



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



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°C，一月平均氣溫在15-16°C之間，七月平均氣溫在27-28°C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(林朝榮, 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(林朝榮, 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。

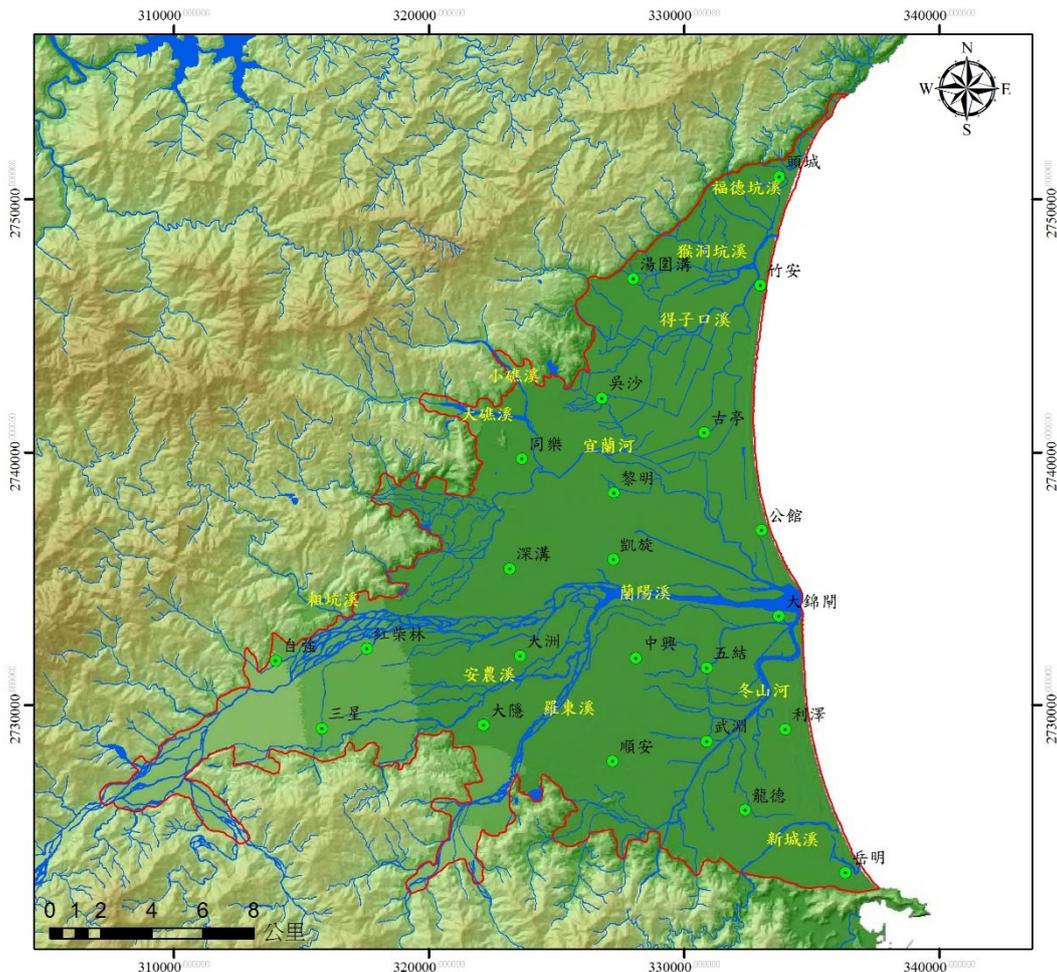


圖 1.2-1 蘭陽平原地形單元及水系圖

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砂質片岩，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。

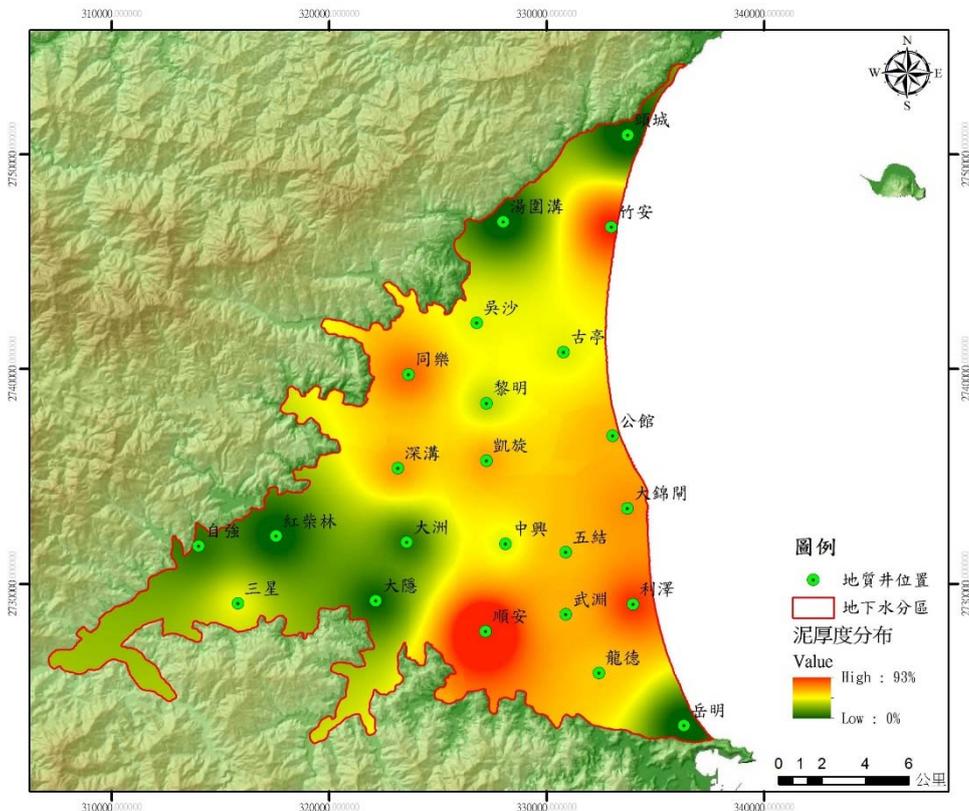


圖 1.2-2 蘭陽平原泥層厚度分布圖

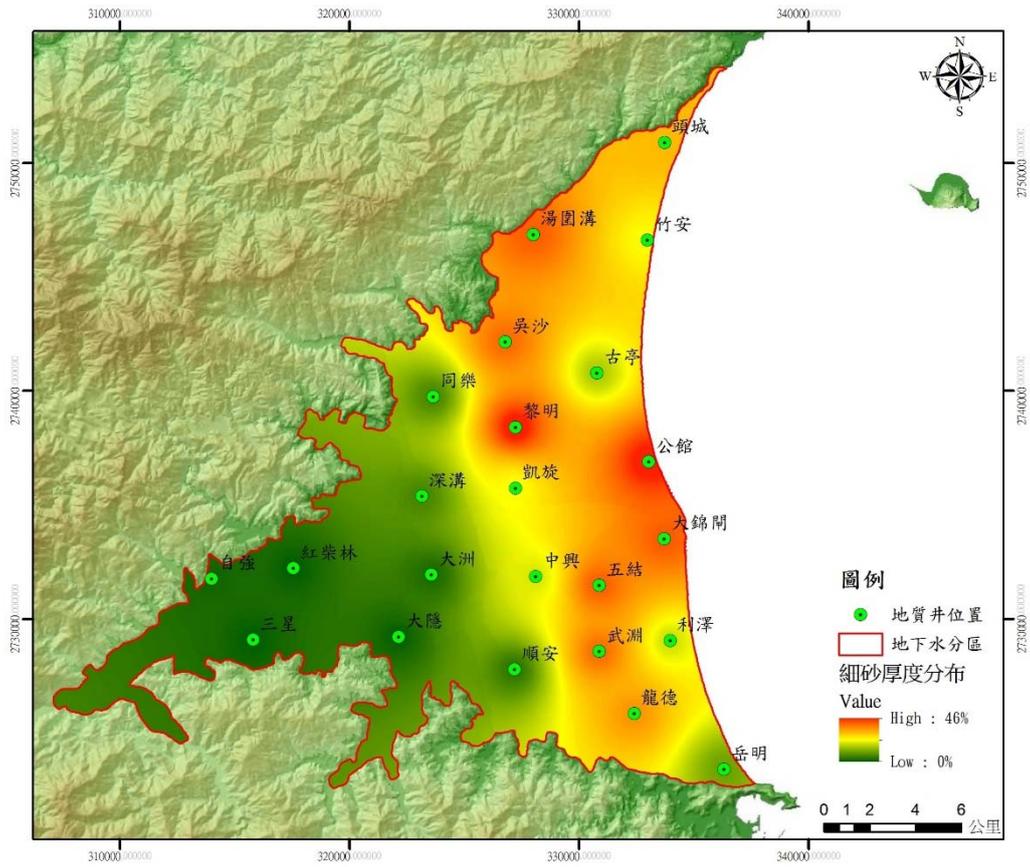


圖 1.2-3 蘭陽平原細砂厚度分布圖

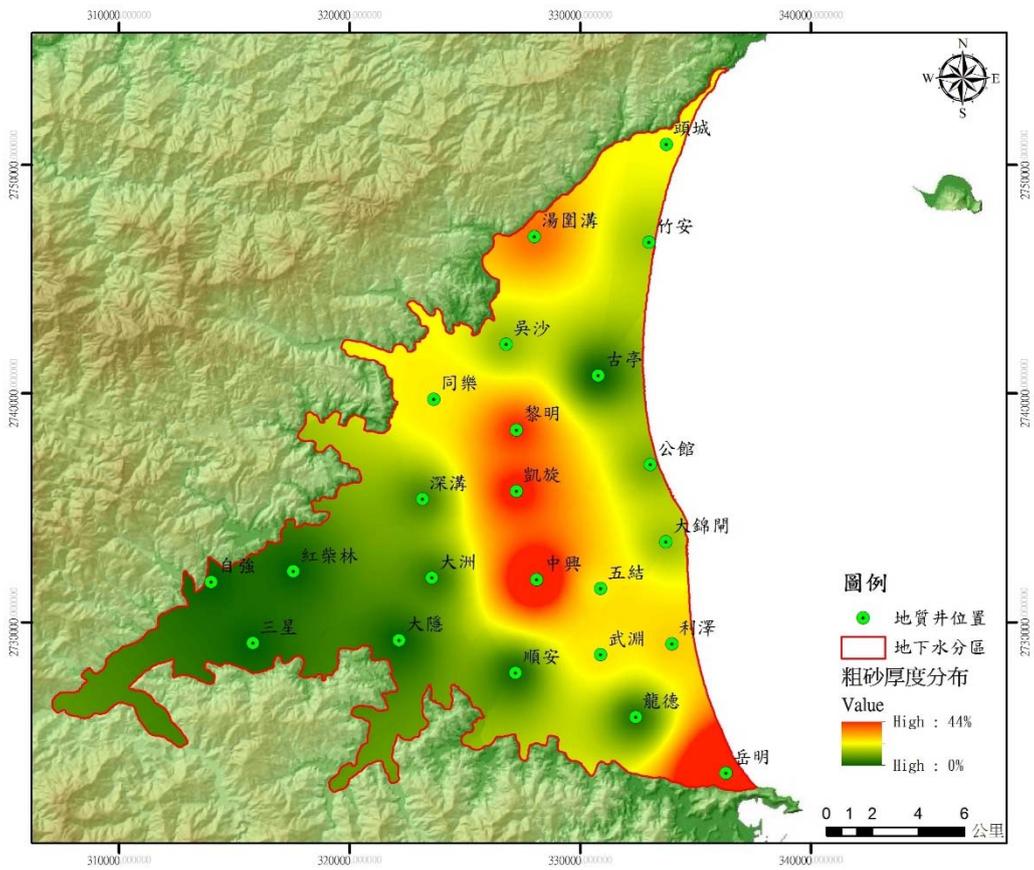


圖 1.2-4 蘭陽平原粗砂厚度分布圖

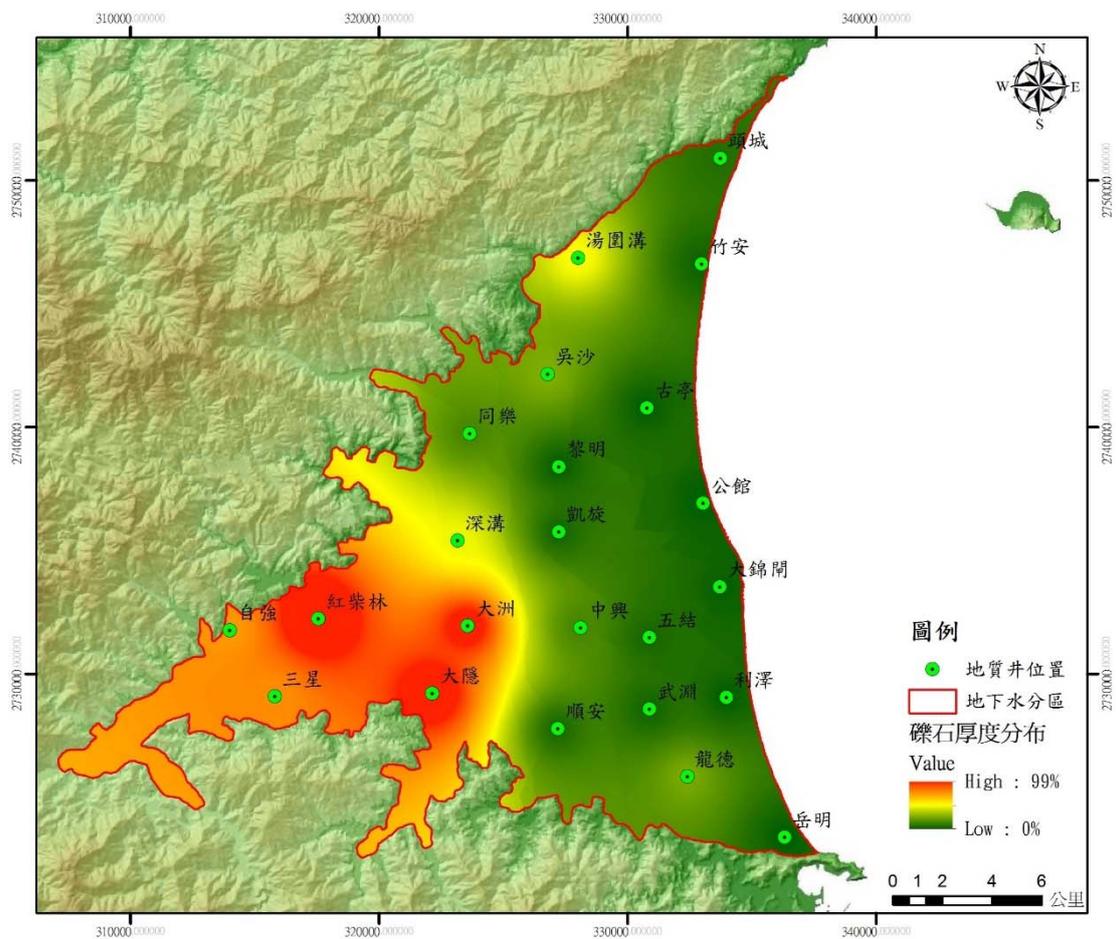


圖 1.2-5 蘭陽平原礫石厚度分布圖

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 (m)	X (m)	Y (m)	Z (m)	分層
			起點(m)	終點(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

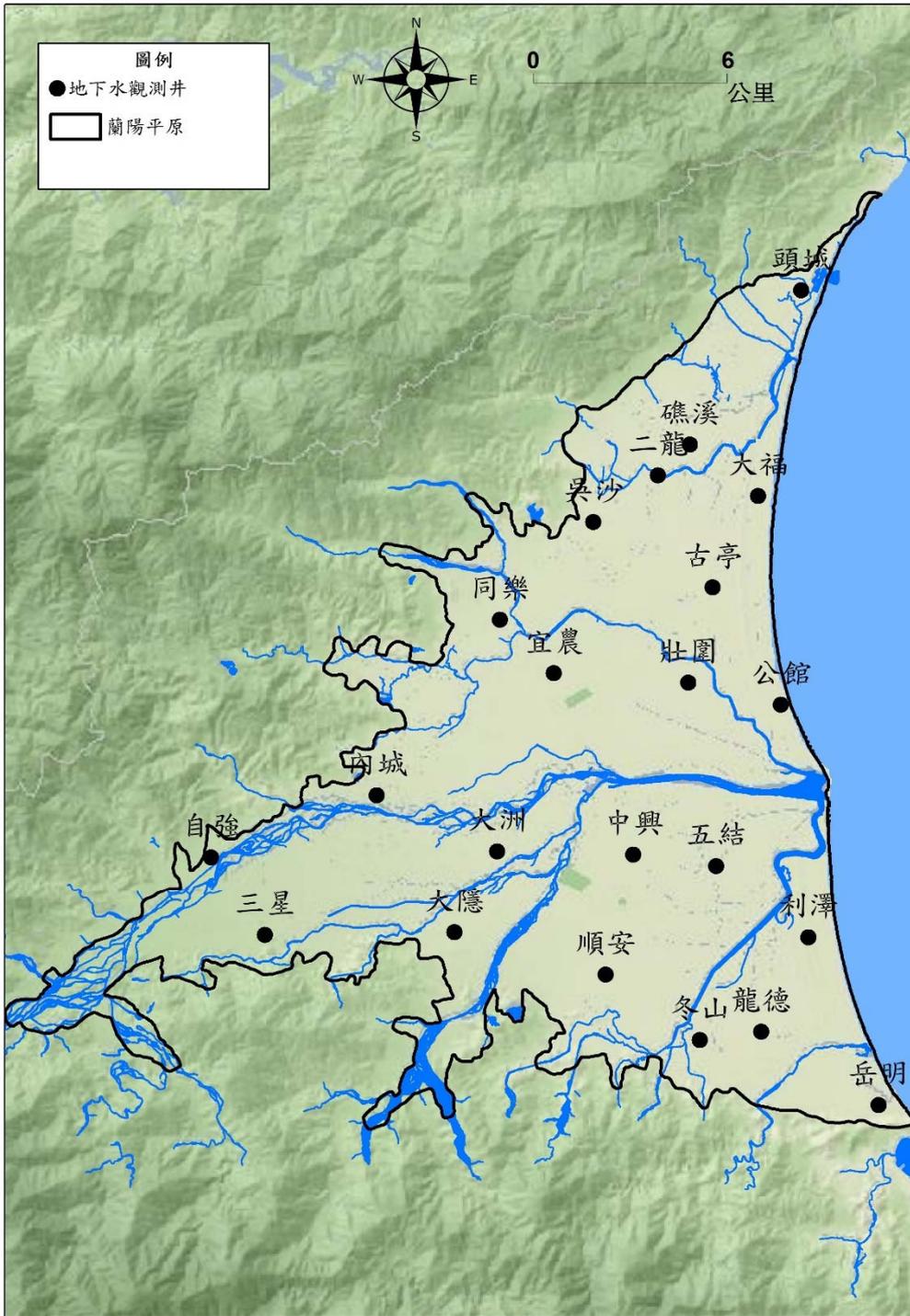


圖 1.2-6 蘭陽平原觀測井位置圖

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	大錦開	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

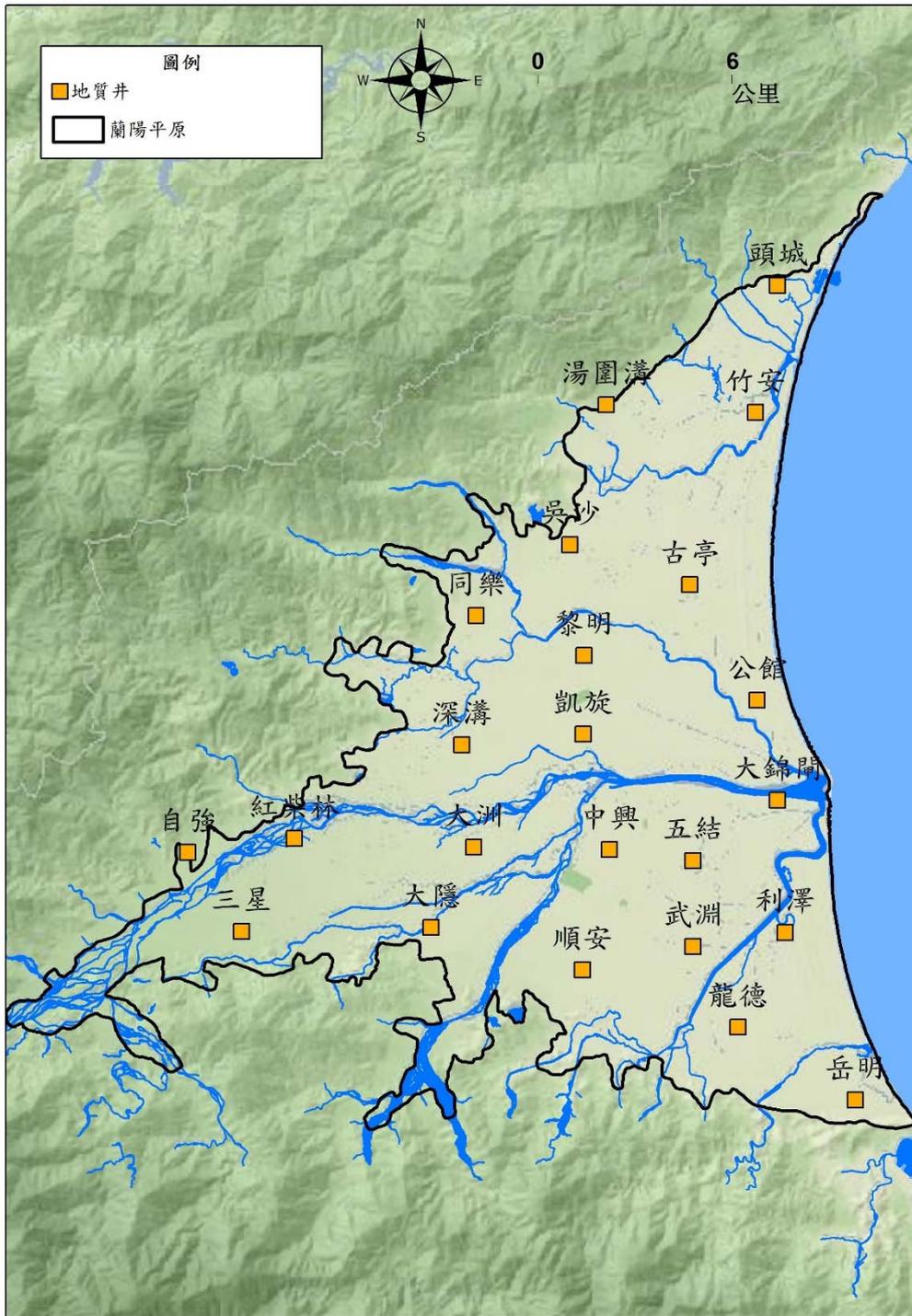


圖 1.2-7 蘭陽平原地質鑽探井位置圖

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壤中的含水量，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。

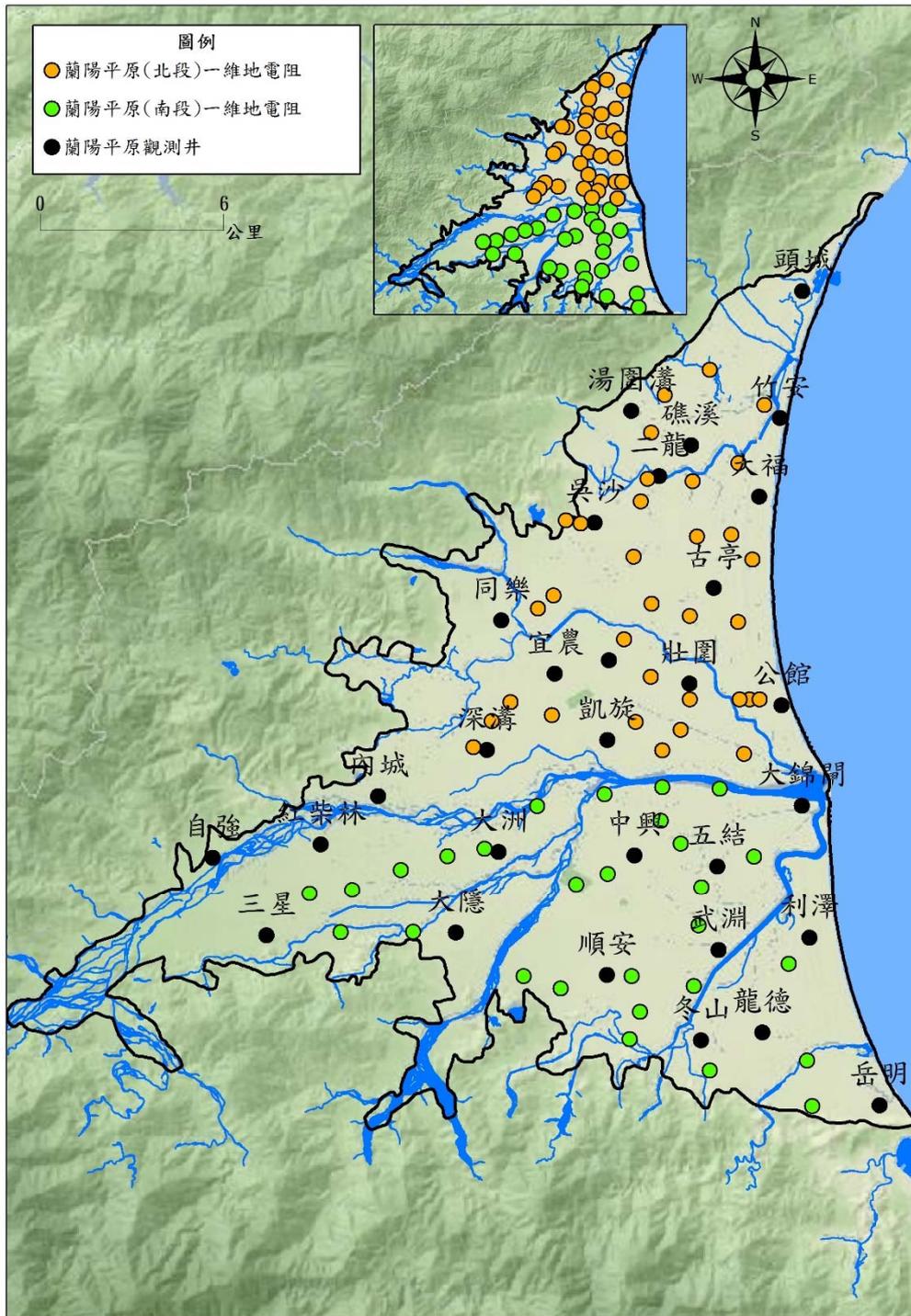


圖 3.1-1 蘭陽平原地下水觀測井分布以及一維地電阻測站分布

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。

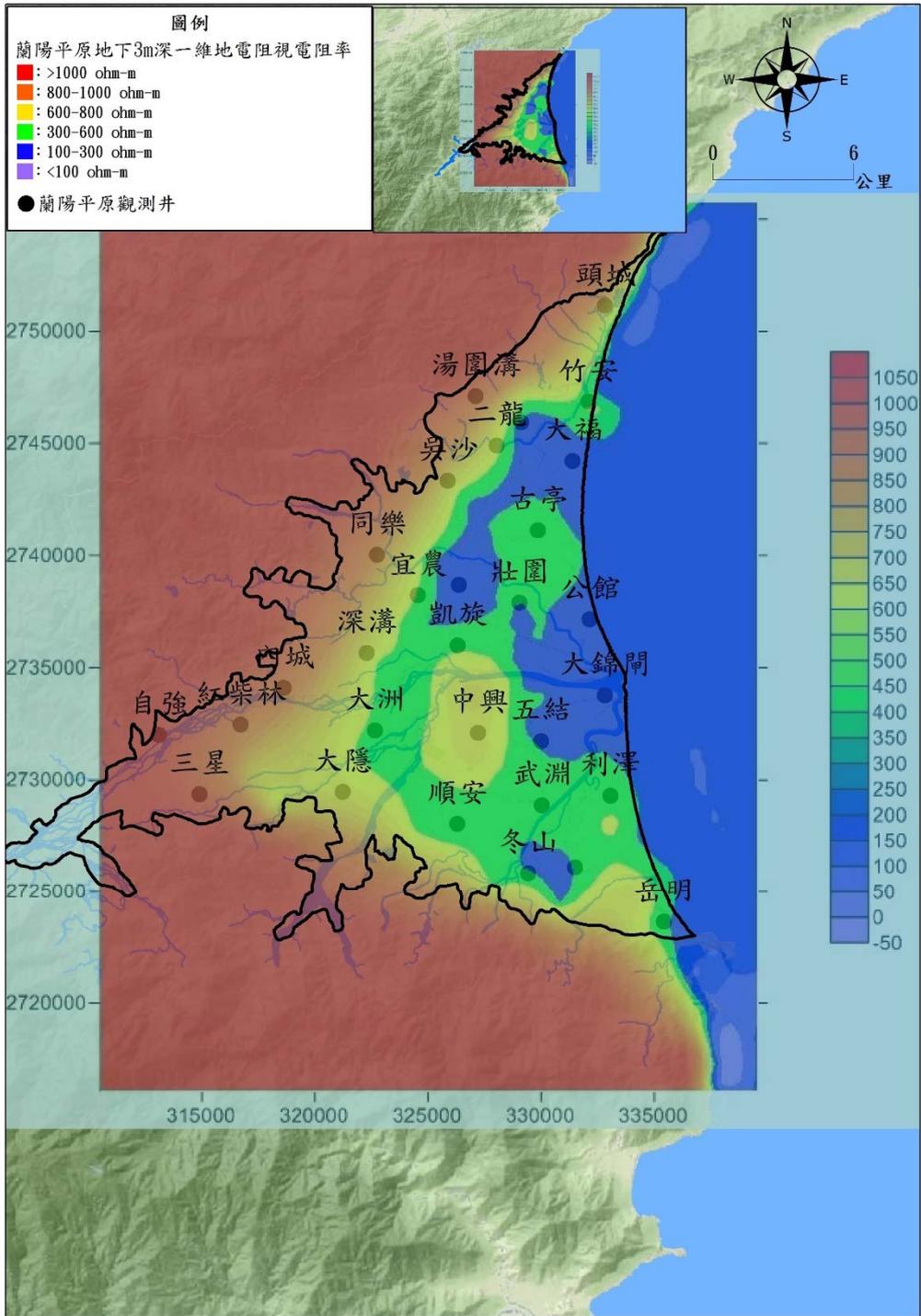


圖 3.1-2 蘭陽平原半展距 3m 深之一維地電阻視電阻率分布

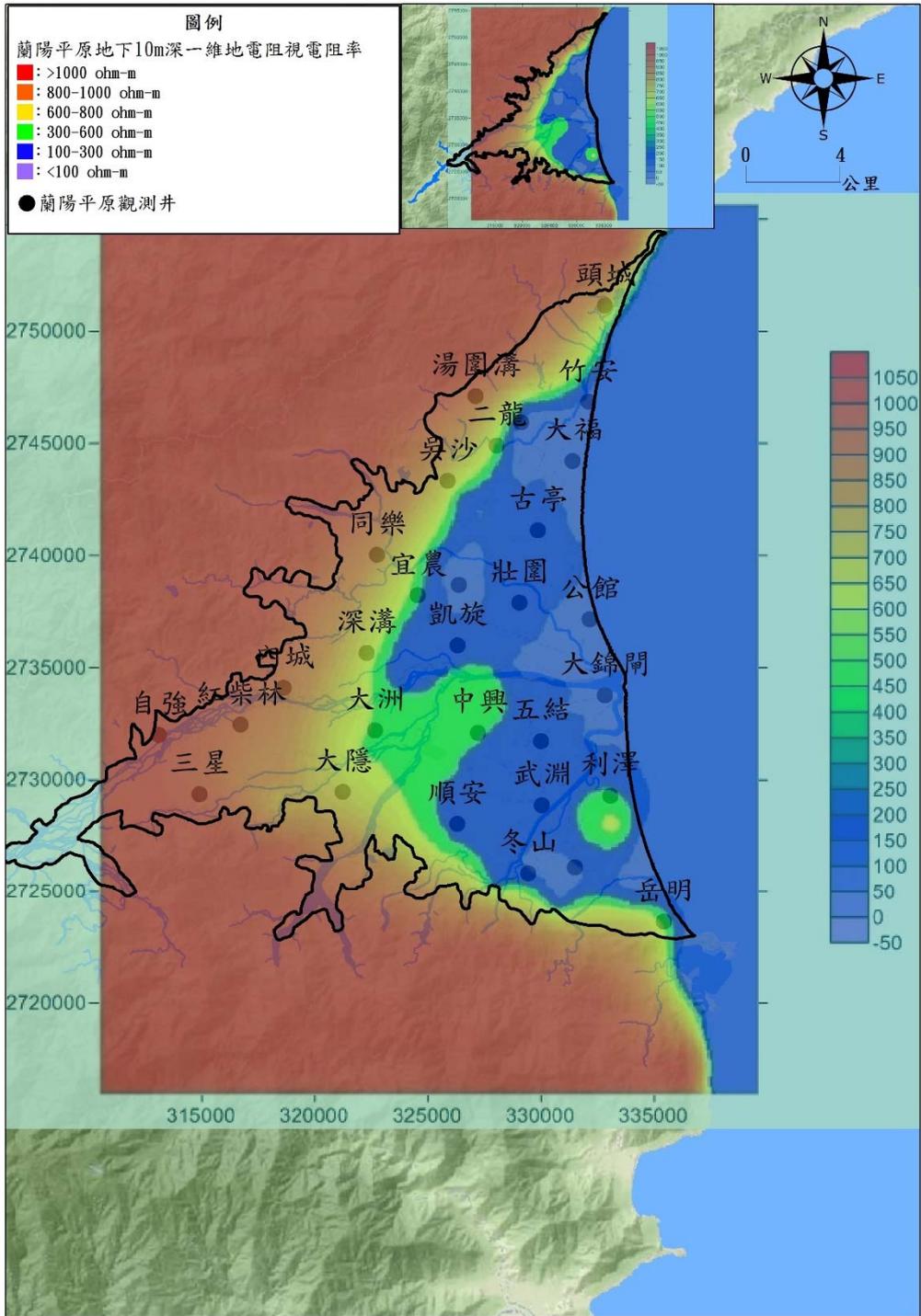


圖 3.1-3 蘭陽平原半展距 10m 深之一維地電阻視電阻率分布

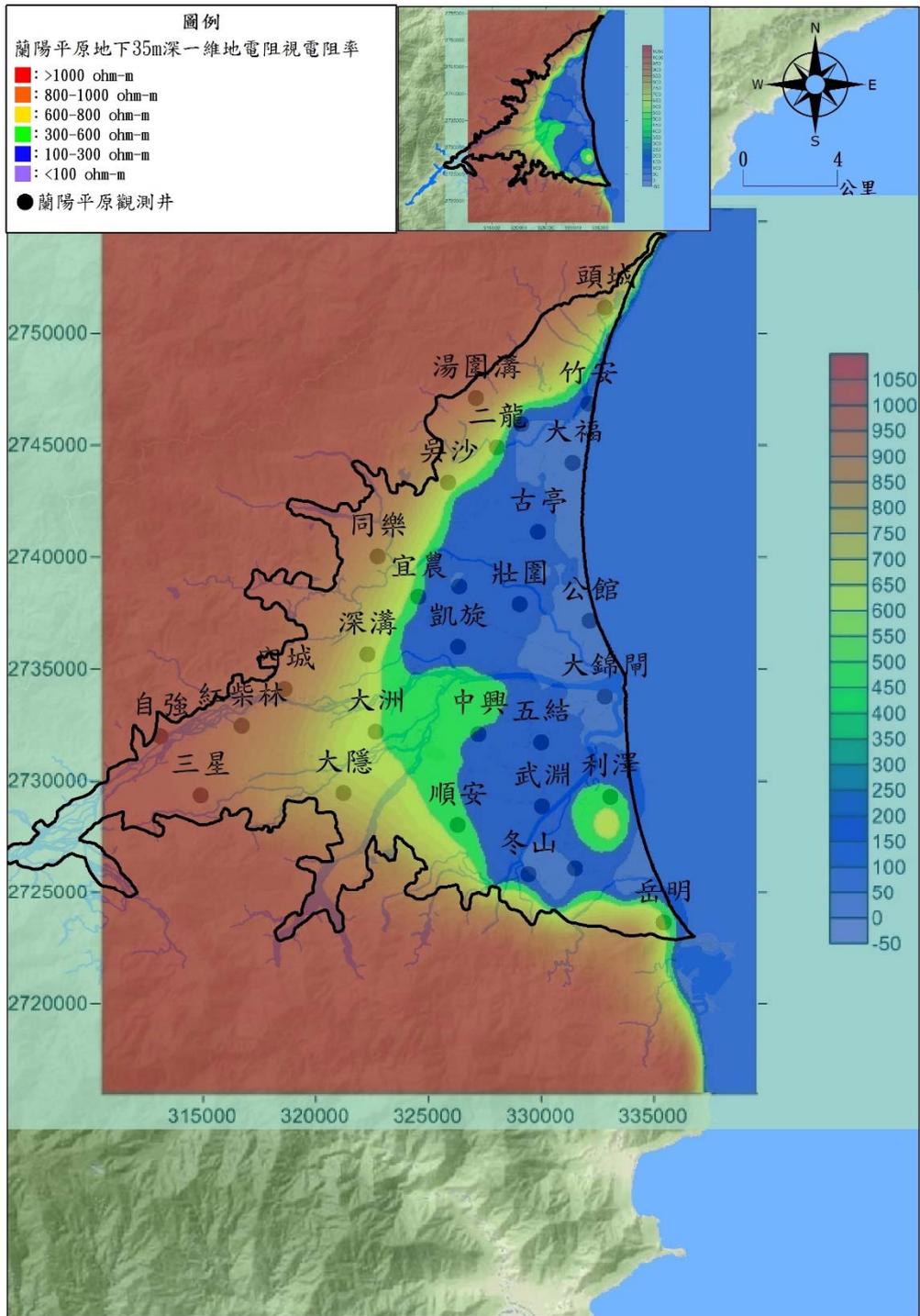


圖 3.1-4 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率分布

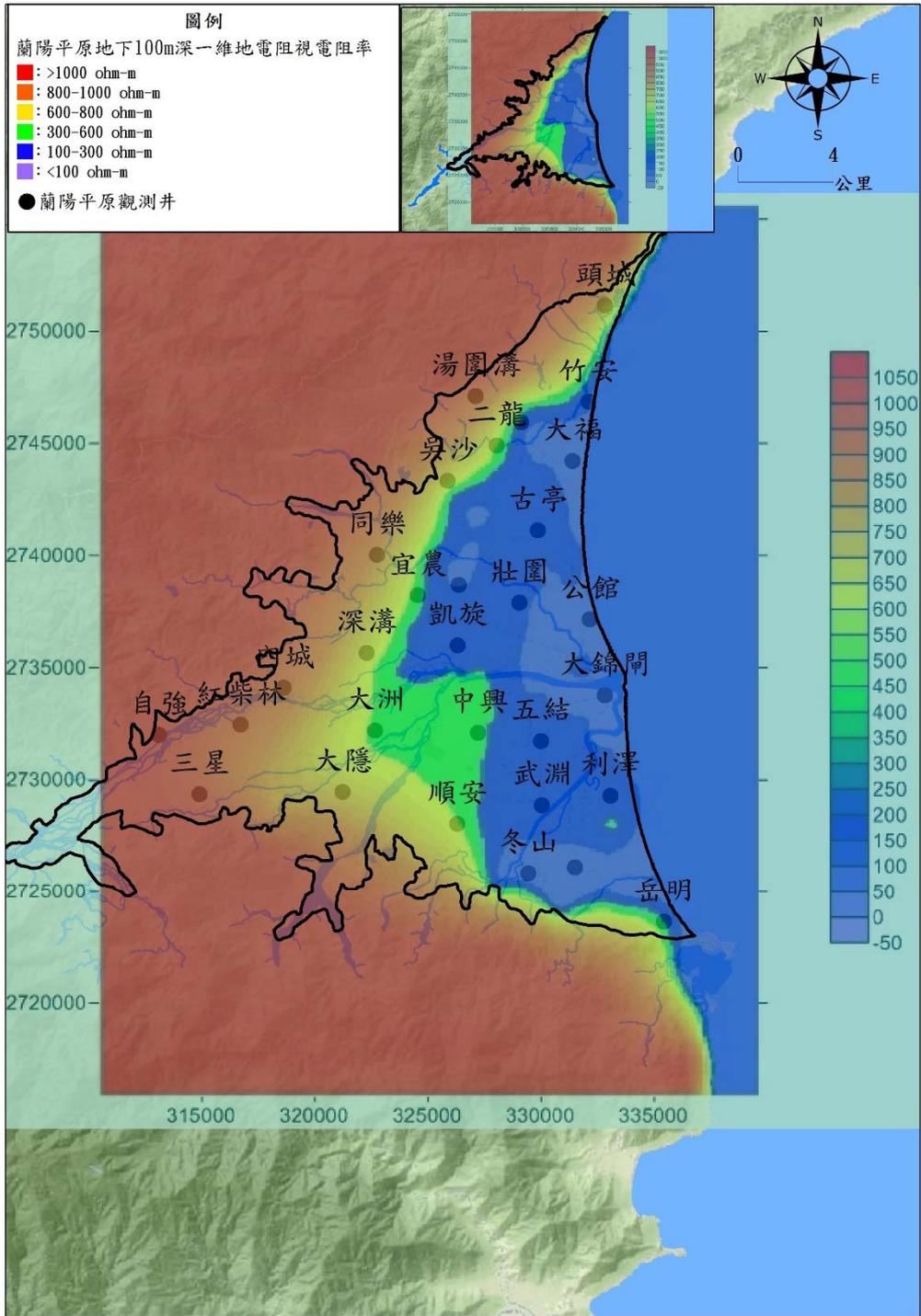


圖 3.1-5 蘭陽平原半展距 100m 深之一維地電阻視電阻率分布

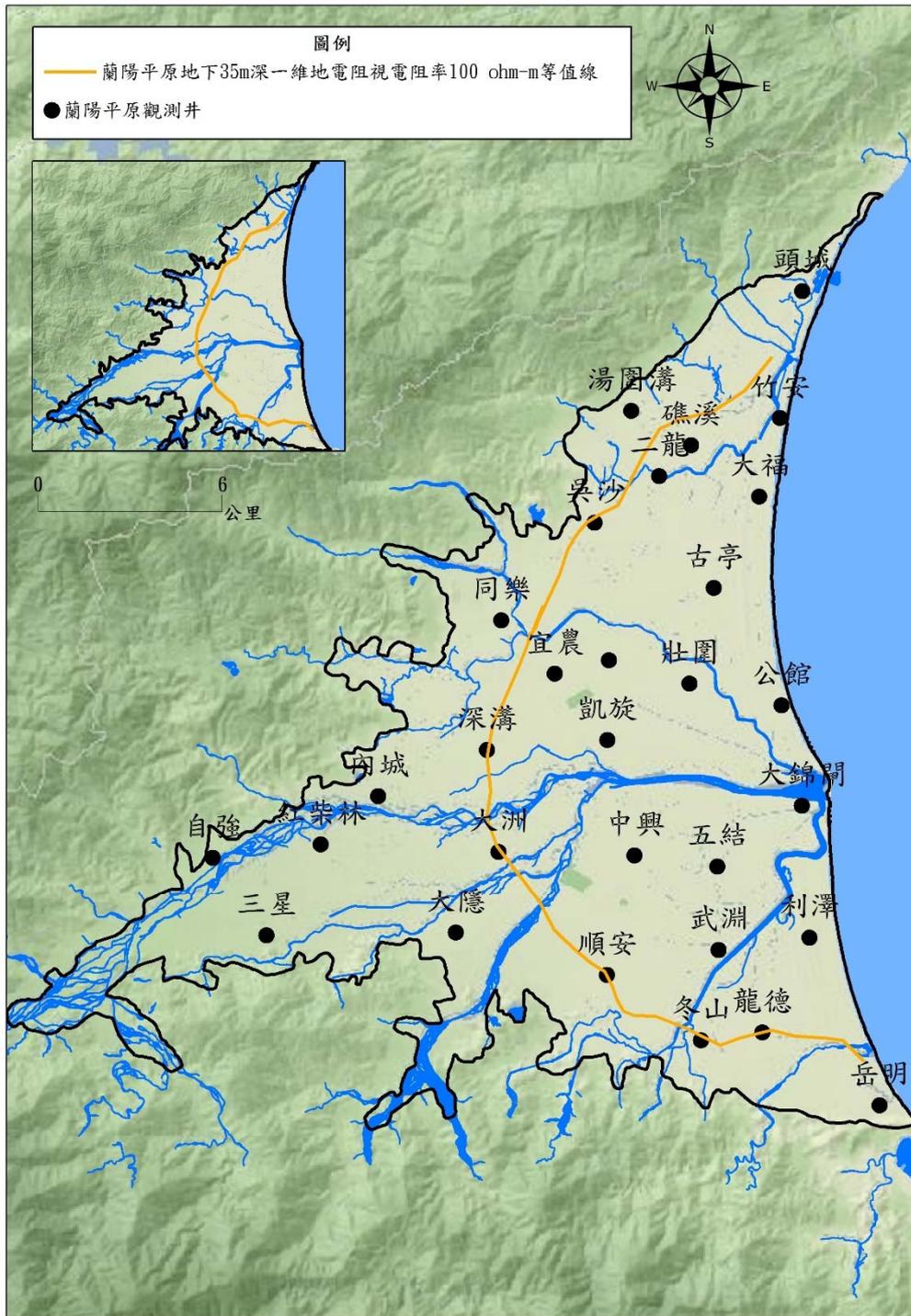


圖 3.1-6 蘭陽平原半展距 35m 深之一維地電阻視電阻率 100 ohm-m 等值線分布

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。

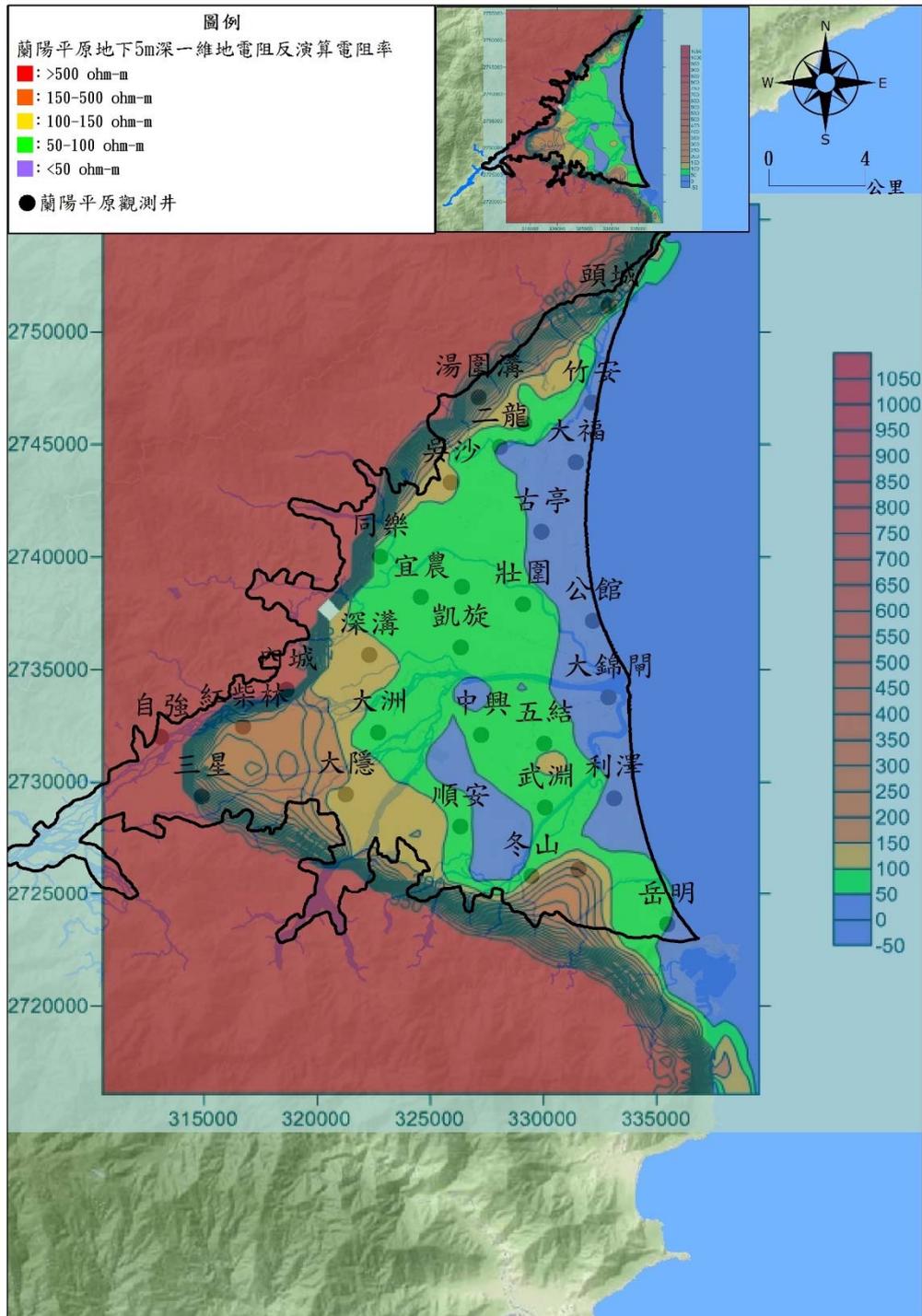


圖 3.2-1 蘭陽平原半展距 5m 深一維地電阻反演算影像

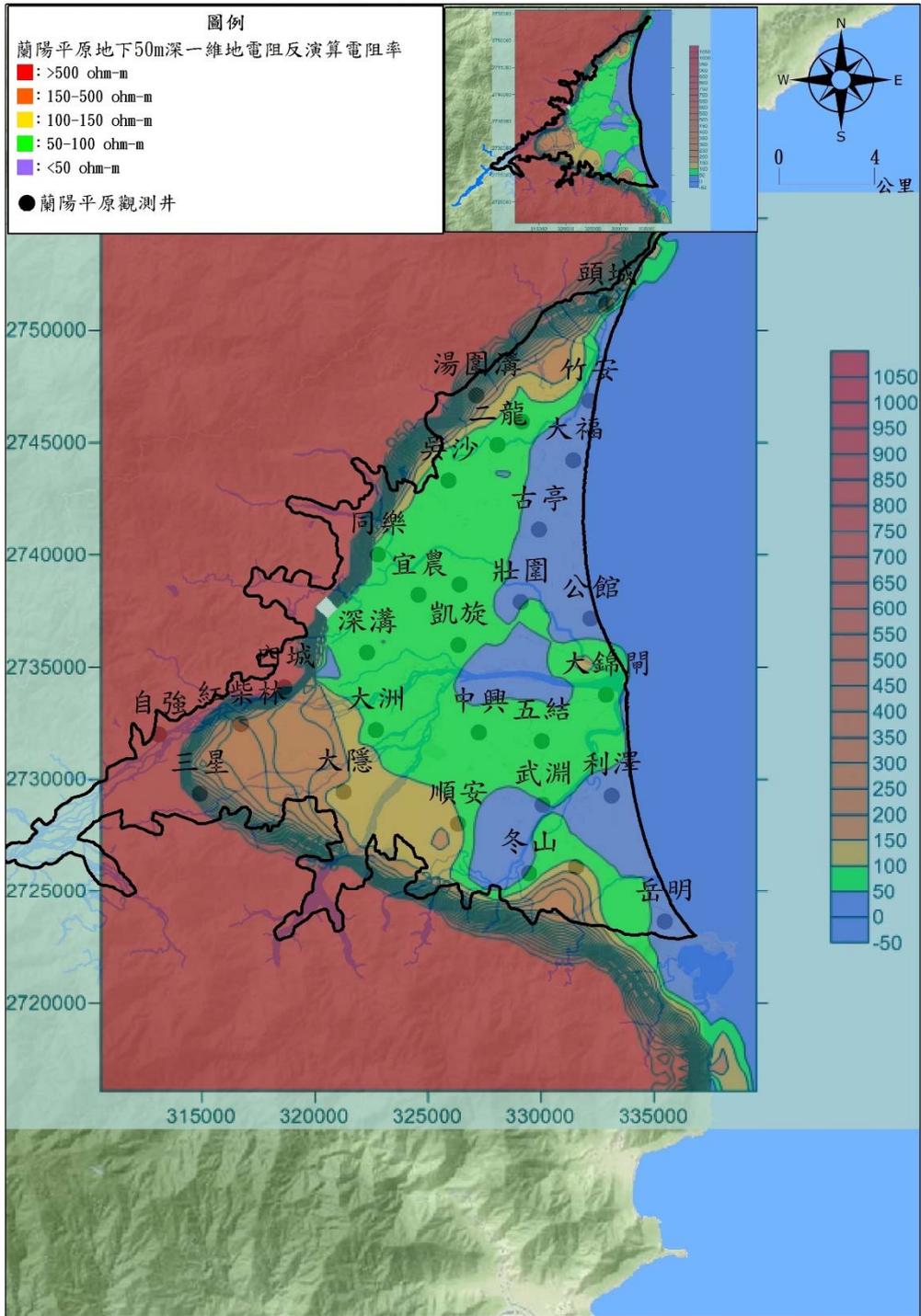


圖 3.2-2 蘭陽平原半展距 50 m 深一維地電阻反演算影像

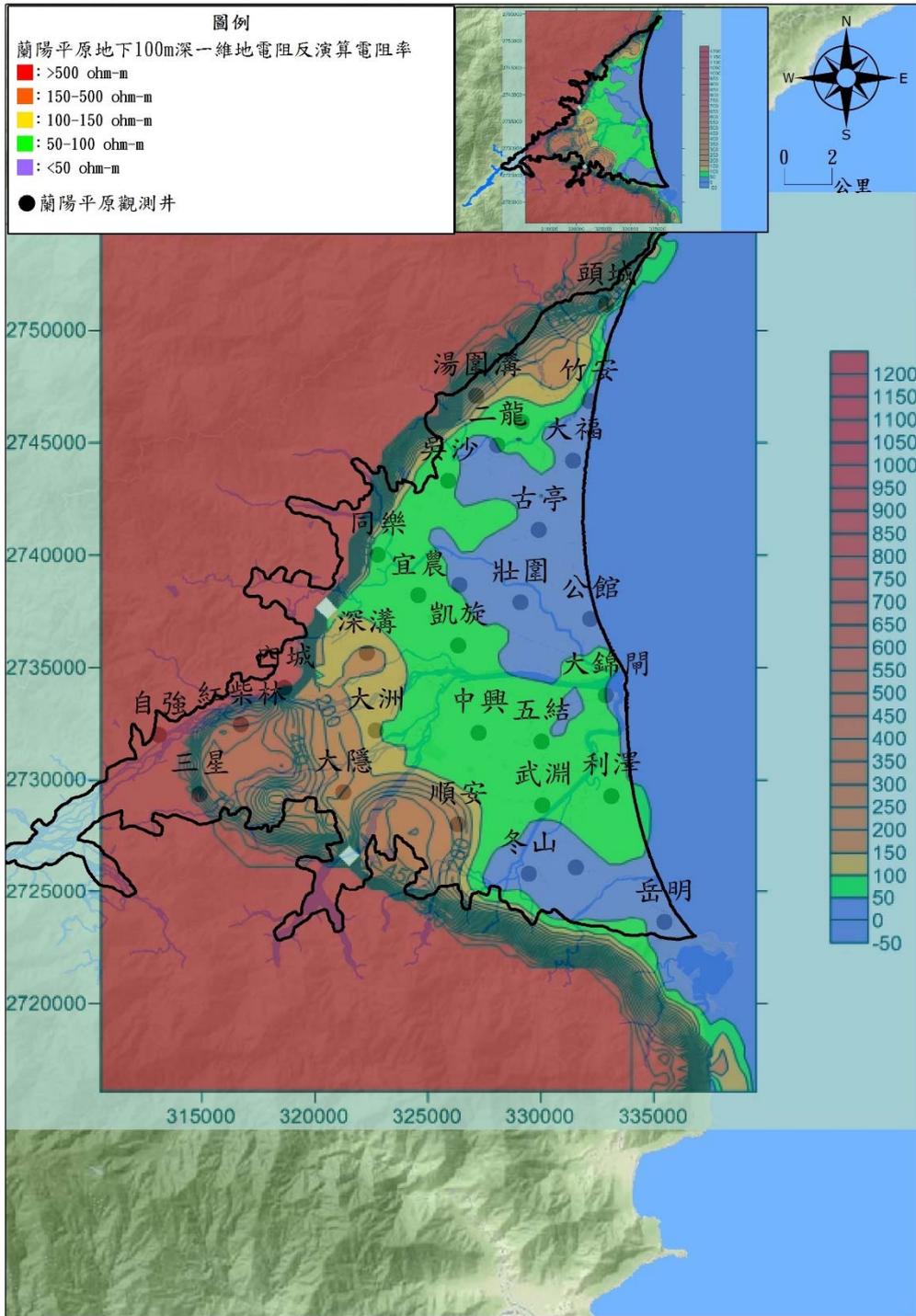


圖 3.2-3 蘭陽平原半展距 100 m 深一維地電阻反演算影像

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)。

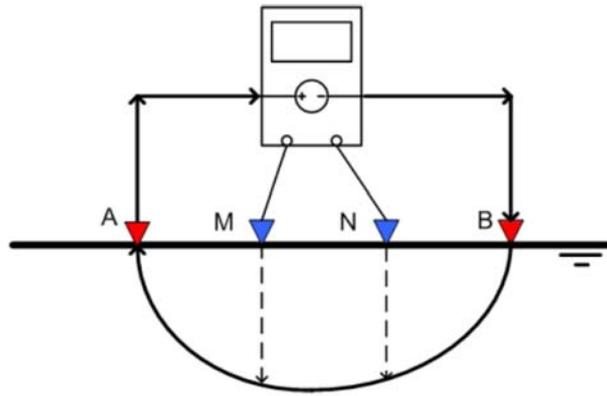


圖 4.1-1 地電阻探測儀器示意圖

根據歐姆定律，電流(I)與電壓(V)成正比，而與電阻(R)成反比：

$$V = IR \dots\dots\dots(\text{式 4.1-1})$$

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：

$$R = \rho \frac{l}{A} \dots\dots\dots(\text{式 4.1-2})$$

$$\rho = R \frac{A}{l} \dots\dots\dots(\text{式 4.1-3})$$

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。

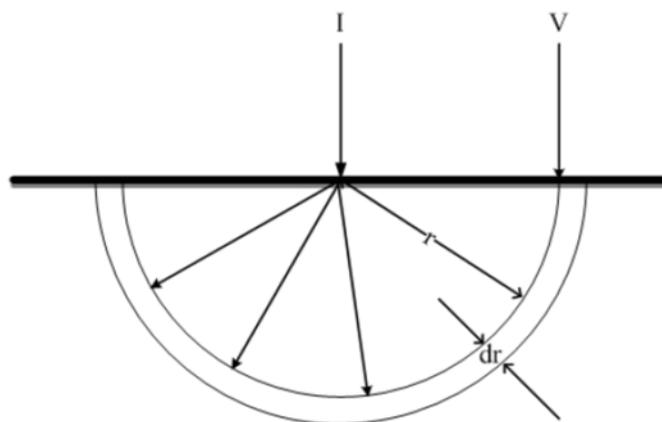


圖 4.1-2 電流流動示意圖

透過歐姆定律(式 4.1-1)定義電位差穿過此殼層電位差為：

$$dv = I(R) = I \left(\rho \frac{l}{A} \right) = I \left(\rho \frac{dr}{2\pi r^2} \right) \dots\dots\dots(\text{式 4.1-4})$$

故距單電流極 D 之任一點其電位為：

$$\begin{aligned}
 V &= \int_D^{\infty} dv \\
 &= \frac{I\rho}{2\pi} \int_D^{\infty} \frac{dr}{r^2} \\
 &= \frac{\rho I}{2\pi D} \dots\dots\dots(\text{式 4.1-5})
 \end{aligned}$$

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：

$$\begin{aligned}
 \Delta V &= (V_{\overline{AM}} - V_{\overline{AN}}) - (V_{\overline{BM}} - V_{\overline{BN}}) \\
 &= \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \right] \\
 \rho &= \frac{\Delta V 2\pi}{I} \left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \right]^{-1} \dots\dots\dots(\text{式 4.1-6})
 \end{aligned}$$

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：

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

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 (Schlumberger 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。

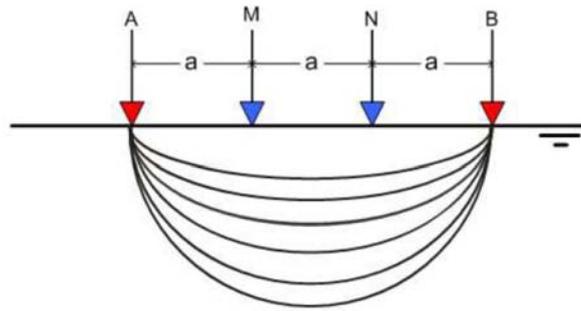


圖 4.1-3 溫奈排列 (Wenner Array) 示意圖

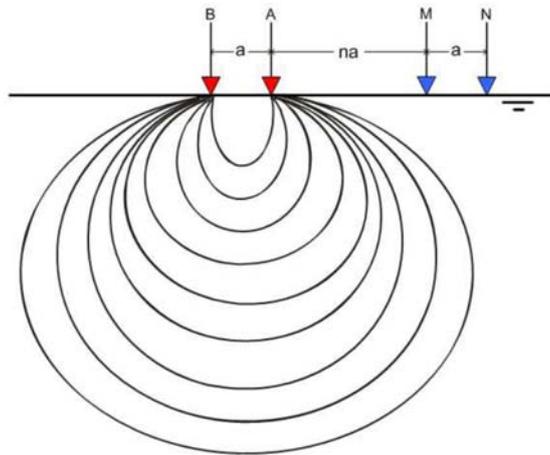


圖 4.1-4 雙偶極排列 (Dipole-dipole Array) 示意圖

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。

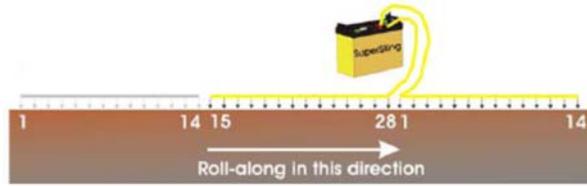


圖 4.1-5 二維地電阻剖面影像探測示意圖

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。

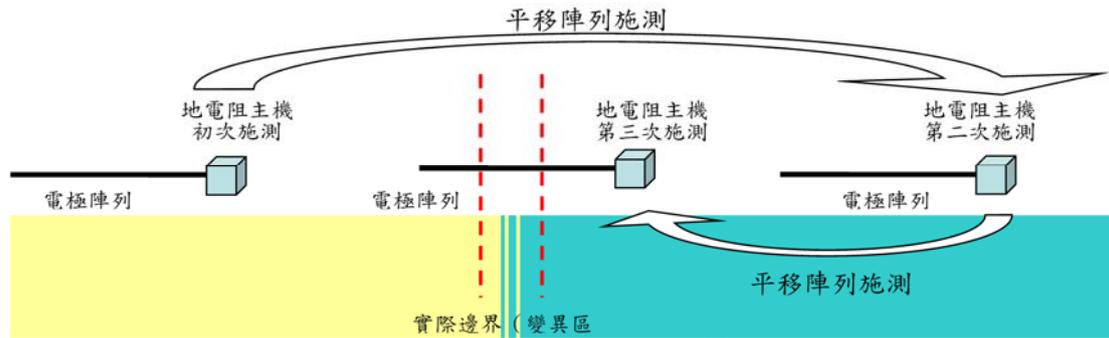


圖 4.2-1 地電阻平移式陣列施測方式示意圖

(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。

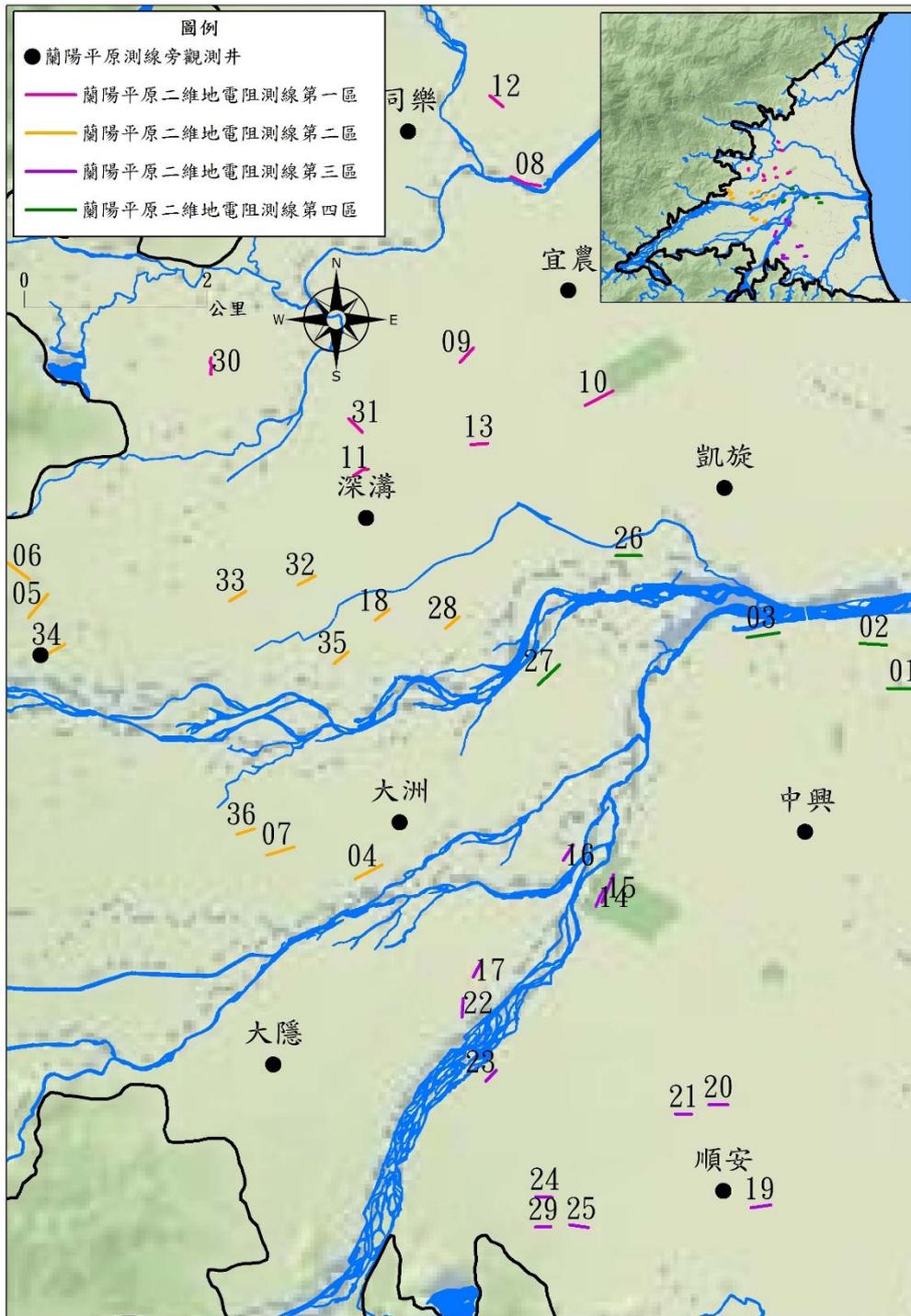


圖 4.3-1 蘭陽平原地電阻已施測二維地電阻測線位置分布圖

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。

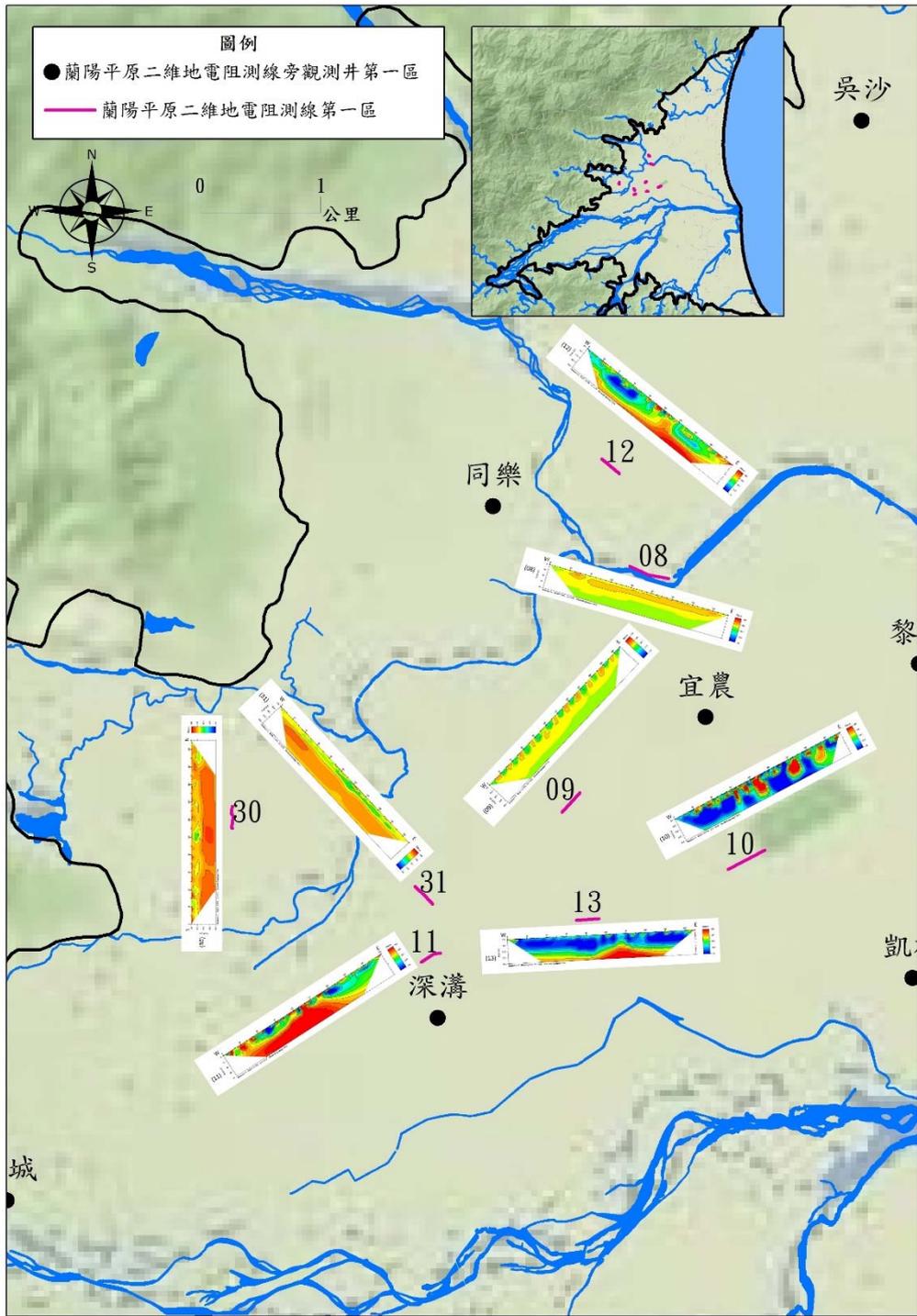


圖 4.3-2 蘭陽溪以北第一區完成之二維地電阻剖面分布位置

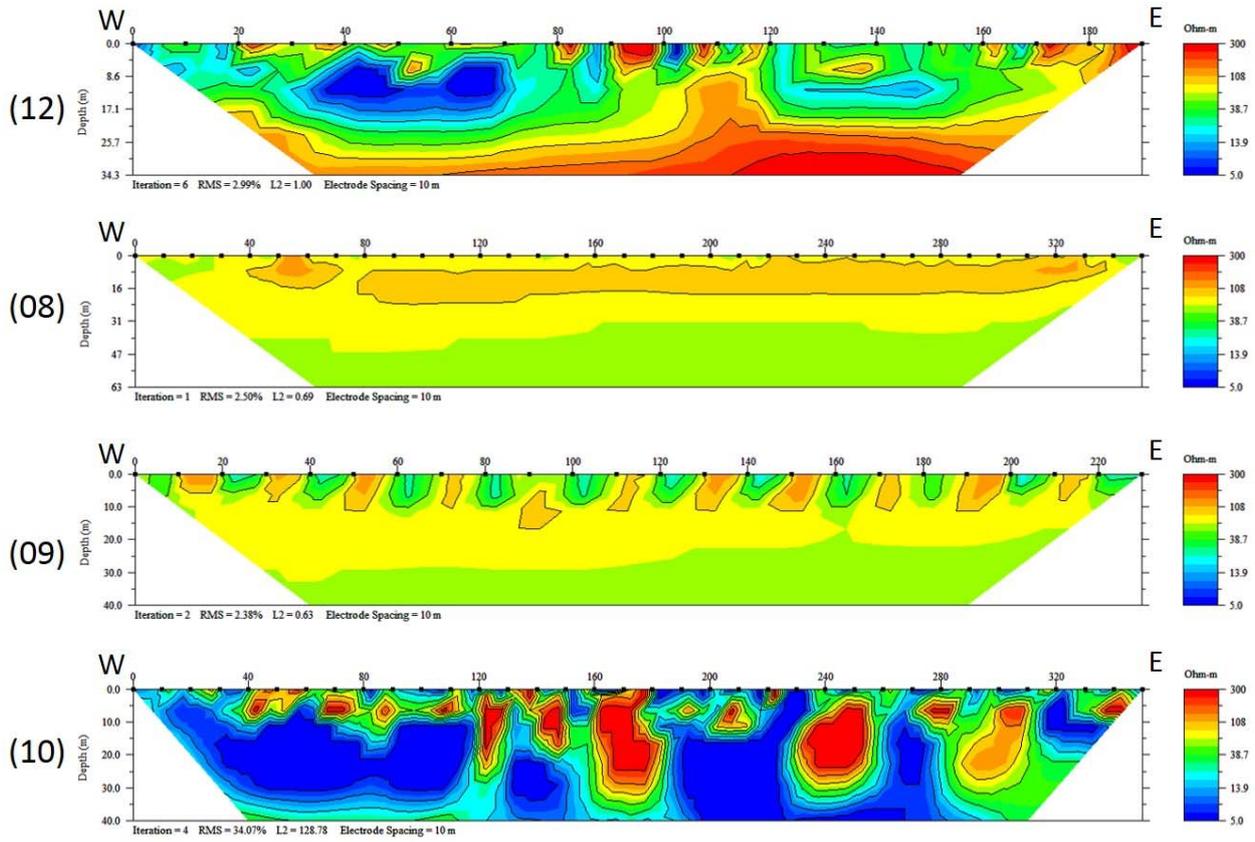


圖 4.3-3 Line 12、8、9、10 之地電阻剖面二維反演算影像

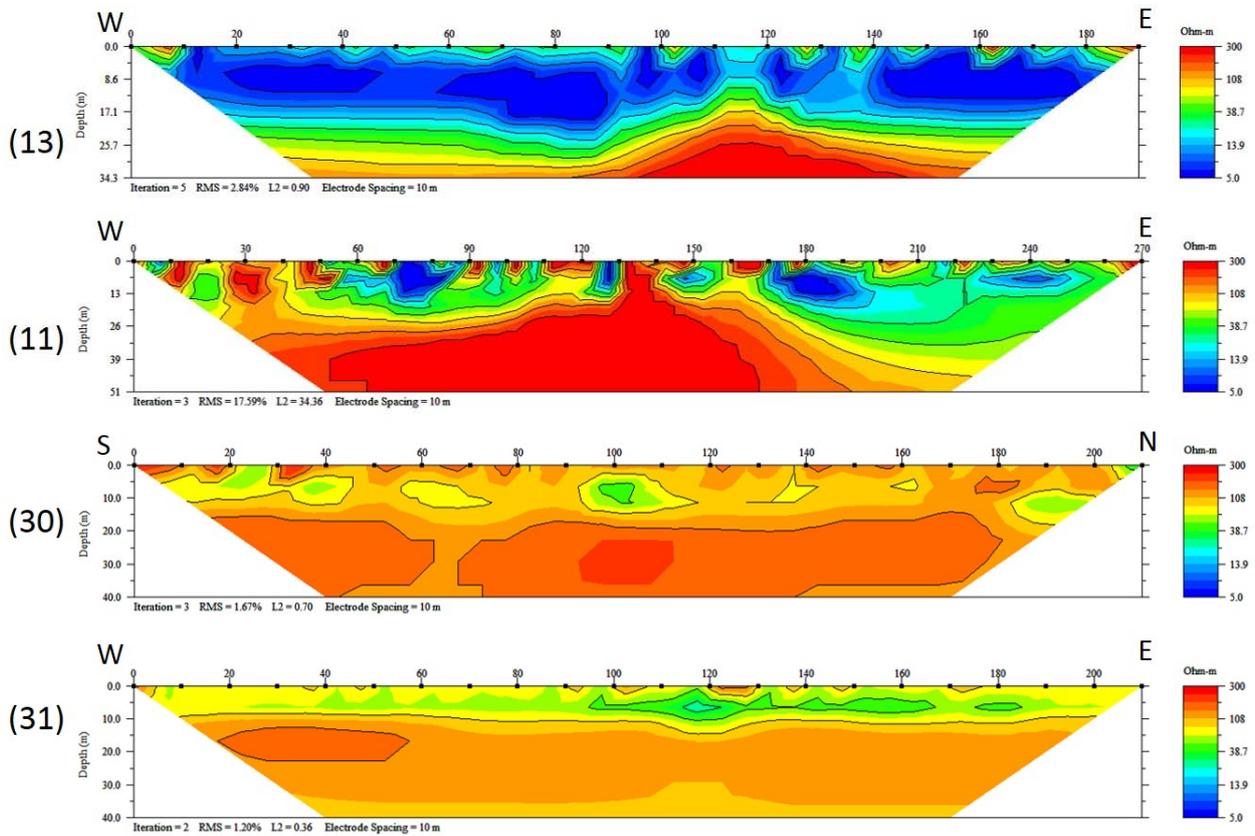


圖 4.3-4 Line 13、11、30、31 之地電阻剖面二維反演算影像

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 Line 34 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。

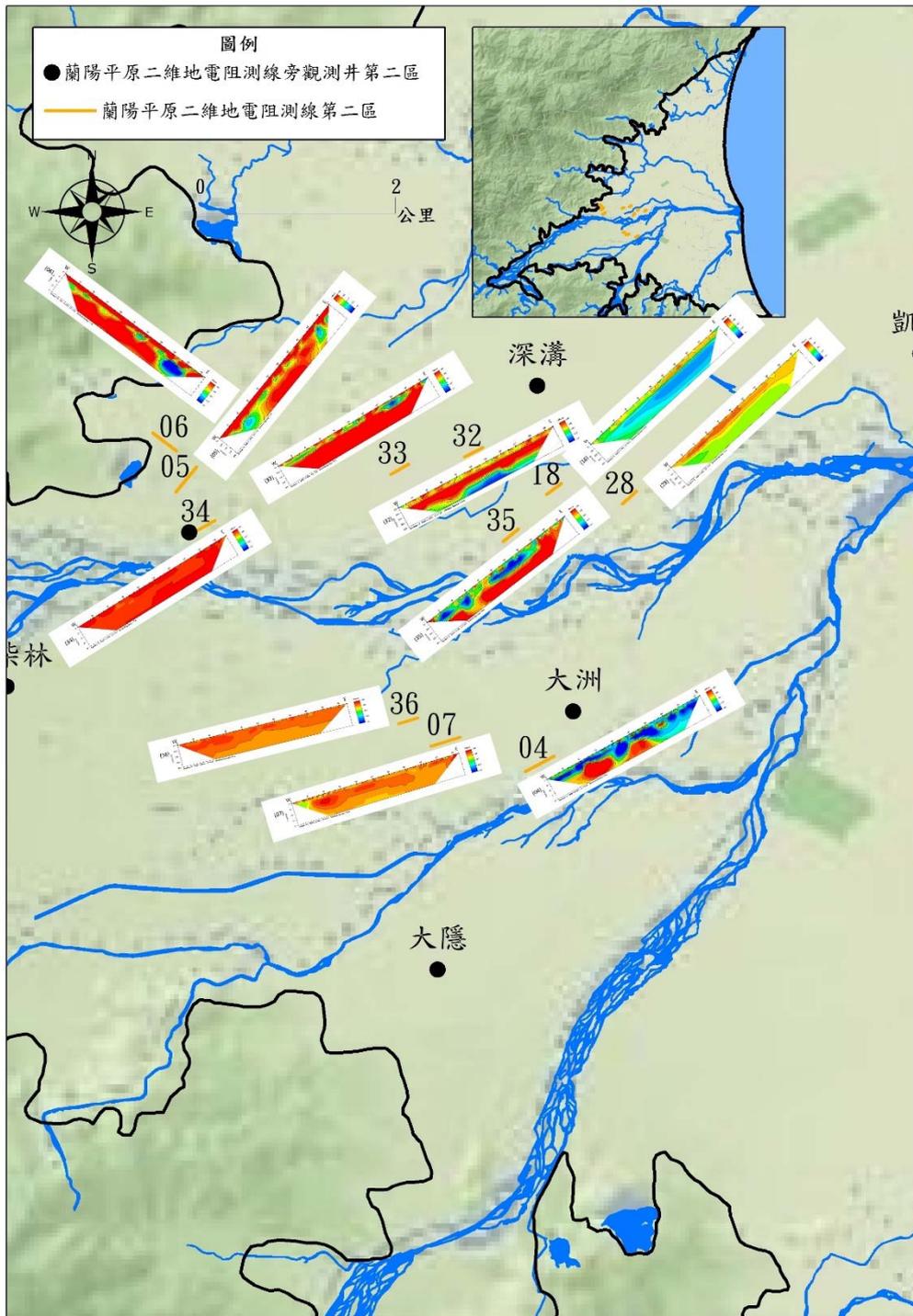


圖 4.3-5 蘭陽平原第二區之二維地電阻剖面分布位置

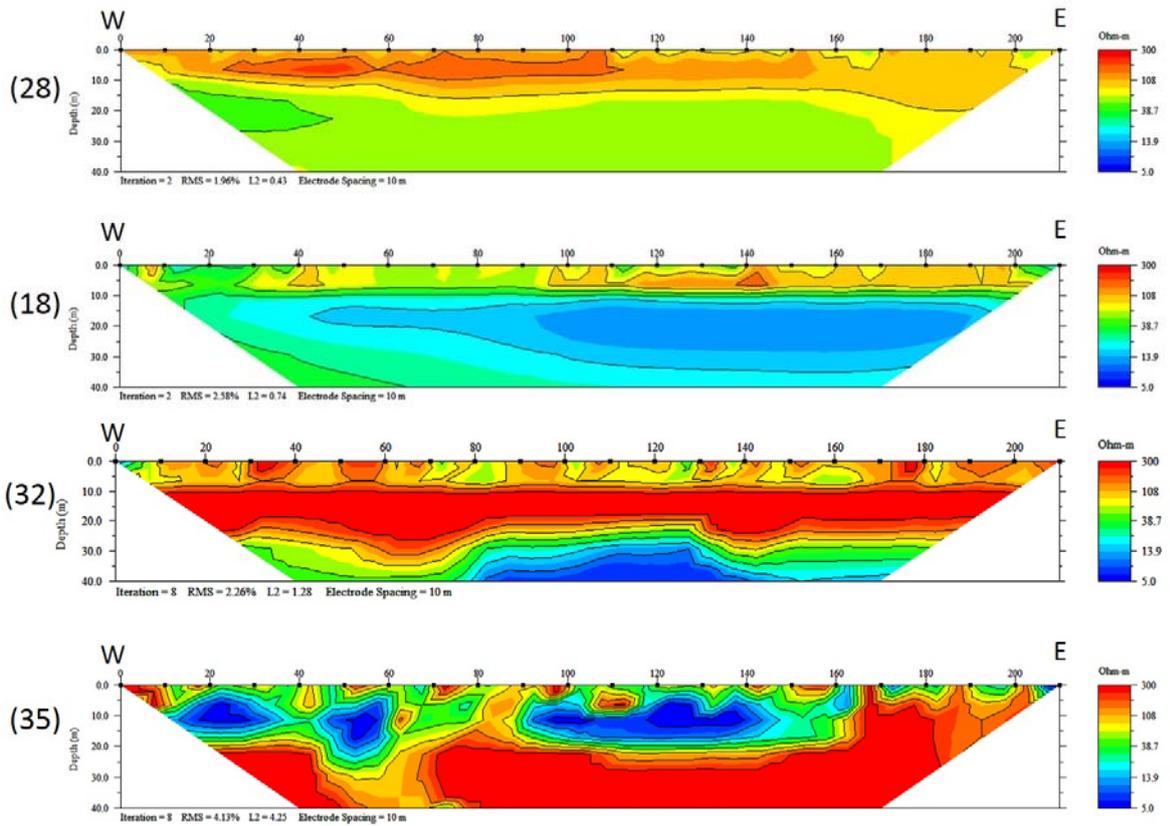


圖 4.3-6 Line 28、18、32、35 之地電阻剖面二維反演算影像

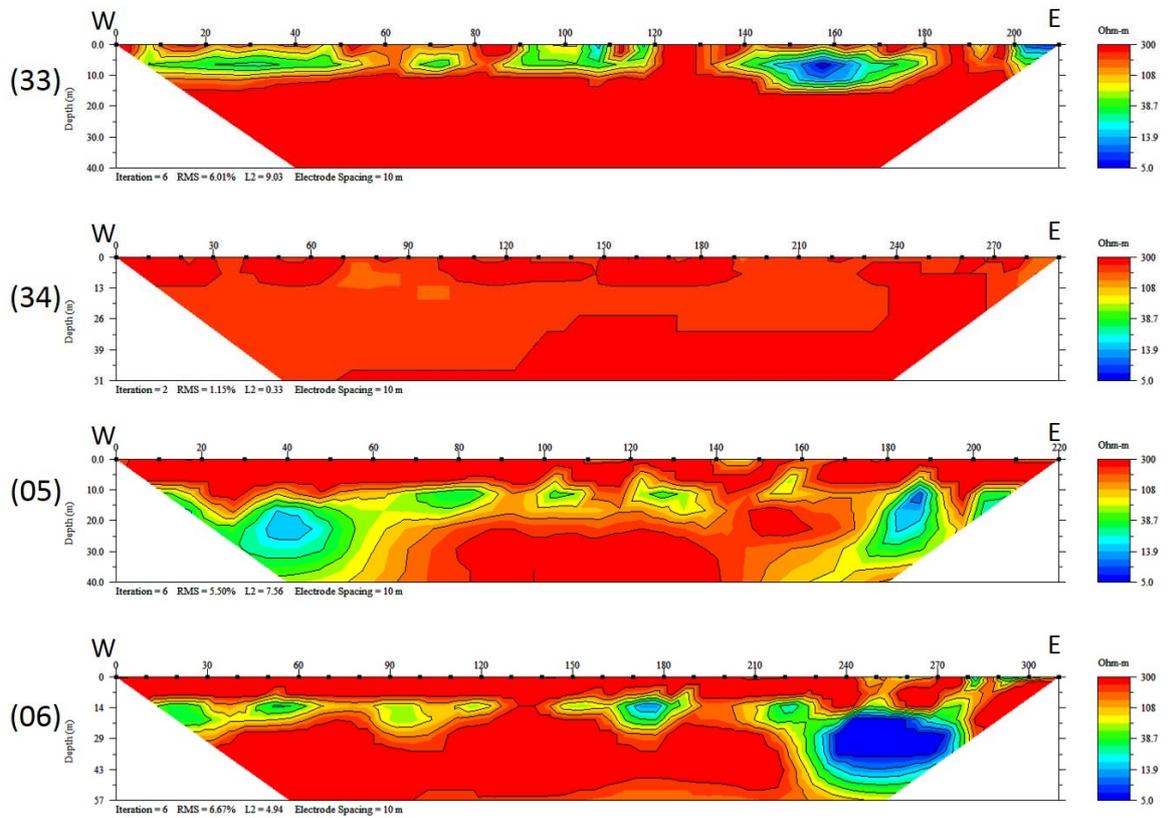


圖 4.3-7 Line 33、34、5、6 之地電阻剖面二維反演算影像

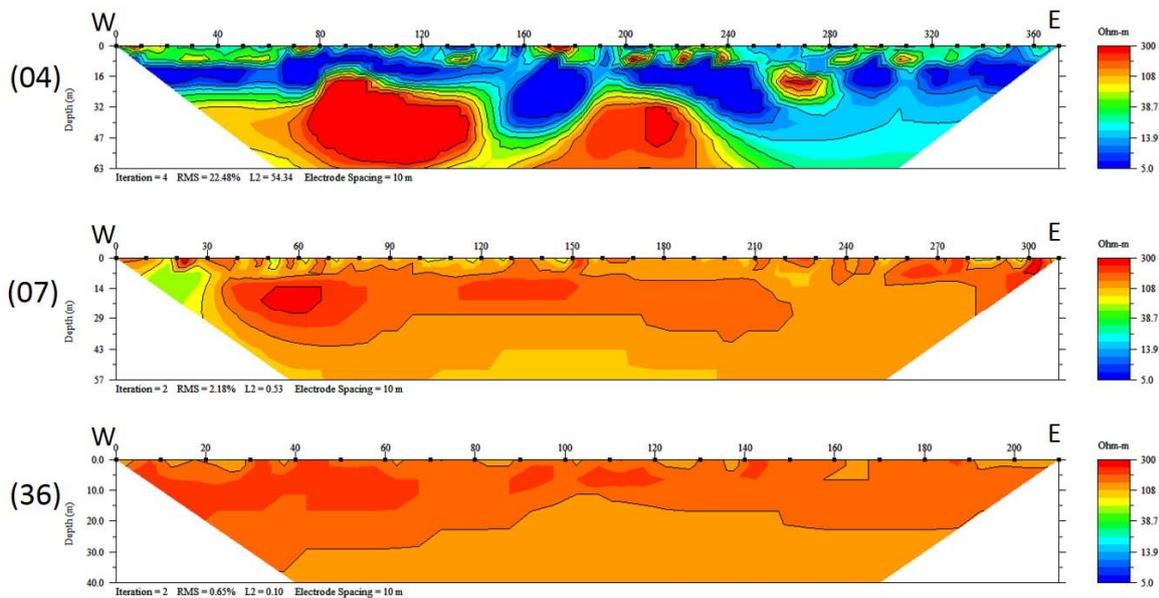


圖 4.3-8 Line 4、7、36 之地電阻剖面二維反演算影像

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、Line 15 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。

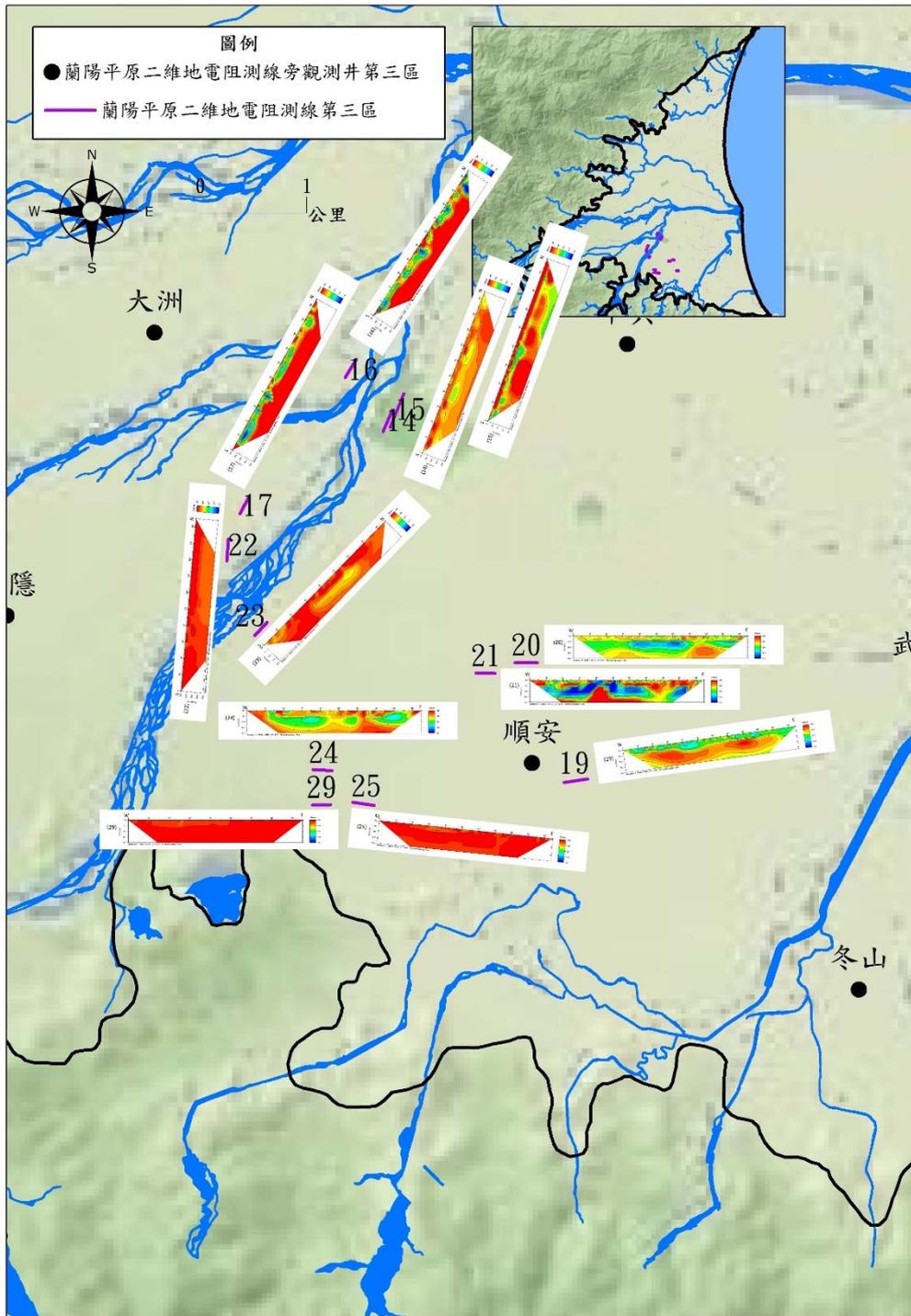


圖 4.3-9 蘭陽平原第三區之二維地電阻剖面分布位置

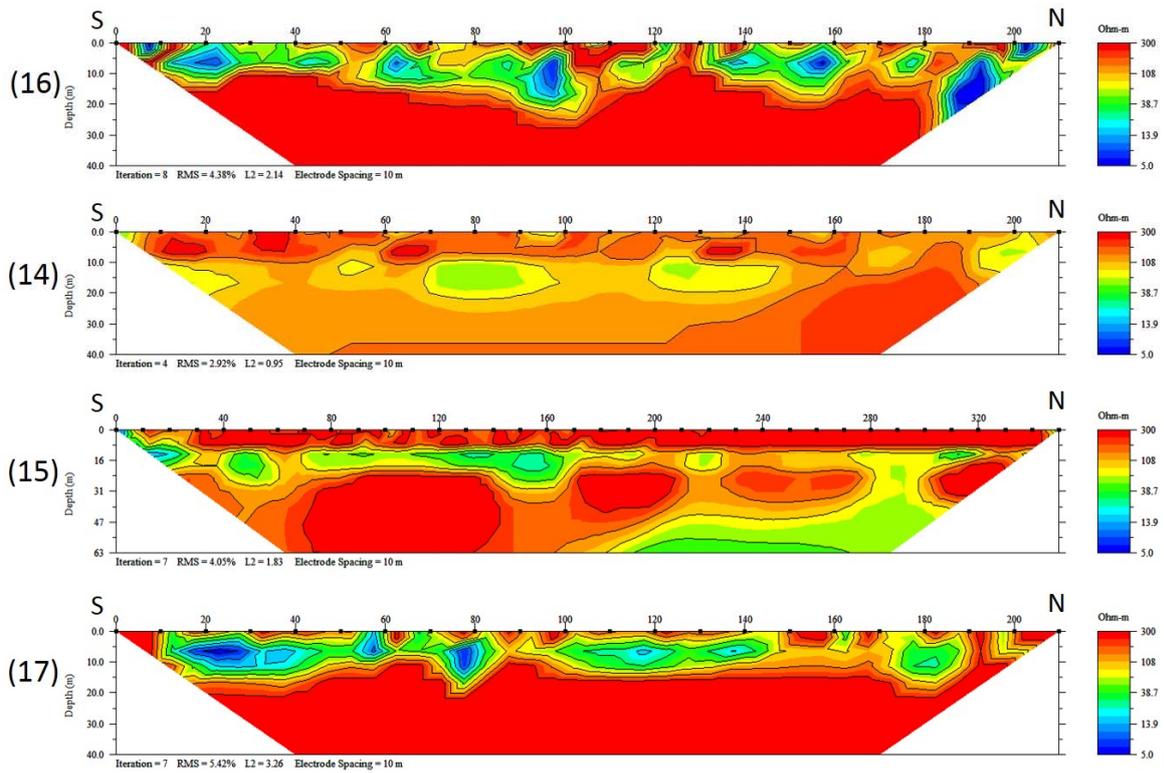


圖 4.3-10 Line 16、14、15、17 之地電阻剖面二維反演算影像

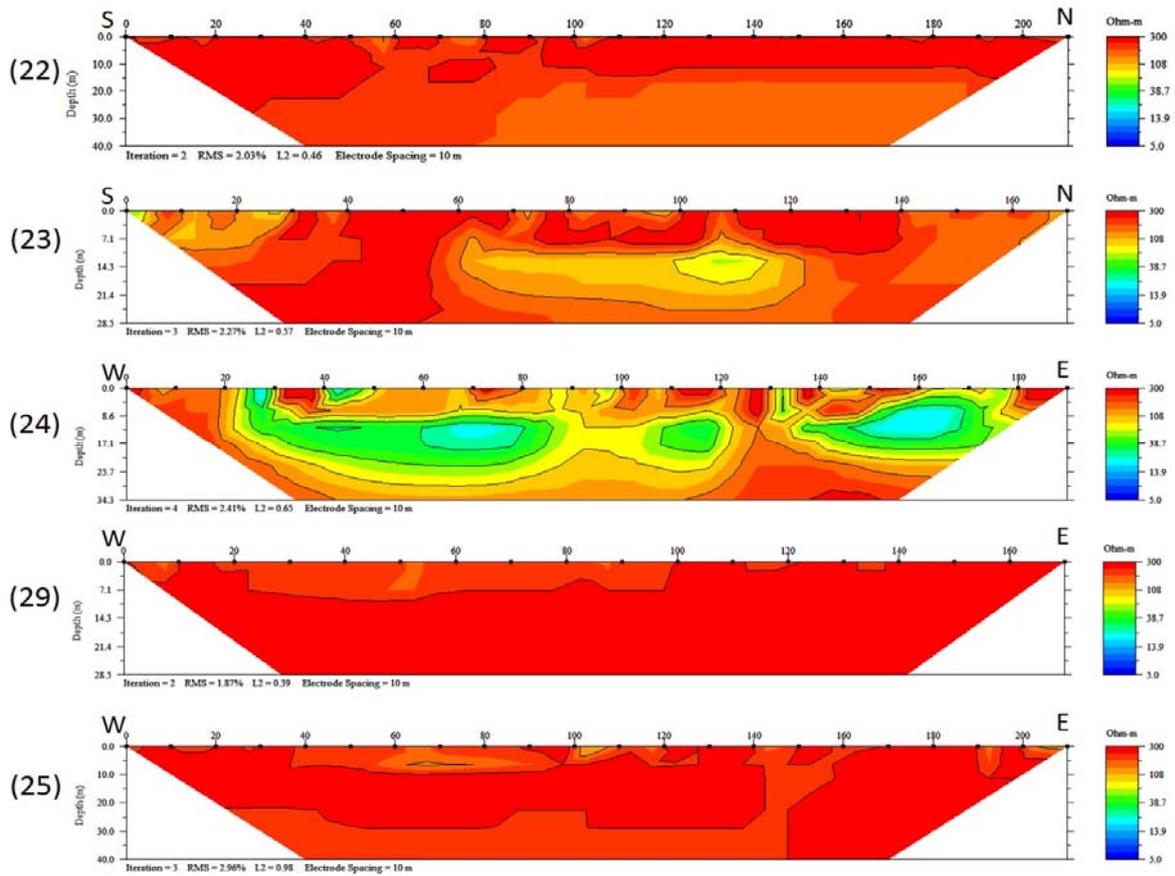


圖 4.3-11 Line 22、23、24、29、25 之地電阻剖面二維反演算影像

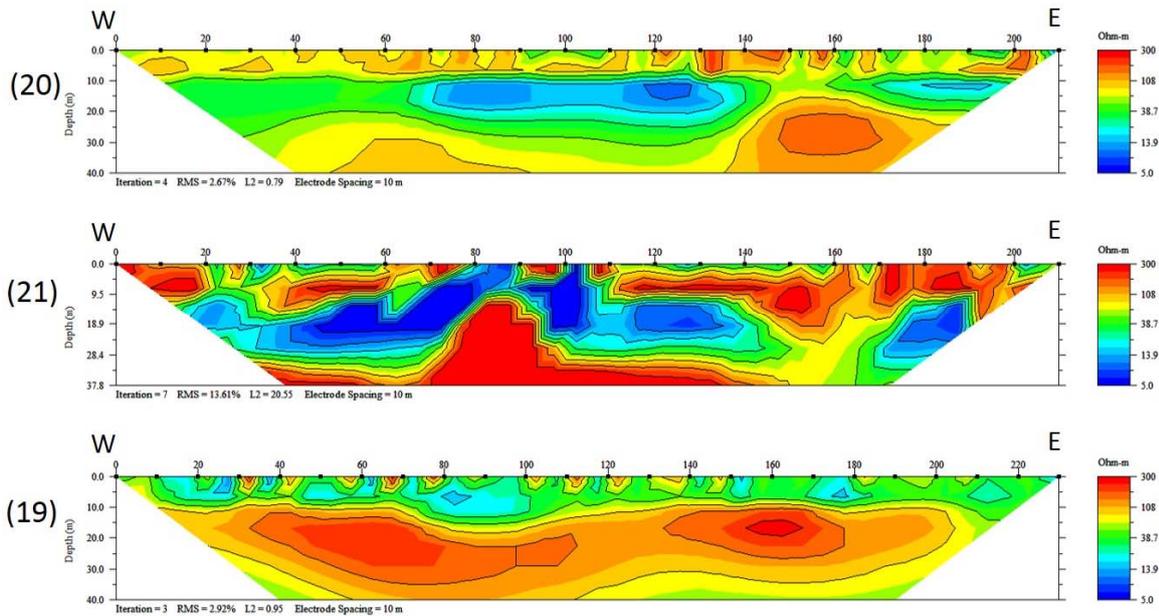


圖 4.3-12 Line 20、21、19 之地電阻剖面二維反演算影像

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。

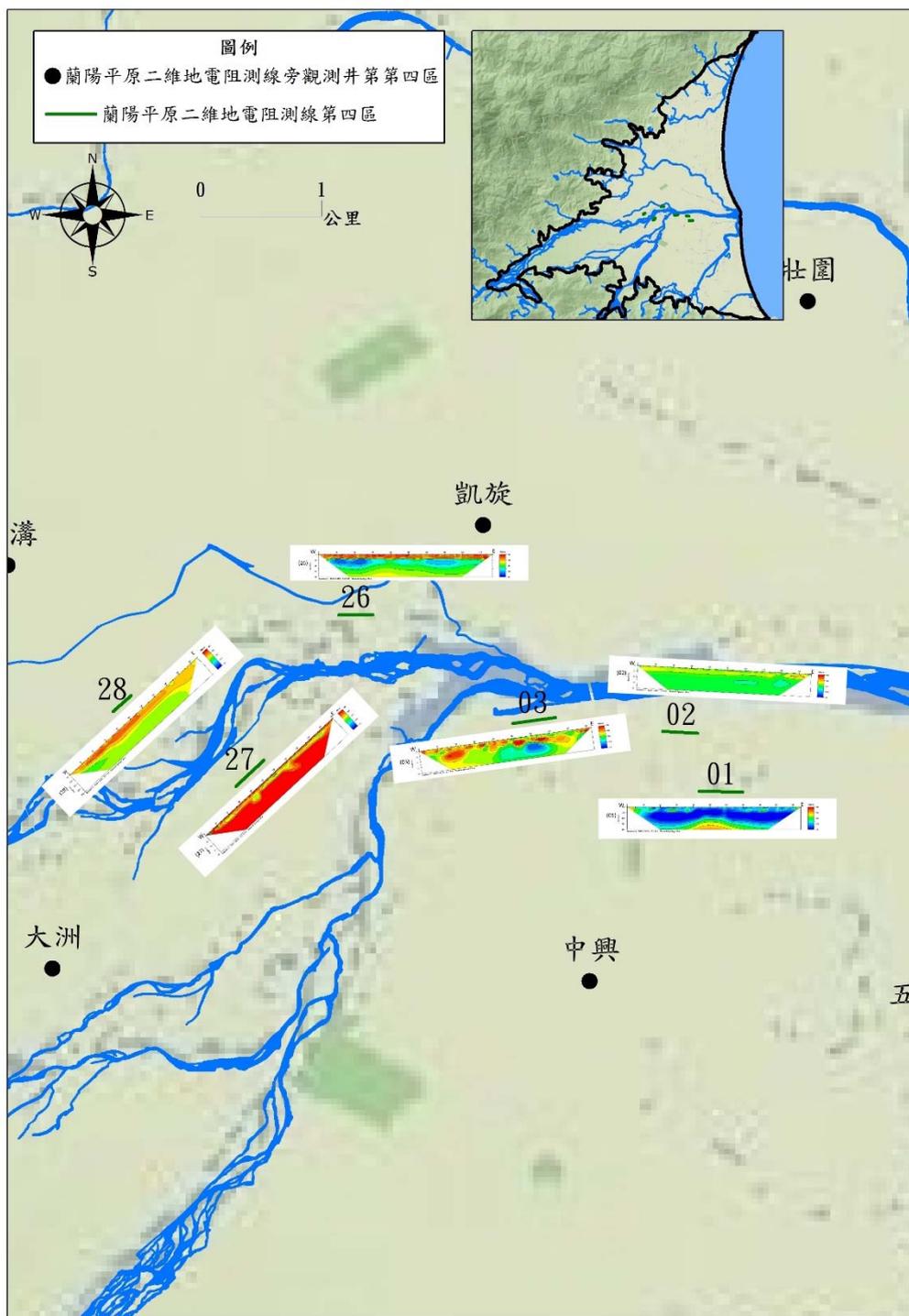


圖 4.3-13 蘭陽平原第四區之二維地電阻剖面分布位置

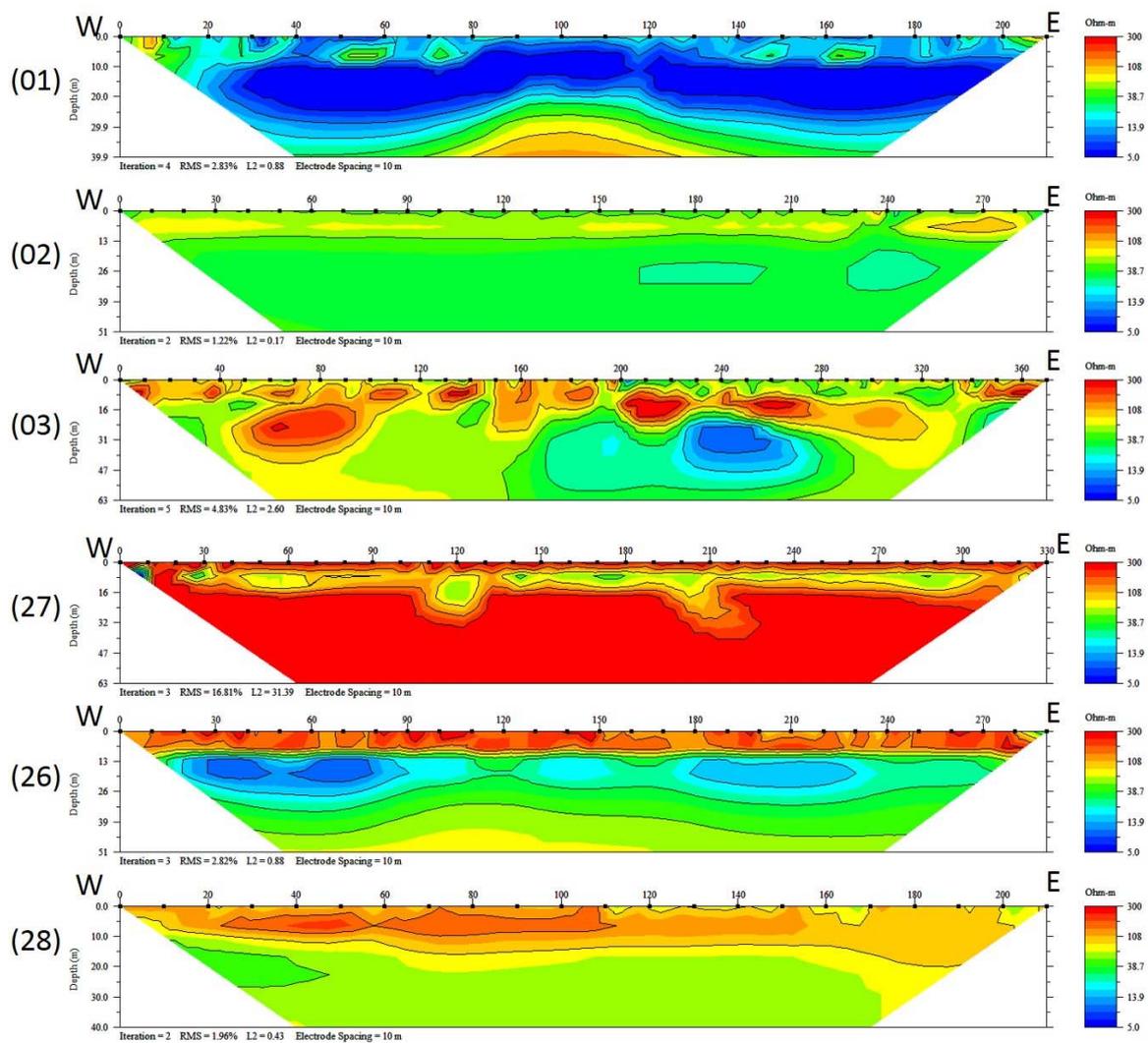


圖 4.3-14 Line 1、2、3、27、26、28 之地電阻剖面二維反演算影像

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 1.6km 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。

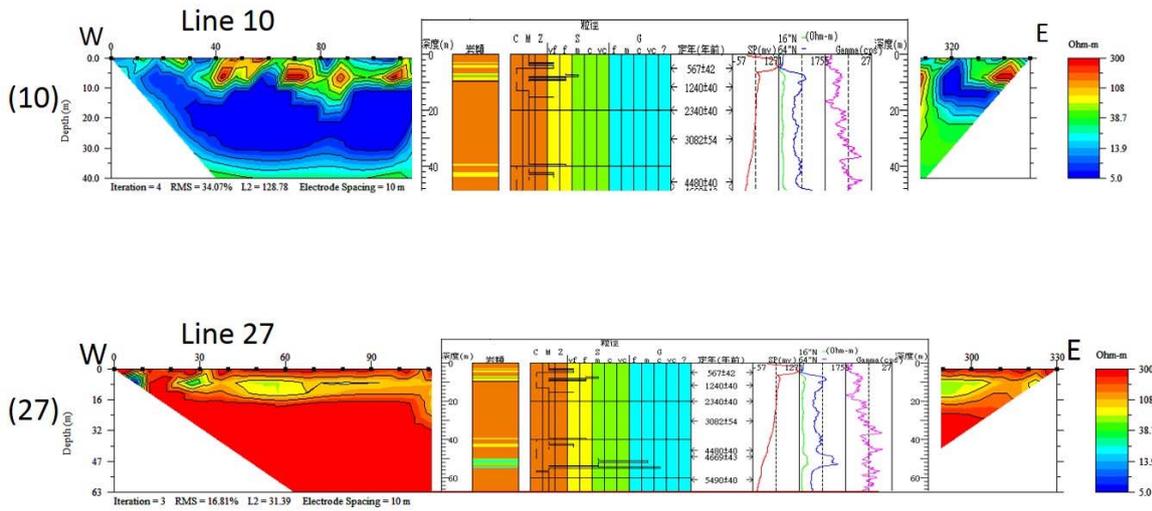


圖 5.1-1 Line 10、27 地電阻剖面與凱旋觀測井岩芯紀錄與井測資料對比

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。

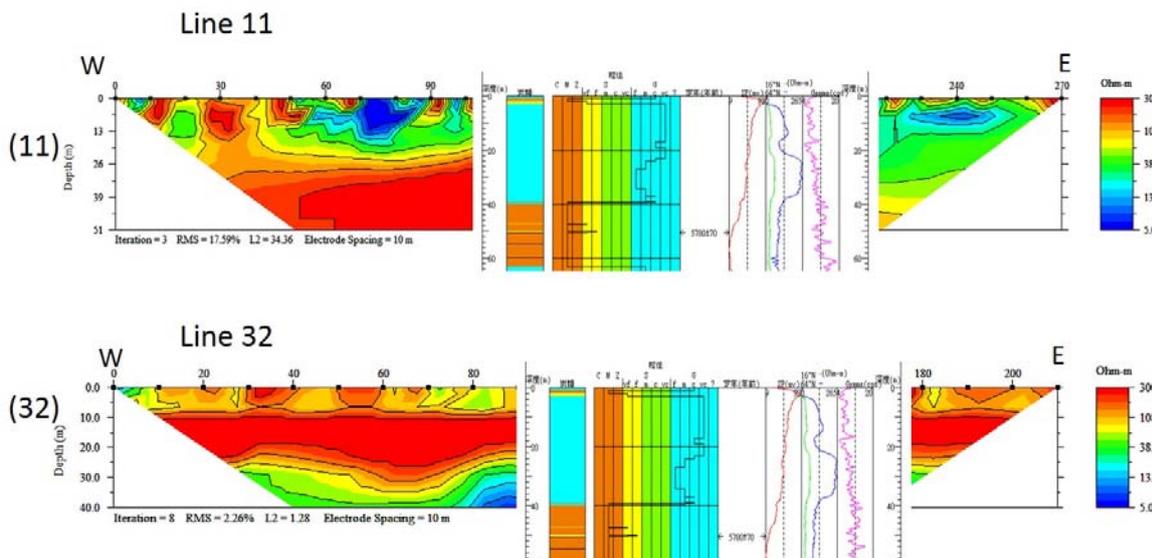


圖 5.1-2 Line 11、32 地電阻剖面與深溝觀測井岩芯紀錄與井測資料對比

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。

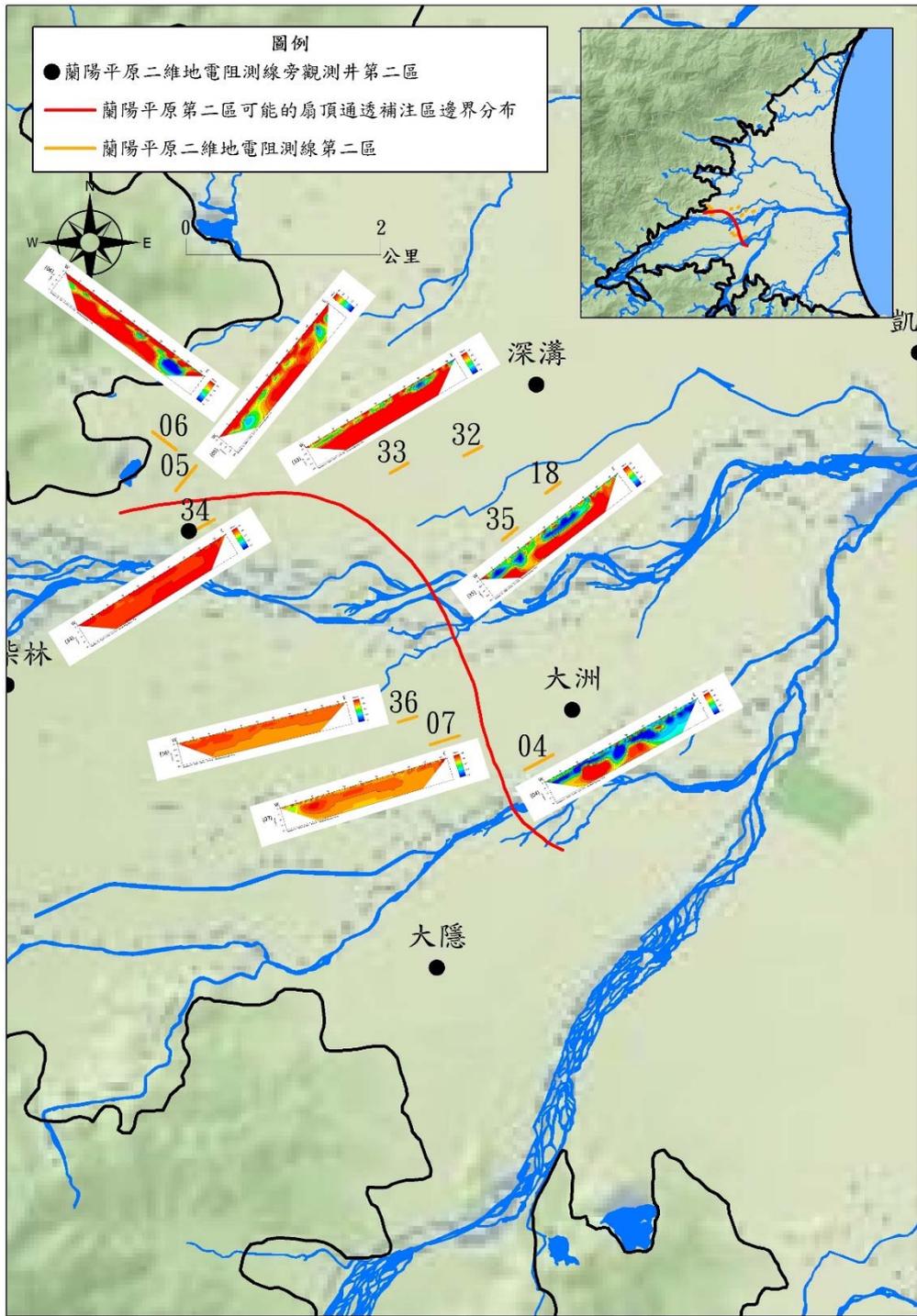


圖 5.2-1 蘭陽平原第二區內扇頂通透補注區邊界分布

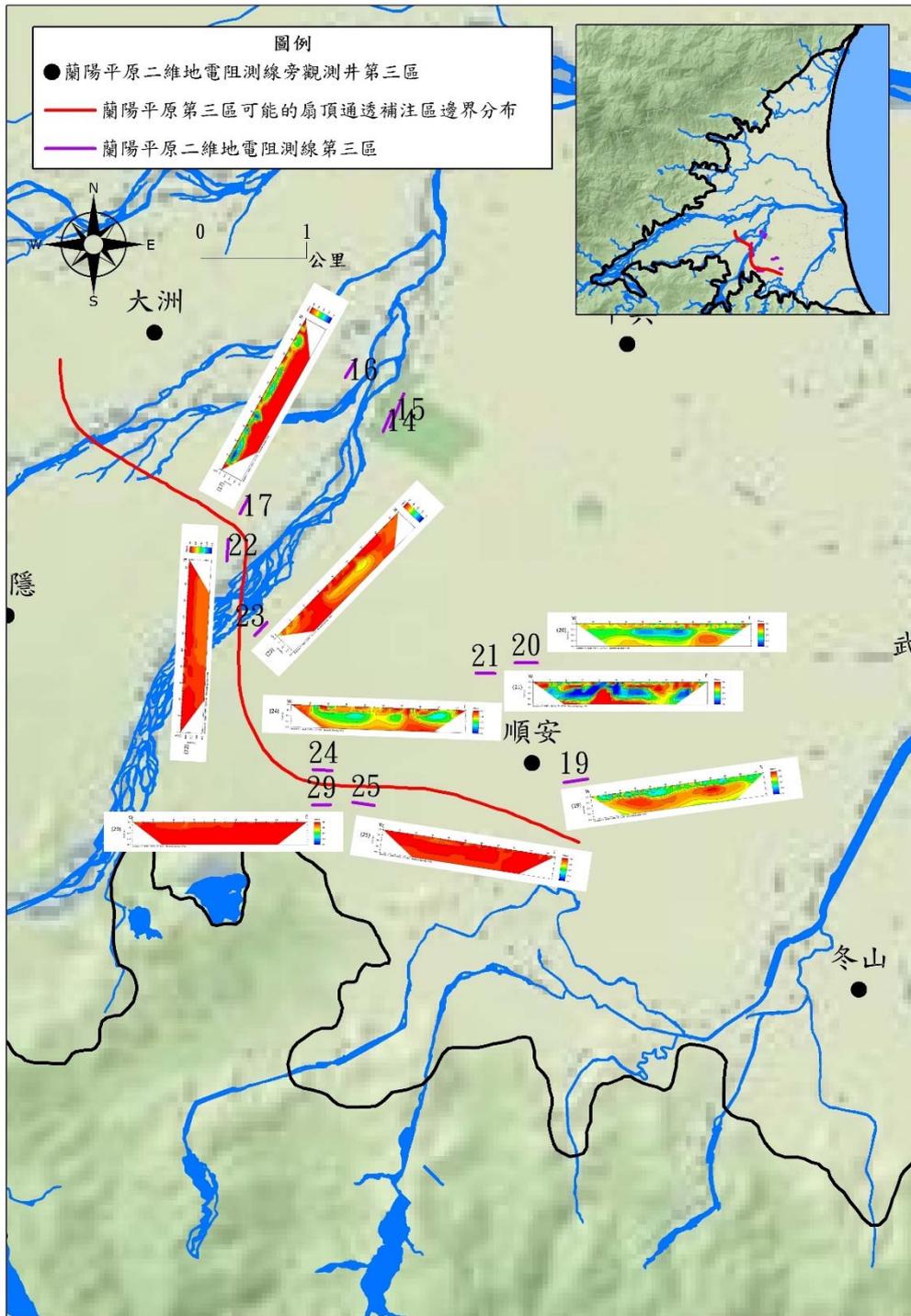


圖 5.2-2 蘭陽平原第三區內扇頂通透補注區邊界分布

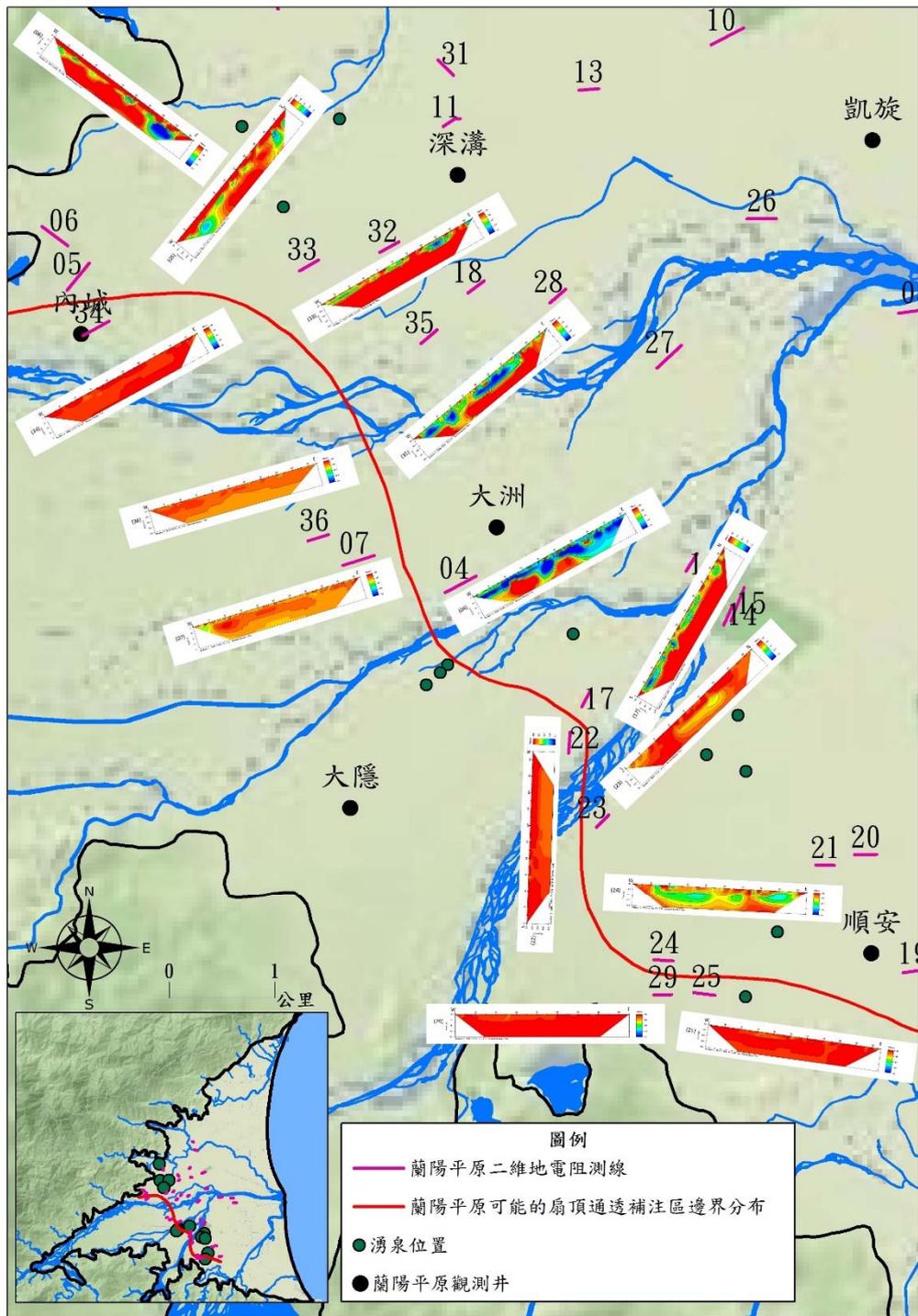


圖 5.2-3 蘭陽平原內扇頂通透補注區邊界及湧泉位置分布

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。

5.3 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

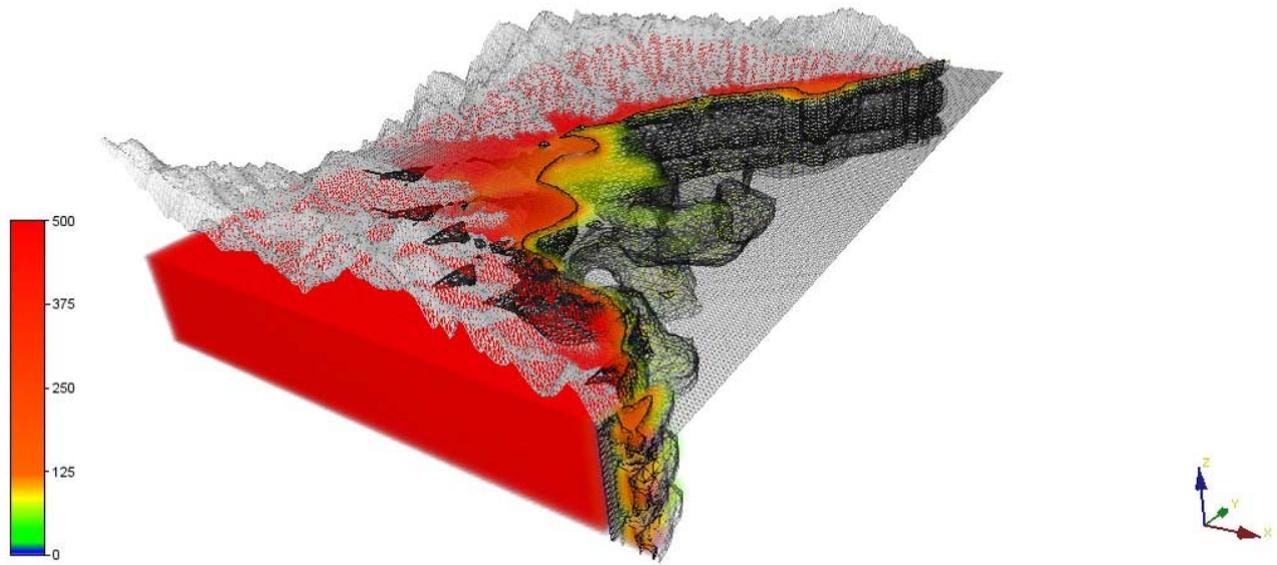


圖 5.3-1 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

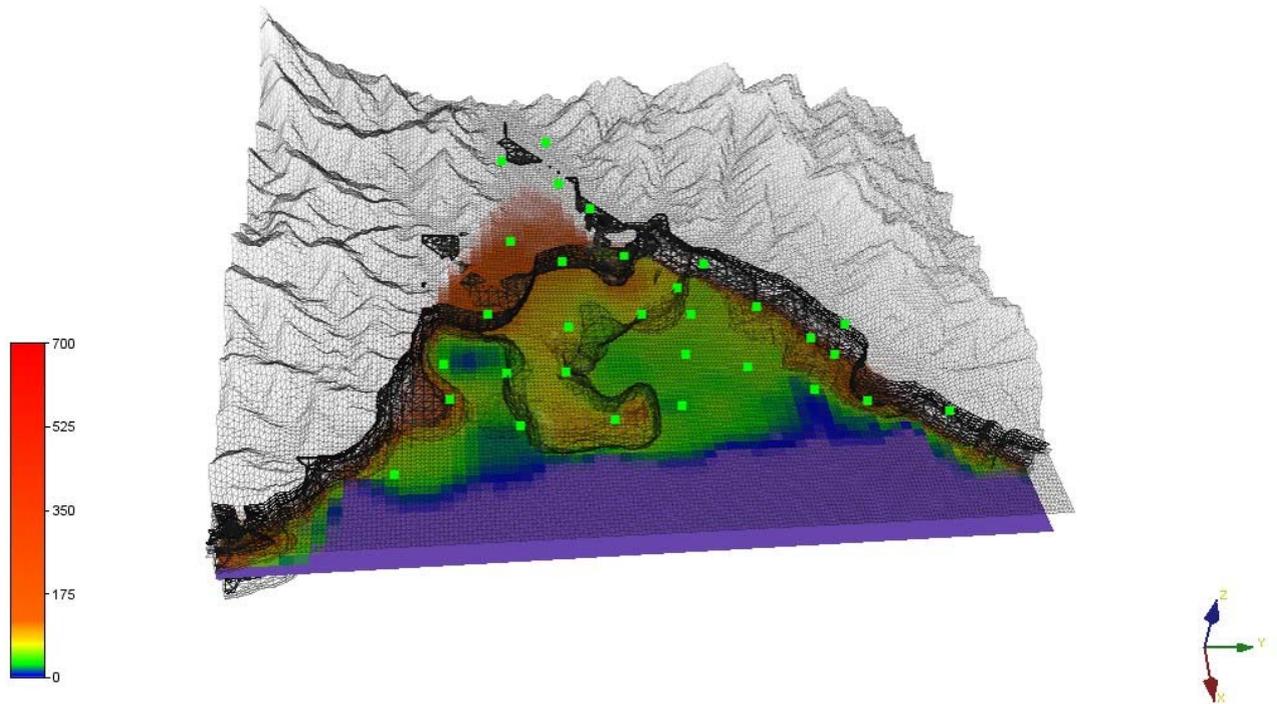


圖 5.3-2 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

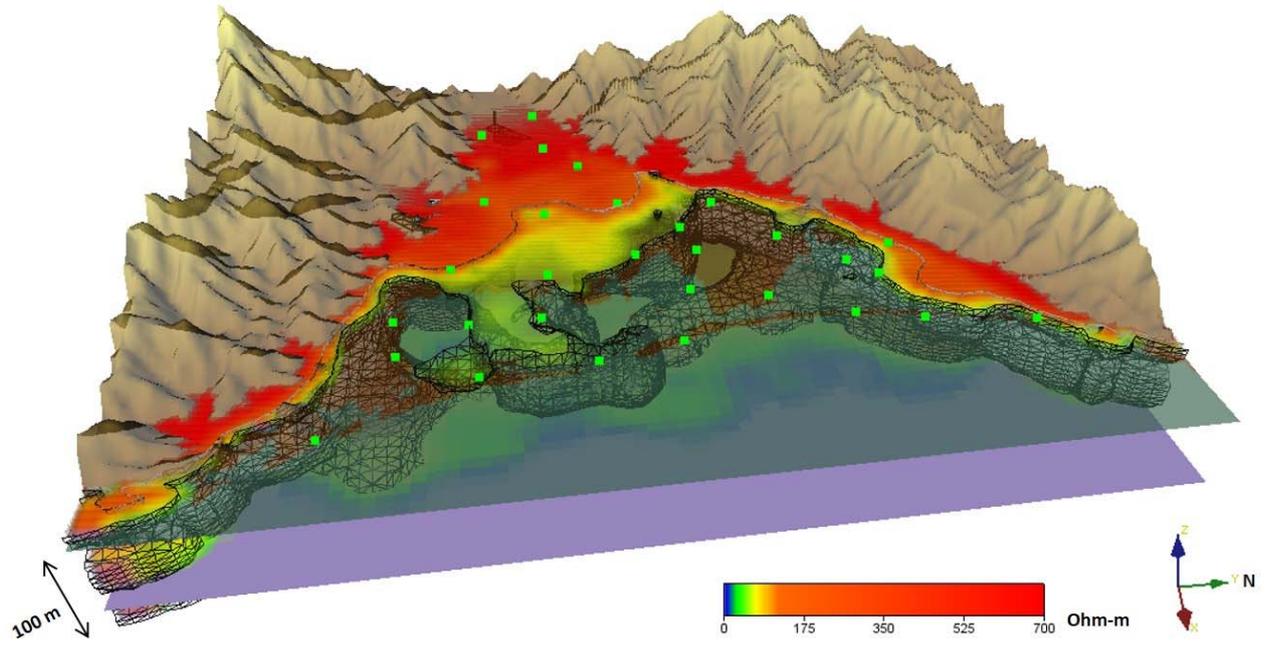


圖 5.3-3 蘭陽平原沖積扇三維地質電性模型之建立

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., Nicoulaud, 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、林朝榮. (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.