

下陷監測及潛勢監控預警系統之介紹與應用

一、前言

地層下陷是全球性的問題，其對於水土資源的傷害很大，尤其是面對全球氣候變遷、暖化日益嚴重的今日，更突顯該問題之嚴重性。台灣地區的地層下陷問題由來已久，先是民國 50、60 年的台北市，下陷量達 2.5 公尺，所幸相關水資源規劃及管制得宜，下陷情形得以控制。然近一、二十年來西南沿海養殖漁業及相關耗水產業之移入，使自彰化以迄屏東之沿海普遍下陷，就下陷速率而言，目前以雲林內陸地區之 11.6 公分/年最為嚴重(工研院能資所，民國 94 年)，因此每遇豪雨颱風動輒積水不退，儼然是嚴重之社會與經濟問題。

為了有效減緩台灣地層下陷之嚴重性，經濟部(水利署)與農委會於民國 84 年起共同推動”地層下陷防治執行方案”，第一期之地層下陷防治執行方案自 84 年開始執行，至 89 年為止，於舒緩地層下陷方面雖初具成效，但部份地區因無法降低當地產業對地下水之依賴及有效防杜地下水之超量抽用，地層下陷仍未見明顯減緩；另外部份地區也因用水持續增加並已導致地下水位大幅下降，成為地層下陷的潛勢地區；而地層下陷也使得經過下陷區之重大工程(如高速鐵路)受到影響，未來可能會有行車安全之疑慮(如雲林縣附近)，因此地層下陷防治工作之推動仍然相當重要，所以經濟部、內政部、農委會再會銜提報”第二期地層下陷防治執行方案”，期持續第一期防治方案之效能，該方案於民國 92 年 3 月 17 日經建會第 1124 次委員會審議通過，4 月 1 日開始執行，期間自民國 90 年至 97 年，除延續第一期方案之工作，將全面辦理下陷區水準網檢測、監測井監測、基本資料收集、及加強預警機制等。

因為地層下陷對民眾的生命財產、公共工程的安全及國土資源的永續發展深具威脅，且其防治亦非一朝一夕即可成功。因此防治工作持續推動過程中，建立常態性的監測系統相當重要，除了可據以瞭解地層下陷之防治效果外，若可進一步依據監測資訊分析結果，適時採取地層下陷預警措施，更能知微杜漸以遏止地層下陷的持續惡化。

二、地層下陷之成因

廣義之地層下陷指得是地層受外力作用引起壓縮，並造地表面下沉之現象，其發生成因甚多，在自然因素方面包括：

- (一)地殼變動，如火山爆發，造山運動，地殼板塊相互移動等，都可能造成地表高程之降低。
- (二)岩層溶蝕，如石灰岩地形之地質層次因地下水之流動溶解，或部分地區之抽砂現象，致地表因而陷落。
- (三)外來力量，如地震、隕石墜落等。
- (四)海水面上昇，鑑於地表高程之基準目前仍以海平面為主，海水面上昇相對即為地表高程之降低，故在此定義下亦為地層下陷成因之一。

除上述天然因素外，事實上世界上目前所觀測到之地層下陷主要多為人為因素所造成，包括：

- (一)石油、天然氣、其他礦產之開採或者是地下工程之施工，使得地底支撐之材料減少，致地表陷落；如北海油田、日本新瀉地區之瓦斯抽取及台灣北部八堵煤礦區所發生之下陷等。
- (二)地下水之抽取，原存在於地層土壤顆粒孔隙間之水分被抽出，使得地層以上之重量僅由土壤顆粒承擔，致應力增加造成壓密，地層因而下陷；這是世界上很多地區發生地層下陷之原因，亦是台灣西南沿海地區近二、三十年來地層下陷嚴重之主要因素。
- (三)地表載重之增加，尤其在軟弱地盤(如填海新生地)上構築工程，由於地層之壓密可能尚未完成，額外之載重將加速土壤之壓密而造成下陷。如日本關西機場之下陷便是著名之例子。

歸納以上人為之地層下陷成因，除了(一)所造成之下陷有可能發生於岩盤地區外，可以發現大多數地層下陷區之地質為現代沖積層，其乃因為組織質地較疏鬆軟弱之現代沖積地層，易受外力影響而發生地層壓縮，進而形成地層下陷。

三、地層下陷之監測系統

地層下陷係來自地質材料間之壓縮或壓密，並顯現於地表高程之降低，台灣之地層下陷區已建立之監測系統包括水準測量、GPS 固定站及地層下陷監測井網等，均可由不同的角度來觀測記錄地層下陷的發生與過程。其中水準測量及 GPS 測量可觀測地表之沉陷資訊；地層下陷監測井主要用於觀測地層之壓縮行為與特性，對於下陷機制的探討可提供最直接的驗證資料。以下為各監測系統之介紹：

(一)水準測量

一般地政單位或相關工程單位均定期或視需要實施大面積或局部性之水準測量，以掌握地形地物地貌之變化。事實上國內首先發現地層下陷現象，即於五〇年代在台北地區，由工程人員於檢測堤防高程時所發覺。其自地層下陷區以外之參考水準基點以精密水準測量引測至地層下陷區，並於地層下陷區設置適量之水準樁點，經由多次不同時間之測量結果比較，可求出地層下陷量；如果水準樁點規劃得宜，分布密度足夠，可繪出下陷量等值線圖，獲得下陷中心及下陷面積等資訊。因此水準網形的規劃相當重要，其主要任務是擬定水準網的施測方案，包括測量路線的進行方式與水準測網的構成。水準路線的行進方式及水準網形設計，必須兼具監測地層下陷潛勢區及提高觀測值的精度與可靠度，藉由施測前的規劃與網形設計，可探討出觀測值對於下陷資訊的檢測能力。

至目前為主，水準測量無論在精確度上(一等水準測量之精度，閉合差要求在 $3\text{mm}\sqrt{k}$ (公里)， k 為量測距離)，或對全區域整體地層下陷現況之掌握上，是較普遍可接受之方法。除此之外，比較過去歷次檢測結果，亦可觀察出地層下陷範圍之變化、及其與產業分佈或土地利用之關係；但是水準測量其限制之處即其耗費人力、時間較多，且測量之時間間隔較大，不易獲得連續之地層下陷資料。台灣地區目前已針對宜蘭、台北、桃園、彰化、雲林、嘉義、台南、高雄、屏東等地建置完成地層下陷水準檢測網，對於地層下陷比較嚴重之地區，如彰化、雲林、嘉義施測頻率為一

年一測，其他地層下陷區原則上平均 1~3 年輪到施測一次。圖 1 則為各地區水準網檢測路線圖，表 1 為各地層層下陷區民國 90~94 年之水準檢測實施表。

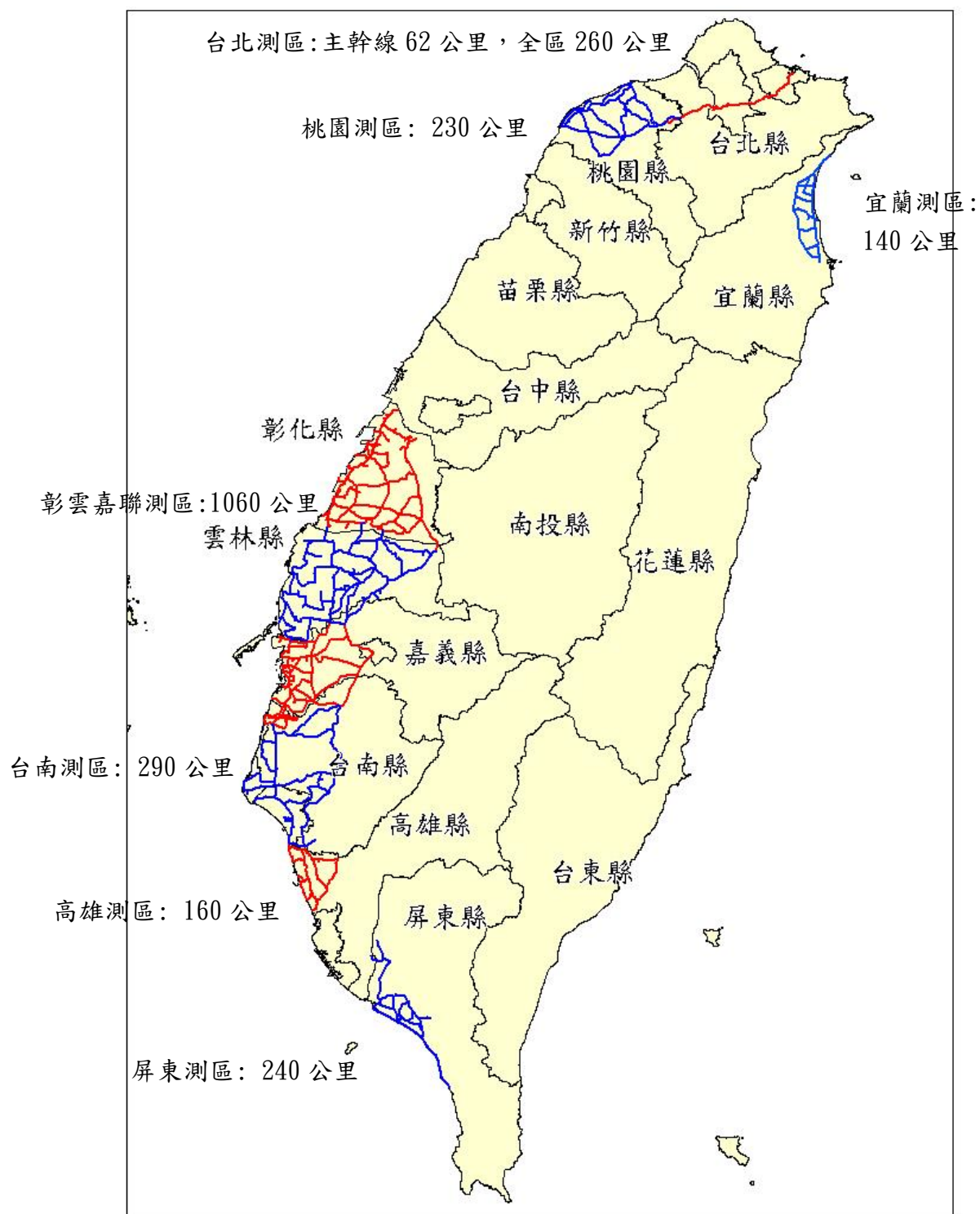


圖 1 台灣地區地層下陷水準網檢測長度及路線圖

表 1 九十年至九十四年之水準網檢測實施概況表

年度 地區	90	91	92	93	94
台北	V(主幹線)	V(主幹線)	V(全區)	V(全區)	V(主幹線)
宜蘭		V		V	V
桃園	V	V			
彰化	V		V	V	V
雲林		V	V	V	V
嘉義		V		V	V
台南	V		V		V
高雄		V	V		
屏東	V			V	

(二)地層下陷監測井網

為瞭解某一地點連續深度地層下陷之變化情形，利用地層下陷監測井為一常用之方法。其原理基本上是假設所鑽鑿之井管底部為不動之基準，而於地表或其上之地層裝設監測儀器以量測地層下陷。一般上可分為單井單層及單井多層式下陷監測井，以下就常用之型式分別加以說明：

1.單井單層式監測井(圖 2):可分為單管式與雙管式

(1)單管式

鑿一夠深之井，並安置單一井管，透過觀察井管頂點與地表觀測位置之變化來量測地表至井底間地層之下陷量，此法之特點為簡單易測，但因受井管與地層間之摩擦效應影響，誤差較大。

(2)雙管式

為了改善前述單管式之缺點，而將其改良為雙管式，其原理即於原井管中再加入一管，則此內管僅底部豎立於井底，井壁並未與地層土壤接觸，故比較能掌握到相對於井底之沈陷量。

2.單井多層式監測井

一般而言，分層式之監測井較有助於瞭解地層下陷之行為機制，以作為下陷防治措施擬定之參考。例如日本新瀉地區曾因為採集地下水溶瓦斯，因而設置一系列不同深度單管式觀測井，以蒐集地下一百多公尺至一千多公尺之地層壓縮資訊，並在確定主要之壓縮地層後，以高壓還原水補注或減產來緩和地層下陷，但這種方式成本相當高；因此利用單井即可達到多層觀測之系統，是較為經濟可行之分層監測方法（李伯當，黃鎮臺，民國 80 年）。表 2 為常見的一些方法的比較，但在國內比較常用之方法為磁環分層式及伸縮儀式監測井。

表-2 分層觀測方法比較（李伯當，黃鎮臺，民國 80 年）

型 式	比 較
多點式伸張儀	施工技術高，多層同時觀測費用少，點位與點數須向原廠定製，無法臨時變更。
三軸向沉陷計	可測地下每米 X、Y、Z 之三軸位移變量，精度 Z 軸可達 0.005mm/m，一般用於岩盤地區。
磁環分層式	一般精度約為 $\pm 2.5\text{mm}$ ，可用於砂土層沉陷測定，無線電波式則有較高之精度(約 $\pm 1.0\text{mm}$)。
伸縮儀式	利用油壓打開錨錠裝置，施工過程較費時。

伸縮儀式監測井(圖 3)可於埋設施工時臨時決定其測定深度之優點，裝設時利用測桿壓入機油，使底部油壓爪張開而達到錨錠的效果，油壓爪張開插入土層程度與灌漿效果關係日後觀測資料的品質，若油壓爪錨錠地層不佳，則其測桿將於地陷過程中無法忠實反應至下陷變量之測定。

磁環分層式監測井為利用探測器探測預埋井內之感應環位置，再利用精密之高頻無線電波偵測設備搜尋地層中磁環，其由接收器之指針測定磁環之中心位置，再藉銹鋼尺測探深度，判定位置之精度可達 0.1 公分，可適用於大深度之量測，是目前台灣地區地層下陷監測之主力，圖 4 為其測定示意圖（工研院能資所，民國 92 年），圖 5 為台灣地

區磁環分層式地層下陷監測井網之位置分布圖，截至民國 95 年 9 月共設置 31 口監測井。

地層下陷監測井之監測頻率原則為每月 1 次，但若遇緊急事件(如大地震)則增加觀測次數。由於監測井資料之擷取屬人工為之，為避免人為記讀所造成之錯誤，故技術人員至現場量測下陷資料時，先登錄於制式表格，接著輸入電腦計算與上次資料之差值，對於異常之讀數則需重覆量測，以進行確認修正。

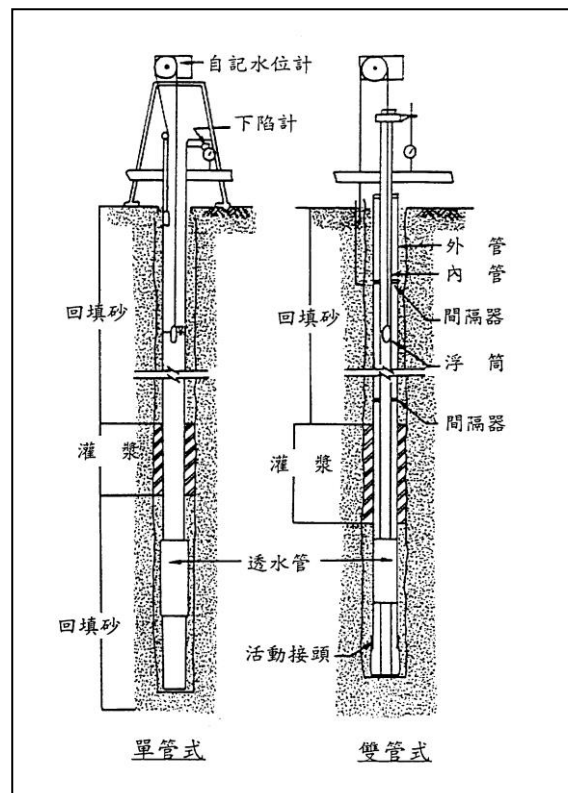


圖 2 單井單層式監測井示意圖

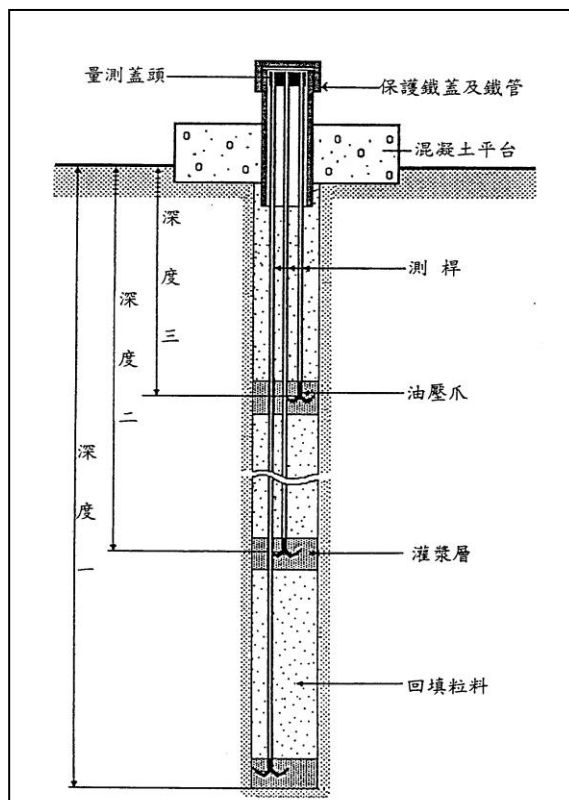


圖 3 伸縮儀式監測井示意圖

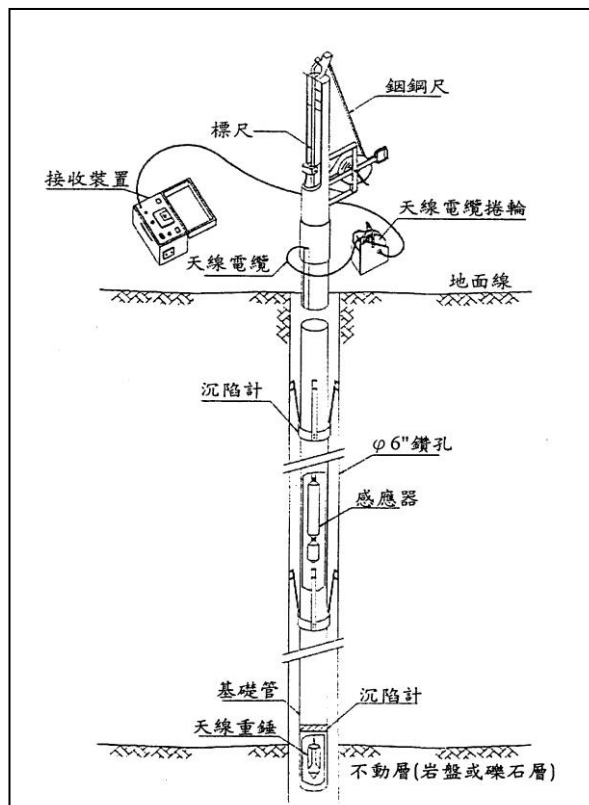


圖 4 磁環分層式地層下陷監測井圖

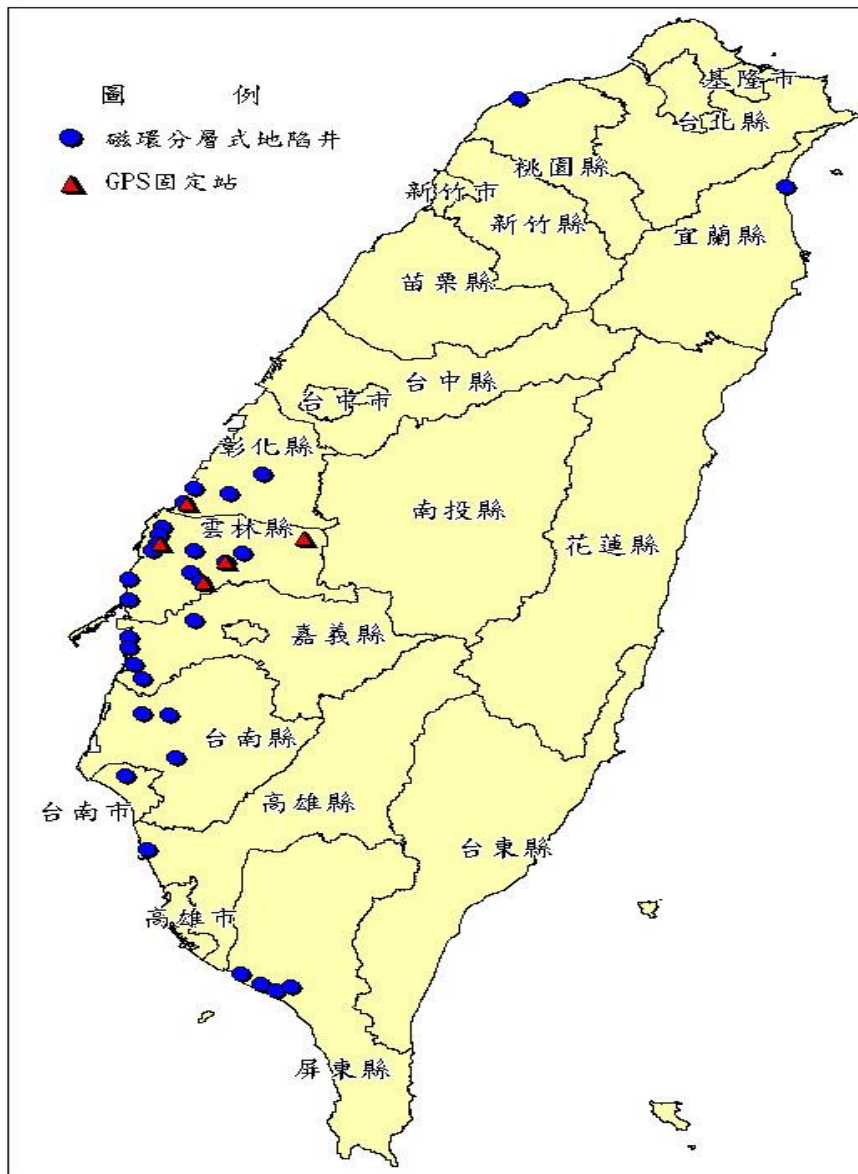


圖 5 台灣地區磁環分層式地層下陷監測井網之位置分布圖

地層下陷監測井所蒐集之原始資料屬數據型式，需經由計算及圖表分析工具之轉換，方能顯示數據所代表之意義。而這些數據經整理後，主要展示兩類圖層，分別為圖 6 代表不同深度地層隨著時間之壓縮現象，圖 7 表示相對於井底不同時間段之壓縮現象，這兩種圖示將可輔助地層下陷之機制與特性分析。

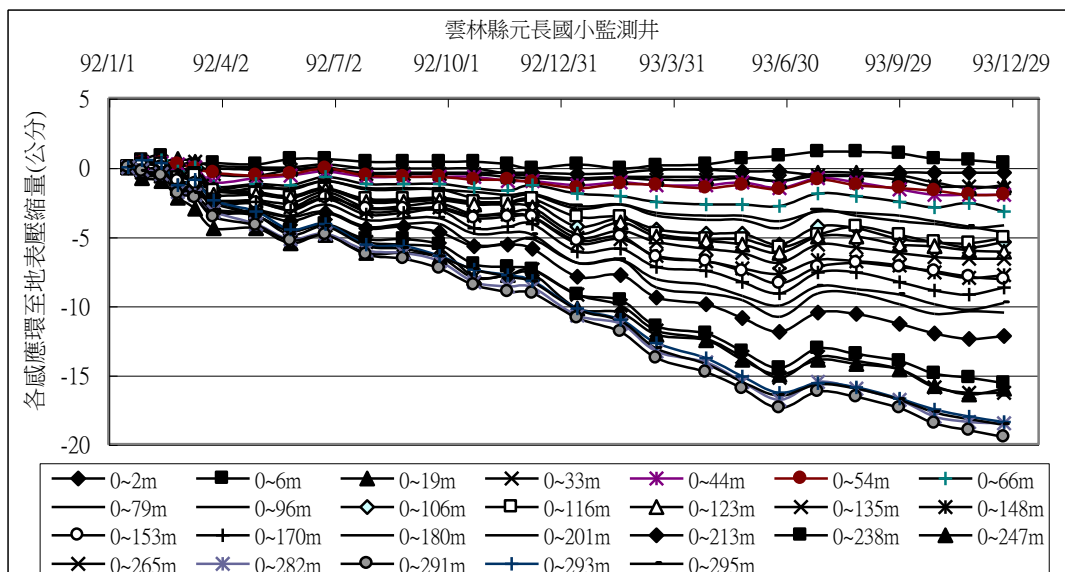


圖 6 地陷監測井分層壓縮量歷線圖

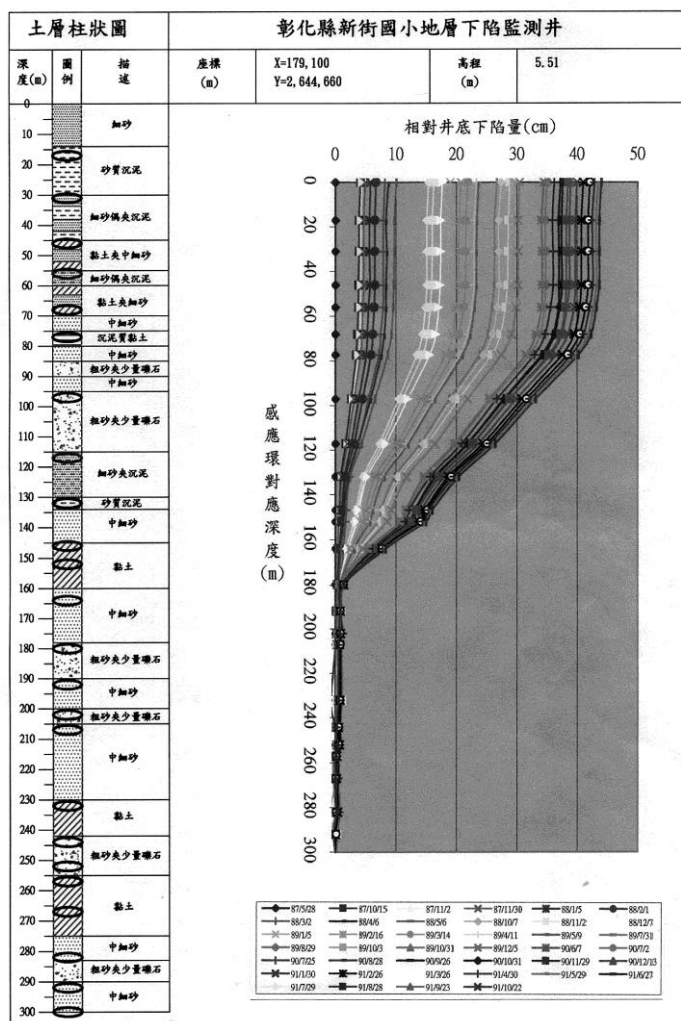


圖 7 地陷監測井相對井底之壓縮歷線圖

(三)GPS 固定站監測

利用 GPS 進行地面基點之定位，其優於傳統水準測量之處為不易受天候地形影響，且較節省時間，並可進行自動量測與紀錄，國外包括美國、日本、義大利、伊朗等國家均已實際應用於地層下陷之量測(USGS, 1999; Sato, et al., 2003; Tosi, et al., 2000; Mousavi, et al., 2001)，其在垂向之定位精度可達 2cm，尤其是固定式 GPS 衛星追蹤站，可全天候 24 小時不間斷的觀測，其定位精度更高且可獲連續性的地面高程變化資料。至民國 95 年 9 月止，水利署已委託工研院於彰雲地區建置完成五個 GPS 固定站(如圖 8)，分別位於彰化縣大城鄉西港國小、雲林縣台西鄉新興國小、土庫鎮土庫國中、元長鄉客厝國小、林內鄉林內國中。圖 9 為西港國小 GPS 固定站之解算資料與地層下陷監測井觀測資料之比對，可以發現其無論在趨勢或量方面相當吻合。

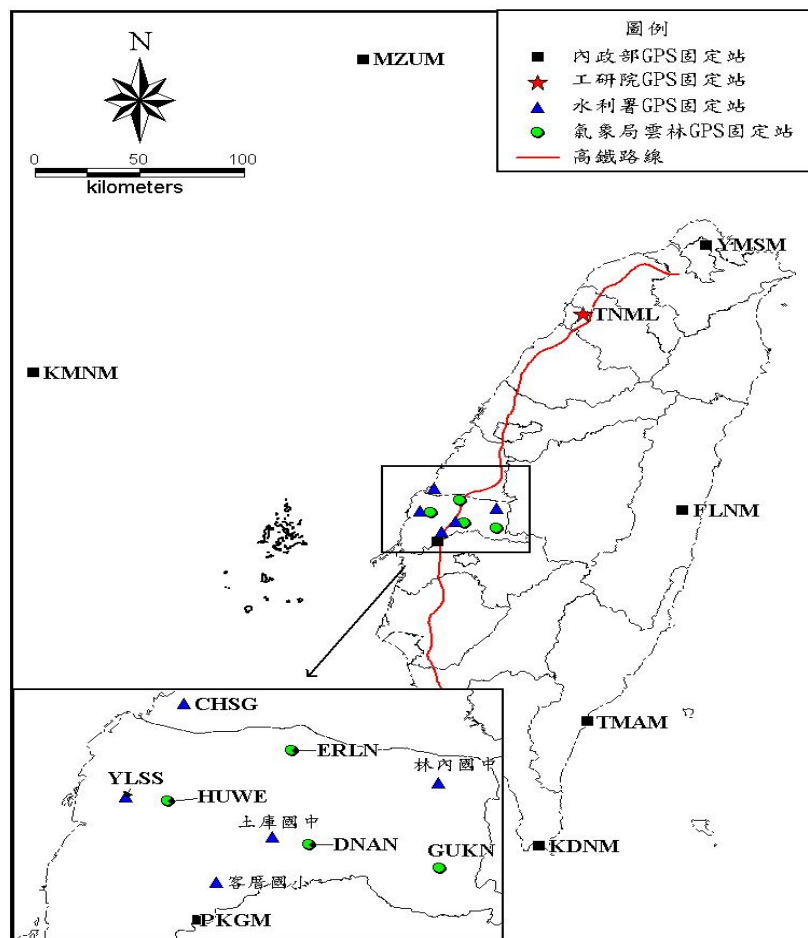


圖 8 雲林地區固定式 GPS 地層下陷監測站位置圖

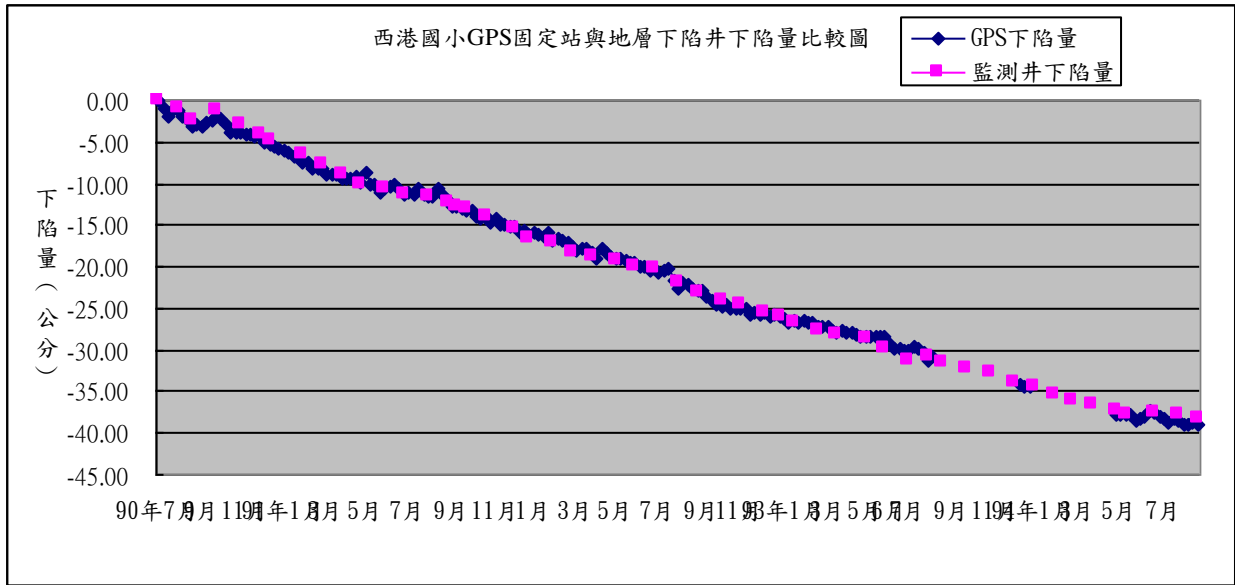


圖 9 西港國小 GPS 固定站之解算資料與地層下陷監測井觀測資料之比對圖

(四)其他監測方法；合成口徑雷達干涉分析技術(INSAR)

前述各種地層下陷量測方法均需藉由觀測儀器親臨現場量測，合成口徑雷達干涉分析技術(INSAR)則能以透過衛星遙測分析技術，獲得地表高程變動量，不必赴現場，人力時間皆可節省，且可瞭解大面積區域之下陷趨勢及分佈，可是其精度與地表之條件(岩石或土壤，森林或草原)有很大的關係，因此目前而言，在應用上仍有相當之限制；但無論如何這種可快速獲得大面積地層下陷資訊之方法，仍值得進一步之發展。

四、地層下陷之潛勢監控

地層下陷之發生原因很多，但其中以超抽地下水引起之災害最為嚴重，而該類地層下陷發生與否有二大關鍵因素，分別為地層之可壓縮性及地下水位之下降量。對於一已發生嚴重地層下陷之地區而言，顯然已具備上述二條件，其災害的監控主要以地表之沉陷資訊為主，包括下陷範圍及速率變化等，且對於變化程度異常之地區則應進一步監控地層壓縮與地下水位間之互制關係，以確認其機制特性並據以擬定防治措施。另外對於尚未檢測出明顯地層下陷地區而言，則其監控以地下水位為主，當地下水位有異常變化時，則應進一步加強地面沉陷之調查。

(一)下陷範圍與速率分析

此項分析主要根據為廣佈於檢測區之水準點高程變化資料，而為獲得確實可靠之成果，除了控制實測之精度外，後端資料運算及分析亦必須嚴謹。在資料之處理方面，其空間相關性可應用地質統計技術評估現地資料，並以最佳內插模式繪製下陷等值線圖，再結合 GIS 進行下陷面積之計算及成果展現。內插成果檢查重點包括：與舊有報告比對監測點的分佈與數目是否符合、等下陷圖與既有報告成果比對合理性與相似性、數值下陷量模型誤差分析。圖 10 為分析流程圖。

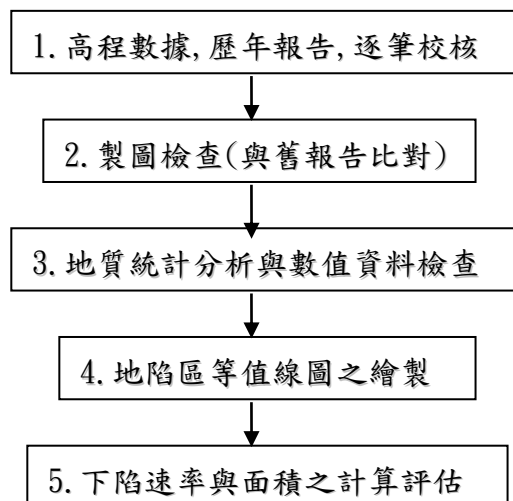


圖 10 下陷範圍與速率分析流程

圖 11 及圖 12 為根據上述流程製作之彰化地區民國 94 年之年平均下

陷速率及民國 81-94 年之累積下陷等值線圖，表 3 則為歷年各等值區域之面積分析表，可以知道就下陷速率而言，民國 92 年以前下陷中心發生在大城鄉，最嚴重時每年約有 23.6 公分之下陷量，但後來有緩慢減緩的趨勢，民國 93 年以後，下陷中心轉移出現在靠近中山高速公路之溪湖鎮，下陷速率約在 11.0-14.2 公分/年。另外就下陷範圍而言，年平均下陷速率超過 3 公分/年(地層下陷防治執行方案定義為持續下陷面積)之範圍在民國 90 達到最大，面積約 408 平方公里，民國 94 年則約為 263.4 平方公里，顯示下陷範圍呈縮小的趨勢。

雖然彰化地區無論在下陷速率或持續下陷面積均有較往年減緩得趨勢，但因年平均下陷速率仍高達 10 公分以上，其下陷程度仍屬嚴重，地面高程之水準檢測頻率仍應維持每年 1 次。

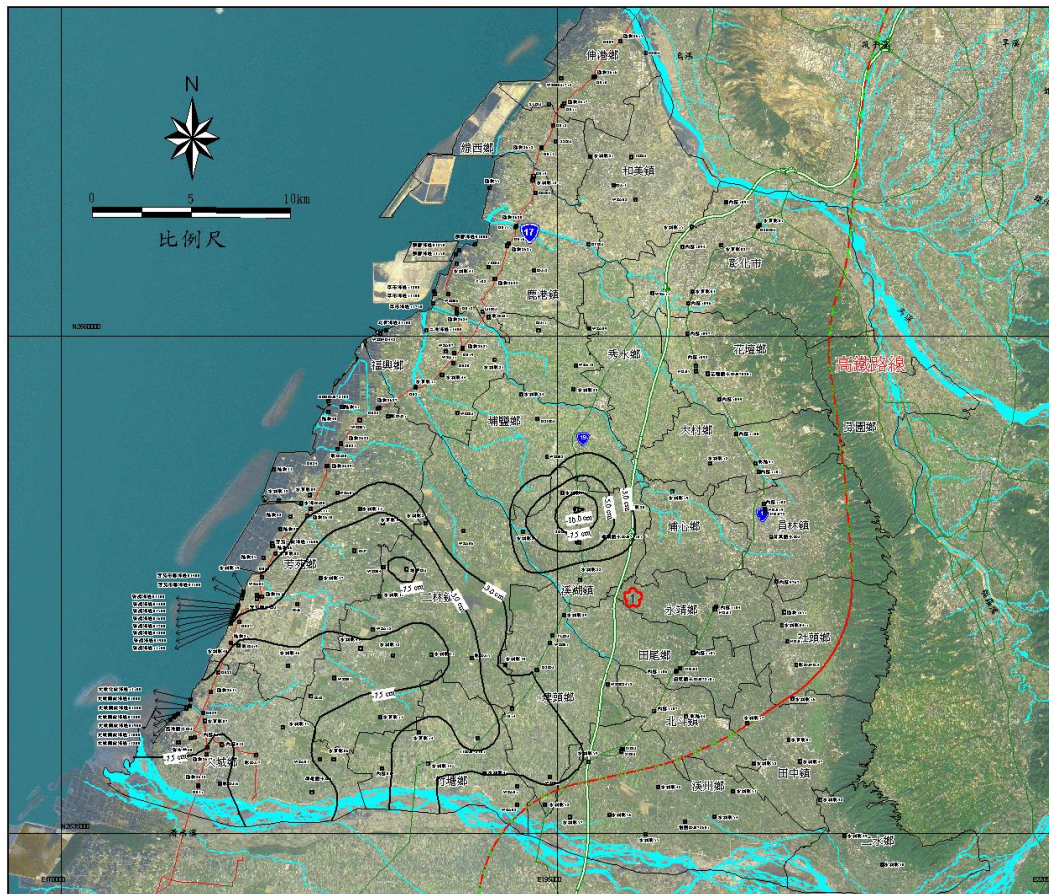


圖 11 彰化地區民國 94 年之年平均下陷速率等值線圖

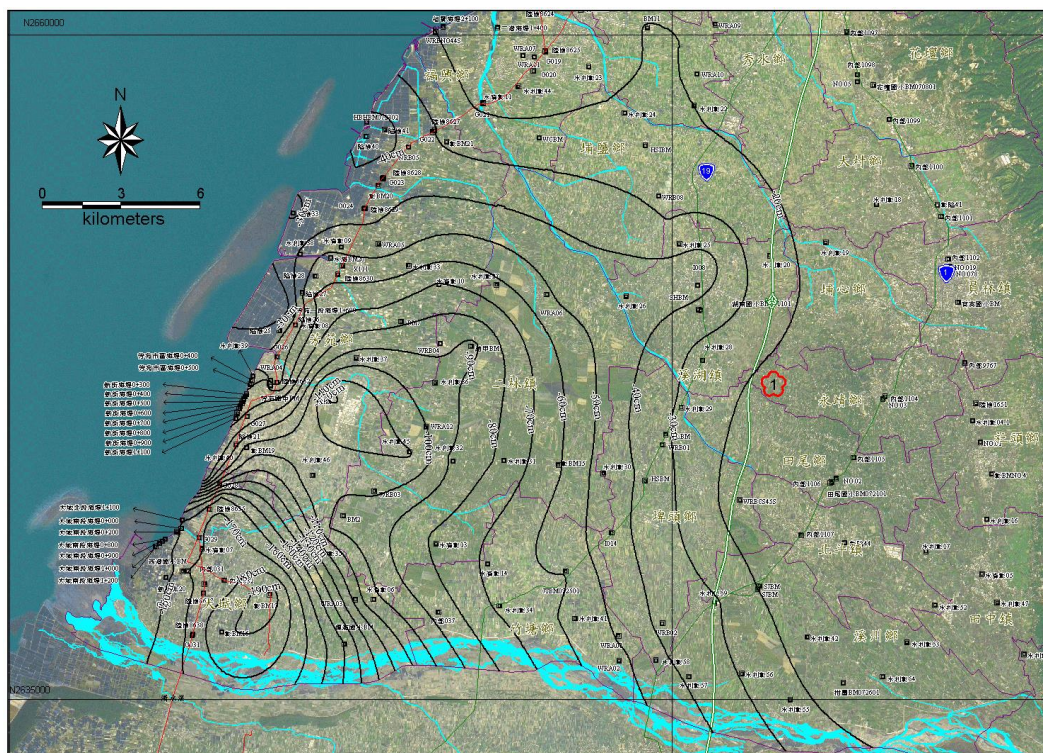


圖 12 彰化地區民國 81-94 年之累積下陷量等值線圖

表 3 彰化地區民國 81-94 年下陷速率與面積變化表

期距	81.10~ 82.08	82.08~ 84.08	84.08~ 86.08	86.08~ 87.08	87.08~ 89.06	89.06~ 90.08	90.08~ 92.08	92.08~ 93.08	93.08~ 94.05	81.10~ 94.05
最大年平均下陷速率 (cm/年)	17.1	21.7	23.6	19.3	16.4	17.6	10.4	14.2	11.0	15.7
最大年平均下陷速率 發生地點	大城鄉	大城鄉	大城鄉	大城鄉	大城鄉	大城鄉	大城鄉	溪湖鎮	溪湖鎮	大城鄉
速率超過(3cm/年)之面積(平方公里)	59.87	195.86	257.58	392.02	321.59	407.95	357.33	368.12	263.42	313.10

(二)地層壓縮機制分析

前面已提及超抽地下水引起之地層下陷，發生與否有二十大關鍵因素，

分別為地層之可壓縮性及地下水位之下降量。而台灣之西南沿海地區在地質上屬於鬆軟之現代沖積層，先天上就具有較高之壓縮潛能，因此也較容易產生地層下陷問題。

台灣沿海地區之沖積地層較複雜，地層主要可分為含水層與阻水層兩大類，含水層由粗砂、中細砂、粉砂等組成，具有較大的孔隙及儲水能力；阻水層則由粉土、高或低塑性黏土等組成，儲水能力差。此兩種地層之差異除了壓縮行為不同外，最大的差異在排水速度的快慢，通常含水層排水性佳，受外力時壓縮很快就會達成；阻水層則剛好相反，壓密過程會歷時比較久，也因為不易壓縮完全，所以地層中之阻水層通常較軟弱，受壓縮程度也比較大，因此欲完整探討沖積地層之下陷行為，應分別瞭解含水層及阻水層之受壓變形過程。

中央地質調查所目前已完成濁水溪沖積扇、嘉南平原及屏東平原之水文地質調查工作，將各水文區依地質年代及地層儲水特性區分含水層之深度與厚度，本項工作將可根據各水文區之水文地質、地下水位及地層下陷資料，探討其地層壓縮變形模式、地下水位變化與地層壓縮的關連性、並配合不同地層特性探討地層壓縮與時間序列及空間距離之關係。圖 13 為地層壓縮機制分析流程圖，可分為地下水文分析、地層壓縮特性分析。

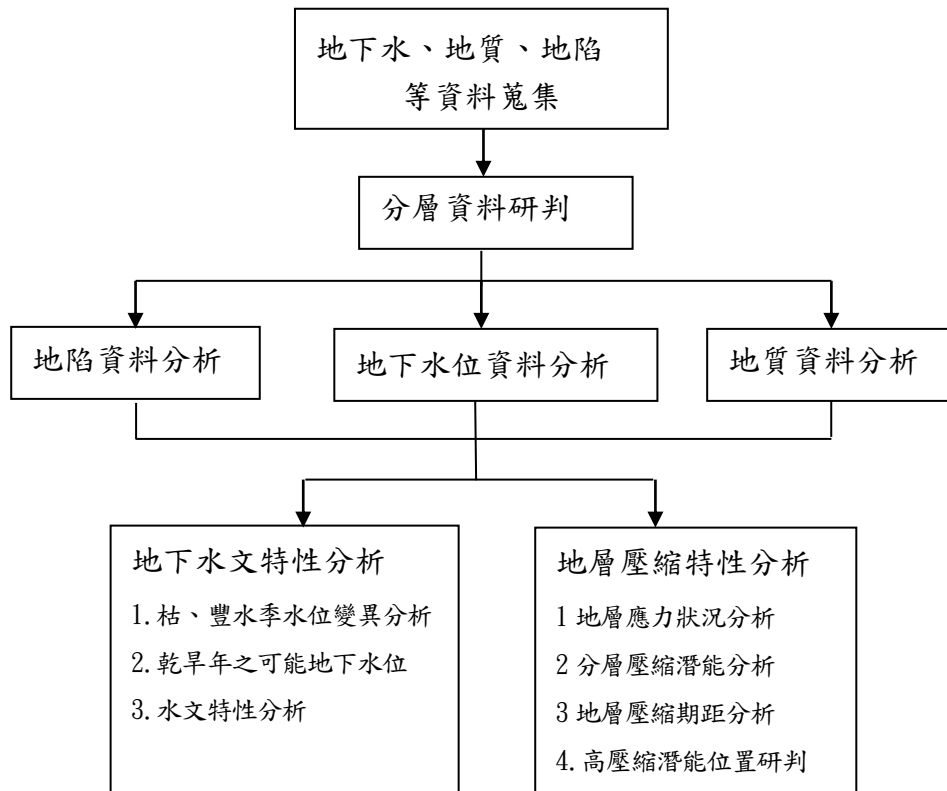


圖 13 地層壓縮機制分析流程圖

1.地下水文特性分析

由於自然的地下水位係隨著豐水或枯水季節而變化，若有人為抽水現象則易使其變化頻率增加，水利署於各不同水文地質區已陸續建立水文觀測站網，進行地下水位觀測，本項工作主要藉地下水位資料、雨量資料及水文地質資料以進行不同含水層於枯水季節與豐水季節時之地下水位變異分析，並由歷年降雨量探討乾旱年時可能之地下水位下降值。

2.地層壓縮特性分析

台灣西部地區對於地下水之開發，涵蓋自由水層至深度約 300 公尺含水層，其中除阻水層以細顆粒之具壓縮潛能之粉砂、泥及黏土層為主外，含水層裡也富含此類型之細顆粒土壤，此類型之土壤往往為造成地層壓縮之主要原因。由於地層下陷與地下水位變化關係密切，一般地下水位下降超過以往水位最低點，即超過預壓密應力時，土壤之受力狀況呈正常壓密現象，此現象所引起之地層壓縮往往量大，且

屬於不可回復性質；若地下水位未超過歷史水位之低點，即未超過預壓密應力時，土壤呈現過壓密現象，此時的沉陷較偏向於彈性範圍，量較小且屬於可回覆性質。這些壓縮若發生在含水層的細顆粒，則整個壓密沉陷時間會較短，若發生於厚的阻水層則產生之壓密沉陷時間會較長，量也會較大。

本項工作主要藉過去地下水位變化及地層下陷監測井觀測資料，推估地層目前之應力狀況，並由地層特性探討分層的壓縮潛能、其受力後壓縮行為產生可能之影響期距，再綜合研判較具高壓縮潛能之位置。

(三)雲林沿海地區地層下陷潛勢變化及機制探討

雲林縣位於濁水溪沖積扇南翼，海岸地區地層組成顆粒細小，組構軟弱，易因外力而發生變形，尤其是超抽地下水常會造成嚴重的地層下陷問題(如圖 14)。該區之地層下陷推測起源於民國 60 年代，圖-15 為民國 64~86 年之累積下陷量等值線圖，共出現二下陷中心在沿海地區，一個位於金湖附近，另一個位於台西蚊港附近，累積下陷量均達 190 公分(水利處，民國 87 年)。

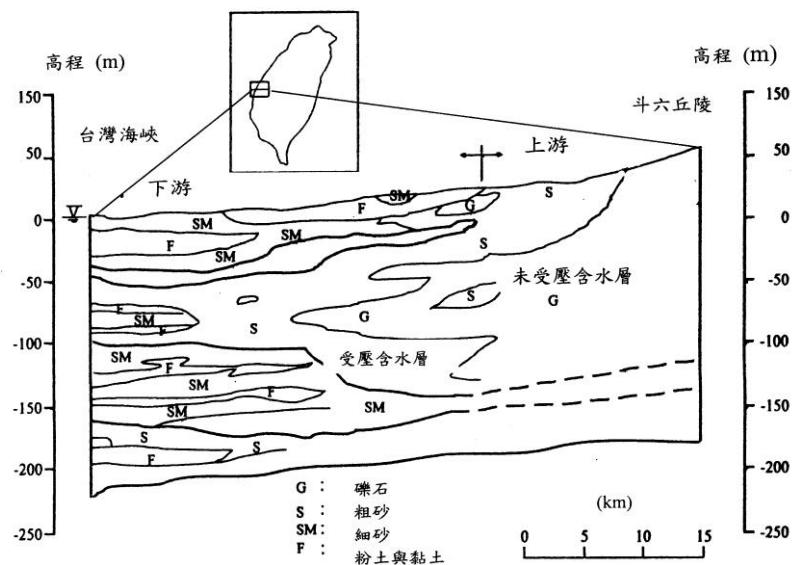


圖 14 雲林地區之水文地質概圖(姜儷安等，民國 85 年)

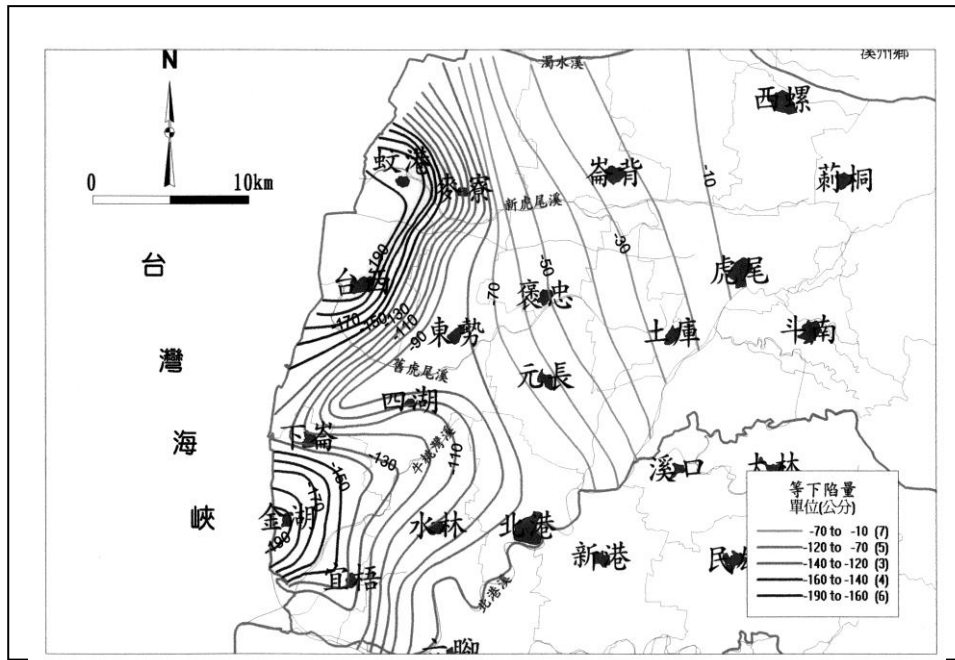


圖 15 雲林地區民國 64~86 年累計下陷量等值線圖(水利處，民國 87 年)

進一步比較雲林沿海南北向主要水準點之下陷量變化(如圖 16)，可以發現民國 70~75 年間，下陷主要發生在金湖、口湖一帶，平均年下陷速率約 10 公分/年；民國 75~80 年及 80~85 年間，北部之蚊港、台西後來居上，年下陷速率達 10~20 公分/年，民國 85 年以後整體之下陷速率就逐年縮減，到民國 91 年底為止，下陷速率降至 3~5 公分/年。這種演變可由長期之地下水位及地層下陷變化關係加以解釋，圖 17 為口湖及台西之地表下陷量與附近地區地下水位之長期變化圖，可知雲林南部(口湖)是在民國 50、60 年代大量使用地下水，使得地下水位開始下降，並在 70 年代初期出現顯著之地層下陷，而雲林北部(台西) 70 年代才開始大量使用地下水，引起地下水位逐年下降，民國 75 年以後引發當地嚴重的下陷問題。民國 85 年以後，可能因地層下陷防治執行方案之推動及當地產業用水型態之轉變，地下水位下降情況減緩並使下陷逐漸緩和。

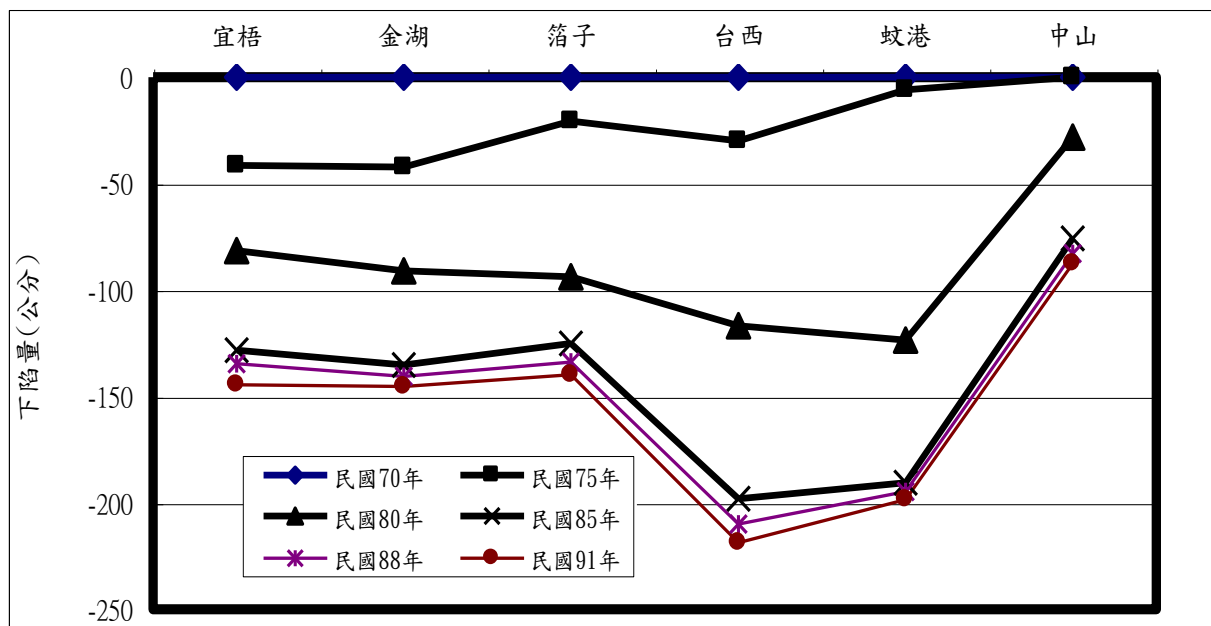


圖 16 雲林沿海南北向主要水準點之下陷量變化圖

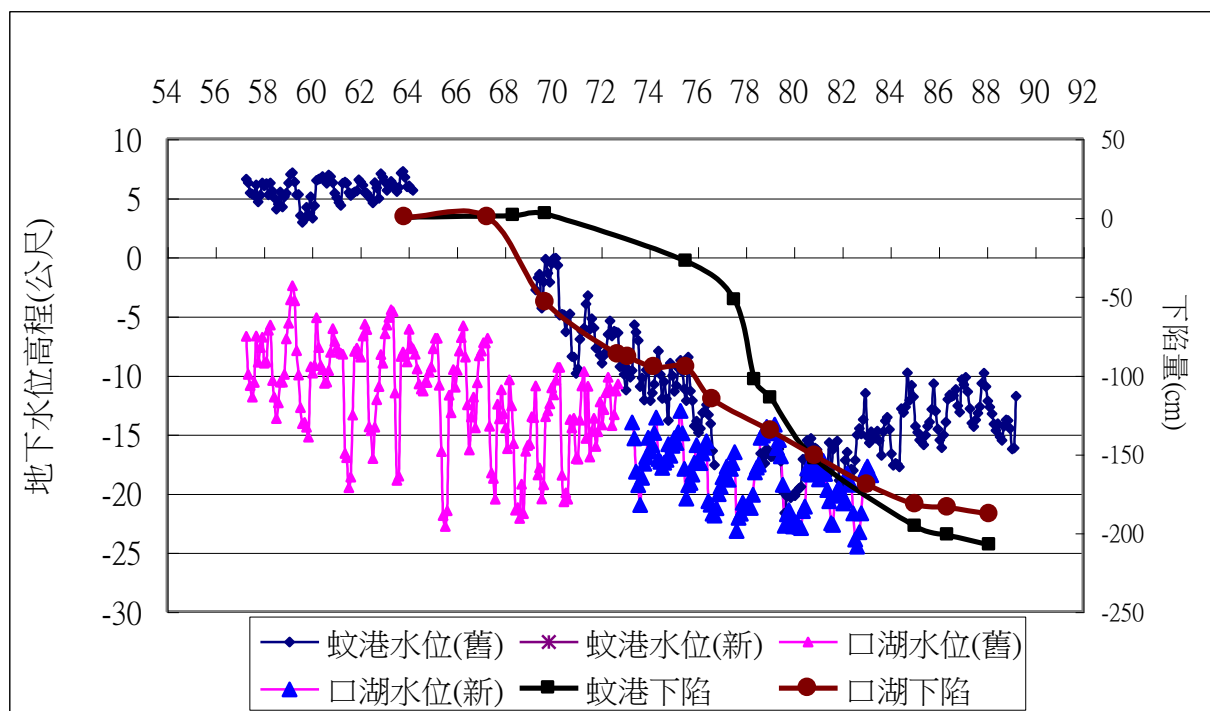


圖 17 雲林沿海台西蚊港及口湖之長期下陷與水位歷線圖

雲林沿海之地層下陷趨勢雖已轉緩，但根據水準檢測結果，顯示每年仍約有 3~5 公分不等之下陷量；圖-18 為雲林地區民國 88 至 91 年之年平

均下陷速率等值線圖，沿海地區近三年之年平均地表高程變化量約 3 公分/年。

雲林沿海地區共有六口磁環分層式監測井，其中新興國小監測站位於台西鄉，圖 19 為民國 85~92 年不同深度地層之壓縮量歷史變化圖，以其中地表至 276 公尺深(0~276m)之地層而言，七年來之累積壓縮量約 29 公分，平均每年之壓縮量約 4 公分，地層壓縮主要發生在每年之 3~5 月及 8~10 月。

圖 20 則為地層壓縮在深度上之變化圖，可知在地表下 50~270 公尺間均有壓縮現象，深度越深，壓縮率越高，顯示近年來地層下陷之主因可能是深層抽用地下水，並引起深層土壤壓縮而造成。

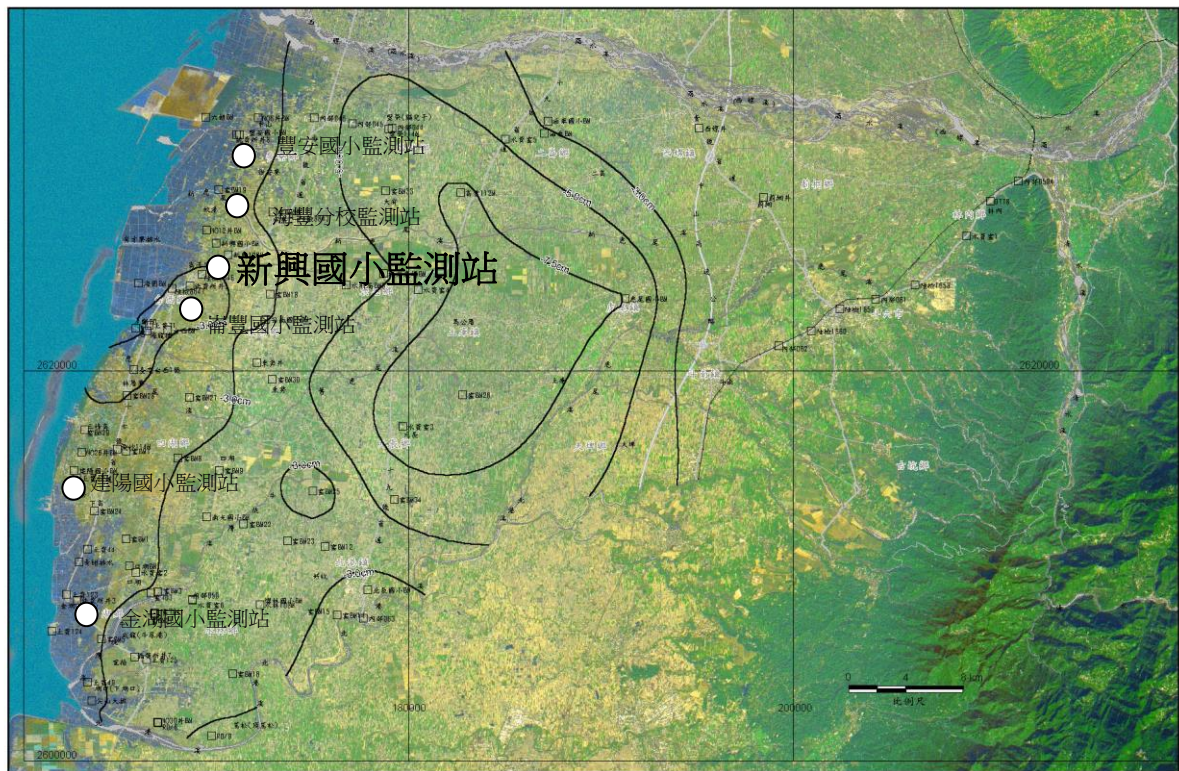


圖 18 雲林地區民國 88 至 91 年之年平均下陷速率等值線圖

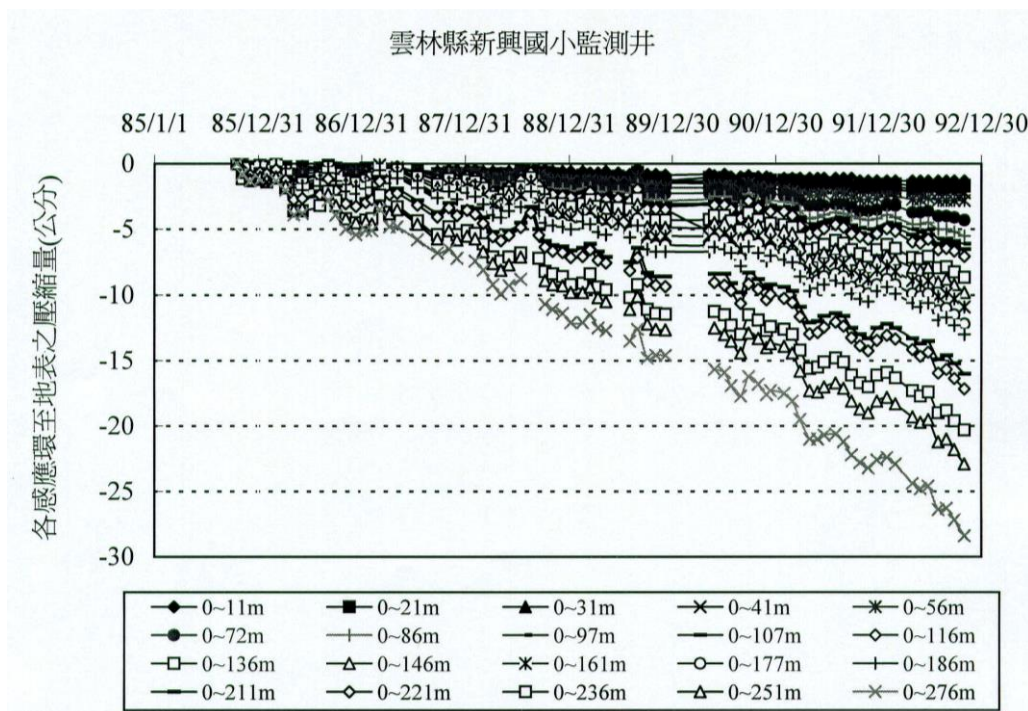


圖 19 雲林新興國小監測站之不同深度地層壓縮量歷史變化圖

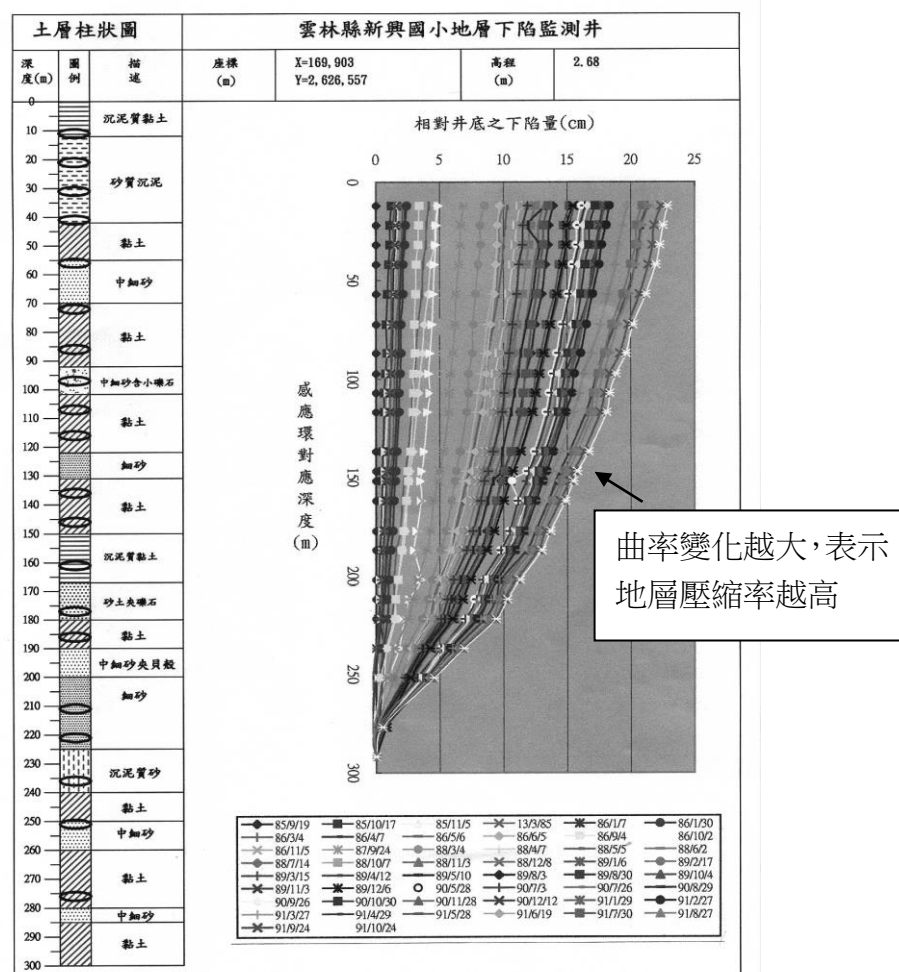


圖 20 雲林新興國小監測站之地層壓縮量與深度變化關係圖

五、地層下陷之預警系統

超抽地下水所引起之地層下陷是緩慢的地表下沉現象，其危害之急迫性不若其他地質災害(如地震、山崩、洪水、土石流)，很容易被忽略，但當下陷量逐漸增大時並引發災害時，其損失往往相當驚人，所以可稱之為沉默的地質危機。而面對這樣的問題，其實最好的方法是”知微而杜漸”，在發生下陷之初即加以因應，便可避免後續嚴重災害的發生，因此地層下陷之預警工作雖沒有急迫性，但重要性則不可忽略。

因為地層下陷之發生過程緩慢，許多國家並未針對這種災害現象建立完整之預警系統，但鑒於全球環境及氣候變遷劇烈，其與其他地質災害相關性日益密切，因此各國仍持續關切地層下陷預警系統研發之重要性。

地層下陷之發生是地層微小變形的累積，變形本身也許威脅性較低，但其防範重點在於衍生災害的避免，如淹水、土地流失、結構或管線移位等，因此其預警的重點與防範的目標有關聯，亦即不同的預警目標應有不同標準。以下簡單介紹幾種防範對象及其預警對策。

(一)土地開發與管理

超抽地下水引起之地層下陷之範圍往往相當大，表 4 為世界各地之地層下陷案例資料表(Poland, 1984)，下陷面積均高達數百至數千平方公里，對於人口密集的地區將不免於使用地層下陷地區之土地，而這些土地最常面臨是積水不退的問題，所以在管理這些土地時，最應重視地面高程的變化。因此對於這些下陷中土地之預警主要以公告其下陷速率、面積與影響範圍為主，尤其對於年平均下陷速率超過 5 公分/年之地區，應採取積極之防治作為；而在消極面，也可運用墊高基礎及設置抽水站等加以因應地層下陷可能衍生之災害，因為地層下之發生過程很慢，預警訊息之發布以年報方式即可，並由政府相關部門發布較為適當。

表 4 世界各地抽水引起地層下陷案例基本資料(Poland，1984)

地區	地質條件	地層受壓 範圍(m)	最大累積 下陷量(m)	下陷面積 (Km ²)	下陷期間
澳洲，Latrobe	先第三紀湖泊沉 積、洪積地層	10~300	1.6	100	1961~1978
英國， 倫敦	始新世倫敦黏土	50~100	0.35	450	1865~1932
匈牙利， Debrecen	第四紀洪積層	50~250	0.42	390	1920~1975
義大利， Po Delta	第四紀海相、瀉 湖及河流沖積層	100~600	3.2	2600	1951~1966
日本，Osaka	第四紀湖泊沉積 及河流沖積層	0~400	2.88	630	1935~1970
墨西哥， 墨西哥市	第四紀湖泊沉積	0~50	9.0	225	1891~1978
紐西蘭， Wairakei	更新世火山角礫 岩及溶岩	250~800	6~7	30	1952~1978
泰國， 曼谷	第四紀海相沉積 及河流沖積層	0~200			
中國大陸， 上海市	第四紀海相沉積層	3~300	2.63	121	1921~1965
美國，San Joaquin valley	新生代晚期湖泊 沉積層	60~900	9.0	6200	1930~1975
台灣， 台北盆地	第四紀湖泊沉積層	10~240	1.9	235	1955~1974

(二)工程結構之安全性

超抽地下水引起之地層下陷，因為範圍往往相當大，所以大部分地區屬於均勻下陷，對於工程結構之影響較小，但是若地質性質變化劇烈或構築長線形結構物時則發生差異沉陷之機率就較高，如美國之亞歷桑納州之 Las Vegas 及中國大陸之西安地區(Bell et al.200, Lee et al.,1996)，其岩盤較淺與土層厚度不平均，因而產生嚴重的水平位移，導致地表容易出現水平裂縫。另外對於通過地層下陷區之高速公路、鐵路或長橋，因為下陷量之累積效應，會使部分結構產生較大的角變量進而影響結構安全，以台灣高

速鐵路之設計規範而言，若地表之差異沉陷量使簡支梁之角變量超過 $1/1,000$ 或連續梁角變量超過 $1/1,500$ (如圖 21)，則會影響高速鐵路的行車安全。所以對於地層下陷區之重大工程而言，應依其設計規範設定下陷警戒值，並更密集觀測地層下陷量之變化，因交通建設涉及公共安全，對於有疑慮之路段，觀測及預警頻率應以每月一次較為洽當，監測及預警系統均應由施工及營運單位負責。

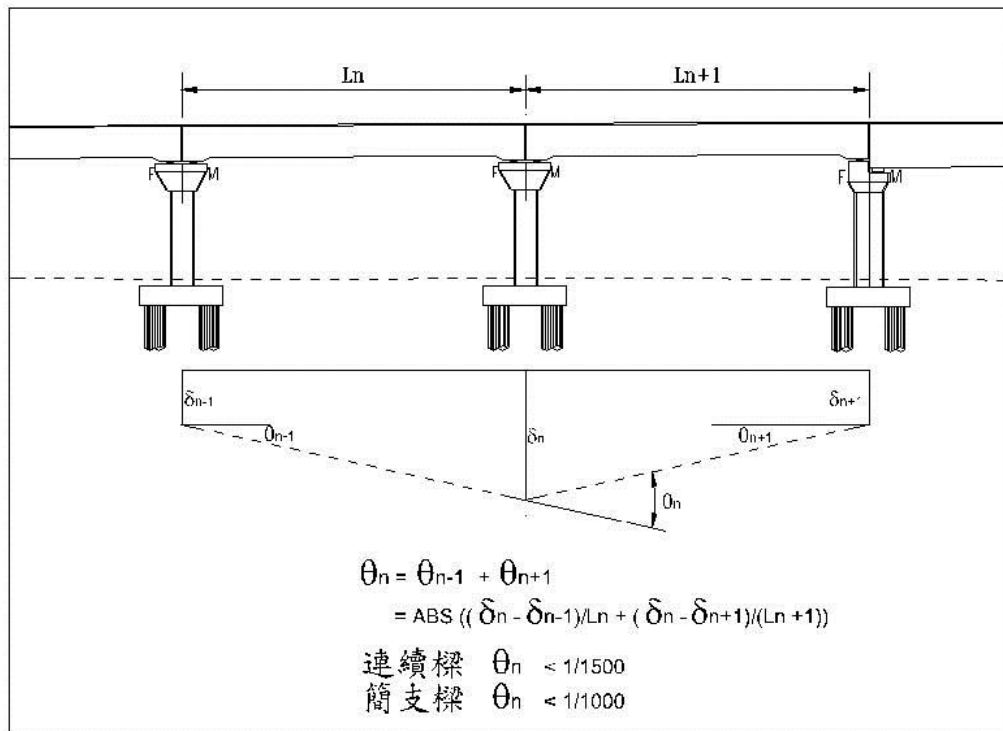


圖 21 差異沉陷引起工程結構產生角變量示意圖

(三)地下水資源管理

地下水是自然資源的一種，妥善的利用可以滿足人類生活之所需，但如何無害的使用地下水資源是一個大問題。

因地層下陷是地層受壓變形所造成，其變形性質與其材料組成及受力歷史有關，理論上不同之地質材料有不同的承壓能力，受力歷史亦會影響地層之可變形性，當地下水位下降時，地層不見得都會有明顯變形，須在地下水位降至某臨界值以下時，地層才會顯著受影響，此即定義為臨界下陷水位。此水位值隨著受力歷史之影響，各個時期均不相同，這也是所謂動態平衡的一種表現。以大陸上海地區而言，根據監測資料推測其第四承

壓含水層目前之“臨界水位”為在地表下-28~-32 公尺左右(魏子新，2002)。除臨界水位外，尚可進一步訂定“警戒水位”和“危急水位”作為地層下陷地區限制受壓含水層定量開採管制之參考。圖 22 為彰化鹿港地區地層下陷與地下水位變化之關係圖，分析其地下水位之變化歷史可找出歷史上之水位最低點約在-18 公尺，因此若地下水位保持在此歷史低水位以上，則可減緩地層壓縮量之發生。因此預防地層下陷不見得須全面禁止使用地下水，只要使用方法得當，地下水是可以合理運用的天然資源。

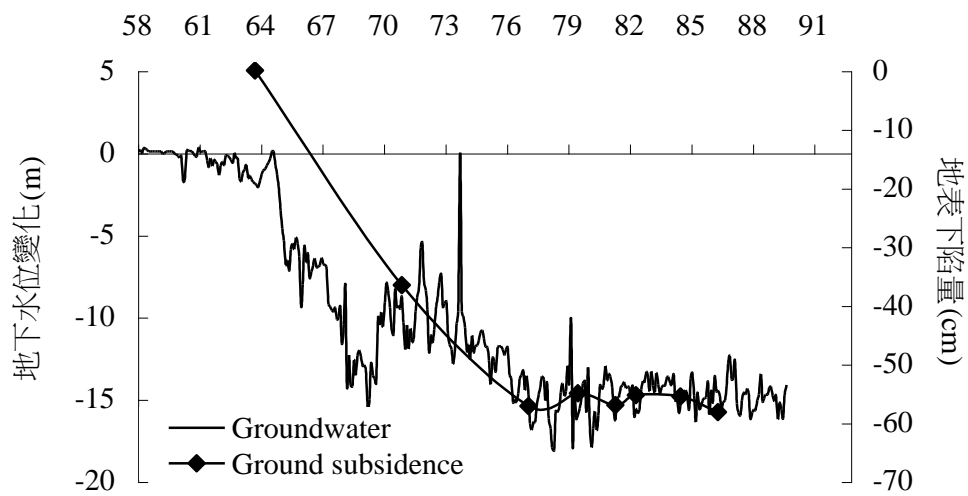


圖 22 彰化鹿港地區地層下陷與地下水位變化之關係圖

六、結語

地層下陷是一種緩慢之地質災害，其衍生之損失相當大，但因為地層發生下陷初期，下陷量並不明顯，若要早期預知則需靠精密的調查與監測技術，因此需建立完善之常態性監測系統，提供精確詳實之數據，用以監控地層下陷之變化趨勢。至於地層下陷之預警，因災害本身並無時間上之緊迫性，主要以定期提供下陷資訊為主，或者依據不同的需求設定預警標準，但因全球氣候變遷日益劇烈，地層下陷與其他危急程度高之地質災害的關聯性也日益密切，世界各國均在研發相關的預警系統，而國內目前在監測系統之建置方面雖日益完善，但未來亦應針對預警機制進行深入的探討，以有效防範地層下陷之發生及惡化。

七、參考文獻

- 1.台灣省水利局：台灣沿海地層下陷地區之歷年水準檢測報告。
- 2.工研院能資所：台灣地區地層下陷監測調查分析，期末報告，水利署，民國92年12月。
- 3.工研院能資所：台灣地區94年度地層下陷水準監測及其相關分析，期末報告，水利署，民國94年12月。
- 4.水利處，民國87年，雲林縣沿海地區地盤下陷檢測計畫
- 5.李伯當、黃鎮臺，民國80年，地盤下陷監測方法之探討，地工技術雜誌第36期，
- 6.姜儷安、歐陽湘，民國85年，雲林地區地下水平衡分析，濁水溪沖積扇地下水與水文地質研討會論文集，pp.181-206
- 7.經濟部，農委會：地層下陷防治執行方案，民國85年。
- 8.魏子新，2002，上海市承壓含水層系統應力-應變特徵及地面沉降防治對策，全國地面沉降學術研討會論文集(中國)，pp.357-365
9. Bell, J.W., Amelung, F. Ramelli, C., 2000 , Land subsidence in Las Vegas, Nevada, USA: new geodetic data reveal localize spatial patterns, structures controls, and reduced rates, Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.2, pp.127-138
10. Lee,C.F., Zhang, J.M. and Zhang, Y.X.,1996, Evolution and origin of the ground fissures in Xian,China, Engineering Geology 43, 45-55.
11. Mousavi, S.M., Shamsai, A. EI Nagger, M.H., Khomehchian, M., 2001. A GPS-based monitoring program of land subsidence due to groundwater withdrawal in Iran. Can. J. Civ.

Eng.28, 452-464.

12. Poland, J. F. and Davis, G. H., 1969, Land subsidence due to withdrawal of fluids, in Varnes, D. J., and Kiersch, George, eds., Reviews in Engineering Geology: Volume 2: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p.187-269
13. Sato, H.P., Abe, K, Ootaki, O, 2003. GPS-measured land subsidence in Ojiya City, Niigata Prefecture, Japan. Engineering Geology 67, 379-390.
14. Tosi, L., Carbognin, L., Teatini, P., Rosseeli, R., Stori, G. G., 2000. The ISES project subsidence monitoring of the catchment basin south of the Venice Lagoon (Italy). Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence (24-29 September). Ravenna, Italy, Vol.2, pp.113-126.
15. U.S. Geology Survey, 1999, Land Subsidence in the United States edited by Galloway, D.L., Jones, D., Ingebritsen, S.E., Circular 1182, 177p.