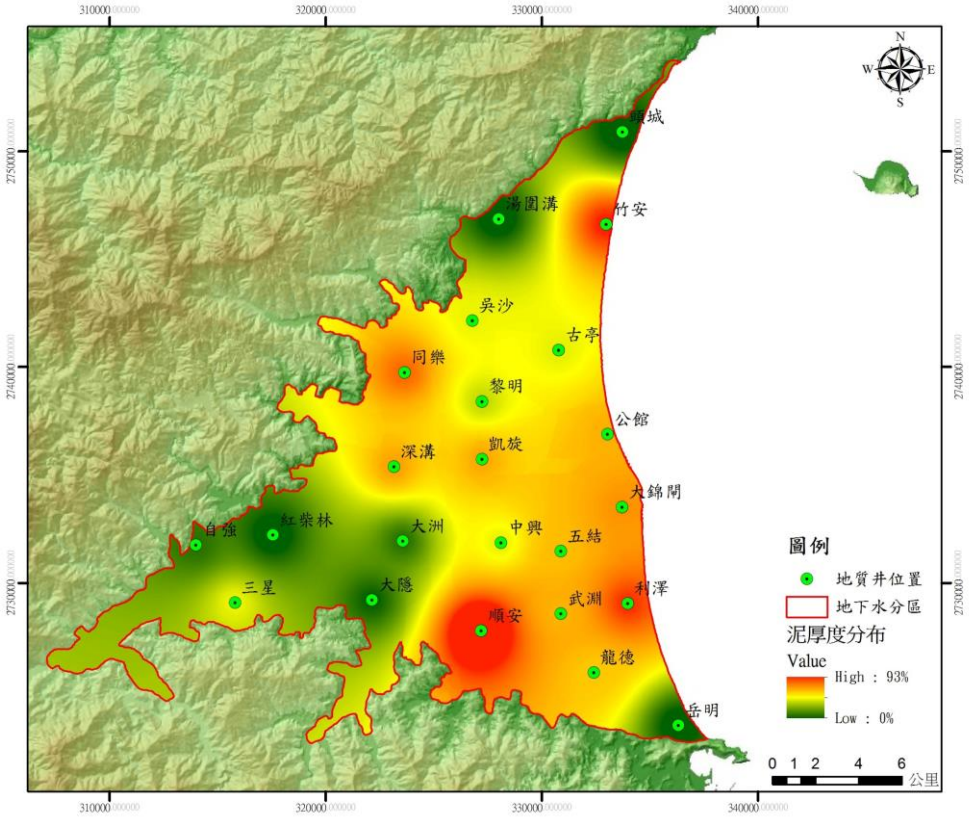


圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖

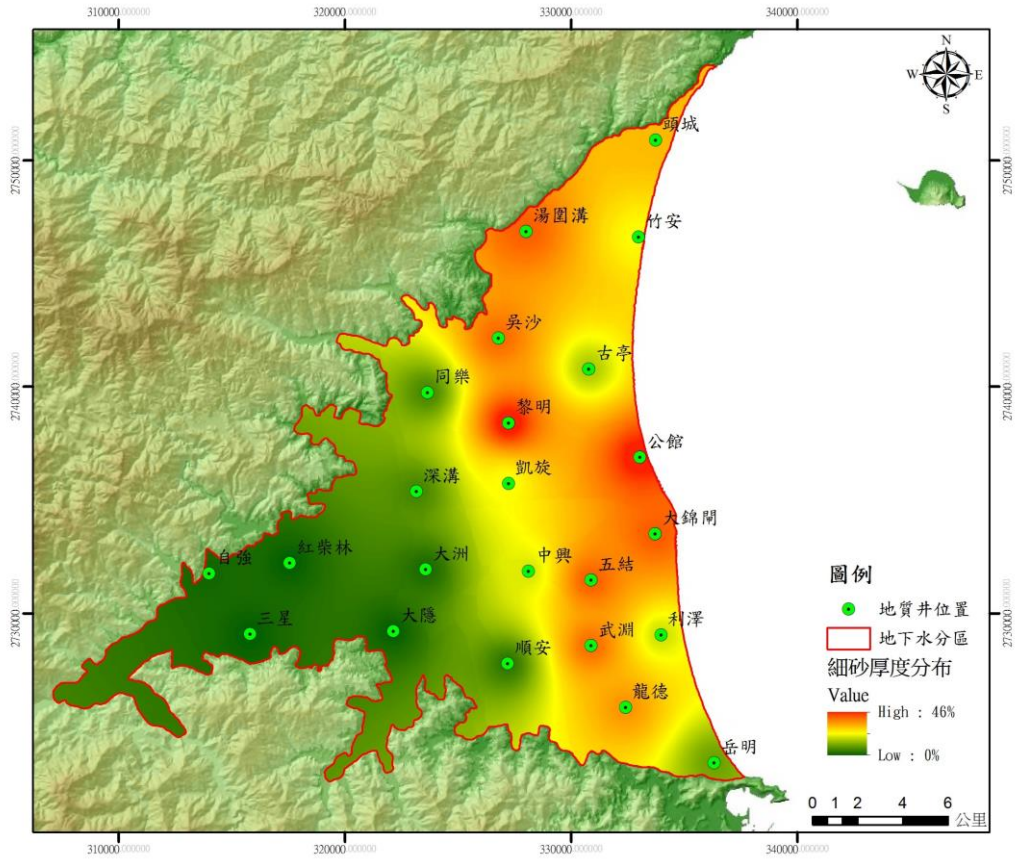


圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖

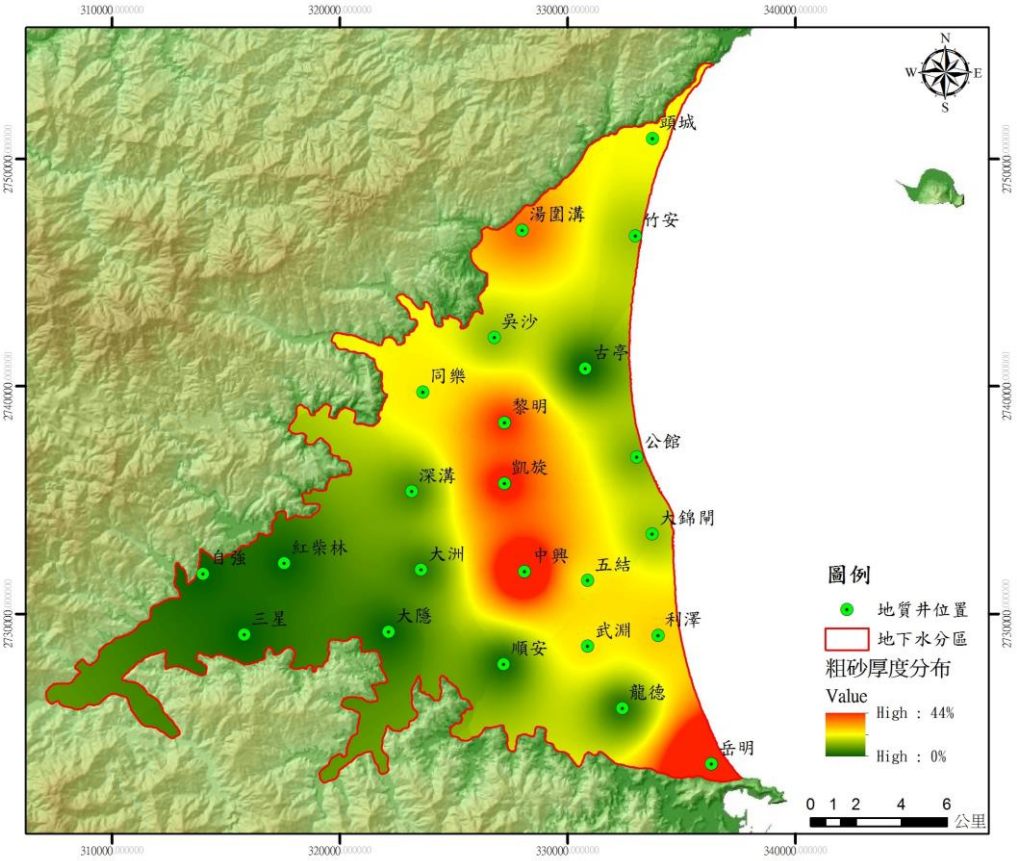


圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖

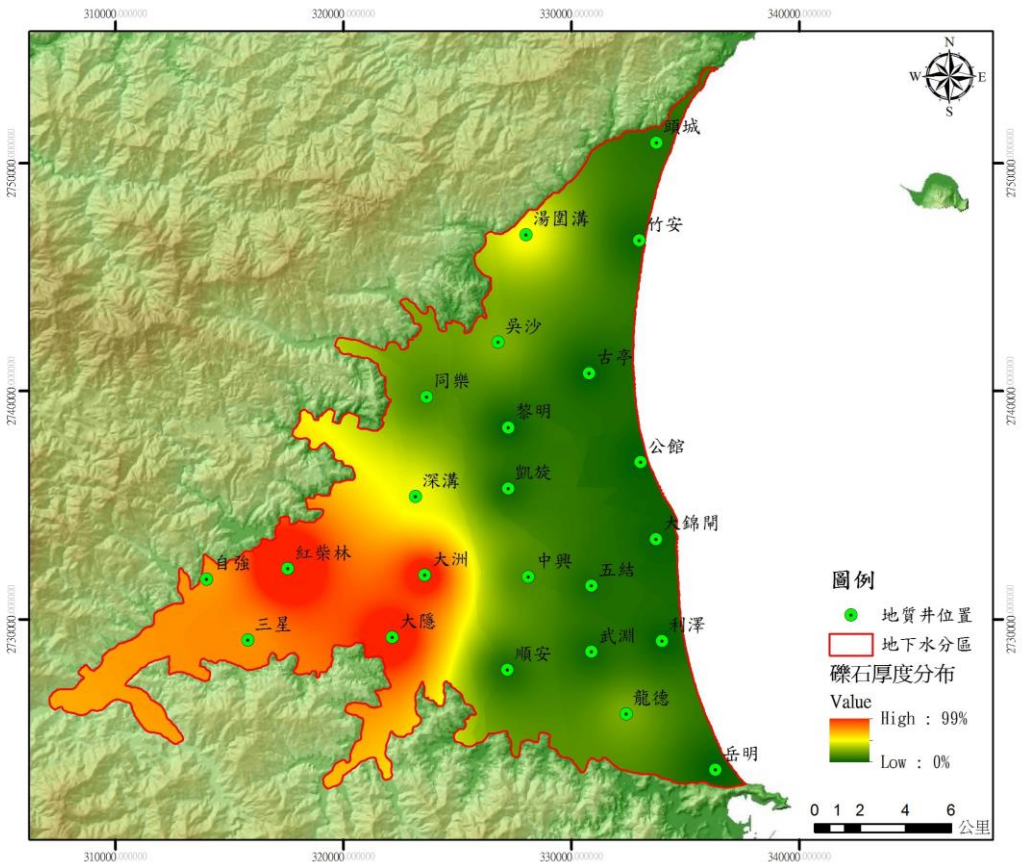


圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖

表 1.2-1 蘭陽平原觀測站站址

編號	站名	地址	編號	站名	地址
1	自強國小	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(內城國小自強分校)	12	宜農	宜蘭縣神農路 1 號(宜蘭技術學院)
2	大隱國小	宜蘭縣三星鄉大隱村大隱路 129 號(大隱國小)	13	礁溪	宜蘭縣礁溪鄉協民段地號 259 號
3	岳明國小	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)	14	大福	宜蘭縣壯圍鄉大福路 34 號(大福國小)
4	頭城國小	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)	15	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路八四之四號同樂國小
5	利澤	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 12 號(利澤工業區)	16	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路七九號 吳沙國中
6	五結國小	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)	17	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村八一號古亭國小
7	中興	宜蘭縣五結鄉四結村中興路 3 段 67 號(中興國小)	18	公館	宜蘭縣壯圍鄉壯圍運動公園預定地
8	龍德	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)	19	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲路一六二號 大洲國小
9	冬山	宜蘭縣冬山鄉南興村富農路四號(冬山國小)	20	三星	宜蘭縣三星鄉義德街十二號 三星國小
10	內城	宜蘭縣員山鄉內城路 545 號(榮源國中)	21	順安	宜蘭縣冬山鄉永興路二段十七號 順安國小
11	壯圍	宜蘭縣壯圍鄉壯五路(壯圍國小)	22	二龍	宜蘭縣礁溪鄉二龍國小

(四) 觀測井概況

台灣地區地下水觀測網於民國 89 年於蘭陽平原建置觀測井，民國 89-91 年建立觀測站 22 站，分層觀測井 40 口（如表 1.2-2 與圖 1.2-6 所示）。除此之外，本區域尚有地質鑽探井 23 口（如表 1.2-3 與圖 1.2-7 所示），地質鑽探分布間距約為五公里。觀測站大部份都位於國小校園內，因應當地水文地質情況設置第一到第四層的分層觀測井，詳細的井數、濾管深度位置、建置日期及當時靜水位，則參考水利署(2004)「台灣地區地下水觀測網水質常態監測與調查分析(1/2)」，如表 1.2-2 所示。觀測井的材質主要為不鏽鋼，口徑為直徑六吋，觀測層次最深達 230 公尺(中興)。因為經費及施工用地的限制，觀測井常採兩口共構，例如觀測井(一)與觀測井(三)共孔，或觀測井(二)與觀測井(四)共孔，以一孔置兩觀測井管，不同層中以皂土及黏土封隔，以阻絕不同含水層水位之干擾影響。

表 1.2-2 蘭陽平原觀測井一覽表

編號	井號	站名	濾水管		靜水位	X	Y	Z	分層
			起點(m)	終點(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	
1	02030111	岳明(1)	6	27	3.97	335491	2723599	5.09	1-1
2	02080111	冬山(1)	28	49	1.27	329505	2725780	6.47	1-1
3	02080121	冬山(2)	68	86	1.67	329505	2725780	6.47	1-2
4	02030311	龍德(1)	13	37	4.37	331568	2726058	6.80	1-1
5	02030321	龍德(2)	60	78	3.92	331568	2726058	6.80	1-2
6	02030331	龍德(3)	100	118	2.31	331568	2726058	6.80	2-1
7	02030341	龍德(4)	136	151	1.96	331568	2726058	6.80	2-2
8	02080311	順安	15	32	自噴	326363	2727985	8.98	1-1
9	02030211	利澤(1)	16	34	2.33	333141	2729240	4.03	1-1
10	02030221	利澤(2)	158	170	-2.42	333141	2729240	4.03	2
11	02100111	大隱(1)	38	62	9.76	321310	2729412	40.64	1-1
12	02100121	大隱(2)	136	160	4.98	321310	2729412	40.64	1-2
13	02090111	五結(1)	3	15	3.68	330057	2731668	3.89	1-1
14	02090121	五結(2)	29	41	2.78	330057	2731668	3.89	1-1
15	02090131	五結(3)	64	82	2.32	330057	2731668	3.89	1-2
16	02090141	五結(4)	152	176	-3.43	330057	2731668	3.89	2
17	02100211	三星	26	44	32.13	314969	2729321	92.86	1
18	02100311	大洲(1)	25	43	2.03	322731	2732157	17.79	1-1
19	02100321	大洲(2)	102	120	自噴	322731	2732157	17.79	1-2
20	02070211	自強(1)	10	28	29.94	313166	2731959	104.81	1-1
21	02090211	中興(1)	15	45	2.41	327278	2732049	6.23	1-1
22	02090221	中興(2)	100	130	1.13	327278	2732049	6.23	1-2

23	02090231	中興(3)	180	192	-1.75	327278	2732049	6.23	2
24	02090241	中興(4)	224	230	-10.55	327278	2732049	6.23	3
25	02070111	內城	7	49	4.26	318700	2734050	37.29	1-1
26	02060411	公館	24	36	3.38	332212	2737115	3.87	1-1
27	02060211	壯圍(1)	54	72	2.49	329122	2737853	2.00	1-1
28	02060221	壯圍(2)	112	124	1.88	329122	2737853	2.00	1-2
29	02060231	壯圍(3)	162	174	-1	329122	2737853	2.00	2-1
30	02010111	宜農(1)	19.5	34.4	1.64	324620	2738180	6.69	1-1
31	02010121	宜農(2)	109	133	-1.7	324620	2738180	6.69	1-2
32	02070411	同樂	41	50	7.7	322822	2739979	17.07	1-1
33	02050211	吳沙(1)	31	90	3.02	325944	2743274	6.71	1-1
34	02050221	吳沙(2)	138	156	1.54	325944	2743274	6.71	1-2
35	02060311	古亭(1)	31	43	2.86	329932	2741080	2.91	1-1
36	02060321	古亭(2)	100	118	3.77	329932	2741080	2.91	1-2
37	02050311	二龍	23	41	3.19	328104	2744848	2.00	1-1
38	02060111	大福	9	39.5	4.5	331460	2744155	2.62	1-1
39	02050111	礁溪(1)	25	39	3.64	329180	2745890	2.72	1-1
40	02040111	頭城(1)	7	19	4.15	332895	2751096	6.65	1-1

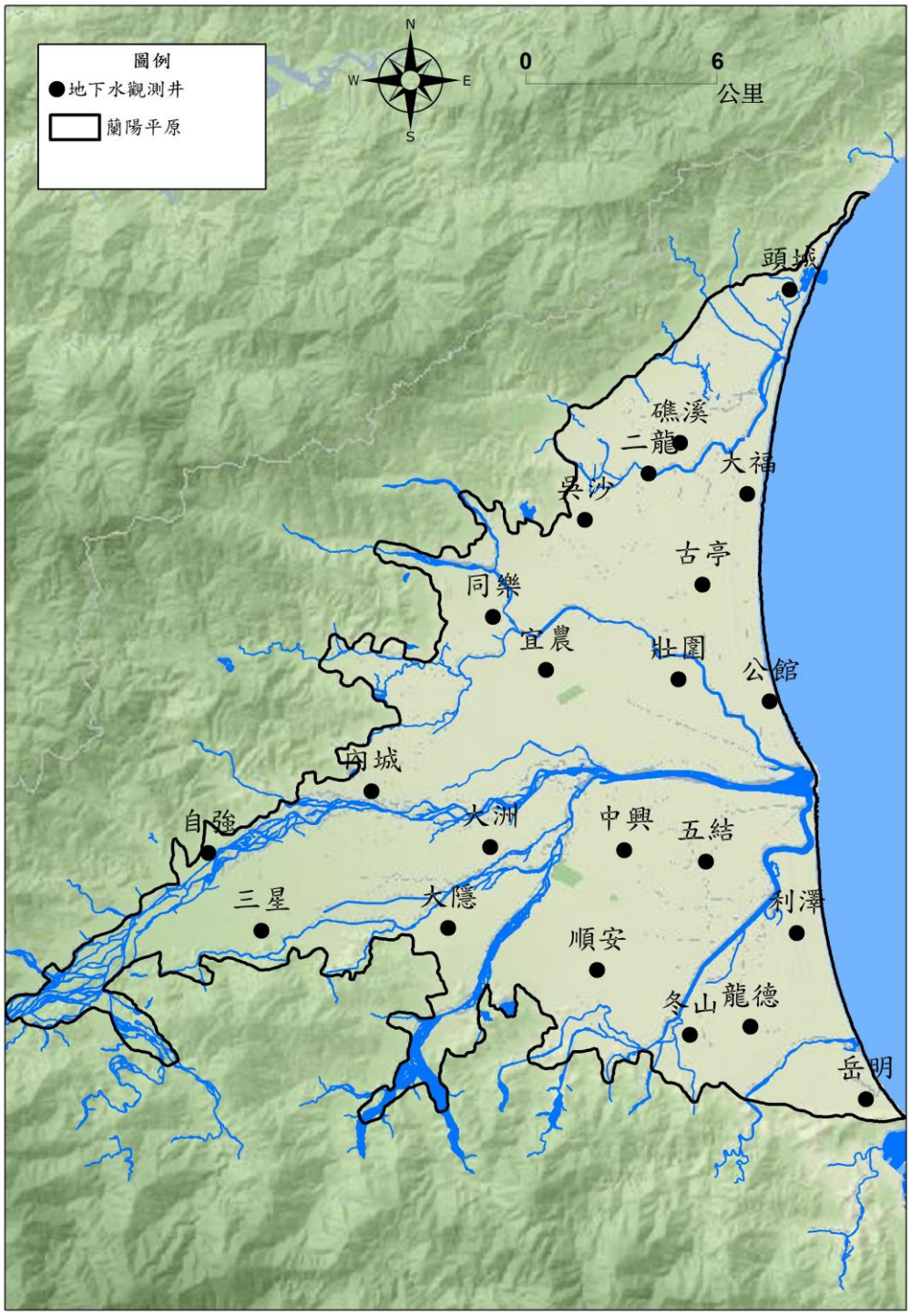


圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖

表 1.2-3 蘭陽平原地質鑽探井一覽表

編號	站名	站址	X 座標	Y 座標
1	凱旋	宜蘭縣宜蘭市凱旋路 8 號(凱旋國小舊址)	326396.274	2735939.873
2	黎明	宜蘭縣宜蘭市校舍路 1 號(黎明國小)	326413.857	2738598.878
3	岳明	宜蘭縣蘇澳鎮港邊里嶺腳路 140 號(岳明國小)	335491.504	2723599.394
4	利澤	宜蘭縣五結鄉季水路 15-3 號	333141.394	2729240.220
5	龍德	宜蘭縣蘇澳鎮自強路 13 號(龍德工業區)	331568.963	2726058.532
6	頭城	宜蘭縣頭城鎮武營里開蘭路 282 號(頭城國小)	332895.690	2751096.650
7	竹安	宜蘭縣頭城鎮竹安里竹安路 278 號(竹安國小斜對面)	332155.416	2746813.077
8	吳沙	宜蘭縣礁溪鄉吳沙村育英路 79 號(吳沙國中)	325945.843	2742344.435
9	湯圍溝	宜蘭縣礁溪鄉德陽路 99 之 11 號(湯圍溝公園)	327171.665	2747062.465
10	古亭	宜蘭縣壯圍鄉古亭村古亭路 81 號(古亭國小)	329950.976	2740986.361
11	公館	宜蘭縣壯圍運動公園預定地(紅葉路與壯濱路交叉口附近)	332210.315	2737091.238
12	自強	宜蘭縣員山鄉中華村冷水路 51 號(勞委會職訓局)	313166.428	2731959.033
13	深溝	宜蘭縣員山鄉深溝村惠民路 266 號(深溝國小)	322338.600	2735579.297
14	同樂	宜蘭縣員山鄉新城路 84 之 4 號(同樂國小)	322814.713	2739950.104
15	順安	宜蘭縣冬山鄉順安村永興路二段 17 號(順安國小)	326363.043	2727985.288
16	武淵	宜蘭縣冬山鄉武淵村富農路二段 350 號(武淵國小)	330057.093	2728775.945
17	五結	宜蘭縣五結鄉五結村國民路 1 號(五結國小)	330057.330	2731668.543
18	中興	宜蘭縣五結鄉四結村中興路三段 67 號(中興國小)	327278.655	2732049.697
19	大錦閘	宜蘭縣五結鄉蘭陽溪出海口堤防邊	332885.832	2733709.723
20	大隱	宜蘭縣三星鄉大隱村大埔路 129 號(大隱國小)	321310.426	2729412.187
21	三星	宜蘭縣三星鄉三星路五段 86 號(三星國小)	314969.382	2729280.662
22	紅柴林	宜蘭縣三星鄉紅柴林堤防邊	316733.283	2732419.735
23	大洲	宜蘭縣三星鄉大洲村上將路二段 500 號(大洲國小)	322738.358	2732132.750

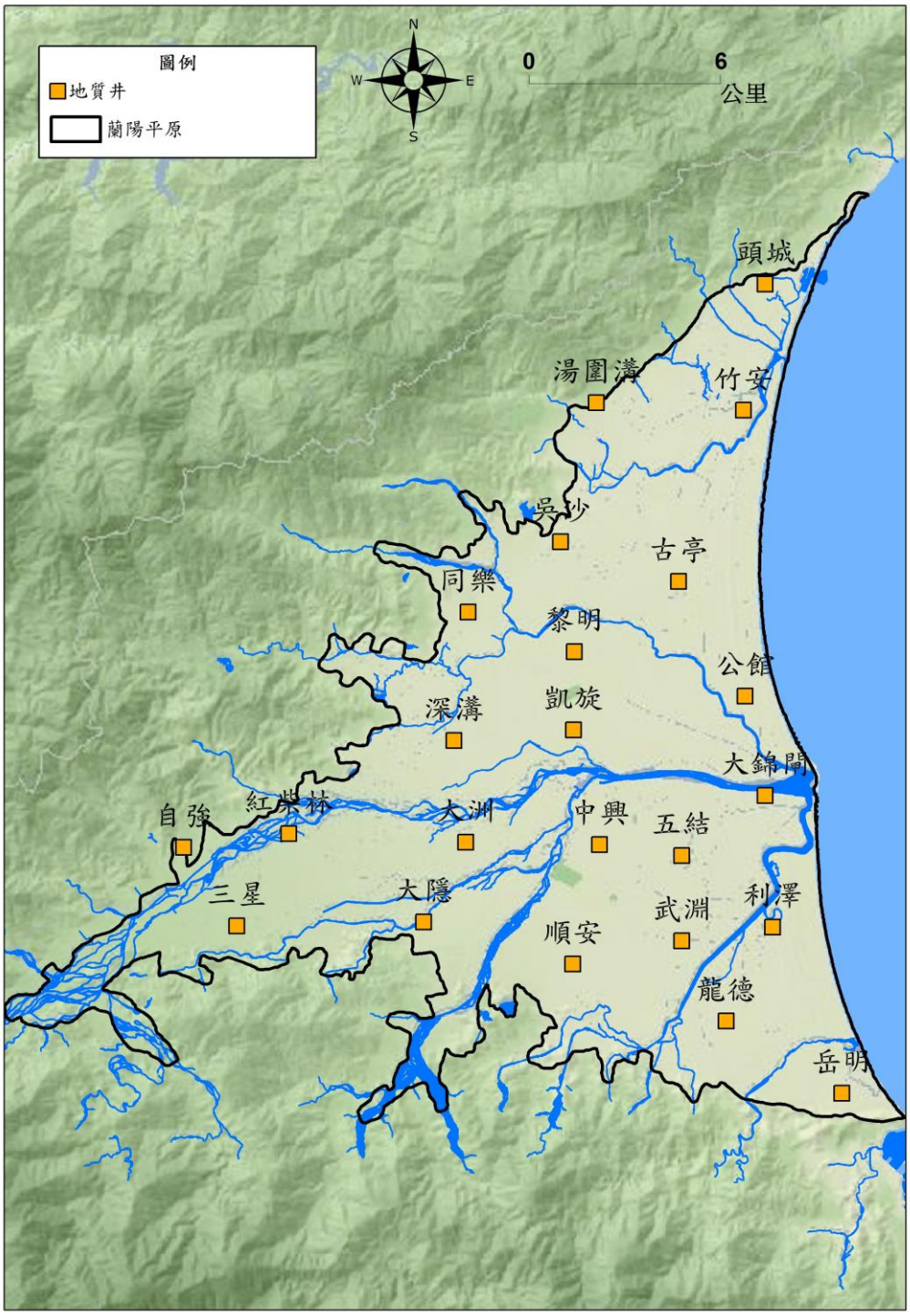


圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖

(五) 水文地質剖面

中央地質調查所之台灣地區地下水觀測網第二期計畫蘭陽平原水文地質架構(2012)，依據岩心鑽探資料、地球化學調查與其他調查結果，繪製六幅水文地質剖面，如圖 1.2-8 至 1.2-13 所示，依序描述蘭陽平原北側、蘭陽溪北岸、蘭

陽溪南岸與蘭陽平原南側共四幅，以及南北向剖面包含扇央平原與扇尾平原兩幅，分別敘述如下：

1.蘭陽平原北側剖面：主要共同補注區紅柴林以東。共同補注區邊界在紅柴林與深溝之間，深溝以西為非共同補注區。湯圍溝為得子口溪扇。

2.蘭陽溪北岸剖面：主要共同補注區紅柴林以東。共同補注區邊界在紅柴林與深溝之間。大洲為過共同補注區邊界。深溝以西為非共同補注區。

3.蘭陽溪南岸剖面：主要共同補注區三星以東。共同補注區邊界在三星與中興之間。大洲為共同補注區邊界。中興以西為非共同補注區。

4.蘭陽平原南側剖面：主要共同補注區大隱以東。共同補注區邊界在大隱與順安之間。順安以西為非共同補注區。

5.蘭陽扇央平原剖面：蘭陽溪沖積扇中段，最深部為末次冰期礫石堆積。10000 年左右進入海相泥層，而後隨著沖積扇的向外堆積作用，先逐漸變淺為海岸砂丘環境，最後形成現生的扇尾氾濫平原沉積相。

6.蘭陽扇尾海岸剖面：較深部以海相地層以及泛濫平原為主，隨著蘭陽溪沖積扇向外加積作用，成為現生交接海岸的海濱砂灘、砂壩或砂丘群。

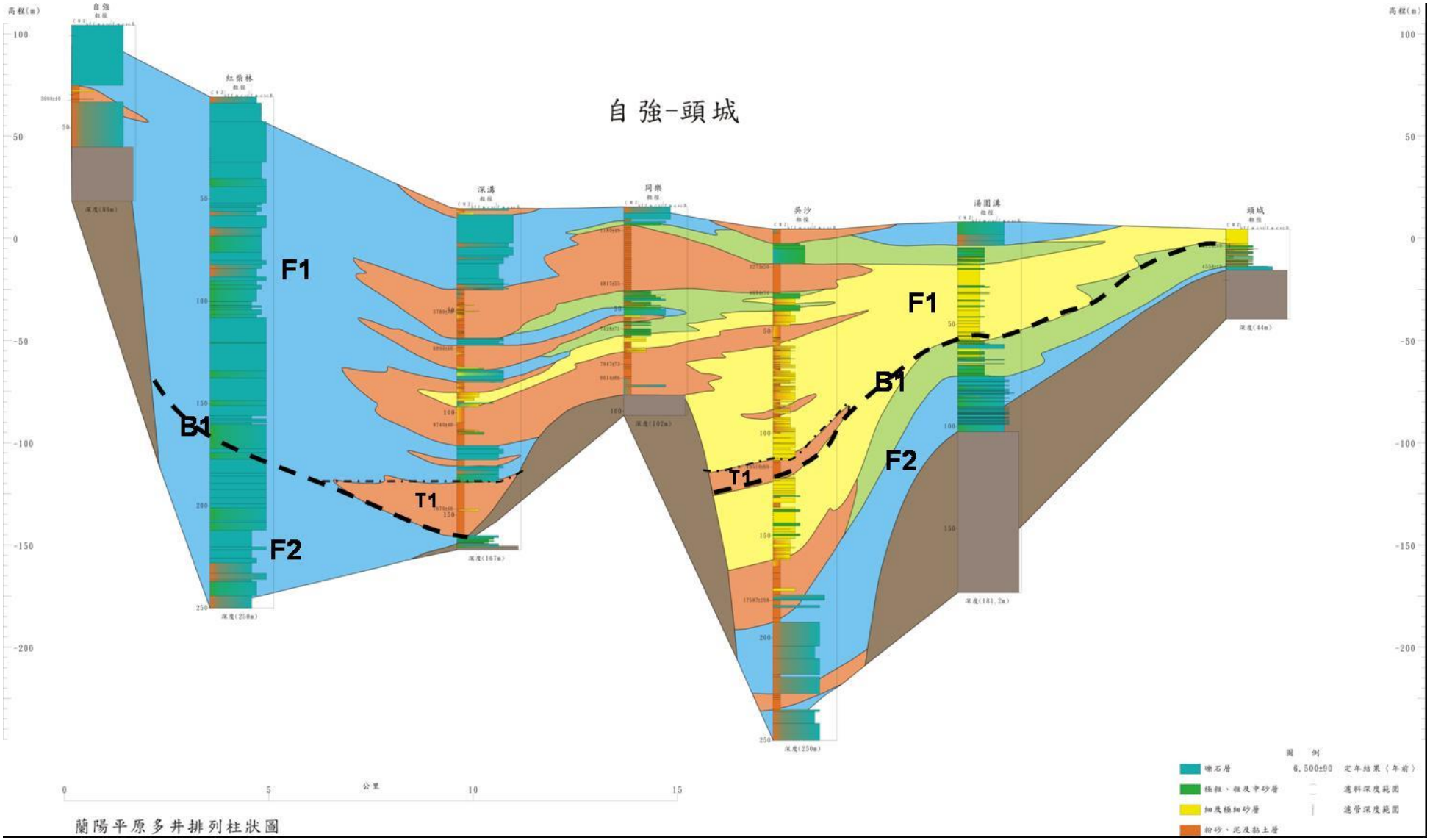
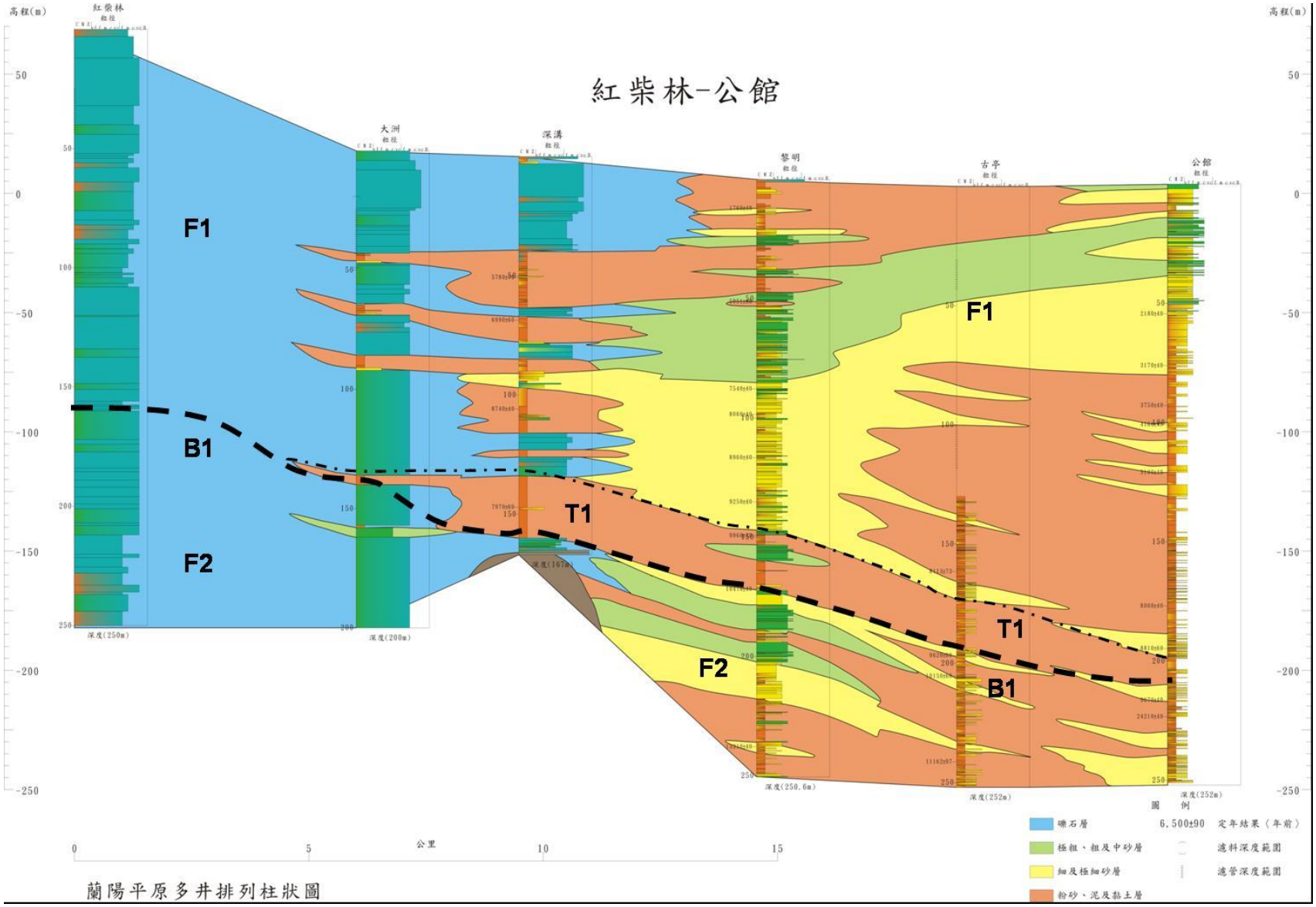


圖 1.2-8 水文地質剖面圖(自強-頭城)



蘭陽平原多井排列柱狀圖

圖 1.2-9 水文地質剖面圖(紅柴林-公館)

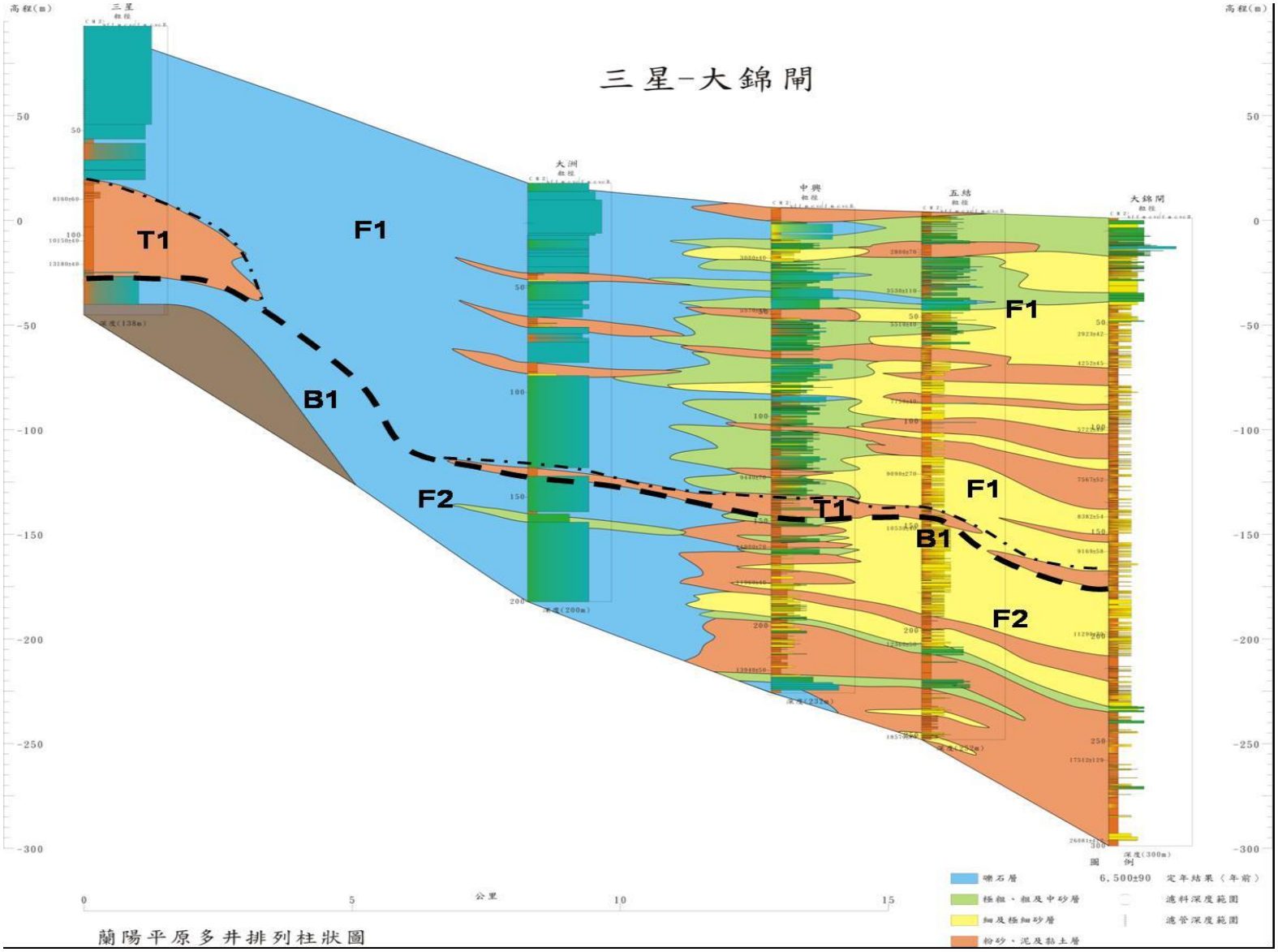


圖 1.2-10 水文地質剖面圖(三星-大錦閘)

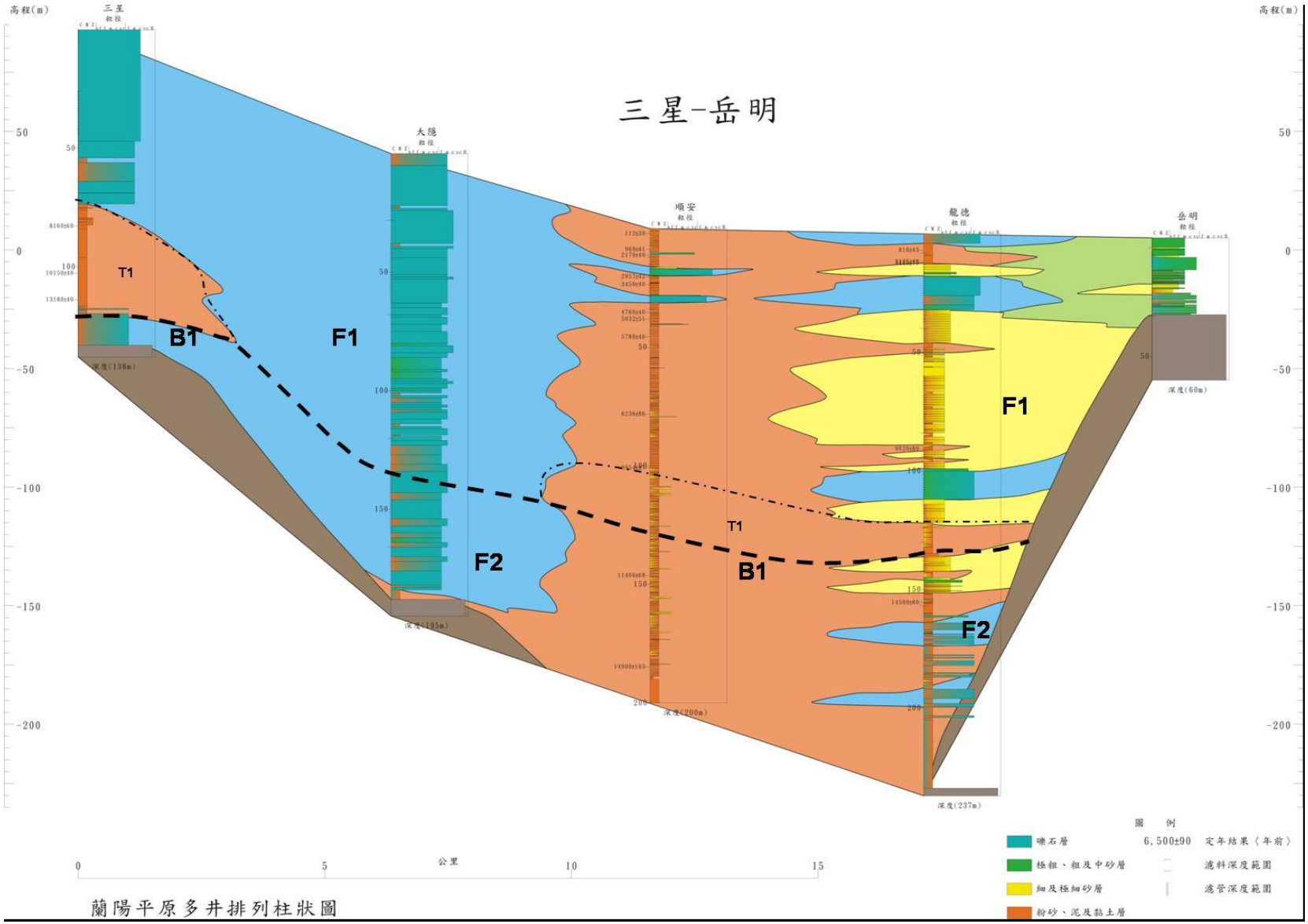


圖 1.2-11 水文地質剖面圖(三星-岳明)

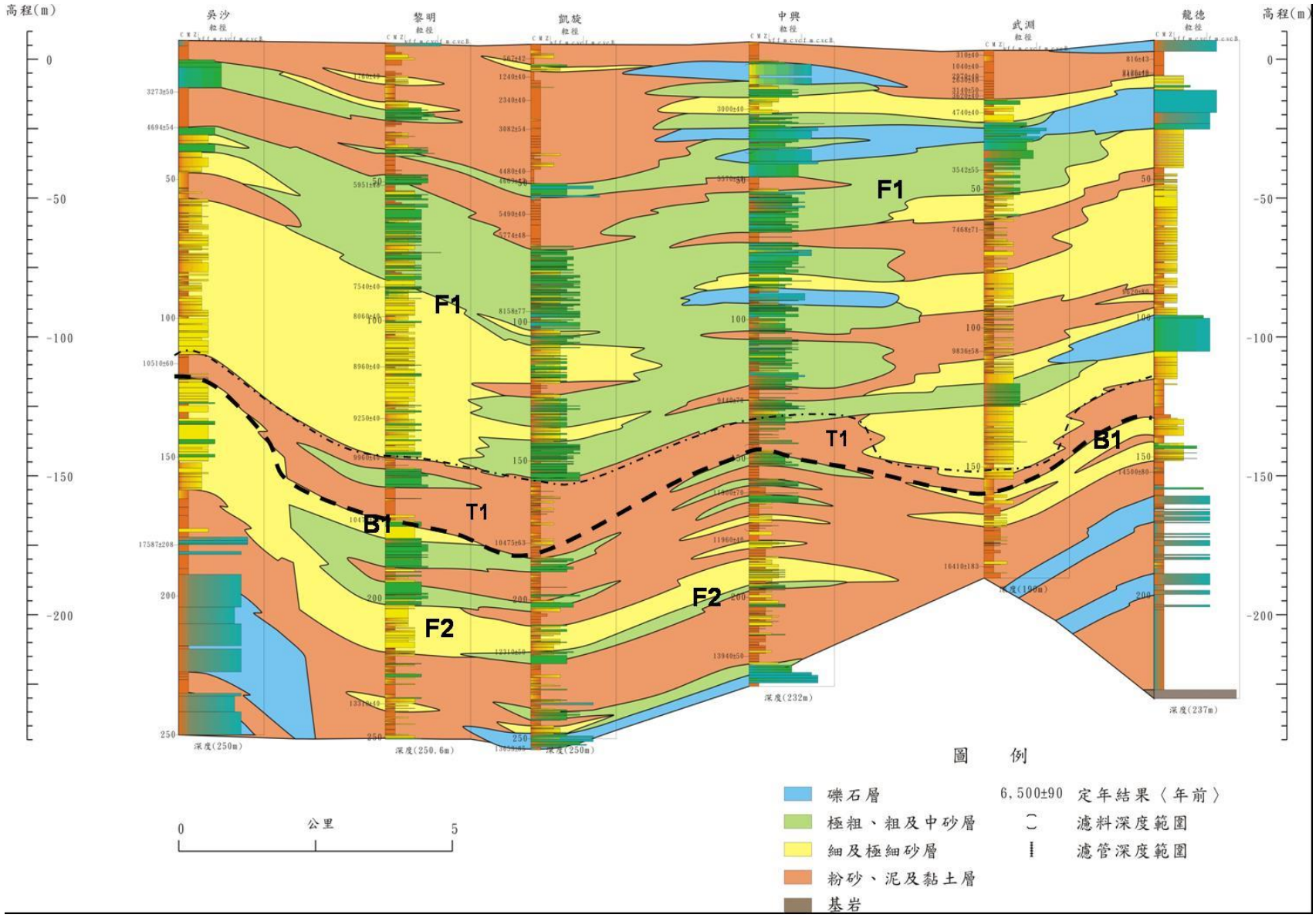


圖 1.2-12 水文地質剖面圖(吳沙-龍德)

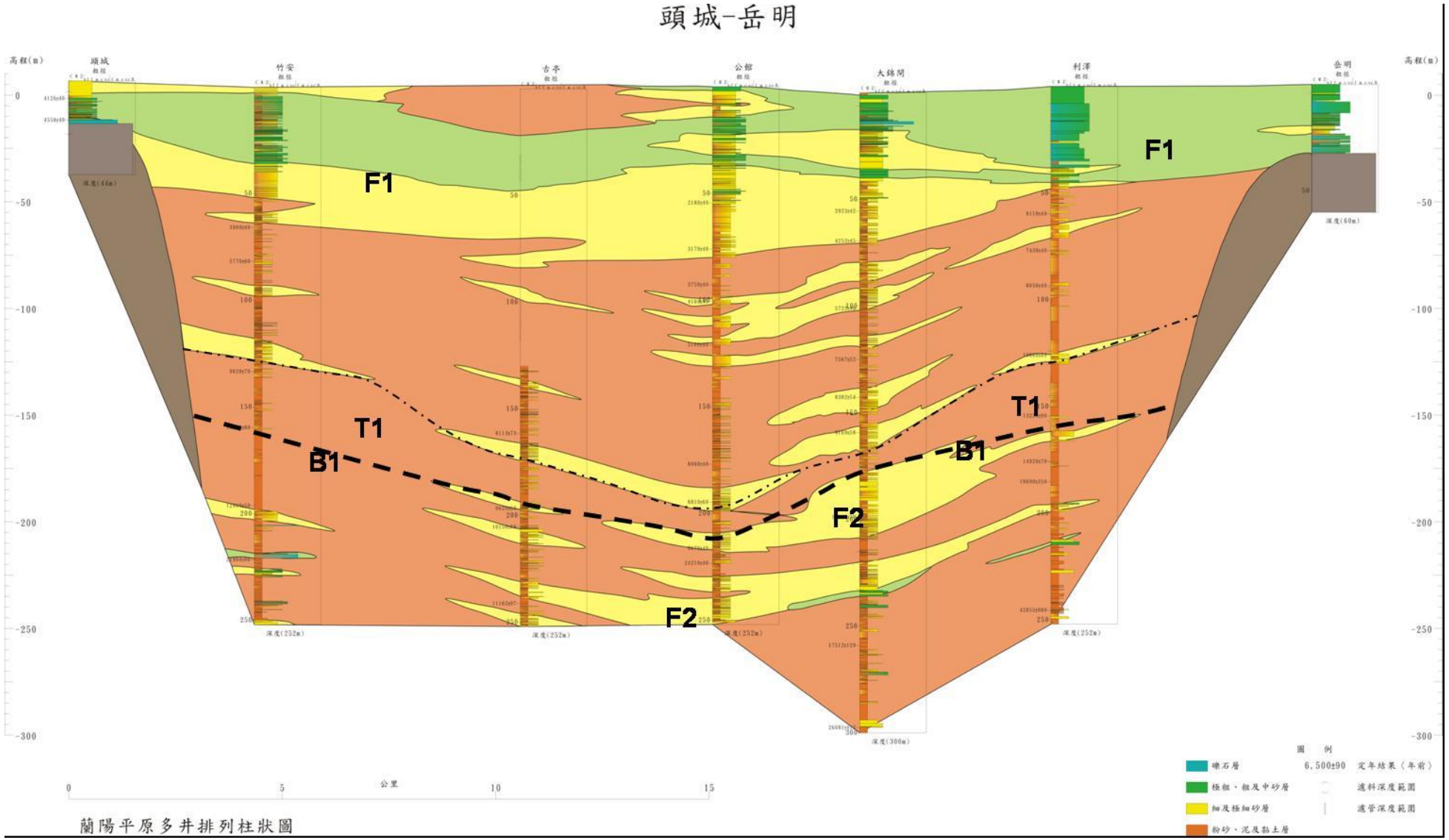


圖 1.2-13 水文地質剖面圖(頭城-岳明)

(六) 水文地質參數

表 1.2-4 為蘭陽平原觀測井之水文地質參數表，在透水係數的部分，以宜農(1)、頭城(1)、礁溪(1)、二龍、大福(1)、公館、同樂、冬山(1)與三星等站透水性較佳，透水係數大於 50(m/day)以上。

表 1.2-4 蘭陽平原水文地質參數列表

井號	井名	儲水係數(-)	透水係數(m/min)	井號	井名	儲水係數(-)	透水係數(m/min)
02010111	宜農(1)	-	0.0401	02060411	公館	-	0.043
02010121	宜農(2)	-	0.003	02070111	內城	-	2.16
02030111	岳明國小(1)	-	0.003	02070211	自強國小(1)	-	0.0015
02030211	利澤(1)	-	0.0126	02070411	同樂	-	0.0562
02030221	利澤(2)	-	0.0011	02080111	冬山(1)	-	0.1275
02030311	龍德(1)	0.00216	0.024	02080121	冬山(2)	-	0.072
02030321	龍德(2)	0.000521	0.00313	02080311	順安	-	0.031
02030331	龍德(3)	0.000196	0.0126	02090111	五結(1)	-	0.00815
02030341	龍德(4)	0.000428	0.002	02090121	五結(2)	-	0.108
02040111	頭城國小(1)	-	0.0597	02090131	五結(3)	-	0.00197
02050111	礁溪(1)	-	0.047	02090141	五結(4)	-	0.00287
02050211	吳沙(1)	-	0.029	02090211	中興(1)	-	0.00815
02050221	吳沙(2)	-	0.029	02090221	中興(2)	-	0.0299
02050311	二龍	-	0.047	02090231	中興(3)	-	0.0081
02060111	大福國小(1)	-	0.04775	02090241	中興(4)	-	0.01
02060211	壯圍(1)	-	0.592	02100111	大隱(1)	0.00146	0.0243
02060221	壯圍(2)	-	0.0002	02100121	大隱(2)	0.0002	0.0103
02060231	壯圍(3)	-	0.0001	02100211	三星	-	0.0777
02060311	古亭(1)	-	0.0138	02100311	大洲(1)	-	0.0243
02060321	古亭(2)	-	0.000389	02100321	大洲(2)	-	0.104

1.3 計畫工作項目及內容

102(本)年度，主要工作項目及內容概述如下：

(一) 彙整歷來水文地質、地下水和水文資料及成果，並加以評估，做為補充調查工作規劃之基礎。

(二) 地球物理補充調查：

1.蒐集地球物理探勘資料：整理蘭陽平原現有探勘深度在地下水區岩層基盤以上之近地表地球物理探勘資料，包括淺層震測、深層震測、控源大地電磁方法，對於地下水區沉積層與水文地質層序之結構，提供初步之分析對比資

料，由於資料分散各處，缺乏系統性整理，因此計畫收集所有相關之研究資料重新分析整理，即可對區域水文地質有初步了解。

2.一維地電阻補充調查：進行一維地電阻區域探測工作，蘭陽平原地下水區預計進行約 20 站之大展距(500 公尺)一維地電阻探測工作，預計可達測深約 100-150 公尺左右，期能了解地下水區 100-150 公尺深之水文地質架構情形，並與其它地球物理資料進行比對，檢討地下水補注區可能範圍，作為二維地電阻施測規劃依據。

3.二維地電阻調查與淺層水文地質架構檢討：應用二維地電阻沿蘭陽平原地下水補注區可能範圍附近進行詳查，完成二維地電阻探測，測線總長度至少在 4000 公尺以上，預計可達測深約 50-60 公尺左右，並據以檢討主要補注區範圍與水文地質架構，提供劃定地質敏感區邊界之重要控制點。

4.現地重力量測調查與分析：藉由絕對重力量測儀器，於蘭陽平原主要補注區可能範圍內，選定合適場址，分別在豐枯兩季時量測地球重力場變化，藉由豐枯水季間重力變化，推估研究區域含水層之比出水量 Sy 值(Specific yield)。

(三) 地球化學補充調查

1.地面及地下水水質採樣與分析：針對蘭陽平原進行河流及灌排渠道之水質採樣與分析以了解補注水之水質；地下水之水質採樣與分析以了解地下水之水質及整理歷年地下水之水質數據，分析其區域地下水之地化特性。地下水是否含有溶氧及硝酸鹽，也可作為補注流徑的參考及作為判釋地下水補注區分布範圍之依據。蘭陽平原地下水區預計完成雨水 2 個、地面水 10 個及地下水 40 個調查點的水質分析（項目：溫度、導電度、溶氧、硝酸鹽等 17 項）(如表 1.3-1)。

2.地下水溫度剖面調查：調查蘭陽平原地下水觀測井的溫度剖面，推算地溫梯度，以提供地下水流向變化的瞭解。

3.綜整蘭陽平原水文地質調查資料及蒐集氚濃度分析資料，描述區域性水文地質及水質特性。

表 1.3-1 水質分析項目

	項目		項目		項目		項目
1	導電度	6	鹼度	11	鈣	16	錳
2	溫度	7	氯	12	鎂	17	硫化物
3	pH	8	硫酸根	13	氨氮		
4	氧化還原電位	9	鈉	14	硝氮		
5	溶氧	10	鉀	15	鐵		

(四) 地下水補注區及水平衡評估

1.現有資料蒐集：蒐集蘭陽平原地下水區既有之水文地質調查、地質鑽

探、地下水位、地下水水質、土地利用、雨量、地表地形及河川水系等資料，以作為劃定研究區域主要地下水補注區，及建置地下水流數值模式之參考。並將對地下水區之已有地下水位觀測資料進行全面性的校正與補遺。

2.水文地質資料庫建置與三維水文地質模型建立：建置蘭陽平原地下水區之水文地質資料庫；整合既有之鑽探資料、歷年觀測水位資料、水質資料與水溫剖面等，及新補充調查之二維地電阻與水質結果，概念劃分蘭陽平原之水文地質架構；以前述概念化之水文地質架構，建立出蘭陽平原各種土層之三維數值模型，展現蘭陽平原在不同視角下之二維屏狀水文地質架構；建立水文地質參數之三維空間分布模型。

3.蘭陽平原地下水補注區劃設：觀察前述建置之三維水文地質模型，劃設蘭陽平原地下水補注區。

4.蘭陽平原區域地下水資源量評估：以地下水水位歷線法，分析地下水觀測網水位資料，搭配前述水文地質參數之三維空間分布，推估研究區域之水資源蘊藏量變化，以及地下水補注量及抽水量。

5.蘭陽平原地下水流數值模式建置：以前述之水文地質架構之數值實體模型與參數之三維空間分布為基礎，建立MODFLOW地下水數值模式。並以長期地下水位觀測資料為目標，微調地下水系統完成地下水流數值模式之建置，呈現研究區域之地下水流概況。

6.主要補注區對區域地下水量與水質之影響分析：以地下水量與水質數值模式為基礎，除了探討主要補注區補注量之變化對區域地下水量之影響外，同時將進一步模擬若主要補區受汙染，則受汙染之地下水長期可能散佈的範圍，綜合此水量與水質分析，可凸顯主要補注區之保育對地下水資源永續經營之重要性。

第二章 國內外相關研究文獻回顧

本計畫乃利用地球物理及地球化學調查，增加對各區域水文地質架構之探討，進而針對地下水補注區進行劃定，並應用如地電阻或重力量測方法推估地質參數，以配合後續之地下水歷線法等數值方法評估地下水補注量及抽水量。

2.1 地下水補注區或管制區劃定相關文獻

(一) 國外相關文獻

國外對於地下水補注區或管制區劃定之相關文獻主要有美國華盛頓州「重要含水層補注區」（Critical Aquifer Recharge Area, CARA）及喬治亞州的「地下水補注區」（Groundwater Recharge Area District, GRAD），其內容詳述如下。

1.美國華盛頓州「重要含水層補注區」

美國華盛頓州「重要含水層補注區」，乃為保護地下水飲用水源之水質與水量而設。法源依據為「成長管理法」（Growth Management Act），立法之主要理由為汙染前之保育比汙染後之清除省錢，美國環保署估計汙染後之清除費比汙染前之保育費用高 5 至 200 倍(USEPA, 1995)。

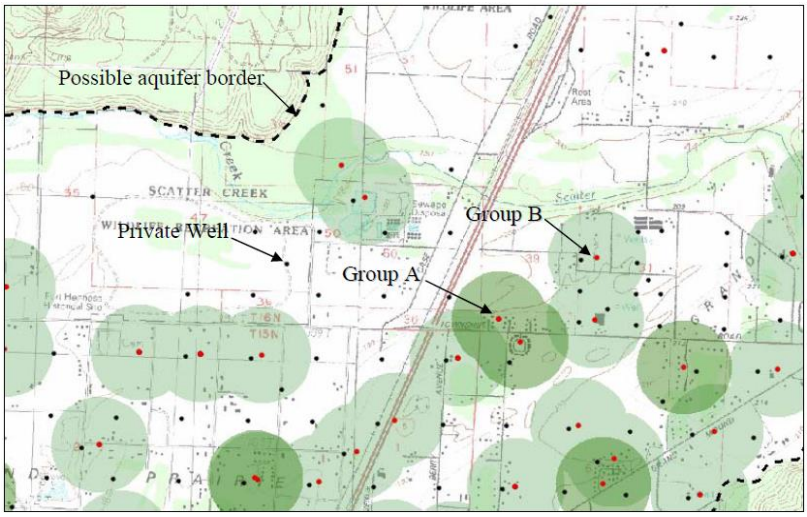


圖 2.1-1 辨別標示出井頭保護帶

「成長管理法」明訂各地方政府必需劃設「重要保護區」（Critical Areas），其對「重要含水層補注區」（CARA, Critical Aquifer Recharge Area）定義為：該地為飲用水源之含水層補注區域(Areas with a critical recharging effect on aquifers used for potable water）。

該含水層及補注區劃設可經由水文地質調查為之。保護標的不只是水質，尚包括補注水量，其措施如禁止混凝土鋪面，以避免減少降雨入滲量。保護優

先次序主要考量使用現況及未來需求，主事者需親自調查該區現有水井，並衡量未來開發需求，以訂出保護優先次序。以下為美國重要地下水資源保護步驟(Morgan, 2005)：

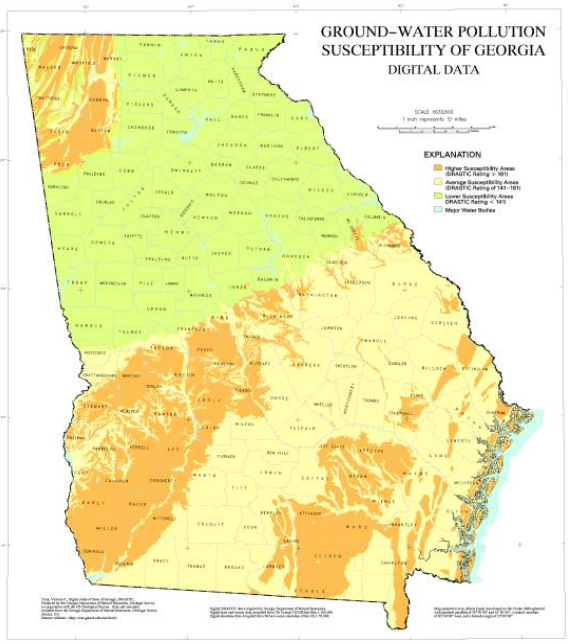


圖 2.1-2 美國 Georgia 州之污染敏感圖及華盛頓州

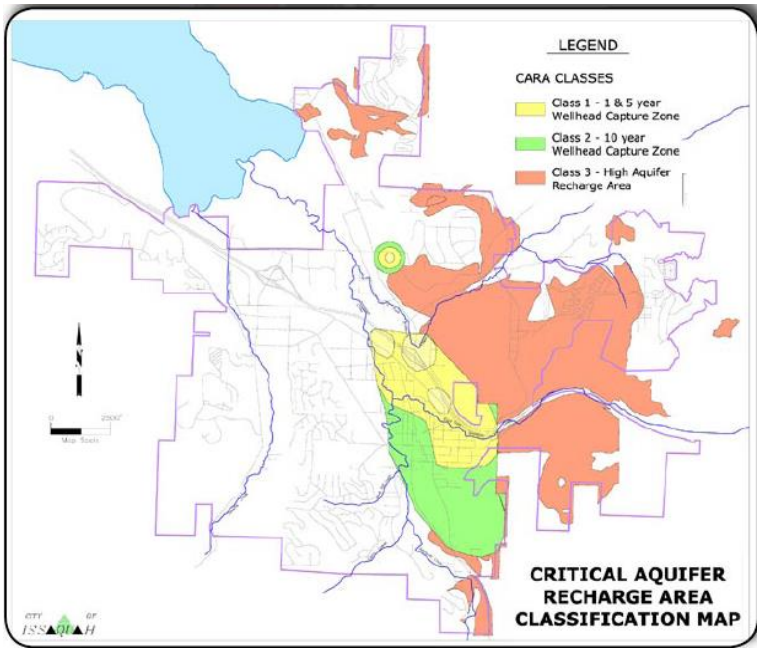


圖 2.1-3 Issaquah 市之重要地下水補注保護區劃設

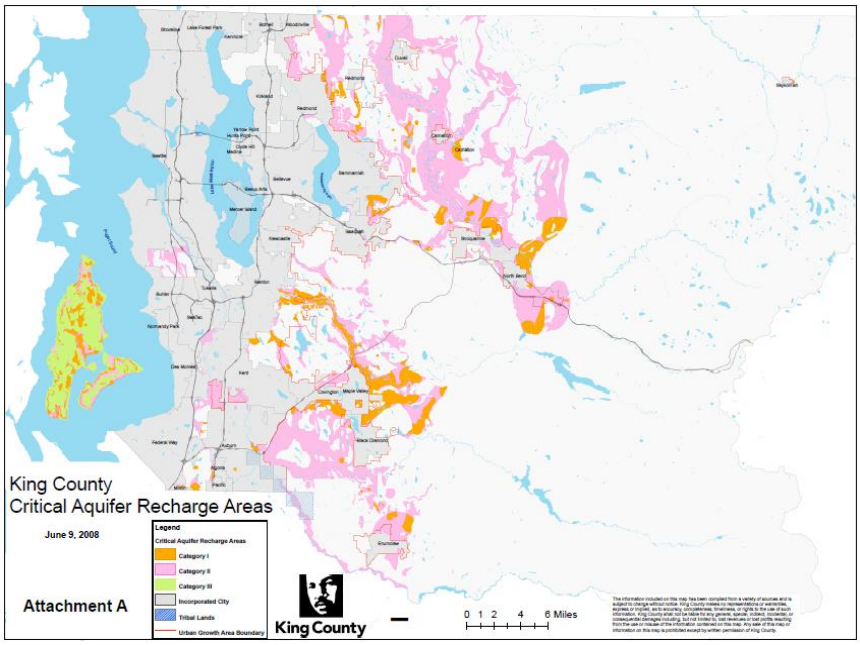


圖 2.1-4 美國華盛頓州 King County 之重要地下水補注保護區劃設

資料來源:http://www.kingcounty.gov/environment/waterandland/groundwater/maps-reports/maps.aspx

(1)辨別（Identify）：調查何處擁有可用之地下水資源，現今地下水井分布及其使用情形，以及水資源現況與含水層分布。調查後針對飲用水水井，標出井頭保護帶，而井頭保護帶（Wellhead Protection Zones）即為一緩衝帶，在該水井為中心之某半徑範圍內設立保護帶。依水井之重要性，以半年、一年、五年、十年的緩衝時間設立保護範圍。其緩衝時間即為保護帶外之污染進入含水層後，移動至水井所需之時間(USEPA, 1989)。如圖 4.1-1 所示，圖中紅點為飲用水井、綠圈為井頭保護帶。依據美國「安全飲用水法」（SDWA, Safe Drinking Water Act）規定，需調查飲用水源附近之潛在污染源（Potential contamination sources）。並將公有井列為第一順位保護，而私有井（家戶使用）也加以保護。

(2)污染敏感度（Susceptibility）：指自然條件是否容易受到污染，例如地下水面、土壤層、含水層、不透水層的分布及水文參數等。區域性的地下水污染敏感圖通常可用 DRASTIC 方法產生，如圖 4.1-2 所示。

(3)調查（Inventory）已知可能污染源：例如油槽、工廠、洗衣店、農業活動等。

(4)污染潛勢（Vulnerability）：指人為潛在污染源及自然條件加總之污染潛勢。

(5)劃設（Designate）重要含水層補注保護區：在地圖上明確標示範圍，如：潛在的污染區、含水層範圍及性質、飲用水源水井，並綜合說明劃設此區對飲用水源之重要性。如圖 4.1-3 所示，圖為美國華盛頓州 Issaquah 市之重要地下水補注保護區，將保護區分成三類：第一區為 1-5 年的井頭保護區、第二區為

10 年的井頭保護區、第三區為高補注區。

(6)保護（Protect）：依各地方政府行政，進行登記、管制、檢查、處罰等作為。

(7)確實執行（Ensure）保育管理計畫。

(8)水量管理：除飲用水之抽用，應維持河川基流量，以保護河川生態。

於地方政府的執行層面，其保護區劃設以華盛頓州 King County 為例，如圖 2.1-4 所示，為「重要地下水補注保護區」的分布圖（King County, 2010）。所有位於第一區及第二區的工商業，持有一定數量以上的危害化學物質，需擬定 BMP（Best Management Practice）計畫，載明化學物質的清單、處理方法、儲存方法、廢棄方法等（City of Issaquah, 2009），以利地下水保護及計畫執行。

2.喬治亞州的地下水補注區

美國喬治亞州的地下水補注區屬於水資源保護區（Water Resource Districts）的一部份。該州的水資源保護區分為四類：地下水補注區、濕地、水源集水區、河流（Georgia Department of Natural Resources, 2010）。其中地下水補注區的劃設，主要依據喬治亞自然資源部的第 18 號水文圖（Hydrological Atlas 18, 1989 Edition），根據圖上的補注範圍，如圖 4.1-5 所示，再依據第 20 號水文圖－地下水污染敏感圖(Groundwater pollution susceptibility map)，將地下水補注區分成三類：高危險、中危險及低危險。惟此兩幅圖因比例尺太小，實際上地方政府在執行時，有時邊界並不清楚，州政府建議有疑問時（引起爭議時），地方政府應尋求專業水文地質師進行補查。

以下為該州地下水補注區之土地使用法規（Georgia Department of Natural Resources, 2010）：

(1)地上油槽及化學槽，超過 660 加侖，需有預備的空槽（萬一偵測到洩漏時、可緊急接替）。

(2)農業廢棄物掩埋場需有不透水材料襯墊。

(3)社區需設污水道及污水處理設施。

(4)社區若沒有自設污水處理設施，需將污水送至公有污水廠處理。

(5)污水處理若不合規定，不得核發建照。

(6)危害物的定義依據 Resource Conservation and Recovery Act 第 312 條規定，當持有危害物（hazardous materials）超過一萬磅時，需鋪設不透水材料襯墊，並通過防洩漏及防火之法規。

(7)新設污水廠需鋪設不透水材料襯墊。

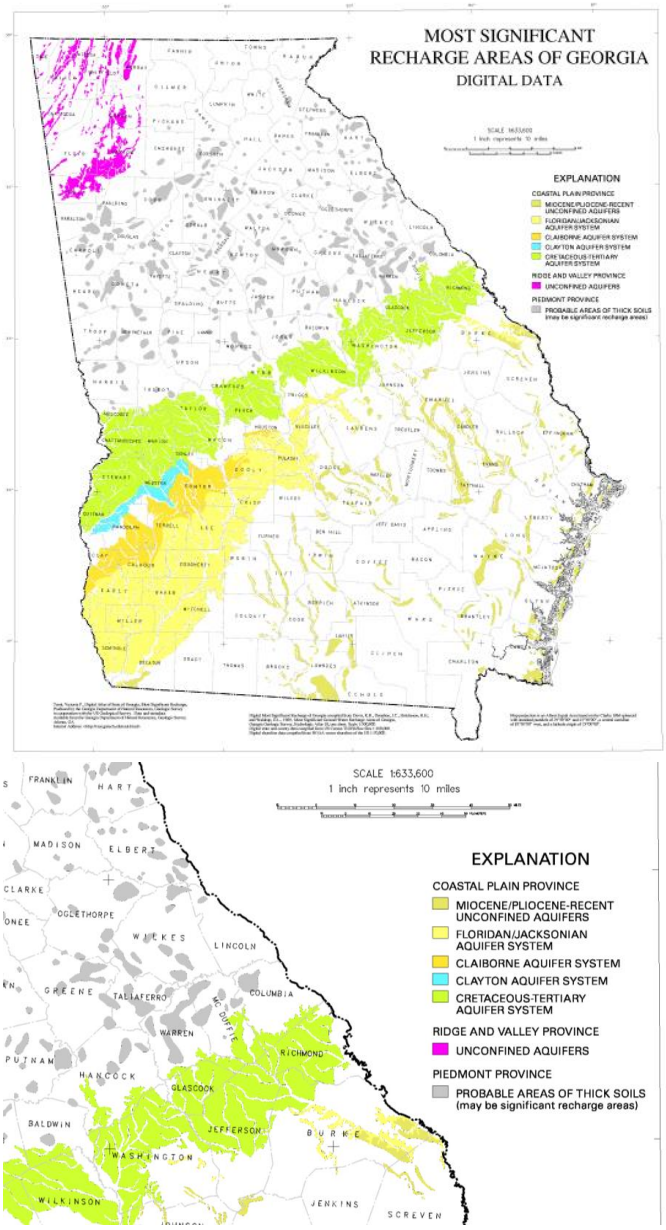


圖 2.1-5 美國喬治亞州的地下水補注區及局部放大圖

數值圖來源： http://csat.er.usgs.gov/statewide/layers/recharge.html

(二) 國內相關文獻

國內在地下水相關補注區或管制區劃定之研究，則有經濟部主辦之「台灣地區地下水觀測網整體計畫」，而在其第一期計畫之濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告(1999)及屏東平原水文地質調查研究總報告(2002)中，皆以水文地質剖面分析的方式劃分地下水補注區，意即該補注區之劃分僅依水文地質構造劃分，並未考量行政區域等因素。江崇榮(江崇榮, 黃智昭, 陳瑞娥, & 費立沅, 2004)建議當正式劃定保護區時，應由主管機關再確認其實際及可行之範圍，必要時可進行水文地質補充調查，以提高保護區界線之精確度。另外地下水管制區劃分方面，經濟部水利署於民國 94 年 12 月 12 日公佈「地下水管制區劃設作

業規範」，該規範加入行政區域之考量，其劃分地下水管制區邊界之規則如下：

1. 以水利署最新版臺灣地下水資源圖之地下水區為基準，輔以中央地質調查所最新地質圖之主要含水層分布區域及最新版臺灣活動斷層分布圖之斷層位置相關資料，綜合評量得到地下水管制區之檢討線。

2. 檢討線通過之地段，該地段於檢討線內之面積達該地段總面積百分之五十以上者，以該地段在檢討線外之邊界劃定為地下水管制區劃設邊界，未達百分之五十者，則以該地段在檢討線內之邊界劃定為地下水管制區劃設邊界。

中央地質調查所於民國 98 年至 101 年主辦之「臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估_地下水補注潛勢評估與地下水模式建置計畫」，則透過二維地電阻施測、水質地化調查及鑿井試驗等方法，補充調查基礎資料，搭配補注潛勢分析成果，分別對濁水溪沖積扇及屏東平原評估出重要補注區範圍，並以地下水水位歷線法與地下水流數值模式等分析工具，量化評估進出濁水溪沖積扇及屏東平原地下水系統各種量值，最後應用地下水流與水質模式，分析補注區對整體地下水水量及水質影響。

2.2 地下水資源評估

本計畫整理各地區水文地質參數並配合數值模式，推估蘭陽平原、台北及台中盆地、花東縱谷地區之地下水補注量，其相關的研究如下：

(一) 蘭陽平原

地下水補注量：水資會（民國 72 年）曾推估蘭陽平原地下水補注量為每年 1.20 億噸，能邦公司（民國 89 年）以一維垂向水平衡法估算其值約為每年 3.04 億噸，中興公司（民國 91 年）則以數值模擬估算之補注量約為每年 2.6 億噸。

地下水抽取量：水資會曾於民國 81 年依當時的用水量數據，估算蘭陽平原的地下水抽取量為 1.83 億立方公尺。中興工程顧問公司（民國 91 年）以數值模擬推估之抽水量約為每年 2.1 億噸，大部分用水皆集中於第一含水層抽取，其抽取量佔整個沖積扇九成以上。

(二) 台北盆地

補注量：前水資會（民國 72 年）曾推估為每年 1.5 億立方公尺，能邦公司（民國 89 年）以一維垂向水平衡法估算其值平水年約為 0.51 億立方公尺，而李振誥等（民國 91 年）分析基隆河、新店溪與大漢溪三上游支流對臺北盆地地下水補注貢獻量，推估其年補注量約 1.20 億立方公尺。之後李振誥等（民國 92 年）指出應用數值模式率定出臺北盆地的地下水年補注量約 1.46 億立方公尺。

地下水抽取量：水利署（前水資會）曾於民國 81 年依當時的用水量數據估

算臺北盆地的地下水抽取量為 0.86 億立方公尺，惟自實施地下水管制後，除近盆地周圍地勢較高地區（如溫泉區），近年來已禁止抽取地下水。

(三) 台中盆地

補注量：水利署(前水資會)於 72 年曾推估臺中地區地下水補注量為每年 3.79 億噸，能邦公司（民國 89 年）則以一維垂向水平衡法估算其值約為每年 5.55 億噸。

地下水抽取量：水利署(前水資會)於民國 81 年依當時的用水量數據估算臺中地區的地下水抽取量為 3.69 億立方公尺。

(四) 花東縱谷地區

補注量：水利署(前水資會)於 72 年曾推估花東縱谷平原地下水補注量為每年 2.50 億噸，能邦公司（民國 89 年）則以一維垂向水平衡法估算其值約為每年 3.52 億噸。

地下水抽取量：地下水抽取量水資會曾於民國 81 年依當時的用水量數據估算花東地區的地下水抽取量為 2.13 億立方公尺。

2.3 水文地質架構建置與相關調查方法

本計畫將藉由綜整各區域之水文地質調查資料及蒐集氚濃度分析資料，用以描述區域性水文地質及水質特性。在蘭陽平原水文地質架構的相關研究中，陳文山(陳文山 et al., 2000)探討沉積物與沉積環境分析及地層對比研究-蘭陽平原；陳文山等人(陳文山 et al., 2004)利用沉降環境的山麓河谷地形特性，探討台北盆地、蘭陽平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係；陳文山(2011)探討全新世臺灣古沉積環境變遷-蘭陽平原為例；邱詠恬 (邱詠恬, 2008)利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形；康竹君等人(康竹君、張翠玉、李建成, 2008)討論蘭陽平原的構造活動特性；張瑞津等人(張瑞津 et al., 1995)則針對蘭陽地區沖積扇的地形學進行研究；鄭屹君(鄭屹君, 2009)分析蘭陽平原古沉積環境；蘇品如等人(蘇品如、紀宗吉、曾俊傑、黃國榕, 2009)分析宜蘭蘭陽溪下游井下岩心沉積環境；謝孟龍(謝孟龍, 2006)以曾文溪及蘭陽溪平原岩心紀錄的檢視，比較台灣山脈晚冰期及後冰期之侵蝕速率；Liu(Liu, 1995)與 Sibuet (Sibuet, Deffontaines, Hsu, & Thareau, 1998)則探討蘭陽平原與沖繩海槽的關係。

地下水數值模式常被用於地下水資源量之推估，其中透水係數與導水係數為模式之主要輸入參數(Singh, Singh, & Singh, 2005) (Sikandar & Christen, 2012a)，因此參數資料的密度與精度將影響後續之分析結果。然而，傳統上水力參數大都需以抽水試驗等方法求得，而求得之參數值代表範圍僅為有限的局部區域。此外，抽水試驗需搭配鑿井等侵入式作法，成本較高且耗時，因此不

易大量進行，故通常僅能取得有限之水文地質參數資料，水文地質參數在空間密度的不足，將增加地下水系統模擬之不確定性(Soupios, Kouli, Vallianatos, Vafidis, & Stavroulakis, 2007)。為增加水文地質參數之空間密度，本計畫將以地電阻現地量測或重力量測等非侵入式調查，增加水文地質參數之空間密度，分別說明如下：

(一)應用地電阻現地量測方法於地下水管理

由於含水層之水力特性與電學特性，皆與土壤岩性與孔隙構造相關(Kelly, 1977; Mazac et al., 1985; Huntley, 1986; Mazac et al.,1988; Boerner et al., 1996; Christensen and Sorensen,1998; Rubin and Hubbard，2005; De Lima et al., 2005; Niwaset al., 2006)，因此地電阻量測結果的變化，亦可呈現水力參數的變化，故本研究以地電阻量測結果為依據，進行水力參數推估，以提高水文地質參數之空間密度。

地表地電阻法原先為石油探勘的技術之一，其原理為藉由電流流經地層，探測地層電阻率之變化，掃描並掌握地下狀態。不少研究將其應用於含水層分佈(external geometry)及其內部構造(internal structure)之調查(Hickin, Kerr, Barchyn, & Paulen, 2009; Hubbard & Rubin, 2000; Mele, Bersezio, & Giudici, 2012; Purvance & Andricevic, 2000; Zarroca, Bach, Linares, & Pellicer, 2011)，例如礫石與砂之電阻率高於泥質地層，因此藉由地電阻量測結果，可釐清地層中礫石與砂之空間分佈(Beresnev, Hruby, & Davis, 2002; Danielsen, Dahlin, Owen, Mangeya, & Auken, 2007; Ortega, Benito‐Calvo, Porres, Pérez‐González, & Martín Merino, 2010; Taheri Tizro, Voudouris, & Basami, 2012)。近幾十年來，地表地電阻法更進一步地被應用於水文地質參數之推估(Mele et al., 2012; Park & Dickey, 1989; Sikandar & Christen, 2012a; Soupios et al., 2007)。

Archie (Archie, 1942)最早提出方程式來描述土體導電度、地下水導電度與土壤結構關係，其可適用於不含泥之飽和含水層，該方程式描述土體導電度、地下水導電度與地層結構因子(Formation factor)呈線性關係。此方程式常被應用於地下水位之探測及鑿井位置選取(Stephen K. P. and Stephen K. D., 1989)。然而，在實際含水層中，因土壤分佈為高度異質性，可能包含礫、砂、泥及混合之泥質砂岩或黏土砂等，因此該公式無法廣泛地應用於大多數之區域(De Lima & Niwas, 2000; Soupios et al., 2007)。由於泥質土壤本身亦導電，因此流經含泥地層時，地下水系統中的孔隙水與泥質材質，將為兩條並聯之導電路徑(Mele et al., 2012; Vinegar & Waxman, 1984)，後續研究將泥質導電路徑納入考量，擴充 Archie 方程式(Clavier, Coates, & Dumanoir, 1984; Sen, Goode, & Sibbit, 1988; Vinegar & Waxman, 1984; Waxman & Smits, 1968; Worthington, 1993)。前述 Archie 方程式與擴充型方程式，首先皆需推求地層結構因子(Formation factor)，

此因子為孔隙率、膠結係數及撓曲係數之指數函數，因此須先求得孔隙率才能得到地層結構因子。然而，並非所有研究區域皆有孔隙率資料，因此部分研究先忽略泥之影響，並以簡單的統計方法推求地層結構因子，如 Stephen and Stephen (1989)以地下水導電度為自變數，以土體導電度為應變數進行線性迴歸，而該回歸式之斜率即為地層結構因子之倒數；Niwas (Niwas, Tezkan, & Israil, 2011)與 Tizro(Taheri Tizro et al., 2012)亦忽略泥的影響，以地下水電阻值與土體地電阻值之比值作為地層結構因子，再由文獻資料歸納出該研究區域特性之膠結係數，推估孔隙率。Chukwudi(2010)與 Sikandar and Christen (Sikandar & Christen, 2012a)亦以相同作法推估地層因子，再將各點之地層結構因子與透水係數回歸求得關係式，因此之後僅需求得地層結構因子即可求得透水係數。Soupios (Soupios et al., 2007)以相同作法推估地層因子，再以地層因子倒數對地下水電阻值進行線性回歸，並將其截距定義為內部地層因子 (intrinsic formation factor)，再以此推估孔隙率，之後將孔隙率代入 Kozeny-Carman-Bear equation (Domenico & Schwartz, 1990)推求透水係數。然而前述文獻資料除了 Stephen and Stephen (1989)外，其餘之相關文獻皆忽略泥之影響，因此其地層結構因子將屬高估情況，而導致後續孔隙率與透水係數推估存在不確定性。前述文獻資料大都為實驗尺度或現地尺度之研究，甚少研究探討流域尺度之水力參數，有鑑於此，本計畫將考量泥之影響，發展流域尺度之水力參數推估方法並將其應用於四年之研究區域中。

(二)應用重力量測推估參數

重力場的時空變化受到許多機制的影響，包含潮汐、大氣壓力、地層變形與地下水的水文變化，當地下水體水量增減的多寡，將影響鄰近區域的重力場。Hasan(Hasan, Troch, Boll, & Kroner, 2006)於防空洞內應用超導重力儀，量測重力場之時序變化，該研究指出重力殘差變化，與飽和水位、未飽和含水量及降雨量具有高度相關，其中又未飽和含水量相關性最高。

除此之外，國外亦以重力量測應用於比出水量(S_y)之推估，Pool and Eychaner (1995)於美國亞利桑納州，於 1991 年 2 月至 1993 年 3 月共 5 個時間點量測重力值，比較重力變化與地下水位變化，推估區域之比出水量，其值介於 0.168 ~ 0.213 之間。USGS (1997)亦在美國亞利桑納州進行重力量測，於 1992 年 12 月至 1994 年 1 月共 5 個時間點量測重力值，該研究指出若岩性為河道沉積物，比出水量介於 0.15 ~ 0.34 之間；若岩性較為膠結，比出水量介於 0.07~0.18 之間。USGS (2003)於美國加州進行現地注水試驗，以重力變化與水位變化，分析注水造成之水位影響，該區域比出水量約為 0.13，單場注水可使得重力增加 66(micro-gals)。Christiansen 等人(2011)在研究區域同時量測地下水位與重力場的時空變化，同時藉由兩種觀測資料，建立系統之參數檢定。該研究指出，相

對於傳統僅以地下水位進行參數檢定，同時考量重力資訊可使參數檢定結果更敏感與準確。由前述文獻可知，應用重力量測資料推估比出水量為一可行之方法，本計畫將參考前述文獻，應用重力量測資料配合地下水數流值模式進行比出水量之推估。

第三章 資料蒐集及檢核

3.1 研究資料蒐集

為了對蘭陽平原進行補注區劃設及補注量推 估，本計畫蒐集蘭陽平原各項資料，如地下水位、雨量、儲水係數、透水係數及 GIS 圖層等相關資料，詳述如下。

(一) 地下水位、導水係數及透水係數資料

本計畫自蘭陽平原地下水觀測井建置及相關試驗報告中，蒐集位於含水層一(F1)、含水層二(F2)深度內地下水觀測井共 40 站之導水係數、透水係數、濾水管位置等資料，並由經濟部水利署水文水資源資料管理供應系統取得各井每日地下水位資料，整理如表 3.1-1、3.1-2 與 3.1-3 所示。其各井空間分佈圖如圖 3.1-1 與 3.1-2 所示。

表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表

井名	TMX	TMY	T(m^2/min)	K(m/min)	蒐集資料區段
宜農(1)	324620	2738165	0.6155	4.13E-02	2000~2012
宜農(2)	324620	2738165	0.0721	3.00E-03	2000~2012
岳明國小(1)	335500	2723634	0.036	3.00E-03	2000~2012
利澤(1)	333200	2729300	0.2274	1.26E-02	2000~2012
龍德(1)	332000	2725800	0.577	2.40E-02	2000~2012
龍德(2)	332000	2725800	0.0563	3.13E-03	2000~2012
頭城國小(1)	332900	2751100	0.7261	5.97E-02	2000~2012
礁溪(1)	329180	2745890	0.4	3.01E-02	2000~2012
吳沙(1)	325944	2742374	0.493	8.36E-03	2004~2012
吳沙(2)	325944	2742374	0.028	1.56E-03	2004~2012
二龍	328104	2744848	0.421	2.34E-02	2004~2012
大福國小(1)	331460	2744155	1.1461	3.76E-02	2000~2012
壯圍(1)	329122	2737853	0.3454	5.92E-01	2000~2012
壯圍(2)	329122	2737853	0.0043	1.36E-02	2000~2012
古亭(1)	329932	2741080	0.799	6.66E-02	2004~2012
古亭(2)	329932	2741080	0.007	3.89E-04	2004~2012
公館	332212	2737115	0.396	3.30E-02	2004~2012
內城	318685	2734452	2.9208	6.32E-02	2000~2012
自強國小(1)	313700	2732700	0.0264	1.47E-03	2000~2012
同樂	322822	2739979	0.175	1.94E-02	2004~2012
冬山(1)	329500	2725778	1.53	1.28E-01	2000~2012
冬山(2)	329500	2725778	1.4358	6.70E-02	2000~2012
順安	326363	2727985	0.0145	8.53E-04	2004~2012

表 3.1-1 含水層一(F1)地下水觀測井資料列表(續)

井名	TMX	TMY	T(m^2/min)	K(m/min)	蒐集資料區段
五結(1)	330000	2731600	1.6561	1.38E-01	2000~2012
五結(2)	330000	2731600	1.2975	1.08E-01	2000~2012
五結(3)	330000	2731600	0.0355	1.97E-03	2000~2012
中興(1)	327300	2732000	1.2903	4.30E-02	2000~2012
中興(2)	327300	2732000	0.8998	2.99E-02	2000~2012
中興(4)	327300	2732000	0.0603	1.01E-02	2000~2012
大隱(1)	321300	2729300	0.608	2.43E-02	2000~2012
大隱(2)	321300	2729300	0.2479	1.03E-02	2000~2012
三星	314970	2729321	0.658	3.66E-02	2004~2012
大洲(1)	322731	2732157	2.8	1.56E-01	2004~2012
大洲(2)	322731	2732157	1.88	1.04E-01	2004~2012

表 3.1-2 含水層二(F2)地下水觀測井資料列表

井名	TMX	TMY	T(m^2/min)	K(m/min)	蒐集資料區段
龍德(3)	332000	2725800	0.227	1.26E-02	2000~2013
龍德(4)	332000	2725800	0.0243	2.03E-03	2000~2013
利澤(2)	333200	2729300	0.0128	1.07E-03	2000~2013
五結(4)	330000	2731600	0.0688	2.87E-03	2000~2013
中興(3)	327300	2732000	0.0978	8.15E-03	2000~2013
壯圍(3)	329122	2737853	0.0001	8.68E-06	2000~2013

表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表

井名	井頂高程	濾水管位置
宜農(1)	6.6 公尺	井頂下 20.4 公尺至 35.5 公尺
宜農(2)	8.4 公尺	井頂下 110 公尺至 134 公尺
岳明國小(1)	5.1 公尺	井頂下 6.8 至 12.8 公尺、22 至 28 公尺
利澤(1)	4.0 公尺	井頂下 16.8 公尺至 34.8 公尺
利澤(2)	4.0 公尺	井頂下 159.5 公尺至 171.5 公尺
龍德(1)	6.6 公尺	井頂下 14.2 公尺至 38.2 公尺
龍德(2)	6.6 公尺	井頂下 60.8 公尺至 78.8 公尺
龍德(3)	6.6 公尺	井頂下 101.2 公尺至 119.4 公尺
龍德(4)	6.6 公尺	井頂下 137.4 至 143.4 公尺、146.5 至 152 公尺
頭城國小(1)	6.3 公尺	井頂下 8 公尺至 20 公尺
礁溪(1)	1.7 公尺	井頂下 28.2 公尺至 40.2 公尺
吳沙(1)	6.3 公尺	井頂下 31.1 至 49.1 公尺、78.2 至 90.2 公尺
吳沙(2)	6.3 公尺	井頂下 139.0 公尺至 157.1 公尺
二龍	3.5 公尺	井頂下 23.7 公尺至 41.7 公尺
大福國小(1)	2.6 公尺	井頂下 12 公尺至 36 公尺
壯圍(1)	3.7 公尺	井頂下 55 公尺至 73 公尺
壯圍(2)	3.7 公尺	井頂下 113.2 公尺至 125.2 公尺

表 3.1-3 地下水觀測井濾水管位置列表 (續)

井名	井頂高程	濾水管位置
壯圍(3)	3.7 公尺	井頂下 163.4 公尺至 175.4 公尺
古亭(1)	2.7 公尺	井頂下 31.8 公尺至 43.8 公尺
古亭(2)	2.7 公尺	井頂下 100 公尺至 118 公尺
自強國小(1)	104.6 公尺	井頂下 11.1 公尺至 28.1 公尺
同樂	16.5 公尺	井頂下 41.5 公尺至 50.5 公尺
冬山(1)	6.4 公尺	井頂下 31.2 公尺至 49.2 公尺
冬山(2)	6.4 公尺	井頂下 71.4 公尺至 88.7 公尺
順安	11.1 公尺	井頂下 16.3 至 22.4 公尺、27.4 公尺至 33.4 公尺
五結(1)	3.9 公尺	井頂下 3.3 公尺至 15.4 公尺
五結(2)	3.9 公尺	井頂下 29.7 公尺至 41.7 公尺
五結(3)	3.9 公尺	井頂下 65.3 公尺至 83.4 公尺
五結(4)	3.9 公尺	井頂下 153.3 公尺至 177.4 公尺
中興(1)	6.3 公尺	井頂下 16.3 公尺至 46.3 公尺
中興(2)	6.3 公尺	井頂下 101.5 公尺至 132.5 公尺
中興(3)	6.4 公尺	井頂下 181.3 公尺至 193.4 公尺
中興(4)	6.4 公尺	井頂下 225.6 公尺至 231.6 公尺
大隱(1)	40.3 公尺	井頂下 38 公尺至 62 公尺
大隱(2)	40.3 公尺	井頂下 136.3 公尺至 160.3 公尺
三星	92.3 公尺	井頂下 25.3 公尺至 43.3 公尺
大洲(1)	18.2 公尺	井頂下 26 公尺至 44 公尺
大洲(2)	18.3 公尺	井頂下 102 公尺至 120 公尺

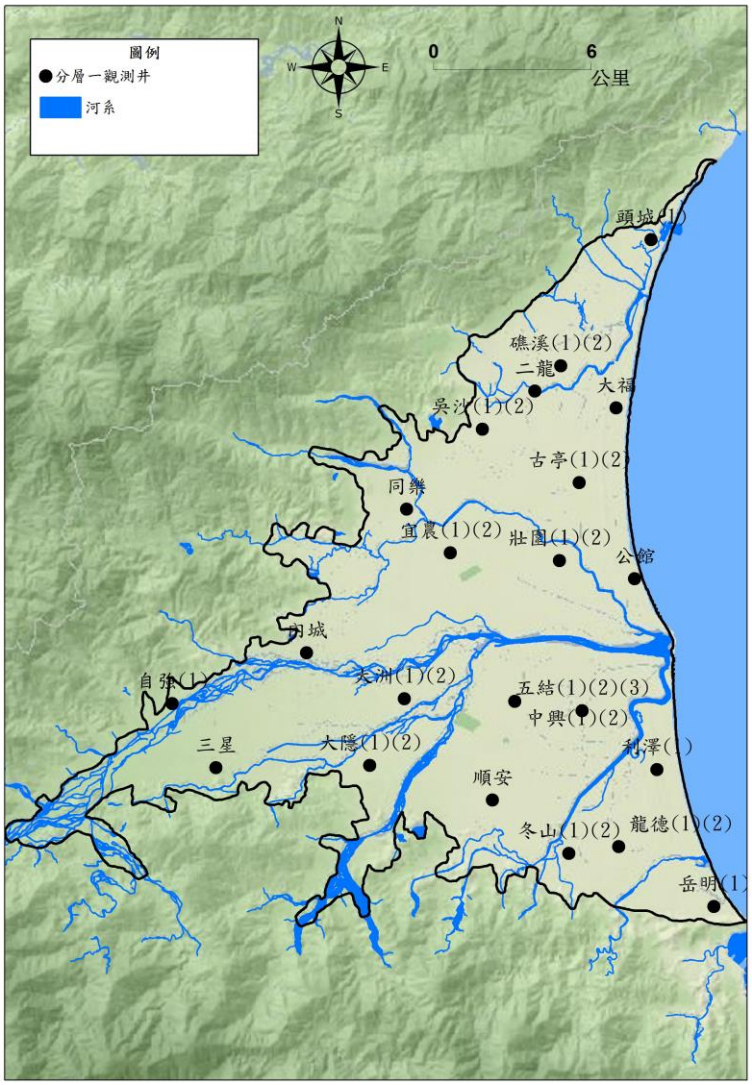


圖 3.1-1 含水層一(F1)34 口地下水觀測井分布圖



圖 3.1-2 含水層二(F2)6 口地下水觀測井分布圖

(二) 儲水係數資料

經濟部水利署於蘭陽平原分別於龍德與大隱進行複井抽水試驗，以取得儲水係數之實測值，不同分層合計共 6 站，如表 3.1-4 所示。

表 3.1-4 蘭陽平原複井抽水試驗實測儲水係數

井名	TMX	TMY	儲水係數
龍德(1)	324620	2738180	0.00216
龍德(2)	333200	2729300	0.000521
龍德(3)	332000	2725800	0.000196
龍德(4)	332000	2725800	0.000428
大隱(1)	321300	2729300	0.00146
大隱(2)	332900	2751100	0.0002

(三)　雨量資料

中央氣象局及經濟部水利署分別於蘭陽平原及上游山區設有大量雨量站，可提供研究區域詳細之降雨資料。可區分為蘭陽平原與鄰近山區，以及偏遠山區兩種，由於偏遠山區已偏離蘭陽平原較遠，故僅採蘭陽平原中與鄰近山區之資料。

中央氣象局所屬雨量站合計共 24 站，採用資料共 11 站，如表 3.1-5 所示；此外，經濟部水利署共計 16 站，採用資料共 8 站，如表 3.1-6 所示，其相關位置如圖 3.1-3、3.1-4 所示。

表 3.1-5 蘭陽平原雨量站資訊 (中央氣象局部分)

站名	TMX	TMY	蒐集資料區段
宜蘭	324822	2740221	2004~2012
頭城	330664	2750039	2004~2012
礁溪	325912	2746289	2004~2012
壯圍	328206	2738024	2004~2012
再連	317067	2734797	2004~2012
羅東	324112	2731295	2004~2012
三星	314561	2729862	2004~2012
寒溪	320879	2725862	2004~2012
冬山	328669	2725690	2004~2012
新寮	324399	2724927	2004~2012
五結	329136	2731735	2010~2012

表 3.1-6 蘭陽平原雨量站資訊 (經濟部水利署部分)

站名	縣市	TMX	TMY	蒐集資料區間
梵梵(2)	宜蘭縣	302481	2723084	2004~2012
新寮(1)	宜蘭縣	325314	2724656	2004~2012
冬山	宜蘭縣	328554	2725850	2004~2012
新北城	宜蘭縣	324962	2730838	2004~2012
五峰	宜蘭縣	324721	2747542	2004~2012
太平山(1)	宜蘭縣	303537	2710100	2004~2012
清水	宜蘭縣	314439	2722915	2007~2012
吉林國小	新北市	338782.4	2764691	2004~2012

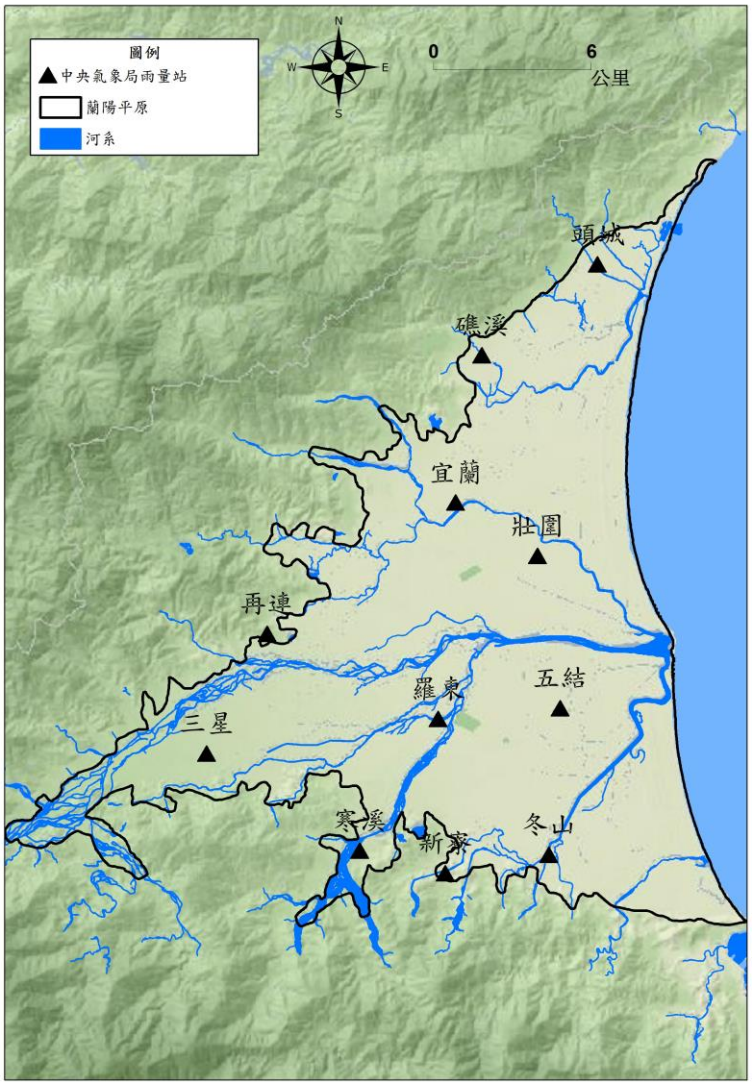


圖 3.1-3 中央氣象局雨量站位置圖

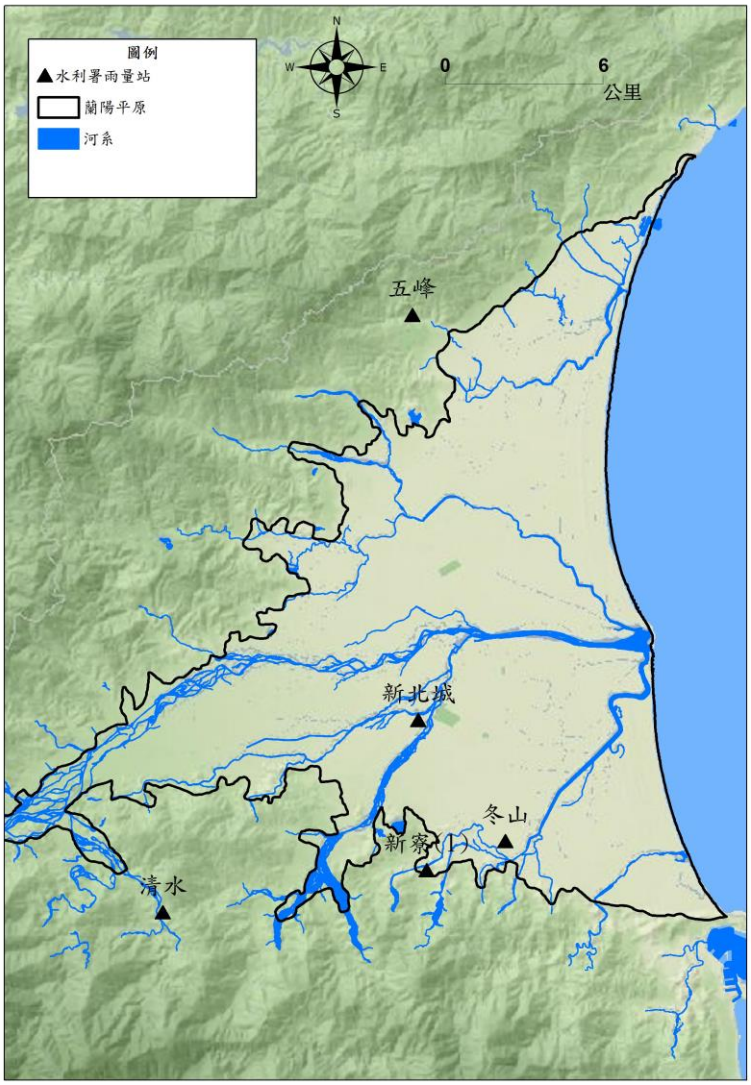


圖 3.1-4 水利署雨量站位置圖

(四) GIS 圖層資料

蘭陽平原之地理資訊系統(Geographic Information System, GIS)圖資有助於理解現地地下水特徵，蒐集圖資來源如表 3.1-7 所示。

表 3.1-7 本計畫蒐集圖資資訊

圖層	圖資來源	數據來源
土地利用	內政部國土測繪中心(2007 年)	內政部國土測繪中心(2007 年)
表層土壤種類	行政院農業委員會農業試驗所(1997 年)	行政院農業委員會農業試驗所(1997 年)
平均年降雨量	本計畫製作	中央氣象局、經濟部水利署

圖層	圖資來源	數據來源
透水係數	本計畫製作	K 值：台灣地區地下水觀測網第一期計畫-蘭陽平原地下水觀測井建置及相關試驗報告
河系密度	經濟部水利署	經濟部水利署
硝酸鹽濃度	本計畫製作	經濟部水利署

3.2 地下水位資料補遺與校正

3.2.1 地下水位資料缺漏及補遺

由於蘭陽平原之地下水觀測網建置期程較晚，故約有 11 口觀測站於 2003 年底才建置完成，為確保資料分析之一致性，故分析年份規劃為 2004 至 2012 年。

本計畫提出一地下水位補遺之標準作業程序，如圖 3.2-1 所示，以下將針對各步驟進行詳細說明。

首先在進行資料補遺前，需先了解資料缺漏狀況，表 3.2-1 依據扇頂、扇央和扇尾位置分別區分地下水資料之各年缺漏百分比。表 3.2-2 則詳細列出各站之缺漏時段。

本計畫進一步將各井缺漏資料時間以年代分佈圖呈現，如圖 3.2-2 所示，其中縱軸表示水井名稱、橫軸表示年份，而有顏色的色塊表示該井資料缺漏所對應時段。

下一個步驟為篩選可補遺時段。本計畫對水位缺漏之觀測井進行補遺時，主要參考依據為鄰近井(可為同站不同層或鄰近觀測井)之地下水位，因此若水位缺漏井與其鄰近井皆於同一時段缺漏水位時，便無法進行補遺，故需篩選可進行補遺的時段。本計畫分析各觀測井之缺漏時間，在交叉比對後發現並無集體統一缺漏時段，故本計畫將針對 2004 至 2012 年所有觀測井水位進行補遺。

第三個步驟為判斷水位缺漏天數是否超過十天。本計畫以水位缺漏天數 10 天作為選取水位補遺方法之門檻，若缺漏天數小於 10 天以內屬於較短的資料缺漏，故本計畫假設缺漏期間水位變化不大，直接以線性內插進行補遺。以同樂站為例，圖 3.2-3(a)中，紅色圓圈註記部分代表水位缺漏時段，因其缺漏天數小於 10 天，因此直接以缺漏時段之兩端點進行線性內差補遺，補遺後之水位如圖 3.2-3(b)所示。如果水位缺漏天數超過 10 天，則需參考鄰近井之觀測水位進行補遺，補遺方法詳見步驟四至步驟六。

步驟四為建立待補遺站井與鄰近井之地下水位相關性。進行此步驟前需先

檢視鄰近井之水位資料是否有異常值，若有，則需先剔除異常資料點，如圖 3.2-4 五結(3)所示。接著計算所有鄰近井與待補遺站井之地下水位相關係數，藉由相關係數找出水位變化最相近之觀測井，各觀測井與其鄰近井之相關係數如表 3.2-3 所示。

步驟五則為建立待補遺站井與水位最相關的鄰近井之水位回歸式。透過步驟四找出水位相關性最高之鄰近井後，本計畫建立此兩站井之水位迴歸方程式，再將鄰近井之水位代入回歸方程式，求得待補遺站井缺漏時段之水位；水位回歸式如式 3.2-1 所示。

$$x_j^t = a_i^j x_i^t + b_i^j \quad \cdots\cdots\cdots\

表 3.2-1 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏統計表

年份	扇頂	扇央	扇尾
2004	3.73%	0.34%	0.00%
2005	0.89%	1.92%	4.20%
2006	3.81%	2.79%	0.00%
2007	4.89%	18.40%	1.05%
2008	12.27%	25.46%	9.59%
2009	20.48%	31.53%	3.11%
2010	13.49%	38.15%	7.58%
2011	5.66%	51.60%	16.05%
2012	9.56%	14.28%	2.94%

表 3.2-2 2004-2012 年地下水位原始資料缺漏時段分類列表

分區	井名	≦10 天	>10 天	缺漏日期及時段
扇頂	內城	0	4	2007/10/17-2008/1/13、2008/4/15-2008/4/30、2008/7/16-2009/2/28、2010/10/26-2010/11/7
	自強國小(1)	0	10	2004/10/24-2004/10/31、2005/4/1-2005/4/12、2009/9/9-2009/9/30、2010/4/1-2010/6/30、2010/8/1-2010/8/31、2010/11/9-2010/11/30、2011/1/5-2011/1/13、2011/6/15-2011/10/18、2012/1/6-2012/3/31、2012/6/13-2012/10/16
	中興(1)	0	3	2006/9/17-2006/9/30、2006/11/14-2006/11/30、2011/10/19-2011/11/30
	中興(2)	0	4	2008/4/15-2008/4/30、2008/12/25-2009/2/28、2009/12/23-2009/12/31、2010/2/9-2010/3/31
	中興(3)	1	6	2005/10/5-2005/10/31、2006/6/20-2006/6/30、2006/9/18-2007/1/31、2007/6/15-2007/6/21、2009/5/13-2009/8/31、2009/10/19-2010/3/31、2011/12/16-2012/6/14
	中興(4)	0	2	2004/4/7-2004/4/30、2011/10/19-2011/10/31
	大隱(1)	0	3	2004/5/4-2004/7/8、2004/11/3-2004/11/30、2008/11/6-2009/9/20
	大隱(2)	0	2	2004/5/11-2004/6/17、2008/11/6-2009/9/20
	三星	3	5	2006/5/25-2006/5/31、2006/9/18-2006/9/30、2007/12/28-2008/1/31、2008/3/12-2008/3/31、2008/11/18-2008/11/30、2009/11/25-2010/10/5、2010/12/17-2011/1/31、2011/2/10-2011/2/19
	大洲(1)	1	3	2007/11/17-2008/2/11、2008/3/1-2008/3/4、2008/11/6-2008/11/30、2012/2/1-2012/2/29
	大洲(2)	1	3	2007/11/17-2008/2/11、2008/3/1-2008/3/4、2008/11/6-2008/11/30、2012/10/3-2012/10/15
扇央	宜農(1)	3	7	2008/8/1~2008/8/7、2009/1/24~2009/3/9、2009/4/3~2009/4/13、2009/4/30~2009/6/16、2009/7/5、2009/7/23~2009/7/31、2009/8/9~2010/3/31、2010/8/17~2011/1/31、2011/3/8~2011/5/22、2011/6/15~2011/10/19
	宜農(2)	0	3	2005/12/20~2005/12/31、2011/1/15~2011/5/31、2011/10/1~2011/10/31
	龍德(1)	0	2	2008/4/9~2008/4/30、2011/10/19~2011/10/31
	龍德(2)	1	6	2006/12/19~2006/12/31、2007/6/15~2007/6/21、2008/5/17~2008/5/31、

分區	井名	≦10 天	>10 天	缺漏日期及時段
				2009/2/13~2009/4/5、2010/5/5~2010/5/16、2010/10/2~2011/10/31、2012/5/8~2012/5/31
	龍德(3)	3	5	2004/3/18~2004/3/24、2004/5/17~2004/5/24、2008/5/17~2008/5/31、2009/1/8~2009/3/31、2010/10/2~2011/1/27、2011/10/19~2011/10/31、2011/12/10~2011/12/14、2012/7/12~2012/9/10
	龍德(4)	0	3	2008/5/17~2008/5/31、2009/5/15~2010/6/16、2010/7/7~2010/12/7
	礁溪(1)	4	4	2005/7/9~2005/8/31、2008/6/26~2008/6/30、2008/8/6~2008/8/11、2008/10/1~2009/3/4、2009/5/15~2009/6/30、2009/8/9~2009/8/13、2010/5/8~2010/5/17、2011/5/1~2012/8/30
	吳沙(1)	2	8	2006/12/19-12/31、2007/1/1-1/31、2008/10/14-11/30、2009/1/15-3/4、2009/6/1-6/11、2009/8/24-8/31、2009/12/10-12/31、2010/3/1-4/30、2010/5/19-5/31、2010/11/30-12/7
	吳沙(2)	1	10	2007/1/16-2/28、2007/3/29-4/30、2007/5/12-6/4、2007/12/7-12/31、2008/1/1-2/29、2008/3/14-3/31、2008/11/18-12/31、2009/4/16-4/30、2010/12/25-12/31、2011/1/1-1/31、2012/5/1-5/31
	二龍	0	6	2007/6/20-9/14、2007/12/11-12/31、2008/1/1-1/31、2008/10/14-10/31、2009/1/15-1/31、2011/5/10-10/31
	壯圍(1)	1	4	2007/12/28-12/31、2008/6/20-6/30、2008/2/19-12/31、2010/1/1-3/5、2011/3/11-5/22、
	壯圍(2)	1	2	2007/5/12-6/4、2007/12/28-12/31、2011/11/17-11/30
	壯圍(3)	1	6	2007/2/20-3/18、2008/2/20-3/18、2009/12/25-12/31、2010/1/1-1/27、2010/10/19-12/31、2011/1/1-5/8、2012/1/1-5/9
	古亭(1)	0	7	2006/11/15-12/31、2007/1/1-4/30、2007/12/13-12/31、2010/5/19-5/31、2010/7/14-11/30、2011/3/11-10/31、2012/5/1-5/31
	古亭(2)	2	7	2006/11/15-12/31、2007/1/1-4/30、2007/12/11-12/31、2008/6/20-6/30、2010/2/12-11/30、2011/2/17-10/31、2011/12/11-12/15、2011/12/23-12/31、2012/5/1-5/31
	同樂	1	12	2007/11/17-2008/1/31、2008/3/15-2008/5/8、2008/6/21-2009/2/28、2009/5/15-2009/9/21、2009/12/23-2009/12/31、2010/2/12-2010/3/14、2010/10/24-2010/11/13、2011/3/9-2011/3/31、2011/5/24-2011/8/11、2011/9/1-2011/9/30、2011/11/21-2011/12/27、2012/5/16-2012/5/31、2012/11/19-2012/12/31、
	順安	0	6	2007/12/28-2008/1/31、2008/6/15-2008/6/30、2008/10/1-2008/10/31、2008/11/6-2008/11/30、2009/4/1-2009/4/30、2009/11/1-2010/3/31
	五結(1)	2	4	2008/4/1-2008/4/23、2008/5/1-2008/8/31、2008/10/1-2008/12/31、2009/1/8-2009/3/4、2010/11/27-2010/11/30、2011/9/20-2011/9/30
	五結(2)	3	2	2006/1/28-2006/1/29、2007/9/11-2007/9/29、2008/4/15-2008/4/17、2009/1/8-2009/2/28、2011/12/16-2011/12/26
	五結(3)	3	9	2004/1/1-2004/1/30、2004/2/1-2004/2/26、2005/6/3-2005/6/27、2006/1/17-2006/1/31、2007/9/16-2007/9/30、2008/11/1-2009/1/6、2009/3/4-2009/3/12、2009/7/7-2010/3/31、2010/5/18-2010/5/31、2010/10/27-2010/10/31、2011/8/19-2012/5/8、2012/6/9-2012/9/19
	五結(4)	1	10	2005/12/6-2005/12/23、2007/5/11-2007/5/31、2007/6/11-2007/6/20、2007/9/1-2007/9/30、2007/11/16-2007/12/31、2008/12/14-2008/12/31、2009/1/8-2009/2/28、2010/1/1-2010/3/31、2011/6/15-2011/9/1、2011/11/17-2011/12/26、2012/4/26-2012/5/13
扇尾	岳明國小(1)	0	0	
	利澤(1)	1	4	2008/1/8~2008/1/31、2010/10/20~2010/10/31、2010/11/27~2010/11/30、2011/1/1~2011/1/27、2012/9/1~2012/9/30
	利澤(2)	0	2	2009/2/13~2009/2/28、2010/12/23~2011/1/14

分區	井名	≦10 天	>10 天	缺漏日期及時段
	頭城國小(1)	1	2	2008/1/10~2008/1/13、2010/5/19~2010/5/31、2010/6/5~2010/12/7
	大福國小(1)	0	4	2005/4/7~2005/5/4、2008/2/20~2008/3/18、2010/12/25~2011/1/27、2011/10/19~2012/5/8
	公館	0	4	2007/11/16~2008/1/31、2009/10/23~2010/3/31、2011/4/16~2011/5/22、2011/6/22~2011/10/19、
	冬山(1)	0	3	2005/11/19~2005/12/18、2008/4/9~2008/7/24、2011/7/20~2011/10/31、
	冬山(2)	0	4	2008/4/9~2008/6/25、2009/6/22~2009/7/5、2010/10/14~2010/10/24、2011/1/5~2011/10/31、

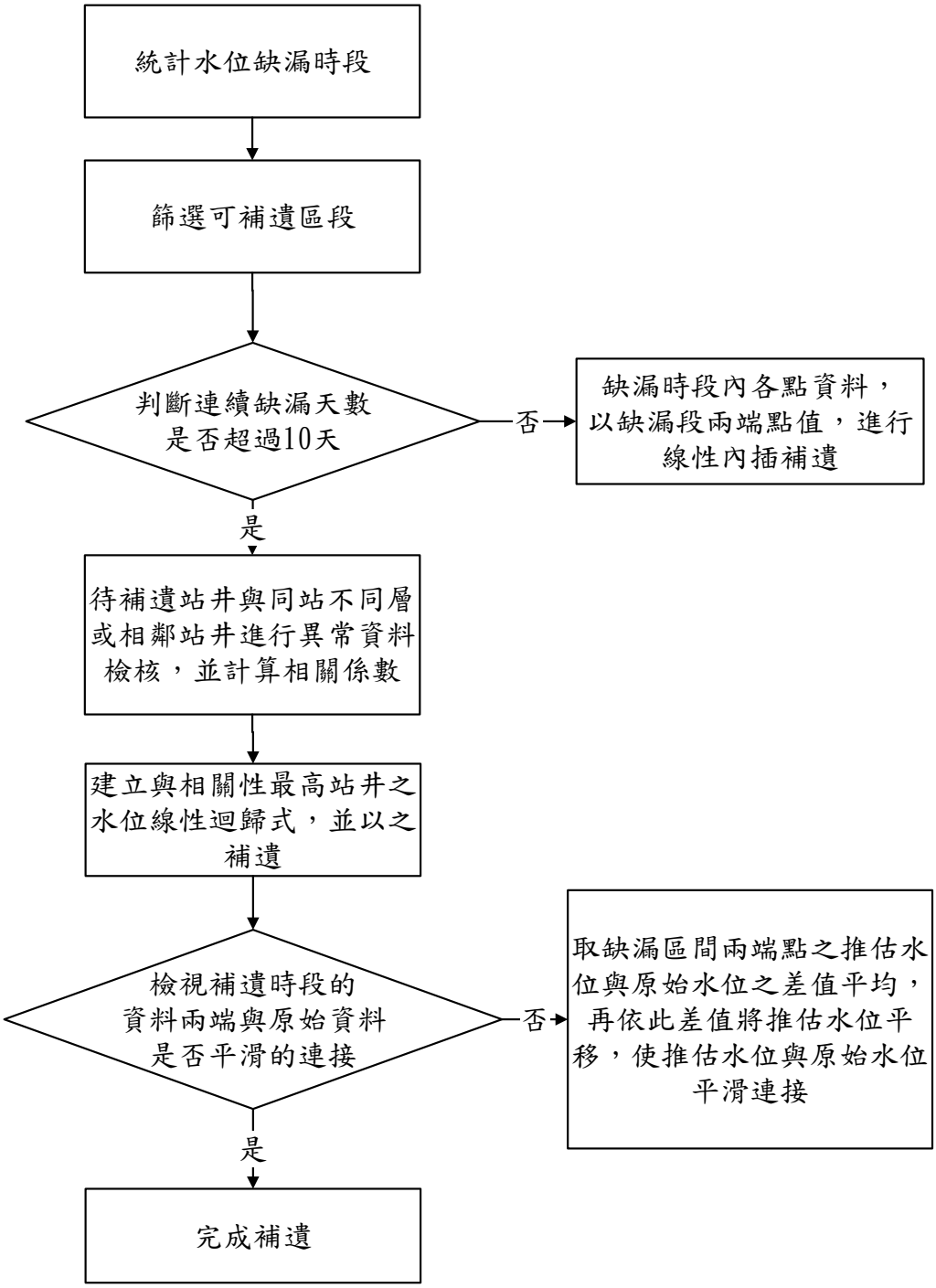
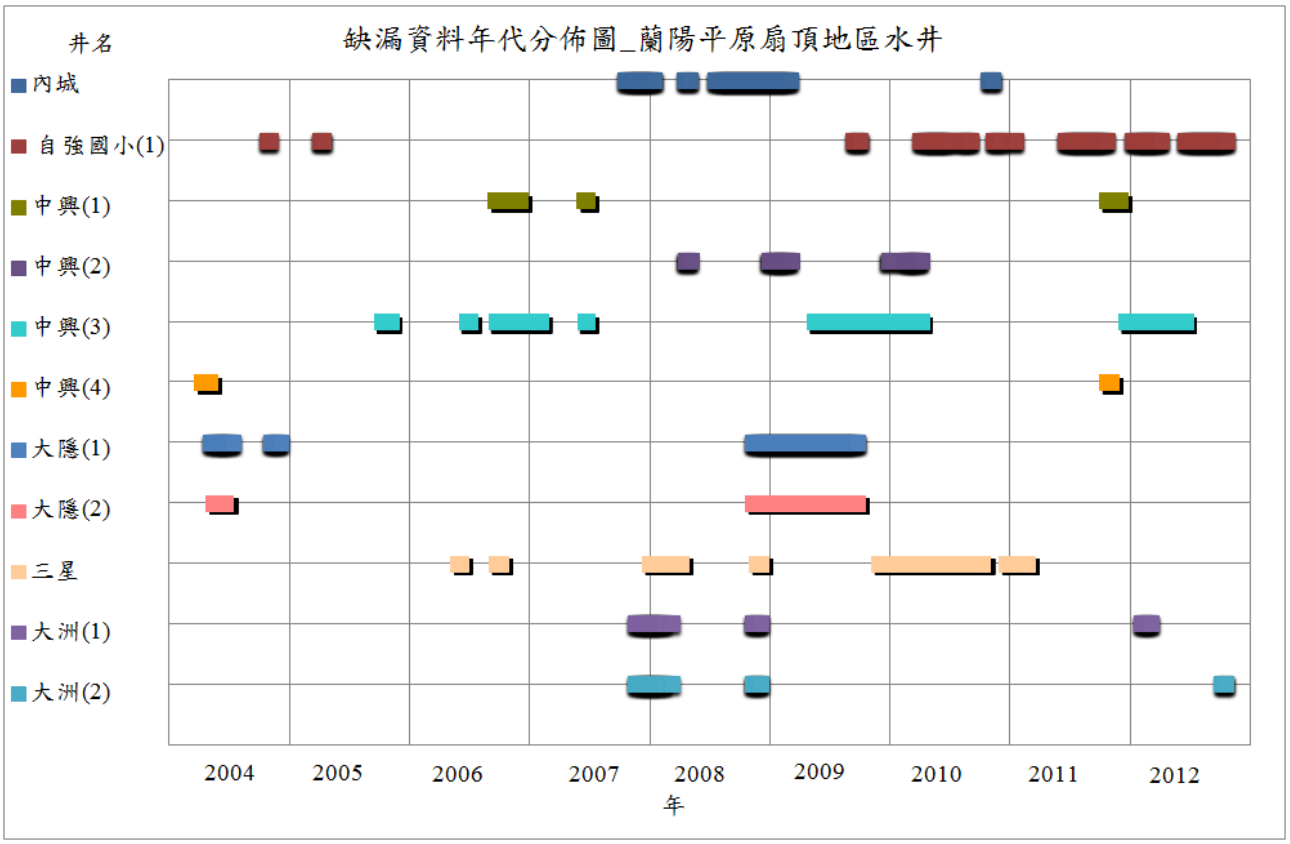
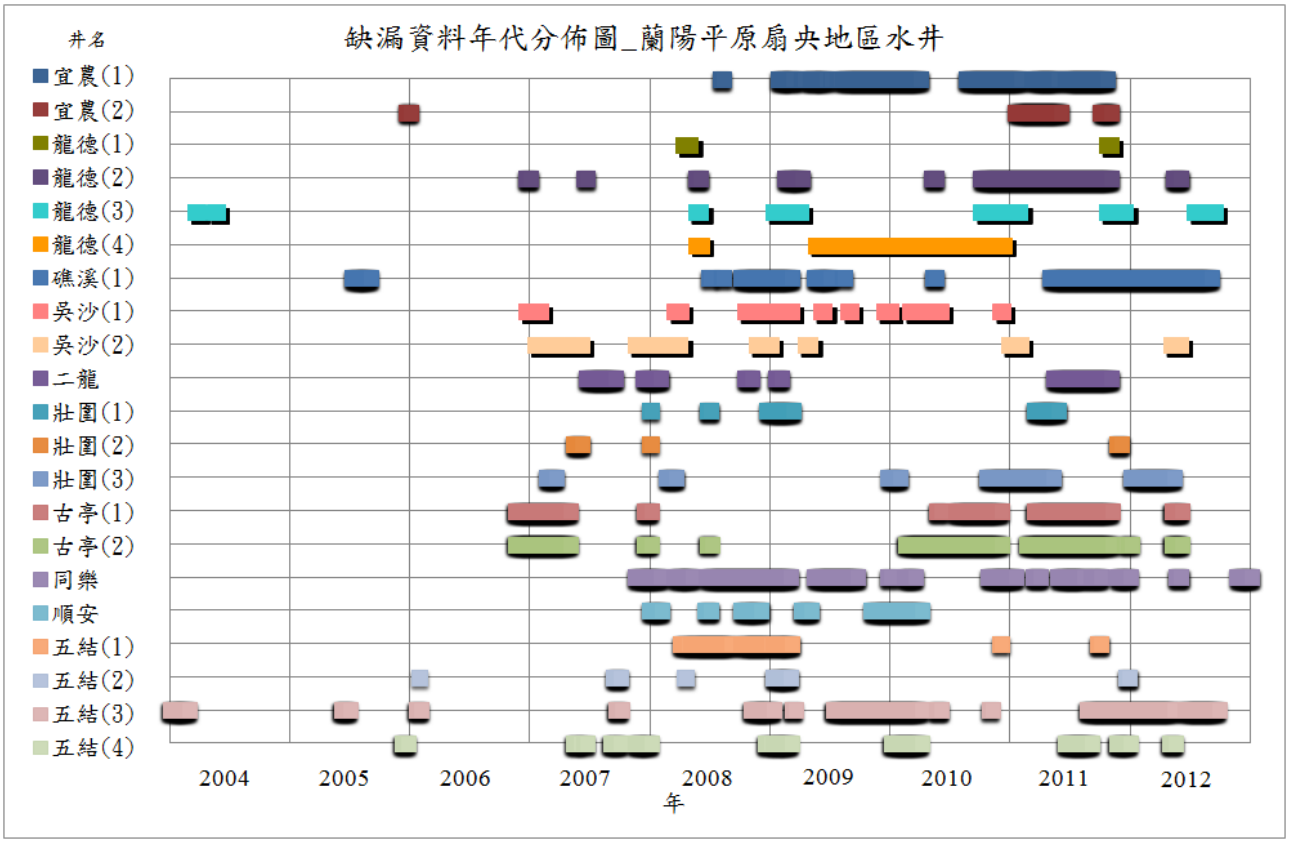


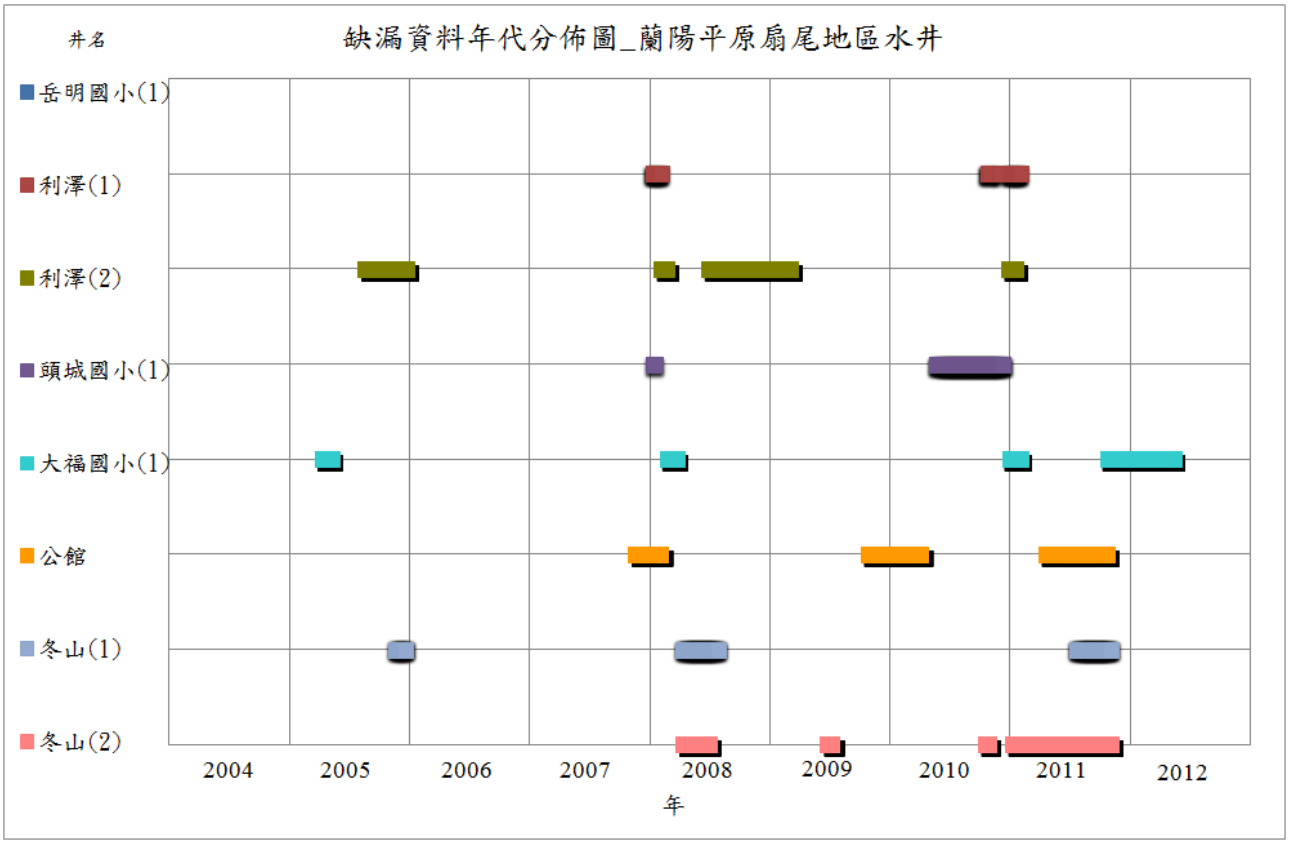
圖 3.2-1 地下水位補遺標準作業程序


缺漏資料年代分佈圖_蘭陽平原扇頂地區水井
井名
內城
自強國小(1)
中興(1)
中興(2)
中興(3)
中興(4)
大隱(1)
大隱(2)
三星
大洲(1)
大洲(2)
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
年

(a)

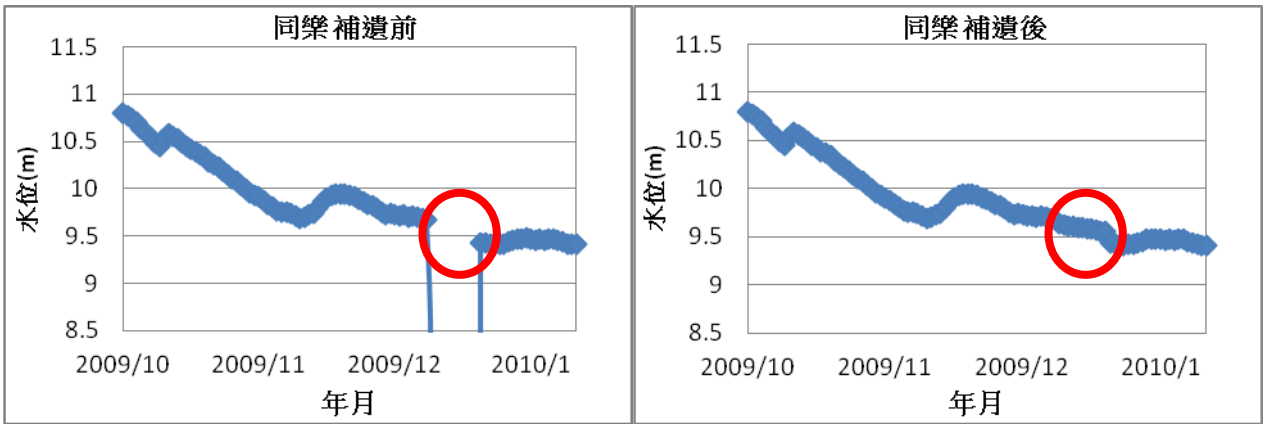

缺漏資料年代分佈圖_蘭陽平原扇央地區水井
井名
宜農(1)
宜農(2)
龍德(1)
龍德(2)
龍德(3)
龍德(4)
礁溪(1)
吳沙(1)
吳沙(2)
二龍
壯圍(1)
壯圍(2)
壯圍(3)
古亭(1)
古亭(2)
同樂
順安
五結(1)
五結(2)
五結(3)
五結(4)
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
年

(b)



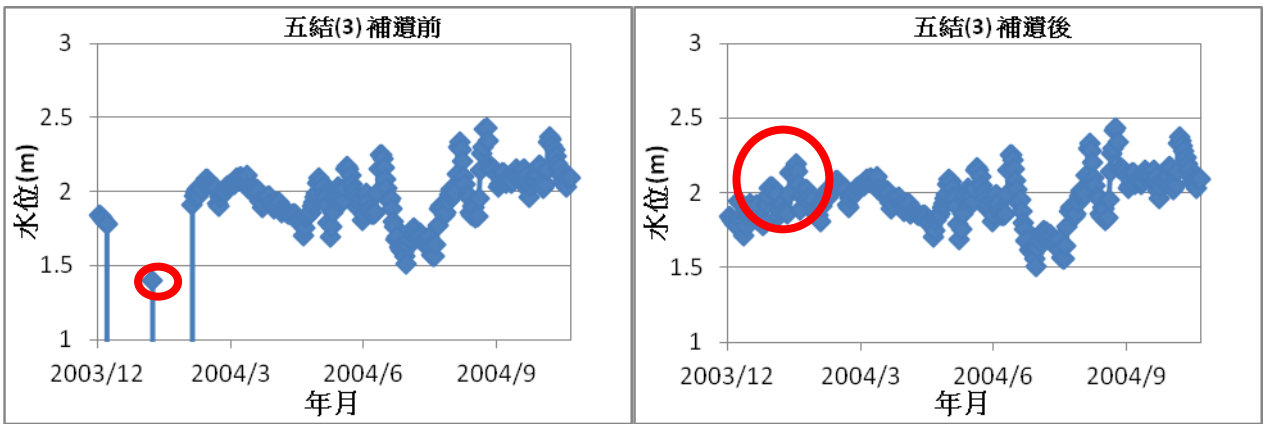
(c)

圖 3.2-2 地下水位缺漏資料年代分佈圖：(a)扇頂區；(b)扇央區；(c)扇尾區



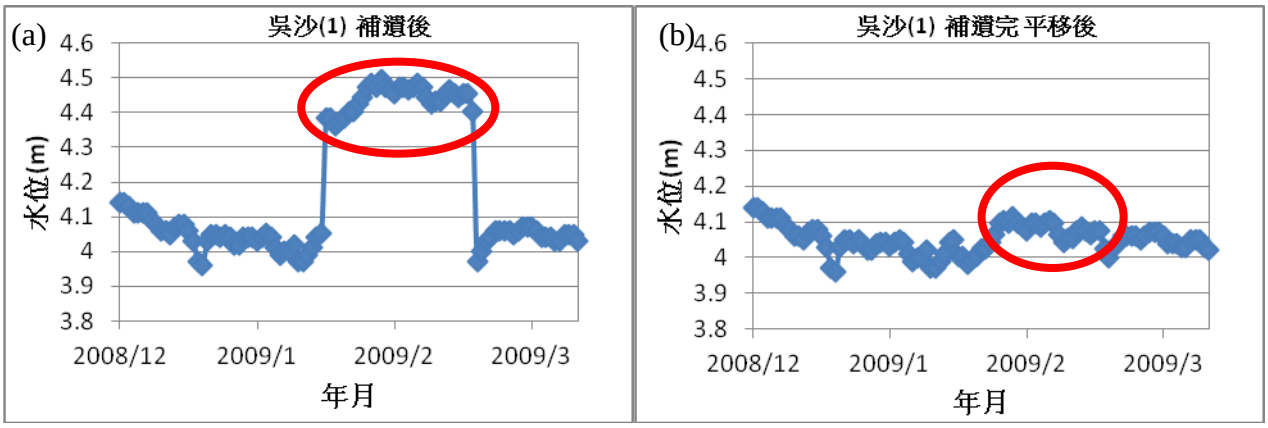
(a) (b)

圖 3.2-3 地下水位資料缺漏未達 10 天以缺漏段兩端點為準以線性內插進行補遺，以同樂為例：(a)補遺前之水位歷線；(b)補遺後之水位歷線



(a) (b)

圖 3.2-4 篩選可信度較低的資料點後再以線性迴歸進行補遺，以五結(3)為例：(a)原始水位；(b)線性迴歸補遺後水位



(a) (b)

圖 3.2-5 依標準作業流程之水井補遺結果，以吳沙(1)為例分別用：(a)線性迴歸補遺；(b)以端點與原始水位之平均差值做平移，使資料與原始資料平滑連接

表 3.2-3 缺漏超過 10 天之觀測井與鄰近其他水井時序資料之間的相關係數列表

待補遺觀測井		相關係數最高		同站其他水井		同站其他水井		鄰近水井		鄰近水井		鄰近水井		鄰近水井		鄰近水井	
井號	井名	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數	井名	相關係數
02010111	宜農(1)	壯圍(1)	0.81	宜農(2)	0.78			壯圍(1)	0.81	吳沙(1)	0.54	同樂	0.52				
02010121	宜農(2)	壯圍(2)	0.86	宜農(1)	0.78			同樂	0.72	壯圍(2)	0.86	吳沙(2)	0.75				
02030211	利澤(1)	岳明國小(1)	0.49	利澤(2)	-0.05			五結(1)	0.10	龍德(1)	0.35	公館	0.16	岳明國小(1)	0.49		
02030221	利澤(2)	壯圍(3)	0.48	利澤(1)	-0.05			壯圍(3)	0.48	五結(4)	0.26	龍德(4)	0.09				
02030311	龍德(1)	龍德(2)	0.89	龍德(2)	0.89			利澤(1)	0.69	五結(1)	0.44	順安	0.01	冬山(1)	0.75		
02030321	龍德(2)	冬山(2)	0.90	龍德(1)	0.89	龍德(3)	0.81	順安	-0.05	五結(2)	0.48	利澤(2)	0.50	冬山(2)	0.90		
02030331	龍德(3)	龍德(2)	0.81	龍德(2)	0.81	龍德(4)	0.76	五結(3)	0.30	順安	-0.15	龍德(1)	0.54				
02030341	龍德(4)	龍德(3)	0.76	龍德(2)	0.70	龍德(3)	0.76	順安	-0.18								
02040111	頭城國小(1)	礁溪(1)	0.42					大福國小(1)	0.40	礁溪(1)	0.42						
02050111	礁溪(1)	二龍	0.80					二龍	0.80	大福國小(1)	0.54	頭城國小(1)	0.22	吳沙(1)	0.63	吳沙(2)	0.65
02050211	吳沙(1)	二龍	0.78	吳沙(2)	0.72			同樂	0.73	古亭(1)	0.61	壯圍(1)	0.39	大福國小	0.23		
02050221	吳沙(2)	吳沙(1)	0.72					同樂	0.68	古亭(1)	0.59	壯圍(1)	0.32	大福國小	0.22		
02050311	二龍	吳沙(1)	0.78					吳沙(2)	0.72	大福國小	0.33	礁溪	0.34				
02060111	大福國小(1)	礁溪(1)	0.56					頭城國小(1)	0.40	公館	0.19	礁溪(1)	0.56	二龍	0.33	古亭(1)	0.34
02060211	壯圍(1)	宜農(1)	0.26					古亭(1)	0.21	公館	0.20	中興(1)	-0.07				
02060221	壯圍(2)	壯圍(1)	0.59					古亭(1)	0.38	公館	0.30	中興(1)	0.02	宜農(1)	0.20		
02060231	壯圍(3)	壯圍(1)	0.50	壯圍(2)	0.50			古亭(1)	0.46	公館	0.30	中興(1)	0.11	宜農(1)	0.20		
02060311	古亭(1)	公館	0.82	古亭(2)	0.45			同樂	0.52	吳沙(2)	0.36	二龍	0.47	壯圍(1)	0.32		

02060321	古亭(2)	古亭(1)	0.77					同樂	0.25	吳沙(2)	-0.09	二龍	0.40	壯圍(1)	0.04		
02060411	公館	古亭(1)	0.82					利澤(1)	0.16	大福國小(1)	0.19	五結(1)	0.14	古亭(1)	0.82	壯圍(1)	0.35
02070111	內城	三星	0.91	自強國小(1)	0.74	三星	0.91	大隱(1)	0.55	中興(1)	-0.17	宜農(1)	0.11	同樂	0.35	大洲(1)	0.05
02070211	自強國小(1)	三星	0.86	內城	0.74	大洲(1)	0.05	大隱(1)	0.51	三星	0.86						
02070411	同樂	吳沙(1)	0.87					宜農(1)	0.63	吳沙(1)	0.87	內城	0.70				
02080111	冬山(1)	冬山(2)	0.98	冬山(2)	0.98			岳明國小(1)	0.79	冬山(2)	0.98	五結(1)	0.20	龍德(1)	0.74	順安	0.14
02080121	冬山(2)	冬山(1)	0.98	冬山(1)	0.98			龍德(4)	0.71	五結(4)	0.40	中興(3)	0.28				
02080311	順安	冬山(1)	0.87					五結(1)	0.65	大隱(1)	0.84	利澤(1)	0.06	冬山(1)	0.87		
02090111	五結(1)	五結(3)	0.92	五結(2)	0.60	五結(3)	0.92	中興(1)	-0.06	順安	0.63	利澤(1)	-0.42				
02090121	五結(2)	五結(3)	0.90	五結(1)	0.32	五結(3)	0.90	利澤(2)	-0.13	順安	0.11	中興(2)	0.63				
02090131	五結(3)	五結(2)	0.89	五結(2)	0.88	五結(4)	0.34	中興(3)	0.62								
02090141	五結(4)	中興(4)	0.81	五結(3)	0.66			中興(4)	0.81								
02090211	中興(1)	中興(2)	0.95	大洲(1)	-0.02	大隱(1)	0.24	順安	0.50	公館	0.74	中興(2)	0.95	中興(3)	0.34	中興(4)	0.70
02090221	中興(2)	中興(1)	0.74	中興(3)	0.30	中興(4)	-0.25	中興(1)	0.74	公館	0.01	順安	0.25	大洲(2)	0.22	五結(2)	0.56
02090231	中興(3)	中興(4)	0.96	中興(2)	0.78	中興(4)	0.96	中興(1)	0.69	公館	0.47	順安	0.18	五結(3)	0.67	狀圍(3)	-0.37
02090241	中興(4)	五結(4)	0.85	中興(2)	0.17	中興(3)	0.07	中興(1)	-0.34	公館	0.36	順安	0.52	五結(4)	0.85		
02100111	大隱(1)	內城	0.95	三星	0.96	大洲(1)	0.01	中興(1)	-0.16	順安	0.16	內城	0.95	大隱(2)	-0.26		
02100121	大隱(2)	大隱(1)	0.97	三星	0.94	大洲(2)	0.96	中興(2)	0.17	順安	0.36	內城	0.95	大隱(1)	0.97		
02100211	三星	大隱(1)	0.97	三星	0.94	大洲(2)	0.96	中興(2)	0.17	順安	0.36	內城	0.95	大隱(1)	0.97		
02100311	大洲(1)	內城	0.90	自強國小(1)	0.85	大洲(1)	0.13	中興(1)	-0.06	內城	0.90	大隱(1)	0.30				
02100321	大洲(2)	大洲(2)	0.82	自強國小(1)	0.69	三星	0.75	中興(1)	0.18	內城	0.80	大隱(1)	0.81	大洲(2)	0.82		

3.2.2 地下水位資料異常及處理

在完成水位資料補遺後，本計畫再次檢視各井之水位歷線圖，檢視是否發生某些時段水位異常且不符合整體水位變化之趨勢，而產生此問題之原因可能為(1)儀器校調偏差；(2)疑似有問題的觀測值。本計畫整理之異常水位時段如表 3.2-4 所示。

本計畫為地下水位資料異常訂定一標準校正程序，如圖 3.2-6 所示。首先為檢視已補遺完成的水位資料，由水位歷線圖分析是否存在不符合整體趨勢之水位，若否，則無需校正；若是，則檢視異常時段之水位，分析此時段內之水位是否仍符合整體趨勢，若否，則刪除此時段水位，重新進行水位補遺；若是，則保留此時段之水位並將其適當平移使其符合整體趨勢。

表 3.2-4 蘭陽平原淺層地下水觀測井水位異常時段列表

推測之異常原因	井名	異常水位之時段
儀器校調偏差	利澤(1)	2011/1/28~2011/10/9、2012/10/1~2012/12/13
	古亭(2)	2008/7/1~2008/7/18
	中興(3)	2004/3/1~2004/3/31
	中興(4)	2005/12/20~2011/10/18
疑似有問題的觀測值	宜農(1)	2008/9/11~2011/11/9
	利澤(1)	2010/9/30~2011/1/28
	利澤(2)	2007/11/30~2008/2/18、2008/3/19~2008/12/31、2009/1/8~2009/2/28
	龍德(2)	2006/11/11~2006/12/18
	礁溪(1)	2008/6/10~2008/9/30
	同樂	2011/8/12~2011/8/28
	冬山(1)	2004/3/1~2004/3/9
	順安	2008/7/1~2008/9/30、2008/11/1~2008/11/5、2008/12/1~2009/3/31、2009/5/1~2009/10/31
	五結(1)	2007/8/27~2008/3/31、2008/4/24~2008/4/30、2008/9/1~2008/9/30、2009/1/1~2009/1/7
	五結(4)	2008/11/21~2008/12/13、2009/1/1~2009/1/17
	中興(1)	2005/8/4~2006/2/6
	中興(3)	2009/1/22~2009/5/12、2009/9/1~2009/10/18
	大隱(1)	2004/7/9~2004/11/2、2004/12/1~2008/11/5
	大隱(2)	2004/6/18~2008/11/5
	三星	2008/2/1~2008/3/11

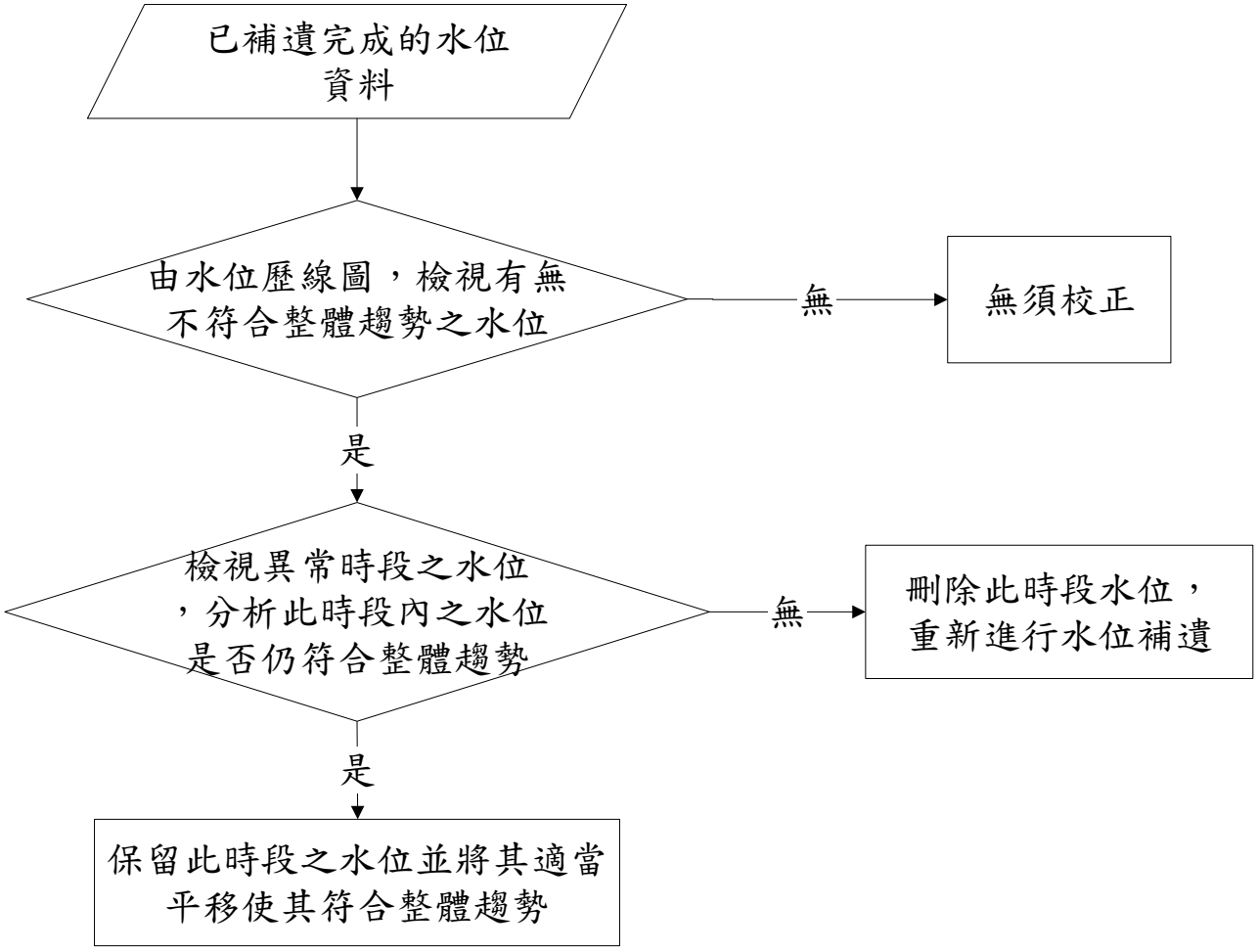
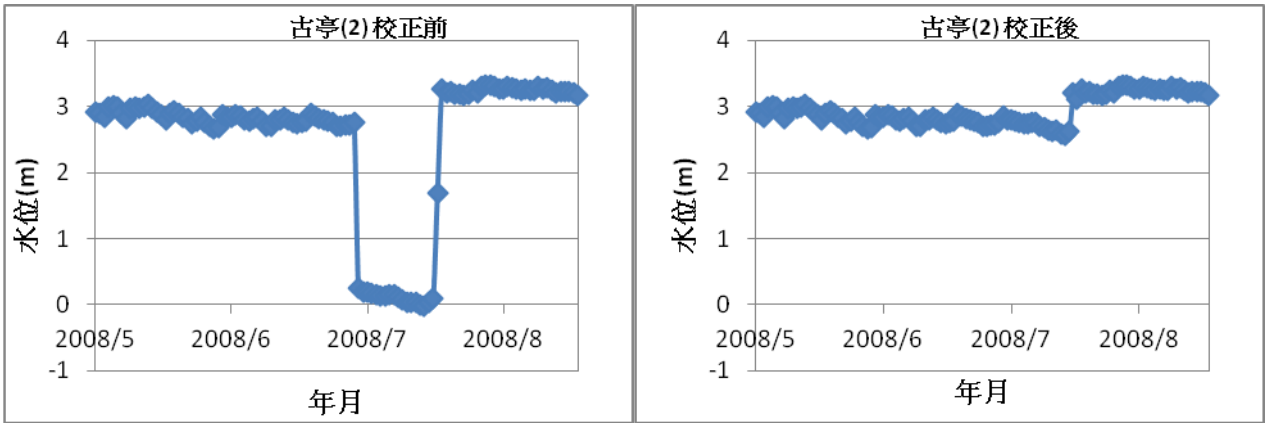


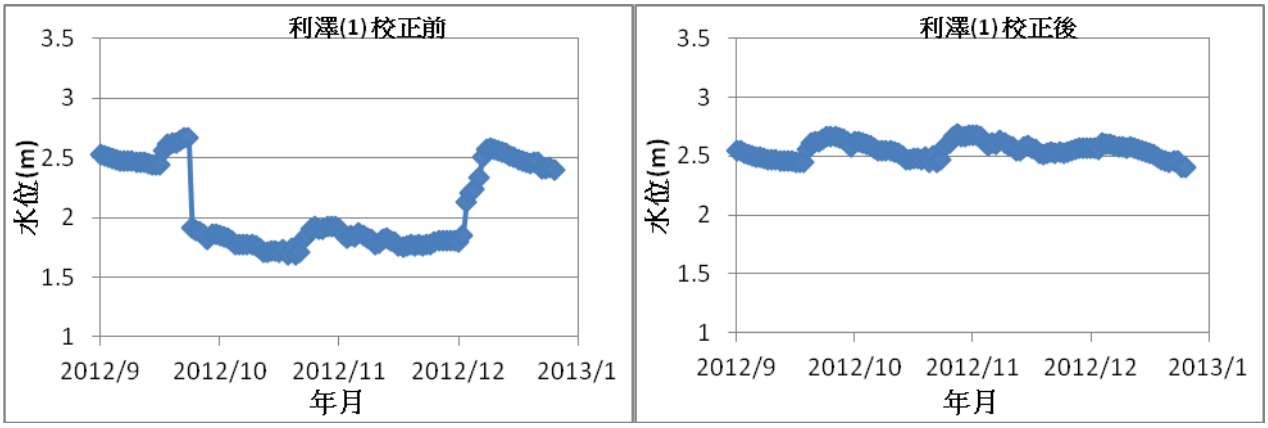
圖 3.2-6 地下水位資料異常之處理標準作業程序

第一類為由儀器校調偏差所引發之異常水位問題，其水位可能出現異常時段兩端的水位驟升或驟降，但異常時段內的水位變化趨勢卻屬於合理變化的情況，推測其發生原因乃人為儀器校調所造成的量測偏差。由於此類水位異常變化明顯非物理機制所造成，依據前述水位標準校正程序，此異常段內之水位將保留，再將異常時段兩端點驟升\驟降之水位差扣除\加回，當異常段資料經過處理後，其水位歷線應較為合理。以古亭(2)為例，歷年水位大多為 3 公尺左右，但於 2008 年 7 月 1 號至 2008 年 7 月 15 號內，水位平均遽降 3 公尺，但異常缺段內之水位趨勢仍符合整體之趨勢變化，故本計畫將此時段水位平移使其符合整體趨勢。本計畫以古亭(2)、利澤(1)及中興(3)之異常水位為例，說明第一類問題之水位校正結果，如圖 3.2-7 至圖 3.2-9 所示。



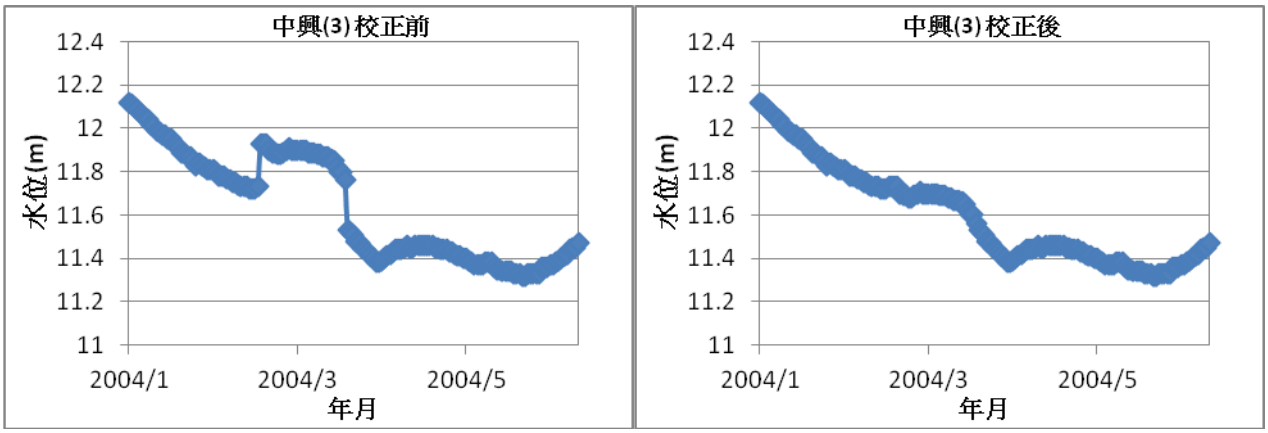
(a) (b)

圖 3.2-7 古亭(2)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a)水位校正前之水位歷線 (b)水位校正後之水位歷線



(a) (b)

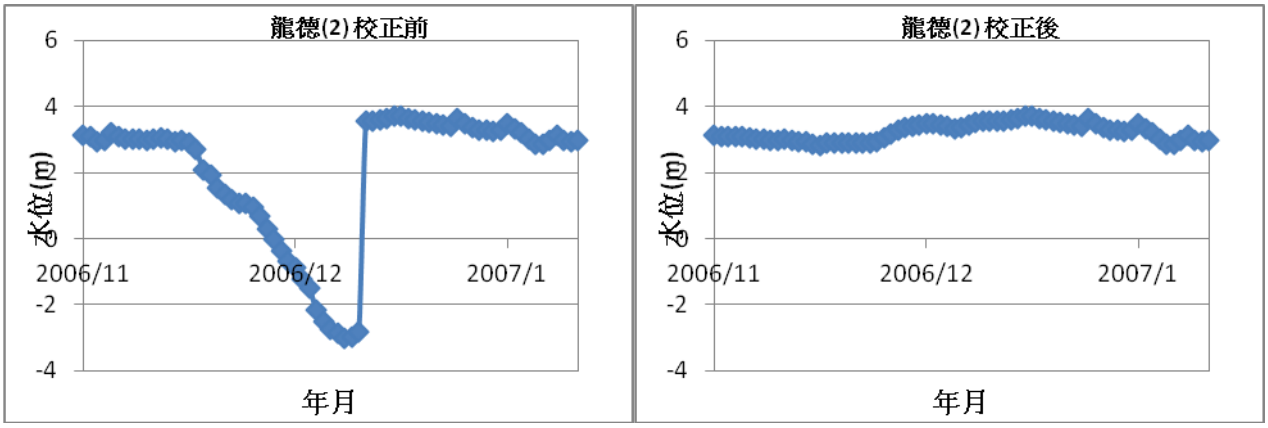
圖 3.2-8 利澤(1)因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



(a) (b)

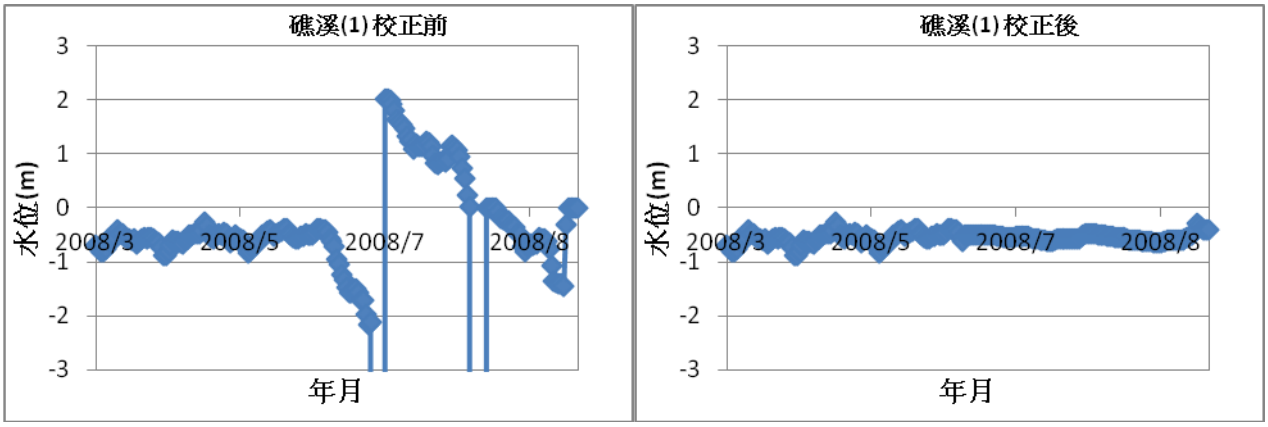
圖 3.2-9 中興(3) 因儀器校調偏差導致之異常水位校正：(a) 水位校正前之水位歷線(b) 水位校正後之水位歷線

第二類水位異常的現象為疑似有問題的觀測值，整個異常時段之水位皆與整體水位趨勢偏離，由於此類水位異常變化應非物理機制所造成，故依照標準校正程序，刪除此時段之水位，再參照前一小節之補遺方法，重新進行補遺。在異常段資料經過處理後，其水位歷線應較為合理。以龍德(2)為例，歷年水位約為 3 至 4 公尺以內，但於 2006 年 11 月 23 號開始水位開始緩慢下降，至 2006 年 12 月 19 號已降至-3 公尺，然而於 2006 年 12 月 20 號驟升至 3.5 公尺，單日水位變化高達 5.5 公尺，實屬異常，故本計畫依據水位校正標準程序，判斷此異常時段內之水位趨勢不符合整體水位歷線之趨勢變化，故刪除此時段之水位，重新進行水位補遺。本計畫以龍德(2)、礁溪(1)、冬山(1)、五結(4)與中興(1)觀測井之異常水位為例，說明第二類問題之水位校正結果，如圖 3.2-10 至圖 3.2-14 所示。



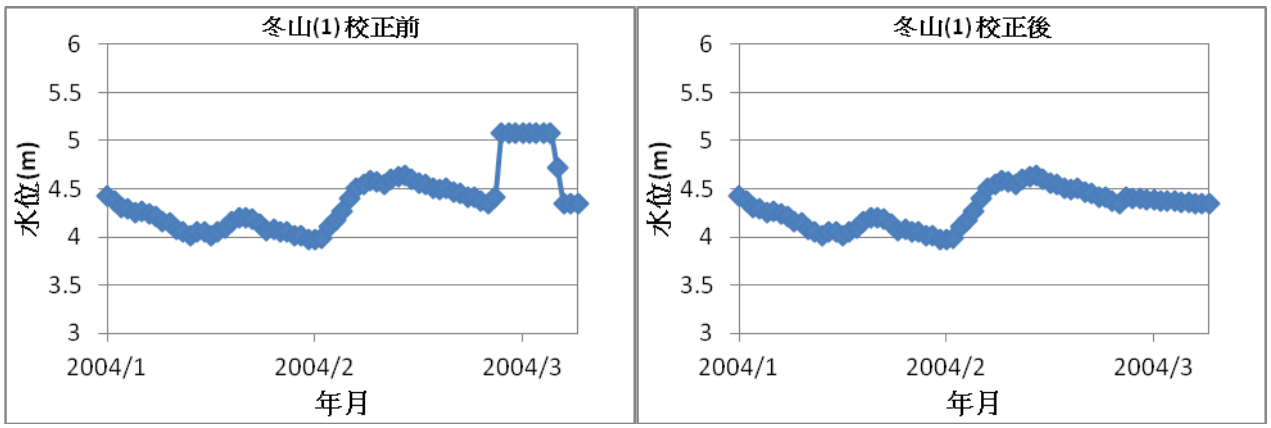
(a) (b)

圖 3.2-10 龍德(2)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



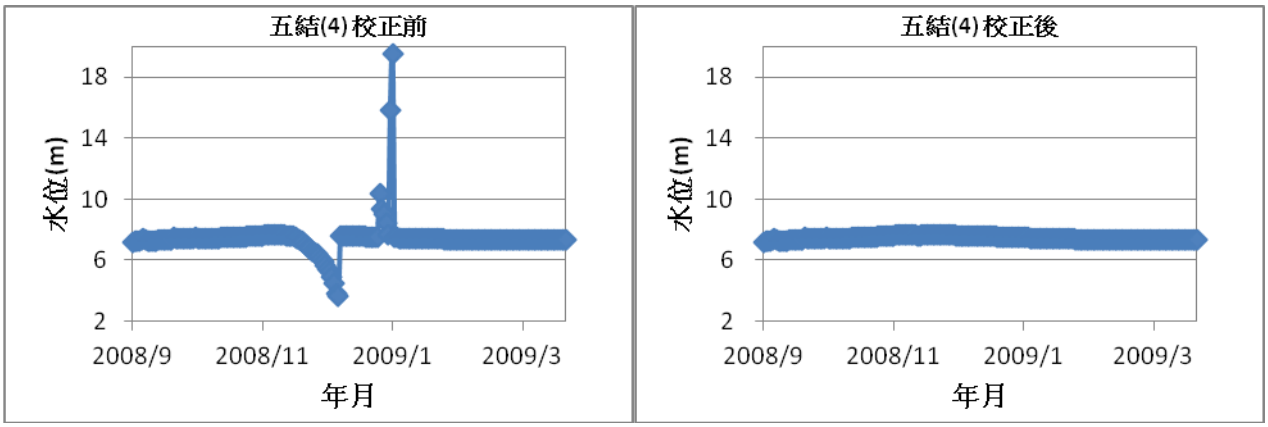
(a) (b)

圖 3.2-11 礁溪(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



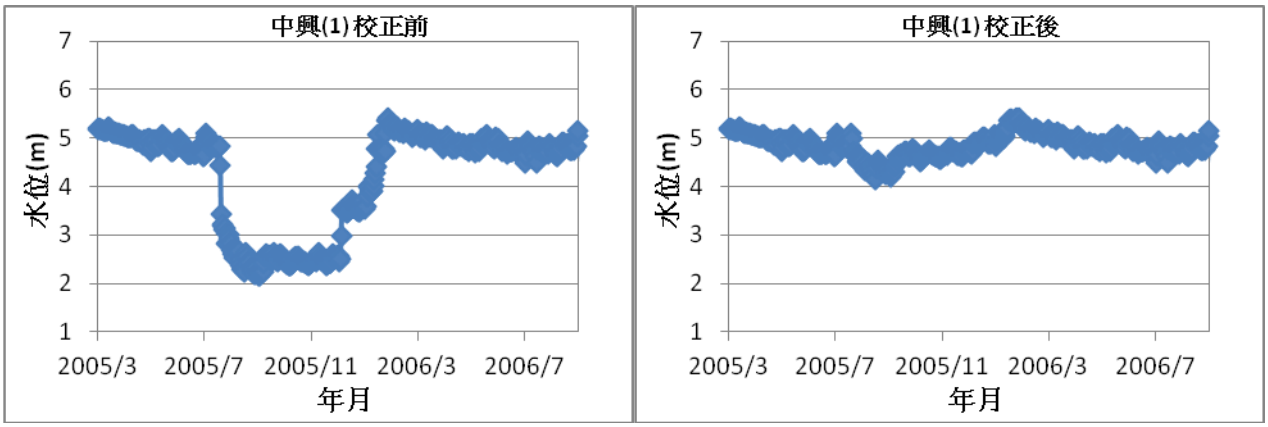
(a) (b)

圖 3.2-12 冬山(1)井疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



(a) (b)

圖 3.2-13 五結(4)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線



(a) (b)

圖 3.2-14 中興(1)疑似有問題的觀測值：(a) 水位校正前之水位歷線 (b) 水位校正後之水位歷線

第四章 地球物理補充調查

4.1 地電阻補充調查

本調查工作採用地電阻調查方法，在由地質鑽井岩心與地表調查等資料判定之蘭陽平原補注區邊界，沿扇頂向扇尾方向，分區完成三組的二維地電阻影像剖面測線，總計完成總長度約為 8 公里以上之二維地電阻影像測線，以協助補注區之劃設工作。由於鑽井地點與經費之限制，無法由密集之鑽井資料，協助判斷補注區之確切分佈範圍。一般而言，扇頂補注區地質主要為厚層之礫石層所組成，因此常形成良好之入滲通道，使得天水與地表水可沿礫石層較疏鬆之間隙而補注至淺層之非拘限含水層(Unconfined aquifer)，甚至是較深層之受壓拘限含水層(Confined aquifer)；而漸至沖積扇尾地區，近地表之沉積物則逐漸轉變為厚層之泥層，形成良好之難透水層(Aquitard)。由沉積物之導電特性來看，飽和之礫石層與泥層具有截然不同的反應，一般而言，礫石層具有較高之電阻率(約 10~100 Ohm-m)，而泥層則電阻率極低(約 1~10 Ohm-m)，由於上述礫石層與泥層之空間分佈特性，因此可以快速的由地電阻剖面上辨識出沖積層之礫石與泥層分布之情況，配合地區已有之鑽井資料，可以快速的協助判斷及確定厚層礫石所形成的補注區域的範圍。我們預期在四組測線完成後，配合區域的鑽井資料，能協助快速且經濟的判釋扇頂礫石層所構成的補注區範圍，並且提供本地區之基礎地下探測資料，協助未來繼續進行補注區域範圍劃設之作業。

4.1.1 一維與二維地電阻調查原理

（一）地電阻測勘原理

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈(UXO)等，就適用以地電阻方法作為探測工具。地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極(A、B)通入地下，於地下建立人工電場。並利用另一對電極(M、N)測量電場在 M、N 間之電位差(如圖 4.1-1)，而據此計算地層的視地電阻率(Apparent Resistivity)，進而再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率(True Resistivity)。

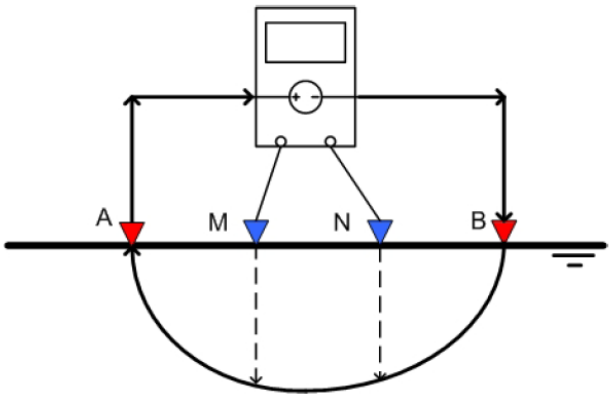


圖 4.1-1 地電阻探測儀器示意圖

根據歐姆定律，電流(I)與電壓(V)成正比，而與電阻(R)成反比：

V =I R .....(式 4.1-1)

當電流通過不同的地質材料時會因為電阻性質不同，而測得不同的電位差；而電阻性質的大小則又決定於電流流過地質材料之流線長度和流線之總截面積，以及物質的內部性質(即電阻率(ρ))有關，可進一步表示為：

$$R = \rho \frac{l}{A}$$ .....(式 4.1-2)

$$\rho = R \frac{A}{l}$$ .....(式 4.1-3)

上式中，R 為電阻，ρ 為電阻率， l 為電流流線的長度， A 為電流線的總截面積。在任一均質的地表通入電流強度為 I 之直流電，因為空氣為絕緣體，因此電流會同經由導入點呈放射狀向外流出，成為一個半球面體(如圖 4.1-2)。而電流是等量的分配在每一個地方，所以距通入電流 r 處，電位(V)也相等，且在均質的地表定義極薄的殼層為 dr。

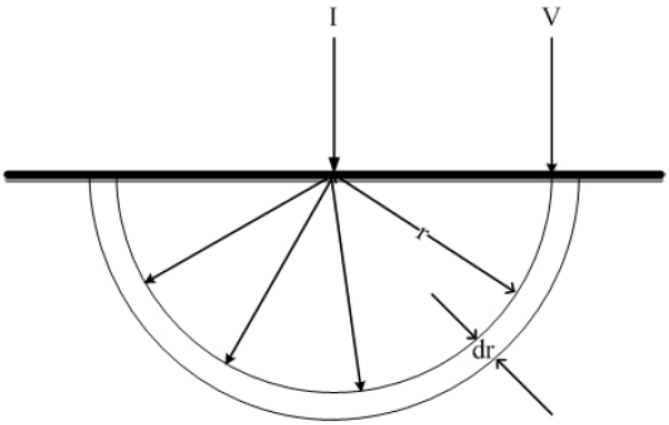


圖 4.1-2 電流流動示意圖

透過歐姆定律(式 4.1-1)定義電位差穿過此殼層電位差為：

$$dv = I(R) = I\left(\rho\frac{l}{A}\right) = I\left(\rho\frac{dr}{2\pi r^2}\right) \quad \text{……(式 4.1-4)}$$

故距單電流極 D 之任一點其電位為：

$$V = \int_D^{\infty} dv$$

$$= \frac{I\rho}{2\pi}\int_D^{\infty}\frac{dr}{r^2}$$

$$= \frac{\rho I}{2\pi D} \quad \text{……(式 4.1-5)}$$

運用上述原理，可進行地電阻法(Geoelectric Resistivity Method)之測勘，其原理為：假設在均質的地面上任意布上四根電極(A, M, N, B)，經由一對電極(A, B)導入直流電或低頻之交流電，於地下建立人工電場；並利用另一對電極(M, N)測量電場在 M, N 間之電位差(如圖 4.3)，據此即可計算該地層的視電阻率（Apparent Resistivity），由(式 4.1-5)進一步推導出：

$$\Delta V = (V_{\overline{AM}} - V_{\overline{AN}}) - (V_{\overline{BM}} - V_{\overline{BN}})$$

$$= \frac{\rho I}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]$$

$$\rho = \frac{\Delta V 2\pi}{I}\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]^{-1} \quad \text{……(式 4.1-6)}$$

令(式 4.1-6)

$$K = 2\pi\left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}}\right)\right]^{-1}$$ 可進一步縮寫為下式：

$$\rho = \frac{\Delta V}{I}K \quad \text{……(式 4.1-7)}$$

上式中，ΔV 為電位差，$V_{\overline{AM}}$、$V_{\overline{BM}}$、$V_{\overline{AN}}$、$V_{\overline{BN}}$ 分別為電流極對電位極的電位差，$\overline{AM}$、$\overline{BM}$、$\overline{AN}$、$\overline{BN}$ 為電極至電極間的距離，K：幾何排列因子(Geometric Factor)。

但往往視電阻率並不能代表地下地層的真實電阻率(True Resistivity)，而是表示在對應之電極排列下，所有小於此深度的電性地層的綜合效應，而要求得地下地層的真實電阻率及深度需經過反演計算（逆推）的軟體處理才可求得，並繪出地層的電性影像，綜合上述的結果統稱為“地電阻率的剖面影像法”。

地電阻量測可以藉由改變上述電極排列方式以及施測之位置與順序，以測得不同解析度、不同測深範圍之地電阻率剖面。常見的地電阻測勘的電極

排列法甚多，各有其探測上的優點與限制，野外施測所選定使用的方法，則視欲探測目標及施測地點的地形而異。一般基本之常用電極排列有：施蘭卜吉排列（Sch1umberger Array）、溫奈排列（Wenner Array）(圖 4.1-3)、雙偶極排列（Dipole-dipole Array）(圖 4.1-4)及雙極排列（Pole-pole Array）等。

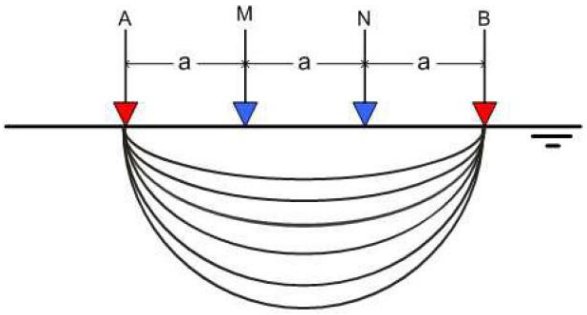


圖 4.1-3 溫奈排列（Wenner Array）示意圖

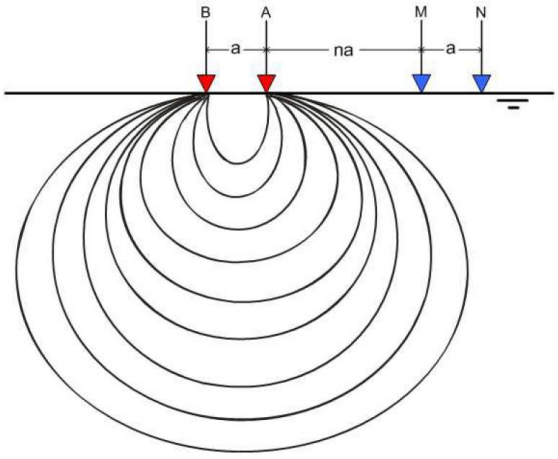


圖 4.1-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖

目前一般常見的大區域地電阻測量方式，可以分為一維地電阻方法以及二維地電阻方法。一維地電阻法是運用上述的電極排列原則，固定電極中點位置，例如以施蘭卜吉與溫奈排列法為例，固定電位極 MN 之中點位置，逐次增加電流極的間距。如此可在一個地點反應地下不同深度之電性分布。其優點是能省時快速了解地下一維地層分層大致概況，而缺點則是易受到側向不均質影響，而產生錯誤的解釋。而二維地電阻方法則是運用前述之電極排列法，於地表沿一直線測線，順序改變電極間距與電極位置，如此可以測得沿測線之不同深度、不同位置之視電阻率分佈(圖 4.1-5)，此種方法稱之為(二維)地電阻影像剖面法(Resistivity Image Profiling, RIP)。由於地電阻影像剖面法需逐次移動電流與電位之電極，因此施測上往往極為耗費時間。對於中小範圍的環境監測與地下測勘，可以於地表以一定間距佈設電極，運用地電阻

儀器內建之自動調變頻道功能，依預先選定之順序，逐次選用不同位置之四處電極分別作為電流與電位極，如此可大幅減少移動電極之時間，另外由於可以運用反饋疊加訊號，因此可減少訊號中之雜訊並提高解析度與增加施測深度，大幅提高影像解析度。

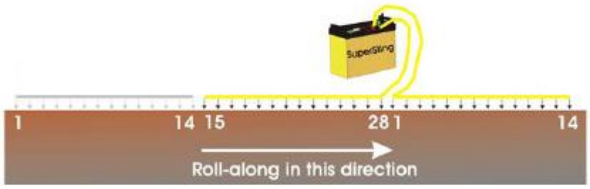


圖 4.1-5 二維地電阻剖面影像探測示意圖

本工作所採用的儀器為美國 Advanced Geosciences, INC.(AGI)公司之 SuperSting R1/IP 地電阻儀，並聯接可由電腦程式控制調變頻道之 SmartCable 系統，此系統可選用特製之水下電極進行湖盆或海底地電阻探測，最多可以同時接連 256 根電極，進行快速、高密度之地電阻影像剖面量測。本研究所採用的反演算數值軟體為 AGI 所開發出之二維地電阻影像逆推反算程式 EarthImager 2DTM。EarthImager 2D/3D 之反算程式可根據各種不同電極排列，與施測位置順序等資料，自動反推計算出半球面空間中的二維地電阻模型，並可根據已知資料如透地雷達測勘資料等，設定初始模型，最後產生地電阻影像剖面模型。

4.1.2 地電阻現地施測方式

本研究 102 年度完成工作包括一維地電阻資料整理與反演算分析工作，以及二維地電阻補測與反演算分析工作，詳細之調查工作項目包括：

(1) 完成一維地電阻資料收集與反演算分析：

本年度預計收集過去在蘭陽平原內所完成之一維地電阻施測所得到之視電阻率資料，先利用空間統計方法內外插分析，配合觀測井之岩芯資料分析，初步判斷大致的扇頂高視電阻率礫石層與扇央低視電阻率砂泥質地層之邊界分布。以提供二維地電阻測線之規劃之用。由於式電阻率代表的是一定深度內之電阻率平均值，為扣除淺層低電阻率地層對深層電阻率的影響，我們也進一步進行一維視電阻率資料之反演算工作，也運用反演算後的資料進行三維空間統計分析，以作為詳細分析本區地下地層分布之輔助分析資料。

(2) 完成四組地電阻平移測線野外施測：

如圖 4.1-6 所示，本年度預計自蘭陽溪沖積扇扇頂往扇尾方向，在初步分析判定之補注區邊界附近施作四組總長度各在 1 公里以上之地電阻平移式測

線，四組測線的延展方向與長度之決定，為由在觀測井附近進行地電阻施測，取得初步資料，則可了解該組東西向之泥層及礫層分布，再從該組地電阻資料之反演算結果判斷規畫下次測點，若從反演算影像研判該測點位於厚層泥層區域，則下次平移方向指向扇頂進行施作。若從反演算影像研判該測點位於厚層礫石層區域，則平移方向指向扇尾進行之施作。如此以平移測線的方法，包夾、逼近補注區邊界。

(3) 重點區域地電阻補充調查：

由於二維測線沿著由扇頂至扇尾方向之測線進行施測調查，因此在邊界分布之調查中，可能有部分區域之地層分布須再進行詳察驗證，因此重點區域補充調查係為補足前述測線在空間中涵蓋之不足部分或有疑義之部分進行補充，並比對本年度新鑽井與現有觀測井之岩心紀錄，以增加分析之可信度。由地電阻長測線之結果加以分析研判，再針對有疑義之區域進行更詳細之調查，利用較高解析度之地電阻影像協助辨識分析補注區之劃設範圍。

(4) 運用沖積扇地電阻率之不同分佈協助劃設補注區之分析：

利用上述之野外工作之成果，配合當地之鑽井與地質鑽探資料，可進一步運用繪出二維與三維之電性空間分布圖，並進一步交叉比對其他水文地質資料，研擬出運用地電阻率之空間分布劃設補注區邊界之標準分析做法。

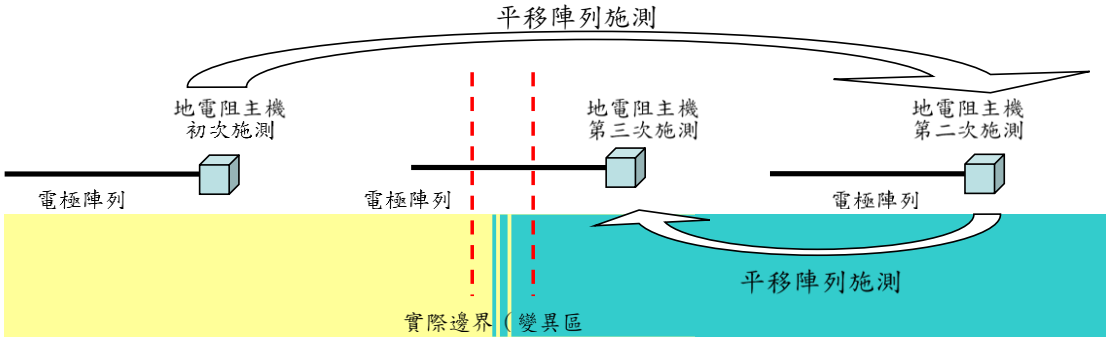


圖 4.1-6 地電阻平移式陣列施測方式示意圖

4.1.3 資料收集分析

（一）一維地電阻視電阻率資料整理分析

楊潔豪等人(楊潔豪, 陳平護, & 陳洲生, 1991)曾於宜蘭地區進行一維地電阻施測工作，共計 61 個地電阻測站(如圖 4.1-7)，施測之測深方式係採用施蘭卜吉(Schlumberger)方式進行，我們將上述資料經過數位化後，利用視電阻率與半展距(電流極距離的 1/2，通常可用以代表一定深度內的加權平均電阻率)進行作圖，圖 4.1-8 至圖 4.1-11 為蘭陽平原在半展距 3m、10m、35m、100m 之視電阻率平面分布情形。

由一維地電阻視電阻率及水利署觀測井岩芯資料初步判斷，礫石組成的扇頂呈現高電阻率的反應，一般均在 100 ohm-m 以上，而扇央與扇尾的沉積物電阻率則低於 50 ohm-m。若以電阻率 100 ohm-m 作為扇頂礫石層分布的邊界，就空間分布來看，在深溝-大洲-順安一線，似乎位於扇頂礫石層與扇央較泥質的地層之漸變帶上。

就岩芯資料來看，的確在此三口井的岩芯紀錄中存在有礫石以及厚泥層之岩性紀錄。因此，我們初步判斷此一扇頂礫石層之邊界，應該由蘭陽平原北側，沿吳沙-深溝-大洲-順安-龍德等觀測井一帶區域分布(圖 4.1-12)，因此我們初步規劃二維地電阻將沿此一區帶周圍進行詳查。

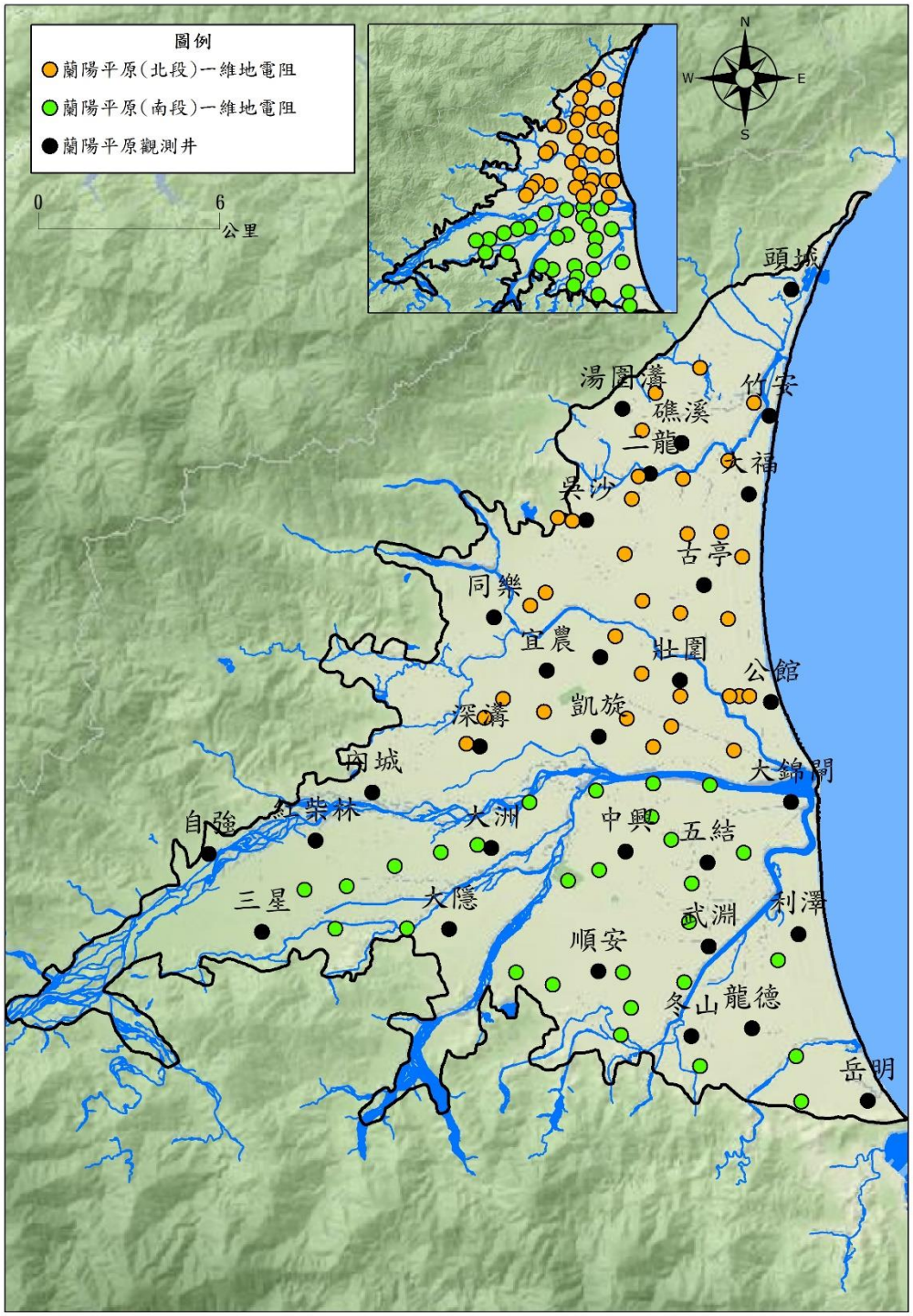


圖 4.1-7 蘭陽平原地下水觀測井分布以及一維地電阻測站分布

圖 4.1-8 至圖 4.1-11 各為蘭陽平原半展距 3m、10m、35m、100m 深之一維地電阻視電阻率分布，紅色區塊表示電阻率大於 1000 ohm-m 區域，橙色區塊表示電阻率為 800-1000 ohm-m 區域，黃色區塊表示電阻率為 600-800 ohm-m 區域，綠色區塊表示電阻率 300-600 ohm-m 區域，藍色區塊表示電阻率為 100-300 ohm-m 區域，紫色區塊表示電阻率在 100 ohm-m 以下。

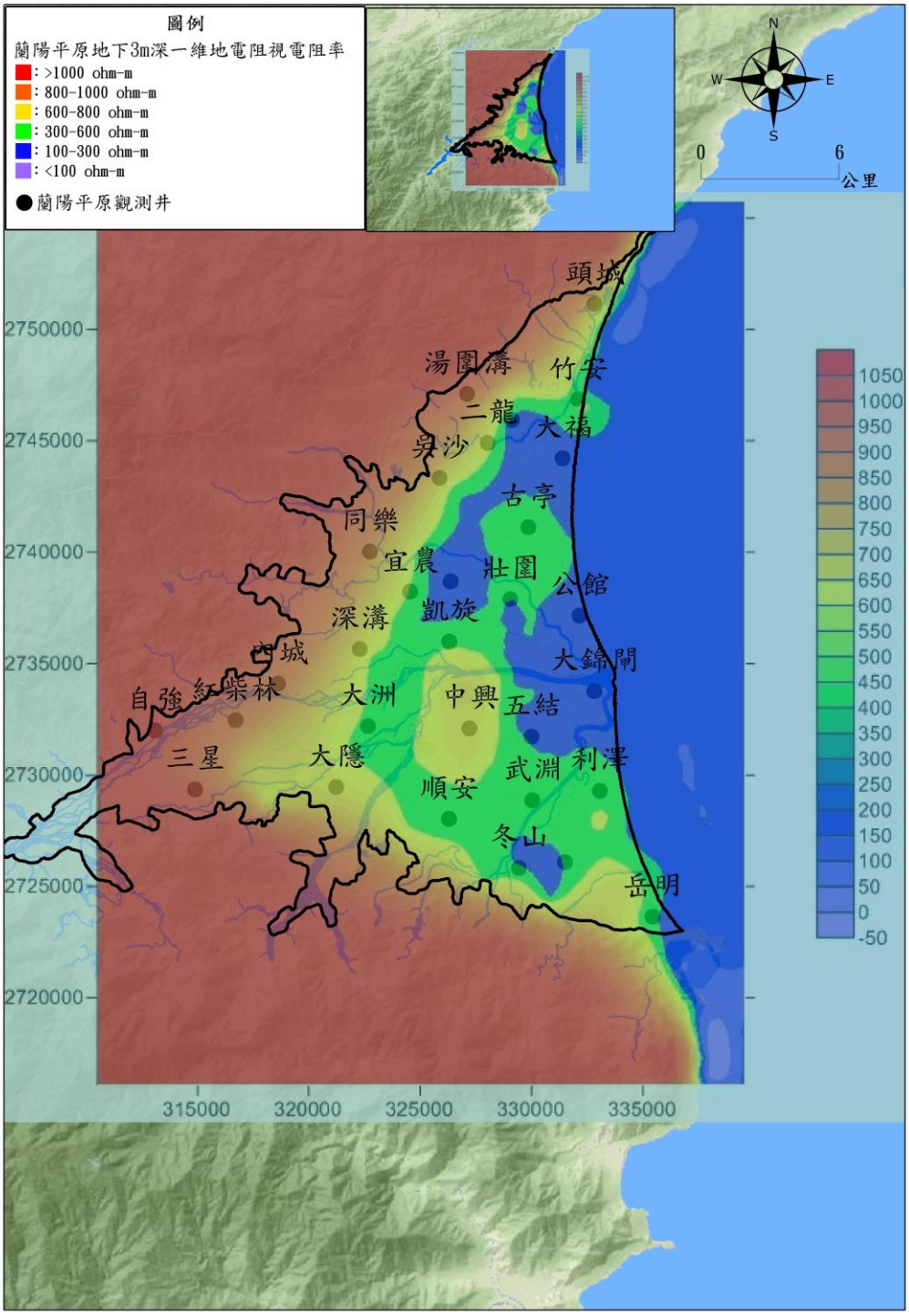


圖 4.1-8 蘭陽平原半展距 3m 深之一維地電阻視電阻率分布

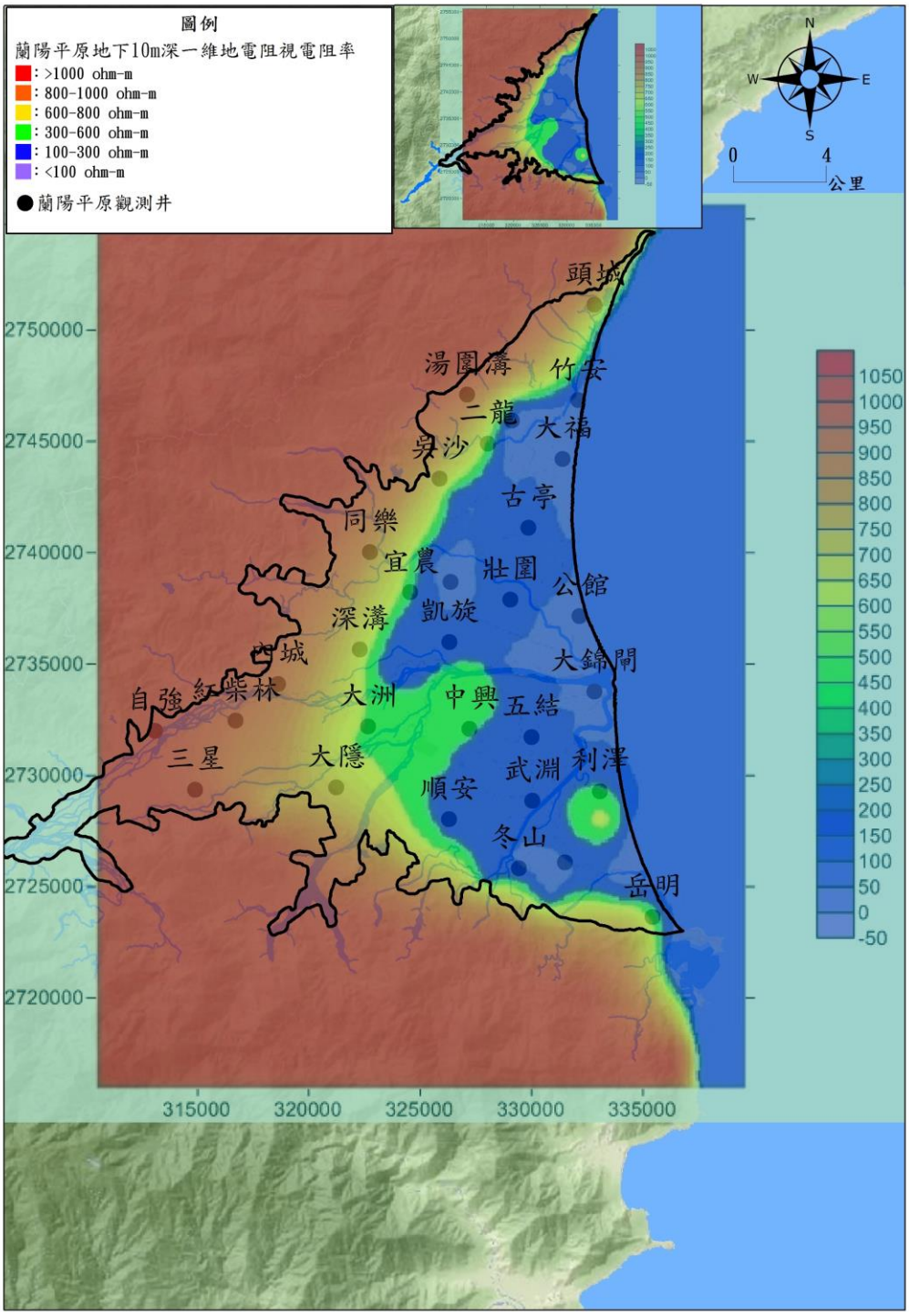


圖 4.1-9 蘭陽平原半展距 10m 深之一維地電阻視電阻率分布

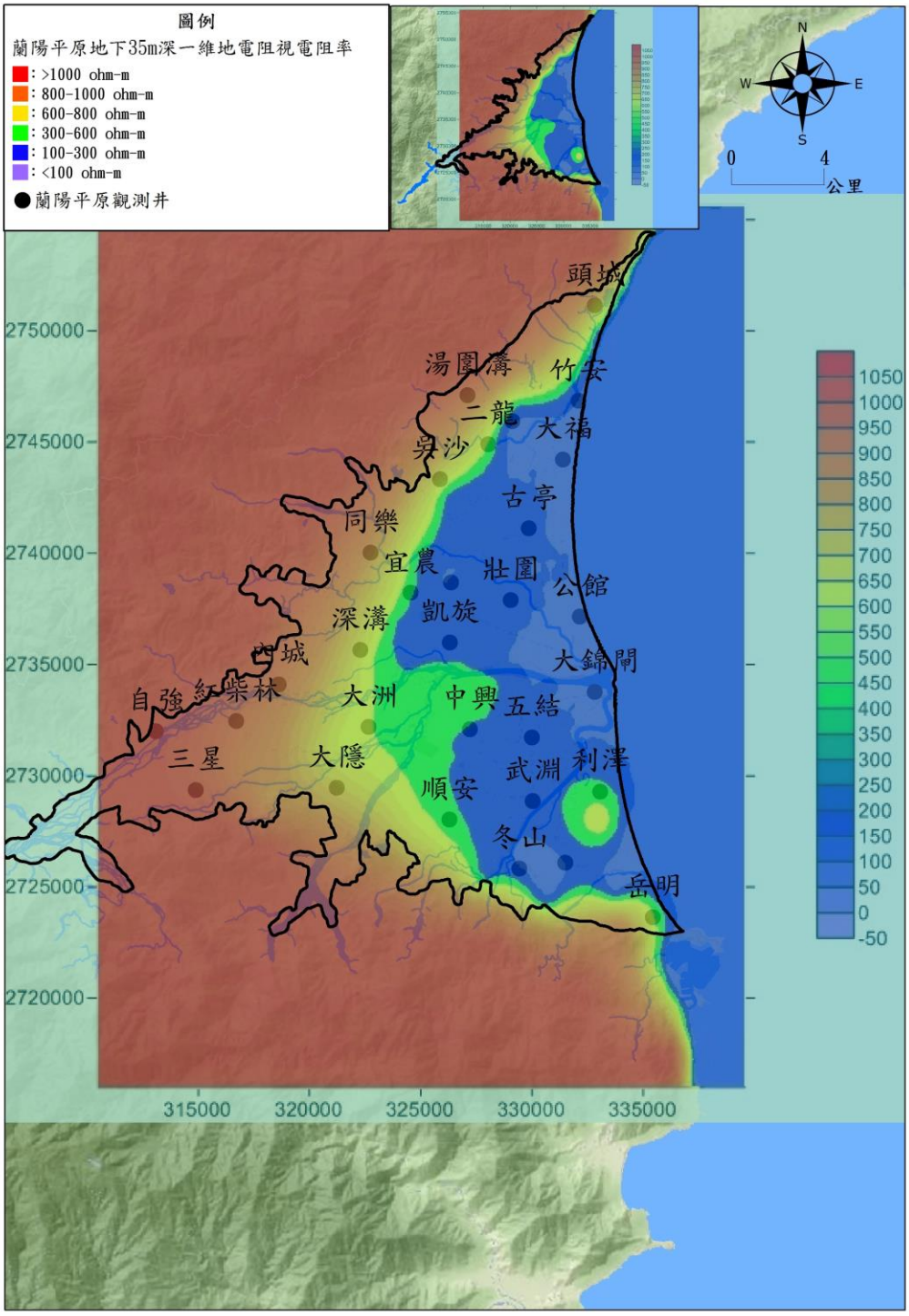


圖 4.1-10 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率分布

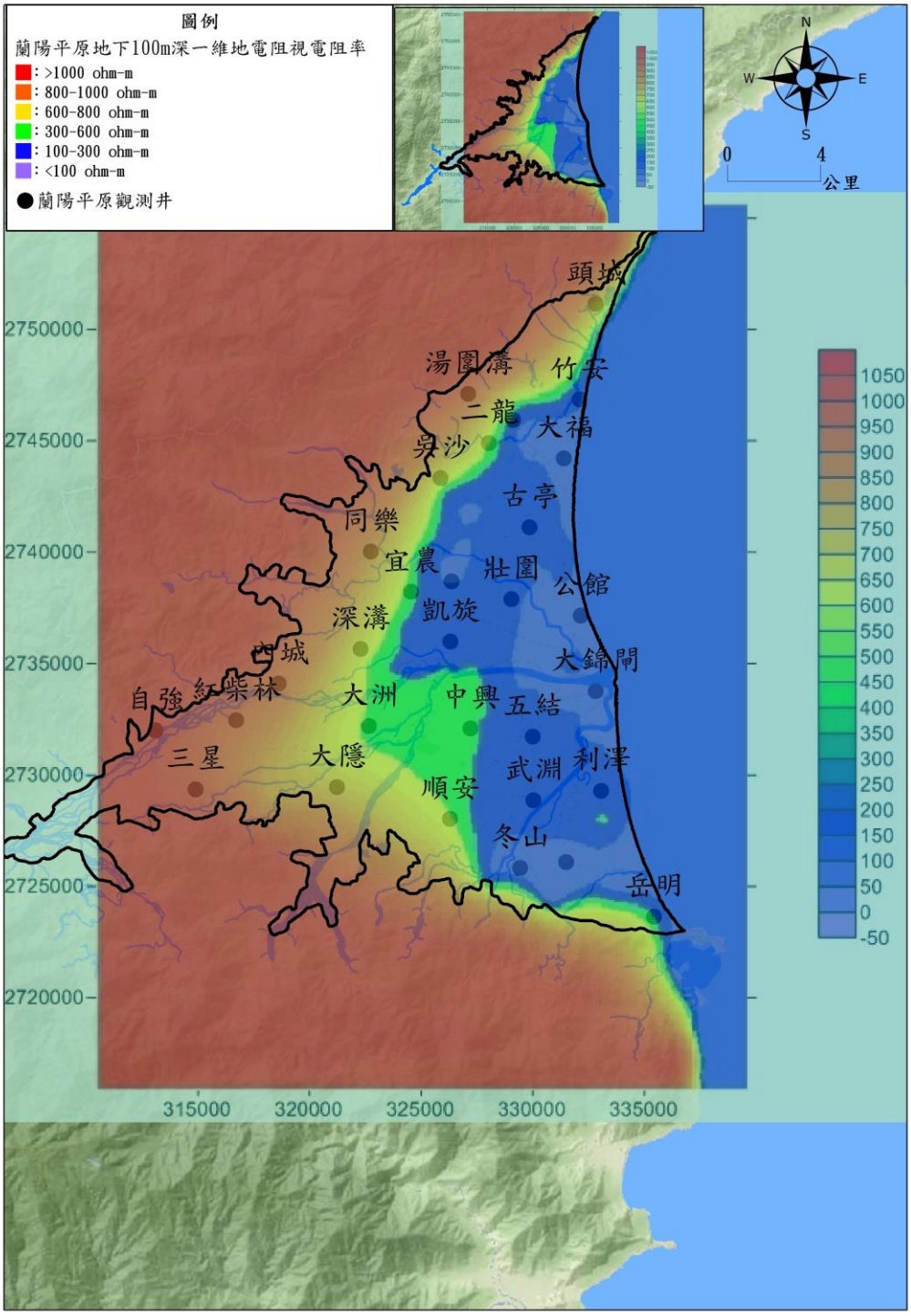


圖 4.1-11 蘭陽平原半展距 100m 深之一維地電阻視電阻率分布

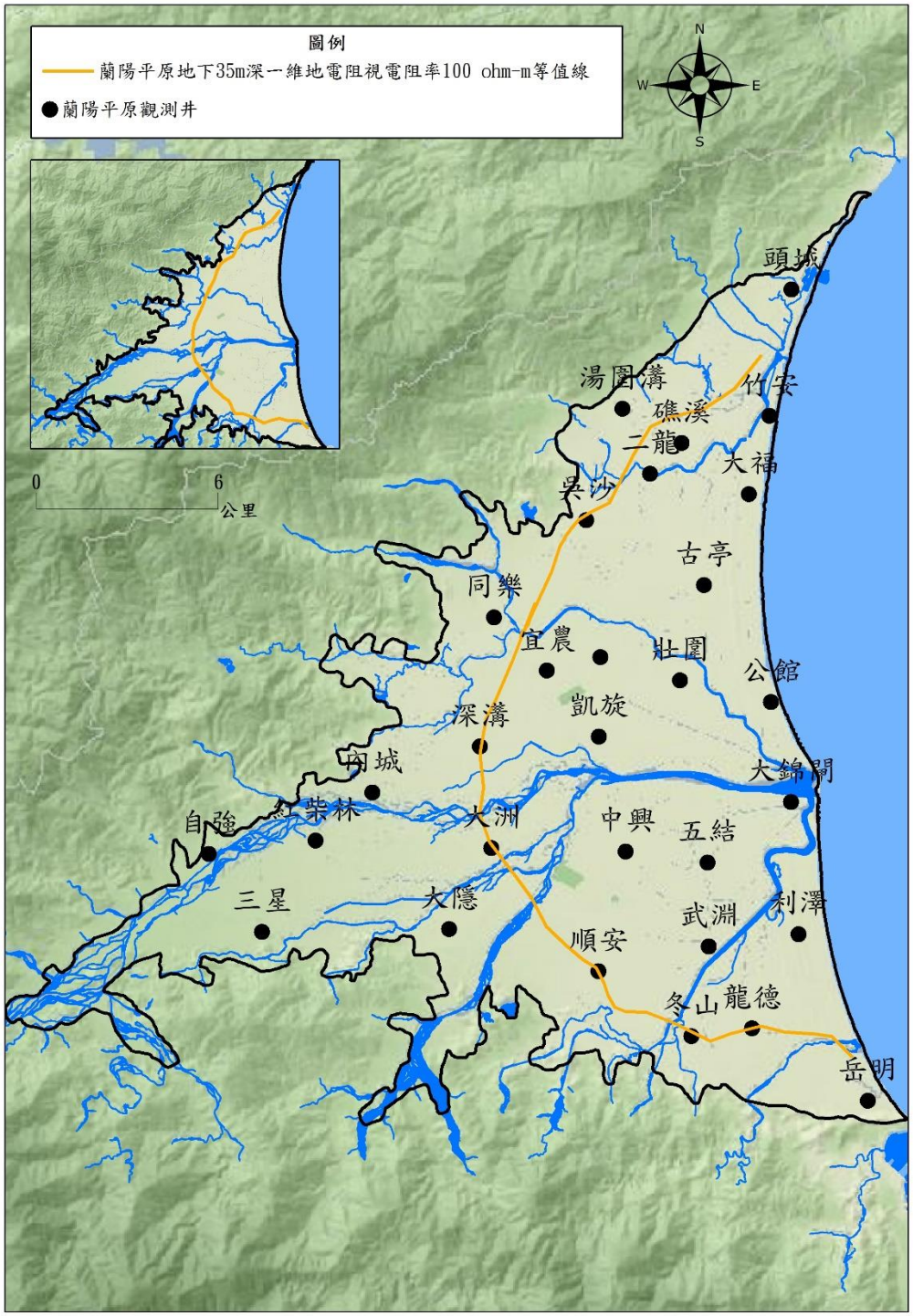


圖 4.1-12 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率 100 ohm-m 等值線分布

（二）一維地電阻資料反演算分析

我們利用上述資料之原始測量數據，刪去近地表易接收到地表雜訊之部分資料(半展距)小於 5 米之資料，再利用 ipi2Win 程式(Bobatchev, Modin, & Shevnin, 2001)進行反演算計算。計算之結果再經過最小距離平方法快速進行內外插計算，得到在不同深度、不同位置之地電阻三維模型。藉由三維模型

的協助，我們可以用來協助判斷可能之扇頂礫石層邊界之分布位置，並於可能之邊界位置進行二維地電阻之詳查工作，確定礫石層的分布範圍。

圖 4.1-13 至圖 4.1-15 各為蘭陽平原半展距 5m、50m、100m 深之一維地電阻反演算影像，紅色區塊表示電阻率大於 500 ohm-m 區域，橙色區塊為 150-500 ohm-m 區域，黃色區塊表示電阻率 100-150 ohm-m 區域，綠色區塊表示電阻率 50-100 ohm-m 區域，紫色區塊表示電阻率在 50 ohm-m 以下。

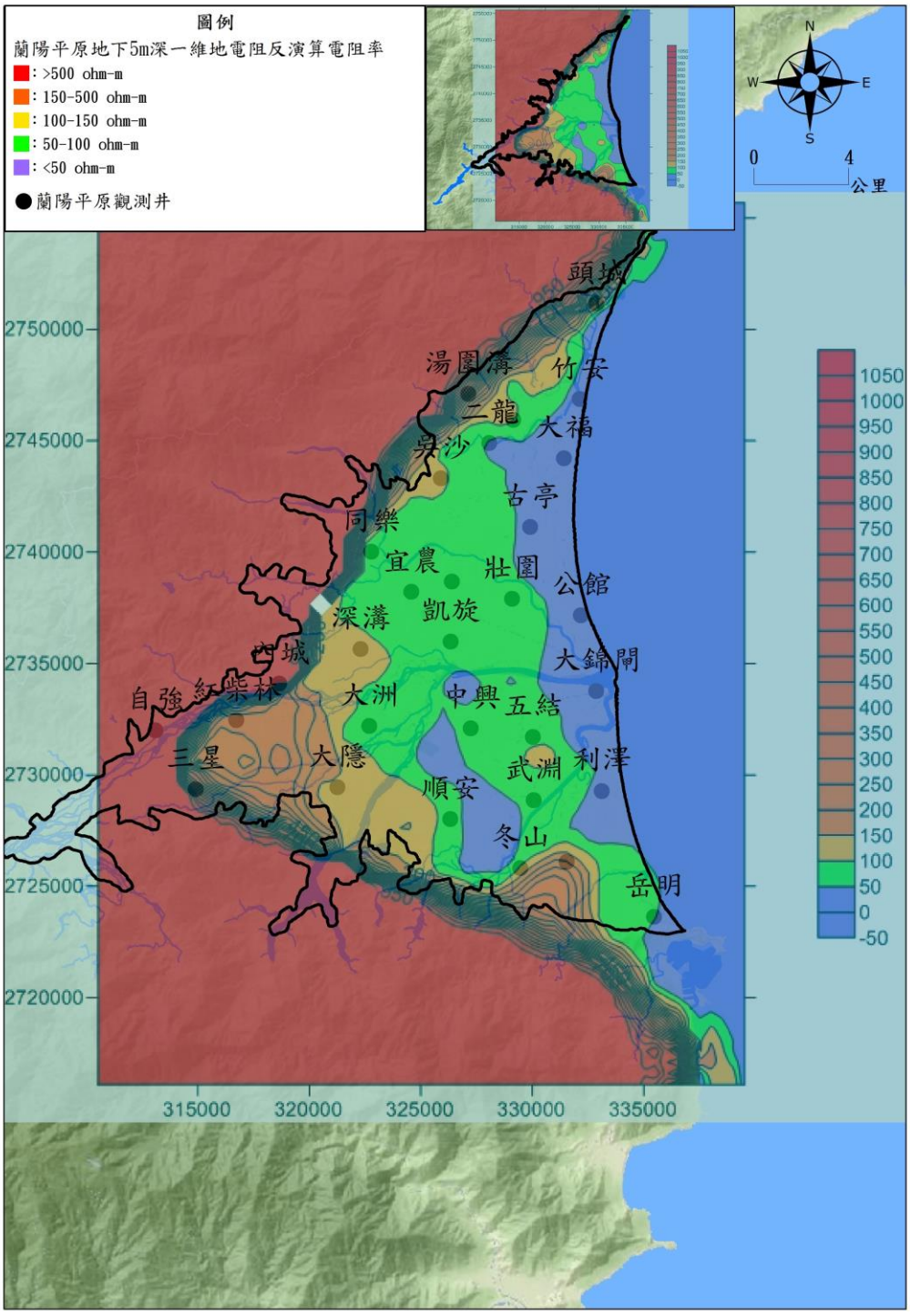


圖 4.1-13 蘭陽平原半展距 5m 深一維地電阻反演算影像

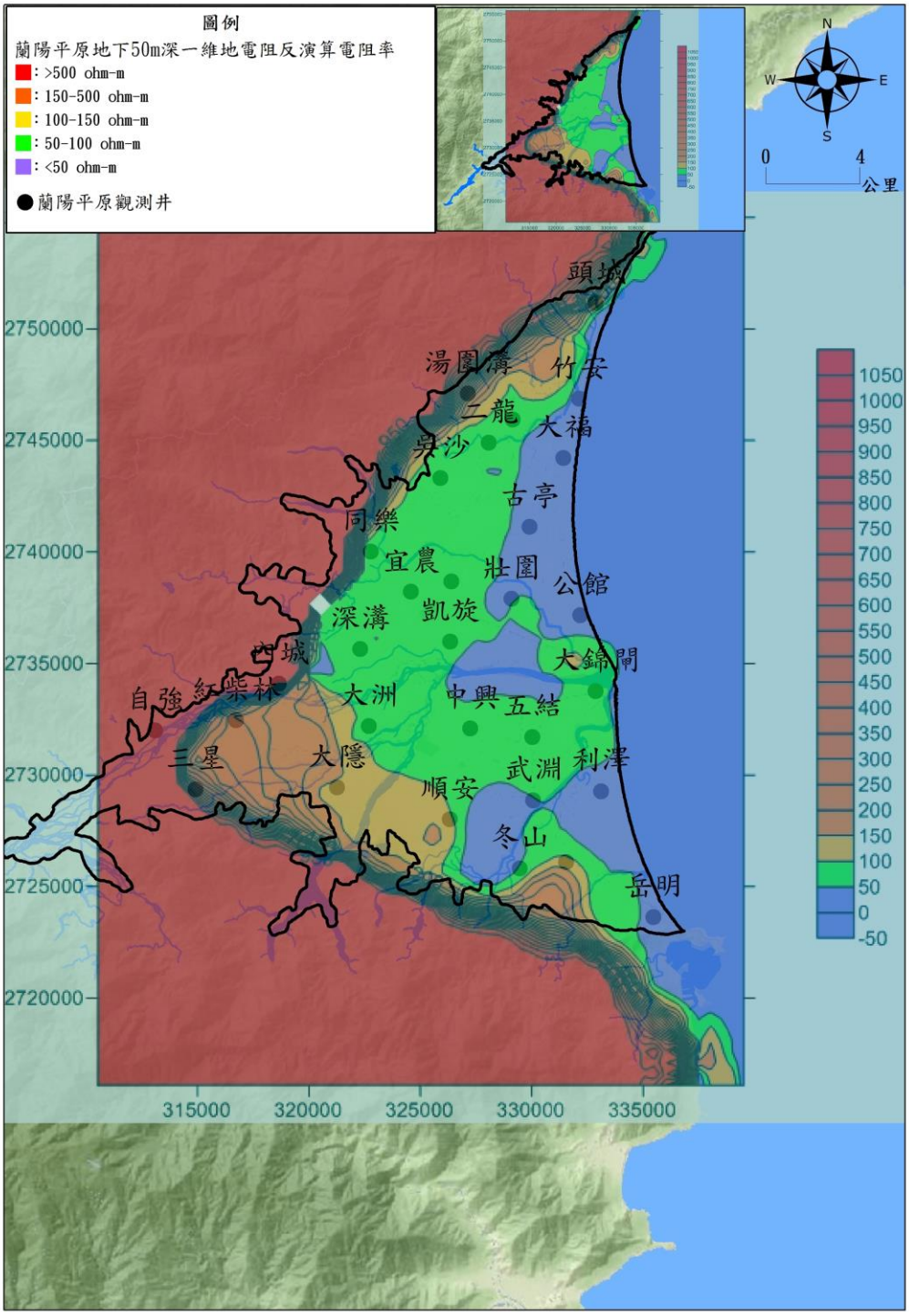


圖 4.1-14 蘭陽平原半展距 50 m 深一維地電阻反演算影像

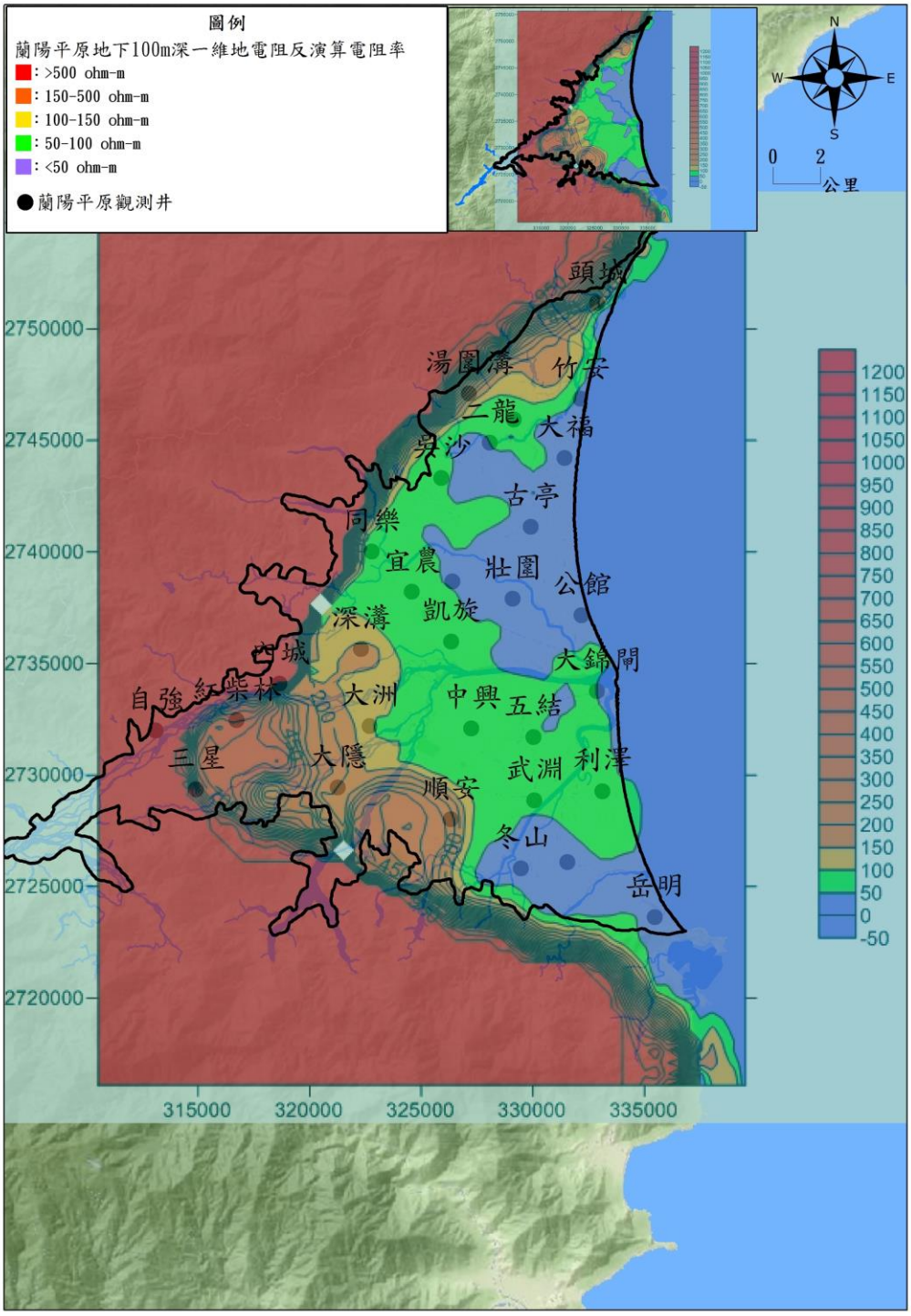


圖 4.1-15 蘭陽平原半展距 100 m 深一維地電阻反演算影像

由一維地電阻電阻率及水利署觀測井岩芯資料初步判斷，礫石組成的扇頂呈現高電阻率的反應，一般均在 120 ohm-m 以上，而扇央與扇尾的沉積物電阻率則低於 40 ohm-m。若以電阻率 120 ohm-m 作為扇頂礫石層分布的邊界，就空間分布來看，似乎位於扇頂礫石層與扇央較泥質的地層之漸變帶應

在深溝-大洲-順安一線以西，與前述視電阻率的研判結果略有出入。且在50m 及 100m 深之電阻率影像，在現在蘭陽溪主流位置，高電阻率(>120 ohm-m)的扇頂礫石層呈現局部向扇頂內凹之型態。

4.1.4 地電阻現地施測結果

至 102 年 10 月 20 日為止，已完成本區一維地電阻資料整理、反演算以及空間分析工作，一維地電阻補施測測線 36 處，以及 300 公尺以上二維地電阻詳查測線 36 條，目前已完成測線長度 9120 公尺之二維地電阻施測工作，已超過合約進度(總長至少 4000 公尺)之 200%。

本調查工作採用地電阻調查方法，在由地質鑽井岩心與地表調查等資料判定之宜蘭平原補注區邊界。沿扇頂向扇尾方向，分為四個區域調查；並以放射狀施作，各區域均由扇頂至扇尾施作約 1 公里的平移式二維地電阻影像剖面測線。

預計採用之每條電極陣列之電極間距為 10 公尺，單次施測長度約為 330-400 公尺，估計測深約可達 50-70 公尺，根據過去台灣各地區之鑽探資料顯示，近地表發現之約 10 公尺厚之泥層一般已被視作具有足夠阻水特性之難透水層，因此上述之測線設計應已足夠作為扇頂補注區劃設調查之用。

根據***鄭屹君(2010)***利用岩心鑽探資料所逆推之蘭陽平原古沉積環境所判斷的上扇及下扇邊界，以及中央地質調查所依據岩心鑽探資料、地球化學調查與其他調查結果，所繪製之水文地質剖面圖及解釋，比對前述整理並數位化之蘭陽平原一維地電阻資料，初步研判補注區邊界應是沿同樂、深溝、大洲、順安等觀測井之連線，大致符合 35 公尺半展距一維地電阻之 100 ohm-m 等值線(如圖 3.1-6)。

為了避免複雜的水文地質條件與電性地層特徵的差異影響本年度的判斷與調查結果，本年度(102)蘭陽平原的調查工作主要仍沿用 100、101 年度於屏東地區平移測線方法的設計，建立分區測線之主要標準觀測井岩芯與二維地電阻剖面的對比，以利資料比對正確性。如此，可在較短時間內確實找出地下水補注區邊界於各區測線內與觀測井的約略相對位置。後續較精確的補注區邊界劃定，仍依照平移式測線施測方法以二維地電阻剖面影像繼續判定求得較精確的邊界位置。以觀測井為主軸的分區測線規劃與野外二維地電阻資料實測，加上岩芯資料比對驗證，配合重新數位化之一維施蘭卜吉法視電阻率資料與反演算結果，預計可獲得精準的補注區邊界劃定。

本年度（102）調查工作預計於蘭陽平原，初步將蘭陽平原分成四區，於同樂-深溝-凱旋觀測井間(第一區)、內城-深溝-大洲觀測井附近(第二區)、大洲-中

興-順安觀測井間附近(第三區)，以及凱旋-中興觀測井附近(第四區)(如圖4.1-16)，進行二維地電阻施測，共計完成 36 條地電阻測線之施測工作，測線長度平均在 300 公尺以上，已完成共計 9120 公尺以上之測線施測工作。

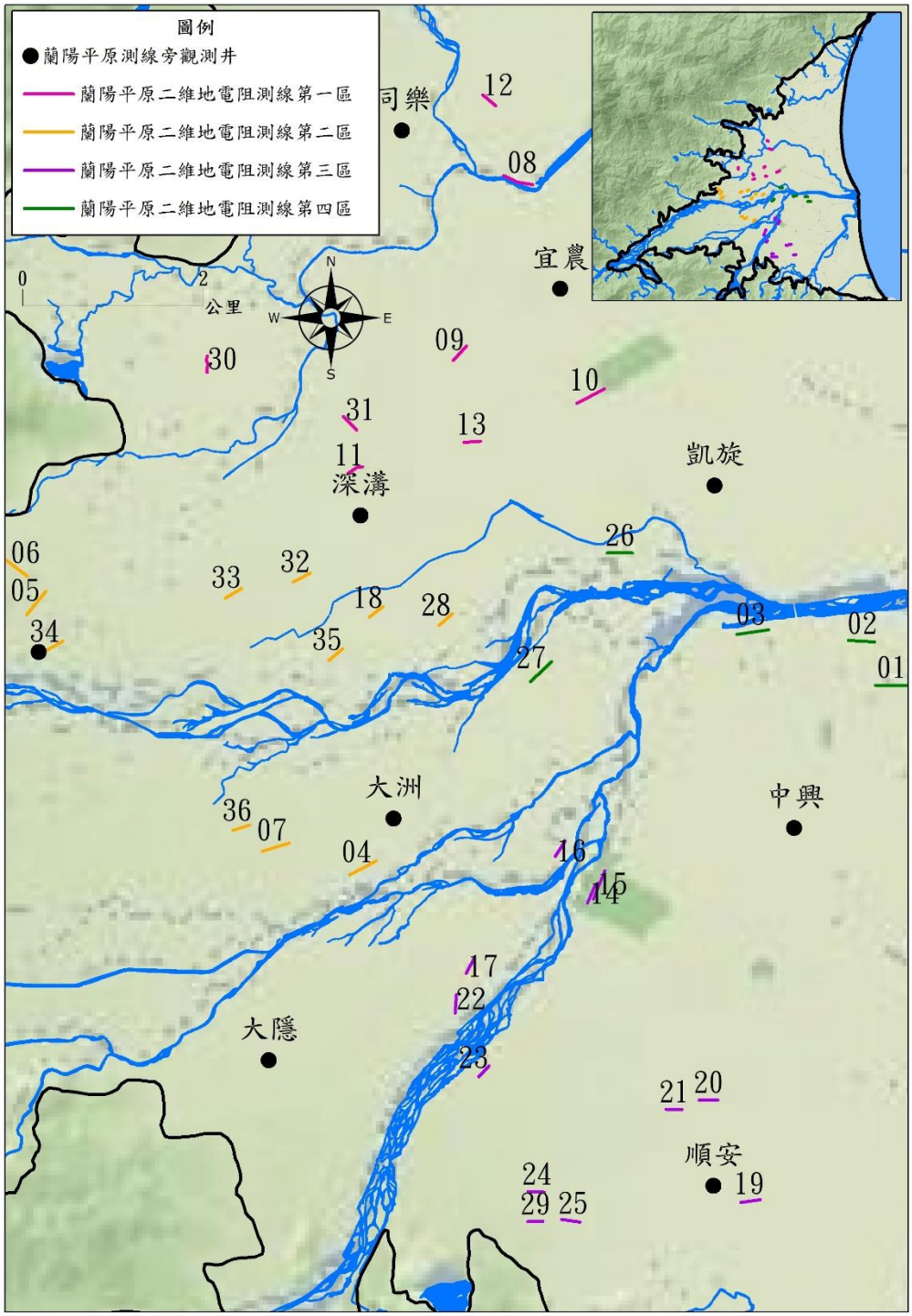


圖 4.1-16 蘭陽平原地電阻已施測二維地電阻測線位置分佈圖

圖 4.1-17 為在同樂-深溝-凱旋觀測井間的第一區內的 8 條測線分佈情形。由北向南依次為：Line 12、Line 8、Line 9、Line 30、Line 10、Line 31、Line 13、Line 11 等。圖 4.1-18、圖 4.1-19 則呈現各測線的反演算結果。

第一區內最北側的 Line 12，以及最南側的 Line 11 與 Line 13，均呈現在地表的 20-25 公尺深範圍內，有一層相當低阻的地層存在，局部電阻率可以低至小於 10 Ohm-m，而在 25 公尺深處以下，突然變為相對高阻的地層材料反應，電阻率高於 100 Ohm-m。

在同樂觀測井東南側約 1 公里外之 Line 8 與宜蘭市區西南側的 Line 9，則相同呈現表層沉積物為較高電阻率(約 50-80 Ohm-m)，而深層電阻率降低至 30-40 Ohm-m 以下的電性反應。

另外，Line 30 與 Line 31 則也同樣呈現地表下 10 公尺深範圍內，有較低電阻率(20-35 Ohm-m)的電性反應，而 10 公尺深以下的地層，則呈現相對高阻(電阻率約 70-100 Ohm-m 左右)的電性反應。

將 Line12 的電阻率反演算剖面與附近的同樂觀測井(兩者距離約 900 公尺)之岩芯紀錄比對，發現兩者的剖面無法有良好之對比關係，同樂觀測井岩芯資料顯示，在地表 10 公尺深度範圍內存在一層礫石層，而在 10-40 公尺深度範圍內，主要為泥質地層。因此我們原先預期應在附近區域測得在 40 公尺深度範圍內，有類似的較低電阻泥質地層的反應，然而 Line 12 的施測結果卻與預期大相逕庭，在地表存在一層較低電阻率的地層，而在 20 公尺深度以下則出現較高電阻率之地層

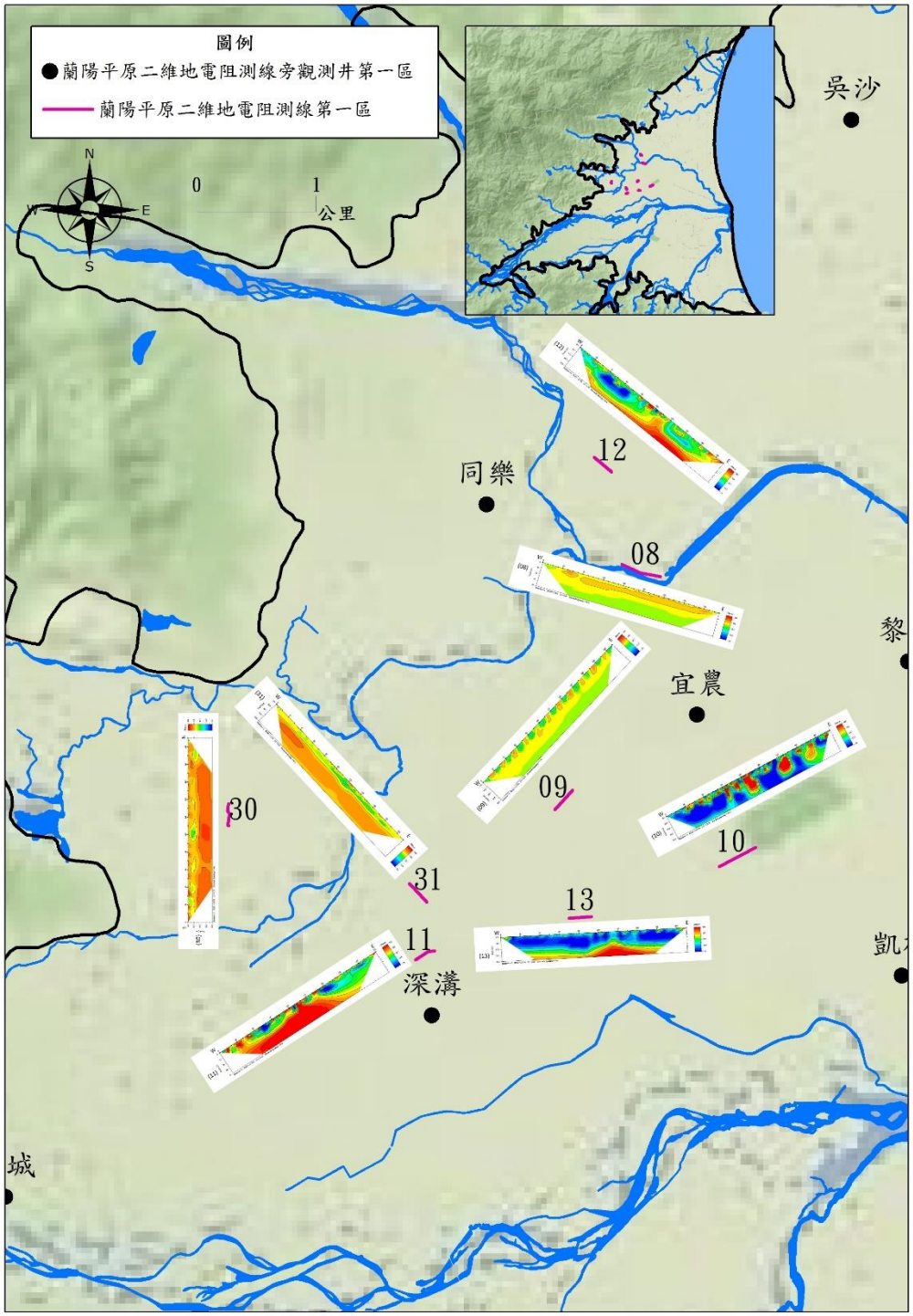


圖 4.1-17 蘭陽溪以北第一區已經完成之二維地電阻剖面分佈位置

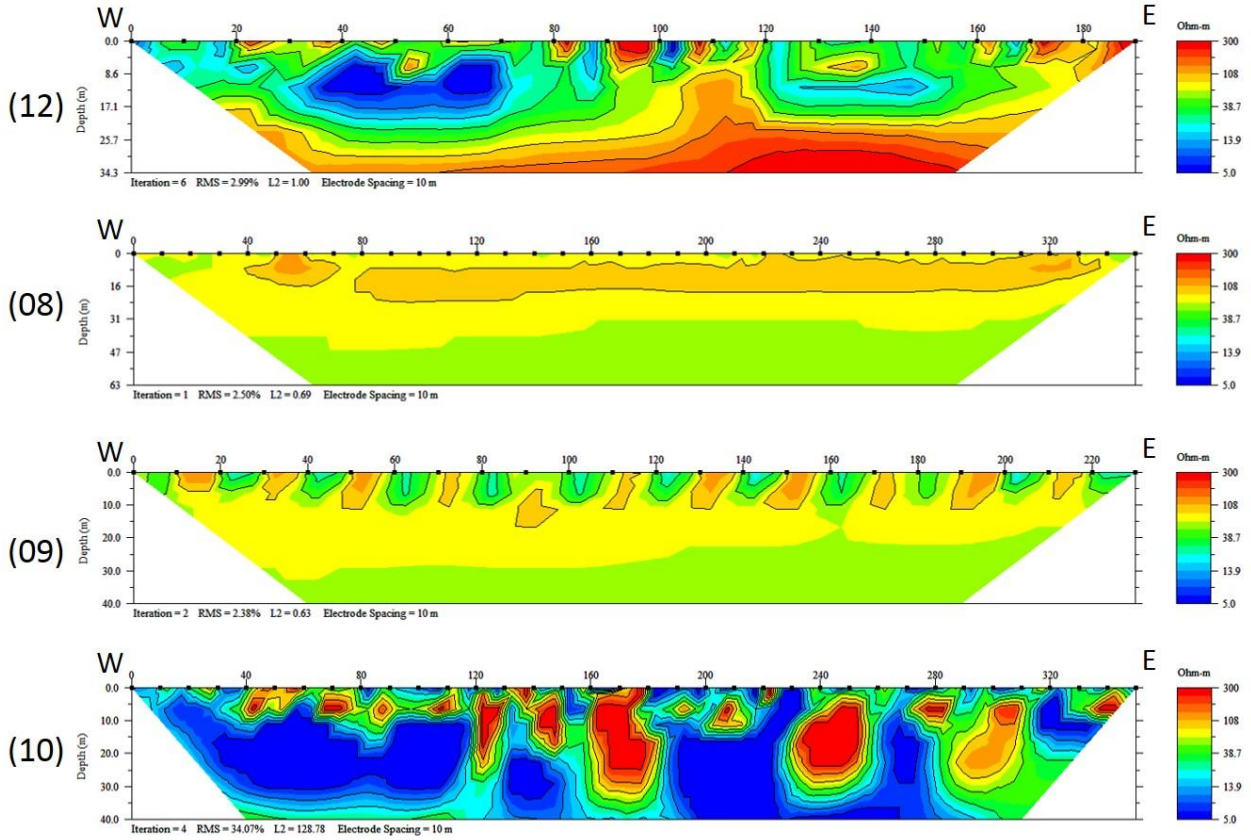


圖 4.1-18　Line 12、Line 8、Line 9、Line 10 剖面的地電阻二維反演算影像

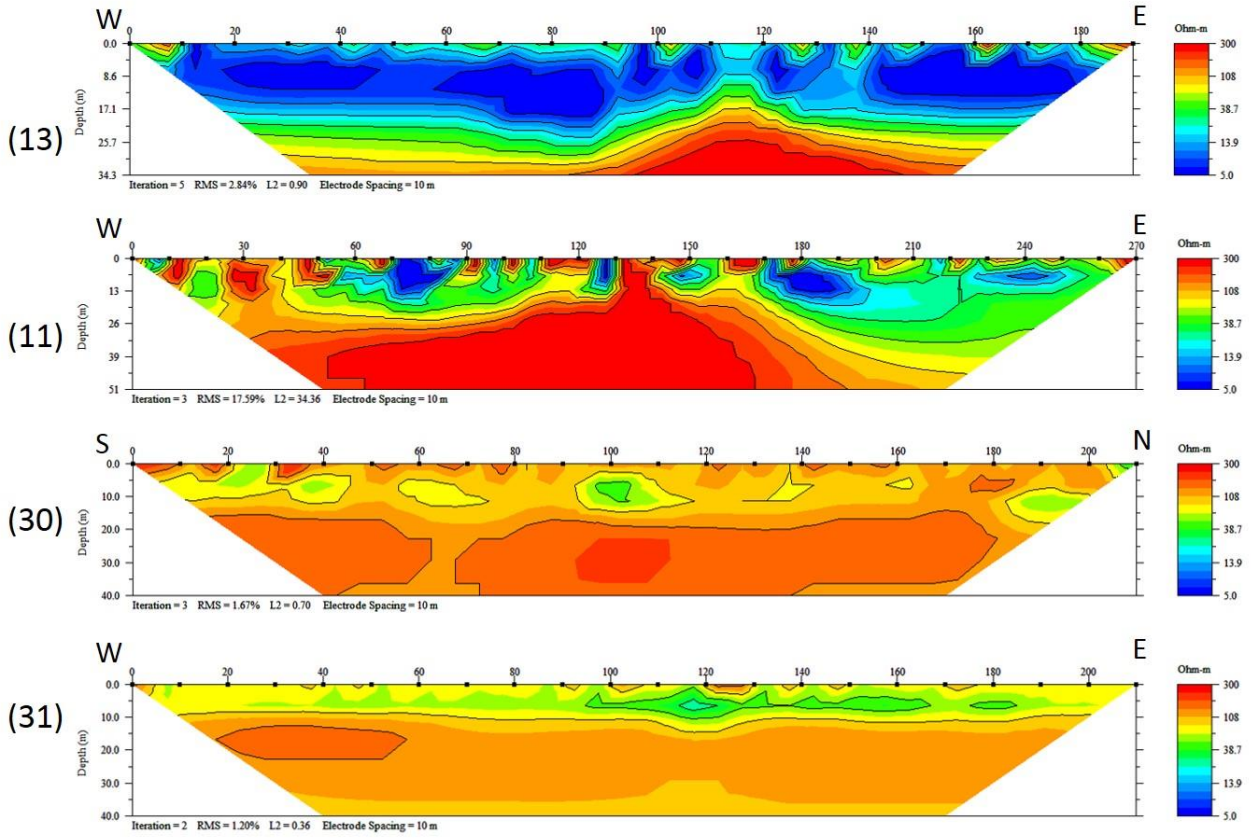


圖 4.1-19　Line 13、Line 11、Line 30、Line31 剖面的地電阻二維反演算影像

圖 4.1-20 為在內城-深溝-大洲觀測井間的第二區內，總共 11 條地電阻測線分佈情形。在蘭陽溪以北的分佈由東向西分別為：Line 28、Line 18、Line 32、Line 35、Line 33、Line 34、Line 5 以及 Line 6，圖 4.1-21、圖 4.1-22、圖 4.1-23 則呈現各測線的反演算結果。

第二區內蘭陽溪以北最東側的 Line 28、Line 18、Line 32 與 Line 35，在地表的 40 公尺深範圍內，均在不同深度出現電阻率低於 100 ohm-m 的地層。深溝觀測井西南約 900 公尺處的 Line 32 測線，地表下 10 公尺範圍內為一層低於 100 ohm-m 的表土沉積物，在地表下 10-35 公尺深度內，存在一層高電阻率的地層，電阻率高於 300 ohm-m，而在此一高電阻率地層之下則為一層低電阻率之地層，與深溝觀測井的井下岩芯紀錄與電阻井測紀錄判是結果接近。同樣的在 Line 35 測線地電阻剖面中，地表下主要為電阻率高於 300 ohm-m 的高阻地層，淺層有一電阻率低於 10 ohm-m 極低阻地層構造，局部分布在地表下約 15-25 公尺深度範圍內。此一高電阻率地層的存在也大致類似深溝觀測井北側屬於第一區的 Line 11(如圖 4.3-2、圖 4.3-4)。在本測線南 900 公尺的 Line 35 以及西側 700 公尺處的 Line 33 測線，也均同樣的呈現地表 10 公尺範圍內為低於 100 ohm-m 的較低電阻率地層，而 10-40 公尺深範圍內則為相當高阻之地層，電阻率可高達 300 ohm-m 以上，與前述兩測線大致相似的電阻率分布情形。然而在 Line 32 測線西側，相距不到 1Km 的 Line 18 與 Line 28 兩測線，在地表下 10-40 公尺深的範圍，已經很快變成電阻率在 40 ohm-m 以下的中低電阻率地層。在深溝觀測井一帶地下 10-40 公尺深度範圍的 300 ohm-m 高電阻率地層，在第一區的東側 (Line 18 與 28 附近)已經消失。

在內城觀測井(榮源國中)東側以及南側我們分別施作兩條地電阻測線，Line 6 與 Line 5。此二條測線已接近山區，地電阻剖面均呈現在地表下 10-25 公尺深度區間，存在一層較低電阻率之地層，而在此一地層以下，則為電阻率超過 300 ohm-m 之高阻地層，而在內城觀測井南側 800 公尺處，位於蘭陽溪畔的 Line34 測線，則均為高於 300 ohm-m 的高阻地層，顯示此處已完全處於蘭陽溪沖積扇頂之礫石區。

本區位於蘭陽溪南測的測線有 Line 4，Line 7，以及 Line 36。其中 Line 4 位於大洲觀測井的西南方約 600 公尺處，由地電阻剖面研判，地表下淺層有一電阻率低於 10 ohm-m 極低阻地層構造，分布在地表下約 15-40 公尺深度範圍內，其下則為電阻率高於 300 ohm-m 的高阻地層，此一淺層電阻率低於 10 ohm-m 的地層有向東漸厚之趨勢，與高阻地層之界面亦有向東漸深之趨勢。然而比較附近大洲觀測井之鑽井岩芯與井測資料，大洲觀測井自地表至約 40 公尺深均為粗砂礫，井下的電測紀錄也在相應深度顯示相當高阻的電性反

應。與前述 Line 4 的地電阻反演算分析結果截然不同。然而在 Line 4 測線西側的 Line 7 以及 Line 36 測線，在地表 40 公尺範圍內均呈現電阻率高於 100 ohm-m 的電性反應，顯示應為較不含泥質的電性反應，並未出現低阻的電性地層反應，推測此處也已經位於蘭陽溪扇頂礫石為主地層區域。

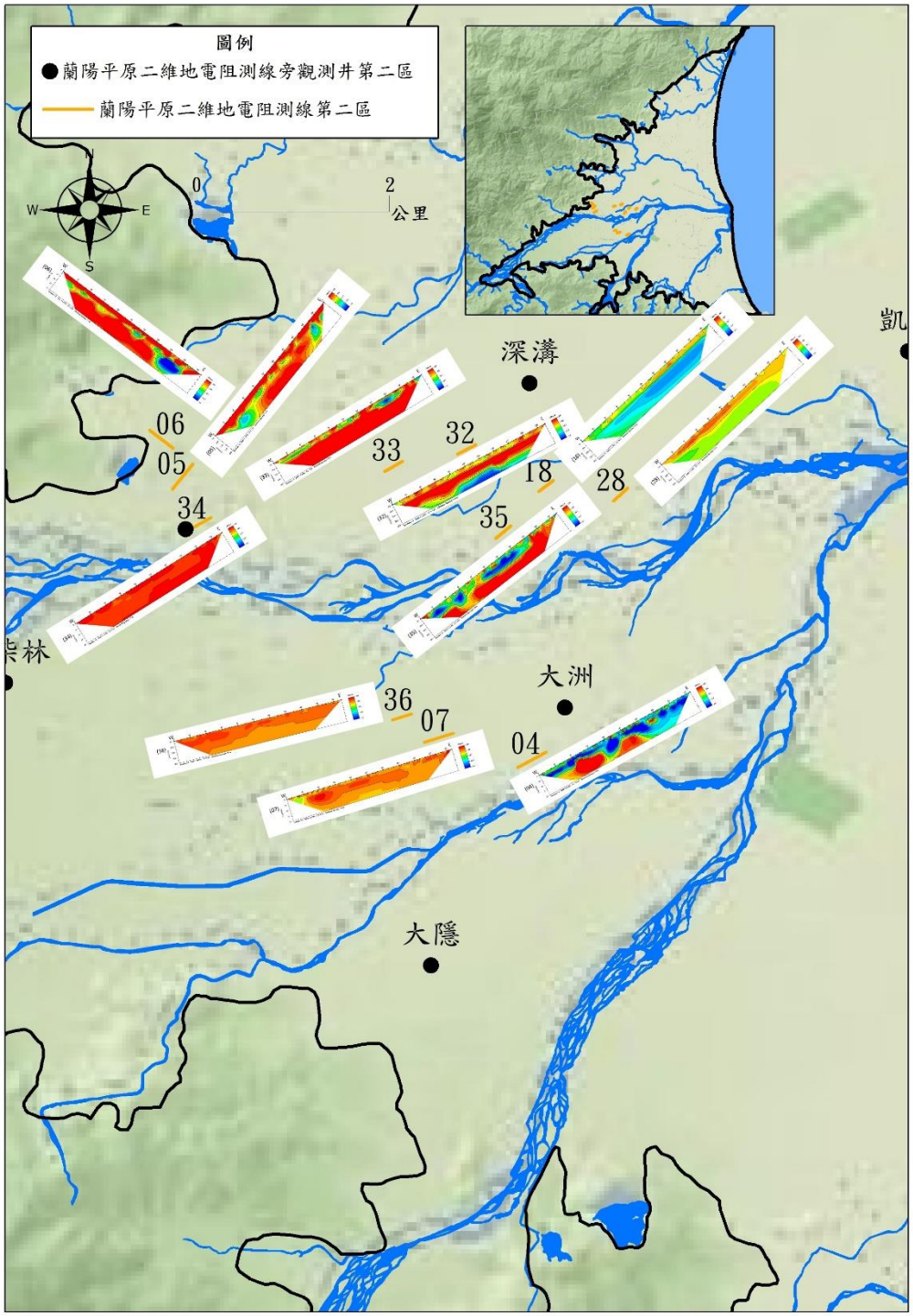


圖 4.1-20 蘭陽平原第二區之二維地電阻剖面分佈位置

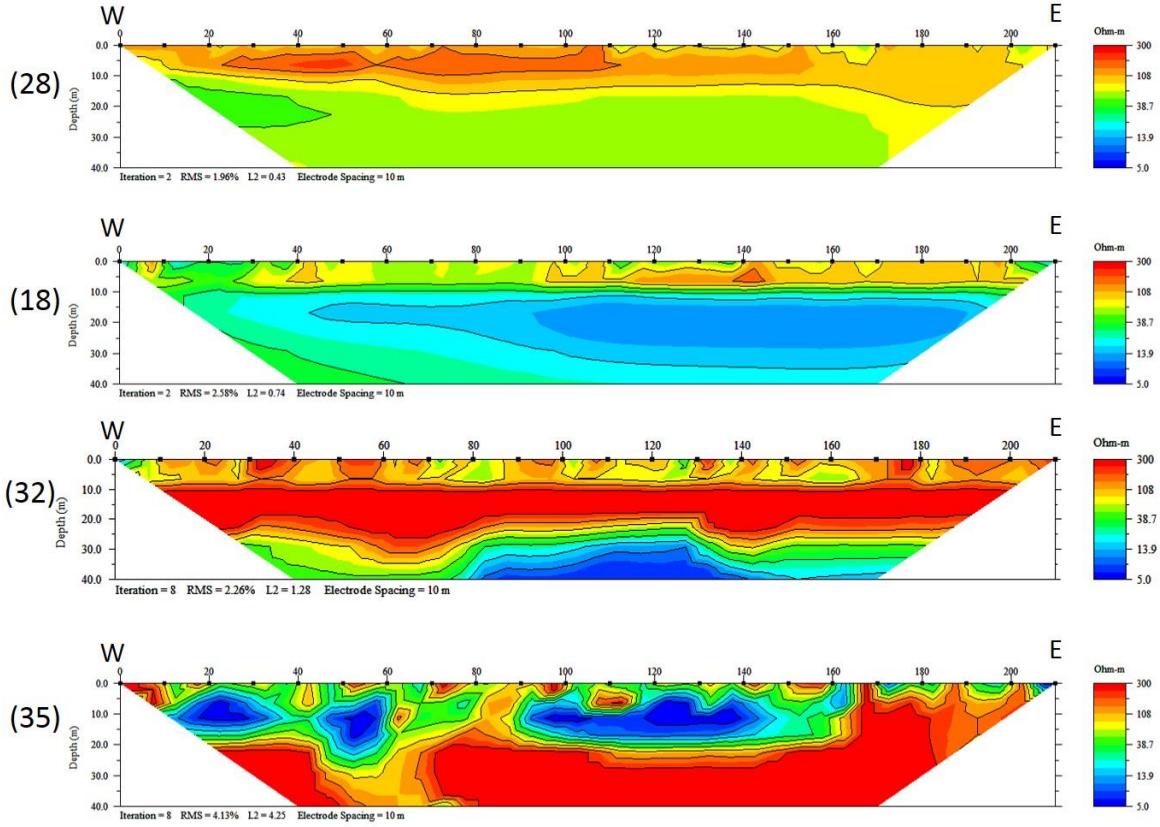


圖 4.1-21　Line 28、Line 18、Line 32、Line 35 剖面的地電阻二維反演算影像

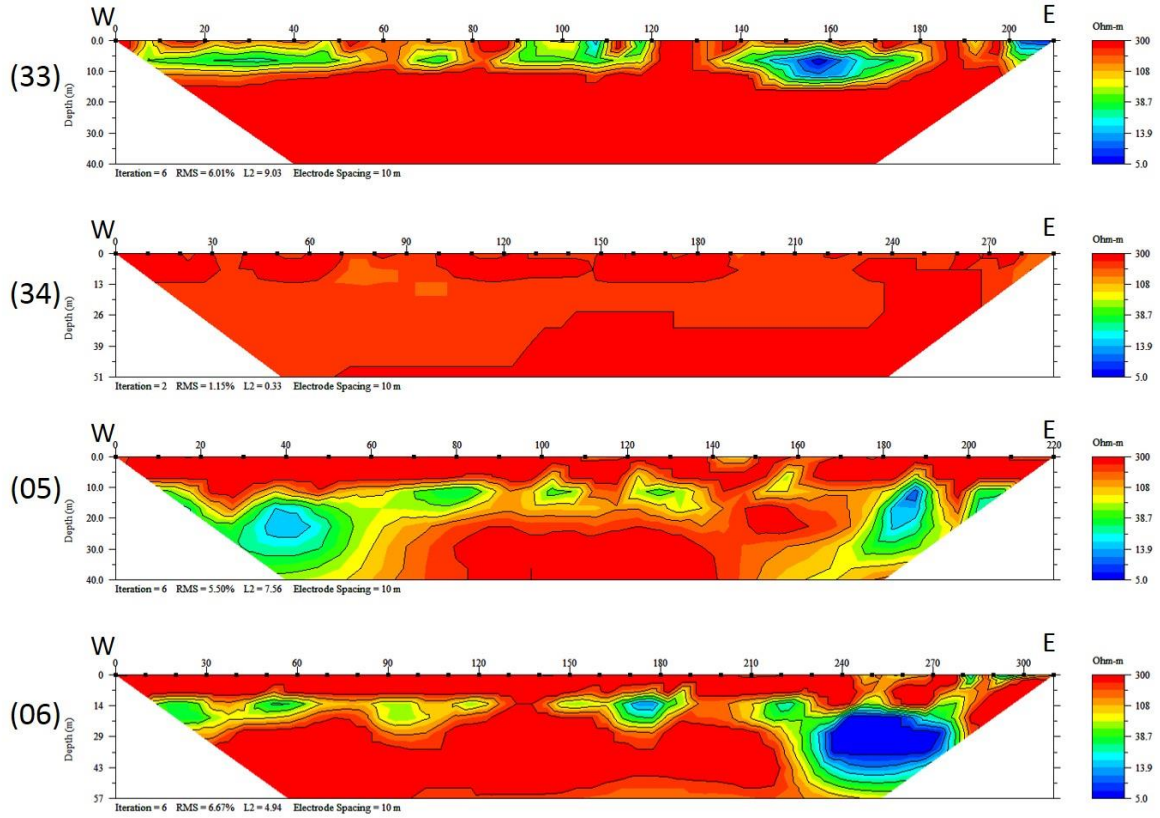


圖 4.1-22　Line 33、Line 34、Line 5、Line 6 剖面的地電阻二維反演算影像

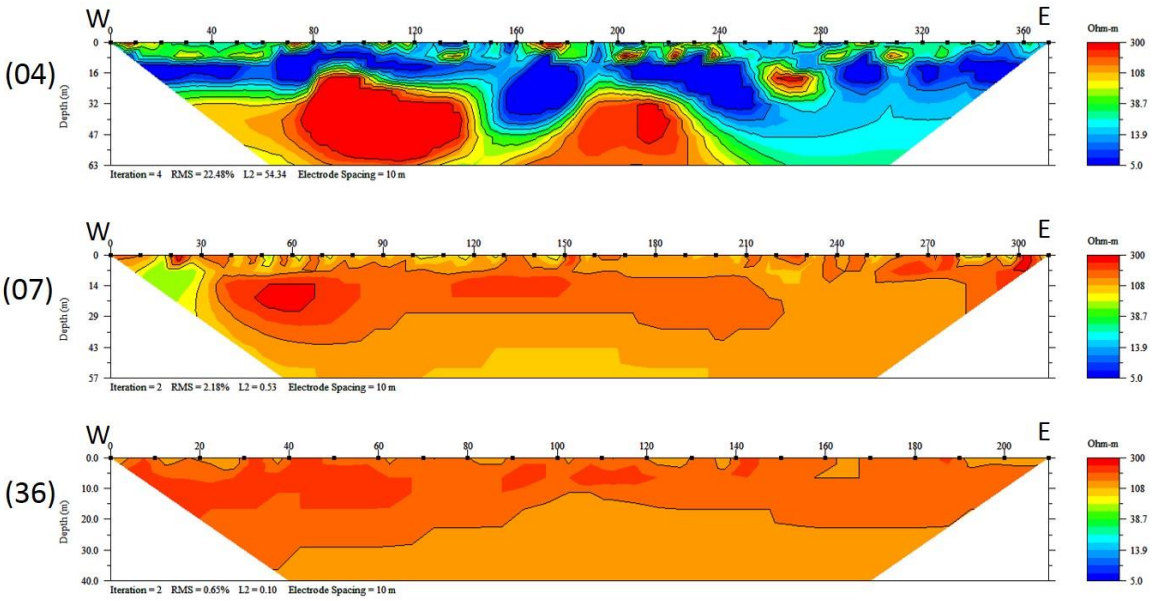


圖 4.1-23　Line 4、Line 7、Line 36 剖面的地電阻二維反演算影像

圖 4.1-24 為蘭陽平原南側的第三區中各二維地電阻測線之分佈情形。圖 4.3-25、圖 4.3-26、圖 4.3-27 則為各測線施測結果經過反演算之後的影像剖面。

位於本區最北端羅東西北側的 Line 16，二維地電阻剖面顯示地表至地表下約 20 公尺深的範圍內，與西側鄰近的第二區中 Line 4 (圖 4.3-20、圖 4.3-23) 類似，均有一層電阻率在 40 Ohm-m 以下的低阻地層，而地表下 20 公尺深到約 40 公尺深，則為電阻率高於 300 Ohm-m 的相當高阻地層。

位於 Line 16 東南側約 500 公尺的羅東公園旁，我們沿羅東溪河岸堤防內、外側施作兩條二維地電阻測線，分別為側線較短的 Line 14，與較長的 Line 15，兩者的地電阻反演算剖面影像由於長度不同，因此 Line 15 之測深要較 Line 14 為深，可達約 60 公尺以上，經過比對，Line 14、Line15 剖面影像顯示在地表下 15-60 公尺深度，存在一層間斷出現，電阻率局部高於 300 ohm-m 的電性地層，而此一地層似有向北側逐漸變淺尖滅之趨勢。而此一高阻地層之上，在地表下 10 至 30 公尺深範圍，則為一層電阻率低於 100 ohm-m 的相對低阻地層，此一低阻地層中，局部出現電阻率低於 40 ohm-m 的透鏡狀包體構造；而在 40 公尺深以下，在前述高於 300 ohm-m 之高阻地層之下則出現一電阻率在 40 ohm-m 以下之低阻地層。此一電性分布與南側新鑽鑿之柯林觀測井地層岩芯紀錄中，岩性由薄層礫石夾泥組成之地質結構十分類似。

而在 Line 16 測線西南約 1600 公尺的 Line 17 測線，地電阻剖面影像則呈現與 Line 16 十分類似的分布，在地表到地表下 20 公尺深範圍，為一層電阻率低於 40 ohm-m 的低阻地層，局部電阻率可低於 10 ohm-m 以下，而此一低阻地層

之下，至約 40 公尺深的範圍內，則為相當高阻之電性地層，電阻率可高於 300 ohm-m 以上。

Line 17 南側 400 公尺處的 Line 22，已不見前述 Line 16 與 Line 17 中，地表下 20 公尺深範圍內出現的低阻地層，整個地電阻剖面影像均呈現電阻率在 100 ohm-m 以上之電性反應，局部接近地表之地層呈現電阻率高於 300 ohm-m 的電性反應。

而在羅東溪東側，Line 22 東南約 800 公尺遠的 Line 23 測線，雖然地下約 40 公尺內之電性地層仍大致高於 100 ohm-m，但局部在 10-20 公尺的深度範圍內出現電阻率低於 100 ohm-m 之電性透鏡狀構造，局部電阻率可低於 40 ohm-m 以下，與前述 Line 14，Line 15 之電性構造相類似。

第三區中位於南側接近山區的測線分別為 Line 25 與 Line 29，兩測線均呈現電阻率高於 100 ohm-m 的高阻電性構造，大部分地層的電阻率均甚至高於 300 ohm-m。然而在此二測線不到 500 公尺的 Line 24，地表下 10 至 20 公尺深範圍內，則如同 Line 14，15，23 一般，出現一層電阻率局部在 40 ohm-m 以下的低阻地層。

第三區中位於 Line 24 東北側約 1700 公尺與 2000 公尺距離的 Line 20 與 21，則均在地表下 10-30 公尺範圍，出現一電阻率低於 40 ohm-m 延續良好的電性地層，局部電阻率可低於 10 ohm-m 以下，而在 30 公尺以下，則存在一電阻率高於 100 ohm-m 的電性地層。

第三區中最東側的 Line 19 測線，在地電阻剖面影像中，顯示在地表下 10-40 公尺深度範圍內，存在一層電阻率高於 100 ohm-m 的電性地層，而此一地層似有向東側逐漸尖滅之趨勢。而此一高阻地層週圍，則為電阻率低於 40 ohm-m 的低阻電性地層所包圍。

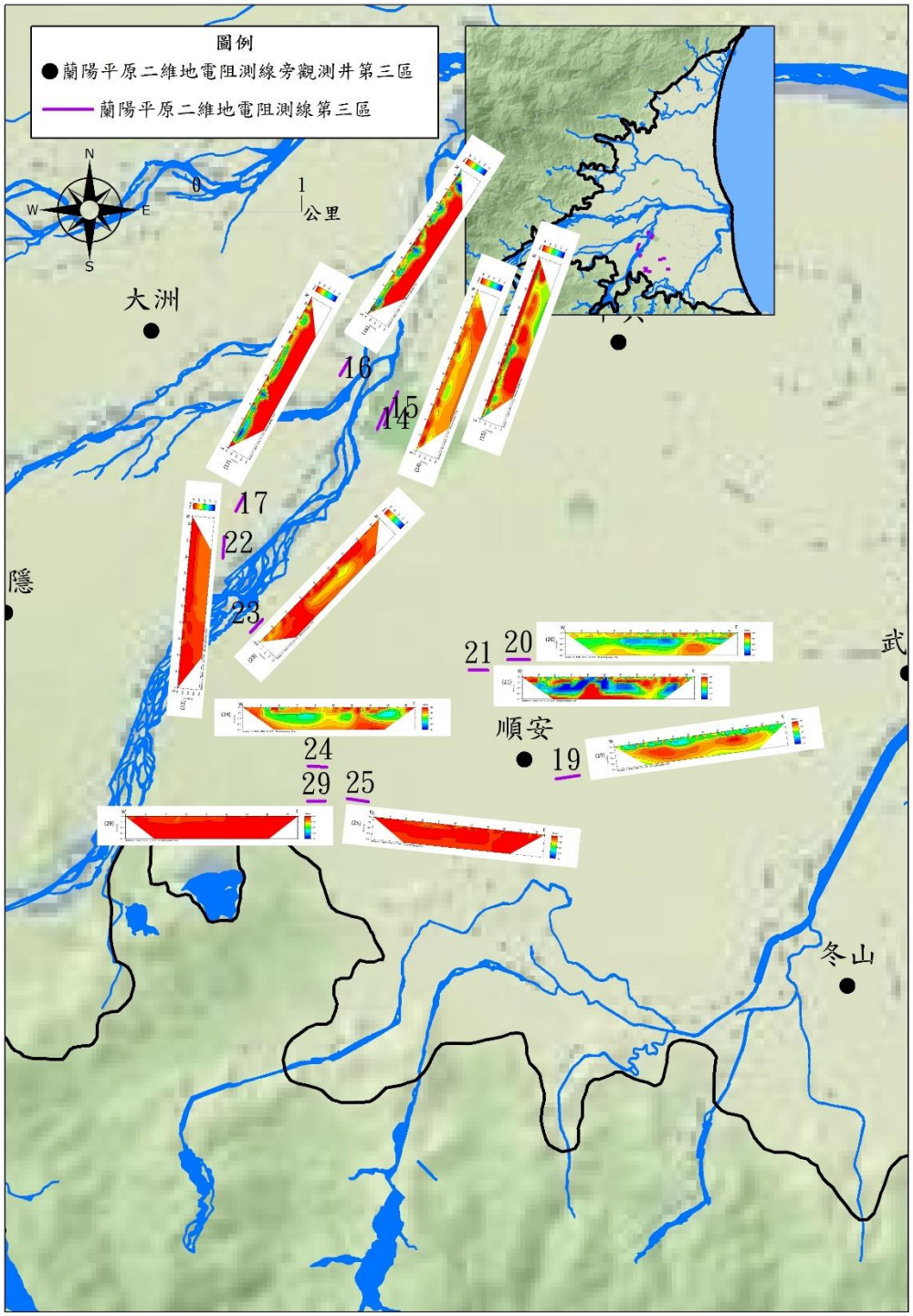


圖 4.1-24 蘭陽平原第三區之二維地電阻剖面分佈位置

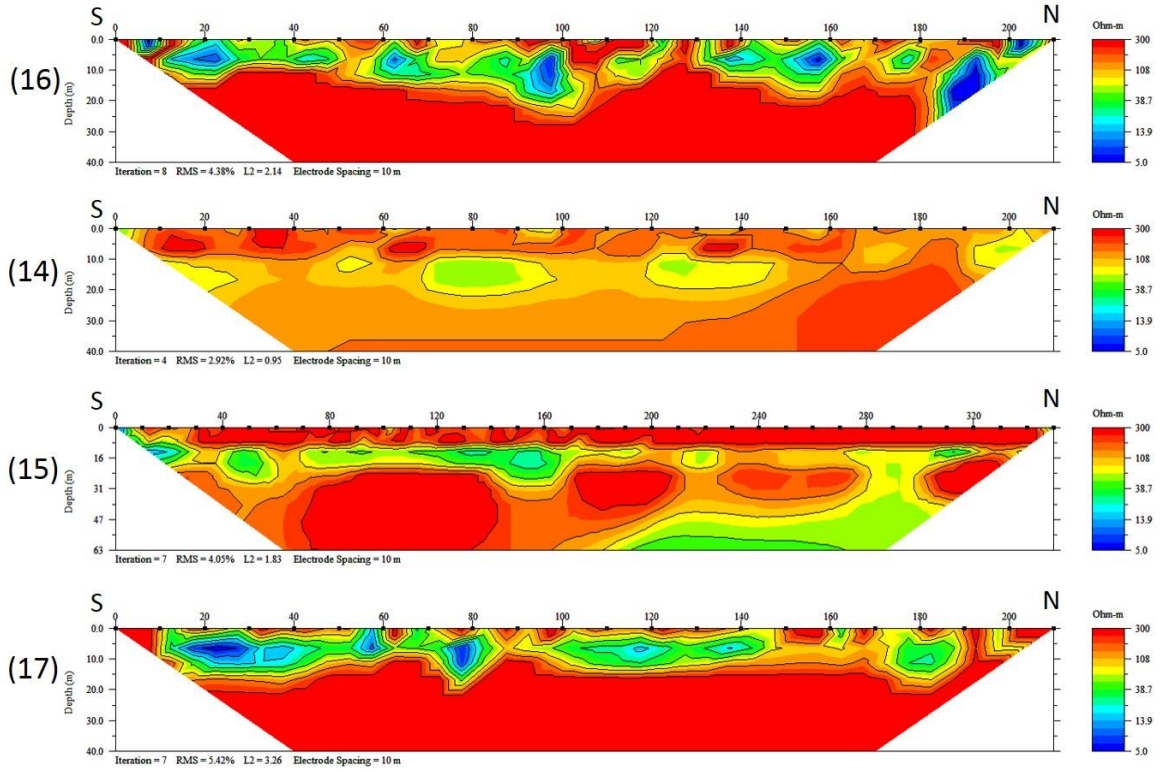


圖 4.1-25　Line 16、Line 14、Line 15、Line 17 剖面的地電阻二維反演算影像

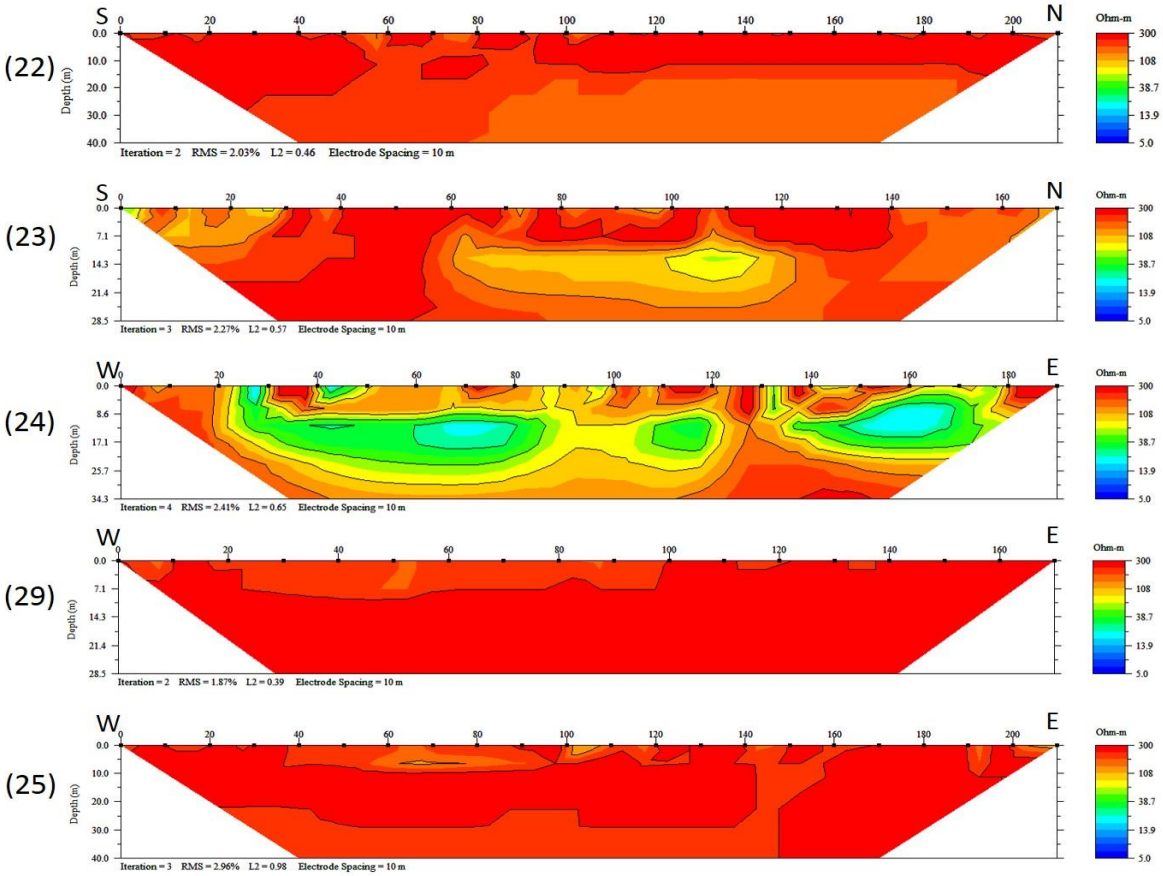


圖 4.1-26　Line 22、Line 23、Line 24、Line 29、Line 25 剖面的地電阻二維反演算影像

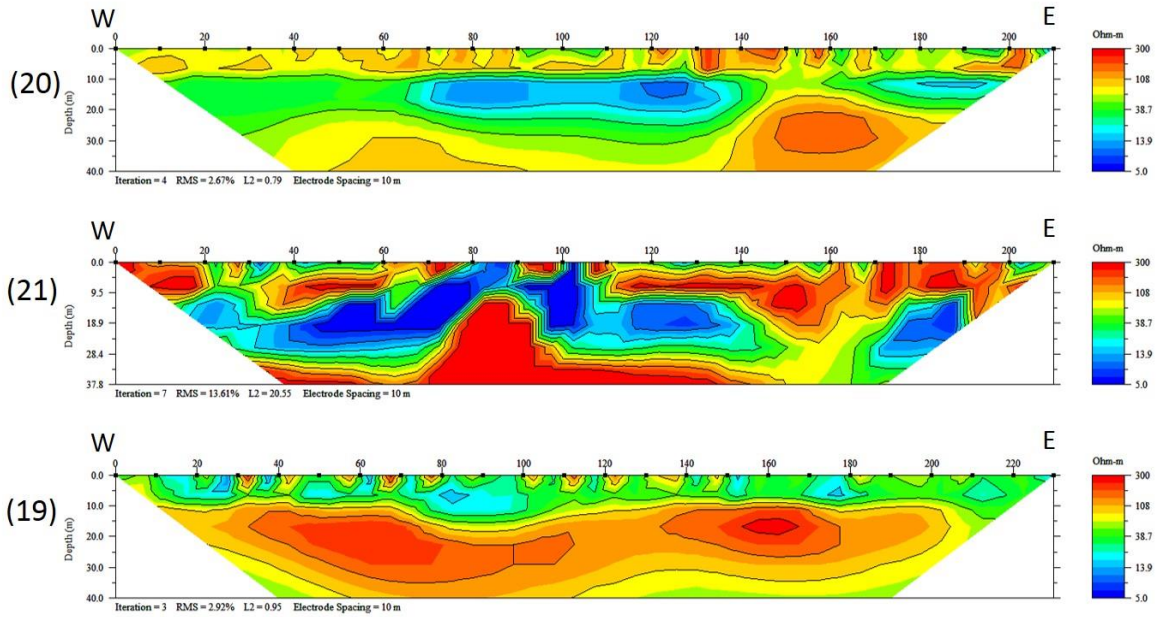


圖 4.1-27　Line 20、Line 21、Line 19 剖面的地電阻二維反演算影像

為了解此一區域在蘭陽溪與羅東溪的會流處附近的地下電阻構造，我們選擇於圖 4.1-28 中的蘭陽平原第四區，施測六條二維地電阻剖面，以詳確了解本區的地下電性構造。圖 4.1-29 則為各測線施測結果經過反演算之後的影像剖面。

最東側的測線 Line 1，電性地層剖面顯示在地表至地表下約 35 公尺深範圍內，主要為一電阻率低於 10 ohm-m 的低阻地層。而此一地層之下，則為一電阻率高於 40 ohm-m 的電性地層構造。在 Line 1 北方約 500 公尺的 Line 2，在地表下 50 公尺深的範圍內，則為電阻率全低於 40 ohm-m 的電性地層構造。Line 3 位於 Line 2 的西側約 1000 公尺處，Line 3 的地電阻影像卻與 Line 2 有相當大之不同，由地表至地表下 60 公尺深範圍內，主要為電阻率低於 40 ohm-m 的電性地層。在地表至地表下 20 公尺的表層，間斷出現電阻率高於 100 ohm-m 的高阻包體，而在較深 20 到 50 公尺深的低阻地層中，則出現局部低於 10 ohm-m 的低阻透鏡狀構造。

圖 4.1-29 地電阻影像剖面中顯示 Line 26 在地表下 10-30 公尺深，存在一層電阻率低於 20 ohm-m，側向延續性良好之地層，此一低阻層之上為一電阻率高於 100 ohm-m 的高阻近地表地層，低阻層之下則為一電阻率在 40~100 ohm-m 之間的電性地層。蘭陽溪與羅東溪交界附近的 Line 27，在地電阻影像中，呈現地表下 10 公尺內存在一層電阻率低於 10 ohm-m 的低阻地層，其下則為電阻率高於 300 ohm-m 的相當高阻地層。然而位於 Line 27 西北側的 Line 28，地電阻剖面已經不見此一相當高阻(電阻率高於 300 ohm-m 的電性地層)，位於蘭陽溪北側的 Line 28，近地表的 0-10 公尺深範圍內為電阻率高於 100 ohm-m 的高阻地

層，而 10 公尺深以下，則為電阻率低於 40 ohm-m 的地層。

由於第四區內之二維地電阻剖面，均顯示在 40 公尺深的範圍內，存在有低電阻所代表的砂泥質沉積物反應，因此我們研判此區應位於扇頂礫石層範圍之外。

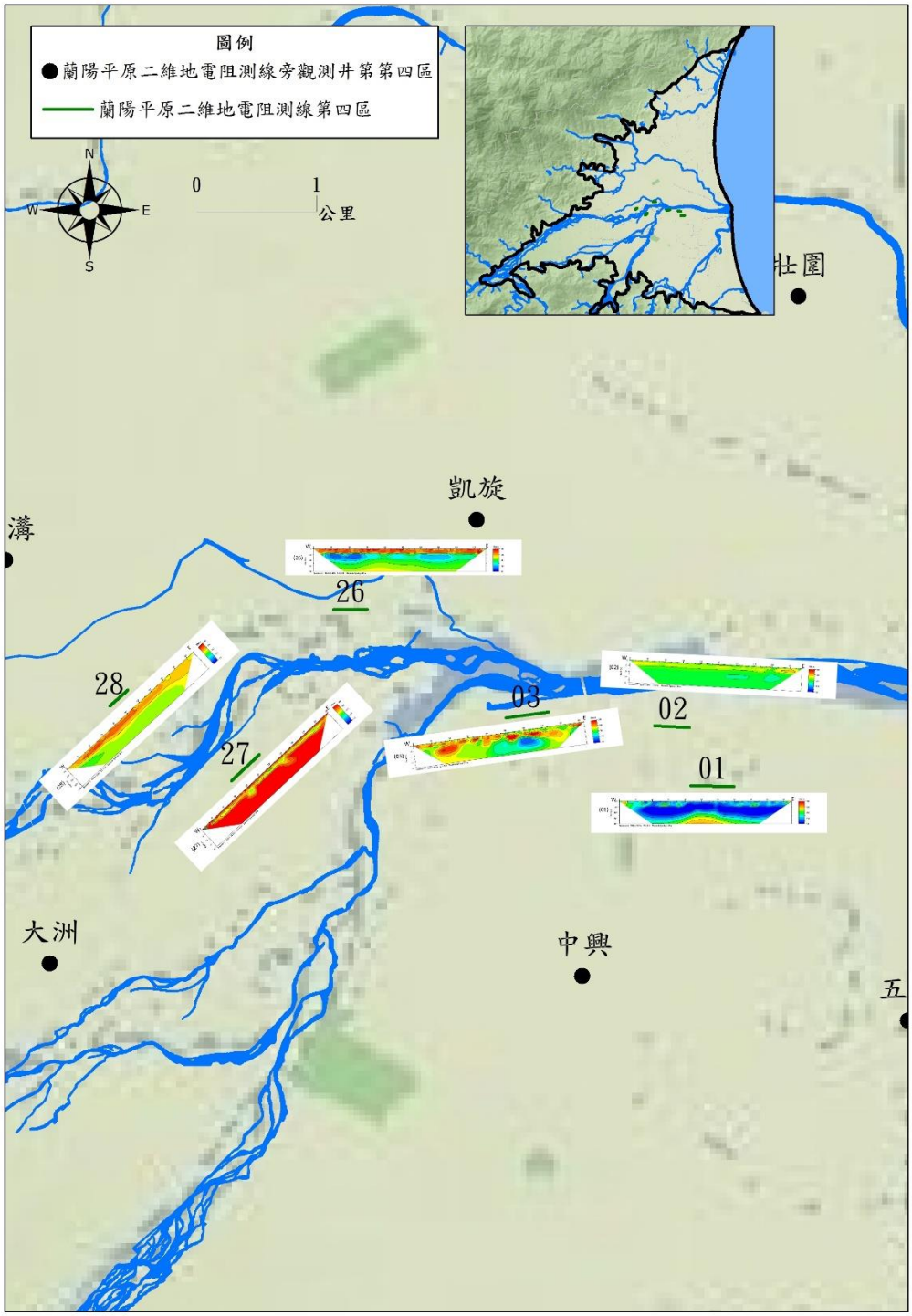


圖 4.1-28 蘭陽平原第四區之二維地電阻剖面分佈位置

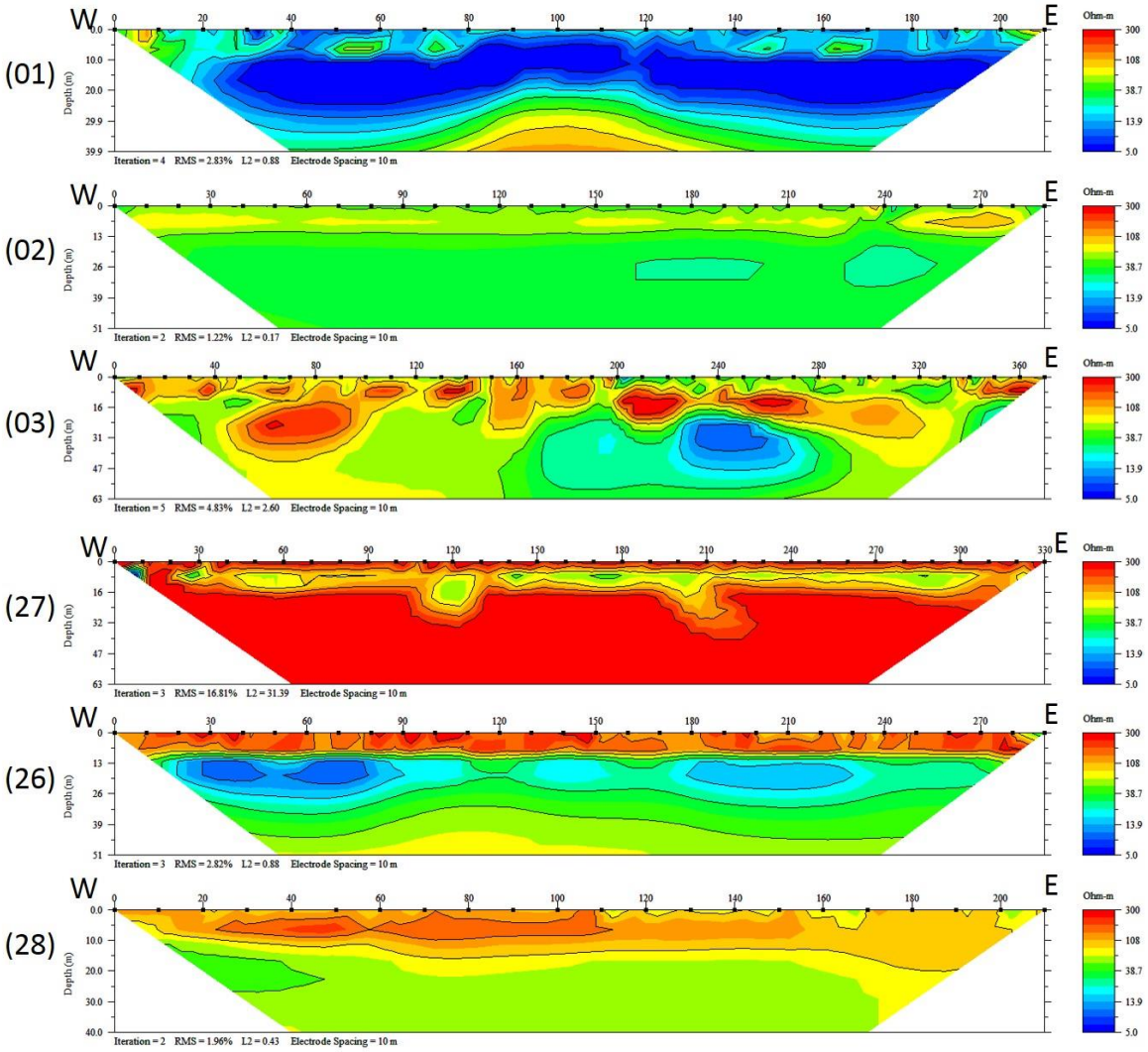


圖 4.1-29　Line 1、Line 2、Line 3、Line 27、Line 26、Line 28 剖面的地電阻二維反演算影像

4.1.5 應用地電阻於地下水補注區分析

（一）地電阻反演算結果與觀測井岩心紀錄對比分析

由沉積物之導電特性來看，飽和之礫石層與泥層具有截然不同的反應，一般而言，礫石層具有較高之電阻率(約 10~100 Ohm-m)，而泥層則電阻率極低(約 1~10 Ohm-m)。

然而，綜合本區所完成之地電阻反演算剖面，我們發現，本區的地電阻剖面往往在很小的距離空間內，有著很大的電性地層結構差異。與過去的觀測井岩心紀錄與井測資料比對，也存在此一現象。

圖 4.1-30 為位於蘭陽平原凱旋國小內之凱旋觀測井，岩心紀錄、井測紀錄與附近的 Line 10、Line 27 兩個地電阻測線之比較。

Line 10 測線在凱旋觀測井西北方約 1.6 km 處，地電阻剖面與凱旋觀測井之

岩芯紀錄一致。在地表到地表下 10 公尺有一高阻地層，岩芯紀錄也在相當深度出現一砂質為主的沉積層。而 10 公尺深到接近 40 公尺深範圍，則為相當低阻的地層，電阻率小於 10 ohm-m，而岩芯紀錄中也呈現一泥質厚層沉積層。地電阻剖面在接近 40 公尺深處開始有高阻的電性地層構造出現，而觀測井岩芯紀錄則顯示有較厚的砂層及礫石層開始在 40 公尺到 55 公尺的深處出現。

另一方面，在凱旋觀測井西南方約 2.7km 處的 Line 27 測線，則呈現完全不同的電性結構。地電阻剖面顯示整個 60 公尺深度以上的剖面，除了地表附近存在一層約 10-15 公尺厚，電阻率低於 100 ohm-m 的地層外，均為電阻率高於 300 ohm-m 的高阻地層。由於一般含泥的沉積層會因為黏土的導電性較佳，因此電阻率會呈現相當低阻的反應。因此我們研判 Line 27 出線的電阻率高於 300 ohm-m 以上之地層，應為不含泥之砂礫石層，然而凱旋觀測井的岩芯紀錄卻顯示在相當深度為厚層泥質沉積物地層。此一現象暗示了沉積物在空間上有很大的突然變化。

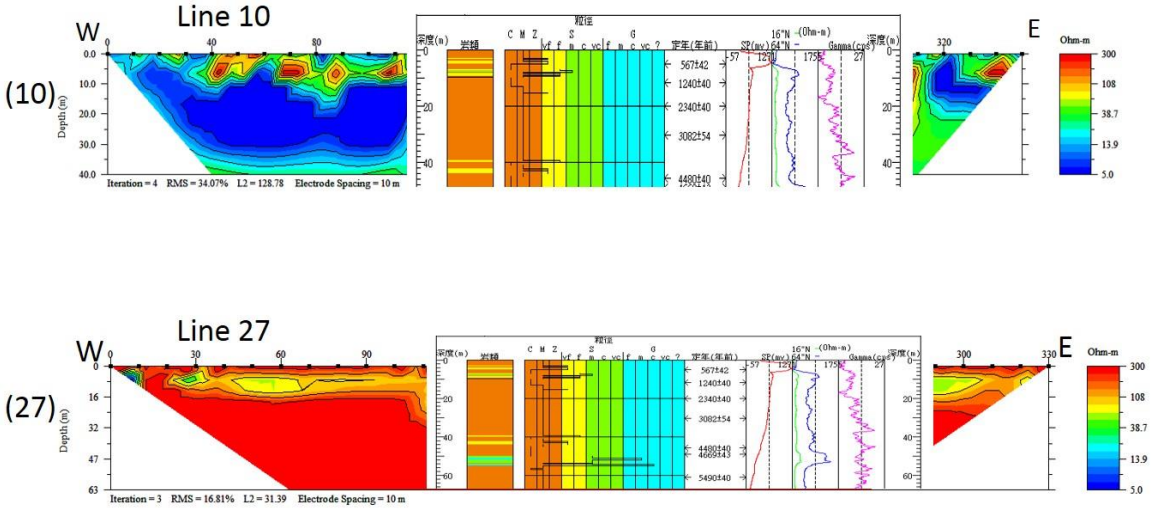


圖 4.1-30　Line 10、27 地電阻剖面與凱旋觀測井岩芯紀錄與井測資料對比

圖 4.1-31 為位於蘭陽平原深溝觀測井的岩心紀錄、井測紀錄，與附近的 Line 11、Line 32 地電阻施測結果之比較。

Line 11 測線在深溝觀測井西北方約 0.5 km 處，深溝觀測井的岩芯紀錄顯示在 0-40 公尺深的範圍內為一厚層礫石。而在此一厚層礫石之下，則為一厚約 20 公尺的厚層泥質沉積層。然而 Line 11 的地電阻剖面卻顯示在地表到地表下 20 公尺範圍，為一層電阻率低於 40 ohm-m 的電性地層。其下則為電阻率高於 300 ohm-m 的電性地層，與深溝觀測井的資料無法比對。

而深溝觀測井西南側的 Line 32 測線，雖然距離較遠(距深溝觀測井約 1 km)，但垂直的電性變化趨勢卻較接近深溝觀測井的岩芯紀錄與電阻井測資料。近地表 10 公尺深度範圍內，局部有較低阻的電性構造(小於 40 ohm-m)。

而 10-35 公尺深處則為一厚層高阻地層，電阻率高於 300 ohm-m 以上。因此又再度顯示本區沉積物在空間上有很大的突然變化。

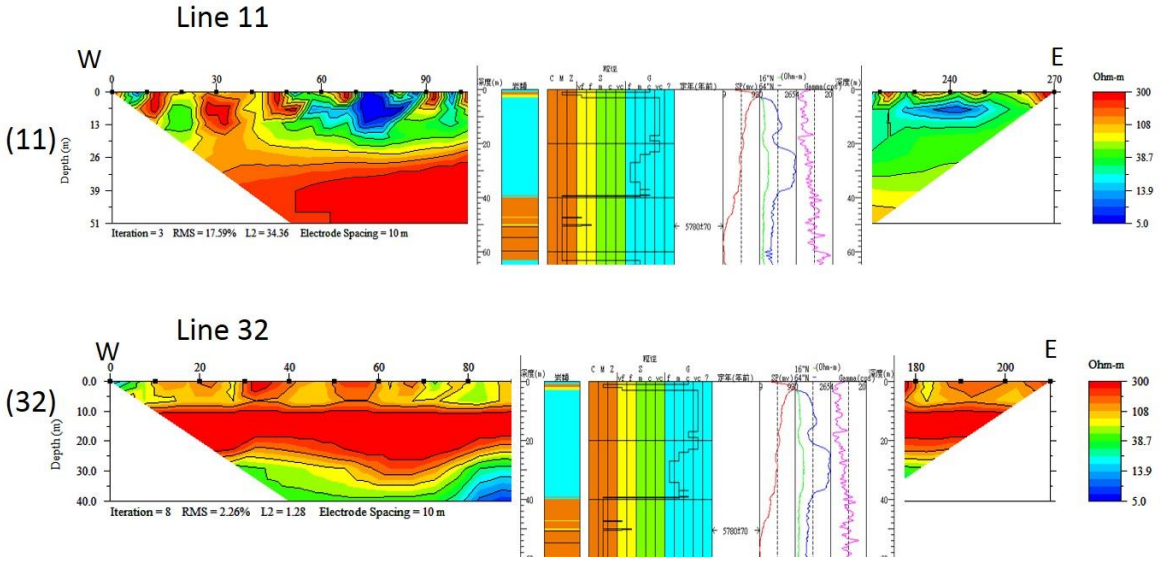


圖 4.1-31　Line 11、32 地電阻剖面與深溝觀測井岩芯紀錄與井測資料對比

（二）由地電阻施測資料判釋補注區可能邊界分佈

如前段所述，本區的沉積構造往往在很短的空間距離內存在相當突然的變化。因此往往離觀測井最近的二維地電阻剖面，與觀測井的岩芯紀錄與井測資料存在相當程度的差異，而反而在距觀測井較遠的地電阻剖面，具有與岩芯紀錄和井測結果較為一致的地電阻垂直變化趨勢。

我們綜合目前完成的二維地電阻，比對附近有一致趨勢的觀測井岩芯紀錄，歸納出一般的扇頂礫石層，電阻率均高於 100 ohm-m，而厚層泥質地層，則電阻率多在 10 ohm-m 以下，但砂泥互層，或礫石與泥的薄互層，則因含有不同程度的黏土含量而造成電阻率低於 100 ohm-m 以下。

因此我們建議可以大致以 100 ohm-m 作為利用二維地電阻施測分界的標準，若在 50 公尺深度內，出現 10 公尺厚度以上的低於 100 ohm-m 電性地層，就將之列為扇頂厚層通透礫石層補注區外，而若自地表至 50m 深的範圍內，均為高於 100 ohm-m 的電性地層，則劃入扇頂厚層通透礫石層補注區內。

根據此一判斷原則，我們發現第一區中所有測線在 40-50 公尺的深度範圍內，均存在厚度大於 10 公尺以上的電阻率低於 100 ohm-m 之電性地層，因此扇頂通透礫石層的補注區邊界，應該在第一區以外更靠近扇頂的部分。

而在第二區中，Line 34、36，以及 Line 7 均位於扇頂通透礫石層補注區內，而其他測線均位於補注區外，因此我們研判補注區的邊界應如圖 4.1-32 所示，在 Line 34 與 Line 5、Line 6 之間先向西延伸至 Line 34 與 Line 35 之間，然後轉向南，沿 Line 4 與 Line 7 之間通過。

延伸至第三區中，由 Line 17 與 Line 22 間通過，並轉折向南，通過 Line 23 測線的西側後，由 Line 24 與 Line 29、Line 25 間轉向東通過(如圖 4.1-33)。

綜上所述，蘭陽平原內，利用二維地電阻施測資料判斷的補注區邊界應如圖 4.1-34 所示。

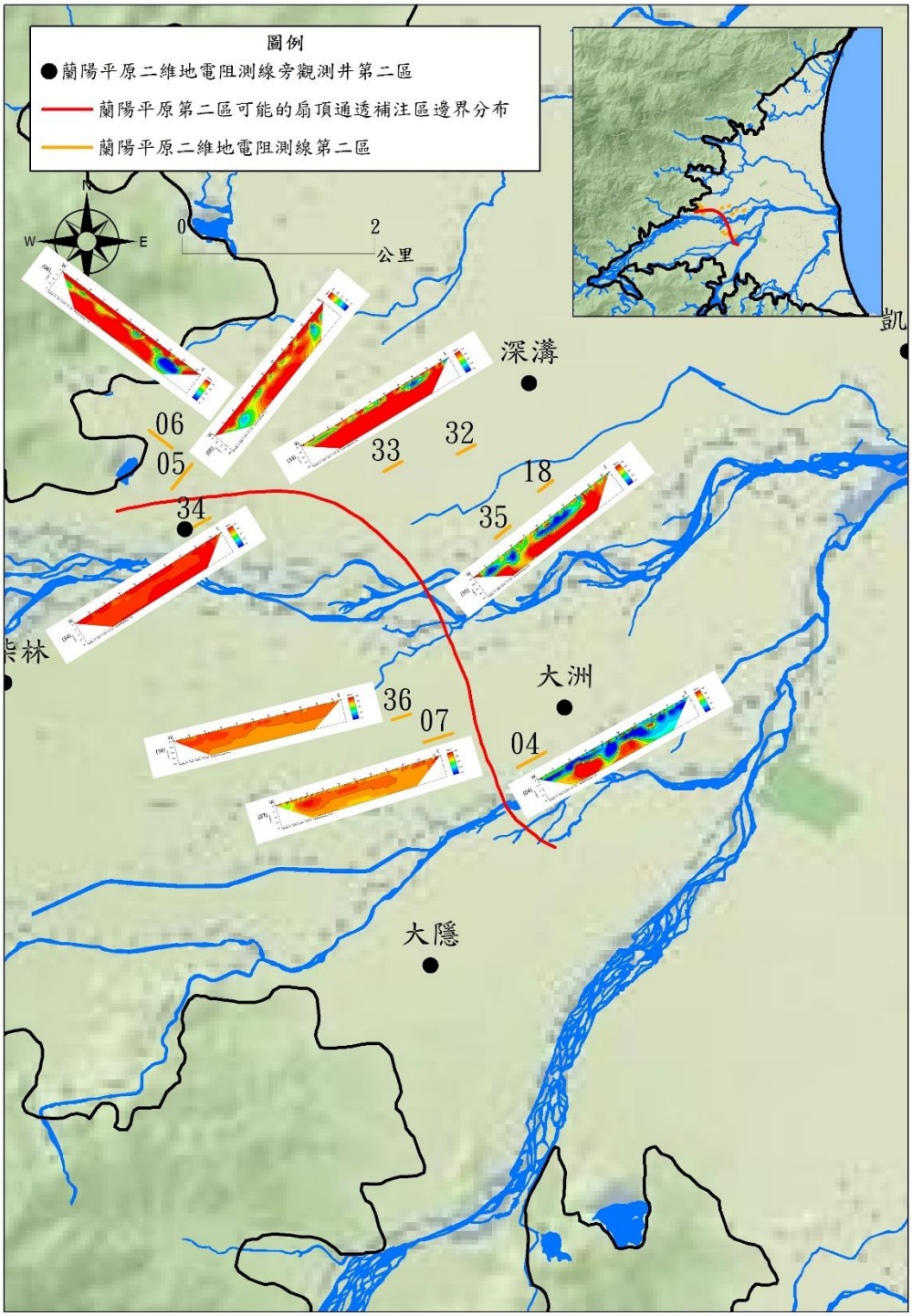


圖 4.1-32 蘭陽平原第二區內扇頂通透補注區邊界分布

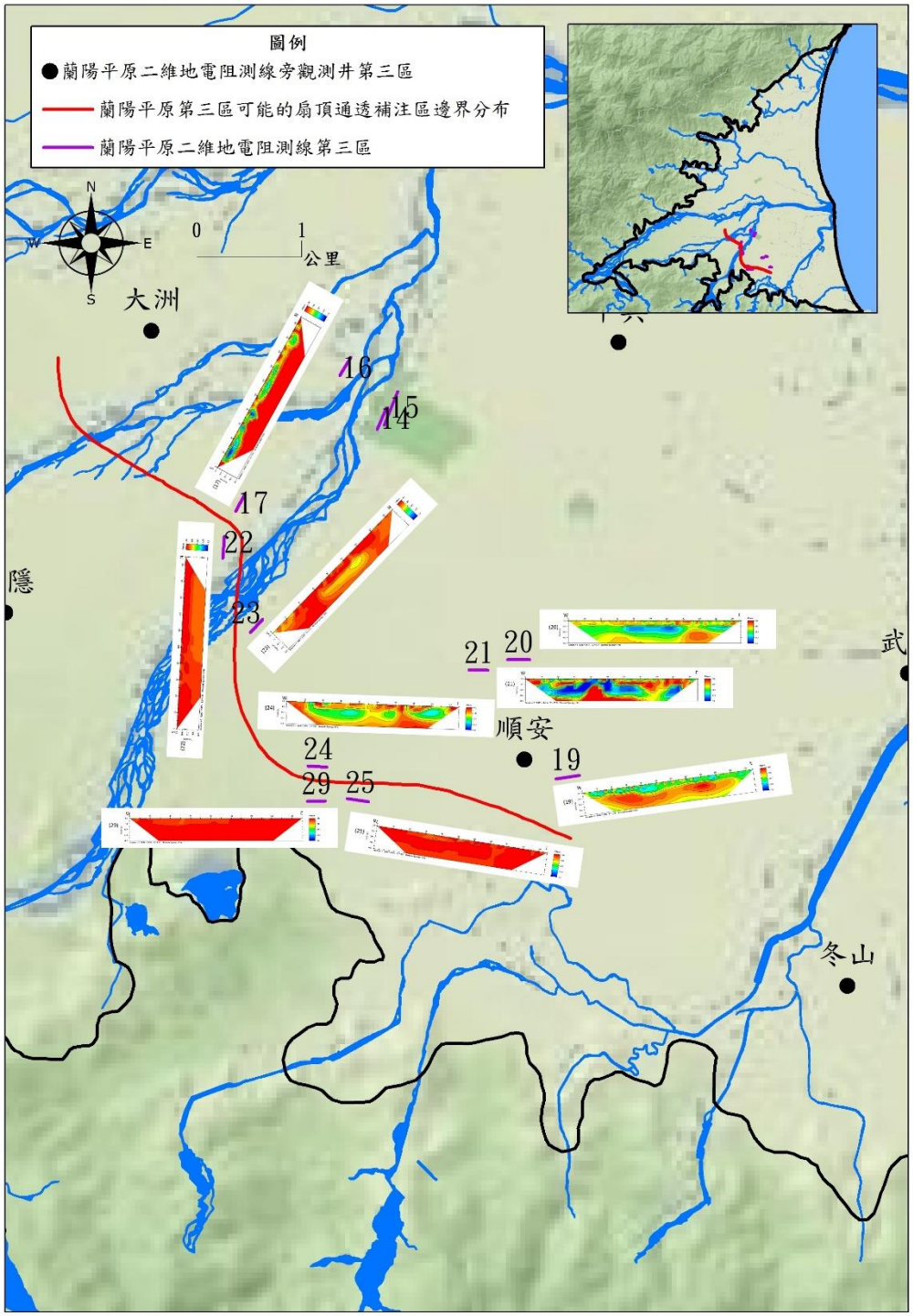


圖 4.1-33 蘭陽平原第三區內扇頂通透補注區邊界分布

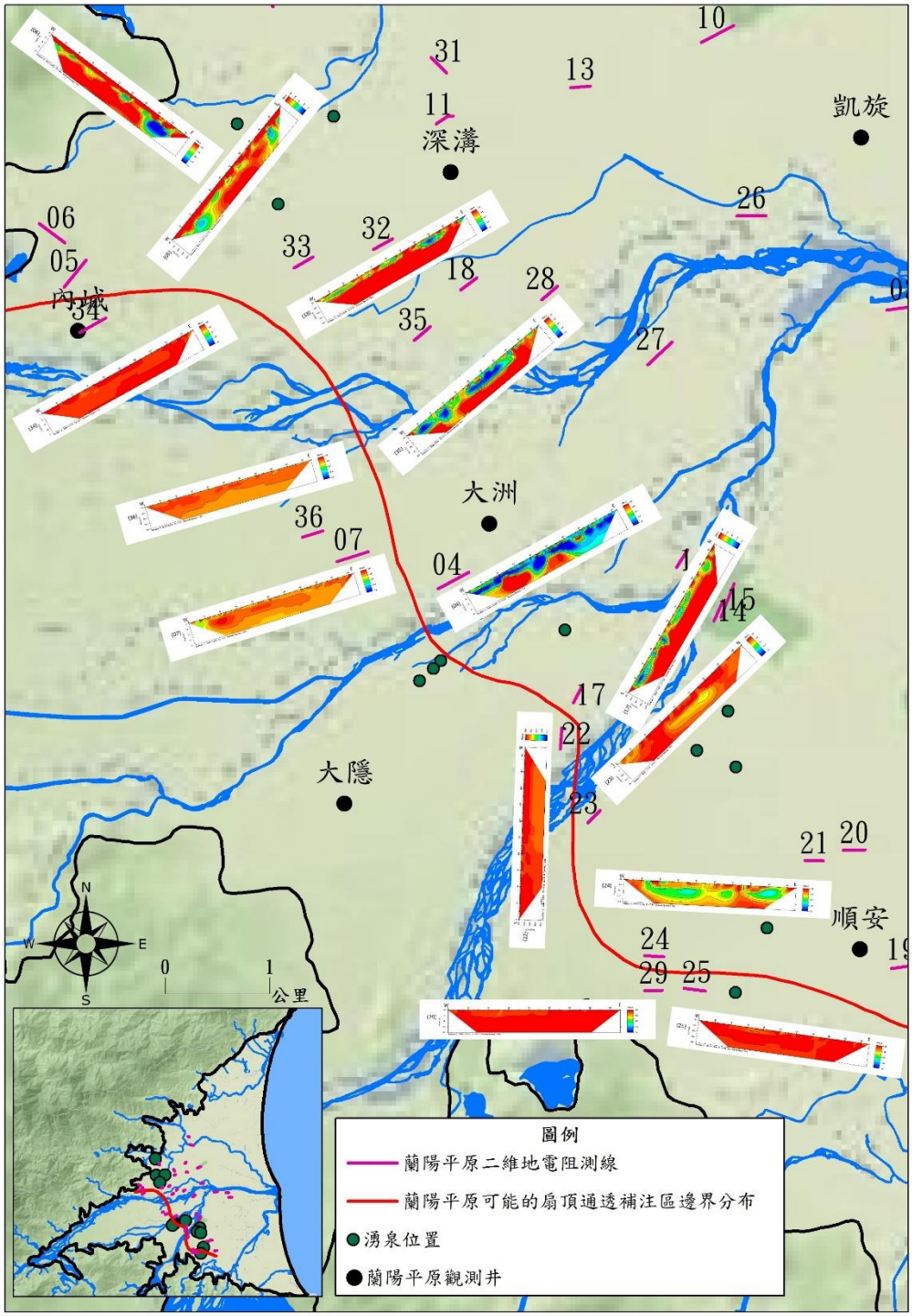


圖 4.1-34 蘭陽平原內扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布

我們將蘭陽平原，利用一維視電阻率 35m 半展距圖中之 100ohm-m 等值線之分布位置(橙色實線)，與利用一維視電阻率反演算 50m 深切面之 100ohm-m 等值線之分布位置(紫色實線)，以及二維地電阻施測資料判斷的扇頂通透補注區邊界(紅色實線)分布，繪於圖 4.1-35 中。

發現初步以視電阻率 100 ohm-m 等值線所判斷之邊界位於最東側。而由一維電阻率反演算 50m 深切面之 100ohm-m 等值線之分布，與由二維地電阻剖面補查所判斷的邊界大致接近，僅在南側大隱-順安觀測井間的區域附近有較大的不一致。由於視電阻率係屬一定深度範圍內之加權平均電阻率，因此呈現的是由地表至某深度內的電性平均反應，分析附近的觀測井資料後，我們判斷視電阻資料由於受到淺層近期較粗礫的沖積物的影響，因此加權平均後所判斷的邊界容易向扇央偏離。

而反演算後的一維電阻率反演算與二維電阻剖面補測所判斷之邊界接近，而在南側大隱-順安觀測井間的較大不一致，我們研判係由於一維電阻率在此一局部區域資料密度較不足所致。

因此，我們建議補注區邊界，可採用如圖 4.1-35 中的紅色實線分布，亦即二維地電阻剖面協助判斷之邊界，作為扇頂通透補注區之邊界位置。

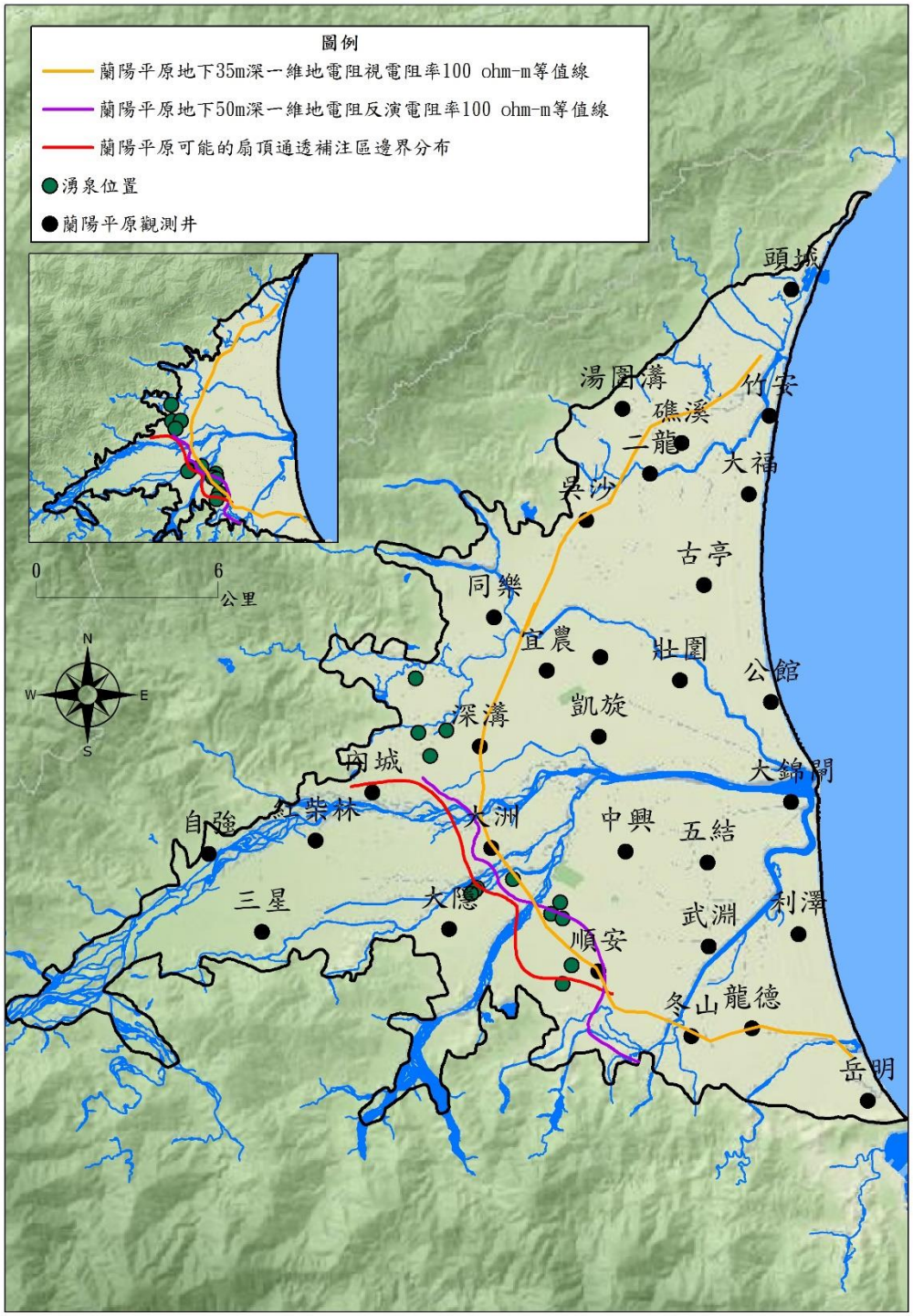


圖 4.1-35 蘭陽平原內綜合判斷扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布

4.1.6 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

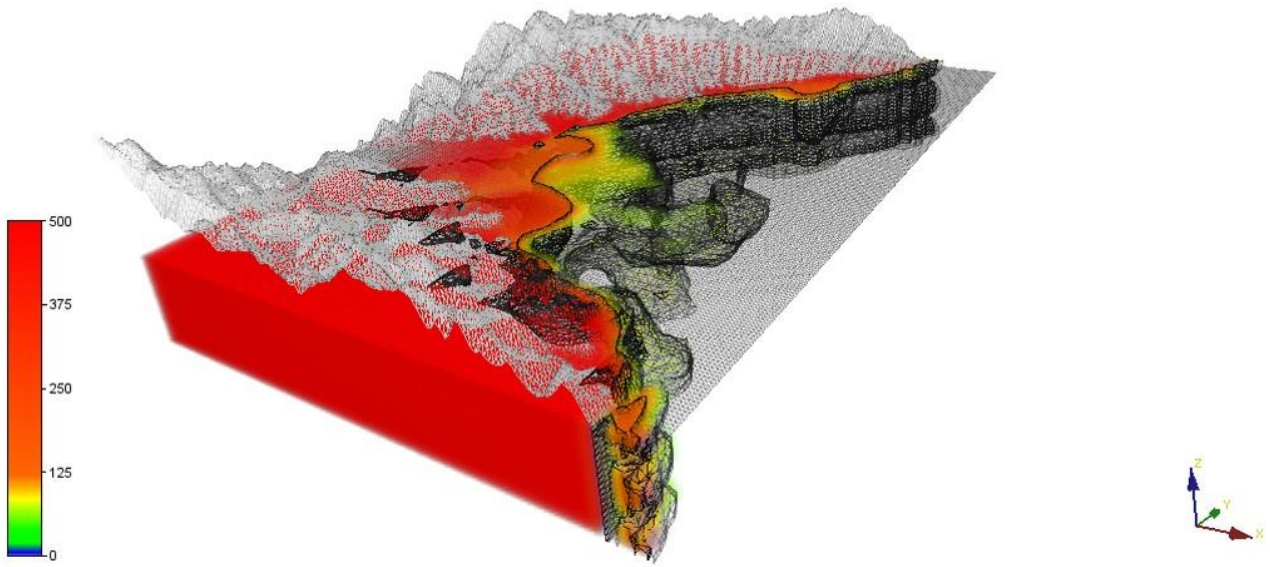


圖 4.1-36 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

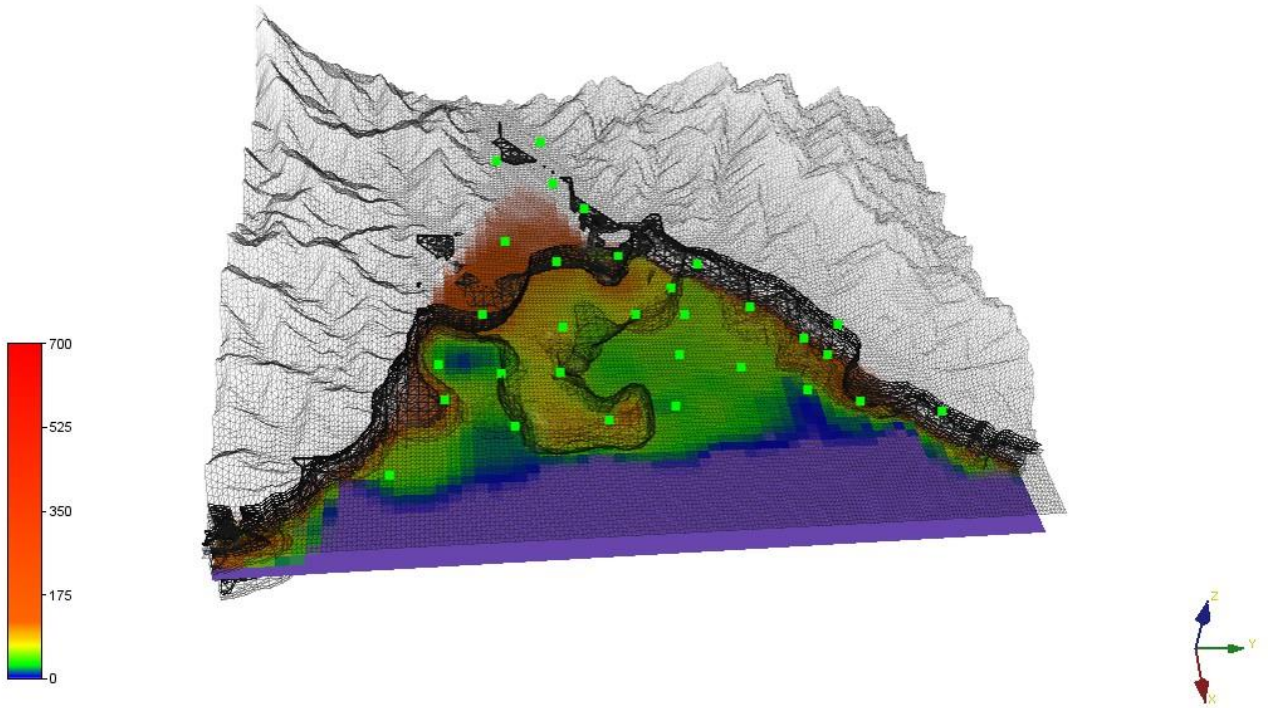


圖 4.1-37 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

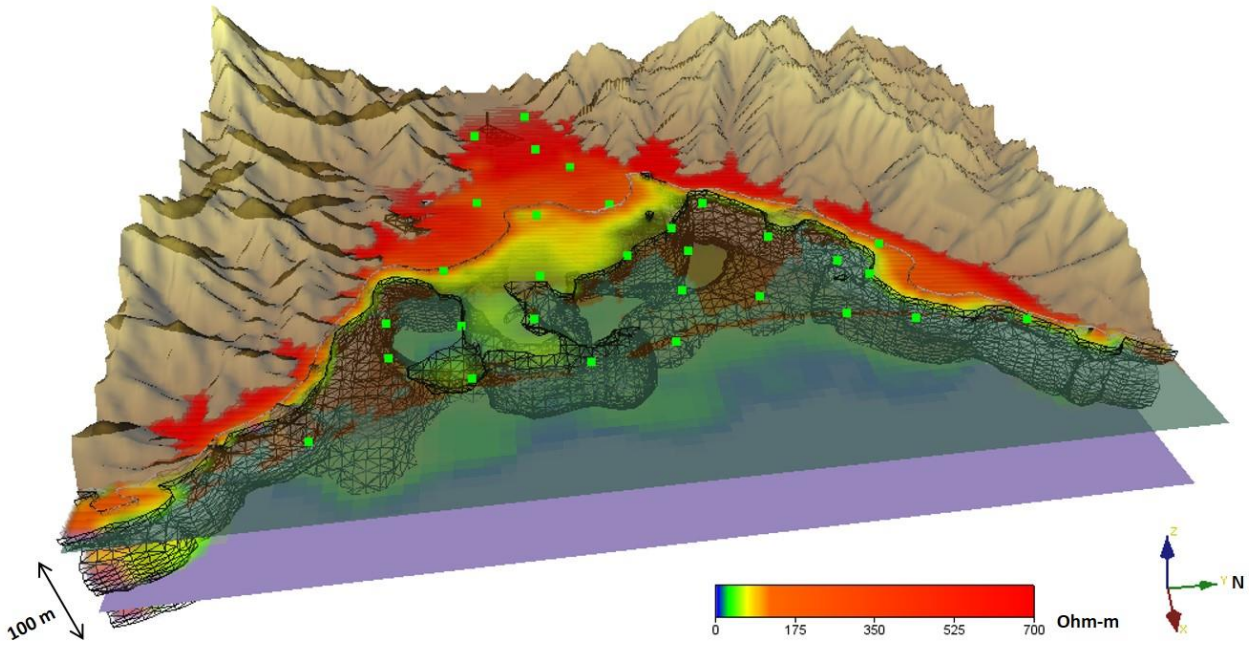


圖 4.1-38 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

4.2 重力量測調查與分析

4.2.1 重力量測原理與設備

重力測量即於某一點位置量取其重力加速度的大小。本文所討論的絕對重力測量原理，主要是以自由落體法則來測定。假設有某一物體由一高度 h 自由落下至 h_0，則落下距離 h-h_0 與落下時間 t 的關係式為：

$$h-h_0=v_0t+(1/2)gt^2$$

即為

$$h=h_0+v_0t+(1/2)gt^2 \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\text{(式 4.2-1)}$$

上式(4.2-1)中 g 為重力加速度值，h_0 表示於時間 t=0 物體所在位置，h 則是時間為 t 時刻物體所在位置，v_0 表示 t=0 時物體的速度。根據上式，只要量測不同落下時間 t_i 及與其對應的落下距離 h_i-h_0，則可求解出重力加速度值 g。由於式(4.2-1)中有三個未知數(h_0、v_0 與 g)，因此必須測定至少三組的 h_i 及 t_i 值以組成聯立方程式求解出 g 值。本實驗所使用的 FG5 絕對重力儀，即是採用如上觀測原理。

舉例而言，自由落體在三個位置上的落下時間及距離分別為(t_1, h_1)、(t_2,h_2)及(t_3,h_3)，再假設

$$d_1=h_1-h_0$$

$$d_2=h_2-h_0$$

$$d_3=h_3-h_0$$

依據(4.2-1)式，可得：

$$d_1=v_0t_1+(1/2)gt_1^2$$

$$d_2=v_0t_2+(1/2)gt_2^2$$

$$d_3=v_0t_3+(1/2)gt_3^2$$

以上三式中，將第二式及第三式均減去第一式，可得：

$$(d_2-d_1)=(t_2-t_1)[v_0+(1/2)g(t_2+t_1)]$$

$$(d_3-d_1)=(t_3-t_1)[v_0+(1/2)g(t_3+t_1)]$$

令 $D_1=d_2-d_1$，$D_2=d_3-d_1$，$T_1=t_2-t_1$，$T_2=t_3-t_1$，代入上式後，消去 v_0，簡化後則可得

$$g=2x[(D_2/T_2)-(D_1/T_1)]/(T_2-T_1) \quad \text{.....(式 4.2-2)}$$

上式中的 g 為重力加速度值，亦即為本計畫欲測定之絕對重力值。以 FG5 絕對重力儀為例，該儀器即是以碘穩頻雷射來測定式(4.2-2)中的落下距離 D，並以銣原子鐘測定落下時間 T，觀測精確度可達 $10^{-8}ms^{-2}$，亦即 μgal 等級。

本實驗使用儀器為內政部採購之絕對重力儀 FG5。絕對重力儀的源起為 Hammond 和 Faller 於 1997 年在美國國家標準局合作下，並得到空軍劍橋研究室(Air Force Cambridge Research Laboratories, AFCEL)的資助，於 Wesleyan 大學成功研製了可移動式的絕對重力儀 FG-5，此乃是自十九世紀可移動、可倒擺重力儀之後的第一台可移動式絕對重力儀，如圖 3-1 所示。FG5 主要部份是一台極精準的碘穩頻雷射干涉儀，用來監測物體自由落下的直角稜角運動，干涉計所收集到的光學資料就提供了一套非常精確的距離觀測量系統，可以追蹤出絕對重力波長的標準。簡單來說，其原理就式以及精密的測距系統搭配精密計時的原子鐘，精準地測定物體落下的重力加速度值，經由大量地收集落下的數據，最後以電腦軟體程式作業計算得出一平均加速度值，即為絕對重力值。

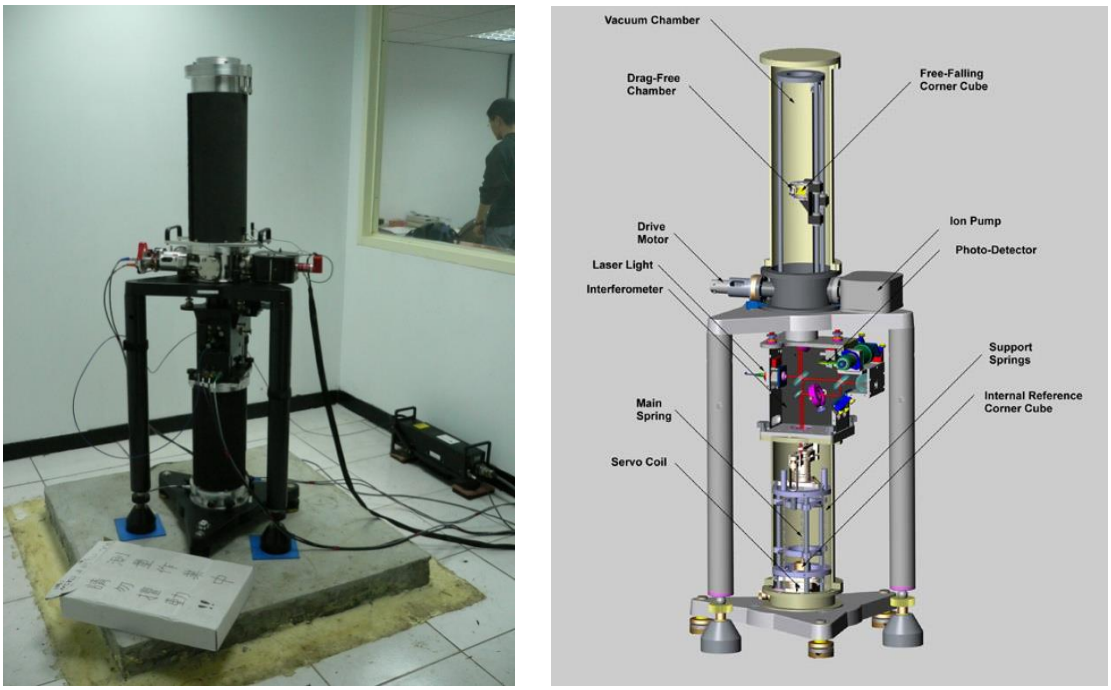


圖 4.2-1　FG5 絕對重力儀與各部件明細[Micro-g Lacoste FG5 Manual]

4.2.2 重力施測結果與分析

為了建立重力變化與地下水變化之間的關係，本計劃依據絕對重力數值處

理方法，將量測到的原始重力值進行標準改正，處理過程包括潮汐改正、大氣壓力改正、極移改正等項目。如果量測地點曾經歷較大地殼變形，則地表高程變形也需給予修正。一般計算過程如下:

改正重力值＝觀測量－潮汐改正＋大氣壓力改正－極移改正

其中潮汐改正使用理論模式，包含固體潮 ETGTAB（Wenzel, 1996）及海潮 NAO.99Jb（Matsumoto et al., 2000）；大氣壓力改正使用 IAG（1983）建議公式：改正量(nm/s2)＝3.0 ×（觀測大氣壓力值(hPa)－理論大氣壓力值(hPa)）；極移改正使用 IAGBN（1983）建議公式，輸入 IERS 提供之極坐標即為改正量（Micro-g LaCoste, 2012）。

本年度重力施測，佈設五個測點於蘭陽平原扇頂與扇央，分別於今年四月中與九月底進行兩次觀測。為了能儘量配合水位觀測資訊，測點皆選在現有水位觀測井所在之學校，並儘量挑選穩定之室內空間為量測點，進行重複觀測。測點分別為三星、大隱、順安、大洲與中興。兩期施測之絕對重力成果如表 4.2-1。

表 4.2-1 102 年度蘭陽平原絕對重力量測數值

μgal	三星	大隱	大洲	順安	中興
第一期	978886046	978900274	978902214	978905787	978904636
第二期	978886066	978900298	978902218	978905797	978904636
重力差	20	24	4	10	0
水位差	7.7m	2.26m	0.13m	0.02m	0.34m

(一)三星

施作地點位於三星鄉立圖書館內(圖 4.2-2)，距離三星水位觀測井約 5 米，施測時間分別於今年 4/19 與 9/27，相距約 160 天。此測站作業環境非常狹小，但因協調管制人員進出，觀測背景尚屬良好、數值穩定度高。第一期絕對重力觀測採連續 20 小時觀測，率定後絕對重力數值為 978886046 μgal、第二期為 978886066 μgal(圖 4.2-3)，重力差異值為 20 μgal。此站第二期的水位高度較第一期上升約 7.7 米，平均水位面距地表約 30 米，其水位上升趨勢與重力觀測數據大致吻合。



圖 4.2-2 三星站施作現況

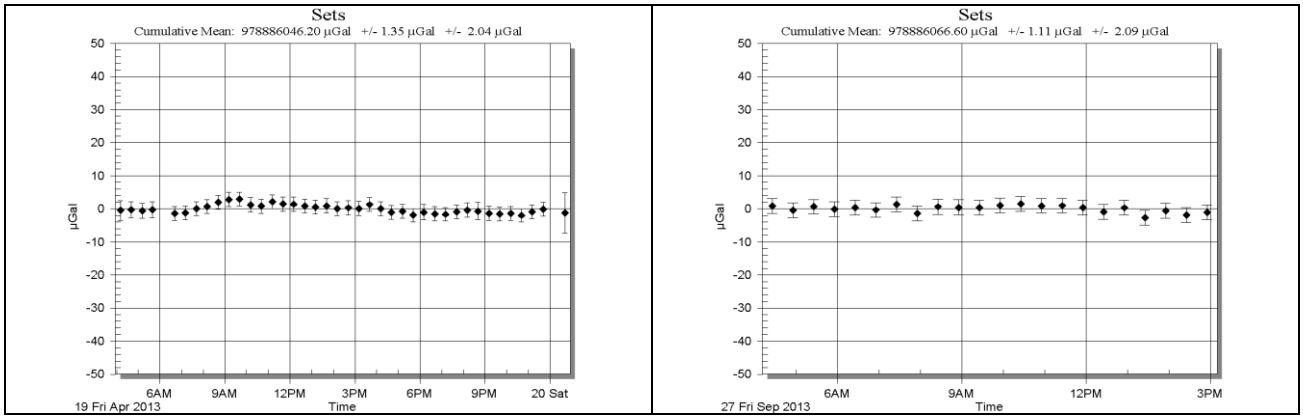


圖 4.2-3 三星站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(二)大隱

施作地點位於大隱國小內，距離大隱水位觀測井約 25 米，此站由於校方空間使用考量，第一期的施作位置與第二期有所不同(圖 4.2 -4)，相距約 10 米，為考量更換測點所引起的重力變化，於第二期施作期間，以相對重力儀 EG 進行新舊測點引點，將前後期重力值歸化至相同基準(第二期)，歸化後第一期的絕對重力值為 978900274 μgal，第二期為 978900298 μgal(圖 4.2 -5)，重力差值約為 24 μgal，水位變化顯示第二期較第一期上升約 2.3 米，平均地下水面距離井頂約 11 米。重力與地下水位的變化趨勢吻合。此站水位觀測井旁，留有複井試驗之鑿井且保存良好，另外地質調查所也於大隱國小設立連續 GPS 追蹤站，相關數據可以再進行分析，屬於條件完備之良好施測地點。



圖 4.2-4 大隱站第一(左)、第二(右)期施作情形

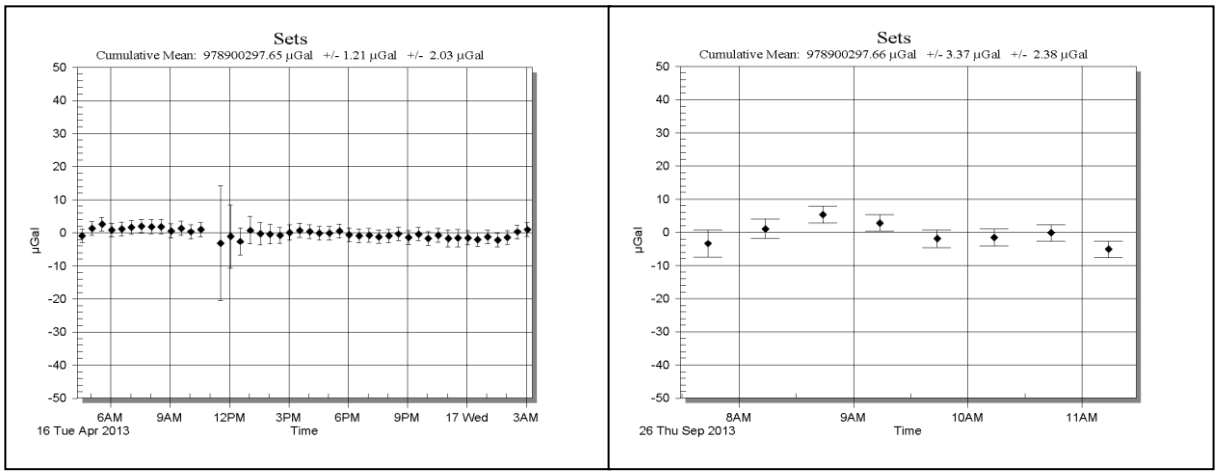


圖 4.2-5 大隱站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(三)順安

順安施測地點位於順安國小內，使用順安小學圖書館未開放時間進行觀測(圖 4.2-6)，絕對重力施測點位距離順安水位觀測井約 100 米。第二期施測時教室外有一些平面工程，但不影響重力觀測。第一期絕對重力觀測數據為

978905787 μgal，第二期為 978905797 μgal(圖 4.2-7)，重力差值為 10 μgal。依水位觀測記錄，兩期間水位變化為 2 公分，符合順安水位站地下水位上部以泥層為主的受壓含水層。由於絕對重力變化達 10 μgal，其重力變化效應明確，水位卻無實際變化，表示此站應受其它因素影響。絕對重力量測每期五站採連續觀測，若儀器出現問題，其他站點間亦將產生相同反應，考量其他測站重力觀測數據無明顯問題，應非重力量測儀器錯誤。此站重力與水位反映之不一致情形，需要更多現地調查，修正可能原因，方能將重力量測成果加以應用。



圖 4.2-6 順安站絕對重力儀擺設狀況

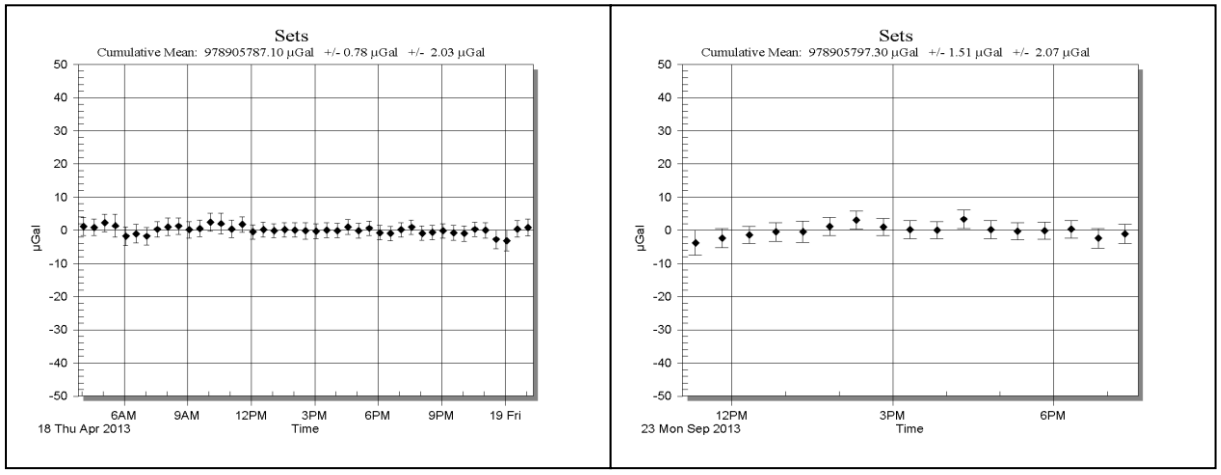


圖 4.2-7 順安站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(四)大洲

大洲重力施測點位於大洲水位觀測站旁約 8 米處，位於大洲國小的育樂教室(圖 4.2-8)，大洲觀測井旁有氣象局強震地震站且緊鄰大型排水溝(圖 4.2-9)。大洲站第一期絕對重力觀測數值為 978902214，第二期為 978902218(圖 4.2-10)，兩期重力差值為 4 μgal。水位觀測記錄第二期較第一期上升 0.13 米，

由於平均水位距離井頂約 1.7 米，所以重力反應趨勢與水位相當。大洲水位觀測井旁的大排水溝的深度與地下水平均水位相當，大排水溝水位可能對地下水造成一定程度影響，水文評估上可能需要較細微的解析。另外於觀測期間，排水溝的流動水，也代表不易模擬的質量變化，對於絕對重力觀測而言有兩個層面的影響，第一為流動水源衝擊地表，造成微幅震動，重力觀測時會略為受到影響。第二為大排水溝水位變化形成的的質量變化不易估計，其對絕對重力數值的些微影響，可能需以模式估計其影響量，方能有效排除。



圖 4.2-8 大洲站重力觀測點



圖 4.2-9 大洲水位觀測站與臨近大排水溝

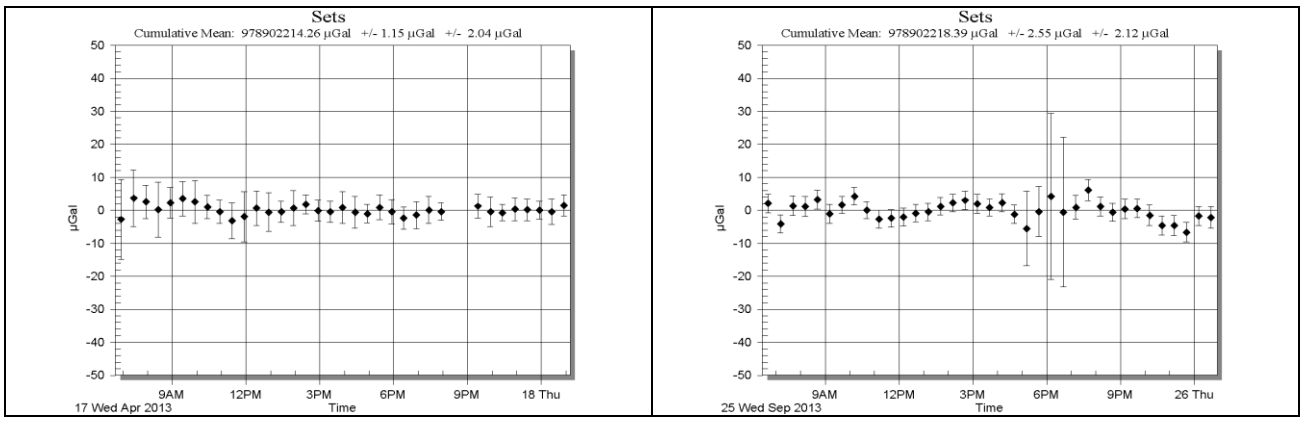


圖 4.2-10 大洲站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

(五)中興

中興重力觀測站位於中興國小體育場講台旁(圖 4.2-11)，利用非上課時間進行觀測。量測點位距離水位觀測井約 80 米，中興水位觀測井岩心柱狀圖已大致顯示此區處於受壓含水層，水位變動幅度可能較扇頂區為小。此站由於臨近宜蘭縣中興路，大型車輛多，且車流量大，地面震動持續影響觀測，量測結果之不確定性本質上就較他站皆為大，如果重力變化小，其訊號就會被震動影響而掩蓋。絕對重力觀測兩期數值皆為 978904636(圖 4.2 -12)，此意味著觀測區間中，無明確重力變化。但水位觀測資料顯示兩次重力觀測區間，水位變化為上升 0.34 米。雖然水位有小幅度變化，但評估此區水位位於受壓含水層，且水位變化幅度小，而重力觀測條件稍差，放大量測不確定性，所以此站量測成果符合預期，無明顯出入。



圖 4.2-11 中興絕對重力測點

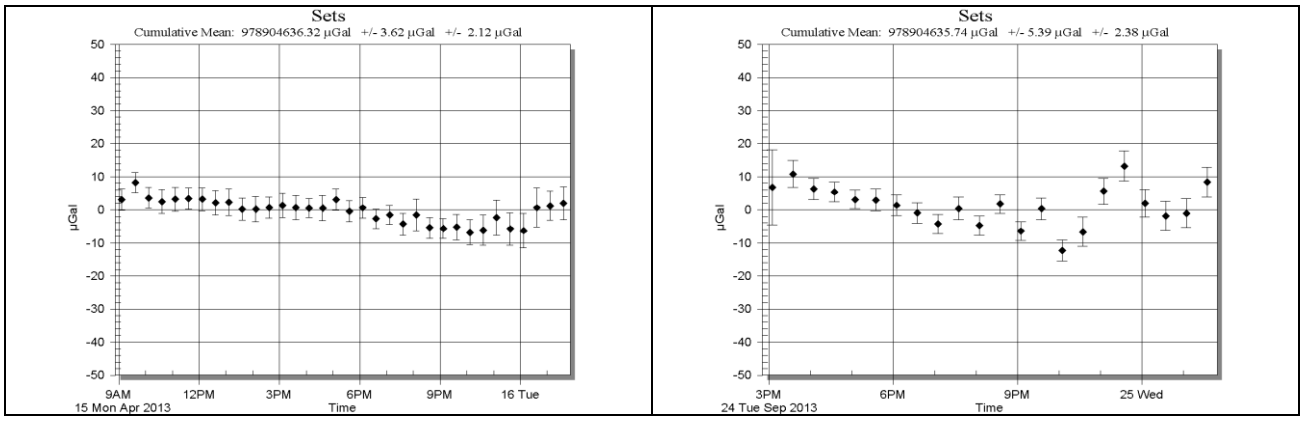


圖 4.2-12 中興站第一(左)、第二(右)期絕對重力量測成果

4.2.3 重力聯合抽水試驗觀測初步分析

區域地下水資源評估，最為重要的就是該區的水文地質特性描述與水文參數推求。一般評估方式，多以大量建置地質鑽井、水位井等方式，配合水質調查、自然地質外露現況，做為評估依據。但執行上多因耗費龐大，以致取樣點有限，且當進行大範圍推估時，時常遇到時效性較差與取樣不足等情況。本計畫將嘗試以重力觀測提供另一種可能的方法，推估水文地質參數。

以重力方法觀測地下水變化，在國內外皆屬試驗階段，其受限於三大主要

因素，第一為精密重力觀測技術的發展，第二為地質架構的建置，第三為合理數值模式的模擬。陸地重力觀測儀器發展迄今已三十多年，儀器觀測精度不斷提升，現今市售陸地絕對重力觀測儀器，其準確度已可達 1μgal，可用於偵測區域地下水位整體變化(Hwang et al., 2009)。經濟部所屬水利署與中央地質調查所，長期投資於台灣地下水觀測與地質架構建置，已對平原區的水文地質架構有著詳盡的描述。數值模式的發展基於詳盡的地質調查與水文模式分析，配合理論計算與高速電腦發展，已趨於可實際反衍現地水文變化。如現地重力觀測能與調查現況、數值模擬達到一定程度的對比驗證，其優勢在於花費少、非破壞性監測、涵蓋面積大、環境限制少、高時效與高準確度(Howle, Phillips, Denlinger, & Metzger, 2003)。

以抽水試驗事件而論，抽水試驗藉由連續抽取特定深度之地下水，形成動態的地下水面洩降，藉由水位洩降資料，計算相關水文地質參數。小範圍連續抽水所形成的地下水體質量變化，經重力儀觀測抽水時段的重力變化，即可進行對比驗證。由於抽水試驗的水位洩降呈現三維漏斗狀，傳統上描述重力變化的布格平板已無法滿足抽水試驗的模擬需求。所以本團隊基於物理模式計算相應重力效應的方法，以有限元素解析法的概念描述重力影響效應，概念為將計算單元改為長寬高已知的均質立方體，評估計算單元對測點所造成之吸引力。由於抽水區域質量變化造成測點的重力變化，而抽水過程中僅地下水被抽離，所以應考量 *Sy* 的貢獻，也就是因抽水而造成重力變化為

$$\Delta g = A_z \times S_y \quad \text{.....(式 4.2-3)}$$

本文利用絕對重力儀在抽水試驗前的背景觀測值與抽水試驗期間觀測的重力值相減，得到重力變化量 Δg。抽水洩降模型採用 USGS 所發展的 MODFLOW 地下水系統建置軟體(Leiriao, He, Christiansen, Andersen, & Bauer-Gottwein, 2009)，以 groundwater vista 介面進行操作，配合實際觀測水位資料作為邊界條件，並納入已知水文地質參數，建置抽水歷程的三維洩降情形。利用洩降範圍所形成的質量空缺，積分空缺範圍對重力量測儀器的影響 A_z，藉以模擬重力變化，並推估實驗區可能的 S_y 值。

內城站抽水試驗，實驗位置在宜蘭縣榮源國中(24°43'08", 121°41'15")內，於原有地下水位觀測井旁另鑿新井，形成雙井。抽水試驗以新鑿井為連續抽水井與第一觀測井，於抽水期間放置抽水馬達與水位計，同時觀測抽水量與洩降深度，而原水位觀測井為第二觀測井，量測離抽水井一定距離之水位洩降情形。內城站抽水試驗大致分成兩階段，第一階段為分級試水，第二階段為定量試水。於 2013 年 5 月 17 日上午 8 時 37 分起進行五級連續分級試水，每級 100

分鐘，共計 500 分鐘。自第一級抽水量 86.20 cmh，逐級增加抽水量為 117.40 cmh、145.60 cmh、178.40 cmh 至第五級最大抽水量為 205.90 cmh，五級試水後抽水馬達關閉，觀測水位回覆。靜置 24 小時後，5/18 傍晚進行第二階段的定量試水，以固定最大抽水量 205.90 cmh，連續抽水 48 小時，進行相關數據收集與分析。

如圖 4.2-13 所示，在定量抽水開始後的第 86~166 分鐘間，絕對重力數值自基準值 978900157.4 μgal 降低至 978900155.0 μgal，重力差值達 2.4 μgal，重力差值的標準偏差為 0.9 μgal。數值模擬方面如圖 4.2-14 所示，我們假定一個以抽水井為中心，長與寬皆 100 公尺的實驗區域，地層狀況為均質，並令抽水造成的水位洩降，只發生在距離抽水井 50 公尺以內的範圍，50 公尺以上的洩降其影響量小到可以忽略不計。利用台糖水位觀測計於計算區間中(自定量抽水開始第 8 6 至 166 分鐘)，抽水井與第二觀測井的平均水位洩降(抽水井 0.87m，第二觀測井 0.33m)資料，作為 MODFLOW 數值模型的水位洩降邊界條件，地質條件則利用抽水試驗報告中的給定參數值作為輸入，模擬一組可能的抽水洩降三維模型。所有計算格點因水位變化而產生的重力變化效應，利用公式(4.2-3)可以求得總影響量 Az，而考量實際觀測量重力變化量 Δg 為 2.4 μgal，利用公式(3)即可推得 S_y 為 0.37。納入絕對重力儀的觀測不確定度，在 68%的信心水準中，內城站的 S_y 值合理範圍應介於 0.19 至 0.55 間。

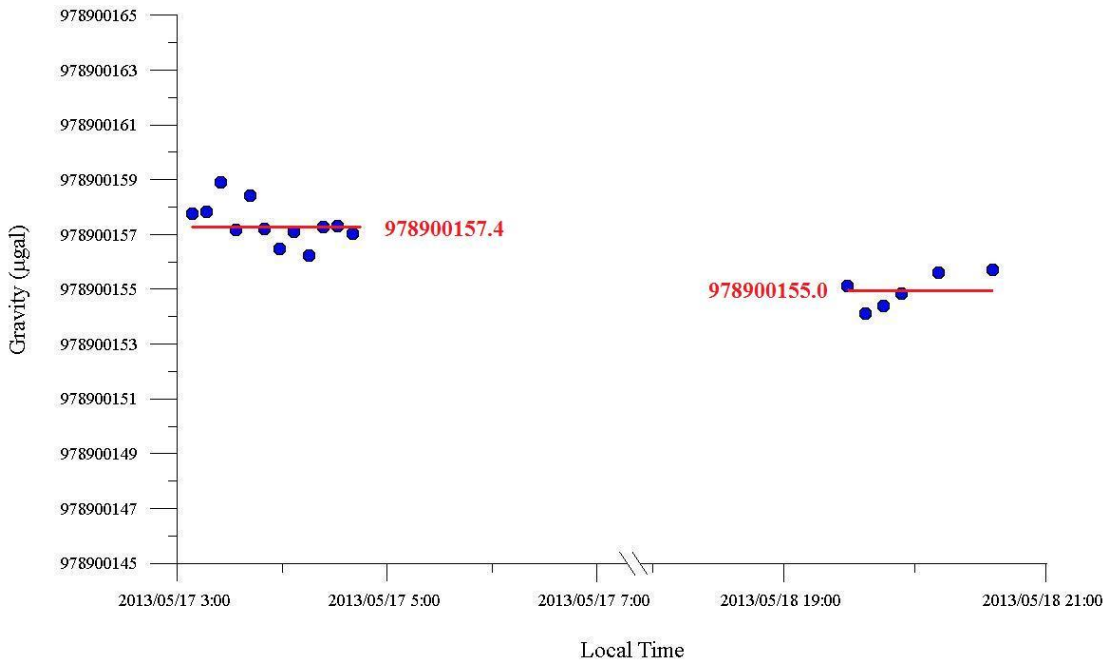


圖 4.2-13 絕對重力儀 FG5 觀測重力背景值(臺灣時間 2013/5/17 03:10~05:00AM)與定量試水期間絕對重力值 (臺灣時間 2013/5/18 19:47~21:07PM)

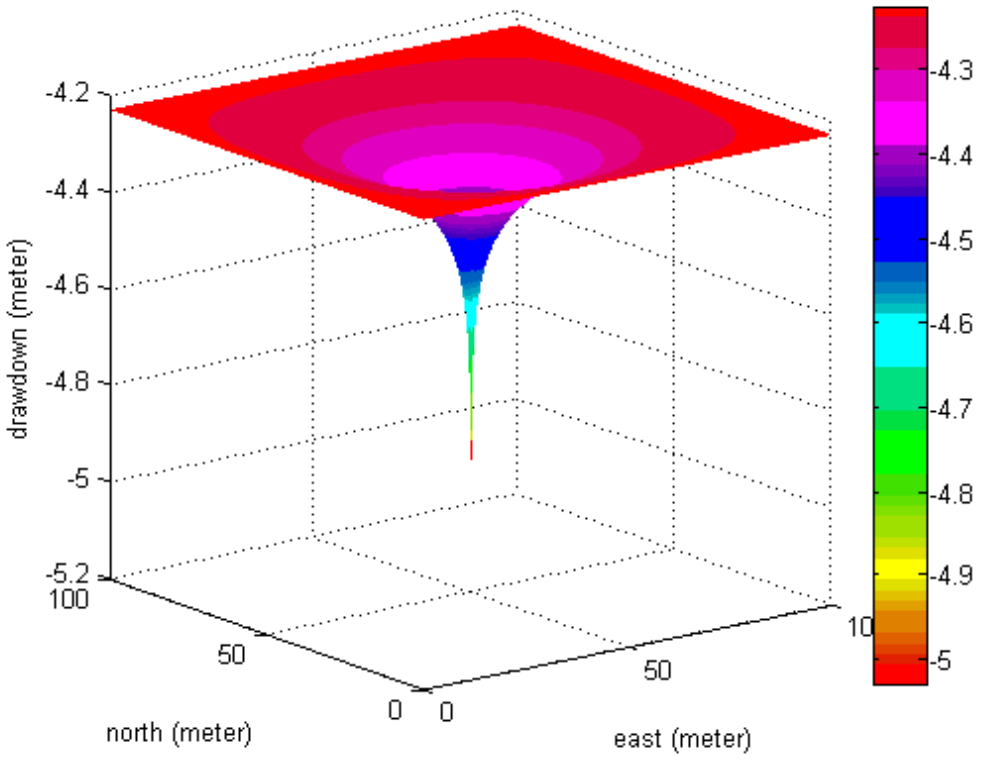


圖 4.2-14 以實際水位觀測資料為控制條件，利用 MODFLOW 模擬內成站抽水狀況之三維洩降圖。

內城站抽水試驗，重力實驗成功於定量試水期間，量得地下水質量損失產生 2.4 μgal 的重力值影響，而數值模擬顯示考量重力觀測不確定度，內城站 S_y 值應介於 0.19 至 0.55。分級試水期間，絕對重力儀觀測到質量之減損，精密水準測量則觀測到地表的微幅變形。分級試水後的靜置期，地下水位回升，絕對重力值也回復至背景重力基準值。雖然評估的準確度尚待改進，但也證明以重力方法進行水文地質參數評估的研究方向，值得持續發展與精進。

第五章 地球化學補充調查

地質法實施後，主管機關須配合地質敏感區的劃設，需劃設補注區為地下水敏感區，為了配合補注區劃定的精度，本項工作補調查補注區的水質與水溫，探討水質補注與流動之地化背景，瞭解補注區的地下水來源、地化特性、時空之演變及其機制，以提供地下水水質保護區劃定的重要參考。本計畫於蘭陽平原之地球化學補充調查項目包含下列三項：

(一) 地面及地下水水質採樣與分析：

針對蘭陽平原進行河流及灌排渠道之水質採樣與分析以了解補注水之水質；地下水之水質採樣與分析以了解地下水之水質及整理歷年地下水之水質數據，分析其區域地下水之地化特性。地下水是否含有溶氧及硝酸鹽，也可作為補注流徑的參考及作為判釋地下水補注區分布範圍之依據。蘭陽平原地下水區預計完成雨水 2 個、地面水 10 個及地下水 40 個調查點的水質分析（項目：溫度、導電度、溶氧、硝酸鹽等 17 項）。

(二) 地下水溫度剖面調查：

調查蘭陽平原地下水觀測井的溫度剖面，推算地溫梯度，以提供地下水流向變化的瞭解。

(三) 綜整蘭陽平原水文地質調查資料及蒐集氚濃度分析資料，描述區域性水文地質及水質特性。

5.1 調查方法與規劃

5.1.1 地面水及地下水採樣方法

地面水採樣方法：尋找有水的河道，站在橋面上或接近河道處，將貝勒管丟入河道，採到水後，回收貝勒管，收取水樣。現場並以溫度、溶氧計、導電度計量測，本計畫以美國 Hydrolab mini-sonde 複合測棒深入河水中量測（圖 5.1-1）。



圖 5.1-1 美國 Hydrolab 水質測棒

地下水採樣方法：本計畫之採樣法大致依照行政院環境保護署於 92 年 11 月公告「地下水採樣方法」(W103.52B)，先抽出一至三倍井水(purging)後採樣，但因觀測井井徑達 6 英吋，最深井深達 300m，若以低流量抽水(如 2 L/min)，每口時間所費甚久，因此實際抽水量約 5-10 cmh，單口採樣時間最長約 1 時 30 分。採樣後在現場以冰桶保存，在 24 小時內寄快遞送至嘉南藥理科技大學，全程以冰桶保存。

地下水的基本性質在現場檢測比較準確: 溫度(T)、溶氧(DO)、氫離子濃度(pH)、氧化還原電位(ORP)、導電度(EC)等。現場人員每站量測之前先以標準液(導電度為 1412μS/cm、pH 三點校正為 4.0-7.0-10.0、溶氧為空氣飽和校正、氧化還原電位為+280mV)，依照使用手冊方法校正。然後將水管出水口接封閉測量槽(flow cell)，以避免空氣混入，以手提式導電度計(美國 ORION Cond 130)、溶氧計(德國 WTW Oxi 315)、pH 計(德國 WTW pH Electrode SenTix 21)，每隔 5 分鐘記錄抽水之溫度、pH、EC、濁度，當抽出三倍井管水後，或 pH 及 EC 值穩定(pH±0.1，EC±5%)，才停止抽水。抽水同時每 5 分鐘量靜水位，並填寫現場採樣記錄表。

水樣保存：依照環保署規定，鹼度保存不超過24小時；硝氮保存不超過48小時；氯化物及氨態氮（需添加硫酸）可保存 7 天；一般重金屬過濾後加硝酸可保存六個月，硫離子需添加醋酸鋅並以氫氧化鈉調成鹼性可保存 7 天。

檢測方法與品管：本計畫之分析方法(表 5.1-1)，主要依據行政院環保署公告(NIEA)或國際組織之標準方法(APHA)。實驗室之品保品管程序，每一批次約 5-10 樣，以檢量線、空白樣品、查核樣品、重覆樣品及添加樣品來控制品管。查核樣品需來自不同於檢量線之標準品，添加樣品的基質為所採的地下水水樣，例如鹹水基質(氯化鈉高濃度)或是鈣鎂硬度高的地下水。

陰陽離子平衡：主要離子為地下水中溶解主成份: 鈣、鎂、鉀、鈉、氯、硫酸根、碳酸氫根等七項，此陰離子及陽離子會呈電性平衡狀態，並與導電度呈正比關係 (Awwa, 1998)，因此可利用陰陽離子平衡來控管檢驗數據。本計畫的品管流程，先量測導電度，再分別檢驗陽離子及陰離子，其當量與導電度比值(D)需

$$0.9 < D < 1.3$$

其中，D = EC /100×陰離子當量(或陽離子當量)；EC 為導電度 (μS/cm)；離子當量 (meq/l)

表示檢測值和理論值符合，若有誤差，則需重新檢測導電度及離子濃度。在陰陽離子分別都通過導電度的校核後，再計算陰陽離子平衡，若誤差在 10% 以內，表示檢測值和理論值符合，若有誤差，在高鹽度水樣，通常先檢查氯離子及鈉離子的檢測數據，若查不出原因應重測。

數據分析步驟：氧化還原帶之建立。大區域的地下水常有氧化還原帶的分布。缺氧的水體受微生物還原作用，原有之溶氧消耗盡後，因能量多寡，依次會將硝酸鹽、硫酸鹽等還原為氮氣及硫離子，還原反應由溶氧還原至甲烷生成依次發生。地下水由補注區到受壓含水層，水中物質會因空氣被地層隔絕，沿流徑之地層沉積物中有機質因長時間降解(放出電子)，消耗許多有氧物質(例如溶氧)，故含水層由上游往下游，產生還原帶(Chapelle, 2001)，例如溶氧還原帶、硝酸鹽還原帶、鐵還原帶、硫酸根還原帶、甲烷生成帶等（圖 5.1-2）。

區域性大範圍的地下水質調查，可以依此分類各還原帶。以濁水溪地區為例：扇頂為地下水補注區，地下水中含溶氧及硝酸鹽，基本上氨及硫離子濃度很微量。扇中及扇尾進入受壓水層，不含溶氧，氨及硫離子濃度升高。進入最扇尾（雲林沿海地區）有些觀測井已可測到甲烷氣。調查地下水之溶氧及硝酸鹽濃度，以釐清溶氧帶及硝酸鹽還原帶之分布位置，可供地下水補注區及保護區劃設之參考。

表 5.1-1 現場及實驗室化驗共 17 項

	項目	方法	單位
1.	導電度	電子式	μS/cm
2.	溫度	電子式	℃
3.	pH	電極法	
4.	氧化還原電位	電子式	mV
5.	溶氧	電極法	mg/l
6.	鹼度	滴定	mg/l
7.	氯	離子層析	mg/l
8.	硫酸根	離子層析	mg/l
9.	鈉	光度計	mg/l
10.	鉀	光度計	mg/l
11.	鈣	滴定	mg/l
12.	鎂	滴定	mg/l
13.	氨氮	比色法	mg/l
14.	硝氮	離子層析	mg/l
15.	鐵	AA	mg/l
16.	錳	AA	mg/l
17.	硫化物	比色法	mg/l

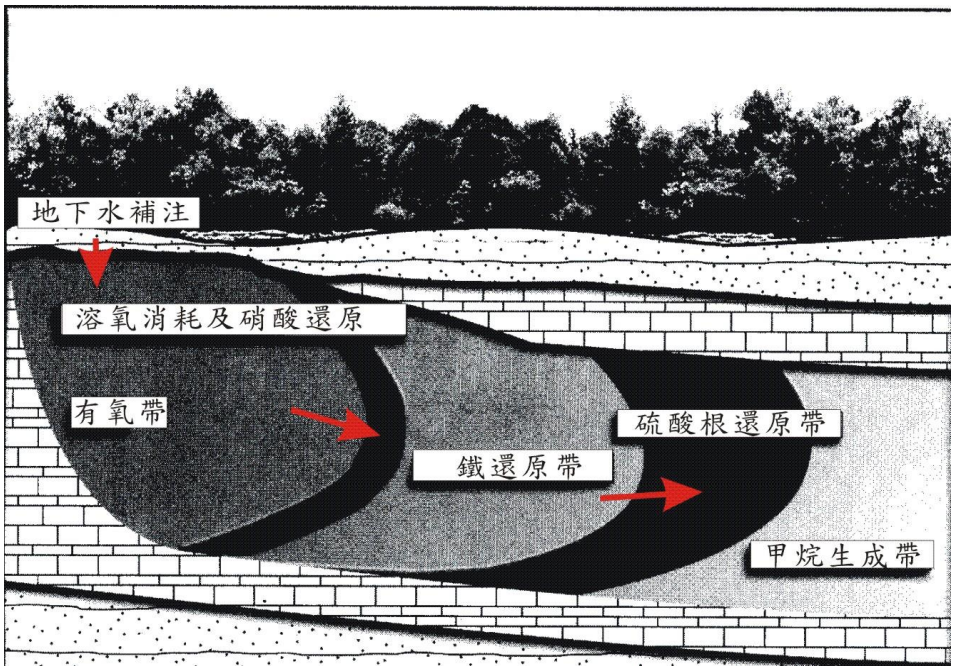


圖 5.1-2 地下水還原系列示意圖(Chapelle,2001)

本計畫收集扇頂區的歷年水質數據，例如早期的地下水勘測隊、地下水觀測網的新建井水質化驗、水利署的常態性水質監測、加上本計畫所檢驗的數據，以探討水質之優劣及時間演變（表 5.1-2）。

趨勢分析：使用 Mann-Kendall 法 (Kendall, 1975)。顯著值 S 以公式 5.1-1 定義之：

$$S=\sum_{k=1}^{n-1}\sum_{j=k=1}^{n} sign(X_j - X_k) \quad \text{.....(式 5.1-1)}$$

$$sign(X_j\text{-}X_k)=1 \quad 若\ X_j\text{-}X_k>0$$

$$sign(X_j\text{-}X_k)=0 \quad 若\ X_j\text{-}X_k=0$$

$$sign(X_j\text{-}X_k)=\text{-}1 \quad 若\ X_j\text{-}X_k<0$$

X_j 為時間 j 之數值、X_k 為時間系列之數值（共有 n 個值）。顯著值 S 為正值，表示有增加趨勢；若為負值，表示遞減之趨勢。其顯著性之分布機率 f(z) 可由標準化後之統計值（Z 值）及變異數 VAR(S)來推算：

$$VAR(S)=\frac{1}{18}\left[n(n-1)(2n+5)-\sum_{p=1}^{g} t_p(t_p-1)(2t_p+5)\right] \text{.....(式 5.1-2)}$$

n 為數據個數、g 群組數、t_p 為第 p 個群組之數據個數。標準化後之統計值（Z 值）：

若 S=0 則 Z=0

若 S>0 則 $Z=(S-1)/[VAR(S)]^{1/2}$

若 S<0 則 $Z=(S+1)/[VAR(S)]^{1/2}$ .....(式 5.1-3)

分布機率 f(z)

$$f(z)=\frac{1}{\sqrt{2\pi}}e^{\frac{z^2}{2}} \text{.....(式 5.1-4)}$$

一般以 90－95%為顯著水平，本計畫以 90%為判斷是否有顯著趨勢。

表 5.1-2 飲用水源及灌溉用水質標準

檢測項目	單位	環保署飲用水水源水質標準 甲	環保署飲用水水源水質標準 乙	灌溉用水水質標準
1. 水溫 T	℃	-----	-----	<35
2. 氫離子濃度 pH	-----	-----	-----	6.0-9.0
3. 氧化還原電位 ORP	mV(at25℃)	-----	-----	-----
4. 溶氧 DO	mg/L	-----	-----	>3
5. 導電度 (at25℃) EC	μS/cm	-----	-----	750
6. 總溶解固體 TDS	mg/L	-----	500	-----
7. 鈣 Ca	mg/L	-----	-----	-----
8. 鎂 Mg	mg/l	-----	-----	-----
9. 硬度 Hard	mg/L	-----	-----	-----
10. 鉀 K	mg/L	-----	-----	-----
11. 鈉 Na	mg/L	-----	-----	-----
12. 總鹼度 Alk.	mg/L	-----	-----	-----
13. 氯鹽 Cl^-	mg/L	-----	250	175
14. 硫酸根 SO_4^{-2}	mg/L	-----	250	200
15. 硝酸鹽氮 NO_3^--N	mg/L	-----	10.0	-----

*甲類: 自來水、簡易自來水　乙類: 乙1: 盛裝水、公共飲用之連續供水、
乙 2: 社區自設公共給水、包裝水

5.1.2 地下水溫度剖面調查

地下水的溫度受地面氣溫、地下水補注、地下水流動、及地溫梯度的影響。在抽水頻繁的地區，因人為抽水加速地下水的流動，導致地下水溫出現異常的分布。地下水溫剖面，通常可以指示地下水流向。其工作方法為先單口井量測該井的水溫剖面，量測鄰近的多口井後，再合成地區性的地下水溫剖面。以礁溪溫泉地區為例（圖 5.1-3），綜合 9 口井之井溫剖面，合成地下水水溫剖面，發現 20-50m 處的溫度異常，推測為主要之抽水層次。

垂直井溫剖面量測方法，使用 Troll 200 測棒(圖 5.1-4)，進入地下水面後，每間隔 5m 測量一點水溫數據，每點停留至少 2min，因每點溫度同時有水壓數據，即可換算該井深的溫度。量測時由上往下量一次，第一點需停留 10min 以上，以待測棒與地下水之間溫度達到平衡。

美國 In-situ troll 200 為水壓、導電度與溫度三合一自記式測棒。溫度量測範圍-20－80℃、準確度 0.1℃、解析度 0.01℃；壓力量測範圍可達 350m 水壓、準確度 0.1%（相當於 2cm）、解析度 0.005%（1mm）。監測數據自記於測棒內，由人工定期連接電腦收取數據，同時進行數據確認。水溫確認方式為比對標準溫度計的讀數，誤差需在 0.1℃內，超過此值，需送回原廠校正。水壓確認方式，儀器的水位讀值與水位尺量測值比對，若誤差大於 2cm，需送回原廠校正。

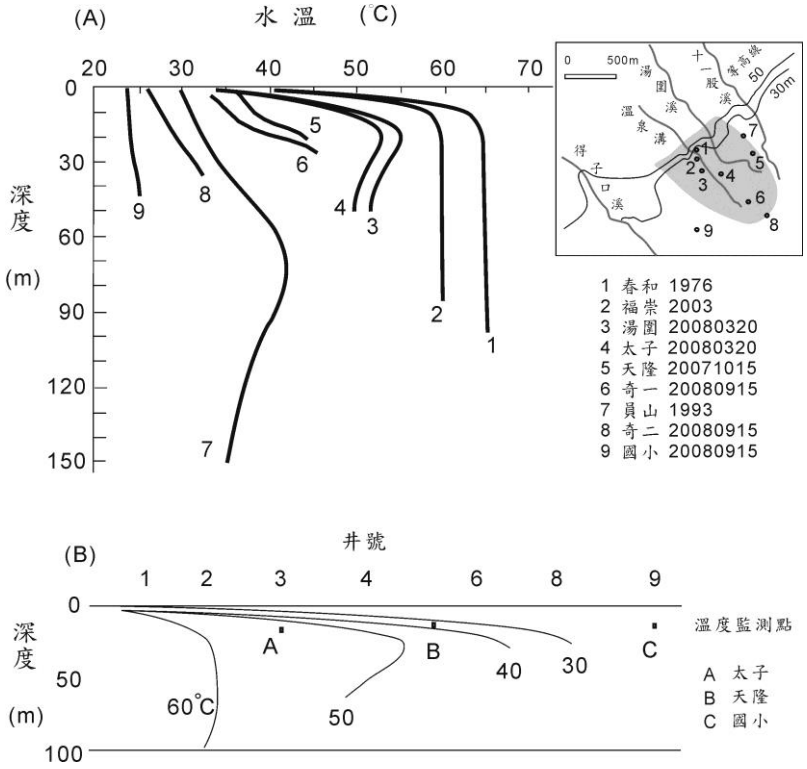


圖 5.1-3 （A）礁溪溫泉之井溫剖面。（B）水溫剖面，由西北向東南、水溫漸降，推測 20-50m 處之水流最快。



圖 5.1-4 美國 In-situ Troll-200 水壓、水溫及導電度自記測棒

5.1.3 河道出入滲調查（流速流量法）

由河川流量推算河床入滲率，在上下游各進行河川流量量測，上游流量為 Qu，下游流量為 Ql，溪水補注 Rc 為兩者相減（圖 5.1-5）

$$R_c=Q_u-Q_l \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\text{(式 5.1-5)}$$

若量測時間短，可忽略蒸發量，但需確認兩河段之間，無人為抽水或排放，否則需加以量測並加減之。斷面量測由一岸連續測至另一岸，每間隔 W 寬度(本研究為 30cm)量測水深(D)及流速(V)，流速測量點為水面下 0.6 河深(Holmes Jr, Terrio, Harris, & Mills, 2001)，以該點之流速代表該單位面積之平均流速，單一單位之流量為

$$Q_n=W\times D_n\times V_n \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\text{(式 5.1-6)}$$

累加全部之流量即為該斷面之流量，若全斷面共有 n 點

$$Q=\Sigma Q_n \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\text{(式 5.1-7)}$$

為了瞭解測量誤差，每一個斷面都進行 4 次重複量測。本研究之流速計為瑞士 JDC 公司製 Flowatch 型(圖 5.1-6)，葉輪直徑 6 cm 及 2 cm、最低流速為 0.03 m/s、準確度 2 %。

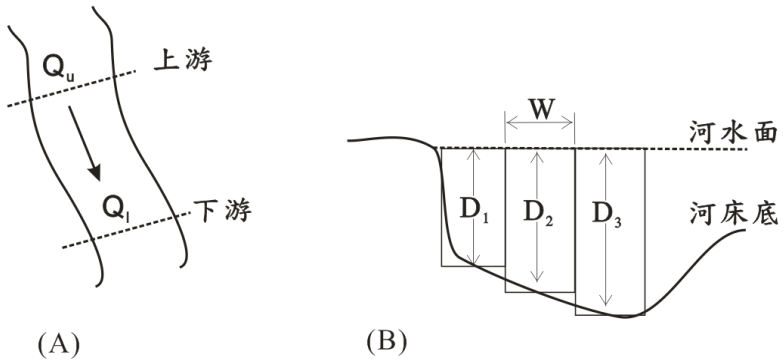


圖 5.1-5 河川流量推算河床入滲率，（A）流量斷面位置；（B）固定寬度之深度(D)與流速量測。

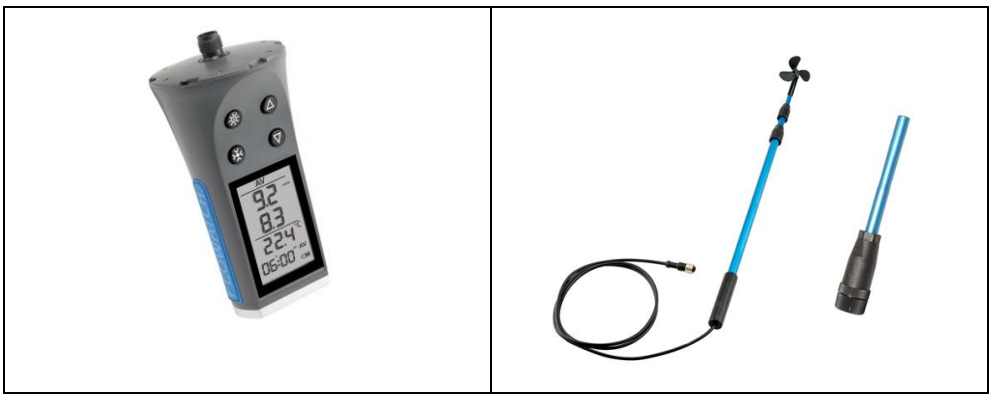


圖 5.1-6 瑞士 JDC 公司製 Flowatch 型河川流速計

5.2 水質調查結果

5.2.1 地面水及地下水之溶氧及硝酸鹽帶

蘭陽地區本年度採樣之地下水溶氧及硝酸鹽濃度如表 5.2-1 及表 5.2-2，溶氧濃度之空間分布如圖 5.2-1。溶氧大於 0.5 mg/l 的井大都分布在扇頂，例如三星、大隱及內城，及靠山區的平原，例如冬山、礁溪及岳明。表示地下水補注，除了從蘭陽溪來的水源，應有許多地下水的來源為山區側邊來的小溪，例如北邊的得子口溪、南邊的羅東溪及冬山河。地面水的採樣位置皆靠近山區與平原交界處，2013 年 4 月旱季除了兩條溪為乾涸狀態--大小礁溪及羅東溪，溪水中的溶氧都很高，達 7~9 mg/l（表 5.2-3、表 5.2-4），表示溪水並無汙染，另外，冬季氣溫及水溫低，溶氧會稍高。

本區地下水的硝酸鹽氮濃度都不高（表 5.2-5），推測從山區來的水源硝酸鹽濃度並不高，2000 年至 2013 年的數據統計，曾經硝酸鹽氮濃度大於 1 mg/l 的井有 5 口：大隱一、三星、自強、礁溪二及頭城。本年度採樣檢測（2013 年 4 月）以礁溪站的硝酸鹽氮濃度最高 2.25 mg/l，推測可能本站位於市區，受到人為影響較大（圖 5.2-2）。地面水的硝酸鹽氮有三處的濃度較高，粗坑溪（自強站的上游）2.04 mg/l、安平坑溪（冬山站的上游）3.66mg/l、新城溪（龍德站的上游）3.68 mg/l，蘭陽溪主流的硝酸鹽氮很低、低於 0.01 mg/l。

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為劃設依據，以沒有上覆泥層、且有巨厚礫石含水層劃為扇頂區，其東側範圍約在大洲站與中興站之間，但若以溶氧大於 0.5 mg/l 為依據（圖 5.2-1），則不含大洲站（大洲站兩口井的溶氧都低於 0.5 mg/l），大洲站雖有厚的礫石層，但其溶氧及硝酸鹽氮都明顯偏低（圖 5.2-2）。

表 5.2-1 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	岳明(1)	321	5.79	2.07	118	0.06
2	冬山(1)	306	7.65	0.91	-188	0.16
3	冬山(2)	313	7.96	0.92	-204	0.21
4	龍德(1)	384	7.97	0.79	-190	0.12
5	龍德(2)	996	8.75	0.94	-206	0.28
6	龍德(3)	1425	7.80	0.32	-221	0.15
7	龍德(4)	1473	6.89	0.18	-141	0.48
8	順安	230	7.32	0.33	-143	0.09
9	利澤(1)	218	8.15	0.75	-193	0.02
10	利澤(2)	831	7.13	0.15	-163	0.26
11	大隱(1)	256	6.85	6.05	142	1.63
12	大隱(2)	416	7.25	2.12	105	0.32
13	五結(1)	783	9.06	0.44	-216	0.30
14	五結(2)	576	8.66	0.42	-195	0.02
15	五結(3)	925	8.92	0.42	-207	0.31
16	五結(4)	882	8.90	0.14	-178	0.25
17	三星	489	6.94	3.39	72	0.48
18	大洲(1)	564	7.09	0.44	-130	0.10
19	大洲(2)	517	7.59	0.24	-140	0.01
20	自強(1)	無水				
21	中興(1)	409	7.25	1.07	-146	0.08
22	中興(2)	489	7.46	1.47	-152	0.22
23	中興(3)	510	7.33	0.13	-144	0.37
24	中興(4)	513	7.25	0.12	-138	0.16
25	內城(1)	180	6.94	5.71	174	0.60
26	公館	2350	8.72	0.29	-269	0.12
27	壯圍(1)	583	7.92	0.61	-159	0.10
28	壯圍(2)	1115	8.25	0.29	-188	0.10
29	壯圍(3)	908	7.56	0.15	-150	0.34
30	宜農(1)	318	6.37	0.10	-219	0.36
31	宜農(2)	303	6.49	0.64	-179	0.24
32	同樂	319	7.61	0.17	-183	0.31
33	吳沙(1)	430	7.16	0.40	-152	0.27

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
34	吳沙(2)	224	8.26	0.28	-206	0.10
35	古亭(1)	522	9.11	0.63	-151	0.01
36	古亭(2)	6460	9.27	0.14	-249	0.18
37	二龍	341	9.43	0.23	-185	0.08
38	大福	23300	8.19	0.22	-186	0.16
39	礁溪(1)	234	7.05	1.45	76	1.43
40	礁溪(2)	190	7.15	3.42	150	2.25
41	頭城(1)	255	8.64	0.27	-113	0.44

表 5.2-2 地下水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	岳明(1)	403	5.92	2.19	180	0.07
2	冬山(1)	311	7.68	0.23	-248	0.21
3	冬山(2)	322	7.86	0.22	-274	0.07
4	龍德(1)	430	7.07	0.22	-240	0.06
5	龍德(2)	1402	8.35	0.21	-328	0.24
6	龍德(3)	1603	7.64	0.12	-245	0.15
7	龍德(4)	1613	6.62	0.19	-194	0.51
8	順安	318	7.00	0.32	-281	0.43
9	利澤(1)	240	7.38	0.11	-260	0.09
10	利澤(2)	1750	6.83	0.18	-250	0.26
11	大隱(1)	320	6.83	5.69	129	0.68
12	大隱(2)	461	7.03	2.19	88	0.14
13	五結(1)	981	8.04	0.32	-313	0.16
14	五結(2)	636	7.71	0.16	-281	0.27
15	五結(3)	1045	8.14	0.35	-259	0.36
16	五結(4)	941	8.05	0.04	-227	0.29
17	三星	556	7.06	5.85	212	0.68
18	大洲(1)	627	7.30	0.22	-217	0.05
19	大洲(2)	586	7.33	0.32	-167	0.04
20	自強(1)					
21	中興(1)	441	7.05	1.23	167	0.12

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
22	中興(2)	553	7.09	0.14	-225	0.24
23	中興(3)	566	7.04	0.39	-213	0.37
24	中興(4)	564	6.98	0.20	-235	0.15
25	內城(1)	186	7.04	6.30	29	0.38
26	公館	3800	8.06	0.39	-305	0.05
27	壯圍(1)	625	8.03	0.16	-223	0.56
28	壯圍(2)	1189	8.36	0.21	-283	0.12
29	壯圍(3)					
30	宜農(1)	346	7.63	0.26	-238	0.40
31	宜農(2)	337	7.60	0.38	-219	0.27
32	同樂	450	7.62	0.47	-294	0.47
33	吳沙(1)	417	7.24	0.32	-229	0.19
34	吳沙(2)	249	7.99	0.25	-282	0.08
35	古亭(1)	557	7.99	0.23	-203	0.24
36	古亭(2)	6620	8.20	0.41	-273	0.10
37	二龍	342	8.33	0.14	-297	0.15
38	大福	22100	7.36	0.29	-271	0.28
39	礁溪(1)	251	7.15	1.15	55	1.13
40	礁溪(2)	187	7.13	0.14	-78	0.41
41	頭城(1)	289	7.36	0.39	-164	1.08

表 5.2-3 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 4 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	福德坑溪	165	7.53	7.75	256	0.44
2	得子口溪	257	7.66	8.77	224	<0.01
3	大小礁溪	無水				
4	五十溪	162	7.71	7.32	150	<0.01
5	粗坑溪	141	7.15	8.55	175	2.04
6	蘭陽溪	473	8.10	8.32	147	<0.01
7	羅東溪	無水				
8	十三分坑	269	7.23	7.75	138	<0.01
9	安平坑	180	7.48	7.82	197	3.66
10	新城溪	184	7.95	8.13	214	3.68
11	雨水	35	4.80	8.45	233	0.23
12	雨水	61	5.20	8.32	274	<0.01

表 5.2-4 地面水及雨水之溶氧等基本水質(2013 年 9 月)

編號	站名	導電度	pH	溶氧	氧化還原電位	硝態氮
		μS/cm		mg/l	mV	mg/l
1	福德坑溪	166	7.13	7.32	217	0.28
2	得子口溪	284	7.32	8.52	239	0.12
3	大小礁溪	181	7.55	7.61	245	0.21
4	五十溪	153	7.34	7.17	119	0.69
5	粗坑溪	109	7.04	8.37	173	0.21
6	蘭陽溪	295	7.65	8.91	153	0.50
7	羅東溪	251	7.83	7.51	164	0.18
8	十三分坑	290	7.54	7.35	194	1.33
9	安平坑	221	7.74	7.59	184	1.40
10	新城溪	231	7.68	8.56	212	0.27
11	雨水	30	4.70	8.11	211	<0.01
12	雨水	45	5.05	7.46	217	<0.01

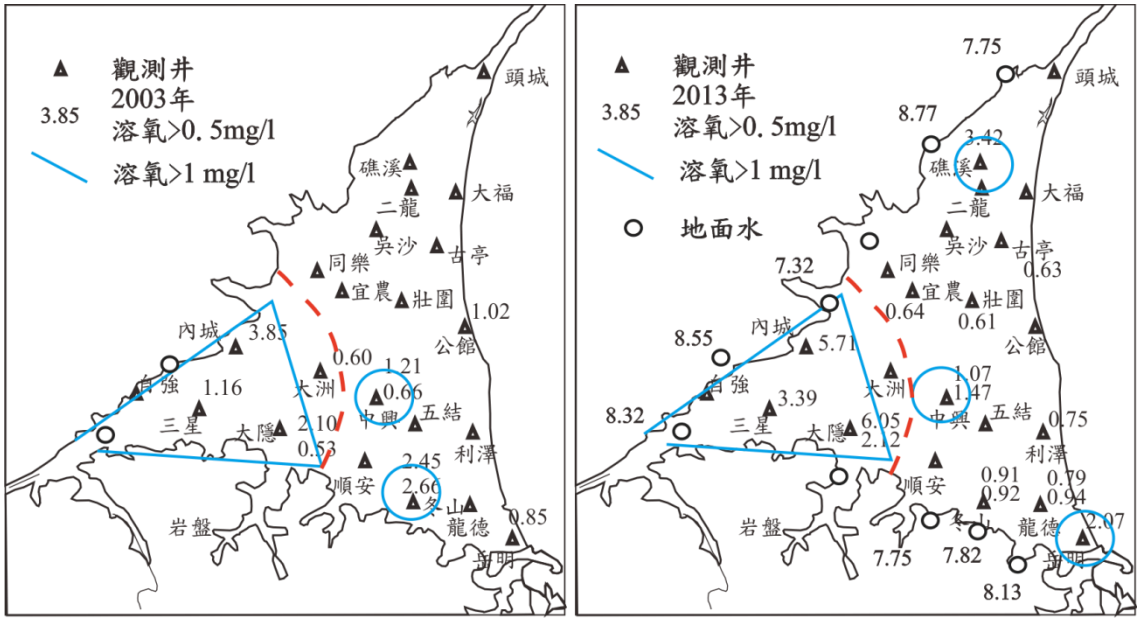


圖 5.2-1 蘭陽平原地下水之溶氧濃度；(A)2003 年；(B)2013 年 4 月。紅色虛線為根據礫石分布所畫的扇頂範圍。

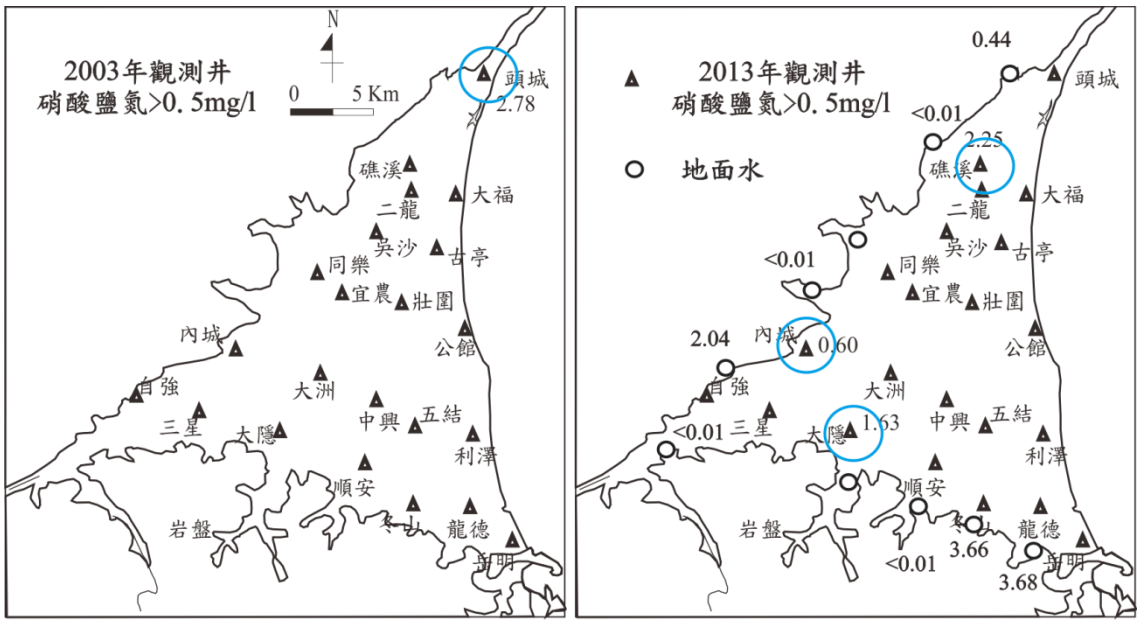


圖 5.2-2 蘭陽平原地下水之硝酸鹽氮濃度；(A)2003 年；(B)2013 年 4 月

表 5.2-5 觀測井歷年硝酸鹽氮濃度(mg/l)

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
1	岳明(1)	0.058	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.06	0.07
2	冬山(1)		0.37	0.27	0.15	0.01	0.16	0.21
3	冬山(2)		0.09	0.15	<0.01	0.02	0.21	0.07
4	龍德(1)	0.063	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.12	0.06
5	龍德(2)	0.558	0.24	<0.01	<0.01	0.01	0.28	0.24
6	龍德(3)	0.068	0.24	0.42	<0.01	0.01	0.15	0.15
7	龍德(4)	0.455	0.42	<0.01	<0.01	0.01	0.48	0.51
8	順安			<0.01	0.15	0.01	0.09	0.43
9	利澤(1)	0.152	0.38	<0.01	0.15	<0.01	0.02	0.09
10	利澤(2)	0.05	0.51	0.15	0.2	0.01	0.26	0.26
11	大隱(1)	0.329	1.37	<0.01	1.03	0.15	1.63	0.68
12	大隱(2)	0.065	0.17	<0.01	0.35	0.04	0.32	0.14
13	五結(1)	0.05	0.44	0.4	0.16	0.01	0.3	0.16
14	五結(2)	0.509	0.41	<0.01	<0.01	0.01	0.02	0.27
15	五結(3)	0.049	0.42	0.31	<0.01	0.01	0.31	0.36
16	五結(4)	0.529	0.34	<0.01	<0.01	0.01	0.25	0.29
17	三星			<0.01	2.27	0.3	0.48	0.68
18	大洲(1)			<0.01	0.17	0.01	0.1	0.05
19	大洲(2)			<0.01	0.15	<0.01	<0.01	0.04
20	自強(1)	0.123	0.44		1.05	0.16		
21	中興(1)	0.065	0.06	<0.01	0.15	0.01	0.08	0.12

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
22	中興(2)	0.049	<0.01	<0.01	0.15	0.01	0.22	0.24
23	中興(3)	0.063	0.25	0.45	0.15	0.01	0.37	0.37
24	中興(4)	0.053	0.09	<0.01	0.15	0.01	0.16	0.15
25	內城(1)		0.8	<0.01	0.82	0.08	0.6	0.38
26	公館			<0.01	<0.01	0.01	0.12	0.05
27	壯圍(1)		0.09	0.15	0.17	0.01	0.1	0.56
28	壯圍(2)		0.09	<0.01			0.1	0.12
29	壯圍(3)		0.12	<0.01	0.16	0.01	0.34	
30	宜農(1)		0.07	0.41	0.15	0.01	0.36	0.40
31	宜農(2)		0.06	<0.01	0.14	0.01	0.24	0.27
32	同樂			<0.01	0.15	0.01	0.31	0.47
33	吳沙(1)			0.35	<0.01	<0.01	0.27	0.19
34	吳沙(2)			<0.01	<0.01	<0.01	0.1	0.08
35	古亭(1)			0.2	<0.01	0.02	<0.01	0.24
36	古亭(2)			<0.01	<0.01	<0.01	0.18	0.10
37	二龍			<0.01	<0.01	<0.01	0.08	0.15
38	大福		<0.01	<0.01	<0.01	0.17	0.16	0.28
39	礁溪(1)						1.43	1.13
40	礁溪(2)		0.06	<0.01	<0.01	0.01	2.25	0.41
41	頭城(1)	0.137	2.34	2.78	<0.01	0.07	0.44	1.08

5.2.2 地面水及地下水之導電度

蘭陽地區地下水歷年的導電度如表 5.2-6，分層分布如圖 5.2-3（2003 年）及圖 5.2-4（2013 年 4 月）。從第 1-1 含水層的導電度分布可以明顯看出，側邊山區來的水源影響很大。沿山區的觀測井地下水的導電度都低於 500 μS/cm，同時側邊山區溪水的導電度也較低，約在 150～250 μS/cm（圖 5.2-4），反應出靠山邊的地下水應來自山區的小溪，而蘭陽溪溪水的補注僅限於中間部分。根據環保署溪水歷年監測數據，蘭陽溪的溪水導電度較高，約在 400～600 μS/cm（圖 5.2-5），冬山河及新城溪的溪水導電度較低，約在 150～250 μS/cm（圖 5.2-6），與本計畫的調查結果一致。

表 5.2-6 觀測井歷年導電度(μS/cm)

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
1	岳明(1)	322	374	399	458	502	321	403
2	冬山(1)	446	286	315	312	277	306	311
3	冬山(2)	212	166	164	252	195	313	322
4	龍德(1)	311	321	333	361	420	384	430
5	龍德(2)	1283	1328	1292	1301	1312	996	1402
6	龍德(3)	1561	2430	1695	1723	1858	1425	1603
7	龍德(4)	1574	1535	1498	1483	1575	1473	1613
8	順安		241	340	300	235	230	318
9	利澤(1)	230	190	174	171	169	218	240
10	利澤(2)	1646	1842	1875	1809	1851	831	1750
11	大隱(1)	234	161	215	303	398	256	320
12	大隱(2)	413	379	411	425	195	416	461
13	五結(1)	517	681	843	853	813	783	981
14	五結(2)	525	522	525	536	518	576	636
15	五結(3)	930	964	941	955	949	925	1045
16	五結(4)	800	802	793	784	800	882	941
17	三星		501	527	644	536	489	556
18	大洲(1)		485	560	568	516	564	627
19	大洲(2)		423	651	750	520	517	586
20	自強(1)	303	353		388	152		
21	中興(1)	402	373	386	384	563	409	441
22	中興(2)	468	440	468	473	442	489	553
23	中興(3)	522	543	531	563	518	510	566
24	中興(4)	530	510	524	527	506	513	564
25	內城(1)	164	154	169	191	166	180	186
26	公館		927	561	2590	2060	2350	3800
27	壯圍(1)	459	575	546	576	597	583	625
28	壯圍(2)	1102	1054	1062			1115	1189
29	壯圍(3)	897	938	926	932	933	908	
30	宜農(1)	331	282	428	326	310	318	346
31	宜農(2)	295	270	269	293	253	303	337
32	同樂		258	221	239	201	319	450
33	吳沙(1)		285	642	477	375	430	417
34	吳沙(2)		232	237	225	212	224	249
35	古亭(1)		475	506	513	505	522	557
36	古亭(2)		45800	46000	46100	47000	6460	6620

編號	站名	89 年度	91 年度	92 年度	93 年度	94 年度	102 年 4 月	102 年 9 月
37	二龍		210	481	443	416	341	342
38	大福	27630	30000	29100	29400	23700	23300	22100
39	礁溪(1)						234	251
40	礁溪(2)						190	187
41	頭城(1)	225	234	248	249	256	241	289

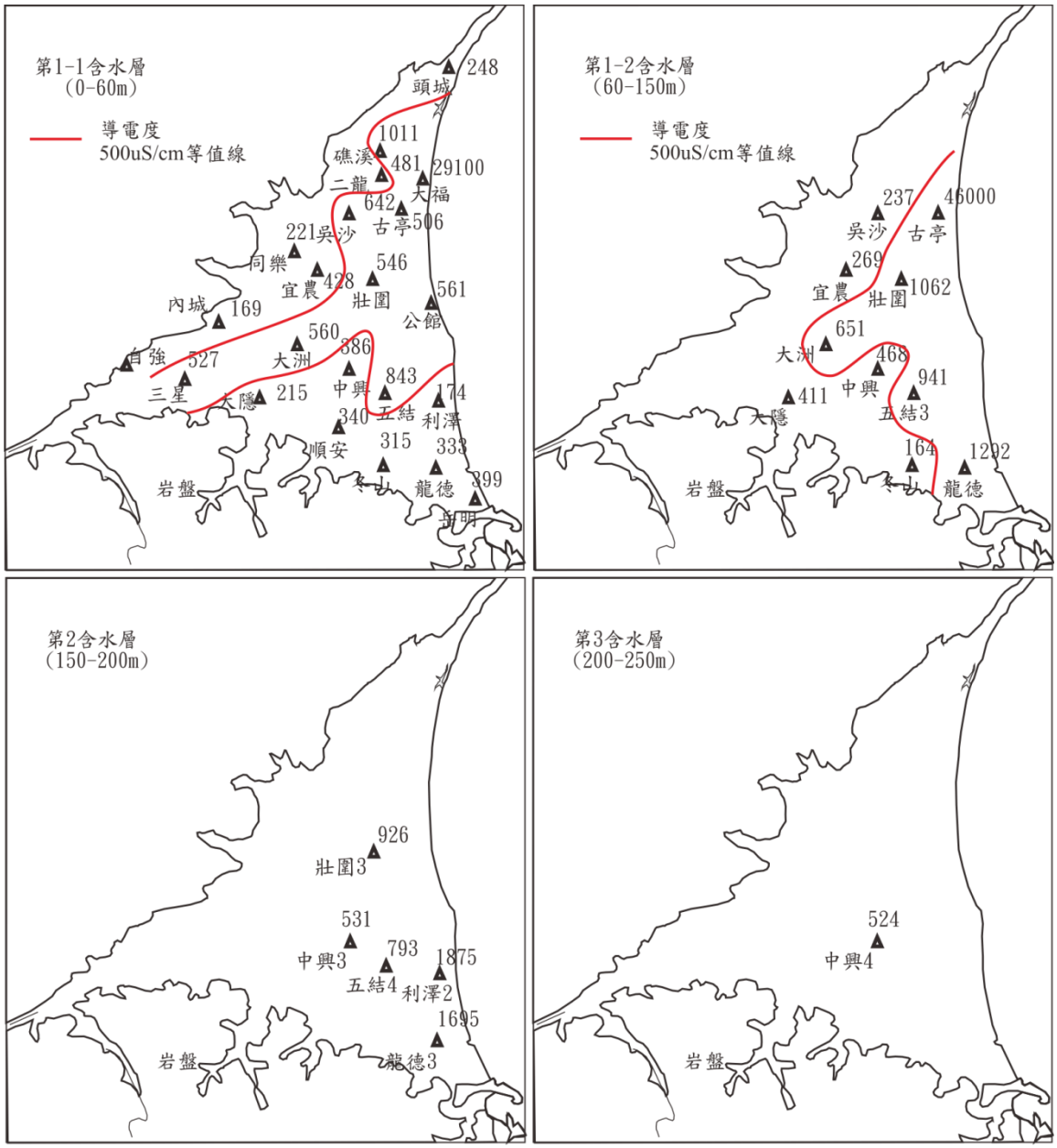


圖 5.2-3 蘭陽平原地下水分層之導電度(2003 年)

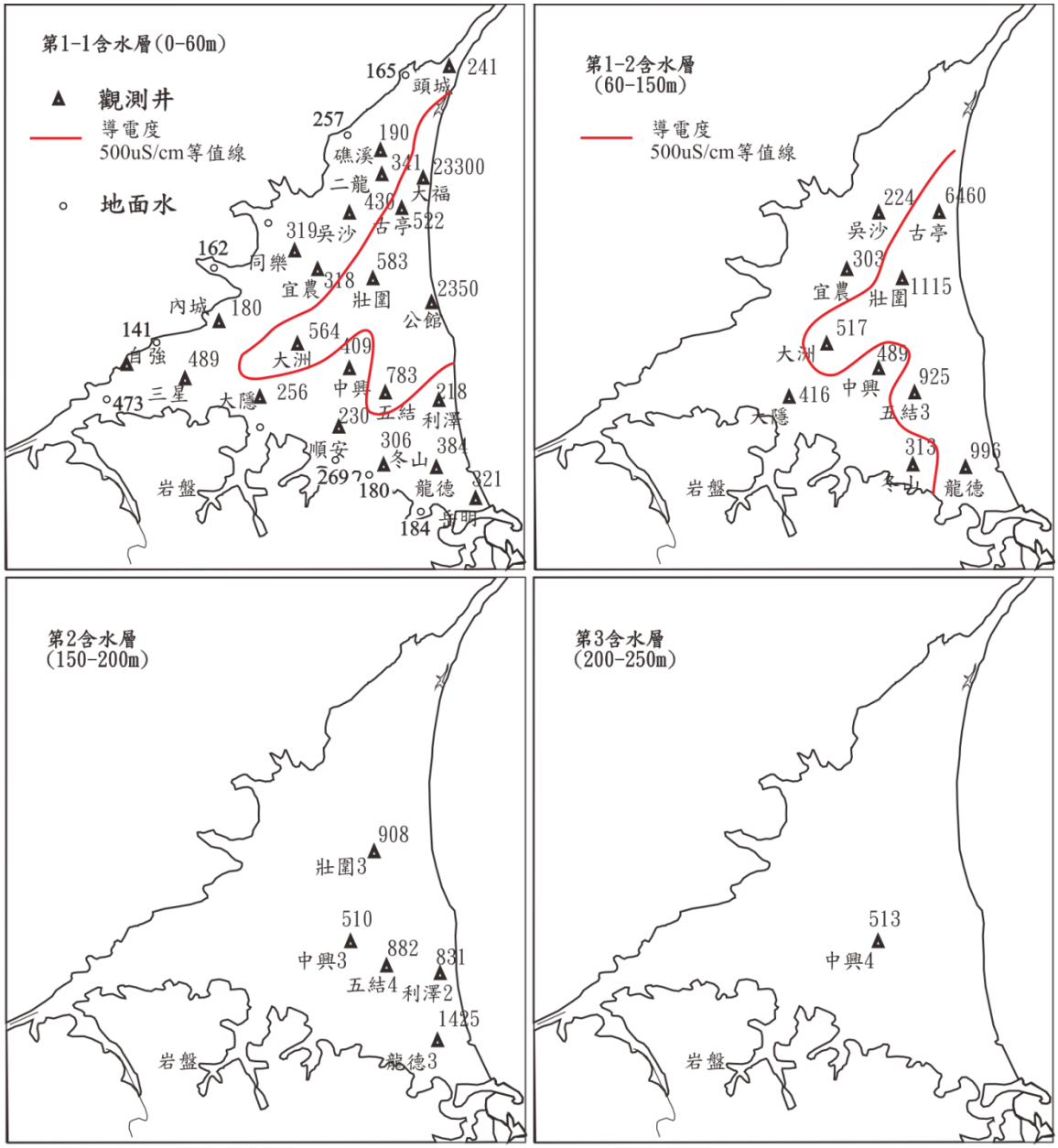


圖 5.2-4 蘭陽平原地下水分層之導電度(2013 年 4 月)

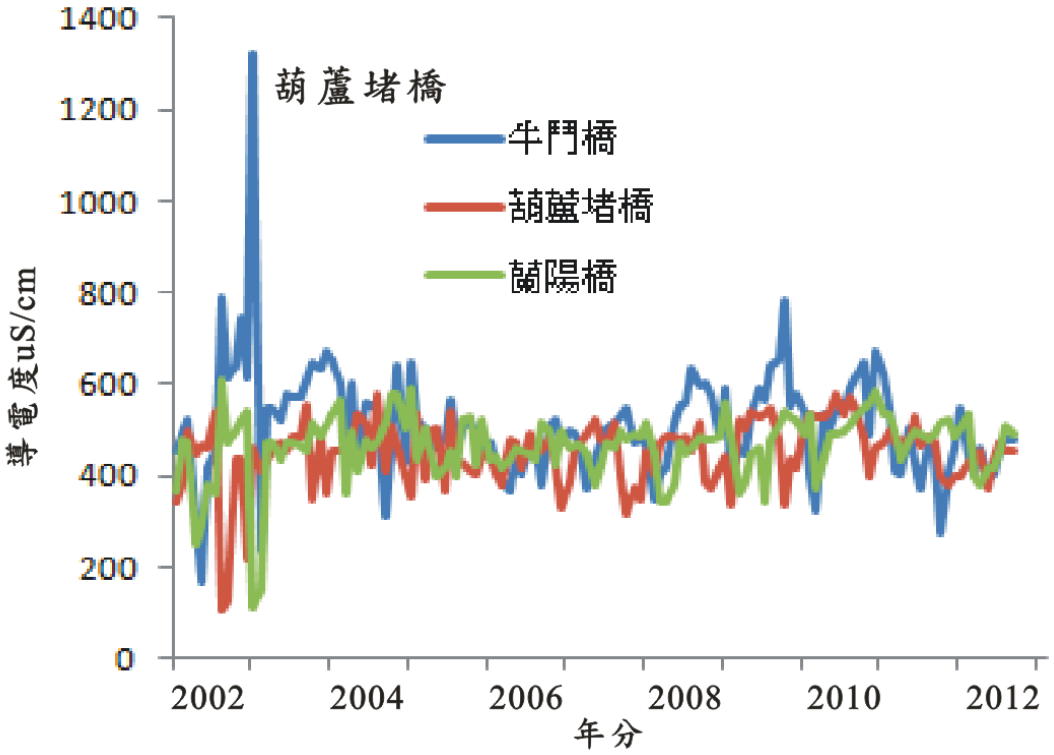


圖 5.2-5 蘭陽溪溪水之歷年導電度（數據來源：環保署 edw.epa.gov.tw）

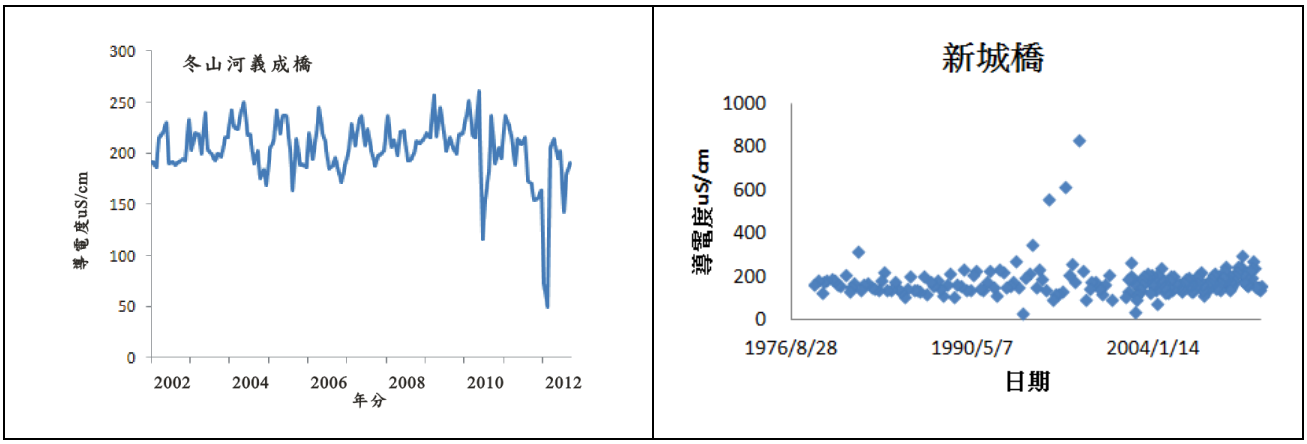


圖 5.2-6 (A)冬山河及(B)新城溪溪水之歷年導電度（數據來源：環保署 edw.epa.gov.tw）

5.2.3 地面水及地下水之主要成分

蘭陽地區地面水的主要離子濃度表 5.2-7、百分比如表 5.2-8，地下水之主要離子濃度表 5.2-9、百分比如表 5.2-10。依主要離子濃度可將地面水及地下水分三類：碳酸氫鈣（碳酸氫根>60%且鈣>50%）、碳酸氫鈉（碳酸氫根>60%且鈉>50%）、氯化鈉（氯>80%且鈉>60%）。地面水、補注區及鄰近補注區的井都屬於碳酸氫鈣，例如：岳明、冬山(1)(2)、順安、大隱(1)(2)、三星、大洲(1)(2)、中興(1)(2)(3)、內城、同樂等。較深層及位於較下游的井屬於碳酸氫鈉，例如：龍德(2)(3)(4)、五結(1)(2)(3)(4)、中興(4)、壯圍(1)(2)(3)、古亭(1)等。靠海邊有三口井受到海水的混入，以氯化鈉為主：公館、古亭(2)、大福（圖 5.2-7）。

表 5.2-7 地面水及雨水主要離子成分(mg/l)

	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子	鉀離子
福德坑溪	75	7.5	14.7	15.4	3.6	8.8	3.4
得子口溪	116	7.5	15.9	25.4	7.4	16.7	2.7
五十溪	74	6.6	11.8	16.9	3.1	9.7	2.1
粗坑溪	70	5.6	10.4	16.7	3.5	6.9	1.9
蘭陽溪	195	4.9	75.1	58.4	13.8	12.4	2.8
十三分坑	103	6.3	51.4	23.7	9.6	7.5	3.7
安平坑	86.2	6.5	12.7	19.5	6.5	9.5	1.3
新城溪	85.1	5.1	10.7	18.9	6.4	8.9	1.7
雨水	10.8	5.4	2.6	1.4	1.6	4.2	1.0
雨水	12.4	6.3	2.4	1.3	1.9	5.7	1.1

表 5.2-8 地面水及雨水主要離子成分(百分比)

	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子
福德坑溪	70%	12%	18%	50%	19%	31%
得子口溪	78%	9%	14%	47%	23%	30%
五十溪	74%	11%	15%	54%	16%	30%
粗坑溪	75%	10%	14%	57%	20%	24%
蘭陽溪	65%	3%	32%	62%	25%	13%
十三分坑	57%	6%	36%	49%	33%	17%
安平坑	76%	10%	14%	50%	28%	23%
新城溪	79%	8%	13%	50%	28%	23%
雨水	46%	40%	14%	17%	32%	51%
雨水	47%	41%	12%	13%	32%	55%

表 5.2-9 地下水主要離子成分(mg/l)

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子	鉀離子
岳明(1)	132	7.6	50.1	41.5	8.5	7.5	2.4
冬山(1)	126	8.6	15.2	31.7	5.7	21.6	2.9
冬山(2)	138	10.9	11.7	36.5	4.5	17.4	2.1
龍德(1)	173	19.5	7.3	31.7	6.2	36.1	3.7
龍德(2)	627	15.4	11.8	4.5	3.6	217.0	8.5
龍德(3)	734	61.7	1.1	19.6	16.7	293.0	6.2
龍德(4)	691	116	2.7	16.7	8.3	275.0	19.6
順安	132	4.7	3.4	21.8	8.6	11.2	1.5
利澤(1)	117	8.3	6.7	18.5	6.3	11.5	2.7
利澤(2)	518	13.6	1.5	32.8	21.3	94.0	29.6
大隱(1)	91	5.5	33.5	25.7	10.6	8.1	2.5
大隱(2)	159	4.5	50.7	44.4	16.8	14.3	1.6
五結(1)	449	5.9	7.6	15.4	7.7	147.0	11.6
五結(2)	313	4.4	9.1	30.8	21.2	66.3	4.4
五結(3)	543	4.6	2.6	6.0	5.3	201.0	16.7
五結(4)	525	5.7	2.6	20.8	20.4	133.0	22.7
三星	189	7.8	72.4	61.4	15.7	7.4	3.6
大洲(1)	190	5.8	80.4	70.2	20.4	10.6	2.7
大洲(2)	195	4.5	74.5	65.2	19.3	11.6	2.3
自強(1)	211	5.3	12.7	35.4	11.4	25.3	2.2
中興(1)	221	4.4	30.3	52.1	15.4	23.7	2.9
中興(2)	291	4.1	1.2	50	14.2	33.4	2.5
中興(3)	276	4.5	1.4	31.4	9.9	69.4	2.3
中興(4)	59	5.5	28.4	19.8	5.9	5.1	1.8
內城(1)	84	590	85	50	48	290	22
公館	333	6.6	3.1	12.7	14.6	91.4	11.5
壯圍(1)	680	5.7	4.6	7.5	6.6	226	20.7
壯圍(2)	530	4.5	5.4	4.4	2.9	210	15
壯圍(3)	170	4.2	2	25.2	8.2	30.7	2.5
宜農(1)	159	4.7	1.9	28.5	9.6	18.3	2.8
宜農(2)	165	6.9	7.0	29.9	8.8	14.6	2.9
同樂	230	8.5	3.9	30.8	13.8	38.7	5.1
吳沙(1)	101	5.1	14.4	21.0	5.6	17.0	1.9
吳沙(2)	285	5.5	2.4	13.5	12.8	83.7	11.9
古亭(1)	128	1692	29.1	188	69.5	798	58.4

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉離子	鉀離子
古亭(2)	164	5.3	15.4	7.6	2.4	63.2	15.7
二龍	210	5982	1100	146	310	3262	138
大福	108	6.5	10	15.0	3.0	18.0	11.5
礁溪(1)	95	5.6	7.6	19.0	2.8	8.7	2.7
礁溪(2)	88	10.5	17.2	21.6	5.6	19.8	4.2

表 5.2-10 地下水主要離子成分（百分比）

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉鉀離子
岳明(1)	63%	6%	31%	65%	22%	12%
冬山(1)	79%	9%	12%	52%	15%	33%
冬山(2)	80%	11%	9%	61%	12%	27%
龍德(1)	80%	16%	4%	42%	14%	44%
龍德(2)	94%	4%	2%	2%	3%	95%
龍德(3)	87%	13%	0%	6%	9%	84%
龍德(4)	77%	22%	0%	6%	5%	89%
順安	91%	6%	3%	47%	31%	23%
利澤(1)	84%	10%	6%	46%	26%	28%
利澤(2)	95%	4%	0%	20%	21%	59%
大隱(1)	64%	7%	30%	50%	34%	16%
大隱(2)	69%	3%	28%	52%	33%	15%
五結(1)	96%	2%	2%	10%	8%	83%
五結(2)	94%	2%	3%	24%	28%	48%
五結(3)	98%	1%	1%	3%	4%	93%
五結(4)	98%	2%	1%	11%	19%	70%
三星	64%	5%	31%	64%	27%	9%
大洲(1)	63%	3%	34%	61%	30%	9%
大洲(2)	66%	3%	32%	60%	30%	10%
自強(1)	89%	4%	7%	46%	25%	30%
中興(1)	83%	3%	14%	52%	26%	22%
中興(2)	97%	2%	1%	48%	23%	29%
中興(3)	97%	3%	1%	29%	15%	56%
中興(4)	56%	9%	35%	57%	28%	15%
內城(1)	7%	84%	9%	13%	20%	67%
公館	96%	3%	1%	10%	20%	70%
壯圍(1)	98%	1%	1%	3%	5%	92%
壯圍(2)	97%	1%	1%	2%	2%	95%

站名	碳酸氫根	氯離子	硫酸根	鈣離子	鎂離子	鈉鉀離子
壯圍(3)	95%	4%	1%	38%	20%	42%
宜農(1)	94%	5%	1%	46%	26%	28%
宜農(2)	89%	6%	5%	51%	25%	24%
同樂	92%	6%	2%	34%	26%	40%
吳沙(1)	79%	7%	14%	46%	20%	34%
吳沙(2)	96%	3%	1%	12%	19%	69%
古亭(1)	4%	95%	1%	18%	11%	70%
古亭(2)	85%	5%	10%	10%	5%	84%
二龍	2%	86%	12%	4%	14%	81%
大福	82%	8%	10%	36%	12%	52%
礁溪(1)	83%	8%	8%	58%	14%	27%
礁溪(2)	69%	14%	17%	43%	19%	39%

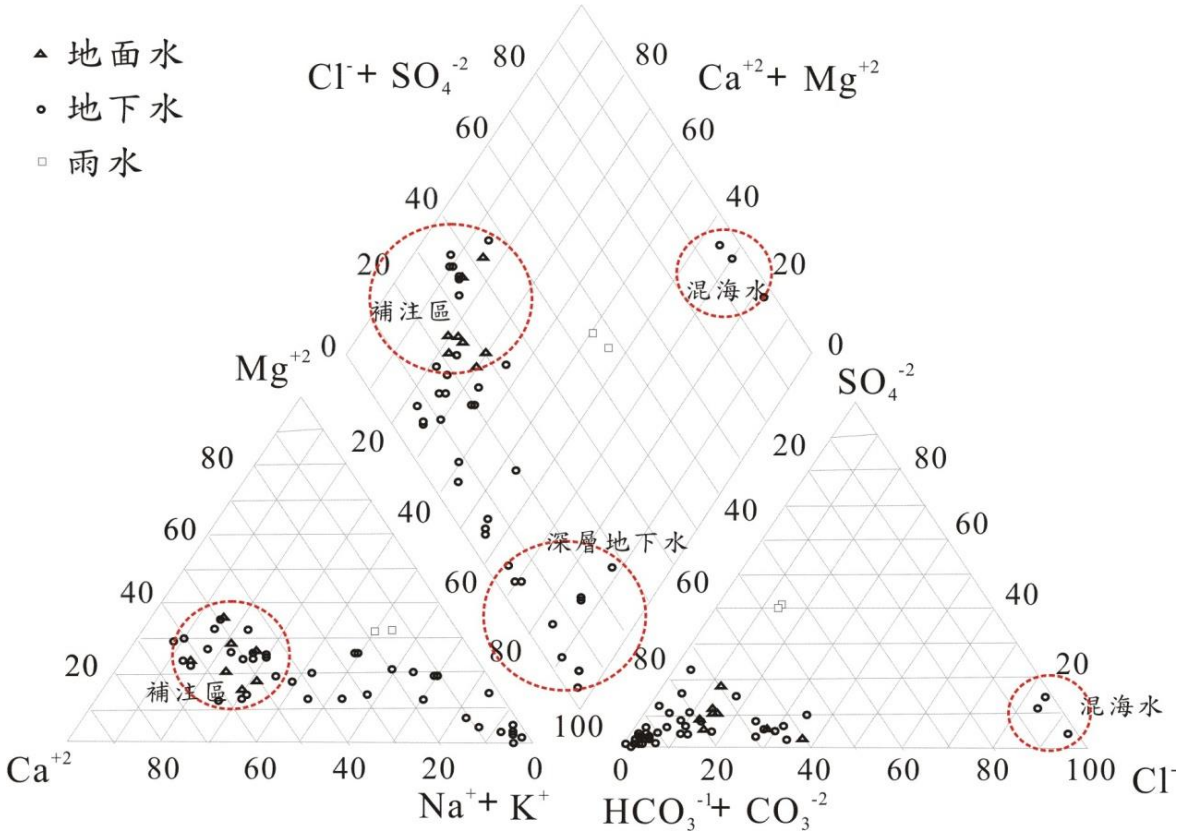


圖 5.2-7 地面水及地下水之主要離子分類

5.2.4 地面水及地下水之次要成分

地面水的氨態氮並不高，最高為安平坑 0.66 mg/l（表 5.2-11）；地下水的氨態氮以深層的井水較高，最高為利澤二 10.87 mg/l（表 5.2-12）。地面水的氨態氮可來自於集水區的土壤水或人為汙染源，但集水區的植物會吸收氨態氮以作為營養，蘭陽地區地面水的氨態氮不高，可能表示人為汙染並不嚴重。地下水中的氨態氮應來自地層，氨態氮高的水樣大多分布於受壓及較深的含水層，其氧化還原環境都偏向於還原環境，地層中若含有機物較多，有機物降解時會放出氨。

地面水的鐵離子並不高，最高為福德坑 0.67 mg/l（表 5.2-11）；地下水的鐵離子以深層的井水較高，最高為大福井 5.14 mg/l（表 5.2-12）。地面水的錳離子也不高，最高為安平坑 0.53 mg/l；地下水的錳離子以深層的井水較高，最高為大福井 2.28mg/l。

地面水的硫化物離子都很低，皆低於檢測下限 0.03 mg/l（表 5.2-11）；地下水的硫化物離子以深層的井水較高，最高為古亭(1)0.69mg/l（表 5.2-12）。

表 5.2-11 地面水及雨水之次要離子成分(mg/l)

	氨態氮	鐵離子	錳離子	硫化物
福德坑溪	0.13	0.67	0.35	<0.03
得子口溪	0.35	0.17	0.11	<0.03
五十溪	0.21	<0.05	<0.05	<0.03
粗坑溪	<0.1	<0.05	0.08	<0.03
蘭陽溪	0.64	0.51	0.33	<0.03
十三分坑	0.32	0.09	0.24	<0.03
安平坑	0.66	0.55	0.53	<0.03
新城溪	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03
雨水	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03
雨水	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03

表 5.2-12 地下水之次要離子成分(mg/l)

站名	氨態氮	鐵離子	錳離子	硫化物
岳明(1)	0.26	1.47	0.27	<0.03
冬山(1)	0.11	1.35	0.11	0.04
冬山(2)	0.13	<0.05.	<0.05	0.15
龍德(1)	0.12	0.16	0.32	<0.03
龍德(2)	1.24	0.24	0.36	<0.03
龍德(3)	2.47	0.69	0.21	<0.03
龍德(4)	3.54	2.37	0.18	0.04
順安	2.22	1.67	0.17	<0.03
利澤(1)	0.17	0.64	0.15	<0.03
利澤(2)	10.87	3.27	0.19	0.04
大隱(1)	<0.1	0.31	<0.05	<0.03
大隱(2)	<0.1	0.18	0.37	0.04
五結(1)	1.28	0.62	<0.05	<0.03
五結(2)	1.27	0.37	0.28	<0.03
五結(3)	3.75	0.28.	0.22	<0.03
五結(4)	6.87	0.62	0.16	<0.03
三星	<0.1	0.37	<0.05	<0.03
大洲(1)	<0.1	0.14	<0.05	<0.03
大洲(2)	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03
自強(1)	0.15	0.69	0.09	<0.03
中興(1)	0.63	1.74	0.17	0.07
中興(2)	0.79	0.81	0.16	0.05
中興(3)	2.51	0.39	0.18	<0.03
中興(4)	1.24	3.33	<0.05	<0.03
內城(1)	2.34	0.32	0.28	<0.03
公館	1.15	0.47	0.33	<0.03
壯圍(1)	2.57	0.35	0.15	0.04
壯圍(2)	3.91	1.17	0.19	0.05
壯圍(3)	1.08	1.13	0.44	<0.03
宜農(1)	2.11	0.28	0.34	<0.03
宜農(2)	0.54	<0.05	<0.05	<0.03
同樂	0.78	0.58	0.39	0.06
吳沙(1)	1.57	0.47	0.31	0.07
吳沙(2)	3.54	1.36	0.61	0.69
古亭(1)	3.22	4.57	0.67	0.61

站名	氨態氮	鐵離子	錳離子	硫化物
古亭(2)	2.48	2.56	0.37	0.21
二龍	2.75	5.14	2.28	<0.03
大福	0.47	0.27	<0.05	0.04
礁溪(1)	1.24	0.34	0.19	<0.03
礁溪(2)	<0.1	<0.05	<0.05	<0.03

5.3 地下水溫度剖面調查結果

地下水溫度剖面調查有三個應用：（一）了解補注水之溫度、（二）地溫梯度、（三）地下水流動層次。蘭陽地區應用觀測井所量測的地下水溫度剖面如圖 5.3-1。

（一）補注水之溫度

補注區的井（三星、大隱、內城）溫度最低，約 20-22 ℃。其中又以內城為全區溫度最低、約 20.3 ℃，此井的水源應來自北邊山區，而非蘭陽溪的溪水。三星井的水溫最低約 22.0-22.2 ℃，應來自蘭陽溪上游的溪水。地下水往下游流動，因下層地溫梯度的加熱，溫度漸漸升高，三星往下到大洲，最低溫約 22.7 ℃；再往下到中興，最低溫約 23.0 ℃。值得注意、五結井的異常高溫、26.8 ℃，比中興井多了 3.8℃，兩井間的水平距離不到 3 km。宜蘭 1981-2010 年的年均氣溫約 22.5 ℃，五結井淺層的地溫比氣溫高 4.3 ℃，應是異常現象，其原因仍有待更多觀測與研究。

（二）地溫梯度

鄰近補注區，因受補注水流動的影響，部分井下段的地溫梯度偏低（< 2 ℃/100 m），例如吳沙 0.8 ℃/100 m、壯圍 1.2 ℃/100 m、大隱 1.7 ℃/100 m。地溫梯度最高為龍德井及礁溪井約為 8 ℃/100 m，其次為利澤井約為 6 ℃/100 m，可能因岩盤下有裂縫、並且有熱水上湧，造成局部地溫梯度較高，其中礁溪為知名的溫泉產地。

（三）地下水流動層次

中興井的井溫剖面則呈兩次反轉（圖 5.3-2），20-50 m 的溫度往下變小，50-80 m 緩緩增加，80-100 m 快速增加，100-120 m 又變小，120-140 m 增加。推測 80m 以上都受到地下水補注的影響，所以溫度偏低，80-110 m 的地層因夾泥層較多，所以維持地層較高的溫度，120 m 處的較低溫應是地下水流入的影響。

壯圍井井溫經對比地溫梯度還原後（圖 5.3-3），有三處呈現明顯的水溫變低。-60 m 處的水溫變低最大、降低達 0.7℃，-120 m 為降低 0.2 ℃，-160 m 處降低 0.1℃（圖 5.3-4）。水溫降低表示補注區的水流入，因為流入的水溫度較原

含水層的水低。

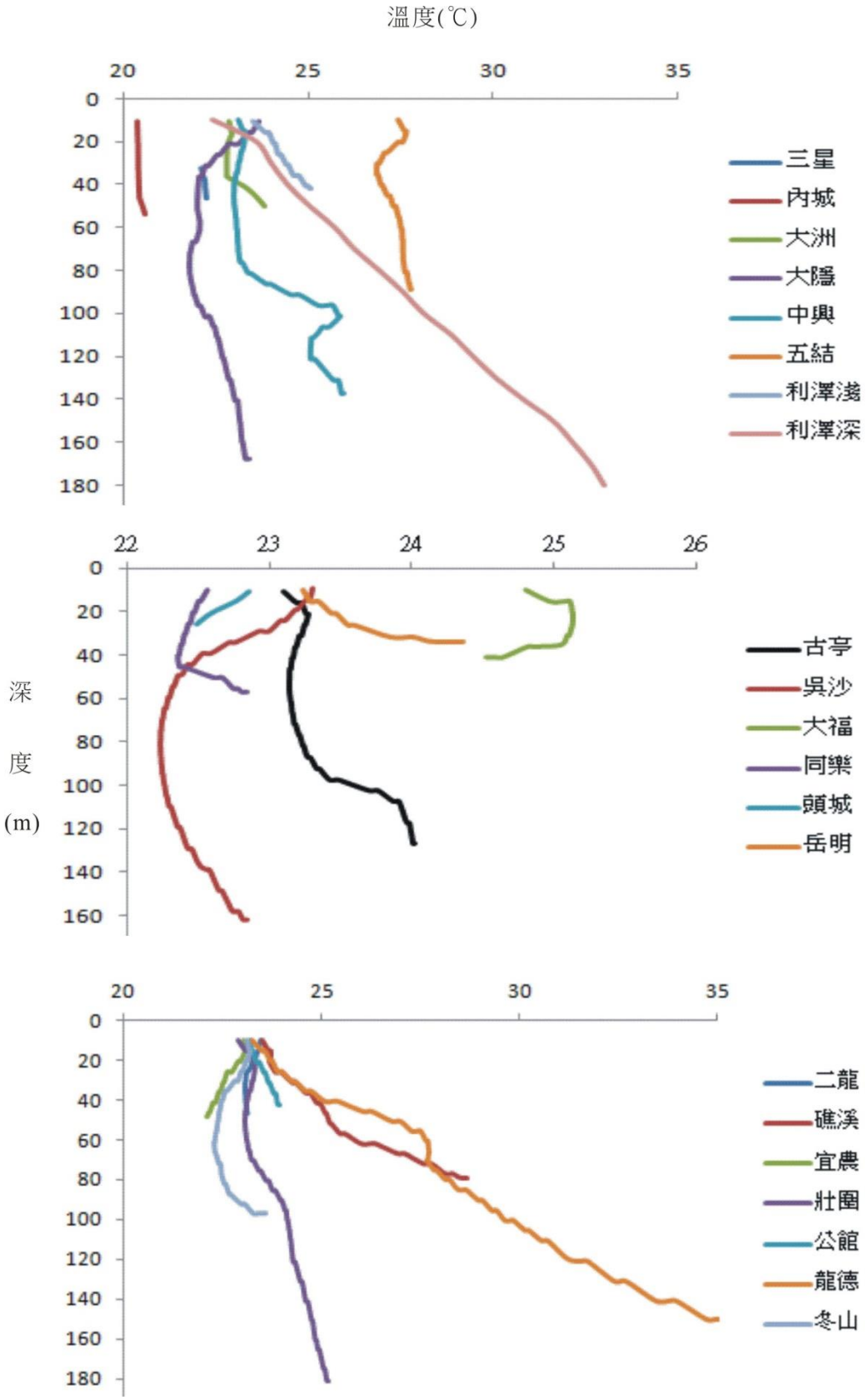


圖 5.3-1 蘭陽地區之地下水觀測井井溫剖面（2013 年 4-6 月）

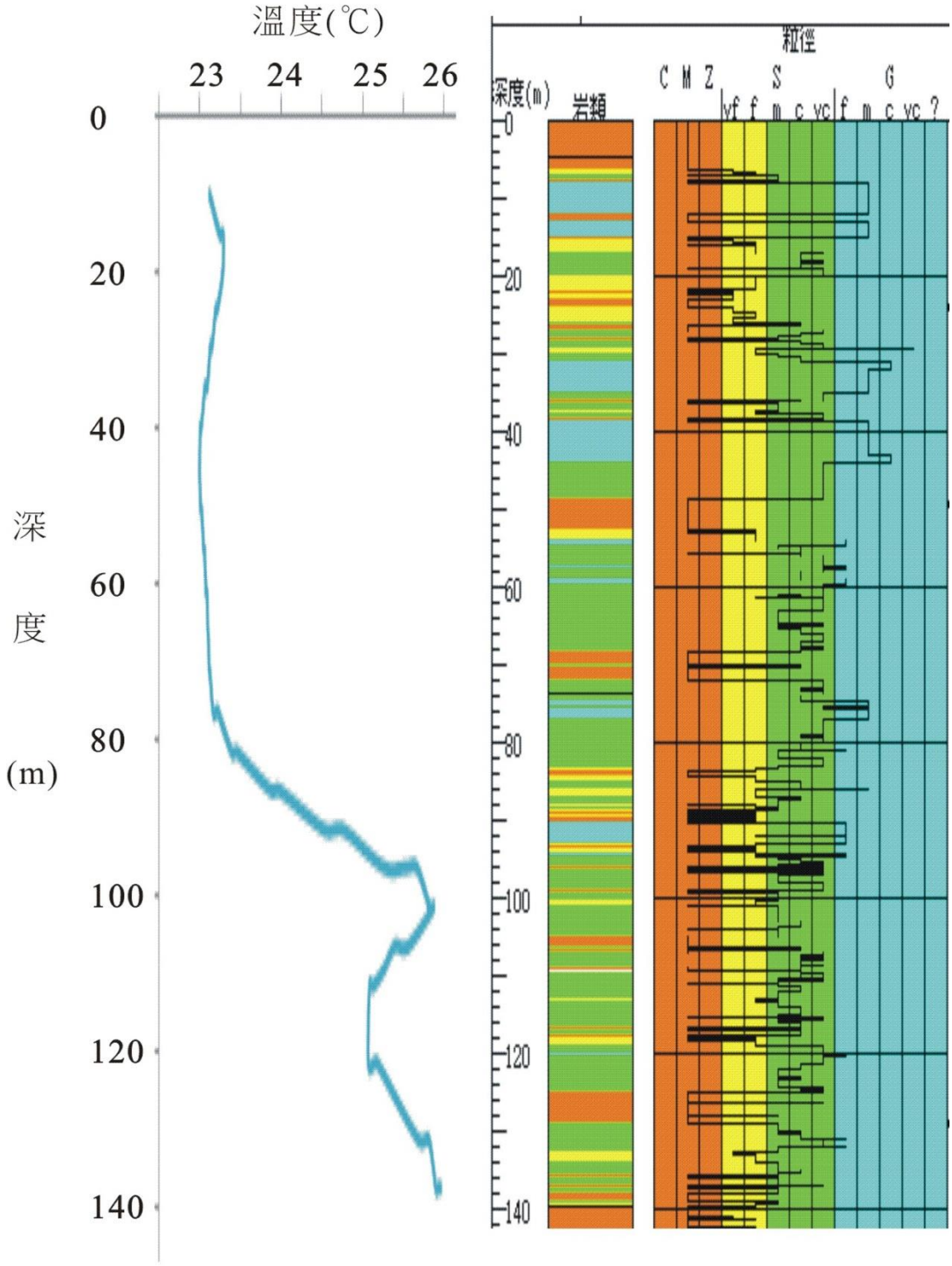


圖 5.3-2 中興井之井溫剖面與粒徑比對

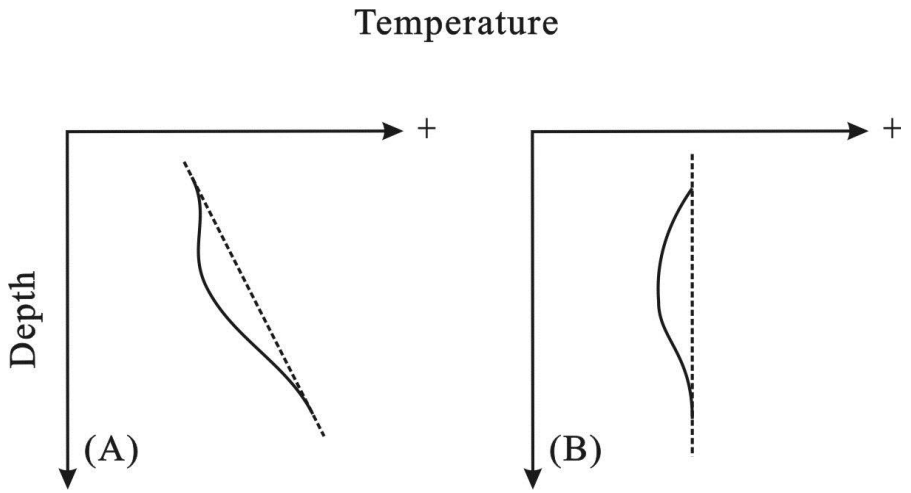


圖 5.3-3（A）原井溫曲線(實線)及地溫梯度線(虛線)；（B）將井溫曲線依地溫梯度還原成還原線(reduced line)

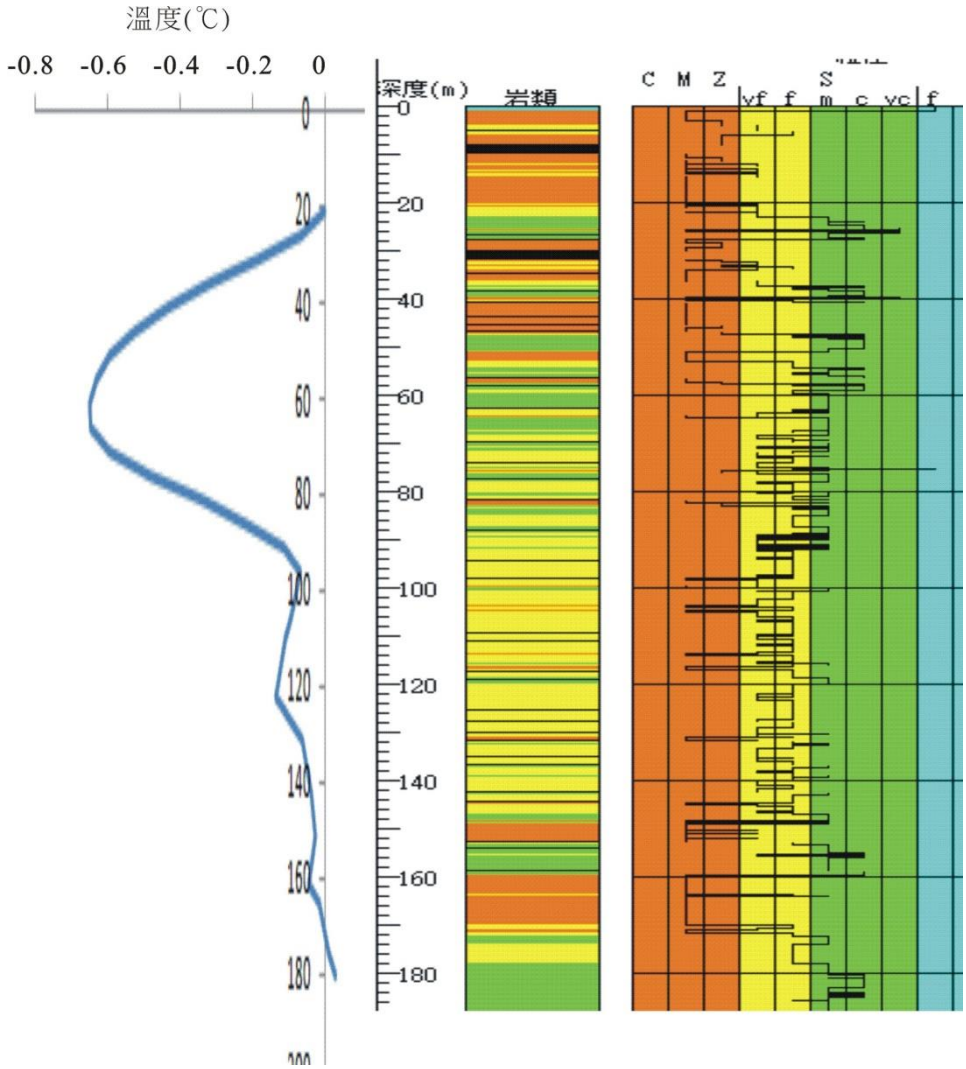


圖 5.3-4 壯圍井之井溫還原剖面與粒徑比對

5.4 河床出入滲量測與湧泉調查結果

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為主，因大洲站有巨厚礫石，所以邊界應在大洲站以東（圖 1.2-6 及圖 5.4-1）。但湧泉多出現在大洲站以西，例如：大湖路、橫山頭、柯林湧泉，表示該地區為受壓與非受壓水層之交界（圖 5.4-2），因此扇頂補注區的交界應在大洲站以西。另外農委會水保局（未發表）的埤塘位置圖顯示（圖 5.4-3），埤塘多位於大洲站以西，此處次的埤塘可能大多為天然湧泉所形成，也有可能指示出受壓與非受壓水層之交界。

蒐集現有的湧泉共約 13 處（表 5.4-1），經 8 月 6 日現地調查（表 5.4-2），有些湧泉明顯，例如大湖路、柯林及鹿埔湧泉（圖 5.4-4 至 6.3-24），有些湧泉則並無明顯湧出現象，例如水井路及松樹門。部分湧泉位於私人土地上，因有商業開發，可能已混入井水，例如花泉、八甲、大隱、廣興、水筠等。另有兩處屬自來水公司之深溝淨水廠及廣興給水廠，文獻記載日據時代有湧泉，但因供應自來水，改為寬口井（井徑達 3.6 m）抽水。

大湖路湧泉的導電度很低約 158 μS/cm，應來自於北邊山區之水源（溪水導電度約 162 μS/cm），因為蘭陽溪溪水的導電度較高。柯林湧泉的導電度較高約 519 μS/cm，應來自於蘭陽溪溪水（溪水導電度約 473 μS/cm）。鹿埔湧泉的導電度較高約 311 μS/cm，應來自於羅東溪溪水（鄰近的大隱一井導電度約 256 μS/cm）。

受壓與非受壓水層之交界界線若在大洲站以東，與大洲站以西的柯林湧泉，相差距離約 3 km。為釐清此問題，本計畫沿著羅東溪進行河道流速流量量測，以計算河道之出入滲率（圖 5.4-6）。分別於 5 月 16-17 日及 7 月 5 日共進行兩次流量量測。

5 月 16-17 日結果顯示：扇央區的大隱一路斷面，流量為 0.0218±0.0018 cms，在其下游的大隱八路斷面流量為 0.0195±0.00066 cms，入滲量約為 0.00233 cms，除以有水面積 2100 m^2，入滲率約為 1.11×10^{-6} m/s（圖 5.4-7 及表 5.4-3）。扇尾區的廣興橋斷面，流量為 0.123±0.0025 cms，在其下游的北成橋斷面流量為 0.343 ±0.004 cms，出滲量約為 0.219 cms，除以有水面積 9900 m^2，出滲率為 2.21×10^{-5} m/s。從河床出入滲調查數據可知，廣興橋以上為入滲河道，廣興橋以下至北成橋為出滲河道。

廣興橋至北成橋之間長約 2000 m，本研究於 7 月 5 日增加光華路斷面流量量測。結果顯示廣興橋至光華路為出滲河道，出滲率為 5.50×10^{-6} m/s；光華路至北成橋為入滲河道，入滲率為 1.70×10^{-6} m/s（表 5.4-4）。為了進一步了解廣興橋至光華路的出入滲情況，量測河床的垂向壓力差（圖 5.4-8），在河床點埋設 P1 及 P2 兩組壓力計（每點放置 10 分鐘），P1 與 P2 垂直距離為 10 cm，

△P =P2-P1

若△P < 10cm（水壓）則表示入滲；反之、若△P > 10 cm 則表示出滲。共量測約 21 點，每點水平距離約 50 m，結果顯示有 2 點應為出滲河道（圖 5.4-9）。現場觀察發現，入滲段河道有出現泥質沉積，出滲段河道則河水較清澈、沒有泥層（圖 5.4-10）。

羅東溪出入滲調查與地面湧泉分布位置相當一致。今年度的柯林國小鑽探也顯示，泥層偏多，上部 2 m 及 8 m 深度以下有許多泥層（圖 5.4-11），因此未受壓及受壓界線應在廣興橋附近，大約等高線 25~30 m。

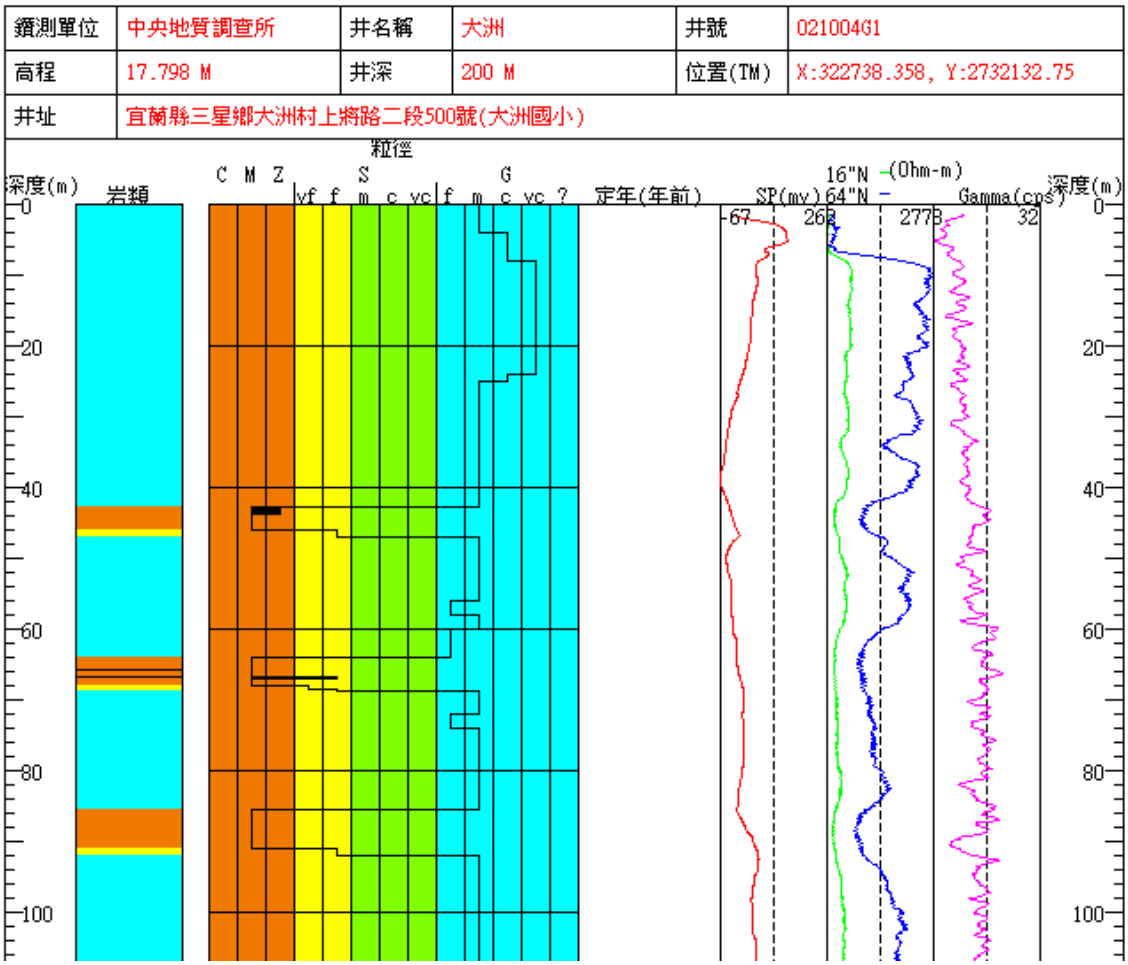


圖 5.4-1 大洲站之岩心紀錄

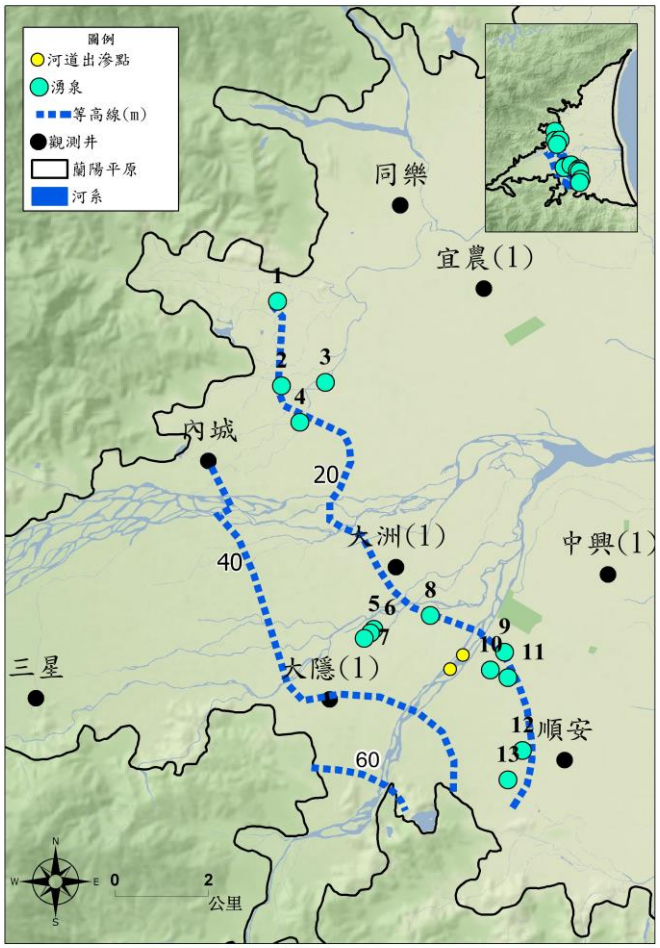


圖 5.4-2 蘭陽平原湧泉位置

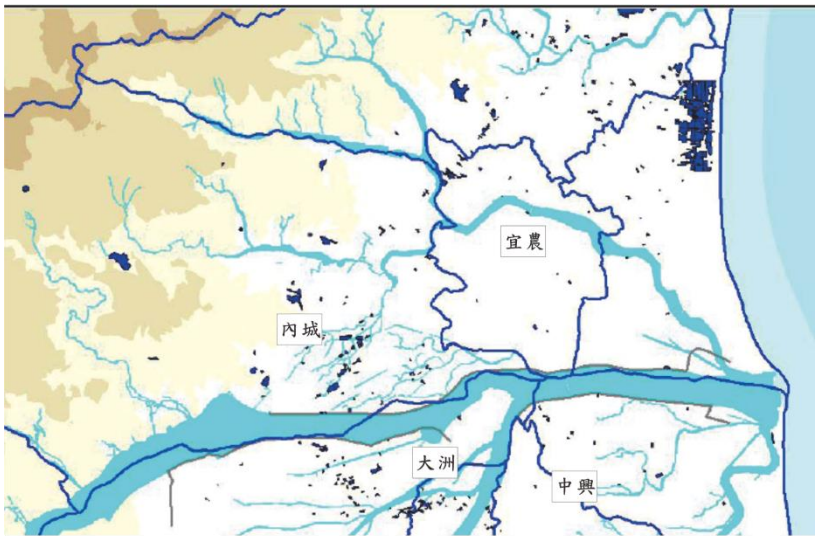


圖 5.4-3 蘭陽平原埤塘分布位置

表 5.4-1 蘭陽平原湧泉列表

名稱	其他名稱	所有權	臨近地址
1. 大湖路	螃蟹冒泡 大湖底休閒農業區	鄉公所	員山鄉湖北村大湖路 18 號
2. 花泉	橫山頭	私人農場	員山鄉八甲路 15-1 號
3. 八甲	八甲休閒魚場	私人	員山鄉八甲路 1-10 號
4. 深溝	淨水廠	自來水公司	員山鄉員山路 2 段 236 號
5. 安農	安農溪分洪堰 三星湧泉公園	農田水利會	
6. 柯林		農田水利會	三星鄉大埔二路 487 號
7. 大隱	大隱休閒農場	私人	三星鄉大埔路 104-17 號
8. 廣興	廣興農場	私人	冬山鄉光華三路 132 巷 12 號
9. 水筠	水筠間民宿 四人埤圳湧泉公園	部分私人	冬山鄉水井一路 246 巷 42 號
10. 水井	水井路/復興路交叉口	農田水利會	冬山鄉水井路 2 號
11. 羅東	廣興給水廠	自來水公司	冬山鄉廣興路 90 巷 51 號
12. 鹿埔		農田水利會	冬山鄉鹿埔路 656 巷口
13. 松樹門		農田水利會	冬山鄉松樹路 29 巷 22 號

表 5.4-2 蘭陽平原部分湧泉之導電度與水溫

名稱	座標	導電度 μS/cm	水溫℃	氣溫℃	流量 cms
大湖路	24°44.730 121°42.193	158	22.7	33.5	0.01
柯林	24°40.761 121°43.209	519	26.2	32.9	0.005
鹿埔	24°39.504 121°45.184	311	26.8	32.2	<0.001

量測時間：民國 102 年 8 月 6 日 10-12am



圖 5.4-4 大湖路湧泉(上)遠觀；(下)近照。



圖 5.4-5 (上)柯林湧泉；(下)鹿埔湧泉。

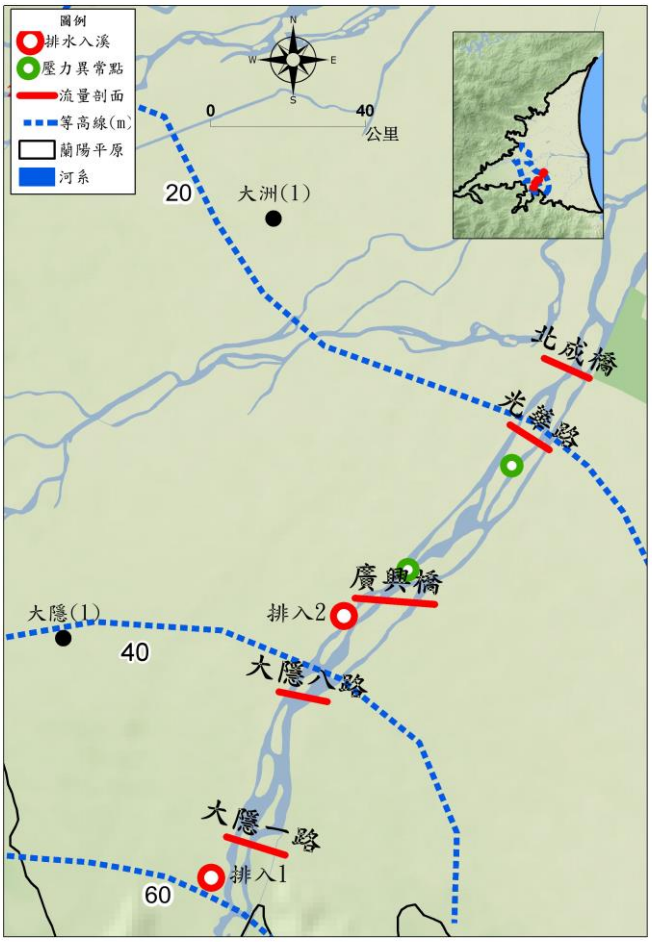


圖 5.4-6 羅東溪出入滲量測位置

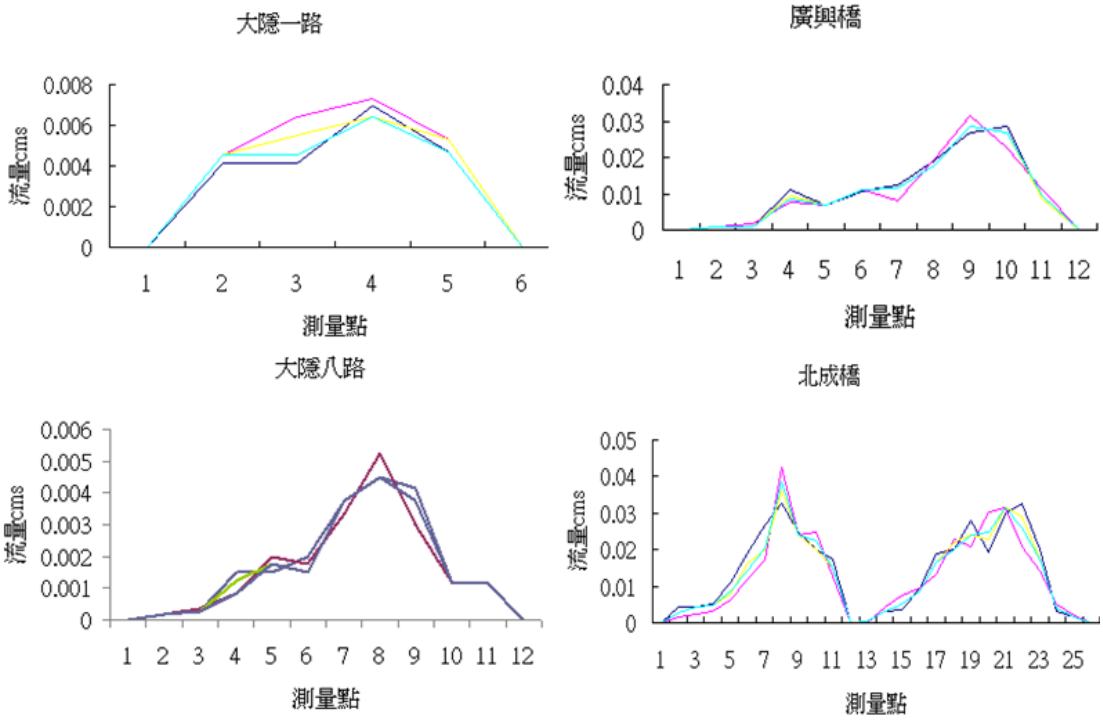


圖 5.4-7 羅東溪四個河道斷面的流量，測量點間距為 30cm，每個斷面量測 4 次

表 5.4-3 羅東溪第一次出入滲率量測結果

2013 年 5 月 17 日上午		2013 年 5 月 16 日下午	
羅東扇扇央		羅東扇扇尾	
標高	60-30m	標高	30-10m
大隱一路流量 cms	0.0218	廣興橋流量 cms	0.123
大隱八路流量 cms	0.0195	北成橋流量 cms	0.343
入滲量 cms	0.00233	入滲量 cms	-0.219（出滲）
長度 m	1000	長度 m	2000
寬度 m	2.1	寬度 m	4.95
入滲率 m/s	1.11E-06	入滲率 m/s	-2.21E-05（出滲）

表 5.4-4 羅東溪第二次出入滲率量測結果

2013 年 7 月 5 日			
廣興橋流量 cms	0.0072	光華路流量 cms	0.027
光華路流量 cms	0.027	北成橋流量 cms	0.021
入滲量 cms	-0.0198	入滲量 cms	0.006
長度 m	1000	長度 m	1000
寬度 m	3.6	寬度 m	3.5
入滲率 m/s	-5.50E-06（出滲）	入滲率 m/s	1.70E-06

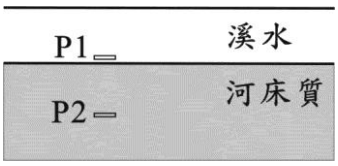


圖 5.4-8 出入滲壓力量測，p1 與 p2 間隔 10cm

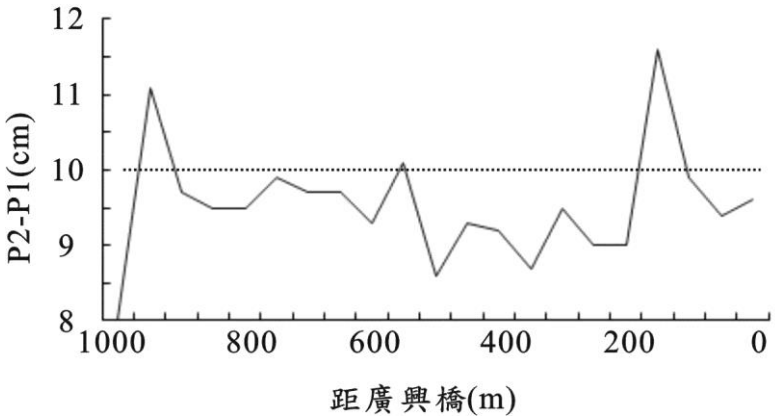


圖 5.4-9 出入滲壓力量測結果，有兩點的壓力大於 10cm，表示出滲



圖 5.4-10 羅東溪入滲河道泥層較厚（上圖），出滲河道河水較清澈（下圖）

鑽測單位	中央地質調查所	井名稱	柯林	井號	020851G1
高程	22.538m	井深	100m	位置(TM)	X:323208.295 Y:2730426.104
井址	宜蘭縣冬山鄉柯林村(埔林31)				

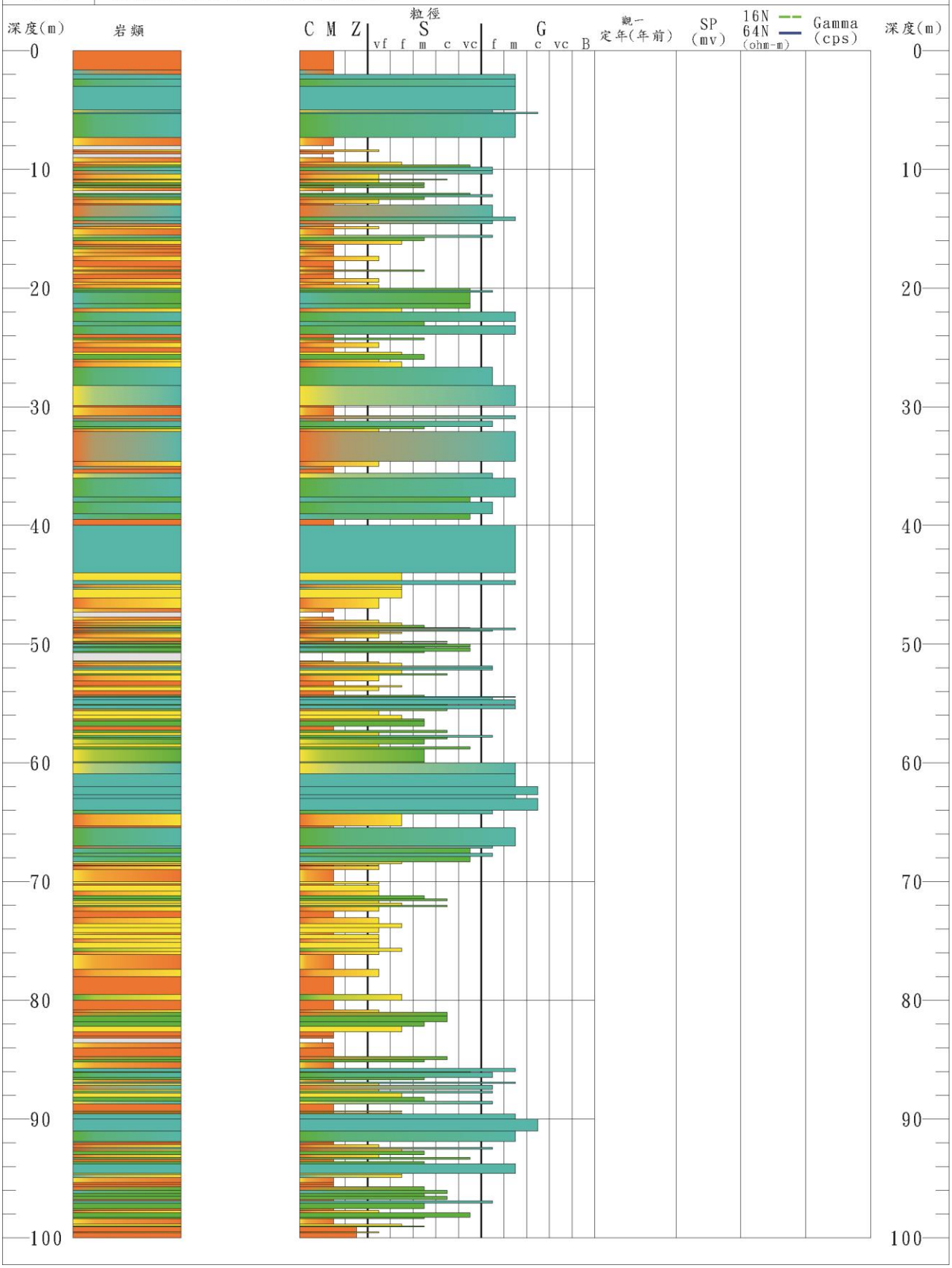


圖 5.4-11 柯林國小鑽探柱狀圖

第六章 三維水文地質模型建置

在三維水文地質模型建置部分，本計畫將之分為六個階段進行，第一階段為水文地質資料庫建置，藉以達到團隊成員儲存資料、共享資料與協助後續分析之目的。第二階段則以各種輔助分析方法(如頻率分析)，協助分析水文地質架構；第三階段則為綜整前述資料以及專家知識之分析，建立水文地質架構。第四階段則為應用地球物理資料推估水文地質參數，第五階段則為整合水文地質架構與水文地質參數，建立水文地質模型。最後，於第六階段利用水文地質模型，以三維岩性及水文地質參數、搭配地球物理與地球化學分析結果劃設地下水主要補注區。

6.1 水文地質資料庫建置

本計畫為了建立水文地質架構及地下水主要補注區劃設，需先充分收集大量的水文地質資料，並輔以地球物理及地球化學調查資料，方能瞭解研究區域內之水文地質條件並完成本工作項目之執行。然而，大量資料的儲存、管理與維護相當不易，因此本計畫擬藉由資料庫技術，儲存大量現地調查資料與研究成果，透過資料庫易於管理與分享的特點，以便後續研究者分析、檢閱、查詢與分享之用。

6.1.1 資料分類

本計畫所蒐集之資料包含既有之水文地質調查資料，以及新增之地球物理與地球化學現地補充調查成果等，資料種類眾多且資料量十分龐大，因此本節針對本計畫所蒐集之資料進行分類，以作為後續資料庫建置之基礎。首先將資料分為觀測井資訊與非觀測井資訊兩類，此分類方式乃基於資料是否由觀測井所取得。若資料需由觀測井取得，則歸類為觀測井資訊，若不需透過觀測井取得，則歸類為非觀測井資訊。分類結果說明參見圖 6.1-1 與圖 6.1-2。

觀測井資訊可在進一步細分，包括(1)記錄觀測井的基本資訊 (2)地質鑽探所得的岩心資料(3)水文地質分層資訊以及(4)觀測井開篩的位置資訊(5)抽水試驗所推得的水文地質參數(6)歷年水位資訊(7)地下水水質監測資料(8)地下水溫度剖面資料(9)建井時所施作的地物井測資訊(10)岩心定年資料。

而非觀測井資料的部分，則可再細分為(1)一維地電阻資料(2)二維地電阻資料(3)重力量測資料(4)地面水水質監測資料以及(5)歷年雨量資料。

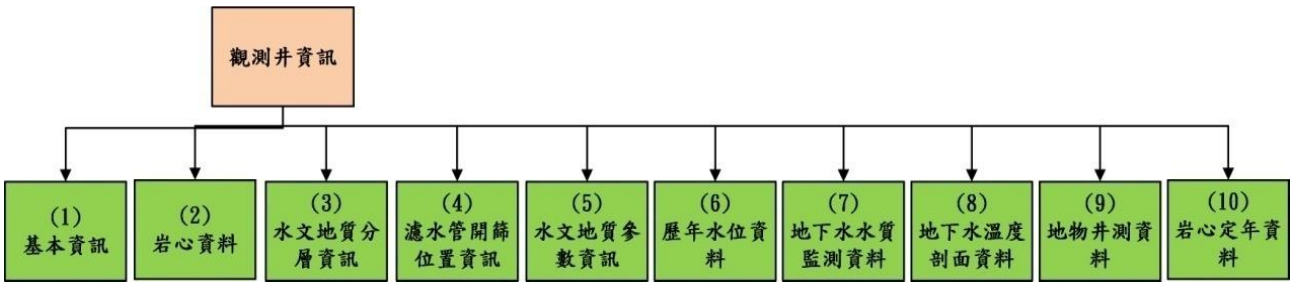


圖 6.1-1 觀測井資料分類

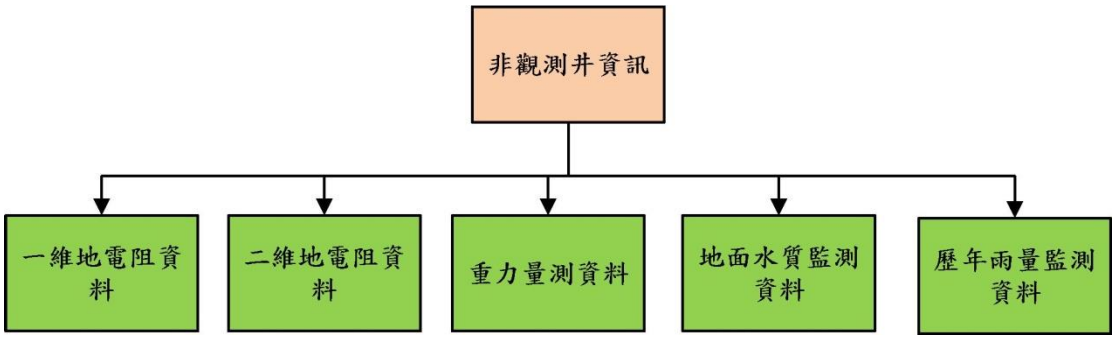


圖 6.1-2 非觀測井資料分類

6.1.2 資料庫架構設計

本計畫需彙整上述圖表內觀測井資訊的 10 類資料，以及非觀測井資訊的 5 類資料，資料量實屬龐大且各資料分散於各檔案。若由一資料庫統一集中管理，對於資料之分析、檢閱、查詢與分享等，皆能產生相當大的助益。

若欲以資料庫彙整各項資料，必先研究各資料其儲存形式與記錄方式，方可設計合適之資料庫架構，將資料做適合的分類，以便使者用對於儲存邏輯一目了然，快速尋找到所需資料。故本計畫將所蒐集之資料種類與資料記錄內容彙整成圖 6.1-3 與圖 6.1-4 所示。

本計畫依據上述資料種類與資料記錄內容，分別設計合適之資料庫表格與欄位，如圖 6.1-3 與 6.1-4 所示，表格與欄位設計內容說明如下所示：

(一) 觀測井資料

表格(1)為基本資訊表，用以記錄觀測井名稱、座標資訊、鑿井方式等建井相關資訊。表格(2)為岩心資料表，用以記錄觀測井之岩心資料，原始之岩心記錄多為由地表往下記錄各段代表性岩性及其對應之深度範圍，為符合原始資料記錄格式，本計畫設計之欄位包括「岩性描述」，以文字描述此段岩心之岩性組成；「上限深度」與「下限深度」則代表性岩性所對應之深度範圍；此外，因為岩心可能由多種岩性或沈積物所組成，因此本計畫再將岩性欄位分為「主要岩性」(即代表性岩性)與「次要岩性」兩個欄位。表格(3)為水文地質分層資訊，

主要為記錄水文地質分層以及各分層之深度範圍。本表之設計欄位包含「水文地質分層代號」、各分層所對應之「上限深度」與「下限深度」。表格(4)為濾水管開篩位置資料表，用以記錄觀測井建置時，所放置濾水管之深度範圍。本表之欄位設計包含「開篩編號」、「上限深度」與「下限深度」。表格(5)為水文地質參數資訊表，用以儲存抽水試驗所得之相關水力參數。本表之設計欄位包括「試驗說明」、「透水係數」、「導水係數」與「儲水係數」。表格(6)為歷年水位資料表， 除了記錄水位站每日所量測到的原始水位資料外，亦記錄由本計畫補遺與校正後之水位修正資料。本表格之欄位包括「觀測日期」、「原始水位」與「修正水位」。表格(7)為地下水水質監測資料表，主要記錄本計畫地球化學之補充調查成果，欄位包括「取樣日期」及 17 項水質分析結果。表格(8)為地下水溫度剖面資料表，資料原始格式為自地下水位面以後，每間隔 5m 測量一點水溫數據。本表之設計欄位包含「深度」與「溫度」項目。表格(9)為地物井測資料表，資料原始格式為從地表往下每增加十公分深度，即記錄一筆地物井測之量測資料，如16吋電阻、64吋電阻、自然加碼與自然電位。本表之設計欄位包含「深度」與四項地物井測項目。表格(10)為岩心定年資料表，資料原始格式為由地表往下記錄標本所在深度與其所測定的年代。本表之設計欄位包含「深度」與「岩心定年」項目。

(二) 非觀測井資訊

非井資料包含一維、二維地電阻資料、重力量測資料、地面水資料以及雨量資料，此五類資料之表格說明如下。

表(1)(2)均記錄地電阻施測相關資料，其中表(1)為記錄一維地電阻之量測與反演結果，表(2)為二維地電組之量測與反演結果。表(1)與表(2)之欄位設計皆包含「施測日期」、「測線名稱」、「經度」、「緯度」、「電極陣列名稱」、「施測長度」、「視電阻率」、「反演電阻率」，其中視電阻率為儀器於現地所量測之原始資料，而反演電阻率則為將視電阻率進行反演算後所得到之地層真實電阻率。表(3)為重力量測資料表，因本計畫重力團隊所產出之一個重力量測值源自儀器量測一段時間內之多筆資料平均而得，因此一個重力量測值代表一時間區間內之平均值，此概念近似移動平均，同時，此時段內資料之標準差亦用來呈現此筆資料之不確定性。本表格之欄位包括「施測日期」、「測點名稱」、「經度」、「緯度」、「重力值」與「標準差」。表(4)為地面水水質監測資料表，本計畫地球化學補充調查將採集 2 個雨水與 10 個地面水採樣，進行 17 項水質分析。本表之欄位包括「監測日期」、「測點名稱」、「經度」、「緯度」與 17 項水質檢測項目。表(5)為歷年雨量監測資料表，本表記錄氣象局及水利署之雨量資料。本表欄位包括「監測日期」、「測點名稱」「經度」、「緯度」與「降雨量」。

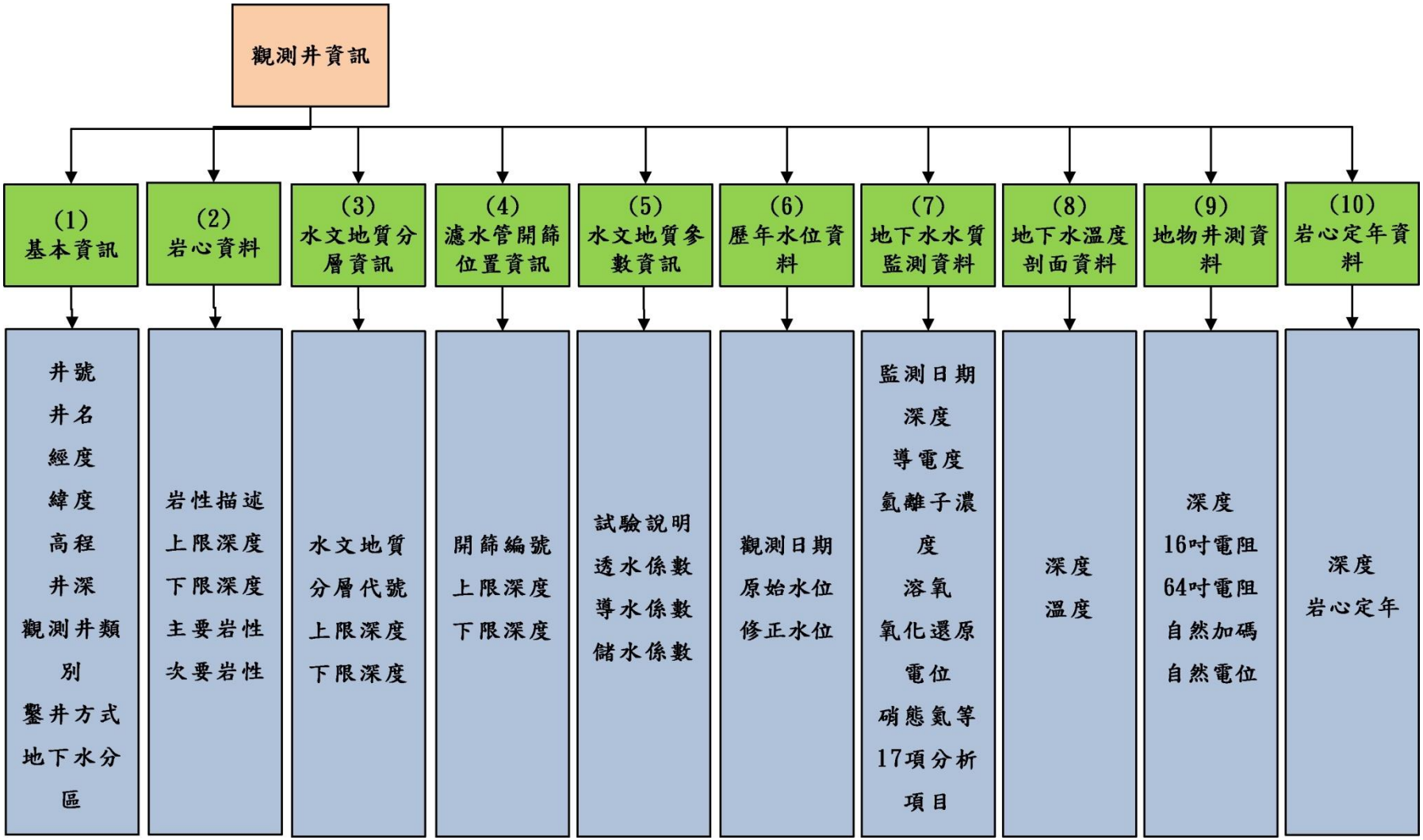


圖 6.1-3 觀測井資料庫架構

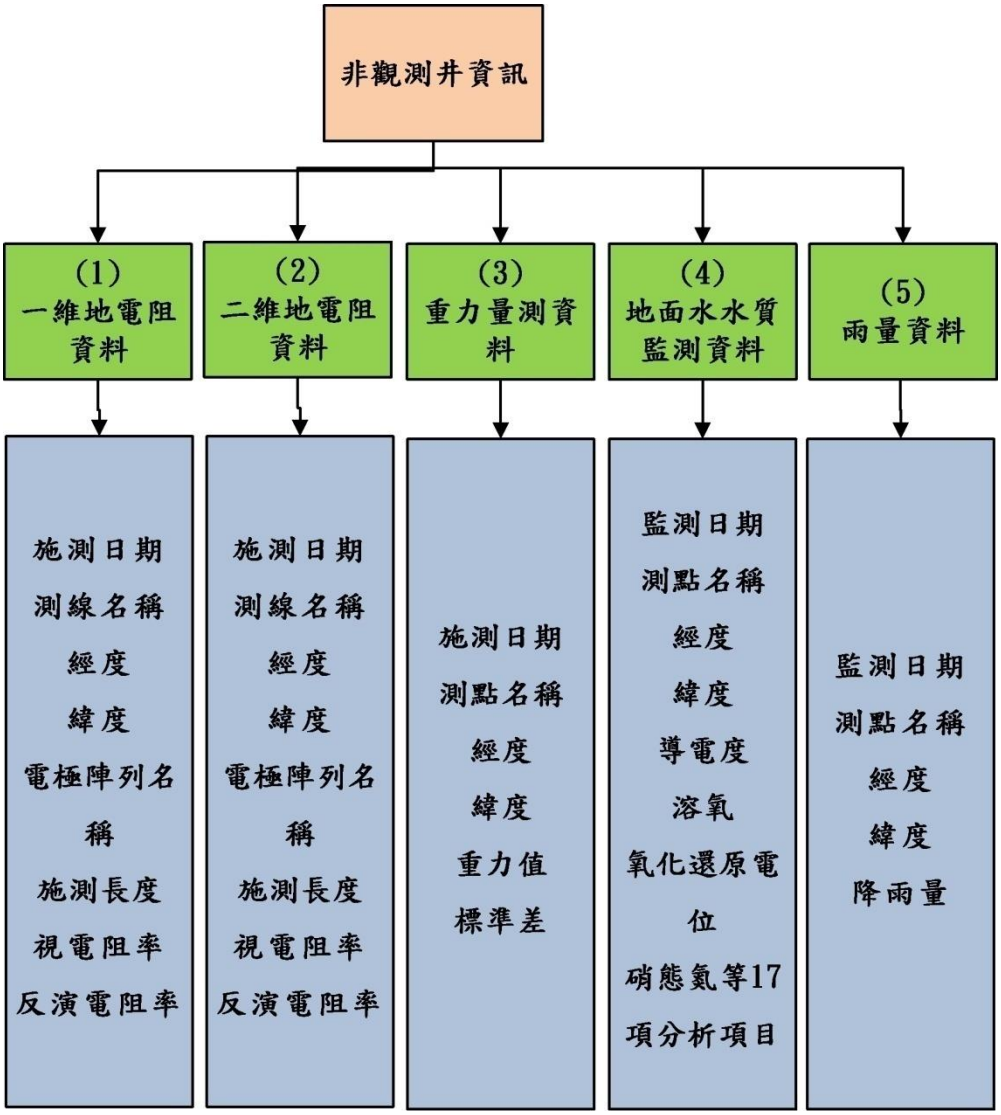


圖 6.1-4 非觀測井資料庫架構

(三) RockWorks 資料庫架構

本計畫採用 RockWare 公司開發之 RockWorks 軟體，其為環境工程、地質或採礦領域廣為應用之資料庫與視覺化繪圖軟體，藉由此軟體，建立符合計畫需求之資料庫，並儲存蒐集之資料與研究成果。

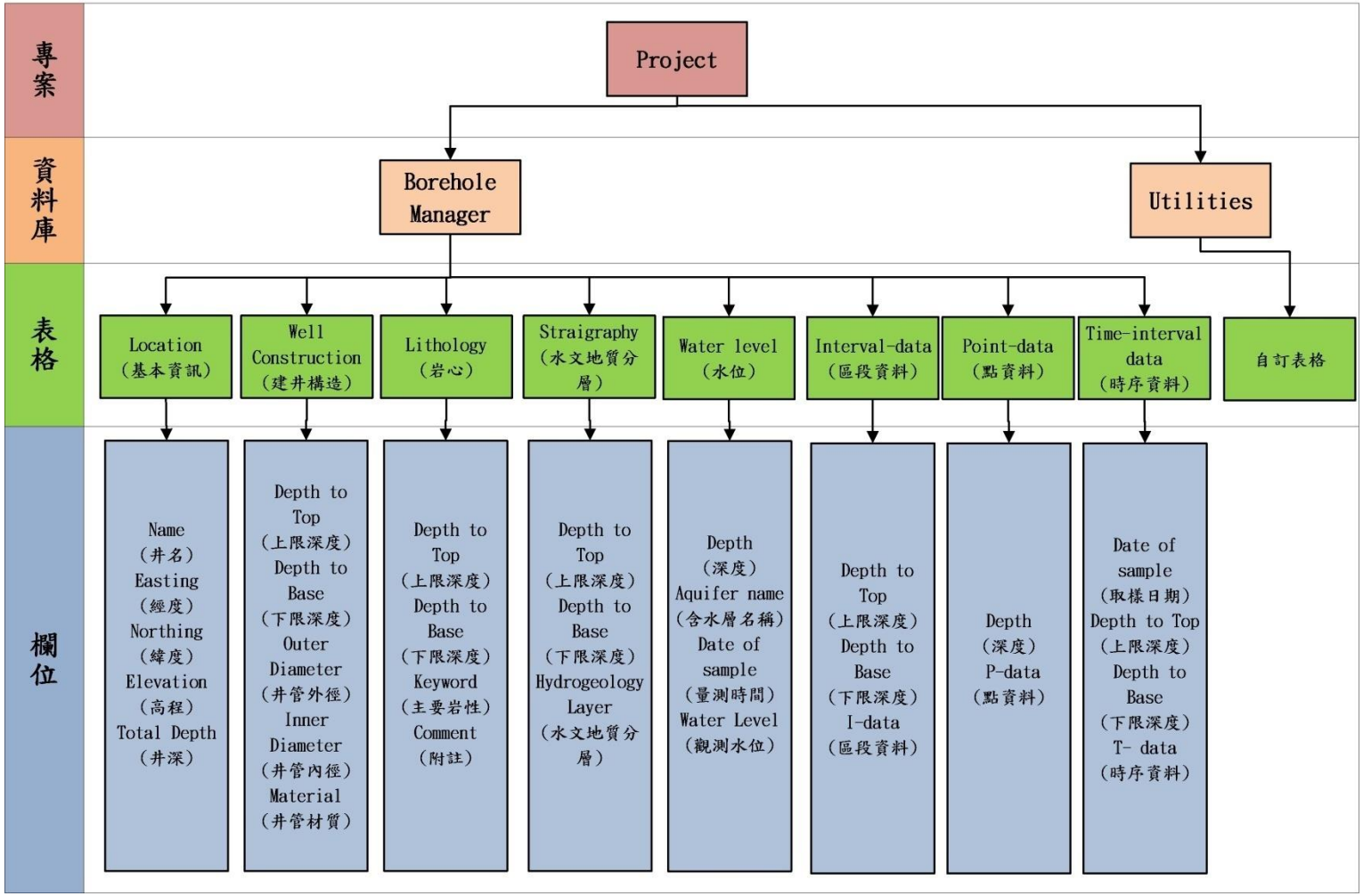


圖 6.1-5　Rockworks 資料庫架構

圖 6.1-5 為 RockWorks 軟體之資料庫架構，此資料庫為專案(project)導向之資料庫，其下可分為 Borehole Manager 與 Utilities 兩類資料庫，分別管理由觀測井產出之資料以及非觀測井產出之資料。

Borehole Manager 為針對觀測井資料所設計之資料庫，其架構如圖 6.1-5 所示，其內建多張表格(table)儲存觀測井相關資訊，如基本資訊表(Location)、井構造表(Well Construction)、岩心資料表(Lithology)、水文地質分層資訊表(Stratigraphy)、水位資料表(Water level)、區段資料表(Interval-data)、點資訊表(Point-data)與時序資訊表(Time-interval data)等八個表格。各表格之欄位設計如圖 6.1-5 之第四階層所示，如以基本資訊表(Location)為例，此表格之欄位包含井名、座標資訊、井深等資訊；而井構造表(Well Construction)可記錄每段深度所對應的內外管徑大小與井管材質；岩心資料表(Lithology)可記錄每段深度所對應的岩心種類與附註；水文地質分層資訊(Stratigraphy) 可記錄含水層與阻水層之深度範圍；水位資料表(Water level)可記錄觀測井所在含水層名稱，觀測水位資料與量測時間；區段資料表(Interval-data)則記錄觀測井之垂向深度上，任意一個區間內僅有一個代表值之資料格式；點資訊表(Point-data)可記錄觀測井之垂向深度上，任意一點所代表之數值；時序資訊表(Time-interval data)則可記錄隨時間變化之資料。

而在 Utilities 的部分，為一通用表格的介面，使用者可自由新增表格並設計表格之欄位名稱與儲存資料格式，為一彈性之儲存工具，其亦提供多種資料表樣板(template)，供使用者使用，使用者亦可調整現有樣版之欄位與格式等，以滿足資料儲存需求。本計畫以 Utilities 提供之樣板為主，進行部分調整後，即可儲存本計畫產出之非觀測井資料，使用之樣板包括地球物理資料表(Geophysics)、水文化學資料表(Hydrochemistry)以及水文量測資料表(HdroGraphy)等多種表格樣板，如圖 6.1-6 所示。各表格之欄位設計如圖 6.1-6 之第四階層所示，其中地球物理資料表(Geophysics)之欄位包含座標資訊與量測數值；水文化學資料表(Hydrochemistry)則記錄測點的名稱與所在的座標資訊以及量測到的水質資訊；水文量測資料表(HdroGraphy) 則記錄量測的座標資訊以及量測時間所對應的降雨量。

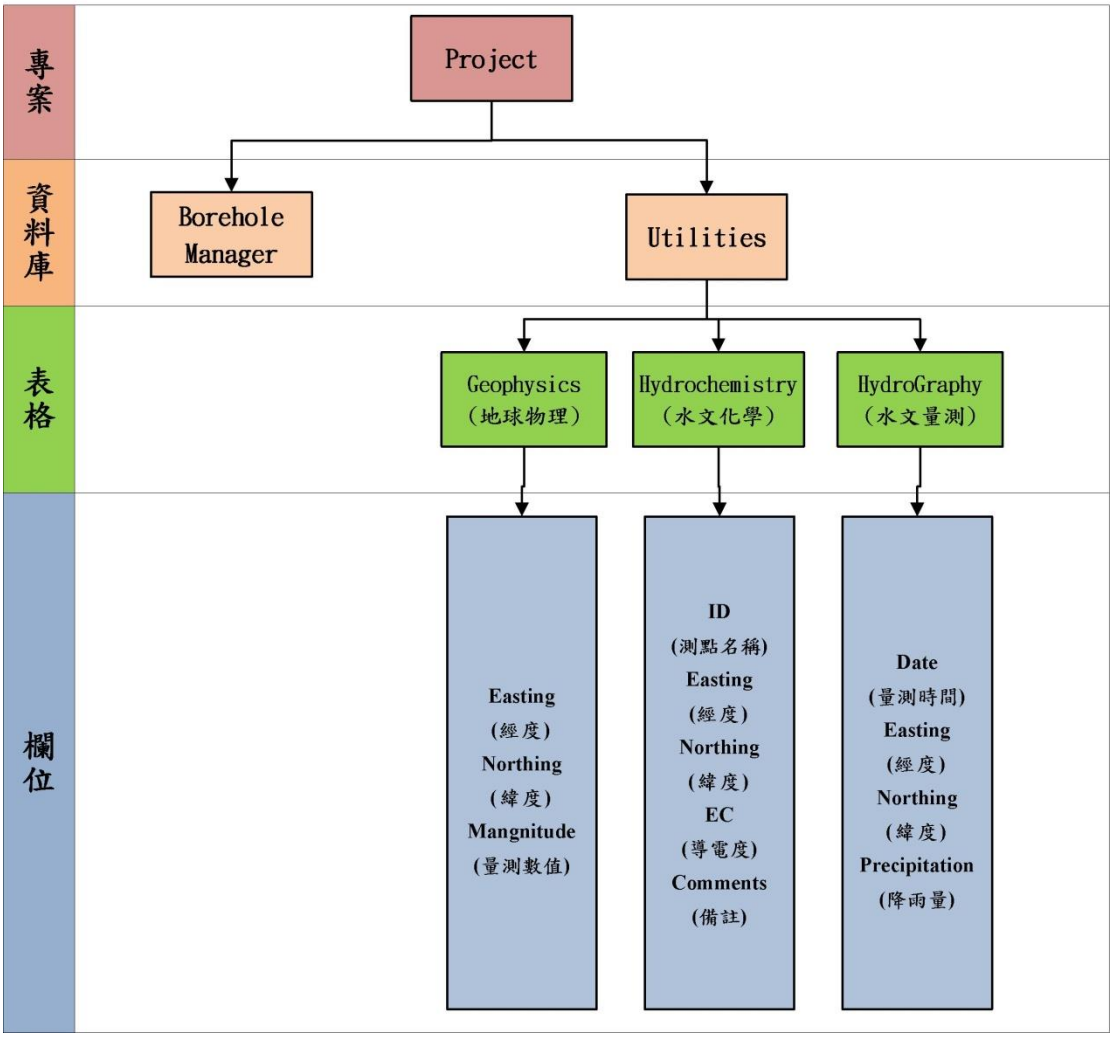


圖 6.1-6　Utlities 資料庫架構

(四) 應用 Rockworks 建立資料庫

由前述小節可知，Rockworks 的資料庫架構以及儲存方式，亦分為觀測井資料與非觀測井資料兩類資料庫，與本計畫所設計之資料庫一致，其中因 Borehole Manager 表格設計之彈性與完備，本計畫所規劃之表格與欄位皆可直接應用 Borehole Manager 進行建置。在非觀測井資料庫建置部分，本計畫則應用 Utilities 建立 6.1.2 節所規劃之表格與欄位。資料庫之建置說明如下：

在應用 Borehole manager 建置觀測井資料庫部分，直接採用 Borehole manager 所設計之資料表樣板(template)，建置 6.1.2 節所規劃之表格與欄位，表 6.1-1 為本計畫所設計之觀測井相關資料表及開發時所採用之 Borehole Manager 之資料表樣版。在基本資訊表部分，本計畫直接以 Borehole Manager 之基本資訊(Location)建立表格，而首要步驟為建立各觀測井基本資訊表，之後資料庫便產生各觀測井所對應之索引值，透過此索引值便可關聯至各觀測井的所有資料表。岩心資料表則可直接套用 Borehole Manager 之 Lithology table 記錄岩心資

料。水文地質分層資訊表則使用 Borehole Manager 之 Stratigraphy table 記錄含水層與阻水層的深度範圍。濾水管開篩位置資訊表則以 Borehole Manager 之 Well Construction table 記錄開篩位置與材質。水文地質參數資訊表則以 Borehole Manager 之 I-data table 記錄某段開篩深度內的水力參數值。歷年水位水位資料表則應用 Borehole Manager 之 Water level table 記錄時序之地下水位資料。地下水質監測資料表則應用 Borehole Manager 之 Time-interval table 記錄各時間點之取樣結果。地下水溫度剖面資料、地物井測資料表以及岩心定年資料表則應用 Borehole Manager 之 P-data table 記錄每個深度所對應的量測數值。

而本計畫所蒐集的五項非觀測井資訊，乃利用 Rockworks 之 Utilities 資料庫所提供之資料表樣板(template)為基礎，建置 6.1.2 節所規劃之表格與欄位，如圖 6.1-6 所示。因為既有樣板之欄位無法滿足本計畫所需記錄之資料，因此本計畫對現有樣板進行部分調整，以滿足需求。以一維地電阻資料表為例，使用 Utilities 之地球物理資料表(Geophysics)記錄測點的座標位置，並在表格內新增多個欄位記錄施測日期、測線名稱、電極陣列名稱、施測長度、視電阻率以及反演電阻率；而重力量測資料亦使用 Utilities 之地球物理資料表(Geophysics)，記錄測點的座標位置與重力量測數值，並在表格內新增欄位，記錄施測日期、測點名稱與重力標準差；地面水水質資料則使用 Utilities 之水文化學資料表(Hydrochemistry) 記錄測點名稱、測點的座標位置，並在表格內新增欄位記錄「監測日期」與 17 項水質檢測項目。而歷年雨量監測資料表，本計畫使用 Utilities 之 HdroGraphy table 記錄測點的座標位置、量測日期與所對應之降雨量，本計畫再新增一欄位記錄測點名稱。

表 6.1-1 資料庫對照表

分類	本計畫資料表	Rockworks’ Table
觀測井資訊	基本資訊	Location
	岩心資料	Lithology
	水文地質分層資訊	Stratigraphy
	濾水管開篩位置資訊	Well Construction
	水文地質參數資訊	I-data
	歷年水位資料表	Water level
	地下水水質監測資料	T-data
	地下水溫度剖面 地物井測資料 岩心定年資料	P-data

6.1.3 資料儲存與視覺化展示

以蒐集之觀測井岩心資料，透過 RockWorks 內建之岩性模式，展示蘭陽平原之三維岩性分布，及本計畫建置之水文地質架構。

本計畫參考地調所之岩心表示方式，以橘色代表黏土，黃色代表細砂，綠色代表粗砂及藍色代表礫石，再以岩性模式展示蘭陽平原之三維岩性分布，如圖 6.1-7 所示。透過此展示工具，研究人員可檢視其內部任意剖面及角度之岩性外。此外，研究人員可自行定義井間之連線，繪製此連線之二維井間剖面圖，如圖 6.1-8 所示；此軟體亦可展示多條任意井間連線之剖面圖以及井群之空間分佈，有助於釐清井間之岩性分布與延續情況，如圖 6.1-9 所示。此軟體亦提供過濾器功能，可依使用者需求設定過濾項目與門檻，求得目標項目之空間分布，例如本計畫欲找尋黏土(clay)之空間分布，以分析阻水層之分布範圍，因此透過過濾器於三維岩性模式中篩選黏土，即可求得黏土之空間分布，如圖 6.1-10 所示。

除了前述岩性資料可視覺化展示外，其他儲存於本資料庫之資料亦可進行三維展示，以含水層架構為例，Stratigraphy table 記錄含水層與阻水層之深度與分布範圍，透過三維展示功能可展示含水層與阻水層之空間分布。此外，本資料表亦可直接讀入 MODFLOW 之分層架構，進行視覺化展示，如圖 6.1-11 所示。本計畫所建置之數值模式共分為四層，由上而下分別為位於含水層一表層部分區域之虛擬阻水層(T0)、含水層一(F1)、阻水層(T1)以及含水層二(F2)，藉由視覺化展示各分層之三維空間分布，使研究者便於檢視模式內部各分層之厚度分布與變化，協助確認數值模式分層架構之合理性。

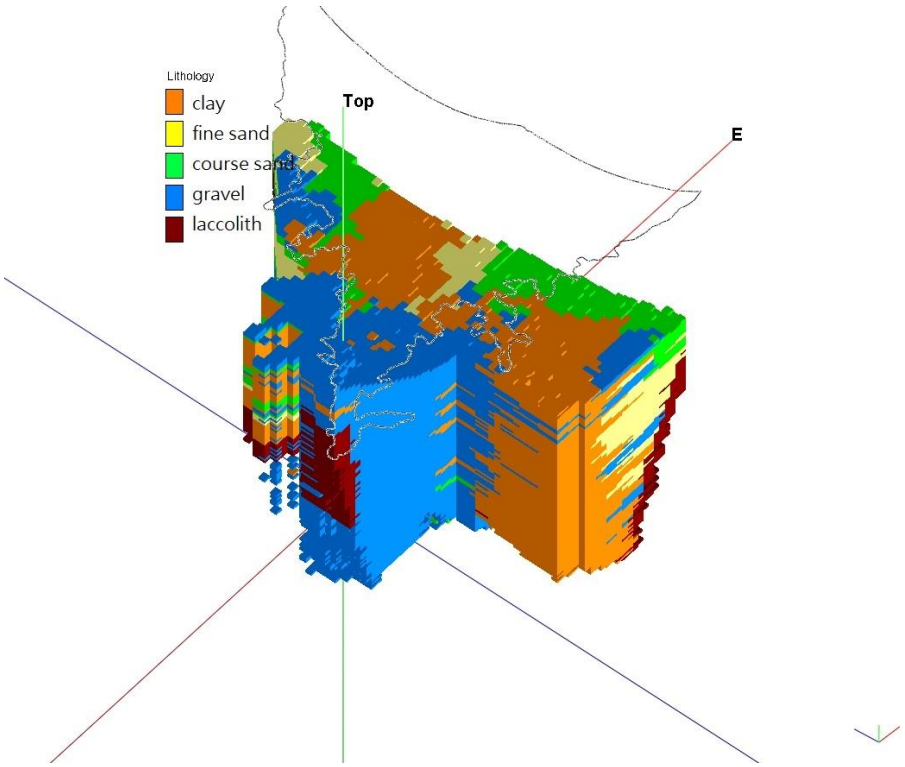


圖 6.1-7 三維岩性空間分布圖

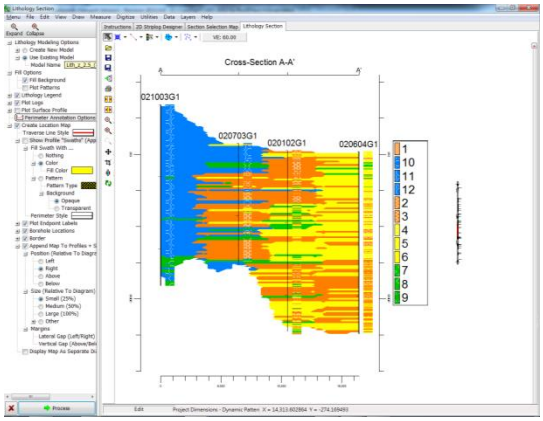


圖 6.1-8 岩性井間剖面圖

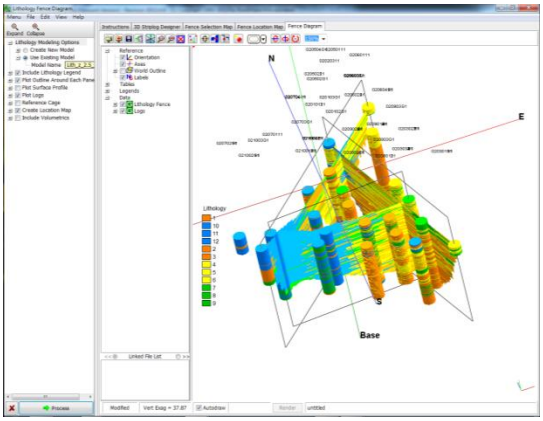


圖 6.1-9 多條井間剖面圖

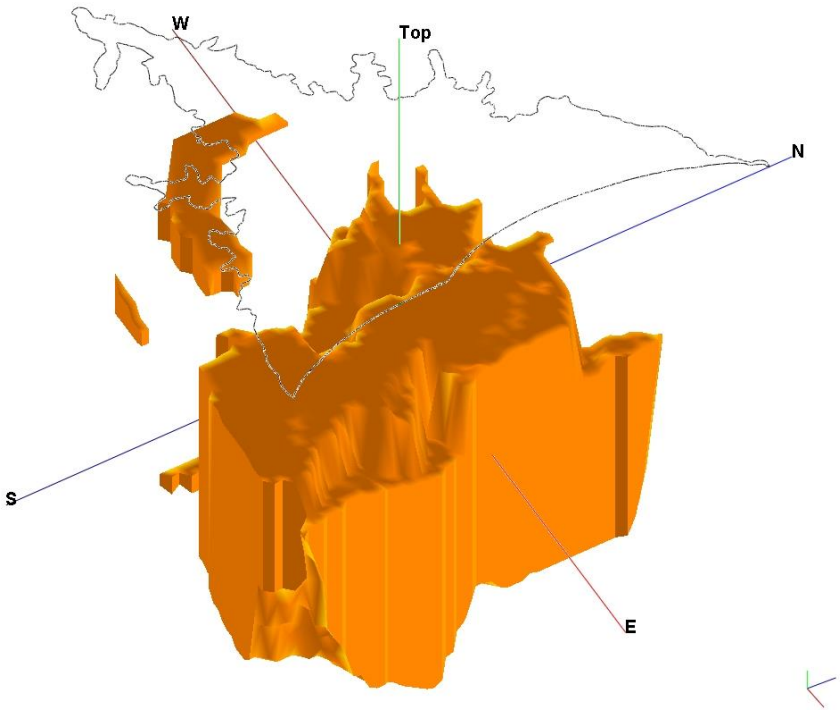


圖 6.1-10 蘭陽平原之黏土空間分布

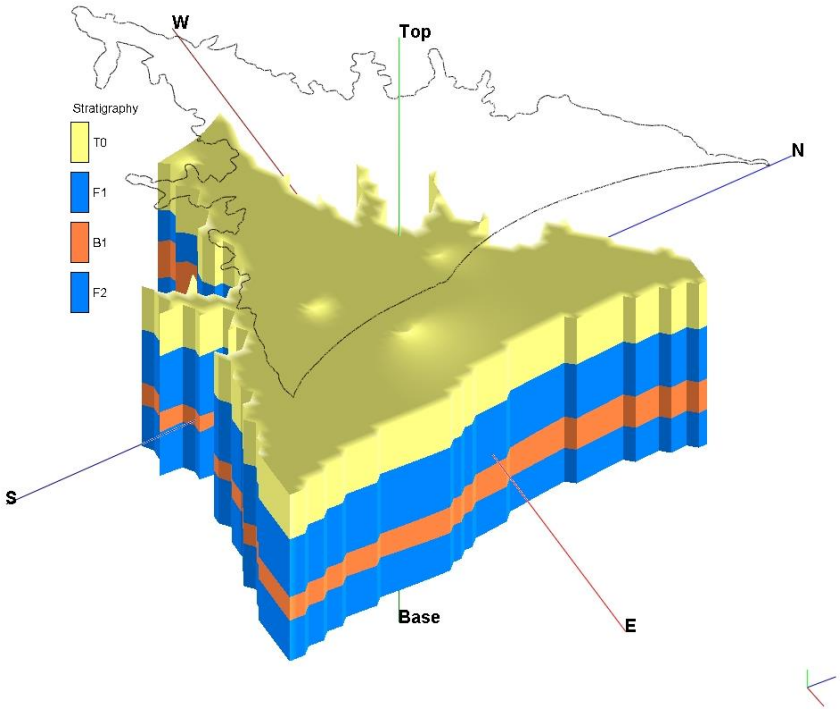


圖 6.1-11 數值模式分層架構

6.2 水文地質架構輔助分析

水文地質架構之建立，傳統是以鑽探取得岩心記錄，或以其他調查方法從研究區域取得更多更新的資訊，例如二維地電阻調查等。除此之外，觀測井觀測水位亦可作為水文地質架構輔助分析之用，本計畫從兩個方面進行水位的分析，一是利用小時水位，搭配時頻分析方法；另一是利用經驗正交函數(Empirical Orthogonal Function, EOF)分析系統水位特徵。經驗正交函數部分將於期末報告呈現。

6.2.1 時頻分析之應用

地下水水位受到各種機制之影響，如抽水、補注、地潮等，水位為上述各種機制之綜合反應，由於不同機制本身有其不同之呈現頻率，例如補注受到水文系統之豐枯變化，因此其週期為一年；而抽水屬於人為造成，許多用水方式，因受到日出而作日落而息的工作型態，因此其週期為一日；地潮是月球與太陽對固體地球造成的引力變化，地殼變形間接影響地下水變化，其週期為12.421 小時，對應的頻率約為一天發生 1.93 次。因此藉由時頻分析，可從水位訊號中，分離出各式各樣不同機制所造成之水位變化。

本計畫應用逸奇科技開發之 Visual Signal 軟體分析蘭陽平原淺層水井的歷年水位資料，分析步驟如下：

1. 應用高通過濾器(High Pass Filter)或低通過濾器(Low Pass Filter)預先處理觀測水位：為避免其他頻率之變化強度過大，掩蓋所欲觀察的頻率，例如待觀察每日變化之強度，由於季節變化之強度遠大於每日變化之強度，則需先濾除季節變化之強度。

2. 以快速短期傅立葉轉換與傅立葉轉換分析觀察與分析

圖 6.2-1 為利用快速短期傅立葉轉換，龍德(1)之一日一次水位頻率時頻圖，恆軸為時間，縱軸為頻率，並以顏色代表強度大小。圖 6.2-2 為龍德(1)之一年一次水位頻率時頻圖。

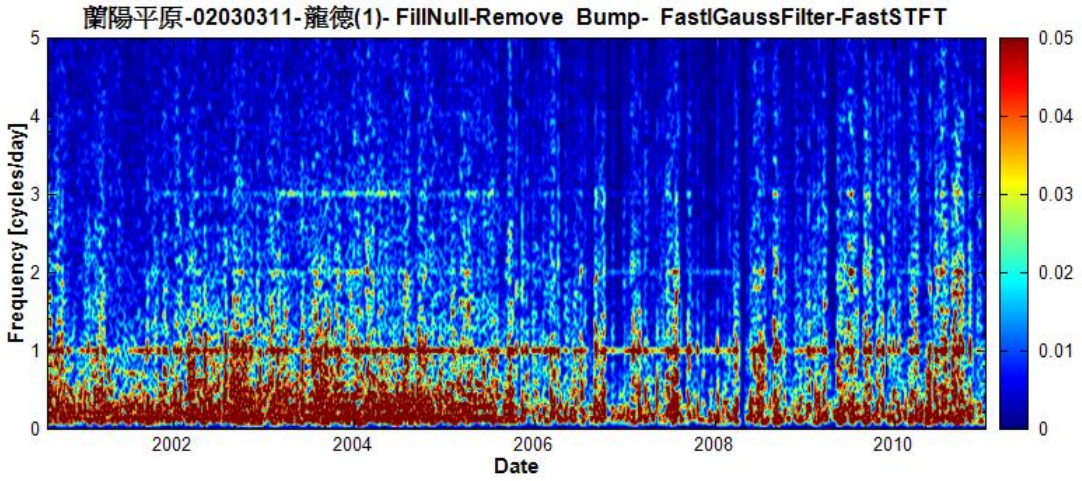


圖 6.2-1 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一日一次)

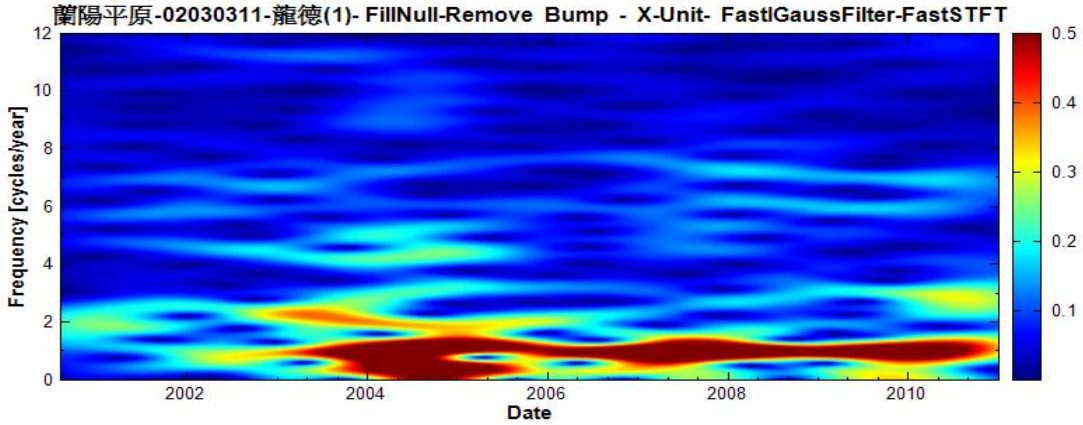


圖 6.2-2 龍德(1) 水位頻率變化時頻圖 (一年一次)

圖 6.2-1 可發現此站每日振幅出現的頻率集中在縱軸的 0 至 1 數值之間，又以縱軸數值為 1 時，能量強度最集中，形成一明顯之高能量直線，這代表此口水位平均每一天都有一個最大震幅的水位跳動，而振幅的大小，可對應到圖中右方的圖例，以本案例為列，此口井每日的水位振福約為 0.05 公尺。

圖 6.2-2 可發現此站每年振幅出現的頻率集中在縱軸的 0 至 2 數值之間，數字 2 代表一年兩次的頻率。以一年一次頻率下，能量強度最集中，形成一明顯之高能量直線，這代表此口水位平均每一年都有一個最大震幅的水位跳動，而振幅的大小，可對應到圖中右方的圖例，以本案例為列，此口井每年的水位振福約為 0.5 公尺。

利用快速短期傅立葉轉換所得的強度，會隨著不同時期而有不同的差異。為取得一代表性數值描述該站特徵，傅立葉轉換為較佳之選擇，傅立葉轉換可求得單一強度代表整個歷程。以下分別以一日一次與一年一次為代表，記錄於表 6.2-1。

表 6.2-1 為蘭陽平原淺層水井不同頻率下的水位振福

井名	一天一次水位振幅(公分)	一年一次水位振幅(公分)
宜農(1)	1.73	18.46
岳明國小(1)	0.04	15.71
利澤(1)	0.18	38.25
龍德(1)	7.12	34.09
頭城國小(1)	0.04	10.79
礁溪(1)	6.63	21.85
吳沙(1)	1.41	13.26
二龍	7.77	20.02
礁溪(s)	0.33	18.44
大福國小(1)	12.74	64.89
壯圍(1)	1.58	9.45
古亭(1)	2.56	26.66
公館	0.15	21.62
內城	0.32	64.6
自強國小(1)	1.45	496.94
同樂	4.61	25.5
冬山(1)	3.56	51.37
順安	0.52	36.02
五結(1)	1.52	30.22
中興(1)	0.46	26.2
大隱(1)	0.04	156.14
三星	0.04	637.03
大洲(1)	0.62	74.78

不同淺層站井之強度均不同，以一日一次為例，三星站之強度為0.0004(m)，亦即每日變化僅 0.04(cm)，極為微小；礁溪(1)站之強度為0.0663(m)，亦即每日變化達到 6.63(cm)。如何解釋不同站井於不同頻率下之變化呢？

基於井洩降公式，洩降量應為儲水係數或比出水量，與抽水量之函數，如抽水量為定值，儲水係數或比出水量越大，洩降量則越小。如假設蘭陽平原抽水量空間分布差異不大，對於非拘限含水層比出水量較大之站井，其洩降量應較小，亦即一天一次頻率下之強度亦較小；反之，對於拘限含水層儲水係數較小之站井，其洩降量應較大，亦即一天一次頻率下之強度亦較大。

以圖 6.2-3 與 6.2-4 為例，其分別為礁溪(1)與三星之水位變化圖，亦分別為拘限含水層與非拘限含水層，對於非拘限含水層而言，水位歷線顯得極為平順，亦即其一日一次之強度較小，可與前述井洩降公式之推論相互輝映。

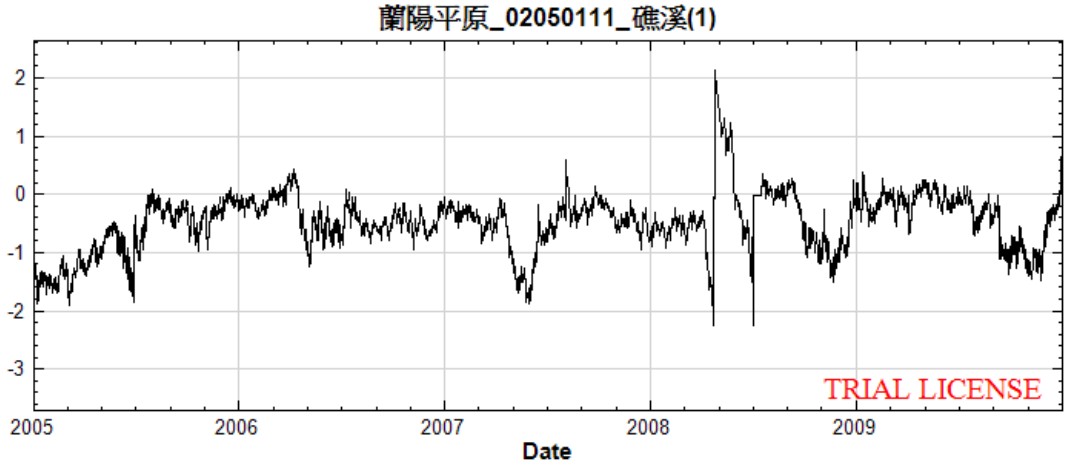


圖 6.2-3 礁溪(1)水位歷線圖

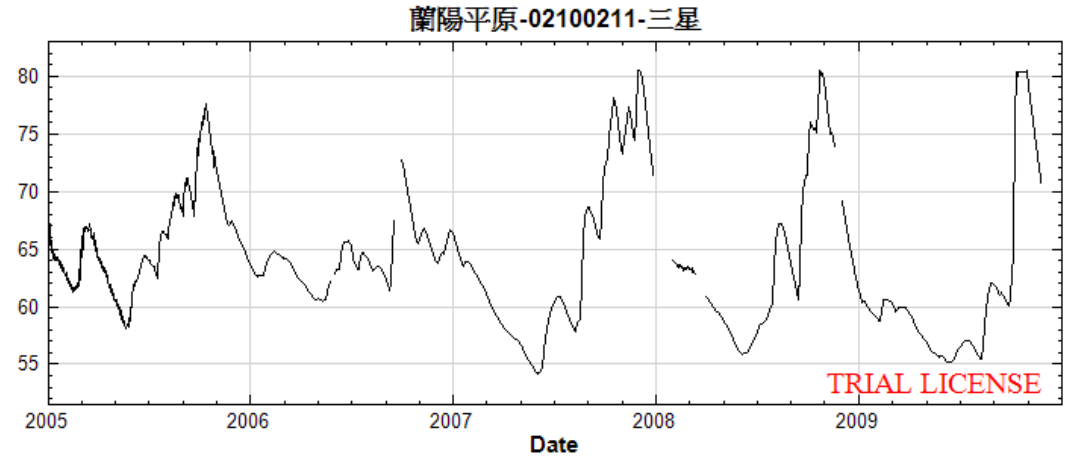


圖 6.2-4 三星水位歷線圖

在一年一次的振幅方面，其呈現該區域的豐枯水文特性，豐水期間降雨量透過補注機制進入地下水系統，大幅提升地下水系統。在高補注區多由非拘限含水層所構成，因上方並無泥層阻隔使得較大比例之降雨量可形成補注量，因此豐水期水位與枯水期水位有大幅差異，以圖 6.2-4 為例，三星站之豐枯水位變化超過 30 公尺以上。反之，在非補注區等拘限含水層，因上方往往有泥層阻隔，而形成拘限含水層，不易受降雨等補注，因此水位振幅變化較小，以圖 6.2-3 為例，除了 2008 年間之變化較不尋常外，龍德(1)站之豐枯水位變化均在 2 公尺以內。因此觀察水位訊號一年一次頻率下的變化強度，可用以呈現當地是否容易受到補注。

觀察含水層水位特性，可發現拘限與非拘限含水層之水位反應不同，非拘

限含水層豐枯水期水位變化顯著，但每日水位變化震幅較不顯著；而拘限含水層特性相反，水位較不易受豐枯水期變化，但每日水位變化震幅顯著。因此本小節以觀測井歷年水位，分析水位變化的震幅與頻率，以日頻率強度與年頻率強度，可分別區分拘限與非拘限之指標，以及補注能力之指標。

(一) 水位日頻率強度

圖 6.2-4 是以表 6.2-1 之資訊為基礎，應用徐昇氏多邊形(或稱 Voronoi Diagram)繪製而成，其中分成高、中與低強度三種等級，分別以紅、綠與藍三種顏色繪製。如前述日頻率強度之大小可做為儲水係數(或比出水量)大小差異之指標，日頻率強度應與儲水係數呈反比，後續將輔以岩心剖面進行驗證。

圖 6.2-4 所示，藍色低強度區域除了上游扇頂外，還包含扇尾區域之頭城(1)、公館、利澤(1)與岳明(1)等站，以及扇央之中興(1)站，應屬於儲水係數(或比出水量)較大者。紅色高強度區域則以同樂、冬山(1)、龍德(1)、礁溪(1)與大福國小(1)等，應屬於儲水係數(或比出水量)較小者。

圖 6.2-5 與 6.2-6 為兩幅地質剖面與位置圖，圖 6.2-5 為頭城至岳明剖面，其位於沿海扇尾區域，地質鑽探井之分布，由北至南分別為頭城國小、竹安、古亭、公館、大錦閘、利澤、岳明國小，顯現淺層含水層為非拘限含水層，其比出水量應大於拘限層。圖中僅有古亭站之地表區域存在阻水層，從日頻率的空間分布圖來看，在相對應之位置亦存在中強度或高強度之站井。

圖 6.2-7 剖面為三星至岳明剖面，其位於蘭陽溪南側，由西往東之地質剖面，以上游三星與大隱等地為非拘限含水層，中游順安一帶均為泥質構造，下游岳明國小一帶又轉為非拘限含水層。從日頻率強度之分布圖而言，亦有相同之趨勢。僅有順安站較為例外，日頻率強度屬於中強度偏低，約為 0.0052(m)，其為全泥質構造，其儲水係數應極低，而應該有較高之日頻率強度。但因為該地區為全泥質構造，基於其並非含水層之緣故，應少有人為用水之行為，因此其觀測水位並無受到人工抽水之擾動，故其日頻率強度偏低。

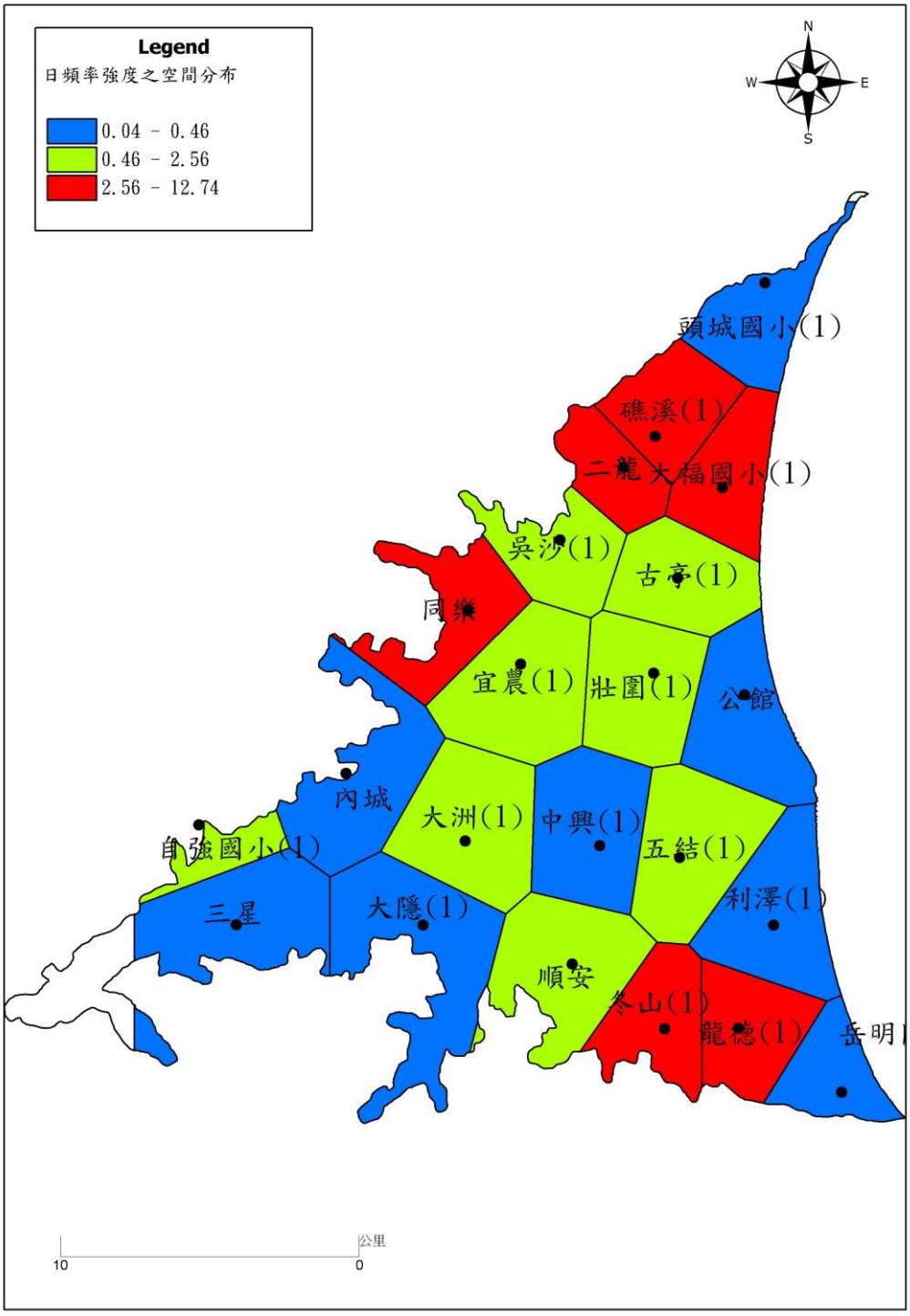


圖 6.2-5 日頻率強度之空間分布

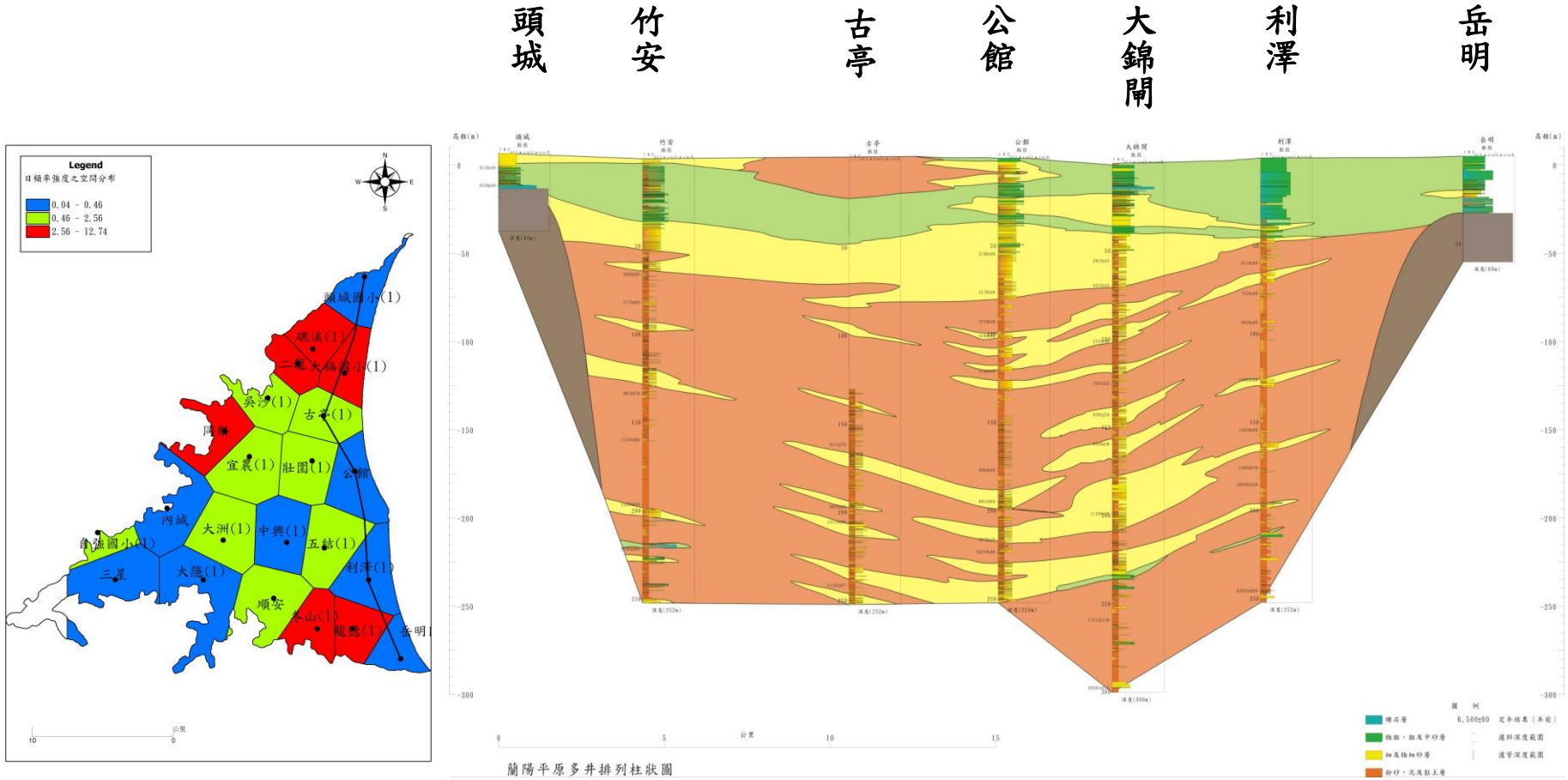


圖 6.2-6 地質剖面與位置圖(頭城至岳明)

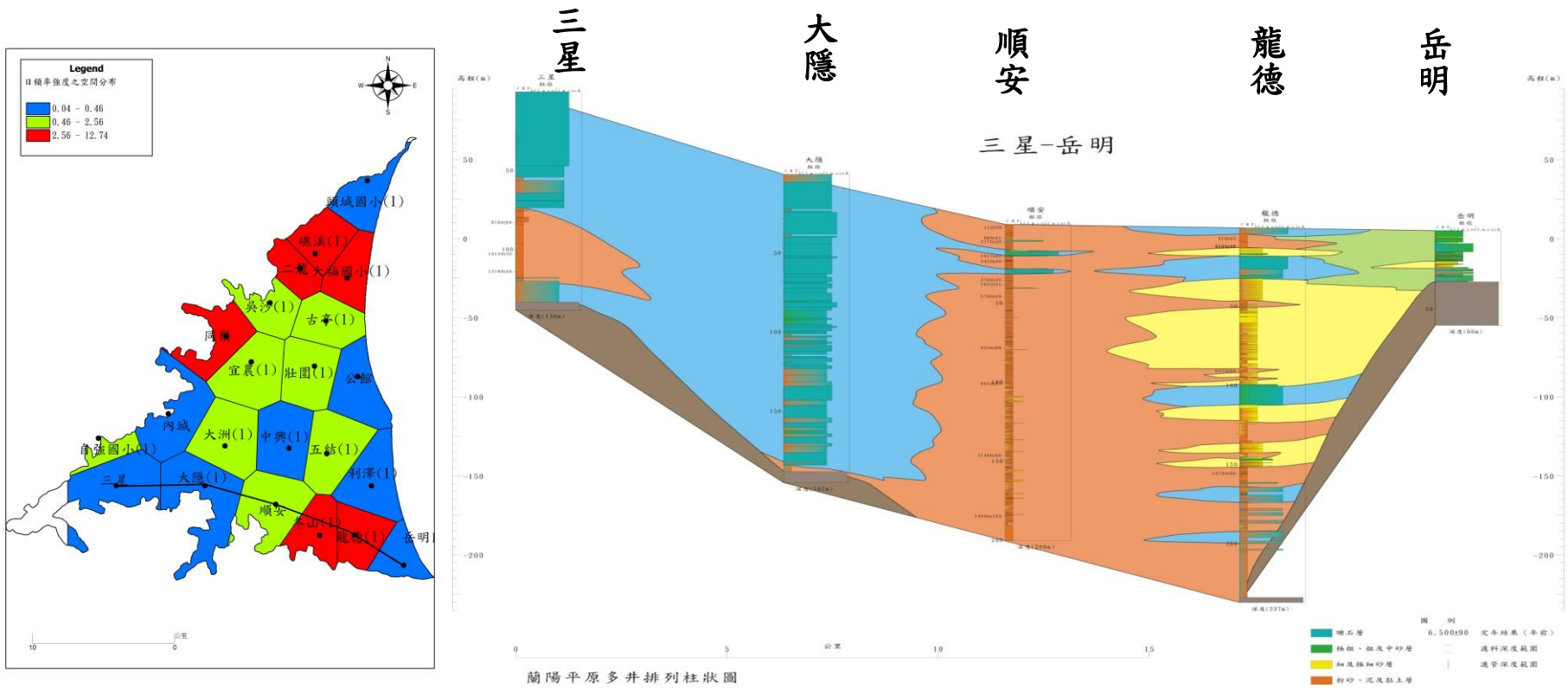


圖 6.2-7 地質剖面與位置圖(三星至岳明)

(二) 水位年頻率強度

圖 6.2-8 為年頻率強度之分布圖，其趨勢主要由上游逐步往下游遞減，僅有下游大福國小(1)仍維持高強度，而古亭站則維持中強度。

如前述年頻率可呈現該站受外部豐枯水文條件之影響，對於上游非拘限含水層而言，因上方並無泥層阻隔補注，水位可於豐水期間迅速補充而抬升，因此年頻率強度高者代表水文系統補注特徵較強者。然而對拘限含水層而言，水位季節豐枯變化相對不明顯。如以圖 6.2-6 與 6.2-7 來看，年頻率高強度區域可充分呈現高補注能力區。

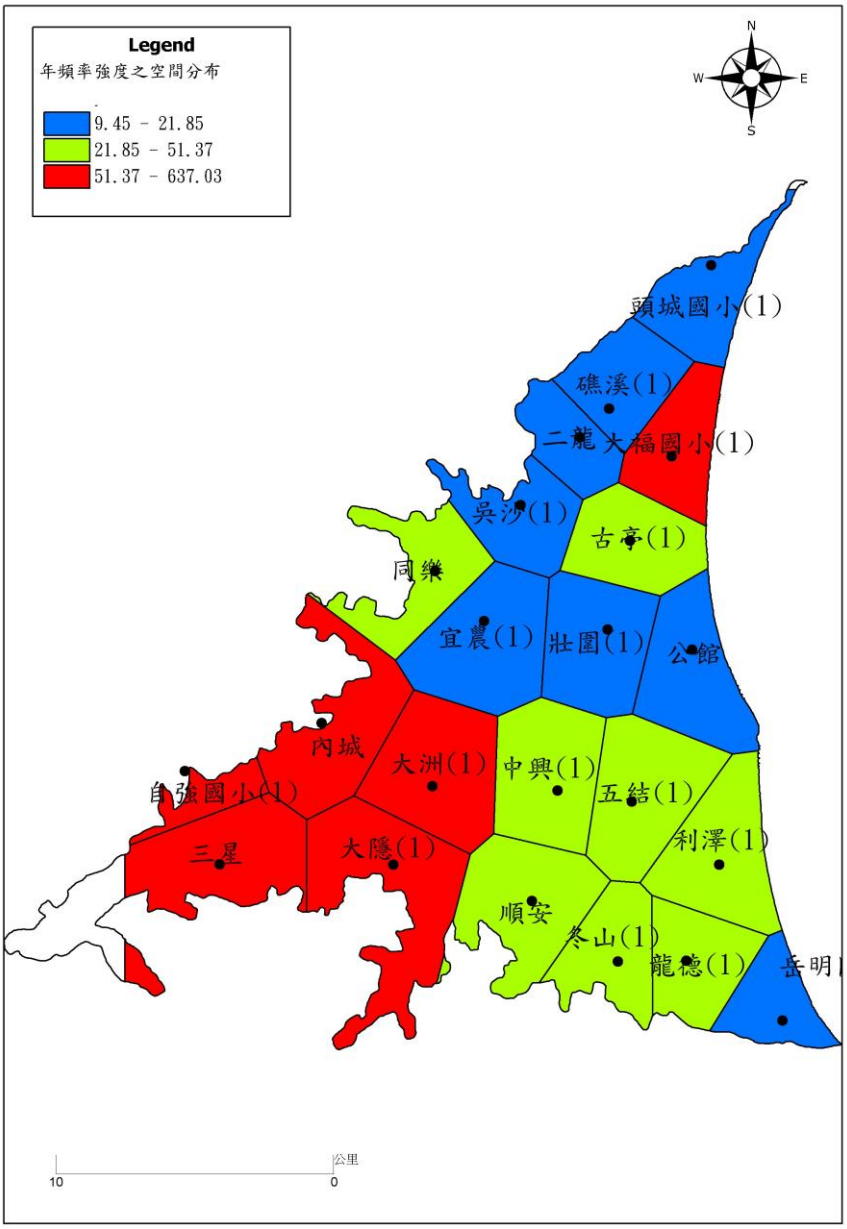


圖 6.2-8 年頻率強度之空間分布

(三) 組合指標分析

在水位日頻率部分，可以呈現含水層儲水係數(或比出水量)之相對高地；在水位年頻率部分，則可以呈現含水層受補注能力之差異，可凸顯其與水文條件的關聯程度。由於本計畫所欲找尋者，需同時具有高補注量與龐大水資源量兩者，在此結合日頻率強度與年頻率強度。

對於非拘限含水層而言，其補注能力強，且比出水量大，因此日頻率強度低，而年頻率強度高；反之，拘限含水層而言，其補注能力低，且儲水係數小，因此日頻率強度高，年頻率強度低，顯現兩種不同頻率的指標反應相反，在此以日頻率強度除以年頻率強度作為綜合指標，因此綜合指標數值小者，代表補注能力強造成水位豐枯變化明顯，且比出水量大造成水位變化平穩。

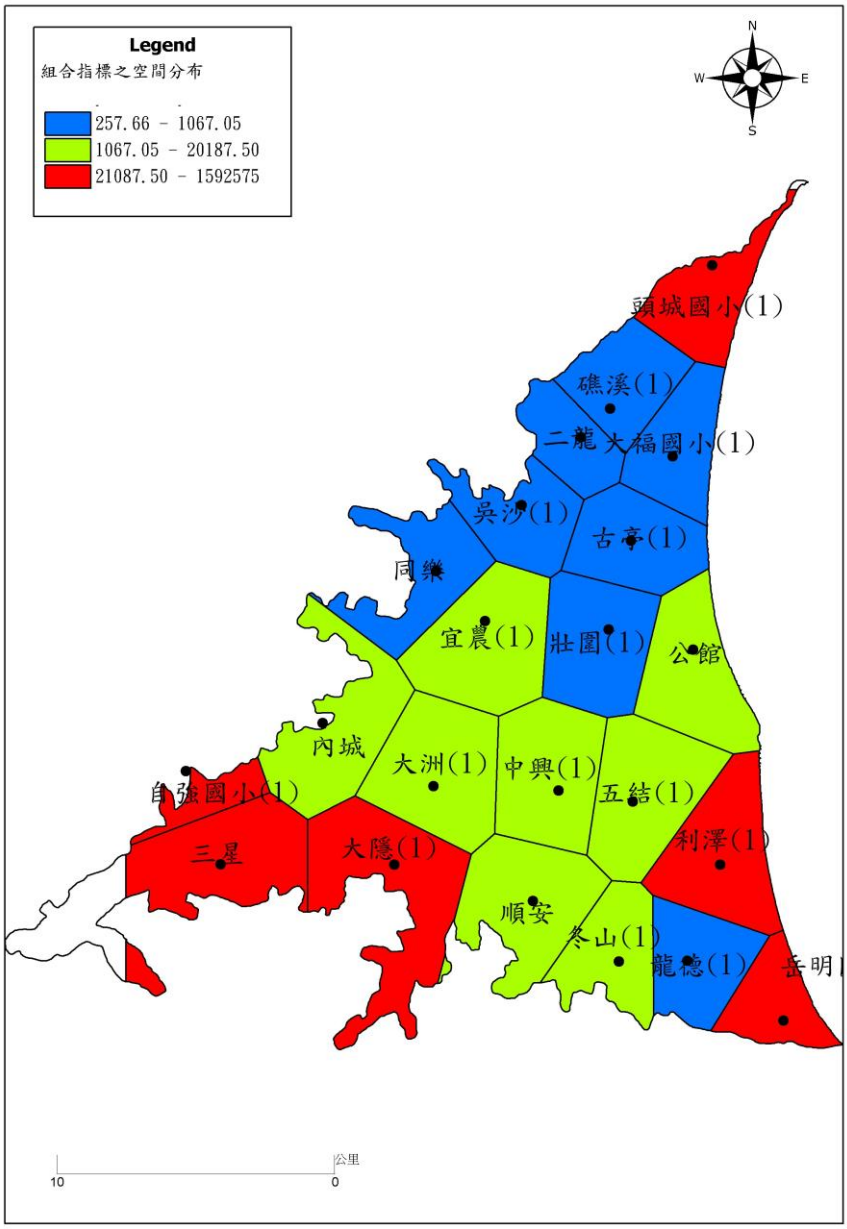


圖 6.2-9 組合指標之空間分布

6.2.2 經驗正交函數法之應用

（一）經驗正交函數法

經驗正交函數(EOF)可將一個時空間變數拆解成多個時間與空間的變數，這些拆解出來的時空間變數經過乘積與線性疊加之後，可以還原成原本的時空間變數(Hannachi, Jolliffe, & Stephenson, 2007; Hotelling, 1933; Pearson, 1901)，如式 6.2.1

$$X(t,s)=\sum_{k=1}^{M}c_k(t)u_k(s) \quad \text{.....(式 6.2.1)}$$

$X(t,s)$ 代表時空間變數矩陣，矩陣維度包含空間座標以及時間序列，$u_k(s)$ 代表此時空間變數的第 k 個空間特徵，亦即第 k 個空間變數；$c_k(t)$ 代表此時空間變數的第 k 個時間特徵，可看作第 k 個空間變數所佔之權重(expansion coefficient)；k 由 1 至 M 按照此 EOF 在原始資料中所佔的解釋變異量大小排列，EOF1 為原始資料中變異量最大的空間特徵，在本計畫中最多僅使用前五個 EOF 即足以解釋原始資料中 70~80%的變異量。

在原始的 EOF 方法中，首先將資料移除時間趨勢(trend)之後，排列成時間序列×空間座標的數值矩陣 X ，橫列為 p 個空間位置(由 1 到 p)，直欄為該空間位置的 n 個時間序列(由 1 到 n)

$$X=\begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & x_{13} & \cdots & x_{1p} \\ x_{21} & & & & \vdots \\ x_{31} & & \ddots & & \vdots \\ \vdots & & & & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \cdots & \cdots & x_{np} \end{bmatrix} \quad \text{.....(式 6.2.2)}$$

便可計算出共變異矩陣 $S=\frac{1}{n}X^TX$ ，EOF 方法的目標即是找到一些互不相關的(uncorrelated)變數組合以解釋最多的原始變量，亦即找到共變異矩陣特徵向量(eigenvector) $\vec{u}=(u_1,u_2,u_3\cdots u_p)^T$ ，使得 X 在經過此單位向量投影轉換後得到的 $X\vec{u}$ 可以有最大的解釋變異量。

$$\max(\vec{u}^TS\vec{u}),\quad s.t.,\quad \vec{u}^T\vec{u}=1 \quad \text{.....(式 6.2.3)}$$

$$\vec{u}^TS\vec{u}=\lambda^2 \quad \text{.....(式 6.2.4)}$$

$$S\vec{u}=\lambda^2\vec{u} \quad \text{.....(式 6.2.5)}$$

而第 k 個 EOF 即為此共變異矩陣的第 k 個特徵向量 $\vec{u}_k$ ，其對應的特徵值(eigenvalue)為 $\lambda_k^2, k=1,2,\cdots,p$

$$\lambda_k^2 = \vec{u}_k^T S \vec{u}_k = \frac{1}{n}\vec{u}_k^T X^T X \vec{u}_k = \frac{1}{n}\left\| X\vec{u}_k \right\|^2$$ .....(式 6.2.6)

此時的第 k 個特徵值 λ_k^2 即可代表在 $\vec{u}_k$ 方向的投影所解釋的變異量，通常特徵值由大到小排列 $\lambda_1^2 \geq \lambda_2^2 \geq \cdots \geq \lambda_p^2$，而經由 $\vec{u}_k$ 投影的解釋變異量百分比可以表示為：

$$\frac{100\lambda_k^2}{\sum_{k=1}^{p}\lambda_k^2}\%$$ .....(式 6.2.7)

將原始資料經由第 k 個 EOF：$\vec{u}_k = (u_{k1}, u_{k2}, \cdots, u_{kp})^T$ 投影後所得的 $\vec{a}_k = (a_{1k}, a_{2k}, \cdots, a_{nk})^T = X\vec{u}_k$ 即為第 k 個 PC (principal component)，可將 $\vec{a}_k$ 改寫為：

$$a_{tk} = \sum_{j=1}^{p} x_{tj} u_{kj}$$ .....(式 6.2.8)

至此可將式(6.2.8)與式(6.2.1)進行對照，在式(6.2.1)中的 $c_k(t)$ 與 $u_k(s)$ 即為式(6.2.8)中的 x_{tj} 與 u_{kj} 。

然而在目前的實務應用上，當時空間變數的維度增加時，共變異矩陣的大小也就相應增加，一個過於龐大的共變異矩陣在計算特徵值的過程會變得過於複雜，因此我們利用奇異值分解 (Singular Value Decomposition, SVD) 這個線性代數的工具來替我們解決特徵值的問題。SVD 可以將一個 nxp 的資料矩陣 X 分解：

$$X = A\Lambda U^T$$ .....(式 6.2.9)

其中 A 與 U 分別為 nxr 與 nxp 的 unitary atrices $A^T A = U^T U = I_r \qquad r \leq \min(n, p)$

Λ 則為奇異值組成的對角矩陣 $\Lambda = Diag(\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_r)$

此時把資料矩陣用 $\sqrt{n}X$ 代入：

$$\sqrt{n}X = A\Lambda U^T$$ .....(式 6.2.10)

$$\begin{aligned} S &= \frac{1}{n} nX^T X \\ &= (A\Lambda U^T)^T (A\Lambda U^T) \\ &= U\Lambda^T A^T A \Lambda U^T \\ &= U\Lambda^2 U^T \end{aligned}$$ .....(式 6.2.11)

$\Lambda^2 = Diag(\lambda_1^2, \lambda_2^2, \cdots, \lambda_r^2)$，便可得到與式(6.2.5)類似的式子。

回到式(6.2.9)，利用 SVD 所解析出的 A 矩陣中之直欄 $\vec{a}_1, \vec{a}_2, \cdots, \vec{a}_r$ 即為 EOF，U 矩陣中之欄 $\vec{u}_1, \vec{u}_2, \cdots, \vec{u}_r$ 則為 PC，且 EOF 之間彼此垂直、PC 之間彼此不相關。我們可以將式(6.2.9)改寫成如下形式：

$$X = \sum_{k=1}^{r} \lambda_k \vec{a}_k \vec{u}_k^T$$ .....(式 6.2.12)

$$\vec{x}_t = \sum_{k=1}^{r} \lambda_k a_{tk} \vec{u}_k$$ .....(式 6.2.13)

此時可將式(6.2.15)看作式(6.2.8)的向量形式，再與式(6.2.1)進行對照：

$$X(t,s) = \sum_{k=1}^{M} c_k(t) u_k(s)$$ .....(式 6.2.1)

$$a_{tk} = \sum_{j=1}^{p} x_{tj} u_{kj}$$ .....(式 6.2.14)

$$\vec{x}_t = \sum_{k=1}^{r} \lambda_k a_{tk} \vec{u}_k$$ .....(式 6.2.15)

$c_k(t) = x_{tj} = \lambda_k a_{tk}$　　$u_k(s) = u_{kj} = \vec{u}_k$ ，$c_k(t)$ 即為此時空間變數的時間變量(expansion coefficient, EC)，通常亦被稱為 EOF 振幅(EOF amplitude)、PC 時間序列(PC time series)、PC 得分(PC score)；而 $u_k(s)$ 則為空間變量 EOF，或是被稱為 PC 權重(PC loading)。本計畫預期利用 EOF 分析將一個時空間變化之地下水位拆解成時間與空間的變數，使得原本極為龐大的地下水時空變動資料維度縮減到最重要的數個時空特徵，並從中找出可作為拘限與非拘限含水層辨識之特徵。

（二）應用 EOF 於拘限與非拘限含水層推估之分析流程

本 EOF 分析方法首先蒐集研究地區各測站長期之地下水位變動資料，透過資料矩陣化處理，將資料整理為一個大型矩陣，並假設將原始變數 $x_1, x_2, \cdots, x_p$ 做線性組合，轉換為一組新的變數 $z_1, z_2, \cdots, z_p$。透過矩陣特徵值(eigenvalue)與特徵向量(eigenvector)的計算，找到新變數之應有的主要時間變動(EC)與其對應之空間權重(EOF)完成 EOF 分析，之後再將 EOF 分析結果繪圖，並與現地觀測資料，如水位與岩心資料等，進行比對分析，探討拘限與非拘限含水層之可能範圍。完成拘限與非拘限含水層範圍分析後，本計劃進一步應用岩心資料與地電阻試驗成果，檢驗 EOF 推估拘限與非拘限含水層範圍之合理性與適用性。

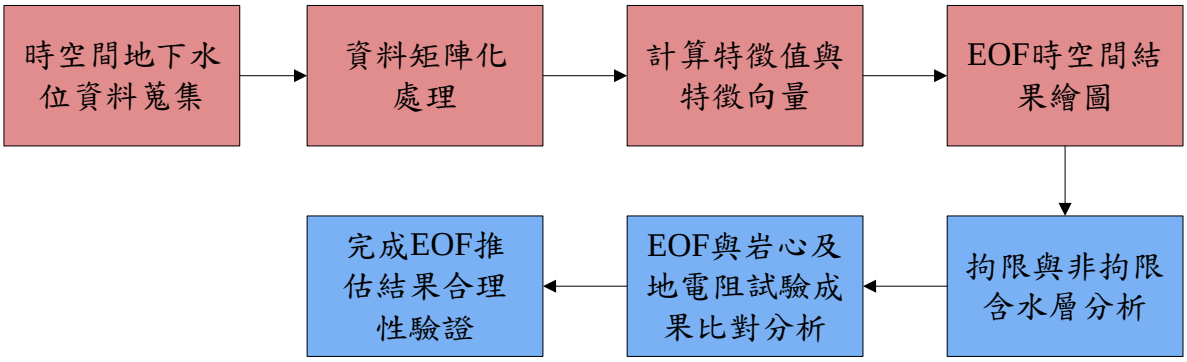


圖 6.2-10 蘭陽平原 EOF 分析流程圖

（三）拘限與非拘限含水層分析結果與驗證

在完成 EOF 分析後，可求得各時空特徵(EOF)之解釋比例，如表 6.2-2 所示。由表 6.2-2 可知，EOF1(第一主要特徵)之解釋比例將近 7 成，EOF2(第二主要特徵)將近 1 成，其餘時空特徵之解釋比例則較低。

本計劃由分析結果中，得知 EOF1 應與拘限及非拘限含水層相關性較大，因此本計劃將針對 EOF1 之分析進行說明。圖 6.2-11 為第一個時空特徵(EOF1)之分析資料，包含 EOF1 在時間上變化之特徵-EC1、蘭陽平原降雨之時間分佈以及地下水觀測井之水位歷線。由 EC1(圖 6.2-11(a))與降雨(圖 6.2-11(b))比對可知，EC1 與蘭陽平原之豐枯水期變化一致。EC1 之尖峰大約在每年之 9 月至 11 月，低點約在 6 月份前後；而蘭陽平原之豐水期亦約在每年之 9 至 11 月，枯水期約在 5 至 7 月。由此可知，第一個水位變化的主要特徵之時間序列 EC1 代表了豐枯水期引起之水位變化特徵，而此水位變化特徵在蘭陽平原佔了將近 70%的比重。圖 6.2-12 則代表 EC1 所對應的主要空間特徵分布情形，圖上之顏色代表權重大小，權重越大的區域，代表越具有如 EC1 時間變動的趨勢，亦即受豐枯水期之影響越顯著。而非拘限含水層因為表層無阻水層覆蓋，因此較易受降雨影響，故可推論豐枯水期特徵越明顯之區域，其越可能為非拘限含水層。由圖 6.2-12 可知，扇頂區域之權重較大，其值約在 0.1 以上，包含三星、自強、內城與大隱等站。宜農、中興與五結一帶則是權重最低的區域，代表此一區域較不受豐枯水期之降雨影響，因此該區域較有可能為拘限含水層。由圖 6.2-12 可知，權重由高轉低的交界約在權重值為 0.1 的等值線上，因此初步以此權重作為拘限與非拘限含水層之交界。

為了驗證以 EOF 推估拘限與非拘限含水層之正確性，本研究挑選位於權重大於 0.1 範圍內之觀測井，如三星與自強，以其水位歷線與 EC1 進行比較，如圖 6.2-11(c)與 6.2-11(d)所示。由此兩圖可知，自強與三星觀測井之水位變化與 EC1 相當一致，亦與降雨之豐枯變化一致，由此可知此兩口井明顯受到降雨的影響。此外，由此兩口井之岩心可知(圖 6.2-13(a)與圖 6.2-13(b))，在其含水層一之開孔(Screen)上方並無泥層覆蓋，故其地下水位易受降雨影響，而此兩口井開孔所處含水層則屬於非拘限含水層。此結果與 EOF 之分析推論結果一致。

本計畫進一步以二維地電阻之試驗成果檢驗 EOF 推估結果之合理性。二維地電阻之試驗成果，可以二維剖面圖呈現地表至地層中之電阻分布情況，其中高電阻代表土層由礫石或粗砂組成，而低電阻則代表土層中含有較多泥質。因此，本計畫所欲找尋之非拘限含水層應為通透不含泥之區域，意即二維地電阻剖面應呈現高電阻而甚少低電阻之分布；若表層呈現較低電阻值，則代表該區域之地層表層存在泥質等較不透水物質，不利於降雨入滲而影響地下水補注。透過二維地電阻剖面圖與 EOF1 之空間權重分布比較，可較岩心鑽井資料提供更

多資訊，更加嚴謹的檢驗 EOF 分析結果之合理性。

二維地電阻測線之空間分布如圖 6.2-14 所示，本計畫挑選位在權重值 0.1 等值線附近之測線進行分析，包括 line 04, line 07, line 17, line 22, line 23, line 24, line 25，line 29 與 line 36，其二維地電阻剖面圖如圖 6.2-15 所示，圖中紅色代表極高電阻(300 Ohm-m)，橙黃色代表高電阻(約 100 Ohm-m)，藍色代表極低電阻(<10 Ohm-m)，綠色代表低電阻(約 30 Ohm-m)。

首先分析 line 04, line 07 與 line 36 所在區域。由圖 6.2-15 可知，line 36 與 line 07 之二維地電阻剖面圖大都呈現高電阻值(紅色)，顯示該區域表層無泥質覆蓋，而相距不遠處之 line 04，其表層則呈現大量藍色分布，代表該區域表層覆蓋大量低阻物質，應屬較不透水之區域，因此以權重 0.1 作為拘限與非拘限含水層之分界，在此區域應屬合理。

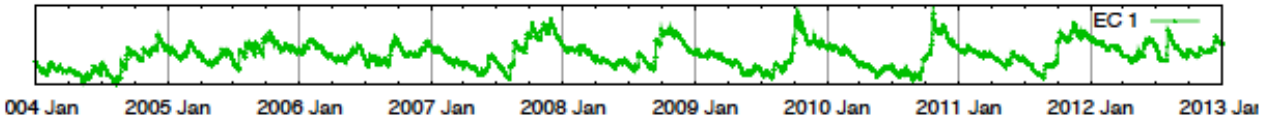
接著分析 line 17, line 22 與 line 23 所在區域，由圖 6.2-15 可知，line 17 二維地電阻剖面圖表層呈現連續之藍色分布，代表該區域表層應有低阻物質覆蓋，其通透性應較差；而 line 22 與 line 23 之剖面圖，則呈現紅色，屬高阻反應，因此應屬較為通透之地層。由圖 6.2-14 可知，line 17 位於權重 0.1 之等值線上，其屬較不透水之區域，而 line 22 與 line 23 則屬於較透水區域，因此本區域之非拘限與拘限含水層交界之門檻應略大於權重 0.1。

在 line 24, line 25 與 line 29 所在區域中，line 24 在埋深 17 公尺處，電阻值偏低，透水性應屬不佳，而 line 25 與 line 29 則呈現極高阻反應，應為通透性極佳之區域，因此本區域之非拘限與拘限含水層交界之門檻應略大於權重 0.1。

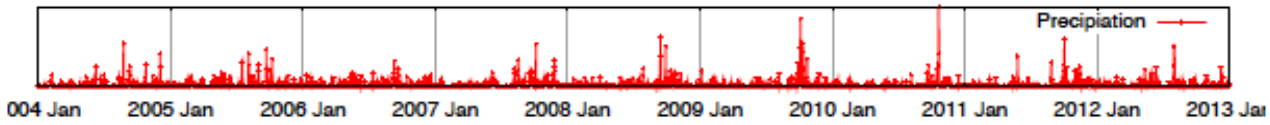
綜合前述分析可知，在 EOF 分析所推估之非拘限與拘限含水層交界附近，各區域之地電阻測線剖面大都呈現高電阻轉低電阻之分布，可推測 EOF 所推估之交界應相當接近實際之非拘限與拘限含水層交界；此外，位於此推估交界內之岩心資料皆顯示通透之特性，無泥層覆蓋於表層，屬非拘限含水層之特徵。由此可知，EOF 分析可以有限之觀測水位資料，推估研究區域之非拘限含水層範圍，且推估結果與實際之非拘限含水層範圍接近，因此未來在執行其他地下水區之主要補注區劃設時，應可以 EOF 之推估結果，作為後續現地試驗調查之參考。

表 6.2-2 前五名之時空特徵解釋比例

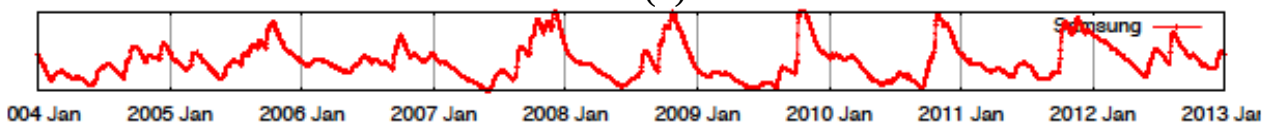
時空特徵	EOF1	EOF2	EOF3	EOF4	EOF5
解釋比例	68.67%	10.59%	6.43%	3.25%	2.85%



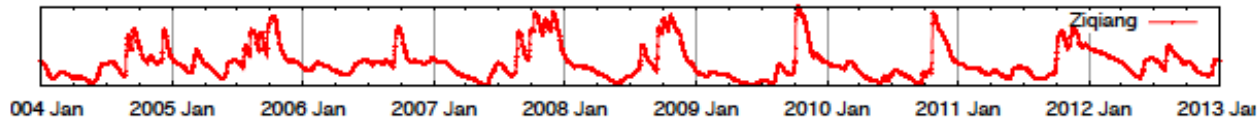
(a)



(b)



(c)



(d)

圖 6.2-11 EC1、觀測井地下水位及降雨量歷時分佈圖。(a)EC1 歷線圖。(b) 蘭陽平原降雨時間分布圖。 (c) 三星(1)水位歷線圖。 (d) 自強(1)水位歷線圖。

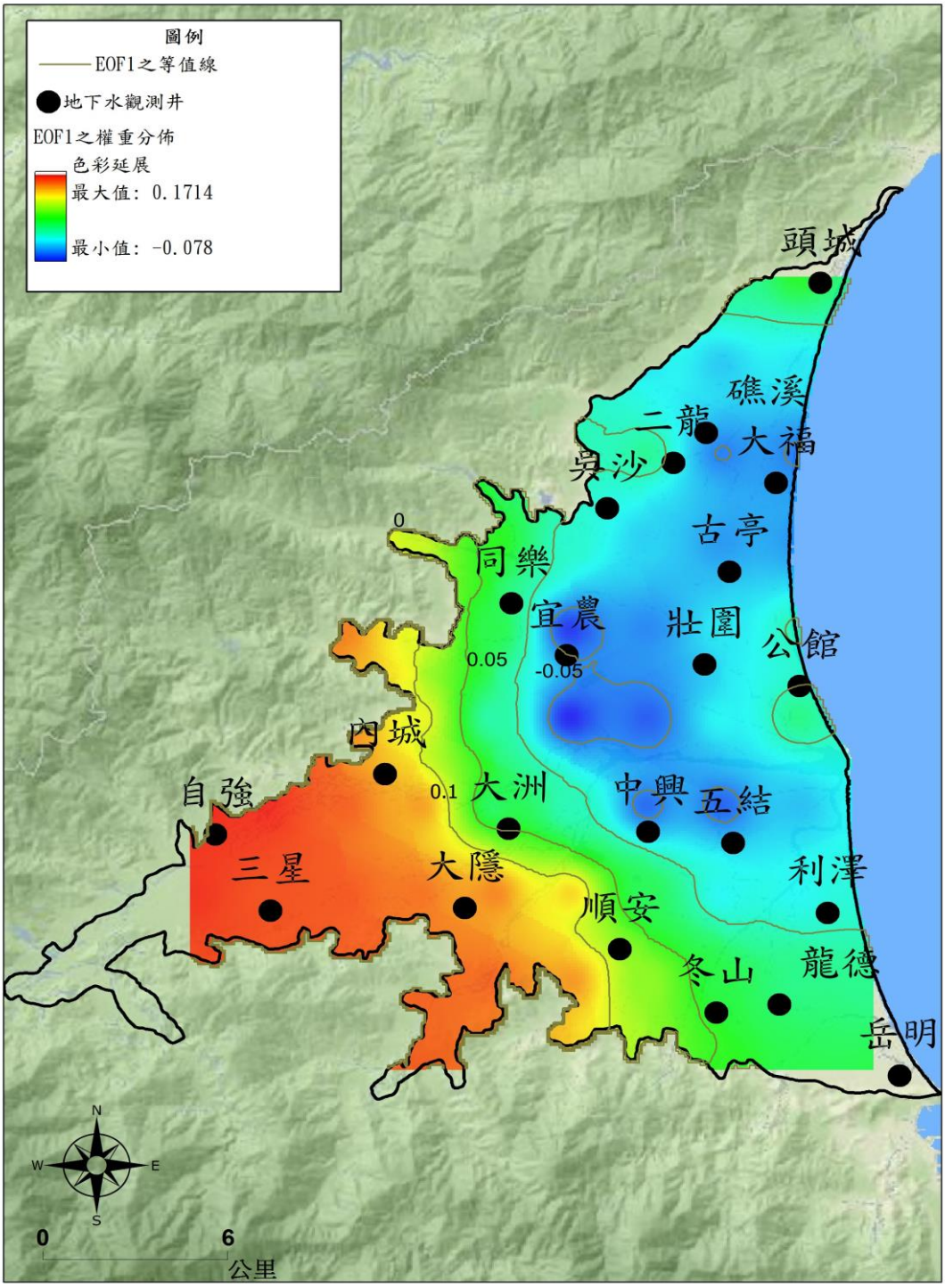
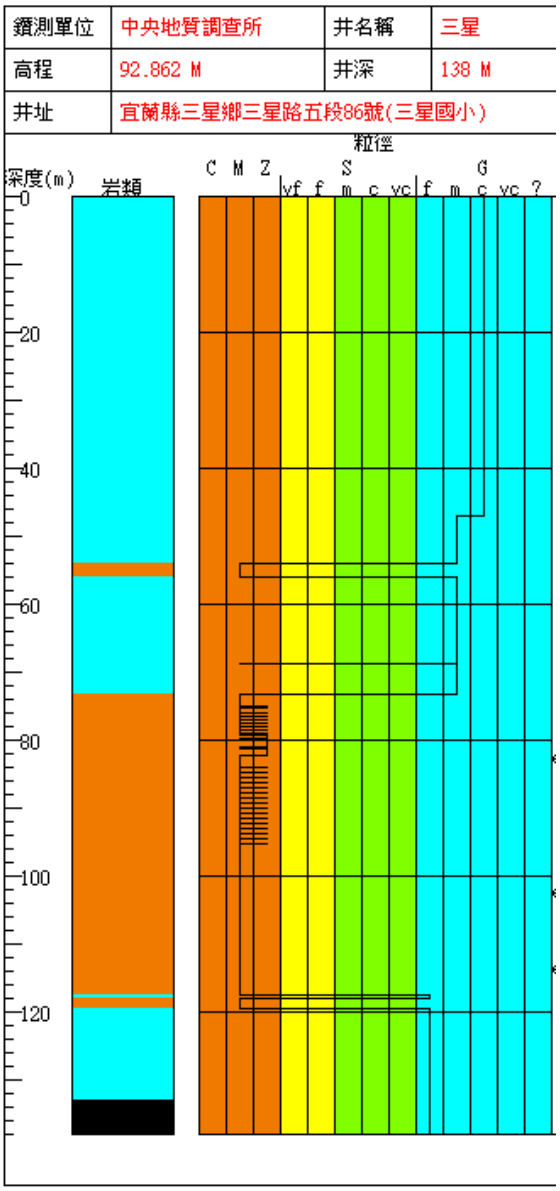
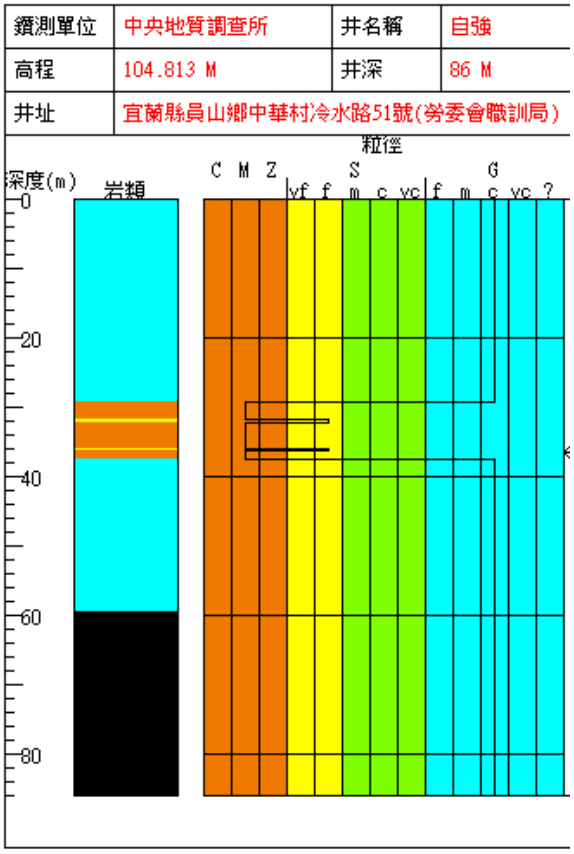


圖 6.2-12　EOF1 之權重分佈





(a) (b)

圖 6.2-13 岩心柱狀圖。(a)三星岩心柱狀圖。(b)自強岩心柱狀圖。

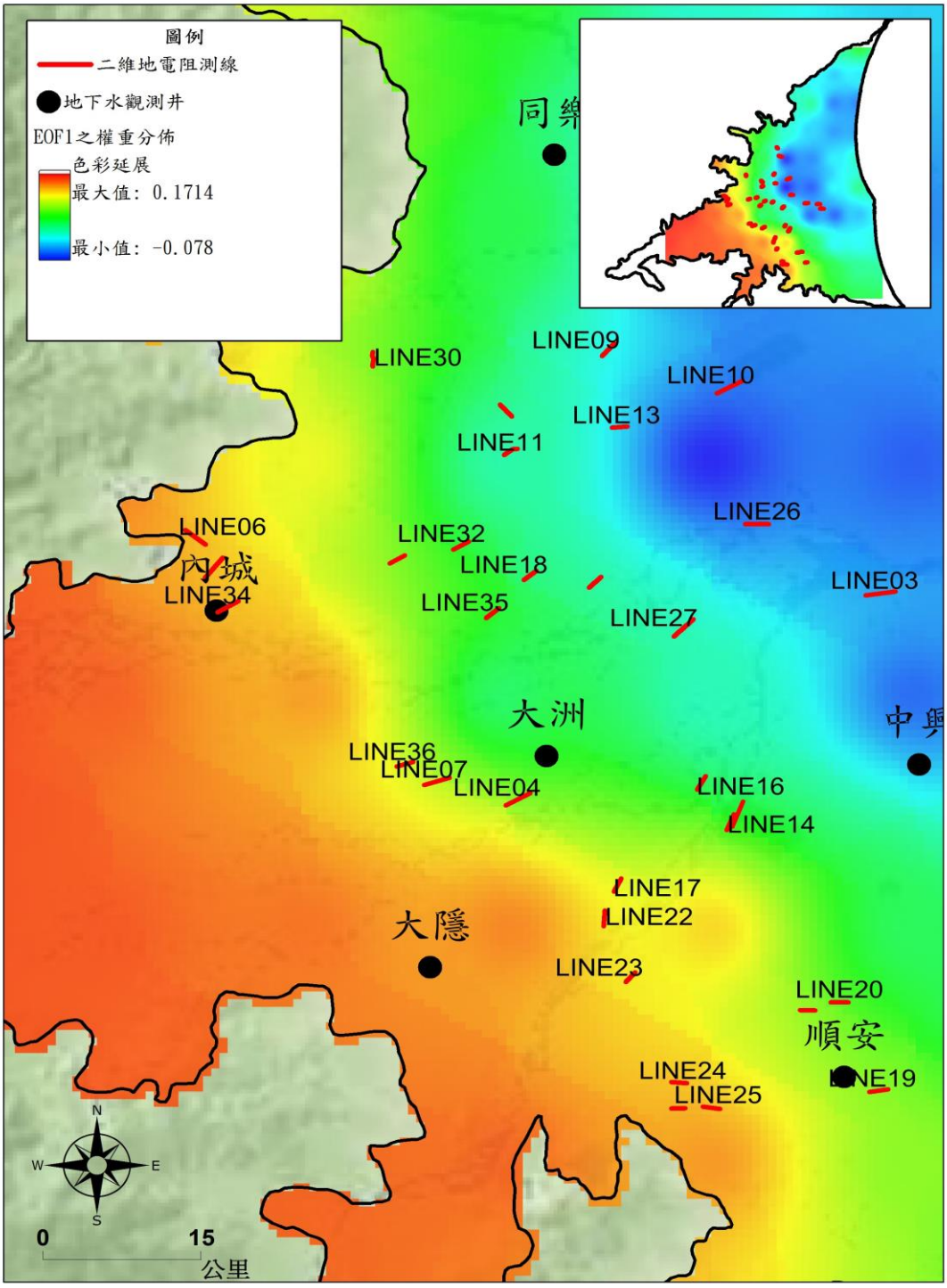


圖 6.2-14　EOF1 之權重與二維地電阻分布圖

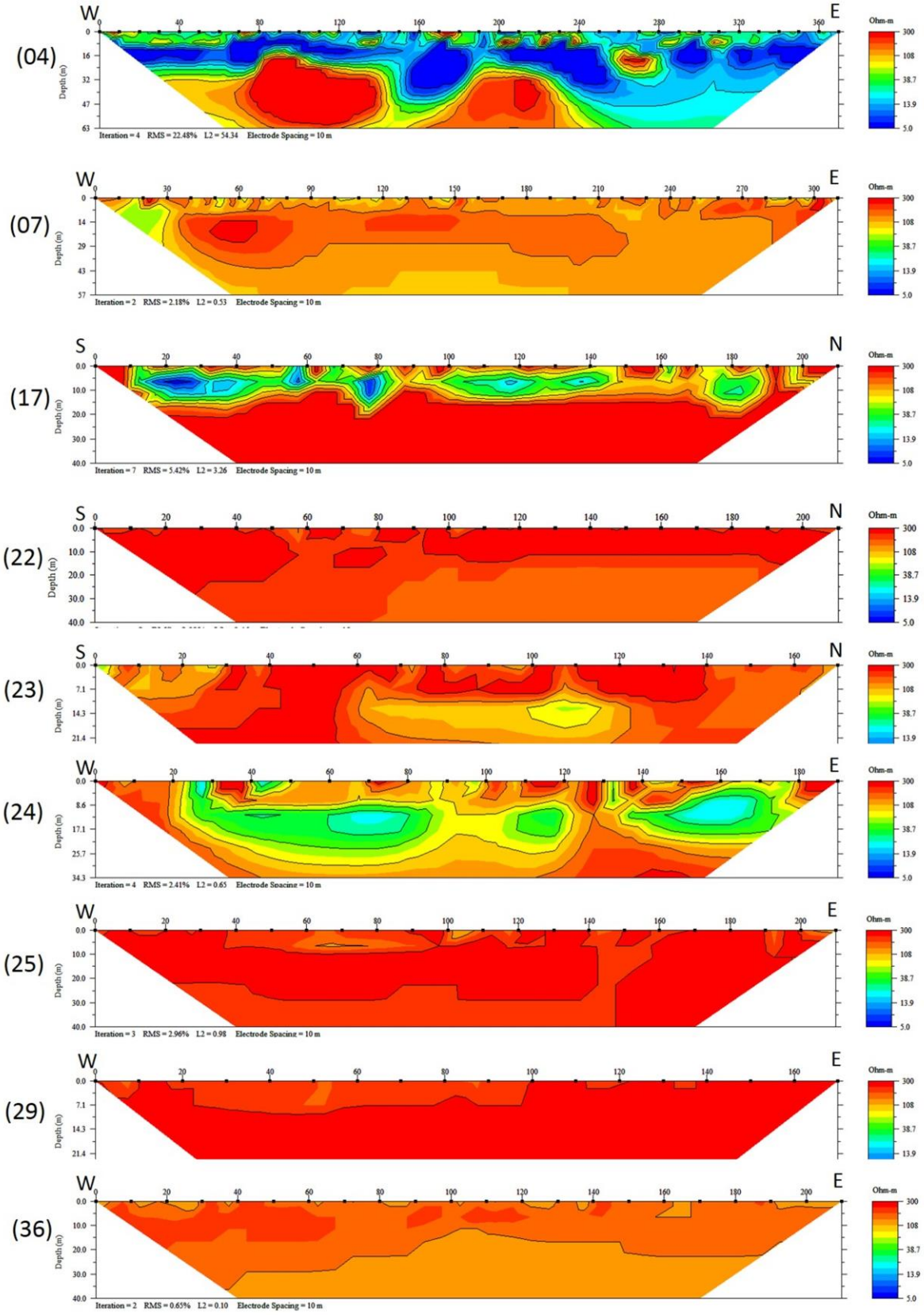


圖 6.2-15 位於拘限與非拘限含水層交界處之二維地電阻剖面圖

6.3 水文地質架構分析

水文地質架構分析為本計畫主要工作項目之一，本工作項目之執行需仰賴大量之水文地質資料，除了蒐集 6.1 節資料庫已儲存之數化資料外，更考量了前人之水文地質調查成果，以及本計畫之水文地質分析成果，最後再應用專家知識綜整及分析水文地質資料，建立研究區域之水文地質架構。

6.3.1 水文地質分析方法

水文地質分析大致分三大部分：（一）地下水盆地、（二）主要含水層分層及（三）水位水質分析。

（一）地下水盆地：

建立地質架構，探討大尺度的地下水蘊藏與流動，例如：地下水最深可達哪些地層，有何構造及地層的控制等。收集相關研究文獻，包含地球物理調查（震測、重力、電測、電磁測、GPS 測量、衛星遙測等）、地質調查（地面調查、地形分析、海洋調查、鑽探、岩心分析、化石、花粉、定年、地層層序分析等）等前人研究資料，研判該地區之地下水盆地之分布。

（二）水文地質分層：

研判該地區之地下水主要使用層次。收集相關研究文獻及調查報告，包含水井調查（水井分布、抽水量、水質等），水文地質調查（鑽探、岩心分析、化石、花粉、定年、地層層序分析、抽水試驗、水質等），輔以小尺度的地球物理調查（震測、重力、電測、電磁測、GPS 測量、衛星遙測等）、地質調查（地面調查、地形分析、海洋調查、鑽探）等前人研究資料。以蘭陽平原為例：地下水盆地最深可達 1400m，但目前地下水應用部分多在上部 300m 內，因更新世以來有多次的冰河期及環境變遷，水文地質上有多層次的形成。

（三）水位水質分析：

根據水文地質分層，整理水位及水質數據（包含氚及氫氧同位素），探討區域地下水的補注、流動及化學反應。

6.3.2 綜整水文地質調查資料與分析

(一) 地下水盆地

蘭陽平原東側由北往南之地體構造單元為南沖繩海槽的弧後盆地、琉球島弧、和平海盆、南澳海盆、增積岩體、琉球海溝隱沒系統，及台灣東部之菲律賓海板塊/歐亞大陸板塊碰撞系統(Sibuet, Deffontaines, Hsu, & Thareau, 1998)。蘭陽平原可視為沖繩海槽的向西延伸，沖繩海槽目前仍持續有南北開張的活動

（圖 6.3-1）。

受整體地體構造的影響，蘭陽平原之地層分布及主要構造，走向大都為東北-西南向，後期轉東西向（圖 6.3-2）。濁水-梨山斷層是主要的構造分隔斷層，此斷層北邊為雪山山脈的始新世-漸新世西村層及四稜層、南邊為脊樑山脈的中新世蘇澳層（相當於廬山層）（圖 6.3-3）。

基盤岩以上接未固結的更新世及全新世地層，基盤等深線顯示，未固結沉積層最深處位於北半部，最厚達 1400m（江新春, 1976），大約位於觀測井古亭站及大福站附近（圖 6.3-4）。觀測井龍德站在深度 242m 鑿遇岩盤，龍德西北方的中油武淵井也在 267m 鑿遇岩盤（曾弘志和黃道強, 1974）(江協堂, 2010)。蘭陽平原北側的構造在早期可能較為活躍，平原下有 8 條以上的斷層，以盆地開張的特性判斷，應大都為正斷層（圖 6.3-5）。近年的水準量測則顯示(Liu, 1995)，南北向的地面下陷位於宜蘭市至羅東市中間，每年約有 2cm(圖 6.3-6），濁水斷層為其中最重要的一條斷層（圖 6.3-7）。東西向的地面下陷則以東側靠海處較大（圖 6.3-8）。

蘭陽平原的沉積速率約 10-20mm/yr（圖 6.3-9），沉積速率除了受到構造控制外，也受到沉積體系的影響。蘭陽平原的地形分布與沉積環境息息相關，沉積物的來源為山區河流於平原交界處形成的沖積扇（圖 6.3-10），前人研究顯示至少有 17 個大小沖積扇（圖 6.3-11；(張瑞津, 石再添, & 陳翰霖, 1996)），最大的為蘭陽溪沖積扇（66 km^2），其次為羅東溪沖積扇（21 km^2）（表 6.3-1）。

另外一個重要的沉積為沿岸砂丘，本地因強烈的東北季風及夏季颱風，強烈的海浪沿海邊形成砂丘（圖 6.3-12），砂丘的西側因而形成潟湖或濕地，主要以泥質沉積為主。平行海岸線長條狀砂丘，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如, 2009)。

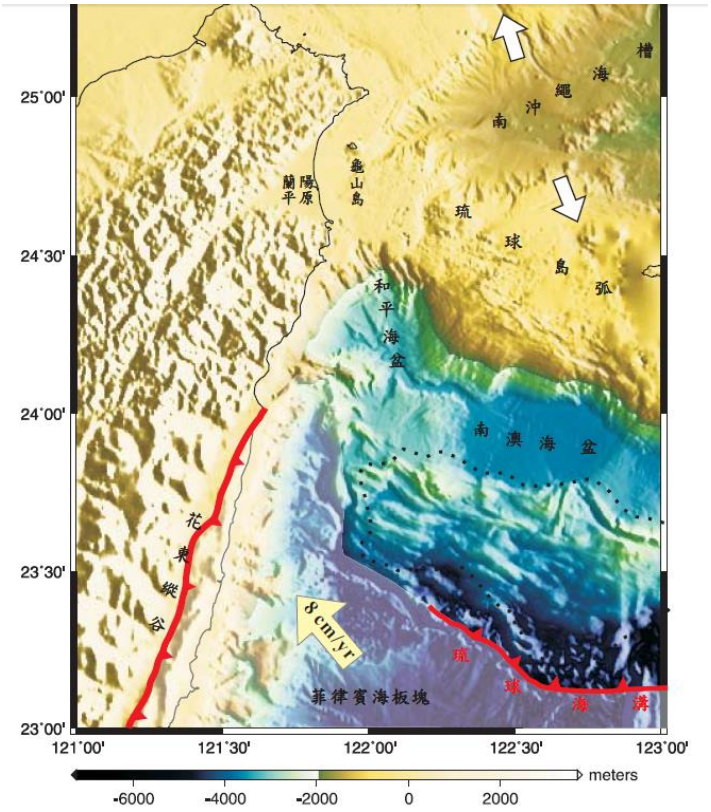


圖 6.3-1 蘭陽平原附近之地體構造圖（康竹君等，2008）

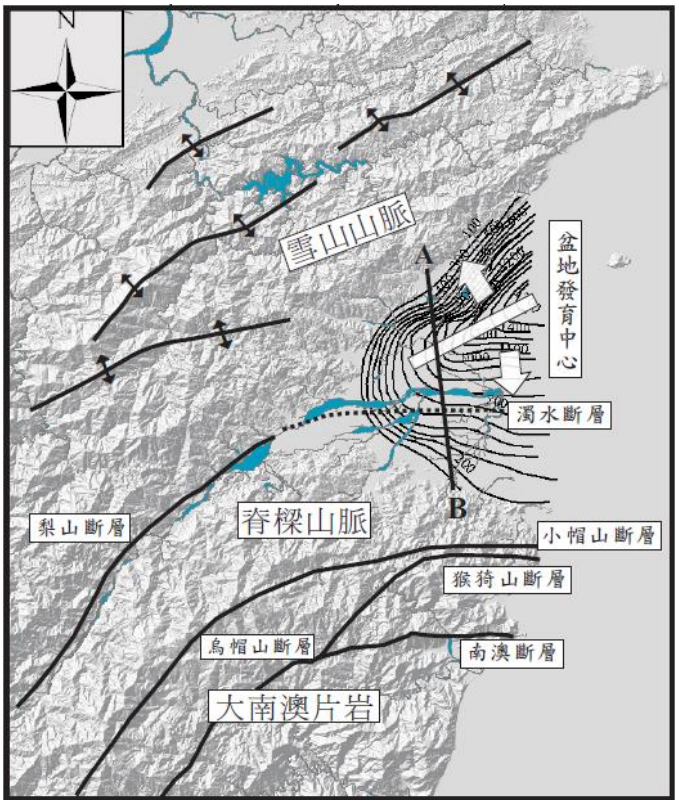


圖 6.3-2 蘭陽平原附近之斷層分布圖（康竹君等，2008）

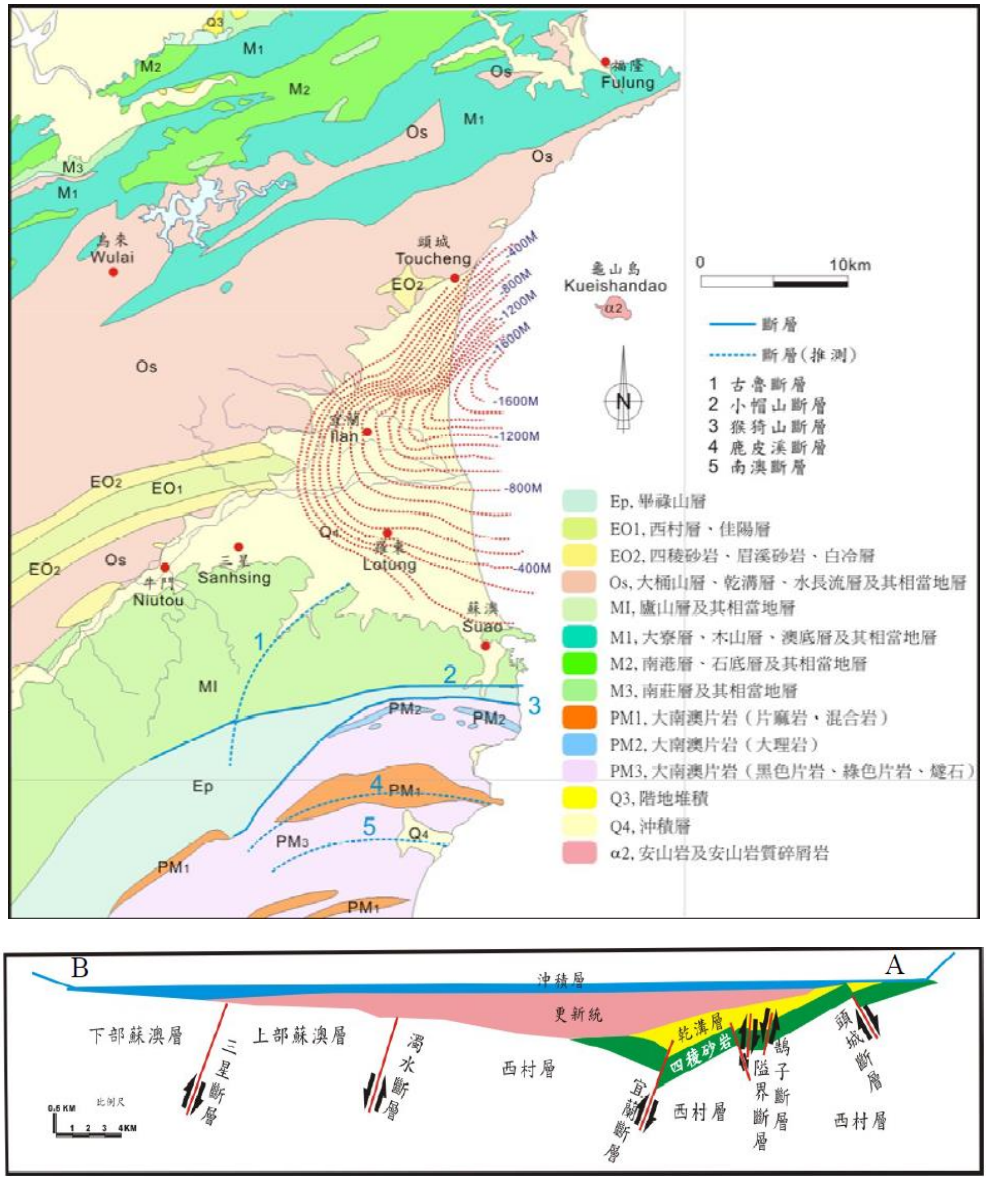


圖 6.3-3 蘭陽平原附近地層及基盤剖面圖（江新春，1976；邱詠恬，2008；康竹君等，2008）

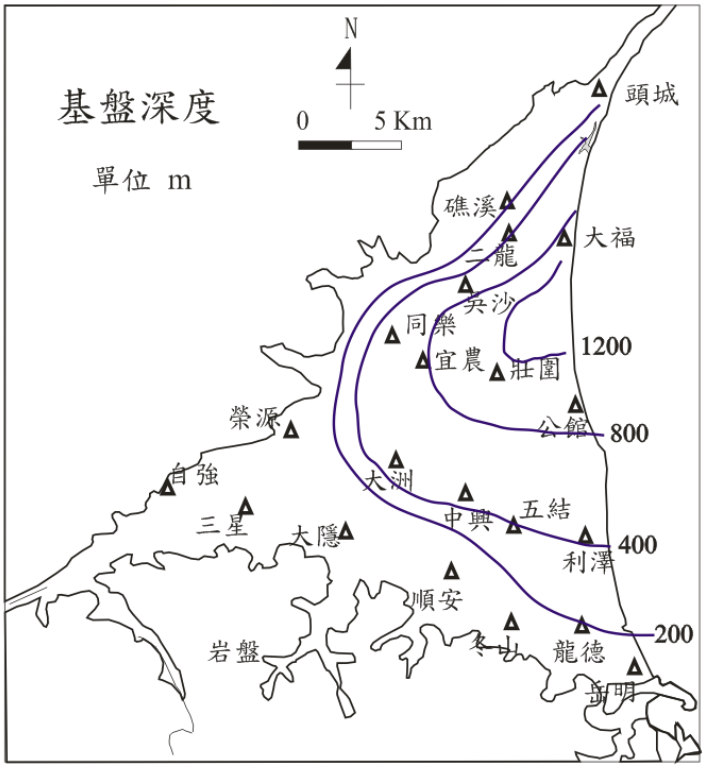


圖 6.3-4 蘭陽平原基盤深度與觀測井之位置（基盤深度引用自江新春，1976）

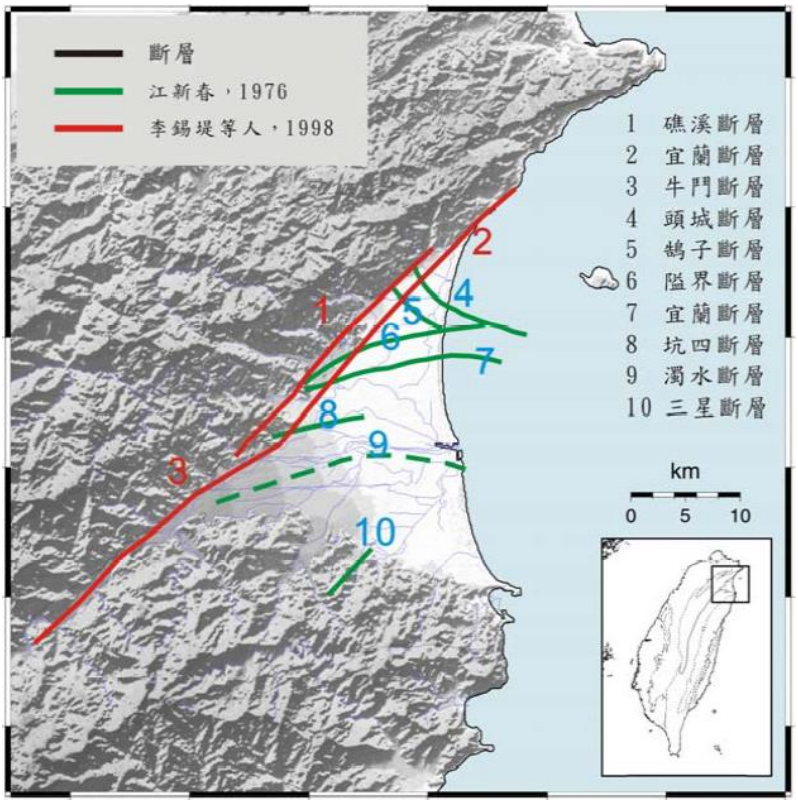
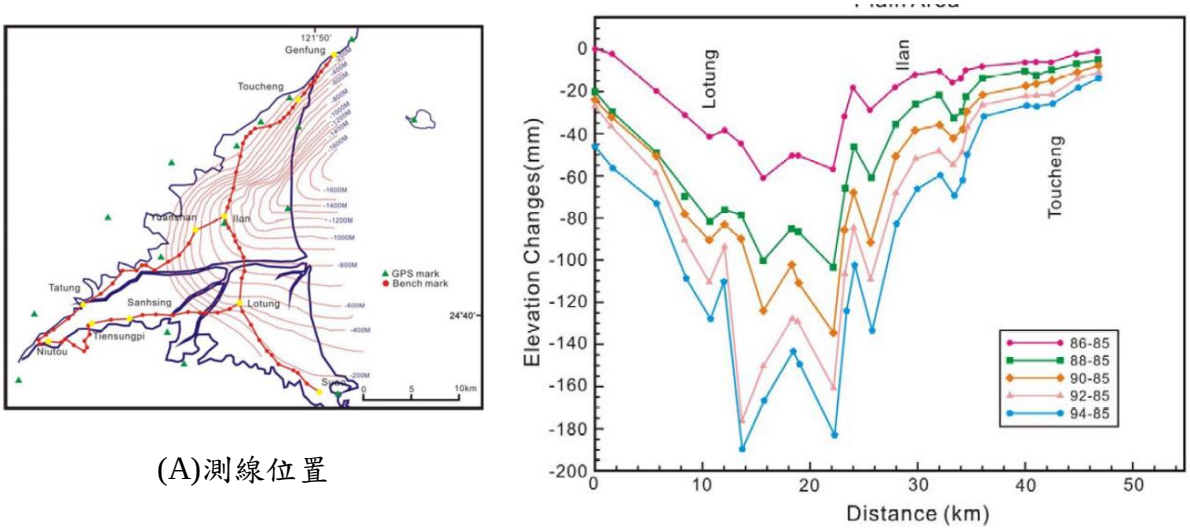


圖 6.3-5 蘭陽平原之斷層分布（邱詠恬，2008）



(A)測線位置

(B)1985-1994年水準量測結果

圖 6.3-6 蘭陽平原水準量測之地面高度變化（Liu, 1995）

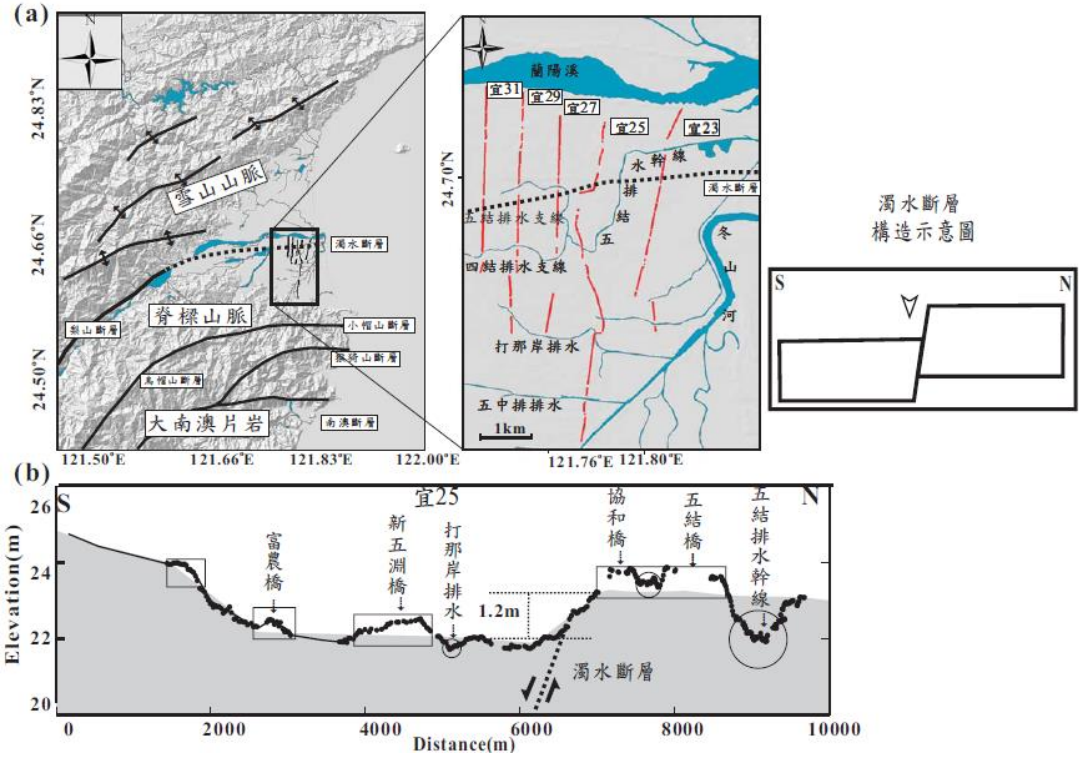


圖 6.3-7 濁水斷層之位置與地形（康竹君等，2008）

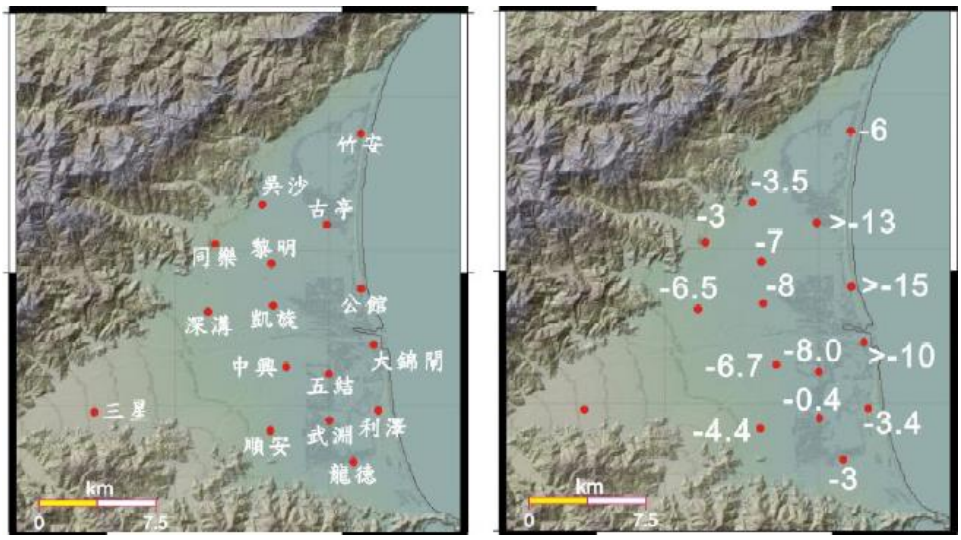


圖 6.3-8 蘭陽平原沉積物定年推測之地面沉陷速度 mm/yr（謝孟龍, 2006）

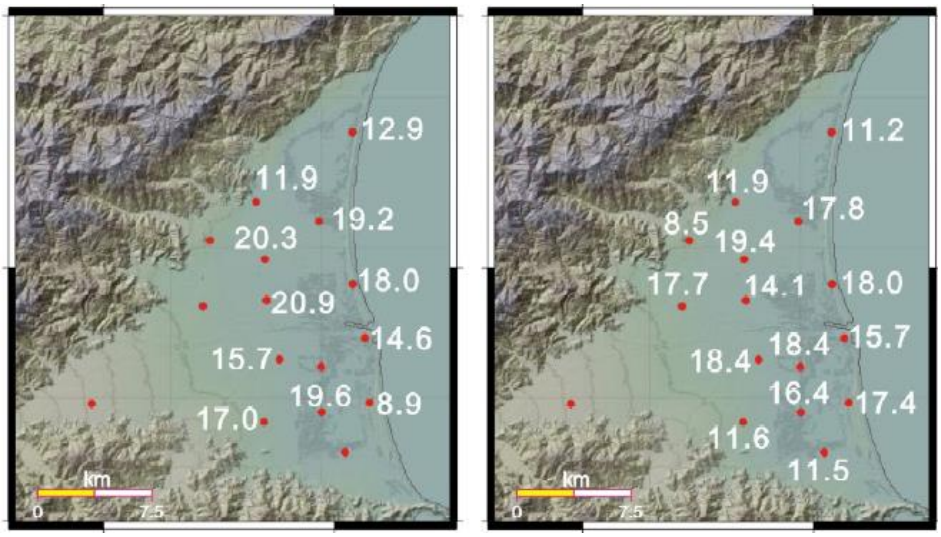


圖 6.3-9 蘭陽平原之沉積速率 mm/yr，左圖：16000-10000 年前；右圖：10000-5000 年前（謝孟龍, 2006）

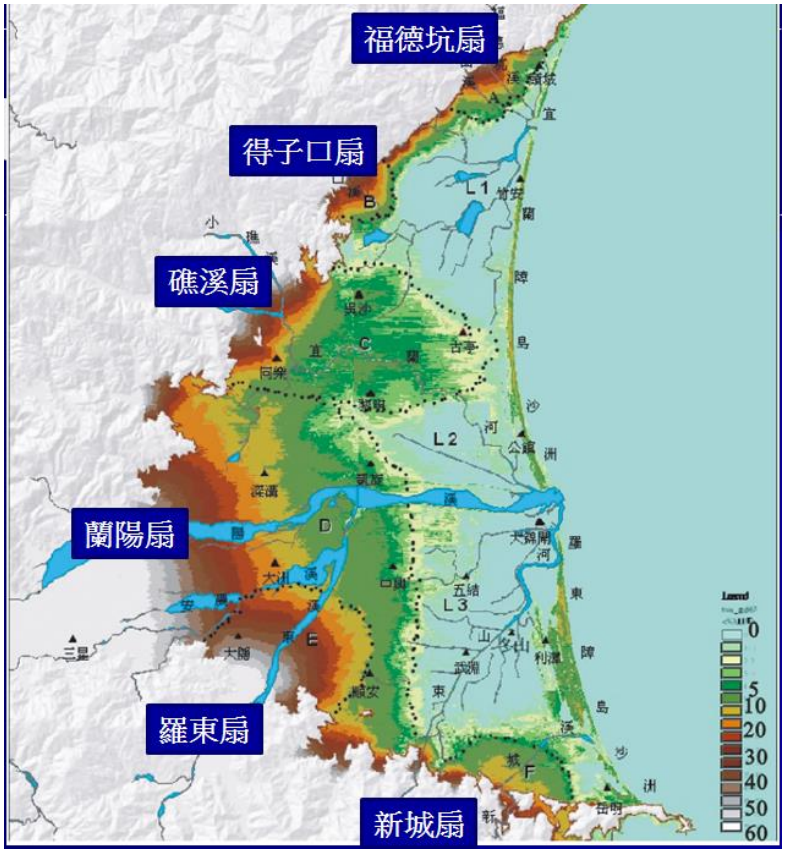


圖 6.3-10 蘭陽平原主要水系、高程及沖積扇分布圖（鄭迄君，2010）

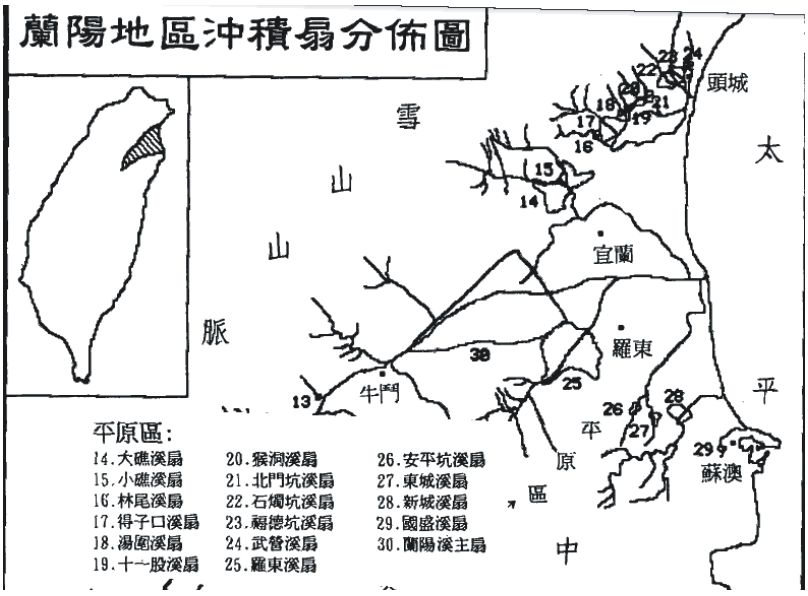


圖 6.3-11 蘭陽平原沖積扇分布圖（張瑞津等，1995）

表 6.3-1 蘭陽平原沖積扇面積與海拔高度（張瑞津等，1995）

扇名		沖積扇面積 (km^2)	扇頂高度 (m)	扇端高度 (m)	集水域面積 (km^2)	扇名		沖積扇面積 (km^2)	扇頂高度 (m)	扇端高度 (m)	集水域面積 (km^2)
雪山山脈側	大礁溪	6.06	80	10	26.21	中央山脈側	羅東溪	21.72	70	10	63.99
	小礁溪	13.78	70	10	13.82		安平坑溪	0.34	30	10	3.34
	林尾溪	0.94	40	20	5.61		東城溪	0.57	50	10	2.09
	得子口溪	2.68	50	10	13.49		新城溪	1.36	15	10	47.17
	湯圍溪	0.43	85	5	1.03		國盛溪	0.12	35	5	0.25
	十一股溪	0.50	85	5	1.04		蘭陽溪	66.32	150	30	583.29
	猴洞坑溪	0.74	35	5	4.45						
	北門坑溪	0.64	40	5	2.54						
	石燭坑溪	5.16	40	10	5.53						
	福德坑溪	2.47	50	10	8.78						
	武營溪	0.23	25	10	1.76						

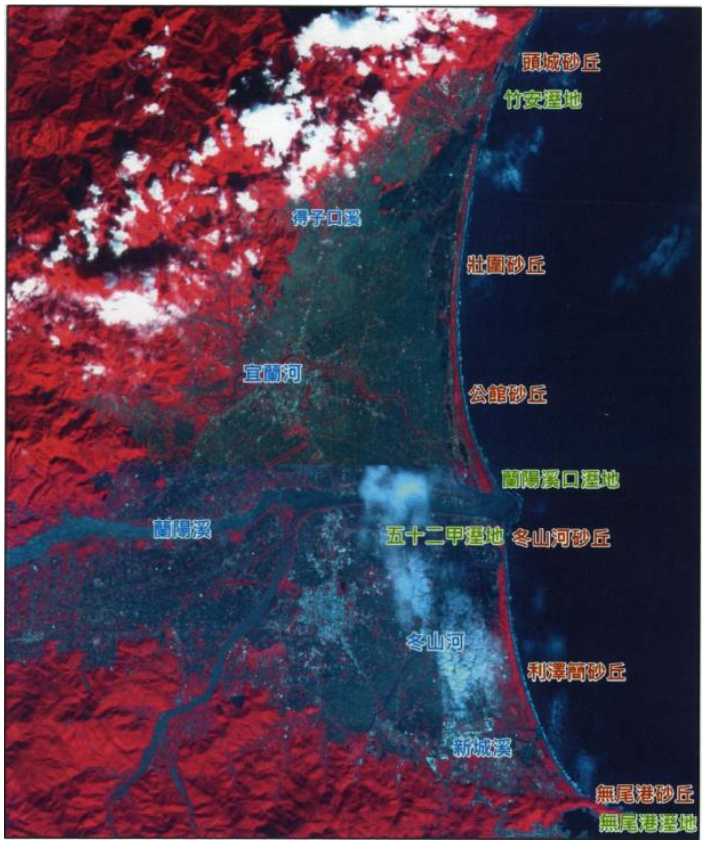


圖 6.3-12 蘭陽平原沿岸砂丘分佈圖。平行海岸線長條狀紅色部分，由北而南包括：頭城、壯圍、公館、冬山河、利澤簡及無尾巷砂丘等(蘇品如等，2009)

(二) 水文地質分層

蘭陽平原地下水觀測站共有 22 站、分層觀測井 41 口，最深的井為中興(4)觀測井，濾水管底部之深度達 230m。根據沉積物碳十四的定年資料，深度 0-250m 的地層，大都為二萬年來的堆積，其中末次冰期的堆積並不多，深度約 150-250m，當時可能以侵蝕環境為主（圖 6.3-13）。西側較厚的沖積扇礫石/砂層堆積，約形成於一萬年來之海進期，厚度約不超過 150m；此礫石/砂層向東漸變為厚層泥，在利澤及公館等地，厚度超過200m。因為從礫石的含水層至泥層的不透水層，相變相當快，顯示西部高區為地下水的補注區，往東因泥層的隔絕，含水層漸漸尖滅。

區域性含水層建議分為三層：第一含水層（AF1）深度為 150m 內，此層形成於一萬年之全新世，局部地區可再分為 AF1-1(共 23 口)及 AF1-2(共 10 口)；第二含水層的深度約為 150-200m（共 6 口）；第三含水層深度約為 200-250m，只有 1 口（中興(4)）（表 5.1-4）。以上分層概念乃考慮與西部地下水層分類相同，將全新世形成之含水層命名為第一含水層（AF1），在濁水溪地區此層較薄，約只有 50m，但第二含水層較厚（形成於末次冰期），約 50-150m 厚（圖 6.3-14）。

由抽水試驗推算本區含水層之透水係數(hydraulic conductivity)，總數 40 口觀測井中，透水係數以 10^{-4} m/s 為最多，其含水層的粒徑為礫、砂、或砂/泥互層，有些礫及砂的含水層，可能淘選較好，較不含泥，其透水係數可達 10^{-3} m/s（圖 6.3-15 及表 6.3-2）。當含水層中的泥層越多時，透水係數降至 10^{-5} m/s，有兩口井（古亭(2)及壯圍(3)）泥層多而砂層少，透水係數只有 10^{-6} 至 10^{-7} m/s（相當於阻水層）。值得注意是五結(1)與五結(2)觀測井的透水係數高達 2×10^{-3}m/s，該含水層是由淘選良好的砂層所組成（海灘砂），比扇頂礫石層的透水係數（$2\text{-}7\times10^{-4}$m/s）高（圖 6.3-16）。本區含水層儲水係數的數據並不多，龍德站及大隱站的複井抽水試驗顯示，含水層的儲水係數約為 10^{-3} 至 10^{-4} 之間。

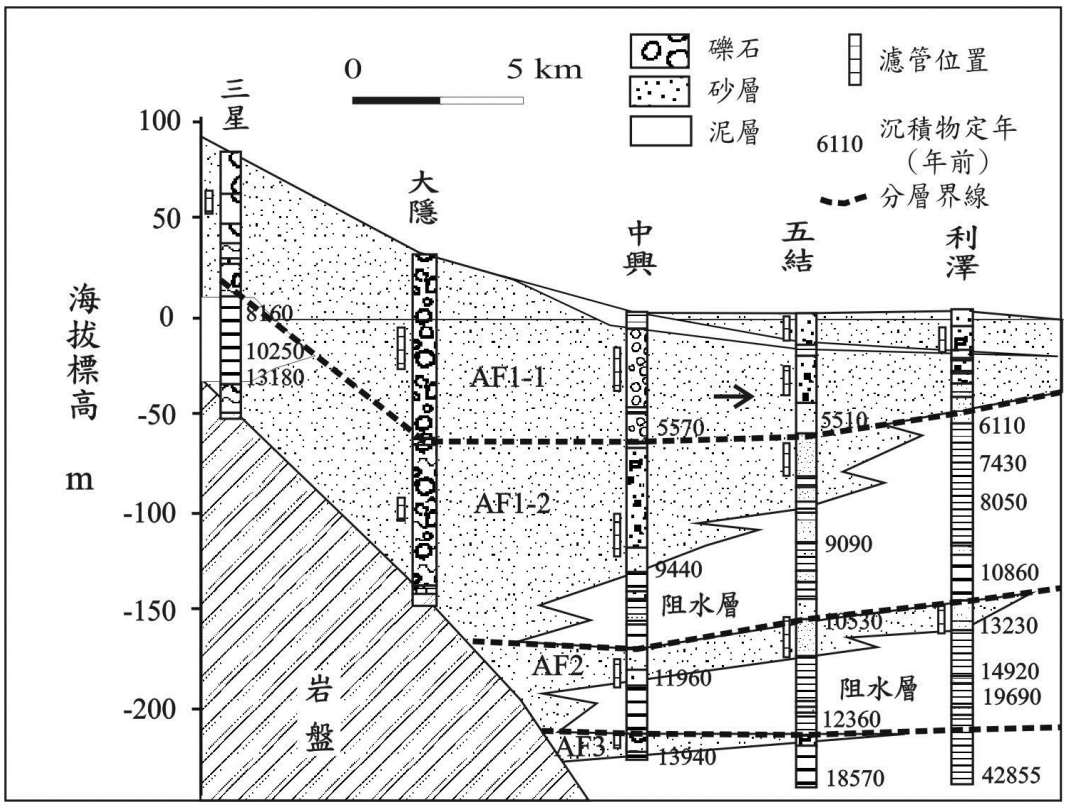


圖 6.3-13 蘭陽地區東西向地質分層剖面圖。

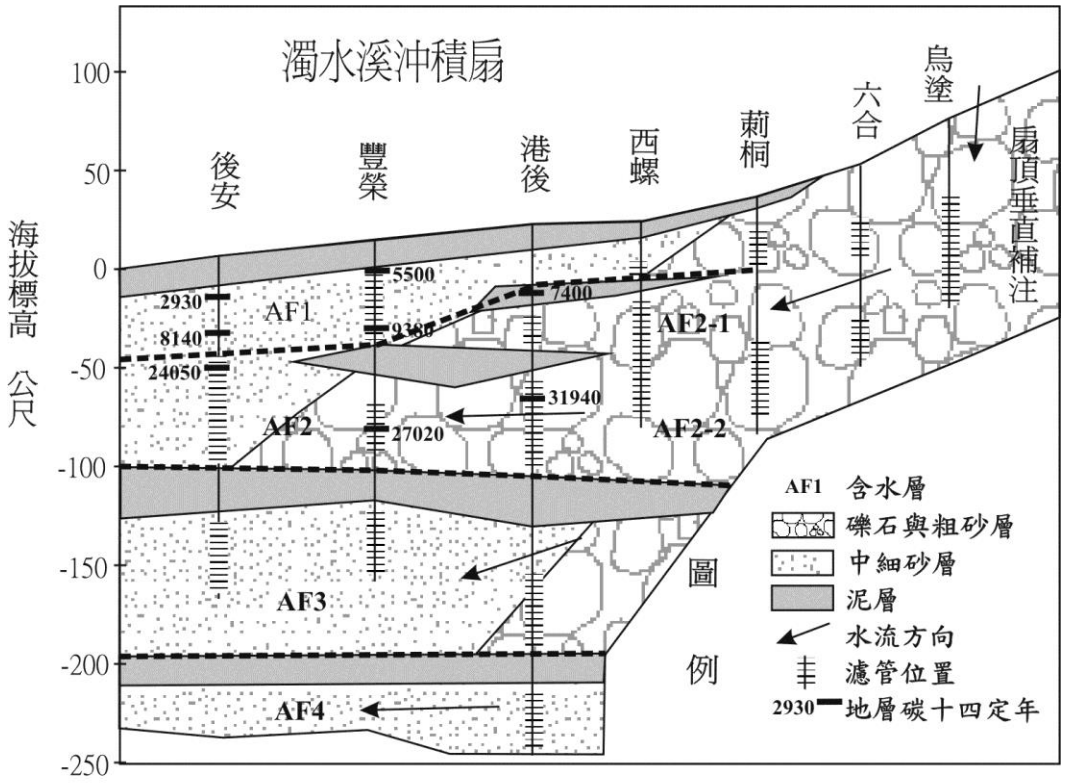


圖 6.3-14 濁水溪地區東西向地質分層剖面圖。

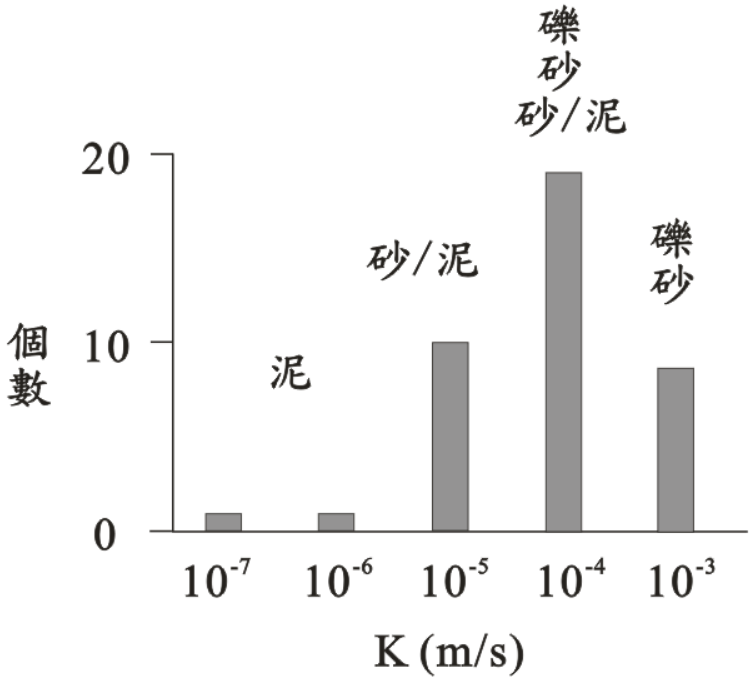


圖 6.3-15 透水係數 K 與含水層粒徑之關係

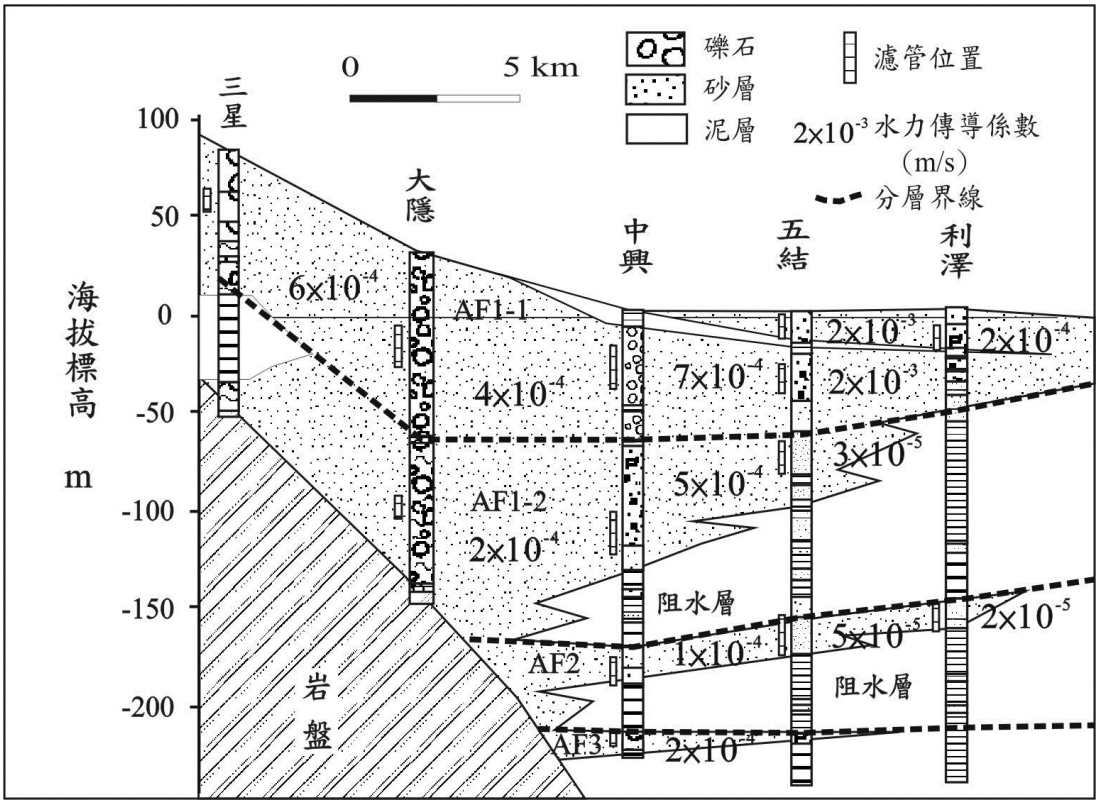


圖 6.3-16 東西向剖面之透水係數 K

表 6.3-2 水文地質參數

編號	井名	T (m^2/min)	K (m/s)	含水層粒徑	複井 T (m^2/min)	複井 S
1	岳明(1)	0.0360	5.00E-05	砂		
2	冬山(1)	1.5300	2.13E-03	礫		
3	冬山(2)	1.4358	1.12E-03	礫		
4	龍德(1)	0.5770	4.01E-04	礫/砂	0.816	0.00216
5	龍德(2)	0.0563	5.21E-05	砂/泥	0.0686	0.000521
6	龍德(3)	0.2270	2.10E-04	礫/砂	0.249	0.000196
7	龍德(4)	0.0243	3.38E-05	砂/泥	0.0664	0.000428
8	順安	0.0145	1.42E-05	礫/砂/泥		
9	利澤(1)	0.2274	2.11E-04	砂		
10	利澤(2)	0.0128	1.78E-05	砂/泥		
11	大隱(1)	0.6080	4.05E-04	礫	0.43	0.00146
12	大隱(2)	0.2479	1.72E-04	礫	0.396	0.0002
13	五結(1)	1.6561	2.30E-03	砂		
14	五結(2)	1.2975	1.80E-03	砂		
15	五結(3)	0.0355	3.29E-05	砂/泥		
16	五結(4)	0.0688	4.78E-05	砂/泥		
17	三星	0.6580	6.09E-04	礫		
18	大洲(1)	2.8000	2.59E-03	礫		
19	大洲(2)	1.8800	1.74E-03	礫		
20	自強(1)	0.0264	2.45E-05	礫		
21	中興(1)	1.2903	7.17E-04	礫/砂/泥		
22	中興(2)	0.8998	4.98E-04	砂/泥		
23	中興(3)	0.0978	1.36E-04	砂/泥		
24	中興(4)	0.0603	1.68E-04	砂/泥		
25	內城(1)	2.9208	1.05E-03	礫		
26	公館	0.3960	5.50E-04	砂		
27	壯圍(1)	0.3454	9.87E-03	砂		
28	壯圍(2)	0.0043	2.26E-04	砂/泥		
29	壯圍(3)	0.0001	1.45E-07	泥		
30	宜農(1)	0.6155	6.88E-04	砂/泥		
31	宜農(2)	0.0721	5.00E-05	砂/泥		
32	同樂	0.1750	3.24E-04	礫/砂/泥		
33	吳沙(1)	0.4930	1.39E-04	砂/泥		
34	吳沙(2)	0.0280	2.59E-05	砂/泥		
35	古亭(1)	0.7990	1.11E-03	砂		
36	古亭(2)	0.0070	6.48E-06	泥		
37	二龍	0.4210	3.90E-04	砂		
38	大福	1.1461	6.26E-04	砂/泥		
39	礁溪(1)	0.4000	5.01E-04	礫石		
40	礁溪(2)	0.0250	2.51E-05	砂/泥		
41	頭城(1)	0.7261	9.95E-04	砂		

(三) 水位水質分析

蘭陽平原地下水分層水位如表 6.3-3 及圖 6.3-17。水位最高為三星井（海拔 58.5m），最低為二龍井（海拔-0.65m）。自湧井第 1-1 含水層有 1 口：順安，第 1-2 含水層有 3 口：大洲、宜農及中興，第 2 含水層有 4 口：壯圍、中興、五結及利澤，第 3 含水層有 1 口：中興。推測受壓與非受壓的界線大約在大洲站與大隱站之間。

水位分布明顯顯示，地下水的流向為由西向東流，進入大隱站後已開始有分層，大隱(2)觀測井的水位高於大隱(1)觀測井的水位，顯示可能深層的水往上層流。西邊扇頂區的水力梯度較高（4.4×10^{-3}），東邊平原區的沙泥層水力梯度較低（1.0×10^{-3}）。局部地區已有低於海平面之地下水位，大福站及二龍站的地下水位為海平面下 0.23-0.65m，可能導因人為之抽水。

表 6.3-3 蘭陽平原觀測井之水位

編號	井名	標高(m)	2013 年 4 月水位		2013 年 9 月水位	
			距井口	海拔標高(m)	距井口	海拔標高(m)
1	岳明(1)	5.09	3.87	1.22	4.08	1.01
2	冬山(1)	6.47	2.09	4.38	2.40	4.07
3	冬山(2)	6.47	2.25	4.22	2.47	4.0
4	龍德(1)	6.80	4.81	1.99	4.93	1.87
5	龍德(2)	6.80	6.70	0.1	4.75	2.05
6	龍德(3)	6.80	3.44	3.36	4.22	2.58
7	龍德(4)	6.80	2.4	4.4	2.88	3.92
8	順安	8.98	自湧	>8.98	自湧	>8.98
9	利澤(1)	4.03	2.38	1.65	2.80	1.23
10	利澤(2)	4.03	自湧	>4.03	自湧	>4.03
11	大隱(1)	40.64	11.36	29.28	11.36	29.28
12	大隱(2)	40.64	6.41	34.23	6.10	34.54
13	五結(1)	3.89	2.74	1.15	3.0	0.89
14	五結(2)	3.89	1.77	2.12	2.20	1.69
15	五結(3)	3.89	1.76	2.13	1.81	2.08
16	五結(4)	3.89	自湧	>3.89	自湧	>3.89
17	三星	92.86	34.36	58.5	31.22	61.64
18	大洲(1)	17.79	1.89	15.9	1.89	15.9
19	大洲(2)	17.79	自湧	>17.79	自湧	>17.79
20	自強(1)	104.81	無水	<104.81	無水	<104.81
21	中興(1)	6.23	1.57	4.66	1.36	4.87
22	中興(2)	6.23	0.66	5.57	0.64	5.59

編號	井名	標高(m)	2013 年 4 月水位		2013 年 9 月水位	
			距井口	海拔標高(m)	距井口	海拔標高(m)
23	中興(3)	6.23	自湧	>6.23	自湧	>6.23
24	中興(4)	6.23	自湧	>6.23	自湧	>6.23
25	內城(1)	37.29	4.46	32.83	3.87	33.42
26	公館	3.87	2.66	1.21	3.02	0.85
27	壯圍(1)	2.00	1.93	0.07	1.18	0.82
28	壯圍(2)	2.00	0.6	1.4	0.88	1.12
29	壯圍(3)	2.00	自湧	>2.0	自湧	>2.0
30	宜農(1)	6.69	0.9	5.79	1.02	5.67
31	宜農(2)	6.69	自湧	>6.69	自湧	>6.69
32	同樂	17.07	7.87	9.2	7.12	9.95
33	吳沙(1)	6.71	2.4	4.31	2.24	4.47
34	吳沙(2)	6.71	1.32	5.39	0.92	5.79
35	古亭(1)	2.91	2.06	0.85	1.17	1.74
36	古亭(2)	2.91	0.6	2.31	0.88	2.03
37	二龍	2.00	2.65	-0.65	3.17	-1.17
38	大福	2.62	2.85	-0.23	3.20	-0.58
39	礁溪(1)	12.53	6.10	6.43	5.14	7.39
40	礁溪(2)	12.53	6.34	6.19	5.07	7.46
41	頭城(1)	6.65	3.46	3.19	3.72	2.93

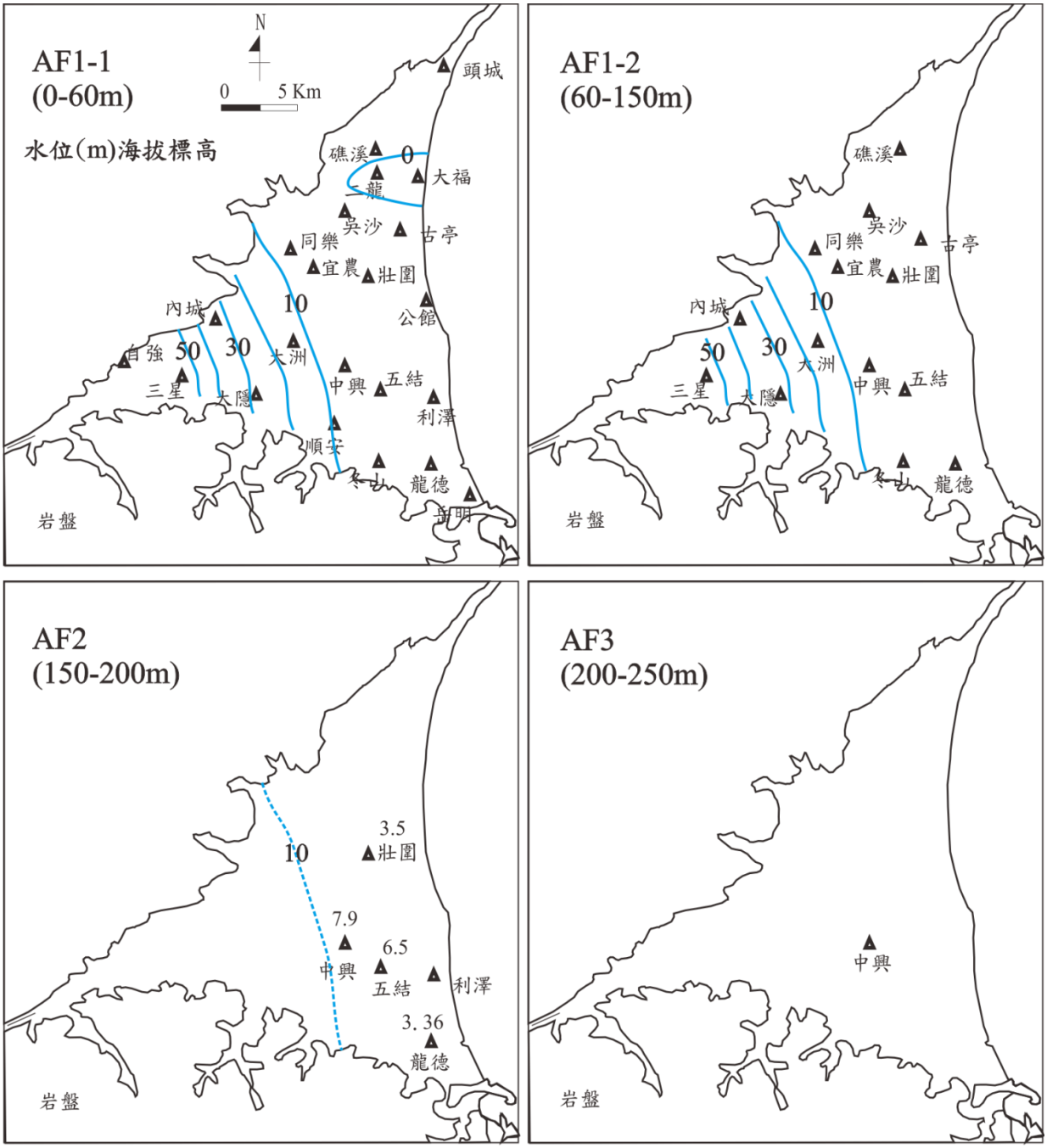


圖 6.3-17 蘭陽平原地下水分層之水位(2013 年 4 月)

地下水的氚濃度為民國 91 年的數據(表 6.3-4),其判斷準則為氚濃度< 1TU 的地下水為 1953 年之前的老水,若> 1TU 則為 1953 年後補注的新水(劉聰桂,2002)。由圖 6.3-18 可知,含水層 1-1 除了大福及吳沙外,皆為 1953 年後補充的新水;含水層 1-2 則只有大洲為新水、其餘都是老水;含水層 2 及含水層 3 則都是老水。

蘭陽平原 2013 年 4 月地下水氫氧同位素比值，除了大福站外，皆沿著天水線分布，顯示地下水的來源皆為降雨（圖 6.3-19）。氧同位素的分層分布如圖 6.3-20。最低值為三星站-7.3、最高值為大福站-2.6。第一含水層北側的值偏小，約-6.5 至-6.0；南側的值稍大，約-4.7 至-6.5。深層的第二及三含水層，約-6.5。

表 6.3-4 蘭陽平原地下水之同位素濃度

	井位	氚	δD	δ18O
1	岳明		-20.7	-4.71
2	冬山(1)		-24.9	-5.5
3	冬山(2)		-25.6	-5.1
4	龍德(1)		-24.7	-5.2
5	龍德(2)		-24.0	-5.3
6	龍德(3)		-25.8	-5.5
7	龍德(4)		-36.8	-6.60
9	利澤(1)	2.3	-25.9	-5.3
10	利澤(2)	0	-34.2	-6.5
11	大隱(1)	1.9	-35.2	-6.3
12	大隱(2)	0.3	-36.3	-6.6
13	五結(1)	1.9	-34.9	-6.5
14	五結(2)	0.3	-35.8	-6.6
15	五結(3)	0.2	-34.5	-6.5
16	五結(4)	0	-34.2	-6.4
17	三星	2	-43.0	-7.3
18	大洲(1)	2.6	-42.7	-7.1
19	大洲(2)	4.9	-42.3	-7.2
20	中華(自強)	1.2		
21	中興(1)	2.5	-29.9	-5.7
22	中興(2)	0	-37.0	-6.8
23	中興(3)	0.1	-36.0	-6.5
24	中興(4)	0	-35.3	-6.5
25	內城(榮源)		-36.5	-6.5
26	公館	3.5	-23.4	-4.5
27	壯圍(1)		-34.3	-6.5
28	壯圍(2)		-35.2	-6.5
29	壯圍(3)		-35.7	-6.5
30	宜農(1)		-33.4	-6.2
31	宜農(2)		-33.0	-6.4

	井位	氚	δD	δ18O
32	同樂	1.6	-32.6	-6.2
33	吳沙(1)	0.4	-30.5	-5.8
34	吳沙(2)	0.3	-32.4	-6.0
35	古亭(1)	0.3	-32.7	-6.3
36	古亭(2)	0.2	-33.5	-5.8
37	二龍	1	-32.4	-6.0
38	大福		-14.3	-2.6
39	礁溪新小(淺)		-37.1	-6.4
40	礁溪國小		-36.0	-6.5
40	礁溪新小(深)		-35.6	-6.2
41	頭城	1.4	-33.2	-5.9

氚數據來源：劉聰桂（2002）；氫氧同位素：彭宗仁（2013）採樣日期 2013 年 4 月

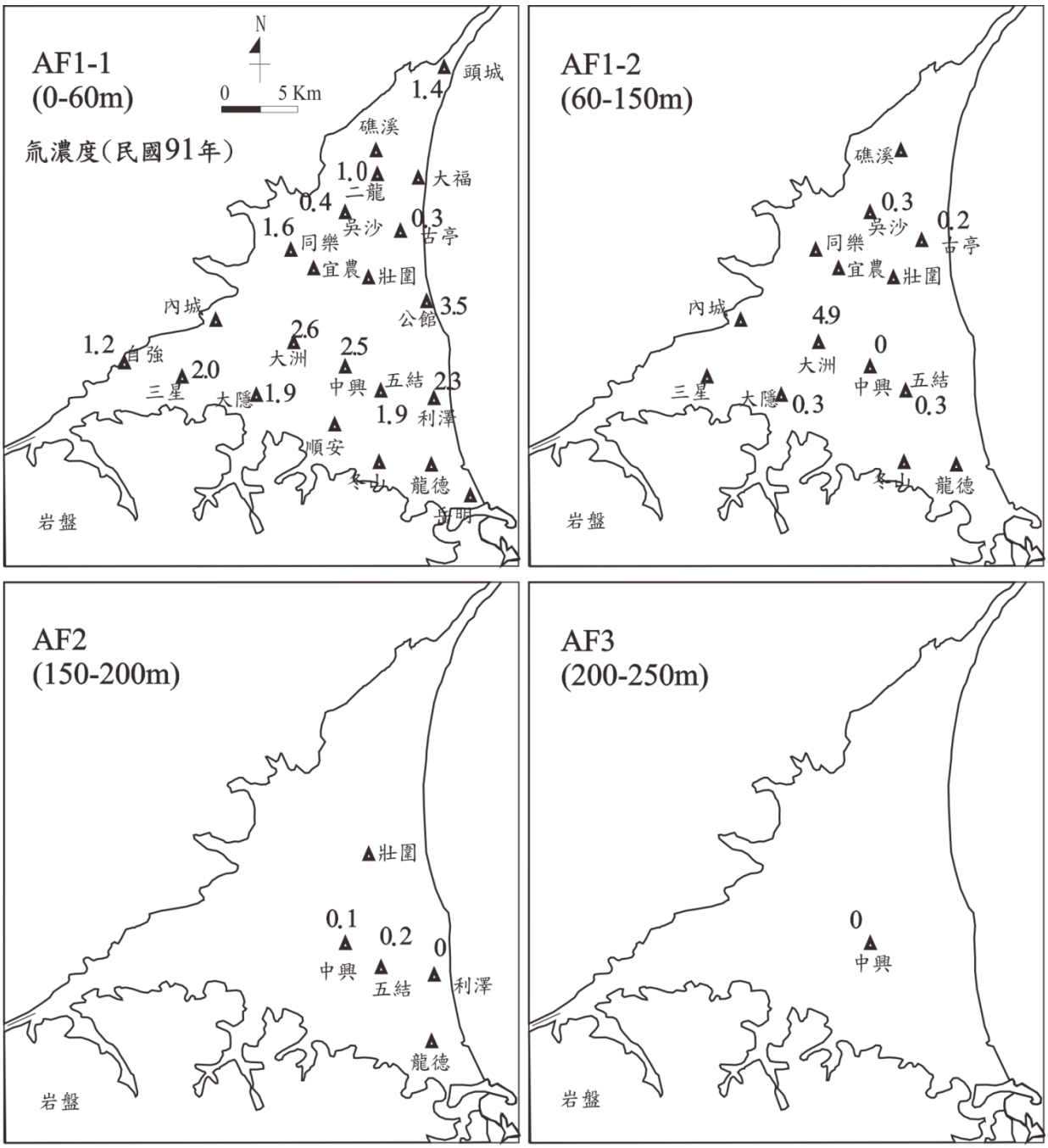


圖 6.3-18 蘭陽平原氟濃度分布圖

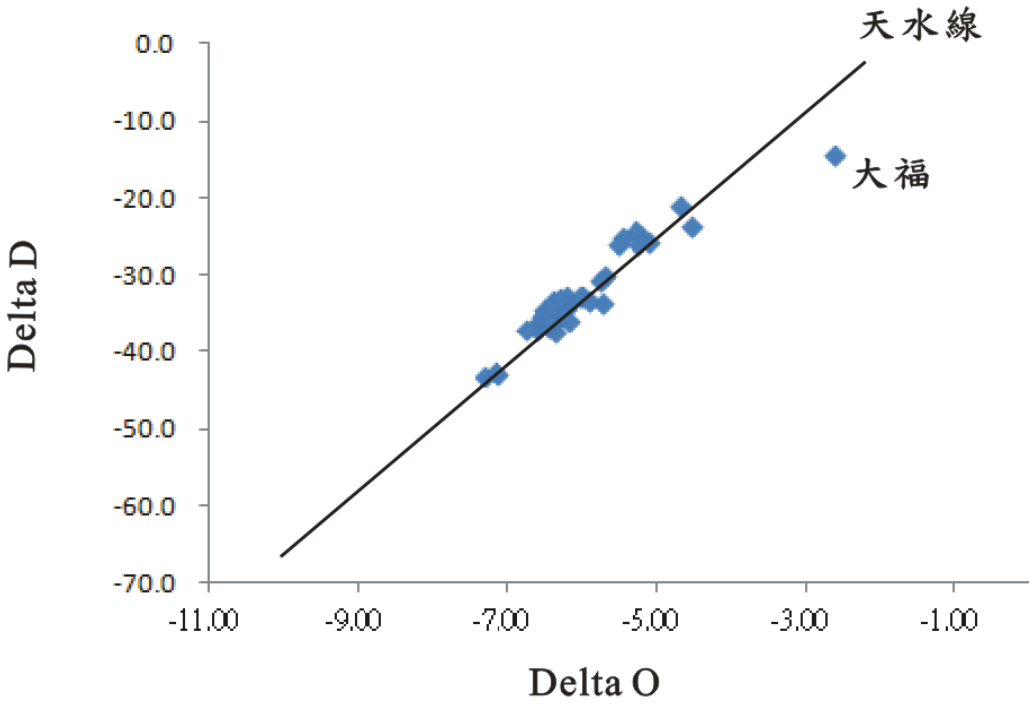


圖 6.3-19 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素與天水線（彭宗仁，2002）

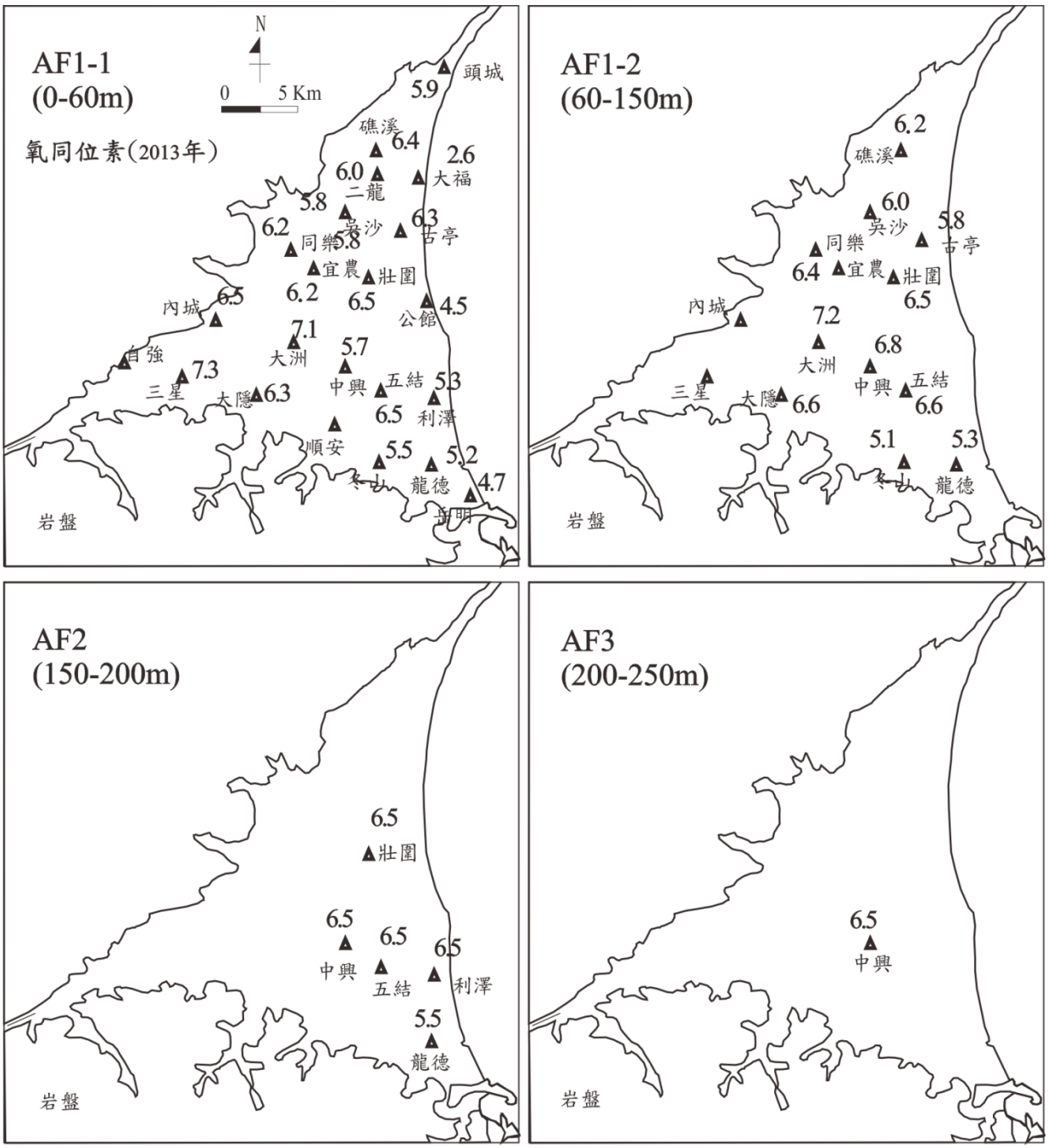


圖 6.3-20 蘭陽平原 102 年 4 月地下水氫氧同位素分層分布圖

6.4 水文地質參數推估

水文地質參數之取得，傳統上均需藉由水井之鑽鑿，搭配抽水試驗方可取得。受限於水井之鑽鑿成本高昂，用地取得不易等限制，使得各項水力參數資料密度受到限制。

本計畫欲在不新鑿站井之前提下，以地球物理調查成果，推估水文地質參數，以增加水文地質參數之空間密度，並作為後續數值模式建模之用。

本計畫所推估之含水層參數包含透水係數(Hydraulic conductivity, K)與比出水量(Specific yield, Sy)，透水係數是以地電阻測量結果進行推估，此部份於 6.4.1 小節說明；而比出水量的部份則採用重力量測成果進行推估，此部份於 6.4.2 小節說明。

6.4.1 應用地電阻於透水係數推估

(一) 研究流程

以地電阻結果推估透水係數之推估流程如圖 6.4-1 所示，共包含五個步驟。首先，蒐集一維地電阻施測結果、水質導電度資料與地質井岩心資料；其次，以地電阻率與地下水水質導電度推估地層因子(Formation factor)；接著，依據研究局部區域之沉積特性進行資料分群；完成資料分群後，各分群可以迴歸方法(regression)分別建立地層因子對透水係數之推估式；最後，應用各分群之推估式，建置研究區域透水係數之三維空間分布。

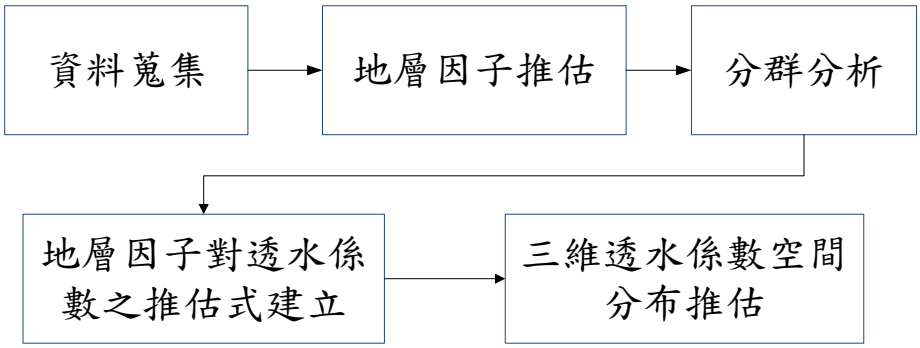


圖 6.4-1 研究流程圖

(二) 研究方法

1. 資料蒐集

需蒐集之資料可區分為兩類，一為觀測井網相關資料，二為非觀測井網資訊。觀測井網相關資料包括水質導電度、透水係數及岩心，此資訊可分別藉由觀測井之水質化驗、抽水試驗及地質鑽探取得；而非觀測井網資訊，則為一維

地電阻資料，以下將簡略說明：

(1). 水質導電度資料

由觀測井之水質化驗取得，可用來求得孔隙水電阻值(Pore water resistivity)，以作為後續地層因子(Formation factor)推估之用。

(2). 透水係數

由觀測井之抽水試驗資料取得，可用來了解該局部區域之地下水流通特性。因本計畫主要分析對象為飽和含水層，因此抽水前所量測得靜水位資訊可作為區隔飽和與未飽和含水層界線之依據。

(3). 岩心資料：

由觀測井之地質鑽探取得，可用來判斷觀測井與鄰近一維地電阻測點其所屬地質狀況是否相似，因為一般而言，礫石與粗砂等粗粒料之岩心具較高之電阻值，而泥與粉土等細粒料之電阻值較低。因此藉由比對岩心資料與一維地電阻之測深曲線，可作為判斷兩地之地質構造的相似與否。

(4). 一維地電阻資料：

由地表地電阻量測取得，可用來推得土體電阻值(Bulk resistivity)，以作為後續地層因子(Formation factor)推估之用。

2. 地層因子推估

(1). 一維地電阻反演算

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈(UXO)等，就適合以地電阻方法作為探測工具。地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極(A、B)通入地下，於地下建立人工電場。並利用另一對電極(M、N)測量電場在 M、N 間之電位差，而據此計算地層的視地電阻率(Apparent resistivity)，進而再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率(True resistivity)。本計畫使用之一維地電阻資料源自中央大學 1992 年於蘭陽平原一維地電阻資料，共 61 個測站，其空間分佈如圖 6.4-2 所示。本計畫將此資料進行數位化，再應用 IPI2WIN 一維地電阻反演算程式(Bobachev, 2003)進行反演算，再以此反演算之資料為基礎，進行後續分析。

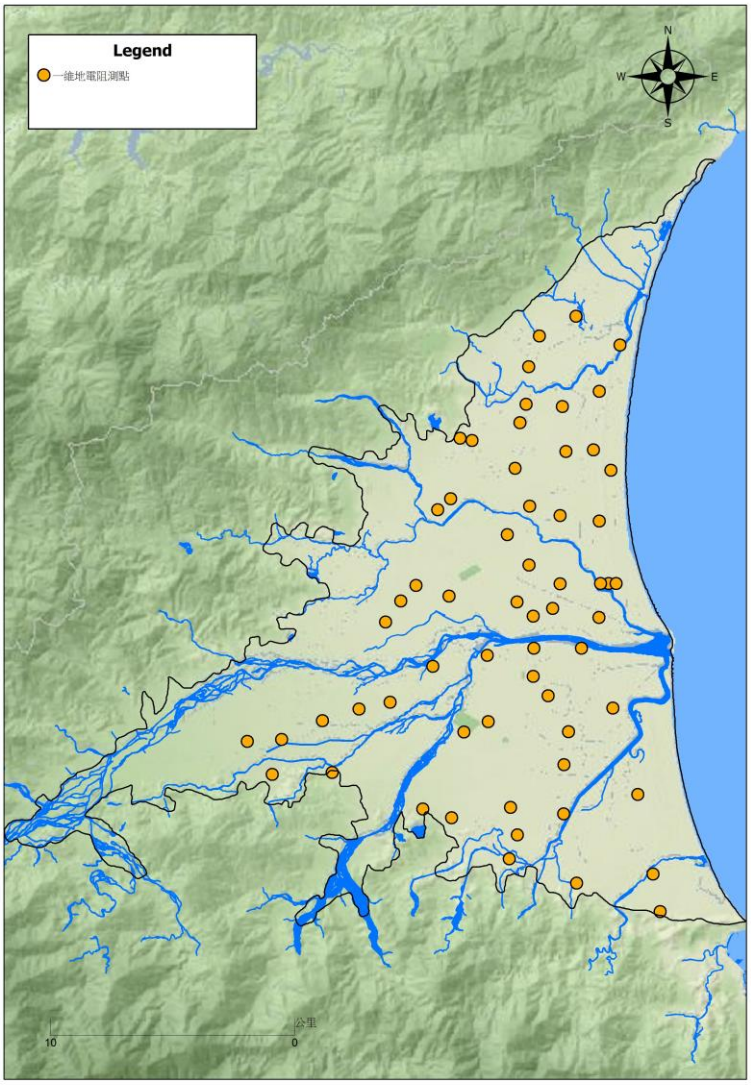


圖 6.4-2 一維地電阻測點空間分布圖

(2). 地層因子(Formation factor，F)計算

Archie**(Archie, 1942)**提出地層因子(Formation factor, F)，用以描述α、ϕ及 m 之關係，其計算方式為土體電阻值(以下簡稱 R_o)及孔隙水電阻值(以下簡稱 R_w)之比值，如式(6.4-1)所示。

$$F = \alpha \phi^{-m} = \frac{R_o}{R_w} \quad \text{.....(式 6.4-1)}$$

因此本計畫進行 F 值之推估，需先推得 R_o 及 R_w 兩項參數。

R_w 此參數，由於本計畫所蒐集的資料，其記錄的單位為導電度(Electrical Conductivity, 以下簡稱 Ew)，其中因為導電度與電阻率互為倒數，因此本資料需透過倒數計算，轉換成電阻值。另外，為了使 R_o 及 R_w 兩項參數單位一致，因此需再進行單位換算。因此水質導電度與孔隙水電阻率的換算公式如式(6.4-2)所示

$$R_w = 10^{-4}/E_w \quad \text{.....(式 6.4-2)}$$

而 R_o 此參數，則是採用本計畫所蒐集之一維地電阻資料，再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率，但因其一維地電阻施測位置不一定位於觀測井附近，兩者之空間分布並未重疊，故需針對空間分布進行處理，地層因子計算流程如圖 6.4-3 所示，各步驟詳細文字說明如下：

(1)：因地電阻資料之解析度隨著深度增加而下降，故本計畫篩選深度在含水層一範圍內具較佳解析度之資料。

(2)：因觀測井所記錄的岩類資料隨著距離增加不確定性亦增加，故本計畫選取觀測井周圍兩公里內之地電阻資料，做為後續分析。

(3)：因本計畫挑選觀測井兩公里範圍內之地電阻資料，於此範圍內可能具有多個地電阻點位，故本計畫將優先分析距離觀測井最近之地電阻點位。

(4)：因一般而言，礫石與粗砂等粗粒料之岩性具較高之電阻值，而泥與粉土等細粒料之電阻值較低，因此本計畫比對電阻測深曲線與觀測井之岩心是否一致，若一致，則採用此點位。

(5)：於步驟(4)中，若地電阻測深曲線與觀測井之岩心不一致，則排除此點位並挑選下一個最近觀測井之點位，重複步驟(3)至(5)，直至挑選出合適之地電阻點位為止。

(6)：待完成地電阻點位挑選後，本計畫計算濾管(Screen)長度範圍內之平均電阻值。

(7)：以式(6.4-1)計算濾管長度範圍之 F 值。

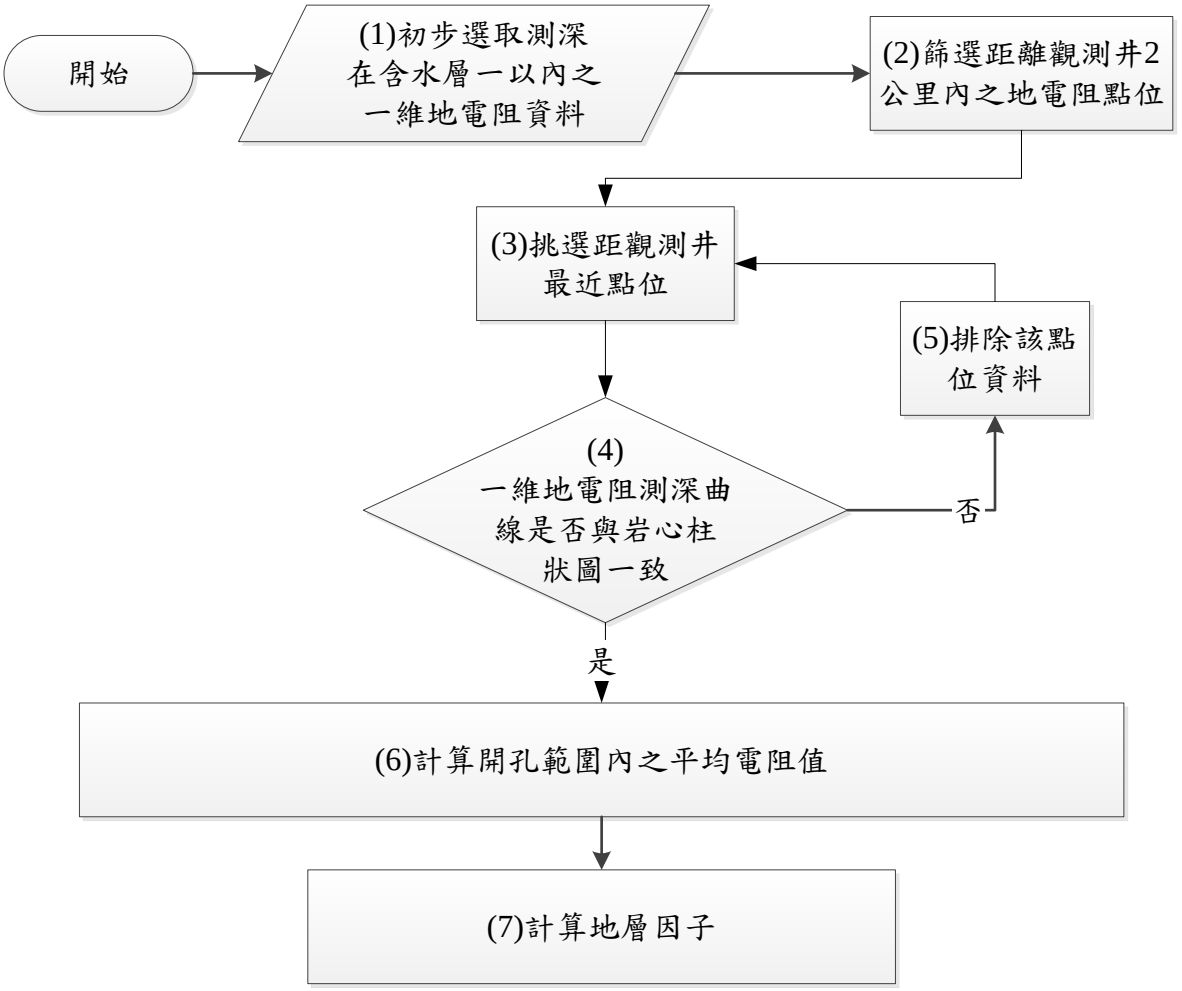


圖 6.4-3 地層因子計算流程圖

3. 分群分析

由(Archie, 1942)所提出地層因子，如式(6.4-1)可知，F 與 ϕ 的 m 次方成反比，而(Bear, 1972)亦指出 ϕ 為 K 之函數，如式(6.4-3)所示，

$$K = \left(\frac{\rho_w g}{\mu}\right)\left(\frac{d^2}{180}\right)\left(\frac{\emptyset^3}{(1-\emptyset)^2}\right) \quad \text{(式 6.4-3)}$$

因此 F 與 K 之間因 ϕ 而存在相關性，故本計畫將利用 F 推求 K 值。然而式(6.4-1)中之膠結係數 m 主要與土壤來源與土壤壓密程度相關，其隨著土壤特性不同而改變，因此若能使 m 近似一定值，將可降低此推估式之變數維度。本計畫利用土壤特性進行分群分析，找出土壤特性近似之空間區域，以使 m 的影響降低，再將土壤特性相同區域內之資料歸類為同一分群，之後由此一分群資料計算所得之 F 與此一區域內之試驗 K 值進行回歸分析，建立此一區域之 K 值推估模式。分群分析流程如圖 6.4-4 所示，各步驟說明如下：

(1) 依流域進行分區：因不同流域之沉積物組成不同，故其膠結係數亦略有差異。本計畫依沉積物來源，決定各流域之分區範圍。

(2) 依含水層分層進行分區：因不同之含水層其沉積年代不同，且壓密程度也不同，其膠結程度亦有所差異，故需依照含水層分層進行分區。本計畫將

參考中央地質調查所公佈之含水層分層，作為分區依據。

(3) 依地表至含水層間是否含泥進行分區：因當量測之地層屬於泥層或砂泥互夾之地層時，地電阻往往呈現低電阻之反應，亦即呈現泥導電性佳之特徵；若為礫石或粗砂則通常為高電阻之反應。前人研究亦以此特性尋找礫砂與泥之分佈範圍(Beresnev, Hruby, & Davis, 2002; Danielsen, Dahlin, Owen, Mangeya, & Auken, 2007; Griffiths & Barker, 1993; Loke, 2000; Ortega, Benito-Calvo, Porres, Pérez-González, & Martín Merino, 2010; Taheri Tizro, Voudouris, & Basami, 2012)。Khalil, Abbas, Santos, Masoud, and Salah (2012)亦指出土體含泥與否將呈現兩種截然不同之電阻特性。由此可知，若地表至含水層之間無泥層出現，所量測含水層之礫石或砂之電阻值，將呈現高阻反應；若地表至含水層之間夾雜泥層，則含水層中之礫砂電阻值將較不含泥之情況為低。

故本計畫依地表至含水層間是否含泥進行分區，分為含泥受壓區與不含泥非受壓區，前者簡稱為受壓區，後者簡稱為非受壓區

(4)依前述分區將資料進行分群：由步驟(1)至步驟(3)，可將研究區域依據表層含泥與否，劃分為兩區。接著再將研究區域內之資料，如地電阻與 K 值等資料，依其空間分佈，判斷所屬分區，待將所有資料歸類至其所屬分區後，即完成資料分群。

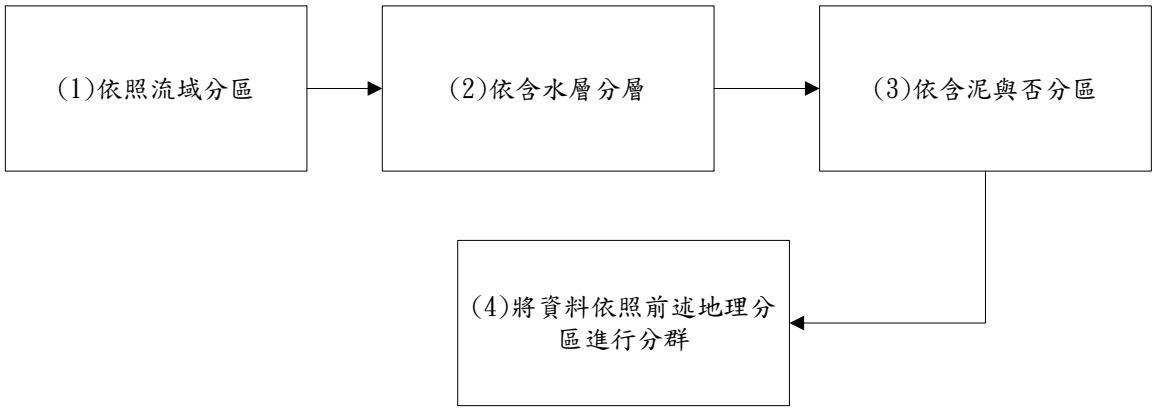


圖 6.4-4 分群分析流程圖

4. 透水係數與地層因子關係式建立

以上述分群結果為基礎，分析各分群之 K 與 F 之關係。本計畫參考前人現地研究成果(Chukwudi, 2011; Sikandar & Christen, 2012)，以線性回歸建立 K 與 F 之關係式。

5. 三維透水係數空間分布推估

在 K 值之推估上，需先推求 F 值，再帶入各區 K 與 F 之關係式，推估三維透水係數空間分布。流程圖如圖 6.4-5 所示，各步驟說明如下：

(1) 推估 R_o 與 R_w 值之空間分佈：將 R_o 與 R_w 值透過空間內插方法(Inverse

distance 內插)推估至研究區域，其空間解析度為 1000(m)*1000(m)* 3(m)。

(2) 計算各網格之 F 值：在得到 R_o 與 R_w 值之空間分佈後，本計畫以式(6.4-1)，計算各網格之 F 值。

(3) 推估三維透水係數空間分布：依照本計畫所劃定的分區，將各網格之 F 值代入各自對應之 K 值推估公式，進行 K 值推估。

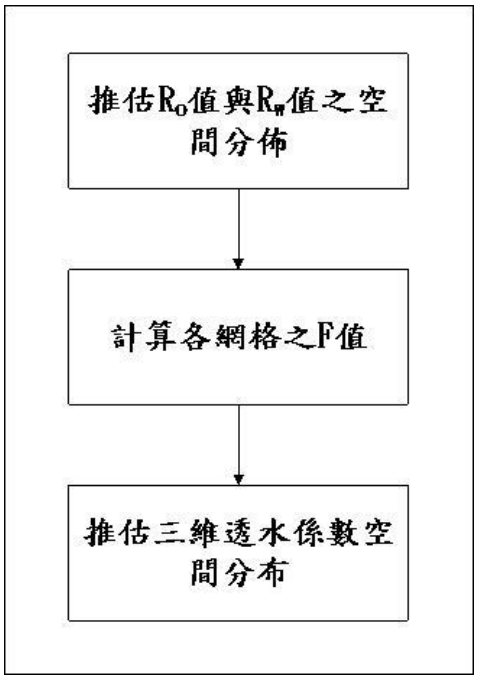


圖 6.4-5 推估 K 場流程圖

(三) 研究成果

1. 研究區域之地層因子推估

將一維地電阻資料及孔隙水電阻值資料代入式(6.4-1)，求得地層因子，如表 6.4-1 所示。表格內三項參數數值分別以圖 6.4-6 至圖 6.4-8 展示，各別呈現其空間分布狀態，其中直方圖越高代表數值越大。

表 6.4-1 研究區域之地層因子計算結果

站號	站名	土體電阻值	孔隙水電阻值	地層因子
02010111	宜農(1)	54.2	31.4	1.7
02050211	吳沙(1)	35.6	23.3	1.5
02060311	古亭(1)	48.9	19.2	2.6
02070411	同樂	51.4	31.3	1.6
02080311	順安	61.7	43.5	1.4
02090111	五結(1)	38.3	12.8	3.0
02090121	五結(2)	50.1	17.4	2.9
02090211	中興(1)	59.8	24.4	2.4

站號	站名	土體電阻值	孔隙水電阻值	地層因子
02100111	大隱(1)	368.2	39.1	9.4
02100211	三星	511.2	20.4	25.0
02100311	大洲(1)	205.0	17.7	11.6
02030211	利澤(1)	167.2	45.9	3.6
02060411	公館	43.9	4.3	10.3
02060111	大福	5.0	0.4	11.7

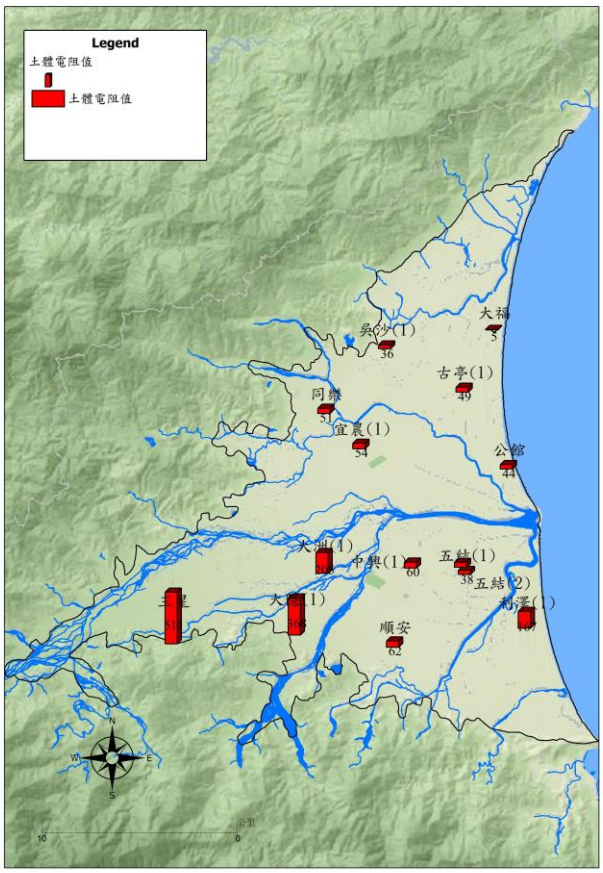


圖 6.4-6 土體電阻值直方圖

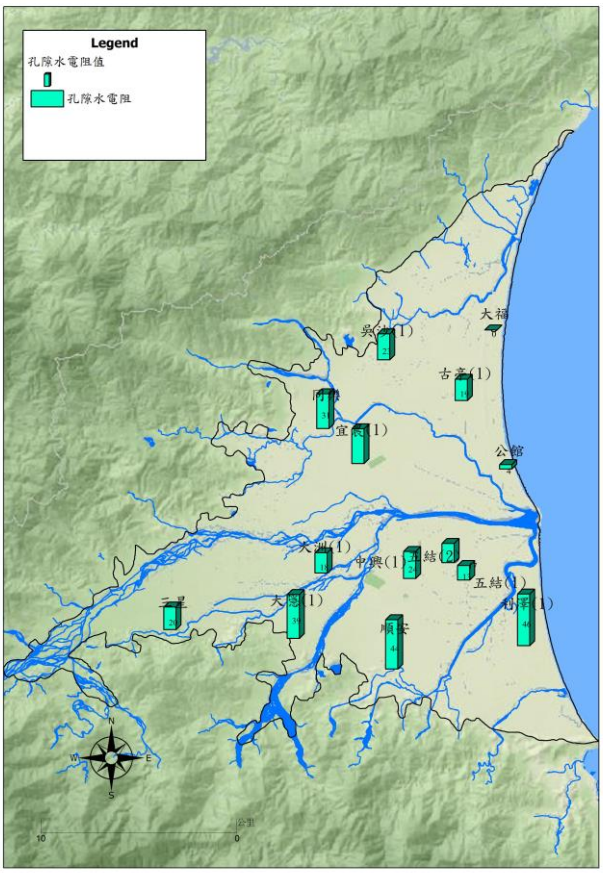


圖 6.4-7 孔隙水電阻值直方圖

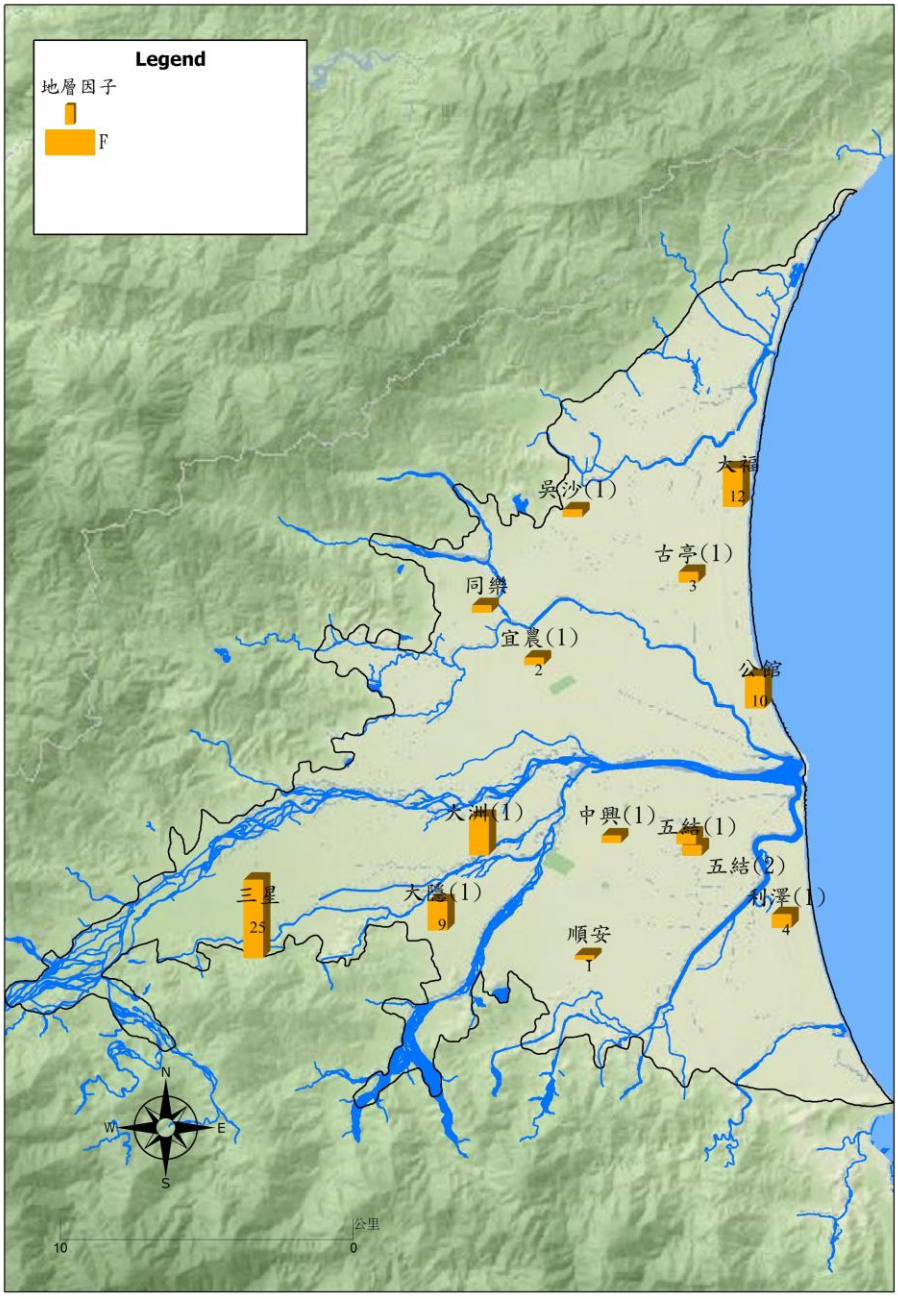


圖 6.4-8 地層因子直方圖

2. 分群分析結果說明

考量地表至含水層間含泥否對於地電阻量測效果之影響，將研究區域分為含泥受壓區與非含泥受壓區。本計畫以 6.5 小節內所建置之三維水文地質(數化)模型，透過 RockWorks 之圖像展示功能分析空間中之岩性分佈，圖 6.4-9 展示地表下 5 至 7 公尺的岩性分佈，其中黃色區域即為泥層分布範圍。

綜合前述分析可得本計畫之分區可分為受壓區與非受壓區。

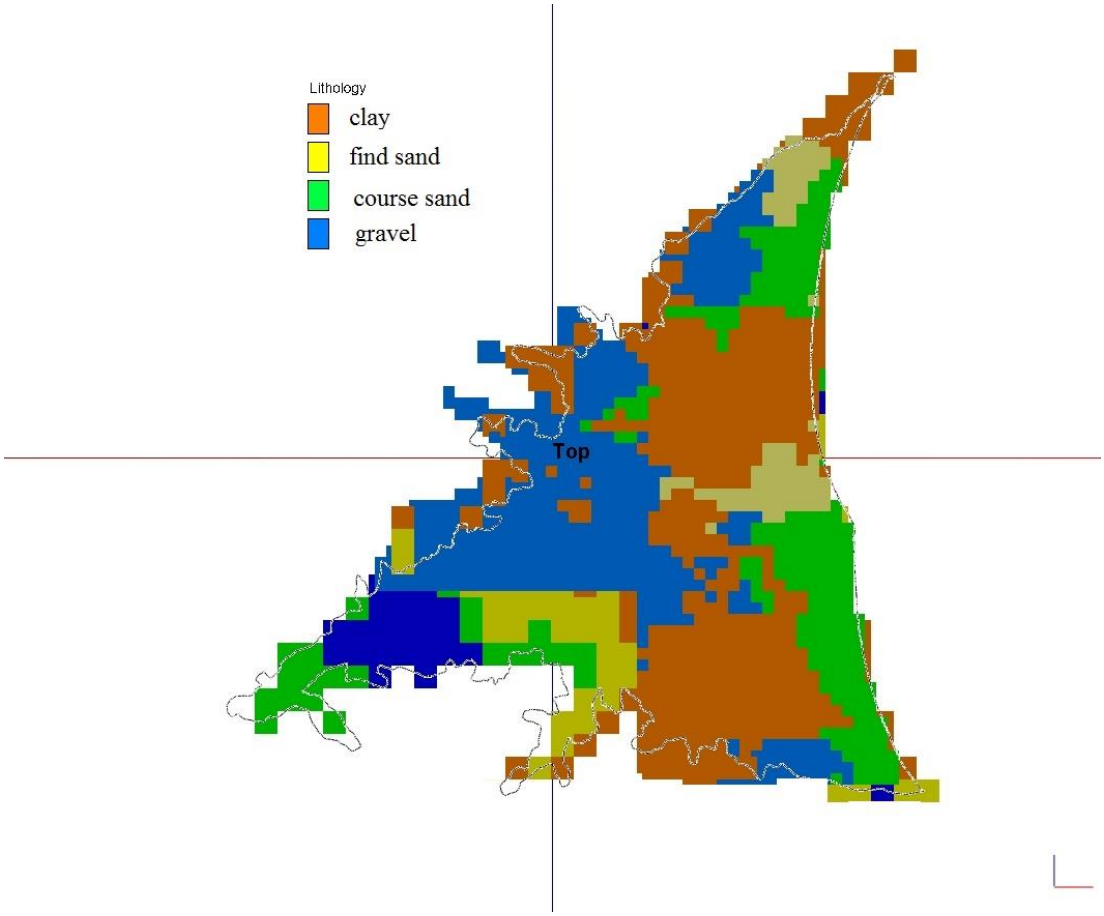


圖 6.4-9 研究區域含泥與否分區說明

3. 透水係數與地層因子關係式建立

圖 6.4-10 展示研究區域內，位於受壓區與非受壓區之觀測井分佈；圖 6.4-11 則為研究區域內，各觀測井之 K 對 F 之散佈圖。由圖 6.4-11 可知，含泥區與不含泥區之點位大致上可分為兩個集合，非受壓區點位，其 F 大約 4 以上；受壓區之點位皆在 4 以下。

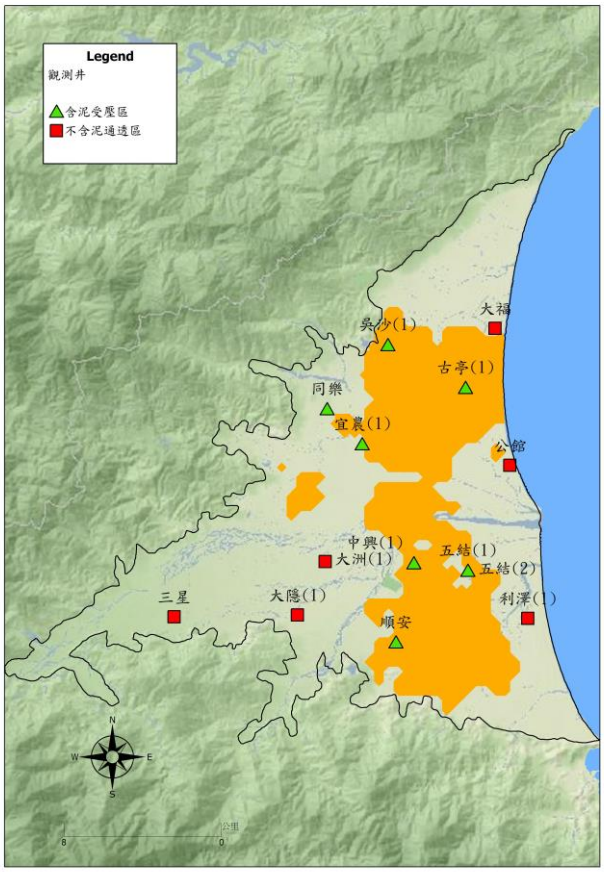


圖 6.4-10 含泥區與不含泥區之觀測井分佈

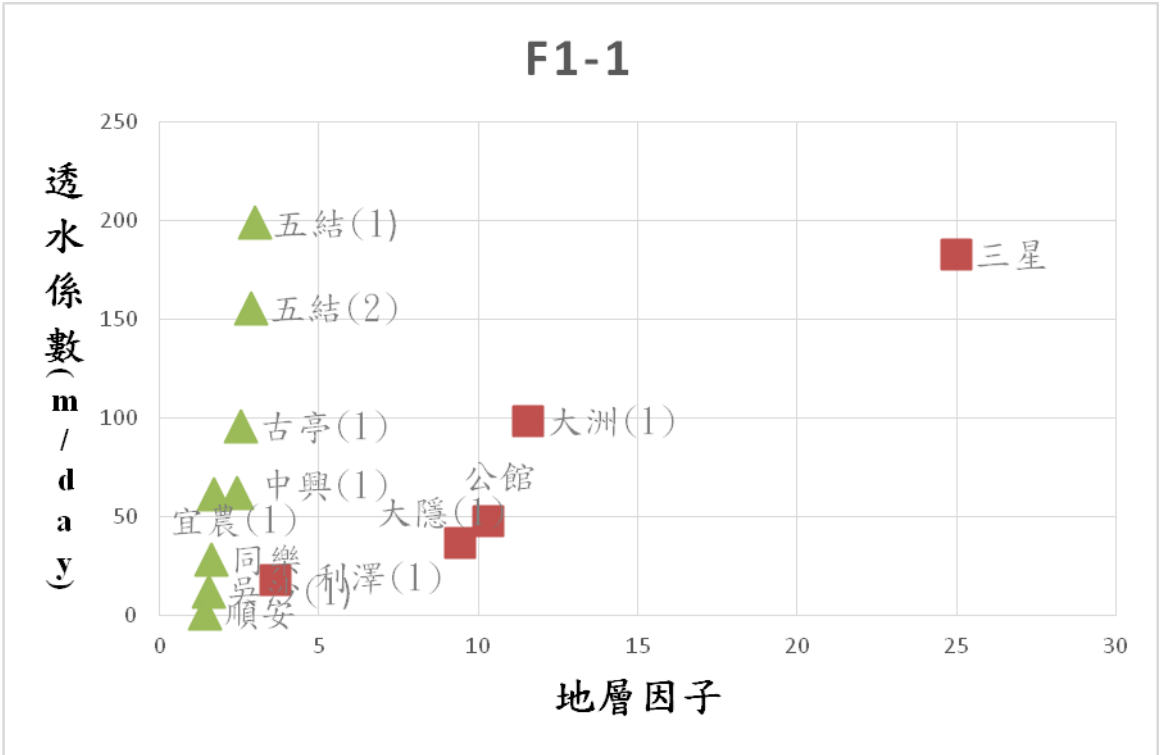


圖 6.4-11 各觀測井之透水係數對之散佈圖

接著將此兩資料集合之 F 值，與觀測井之 K 值進行迴歸分析，結果如圖 6.4-12 所示，受壓區之回歸式如式(6.4-4)所示，其 R^2 為 0.87，非受壓區之回歸式如式(6.4-5)所示，其 R^2 為 0.92。

K = 101.7F –141.84.....(式 6.4-4)

K = 8.1264F – 24.0.21.....(式 6.4-5)

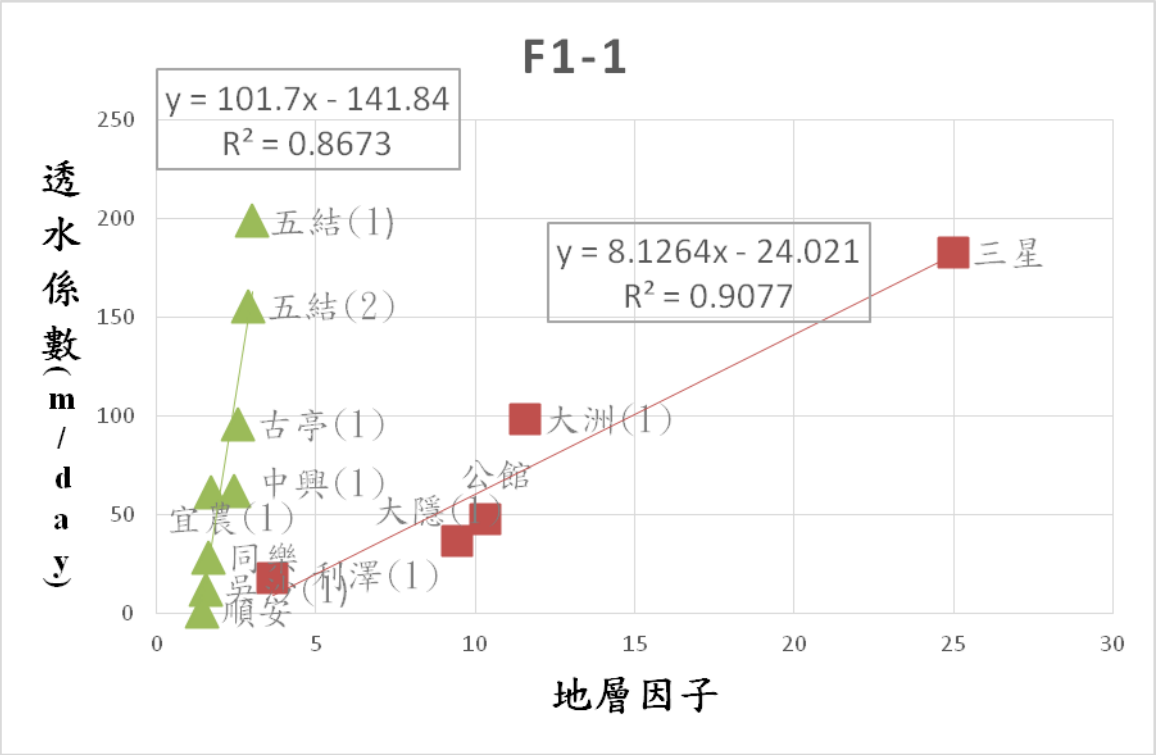


圖 6.4-12 地層因子與透水係數之回歸關係圖

4. 三維透水係數空間分布推估

在 K 值之推估上，需先推求 F 值，再帶入各區 K 與 F 之關係式，推估三維透水係數空間分布，流程圖如圖 6.4-5 所示，各步驟研究成果展示如下：

(1) 推估 R_o 與 R_w 值之空間分佈：將原始量測資料，如圖 6.4-13(a)(b)與圖 6.4-14(a)(b)所示，透過空間內插方法(Inverse distance)推估至研究區域，結果如圖 6.4-13(c)(d)與圖 6.4-14(c)(d)所示。

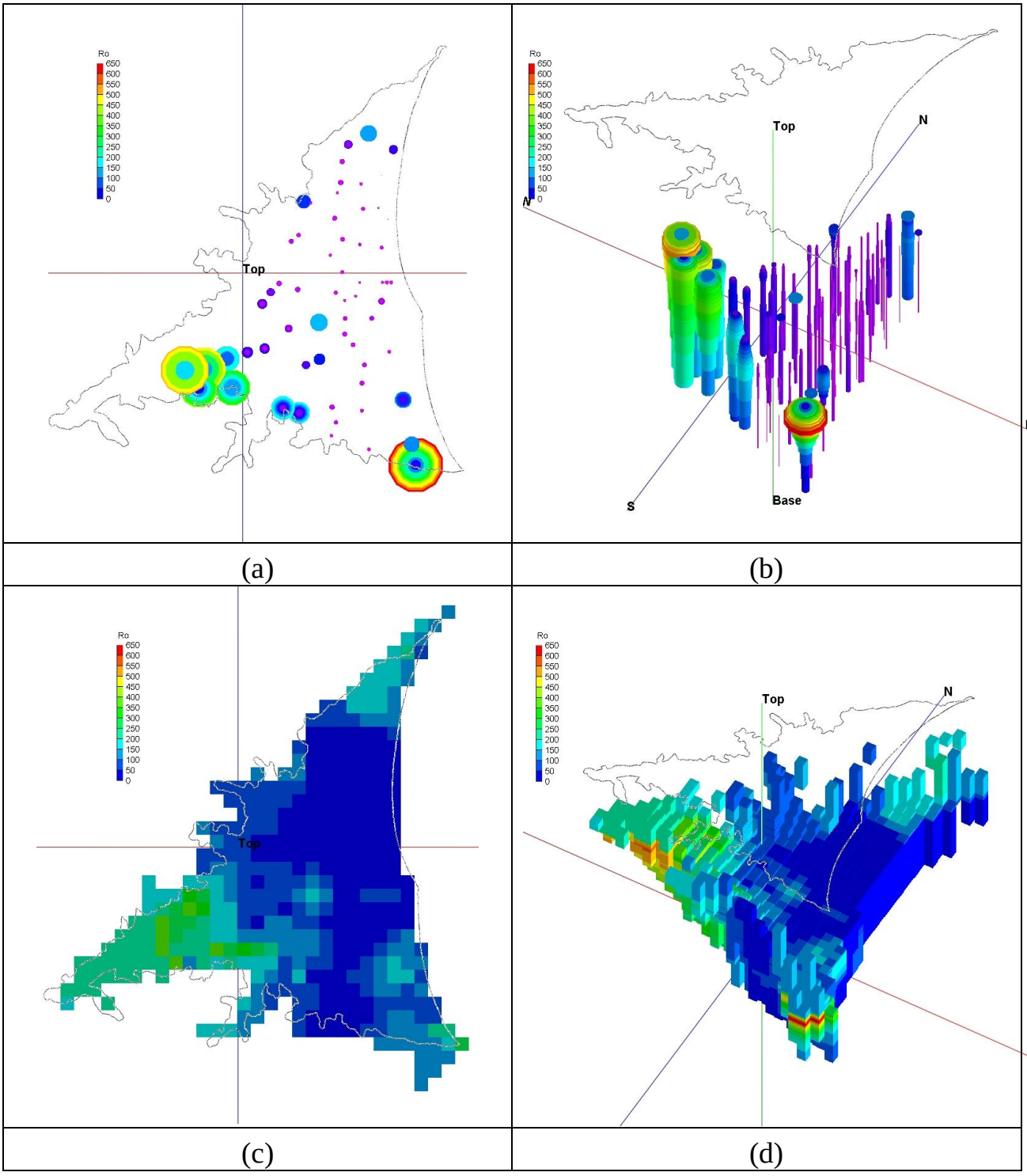


圖 6.4-13 土體電阻值空間分布

(a)原始資料空間位置俯視圖；(b) 原始資料空間位置側視圖

(c) 內插後土體電阻值空間分布俯視圖；(d) 內插後土體電阻值空間分布側視圖

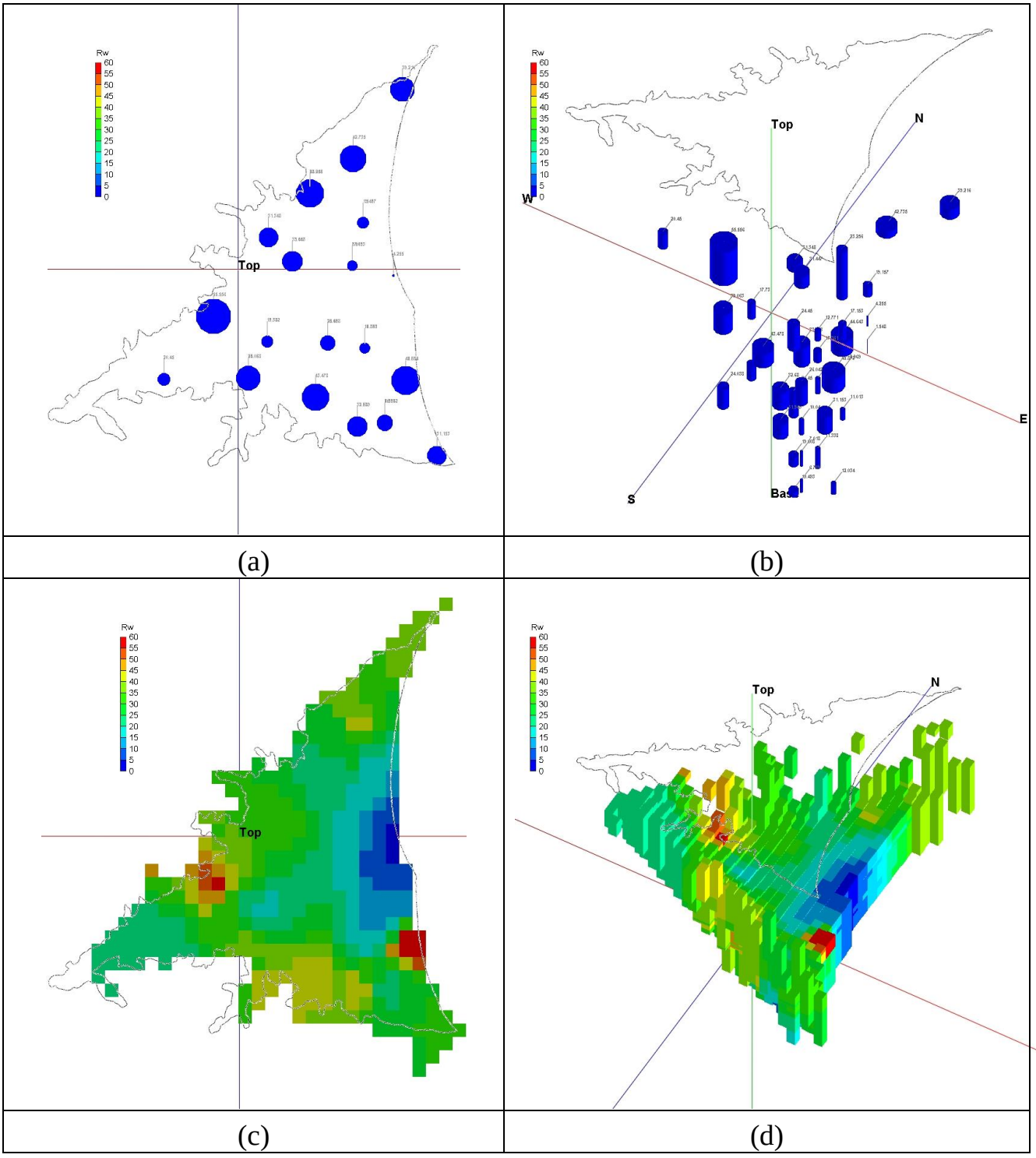
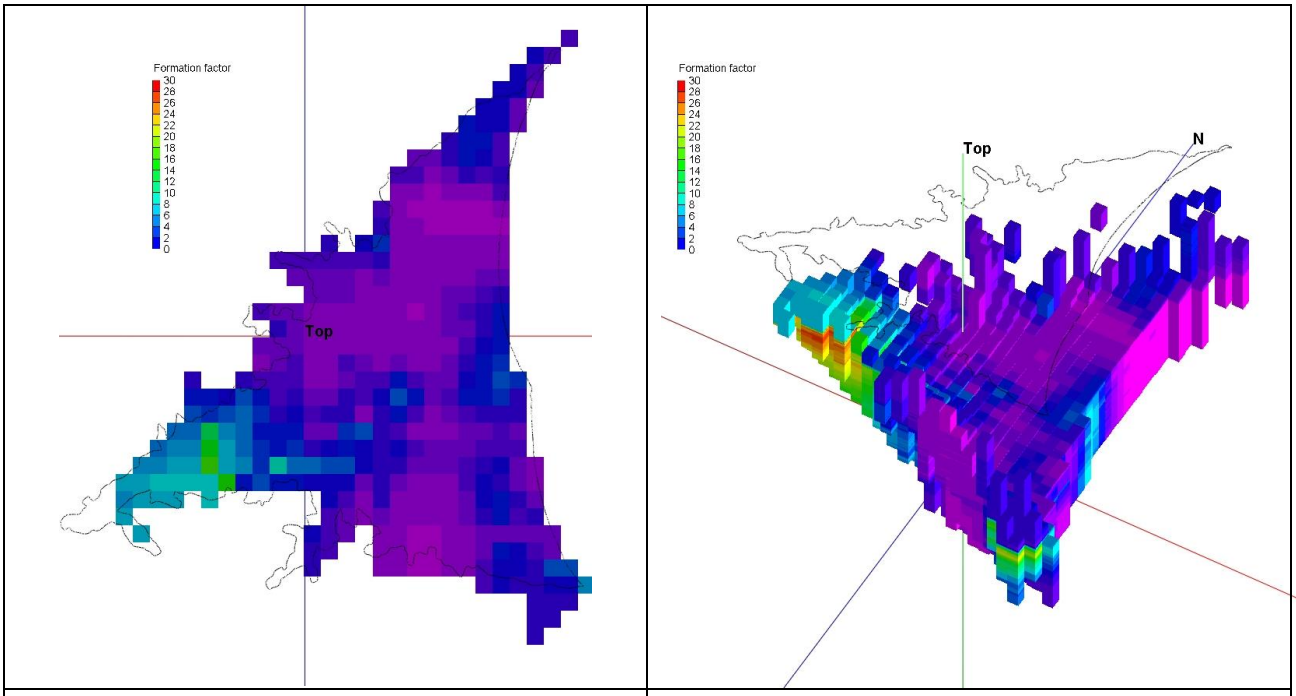


圖 6.4-14 水質電阻值空間分布

(a)原始資料空間位置俯視圖；(b) 原始資料空間位置側視圖

(c) 內插後水質電阻值空間分布俯視圖；(d) 內插後水質電阻值空間分布側視圖

(2) 計算各網格之 F 值：推得到 R_o 與 R_w 值之空間分佈後，便可將前述兩項參數以式(6.4-1)進行計算，推估 F 值之空間分布，結果如圖 6.4-15 所示。

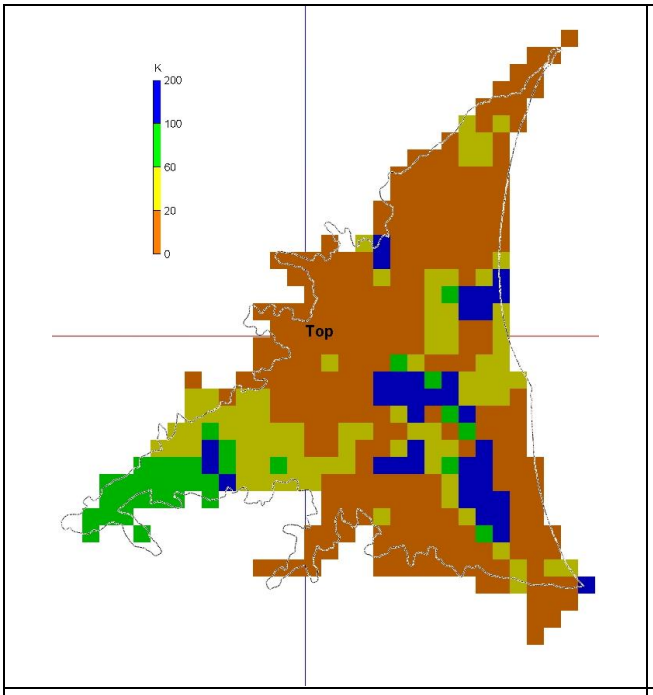


(a) (b)

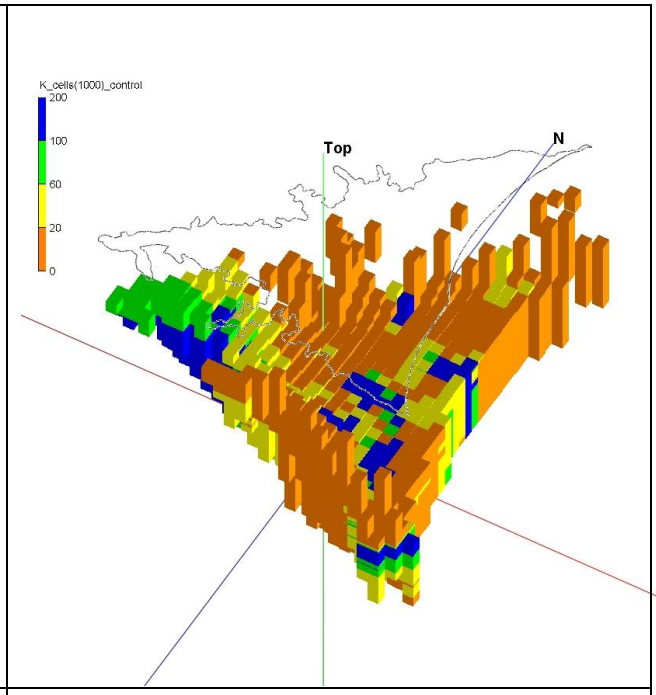
圖 6.4-15 地層因子空間分布

(a) 地層因子空間分布俯視圖；(b) 地層因子空間分布側視圖

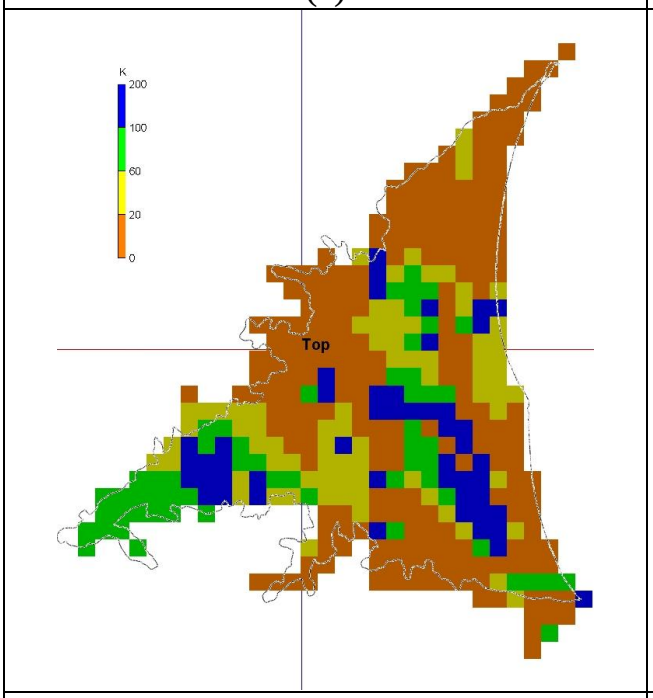
(3) 推估三維透水係數空間分布：依照受壓與非受壓區，將各網格之F值，依據表層含泥區與不含泥區(如圖 6.4-10)，分別代入式(6.4-4)與式(6.4-5)，進行 K 值推估，結果如圖 6.4-16 所示。


K
200
100
60
20
0
Top

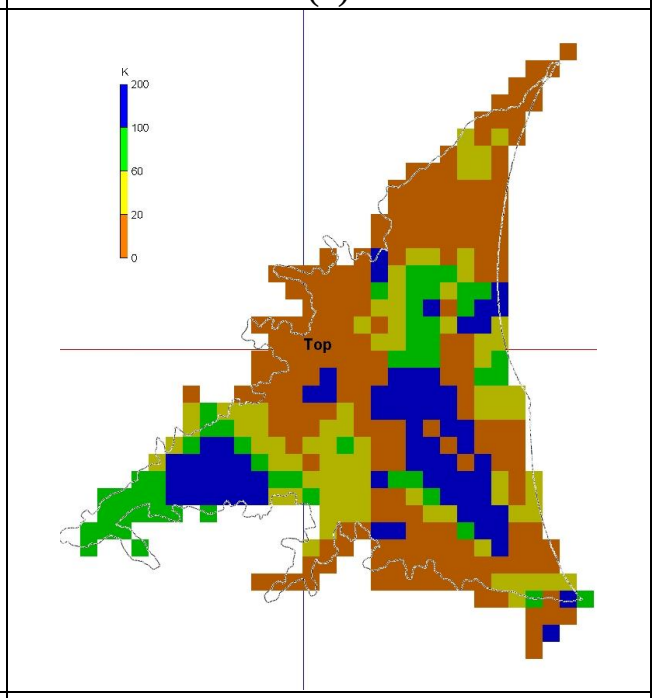
(a)


K_cells(1000)_control
200
100
60
20
0
Top
N
E

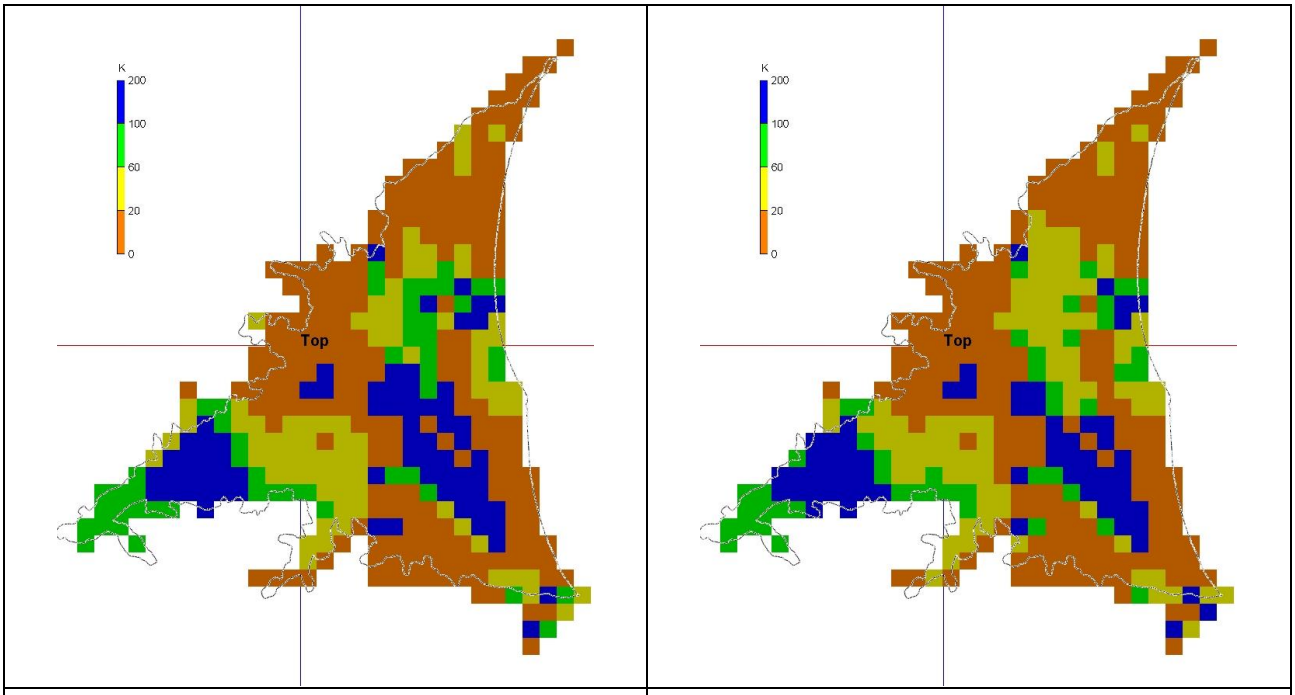
(b)


K
200
100
60
20
0
Top

(c)


K
200
100
60
20
0
Top

(d)



(e) (f)

圖 6.4-16 透水係數空間分布

(a) 透水係數空間分布俯視圖；(b) 透水係數空間分布側視圖

(c) 地表下 15(m) 水係數空間分布；(d) 地表下 30(m) 水係數空間分布

(e) 地表下 45(m) 水係數空間分布；(f) 地表下 60(m) 水係數空間分布

(四) 後續應用

本節所建立之三維透水係數場，其水平空間解析度與地下水流模式一致，垂向解析度上亦較模式為高，本計畫將以此三維透水係數場為基礎，配合模式之含水層分層架構與參數分區，計算各分區之整合 K 值，作為地下水流模式之透水係數起始值，協助參數檢定之進行。本計劃後續多項工作，如地下水系統之水平衡分析、地下水可用水量評估與地下水補注區對地下水量與水質之影響分析，皆以地下水模式進行分析，因此若能提供模式合理之參數初始值，將可改善模式檢定之效率及合理性，提升後續各項工作成果之正確性。

6.4.2 應用重力量測於比出水量推估

比出水量(S_y)推估主要基礎為牛頓萬有引力定律，當地下水儲蓄量產生變化時，將影響鄰近區域之重力場分布。B. D. Tapley (2004) 與 John Wahr (2004) 指出短期之重力變化，主要受到土壤中蓄水量變化的影響。M. Rodell and J. S. Famiglietti (2002) 與 Matthew Rodell (2007) 亦指出藉由地下水位之觀測值，可用以推估地下水蓄水量的變化，進而移除飽和含水層與土壤含水量對重力之影響。Shaakeel Hasan and Peter A. Troch (2006)則應用超導重力儀量測重力場之時序變化，該研究指出重力殘差變化，與未飽和層地下水位及降雨量均具有高度相關性。由前述研究顯示，應用重力量測資料推估比出水量為一可行之方法，因此本計畫於地下水位觀測站附近設置重力儀進行重力量測，並蒐集該地下水位站之地下水位資料，藉由重力加速度變化量與地下水位變化推估該區域之比出水量(S_y)。

一、比出水量推估流程

比出水量推估流程如圖 6.4-17 所示，首先建置地下水數值模式並進行水位模擬，可得重力量測當日之水位分布情形，由兩次重力量測間之水位變化及初始設定之比出水量，可計算得地下水儲蓄改變量，再應用牛頓萬有引力定律及牛頓第二運動定律可模擬得重力加速度改變量。比較模擬之重力加速度改變量及觀測之重力加速度改變量，當兩者誤差值大於 $1\mu\text{gal}(1\text{gal} = 1\text{cm/s}^2)$時，則調整比出水量，重新計算地下水儲蓄改變量及重力加速度改變量，直至小於容許誤差，乃完成比出水量參數推估。

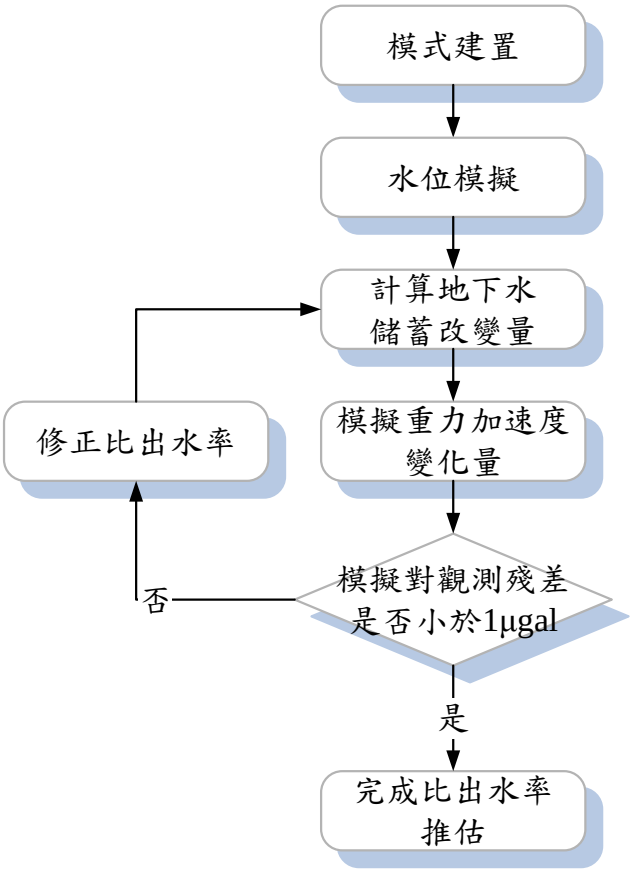


圖 6.4-17 比出水量推估流程圖

二、重力積分方法

使用重力加速度變化量進行模擬值與觀測值之比較，重力加速度之計算可由牛頓萬有引力定律及牛頓第二運動定律而得，牛頓萬有引力定律公式如式 6.4-6 所示，牛頓第二運動定律公式如式 6.4-7 所示，將式 6.4-7 代入式 6.4-6 得式 6.4-8。

$$F = G\frac{Mm}{r^2} \quad \text{(式 6.4-6)}$$

$$F = ma_g \quad \text{(式 6.4-7)}$$

$$a_g = G\frac{M}{r^2} \quad \text{(式 6.4-8)}$$

於計算重力影響時，其中 G 為重力常數，r 為水體變化量質心至重力站之距離，M 為地下水體變化量，a_g 為重力加速度變化量。

然在模擬重力前，需先使用 MODFLOW 建置數值模式，進行地下水位模擬，而後取出每日之地下水位分布。將兩次重力量測時之地下水位相減，即可得知此兩次量測期間內之水位變化，從而推估水體質量變化及其對重力站之影響。其中在建置數值模式時，需檢定相關參數，始能讓模式更符合現地狀況，然若模式網格數過多，計算量大，花費時間太長，則不利於參數檢定，因此初始設定地下水數值模式之網格設為 1 平方公里。但當進入重力積分時，由於地下水位面距離地表從 1 公尺到 30 公尺不等，1 平方公里之網格進行重力積分後之精度相對於觀測精度而言過粗，其中水體質心對重力站之距離影響最大，因

此需再將網格加密。經本計畫研究測試，乃將重力站 3 公里範圍內之網格依地下水深度，切細為邊長 1 公尺或 10 公尺之小網格，即網格加密為原本一萬倍到百萬倍，再對平原水體變化量進行積分，此可有效提升積分精度，讓積分誤差小於觀測誤差，而不致對推估結果產生影響。

三、比出水量檢定結果

以下將說明以重力方法檢定比出水量之檢定成果，分別包含三星、大洲、大隱、順安與中興等五站，其中順安與中興兩站受侷限含水層影響，其主要重力變化應非地下水位變化所致，故排除不計算，其餘三站推估結果如表 6.4-2 所示。

表 6.4-2 比出水量推估結果

	三星	大隱	大洲	順安	中興
井頂高	92.3	40.3	18.2	11.1	6.3
水面深度	30.20	10.70	1.76	0.09	1.34
重力差	20	24	4	10	0
水位差	7.70	2.26	0.13	0.02	0.34
推估 Sy	0.07	0.25	0.77	-	-

(重力單位：μgal、長度單位：m)

如上表所示，分別於 4 月份與 9 月份進行重力量測，4 月為枯水季其水位較低，量測之重力值較小，而 9 月為豐水季其水位較高，量測之重力值較大，因此兩次量測間地下水位上升且重力量測值增加，僅中興站受其他環境噪音影響而重力變化不同。在推估結果方面，三星比出水量約為 0.07，大隱比出水量約為 0.25，兩者推估結果均位於合理區間內，尚可用以作為後續研究使用，而大洲站部分則重新檢視其附近之地理環境，此地下水位站位於大排水溝附近，該排水溝約 2 米深，由於排水溝使用時間已久，水溝壁已產生許多裂縫，水溝水應可對地下水產生出入滲效應，此外該水溝與河水相連，且地下水位面深約 1.76 公尺，歷年豐估水季變化約 0.6 公尺，因此可判斷此地下水位站可能主要受大排水溝影響，而使水位量測值為局部性之水位變化，與之相較重力量測值則為方圓 3 公里內之總量變化，兩量測量所受影響不同，造成推估結果與實際情形不同。

6.5 水文地質數化模型建置

水文地質數化模型為水文地質架構與水文地質參數成果之整合，因此在完成水文地質數化模型建置後，即可到三維之參數與地質數位模型，可藉此具體呈現不同視角以及不同面相之水文地質特徵，並作為後續地下水數值模式建置以及補注區劃設之依據。

6.5.1 建置說明

水文地質數化模型建置流程如圖 6.5-1 所示，為了綜整地質架構與參數推估結果，本計畫需先針對6.3 節所建立之水文地質架構進行數位化，接著將水文地質架構數化成果與 6.4 節的水文地質參數推估成果，共同存儲於 RockWorks 水文地質模型資料庫內，之後，透過 RockWorks 之三維水展示功能，可呈現各種視角之水文地質特徵，可有效協助後續相關分析之進行。

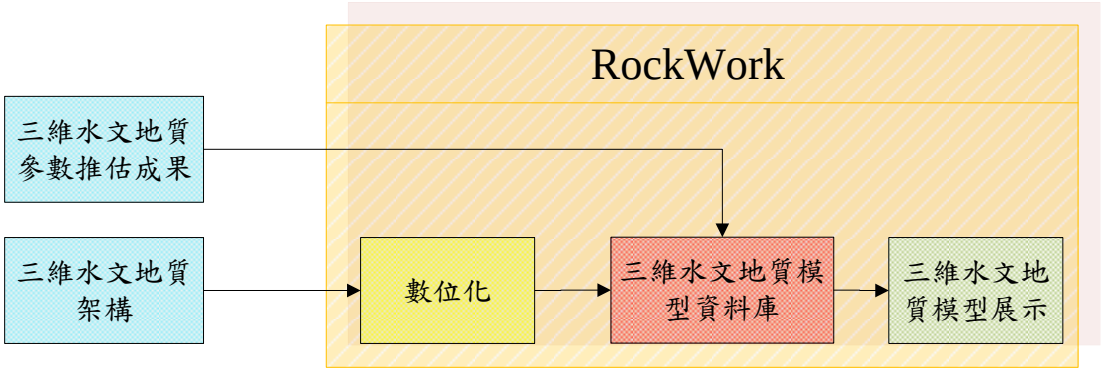


圖 6.5-1 水文地質數化模型建置流程

6.5.2 水文地質架構數位化

水文地質架構數位化方法如圖 6.5-2 所示。首先將地調所提供之六張水文地質剖面圖匯入本計畫所開發之數位化程式，以水平向 500 公尺，垂向 2.5 公尺解析度下之網格，記錄每一網格內之主要岩性資料，如圖 6.5-3 所示。原始剖面圖中包含各觀測井之分佈及岩性構造，然其顏色與周遭相同岩性之配色略有不同，因此本計畫在數位化之過程中將其濾除，補以周遭相同岩性之配色。圖 6.5-3(a)、(c)、(e)、(g)、(i)與(k)為原始的地質剖面圖，圖 6.5-3(b)、(d)、(f) 、(h)、(j)與(l)為地質剖面圖之數化成果，經兩兩比對後可確認兩者之一致性。

在完成地質剖面圖數位後，接著將數化後的岩性資料，儲存於 RockWorks 資料庫內，資料庫儲存格式如圖 6.5-4 所示。完成數化後的岩性資

料，本計畫採用建置虛擬觀測井的方式，將岩性資料儲存於 RockWorks 觀測井資料庫內(Borehole Manager)，如圖 6.5-4 所示。圖 6.5-4 為 RockWorks 觀測井資料庫的操作介面，可藉由左邊綠框內的觀測井井名作索引，查詢岩性資料表，而表格內記錄岩性種類、岩性代號與岩性深度範圍。

接著以此數位化後之資料為基礎，透過 RockWorks 內建之三維空間內插演算法(最近距離法)，推估三維空間之岩性分布，完成三維水文地質架構之建置，如圖 6.5-5 所示。最後將此三維水文地質架構儲存於 RockWorks 資料庫內，以供後續分析使用。

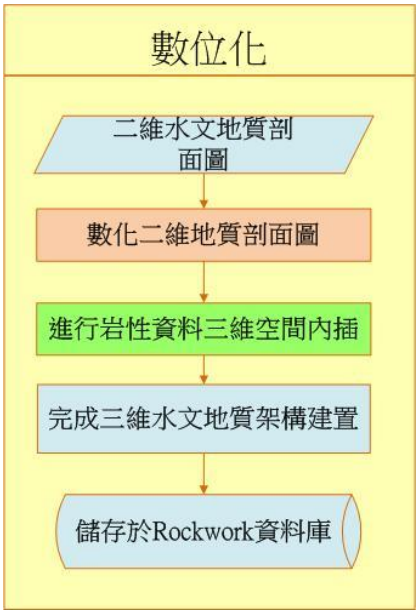
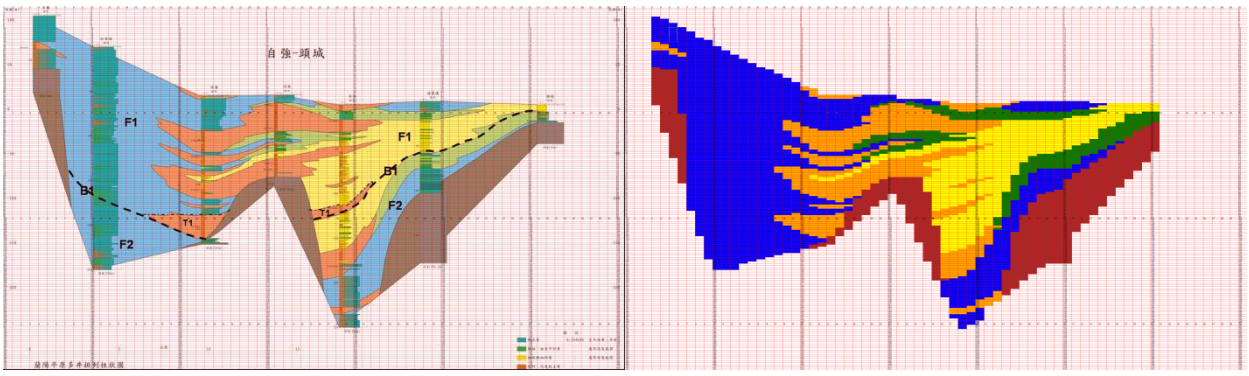
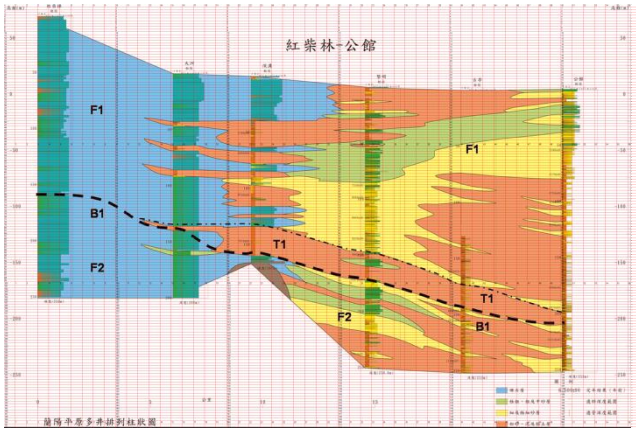


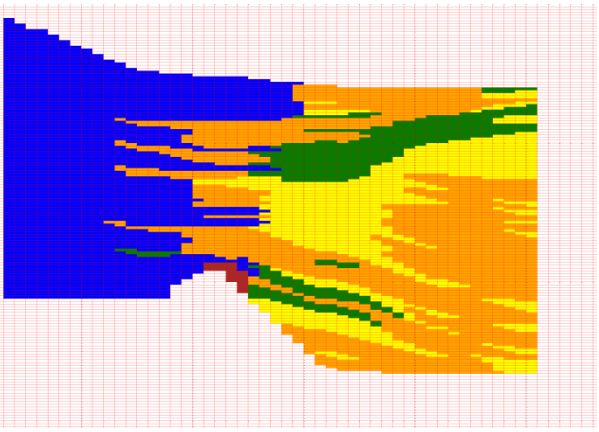
圖 6.5-2 水文地質架構數化之流程圖



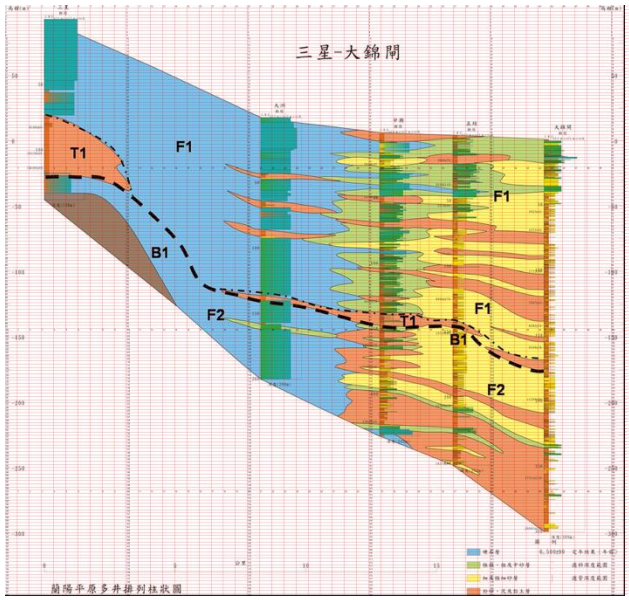
(a) (b)


紅柴林-公館
F1
B1
F2
T1
F1
T1
F2
B1
蘭陽平原多井排列柱狀圖

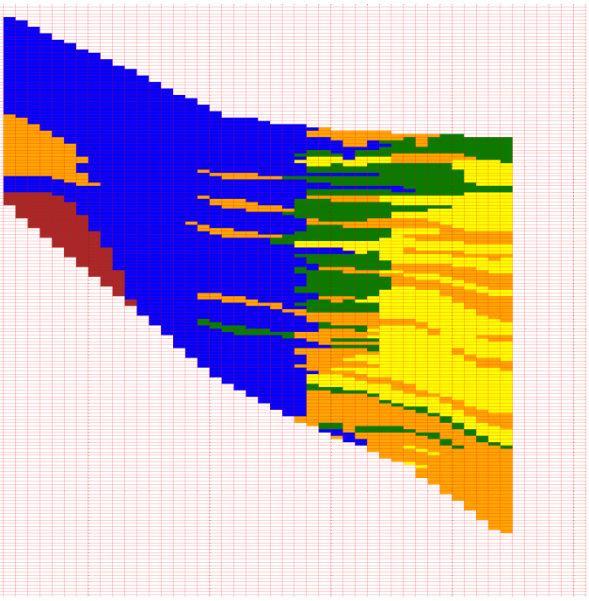
(c)



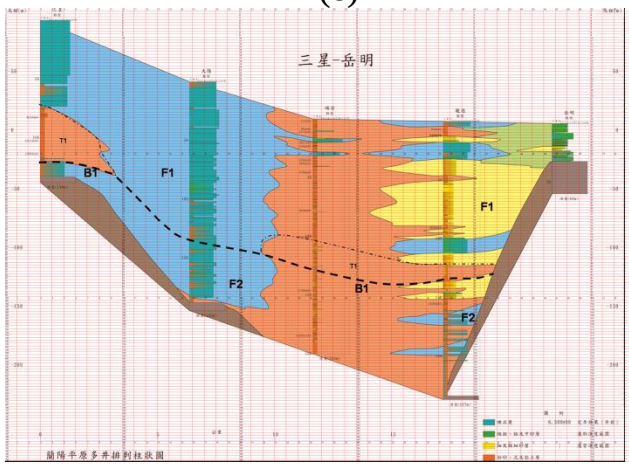
(d)


三星-大錦閘
T1
F1
B1
F2
F1
T1
F1
B1
F2
蘭陽平原多井排列柱狀圖

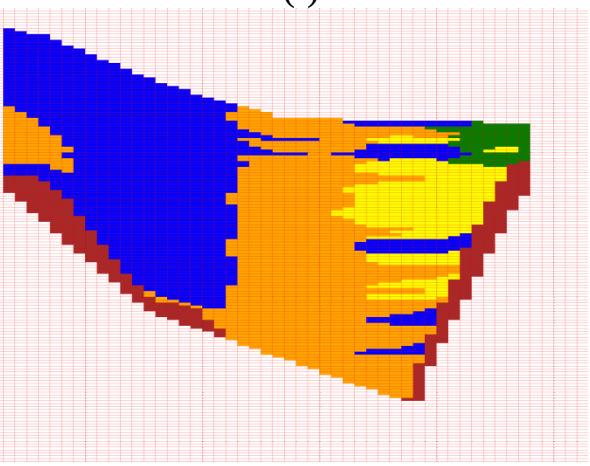
(e)



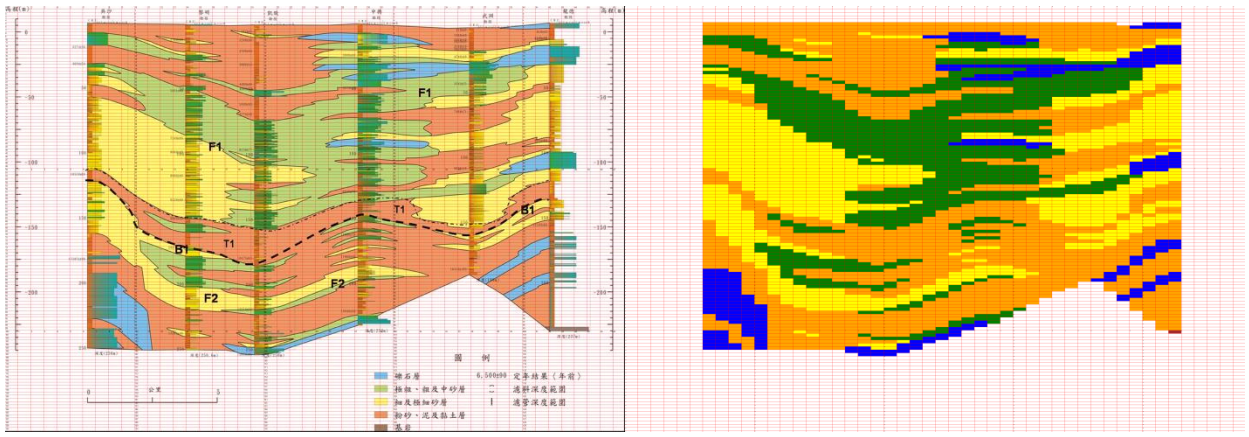
(f)


三星-岳明
T1
B1
F1
F2
F1
T1
B1
F2
蘭陽平原多井排列柱狀圖

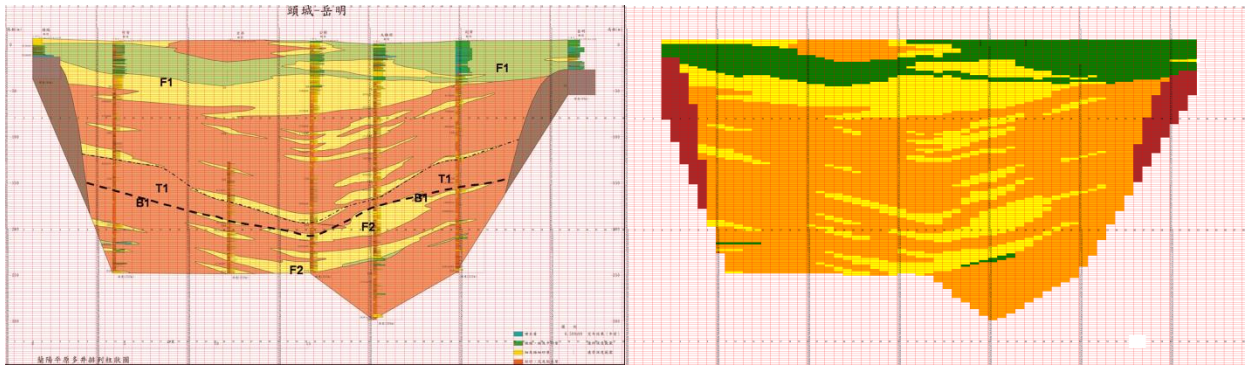
(g)



(h)



(i) (j)



(k) (l)

圖 6.5-3 二維剖面圖數化成果比對圖。

(a)自強至頭城原始剖面圖。(b) 自強至頭城網格數化成果圖。

(c)紅柴林至公館原始剖面圖。(d) 紅柴林至公館網格數化成果圖。

(e)三星至大閘錦原始剖面圖。(f) 三星至大閘錦網格數化成果圖。

(g)三星至岳明原始剖面圖。(h) 三星至岳明網格數化成果圖。

(i)吳沙至龍德原始剖面圖。(j) 吳沙至龍德網格數化成果圖。

(k)頭城至岳明原始剖面圖。(l) 頭城至岳明網格數化成果圖。

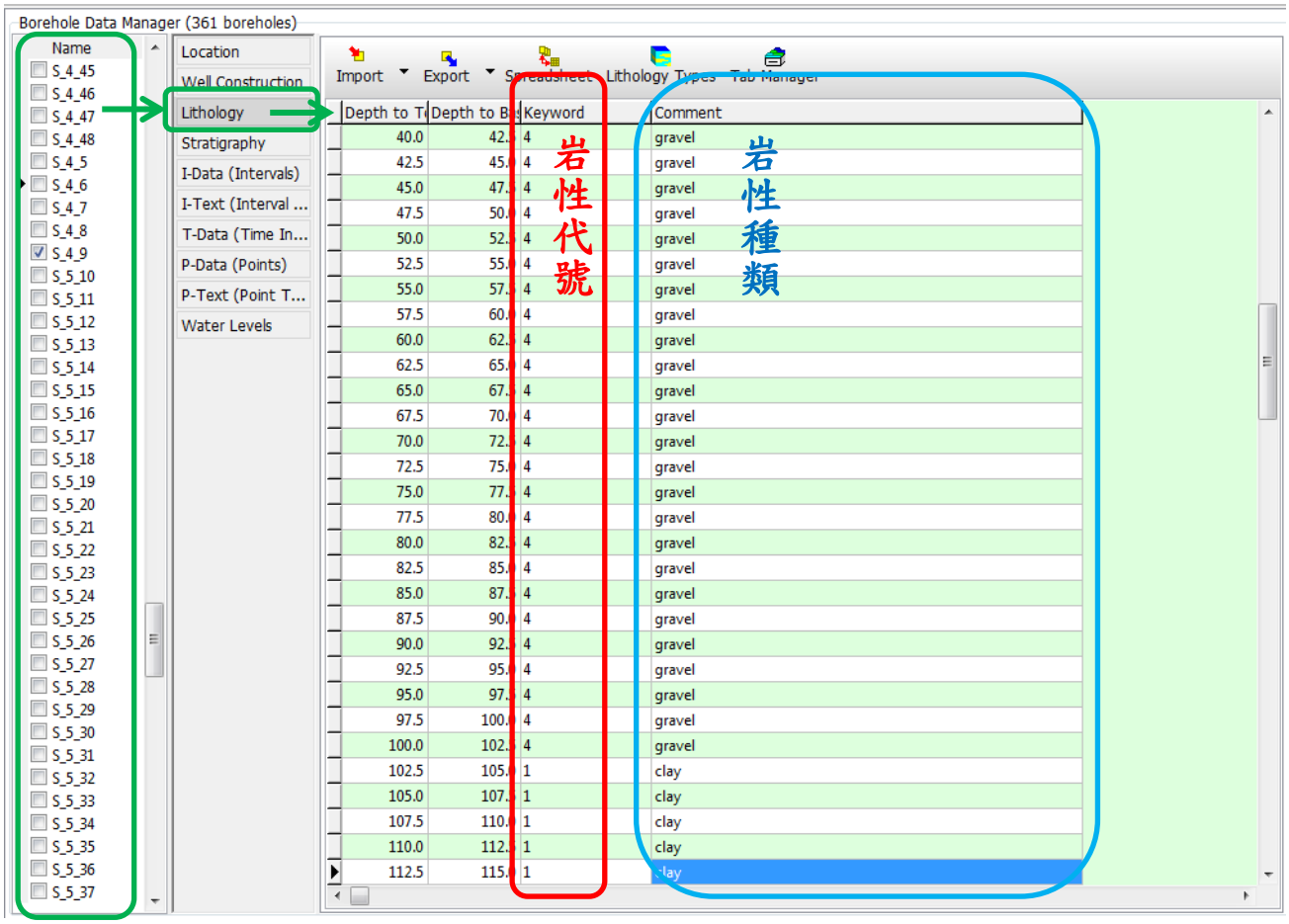


圖 6.5-4 數位化後之岩性資料儲存於資料庫示意圖

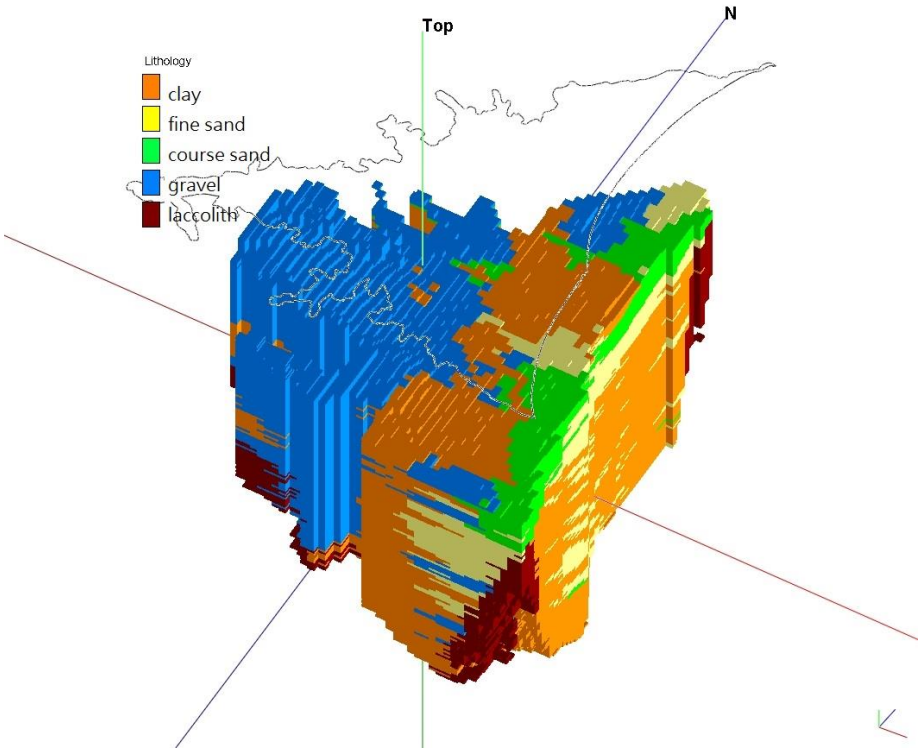


圖 6.5-5 三維水文地質數化架構

6.5.3 水文地質架構資料及三維圖像展示

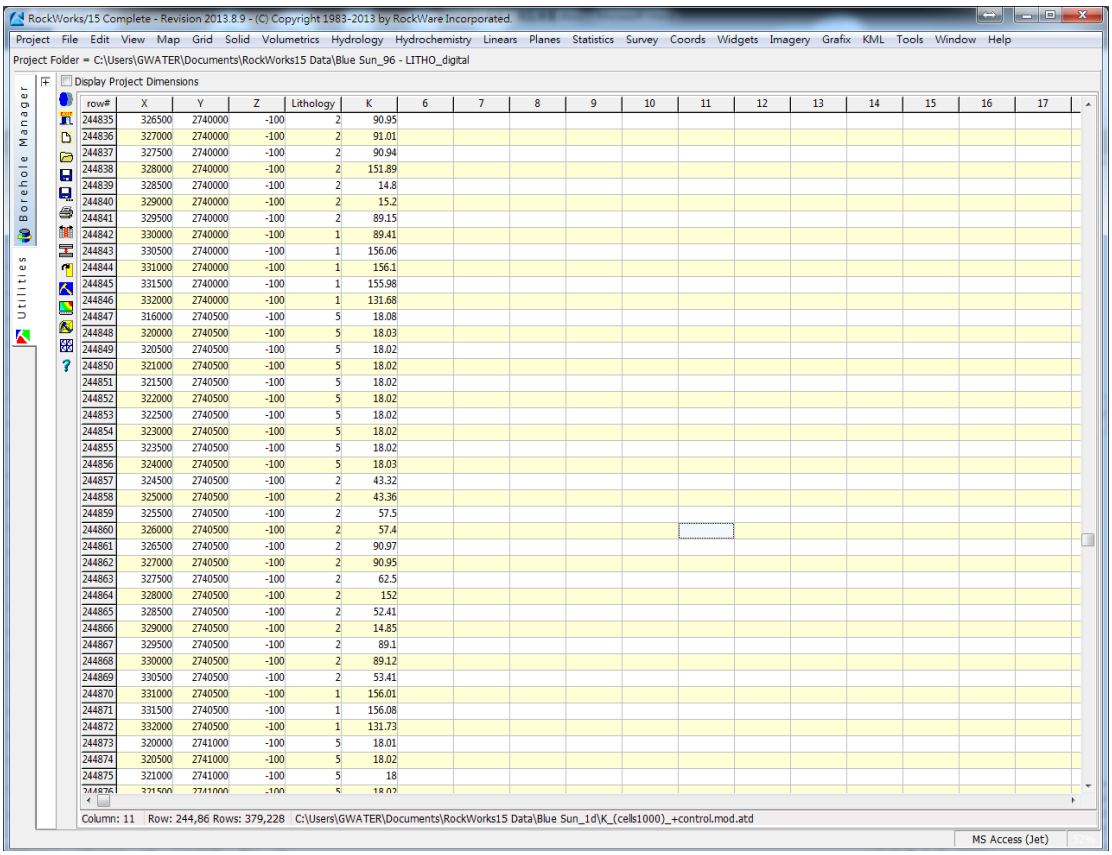
由於本計畫所產出的水文地質數化架構與水文地質參數推估成果，皆以三維網格進行數位化，兩者之空間分佈完全一致，因此若將兩者同時以三維空間圖像展示，將會造成讀者不易辨識，因此本小節首先將直接展示水文地質模型資料庫之資料儲存格式，再分別進行水文地質架構與參數之三維空間展示。

在水文地質架構資料部分，水文地質模型資料庫之資料儲存格式如圖 6.5-6 所示，由圖可知，本計畫所建立之三維水文地質模型之資料格式分別為各網格之 X 軸、Y 軸與 Z 軸座標，以及相對應之岩性與透水係數值。此資料儲存型態相對簡單且易於作為後續相關分析之應用，例如將資料輸出為 ASCII 格式之檔案後，可進一步將原始資料轉換為 Modflow 層化(layer)之透水係數輸入檔，亦可將此檔案輸入 Voxler 等高階三維繪圖軟體，呈現三維岩性之展示與分析，輔助辨識含水層分層架構，作為地下水流數值模式建置之參考。

在三維圖像展示的部份，本計畫以不同視角以及不同面相展示水文地質架構與水文地質參數。

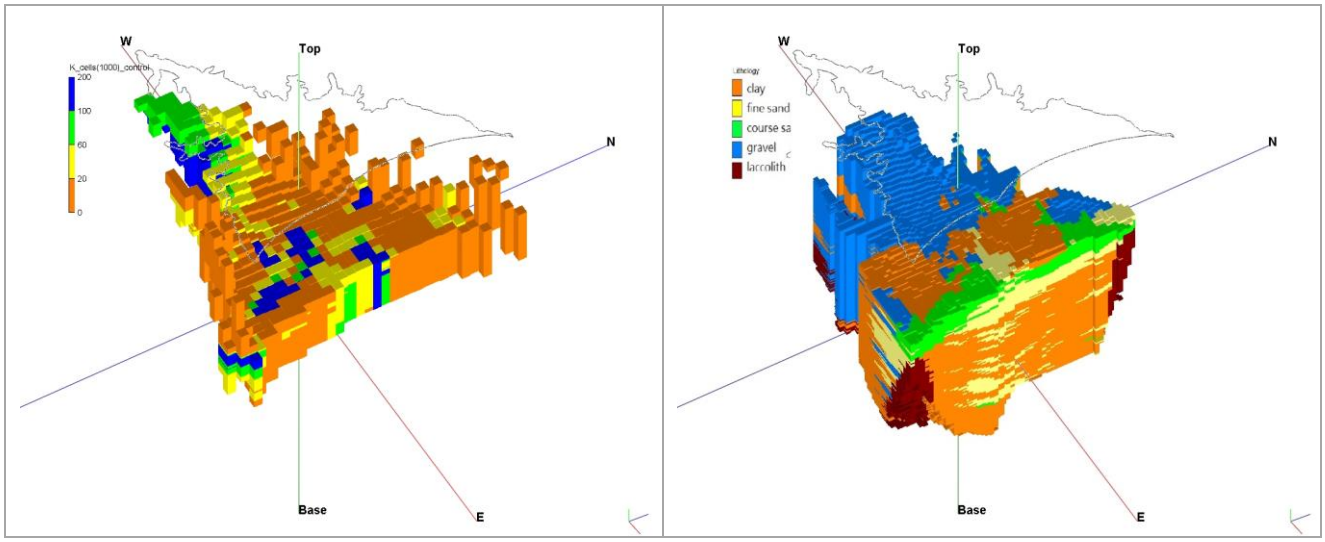
(1) 三維空間分佈

圖 6.5-7(a)透水係數之三維空間分佈圖，圖 6.5-7(b)為三維岩性分布圖。兩圖在厚度上略有差異，主要原因為透水係數需透過地電阻資料與抽水試驗資料進行推估，因此受限於資料解析度，僅能推估至距地表約 100 公尺深。圖 6.5-7(a)中，橘色代表 K 值介於 0 至 20 m/day 之間，黃色代表 K 值介於 20 至 60 m/day 之間，綠色代表 K 值介於 60 至 100 m/day 之間，藍色代表 K 值大於 100 m/day 以上。圖 6.5-7(b)中，橘色代表泥質，黃色代表細砂，綠色代表粗砂，藍色代表礫石。由此三維俯視圖可知，扇頂區域之表層大都為礫石，其 K 值在扇頂最大，往下游方向逐漸縮小，至扇央往海岸方向，表層多為泥砂交錯之分佈，而其 K 值大多在 20 m/day 以下，而在沿海粗砂分布較廣之區域，其 K 值則在 60 m/day 以上。



row#	X	Y	Z	Lithology	K	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
244835	326500	2740000	-100	2	90.95												
244836	327000	2740000	-100	2	91.01												
244837	327500	2740000	-100	2	90.94												
244838	328000	2740000	-100	2	151.89												
244839	328500	2740000	-100	2	14.8												
244840	329000	2740000	-100	2	15.2												
244841	329500	2740000	-100	2	89.15												
244842	330000	2740000	-100	1	89.41												
244843	330500	2740000	-100	1	156.06												
244844	331000	2740000	-100	1	156.1												
244845	331500	2740000	-100	1	155.98												
244846	332000	2740000	-100	1	131.68												
244847	316000	2740500	-100	5	18.08												
244848	320000	2740500	-100	5	18.03												
244849	320500	2740500	-100	5	18.02												
244850	321000	2740500	-100	5	18.02												
244851	321500	2740500	-100	5	18.02												
244852	322000	2740500	-100	5	18.02												
244853	322500	2740500	-100	5	18.02												
244854	323000	2740500	-100	5	18.02												
244855	323500	2740500	-100	5	18.02												
244856	324000	2740500	-100	5	18.03												
244857	324500	2740500	-100	2	43.32												
244858	325000	2740500	-100	2	43.36												
244859	325500	2740500	-100	2	57.5												
244860	326000	2740500	-100	2	57.4												
244861	326500	2740500	-100	2	90.97												
244862	327000	2740500	-100	2	90.95												
244863	327500	2740500	-100	2	62.5												
244864	328000	2740500	-100	2	152												
244865	328500	2740500	-100	2	52.41												
244866	329000	2740500	-100	2	14.85												
244867	329500	2740500	-100	2	89.1												
244868	330000	2740500	-100	2	89.12												
244869	330500	2740500	-100	2	53.41												
244870	331000	2740500	-100	1	156.01												
244871	331500	2740500	-100	1	156.08												
244872	332000	2740500	-100	1	131.73												
244873	320000	2741000	-100	5	18.01												
244874	320500	2741000	-100	5	18.02												
244875	321000	2741000	-100	5	18												

圖 6.5-6 網格資料展示



(a) (b)

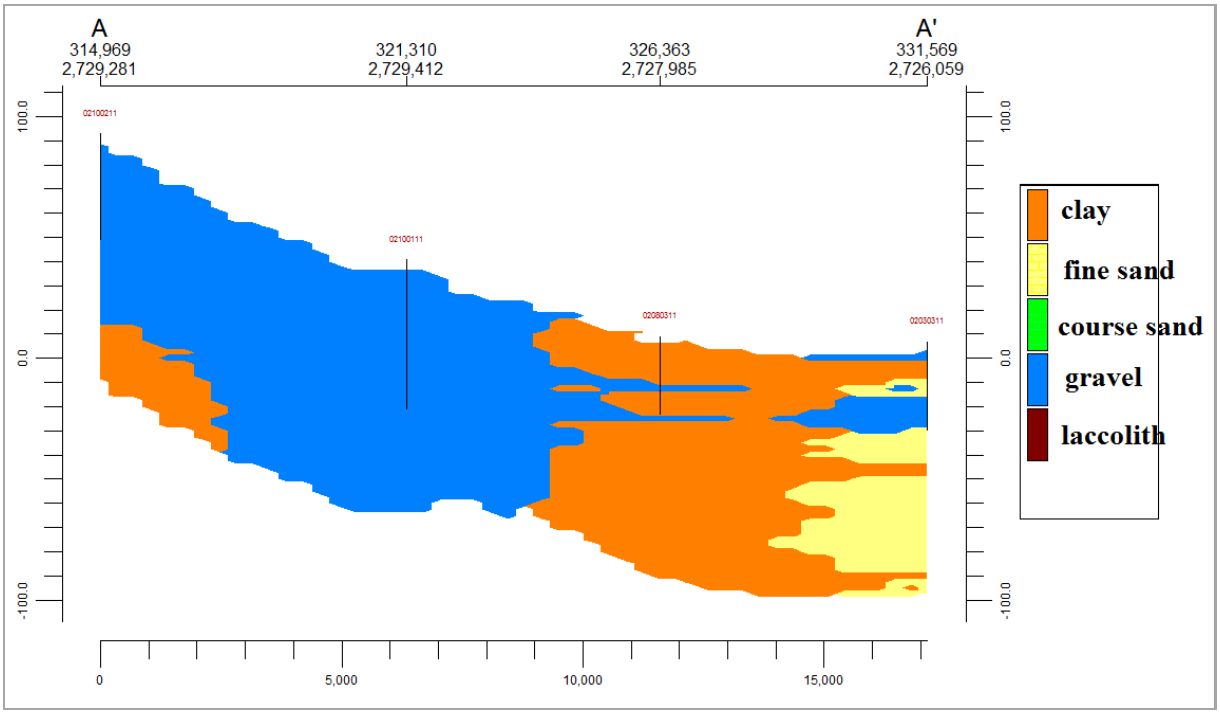
圖 6.5-7 水文地質模型三維空間分佈(a)三維透水係數分布圖。(b)三維岩性架構分布圖。

(2) 二維剖面比對

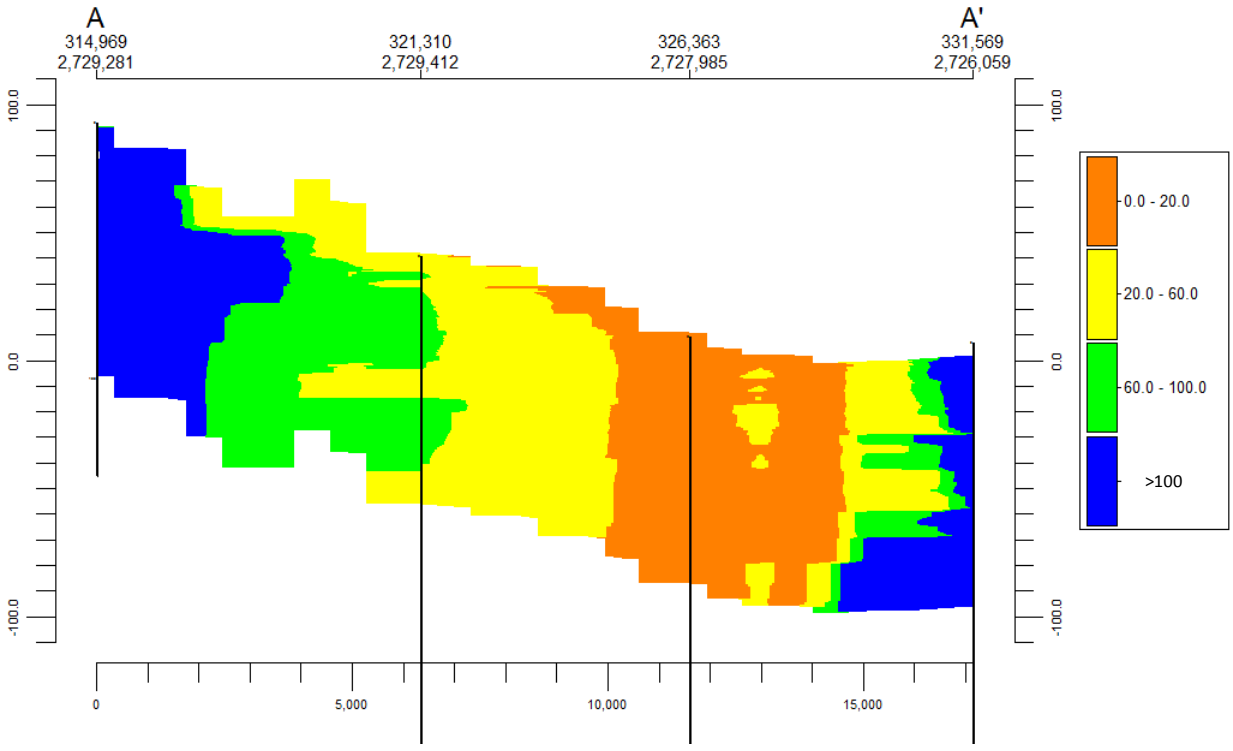
本計畫建立之三維水文地質模型，可透過剖面展示之方式，了解區域內部任一剖面之岩性及參數分佈，為研究者提供更詳盡之地層內部資訊。

圖 6.5-8(a)與(b)分別為以三星、大隱、順安至龍德間之井間連線，所繪製

之水文地質架構與水文地質參數剖面圖。藉由此兩剖面圖可知，岩性與透水係數間存在一定之關聯性。圖(a)中，左半邊主要為礫石分佈，之後與泥相接，而在圖(b)中，對應至礫石之範圍內，K 值則呈現由 100 m/day 之高通透性，逐漸下降至 60~20 m/day 之間，最後與泥相接時，則降至 20 m/day 以下。另外，由圖(b)可知，在礫石分佈範圍內，K 值呈逐漸下降趨勢，而非維持在原先之 100 m/day 以上，分析其主要原因應為 K 值推估時，除了考量觀測井資訊外，亦考量大量之地電阻資訊，因此得以呈現出較為細部之 K 值分佈特徵，而岩性分佈則主要參考觀測井或地質井岩心，資料密度相對地電阻為少，因此僅能反應大範圍之趨勢。



(a)



(b)

圖 6.5-8 剖面圖。(a)三星至龍德水文地質架構剖面。(b)三星至龍德水文地質參數剖面(K)。

(3) 空間資料查詢

本計畫所使用的展示工具，除了可提供研究人員檢視其內部任意剖面及角度之水文地質模式變化外，亦能自行定義井群間之連線，繪製此連線之二維井間剖面圖，以及多條井間連線之柵狀圖。此外，除了提供展示的功能介面外，亦提供查詢介面，如圖 6.5-9 所示，此介面可藉由調整三個維度的視角，改變使用者的視覺角度，如圖內籃框所示；另外，亦能藉由調整三個維度的深度，改變模式深度，最後可藉由滑鼠點選欲查詢的網格，便能於圖內下方綠色方格內，查詢到網格的位置與數值。

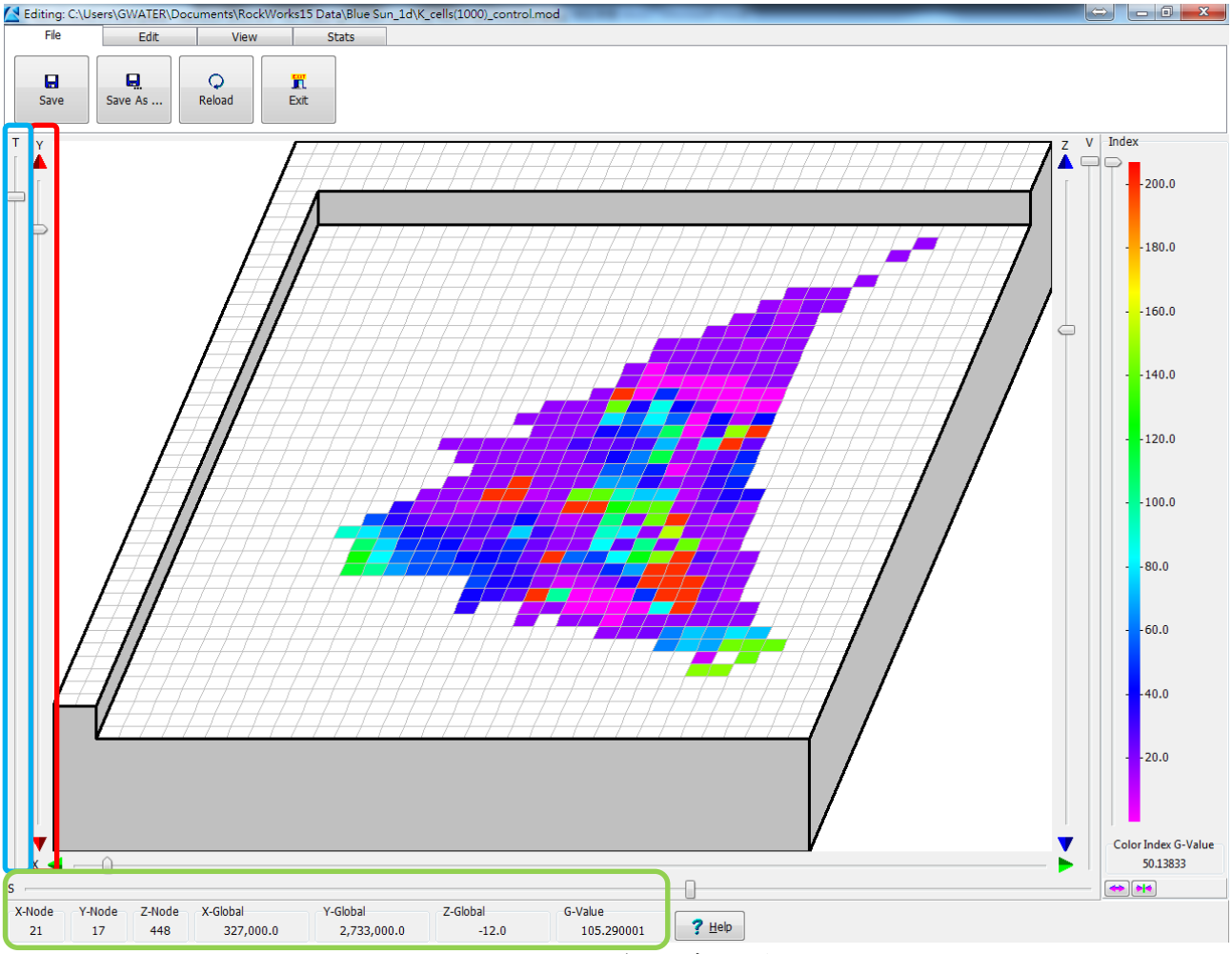


圖 6.5-9 空間資料查詢介面

6.5.4 水文地質模型應用於主要補注區邊界分析

在完成三維水文地質數化模型建置後，應用其成果於地下水主要補注區之邊界分析，步驟如下所示。

(1)於扇頂區域選擇多條剖面，繪製成柵狀圖，如圖 6.5-10 所示。

(2)藉由觀察空間上每一剖面，紀錄礫石層與泥層交界面，本計畫選取之交界面盡量以礫石為主，避免參雜泥質，如圖 6.5-11 所示。

(3)將各剖面之交界面連線，找出礫石層之邊界，而此邊界即為主要補注區邊界，如圖 6.5-12 紅線所示。為使此邊界空間位置易於辨識，將此邊界、觀測井、地質井與河川作圖，如圖 6.5-13 所示。

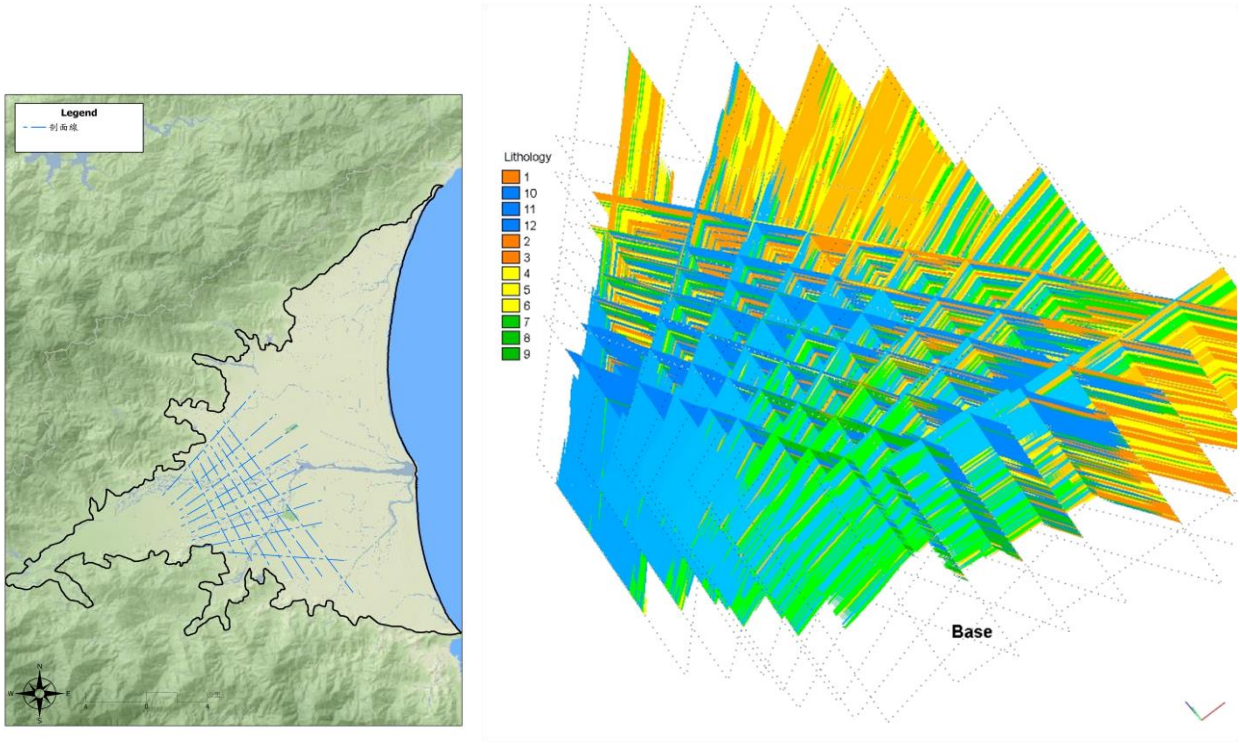


圖 6.5-10 剖面線位置示意圖與水文地質柵狀圖

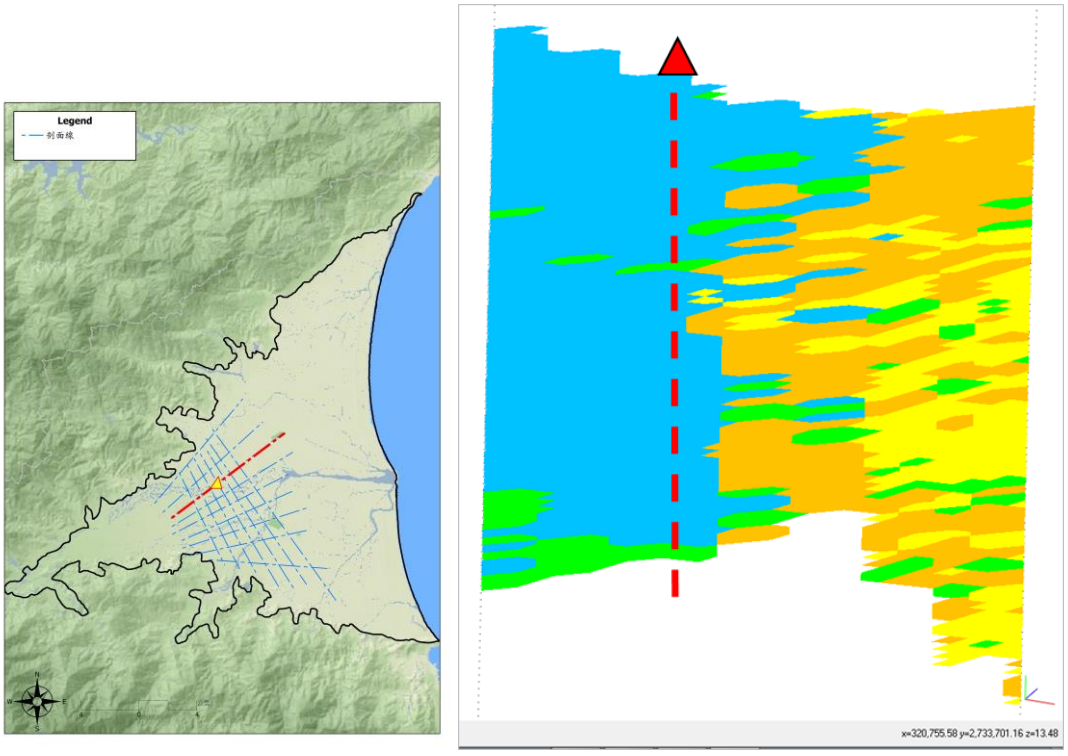


圖 6.5-11 一剖面線之剖面圖

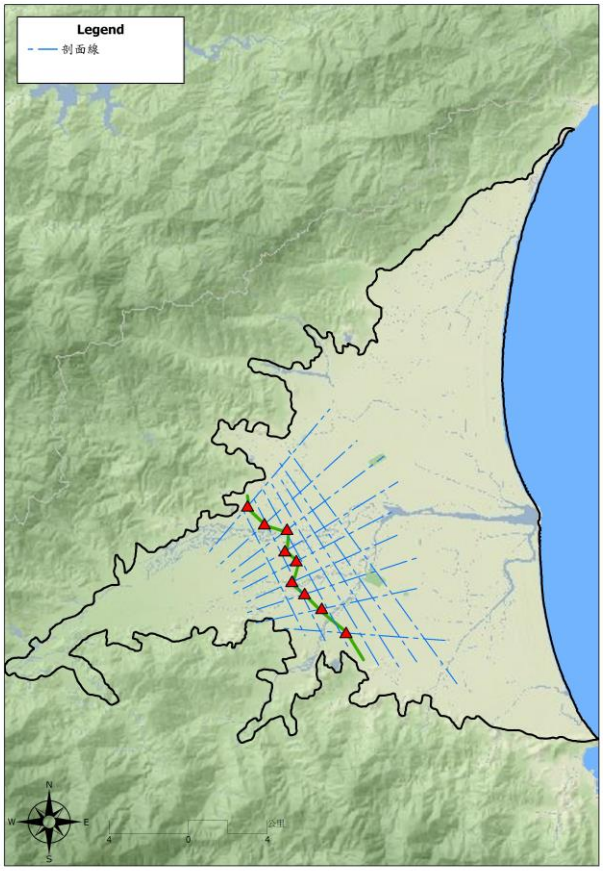


圖 6.5-12 各剖面礫石層邊界連線圖

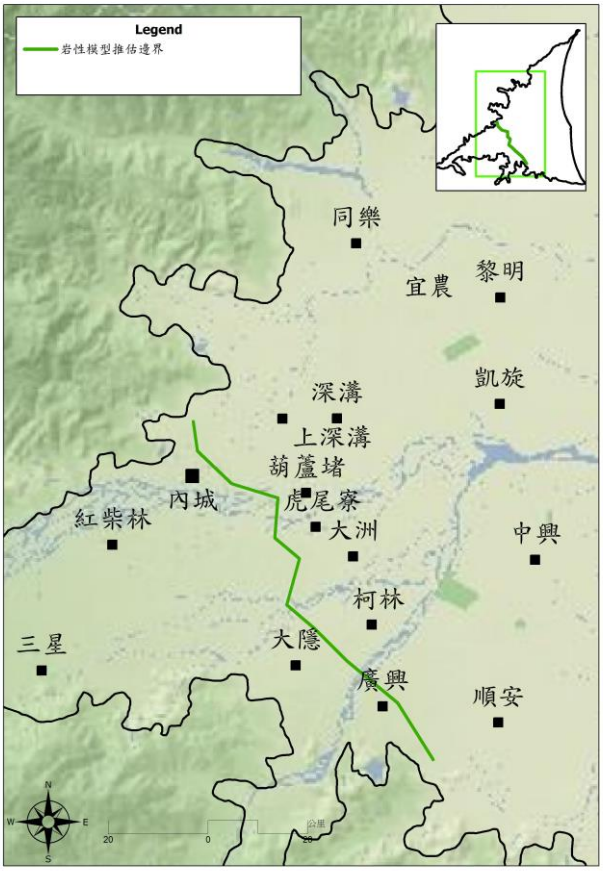


圖 6.5-13 水文地質模型推估之主要補注區邊界

6.5.5 其他應用

本計畫所建置之三維水文地質數化模型，除了可協助地下水主要補注區之分析，亦可應用於地下水數值模式建置與傳統型水位歷線法之分析上，以下將針對各工作項目之應用進行說明。

(一) 地下水流數值模式

採用 USGS 所開發之 MODFLOW 程式建置地下水流數值模式，MODFLOW 在地質參數輸入上，乃以層為概念，故在垂向上不需高解析度之參數值，本計畫可透過幾何平均、算數平均或其他整合方法，將單一分層內之垂向高解析度參數值轉換為單一參數值。而在阻水層或含水層之設定上，亦可透過三維水文地質數化模型分析其厚度、分佈及參數值，之後再輸出並轉換為模式之輸入檔，協助模式之建置。此外，當地下水模式進行參數檢定時，檢定過程中若發現局部區域之水平流場或含水層間之垂向流場出現不合理之流況時，亦可透過三維水文地質數化模型檢視局部區域之水文地質架構

及參數之合理性，並進行適當之調整。

(二) 傳統型水位歷線法

傳統型水位歷線法本身之架構即為三維模式，因此其水力參數值、阻水層與含水層之分佈皆可由水文地質模型建立輸入檔，而在模擬結果分析上，若局部區域出現不合理之抽/補量值，亦可透過水文地質模型協助分析，藉由其將水文地質架構與參數具像化之功能，檢視局部區域之水文地質架構與參數之合理性，有效協助問題之排解。

第七章 地下水補注區劃設

圖 7.1-1 為地下水補注區之劃設流程圖，本研究首先蒐集研究區域之既有資料，並同時以地球物理或地球化學等不同方式針對研究區域進行補充調查，接著搭配前述調查結果，建置研究區域之三維水文地質模型，最後綜整各項資訊，分析地下水補注區之邊界範圍。

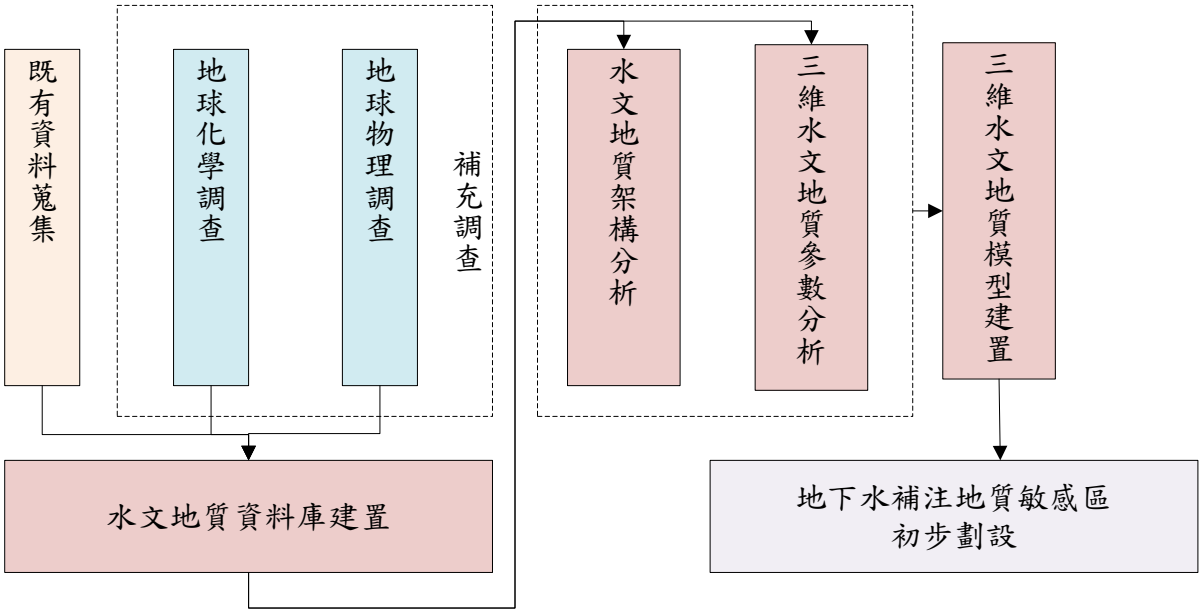


圖 7.1-1 地下水補注區劃設流程圖

7.1 資料彙整

圖 7.1-2 綜整本計畫各項既有資料與調查結果，其中包括(1)既有地質調查鑽探資料與今年度新鑽五口地質井資料、(2)地球物理補充調查的二維地電阻測線、(3)地球化學補充調查的水質溶氧資料與湧泉調查資料以及(4)三維水文地質模型分析結果。

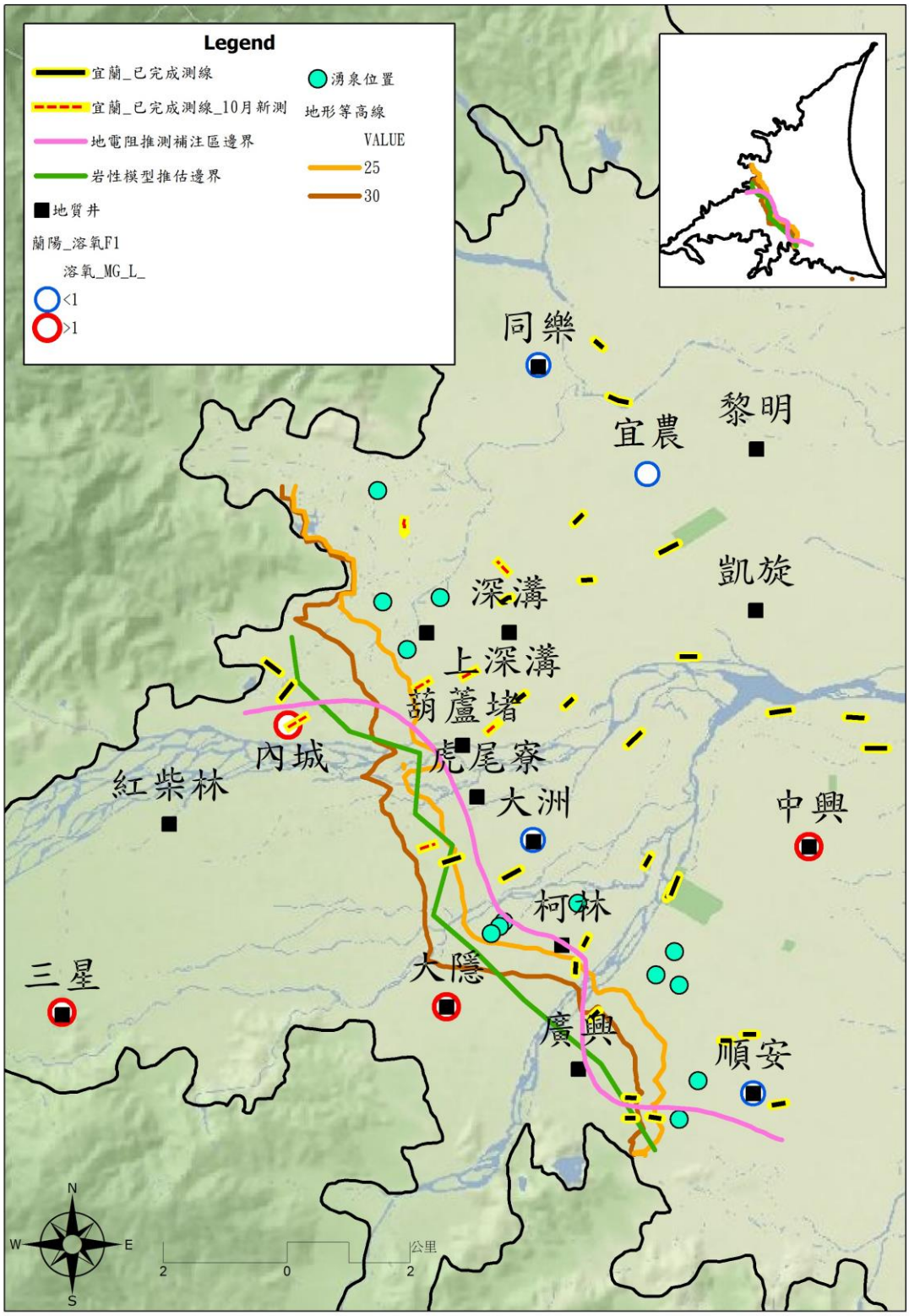


圖 7.1-2 各項資訊位置分佈圖

7.2 補注區邊界綜合分析

本研究在扇頂補注區邊界之推估，可細分為三個區域進行探討，分別為(1)內城以北、(2)內城至大隱之間，以及(3)大隱以南三個區段。

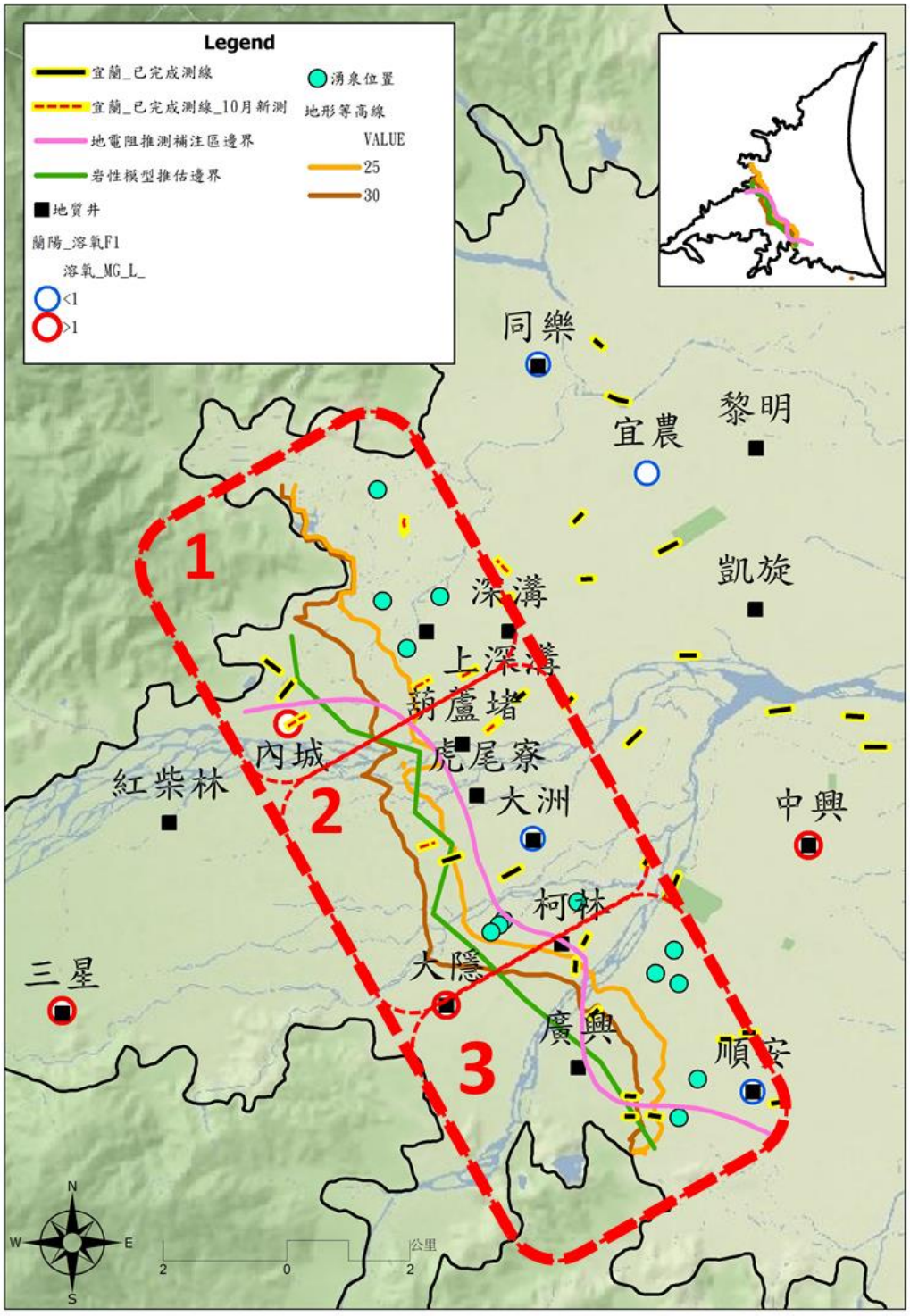


圖 7.2-1 分析區域說明

(1) 內城以北：

由湧泉調查結果可知，邊界不超過湧泉位置，亦即在湧泉帶往上游方向(湧泉帶以西)，而由地電阻之調查結果可知，內城周遭之測線，Line 05 與 Line 06，埋深約 17 公尺附近均出現低阻反應，顯示應存在較不透水物質，而 Line34 則呈現高阻之反應（深度達 51 公尺），加上湧泉位置至內城之間較少調查資料，因此建議以地電阻繪製之邊界為界。



圖 7.2-2 內城以北(分區 1)現地調查結果彙整分析

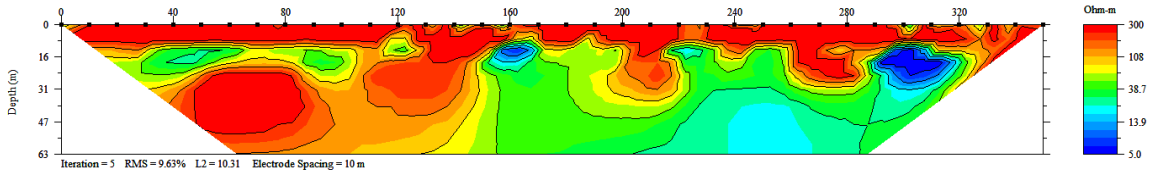


圖 7.2-3 Line 05 二維地電阻影像剖面圖

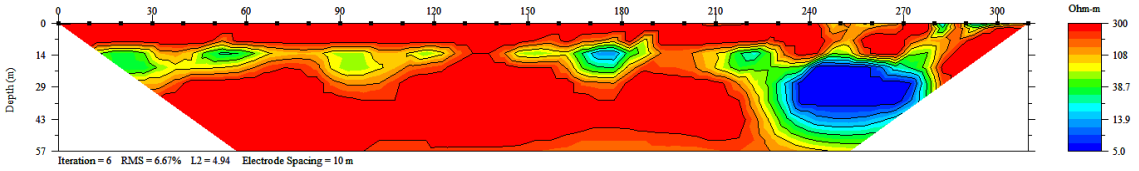


圖 7.2-4 Line 06 二維地電阻影像剖面圖

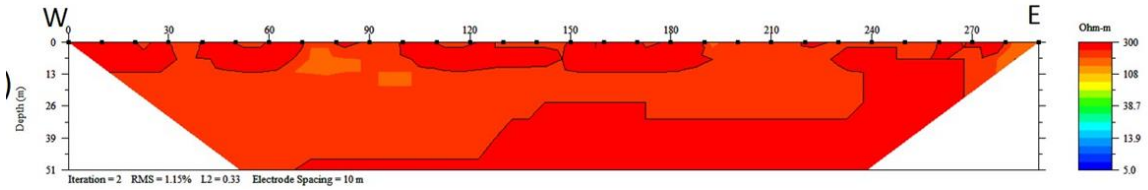


圖 7.2-5　Line 34 二維地電阻影像剖面圖

(2) 內城至大隱之間：

由新鑿四口地質井之岩心(葫蘆堵、虎尾寮、大洲與柯林)以及湧泉調查結果可推測，此區段之補注區邊界約在新鑿井與湧泉帶以西，而地電阻、地化與三維水文地質模型建議之邊界則相當接近，約在等高線 25-30 公尺之間，由二維地電阻測線 Line36 與 Line07(深度分別達 40 與 57 公尺)可知，該測線位置由上而下呈高阻反應，因此邊界應可達到 Line07 範圍，但在大隱附近則不超過湧泉帶之範圍，此區段建議之邊界如圖 7.2-6 紅線所示。此外，此邊界以西之內城與大隱觀測井的溶氧量相對於邊界以東之大洲站溶氧量為高，可輔助說明本邊界之合理性。

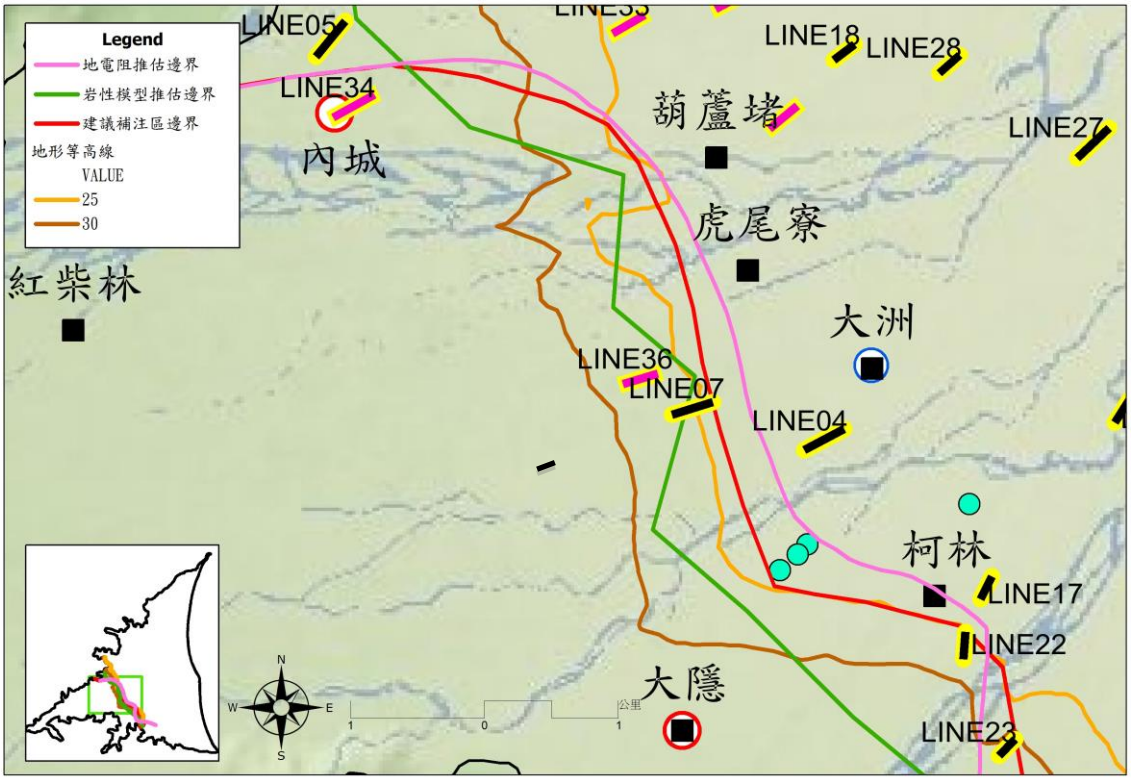


圖 7.2-6 內城至大隱分區(分區 2)現地調查結果彙整分析

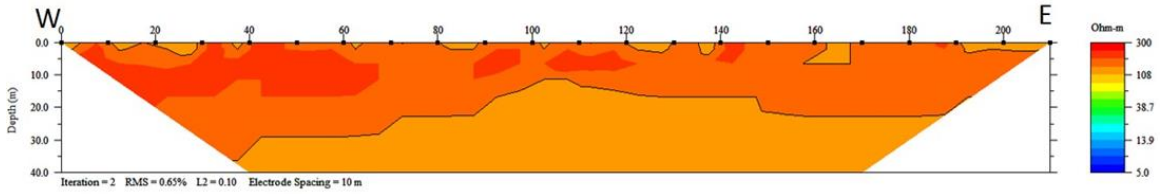


圖 7.2-7　Line 36 二維地電阻影像剖面圖

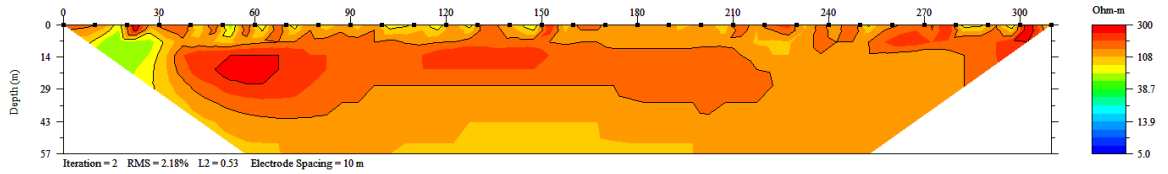


圖 7.2-8　Line 07 二維地電阻影像剖面圖

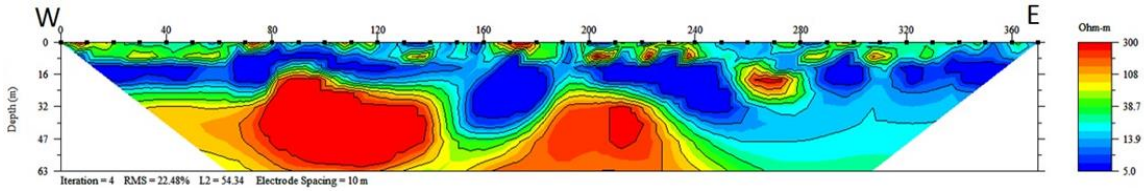


圖 7.2-9　Line 04 二維地電阻影像剖面圖

(3) 大隱以南：

在大隱以南之區段可再細分為兩區段：(a)大隱至羅東溪 (b)羅東溪以東。

(a) 大隱至羅東溪：首先由湧泉與柯林站(新鑿地質井)之岩心可推測邊界必不超過湧泉帶與柯林站之連線。此連線往上游方向之地化調查邊界(25-30 公尺等高線)、地電阻推估邊界與三維水文地質模型建議之邊界皆非常相近，由柯林站周遭二維地電阻測線 Line22 呈現高阻(深度 40 公尺以內皆高阻)反應，而另一鄰近測線 Line 17 表層約 17 公尺處呈現低阻反應，可推估大隱至羅東溪之間，補注區邊界應在 Line 22 附近，接近 25 公尺等高線，故此部份之邊界建議以 25 公尺等高線為主。

(b) 羅東溪以東：越過羅東溪後，Line 23 顯示為高阻，東方為湧泉帶，邊界應介於此兩者之間，若同時考量南方之 Line 24 表層顯示為低阻，邊界應由 25 公尺等高線往 Line 23 內縮。往南之廣興主要岩心為泥質礫，故邊界應往廣興靠近，同時避開 Line 24。Line 29(深度 28 公尺以內皆高阻)與 Line 25(深度 40 公尺以內皆高阻)皆呈現高阻，故邊界應通過此兩條測線，但不超過湧泉帶。

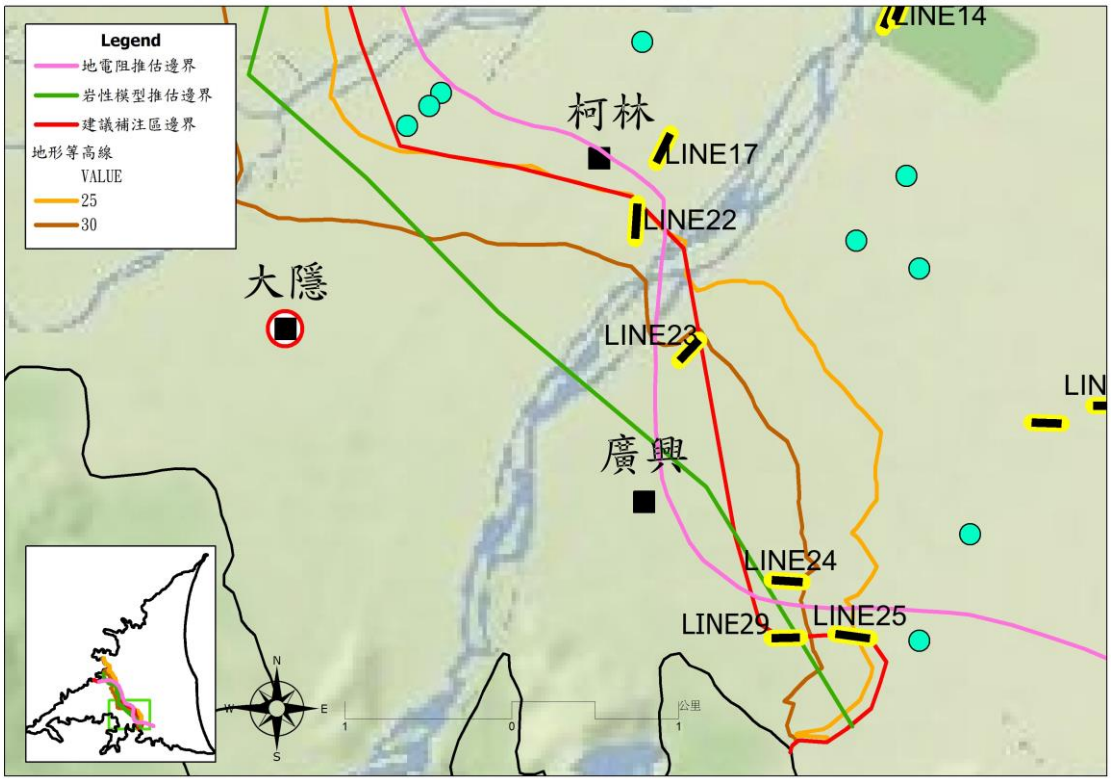


圖 7.2-10 大隱以南分區(分區 3)現地調查結果彙整分析

鑽測單位	中央地質調查所	井名稱	柯林	井號	020851G1
高程	22.538m	井深	100m	位置(TM)	X:323208.295 Y:2730426.104
井址	宜蘭縣冬山鄉柯林村(埔林31)				

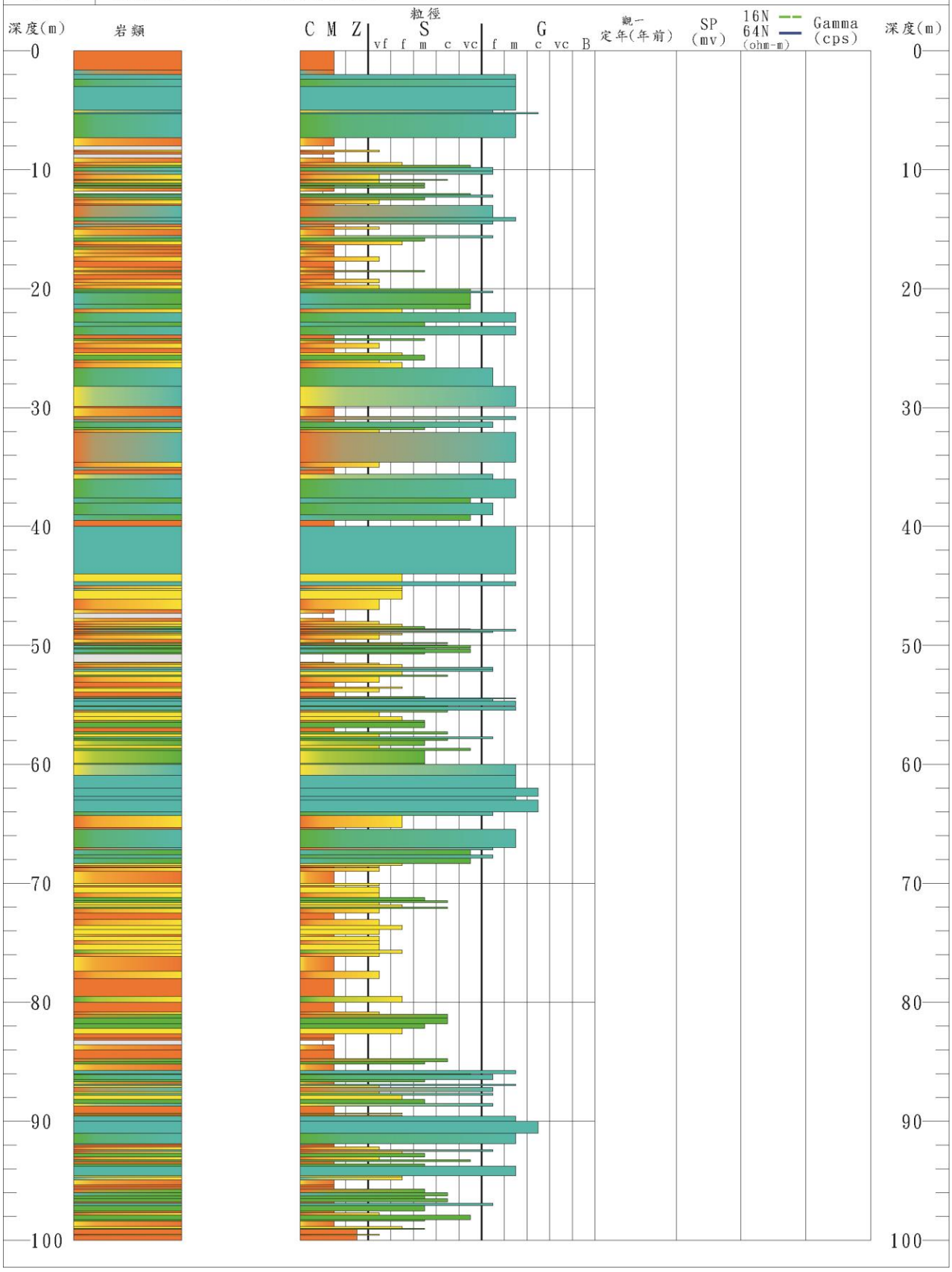


圖 7.2-11 柯林站之岩心柱狀圖

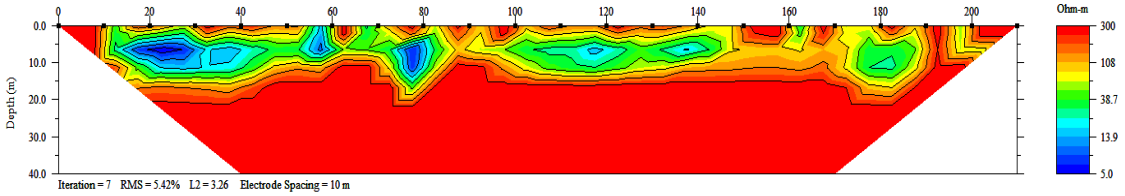


圖 7.2-12　Line 17 二維地電阻影像剖面圖

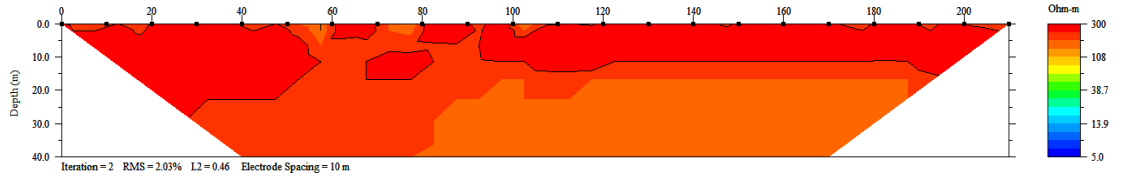


圖 7.2-13　Line 22 二維地電阻影像剖面圖

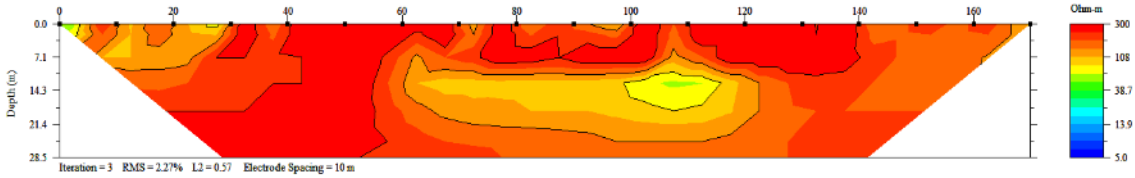


圖 7.2-14　Line 23 二維地電阻影像剖面圖

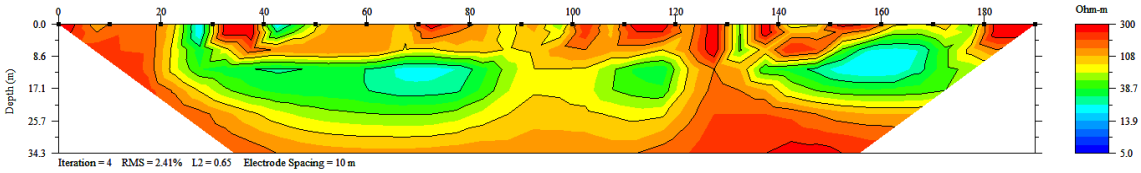


圖 7.2-15　Line 24 二維地電阻影像剖面圖

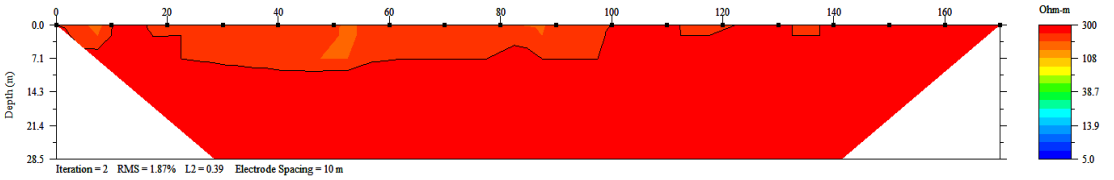


圖 7.2-16　Line 29 二維地電阻影像剖面圖

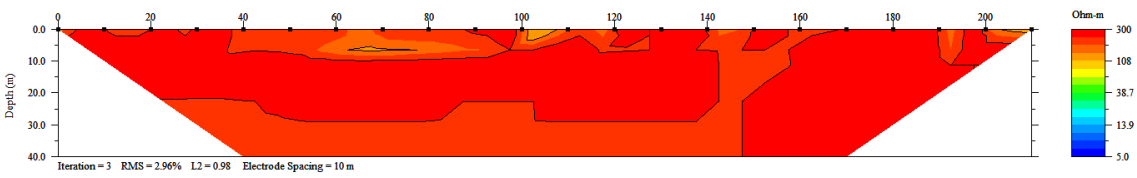


圖 7.2-17　Line 25 二維地電阻影像剖面圖

鑽測單位	中央地質調查所	井名稱	廣興	井號	020852G1
高程	42.578m	井深	100m	位置(TM)	X:323481.296 Y:2728386.097
井址	宜蘭縣冬山鄉鹿埔村				

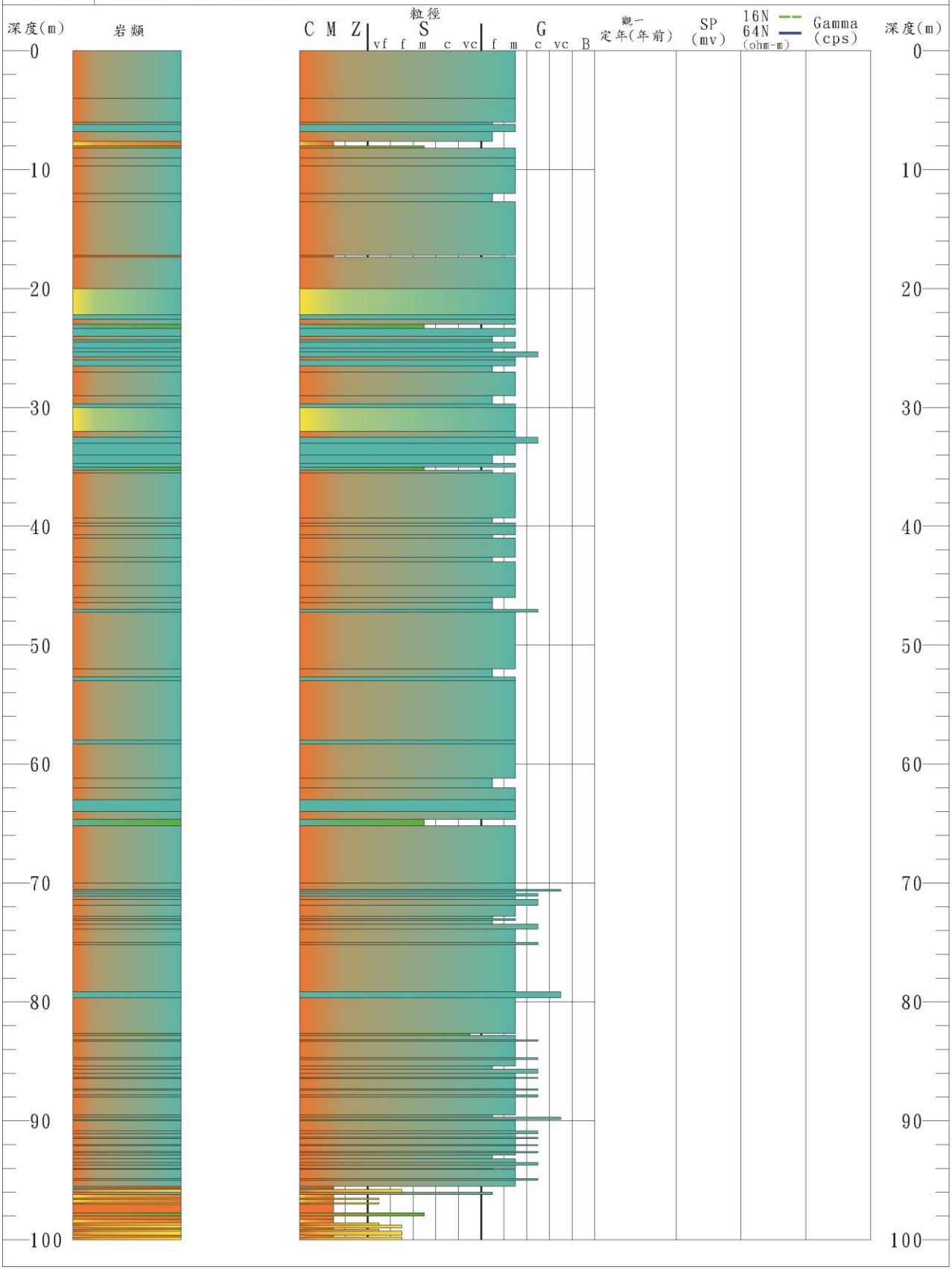


圖 7.2-18 廣興站之岩心柱狀圖

(4) 補注區邊界

本計畫綜合前述 3 個分區之分析結果，建議之補注區邊界如圖 7.2-19 所示，範圍跨及三星鄉、員山鄉與冬山鄉部分區域，補注區之面積約為 120km^2 ，約佔蘭陽平原面積之 26%。

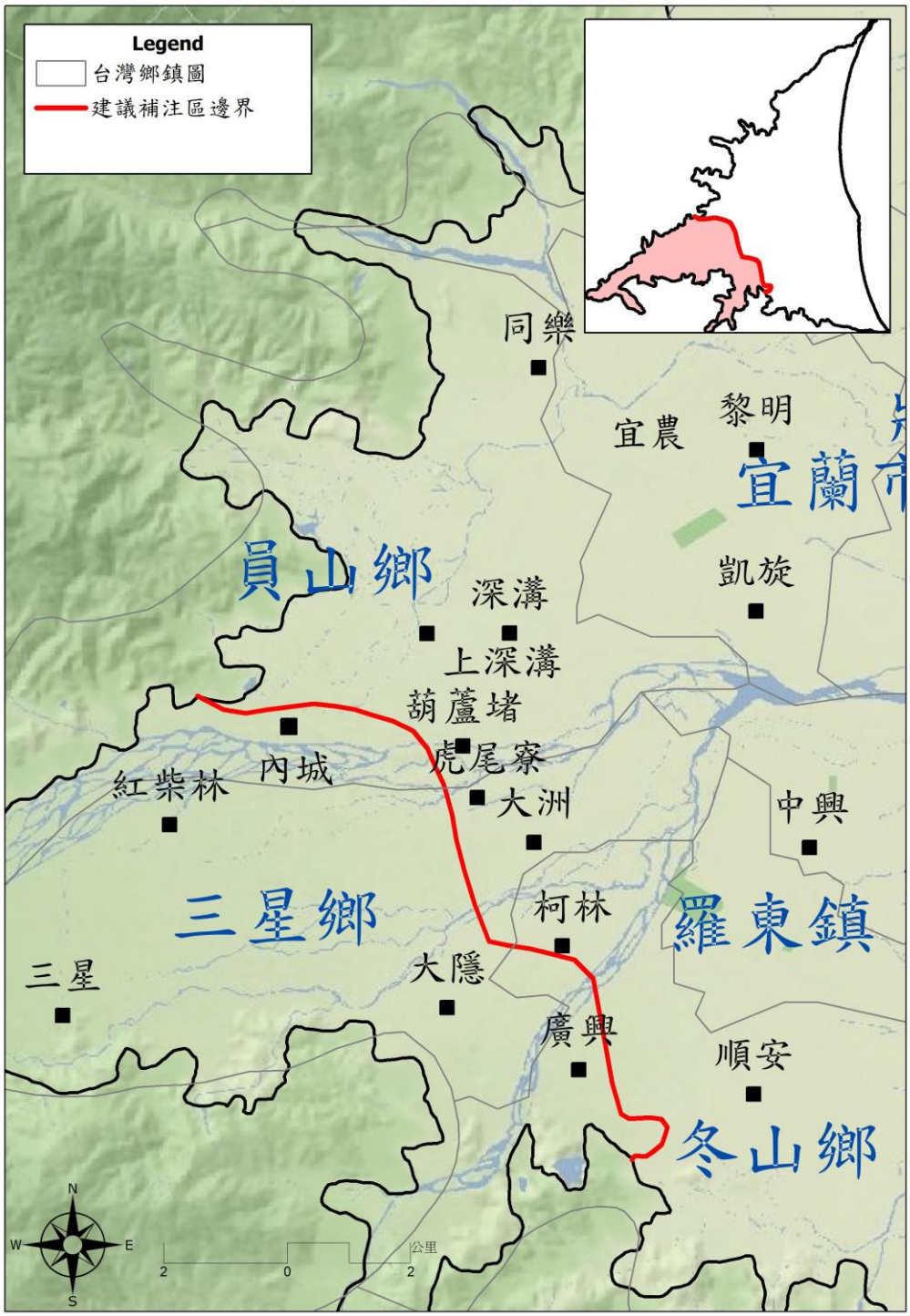


圖 7.2-19 本計畫建議之補注區邊界

第八章 地下水補注量與抽水量推估

8.1 地下水歷線法分析

本年度計畫將以蘭陽平原長期觀測之大量地下水位為基礎，應用地下水位歷線法(江崇榮, 2006)推估區域之補注量與抽水量。

8.1.1 地下水位歷線法理論介紹

江崇榮(2006)等人提出以地下水位歷線變動與地下水層儲水係數，直接進行抽水量、補注量、蓄水變化量和流失量之評估，該方法曾應用於屏東平原之地下水補注量推估，應用水位歷線法可以有效應用地下水觀測網累積多年之成果。圖 8.1-1 為地下水位歷線法之計算流程圖，其流程主要可以分為五個步驟，首先利用水位歷線配合土壤儲水係數或比出水量計算系統之儲蓄水量歷線，其次利用枯水期之儲蓄水量變化推估平均抽水量，接著應用降雨後之水位變化方式決定系統流出量，再來是以年初年末儲蓄水量決定年度變化量，最後則是以連續方程式推估年補注量。以下將進一步詳細說明：

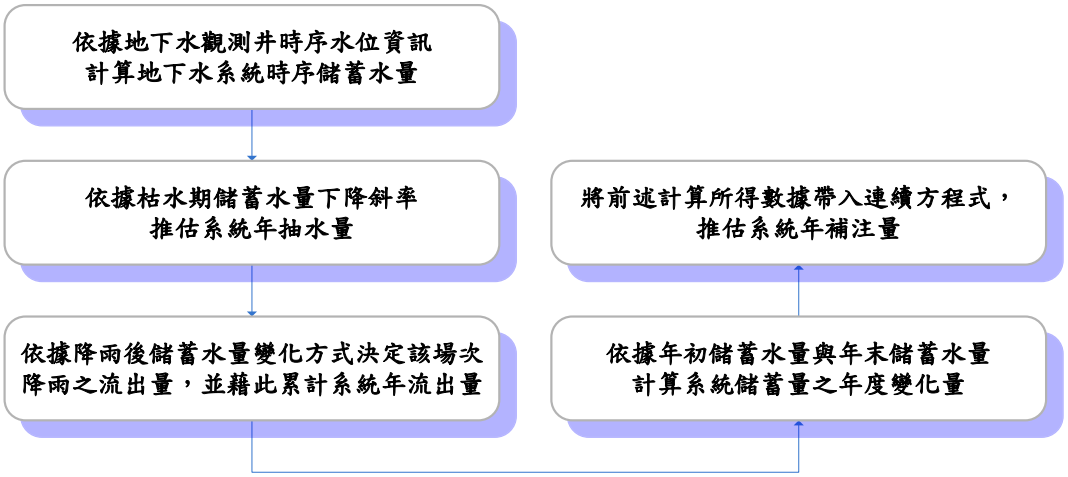


圖 8.1-1 地下水水位歷線法計算流程圖

地下水層平時受到抽水與補注之影響，地下水位歷線隨時間高低起伏，然而分析地下水位歷線與降雨歷線之關係，可以發現地下水位歷線上升或是減緩下降是隨著降雨行為而產生(如圖 8.1-2 所示)，因此可藉由水位歷線與降雨歷線之關係，估算系統平均抽水量與入滲補注量。圖 8.1-3 為表層水層之概念模型示意圖，其中影響水位變化的項目包含抽水量、補注量、側向交換量與其他垂向交換量。地下水位歷線與降雨歷線由觀測水井與雨量站長期觀測儲存，然其在

研究區域上為點位型式分佈，若欲將點位型式之資料涵蓋至整個研究區域，常見處理方法是透過徐昇氏多邊形或擬徐昇氏多邊形之矩形網格來劃分各觀測水井與雨量站之代表範圍(如圖 8.1-4 所示)。徐昇氏多邊形最重要的特性為徐昇氏多邊形中任意點必與其對應之代表觀測水井或雨量站最接近。

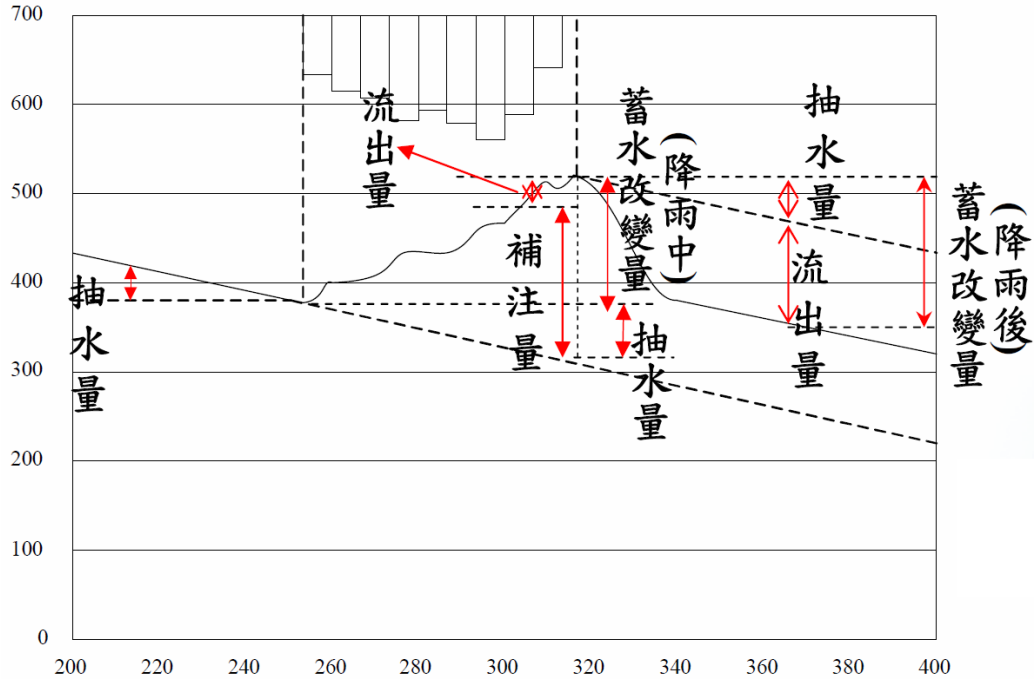


圖 8.1-2 區域降雨歷線與地下水位歷線起伏變化示意圖

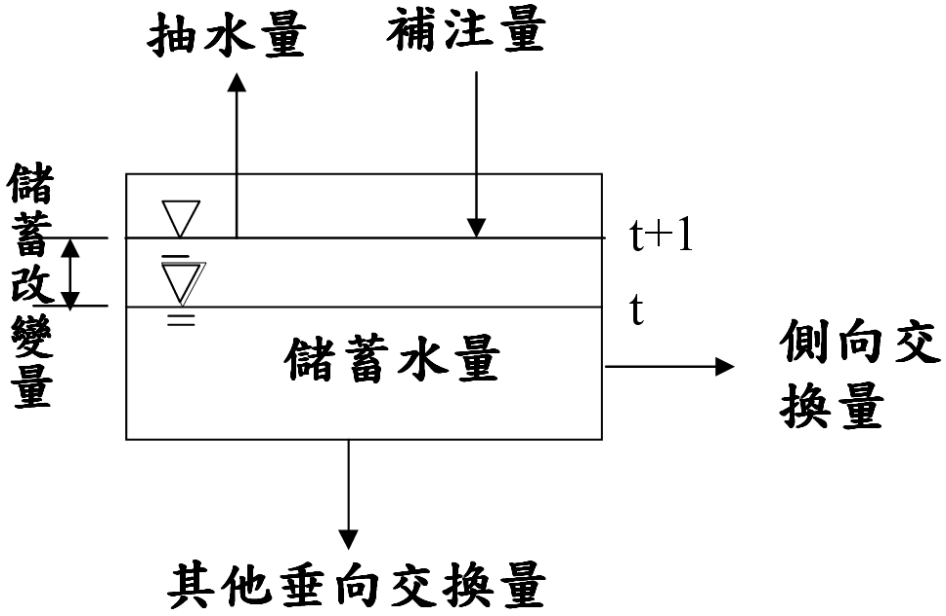


圖 8.1-3 表層水層之概念模型示意圖

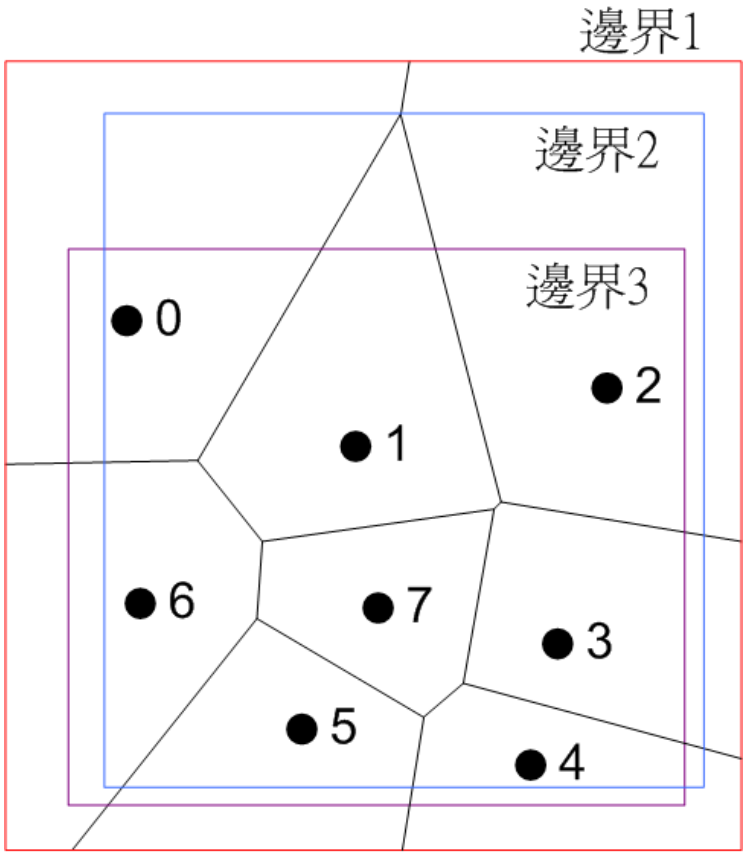


圖 8.1-4 徐昇氏多邊形

降雨行為使得地下水層蓄水量增加，地下水位亦隨之上升；然而地下水位之上升，並不全然代表地下水補注事件，潮汐、地潮、氣壓、地震及停止抽水等，均可造成地下水位之上升或減緩下降。因此，本方法將採用平均日水位進行計算，可以消除潮汐或地潮等引發之短週期水位起伏。基於此一原因，河川流量與降雨資料亦同時採用日平均資料。

觀察台灣地區降雨資料，可以發現從十一月起至次年四月間多為少雨之枯水期；從各地下水區地下水觀測資料顯示，在枯水期期間，地下水位歷線以趨近直線的方式下降，以蘭陽平原之三星觀測井為例(如圖 8.1-5 所示)，平均日降雨量與地下水位變化有顯著的關聯性，若綜觀 2004~2006 年之枯水期水位變化(如圖 8.1-6 所示)，從十一月至隔年之五月期間，其地下水位之退水斜率極為相近，直至雨季期間地下水位方止跌回升。

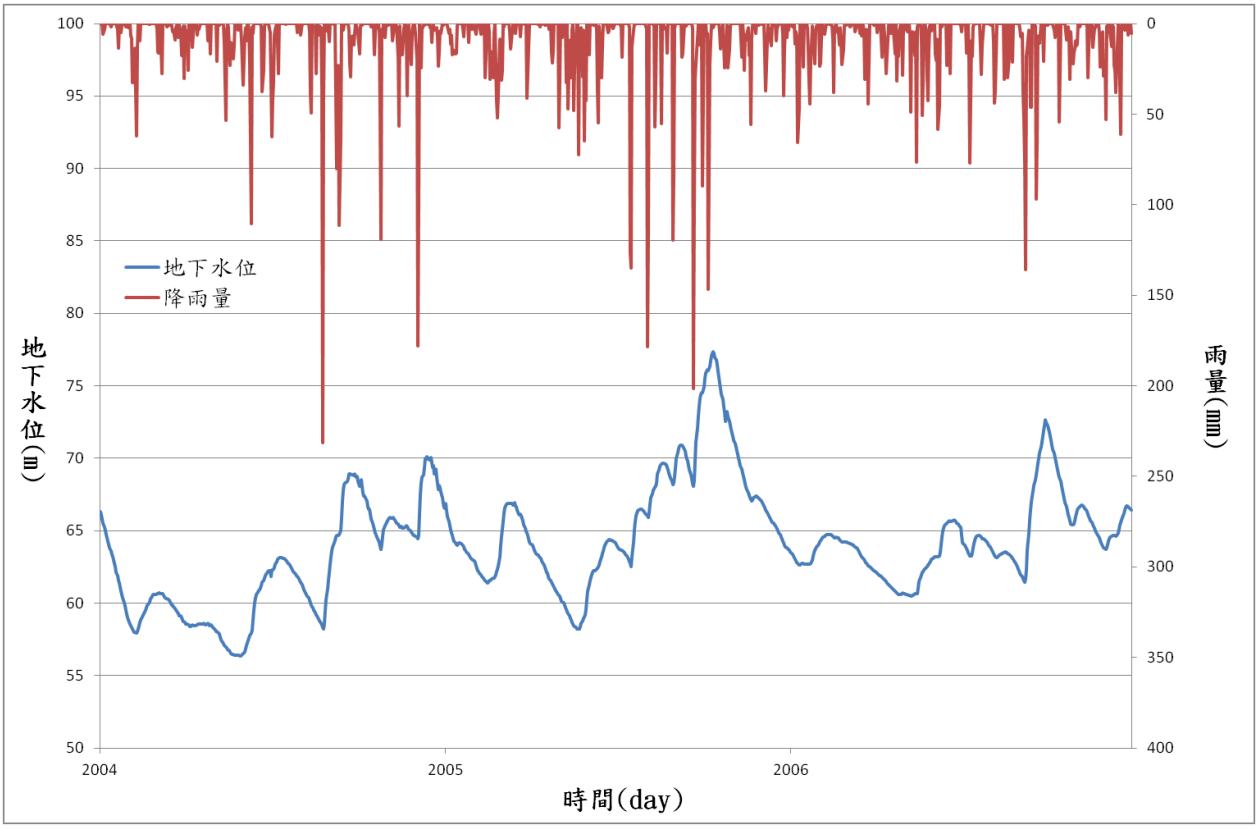


圖 8.1-5 三星觀測井 2004~2006 年平均日降雨量與日地下水水位圖

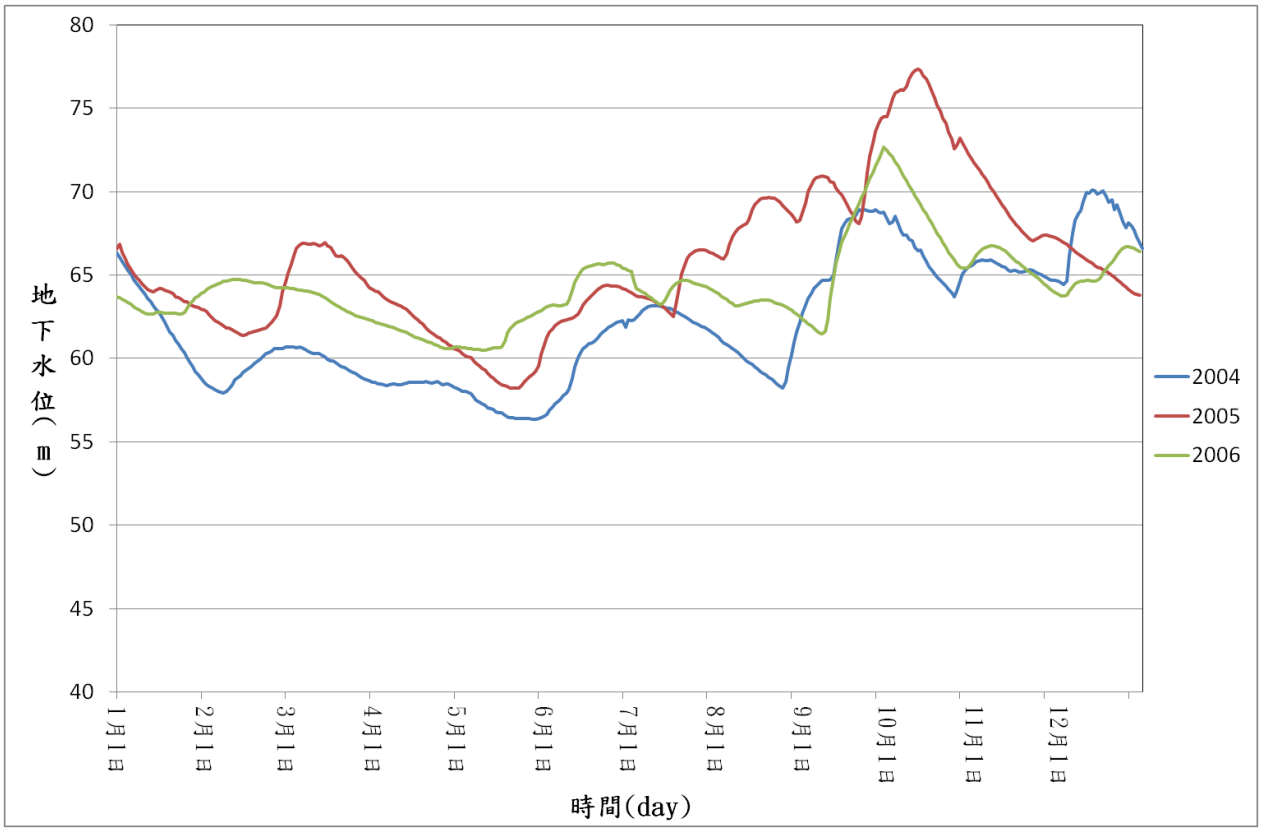


圖 8.1-6 三星觀測井 2004~2006 年日地下水位歷線和枯水期退水線圖

水位歷線法的水平衡方程式可寫為:

$$S_i^t - S_i^{t-1} = I_i^{t,t-1} - O_i^{t,t-1} - W_i^{t,t-1}$$ .....(式 8.1-1)

其中

S_i^t：代表於時刻 t 於第 i 口水井的地下水儲蓄水量(L^3)

$I_i^{t,t-1}$：代表於時刻 t 與 t-1 間的垂向地下水補注量(L^3)

$W_i^{t,t-1}$：代表於時刻 t 與 t-1 間的地下水抽水量(L^3)

$O_i^{t,t-1}$：代表於時刻 t 與 t-1 間的地下水流出量(L^3)，以圖 8.1-3 所示，即為側向交換量與其他垂向交換量之和。

$$S_i^t = s_y A_i \left(h_i^t - b_i\right)$$ .....(式 8.1-2a)

$$S_i^t = n_i A_i \left(t_i - b_i\right) + s_s A_i h_i^t = s_s A_i h_i^t + Const.$$ .....(式 8.1-2b)

式 8.1-2a 及式 8.1-2b 中

s_y：第 i 口觀測井之比出水量。

s_s：第 i 口觀測井之儲水係數。

n_i：第 i 口觀測井之孔隙率。

h_i^t：第 i 口觀測井於 t 時刻之水位。

t_i 與 b_i：第 i 口觀測井含水層頂部與底部高程。

A_i：第 i 口觀測井位代表範圍之面積，可利用徐昇氏多邊形劃分代表範圍。

式 8.1-1 為地下水系統之水平衡方程式，地下水蘊藏之改變量應等於地下水補注量、抽水量與流出量之綜合效應。式 8.1-2a 與 8.1-2b 分別為非拘限含水層與拘限含水層之地下水儲蓄水量估算公式，非拘限含水層之公式為為非拘限含水層之厚度、代表面積與比出水量之乘積，其中非拘限含水層厚度等於水位減含水層底部；拘限含水層之儲蓄水量，概念上可分為兩種，第一種為水層孔隙空間之蓄水量，其數值應為含水層體積乘上孔隙率，其本身不隨水位之變化而變，亦即不隨時間改變，可視為一常數值，第二項則為因水位變化所引起之土層及水體變形而增減之儲蓄水量，其為水位變化量與土層面積及儲水係數之乘積。由於水位歷線之估算上，是以前後兩時刻之儲蓄水量差值進行計算，在差值估算方程式中，第一種儲蓄水量因為定值而互相抵消可忽略不計。如搭配圖 8.1-3 之水平衡關係，式中之流出量($O_i^{t,t-1}$)即代表側向交換量與其他垂向交換量之和。

本方法以枯水期之儲蓄水量退水曲線推估系統長期之平均單日抽水量，由於枯水期長期沒有下雨，因此式中的地下水補注量($I_i^{t,t-1}$)可假設為零。此外，若

假設式 8.1-1 中之地下水流出量($O_i^{t,t-1}$)可忽略不計。因此原始地下水收支平衡式(式 8.1-1)可進一步簡化為式 8.1-3。因此，藉由枯水期之水位歷線變化可全然視為抽水造成之影響，前後兩時刻之地下水儲蓄水量差值，即可代表該時段之地下水抽水量。

$$S_i^t - S_i^{t-1} = -W_i^{t,t-1}$$ （枯水期之水平衡方程式）.....(式 8.1-3)

如果以單日作為時刻長度，因此計算前後兩日的蓄水儲蓄量差值，即代表當日之抽水量，式 8.1-4 乃以 8.1-3 式為基礎所估算之退水期間平均抽水量，該數值之含意亦為枯水期間的蓄水儲蓄量退水斜率，本計畫並將此值作為系統全年之平均抽水量，而不局限於枯水期。

$$\overline{W_i} = \frac{\sum_{t=1}^{N} W_i^{t,t-1}}{N-1}$$ （枯水期之平均抽水量）.....(式 8.1-4)

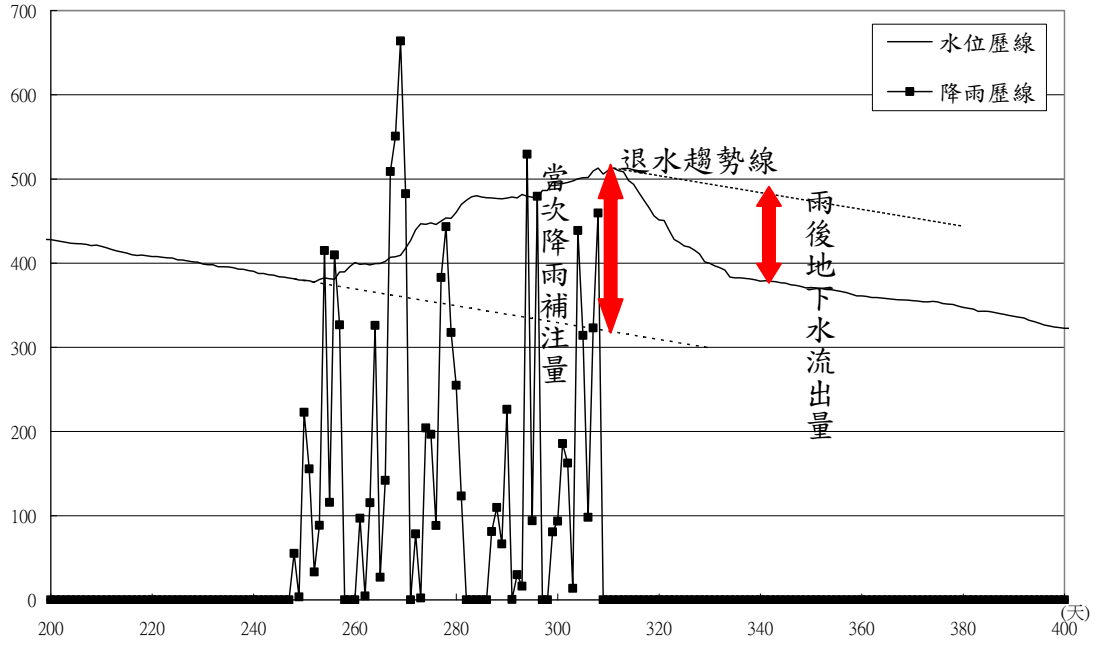


圖 8.1-7 降雨事件、補注量與流失量關係示意圖

如欲利用長期的日水位資料與日降雨資料，結合水位歷線法估算各日補注量，可依據下列方式估算。首先，利用日降雨資料擷取出各降雨事件之發生時段，將所有時刻分成降雨期間、降雨後數天內與非降雨期間三種情況。其次，不同降雨時段，以不同方式分別估算補注量、流出量與抽水量三者。以抽水量而言，在降雨後數天內與非降雨期間之單日抽水量可直接以前述之平均抽水量

($\overline{W_i}$)給定，但在降雨期間部分需水量可能直接以降雨量直接滿足，因此降低抽水比例，因此在降雨期間的抽水比例(C_r)應在 0%至 100%之間，在程式中設定為降雨時C_r為 0%而非降雨時期C_r為 100%。

$$W_i^{t,t-1}=\begin{cases} C_r\overline{W_i} & raining \\ \overline{W_i} & dry \end{cases} \quad \text{.....(式 8.1-5)}$$

在補注量與流出量方面，由於單日抽水量與該日儲蓄改變量均已決定，故可將方程式改寫如式 8.1-6，已知數置放於等號右方，而等號左方則為未知的單日補注量與單日流出量。在降雨期間(如圖 8.1-7 所示)，地下水儲蓄量會隨降雨事件之發生而持續上漲，在此假設該段期間之反應皆是因為補注量之影響，故降雨期間的單日補注量與單日流出量可分別由式 8.1-7 與 8.1-8 估算。

$$I_i^{t,t-1}-O_i^{t,t-1}=S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1} \quad \text{.....(式 7.1-6)}$$

$$I_i^{t,t-1}=S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1} \quad \text{.....(式 8.1-7)}$$

$$O_i^{t,t-1}=0 \quad \text{.....(式 8.1-8)}$$

在降雨後數天內，觀察水位反應行為，部分場次之水位並未在雨停後即時下降，仍有少許上升情形，顯示雨後數天內仍有補注產生。因此，本研究則依據式 8.1-7 估算，如等號右方項次大於零，則將數值歸於補注部分，反之則歸於流出部分(如式 8.1-9 與 8.1-10 所示)。

$$I_i^{t,t-1}=\begin{cases} S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1} & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}>0 \\ 0 & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}<0 \end{cases} \quad \text{.....(式 8.1-9)}$$

$$O_i^{t,t-1}=\begin{cases} 0 & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}>0 \\ -\left(S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}\right) & if \quad S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}<0 \end{cases} \quad \text{.....(式 8.1-10)}$$

在非降雨期間，如水位與儲蓄水量有其他異常之升高或降低，由於並無明顯之補注源，因此直接將此改變量歸於流出量部分。

$$O_i^{t,t-1}=-\left(S_i^t-S_i^{t-1}+W_i^{t,t-1}\right) \quad \text{.....(式 8.1-11)}$$

由於如欲以年度為單位，估算特定年度之補注量等相關分析，則可依據前述所得之單日補注量、流出量與抽水量，進行累加即可求得年抽水量、年補注量與年流出量。同理，如欲計算以場次為單位之水平衡分析，亦可以相同之方式進行累加計算。前述估算方式均是以各地下水觀測站為主體，所得之補注

量、抽水量與流出量僅代表該站之資訊。如欲評估整體系統之各項數據，則可將各站資訊累加，即代表全區之補注量、抽水量與流出量。

另外，對於如僅欲求得全區之補注量，亦可預先將各站之水位歷線資訊，轉換並累加成全區之儲蓄水量(如式 8.1-12 所示)，其次再直接以全區之儲蓄水量計算各時刻之補注量、抽水量與流出量等資訊。比較前述之逐站計算方式與全區統一計算方式，逐站計算方式除了可以求得全區之資訊外，仍可明確得到各站之空間分佈。逐站計算方式因為直接以各站之儲蓄水量進行計算，因此對於各站水位或儲蓄水量歷線要求較高，各站水位歷線必須能明確找出枯水期之退水曲線。

$$S^t = \sum_{i=1}^{N} S_i^t \quad \text{.....(式 8.1-12)}$$

影響補注量推估之精確程度，多在於地下水位歷線與雨量歷線資料之收集，目前台灣地區之雨量站分佈涵蓋全台，其分佈稠密度已足夠提供補注量之估算；然而地下水觀測資料，則有賴地下水觀測井網方足以提供，台灣地區僅濁水溪沖積扇、屏東平原與蘭陽平原等地區能提供足夠之觀測密度，因此若欲應用水位歷線法於其他地區補注量之推估則仍有待評估。

8.1.2 水位歷線法分析於蘭陽平原之應用結果

前述第三章已蒐集了蘭陽平原 F1 含水層 22 口表層地下水觀測井，水位資料已於 3.2 節進行資料檢視、補遺與校正，其中屬於淺層觀測井為 22 口，以下將以補遺校正後之 2004~2012 年水位資料，應用水位歷線法進行補注量與抽水量等之分析。圖 8.1-8 為地下水井與對應的徐昇氏多邊形圖。

表 8.1-1 為 22 口井之列表，其中包含各井之儲水係數與透水係數，在透水係數部分由於試驗較為簡單，因此各井在營運前均透過單井抽水(試水)試驗取得現地透水係數。而儲水係數部分，則由於雙井試驗較為複雜，因此並非所有觀測井均有現地試驗值，如加上本計畫本年度於內城、三星及大洲完成之雙井試驗，亦僅有五口水井有現地試驗值，其數值列於表 8.1-1(以※符號標註)。

其餘水井之儲水係數必須藉由現有的試驗值，搭配經驗判斷加以補齊。首先，針對其餘水井以拘限與非拘限進行分類。其次，分別以透水係數對儲水係數進行線性迴歸，各得出一條迴歸公式，在將所有觀測井之透水係數代入公式即可推估出所有觀測井之儲水係數，蘭陽地區由於試驗值資料較少，故採用屏東平原之 K 與 Sy 值所得之迴歸關係式(如圖 8.1-9)，其相關係數約 0.73，而將蘭陽平原之大洲、三星及內城三站試驗值放入圖中，可看出除三星站外，其餘兩點皆靠近迴歸線，故蘭陽平原其餘水井之儲水係數值，即利用此屏東平原迴

歸公式進行推估，全區淺層觀測井之儲水係數列表於表 8.1-1。

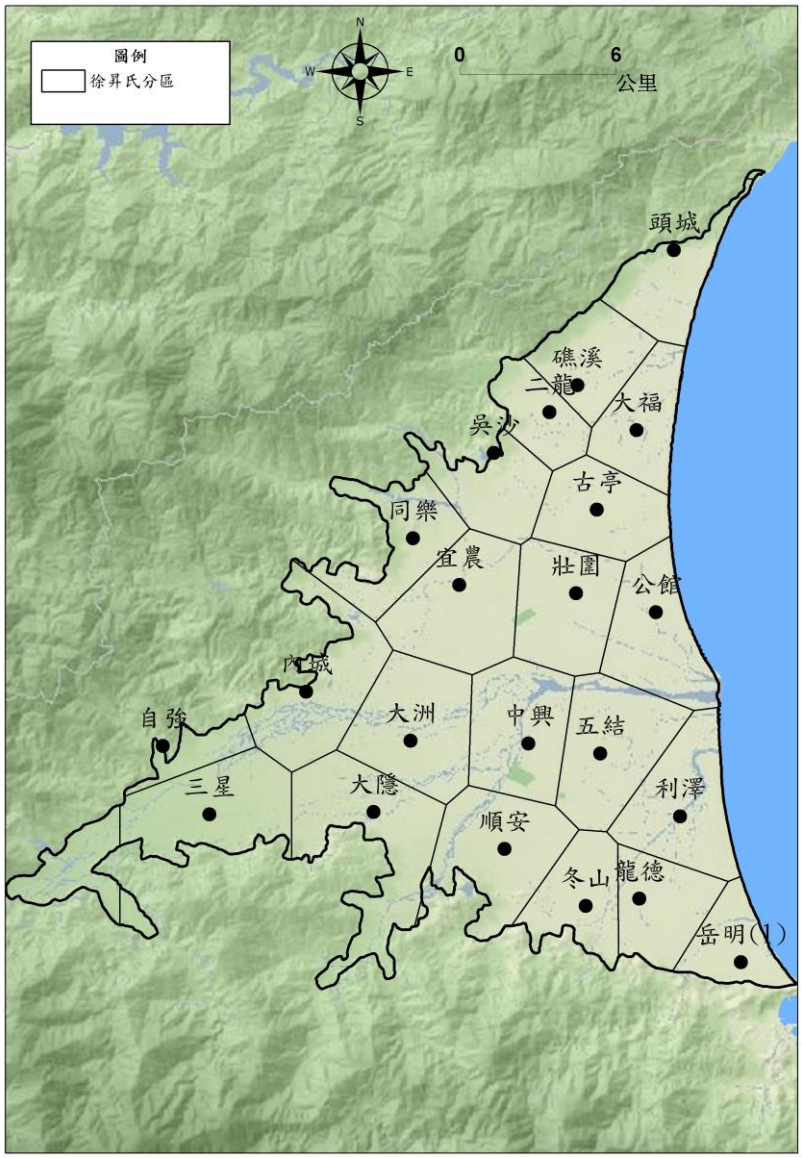


圖 8.1-8 蘭陽平原淺層地下水觀測井分布與徐昇氏多邊形

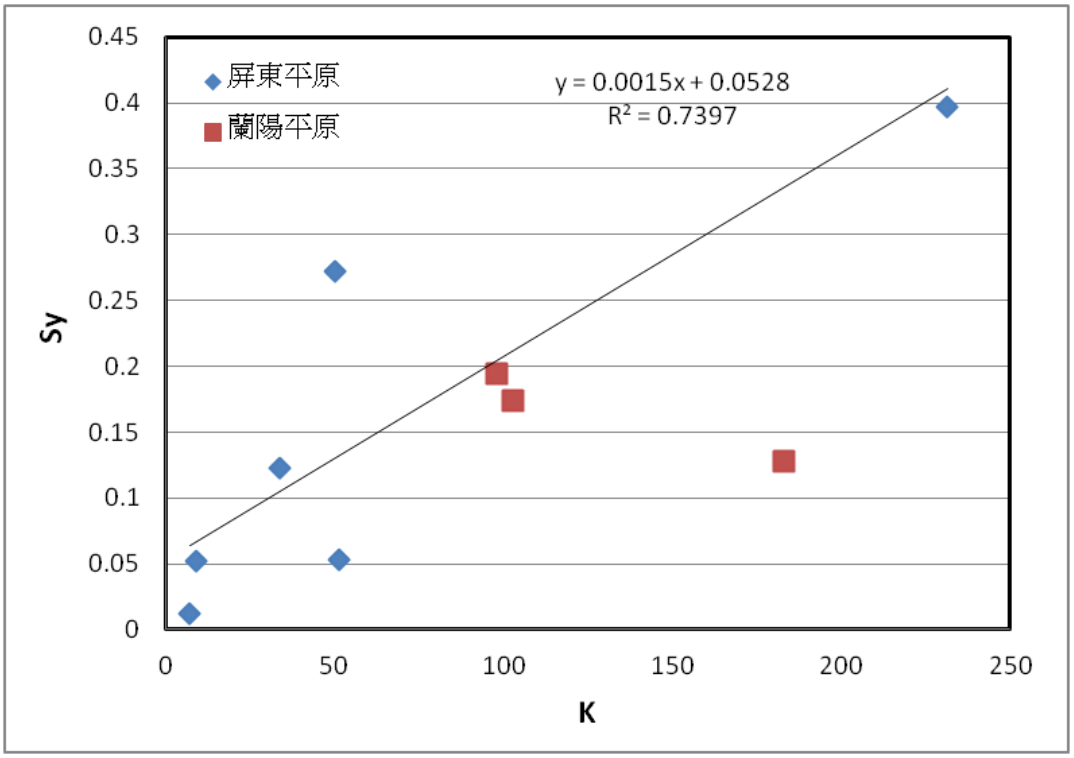


圖 8.1-9 屏東平原 K 與 Sy 值迴歸關係式

表 8.1-1 蘭陽平原淺層觀測井列表(22 口井)

井號	井名	儲水係數(-)	控制面積(m^2)	透水係數 (m/day)	含水層種類 (0:非受壓;1:受壓)
02010111	宜農(1)	0.00018	20623282.1	59.48	1
02030111	岳明國小	0.01382	17861995.9	4.32	0
02030211	利澤(1)	0.021	13716330.3	18.19152	0
02030311	龍德(1)	※0.00216	15641402.5	34.62	1
02040111	頭城國小(1)	0.056	19389573.3	85.932	0
02050111	礁溪(1)	0.00014	16383475.9	43.3	1
02050211	吳沙(1)	0.00006	8522362.85	12.03254	1
02050311	二龍	0.00011	17549203.9	33.68	1
02060111	大福國小(1)	0.03971	31410793.1	54.11	0
02060211	壯圍(1)	0.00065	20534544.8	852.68	1
02060311	古亭(1)	0.00026	19759753.3	95.88	1
02060411	公館	0.03628	19703919.4	47.52	0
02070111	內城	※0.174	18653012.9	91	0
02070211	自強國小(1)	0.01267	25885286.9	2.11	0
02070411	同樂	0.0001	15049406.5	28	1
02080111	冬山(1)	0.107	11971961.7	183.6	0
02080311	順安	0.00003	13683912.8	1.23	1
02090111	五結(1)	0.00052	12359780.7	198.72	1

井號	井名	儲水係數(-)	控制面積(m^2)	透水係數 (m/day)	含水層種類 (0:非受壓;1:受壓)
02090211	中興(1)	0.0437	28491559.9	61.93	0
02100111	大隱(1)	※0.00146	23821106.8	35.02	0
02100211	三星	※0.1278	43443066.6	52.64	0
02100311	大洲(1)	※0.1945	20465791.3	224	0
※：代表為現地複井試驗成果					

一、退水線判斷

本計畫以 Fortran 電腦程式語言建立水位歷線法之電腦程式，在執行上本程式可以逐站計算各站的抽水量、補注量與流出量等資訊，再進一步加總累計成全區之抽水量、補注量與流出量等；除此之外，本程式亦可直接以全區之儲蓄水量歷線進行計算。計算上，首先必須依據各水井之退水線，求得各水井控制範圍之平均抽水率。本研究在此以人工方式預先判斷，並可一併針對現地資料進行檢視與分析。觀察區域內各水井之水位歷線，可將水位歷線變化分類為以下二大類，如下所示：

1、枯水期退水線：於枯水期間，約隔年一月至四月間，其水位歷線筆直地向下遞減，如圖 8.1-10 所示，宜農(1)於 2010 年底至隔年年初，即為此類退水線，在此稱之為枯水期退水線，蘭陽平原之枯水期退水線資料列於表 8.1-2。

2、一期稻作退水線：除了枯水期退水線外，部分水井在三月至四月期間，亦有另一條退水線存在，且其退水線斜率比枯水期退水線更陡，如圖 8.1-11 所示，冬山(1)於 2011 年初即具備所述之退水線。該段時間為一期稻作期間，由於水稻需要大量水源供灌溉使用，亦即透過該退水線，亦可決定稻作所需之水量，蘭陽平原之枯水期退水線資料列於表 8.1-3。

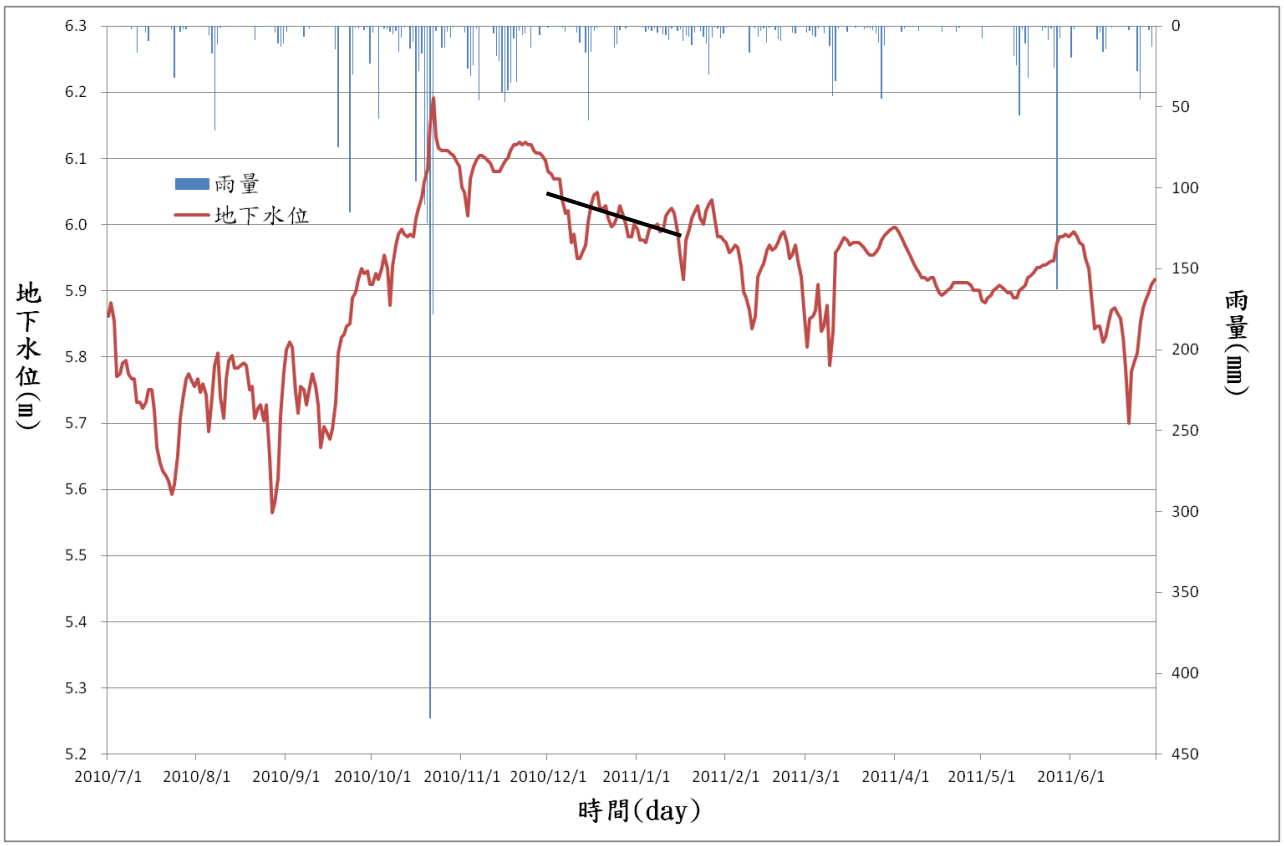


圖 8.1-10 水位歷線及枯水期退水線圖(宜農(1))

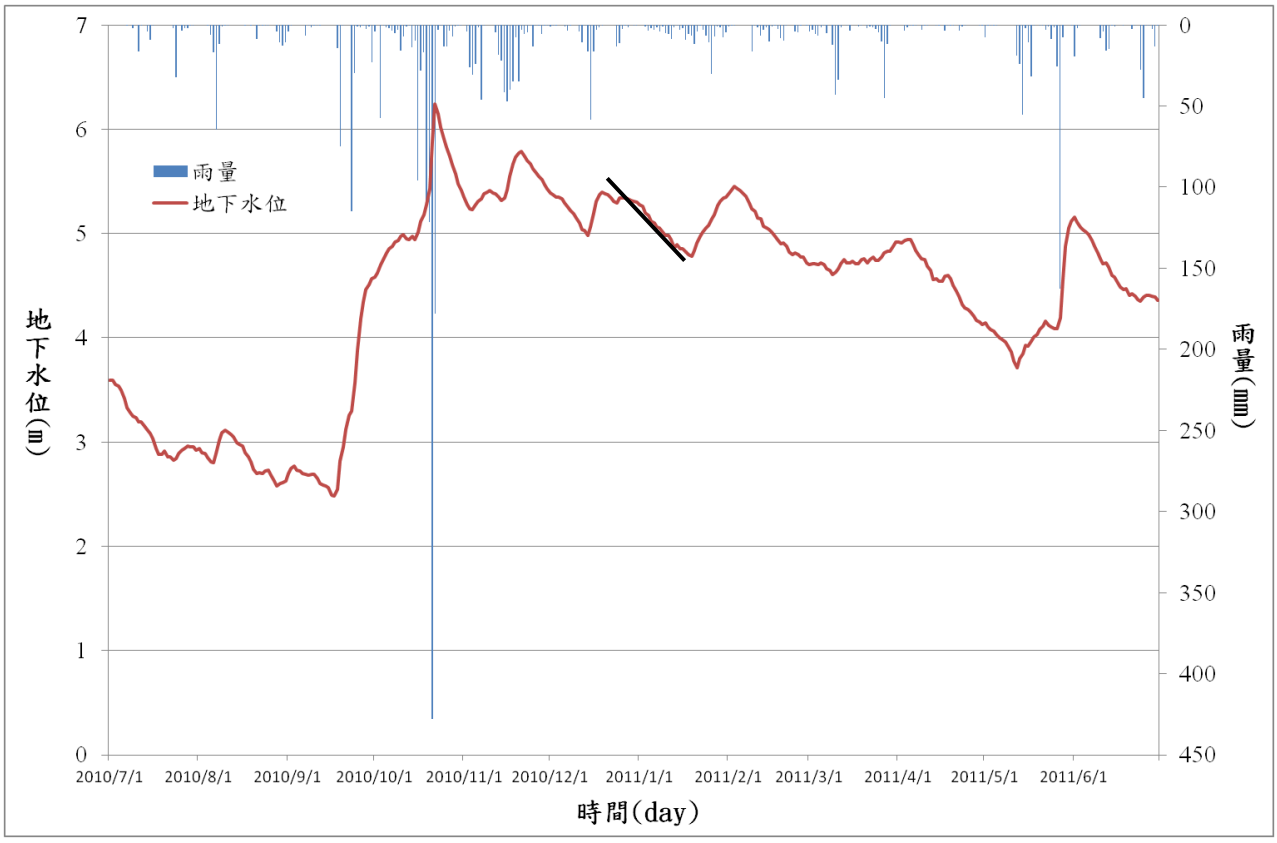


圖 8.1-11 水位歷線、枯水期及一期稻作退水線圖(冬山(1))

表 8.1-2 蘭陽平原淺層水井枯水期退水線列表

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
0210111	宜農(1)	2004/7/3~2004/7/8	2005/6/17~2005/6/26		2007/6/19~2007/6/26	2008/7/28~2008/8/8
		2009/8/22~2009/8/30	2010/7/16~2010	2011/7/28~2011/8/2	2012/6/24~2012/7/3	
02030111	岳明國小	2004/7/18~2004/7/27	2005/6/18~2005/6/29		2007/6/18~2007/7/1	2008/7/30~2008/8/9
		2009/8/10~2009/8/21	2010/8/12~2010/8/21	2011/8/8~2011/8/22	2012/6/19~2012/7/1	
02030211	利澤(1)	2004/7/11~2004/7/19	2005/6/18~2005/6/28		2007/6/24~2007/7/4	2008/8/4~2008/8/14
		2009/8/9~2009/	2010/7/30~2010/8/8		2012/6/28~2012/7/9	
02030311	(1)	2004/7/4~2004/7/9	2005/7/3~2005/7/7	2006/6/26~2006/7/5	2007/7/5~2007/7/12	2008/8/18~2008/8/24
		2009/8/17~2009/8/27	2010/8/9~2010/8/15	2011/6/28~2011/7/9	2012/6/28~2012/7/7	
02040111	頭城國小(1)	2004/7/16~2004/7/26	2005/6/18~2005/6/29		2007/6/17~2007/6/28	2008/8/6~2008/8/14
		2009/8/15~2009/8/19	2010/8/8~2010/8/21	2011/7/23~2011/8/3	2012/6/15~2012/6/24	
02050111	礁溪(1)	2004/6/10~ 2004/6/21	2005/6/23~ 2005/6/30		2007/6/19~2007/7/1	2008// 31~2008/8/14
		2009/8/8~2009/8/14	2010/8/8~2010/8/20	2011/7/15~2011/7/29	2012/6/15~2012/6/23	
02050211	吳沙(1)		2005/6/29~2005/7/6		2007/6/25~2007/7/9	2008/8/15~2008/8/27
		2009/8/18~2009/8/31	201/ 8/23~2010/8/29	2011/7/20~2011/7/27	2012/6/27~2012/7/10	
02050311	二龍	2004/7/9~20047/19	2005/6/24~2005/7/5		2007/6/28~2007/7/10	2008/7/31~2008/8/13
		2009/8/9~ 2009/8/20	2010/8/10~2010/8/22	2011/8/6~2011/8/12	2012/6/28~2012/7/12	
02060111	大福國小(1)	2004/7/4~2004/7/14	2005/6/23~2005/7/5		2007/6/18~2007/6/26	2008/7/30~2008/8/3
		2009/8/9~2009/8/19	2010/8/8~2010/8/17	2011/8/10~2011/8/23	2012/6/21~2012/7/2	
02060211	壯圍(1)	2004/7/9~2004/7/22	2005/6/24~2005/7/6		2007/6/28~2007/7/4	
		2009/8/15~2009/8/20	2010/8/13~2010/8/22	2011/7/19~2011/7/26	2012/6/22~2012/7/3	

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02060311	古亭(1)	2004/7/5~2004/7/16	2005/6/24~2005/7/7		2007/6/26~2007/7/2	
		2009/8/14~2009/8/22	2010/6/29~2010/7/11	2011/7/28~2011/8/2	2012/6/24~2012/7/7	
02060411	公館	2004/7/5~2004/7/17	2005/6/26~20057/7	2006/6/23~2006/7/4	2007/6/22~2007/7/3	2008/7/30~2008/8/10
		2009/8/11~2009/8/21	2010/8/12~2010/8/20	2011/8/8~2011/8/19	2012/6/21~2012/7/2	
02070111	內城	2004/7/10~2004/7/20	2005/6/18~2005/6/24	2006/6/23~2006/7/4	2007/7/13~2007/7/22	2008/8/12~2008/8/26
			2010/8/8~2010/8/21	2011/7/31~2011/8/11	2012/6/21~2012/7/5	
02070211	自強國小(1)	2004/7/14~2004/7/26			2007/7/1~2007/7/13	2008/8/4~2008/8/14
		2009/8/22~2009/9/2	2010/7/28~2010/8/11	2011/6/25~2011/7/13	2012/6/24~2012/7/5	
02070411	同樂	2004 7 19 2004 7 26	2005/ 6 /28 2005/ 7/ 6		2007 6 26 2007/ 7/ 3	2008 /8 /12 2008 /8 /23
			2010/ 7 /8 2010 /7 /15	2011 /7 /20 2011/ 7/ 27	2012 /7 /1 2012 /7 /15	
02080111	冬山(1)	2004/ 7/ 7 2004/ 7/ 18	2005/ 6 /29 2005/ 7 /8		2007 /6 /24 2007/ 6 /30	2008 /8 /16 2008 /8 /27
		2009/ 8/ 23 2009/ 8/ 31	2010/ 8 /10 2010 /8 /20	2011 /6 /27 2011 /7 /9	2012/ 7 /2 2012 /7 /13	
02080311	順安	2004/ 7/ 11 2004/ 7/ 16	2005/ 6/ 25 2005/ 7/ 2	2006 /6 /29 2006 /7 /5	2007 /6 /20 2007/ 6 /25	2008 /6 /19 2008 /6/ 29
		2009/ 8/ 8 2009 /8/ 15	2010 /8/ 21 2010 /8/ 28	2011 /7 /26 2011 /7 /30	2012/ 6/ 29 2012/ 7/ 7	
02090111	五結(1)	2004/ 7/ 3 2004 /7/ 13	2005/ 6/ 4 2005 /6/ 11	2007/ 7 /31 2007/ 8 /4		2008 /7 /29 2008/ 8/ 6
		2009/ 8/ 8 2009 /8/ 15		2011 /7 /19 2011 /7 /25		
02090211	中興(1)	2004/7/10~2004/7/16	2005/6/20~2005/6/29		2007/6/12~2007/6/20	2008/8/5~2008/8/10
		2009/7/18~2009/7/23		2011/6/30~2011/7/7	2012/6/18~2012/7/3	
02100111	大隱(1)	2004/7/18~2004/7/31	2005/6/18~2005/7/1	2006/6/14~2006/6/22	2007/7/9~2007/7/21	2008/8/11~2008/8/23
				2011/6/30~2011/7/13	2012/7/2~2012/7/13	

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02100211	三星	2004/7/12~2004/7/25	2005/6/24~2005/7/4		2007/7/11~2007/7/24	2008/8/12~2008/8/24
			2010/8/8~2010/8/19	2011/6/29~2011/7/11	2012/6/24~2012/7/4	
02100311	大洲(1)	2004/7/9~2004/7/16	2005/6/17~2005/6/23			2008/7/28~2008/8/7
		2009/8/10~2009/8/18	2010/7/28~2010/8/4	2011/7/11~2011/7/15	2012/7/7~2012/7/11	

表 8.1-3 蘭陽平原地下水井一期稻作退水線列表

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
0210111	宜農(1)	2004/2/12~2004/2/20	2005/3/5~2005/3/22			2008/3/11~2008/3/20
		2009/3/14~2009/3/19	2010/2/20~2010/2/28	2011/2/22~2011/3/1	2012/3/13~2012/3/17	
02030111	岳明國小	2004/2/9~2004/2/28	2005/3/3~2005/3/25	2006/2/28~2006/3/19		2008/3/11~2008/3/29
		2009/2/9~2009/3/2		2011/3/12~2011/3/22	2012/3/13~2012/3/29	
02030211	利澤(1)	2004/3/2~2004/3/16	2005/3/12~2005/3/27	2006/2/28~2006/3/18	2007/3/6~2007/3/16	2008/2/27~2008/3/7
		2009/3/7~2009/3/17	2010/3/6~2010/3/16	2011/2/14~2011/2/18		
02030311	(1)	2004/2/15~2004/2/19	2005/2/28~2005/3/2	2006/2/8~2006/2/15	2007/2/28~2007/3/3	2008/4/8~2008/4/13
		2009/4/3~2009/4/11	2010/3/20~2010/3/26	2011/4/4~2011/4/11	2012/3/24~2012/3/27	
02040111	頭城國小(1)		2005/3/2~2005/3/16		2007/2/19~2007/3/3	
		2009/2/15~2009/3/1	2010/2/20~2010/3/7		2012/2/28~2012/3/9	
02050111	礁溪(1)	2004/3/9~ 2004/3/14	2005/3/9~ 2005/3/14	2006/3/11~2006/3/15	2007/3/4~ 2007/3/7	2008/2/24~2008/2/28
		2009/3/5~ 2009/3/10	2010/3/1~ 2010/3/6		2012/2/14~2012/2/19	
02050211	吳沙(1)		2005/3/4~ 2005/3/9	2006/3/11~2006/3/16		

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02050311	二龍	2004/2/15~2004/2/21	2005/3/4~ 2005/3/10	2006/3/5~ 2006/3/12	2007/3/3~ 2007/3/8	2008/2/24~2008/3/7
			2010/2/23~2010/3/7	2011/2/23~2011/2/28	2012/2/4~ 2012/2/9	
02060111	大福國小(1)	2004/2/16~2004/2/22	2005/3/2~ 2005/3/13	2006/2/28~2006/3/4	2007/2/11~2007/2/17	2008/2/23~2008/2/28
		2009/3/13~2009/3/19	2010/3/2~ 2010/3/7	2011/3/12~2011/3/17	2012/2/28~2012/3/9	
02060211	壯圍(1)	2004/2/18~2004/2/24	2005/3/3~ 2005/3/10	2006/3/7~ 2006/3/12	2007/2/26~2007/3/4	2008/2/10~2008/2/17
		2009/3/14~2009/3/19	2010/2/22~2010/2/27	2011/2/22~2011/3/1	2012/3/20~2012/3/26	
02060311	古亭(1)	2004/3/7~2004/3/10	2005/3/6~2005/3/10	2006/3/3~2006/3/12	2007/2/21~2007/3/3	2008/2/27~2008/3/2
		2009/3/14~2009/3/21	2010/3/10~2010/3/15	2011/3/11~2011/3/17	2012/2/12~2012/2/19	
02060411	公館	2004/3/6~2004/3/15	2005/3/5~2005/3/20	2006/2/10~2006/2/17		2008/2/20~2008/3/7
		2009/2/16~2009/2/27	2010/2/19~2010/2/26	2011/3/12~2011/3/20	2012/3/13~2012/3/28	
02070111	內城	2004/3/7~2004/3/13	2005/3/16~2005/3/25	2006/2/28~2006/3/17	2007/2/19~2007/3/4	2008/3/10~2008/3/22
			2010/3/10~2010/3/25		2012/3/13~2012/3/27	
02070211	自強國小(1)		2005/3/8~2005/3/23		2007/2/17~2007/3/5	2008/2/24~2008/3/19
			2010/3/5~2010/3/20		2012/3/5~2012/3/20	
02070411	同樂	2004/ 3 /11 2004 /3 /16	2005 3 4　2005 3 9			
					2012/ 3 /19 2012 /3 /31	
02080111	冬山(1)	2004/ 2 /14 2004 /2 /25	2005 /3 /2　2005 /3 /10	2006 /2 /11 2006 /2 /22	2007/ 2 /18 2007/ 3 /2	
		2009 /3 /7　2009 /3 /22	2010 /2 /26 2010 /3 /12	2011 /2 /9　2011 /2 /24	2012 /3 /15 2012 /3 /23	
02080311	順安		2005 /3 /12 2005 /3 /17	2006/ 2/ 27 2006 /3 /5	2007 /2 /4　2007/ 2/ 9	
		2009 /3/ 2　2009 /3/ 7	2010 /3 /12 2010 /3 /17	2011 /3 /11 2011 /3 /20	2012 /3 /19 2012 /3 /27	
02090111	五結(1)		2005 /3 /2　2005/ 3/ 7	2006/ 2 /27 2006/ 3/ 5		
		2009 /3 /7　2009 /3 /11	2010 /2 /19 2010 /2 /22	2011 /3 /11 2011 /3/ 16	2012 /3/ 13 2012 /3 /17	

井號	井名	2004	2005	2006	2007	2008
		2009	2010	2011	2012	
02090211	中興(1)	2004/2/27 2004/3/2				
02100111	大隱(1)		2005/3/6 2005/3/21	2006/2/18 2006/2/26		
					2012/3/12 2012/3/22	
02100211	三星		2005/3/20 2005/3/28		2007/2/23 2007/3/3	2008/3/18 2008/3/26
			2010/3/8 2010/3/20		2012/2/27 2012/3/10	
02100311	大洲(1)	2004/2/20 2004/2/28	2005/2/19 2005/2/24	2006/2/27 2006/3/9	2007/2/20 2007/2/27	2008/3/10 2008/3/17
		2009/2/7 2009/2/14	2010/2/22 2010/3/4	2011/2/13 2011/2/22	2012/3/12 2012/3/18	

二、水位歷線法分析結果

本計畫應用之水位歷線法推估蘭陽平原之總補注量與總抽水量，表 8.1-4 為系統水平衡分析表。分析結果顯示，蘭陽平原年平均補注量為 267.16 百萬噸，年平均抽水量為 204.26 百萬噸。表 8.1-5 為各站平均年補注量之排序可發現補注量大者均為上游區，另外表 8.1-6 為單位面積年補注量之排序配合圖 8.1-13 看出高補注區域的範圍，從兩類排序表中前 12 順位之水井皆為非受壓水井，其中大福國小(1)及自強國小(1)站之儲水係數雖然分別僅有 0.039 及 0.012，但因為控制面積大，仍有相當可觀的補注量。

表 8.1-7 為各井枯水期與一期稻作退水線斜率列表，顯示退水線斜率較陡者為自強國小(1)、三星(1)、龍德(1) 、大福國小(1)與五結(1)，其斜率分別為-0.166、-0.107、-0.092、-0.069 與-0.049(m/day)如圖 8.1-12 顯示退水斜率大小的分佈情況，退水線的大小代表該區域水位枯水期下降的快慢。

表 8.1-4 系統水平衡分析表

年份	年儲蓄改變量	年抽水量	年補注量	年流出量	降雨量
2004	4.84	213.11	252.31	34.35	3057
2005	-11.82	213.41	280.71	79.78	3683
2006	12.37	201.04	247.18	34.54	3274
2007	12.29	194.82	306.73	100.22	3899
2008	-35.05	193.62	255.65	98.95	3364
2009	19.74	212.68	259.71	28.28	3858
2010	5.94	210.91	282.85	66.51	3026
2011	30.92	202.75	274.75	40.34	3203
2012	-29.08	195.98	244.58	78.29	3282
平均	1.13	204.26	267.16	62.36	3405
水量單位：10^6 (m^3); 降雨量單位：(mm)					

表 8.1-5 各井平均年補注量排序列表

順位	井名	儲水係數	平均年抽水量 ($10^6 m^3$/year)	平均年補注量 ($10^6 m^3$/year)
1	三星	0.1278	106.61	147.84
2	內城	0.174	31.63	44.95
3	大洲(1)	0.1945	21.54	27.45
4	冬山(1)	0.107	17.20	16.67
5	中興(1)	0.0437	9.19	8.07
6	自強國小(1)	0.01267	5.06	7.24
7	大福國小(1)	0.03971	5.65	5.68
8	頭城國小(1)	0.056	2.29	3.14
9	公館	0.03628	2.08	2.52
10	利澤(1)	0.021	0.93	1.25
11	龍德(1)	0.00216	0.82	0.80
12	岳明國小	0.01382	0.43	0.61
13	大隱(1)	0.00146	0.35	0.52
14	五結(1)	0.00052	0.17	0.17
15	壯圍(1)	0.00065	0.15	0.15
16	古亭(1)	0.00026	0.04	0.04
17	宜農(1)	0.00018	0.03	0.03
18	礁溪(1)	0.00014	0.03	0.03
19	同樂	0.0001	0.01	0.02
20	二龍	0.00011	0.01	0.01
21	吳沙(1)	0.00006	0.01	0.01
22	順安	0.00003	2.14E-03	2.02E-03
年份：2004~2012 年				

表 8.1-6 單位面積平均年補注量排序列表

順位	井名	控制面積 (m2)	單位面積抽水量 (m/year)	單位面積補注量 (m/year)
1	三星	30494136	3.50	4.85
2	內城	24248347	1.30	1.85
3	大洲(1)	20488088	1.05	1.34
4	冬山(1)	13053079	1.32	1.28
5	自強國小(1)	9623774	0.53	0.75
6	大福國小(1)	8155610	0.69	0.70
7	中興(1)	18663885	0.49	0.43
8	頭城國小(1)	11730905	0.20	0.27
9	公館	12451699	0.17	0.20
10	岳明國小	6559619	0.07	0.09
11	利澤(1)	13407596	0.07	0.09
12	龍德(1)	13432917	0.06	0.06
13	大隱(1)	24973074	0.01	0.02
14	五結(1)	19703919	0.01	0.01
15	壯圍(1)	17558056	0.01	0.01
16	古亭(1)	13367850	3.01E-03	2.81E-03
17	礁溪(1)	15314572	1.86E-03	1.84E-03
18	宜農(1)	20598676	1.53E-03	1.55E-03
19	二龍	12041811	9.19E-04	9.13E-04
20	同樂	19072476	7.59E-04	8.57E-04
21	吳沙(1)	14021461	5.22E-04	4.81E-04
22	順安	20406824	1.05E-04	9.88E-05
年份：2004~2012 年				

表 8.1-7 各站枯水期與一期稻作退水線斜率列表

站號	井名	X	Y	枯水期退水斜率(m/day)	一期稻作退水斜率(m/day)
02010111	宜農(1)	324620	2738180	-0.03414	
02030111	岳明國小	335491	2723599	-0.01778	-0.00445
02030211	利澤(1)	333200	2729300	-0.01088	-0.00976
02030311	龍德(1)	332000	2725800	-0.09236	-0.08603
02040111	頭城國小(1)	332900	2751100	-0.01399	
02050111	礁溪(1)	329180	2745890	-0.04703	-0.02512
02050211	吳沙(1)	325944.4	2742374	-0.03224	-0.01076
02050311	二龍	328104.5	2744848	-0.03346	
02060111	大福國小(1)	331460	2744155	-0.06996	
02060211	壯圍(1)	329122	2737853	-0.04641	-0.02112
02060311	古亭(1)	329932.2	2741080	-0.04457	-0.00728
02060411	公館	332212	2737115	-0.01846	-1.6E-05
02070111	內城	318685	2734452	-0.03004	
02070211	自強國小(1)	313700	2732700	-0.16644	
02070411	同樂	322822.3	2739979	-0.02997	-0.00182
02080111	冬山(1)	329500	2725778	-0.04935	
02080311	順安	326363	2727985	-0.014	
02090111	五結(1)	330000	2731600	-0.04999	-0.06265
02090211	中興(1)	327300	2732000	-0.041	-0.017
02100111	大隱(1)	321300	2729300	-0.03812	-0.00178
02100211	三星	314970	2729321	-0.10712	-0.01018
02100311	大洲(1)	322731.5	2732157	-0.02166	
年份：2004~2012 年					

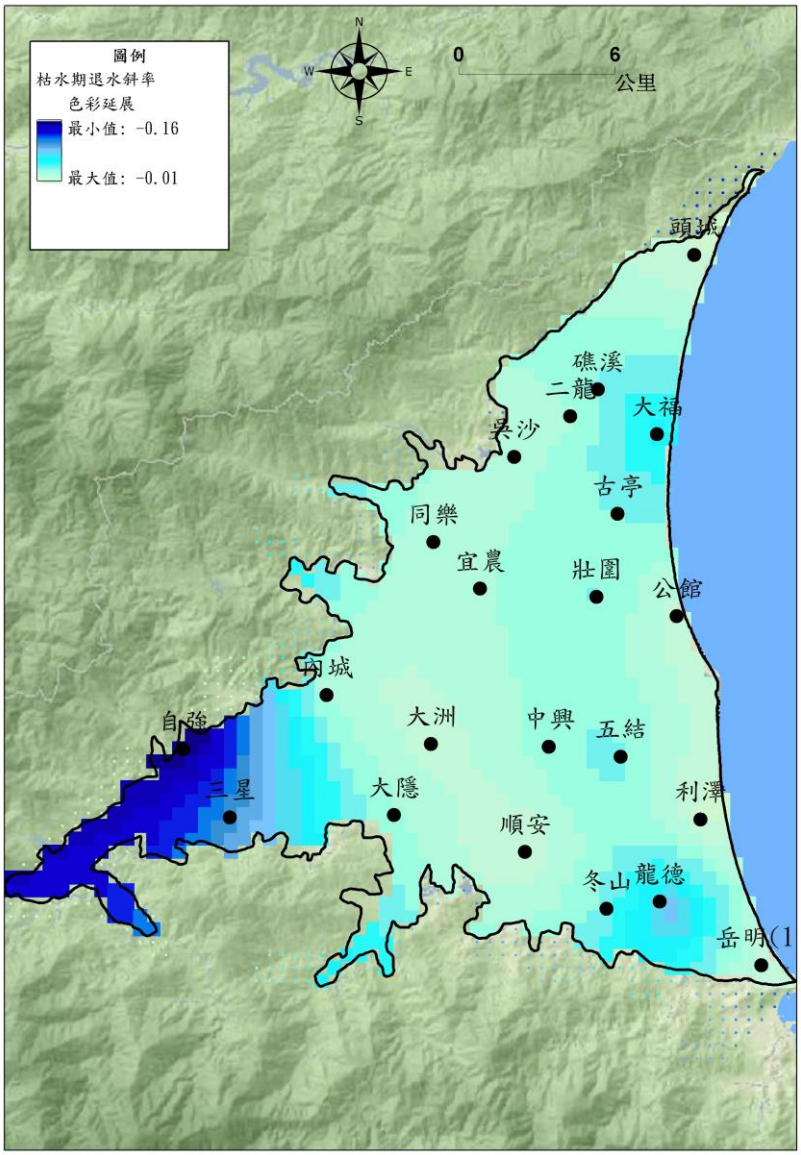


圖 8.1-12 蘭陽平原淺層觀測井枯水期退水線斜率

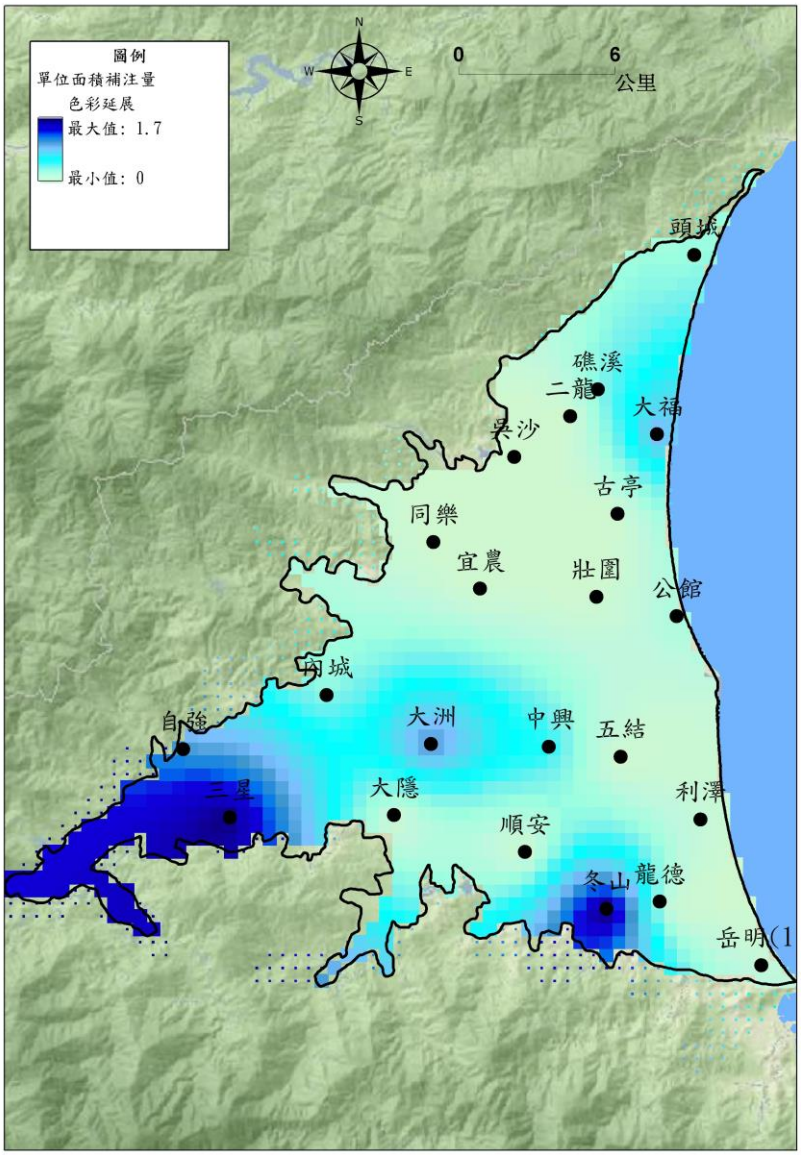


圖 8.1-13 蘭陽平原淺層觀測井單位面積平均年補注量

如依據降雨事件統計各降雨場次對應的補注量、降雨量，圖 8.1-14 則呈現水位歷線法推估結果之降雨量及降雨天數對補注量關係圖，從圖面顯示降雨量與補注量呈現二次之關係。

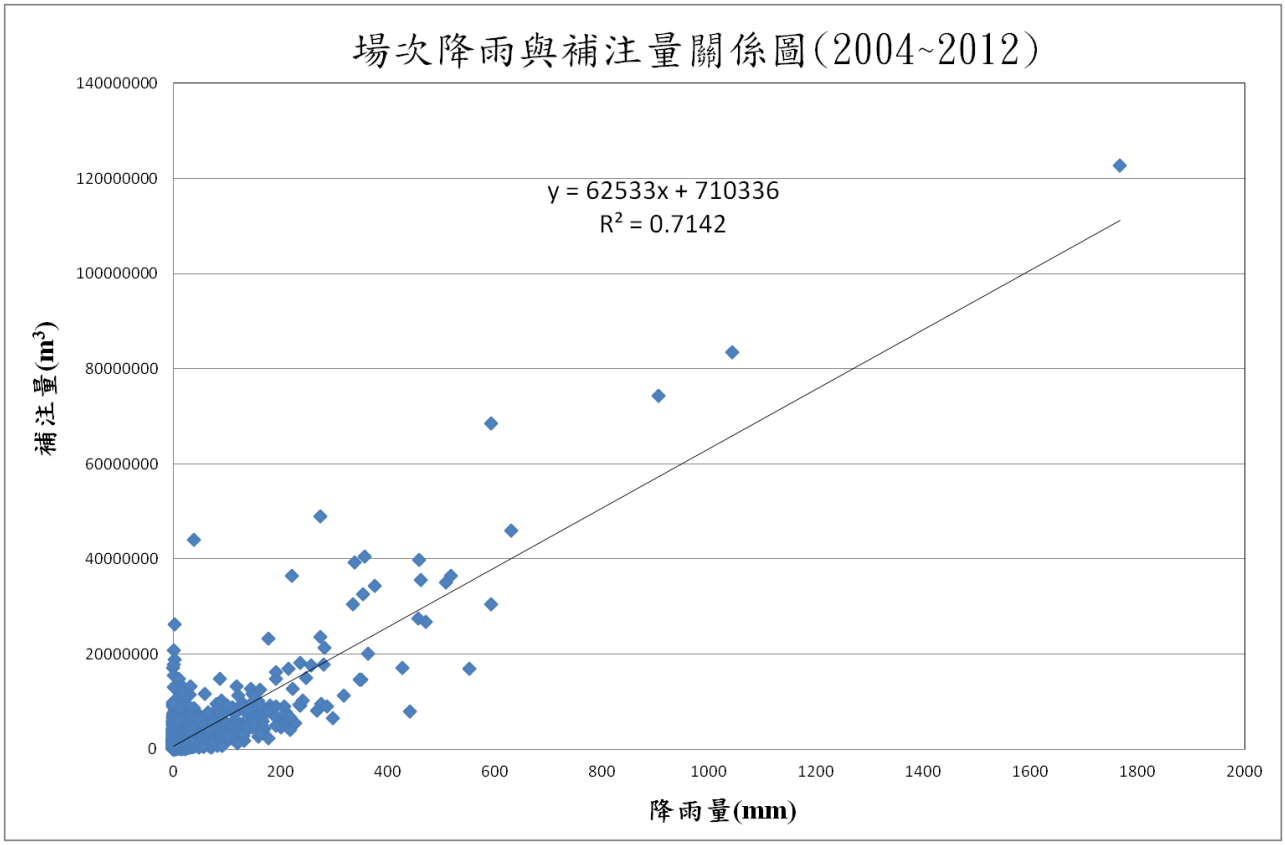


圖 8.1-14 場次降雨量與補注量關係圖(2004~ 2012 年)

8.2 地下水流數值模式建置

本章將說明蘭陽平原之地下水數值模式建置流程、水平衡分析及主要補注區對研究區域地下水系統於水量及水質之影響。首先在 8.2.1 節說明地下水數值模式之建置流程及步驟，8.2.2 節簡介本計畫所採用之地下水數值模式 MODFLOW 之發展歷程，並展示蘭陽平原之地下水模式建置及參數檢定成果。

8.2.1 地下水數值模式建置流程

本計畫地下水數質模式之建置流程如圖 8.2-1 所示，可分為四大部分，依序為邊界條件與網格劃分、模式資料輸入、模式參數檢定及水平衡分析 (如圖 8.2-1 所示)。本計畫採用美國地質調查局開發之 MODFLOW 地下水流模擬模式模擬研究區域之地下水流系統(見 8.2.2 MODFLOW 簡介)。在以 MODFLOW 建模時，首先需先定義研究區域之空間切割，模擬期距，分層架構及邊界條件等設定，接著再設定初始條件與含水層參數（如透水係數、儲水係數、比出水量、含水層厚度等）；其輸出資訊則包含各含水層之地下水位分佈、洩降分佈、模式水平衡等。在給定建模所需之基本資料後，本計畫應用規則式專家系統及美國地質調查局開發之 UCODE 優選模式(見 8.2.2 參數檢定方法)進行淨補注量檢定，檢定模擬期距（2004 年~2012 年）中，每日表層淨補注量與深層抽水量，再進行水平衡分析。

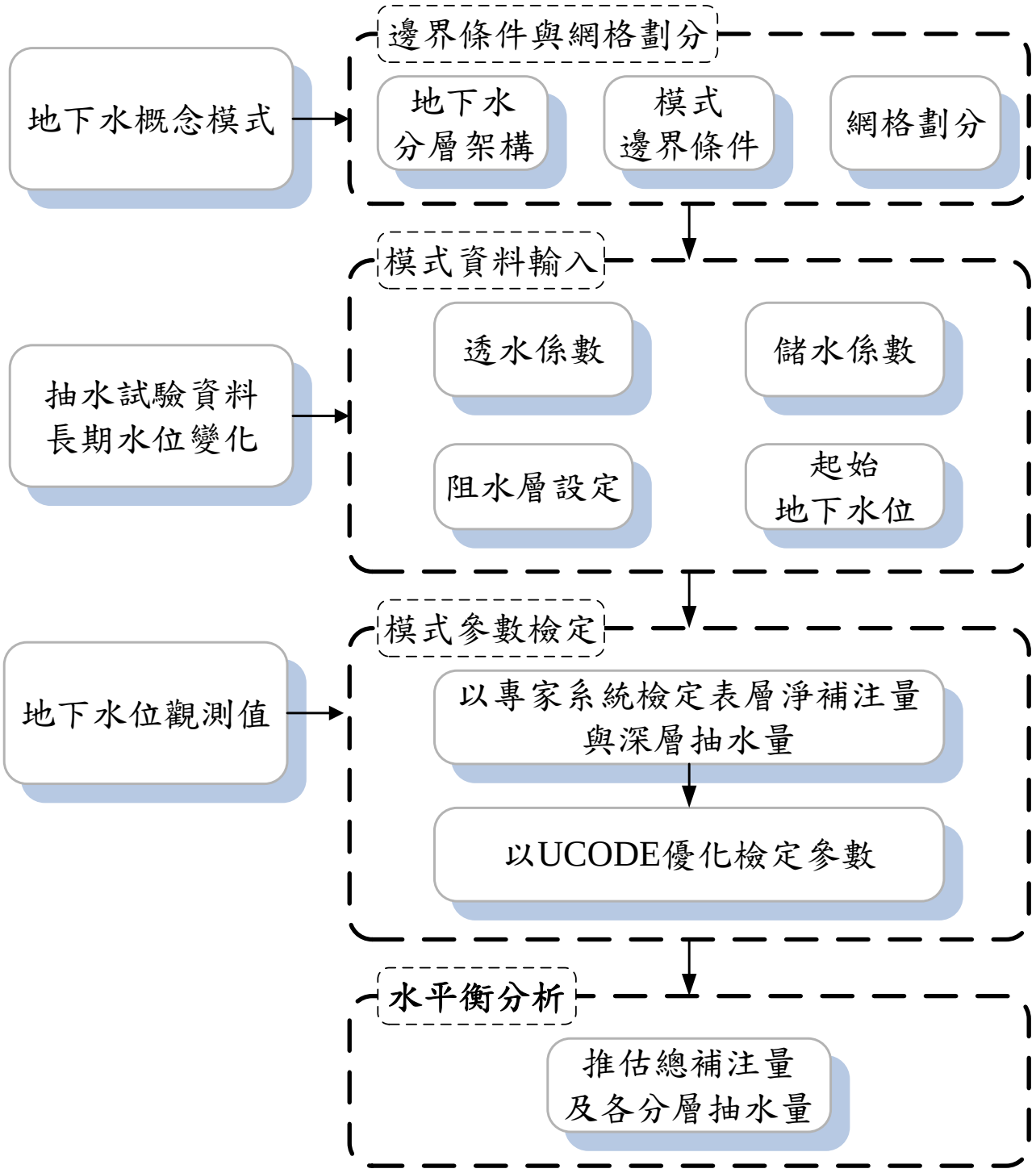


圖 8.2-1 地下水數值模式建置流程示意圖

8.2.2 地下水數值模式

一、MODFLOW 簡介

地下水數值模擬模式自 1950 年代末期推出一維地下水模式後，即不斷推陳出新，電腦硬體效能大幅成長與數值方法不斷改進，於 1970 年代中期即發展出

包括可以同時模擬非飽和層與飽和層變化之三維地下水水流數值模擬程式。

MODFLOW 是美國地質調查局(U.S.G.S)發展之地下水模擬程式，該程式可求解二維及三維之飽和層地下水流問題，含水層種類可分為自由、受壓、半受壓含水層，依地質特性分類可為均質、非均質及等向性、非等向性含水層，並可搭配MODPATH、MOC3D、MT3D及MT3DMS等水質模式，可進行水質傳輸模擬。另外，亦可搭配 MODFLOWP、PEST 及 UCODE 等參數優選模式(Inverse modeling)，藉以檢定由 MODFLOW 所建立之地下水流模式中的水文地質參數。美國地質調查局於 1983 年提出 MODFLOW 初版，至 1987 年更新為 MODFLOW 88 版本，再於 1996 年再更新 MODFLOW 96 版本，而最新版本為 MODFLOW-2005。MODFLOW 由於其程式具備概念簡明、架構具彈性、易於添加其它功能模組，以及程式源碼公開等優點，因此成為目前使用最廣之地下水流模擬程式，有多種支援其前後端資料處理的套裝軟體，其中較著名的有 PM(Processing MODFLOW)、 Visual MODFLOW、Groundwater Vistas 及 GMS 等。

本計畫目前使用 Groundwater Vistas 6.0 進行 MODFLOW 模式建立。Groundwater Vistas (GV)由 Environmental Simulations International (ESI)所開發，其為一套圖形使用者介面軟體，用以幫助使用者建立 3D 地下水模式，目前使用版本可支援至 MODFLOW2005，因此本計畫乃以 MODFLOW2005 開發蘭陽平原之地下水流模式。

二、邊界條件與格網劃分

1.地下分層架構

MODFLOW 模擬之設定上，可將含水層型態設定為拘限含水層或非拘限含水層，並需分別輸入各分層之上部高程和底部高程。本計畫以中央地質調查所繪製之水文地質剖面圖（深度最深至 250 公尺左右）為基礎，參考圖內所描述之蘭陽平原概念分層建立數值模式之分層架構，其概念分層如圖 8.2-2(紅柴林-公館剖面，剖面位置如圖 8.2-3 所示，數值模式剖面位置見 AA’ 剖面)所示，由上而下分別為含水層一(F1)、阻水層一(T1)與含水層二(F2)。數值模式以概念分層為基礎，共分為四層，如圖 8.2-4 所示。本計畫設置兩層含水層模擬概念模式中之含水層一(F1)，以模擬上層含水層中部分黏土層所造成之拘限含水層效應，而概念模式中之阻水層一(T1)與含水層二(F2)則各別以一個分層進行模擬。

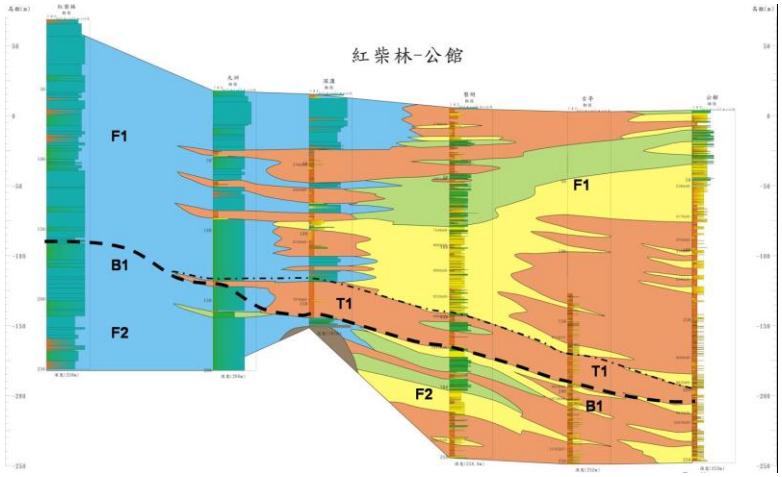


圖 8.2-2 蘭陽平原概念分層(紅柴林-公館剖面)

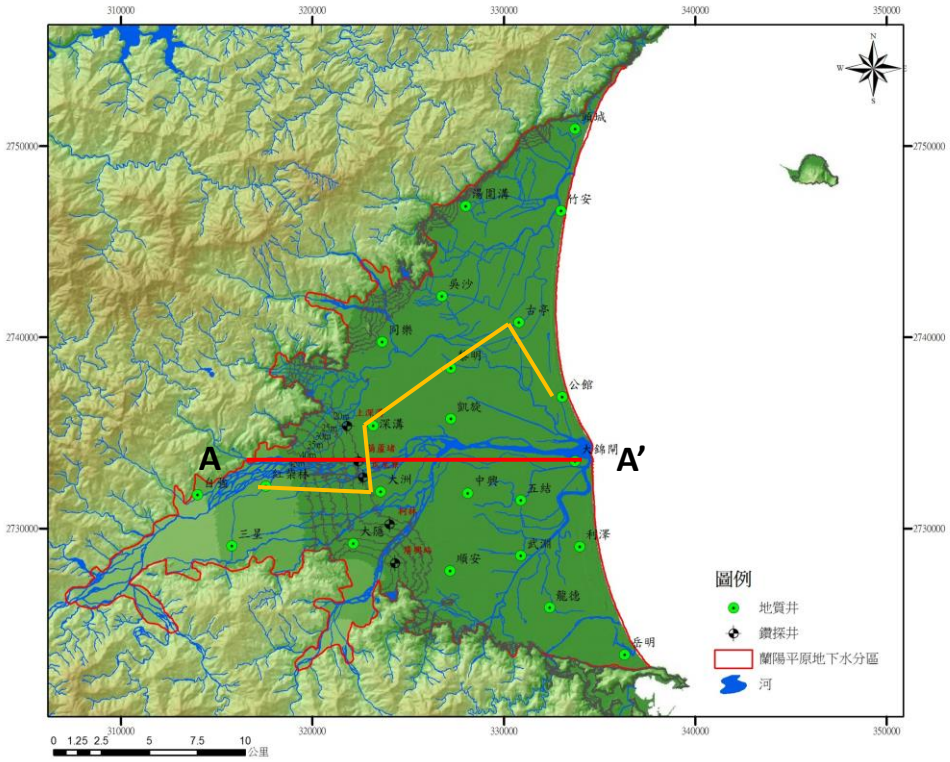


圖 8.2-3 紅柴林-公館剖面及 AA' 剖面位置圖

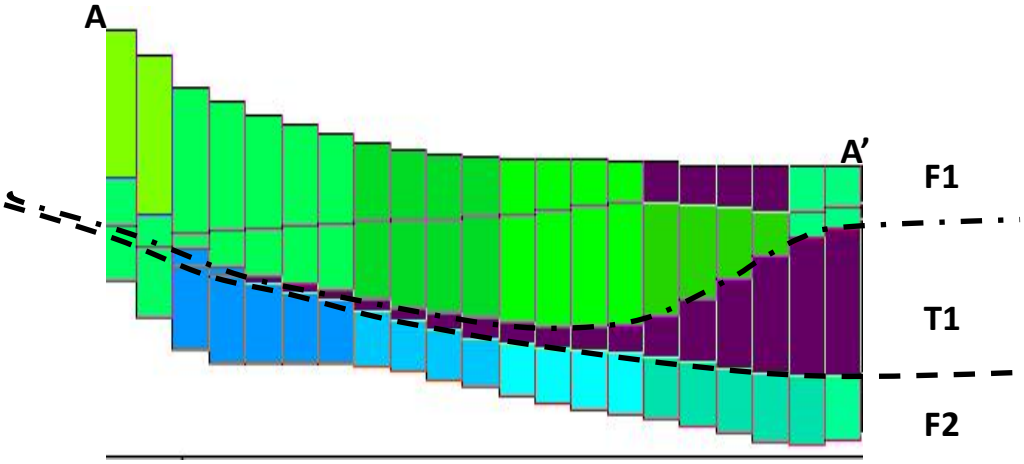


圖 8.2-4 蘭陽平原模式分層(AA'剖面)

2.模式邊界條件與格網劃分

蘭陽平原位於台灣之東北端，包括宜蘭縣大部分鄉鎮，本研究參考中央地質調查所之蘭陽平原水文地質圖與水利署所定義之蘭陽平原地下水分區範圍，並考量現有之地質鑽探資料決定數值模式的模擬範圍。模式研究區域大抵以地調所之蘭陽平原水文地質圖上之底岩分布區域為界，以描述平原地下水區特性。

模式邊界北以雪山山脈為界，南以中央山脈之低山為界，考量其地質特性，將模式南北邊界定為零流量(No flow)邊界條件(Neumann boundary condition)，然於地形圖上可得知，有許多河川從與蘭陽平原緊鄰之山脈流入，並於地面與地下水質調查中可得知，蘭陽平原應有大量補注來自於山脈側向流入，故在邊界河流出山口處以給定水頭方式模擬山邊側流量。給定水頭設定如下：

a.選取含水層一(F1)所有觀測井之地表高程並計算各觀測井之日平均地下水位，再由地表高程對日平均地下水位進行線性回歸，如圖 8.2-5 所示，得回歸公式為$y = 0.727x - 0.4739$，$R^2 = 0.9866$。

b.於河川出山口處之網格，設為給定水頭(圖 8.2-6 中之紫色網格)，並取出該網格之高程，由回歸後所得公式計算所有給定水頭處之日均地下水位。

c.假定給定水頭(h_b)與其下游最近觀測井(h_{obs})之水位差為定值(Δh)，而Δh為給定水頭日均水位($\bar{h}_b$)與下游最近觀測井日均水位($\bar{h}_{obs}$)之差值，如公式 8.2-1 所示：

$$\Delta h = \bar{h}_b - \bar{h}_{obs} \quad \text{(式 8.2-1)}$$

因此將各時刻下游最近觀測井水位加上Δh，即可得給定水頭各時刻之水位，如公式 8.2-2 所示：

$$^{n}_{1}h_b = {}^{n}_{1}h_{obs} + \Delta h \quad \text{(式 8.2-2)}$$

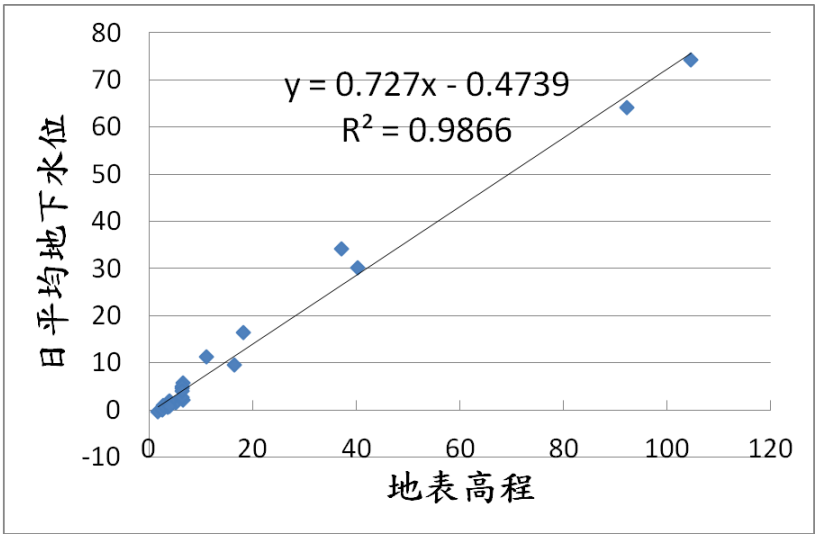


圖 8.2-5 蘭陽平原地表高程對日均地下水位線性回歸

由回歸公式及公式 8.2-1 計算Δh，計算結果如表 8.2-1 所示，福德坑溪出山口總水頭高為頭城國小(1)水位高加 15.85 公尺；得子口溪出山口總水頭高為二龍水位高加 27.37 公尺；小礁溪出山口總水頭高為同樂水位高加 41.63 公尺；大礁溪出山口總水頭高為同樂水位高加 49.70 公尺；五十溪出山口總水頭高為同樂水位高加 34.29 公尺；蘭陽溪出山口總水頭高為自強國小(1)水位高加 41.63 公尺；羅東溪出山口總水頭高為大隱(1)水位高加 57.87 公尺；冬山河出山口總水頭高為冬山(1)水位高加 30.83 公尺；新城溪出山口總水頭高為龍德(1)水位高加 30.69 公尺。

表 8.2-1 蘭陽平原給定水頭設定

溪名	網格高程	$\bar{h}_b$	下游 最近觀測井	$\bar{h}_{obs}$	水位差(Δh)
福德坑溪	26.19	18.57	頭城國小(1)	2.72	15.85
得子口溪	39.18	28.02	二龍	0.65	27.37
小礁溪	70.69	51.14	同樂	9.51	41.63
大礁溪	82.15	59.21	同樂	9.51	49.70
五十溪	60.86	43.80	同樂	9.51	34.29
蘭陽溪	160.02	115.85	自強國小(1)	74.22	41.63
羅東溪	121.77	88.07	大隱(1)	30.20	57.87
冬山河	49.47	35.49	冬山(1)	4.66	30.83
新城溪	45.84	32.82	龍德(1)	2.13	30.69

(單位：公尺)

另外蘭陽平原東側緊臨太平洋，因此將模式東邊邊界設定為定水頭邊界條件(Dirichlet boundary condition)，水位高為 0 公尺。格網的劃分上，南北方向分為 44 列，東西方向分為 34 行。考量資料密度及計算精度的情況下，採用 1km*1km 等間距的格網，如圖 8.2-6 所示。

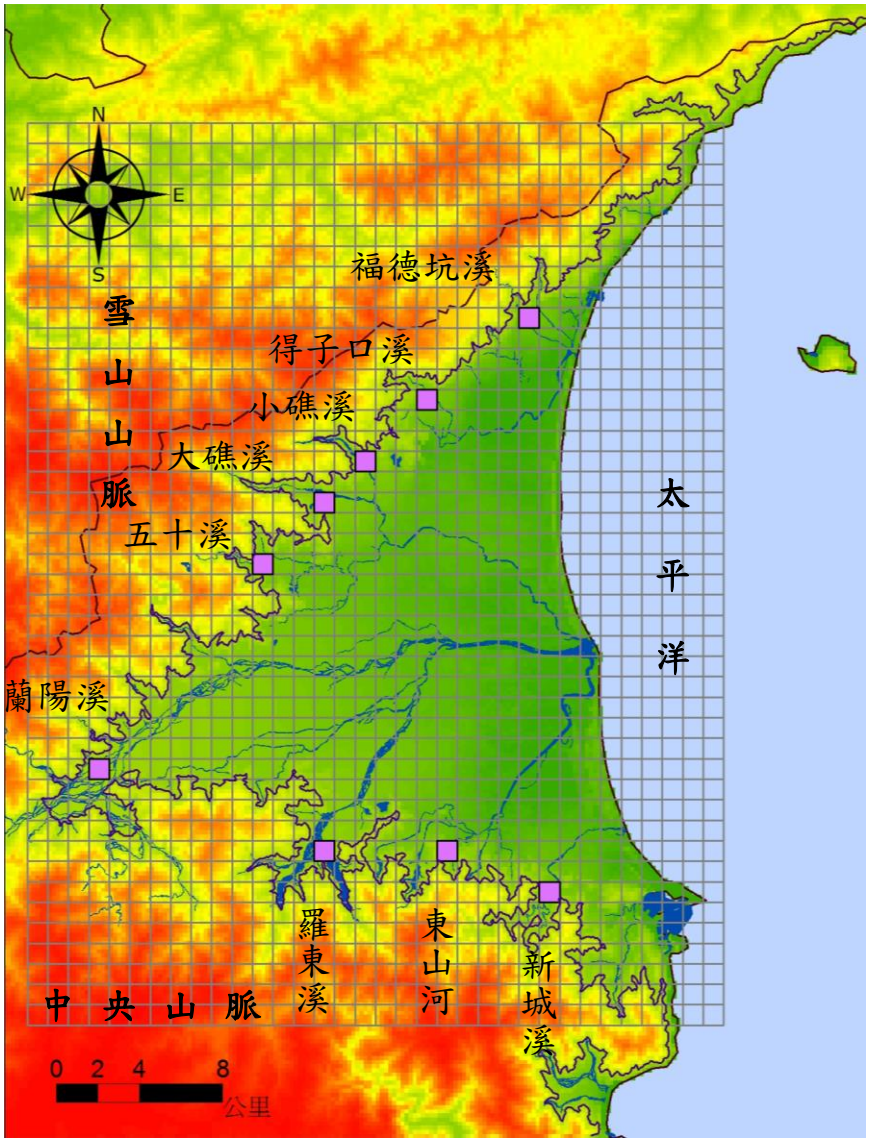


圖 8.2-6 蘭陽平原地下水模擬區域

三、模式資料輸入

模式之輸入資料包括透水係數、垂向透水係數、儲水係數、比出水量、起始地下水水位、補注量及抽水量等。以下將說明建置蘭陽平原地下水模擬模式(MODFLOW 模式)，其模式架構所需之地下水力學參數及源匯項輸入資料。各輸入資料敘述如下：

1.透水係數

觀測站網建置時，各觀測井必進行單井或複井抽水試驗，因此幾乎各觀測井於不同含水層均擁有其導水係數（Transmissivity，T 值）現地試驗值，但因 MODFLOW 模式所需參數為透水係數(Hydraulic Conductivity，K 值)，因此將現地試驗所得之導水係數，再除以含水層厚度（b）即可轉換求得透水係數。此外除使用抽水試驗結果外，亦搭配使用地電阻參數推估結果，後續再以觀測井建立徐昇氏法網格，決定各參數資料之代表範圍。圖 8.2-7 與圖 8.2-8 分別為含水層一

及含水層三之徐昇氏分區圖。參考中央地質調查所之調查結果，模式阻水層一之分布範圍位於平原中、下游區域，其透水係數乃參考教科書 Fundamentals of Ground Water (Schwartz and Zhang, 2003)中建議之值域，在此設定為 4×10^{-3} (公尺/天)。此外，由於抽水試驗所得結果為水平向之透水係數，故在此假設垂向透水係數為水平向之 1/50。因為中央地質調查所劃定之阻水層，至少需為一定厚度以上(如 3~4 公尺以上)之泥層，因此阻水層分佈範圍內多為具一定厚度與延續性之泥層，但部分區域即使無厚泥層存在，但仍可能存在薄而頻繁出現之泥層，因此仍存在阻隔含水層間水流垂向流動之能力，因此這些區域之阻水層仍須給定阻水層等級之參數值。故本計畫在設定阻水層一之參數值時，除了地調所給定之阻水層區域(厚泥層區域)外，本研究另外檢視水文地質鑽探柱狀圖、屏狀圖以及同一觀測井之分層觀測水位差，之後再決定阻水層之參數值，分析方式說明如下所示：

首先檢視水文地質鑽探柱狀圖及屏狀圖後，若含水層內之某一範圍出現厚泥層阻隔，本計畫則設定該範圍內之水力參數為阻水層等級之量值；若含水層間為砂泥互層情形，則再進一步分析該處觀測井之不同分層間的長期地下水位，若分層間之地下水位差異顯著，則代表該分層間有阻水效果，故應設定阻水層等級之量值，若分層間之水位相近，幾乎一致，則此處設定為含水層之量值。

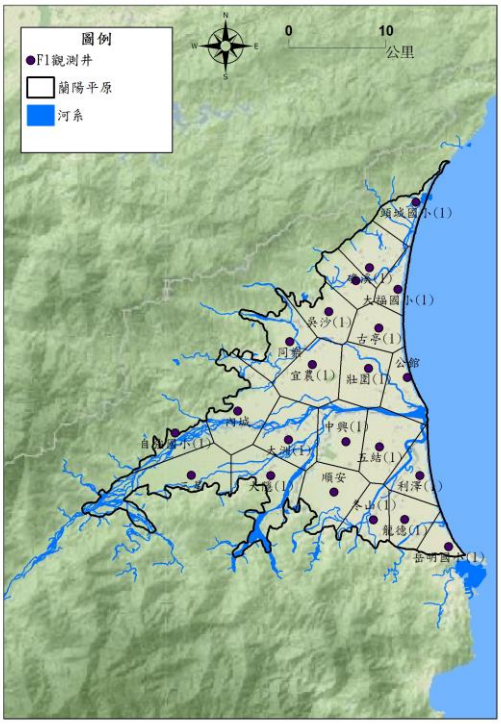


圖 8.2-7 含水層一徐昇式分區

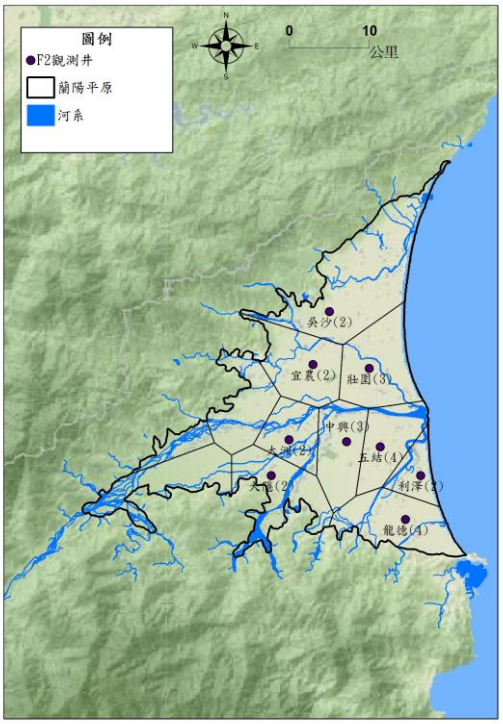


圖 8.2-8 含水層二徐昇式分區

2.儲水係數與比出水量

由於儲水係數與比出水量必須進行複井抽水試驗才能求得，因此儲水係數或比出水量之數量遠低於透水係數之數量，目前已有龍德與大隱觀測井進行複井抽水試驗，而今年度地調所新增三星、大洲與內城三站之複井抽水試驗，加以本計畫藉重力量測推估比出水量，因此已有相當多之參數，而缺少相關資料之部分，將另行推估，說明如下：

本計畫首先蒐集同時有透水係數及儲水係數或比出水量資料之觀測井，再以透水係數對儲水係數及比出水量個別進行線性迴歸，可求得含水層儲水係數及比出水量之回歸式，之後各觀測井依其位於拘限或非拘限含水層，選定公式代入透水係數，即可推得儲水係數與比出水量。

儲水係數與比出水量之代表範圍與透水係數相同，皆以觀測井建立徐昇氏網格，決定其代表範圍。

3.起始地下水水位

對於暫態模式而言，初始地下水位代表模式之初始條件，不同初始條件影響模擬結果極巨，因此應選取適當之初始水位以得到較佳之模擬結果。本計畫建置之地下水系統模擬期距為 2004 年~2012 年，為日模擬，模擬起始時刻為西元 2004 年 1 月 1 日，因此以西元 2003 年 12 月 31 日之水位作為起始水位。

4.抽水量、補注量

由於現地抽水量資料較不完整，且地下水補注為未知，故本計畫將以參數檢定方法推估淺層淨補注量與深層抽水量，檢定工具為本計畫所開發之專家系統(詳見下一小節之參數檢定方法)。

本研究設定之模擬時刻長度為日，參數檢定之依據為各觀測井之日水位，此外，本計畫採用徐昇氏法進行參數分區，以降低參數維度。

四、參數檢定方法

1.參數檢定變數說明

MODFLOW 三維地下水模式乃以有限差分法進行數值離散，其在空間離散上採用矩形網格，因此每一模擬網格皆為一六面體，如圖 8.2-9 所示，模式中各網格之每一面與其相鄰網格之流量，皆可以達西公式計算，因此當水位與透水係數已知時，六面體與四周網格之交換量（flux）即可求得。然而，若此網格位於含水層一時，其與地表接觸的面並無法以達西公式計算，該平面之水量進出乃藉由地表補注(Recharge)或是人為抽水進出該網格，因此本計畫在進行參數檢定時，於含水層一檢定所得之量值即為補注與抽水之綜合效應，無法拆開，因此本計畫定義含水層一所檢定之量值為淺層淨補注量（Net recharge）。在含水層一以下之各個網格(即深層)，其內部水量進出網格之形式除了因與相鄰網格之水位差造成之交換量外，亦可透過源流（source）或沉流(sink)之形式進出網格，意即將水量以抽水井或補注井之形式取出或注入該網格，惟在深層含水層中，幾乎不可能發生補注之行為，因此本計畫設定深層含水層僅能抽水而不能補注，故深層含水層檢定之量值即為抽水量。

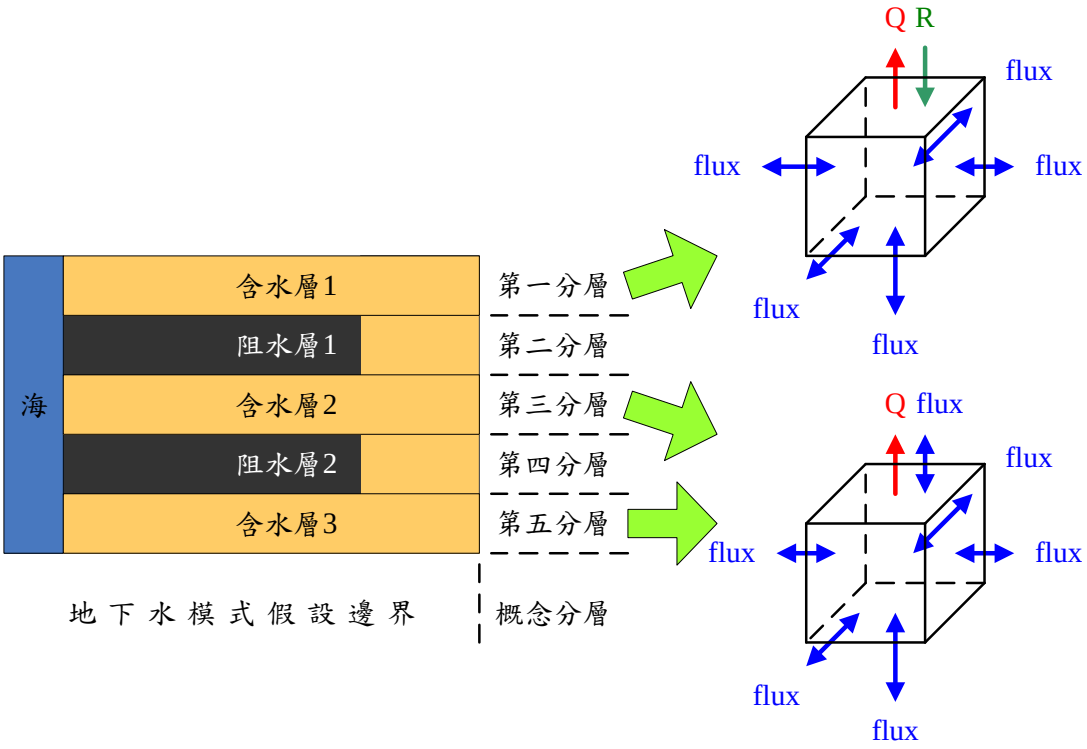


圖 8.2-9 地下水模式流量計算概念圖

2.參數檢定方法介紹

建立地下水模式之過程中，參數檢定乃必要的步驟，而一般的參數檢定方法可分為「人工參數檢定」與「自動參數檢定」。人工參數檢定在推估參數時，過程不但複雜、冗長，且需要花費許多時間，進行檢定的人員除了需具備相關地下水知識外，亦須具有參數檢定之經驗與技巧。此外，如何將一位專家的參數檢定知識轉移給其他需進行人工參數檢定之人員也是相當不易。人工參數檢定雖有上述缺點，惟其在進行參數推估時，參數的修正常存在定性上的邏輯或經驗的判斷，檢定的過程中人與模式的不斷互動，因此人工參數檢定雖然繁瑣且費時費工，但檢定本身除了可對問題有更深入的了解外，檢定者若是一個有經驗的專家，其結果往往較不易發生孛離現地物理特性的情形。

自動化參數檢定通常是將地下水模式結合優選法來進行檢定，雖然可免去人工參數檢定的煩瑣，但使用者難以參與參數變動過程，往往只能被動的接受最後的檢定結果，而因為地下水模式甚至優選模式本身，因受限於參數之維度數目，往往皆對問題本身有相當程度的簡化，使得自動參數檢定所得之結果亦可能產生不符物理條件的狀況。

本計畫採用專家系統進行參數檢定，期能在保有自動化參數優選檢定的快速及方便的同時，亦能保有人工參數檢定之彈性，並能累積整合專家之經驗，使得參數檢定的工作更易進行。然由於本團隊開發之檢定系統，為達上述快速、方便與彈性之優點，而給予系統較大之容許誤差，欲改善此問題，使檢定結果更

精確，本計畫採用 UCODE 優選模式，將檢定後參數進行優化，減小目標函數誤差範圍，使系統更趨完善。圖 8.2-10 為參數檢定之系統架構，可瞭解本計畫使用 MODFLOW2005 建置數值模式，並進行初始設定，之後由專家系統進行參數檢定，再用 UCODE 優選模式進行參數優化。

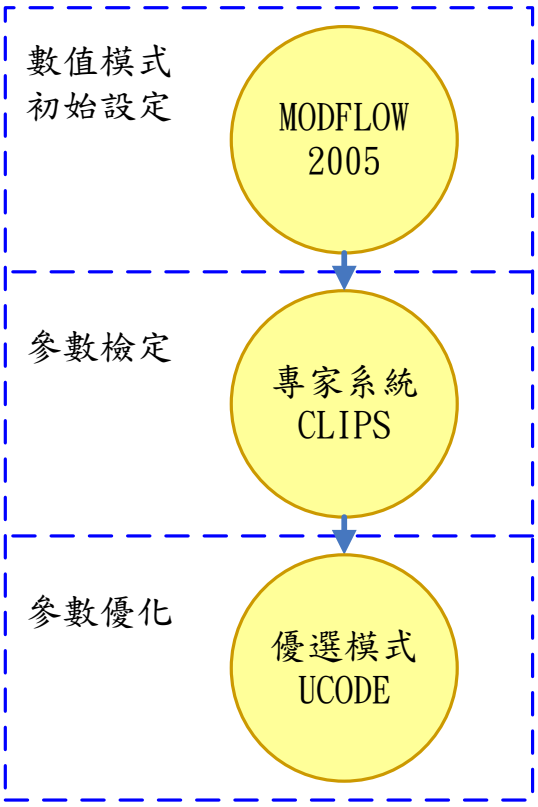


圖 8.2-10 地下水參數檢定系統架構圖

3.專家系統介紹

專家系統為一模仿人類專家且具有決策能力的智慧型電腦系統，本計畫採用 CLIPS(C Language Integrated Production System)建立地下水模式參數檢定專家系統，CLIPS 為一方便採用物件導向概念，用以建立專家系統之工具。在本計畫中，地下水模式以分區為概念進行參數檢定，一個分區即為一個物件，在 CLIPS 中則以建立實例(instance)的方式應用物件導向概念。在每個實例(物件)中，則有若干屬性(slot)代表各分區的特性，如透水係數值、所在分層、淨補注量或抽水量、模擬水位與觀測水位誤差及各種參數調整依據。

建立之專家系統，乃將熟悉地下水模式參數檢定之人類專家所具有之經驗及知識轉換成規則(Rule)並將之存放於知識庫(Knowledge Base)，當專家系統對地下水模式進行參數檢定時，專家系統依據所輸入之情況並透過推理機(Inference Engine)對知識庫內之規則進行規則推論(Rule Inference)，其推理結果即為所輸入問題之答案。

4.知識庫之規則建立

在建立專家系統之前，必須先擷取參數檢定之經驗及知識。對於一般參數檢定之經驗，可歸類為以下：

a. 一般在人工檢定地下水模式時，首先需依據地區特性，給予適當的初始值，再依模擬後之水位誤差，給予適當幅度之調整。

b. 在多層地下水模式檢定中，由於補注通常為降雨或河川補注所造成，因此進行人工檢定時，通常給予表層含水層補注，深層含水層僅有人工抽水。

c. 在人工檢定地下水模式時，通常以迭代方式來回調整各分區參數，使各區之檢定誤差逐漸縮小。

基於上述概念，經由數值試驗反覆測試，將其歸納成更具體的參數調整原則，詳細說明如下所示：

a. 在進行參數調整前，各分區應先設定初始修正量，作為參數調整幅度之基準。

b. 開始調整時，需判別修正方向。當觀測水位大於模擬水位時，往正方向調整，即增加水量；當觀測水位小於模擬水位時，往負方向調整，此時應減少水量。

c. 判別修正方向後，接著應判斷修正量，其判斷方法為比較本次檢定與上次檢定時之修正方向。若修正方向相同，表示參數修正持續向同方向進行，則修正量不變；若修正方向相反，表示參數調整震盪，則修正量減半。

d. 經多次調整後，參數修正量會逐漸縮小，然而因多分區同時進行調整，各分區會受相鄰分區影響，可能使得調整量縮小過快，造成檢定速度趨緩，若此時，各分區之最大誤差仍大於容許誤差，則將各分區調整量設定為同時放大一定倍數。

5.參數檢定流程

利用專家系統進行參數檢定流程如圖 8.2-11 所示，在參數檢定開始後，系統首先初始化參數值，即淨補注量及抽水量，並讀入相關參數的設定資訊，如分區設定、觀測井位置、觀測水位等。在完成初始參數設定後，接著執行地下水模式 MODFLOW，獲得各個時刻之模擬地下水位，下一步則判斷第一個時刻各分區之觀測水位與模擬水位之誤差(以下稱為檢定誤差)是否均小於容許誤差，本計畫以 2 公尺為容許誤差。

當有一分區之檢定誤差超過容許誤差，則會取出各分區的相關資訊，傳入專家系統進行推論分析。專家系統依據知識庫中之規則集合(Rules)，並搭配推理機(Inference engine)之運作，而推論出各區的參數修正量。當各區待檢定之參數，由專家系統分析出修正量後，再將各修正量依據 MODFLOW 輸入檔格式，

對 MODFLOW 輸入檔進行更新。接著再次執行 MODFLOW，計算出更新參數後的模擬地下水位，再次判斷第一個時刻各分區檢定誤差是否均小於容許誤差，若是則進入下一個時刻的參數檢定，若否則反覆執行上述步驟，直至該時刻所有分區檢定誤差均小於容許誤差。當所有時刻的各分區檢定誤差均小於容許誤差，則完成參數檢定的流程。

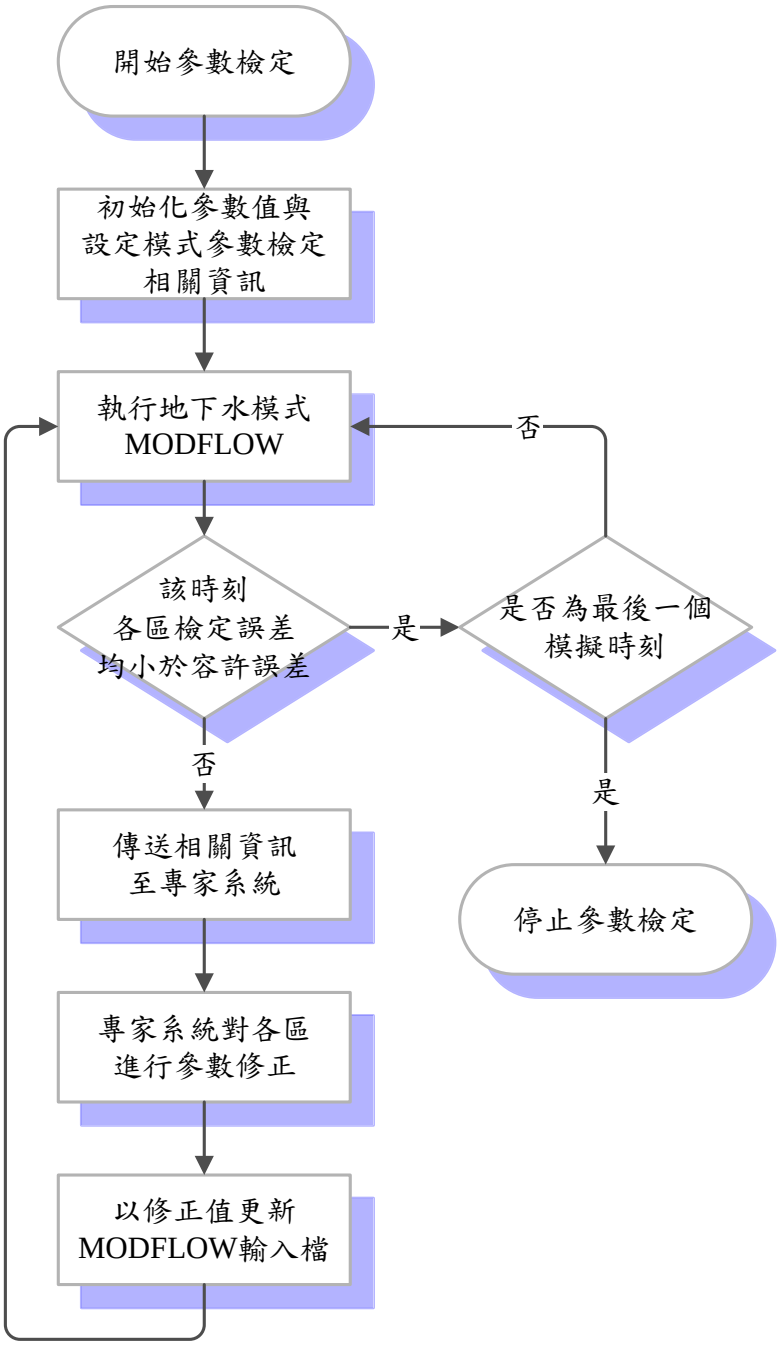


圖 8.2-11 參數檢定流程

6.應用 UCODE 精鍊專家系統檢定結果

UOCDE 為美國地質調查局所開發之優選模式，該程式是以修正型高斯—牛頓法(Modified Gauss-Newton Method) 推求最佳解。因為 UCODE 為梯度類型之優選法，因此求解時易出現初始解影響其收斂性的問題。此外，UCODE 在求解過程中，計算敏感度矩陣時需反覆呼叫地下水流模式，因此相當耗費計算時間。本計畫利用專家系統檢定之效率，可迅速找到一組不錯的解(淨補注量與抽水量)，以之作為 UCODE 之初始解，再進行優選，精鍊專家系統之檢定結果，使得檢定誤差進一步縮小，使模擬水位與觀測水位更趨一致。由檢定結果可發現，當以專家系統檢定後之淨補注量與抽水量作為 UCODE 之初始解後，UCODE 僅需 2 至 3 次迭代後即可完成收斂，且可進一步縮小檢定誤差，提昇地下水資源量推估結果之正確性。

五、檢定誤差統計分析

本暫態模式設定模擬時刻長度為日，以西元 2004 年至西元 2012 年蘭陽平原各觀測井之日水位，作為暫態模式各時刻之參照水位，參數檢定之收斂標準為各分區之檢定誤差皆需小於 2 公尺，檢定後全區全時刻最大誤差為 1.92 公尺，均方根誤差為 0.19 公尺，以下將以各分層誤差空間分布及誤差統計進行說明。

1.檢定成果之誤差空間分布

此部分首先以年平均模擬水位與觀測水位之空間分布呈現檢定結果。圖 8.2-12 與 8.2-13 分別呈現蘭陽平原各含水層之平均觀測水位與模擬水位等值圖，其中實線為觀測水位，虛線為檢定後之模擬水位，等值線間距為 5 公尺，圖中顯示觀測水位與模擬水位值相近，且空間上之分佈趨勢一致。另外再進一步分析誤差之空間分布，乃將各站之均方根誤差取對數，以等值圖方式呈現。如圖 8.2-14 與 8.2-15 分別為蘭陽平原含水層一與含水層二各時刻所有模擬值之均方根誤差取對數等值圖，等值線的間距為 0.2。圖中顯示均方根誤差取對數皆小於 0，檢定成果良好。

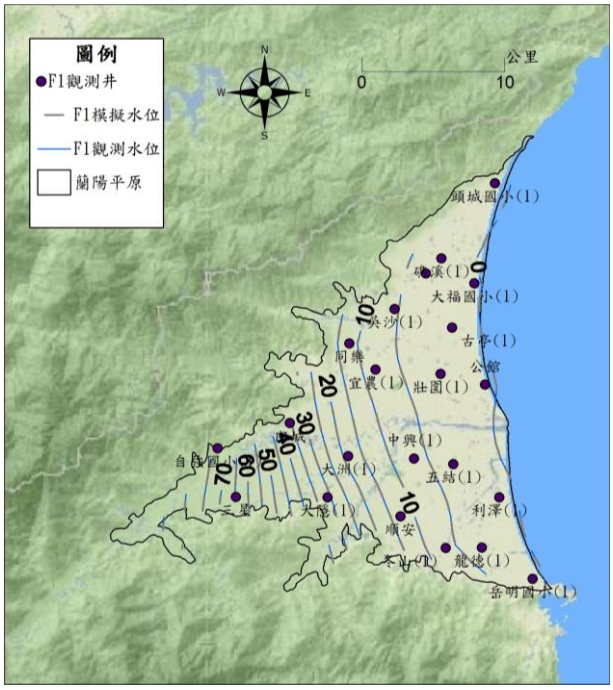


圖 8.2-12 含水層一觀測與模擬水位等值圖

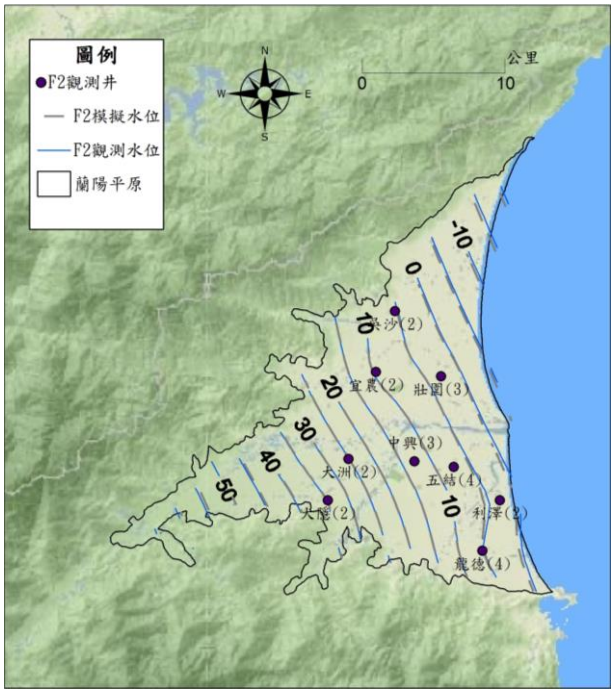


圖 8.2-13 含水層二觀測與模擬水位等值圖

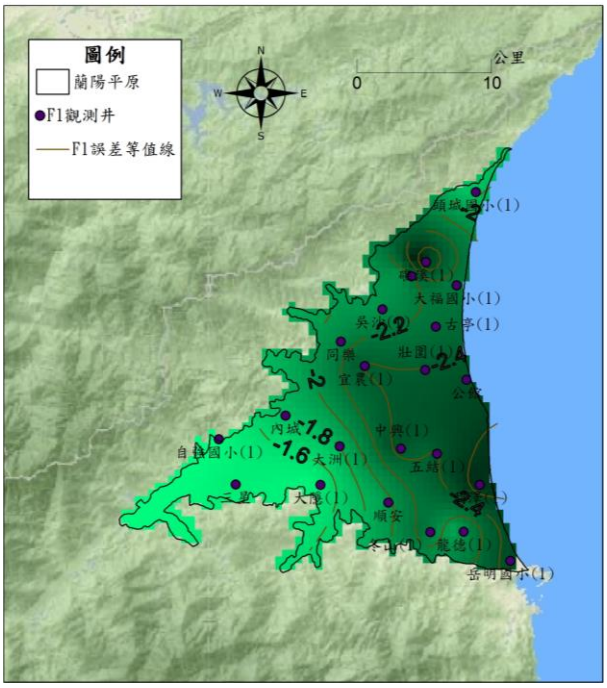


圖 8.2-14 含水層一 LOG(RMSE)

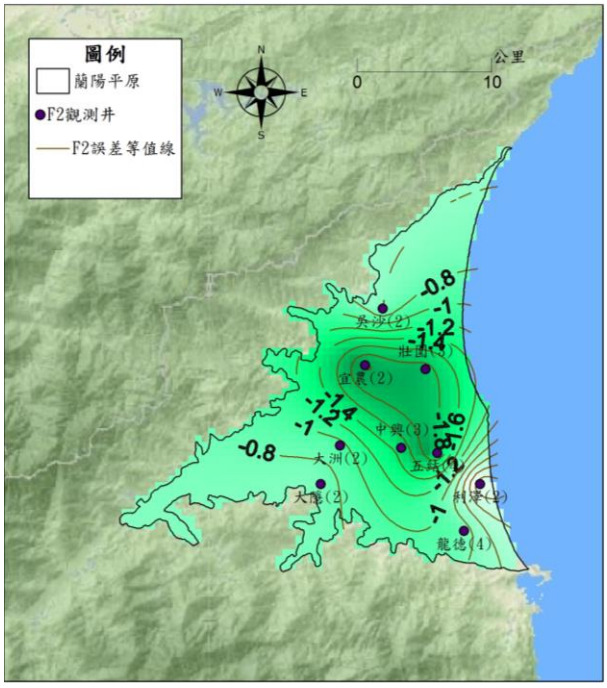


圖 8.2-15 含水層二 LOG(RMSE)

2.檢定成果之水位時序分布及誤差時序分布

此部份進一步分析單一觀測井之模擬水位與觀測水位於各模擬時刻之差異及趨勢。本計畫取 2005 年每日之模擬水位與觀測水位，比較含水層一觀測井之模擬水位與觀測水位之誤差均方根後，挑選最佳與最差之觀測井進行說明。

最佳觀測井為利澤(1)，其觀測水位與模擬水位之時序變化如圖 8.2-16 所

示，兩者之誤差均方根僅 1.20×10^{-5} 公尺，趨勢一致，兩者幾乎重疊；最差之觀測井為三星，其模擬水位與觀測水位之時序變化如圖 8.2-17 所示，兩者之誤差均方根(rmse)為 1.65 公尺，誤差雖然稍大，但其模擬水位與觀測水位之趨勢仍相當吻合。

再將每日均方根誤差依時間排序，呈現檢定誤差在時間上的分佈，以了解所有時刻之檢定成效。如圖 8.2-18 所示。圖中均方根誤差最大值為 0.47 公尺，最小值為 0.08 公尺，其中僅於降大雨時，水位劇烈變化，而使誤差上升至約 0.40 公尺左右，95%之均方根誤差仍界於 0.09-0.27 公尺之間，顯示檢定成效良好，檢定誤差皆能維持在一定區間內。

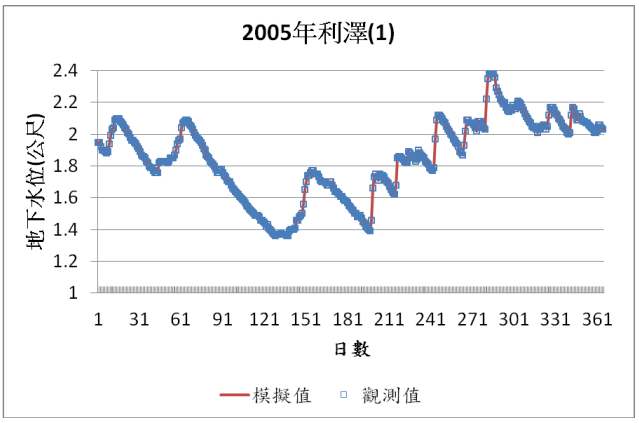


圖 8.2-16 利澤(1)水位時序變化圖

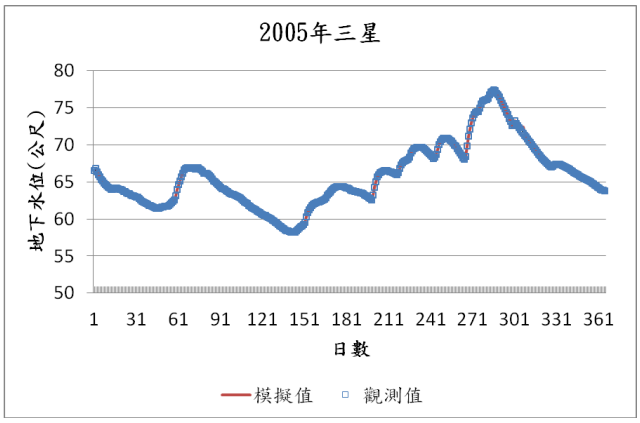


圖 8.2-17 三星水位時序變化圖

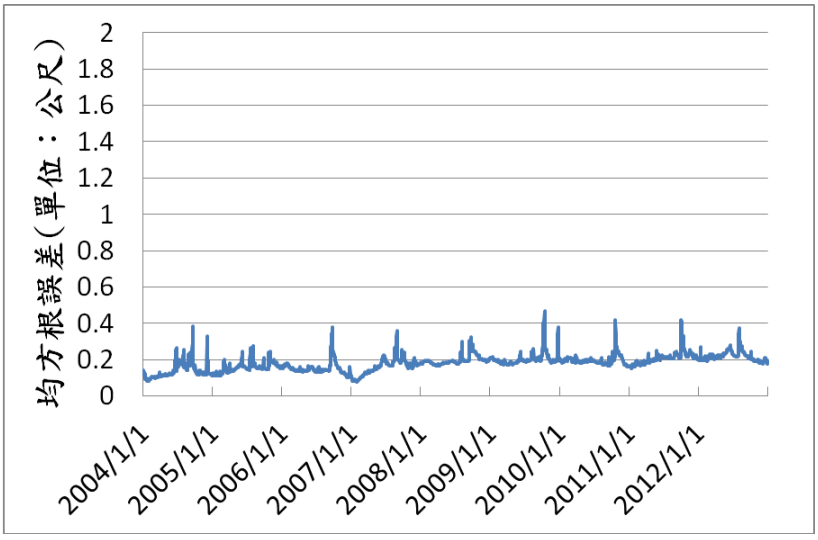


圖 8.2-18 每日均方根誤差變化圖(2004-2012)

3.檢定成果之誤差統計

將 2004 年至 2012 年所有模擬誤差以等比為 10 的級數作為誤差區間進行統計，並將此結果繪製成誤差主體圖，如圖 8.2-19 所示，由圖可知 95%的誤差在 0.10 公尺以下，檢定成果良好。

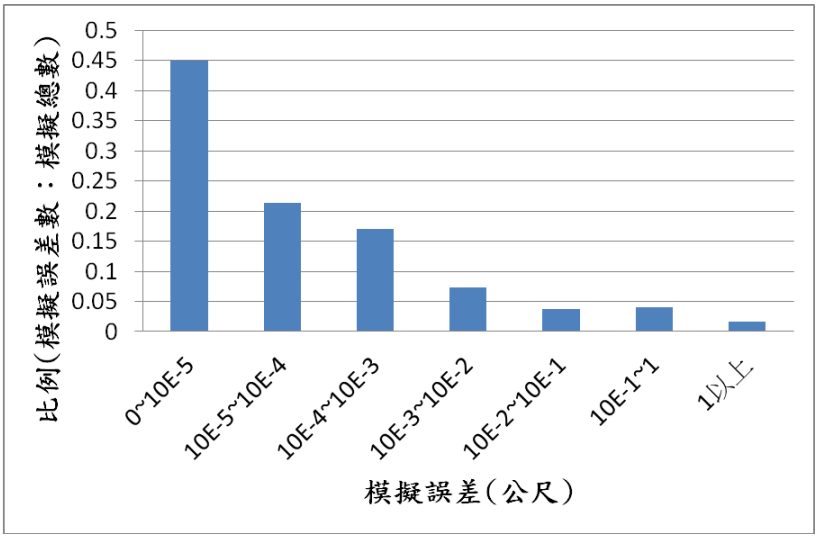


圖 8.2-19 模擬水位誤差主體圖(2004-2012)

8.3 水平衡分析

本節說明由模式檢定所得之含水層一之淨補注量與含水層二之抽水量及海岸淨流出量，如表 8.3-1 所示，其中含水層一淨補注量為垂向補注量(包含降雨入滲或河川入滲)與含水層一抽水量之總和，後續將說明垂向補注量與含水層一抽水量之兩分量計算方法。

表 8.3-1 模式檢定所得參數

年分	含水層一(F1) 淨補注量	含水層二(F2) 抽水量	山邊 側流入量	海岸 淨流出量
2004	**86.16**	**27.14**	**135.09**	**9.49**
2005	**92.66**	**31.26**	**134.60**	**17.35**
2006	**81.76**	**29.41**	**132.63**	**16.61**
2007	**82.17**	**29.59**	**135.16**	**17.37**
2008	**106.11**	**30.85**	**134.37**	**15.84**
2009	**79.49**	**26.72**	**132.09**	**16.64**
2010	**83.64**	**29.65**	**131.30**	**16.55**
2011	**70.06**	**29.99**	**130.86**	**17.32**
2012	**94.30**	**31.84**	**131.52**	**18.60**
平均	**86.26**	**29.61**	**133.07**	**16.20**

(單位：百萬噸/年)

由表可知，第一含水層之淨補注量值約介於 106.11~70.06 百萬噸之間，年平均約為 86.26 百萬噸；第二含水層之抽水量值約介於 31.84~26.72 百萬噸之間，年平均約為 29.61 百萬噸；山邊側流入量值約介於 135.16~130.86 百萬噸之間，年平均約為 133.07 百萬噸;海岸淨流出量值約介於 18.60~9.49 百萬噸之間，年平均約為 16.20 百萬噸。以上歸納可得含水層二抽水量、山邊側流入量與海岸淨流出量皆屬相對穩定之量值，而含水層一之淨補注量則變化幅度較大。由於淨補注量為垂向補注量及第一層抽水量之總和，若僅以一淨補注量分量表示，將會隱藏許多重要資訊，因此本計畫將用以下方法分出垂向補注量及第一層抽水量。

一般淺層地下水之垂向補注通常受降雨影響最為劇烈，而於未降雨時期，則可觀察地下水隨時間推移逐漸下降，因此假設於長時間未降雨時期之平均抽水量為年均日抽水量，則可算得總抽水量。而本計畫日均抽水量判斷方式如下，如圖 8.3-1 所示，將地下水位與檢定後之淨補注量進行正規劃並與降雨量一起置於圖上，選取長時間未降雨，地下水位隨時間穩定下降，且淨補注量變動較為平穩之時段，如圖中黑線標示部分，假設此時段之淨補注量未受垂向補注影響，因此可

視為人工抽水量，並將此時抽水平均值視為年日均抽水，即可算得年總抽水量。最後再由此總抽水量代入檢定後之淨補注量，則可得垂向補注量。

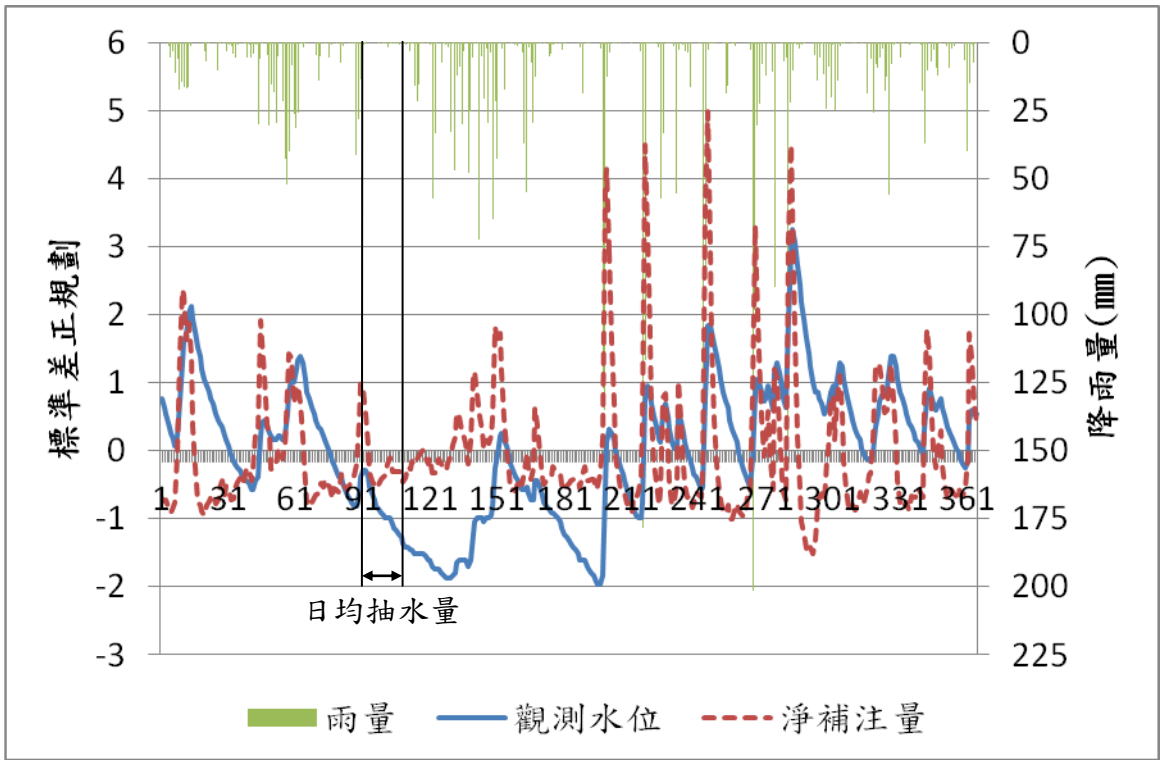


圖 8.3-1 岳明(2)每日降雨量、觀測水位與淨補注量關係圖

表 8.3-2 分別為各分層抽水量及各項入流量之統計結果，表 8.3-3 為將抽水量加總及垂向與側向補注量加總後之統計結果，其中總補注量為山邊側向流入與垂向補注之加總量，而總抽水量為淺層(F1)與深層(F2)之抽水加總量。綜合此兩表可得在抽水量值部分，於 2010 年之抽水量最大，含水層一與含水層二抽水量加總為 243.76 百萬噸；於 2011 年之抽水量最小，含水層一與含水層二抽水量加總為 201.67 百萬噸，而 2004~2012 年之平均總抽水量為 219.81 百萬噸。在補注量值部分，於 2010 年之補注量最大，垂向補注量與山邊側流入量加總為 261.75 百萬噸；於 2008 年之補注量最小，垂向補注量與山邊側流入量加總為 226.53 百萬噸，而 2004~2012 年之平均總補注量為 236.99 百萬噸。而年儲蓄改變量以 2011 年增加最多，該年度增加 13.49 百萬噸，2008 年減少最多，該年度減少 18.42 百萬噸。

表 8.3-2 地下水流量分項統計結果

年分	垂向 補注量	山邊 側流入量	含水層一 (F1) 抽水量	含水層二 (F2) 抽水量	海岸 淨流出量	儲蓄 改變量
2004	104.26	135.09	190.44	27.14	9.49	12.30
2005	102.74	134.60	195.42	31.26	17.35	-6.66
2006	106.34	132.63	188.12	29.41	16.61	4.85
2007	97.20	135.16	179.39	29.59	17.37	6.03
2008	92.16	134.37	198.28	30.85	15.84	-18.42
2009	97.22	132.09	176.73	26.72	16.64	9.24
2010	130.45	131.30	214.11	29.65	16.55	1.45
2011	101.60	130.86	171.68	29.99	17.32	13.49
2012	103.27	131.52	197.61	31.84	18.60	-13.23
平均	103.92	133.07	190.20	29.61	16.20	1.01

(單位：百萬噸)

表 8.3-3 地下水流出與流入量統計結果

年分	總補注量 (山邊側向+ 垂向補注)	總抽水量 (F1 抽水+ F2 抽水)	海岸 淨流出量	儲蓄 改變量	降雨量(mm)
2004	239.35	217.58	9.49	12.30	3059
2005	237.34	226.68	17.35	-6.66	3684
2006	238.97	217.53	16.61	4.85	3274
2007	232.36	208.98	17.37	6.03	3899
2008	226.53	229.13	15.84	-18.42	3365
2009	229.31	203.45	16.64	9.24	3858
2010	261.75	243.76	16.55	1.45	3026
2011	232.46	201.67	17.32	13.49	3203
2012	234.79	229.45	18.60	-13.23	3283
平均	236.99	219.81	16.20	1.01	3406

(單位：百萬噸)

8.4 地下水可用水量推估

本節將進一步應用 8.2 節建置之地下水數值模式，以希爾法(Hill Method)評估蘭陽平原地下水系統之可用(合理)抽水量。希爾法為可用(或合理)抽水量推估之常見方法，該方法之概念為當一系統抽用地下水時，若年初與年末之地下水位無變化，則該抽水量即為安全出水量。而在採用希爾法推估可用(或合理)抽水量前，應先判斷該區域地下水位狀態，是否在健康狀態，因為一區域之地下水位若已處於超抽狀態，希爾法所推估之安全出水量則為超抽狀態下之安全出水量，並無法使地下水系統恢復健康狀態。觀察近年蘭陽平原水位變化趨勢，並無明顯下降情形，且部分地區實施地下水抽取管制措施，使局部沿海地區地下水位回升且高於海平面，綜觀整個平原地下水狀態，判斷應屬穩定、合理情形，可讓地下水水位持續保持在現行狀況之下。

本計畫應用建置完成之地下水數值模式所推估之各年度總抽水量，分別以增加 10%、保持不變以及減少 10%等三種方式代入模式進行模擬中，計算平原所有觀測井 1 月 1 日與 12 月 31 日之水位差，可得整個平原之平均水位洩降，因此每年度可得 3 筆抽水量及其對應之水位洩降，從 2004 年~2012 年共可得 27 筆抽水量對應水位洩將資料。如圖 8.4-1 所示，將此 27 筆資料繪製於座標圖上，並以抽水量對平均水位洩降進行線性回歸，可得回歸公式為$y = -0.0443x + 9.7233$，$R^2 = 0.9035$，由回歸公式計算可知，當年初年末平均水位洩降為 0 公尺時，可用(或合理)抽水量為 219.49 百萬噸。

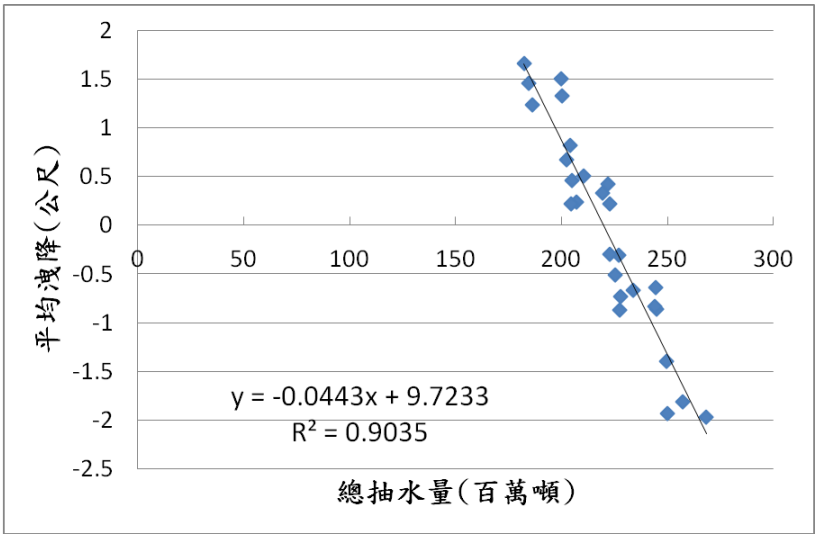


圖 8.4-1 總抽水量對應平均洩降線性回歸

8.5 地下水補注區對地下水量與水質之影響分析

1.補注區對地下水系統補注之影響分析

為進一步了解補注區對整體地下水系統之補注影響程度，本計畫分別統計補注區之補注量與其所占整體補注量之百分比，表 8.5-1 為歷年蘭陽平原垂向補注量與補注區垂向補注量所占百分比，由表可知，2007 年補注區之垂向補注量所占比例最高，約為 66.71%，而 2010 年補注區之垂向補注量所占比例最低，約為 49.44%。接著由表 8.5-2 分析，可再進一步探討補注區對整體地下水系統補注之重要性：蘭陽平原地下水區總面積約 359.38 平方公里，補注區面積約 80.32 平方公里，補注區面積占蘭陽平原總面積 22.35%，而蘭陽平原年平均垂向補注量為 103.92 百萬噸，補注區年平均垂向補注量為 59.85 百萬噸，因此可求得補注區之垂向補注量占整體垂向補注量之 57.59%。由此可知，若補注區內無妥善管制開發行為，未來將導致區域內透水面積大減，大幅降低整體補注量，影響系統水平衡極劇。

表 8.5-1 補注區補注量與整體補注量關係表

年分	蘭陽平原 垂向補注量	補注區 垂向補注量	補注區 補注量百分比
2004	**104.26**	**64.96**	**62.31%**
2005	**102.74**	**57.07**	**55.55%**
2006	**106.34**	**55.16**	**51.87%**
2007	**97.20**	**64.85**	**66.71%**
2008	**92.16**	**60.02**	**65.13%**
2009	**97.22**	**54.24**	**55.79%**
2010	**130.45**	**64.49**	**49.44%**
2011	**101.59**	**57.19**	**56.29%**
2012	**103.27**	**60.66**	**58.74%**
平均	**103.92**	**59.85**	**57.59%**

(單位：百萬噸/年)

表 8.5-2 補注區面積及垂向補注量統計表

	面積(km^2)	補注量(百萬噸/年)
蘭陽平原地下水區	**359.38**	**103.92**
蘭陽平原補注區	**80.32**	**59.85**
百分比	**22.35%**	**57.59%**

2.補注區對地下水系統汙染之影響分析

完成地下水數值模式之建置與檢定後，以檢定完成之水流模式搭配MODPATH 汙染傳輸模式，假設無妥善管理補注區內的汙染行為，模擬補注區受汙染後之可能影響範圍。MODPATH (Pollock, 1994)亦是由美國地質調查局(U.S.G.S)所開發，其為 MODFLOW 模式之後置處理程式，因其利用水流模式模擬之水流流場，再以水流流場模擬汙染質點之移動路徑，其僅考量傳流(Advection)相，MODPATH 並不考量擴散項(Diffusion Term)及土壤吸附力(Adsorption)等效應，且假設汙染質點單方面受到水流流場影響，並影響流場(蔡英傑，2006；陳祐誠，2009)。

本計畫以 MODPATH 於補注區內任意位置之地表設置汙染源，觀察汙染質點之行經路徑，質點流經範圍即為汙染範圍。水流模式係採穩態模式，模擬期距分別為 10 年及 100 年，藉此推估汙染物質可能之傳輸範圍，傳輸範圍如圖 8.5-1 至圖 8.5-2 所示，依序為 F1 與 F2 之水質影響範圍圖，紅線畫分區域即為補注區，黃色區域為 10 年後之汙染傳輸範圍，綠色區域為 100 年後之汙染傳輸範圍。

圖中顯示持續汙染 10 年後，少部分散布於補注區表層之汙染物質逐漸由淺層含水層(F1)垂直滲入深層含水層(F2)，大部分則約略延著蘭陽溪方向汙染淺層含水層(F1)，且流至下游沿海區域，至 100 年後，幾乎所有汙染物質均已流入海中。

觀察蘭陽平原之地下水流流場，由於受雪山山脈及中央山脈之側向補注影響，使得補注區之補注會快速流向東側海洋，而不會向南北方向擴散，故於淺層含水層(F1)汙染質流經區域呈現帶狀。另於深層含水層(F2)方面，由於深層含水層地下水抽取量較少，使得水流較不會向深層流動，造成僅少量汙染物質進入深層並向下游移動，因此汙染質流經區較小。

綜合前述分析可知，大部分汙染質將在淺層含水層中流動，少部分汙染質流入深層含水層，因此均對淺層含水層及部分深層含水層之用水產生安全上之疑慮，建議補注區應盡速完成妥善之保育規劃。

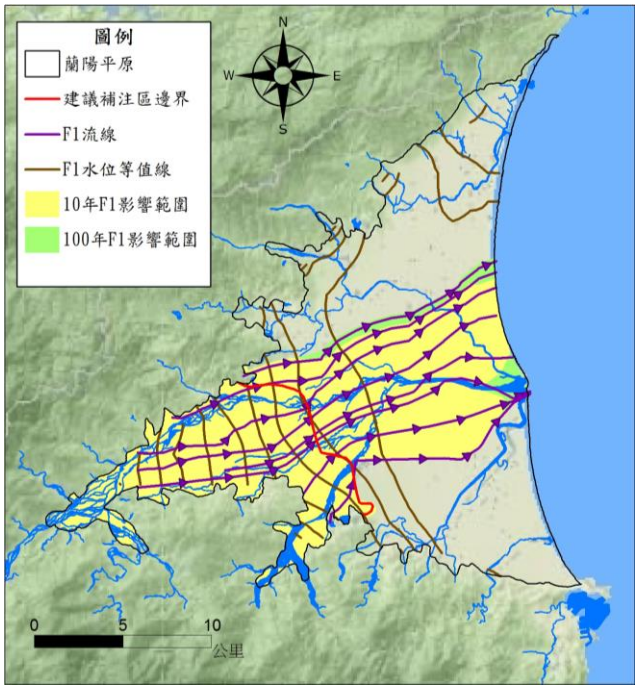


圖 8.5-1 水質影響範圍圖(F1)

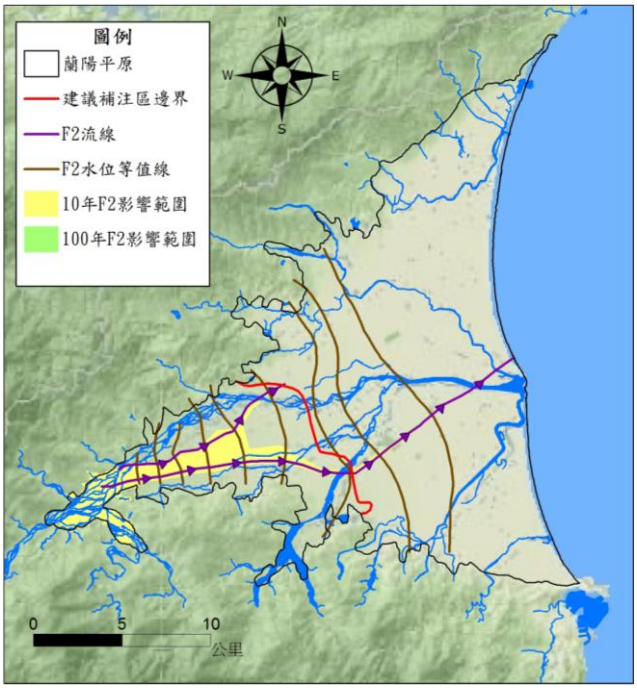


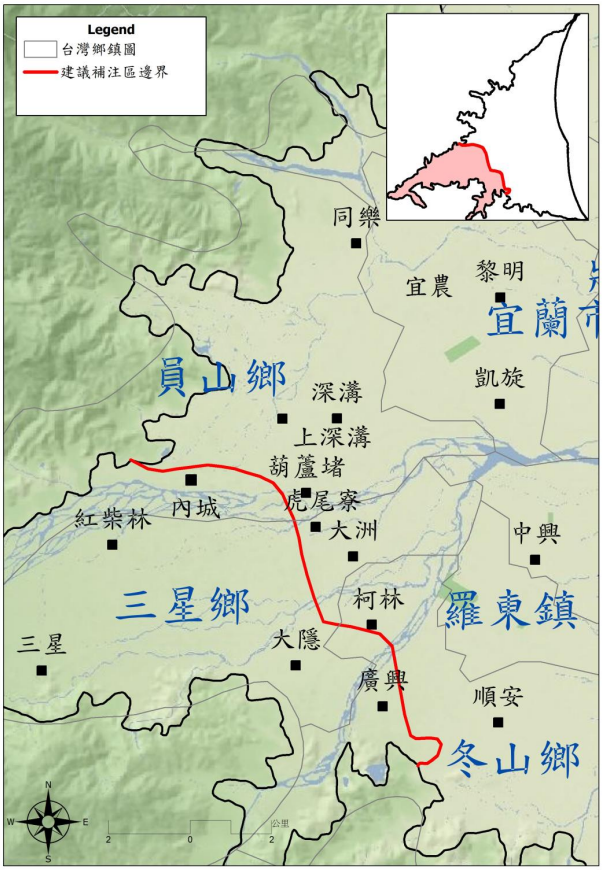
圖 8.5-2 水質影響範圍圖(F2)

第九章 結論與建議

一、 結論

(一) 地下水主要補注區劃設

本計畫綜合岩心、水文地質模型、二維地電阻、湧泉及溶氧量資料，推估主要補注區，所推估之主要補注區範圍位於蘭陽溪上游，包括員山鄉、三星鄉與冬山鄉。補注區之面積為 80.32 平方公里，佔蘭陽平原地下水區面積 22.35%，主要補注區範圍分布，如下圖所示。



(二) 地下水補注量與抽水量推估

本計畫將以蘭陽平原 2004~2012 年之觀測地下水位為基礎，應用數值模式推估蘭陽平原全區之年均垂向補注量為 103.92 百萬噸，山邊側向補注量為 133.07 百萬噸，海岸淨流出為 16.20 百萬噸，含水層一抽水量為 190.20 百萬噸，含水層二抽水量為 29.61 百萬噸，統計總補注量為 236.99 百萬噸，總抽水量為 219.81 百萬噸。水位歷線法之推估結果為年均總補注量約 267.16 百萬噸，總抽水量約為 204.26 百萬噸。兩方法在總補注量與總抽水量之推估結果相當接近。

(三) 地下水補注區對地下水系統水量、水質之影響

本計畫以數值模式分別從水量與水質方面，評估主要補注區對地下水系統之影響。在水量方面，統計蘭陽平原地下水區面積及其補注區之面積與垂向補注量，蘭陽平原地下水區面積為 359.38 平方公里，垂向補注量為 103.92 百萬噸，補注區面積為 80.32 平方公里(約佔蘭陽平原地下水區面積之 22.35%)，補注區內之垂向補注量為 59.85 百萬噸(約佔整體垂向補注量之 57.59%)。因此若主要補注區內未妥善管理開發行為，而導致區域內透水面積大減，將大幅降低整體補注量，影響系統水平衡甚劇。

在水質方面，搭配水質模式(MODPATH)進行評估，假設無妥善管理主要補注區內的污染行為，在 10 年內污染物質將傳輸至第一含水層(F1)之下游沿海處，部分污染物質則進一步滲透至深層含水層(F2)，顯現主要補注區對蘭陽平原之地下水補注極為重要。

(四) 地下水可用抽水量推估

地下水可用抽水量應用希爾法進行推估，將 2004~2012 年各年度之抽水量分別以增加 10%、保持不變以及減少 10%等三種方式代入模式進行模擬並求出個別對應之平均水位洩降，再以抽水量對水位洩將進行回歸，推估得水位洩降為 0 公尺時，所得之年可用抽水量為 219.49 百萬噸。

(五) 地球物理補充調查

本計畫綜合一維及二維地電阻反演算結果，比對附近有一致趨勢之觀測井岩心紀錄，歸納出蘭陽平原扇頂礫石層電阻率均高於 100 Ohm-m，而厚泥質地層電阻率則多在 10 Ohm-m 以下，但砂泥互層，或礫石與薄泥互層，則因含有少量黏土而造成電阻率低於 100 Ohm-m 以下。因此本計畫大致以 100 Ohm-m 作為二維地電阻施測分界的標準。根據此一判斷原則，設定二維地電阻施測地點並分析量測結果，推估扇頂通透礫石層邊界，再作為主要補注區邊界劃定之參考依據。

在重力量測與比出水量推估部分，已完成枯水季(4 月)與豐水季(9 月)五個測站之重力觀測，並於內城站與抽水試驗進行聯合試驗，藉豐枯水季與抽水試驗前後之重力觀測資料，可用以推估比出水量。推估結果如下：三星站之比出水量為 0.07，大隱站之比出水量為 0.25。而內城站由聯合試驗方式所推估之比出水量為 0.37，若考量絕對重力儀的觀測不確定度，在 68%的信心水準中，內城站的 S_y 值合理範圍應介於 0.19 至 0.55 間，而抽水試驗推估之 S_y 值為 0.17，相當接近重力

推估合理範圍之下限。

(六) 地球化學補充調查

扇頂補注區的範圍，若以鑽探資料為主，因大洲站有巨厚礫石，所以邊界應在大洲站以東，但湧泉與埤塘多出現在大洲站以西，表示該地區為受壓與非受壓水層之交界。此外，由水質調查可知，蘭陽地區地下水溶氧大於 0.5mg/l 的井大都分布在扇頂，若以溶氧大於 0.5mg/l 為依據，大洲站之溶氧明顯偏低，因此可更加確認扇頂補注區的範圍不含大洲站。

(七) 三維水文地質模型建置

本計畫整合水文地質架構與水文地質參數，建立三維水文地質模型。在水文地質架構部分，以中央地質調查所繪製之地質剖面圖數化後，輔以內差方法(最近距離法)建立三維水文地質架構。而在水文地質參數推估部分，則應用地電阻與重力量測資料，進行參數推估。其中地電阻應用於推估透水係數，主要以地表地電阻與抽水試驗資料建立透水係數推估式，並此為基礎建立研究區域之三維透水係數場，作為地下水流模式之透水係數起始值。而重力量測則應用於推估比出水量，由量測之地下水位變化與重力變化資料，透過數值方法，推估比出水量。

(八) 資料檢核與補遺

為了進行蘭陽平原之主要補注區劃設及補注量推估，本計畫已完成蘭陽平原各項資料蒐集，如地下水位、雨量、儲水係數、透水係數及 GIS 圖層等相關資料。此外，本計畫並應用一標準補遺程序與校正程序，全面檢視宜蘭平原 2004 年至 2012 年間之地下水位資料，完成蘭陽平原 40 口觀測井之地下水位補遺與校正。

二、 建議

(一)地下水位資料時間上之延續性與空間上之完整性，將大為影響後續資料之應用與加值，因此地下水位觀測資料品質之好壞，乃是觀測站網能否發揮其預期效益之關鍵，應持續加強站網之維護與資料蒐集之改善。

(二)本計畫利用重力變化較大之測站，可推估出合理之比出水量，因此可將此方法應用至其他區域，進行參數推估。

(三)由於重力差值反映的是區域性的質量變化，因此受水文地質架構與水位變化影響劇烈。建議後續試驗盡量選擇水位變化較大與非受壓通透區之地區進行重力量測。

(四)蘭陽平原之地下水補注受中央山脈及雪山山脈河川注入影響，對平原之地下水供給相當充沛，約一半之地下水補注由山邊側向流入，未來可以地球化學方法，如氫氧同位素，推估山邊側流量，並與模式推估結果交互驗證。

(五)本計畫以數化後之三維水文地質架構輔助補注區劃設及數值模式建置，其為各項研究分析之重要依據。建議未來可建立水文地質架構推估模式，自動化推估三維水文地質架構，作為後續相關工作項目與研究之基礎。

參考目錄

1. Abbott, M. B. (1991). Hydroinformatics: information technology and the aquatic environment: Avebury Technical.
2. Archie, G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. AIMe, 146(99), 54-62.
3. Awwa, A. (1998). Standard methods for the examination of water and wastewater. Washington, DC Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 20.
4. Başağaoğlu, H., & Mariňo, M. A. (1999). Joint management of surface and ground water supplies. Ground Water, 37(2), 214-222.
5. Bear, J. (1972). Dynamics of fluid flow in porous media. Amer. Elsevier Publ. Co., NY.
6. Bentley, L. R., & Gharibi, M. (2004). Two-and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site. GEOPHYSICS, 69(3), 674-680.
7. Beresnev, I. A., Hruby, C. E., & Davis, C. A. (2002). The use of multi-electrode resistivity imaging in gravel prospecting. Journal of applied geophysics, 49(4), 245-254.
8. Berthold, S., Bentley, L. R., & Hayashi, M. (2004). Integrated hydrogeological and geophysical study of depression- focused groundwater recharge in the Canadian prairies. Water Resources Research, 40(6).
9. Black, G., & Black, A. (2012). PEST controlled: responsible application of inverse techniques on UK groundwater models. Geological Society, London, Special Publications, 364(1), 353-373.
10. Bobachev, A. (2003). Resistivity sounding interpretation IPI2WIN version 3.0.1 (Version version 3.0.1). Moscow State University, Moscow.
11. Bobatchev, A., Modin, I., & Shevnin, V. (2001). IPI2WIN v.2.0, User's manual.
12. Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S., Koren, V., Zhang, Z., & Smith, M. (2001). Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. Water Resources Research, 37(11), 2749-2759.
13. Carrollton, G. (2002). Water resource districts. from http://www.carrollton-ga.gov/
14. Chang P.Y., C. L. C., Chen W.F., Chiang C.J. (2012). Constructing the Hydrogeological Model of the Choushuichi Fan-delta in Central Taiwan with the Electrical Resistivity Measurements. Paper presented at the AGU Fall Meeting

2012, San Francisco, CA, USA.
15. Chapelle, F. (2001). Ground-water microbiology and geochemistry: Wiley. com.
16. Chau, K. (2003). Manipulation of numerical coastal flow and water quality models. Environmental Modelling & Software, 18(2), 99-108.
17. Chau, K. (2004). Intelligent manipulation of calibration parameters in numerical modeling. Advances in Environmental Research, 8(3), 467-476.
18. Chau, K. (2005). Selection and calibration of numerical modeling in flow and water quality. Environmental Modeling and Assessment, 9(3), 169-178.
19. Chau, K. (2006). A review on integration of artificial intelligence into water quality modelling. Marine pollution bulletin, 52(7), 726-733.
20. Chau, K., & Albermani, F. (2002). Expert system application on preliminary design of water retaining structures. Expert Systems with Applications, 22(2), 169-178.
21. Chau, K., & Albermani, F. (2003). Knowledge-based system on optimum design of liquid retaining structures with genetic algorithms. Journal of Structural Engineering, 129(10), 1312-1321.
22. Chau, K., & Chen, W. (2001). An example of expert system on numerical modelling system in coastal processes. Advances in Engineering Software, 32(9), 695-703.
23. Choukér. (1971). Methodische and theorestische Untersuchungen for geophysikalischen Grundwasser Erkundung.
24. Chukwudi, C. (2011). Geoelectrical studies for estimating aquifer hydraulic properties in Enugu State, Nigeria. International Journal of the Physical Sciences, 6(14), 11.
25. Clavier, C., Coates, G., & Dumanoir, J. (1984). Theoretical and experimental bases for the dual-water model for interpretation of shaly sands. Old SPE Journal, 24(2), 153-168.
26. Commerce, W. S. D. o. (2003). Critical Areas Assistance Handbook: Protecting Critical Areas Within the Framework of the Washington Growth Management Act. from http://www.commerce.wa.gov/Services/localgovernment/GrowthManagement/Pages/GMSPublications.aspx
27. Commerce, W. S. D. o. (2003). GMA Update: Issues to Consider When Reviewing and Evaluating Critical Areas Regulations and Natural Resource

Lands Designations. from http://www.commerce.wa.gov/Services/localgovernment/GrowthManagement/Pages/GMSPublications.aspx
28. County, K. (2011). Groundwater-related maps. from http://www.kingcounty.gov/environment/waterandland/groundwater/maps-reports/maps.aspx
29. Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resources Research, 41(1).
30. Danielsen, J. E., Auken, E., Jørgensen, F., Søndergaard, V., & Sørensen, K. I. (2003). The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys. Journal of Applied Geophysics, 53(4), 181-198.
31. Danielsen, J. E., Dahlin, T., Owen, R., Mangeya, P., & Auken, E. (2007). Geophysical and hydrogeologic investigation of groundwater in the Karoo stratigraphic sequence at Sawmills in northern Matabeleland, Zimbabwe: a case history. Hydrogeology Journal, 15(5), 945-960.
32. De Lima, O., & Niwas, S. (2000). Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements. Journal of Hydrology, 235(1), 12-26.
33. De Vries, J. J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, 10(1), 5-17.
34. Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1990). Physical and chemical hydrogeology (Vol. 824): Wiley New York.
35. Giarratano, J. C. (1993). CLIPS User's Guide. NASA, Lyndon B. Johnson Space Center. Information Systems Directorate, Software Technology Branch, Houston, TX.
36. Gorelick, S. M. (1983). A review of distributed parameter groundwater management modeling methods. Water Resources Research, 19(2), 305-319.
37. Griffiths, D., & Barker, R. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics, 29(3), 211-226.
38. Harbaugh, A. W., Banta, E. R., Hill, M. C., & McDonald, M. G. (2000). MODFLOW-2000, the US Geological Survey modular ground-water model: User guide to modularization concepts and the ground-water flow process: US

Department of the Interior, US Geological Survey.
39. Harvey, R., & Linquiti, P. (1989). Wellhead protection programs: tools for local governments.
40. Hasan, S., & Troch, P. A. (2006). Modeling the Hydrological Effect on Local Gravity at Moxa, Germany. Journal of Hydrometeorology, 7(3), 346-354.
41. Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10(1), 91-109.
42. Heppner, C. S., & Nimmo, J. R. (2005). A computer program for predicting recharge with a master recession curve: US Geological Survey.
43. Hickin, A. S., Kerr, B., Barchyn, T. E., & Paulen, R. C. (2009). Using ground-penetrating radar and capacitively coupled resistivity to investigate 3-D fluvial architecture and grain-size distribution of a gravel floodplain in northeast British Columbia, Canada. Journal of Sedimentary Research, 79(6), 457-477.
44. Hill, M. C. (1992). A Computer Program(MODFLOWP) for Estimating Parameters of a Transient, Three-dimensional, Ground-water Flow Model Using Nonlinear Regression. Available from Books and Open Files Reports Section, USGS Box 25425, Denver, CO 80225. USGS Open File Report 91-484, 1992. 358 p, 17 fig, 3 tab, 80 ref, 3 append.
45. Howle, J. F., Phillips, S. P., Denlinger, R. P., & Metzger, L. F. (2003). Determination of specific yield and water-table changes using temporal microgravity surveys collected during the second injection, storage, and recovery test at Lancaster, Antelope Valley, California, November 1996 through April 1997: US Department of the Interior, US Geological Survey.
46. Hubbard, S. S., & Rubin, Y. (2000). Hydrogeological parameter estimation using geophysical data: a review of selected techniques. Journal of Contaminant Hydrology, 45(1), 3-34.
47. Hwang, C., Kao, R., Cheng, C.-C., Huang, J.-F., Lee, C.-W., & Sato, T. (2009). Results from parallel observations of superconducting and absolute gravimeters and GPS at the Hsinchu station of Global Geodynamics Project, Taiwan. Journal of geophysical research, 114(B7), B07406.
48. Issaquah, C. o. (2009). Doing business in a wellhead protection area. from http://www.ci.issaquah.wa.us
49. Jie, Z., van Heyden, J., Bendel, D., & Barthel, R. (2011). Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and

improvement of groundwater recharge calculations. Hydrogeology Journal, 19(8), 1487-1502.
50. Job, C. A. (1996). Benefits and costs of wellhead protection. Ground Water Monitoring & Remediation, 16(2), 65-68.
51. Kendall, M. (1975). Rank Correlation Methods: Charles Griffin. London, UK.
52. Ketchum, N. J., Donovan, J. J., & Avery, W. H. (2000). Recharge characteristics of a phreatic aquifer as determined by storage accumulation. Hydrogeology Journal, 8(6), 579-593.
53. Khalil, M. A., Abbas, A. M., Santos, F. M., Masoud, U., & Salah, H. (2012). Application of VES and TDEM techniques to investigate sea water intrusion in Sidi Abdel Rahman area, northwestern coast of Egypt. Arabian Journal of Geosciences, 1-9.
54. Kim, S. M., Benham, B. L., Brannan, K. M., Zeckoski, R. W., & Doherty, J. (2007). Comparison of hydrologic calibration of HSPF using automatic and manual methods. Water resources research, 43(1), W01402.
55. Kumar, B. P., & Sharma, R. S. (2004). Effect of fly ash on engineering properties of expansive soils. Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering, 130(7), 764-767.
56. Lee, M. W., & Collett, T. S. (2006). A Method of Shaly Sand Correction for Estimating Gas Hydrate Saturations Using Downhole Electrical Resistivity Log Data.
57. Leiriao, S., He, X., Christiansen, L., Andersen, O. B., & Bauer-Gottwein, P. (2009). Calculation of the temporal gravity variation from spatially variable water storage change in soils and aquifers. Journal of Hydrology, 365(3), 302-309.
58. Liu, C. (1995). The Ilan plain and the southwestward extending Okinawa Trough. J. Geol. Soc. China, 38(3), 183-193.
59. Loke, M. (2000). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies.
60. Madsen, H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives. Journal of Hydrology, 235(3), 276-288.
61. Madsen, H. (2003). Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. Advances in water resources, 26(2), 205-216.
62. Madsen, H., Wilson, G., & Ammentorp, H. C. (2002). Comparison of different

automated strategies for calibration of rainfall-runoff models. Journal of Hydrology, 261(1), 48-59.
63. Matsumoto, K., Takanezawa, T., and Ooe, M. (2000) Ocean tide models developed by assimilating TOPEX/POSEIDON altimeter data into hydrodynamical model: a global model and a regional model around Japan, Journal of Oceanography, 56: 567-581.
64. Mazi, K., Koussis, A., Restrepo, P., & Koutsoyiannis, D. (2004). A groundwater-based, objective-heuristic parameter optimisation method for a precipitation-runoff model and its application to a semi-arid basin. Journal of Hydrology, 290(3), 243-258.
65. Meads, L. N., Bentley, L. R., & Mendoza, C. A. (2003). Application of electrical resistivity imaging to the development of a geologic model for a proposed Edmonton landfill site. Canadian Geotechnical Journal 40(3), 551-558.
66. Mele, M., Bersezio, R., & Giudici, M. (2012). Hydrogeophysical imaging of alluvial aquifers: electrostratigraphic units in the quaternary Po alluvial plain (Italy). International Journal of Earth Sciences, 1-21.
67. Mele, M., Bersezio, R., Giudici, M., Rusnighi, Y., & Lupis, D. (2010). The architecture of alluvial aquifers: an integrated geological-geophysical methodology for multiscale characterization. Paper presented at the Proceedings of the Second National Workshop ‘‘Multidisciplinary approach for porous aquifer characterization’’. Mem Descr Carta Geol d’It XC.
68. Mendoza, G. F., Steenhuis, T. S., Walter, M. T., & Parlange, J. (2003). Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis. Journal of Hydrology, 279(1), 57-69.
69. Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoullaud, B., King, D., & Tabbagh, A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, 39(5), 1138.
70. Micro-g LaCoste (2012) g9 User’s Manual, Colorado: Micro-g LaCoste, Inc.
71. Moon, S.-K., Woo, N. C., & Lee, K. S. (2004). Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. Journal of Hydrology, 292(1), 198-209.
72. Morgan, L. (2005). Critical Aquifer Recharge Areas: Guidance Document: Washington State Department of Ecology.

73. Niwas, S., Tezkan, B., & Israil, M. (2011). Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site, Germany. Hydrogeology Journal, 19(2), 307-315.
74. Ortega, A., Benito- Calvo, A., Porres, J., Pérez- González, A., & Martín Merino, M. (2010). Applying electrical resistivity tomography to the identification of endokarstic geometries in the Pleistocene Sites of the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain). Archaeological Prospection, 17(4), 233-245.
75. Park, S. K., & Dickey, S. K. (1989). Accurate estimation of conductivity of water from geoelectrical measurements—A new way to correct for clay. Ground Water, 27(6), 786-792.
76. Poeter, E. P., & Hill, M. C. (1999). UCODE, a computer code for universal inverse modeling. Computers & Geosciences, 25(4), 457-462.
77. Pool, D. (2008). The utility of gravity and water-level monitoring at alluvial aquifer wells in southern Arizona. GEOPHYSICS, 73(6), wa49-wa59.
78. Pool, D. R., & Eychaner, J. H. (1995). Measurements of Aquifer-Storage Change and Specific Yield Using Gravity Surveys. Groundwater, 33(3), 425-432.
79. Purvance, D. T., & Andricevic, R. (2000). On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers. Water Resources Research, 36(10), 2905-2913.
80. Randall, D., Cleland, L., Kuehne, C. S., George, W., & Sheer, D. P. (1997). Water supply planning simulation model using mixed-integer linear programming "Engine". Journal of Water Resources Planning and Management, 123(2), 116-124.
81. Rayner, S. F., Bentley, L. R., & Allen, D. M. (2007). Constraining aquifer architecture with electrical resistivity imaging in a fractured hydrogeological setting. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 12(4), 323-335.
82. Resources, G. D. o. N. (2011). Comprehensive State-wide Water Management Plan. from http://www.gadnr.org/
83. Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J. S., Nigro, J., & Wilson, C. R. (2007). Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. Hydrogeology Journal, 15(1), pp 159-166.
84. Rodell, M., & Famiglietti, J. S. (2002). The potential for satellite-based monitoring of groundwater storage changes using GRACE: the High Plains aquifer, Central US. Journal of Hydrology, 263(1-4), Page 245-256.

85. Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 10(1), 18-39.
86. Scanlon, B. R., Mace, R. E., Barrett, M. E., & Smith, B. (2003). Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. Journal of Hydrology, 276(1), 137-158.
87. SCHWARTZ, F. W., & ZHANG, H. (2003). Fundamentals of Ground Water.
88. Sen, P. N., Goode, P. A., & Sibbit, A. (1988). Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities. Journal of Applied Physics, 63(10), 4832-4840.
89. Sibuet, J.-C., Deffontaines, B., Hsu, S.-K., & Thareau, N. (1998). Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 103(B12), 30245-30267.
90. Sikandar, P., & Christen, E. (2012). Geoelectrical Sounding for the Estimation of Hydraulic Conductivity of Alluvial Aquifers. Water resources management, 26(5), 1201-1215.
91. Simandoux. (1963). Dielectric measurements in porous media and application to shaly formation. 18(Supplementary Issue), 22.
92. Singh, B. N., Singh, R. B., & Singh, J. (2005). Effects of ionization and penetration enhancers on the transdermal delivery of 5-fluorouracil through excised human stratum corneum. International journal of pharmaceutics, 298(1), 98-107.
93. Solomatine, D., Dibike, Y., & Kukuric, N. (1999). Automatic calibration of groundwater models using global optimization techniques. Hydrological sciences journal, 44(6), 879-894.
94. Sophocleous, M. A. (1991). Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: practical aspects. Journal of Hydrology, 124(3), 229-241.
95. Soupios, P. M., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A., & Stavroulakis, G. (2007). Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete–Greece). Journal of Hydrology, 338(1), 122-131.
96. Sun, N. Z., & Yeh, W. W. G. (1985). Identification of parameter structure in

groundwater inverse problem. Water Resources Research, 21(6), 869-883.
97. Sun, N. Z., & Yeh, W. W. G. (1990). Coupled inverse problems in groundwater modeling. 1. Sensitivity analysis and parameter identification. Water Resour. Res, 26(10), 2507-2525.
98. Taheri Tizro, A., Voudouris, K., & Basami, Y. (2012). Estimation of porosity and specific yield by application of geoelectrical method–A case study in western Iran. Journal of Hydrology.
99. Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. Geophysical Research Letters, 31(9).
100. Taylor, A., Martin, N., Everard, E., & Kelly, T. (2012). Modelling the Vale of St Albans: parameter estimation and dual storage. Geological Society, London, Special Publications, 364(1), 193-204.
101. Urish, D. W. (1981). Electrical resistivity—hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. Water Resources Research, 17(5), 1401-1408.
102. USEPA. (1989). Wellhead Protection Programs: Tools for Local Governments. U.S. EPA, 440(6-89-002).
103. USEPA. (1995). Benefits and Costs of Prevention: Case Studies of Community Wellhead Protection. U.S. EPA(813-B-95-005), 74.
104. Vinegar, H., & Waxman, M. (1984). Induced polarization of shaly sands. GEOPHYSICS, 49(8), 1267-1287.
105. Wahr, J., Swenson, S., Zlotnicki, V., & Velicogna, I. (2004). Time-variable gravity from GRACE: First results. Geophysical Research Letters, 31(11).
106. Watkins, D. W., & McKinney, D. C. (1998). Decomposition methods for water resources optimization models with fixed costs. Advances in Water Resources, 21(4), 283-295.
107. Waxman, M., & Smits, L. (1968). 1863-A-Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands. Old SPE Journal, 8(2), 107-122.
108. Wenzel, H. G. (1996) The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30, Marees Terrestres Bulletin d'Informations, 124: 9425-9439.
109. Worthington, P. F. (1993). The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship. Journal of applied geophysics, 30(3), 215-228.
110. Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global

optimization for hydrologic models. Journal of Hydrology, 204(1), 83-97.
111. Zarroca, M., Bach, J., Linares, R., & Pellicer, X. M. (2011). Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain). Journal of Hydrology, 409(1), 407-422.
112. Zecharias, Y. B., & Brutsaert, W. (1988). Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds. Water Resour. Res, 24(10), 1651-1658.
113. 工研院. (1995). 地球物理探測及地層對比之應用 台灣地區地下水觀測網第一期計畫. 台北，台灣.
114. 中央地質調查所. (1999). 台灣地區地下水觀測網第一期計畫-濁水溪沖積扇-水文地質調查研究總報告 Taipei, Taiwan: 經濟部中央地質調查所
115. 王雲直. (2010). 應用專家系統於地下水模式參數檢定之研究─以濁水溪沖積扇為例. (碩士論文), 國立交通大學.
116. 皮先瑋. (2000). 應用直流電阻法研究台灣西南海岸平原晚更新世與全新世地層界限. (碩士論文), 國立中央大學.
117. 行政院環保署. (2013). 全國環境水質監測資訊網. from http://wq.epa.gov.tw/WQEPA/Code/?Languages=
118. 江崇榮, & 陳瑞娥. (2008). 濁水溪沖積扇地下水水源保護區劃定之芻議.
119. 江崇榮, 黃智昭, & 陳瑞娥. (2006). 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, 61-90.
120. 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評估. 經濟部中央地質調查所彙刊第十七號, 21-51.
121. 江崇榮, 黃智昭, 陳瑞娥, & 賴慈華. (2005). 濁水溪沖積扇地下水區之補注區與補注源探討. 經濟部中央地質調查所彙刊第十八號, 1-28.
122. 吳尹聿. (2012). 雲林地區濁水溪沖積扇地下水補注地質敏感區地電阻勘查. (碩士論文), 國立臺灣海洋大學, 基隆市. Retrieved from http://ndltd.ncl.edu.tw/cgi-bin/gs32/gsweb.cgi?o=dnclcdr&s=id=%22100NTOU5135007%22.&searchmode=basic
123. 林正浩. (2011). 地下水溶解氣體現地揮發機制之研究－安通溫泉地下水水氡及其他溶解氣體(甲烷、乙烷及三氯氟甲烷)濃度的同步變化. (碩士論文), 國立成功大學, 台南市. Retrieved from http://ndltd.ncl.edu.tw/cgi-bin/gs32/gsweb.cgi?o=dnclcdr&s=id=%22100NCKU5397002%22.&searchmode=basic

124. 林朝棨. (1957). 台灣地形, 台灣省文獻委員會, 共 424 頁.
125. 邱詠恬. (2008). 利用 GPS 觀測資料探討宜蘭平原之現今地殼變形. 臺灣大學地質科學研究所學位論文(2008 年).
126. 姚又瑜. (2013). 應用重力模擬與地下水數值模式於流出量推估─以濁水溪沖積扇為例. (碩士論文), 國立交通大學.
127. 姚奕全. (2007). 應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探. (碩士論文), 國立交通大學.
128. 徐年盛. (1995). 區域性地表水與地下水最佳聯合營運模式之研究. 台北: 國家科學委員會.
129. 徐年盛. (2011). 臺灣西部河川河槽作為地下水補注區可行性分析: 經濟部水利署.
130. 能邦科技顧問股份有限公司. (2000). 台灣地區地下水補注量估算: 經濟部水資源局.
131. 財團法人工業技術研究院. (2012). 101 年度重力基準維護及測量整合服務工作.
132. 康竹君, 張翠玉, & 李建成. (2008). 南沖繩海槽之最西端及梨山斷層最北端：蘭陽平原的構造活動特性. 中華民國地質學會會刊 (Western Pacific Earth Sciences), Vol. 8, 第 17-42 頁.
133. 張弼舜. (2011). 應用專家系統於穩健型地下水參數檢定模式之發展. (碩士論文), 國立交通大學.
134. 張瑞津, 石再添, 楊淑君, 林譽方, 陳翰霖, & 董德輝. (1995). 高屏溪谷與潮州斷崖沖積扇的地形學研究.
135. 陳文山, 鄂忠信, 陳勉銘, 楊志成, 張益生, 劉聰桂, . . . 吳榮章. (2000). 上-更新世台灣西部前陸盆地的演化-沈積層序與沈積物組成的研究.
136. 陳文山, 楊志成, 吳樂群, 楊小青, 陳勇全, 顏一勤, . . . 張徽正. (2004). 沉降環境的山麓河谷地形特性—探討臺北盆地, 蘭陽平原與屏東平原鄰近山麓地形與構造的關係: 經濟部中央地質調查所彙刊.
137. 陳泓幃. (2009). 利用二維地電阻探測方法調查彰化地區濁水溪沖積扇頂地下水補注區邊界之研究. (碩士論文), 國立臺灣海洋大學.
138. 陳偉圻. (2008). 應用專家系統於地下水模式自動化參數檢定之研究. (碩士論文), 國立交通大學.
139. 曾憲雄. (2005). 人工智慧與專家系統：理論、實務、應用.
140. 游竣一. (2003). 應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法研究台灣西南海岸平原環境變遷. (博士論文), 國立中央大學, 中壢.

141. 程自強. (2012). 臺灣地區重力變化：觀測及分析. (博士論文), 國立交通大學. Retrieved from http://thesis.lib.nccu.edu.tw/record/#GT079216817%22.
142. 黃亦青. (2008). 應用三維地電阻方法評估污染物的傳輸及分佈之可行性先導研究. (碩士論文), 嘉南藥理科技大學.
143. 楊朝仲. (2002). 應用遺傳演算法與可微分動態規畫於地表地下聯合營運之多目標規劃. (博士論文), 國立交通大學, 新竹.
144. 楊潔豪, 陳平護, & 陳洲生. (1991). 蘭陽地區地球物理測勘報告. 台北縣: 中央地質調查所.
145. 經濟部中央地質調查所. (1999). 臺灣地區地下水觀測網第一期計畫濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告: 經濟部中央地質調查所.
146. 經濟部中央地質調查所. (2002). 臺灣地區地下水觀測網第一期計畫屏東平原水文地質調查研究總報告: 經濟部中央地質調查所.
147. 經濟部中央地質調查所. (2012). 臺灣地區地下水區水文地質調查及地下水資源評估_地下水補注潛勢評估與地下水模式建置.
148. 經濟部水資源局, & 經濟部中央地質調查所. (1997). 屏東平原水文地質調查研究報告: 經濟部中央地質調查所.
149. 董倫道, 楊潔豪, & 陳平護. (1995). 水文地質調查研究及建檔-八十四年度報告-地球物理探測及地層對比之應用 (經濟部中央地質調查所, Trans.) 台灣地區地下水觀測網第一期計畫: 經濟部中央地質調查所.
150. 廖玲婉, 洪銘堅, 王逸民, 徐年盛, 游雅淳, & 劉宏仁. (2012). 以頻譜分析法評量地下水位時空變動. 工程環境會刊, 28, 1-18.
151. 臺灣省水利局, 經濟部中央地質調查所, & 經濟部水利司. (1995). 濁水溪沖積扇水文地質調查研究報告: 經濟部中央地質調查所.
152. 劉威行. (2007). 地電阻法應用於淺層地下水偵測:嘉義汴頭地區. (碩士論文), 國立中正大學.
153. 鄭屹君. (2010). 蘭陽平原古沉積環境分析. (碩士論文), 國立臺灣海洋大學.
154. 謝孟龍. (2006). 台灣山脈晚冰期及後冰期侵蝕速率是否不同—曾文溪及蘭陽溪平原岩芯紀錄的檢視. 第十一屆「台灣之第四紀」研討會論文集, 53-57.
155. 顏榮祥, 周乃昉, & 陳家榮. (1998). 南部區域水資源管理調配策略之比較. Paper presented at the 第九屆水利工程研討會, 桃園.
156. 蘇品如, 紀宗吉, 曾俊傑, & 黃國榕. (2009). 宜蘭蘭陽溪下游井下岩芯沉積環境分析. 共 75 頁.
157. 蘇洵頡. (2010). 利用超導重力儀訊號偵測地震造成的永久性重力變化. (碩士論文), 國立交通大學.

附錄 A 國際合作交流

自全台灣地區地下水觀測站網於民國 81 至 97 年建立以來，已累積大量的水文地質與地下水位及水質資料，為地下水管理奠定了良好的基礎。惟就整個地下水管理而言，資料收集不會是最終目的，反而只是整個工作的第一步，後續仍有待在此基礎上，加強管理或制定新的地下水管理措施，以進一步發揮此站網的效益，而這也是台灣目前地下水相關工作的重點所在。

一般談及地下水資源規劃或管理，就會想到模擬模式，就地下水而言亦是如此，以現況來說，地下水數模確實可有效彙整站網的大量資料，並可作為管理規劃的依據。惟數模的成果是否可真正落實為規劃的依據，除了需考慮模式本身的正確使用外，端賴建模者是否能掌握到所欲模擬尺度下之的主要機制與現象，對於目前的區域性地下水模式建置而言，即是水文地質架構與其所對應水文地質參數的掌握。有鑑於此，本年度國際合作交流謹於 102 年 6 月 18 日舉辦「2013 水文地質架構與地下水模式講習會」，邀請國內外相關學者發表其研究成果，期望藉由國際合作交流廣納國外專家學者的想法與建議，讓國內專家學者了解國際水資源研究領域之現況，藉此激盪出新的想法與概念來進行相關調查與研究，同時替台灣水資源領域的相關研究成果做推廣，促進國內外團隊日後的交流合作，達到交流互惠的原則。

A.1 講者簡介

本年度國際合作交流邀請國內外專家學者 4 名，分別為中央地質調查所江崇榮所長、國立中央大學葉高次講座教授、美國路易斯安那州立大學蔡宗成(Frank Tsai)副教授、日本京都大學中村公人(Kimihito Nakamura)教授。本年度參與國際合作交流之專家學者履歷資料，請參考表 A-1。

表 A-1 國際交流合作邀請專家學者資料與相關專長

演講順序	1
講者	江崇榮所長
職稱	中央地質調查所所長
學歷	中興大學水土保持碩士 美國地質調查所、德國杜平根大學及巴伐利亞水資所、荷蘭地質調查所等，在職進修研習

經歷	現任中央地質調查所所長 民國 68 年起任地質調查所技士、技正、科長、組長、主任秘書、副所長
研究主題	水文地質、水土保持
可演講題目	1、區域地下水調查觀測評估 2、地下水位與地表高程互動之模式

演講順序	2
講者	葉高次 講座教授
職稱	國立中央大學/ 講座教授
學歷	Cornell University Ph.D. Hydrology 1969 Syracuse University M.S. Hydraulics 1967 國立台灣大學 土木工程學系學士 1964
經歷	2010 – Date, 國科會講座教授 (NSC Endowed Professor), 國立中央大學應用地質研究所 2000 - Date, Provost Professor, Dept. of Civil and Environmental Engineering, University of Central Florida, Orlando, FL. 2007 – 2011 國立中央大學水文科學講座教授 2009 – 2010 國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心籌備處,特聘研究員 1989-2000, Professor, Dept. of Civil and Environmental Engineering, The Pennsylvania State University, University Park, PA.
研究主題	地表地下水文學、環境流體力學、計算水文地質與生物地球化學、高效能數值計算

演講順序	3
講者	蔡宗成 副教授
職稱	路易斯安那州立大學/副教授

學歷	Ph.D. (2002) University of California, Los Angeles, USA M.Sc.(1995) M.Sc.(1995) National Taiwan University, Taiwan B.Sc. (1993) National Chung Hsing University, Taiwan
經歷	2009 - Date Associate Professor, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 2003 - 2009 Assistant Professor, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 2002 - 2003 Postdoctoral Fellow, University of California, Los Angeles, CA
專長	土木水利工程、水資源工程、地下水
研究概要	Groundwater flow and fate and transport modeling in aquifer systems, groundwater inverse problems and experimental designs, geospatial heterogeneity reconstruction, electrical resistivity tomography (ERT), saltwater intrusion modeling and management, surface water and groundwater conjunctive use, water resources optimization and management, multi-reservoir operations optimization and hydropower optimization, and coastal environmental modeling and management.

演講順序	4
講者	中村公人 教授(Kimihito Nakamura)
職稱	京都大學／農學與環境工程學系／副教授 Agricultural and Environmental Engineering, Faculty of Agricultural, Kyoto University
學歷	京都大學博士（農學）
經歷	1997 - 2001 京都大學講師助理(Instructor) 2001 - 2011 京都大學講師(Lecturer) 2012- Date 京都大學副教授
專長領域	土壤物理學，灌溉排水學
研究主題	Eco-friendly plot and basin scale water and material management in agricultural area
研究概要	Environmental water and nitrogen management in paddy and upland fields. Water-saving water management in paddy area. Application of methane fermentation digested liquid to paddy plots. Modeling of water and material transport in soil.

A.2 行程規劃與安排

本年度國際合作交流「2013 水文地質架構與地下水模式講習會」，舉辦日期為 102 年 6 月 18 日，講習會廣邀國內相關領域研究人員參加，藉由國內外專家學者進行水文地質架構與地下水模式研究簡報，增進本國研究人員對國際上目前水文地質架構與地下水模式議題的了解，促進國內外的學術與技術交流，整體規劃如表 A-2 所示。

表 A-2 國際合作交流講習會議程規劃

時　間	主　題	主講人	主持人
09:10~09:40	報　到		
09:40~10:00	開幕式		
10:00~11:00	區域地下水調查評估	江崇榮 所長 /中央地質調查所	張良正 教授
11:00~11:10	休　息		
11:10~12:10	An Integrated Media, Integrated Processes Watershed Model	葉高次 講座教授 /國立中央大學	江崇榮 所長
12:10~13:10	午 餐		
13:10~14:40	Reconstruction of geological architectures and groundwater model development for Southeastern Louisiana	蔡宗成 副教授 /路易斯安那州立大學	陳文福 副教授
14:40~15:00	休　息		
15:00~16:00	手取川扇狀地之地下水流動解析	中村公人 教授 /京都大学	張竝瑜 副教授
16:00~16:20	綜合討論		
16:20~	賦　歸		

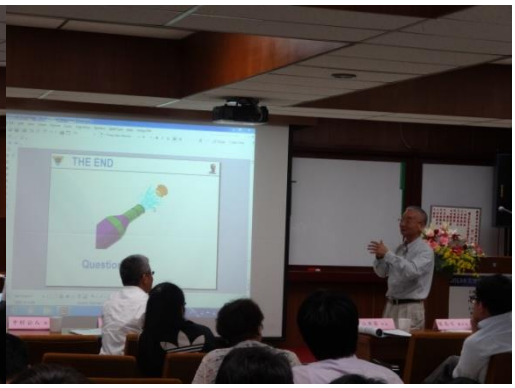
A.3 執行情形

本年度國際合作交流「2013 水文地質架構與地下水模式講習會」，由來訪專

家學者針對水文地質架構與地下水模式相關議題進行其研究成果發表，並開放給國內對水文地質架構與地下水模式有興趣之人士參與。演講主題依序由中央地質調查所江崇榮所長演講「區域地下水調查評估」、國立中央大學葉高次講座教授演講「An Integrated Media, Integrated Processes Watershed Model」、美國路易斯安那州立大學蔡宗成(Frank Tsai)副教授演講「Reconstruction of geological architectures and groundwater model development for Southeastern Louisiana」、日本京都大學中村公人教授演講「手取川扇狀地之地下水流動解析」，當天國內外專家學者演講情形，如圖 A-1 所示。

圖 A-1 講習會當天演講情形




An Integrated Media, Integrated Processes Watershed Model: WASH123D

THE END


LSU
Thank You
Questions?






謝辞






モデルを用いた水収支構造の把握

附錄 B 教育訓練

附錄 B 教育訓練

本年度教育訓練謹於 102 年 6 月 19 日舉辦，藉此提升計畫內成員對水文地質模型建置之相關軟體操作與研究技術知能。

B.1 講者簡介

本年度教育訓練邀請國內外專家學者 2 名，分別為國立交通大學蔡瑞彬博士後研究員、美國路易斯安那州立大學蔡宗成(Frank Tsai)副教授。本年度參與教育訓練之專家學者履歷資料，請參考表 B-1。

表 B-1 教育訓練邀請專家學者資料與相關專長

演講順序	1
講者	蔡瑞彬博士
職稱	國立交通大學博士後研究員
學歷	交大土木所博士
經歷	2010　交通大學土木所博士畢業 2011~迄今　交通大學土木所　博士後研究員
專長	地下水資源管理、數值模擬與參數檢定
研究概要	1. Experimental Study on Imbibition Displacement Mechanisms of Two-Phase Fluid Using Micro model, 2009, Environmental Earth Science. 2. Joint Impact of Scaling and Hysteresis on NAPL Flow Simulation, 2009, Environmental Modeling and Assessment. 3. Effect of connectivity and wettability on the relative permeability of NAPLs, 2009, Environmental Geology. 4. The Assessment of Groundwater Recharge and Conservation Area of Pintung Plain, 2012, Journal of the Chinese Institute of Civil & Hydraulic Engineering. 5. The Estimating of Hydraulic Conductivity Using 1-D Electrical Resistivity Measurement – A Case Study of the Shallow Aquifer in the Zhuoshui River Alluvial Fan, 2013, Journal of the Chinese Institute of Civil & Hydraulic Engineering. 6. Identification of Regional Groundwater Net-Recharge Using Expert System－A Case Study of Pintung Plain, 2013, Journal of the Chinese Institute of Civil &

	Hydraulic Engineering.

演講順序	2
講者	蔡宗成 副教授
職稱	路易斯安那州立大學/副教授
學歷	Ph.D. (2002) University of California, Los Angeles, USA M.Sc.(1995) M.Sc.(1995) National Taiwan University, Taiwan B.Sc. (1993) National Chung Hsing University, Taiwan
經歷	2009 - Date Associate Professor, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 2003 - 2009 Assistant Professor, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 2002 - 2003 Postdoctoral Fellow, University of California, Los Angeles, CA
專長	土木水利工程、水資源工程、地下水
研究概要	Groundwater flow and fate and transport modeling in aquifer systems, groundwater inverse problems and experimental designs, geospatial heterogeneity reconstruction, electrical resistivity tomography (ERT), saltwater intrusion modeling and management, surface water and groundwater conjunctive use, water resources optimization and management, multi-reservoir operations optimization and hydropower optimization, and coastal environmental modeling and management.

B.2 行程規劃與安排

本年度教育訓練，舉辦日期為 102 年 6 月 19 日，教育訓練廣邀本計畫內部成員報名參加，藉由國內外專家學者進行三維水文地質模型建置流程說明、軟體建置操作與技術交流，增進計畫內部成員對水文地質架構模型建置的了解，整體規劃如表 B-2 所示。

表 B-2 教育訓練議程規劃

時間	課程內容	講員姓名
9:30~10:00	報到	
10:00~11:00	三維水文地質模型建置流程說明	主講人： 蔡瑞彬 博士 與談人： 蔡宗成 副教授
11:00~11:10	休息時間	
11:10~12:10	Rockwork 軟體操作與水文地質資料庫建置	主講人： 蔡瑞彬 博士 林海倫 計畫助理 與談人： 蔡宗成 副教授
12:10~13:30	午餐時間	
13:30~15:30	三維水文地質架構建置技術交流	主講人： 蔡宗成 副教授
15:30~	賦歸	

B.3 執行情形

本年度教育訓練，由國內外專家學者針對水文地質模型建置進行說明與技術交流，並開放給計畫內對水文地質模型建置有興趣之成員參與。上午課程由國立交通大學蔡瑞彬博士後研究員講授「三維水文地質模型建置流程說明」、「Rockwork 軟體操作與水文地質資料庫建置」、下午課程則為美國路易斯安那州立大學蔡宗成(Frank Tsai)副教授針對三維水文地質架構建置進行技術交流，當天講授情形，如圖 B-1 所示。



圖 B-1 教育訓練當天講授情形

附錄 C 本年度工作會議紀錄

「地下水水文地質與補注模式研究-補注區劃設與資源量評估(1/4)」

第一次工作會議

會議記錄

一、開會時間： 3/21(四) 下午兩點

二、開會地點： 交通大學土木系工程二館 329 會議室

三、主席：張良正 教授

四、與會人士：地質調查所相關人員、交通大學地下水團隊與重力團隊、海洋大學團隊、嘉南藥理科技大學團隊、逸奇科技、多采科技與鄭蔚辰博士

五、會議主題：探討聯合試驗之測點選取與試驗施測時間之決定

1. 地球化學試驗：除契約書上規定之採樣數目外，另將於 8~9 月進行第二次水質採樣，但僅分析硝酸鹽等基本成分。
2. 地球物理試驗：若增加抽水試驗場址之地電阻試驗，其餘地點之一維地電阻調查數目是否可斟酌調整。
3. 重力試驗：重力試驗若無法於配合複井抽水試驗時程進行量測，則以預定之乾季施測時程為優先。
4. 聯合試驗之規劃討論：

   A. 試驗施測時間之決定：

      i. 施作抽水試驗期間進行聯合地球物理試驗，觀測地下水系統變化

於抽水期間反應於重力與地電阻之變化。

ii. 豐枯季節內各選一時間點,觀測系統水量變化反應於重力之變化。

B. 聯合試驗之測點選取

i. 為觀察抽水試驗期間之地下水系統反應於重力與地電阻之變化，討論過後決定選取兩測點觀測，分別為內城觀測站與大洲觀測站，而內城站優先施作複井抽水試驗。而選擇此二口觀測井之原因為，兩觀測站之地質構造有所差異，可做以比對；且兩觀測站之平均地下水位面距地表約三公尺，符合地電阻試驗與重力量測兩地球物理試驗所需之水文地質條件。

ii. 為觀察豐枯季之系統水量變化，討論過後決定選取四測點，分別為大洲、中興、三星與內城觀測站附近進行地球物理聯合試驗。

地下水水文地質與補注模式研究-補注區劃設與資源量評估 (1/4)

第一次工作會議

開會時間：102 年 3 月 21 日（星期四）下午兩點

一、開會時間： 3/21(四) 下午兩點

二、開會地點： 交通大學土木系工程二館 329 會議室

三、出席單位及人員簽到

單位	簽名
經濟部中央地質調查所	
黃智昭	黃智昭
陳瑞娥	陳瑞娥
陸挽中	陸挽中
嘉南藥理科技大學	
陳文福副教授	王秀雄
海洋大學	
張竝瑜副教授	張竝瑜
邱永嘉助理教授	邱永嘉

	吳佳琳
	張耿豪
交通大學	
黃金維教授	
鄭景中博士	鄭景中
陳冠宏	陳冠宏
張良正教授	張良正
鄭蔚辰博士	鄭蔚辰
陳宇文博士	陳宇文
蔡瑞彬博士	蔡瑞彬
陳祐誠	陳祐誠
林海倫	林海倫
王雲直	王雲直
邱怡瑄	邱怡瑄
姚又瑜	姚又瑜
江韋炫	
江逸美	江逸美

多彩科技	葉明生
	洪國展
逸奇科技	王逸民
	廖玲琬

「地下水水文地質與補注模式研究-補注區劃設與資源量評估(1/4)」

第二次工作會議

會議記錄

一、開會時間： 5 月 9 日(四) 下午三點

二、開會地點：海洋大學綜合一館 413 教室

三、主席：張良正 教授

四、與會人士：地質調查所相關人員、交通大學地下水團隊與重力團隊、海洋大學團隊、嘉南藥理科技大學團隊、逸奇科技、多采科技與鄭蔚辰博士

五、會議主題：期中報告前預定完成進度確認

1. 地球化學試驗：

甲、 已完成期中預定計畫之地下水 40 口抽水採樣、地面水 10 樣本採樣及雨水 2 樣本採樣，而地下水溫度剖面調查已完成外業調查，並進行數據整理中。

乙、 將於 9 月進行第二次水質採樣，但僅分析硝酸鹽等基本成分。

丙、 對於扇頂區之淺層泥質分佈範圍,需再考量鑽探與湧泉位置等資訊，尚待進一步研究。

2. 地球物理試驗：

甲、 已完成地電阻測線總長度 1400 公尺探測工作(含 4 站之一維地電阻)。

乙、 預計於期中報告前完成共 2200 公尺之探測工作(含約 10 站一維地電阻)。

丙、 於中興觀測井附近施測之二維地電阻剖面與舊有一維地電阻剖面比對，發現兩者皆呈現淺層高阻之現象，可藉此推測淺層可能有一層高阻存在。

丁、 大洲觀測井岩心顯示 1-50 公尺皆為礫石層，但實際量測的二維地電阻剖面卻為低電阻(泥質反應)，將於附近多做幾條測線確認該區之地層狀況，以利判斷地下水補注區邊界。

3. 重力試驗：

甲、 已完成量測五站之乾季地球物理重力場。

乙、 預計 5/10 前往榮源站預先準備相關儀器設備與場地規畫等相關事宜，以利量測抽水試驗當下之地球物理重力場變化。

4. 地下水補注區與水平衡分析：

甲、 已完成觀測井與地質井基本資料蒐集、雨量資料蒐集、地下水位蒐集與土地利用與表層土壤 GIS 圖層蒐集。

乙、 預計 5/17 之前，完成 40 口水位補遺與校正。並將此資料提供給後續資料分析如 EOF 分析、水位歷線法與地下水日模式使用。

丙、　藉由水位頻率分析，可初步掌握拘限與非拘限含水層之特性。

5. 聯合試驗之規劃討論：

甲、　重力團隊：將於 5/10 前往榮源站準備相關儀器設備與場地規畫等相關事宜，以配合 5/17 施作之分級抽水試驗，藉此量測抽水試驗當下之地球物理重力場變化。

乙、　地電阻團隊：因榮源站之地下水位面距地表約 30 公尺，且試驗區域無法提供足夠之測線距離，導致地電阻無法量測地下水位面此深度。因此考慮以上因素，在此試驗區域僅施測一條測線，藉以量測背景值。

「地下水水文地質與補注模式研究-補注區劃設與資源量評估(1/4)」

第二次工作會議簽到表

一、開會時間：5 月 9 日(四) 下午三點

二、開會地點：海洋大學綜合一館 413 教室

三、主席：張良正 教授

四、出席單位及人員：

編號	單位	姓名	職稱	簽到
1	中央地質調查所	陳瑞娥	技士	陳瑞娥
2		陸挽中	技士	陸挽中
3		黃智昭	科長	黃智昭
4	海洋大學	張竝瑜	副教授	張竝瑜
5		邱永嘉	助理教授	邱永嘉
6		吳佳珊	學生	吳佳珊
7		詹為堯	助理	詹為堯
8		吳昱昌	專任助理	吳昱昌
9		張耿豪	學生	張耿豪
10		Ashrafsami	student	Ashrafsami
11	台灣大學	徐葦茵	助理	徐葦茵
12	交通大學	張良正	教授	張良正
13		陳宇文	博士後	陳宇文
14		蔡瑞彬	蔡瑞彬	蔡瑞彬
15		陳祐誠	博士生	陳祐誠
16		王雲直	助理	王雲直
17		林海倫		林海倫
18		邱怡瑄	助理	邱怡瑄
19		陳冠宏	助理	陳冠宏
20	嘉南藥理大學	陳文福		陳文福
21	川尚股份有限公司	鄭蔚辰		鄭蔚辰
22	多采科技	李文生	執行總監	李文生
23		葉明生	研發工程師	葉明生
24		洪國展	研發工程師	洪國展
25	逸奇科技	王逸民	CEO	王逸民
26		廖玲琬	業務理師	廖玲琬

「地下水水文地質與補注模式研究-補注區劃設與資源量評估(1/4)」
第三次工作會議 會議紀錄

一、會議時間：2013 年 9 月 13 日 （五） 下午兩點整

二、會議地點：交通大學工程二館 329 教室

三、主席：張良正 教授

四、與會人士：中央地質調查所相關人員、交通大學地下水團隊與重力團隊、海洋大學團隊、嘉南藥理科技大學團隊、台灣大學余化龍副教授、
鄭蔚辰博士、逸奇科技、多采科技

五、會議記錄：

1. 本年度分項工作進度簡報摘要：
   (1) 海洋大學：
      (i) 宜蘭平原地電阻測試分析結果：目前已經完成 29 條二維地電阻測線，共計 7560 公尺。將上述 29 條測線分成三區進行補注區邊界的分析後，已初步完成補注區邊界的劃設。
      (ii) 大洲抽水試驗地電阻測試分析結果：此研究發現隨抽水試驗時間增加，地電阻剖面可觀察到洩降錐的形狀。
   (2) 嘉南藥理科技大學：
      (i) 湧泉調查：經由羅東溪出入滲調查與地面湧泉分布位置調查，兩者地理位置相當一致。
      (ii) 地面水與地下水水質分析：第二次地面水已採樣完成，而第二次地下水預計 9 月底前完成。
      (iii) 綜整水文地質調查資料與分析：初步判斷未受壓及受壓界線應在廣興橋附近，大約為地表等高線 25 至 30m 之間。
   (3) 交通大學重力團隊：目前已完成枯水期間的重力量測，預計 9/23~28 進行豐水期的重力量測。
   (4) 交通大學地下水團隊：
      (i) 經驗正交函數法之應用(EOF)：本研究應用 EOF 分析，分析地下水位，找出時間與空間上的特徵，並以之作為拘限與非拘限含水層辨識之參考。
      (ii) 地下水補注區分析與劃設：已彙整各項資料進行補注區邊界分析，各項資料分別為地化、湧泉、岩性模式及地電阻等方法，目前正進行最適之補注區邊界的劃定。
      (iii) 蘭陽平原區域地下水資源量評估：已完成地下水歷線法之蘭陽平原 2004~2012 年之平均年補注量(約 2.14 億噸)及抽水量(約 2.04 億噸)推估。
      (iv) 蘭陽平原地下水流數值模式建置：已完成蘭陽平原 2004-2012 年之日模式建置。
2. 本年度工作項目綜合討論：
   (1) 補注區邊界調查：經由岩心鑽探、地球化學、湧泉、三維岩性模型以及地電阻調查，目前各方法所推測之補注區邊界大致一致，惟地電阻資料所推估之邊界較偏東，因此可再討論測線是否往西側移動。(黃科長)

(2) 地溫梯度調查：地溫梯度較高是否與沼氣有關，可再探討。另外，可與相關的地溫研究成果比較。

(3) 重力量測：由於豐枯水期的地下水水位變化較大，所造成之水量變化明顯，故此兩時期之重力差值較為顯著，因此重力量測應以豐枯水期間量測為主，不一定要配合抽水試驗。(王組長)

(4) Sy 偏小的問題：數值實屬不合理，會要求台糖重新分析。(王組長)

(5) 其他(繳交成果報告書注意事項)：

(i) 依據契約書，期末簡報前七日，提交委託機構期末報告書 13 份；驗收時，交付計畫成果報告書共 4 本各 25 份及光碟片各 5 份，現地補充調查資料光碟 5 份。(陳技士)

- 成果報告格式將統一由交大提供樣板。

(ii) 觀測井名稱統一：”內城站”雖然在榮源國中內，但不叫榮源站，各團隊應統一名稱為”內城站”。

3. 明年度工作規劃簡報摘要：

(1) 台北盆地水文地質特性：

(i) 水位觀測井現況：早期打通的水位觀測井，大多以監測地層下陷為目的，因此大多為深層井或混層井。故本區極缺乏淺層觀測井。

(ii) 地質鑽探井現況：目前只有以下 6 口同時記錄水位與岩心資料，分別為：十工處、莊敬、永和、青年公園、二二八公園、新生公園。

(2) 台北盆地地下水主要補注區劃設：

(i) 台北盆地地下水主要補注區劃設之整體規劃架構，除了延續 102 年度的規劃外，將會新增一項工作項目”水文地質架構推估模式”，使得整體架構更加完善，屆時將邀請台大余化龍老師執行此工作項目。

(ii) 重力規劃部分，因台北盆地其開發密度較高、第一含水層較淺及薄、公有地出借場地意願低、現有井臨近地區干擾高、水位豐枯變化幅度相對較小、可利用(非侷限)水井多位於河濱、公園以及臺北盆地地質可能偏軟等原因，導致施作重力量測較困難，但會多跑幾個場址，盡量選取環境干擾較少的場址。

(3) 台北盆地水質採樣規劃：預計規劃台北盆地的工作項目如下：

(i) 觀測井地面及地下水水質採樣與分析（採兩次）

(ii) 地下水溫度剖面調查

(iii) 綜整水文地質調查資料及蒐集氫氧同位素、氚濃度分析資料，描述區域性水文地質及水質特性。

(4) 台北盆地地電阻施測規劃：預計將沿大安溪與新店溪的河岸施作地電阻，並搭配鑽探資料判斷補注區邊界。

4. 本年度工作項目綜合討論

(1) 岩心資料索取問題：柑園、省民、清溪此 3 口觀測井的岩心資料，建議可找台糖詢問資料。(黃科長)

(2) 其他：台北盆地的計畫執行書，應先擬定具體的工作項目與數量，再討論經費等細項。(王組長)

- 本團隊預計 10 月中旬完成初稿。

地下水水文地質與補注模式研究-補注區劃設與資源量評估 (1/4)

第三次工作會議

一、開會時間： 2013 年 9 月 13 日（五）下午兩點整

二、開會地點： 交通大學土木系工程二館 329 會議室

三、出席單位及人員簽到

單位	簽名
經濟部中央地質調查所	
王詠絢	王詠絢
黃智昭	黃智昭
陳瑞娥	陳瑞娥
陸挽中	陸挽中
張閔翔	張閔翔
中興大學	
彭宗仁教授	
嘉南藥理科技大學	
陳文福副教授	陳文福

海洋大學	
張竝瑜教授	
吳昱昌	
台灣大學	
余化龍教授	
林遠見	林遠見
交通大學	
黃金維教授	
鄭景中	
陳冠宏	
張良正教授	
鄭蔚辰	
蔡瑞彬	
陳祐誠	陳祐誠
林海倫	
王雲直	
張瀚文	張瀚文
蕭仲良	蕭仲良

邱怡瑄	邱怡瑄
王又田	王又田
徐誠胤	徐誠胤
江逸美	
	江逸美
逸奇科技	
王逸民	王逸民
廖玲琬	廖玲琬
多彩科技	李文光
葉明生	葉明生

附錄 D 期中簡報暨期中報告書審查意見及意見回覆

經濟部中央地質調查所 102 年度委辦計畫

「地下水水文地質與補注模式研究－補注區劃設與資源量評估(1/4)」

期中簡報暨期中報告書審查意見及意見回覆

、開會時間：102 年 6 月 20 日（星期四）上午 9：30

二、開會地點：本所 2 樓第 2 會議室

三、主席：江代理所長崇榮　　記錄：陳瑞娥

四、出（列）席單位及人員：詳如出(列)席簽名單

五、主席引言：略

六、主辦單位說明：略

七、承辦廠商簡報：略

八、綜合討論：略

表一 計畫整體意見之審查意見

編號	審查意見	意見回覆
	計畫整體意見	
1	本案係 102 年度新興施政計畫-「地下水水文地質與補注模式研究」的委辦計畫，以蘭陽平原為研究地區，彙整歷年來調查成果，建立地下水補注模式，分析補注機制，進行水平衡分析及地下水模擬等。本案除彙整過去資料外,還進行地球物理(地電阻及重力量測)及地球化學(水質、地下溫度等)的補充調查,整體架構及方法適切，執行的進度符合原先的規劃要求；期中報告及簡報內容充實，值得肯定。	感謝委員的肯定

2	P.34之3.2地下水位資料補遺與核正，水利署感謝地調所及研究團隊針對蘭陽平原 39 口地下水觀測井各井地下水位資料進行補遺與校正，由研究成果可知，目前觀測井資料品質仍有加強之必要，爰建議研究團隊於年度報告檢討與建議2節中，能提供更為具體之改進建議，供水利署參考之用。	本計畫為資料使用者，因此僅以資料應用的立場對資料本身之品質進行分析與檢核。惟資料品質的好壞乃是決定於資料蒐集過程中之品質管控，而此方面之加強乃有賴於資料的蒐集與管理單位投入更多的人力及加強品質管控。
3	本計畫各子題之規劃及配合相當好，期望地電阻、重力測量及地下水水質調查之成果建議要請團隊進行綜合分析俾做為劃設補注區之參考。各子題於期末報告書應提獨立報告書及綜合成果報告。	本計畫將於期末報告內彙整本計畫各項子計畫的研究成果，以及地調所今年度新增的各項調查資料，並綜整各方意見，完成最適之補注區邊界的劃定。 各子題將於期末報告書提獨立報告書及綜合成果報告。
4	後續計畫請再結合本所本年度新增加之調查資料：地下水氫氧同位素、鑽井岩心描述、井測資料及抽水試驗資料，以作綜合判釋。	本計畫將於期末報告內彙整本計畫各子題的研究成果，以及地調所今年度新增的各項調查資料，並綜整各方意見，完成最適之補注區邊界的劃定。
5	報告書中參考文獻格式雜亂請改進；參考文獻部分應明列出，尤其是本區域過去之研究成果以及所調查之資料應善加使用。	感謝委員意見，本團隊已利用文獻管理軟體EndNote進行文獻整理與撰寫。另外，有關本區域之過去研究以加入文獻出處，並加入參考文獻中。
6	報告書所使用之名詞應予以統一。例如 7.1.1 節，比蓄水係數(specific storage)與P.159之蓄水係數是否為一樣的內容？請修正。；又地下水歷線法之內容與英文有不同之定義，如 P.145 之 Groundwater Fluctuation Method 與P.145之原始型地下水歷線法(Healy Cook ，2002)是否相同?請加以釐清。	1. 感謝委員意見，名詞使用部分會於期末報告統一。 2. 本計畫目前乃應用江崇榮(2006)所提之地下水歷線法。為免混淆此段文字將於期末報告中刪除。
7	P.1 將全台良好地下水層中之蘊藏量4,000億噸與全台年用水量及水庫年供水量相比，不太恰當，會讓人	感謝委員意見，此部份將於期末報告中進行修正。

	誤為 22 年後地下水就用完了;又蘊藏量 4,000 億噸應說明文獻來源，請修正。又台灣地下水保育工作已展開，例如依地質法劃設地下水補注地質敏感區，請於報告書中修正相關內容之描述。	
8	摘要第Ⅱ頁，第一行，「蘭陽溪溪水的補注僅限於中間的部分」，語意不明，請修正；第Ⅴ頁第 1 行，缺第七章的標題，請補正。圖 1.2-2、1.2-3、1.2-4 應以彩色表示，如圖 1.2-5。圖 1.2-7、1.2-8、1.2-9、1.2-10 應以彩色標示，如圖 1.2-11。圖 3.2.1-1、圖 3.2.2-1，文字盡量不要超出框線。圖 3.2.1-2、3.2.1-3、3.2.2-5、3.2.2-6、6.3-5 應以彩色呈現。	1. 此段原意為蘭陽平原淺層含水層的導電度分布，主要受側邊山區來的水源影響；而較高的導電度分布，則主要受蘭陽溪水高導電度所影響，故推測蘭陽溪溪水的補注僅限於中間的部分。此部份將於期末報告中進行修正。 2. 遵照辦理，將於期末定稿以彩色標示。 3. 感謝委員意見，將於期末修正。
9	蘭陽平原水文地質地質井為 23 站(包含礁溪站)，請修正；表 1.2-1，「宜蘭技術學院」應更新為「宜蘭大學」。圖 1.2-6 觀測井位指的是 F1 之觀測井位，請修正。	感謝委員意見，已於期末報告書內修正。

表二 地水文地質資料庫與水平衡分析之審查意見

編號	審查意見	意見回覆
	水文地質資料庫與水平衡分析	
1	地下水歷線分析前宜分析區域平均日降雨量，並與地下水位或地下水蓄水量歷線比對，辨識出真正補注事件，並可同時釐清二者間的關係。	感謝委員意見，期末報告將會以平均日降雨量及地下水位、平均日降雨量及地下水蓄水量進行比較。
2	模式應考慮各大小溪流在其扇頂區之入滲補注之處理；水文模式中，側向補注不可忽略。	模式檢定將會在各大小溪流扇頂區，以給定水頭方式進行入滲補注之處理，側向補注之量值結果將於期末報告呈現。
3	初步模式水平衡分析，F1 淨補注量等於 F2 抽水量+海岸流出+蓄水變化量，似缺 F1 之抽水量，請再加以考量。	數值模式將會與水位歷線法進行整合，進而得出 F1 之抽水量，相關水平衡結果，將於期末報告呈現。
4	日地下水位上升與日雨量同步發生，因此日地下水流模式是可以建立的。月模式建立後，值得進行日地下水流模式。	本研究資料蒐集完整，預期可完成日地下水流模式。
5	地下水歷線各年之水平衡值，除了作為地下水流模式水平衡起始值外，另建議可當往後年分之模式率定或驗證之水平衡控制值。	感謝委員意見，本計劃原先即規劃地下水歷線法推估之水平衡結果作為地下水數值模式之參照，此部份將在期末報告結果中呈現。
6	地下水歷線分析建議，以基本(原始)型式去執行即可，不需考慮側向交換量問題。	感謝委員意見，期末將僅採用基本(原始)型地下水歷線法進行分析。
7	水利署 40 口觀測井中，宜農(2)、大洲(二)、壯圍(三)、五結(四)、利澤(二)、中興(三)(四)、冬山(一)(二)，順安等觀測井，到目前均呈現自噴現象，換言之，蘭陽平原地下水補注源恐非僅蘭陽溪為主要一途，周邊的小溪川的補注或許比例亦高，以上提供參考。	蘭陽平原兩側的山邊溪流，對蘭陽平原的地下水補注量確實有相當的貢獻，因應此狀況，本計畫將於數值模擬中，在各大小溪流扇頂區，以給定水頭方式進行入滲補注之處理，側向補注之量值結果將於期末報告呈現。

8	P.4 有水文地質架構之段落描述，而第六章又談到水文地質架構建立，請予以區別。	P4 為簡要型區域概述，主要描述範圍為表層岩性。而第六章則在進一步綜整蘭陽平原以往以及最新的水文地質調查資料，對區域性水文地質架構包含深層含水層做更完整的描述。
9	表 7.3.1 列出數值模式所檢定各年 F1 之淨補注量，F2 之抽水量及海岸淨出滲量，建議將水平衡結果列出，即各層之流入、流出蓄水變化量。又應與過去研究成果進行比較。	感謝委員意見，已參照委員建議於期末報告時詳列各層之流入、流出蓄水變化量並與過去研究成果進行比較。
10	地下水數值模式在山邊部分假設為無流量邊界，但各河川與含水層交接點應有入滲量。(葉高次等已發表 WASH 123D 在宜蘭平原之應用成果)，建議參考。	感謝委員意見，本團隊已參照委員建議，於各河川與含水層交接點以給定水頭方式，模擬邊界之河川補注含水層之量值對地下水系統之影響。
11	水位補遺與校正，必須考慮降雨、抽水與地震因素；雨量資料收集可於 2003 年開始。	本計畫之水位補遺與校正，乃是在盡量保留原有水位資料前提下，對資料的遺漏以及明顯的錯誤進行補遺與校正，因此自然現象如降雨、抽水、地震等對地下水位的影響仍應保留於校正後的水位資料中。
12	綜合指標值是否與取樣不同時期頻率強度有關，目前以日頻率強度與年頻率強度比值做為指標(P.122)之大小為判釋標準，應為可行。	感謝委員肯定。

表三 地電阻測勘之審查意見

編號	**審查意見**	**意見回覆**
	地電阻測勘	
1	地電阻率分布是否可增加 150、200 公尺或更深面之呈現。	感謝委員意見。因地電阻法施測深度高度仰賴現地施測長度，考量需避開民宅、高壓電塔等外在訊號干擾，為求干擾最小化，取得更精確之地電阻率，以達真實呈現施測地點地電阻率分布，探知該處地層礫石、泥、沙分布之

		目的，故本年度地電阻施測深度將以 40 至 60 公尺為基準。未來若現地施測條件允許，於訊號干擾較低處可再適度延長測線長度，以得到更深之探測深度，可達到地電阻率分布深度更深面之呈現。
2	報告書中地電阻調查結果的各類圖示皆標示不清請改進。	感謝委員意見。已修改報告書中地電阻調查結果之各類圖示標示。
3	目前二維地電阻補測之推估補注邊界，似仍有待確定部分。大洲觀測井附近剖面測勘結果，如何避開民宅以獲得成果，請再考量。	感謝委員意見。將整理現有地電阻施測數據後，再規劃數次地電阻施測調查，並找尋現地施測干擾最小處，輔以測線平移方式夾擠出可能之扇頂礫石通透補注區。
4	表 6.2-1 之水位振幅值可到小數點 4 位，請確定其合理性。	感謝委員意見，因水位振幅單位為公尺，因此將修正有效位數為小數點後 2 位。此外，期末將統一各數值的有效位數，以小數點後 2 位為主。

表四 地球化學調查之審查意見

編號	**審查意見**	**意見回覆**
	地球化學調查：	
1	根據水利署歷年來對蘭陽平原 39 口觀測井進行水質分析成果顯示，宜蘭市、冬山鄉、壯圍等地之觀測井氨氮、鐵、錳含量較高，可顯示蘭陽平原地下水之氧化還原趨勢，水利署的水質資料可提供研究團隊之參考，另外依目前水利署在水權管理實務言，目前針對「湧泉」，係歸為「地面水水源」，爰建請研究團隊能協助將蘭陽平原的「湧泉」分布範圍繪製出來提供水權管理之參考。	已增加湧泉之地面調查，並呈現於期末報告中。

2	礁溪、三星、蘇澳等地區溫泉利用高，前述地區有溫泉出露可逕依溫泉法劃定為溫泉露頭，作為補注區及禁止一切開發作為。	提請相關單位參考
3	員山深溝地區為宜蘭最主要的自來水源地，爰在自來水公司深溝淨水廠有多口水井，建議可納入參考。	已增加深溝之地面調查，並呈現於期末報告中。
4	冬山鄉有很多湧泉，該地區已成為宜蘭最重要的香魚產區，每日的抽水量達 1.5 萬噸，然地下水位未有明顯下降，有必要就冬山鄉的地下水補注源做進一步瞭解。	已增加冬山鄉之湧泉調查，並呈現於期末報告中。
5	以湧泉埤塘分佈來考慮補注邊界，應為合理方式，再配合地電阻資料應可劃出其邊界。	感謝建議
6	P.90 及 P.91 表中有「無水」註記，請加以說明。	該河道在扇頂時為乾枯狀態

表五 重力調查之審查意見

編號	**審查意見**	**意見回覆**
5	**重力調查：**	
1	Sy 與地下水觀測結果之比對分析，可能優於和模式水位之比對，因為月平均水位地下水模式之水位變化可能太平滑化，無法精確反應實際之水位變化。	本計畫採用水利署自計式水位觀測資料，採日模式水位與重力量測進行比對，在評比上會有一致代表性。
2	依報告言重力儀與非飽和含水層變化最為相關，蘭陽平原降雨豐枯比約 6:4，簡言之，該地區地下水位變化相對濁水溪沖積扇來的不明顯，恐難有理想結果，請加以考量。	重力量測地點的選擇，待測點歷年的水位變化是一個重要的參考因素。蘭陽平原扇頂區(如三星、大隱)水位變化可達 2~7 米以上，以絕對重力儀量測精度而言，是一個良好的實驗區域。而同時佈設於受壓含水層區域(如中興)，也可以作為對照組，了解重力與地下水變動之間的連結關係。

3	絕對重力儀設施點建議團隊成員要一起討論，俾其成果能提供地電阻,地球化學二研究團隊之分析參考。	重力量測目前都與水井直接共站，如需描述區域地物、地化成果，以水井位置當作連結，將能提供良好的討論基礎。重力量測結果主要提供補注量推估，其於科學目的配合將加強與團隊成員討論。
4	重力量測資料之展示圖，建議與附近水井地下水位變幅變化相對。(圖 4.2-3 至圖 4.2-7)。另外，對於資料之平均重力值，請再說明計算緣由。	由於重力量測目前採每半小時量測一次，且年度計畫期程內，無法拿到時水位資訊，所以無法進行比對繪圖。此外重力量測採連續 16~20 小時的數值平均，用以代表該量測日的絕對重力值，目前並不適合以小時尺度討論重力與水位變化數據。量測方法之數值計算與標準改正，將於期末報告補述改進。
5	重力測量可供校正 Sy，其結果應可供地下水歷線法與數值模型率定之應用。	感謝委員建議，本計劃納入重力量測研究，即以此應用作為切入點，期待重力量測能給予模型率定更好的約制條件。

附錄 E 期末簡報暨期中報告書審查意見及意見回覆

經濟部中央地質調查所 102 年度委辦計畫

「地下水水文地質與補注模式研究－補注區劃設與資源量評估(1/4)」期末簡報暨期末報告書審查意見及意見回覆

一、開會時間：102 年 11 月 18 日（星期一）下午 2：00

二、開會地點：本所 2 樓第 2 會議室

三、主席：王組長詠絢　　記錄：陳瑞娥

四、出（列）席單位及人員：詳如出(列)席簽名單

五、主席引言：略

六、主辦單位說明：略

七、承辦廠商簡報：略

八、綜合討論：略

九、委員綜合意見：

表一 計畫整體意見之審查意見

編號	審查意見	意見回覆
	計畫整體意見	
1	本計畫彙整觀測網計畫於蘭陽平原的調查資料，加上新的地球物理及地球化學調查數據，進行該區的水文地質架構及水文平衡分析，歸納的結論合理且有意義；報告書內容豐富，工作項目皆有達成，相當有價值，是未來敏感區劃設之重要參考資料。	感謝委員的肯定。
2	總論中，圖 6.4-16 透水係數空間分佈圖，於 15m、30m、45m 與 60m 之分佈圖，是利用式 6.4-4 與式 6.4-5 而建置出，請於 208 頁中再詳加說明。如何應用於後續水文地質模式建置與補注量評估，請再簡要說明。 總論中，圖 4.1-8 至圖 4.1-15 中淡黃色區塊所代表之地電阻率大小範圍為	感謝委員意見，有關三維透水係數推估使用之方程式，式 6.4-4 與式 6.4-5 已補充於 206 頁。 在水文地質模式建置部分，請詳見 6.5 節。在補注量評估部分，本計劃推估方法之一為應用地下水流模式推估蘭陽平原之補注量，而三維透水係數場可配合模式架構與參數分區，轉換為對應參數分

	何?請敘明。	區之K值，作為模式參數檢定之起始值，協助模式建置。 感謝委員意見。圖 4.1-8 至圖 4.1-11 中淡黃色區塊所代表之電阻率大小為 600-800 ohm-m；圖 4.1-13 至圖 4.1-15 中淡黃色區塊所代表之電阻率大小為 100-150 ohm-m。已修改各圖圖例並敘明之。
3	期中、期末報告委員審查意見及回覆說明、英文摘要請補充於成果報告書中。	謹遵辦理。
4	主要地下水補注區之劃定，建議將硝酸塩氮納入評估因子;另建議增加氧同位數比對。	本區地下水的硝酸鹽濃度並不高。
5	總論中，摘要第15行之「整體總補注量」，表8.3-3之「總補注量」以及表8.3-1之「淨補注量」應定義清楚；第 3 頁第 9 行，蘭陽平原面積不是 66 平方公里，；191 頁，氧同位素的組成應為負值，請改正。	摘要第 15 行之「整體總補注量」與表8.3-3之「總補注量」定義相同，為避免混淆，於期末報告中將一致改為「總補注量」。而「總補注量」之定義為山邊側向流入與垂向補注之加總量，「淨補注量」之定義為垂向補注量與含水層一抽水量之總和，此兩定義於8.3節將會再詳加說明。 蘭陽平原地下水區面積為 359.38 平方公里，此處面積為誤植，將於期末報告中改正。另改正分布圖中氧同位素的組成為負值。
6	內城與榮源為同一口觀測井，各子題使用名稱常不同，請統一以「內城」站標示；表3.1-4請註明資料來源引用自水利署。	謹遵辦理。
7	參考文獻的格式請完整列出作者名字，四本報告請統一格式，圖表請清晰以利閱讀，研究區域基本資料描述應一致避免矛盾。	謹遵辦理。

表二 地下水補注區與水平衡分析之審查意見

編號	審查意見	意見回覆
	地下水補注區與水平衡分析	
1	利用 EOF 函數來進行受壓與非均受壓含水層具有科學意義，唯須以流程來說明其界面，並配合地球物理方法加以說明。	感謝委員意見，已將 EOF 推估拘限與非拘限含水層之步驟以流程圖表示，另外推估結果亦與二維地電阻剖面圖進行比較分析，驗證推估結果之合理性，請詳見 6.2.2 節。
2	地下水數值模式進行地下水可用水量推估，分別以增加 10%、保持不變以及減少 10%等三種方式帶入模式進行模擬，再以線性回歸計算可用水量值，所選擇以 10%之意義為何?請加以說明。	本計畫地下水可用水量推估乃採用希爾法，當年初與年末地下水位無變化時，該抽水量即為安全抽水量，然若不增加或減少抽水量，則每年僅有一組抽水量及對應之平均水位洩降，即無法推出各年之可用抽水量，再從達西公式可知抽水量與洩降成線性關係，因此可由增減抽水量得出所對應洩降之線性關係，而 10%僅是為推求線性關係所設之虛擬抽水量，並無特別之意義。
3	蘭陽平原水文地質參數推估，以屏東平原回歸公式進行計算，是否適合？請再檢討。後續各地下水區如台北盆地、台中地區及嘉南平原是否依此模式進行推估？	因蘭陽平原之比出水量與儲水係數現地試驗參數太少，不適以現有參數回歸推求，因此以屏東平原回歸公式進行計算，然此公式推求之參數，僅是作為初始猜值，後續仍以現地狀況、抽水試驗及井測資料輔助判斷推求參數之合理值。後續各地下水區主要仍以各區域之現地試驗參數推求，僅在參數過少之情況下，採他區參數輔助判斷。
4	圖 7.1-2 與圖 7.1-6 之縱座標請標明名稱與單位；參考文獻之列舉應列出所有作者，而不應用 etal.，如 217 頁之 139、140、145 等；189 頁第三段中，非受壓水含水層之specific yield仍可稱為儲水係數嗎?請釐清。	將於報告中增加標注圖 7.1-2 與圖 7.1-6 之縱座標名稱與單位。而參考文獻之列舉改為列出所有作者。另統一將specific yield 稱為比出水量，並改正此處文字。
5	依照教育部公布的字典，「汙」染	感謝委員建議，已將報告中之「污」

	的正字，「污」染則為異體字，建議報告中均以「汙」字為準。	字改正為「汙」字。
6	報告書中數據之間的數位許多不一致，有關的數據，小數點後數字的有效性，請做統一的表示。例如 190.2 百萬噸，26.8%等。地下水歷線分析建議，以基本(原始)型式去執行即可，不需考慮側向交換量問題。	於期末報告書中將統一各數據格式，均設定小數點後兩位為有效位數，使本報告具一致性。 另本報告所採之地下水歷線法即是基本(原始)型，未考量側向交換量之問題。

表三 地電阻測勘之審查意見

編號	**審查意見**	**意見回覆**
	地電阻測勘	
1	湧泉區段與地球物理成果，請相互疊圖，以利對比；簡報中所出現之三維電性模型，也請整理於報告書中。	感謝委員意見。已依審查意見整理圖稿。
2	報告書中圖名要精簡，其他文字說明可放於本文中。統一以「蘭陽平原」取代「蘭陽地區」名稱。	感謝委員意見。已修改報告書中圖例、文稿說明，並統一文內名稱。
3	雖然本年度已完成一維地電阻及二維地電阻補測，然依地電阻補充調查結論，似乎可知蘭陽平原沉積構造很複雜，尚待以較為具體證據可資作為評斷扇頂補注區邊界，後續該如何補強，以強化評斷根據。目前二維地電阻補測之推估補注邊界，似仍有待確定部分。大洲觀測井附近剖面測勘結果，如何避開民宅以獲得成果，請再考量。	感謝委員意見。地電阻法施測結果之驗證高度仰賴比對鑽井資料，因蘭陽平原沉積構造複雜，除增加鑽井外，於現地條件許可下，增加施測地點，或綜合其他團隊之調查驗證，以強化評斷扇頂補注區邊界。 於現地條件許可下，將整理現有地電阻施測數據後，再規劃數次地電阻施測調查，並找尋現地施測干擾最小處，輔以測線平移方式夾擠出可能之扇頂礫石通透補注區。

表四 地球化學調查之審查意見

編號	審查意見	意見回覆
	地球化學調查	
1	湧泉區段與地球物理成果，請相互疊圖，以利對比。	已有將湧泉區段與地球物理成果相互疊圖。
2	地下水溫度剖面與地溫梯度，兩者之關聯性建議於 5.3 節後加一小節，加以描述，以利閱讀。	地下水溫度剖面為量測的數據，地溫梯度為分段解釋。
3	利用地球化學補充調查隱約可知蘭陽平原補注似有側向補注，另員山鄉深溝淨水廠湧泉調查在 29 頁表示,因供應自來水改為寬口井抽水，此與現況不符，仍請再酌。以湧泉埤塘分佈來考慮補注邊界，應為合理方式，再配合地電阻資料應可劃出其邊界。	深溝淨水廠的資料來自深溝水原生態園區//superspace.moc.gov.tw：原文如下 「深溝淨水場地下水取自蘭陽溪水系之伏流水，經過地層自然過濾水質優良，省去地面水之處理程序，目前場區有 5 口寬口井，均設有 2 套抽水機，其中 1 套為備用，由抽水機抽送到清水池內，經過加藥消毒後，再加壓送到供水區給用戶使用。」
4	員山鄉深溝淨水廠目前湧泉仍有在使用，該廠第三號水井每天均有免費性供人提取使用，請予以修正。	說明如上。
5	地面水的硝酸鹽氮有三處濃度較高，原因為何?請說明。	地面水的硝酸鹽氮濃度較高，可能和人為排放有關。
6	總論 128 頁，提及有幾個地下水溫較高的觀測井(如五結、利澤、礁溪、龍德等)，值得持續注意觀察，並與地下水同位素組成做比較，以探討可能的原因。	本區氫氧同位素仍呈現天水線分布（大福除外），應來自降雨，地下水溫較高（地溫梯度較高）應和下方熱源較高有關，但為何下方熱源較高，如需更多證據。
7	沿海三口地下水井(公館、大福、古亭)有海水入侵現象，可由化學及同位素組成做定量確認。	目前從主要離子應可確認。

表五 重力調查之審查意見

編號	審查意見	意見回覆
	重力調查	
1	重力測量變化，請與附近觀測井水位之值變化，於同一張圖內相對比，以利了解其兩者關係。	已於報告書中，以表 4.2-1 說明各站地下水位變化與重力變化數值。地下水位變化尚需考量含水層範圍、地質現況等關係。若僅以水位與重力兩變數，討論兩者間相關性，將過於簡化兩者之間複雜度。表列數值已可說明部分趨勢。
2	重力量測調查成果，請對其與模擬成果相對比，以了解後續研究可以改進之部分。	本年度研究方法採流程圖（圖 6.4-17），以重力觀測成果，配合地下水參數調整，檢定水位模擬。後續研究可依誤差來源，配合地下水模型，給予修正。
3	重力調查研究中，主要是推求 Sy，其中總論 100 頁公式 4.2-3 的 Az 是常數嗎?請說明。	Az 於公式 4.2-3 中，描述的是抽水過程中，重力量測儀器偵測到的重力變化。不同的水文地質與抽水狀況，將會形成不同的重力變化，並非常數。
4	絕對重力儀推估之比出水量，似有疑義待查，例如宜蘭地震多，且台灣地殼每年都在變化，以中研院彙整全國 400 餘座 GPS 時間序列變化趨勢來看，即可看出。換言之，目前絕對重力儀所觀測出之動力變化要如何確切分離出地下水變動影響，仍請補充說明;另建議後續絕對重力儀之設置宜慎重佈點評估。	高程變化的確是重力變化需考量的一大因素，依地調所設置於蘭陽平原扇頂區之大隱連續 GPS 站，蘭陽平原扇頂區高程變化約為-12mm/year，而兩次重力觀測區間約為 160 天，其變化幅度尚不足以影響重力計算。 目前絕對重力計算在潮汐、極移、大氣壓力等影響的理論模型在國際上皆已完備，已能有效扣除，排除環境變化後，剩餘最直接影響重力量測結果的就是水文變化。地下水模型的建置與重力量測成果的配合應用，是本計畫研究與努力的目標。 感謝委員建議，會加強資料收集，審慎評估試驗地點。

附錄F 本年度計畫出國研習訪查報告

出國報告(出國類別：開會)

赴奧地利維也納參加 2013年 European Geoscience Union General Assembly

服務機關：國立交通大學
姓名職稱：張良正教授
派赴國家：奧地利(維也納)
會議日期：102年 4月07日至 4月12日

目錄

目錄 1
摘要 2
壹、前言 3
貳、行程 4
參、工作內容 4
肆、心得與建議 5
伍、花絮 5

摘要

歐洲地球科學年會(European Geoscience Union General Assembly)為地球科學領域最大的全球性國際會議之一，每年皆有數萬人參加，各年度均在奧地利維也納舉行，2013 年發表的口頭報告及海報報告共有 12,891 篇論文，其中包含 4684 篇口頭簡報，8207 篇海報簡報，簡報者來自 95 個不同的國家，共有 11,167 位研究者參與，以德國、英國與法國之研究者最多，來自台灣的論文約有 112 篇，顯現該研討會之重要性，有助於各國學者之交流。

本團隊於 EGU 2013 發表之論文共有六篇，其中五篇為本計畫之研究成果，有三篇為口頭報告，兩篇為海報報告，其題目分別為「Integrating Water Table Fluctuation Method and Groundwater Numerical Modeling on the Estimation of Regional Recharge Quantity of Pingtung Plain」、「The Definition of Groundwater Recharge Area Using GIS Approach –A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan, Taiwan」、「Estimation of hydraulic conductivity using one dimensional electrical resistivity survey」、「Applying Model Simulation to Identify The Importance of Protecting Groundwater Recharge Area - A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan,Taiwan」與「The Flood Effects on Infiltration Rates in a Disconnected Stream」。

「Integrating Water Table Fluctuation Method and Groundwater Numerical Modeling on the Estimation of Regional Recharge Quantity of Pingtung Plain」是同時應用地下水歷線法與數值模擬於屏東平原水平衡分析上；「The Definition of Groundwater Recharge Area Using GIS Approach –A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan, Taiwan」則是展示濁水溪沖積扇主要補注區的劃設；「Estimation of hydraulic conductivity using one dimensional electrical resistivity survey」則著重於結合地電阻成果與水質資料於區域性水力傳導係數空間分布之推估；「Applying Model Simulation to Identify The Importance of Protecting Groundwater Recharge Area - A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan,Taiwan」是探討地下水保護區對水質與水量上之影響；「The Flood Effects on Infiltration Rates in a Disconnected Stream」則是探討河川入滲量對地下水系統的影響。

壹、前言:

歐洲地球科學年會(European Geoscience Union General Assembly)為地球科學領域最大的全球性國際會議之一，每年皆有數萬人參加，各年度均在奧地利維也納舉行，2013 年發表的口頭報告及海報報告共有 12,891 篇論文，其中包含 4684 篇口頭簡報，8207 篇海報簡報，簡報者來自 95 個不同的國家，共有 11,167 位研究者參與，以德國、英國與法國之研究者最多，來自台灣的論文約有 112 篇，顯現該研討會之重要性，有助於各國學者之交流。

EGU 2013 的議題主要可分為“Atmospheric Sciences”, “Biogeosciences”, “Climate: Past, Present & Future”, “Cryospheric Sciences”, “Earth Magnetism & Rock Physics”, “Energy, Resources and the Environment”, “Earth & Space Science Informatics”, “Geodesy”, “Geodynamics”, “Geosciences Instrumentation and Data Systems”, “Geomorphology”, “Geochemistry, Mineralogy, Petrology & Volcanology”, “Hydrological Sciences”, “Isotopes in Geosciences: Instrumentation and Applications”, “Natural Hazards”, “Nonlinear Processes in Geosciences”, “Ocean Sciences”, “Planetary and Solar System Sciences”, “Seismology”, “Stratigraphy, Sedimentology & Palaeontology”, “Soil System Sciences”, “Solar-Terrestrial Sciences”, “Tectonics and Structural Geology”與“Great Debates in Geosciences”等不同主題。

本人主要著重於“Climate: Past, Present & Future”, “Geodesy”, “Geodynamics”, “Geomorphology”, “Hydrological Sciences”, “Natural Hazards”, “Nonlinear Processes in Geosciences”, “Soil System Sciences”與“Tectonics and Structural Geology”等議題。

EGU 2013 最大的特色之一，為除了口頭報告之外還有大量的海報展示，相對於其它研討會，海報展示相當受到重視。大量的海報，使得身處會場的人有如於海報的汪洋中，從而感受到人類無止盡的創意。

本次會議本人對於 lysimeter 的實驗監測感到興趣，相對於早年之 lysimeter 量測設備的簡陋，現代設備實有大幅進步。如欲調查現地土壤之入滲能力，維持現地土壤結構(soil matrix)的排列，不使之變形為最重要的條件，本人從許多研究中發現，歐洲研究者與設備商以金屬桶向下鑽鑿採集土樣，已可維持土壤結構的不變形(相關設備說明如附件)。在部分國家，已應用長時期監測之 lysimeter 設備，取得土壤中時序變化之入滲量與土壤張力剖面、含水量剖面、溫度剖面與水質水樣等資料，部分案例已有長達 30 年以上之監測資訊。在這樣的設備中，可藉由張力計、TDR、溫度計與重量計等不同感應器，建立不同之量測議題。歐洲研究者以這類的作法去探討各式各樣的議題，包含相同土壤於不同氣候條件下，如寒帶或熱帶之入滲差異；探討土壤之各項土壤滲透特性；探討植被對於地表逕流與土壤入滲能力之差異等。

台灣地區地下水過度使用的災害時常聽聞，以濁水溪沖積扇的地層下陷最為著名，而精確估算區域的地表入滲量，以及掌握未飽和層的動態機制，為地下水管理重要的資訊。台灣地區目前已廣泛建立地下水觀測網，可大幅觀測各層之飽和水位變化，然水位為地表入滲之綜合結果，其同時受到抽水量之影響，而無法單純呈現地表入滲量之特徵，可建議相關單位可針對未飽和層以 lysimeter 進行長時期之地表入滲監測與調查。

貳、會議行程:

EGU 2013 的正式會議日期為 4 月 7 日至 4 月 12 日，除了論文的發表外，並有各種主題的小組會議與互動性質的活動，會場並有大量廠商及學校的展示攤位。本團隊的報告多半於 4 月 9 日簡報。

參、工作內容:

本團隊於 EGU 2013 發表之論文共有六篇，其中五篇為本計畫之研究成果，有三篇為口頭報告，兩篇為海報報告，其題目分別為「Integrating Water Table Fluctuation Method and Groundwater Numerical Modeling on the Estimation of Regional Recharge Quantity of Pingtung Plain」、「The Definition of Groundwater Recharge Area Using GIS Approach –A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan, Taiwan」、「Estimation of hydraulic conductivity using one dimensional electrical resistivity survey」、「Applying Model Simulation to Identify The Importance of Protecting Groundwater Recharge Area - A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan,Taiwan」與「The Flood Effects on Infiltration Rates in a Disconnected Stream」。

「Integrating Water Table Fluctuation Method and Groundwater Numerical Modeling on the Estimation of Regional Recharge Quantity of Pingtung Plain」是同時應用地下水歷線法與數值模擬於屏東平原水平衡分析上；「The Definition of Groundwater Recharge Area Using GIS Approach –A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan, Taiwan」則是展示濁水溪沖積扇主要補注區的劃設；「Estimation of hydraulic conductivity using one dimensional electrical resistivity survey」則著重於結合地電阻成果與水質資料於區域性水力傳導係數空間分布之推估；「Applying Model Simulation to Identify The Importance of Protecting Groundwater Recharge Area - A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan,Taiwan」是探討地下水保護區對水質與水量上之影響；「The Flood Effects on Infiltration Rates in a Disconnected Stream」則是探討河川入滲量對地下水系統的影響。摘要如附件。

肆、心得與建議:

EGU 2013 為歷史悠久之國際會議，歷年均有各國賢達、先進參與，而今年亦不例外，此已為國際上地球科學領域最重要會議之一，其中包含領域甚

廣，而於水文、地下水及水資源之相關研究展示亦相當豐富。本次會議中，本團隊與其他地下水方面之專家研究成果相互交流收穫豐碩。

於此次發表之論文與交流中可以發現，氣候變遷對水文、地下水與水資源方面等議題影響重大，為這些研究探討的重點之一，而於氣候變遷之外，其他基礎而重要的研究成果亦多，內容琳瑯滿目，目不暇給，尤其同一議題衍生出之不同研究更是增加了視野的廣度，整個會場就像人類智慧的寶庫一般，事前若能先做規劃選定議題，必可滿載而歸，盡興而回。

伍、花絮:





出國報告(出國類別：開會)

赴美國參加 2013年 AGU Fall Meeting

服務機關：國立台灣海洋大學

姓名職稱：張竝瑜 副教授

派赴國家：美國(舊金山)

會議日期：102年 12月08日至 12月15日

目錄

摘要 2

壹、前言 3

貳、會議行程 4

參、工作內容 5

肆、心得與建議 14

摘要

每年均在舊金山舉行的美國地球物理聯盟(American Geophysics Union)秋季會議 (AGU Fall Meeting)，為地科與地下水領域全球最大的國際會議之一，每年皆有超過一萬人之專家學者參加秋季會議，本年度(2013)第 46 屆會議在舊金山市的 Moscone 中心舉行，會中所發表的口頭報告及海報共超過 22,000 篇論文， 包括的議題很廣，。本年度會議的焦點集中在幾項主要議題上，包括(1)氣候變遷議題，包括今年 2013 年在夏威夷的 Mauna Loa 觀測站首次測得日平均二氧化碳濃度超過 400ppm 的科研議題，以及後續可能引起的氣候變遷議題。(2)大地觀測資料與處理的不確定性，討論地球物理與大氣觀測時所可能造成的不確定因子與影響程度。與(3)跨尺度的計算與演算法，探討運用由個人電腦到大型超級電腦等級的地球內部資料運算簡化與精確度關係。還有最近最令東亞地區擔憂的(4)懸浮粒子汙染及氣膠研究議題。另外探討的焦點，還包括(5)全球的土壤系統以及都市系統之演變與研究。

本團隊本次發表的文章中為本計畫之研究成果，其題目為:「 運用時序地電阻剖面影像法協助推導未飽和層抽水試驗之水文參數」(Estimating the hydrogeological parameters with the time-lapse resistivity imaging method during the pumping test in the unconfined aquifer)，其中推導之水文參數包括水力傳導係數(Hydraulic conductivity)、導水係數(Hydraulic Transmissivity)、以及比出水率(Specific yield)。

壹、前言:

美國地球物理聯盟秋季會議 (AGU Fall Meeting)是地科領域全球最重要且最大的國際會議之一，每年皆有超過萬人的專家學者參加，每年舉行地點均在美國舊金山，今年(2013)發表的口頭報告及海報張貼本，由去年的 18,000 篇，成長到超過 22,000 篇論文，本年度包括的議題很廣，共有 Union、Atmospheric Sciences、Atmospheric and Space Electricity、Biogeosciences、Cryosphere、Earth and Planetary Surface Processes、Earth and Space Science Informatics、Education and Human Resources、Geodesy、Geomagnetism and Paleomagnetism、Global Environmental Change、Hydrology、Mineral and Rock Physics、Natural Hazards、Near-Surface Geophysics、Nonlinear Geophysics、Ocean Sciences、Paleoceanography and Paleoclimatology、Planetary Sciences、Public Affairs、Seismology、SPA-Aeronomy、SPA-Solar and Heliospheric Physics、SPA-Magnetospheric Physics、Study of Earth's Deep Interior、Tectonophysics、Volcanology、Geochemistry and Petrology 等個主題。

AGU Fall Meeting 最大的特色之一，為除了口頭報告之外還有大量的海報展示，相對於其它研討會，海報展示相當受到重視。因為大量的海報，使得身處會場的專家學者得以有充分的時間進行一對一，或是一對多的直接面對面溝通，而於海報的汪洋中，無止盡的創意也藉由這種輕鬆的溝通方式得以被激發出來。

貳、會議行程:

2013 年 AGU Fall Meeting 的正式會議日期為 12 月 09 日至 12 月 13 日，並在 12 月 09 日有接待活動，除了論文的發表外，並有各種主題的小組會議、專業族群的學術午餐會議，與其他互動性質的活動，會場並有大量來自各國專業學術支援廠商及學校的展示攤位。此次還受邀擔任學生論文比賽評審，詳細行程詳如下附之個人行程表。



參、工作內容:

本團隊於 EGU 2013 發表之論文共有六篇，其中五篇為本計畫之研究成果，有三篇為口頭報告，兩篇為海報報告，其題目分別為「Integrating Water Table Fluctuation Method and Groundwater Numerical Modeling on the Estimation of Regional Recharge Quantity of Pingtung Plain」、「The Definition of Groundwater Recharge Area Using GIS Approach –A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan, Taiwan」、「Estimation of hydraulic conductivity using one dimensional electrical resistivity survey」、「Applying Model Simulation to Identify The Importance of Protecting Groundwater Recharge Area - A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan,Taiwan」與「The Flood Effects on Infiltration Rates in a Disconnected Stream」。

「Integrating Water Table Fluctuation Method and Groundwater Numerical Modeling on the Estimation of Regional Recharge Quantity of Pingtung Plain」是同時應用地下水歷線法與數值模擬於屏東平原水平衡分析上；「The Definition of Groundwater Recharge Area Using GIS Approach –A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan, Taiwan」則是展示濁水溪沖積扇主要補注區的劃設；「Estimation of hydraulic conductivity using one dimensional electrical resistivity survey」則著重於結合地電阻成果與水質資料於區域性水力傳導係數空間分布之推估；「Applying Model Simulation to Identify The Importance of Protecting Groundwater Recharge Area - A Case Study of Choshuihsi Alluvial Fan,Taiwan」是探討地下水保護區對水質與水量上之影響；「The Flood Effects on Infiltration Rates in a Disconnected Stream」則是探討河川入滲量對地下水系統的影響。摘要如附件。

本團隊本次於本次會議中，於水文地球物理/近地球地表物理聯合研討主題中，發表與本計畫相關的專業論文，其內容如下:

Estimating the hydrogeological parameters with the time-lapse resistivity imaging method during the pumping test in the unconfined aquifer

*Chang, Ping-Yu[1]; Chang, Lian-Cheng[2]; Chen, Wen-Fu[3]; Chen, Yu-Wen[2] ; Lu, Hsueh-Yu[5]

[1]National Taiwan Ocean University, Keelung, Taiwan. *Email: pingyuc@mail.ntou.edu.tw

[2]National Chiao-Tung University, Hsinchu, Taiwan.

[3]Chia-Nan University of Pharmacy and Sciences, Tainan, Taiwan.

[4]National Chung-Cheng University, Chia-Yi, Taiwan.

ABSTRACT

We had conducted the time-lapse resistivity imaging during the pumping tests in order to examine the feasibility of estimating the hydrogeological parameters with resistivity variations. The Pengtsuo test site is located in Pingtung County and in Ilan County in Taiwan. We found that the resistivity differences to the pre-pumping background are able to show the changes due to the dewatering of pumping activity. We also observed that the maximum resistivity increase took place at the locations in the vadose zone instead of the groundwater surface in the time-lapse images. Core logs from both sites reveal that the subsurface is mainly consisted of thick gravels and sand, hence we utilized the distance-drawdown equation for unsaturated aquifer to estimate the hydraulic conductivity and transmissivity. Contours of resistivity variations and recorded water levels in pumping well are used to depict the bottom of the drawdown cone. The estimated transmissivity and the specific yield are 1.20 m2/min and 0.12, respectively at the Pentsuo site. These values are close to those calculated from the measured groundwater level variations in multiple wells(1.45 m2/min and 0.13). The results suggest that the time-lapse resistivity imaging methods is still able to provide a alternative way to verify the parameters from the pumping test in the unconfined aquifer.

I. HYDROGEOLOGY AND SETTINGS

The Pengtsuo site is located in the Pengtsuo elementary school in Pingtung County of southwestern Taiwan. Two observation wells, O1 and O2, were installed in 1997 here for long-term groundwater level monitoring. The core logs show that the sediments within 250m deep are consisted of thick gravel layers. The gravel layers serve as an unconfined aquifer in the Pengtsuo area. Our research team finished two new shallow wells, P1 and W1 recently for further testing the hydraulic properties of the unconfined aquifer with different pumping test strategies. The test is executed in three phases, including the background, the stepwise pumping, and the continuous pumping phase. In the stepwise pumping phase, three different pumping rates in an increasing order were utilized for pumping groundwater from P1. In the continuous phase, groundwater was pumped with the maximum pumping rate used in the stepwise phase from P1 for 72 hours.

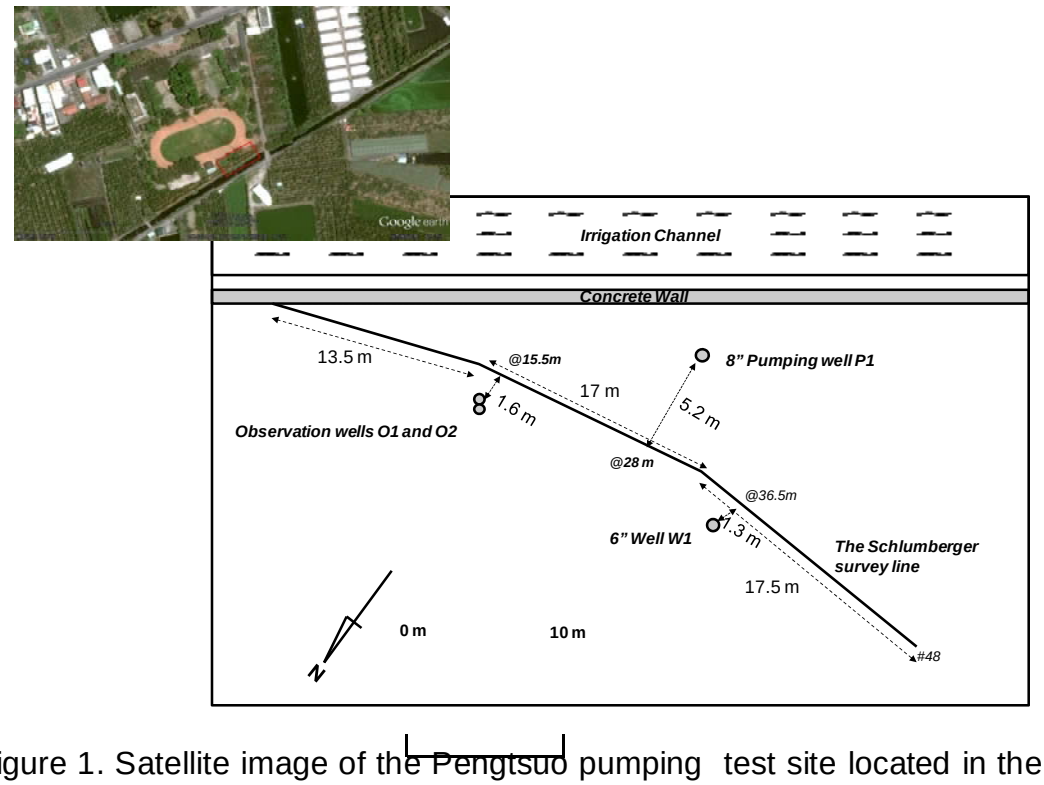


Figure 1. Satellite image of the Pengtsuo pumping test site located in the Pengtsuo elementary school and the schematic diagram of the pumping test site in Pengtsuo and the configuration of the electrical resistivity survey line.

Phase 0:	Background			Phase 1-3:	Stepwise 3rd stage pumping		
	date	time	total min.		date	time	total min.
Test started on:	05/20/11	15:13:17	0	Test started on:	05/24/11	15:28:06	5774
Test stopped on:	05/23/11	15:08:37	4315	Test stopped on:	05/24/11	23:59:51	6286
	pumping rate=	0	cmh		pumping rate=	145.63~205.95	cmh
Phase 1-1:	Stepwise 1st stage pumping			Phase:	Recovery		
	date	time	total min.		date	time	total min.
Test started on:	05/24/11	09:07:33	5394	Test started on:	05/24/11	23:59:51	6286
Test stopped on:	05/24/11	10:47:17	5494	Test stopped on:	05/25/11	08:49:12	6815
	pumping rate=	83.15	cmh		pumping rate=	0	cmh
Phase 1-2:	Stepwise 2nd stage pumping			Phase:	Continuous		
	date	time	total min.		date	time	total min.
Test started on:	05/24/11	10:47:17	5494	Test started on:	05/25/11	09:04:41	6831
Test stopped on:	05/24/11	15:13:43	5760	Test stopped on:	05/27/11	09:26:48	9733
	pumping rate=	117.41	cmh		pumping rate=	205.95	cmh

Table 1. Setting for the stepwise and Continuous pumping test

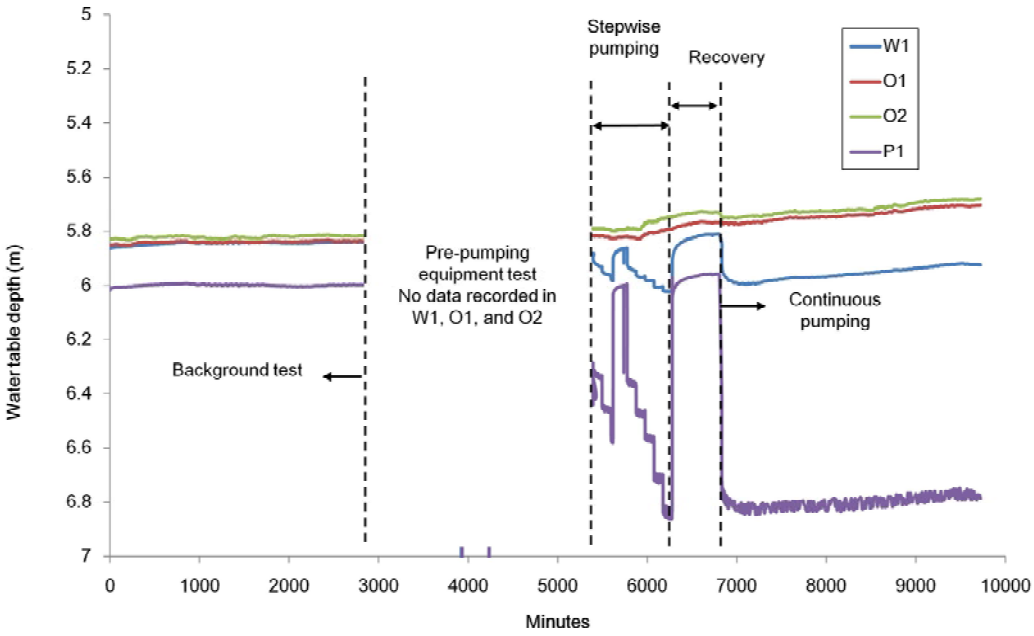


Figure 2. Variation of the water levels from the pressure gauges installed in O1, O2, W1, and P1 wells during the entire pumping test period at the Pengtsuo site.

II. ELECTRICAL RESISTIVITY IMAGING (ERI) MONITORING RESULTS

1. The difference of resistivity to the pre-pumping background during the stepwise pumping phase

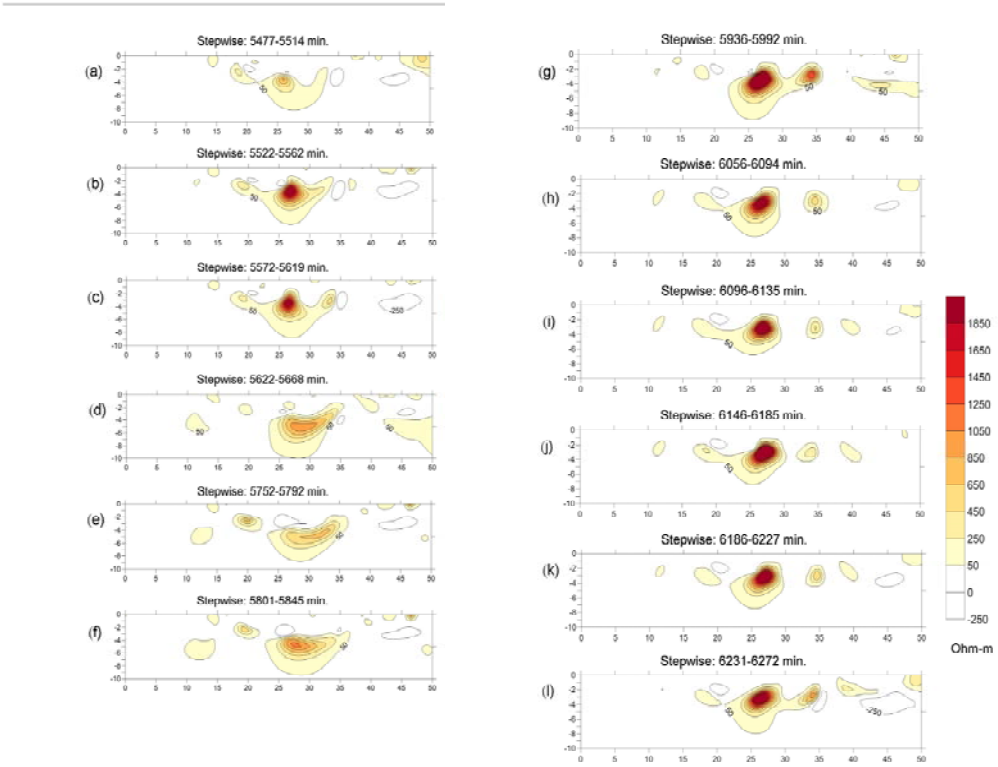


Figure 3. The resistivity differences of Inverted ERI images to the pre-pumping background collected during stepwise pumping test.

2. The difference of resistivity to the pre-pumping background during the continuous pumping phase

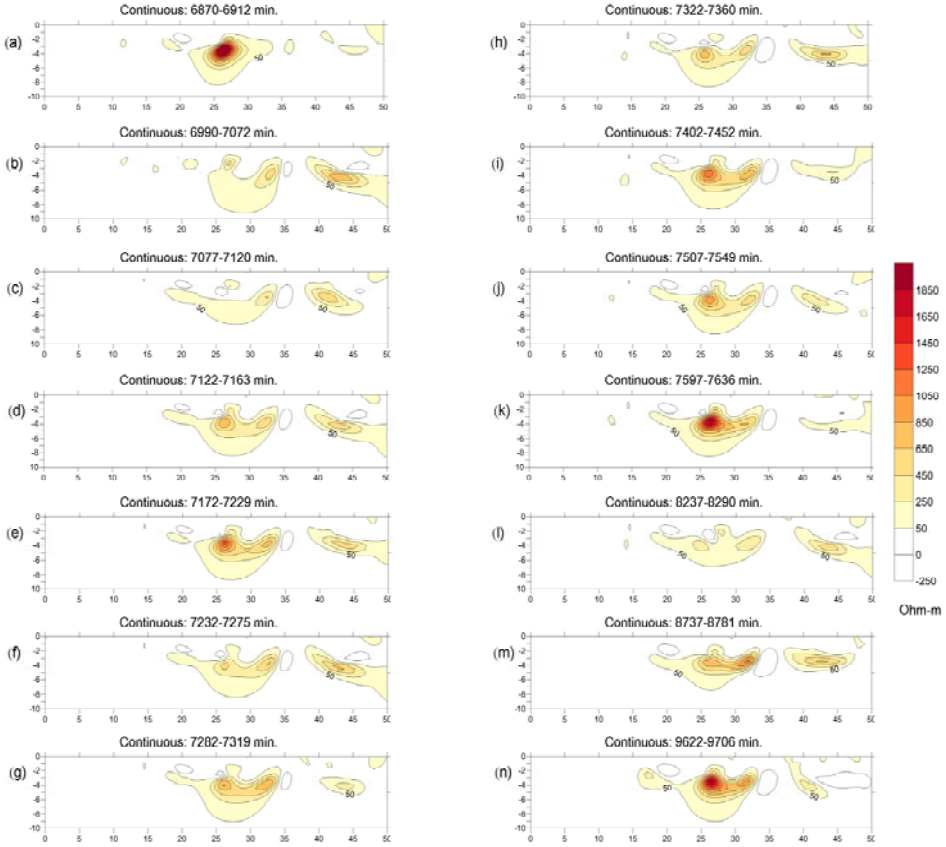


Figure 4. The resistivity differences of Inverted ERI images to the pre-pumping background collected during the continuous pumping test.

III. RESULTS

1.The drawdown cone imaged with the time-lapse ERI method

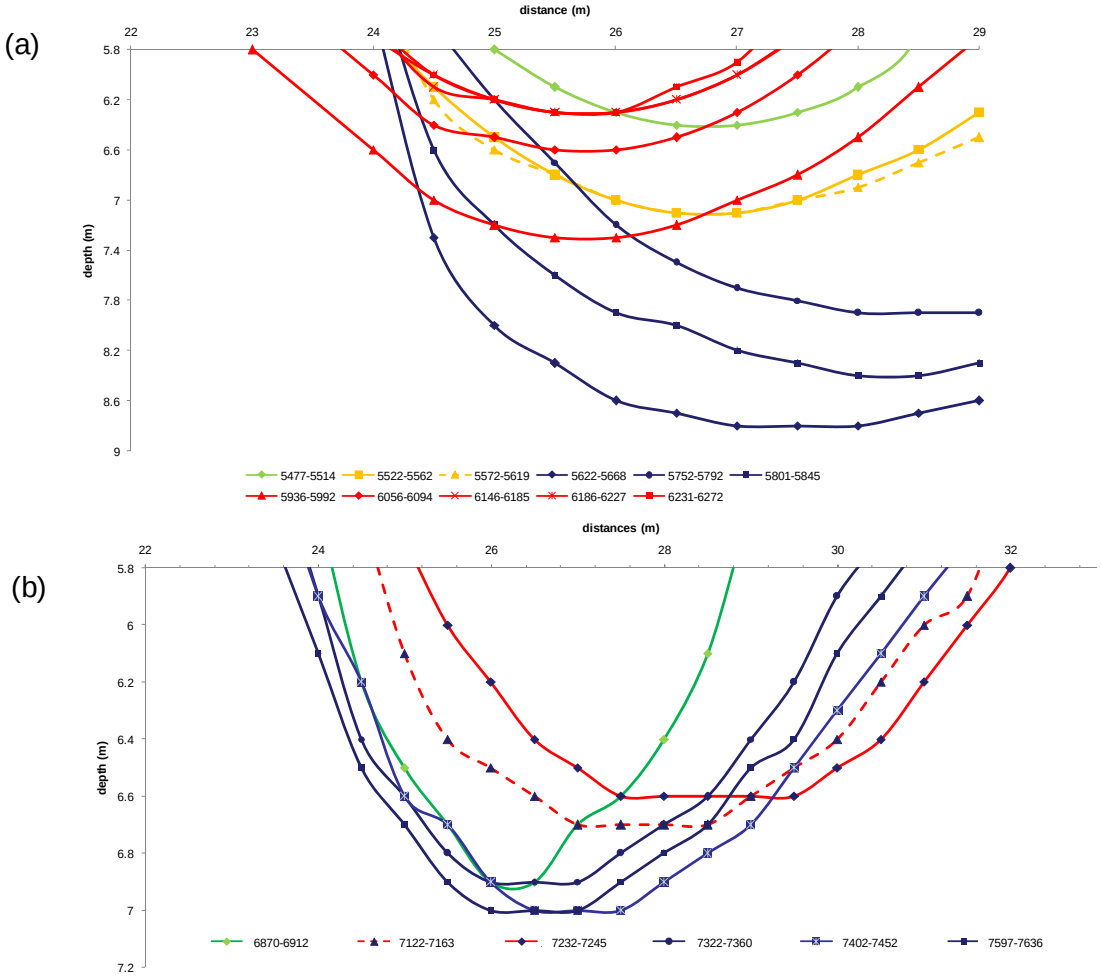


Figure 5. Variations of the of 140 Ohm-m resistivity-difference in (a) the stepwise pumping, and (b) the continuous pumping phases.

2. The estimated hydraulic parameters with the ERI results

(1) The estimation of the parameters

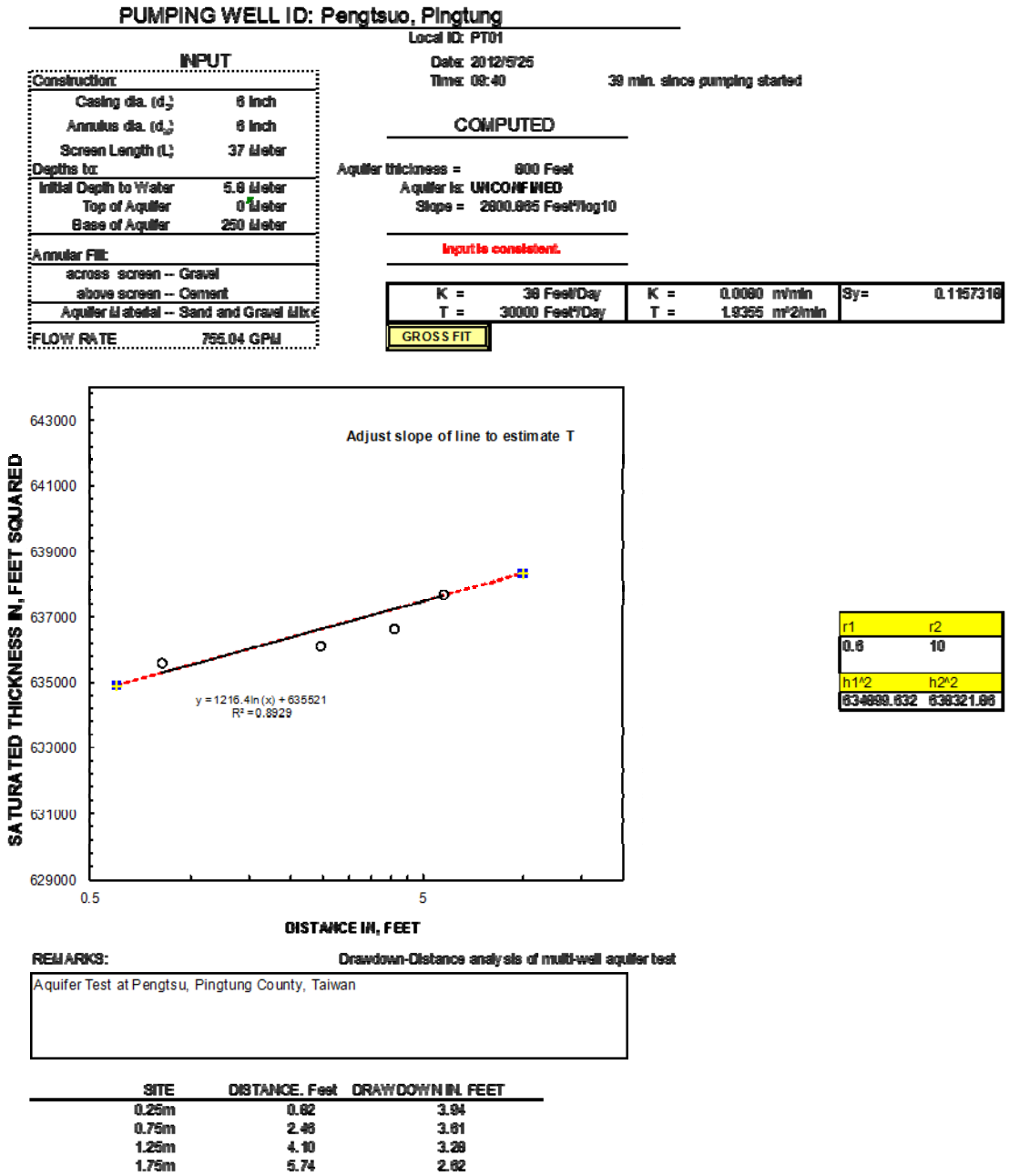


Figure 6. The calculation of the hydraulic parameters at 6870-6912 min. during the continuous pumping phase with the distance-drawdown equation for the unconfined aquifer (provided by Halford and Kuniasky (2002).

(2) A comparison of calculated and estimated parameters

	T(m^2/min)	Top_aquifer	Bottom_aquifer	K(m/min)	Sy
PreviousTest tin O1	1.4629	0	250	0.00585	0.129
PreviousTest tin O2	1.4317	0	250	0.005724	
P1well_Stepwise_5477-5514	0.3806	0	250	0.0015	
P1well_Stepwise_5572-5619	0.5097	0	250	0.0021	
P1well_Stepwise_6056-6094	0.9032	0	250	0.0038	
P1well_Countinuous_6870-691	1.9355	0	250	0.008	0.116
P1well_Countinuous_7122-716	1.9355	0	250	0.008	
P1well_Countinuous_7597-763	1.5484	0	250	0.0063	

Table 2. A summary for the hydraulic parameters calculated at difference pumping stages.

IV. CONCLUSIONS

We collected time-lapse electrical resistivity (ERI) images during a multi-phase pumping test. The results show that the resistivity are sensitive to the pumping activity. The shape of the region with resistivity increasing for over 140 Ohm-m varies with pumping activities and shows different pattern for the stepwise and continuous pumping. We tried to estimate the hydraulic parameters with the bottom curve of the region and the distance-drawdown equation for unconfined aquifers. As shown in table 2, the estimated Hydraulic conductivity and the transmissivity is much less than the value calculated from the water level measurements in the stepwise pumping test. On the other hand, the resistivity-estimated hydraulic conductivity and specific yield is consistent to that calculated from the water level measurements in the continuous pumping phase.

肆、心得與建議:

AGU Fall Meeting 國際會議，由於參加專家學者人數眾多，加上探討的議題廣泛，已經成為國際上地球科學領域最重要的會議之一，特別是由於地理位置的關係，近年來已經成為亞太地區最重要的地球科學盛會之一。本年度的議題主要聚焦在極端氣候與變遷、能源與資源、以及環境與汙染等主題上。另外，也對於地球觀測的不確定性與預測性提出全面探討，以了解如何因應極端氣候與未知之地球災害做出先期預警。其中研究主題亦包括水文、地下水及水資源等相關領域，本次的會議中，我們觀察到跨領域合作已經成為一項新興的議題，本團隊與其它研究團隊所合作，跨傳統地下水抽水試驗與地球物理時序量測之研究，也引起其他國際團隊的高度興趣，在相互交流上亦有豐碩的收獲。

另外，由會議安排的主題與發表之論文中可以發現。跨領域、集合多智慧專家系統進行大量資料自動處理，以及多元感測資料/儀器的開發，逐漸成為下一世代地球科學研究與貢獻社會的重點之一，惟這些下一世代剛展露曙光的研究，仍需基礎而重要的研究工作累積與開展。最後，由於本次會議發表的文章眾多(超過兩萬篇論文)，幾乎可以滿足對於各種不同議題有著不同興趣的專家學者，也可以經由個別的交談與溝通促進彼此的研究更上層樓，因此，整個會場就像一座地科學家智慧的寶庫，因此建議未來參加的其他專家學者，可在事前做好各種規劃，選定重點議題，必能滿載而歸。