

經濟部中央地質調查所報告

計畫編號:101-5226904000-05-01

台灣北部火山活動觀測研究－
台灣北部火山活動地區密集陣列觀測研究(1/4)

期末報告



執行機關：經濟部中央地質調查所

執行機關：中央研究院地球科學研究所

中華民國一〇一年十二月

台灣北部火山活動觀測研究一
台灣北部火山活動地區密集陣列觀測研究(1/4)

期末報告

計畫主持人：林正洪

協同主持人：陳洲生

研究人員：黃柏壽

研究人員：劉忠智

研究人員：張道明

研究人員：黃文紀

委託機關：經濟部中央地質調查所
執行機關：中央研究院地球科學研究所

中華民國一〇一年十二月

目錄

	頁碼
中英文摘要	III
圖目錄	V
表目錄	XI
壹、前言	1
貳、研究方法與步驟	5
一、計劃執行方法	5
二、進行步驟	11
三、作業方式與電腦工作	14
四、地震定位的方法	16
五、單站頻譜比法	19
六、時間項分析法	19
七、表面波格林函數	20
八、頻率-波數法	22
參、成果與討論	25
一、大台北地區	25
1. 井下寬頻地震站	26
2. 地表微震觀測站	29

3. 微震觀測網的地震觀測	32
4. 寬頻地震站場址特性	42
5. 地下折射層與時間項之研究	53
6. 剪力波速度構造	57
二、大屯山地區	62
1. 微震網觀測	62
2. 密集地震站陣列	74
三、宜蘭地區	89
1. 微震網觀測	89
2. 大地電磁監測	99
肆、結果	113
五、參考文獻	115
附件一：回覆期末綜合審查意見	119
附件二：回覆期中綜合審查意見	120

中文摘要

火山活動所產生的災害，一直是威脅人類社會安全與文明進步。台灣地區雖無明顯活動的火山，但過去的歷史文獻紀錄從十八世紀以來，台灣東部鄰近海域有四次的火山活動。位於宜蘭縣之龜山島及台北盆地北側之大屯火山群為北台灣主要之火山地區。龜山島生成年代推測約在七千年前，因此一直為台灣學術界認定為一個活火山。相對地，大屯火山群根據多年來的調查監測結果，雖然沒有立即噴發的危險，但是大屯火山群的種種地質跡象仍讓科學家擔憂，因為大屯火山群很年輕，證據顯示最近一次噴發年代落於國際活火山定義的一萬年內，且地殼深部仍可能有高溫的岩漿存在之可能。因此，為進一步探測北台灣主要之火山地區火山活動相關之岩漿熱液活動，本計畫規劃以四年之時間，利用多種密集陣列觀測，研究北台灣火山地區之火山地下構造。主要工作項目包括（1）密集地震儀陣列、（2）大地電磁陣列、（3）大屯火山及台北井下地震網觀測與（4）宜蘭龜山島地震網觀測等四部分。今年度主要工作已依規劃之進度，除了維護現有地震網，並完成兩個火山地區之微震觀測分析外，已於大屯山地區完成三個密集地震儀陣列之設置，並收集大量資料進行分析與初步之討論。同時在台灣北部火山完成部分大地電磁觀測與解釋。預期四年計畫完成後之具體成果，不但可更了解台灣北部火山之岩漿活動型態及行為，同時提供政府單位在台灣北部火山防災項目上政策制定，善用及掌握火山地區高溫流體之存在活動範圍，對火山地熱能源開發將有相當大助益。

關鍵詞：大屯火山、龜山島、地震網、地震陣列、大地電磁陣列、火山活動

ABSTRACT

Volcanic activity is always threatening the safety and civilization of human beings. Although there was not historical eruption in the island of Taiwan, four possible volcanic activities offshore eastern Taiwan have been found in some literatures since the 18 century. Tatun volcano group and Kueishantao are two of active volcanoes in the northern Taiwan area. Kueishantao was resulted from volcanic activity before 7,000 years ago and thus it has been considered as an active volcano. Although the Tatun volcano group hasn't been found any eruption in the human history, recent studies suggest that the last eruption might be taken place about 6,000 years ago. Therefore, the project is planning to study both volcanic areas of Tatun volcano group and Kueishantao in the northern Taiwan area by deploying several geophysical arrays in the following 4 years. The major works in the study areas will include (1) dense seismic arrays, (2) MT arrays, (3) seismic networks in the Taipei area and (4) seismic networks in the Ilan area. In this year, we have finished the seismic observations in two volcanic areas, deployed three dense seismic arrays at the Tatun volcanic area and some preliminary MT measurements in Ilan area. The final results will not only improve the understanding of volcanism geometry beneath the Tatun volcano group as well as the Kueishantao area, but also provide important information for reducing the potentially volcanic hazard and geothermal exploration in the future.

Keywords : Tatun volcano, Kueishantao, seismic array, MT array, volcanic activity

圖目錄

	頁碼
圖 1 大屯火山群數值地型模型	1
圖 2 大屯山地區過去幾年微震分佈之三維空間投射	2
圖 3 宜蘭龜山島地區過去幾年微震分佈之三維空間投射	3
圖 4 大屯山地區地震站及規劃設置的三個密集地震站震列之位置圖	6
圖 5 宜蘭地區地震站及規劃設置的密集地震站震列之位置圖	7
圖 6 北台灣地區規劃設置的密集線形地震陣列之位置圖	8
圖 7 北台灣地區規劃設置的兩個密集棋盤式地震站陣列範圍	8
圖 8 大地電磁主要之代表性陣列觀測站佈置圖	9
圖 9 台北盆地、大屯火山區及宜蘭地區測站分佈圖	10
圖 10 4.5 赫茲垂直向感應器 (GS-11D)	11
圖 11 RT-125A (Texan) 記錄器	12
圖 12 英國 Guralp 公司所製 CMG-6TD 中長週期速度型地震儀	13
圖 13 德國 Mark Products 公司所製 LE-3Dlite 短週期速度型感應器	13
圖 14 大台北地區寬頻地震觀測網的測站位置分佈	26
圖 15 本計畫各井下站址的淺層 P 波與 S 波速度曲線	28
圖 16 西元 2012 年初建立之地表寬頻站之波形即時展示系統	30
圖 17 地表寬頻站 TB36 在西元 2012 年 11 月 13 日的(a)東西向與(b)	

南北向速度的波形即時展示	31
圖 18 DANB 井下地震站在西元 2005 年 10 月至西元 2012 年 11 月所 收錄臺灣地區地震之震央分佈.....	32
圖 19 西元 2012 年 2 月 26 日屏東霧台地震在 PADB 井下站與 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形.....	33
圖 20 西元 2004 年 10 月至西元 2012 年 11 月發生於北台灣地區之淺 震與深震的震央分佈。	34
圖 21 西元 2012 年 6 月 9 日宜蘭外海地震在 DANB 井下站所記錄到 的三分量速度與加速度波形	35
圖 22 西元 2012 年 6 月 13 日新竹縣尖石鄉地震在 DANB 井下站與 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形.....	36
圖 23 西元 2012 年 7 月 20 日新北市三峽區地震在 101B 與 PADB 井 下站，和 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形	37
圖 24 西元 2012 年 10 月 13 日新北市石碇區地震在 101B 井下站與 TB36 地表站所記錄的三分量速度波形.....	38
圖 25 DANB 在西元 2005 年 10 月至西元 2012 年 11 月所收錄之遠場 地震之震央分佈	39
圖 26 西元 2012 年 11 月 11 日緬甸發生規模 6.8 的強烈地震的震央位 置圖.....	39
圖 27 西元 2011 年 3 月緬甸東南部、靠近寮國、泰國邊界也發生強烈 地震.....	40
圖 28 西元 2012 年 11 月 11 日緬甸地震在 GDUB 井下站與 TB36 地表	

站所記錄到的三分量速度波形.....	40
圖 29 用於分析台北盆地周邊山區測站之地震事件分佈圖	43
圖 30 台北盆地周邊山區測站位置分佈及放大主頻範圍	44
圖 31 用於分析盆地內測站之地震事件及測站分佈圖	45
圖 32 盆地內各測站 H/V 分析時所使用之地震事件數量統計表	47
圖 33 盆地內測站放大主頻選取範例	48
圖 34 台北盆地微地動測量研究之主頻分佈結果及松山層等深度圖	50
圖 35 台北地區寬頻測站資料分析所得各測站場址之主頻分佈，及寬 頻地震測站位置分佈	51
圖 36 Wen <i>et al.</i> (1994, 1995) 對羅東的 LSST 陣列資料進行頻譜分析 之結果	52
圖 37 震源與測站分佈	54
圖 38 震源與測站間距離大於 25 公里之 P 波到時之時間項標準差	54
圖 39 北台灣的時間項變化分佈圖	55
圖 40 大台北地區的時間項變化分佈圖	56
圖 41 時間域經驗格林函數	57
圖 42 測站分佈與逆推區塊圖	58
圖 43 各構造區的雷利波群速度頻散曲線	59
圖 44 各構造區的剪力波速度模型	60
圖 45 井下地震儀之外觀	63

圖 46	三個深井地震站分佈	64
圖 47	深井地震站現場施工情況	64
圖 48	八個淺井地震站分佈	65
圖 49	淺井地震站現場施工情況	65
圖 50	大屯山地區過去數年中之微震活動分布	66
圖 51	大屯山各地區各月份累積之微震活動個數	67
圖 52	大屯山地區的七星山與大油坑附近之微震深度分布統計圖	68
圖 53	大屯山地區的七星山與大油坑附近之微震規模分布統計圖	68
圖 54	大屯山地區的地震日個數統計圖	70
圖 55	西元 2011 年 4 月 1 日至 6 日的群震活動	70
圖 56	西元 2011 年 4 月 17 日至 29 日的群震活動	71
圖 57	西元 2011 年 5 月 14 日的群震活動	71
圖 58	西元 2011 年 10 月的數個群震活動	72
圖 59	西元 2011 年 11 月的數個群震活動	72
圖 60	西元 2011 年 4 月及 5 月的數個群震活動	73
圖 61	西元 2011 年 6 月及 7 月的數個群震活動	73
圖 62	大屯火山地震網偵測火山型震動訊號之紀錄	74
圖 63	火山型震動訊號之振幅平方記錄	75
圖 64	大屯山地區設置的三個密集地震儀陣列相關位置圖	75

圖 65 竹子湖密集地震儀陣列位置圖	76
圖 66 八煙密集地震儀陣列位置圖	77
圖 67 擎天崗密集地震儀陣列位置圖	77
圖 68 Texan 記錄器及車用型電池.....	78
圖 69 密集地震儀陣列野外施測情形	79
圖 70 利用掌上型 GPS 量測每個測點位置	79
圖 71 竹子湖密集地震儀陣列的直角座標系統.....	85
圖 72 八煙密集地震儀陣列的直角座標系統.....	86
圖 73 擎天崗密集地震儀陣列的直角座標系統.....	86
圖 74 Ghosh <i>et al.</i> (2009) 利用頻率-波數法分析結果	87
圖 75 大屯山地區密集地震儀陣列利用頻率-波數法分析結果.....	88
圖 76 宜蘭地區地震分佈圖	90
圖 77 宜蘭地區地震深度的統計圖	91
圖 78 宜蘭地區地震規模的統計圖	91
圖 79 宜蘭地區每月地震個數的統計圖	91
圖 80 宜蘭地區西元 2007 年地震分佈圖	92
圖 81 宜蘭地區西元 2008 年地震分佈圖	93
圖 82 宜蘭地區西元 2009 年地震分佈圖	94
圖 83 宜蘭地區西元 2010 年地震分佈圖	95

圖 84 宜蘭地區西元 2011 年地震分佈圖	96
圖 85 宜蘭地區西元 2012 年地震分佈圖	97
圖 86 宜蘭地區西元 2012 年地震的深度淺於 10 公里的每日個數統計圖	98
圖 87 大地電磁法原理圖	103
圖 88 大地電磁儀系統	103
圖 89 本研究之大地電磁監測站位置	104
圖 90(a) 清水大地電磁監測站最近一年之視電阻率與相角記錄圖	105
圖 90(b) 大油坑大地電磁監測站最近一年之視電阻率與相角記錄圖	106
圖 91 大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線、相位角曲線及極化圖	107
圖 92 大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線、相位角曲線及其一維反演	108
圖 93 大地電磁監測站最近一年 TM mode 之視電阻率及相角圖	109
圖 94 大地電磁監測站最近一年 TM mode 之電阻率時間變化	110
圖 95 清水大地電磁監測站周邊約 50km 之雨量、電阻率與地震比對圖	111
圖 96 大油坑大地電磁監測站周邊約 50km 之雨量、電阻率與地震比對圖	112

表目錄

	頁碼
表 1 西元 2012 年大台北地區井下與地表寬頻地震測站的參數	27
表 2 台北盆地附近山區場址分析所選用之地震列表	44
表 3 台北盆地內場址分析所選用之地震事件列表	46
表 4 西元 2008 年 TAIGER 炸測實驗中北部之炸點	53
表 5 本研究中使用之地震	53
表 6 竹子湖地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號	81
表 7 八煙地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號	82
表 8 擎天崗地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號	83

壹、前言

台灣北部地區存有兩個火山活動記錄之地區 (Chen, 1990; Tsao, 1994)。首先是大屯火山地區 (圖 1)，它位於台北盆地北方，雖然人類歷史上並無任何火山噴發之記錄，但地表地熱活動極為明顯。大屯火山群不僅緊鄰大台北地區，同時其北側之金山萬里地區有兩座核能發電廠，所以大屯山是否再度活動 (包括火山或地震)，不僅是一個科學上的問題，更關係著大台北都會區內數百萬居民之生命及財產之安全。故政府該有責任與義務積極整合所屬的相關部門及廣納學術研究單位之意見，朝基礎研究與防震減災的兩個目標，妥善規劃該地區的中、長期之監測計畫。

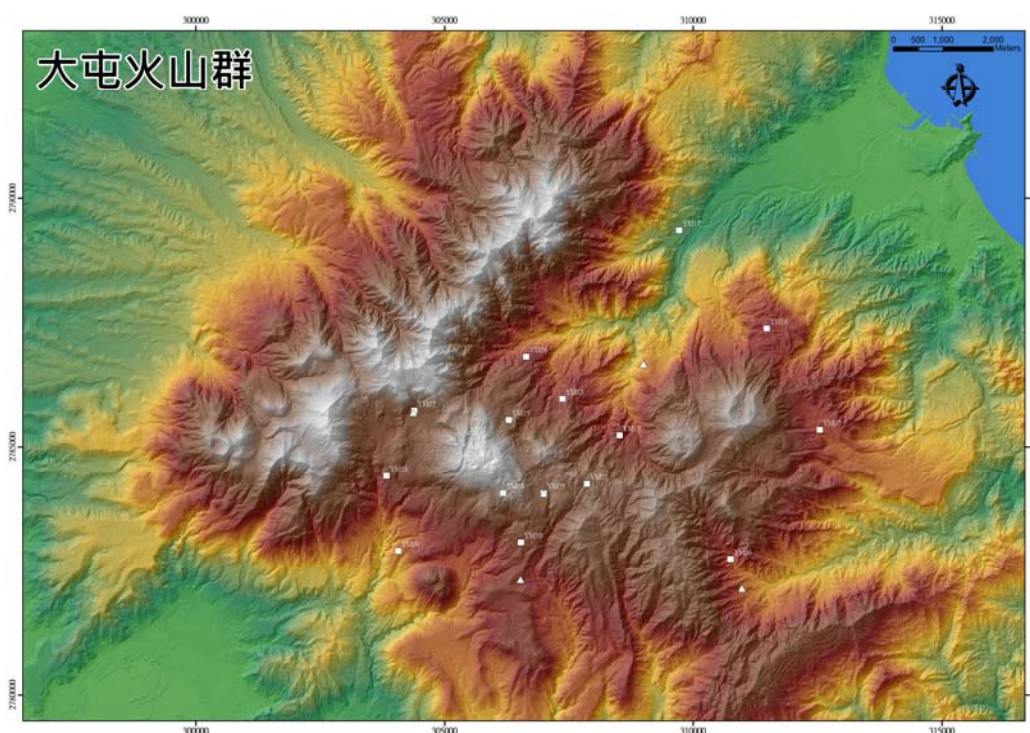


圖1 大屯火山群數值地型模型 (中央地質調查所提供)。

大屯火山的噴發形態依據顏等人 (Yen *et al.*, 1984) 提出與金山斷層有關。宋等人 (Song *et al.*, 1992) 綜合相關資料進一步推論大屯火山群噴發機制為地殼陷沒後，使岩漿湧出地表，最晚期的大量噴發時間約在 0.3 Ma (Wang and Chen, 1990)。然而台北盆地沉積物內仍夾有火山噴發物的觀察，使得相關研究學者研判

大屯火山的噴發時間可能持續到最近一萬年左右。此外，最近一些地球化學 (Yang *et al.*, 1999) 及地震觀測等結果 (Lin *et al.*, 2005a, 2005b 及 Konstantinos *et al.*, 2007) (圖 2)，一致高度懷疑大屯山之火山活動可能還未完全停止。雖然政府已整合所屬的相關單位及學術研究團體之力量，建置大屯火山觀測站，進行火山監測之任務。但是還是應該對大屯火山地區作更進一步之研究，以期達到真正防災及研究之兩種目的。

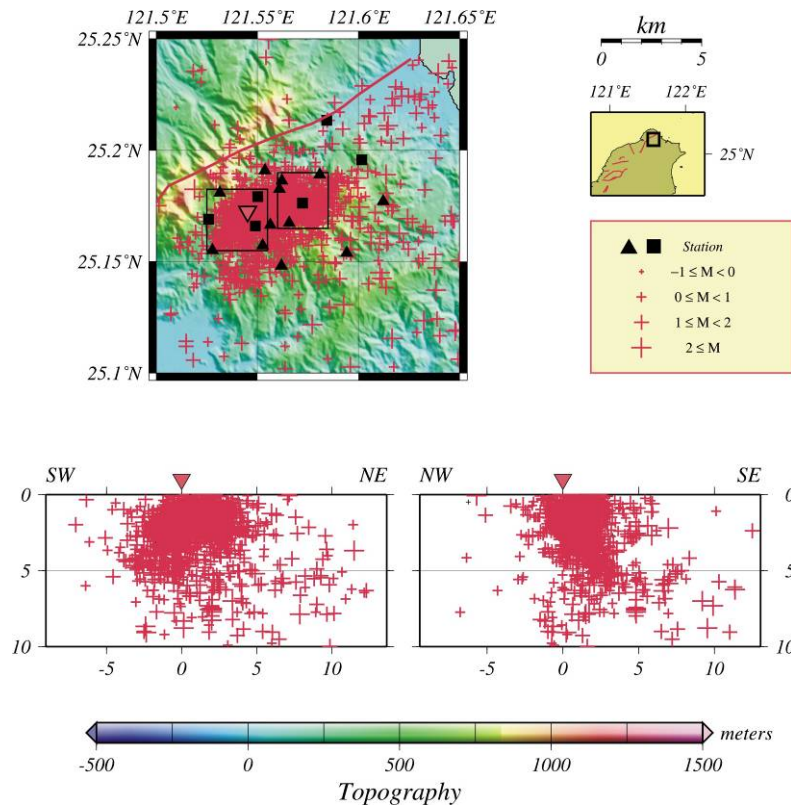


圖 2 大屯山地區過去十年微震分佈之三維空間投射。

龜山島是北台灣地區另一處活躍的火山地區 (圖 3)。龜山島上的火成岩年齡只有 7000 年 (誤差 ± 800 年)，以火山地質上的定義來說，龜山島是一個活火山。根據海洋地球物理與最近之地震觀測 (Lin *et al.*, 2007) 等研究清楚地指出，該島及其附近有許多火山活動。龜山島雖然位於宜蘭外海，離台北都會區較遠，其火山活動亦將可能造成北台灣嚴重災害。例如雖然龜山島離台灣本島依舊有大約二十公里之距離，但如果龜山島或附近之海底火山有任何活動 (包括火山及地震)，均有可能對蘭陽平原居民之生命與財產造成威脅。其中特別是因地震或火山所造成之海嘯，對北台灣沿岸之村落更具有非常大之衝擊。如此，政府及相關學術研

究單位，應對此地區進行更詳盡的研究及監測。因此，有必要對其進行監測研究，以期對台灣地區可能的火山活動獲得全盤的了解。由於龜山島位於海域，監測不易，因此本研究對龜山島的地震監測，僅設立一個長期監測站實施長期監測。

2007/09-2011/07

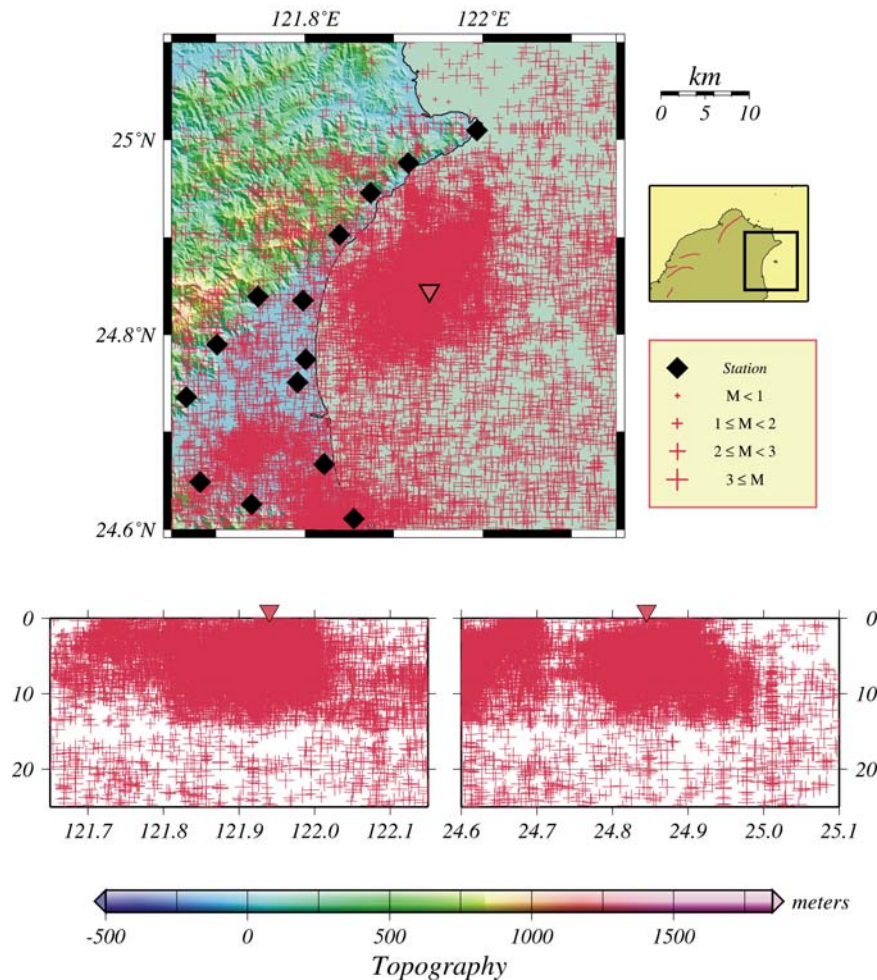


圖 3 宜蘭龜山島地區過去幾年微震分佈之三維空間投射。

中央地質調查所自 93 年起推動大台北地區特殊地質災害調查與監測計畫，到西元 2011 年為止，總共進行 2 期 8 年之各項領域研究計畫，內容包括調查及監測台灣北部火山活動區域之地質、地震、地球化學等特性。並以長期監測資料建立火山異常活動指標、地震分佈及震波效應，評估火山及鄰近區域斷層之活動性，及應用高精度及高解析度光達數值地形資料於研判災害特徵，符合經濟部以強化環境保育和土地使用管理，落實永續能/資源發展與環境保護之施政藍圖，與在基

礎地質調查資料庫建置、火山地質調查研究及特殊地質資源調查及保育之施政職掌。

本計畫全程目標將以四年為期，利用設立地震陣列及大地電磁陣列，進行火山地區之地下構造與可能活動特性研究，同時整合過去兩期（共 8 年）已經設立之地表與井下地震儀，適度增加或調整觀測站之個數，並持續維護現有之地震網，針對大屯火山群和龜山島之地震活動進行調查與監測，以評估火山之活動性。將可全面性同時監測兩個火山地區及大台北附近地區之微震及火山活動地動訊號，以期達到多重學術與防災之目的，期望能為大台北地區潛在火山相關災害的了解與減災之重要目標提供具體貢獻。具體工作時程將由 2012 年起執行，預定於 2015 年底完成全程計畫。

貳、研究方法與步驟

一、計畫執行方法

本計畫主要工作包括 (1) 密集地震儀陣列、(2) 大地電磁陣列、(3) 大屯火山與台北盆地井下地震觀測網與 (4) 宜蘭龜山島地震觀測網等四部分，以下分項說明之。

(1) 密集地震儀陣列：

本計畫之調查範圍設定為台灣具有明顯火山活動之兩區域：(一) 大屯火山群，及 (二) 宜蘭龜山島周圍之陸海域地區。本計畫擬於調查範圍每年設置多種不同型式之密集地震儀陣列，每次時間為期 3 個月，對研究區域進行地下構造之推求。前兩年分別在大屯山及宜蘭地區，以三個密集地震站之震列方式 (如圖 4 與圖 5)，每陣列包括至少 20 個垂直向地震儀，偵測可能之火山型震動 (volcanic tremors)，試圖辨識火山主要活動位置與深度，期望能清楚判釋火山地區底下可能主要岩漿活動之位置。

第二及三年將參考美國 USArray 計畫，配置大屯火山群及宜蘭地區，高密度線形地震陣列，定期觀測及解析地震波相訊號。此項工作需要大量地表地震感應器 (sensors)，以線形或十字型地震陣列方式 (如圖 6)，每陣列預估包括 15 個地震儀，每次時間為期 3 個月，接收地震網外之區域地震，再次確認可能主要岩漿活動之位置。

最後兩年以棋盤式地震站陣列 (如圖 7)，每陣列包括 25 個地震儀，每次時間為期 3 個月，利用震波層析成像 (tomography) 之方法，嘗試獲得更仔細之速度構造模式。並與前兩年之結果進行比對，最後期望對火山可能岩漿之存在形貌或其活動行為可有進一步了解。所有上述規劃之地震陣列之個數與位置，可以依現場地形與設站條件等之因素，進行適度之調整，以達到規劃之目標。

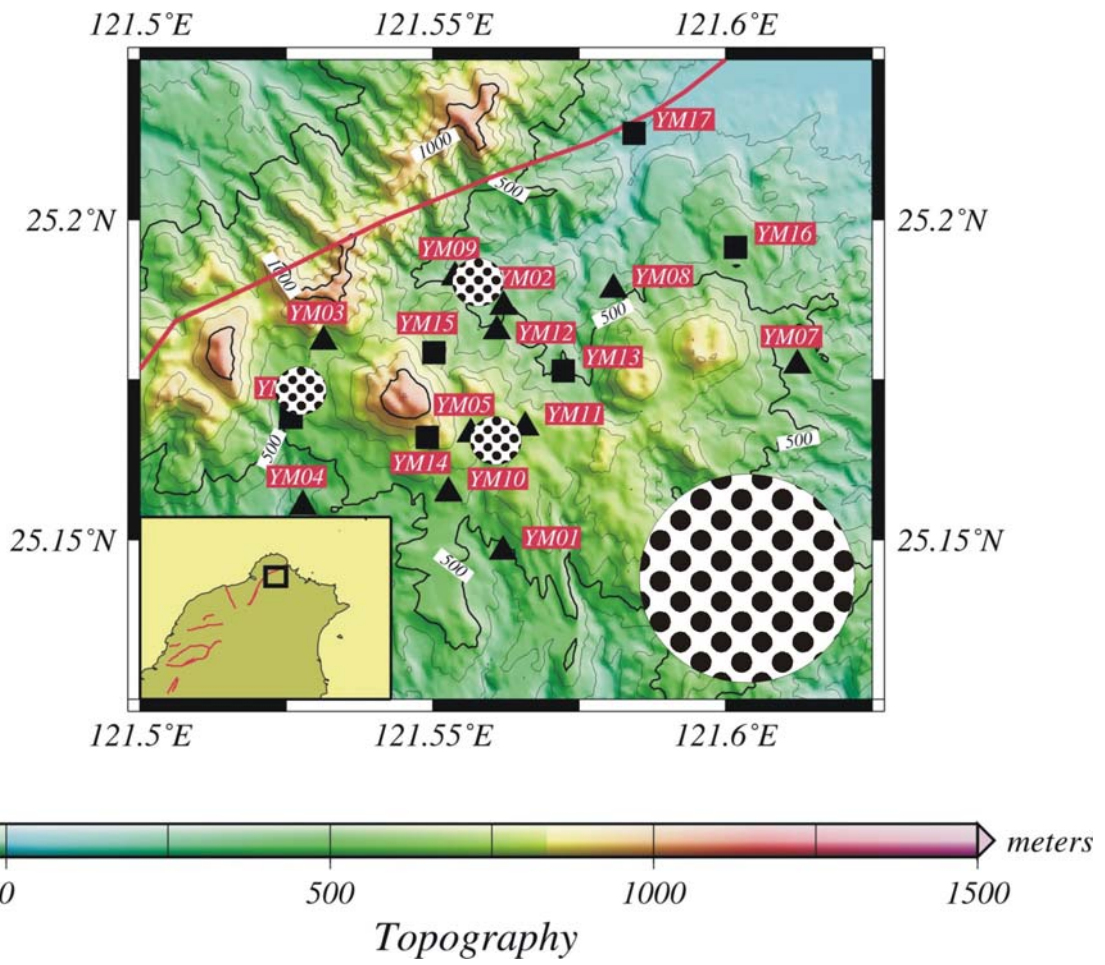


圖4 大屯山地區地震站（三角形與四方形）及規劃設置的三個密集地震站震列（點狀圓圈）之位置圖。

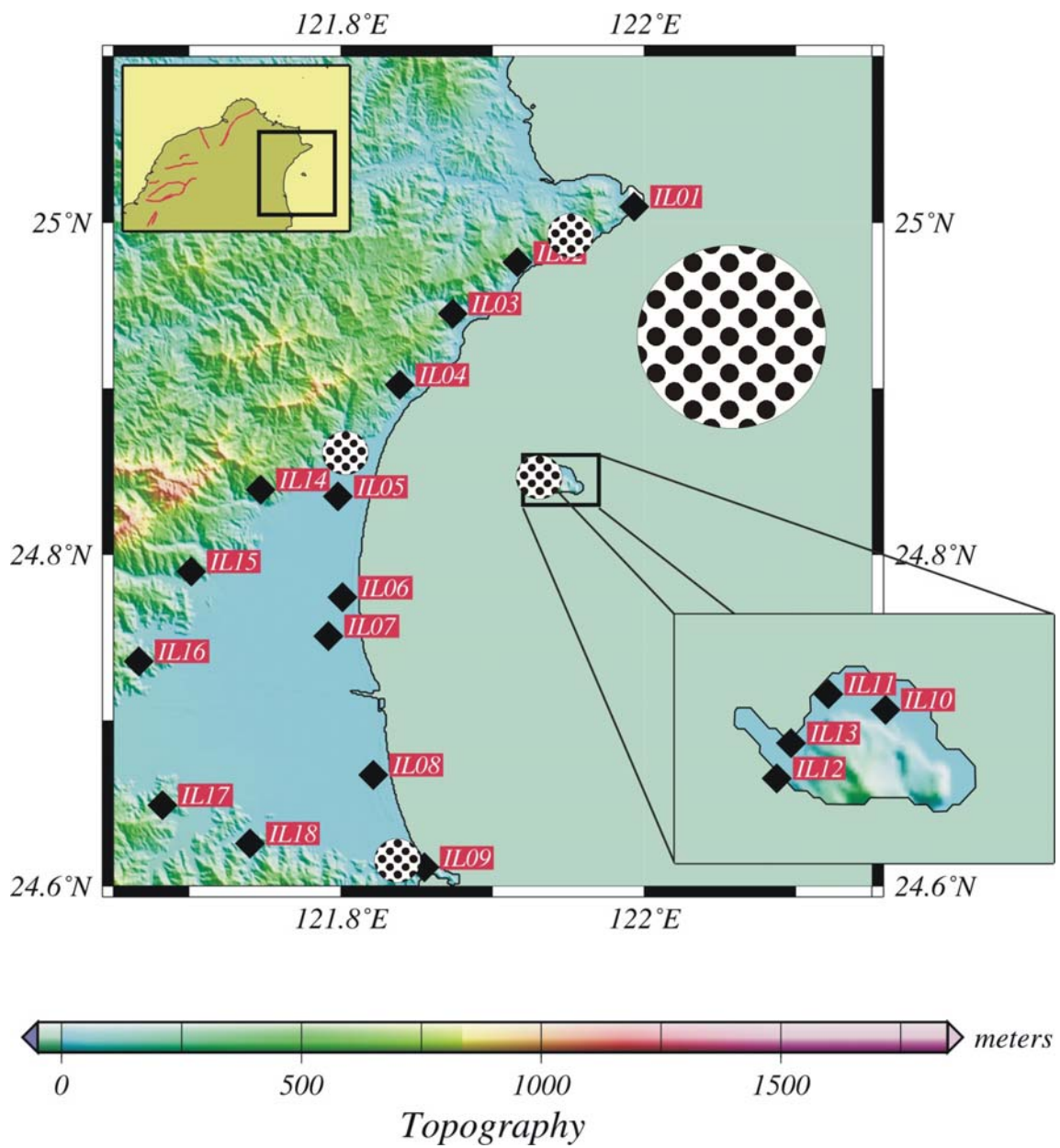


圖5 宜蘭地區地震站（菱形）及規劃設置的密集地震站震列（點狀圓圈）之位置圖。

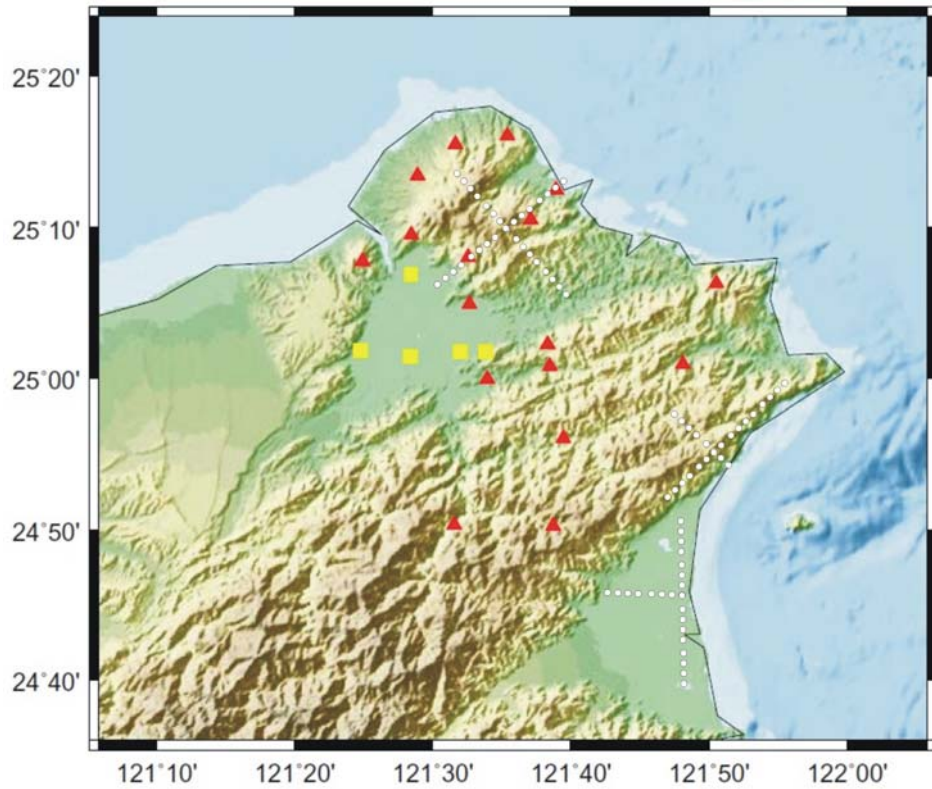


圖6 北台灣地區規劃設置的密集線形地震陣列（白色點狀虛線）之位置圖。

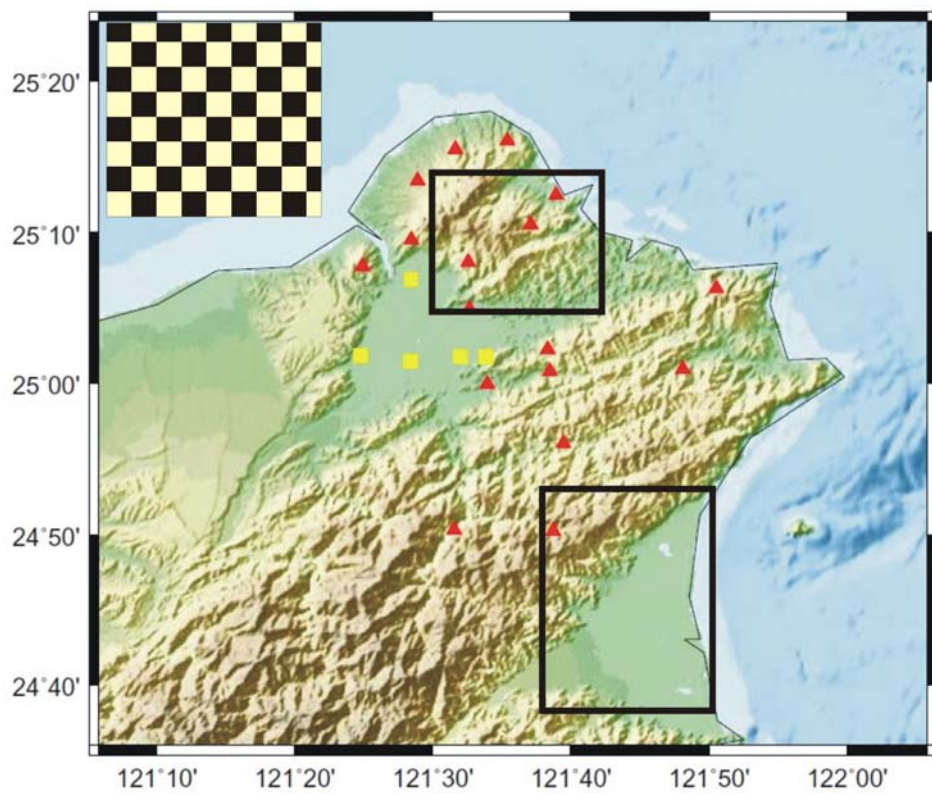


圖7 北台灣地區規劃設置的兩個密集棋盤式（左上）地震站陣列範圍（長方形）。

(2) 大地電磁陣列：

為探測台灣北部火山活動岩漿熱液之存在及活動範圍及行為，本計畫擬於未來四年內，利用四部大地電磁觀測儀器，在台灣北部配置大地電磁陣列（圖8），收集深部電性資料，解釋深部電性構造，推估火山構造。因為大地電磁法對深部岩層流體與溫度極為靈敏，可以幫助我們了解火山或地熱區由淺而深部地殼的熱水分佈、地下火成岩體的範圍。若整合上述地震站陣列所推估之速度地下構造之結果，將有助益於判斷岩漿之存在與否。

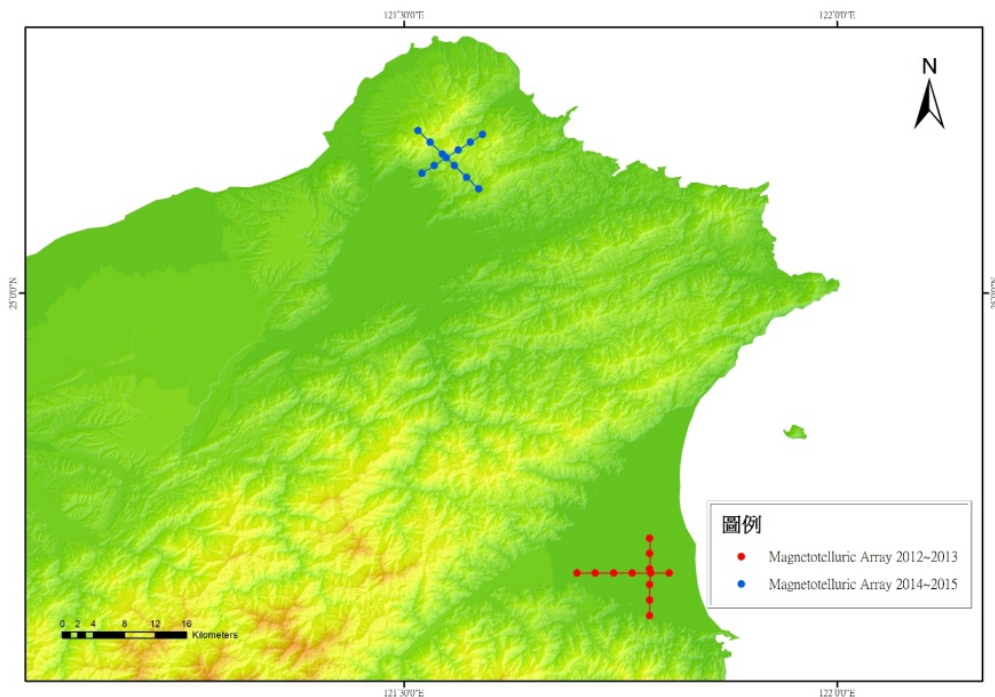


圖 8 大地電磁主要之代表性陣列觀測站佈置圖。

由於大地電磁法測站之選定極為嚴格，位置要儘量避免人為的電磁干擾，才能紀錄到來自深部（~10 km）的微弱電磁訊號，故建站前先以車載深部透地雷達掃瞄北台灣，來瞭解廣域地下淺部（~100m）地質構造，針對北台灣火成岩體、地熱區或地質構造先行普查，再提供大地電磁測勘選站之參考。此外為了要進一步了解地下岩漿或殘餘的岩漿位置、形貌或火山的活動情形，也必須對測區火山地下做長期的監測，運用所建立之台灣北部電性地層構造資料，選擇適當地點，建立地電監測站，持續長期觀測記錄火山活動變化徵兆與背景值，從監測資料的變化趨勢才能進一步推斷地下火山活動是否有異常變化，以

作為分析可能之火山活動預警前兆。

(3) 大屯火山與台北盆地井下地震觀測網：

本計畫將維持台北盆地井下寬頻地震站與大屯火山外圍地區現有之地震站（圖 9）之運轉，進而偵測火山地震之時空分佈。此地震網對小區域之火山地震活動有更高之應用性。此外，考慮台北盆地內人為活動頻繁，地表雜訊大，本計畫將持續維護井下地震站運轉，並聯合地表地震網共同觀測地震活動。至於小區域地質構造之微震活動監測，則可以利用密集地震站為主要觀測工具，針對台北盆地可能存在的斷層或大屯火山活動所產生之地震，藉由地表之密集地震站進行有系統的調查與監測。

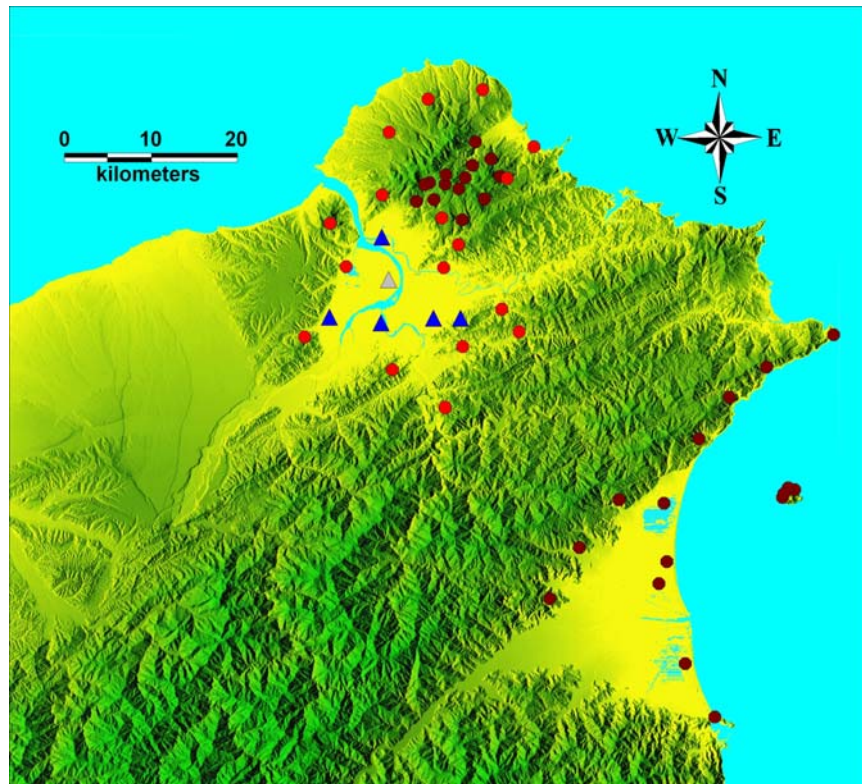


圖 9 台北盆地、大屯火山區及宜蘭地區測站分佈圖。

(4) 宜蘭龜山島地區地震觀測網：

本計畫將維持宜蘭龜山島地區現有之地震站（圖 9）之運轉，進而偵測火山地震時空分佈。此地震網對小區域的斷層或火山地震活動有更高之應用性。中央氣象局的地震觀測是以大區域的角度來監測本島及鄰近地區的地震活

動。而對於小區域地質構造的微震活動監測，則可以利用密集地震站為主要觀測工具，針對小區域內可能存在的斷層或火山活動所產生之地震，藉由擺設於地表的密集地震站進行有系統的調查與監測。

二、進行步驟

(一)收集分析現有資料：本計畫的第一件工作將為收集分析過去國內對大屯火山群與宜蘭龜山島所進行的地震調查及其成果，以提供本計畫野外細部作業的參考。

(二)密集地震儀陣列：本計畫將在調查範圍，每年設置多個密集地震儀陣列，每次時間為期 3 個月，對研究區域進行火山活動之監測。主要使用之感應器為 GS-11D (圖 10)，是 4.5 赫茲 (Hz) 垂直向地震檢波器 (geophone)；記錄器 (recorder) 為 RT-125A，也叫 Texan (圖 11)，解析度為 24 位元，記憶體容量為 1GB，只能記錄單一分量。利用頻率-波數法 (frequency-wavenumber method, F-K method) 分析陣列資料，辨識可能火山活動之來源。



圖10 4.5Hz垂直向感應器 (GS-11D)。



圖11 RT-125A (Texan) 記錄器。

小型地震網：台灣中央氣象局的地震觀測，以監測全國境內的所有地震活動為其主要目標。相對於較小區域之長期的火山活動監測，則有其不達之困難。為了能達到對重點地區的火山地震活動之精密監測目的，可以利用小型密集的地震網為主要觀測工具，藉由地表連續性地震網擔任觀測任務，對區域內存在的許多火山活動進行有效的調查與監測。利用地震觀測方法調查火山的活動度，與其地下形貌或應用於火山地震活動的調查與監測等，在國內外已行之有年並獲得具體成果。為能蒐集微小之地震波信號，並連續觀測該地區之地震活動，本計畫之地震觀測網採用高解析度的數位式地震記錄器，並以高效能、PC-Based 的資料擷取系統作分析研究。

本計畫所架設臨時地震觀測網的感應器為三向量速度型感應器，分別有英國 Guralp 公司所生產的中長週期 CMG-6TD (圖 12)，及德國 Mark Products 公司所生產的短週期 LE-3Dlite (圖 13)。記錄器為英國 Guralp 公司所生產的 CMG-6TD，及日本東京測振株式會社 (Tokyo sokushin) 所生產的 SAMTAC-801 系列 (801H 與 802H)。資料存放在硬碟，其容量高達 20 Gigabyte。硬碟優點在於連續記錄的資料量龐大，高容量硬碟將可減少前往測站蒐集資料的次數。觀測微小地震是本

監測網的主要任務，為避免在監測的過程中漏失任何有用的資訊，連續記錄方式就成為較佳的選擇。具有 24 位元的解析度，取樣率最高可達每秒 100 點 (100Hz)。地震紀錄與資料處理系統，包括三組磁碟陣列 (Disc-array)、數台個人電腦 (PC) 及兩個工作站 (SUN-workstation) 來進行地震資料處理分析研究。



圖 12 英國 Guralp 公司所製 CMG-6TD 中長週期速度型地震儀(感應器與記錄器)。



圖 13 德國 Mark Products 公司所製 LE-3Dlite 短週期速度型感應器。

(三)在本計畫中其配置及設定的狀況如下：

取樣率：100 Hz

頻道數目：日本東京測振株式會社所生產的 SAMTAC-801 記錄器可以接 6 個，頻道 1、2、3 連接短週期（訊號主頻率為 2Hz）速度地震計（L、V、T 方向）。若有需要記錄較長週期之地震訊號時，可於頻道 4、5、6 連接中長週期（訊號週期可至 30 秒）速度型感應器。英國 Guralp 公司所生產的 CMG-6TD 只有 3 個頻道，且也是中長週期感應器。

定時系統：利用 GPS 全球定位系統（Global Position System）接收衛星時間信號，全球定位系統所獲得之時間作為地震觀測網之標準時間系統。換言之，每一地震觀測站之時間系統均為 GPS 時間。每小時的 55 分~00 分會進行一次 GPS 時間修正，而儀器每小時的誤差量不會超過 0.005sec。在儀器的設定上，每隔 0.01 秒就會記錄一次。

(四)大地電磁法：本計畫將以四年時間進行台灣北部火山活動重點地區之深部電性資料收集與深部地熱構造解釋。大地電磁法是以地球外部天然交變電磁場為場源，量測此電磁場進入地層後之感應電磁場，在地面上一點或多點同時觀測互相垂直的電磁場水平分量，可以測獲地球內部的電阻率構造，這是法國學者 Louis Cagniard（1953）所創，成為一種研究地球深部電性構造的有效方法。天然交變電磁場，屬寬頻、能量強、場源豐富等特性，高頻段（>1 Hz）主要由大氣層中雷電效應所引起，低頻段（<1 Hz）則是與太陽帶電粒子擾動地球磁層有密切的關係。不同頻率的電磁場訊號，具有不同的穿透深度，頻率越低穿入地層越深，研究不同的頻率響應，即可獲得不同深度的地下電阻率分佈情形。主要採用的儀器設備，是由加拿大鳳凰公司所製造之 MTU-5A（收訊頻寬範圍約 0.0000129Hz 至 384Hz）大地電磁測深儀，配合持續供電設備如太陽能板與鉛蓄電池等。

三、作業方式與電腦工具

本計畫的執行將依下列步驟依序進行：

1. 既有資料之彙整研究：就大屯山與宜蘭龜山島等地區之火山地震相關資料

(包括地震資料、地質資料、震測資料、火山活動觀測資料等)，進行有系統之蒐集、歸納、整理及分析。本研究所搜集地震資料將建立目錄提供各界使用。並研擬宜蘭龜山島與大屯火山地區的地震站分佈規劃。

2. 測站址勘查、設置與維護：規劃宜蘭龜山島與大屯火山地區內，設立地震站及臨時地震站等兩種。本計畫於安裝地震儀觀測地震前，將先行赴陽明山區及宜蘭縣內進行站址勘查，對各預定地點量測地表雜訊與測試 GPS 收訊以評估設站之可能性，確認可行後再協調建站用地與進行土木工程完成建站作業。地震儀器安裝前須先行配電。安裝寬頻地震儀須要有良好之隔熱處理，待完成後須測試其紀錄的穩定性，必要時將安裝電話線建立資料傳輸系統。
3. 資料收集與整理：地震儀器安裝與測試後，大多數之地震站均到野外現地讀取，將定期派員收集資料與維護寬頻地震儀運作正常。即時處理各種問題，以維持資料紀錄品質。野外收集之資料經過分類與初步整理後，將建立地震資料庫供進一步分析。有些井下地震站資料，將採取即時網路傳輸方式取得。
4. 資料整理與儲存：地震紀錄取回到室內後，必須進行資料格式之轉換、截取與儲存等過程，並放置於磁碟陣列之資料庫中，以便進行下一步之分析工作。
5. 地震事件分析與到時讀取：地震資料由資料庫中選取出來，依經驗判識地震事件之意義，經過適當的修正處理後，利用自行發展之電腦軟體，進行 P 波與 S 波到時的摘讀。
6. 深部電探之分析：擁有寬頻衛星同步大地電磁測勘系統共計 4 台，以及建立完成之 MT 連續記錄站，必需利用遠距同步施測之技術，才可有效壓制人為雜訊的干擾，目前具有兩個遠距參考站—澎湖與宜蘭縣福山。此外，每個測站至少需要有三天以上之連續紀錄，才能提升深部資料 (1000s) 之品質。
7. 火山地震來源之分析：以陣列分析軟體，計算地震網所記錄之低頻微地動

資料，以了解微地動之時空分佈，並決定可能之火山型震動來源。

8. 探討所有地震之時空分佈：以期尋找火山地震之時空分佈與火山地質構造之可能關係。
9. 評估可能火山地質災害或威脅：整合本計畫觀測分析結果與其他相關之地質資料，進行可能火山地質災害之評估。
10. 成果整理與報告撰寫：彙整各項研究成果，並撰寫年度結案報告。

利用個人電腦蒐集和處理資料是本計畫地震監測網的特色之一。拜科技進步之賜，以往須仰仗大型電腦才能運作的即時地震資料蒐集系統，目前已可完全由廉宜的個人電腦取代。研究地區微震觀測網的地震紀錄與資料處理系統，基本上是由根據中央研究院地球科學研究所（簡稱地球所），過去幾年的工作經驗所設計。整體地震紀錄與資料處理系統，包括三組磁碟陣列、數台個人電腦及兩個工作站，來進行地震資料之分析研究。其主要功能分別如下：

- (1) 磁碟陣列：大量地震資料儲存系統。
- (2) 個人電腦：地震資料擷取與資料處理系統。
- (3) 工作站：地震定位與資料處理系統。

本計畫首先利用電腦程式，讀取研究地區地震網所獲得微震之 P 波與 S 波到時，然後利用一般基本定位方式（HYPO 71；Lee and Lahr, 1972），給予簡單速度模型，完成初步地震定位之工作。

四、地震定位的方法

將每一地震在各測站所讀取 P 波和 S 波到時資料，採用 HYPO 71 電腦程式，可求得地震之參數（發震時間、震央位置、震源深度、地震規模）、震波自震源傳至各測站之方位角（azimuth）、離源角（take-off angle）及震源距離等。其主要原理在逐步調整一假定之震源及發震時間，使震波到達時間之殘餘值（residual），即觀測到時減去理論到時趨於極小。當調整向量（adjustment vector）小於某一規定值時，其震源位置和發震時間即為所求。

其原理是利用下列變量進行運算：

不變量：第 i 個地震站的坐標位置 (x_i, y_i, z_i) 。

第 i 個地震站觀測到的波相到時 T_i 。

可變量：發震時間 t 。

震源位置 (x, y, z) 。

應變量：理論到時 t_i 。

觀測與理論震波到時差 $R_i = T_i - t_i$ 。

當 R_i 很小，由泰勒展開式忽略高次項可得：

$$R_i = dt + \frac{\partial(t_i - t)}{\partial x} dx + \frac{\partial(t_i - t)}{\partial y} dy + \frac{\partial(t_i - t)}{\partial z} dz + e_i \quad (2.1)$$

$$\text{設 } \frac{\partial(t_i - t)}{\partial x} = a_i \quad \frac{\partial(t_i - t)}{\partial y} = b_i \quad \frac{\partial(t_i - t)}{\partial z} = c_i$$

(2.1) 式中的 e_i 是第 i 個測站的近似誤差量 (approximation error)，將 (2.1) 式移項後可得：

$$e_i^2 = (R_i - a_i dx - b_i dy - c_i dz - dt)^2 \quad (2.2)$$

一般在進行地震定位時都不會只使用一個測站，若有 n 個測站，測站數大於未知數 (可變量數目)，則用最小平方法 (least square method) 可得到未知數最佳解。即

$$\sum_{i=1}^n e^2 = f(\varepsilon) = \sum_{i=1}^n ((R_i - a_i dx - b_i dy - c_i dz - dt)^2) \Rightarrow \min \quad (2.3)$$

$\varepsilon = (x, y, z, t)$ 四個變數

而 $\frac{df(\varepsilon)}{d\varepsilon} = 0$ 為在獲得極值時的必要條件，

故把 (2.3) 式分別對 dx 、 dy 、 dz 、 dt 做偏微分可得：

$$\left. \begin{aligned} \sum_{i=1}^n a_i^2 dx + \sum_{i=1}^n a_i b_i dy + \sum_{i=1}^n a_i c_i dz + \sum_{i=1}^n a_i dt &= \sum_{i=1}^n a_i R_i \\ \sum_{i=1}^n a_i b_i dx + \sum_{i=1}^n b_i^2 dy + \sum_{i=1}^n b_i c_i dz + \sum_{i=1}^n b_i dt &= \sum_{i=1}^n b_i R_i \\ \sum_{i=1}^n a_i c_i dx + \sum_{i=1}^n a_i c_i dy + \sum_{i=1}^n c_i^2 dz + \sum_{i=1}^n c_i dt &= \sum_{i=1}^n c_i R_i \\ \sum_{i=1}^n a_i dx + \sum_{i=1}^n b_i dy + \sum_{i=1}^n c_i dz + \sum_{i=1}^n dt &= \sum_{i=1}^n R_i \end{aligned} \right\} \quad (2.4)$$

利用矩陣的方式可得到四個未知數 dx 、 dy 、 dz 、 dt 的解，再利用所得的四個未知數，配合起始的震源位置得到新的修正後坐標 $(x + dt, y + dy, z + dz)$ ，再以新的坐標代入計算，經過多次疊代 (iteration) 後，一直修正到此震源解與前一個震源解的 $\sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \leq 0.05$ 公里及 $dt \leq 0.1$ 秒範圍內，此時結果已收斂，即可得到最佳之震源位置及發震時間。

此程式所需輸入的資料包含初達 P 波或 S 波的到時、加權值、波相初動型態 (上動或下動)、地震波振動延遲時間 (duration time)。上述的加權值是指在挑選波相的到時值，挑選者對於其所挑選到時的正確性與信心程度，可提供程式進行有鑑別度的加權運算，提高觀測到時與降低不明顯訊號之計算權重，增加地震定位的準確性。而波相初動型態是在提供後續運算震源機制時使用。同樣的，地震波振動延遲時間則是被利用來計算地震延時規模 (M_d)。

在計算過程中，S 波速度是根據理論公式由 P 波速度除以 $\sqrt{3}$ 來獲得。由於各個測站的標高不盡相同，故各測站之地震波到達時間須作高度修正，其修正公式為 (2.5)

$$\delta t = \frac{H}{V} \quad (2.5)$$

式中 δt 為延遲時間修正量， H 為測震站標高， V 為表層岩石之地震波平均速度。本研究採用 3790 公尺/秒作為表層岩石的地震波平均速度。

本計畫 M_d 是根據各測震站之震央距離和總振動時間資料，依 Lee and Lahr (1972) 之經驗公式來計算，其公式為：

$$M_d = -0.87 + 2\log_{10} \tau + 0.0035\Delta \quad (2.6)$$

上式中 τ 為總振動時間(單位為秒)， Δ 為測震站到震央的距離(單位為公里)。關於台灣地區 M_d 的計算，(2.6)式是最普遍被使用的。此外，地球所在台灣遙記式地震觀測網(Taiwan Telemetered Seismographic Network, TTSN)，其 M_d 的計算公式也是以(2.6)式為主(Shin, 1986)，但與(2.6)式不同是加入了一個測站的修正項。因此本研究還是以較普遍的(2.6)式計算本研究所監測到的微震規模。

五、單站頻譜比法(H/V方法)

單站頻譜比法(Horizontal-to-vertical spectral ratio, 簡稱為H/V方法, Nakamura, 1989)利用同一測點之水平向之於垂直向的頻譜比(H/V ratio)來估算場址之主頻及震幅放大因子, 推估出地表沈積物厚度及換算為地表震波速度等資訊, 進而探討當地的場址效應。場址放大倍率定義為軟弱特性之場址地震動值相對於岩盤之放大倍率值, 在過去研究中因岩盤參考站不易取決, 多以其他具參考性資料為依據, 如H/V的頻譜比法, 採用同一測站之垂直方向地震記錄為參考, 水平向記錄相對於垂直向之頻譜比即為放大倍率。此法提供了快速有效的研究分析方式以評估每一測站位置之場址特性, 其結果可提供予地表強地動分佈差異之分析參考, 增進防震減災評估之可信度。

參照微地動之經驗式, 所反應的頻率主要與地層S波速度及沖積層厚度相關, 三者間之簡單關係如下:

$$f = V_s/4h \quad (2.7)$$

f代表頻率、 V_s 為S波速度、h為沖積層厚度。

六、時間項分析法(time-term method)

時間項分析法是利用走時反演推求地層中的折射構造, 此方法在1957年由Scheidegger and Willmore開始發展, 其1960-70年間廣泛地運用在折射震測實驗中用以分析地殼構造(Willmore and Bancroft, 1960; Robert, 1970)。此方法的優點為, 計算過程的穩定與快速, 由於計算過程簡單, 因此在計算過程中不會受限於小規模的地下構造變化, 造成計算結果之不穩定, 且快速得到結果。同時, 若測站分佈在一個區域裡, 亦可推求出折射層速度。

在時間項分析法中，假設震源 (i) 與測站 (j) 間的折射波走時，表示如下：

$$t_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{V} + A_i + A_j \quad (2.8)$$

其中 t_{ij} = 理論走時； Δ_{ij} = 震源 i 與測站 j 間之距離； A_i, A_j = 震源 i 與測站 j 之時間項； V = 折射層速度。

又 T_{ij} 為觀測之走時，我們可以定義

$$R_{ij} = T_{ij} - t_{ij} \quad (2.9)$$

R_{ij} 為觀測的殘差值。當觀測值之數量超過測站數目時，即可以最小平方法求得每一測站之時間項。如果觀測值數量遠超過測站數，同時測站廣泛地分佈在一個區域裡，即可以推求出折射層速度。此方法之基本假設為折射層速度沒有太大的側向變化，每個折射點均為平面；因此每一個時間項反映出單一測站下方之折射層深度與速度變化。

七、表面波格林函數

近年來研究指出利用兩個測站的長時間背景訊號 (ambient noise) 進行交對比 (cross-correlation)，可獲得測站間的表面波格林函數 (Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005)，可用以分析測站間的地層資訊。利用背景雜訊計算表面波頻散曲線，不需考慮震源位置或特性，能任意配對，因此近年來廣泛應用於測站分佈幾何不佳或者地震數量較少的區域。除此之外，背景雜訊所獲得的表面波週期比傳統的表面波分析週期更低，能提供淺層地層更好的解析能力，因此該方法已廣泛應用於全世界，計算短週期的表面波頻散曲線以分析淺層的剪力波速度構造。交對比函數與經驗格林函數以下列式子表示：

$$\frac{dC_{AB}(t)}{dt} = -\hat{G}_{AB}(t) + \hat{G}_{BA}(-t) \approx -G_{AB}(t) + G_{BA}(-t) \quad (2.10)$$

$C_{AB}(t)$ 代表測站 A 與測站 B 訊號的交對比函數， G 和 \hat{G} 分別代表真實與經驗格林函數。 $\hat{G}_{AB}(t)$ 為訊號從測站 A 到 B 的經驗格林函數，且當 t 大於零時才有數值，反之 $\hat{G}_{BA}(-t)$ 代表訊號從測站 B 到 A 的經驗格林函數，且當 t 小於零時才有數值。

採用 Dzwiewonski et al. (1969) 提出的多重濾波法，計算經驗格林函數的群速

頻散曲線，能有效且快速地分析複雜的頻散訊號（Dean and Keller, 1991）。多重濾波方法採用高斯濾波器（Gaussian Filter）在頻率域進行乘法運算，其形式如下：

$$H(\omega_n) = \begin{cases} e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n}\right)^2} & |\omega - \omega_n| \leq \omega_c \\ 0 & |\omega - \omega_n| > \omega_c \end{cases} \quad (2.11)$$

α 為濾波函數參數，控制濾波器的頻寬及中心頻率兩翼下降情形，數值越大代表濾波器越窄。 ω_c 為濾波函數的截切頻率，代表濾波器兩翼下降停止的位置， ω_n 為濾波函數的中心頻率。計算步驟為將訊號經傅利葉轉換轉換至頻率域，選定中心頻率 ω_n ，與上式的濾波器進行運算，可取出的不同頻率的函數分布。轉換至時間域可得各週期的時間函數，計算訊號的包跡（envelope）後，包跡最大振幅對應的時間即代表該週期的群速度。

採用純路徑法（pure path method）的概念進行區塊逆推，週期 T 的表面波到時為路徑沿途通過各個不同構造單元的走時總和，可以用下式表示：

$$t_i(T) = \frac{L_i}{V_i} = \sum_{j=1}^N \frac{L_{ij}}{V_j(T)} \quad (2.12)$$

t_i 、 V_i 及 L_i 為第 i 條波線的觀測走時、群速及距離， L_{ij} 則為第 i 條波線通過第 j 個區塊時的距離， V_j 為第 j 個區塊的群速， N 為分區的區塊數目。逆推求取各區塊的不同週期群速度，獲得不同地質分區的雷利波群速頻散曲線。

利用雷利波的群速頻散曲線逆推速度模型，只考慮地層剪力波速度對群速的影響時，兩者的關係可以下式表示：

$$\Delta G(T_j) = \sum_{i=1}^N \Delta \beta_i \left(\frac{\partial G(T_j)}{\partial \beta_i} \right) \quad (2.13)$$

ΔG 為觀測結果與參考模型對應的理論相群速差異， $\Delta \beta_i$ 為第 i 層地層相對於參考模型的剪力波速度變動量， N 為地層總層數。計算時採用 Herrmann (1991) 發展的逆推程式，加入阻尼最小平方差法觀念以穩定參數的收斂性。

八、頻率-波數法 (Frequency - wavenumber method)

頻率-波數法是將傳統一維 (時間域) 擴展至二維 (時間和空間域), 再進一步求得某一頻率的波, 其能量在波數域的分布情形, 藉此求得水平相速度及入射到陣列的方位等。

頻率-波數法主要是由頻率 (F) 和波數 (K) 兩個函數所組成, 其單位分別為 cycle/sec、cycle/km, 是由時間和空間對應而成。假設地下構造是均質 (homogeneous) 且等向 (isotropic) 的水平地層, 當平面波入射陣列, 每測站接收到波會有時間差, 即可依到時的不同, 利用時間移位法 (time shift), 得到平面波的特性。但實際上地下構造並非均質且等向的水平地層如此簡單, 且由於雜訊的干擾, 因此一般大都採用交對比 (cross-correlation) 法, 求得震波到各測站間的時間差, 研究波的特性。

F-K 功率譜可由連續的地震儀紀錄經兩次傅氏轉換 (Fourier transform) 求得。目前 F-K 的分析方法有三種:

1. Maximun Entropy Method (MEM) (Barnard, 1969):

MEM 具有最佳的解析力, 但只適用於等間隔的陣列排列, 或不等間隔的線性排列。由於本研究測點因地形地物影響, 並無法達成以上條件, 是採取非等間隔二維陣列排列方式, 故無法使用此方法分析。

2. Beam Forming Method (BFM) (Lacoss, 1969):

BFM 求 F-K 功率譜時, 首先考慮解析度的問題。在現實狀況下可能會有許多種類的平面波同時存在, 而某些相關性良好的雜訊也有可能是個信號。BFM 對波數 K 的解析能力主要由陣列的大小決定, 雖然增大陣列後可以提高我們的解析力, 但陣列的測站數目是固定的, 於是增加了測站與測站間彼此的距離, 相對的提高空間映頻機會。另外陣列太小, 會因解析不夠而合成假的平面波, 造成所求的速度偏高。除此外, 還會因測站排列方式所引起的邊葉 (sidelobe) 效應, 出現不正確的能量高區, 也會誤認為有另一個波的存在。

為了解決上述的缺點, Capon (1969) 提出 Maximun Likelihood Method (MLM), 目的就是希望能提高解析力, 並壓低邊葉效應。

3. Maximun Likelihood Method (MLM) (Capon, 1969) :

MLM 是依據統計的原理，利用 Maximun Likelihood Filter 濾波，提高信號與雜訊比。

假設測站 i 的資料 $d_{i,t}$ ，是由信號 $S_{i,t}$ 及雜訊 $n_{i,t}$ 所組成，則：

$$d_{i,t} = S_{i,t} + n_{i,t} \quad i = 1, \dots, N \quad (2.14)$$

t 為離散時間 (discretized time)， $S_{i,t}$ 為各測站信號 (common signal)

若簡單考慮某一時間的情況則：

$$d_i = S + n_i \quad i = 1, \dots, N \quad (2.15)$$

假設 d_i 符合高斯分佈 (Gaussian distribution)，並且其平均值為 S，則其變異數矩陣 (covariance matrix) 可寫為 $R_{i,j} = \langle n_i n_j \rangle$ ，所以 d_i 的聯合機率密度函數 (joint probability density function) 為：

$$F(d_1, \dots, d_N) = \frac{|\phi|^{1/2}}{(\frac{\pi}{2})^{N/2}} \exp \left[-\frac{\pi}{2} \sum_{i,j=1}^N \phi_{ij} (d_i - S)(d_j - S) \right] \quad (2.16)$$

其中 ϕ_{ij} 是 $R_{i,j}$ 的逆矩陣， ϕ 是 ϕ_{ij} 的行列式值。

為了求得最佳的信號，因此希望 $\sum_{i,j=1}^N \phi_{ij} (d_i - S)(d_j - S)$ 值為最小，所以將(2.16)

式對 S 微分，並令其值為零，以求得最小值，則：

$$S = \frac{\sum_{j=1}^N \phi_{ij}}{\sum_{i,j=1}^N \phi_{ij}} d_i \quad i = 1, \dots, N \quad (2.17)$$

(2.17) 式所表示的是對每一個測站紀錄的加權，加權的大小與 ϕ_{ij} 成正比，由此可決定資料的品質，可利用最小差方法證明之 (Aki and Richard, 1980)。

若定義：

$$A_i = \frac{\sum_{j=1}^N \phi_{ij}}{\sum_{i,j=1}^N \phi_{ij}} \quad i = 1 \dots N \quad (2.18)$$

如此一來，就像是每個測站的資料都經過 A_i 濾波，MLM 就是比 BFM 多加了濾波動作，然後再相加起來，所以 A_i 稱為 Maximun Likelihood Filter。

Capon (1969) 利用上述的方法，以 MLM 求得 F-K 功率譜，其結果如下：

$$P(k_x, k_y, \omega) = \left\{ \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \phi_{ij}(\omega) \exp[ik_x(x_i - x_j) + ik_y(y_i - y_j)] \right\}^{-1} \quad (2.19)$$

根據黃文紀 (1986) 對 BFM 與 MLM 相比較的結果，發現 MLM 結果較好，因此本研究也採取 MLM 方法分析密集地震儀陣列資料。

叁、成果與討論

一、大台北地區

西元 2004 年起中央地質調查所在大台北地區進行「大台北地區特殊地質災害調查與監測」計畫，此計畫的重點即在大台北地區廣泛、密集的裝設新一代高性能的數位式寬頻地震儀，設置地點除了涵蓋都會區地震災害潛能較高的斷層區域外，也將鄰近大台北地區的大屯火山群與宜蘭外海龜山島的火山活動納入觀測的範圍。此項工作是由地球所負責執行，在歷經西元 2004 年至西元 2007 年「地球物理微震調查與監測」與西元 2008 年至西元 2011 年「大屯火山群與台北盆地之地震地質調查與監測」的兩期計畫後，共完成有 6 口座落於台北盆地內的井下長期寬頻站，4 個位於大屯火山群外圍區域與 2 個位於台北與宜蘭山區間的地表長期觀測固定站，以及 10 個以上設於台北盆地鄰近山區的地表臨時觀測站，不僅擴大北台灣地區構造活動的監測範圍，同時也能補強過去宜蘭、花蓮發生大地震時，地震波行經山區傳至台北間所缺乏的資料。

大台北地區寬頻微震觀測網運轉迄今已進入第 9 年，該網已收錄超過 300 起以上的顯著地震，這些紀錄已用於探討場址放大、地震動特性、改進外海地震定位及近地表鬆軟地層對震波的放大效應。目前這些資料均存放於資料庫中，以提供地震與地震工程相關之研究。鑒於大台北地區在地震研究上的重要性與寬頻微震觀測網之成就，西元 2012 年中央地質調查所為進一步探測北台灣主要火山地區之火山活動的需要，進行「台灣北部火山活動觀測研究—台灣北部火山活動地區密集陣列觀測研究」計畫。任務是延續前期計畫的工作，將地震觀測的實驗場移至兩個北台灣主要之火山地區：宜蘭縣之龜山島和台北盆地北側之大屯火山群，而此計畫之偵測儀器安裝、定期儀器維護、資料收集及處理則委由地球所辦理。在野外地震觀測工作上，將繼續在台北盆地所設立的長期井下地震站與大屯火山群外圍固定的寬頻地震站的運轉，同時為維持觀測網的持續性與完整性，也將若干在台北盆地鄰近山區的地表臨時觀測站投入觀測的行列（地球所提供儀器）。本報告將對西元 2012 年大台北地區寬頻微震觀測網的運轉狀況與資料收錄狀況作一概述。

1. 井下寬頻地震站

本計畫在大台北都會區有 6 口井下地震站正常運轉，它們分別是西元 2005 年建立於台北市大安森林公園的 DANB、西元 2006 年建立於台北市關渡自然公園的 GDUB、西元 2007 年建立於新北市新莊區生命紀念公園的 SNJB、西元 2008 年建立於新北市板橋區八德公園的 PADB、西元 2009 年建立於新北市三重區國立三重高級商工職業學校的 SCVB 與西元 2010 年建立於新北市五股區憲兵學校的 WKVB。此 6 口井下地震站的位置繪於圖 14，各站的參數則列於表一。每個井下站均設計有深度 100 公尺（或 150 公尺）與 50 公尺的兩個井位，其中較深的井位所安裝的是 VSE-355G3R 速度地震計；而 50 公尺的井位所安裝的是 AS-3250 加速度地震計，兩者均為東京測振株式會社所出產。由圖 14 可知若以 SCVB 為中心測站，井下站約略呈半徑 6 公里的圓形分佈，形成同心圓狀的排列，涵蓋台北盆地的主要都會區，此一適當的幾何排列，除希望藉由對小地震的監測勾勒出山腳斷層的幾何形貌外，對波場行經盆地內部與震波進入盆地的方位都具有均一性。此外，此 6 個井下地震站在施作過程中都進行了淺層（地下 100 公尺）P 波與 S 波速度的量測工作（圖 15），這些資料將提供波形模擬、場址效應等研究的參考。

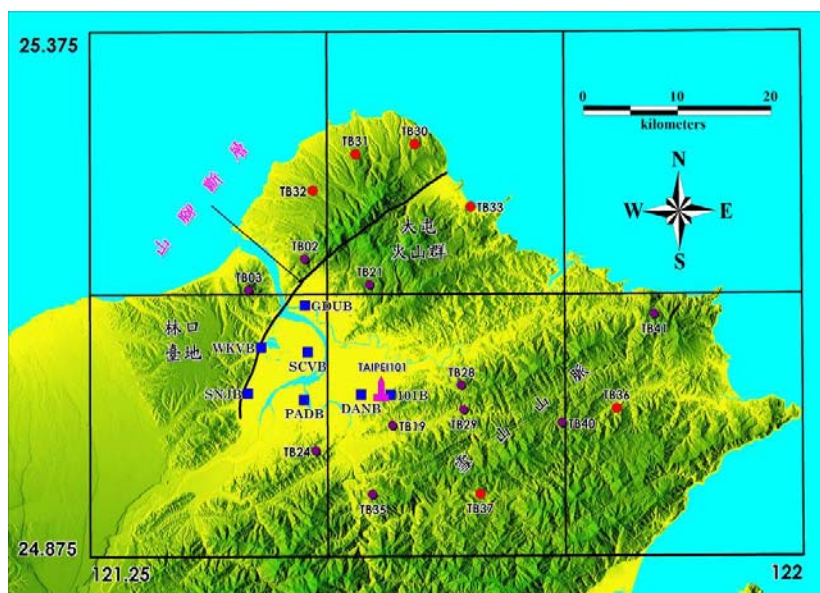


圖 14 大台北地區寬頻地震觀測網的測站位置分佈，紅色實心圓是 6 個地表固定站，藍色方塊是 7 個井下站（含 101B，地球所建立），深棕色實心圓是 10 個臨時站（地球所建立）。

表 1 西元 2012 年大台北地區井下與地表寬頻地震測站的參數。

測站 編碼	儀器型式		測站座標		運轉時間	測站位置
	感震器	記錄器	東西經(E)	南北緯(N)		
TB02	Trillium-40	Q330	121.4796	25.1585	20080611 ~	新北市淡水區國華高球場
TB03	Trillium-120	Q330	121.4176	25.1294	20080611 ~	觀音山國家風景管理處
TB19	Trillium-40	Q330	121.5686	25.9995	20080611 ~	台北市文山區萬芳國小
TB21	Trillium-40	Q330	121.5452	25.1339	20080611 ~	台北市士林區山仔后消防分隊
TB24	KS54000	Q680	121.4881	24.9754	20080611 ~	新北市中和區南勢角
TB28	Trillium-40	Q330	121.6411	25.0379	20090917 ~	新北市汐止白雲分校
TB29	Trillium-120	Q330	121.6437	25.0134	20070504 ~	新北市石碇國中
TB30	Trillium-40	Q330	121.5927	25.2680	20081030 ~	新北市石門區乾華國小(固定站)
TB31	Trillium-40	Q330	121.5202	25.2614	20060508 ~	新北市三芝區橫山國小(固定站)
TB32	Trillium-40	Q330	121.4846	25.2242	20081030 ~	新北市淡水區中泰國小(固定站)
TB33	Trillium-40	Q330	121.6515	25.2082	20060517 ~	新北市萬里區大鵬國小(固定站)
TB35	Trillium-40	Q330	121.5475	24.9337	20070509 ~	新北市新店區花園新城
TB36	Trillium-120	Q330	121.8043	25.0156	20090820 ~	新北市雙溪區柑林國小(固定站)
TB37	Trillium-120	Q330	121.6604	24.9343	20090820 ~	新北市石碇區直潭分校(固定站)
TB40	Trillium-120	Q330S	121.7471	25.0016	20090617 ~	新北市平溪區東勢國小
TB41	Trillium-120	Q330S	121.8448	25.1050	20090820 ~	新北市瑞芳區欽賢國中
101B	VSE355GR	Q330	121.5664	25.0291	20061229 ~	台北市防災應變中心(深度: 100 公尺)
DANB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.5352	25.0394	20051008 ~	台北市大安森林公園(深度: 90, 50 公尺)
GDUB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4673	25.1145	20061103 ~	台北市關渡自然公園(深度: 150, 50 公尺)
SNJB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4160	25.0307	20071129 ~	新北市新莊區生命紀念公園(深度: 100, 50 公尺)
PADB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4752	25.0246	20081216 ~	新北市板橋區八德公園(深度: 100, 50 公尺)
SCVB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4793	25.0700	20090924 ~	新北市三重區國立三重高級商工職業學校(深度: 100, 50 公尺)
WKVB	VSE355GR & AS3250	Q330	121.4301	25.0756	20101220 ~	新北市五股區五股憲兵學校(深度: 100, 50 公尺)

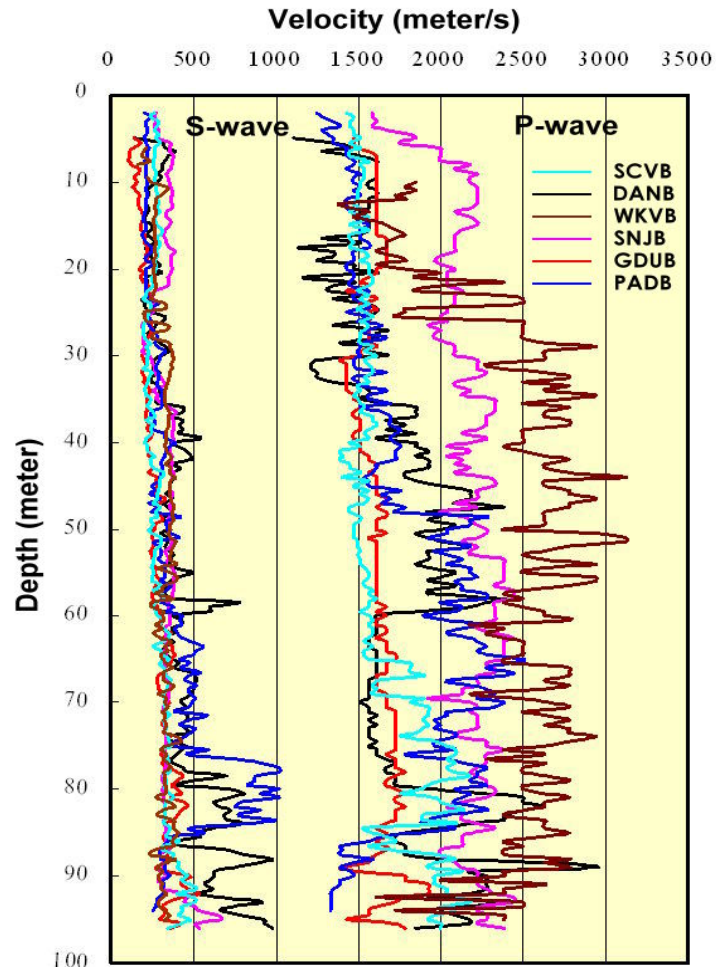


圖 15 本計畫各井下站址的淺層 (<100 公尺) P 與 S 波速度構造曲線。

目前 6 口井下寬頻地震站均裝有非對稱數位用戶線路 (ADSL)，功能除了可以即時的將資訊傳回地球所資料中心之外，也可以隨時監控儀器的運作狀況，並且掌握第一手地震訊息。透過 ADSL 的資料傳輸功能，地球所已在西元 2010 年 8 月建立了井下寬頻地震站的即時波形與紀錄頻譜展示系統，繪出最近數日內的資料，以供使用者查閱，其網址分別為 <http://tbdh-heli.earth.sinica.edu.tw/> 與 <http://tbdh-heli.earth.sinica.edu.tw/sgram/>。

2. 地表微震觀測站

本計畫目前共設有 16 個地表地震站，6 個是長期固定地震站，分別建於西元 2006 年（2 個）、西元 2008 年（2 個）與西元 2009 年（2 個），其中 4 個是設置在大屯火山群地區外圍，2 個是設置於宜蘭與大台北之間的山區。而為了沿續觀測網的完整性，我們保留前期計畫中的 10 個臨時站繼續加入地震觀測的行列，這些臨時站的位置主要是分佈在環繞台北都會區的外圍山區，測站的位置與參數如圖 14 與表 1 所示。此 16 個測站均配備有相同的 Trillium 速度地震計（40 秒或 120 秒）和 Quanterra Q330 記錄器，對後續的資料處理與研究分析有相當大的幫助。

為了加強即時提供地震的資訊，西元 2012 年我們已將 6 個長期地表固定地震站透過 ADSL 建立了波形即時展示系統（<http://140.109.82.93/tb/>），提供 7 日內各測站的全日波形歷時紀錄（圖 16），使用者可依其需求點選測站與日期依序查閱，圖 17 是西元 2012 年 11 月 13 日測站 TB36 兩個水平向（東西向與南北向）的全日波形之一例。結合先前井下站的波形即時展示系統，將對大台北地區的地震監測工作提供更完整的資訊。

Recent Helicorder Displays (<http://140.109.82.93/tb/>)

TB30 HHZ TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB30 HHN TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB30 HHE TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB31 HHZ TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB31 HHN TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB31 HHE TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB32 HHZ TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB32 HHN TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB32 HHE TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB33 HHZ TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB33 HHN TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB33 HHE TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB36 HHZ TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB36 HHN TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

TB36 HHE TW -- : TAP TB
[11/18/2012 \(00\)](#) | [11/17/2012 \(00\)](#) | [11/16/2012 \(00\)](#) | [11/15/2012 \(00\)](#) | [11/14/2012 \(00\)](#) | [11/13/2012 \(00\)](#) | [11/12/2012 \(00\)](#)

圖 16 西元 2012 年建立之地表寬頻站的波形即時展示系統，使用者可依測站與日期查閱。

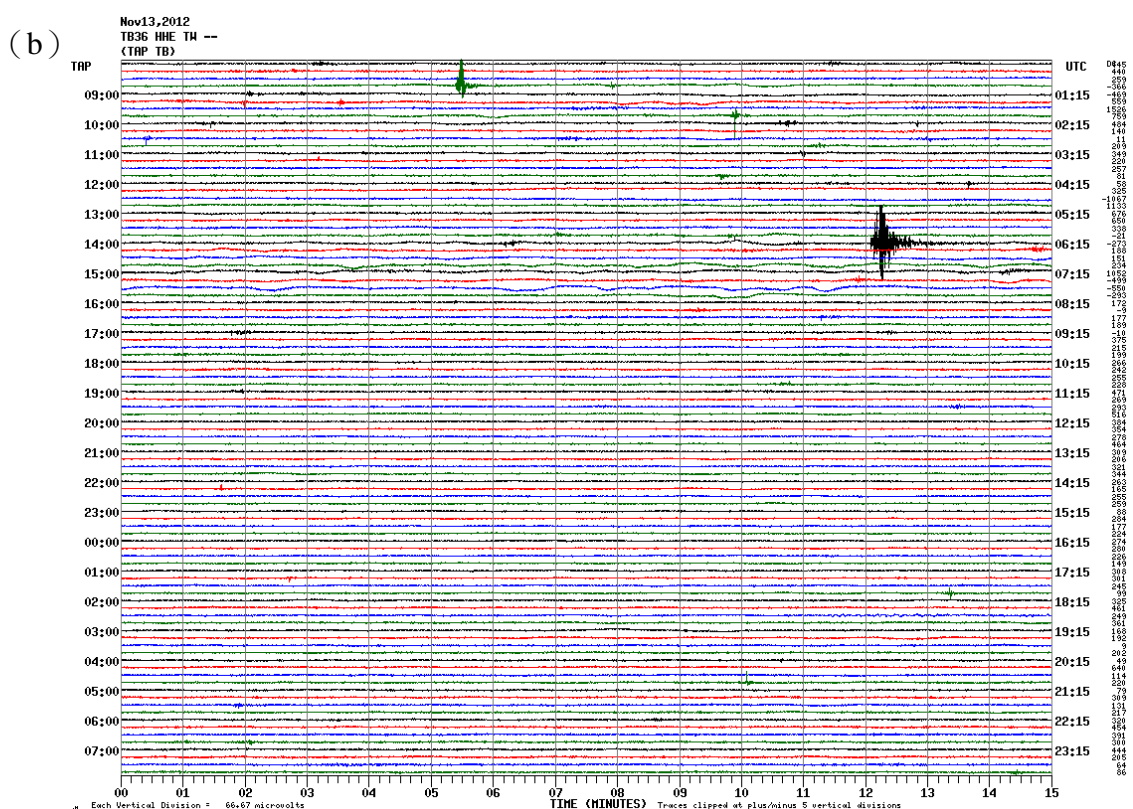
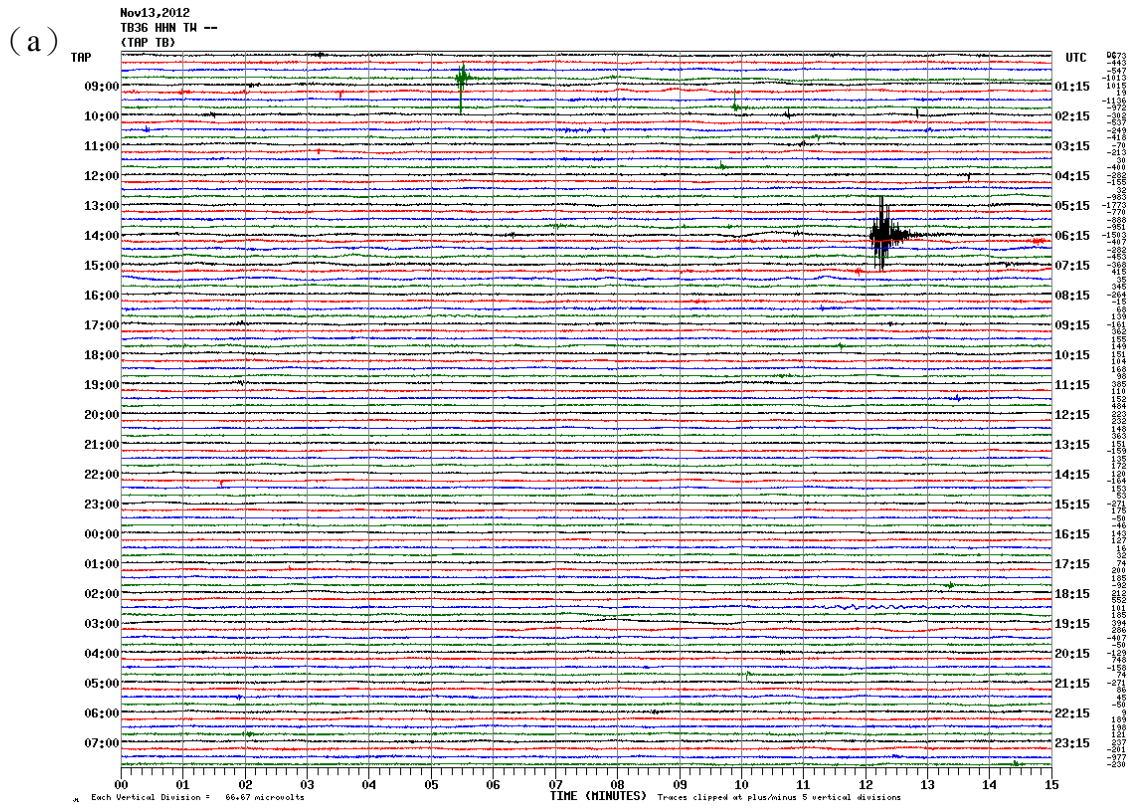


圖 17 地表寬頻站 TB36 在西元 2012 年 11 月 13 日的 (a) 東西向與 (b) 南北向速度的波形即時展示，圖中每條振動歷時的長度為 15 分鐘。

3. 微震觀測網的地震觀測

DANB 位於大安森林公園，是本計畫最早（西元 2005 年 10 月）設立的井下地震站，因此收集有最完整的資料，圖 18 是該站自西元 2005 年 10 月運轉以來至西元 2012 年 11 月所收錄發生於台灣地區地震之震央分佈，這些地震的規模 (M_L) 介於 2 至 7 之間，由圖可知這些地震主要發生於東部的宜蘭與花蓮地區。

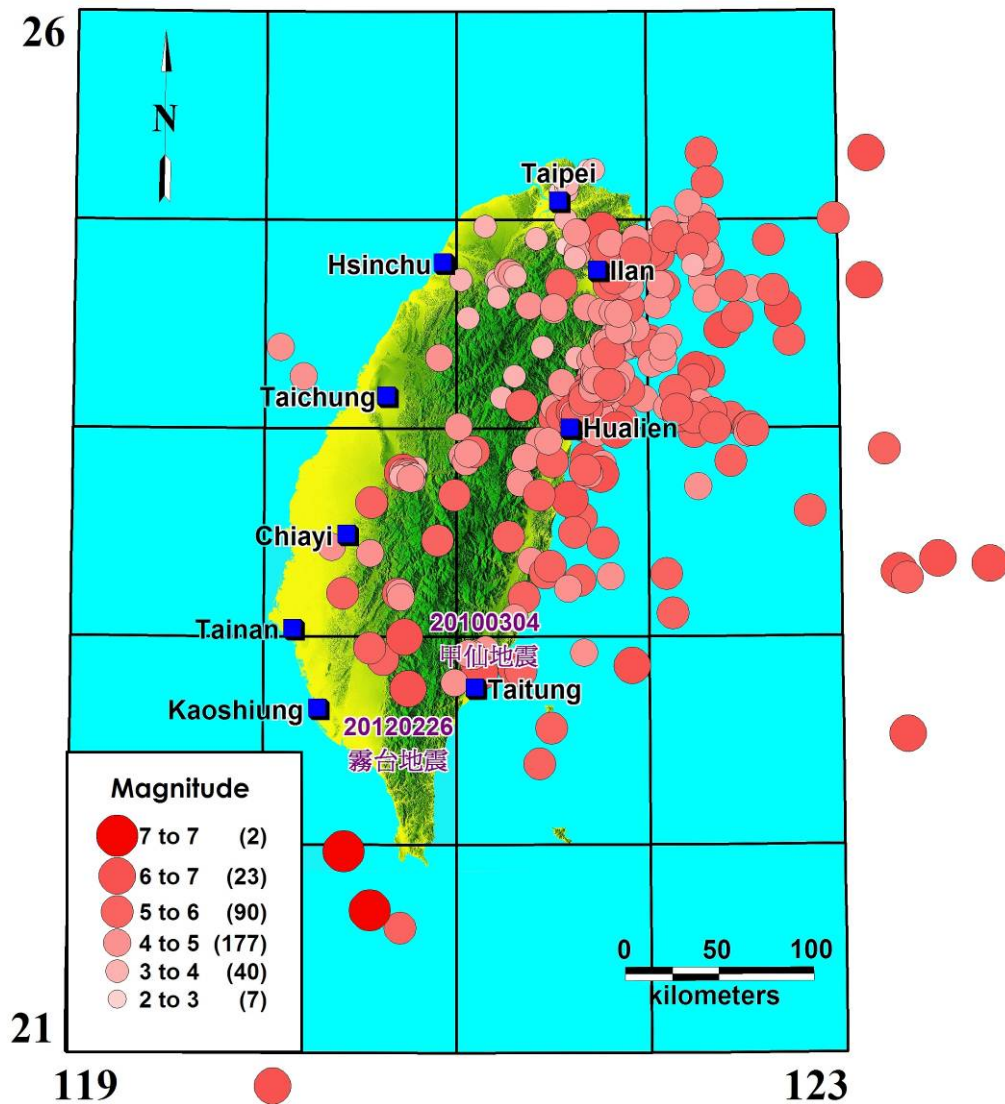


圖 18 DANB 井下站在西元 2005 年 10 月至西元 2012 年 11 月所收錄臺灣地區地震之震央分佈。

圖 18 中 2 月 26 日屏東霧台地震 ($M_L=6.4$) (簡稱 226 地震)，是今年第一個規模 6 以上地震。226 地震是發生於屏東的霧台鄉，中央氣象局地震測報中心指

出，此一地震發生在台灣時間上午 10 時 35 分左右，地震深度 26 公里，該地震發生後不久又發生兩次餘震，震央分別在台東縣金峰鄉與台東縣卑南縣，規模為 4.0 與 4.2。根據地震測報中心統計，226 地震是台灣近 2 年島內規模最大的地震，也是西元 2012 年第一個規模 6 以上地震，也是繼西元 2010 年 3 月 4 日甲仙百年大地震後台灣陸上最大規模的強震。這起地震主因是菲律賓海板塊與歐亞板塊擠壓造成，震央地區位在中央山脈最南端，地質上屬於板塊擠壓後的年輕山脈。226 地震與西元 2010 年的甲仙強震相距僅 26 公里（圖 18），兩地震雖無直接關連，但氣象局提醒，226 地震很靠近莫拉克重災區，土質脆弱，容易釀災。圖 19 是遠在 270 公里外，台北地區 PADB 井下站與 TB37 地表站收錄品質良好的波形，可提供研究人員研究之參考。

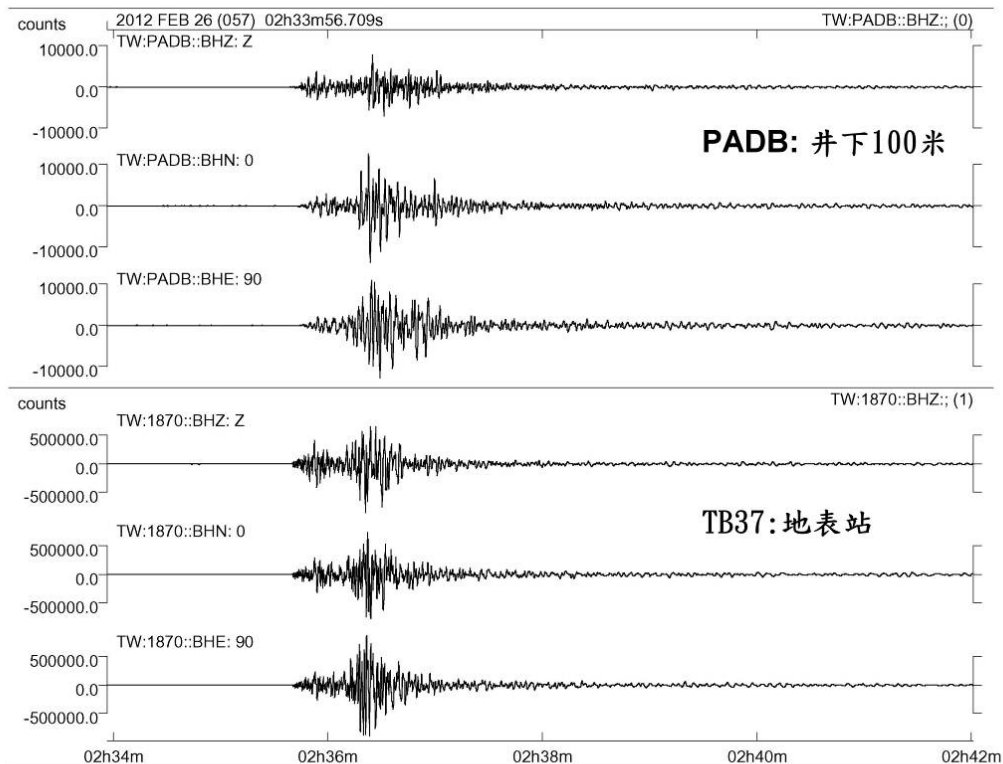


圖 19 西元 2012 年 2 月 26 日屏東霧台地震 (ML=6.4) 在 PADB 井下站 (深度 100 米) 與 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形。

圖 20 是 DANB 在西元 2004 年 10 月設立以來至西元 2012 年 11 月所收錄發生於北台灣鄰近地區淺震（震源深度 < 30 公里）與深震（震源深度 > 30 公里）的震央分佈。圖中顯示震源深度大於 30 公里的地震具有較大的規模，且均發生於隱沒帶的宜蘭山區與外海附近；而震源深度小於 30 公里的地震其規模較小，除發生在宜蘭山區與外海附近外，主要發生在大屯火山與近台北盆地的東南側地區。因此在過去數年的觀測期間，施測區域所收集的地震數量相當有限，但其中有 6 起靠近大台北地區的地震，它們分別是西元 2004 年 10 月 23 日地震 ($M_L=3.7$)，西元 2005 年 3 月 23 日地震 ($M_L=3.2$)，西元 2005 年 12 月 5 日地震 ($M_L=3.7$)，西元 2006 年 4 月 24 日地震 ($M_L=3.5$)，西元 2009 年 10 月 20 日群震 ($M_L=2.8\sim 3.2$) 以及西元 2010 年 4 月 28 日地震 ($M_L=3.6$)。而西元 2012 年發生於北台灣地區較為地震學者注意的有 4 起地震，它們是 6 月 10 日宜蘭外海地震 ($M_L=6.6$)、6 月 13 日新竹縣尖石鄉地震序列 ($M_L=4.7$)、7 月 20 日新北市三峽區的地震 ($M_L=3.0$) 與 10 月 12 日新北市石碇區的地震 ($M_L=4.1$)。

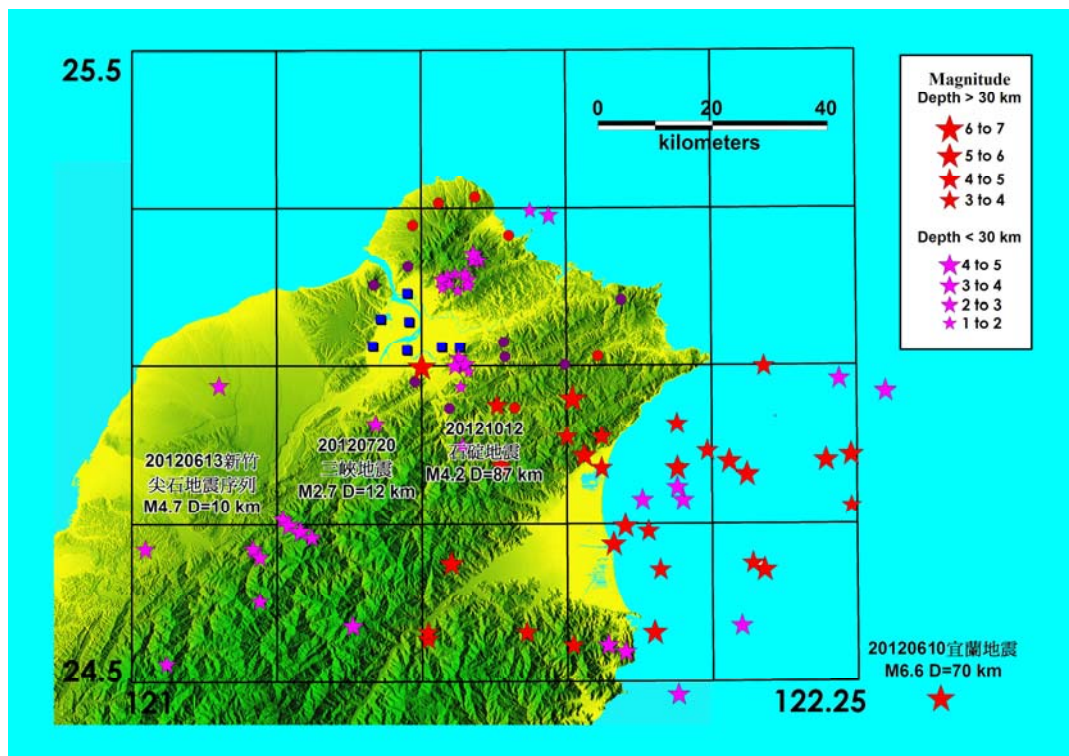


圖 20 西元 2004 年 10 月至西元 2012 年 11 月發生於北台灣地區之淺震（震源深度 < 30 公里）與深震（震源深度 > 30 公里）的震央分佈。西元 2012 年發生的較重要地震亦標示於圖上。

西元 2012 年 6 月 10 日宜蘭外海發生芮氏規模 6.6 地震（見圖 20），是今年第 2 起規模 6 以上地震。不過，宜蘭並未傳出地震災情，主要是震央深度達到 60 公里以上，震波傳到地面時，力量已減弱許多。圖 21 是該地震在 DANB 井下站 90 米與 50 米處所記錄到的速度與加速度波形，雖然震央距 DANB 約有 104 公里之遙，但都可觀測到清楚的初達波與相當完整的波形。

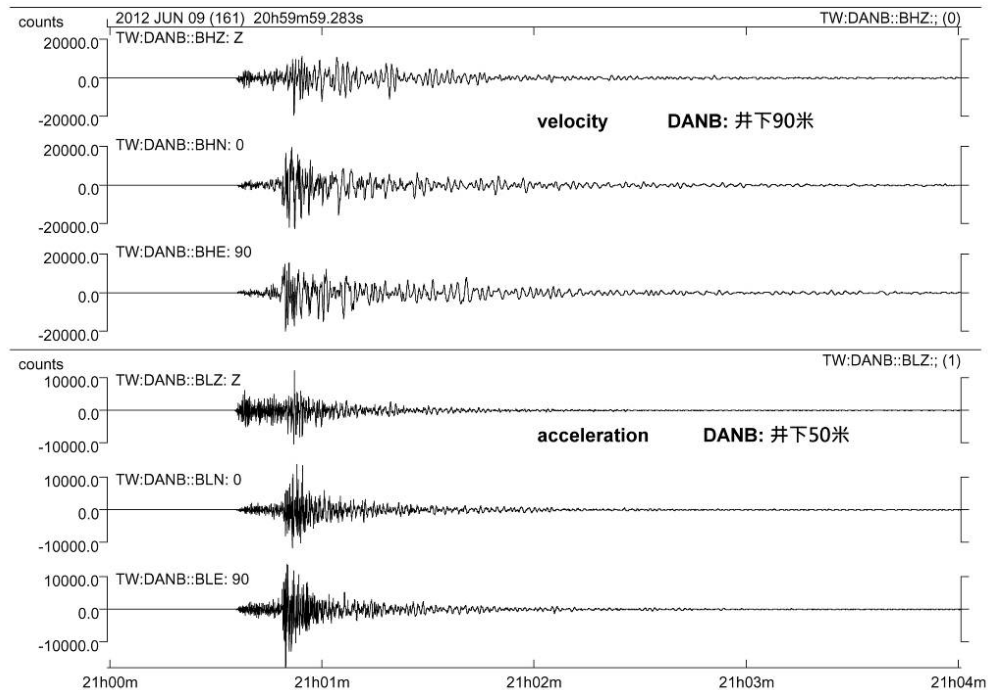


圖 21 西元 2012 年 6 月 10 日宜蘭外海地震（ML=6.6）在 DANB 井下站所記錄到的三分量速度（深度 90 米）與加速度（深度 50 米）波形。

西元 2012 年 6 月 13 日下午 4 時 22 分，新竹縣尖石鄉發生規模 4.7 的地震，地震深度為 10.2 公里，屬於極淺層地震，最大震度為竹北市的 4 級，台北搖晃明顯。稍後 4 時 29 分在震央附近又發生規模 2.9 的餘震。地震測報中心指出，西元 2010 年的 6 月 14 日，約在尖石鄉的震央附近，剛好也發生規模 4.3 的地震；再往前回溯，1942 年尖石鄉曾發生規模 5.6 地震，1954 年時發生 4.5 的地震，接下來就沒有規模大於 4.5 的地震，直到此一地震發生，因此是當地 70 年來規模最大的地震。圖 22 是該地震在 DANB 井下站與 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形。

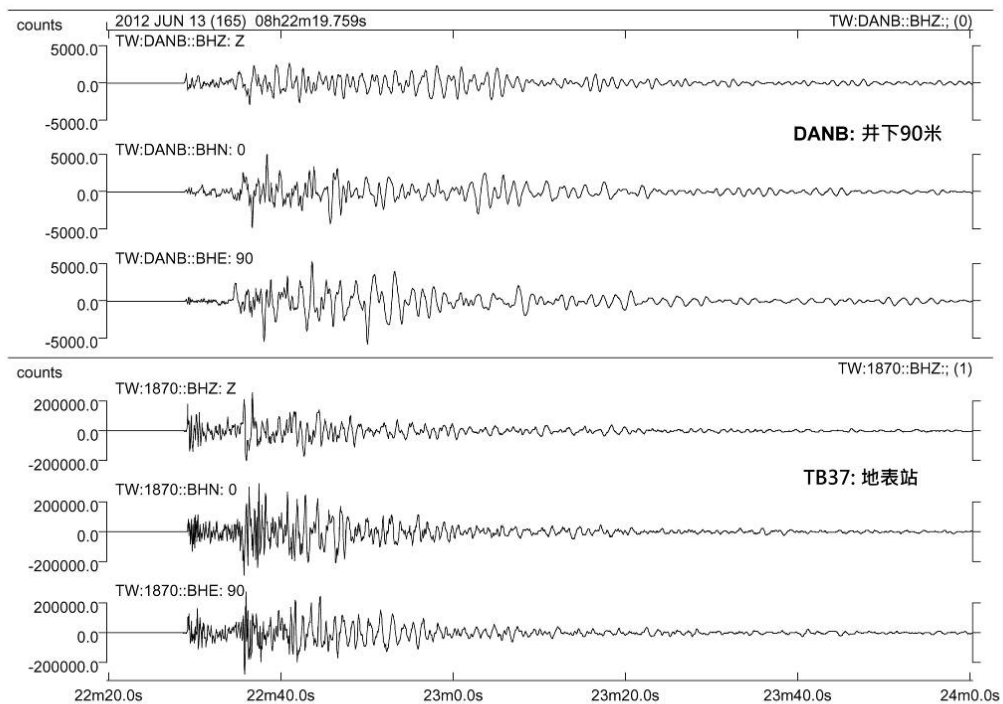


圖 22 西元 2012 年 6 月 13 日新竹縣尖石鄉地震 (ML=4.7) 在 DANB 井下站 (深度 90 米) 與 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形。

西元 2012 年 7 月 20 日距離大台北市都會區僅有 10 公里左右的新北市三峽山區，發生規模 2.7 的有感地震 (見圖 20)，最大震度雖僅有 2 級，但因震央淺又緊臨大台北都會區，格外引人注目。中央氣象局地震測報中心指出，這起地震是三峽地區最近 22 年首見規模 3 以上淺層地震，研判與潛藏在地殼底下的盲斷層活動有關。這起地震緊臨大台北都會區，屬逆衝斷層，且震央距離山腳斷層超過十公里，研判應與菲律賓海板塊擠壓歐亞大陸板塊在地底造成的斷層活動有關。圖 23 是在距震央約 17 公里外的 101B 與 PADB 井下站，和 24 公里外的 TB37 地表站所記錄到此地震事件的三分量速度波形。

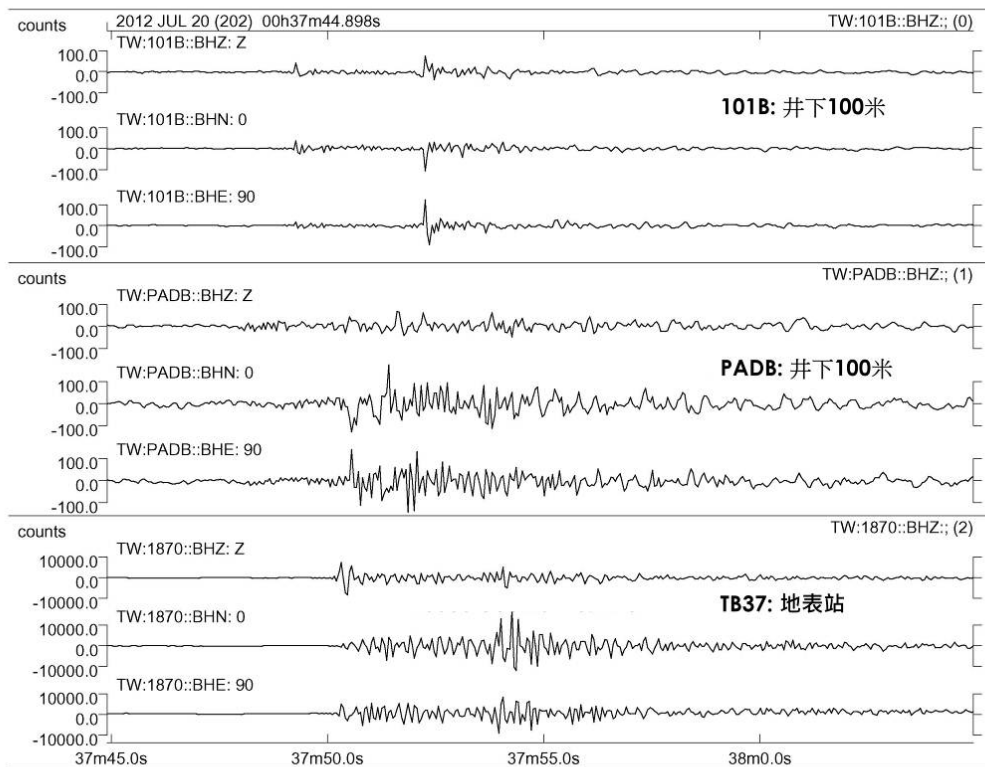


圖 23 西元 2012 年 7 月 20 日新北市三峽區地震 (ML=2.7) 在 101B (深度 100 米) 與 PADB (深度 100 米) 井下站, 和 TB37 地表站所記錄的三分量速度波形。

西元 2012 年 10 月 13 日清晨 6 時 38 分, 新北市發生芮氏規模 4.2 級的地震(見圖 20), 地震在台北市政府東南方約 12.8 公里處, 震央位在新北市石碇區, 震源深度 87.4 公里, 新北市、台北市信義區、宜蘭縣內城、桃園市和新竹縣竹東都有 1 級震感。圖 24 是距離此地震最近的 TB36 地表站與 101B 井下站所記錄到此地震事件的三分量速度波形。由於震波幾乎是以垂直入射的方式進入大台北地區, 在垂直分量上都可觀測到清晰的初達 P 波, 可提供地震定位之用及其他研究使用。

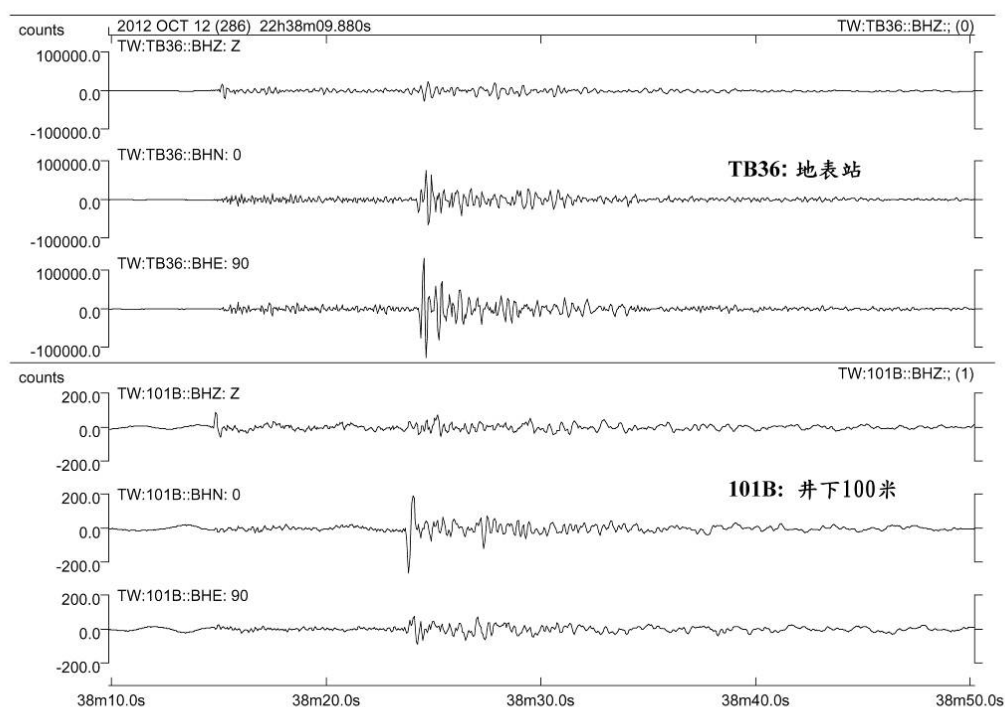


圖 24 西元 2012 年 10 月 13 日新北市石碇區地震 (ML=4.2) 在 101B 井下站 (深度 100 米) 與 TB36 地表站所記錄的三分量速度波形。

圖 25 是 DANB 在西元 2005 年 10 月至西元 2012 年 11 月所收錄之遠場地震之震央分佈，這些地震的規模 (Mw) 介於 5.3 至 9.0 之間。西元 2012 年 11 月 11 日緬甸發生規模 6.8 的強烈地震 (圖 26)。根據報載災區有數百棟房屋建築被震垮或毀損，不過由於斷電斷訊，使得外界無法確實得知詳細災情。這起規模 6.8 的地震，發生在緬甸北部，震源深度只有 10 公里。隨後又發生多起強烈餘震。西元 2011 年 3 月緬甸東南部、靠近寮國、泰國邊界也發生強烈地震，至少造成 75 人死亡 (圖 27)。圖 28 是 GDUB 井下站與 TB36 地表站所記錄到西元 2012 年 11 月 11 日緬甸地震的三分量速度波形，雖然它們的震央距台灣約有 2600 公里之遙，但仍可記錄到清楚的初達波與相當完整的波形 (其它井下站亦是如此)。

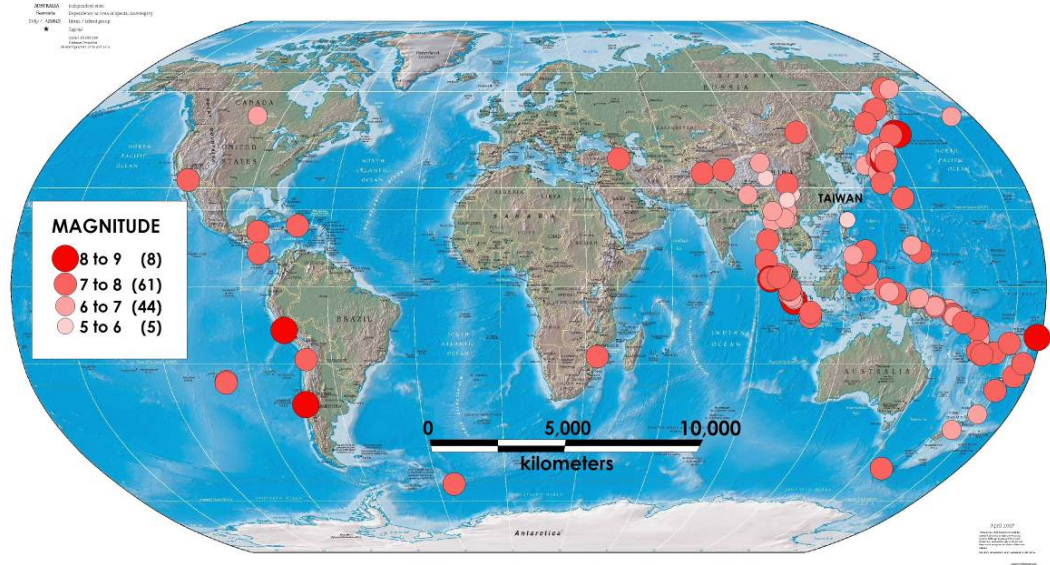


圖 25 DANB 在西元 2005 年 10 月至西元 2012 年 11 月所收錄之遠場地震之震央分佈。



圖 26 西元 2012 年 11 月 11 日緬甸發生規模 6.8 的強烈地震的震央位置圖。



圖 27 西元 2011 年 3 月緬甸東南部、靠近寮國、泰國邊界也發生強烈地震。

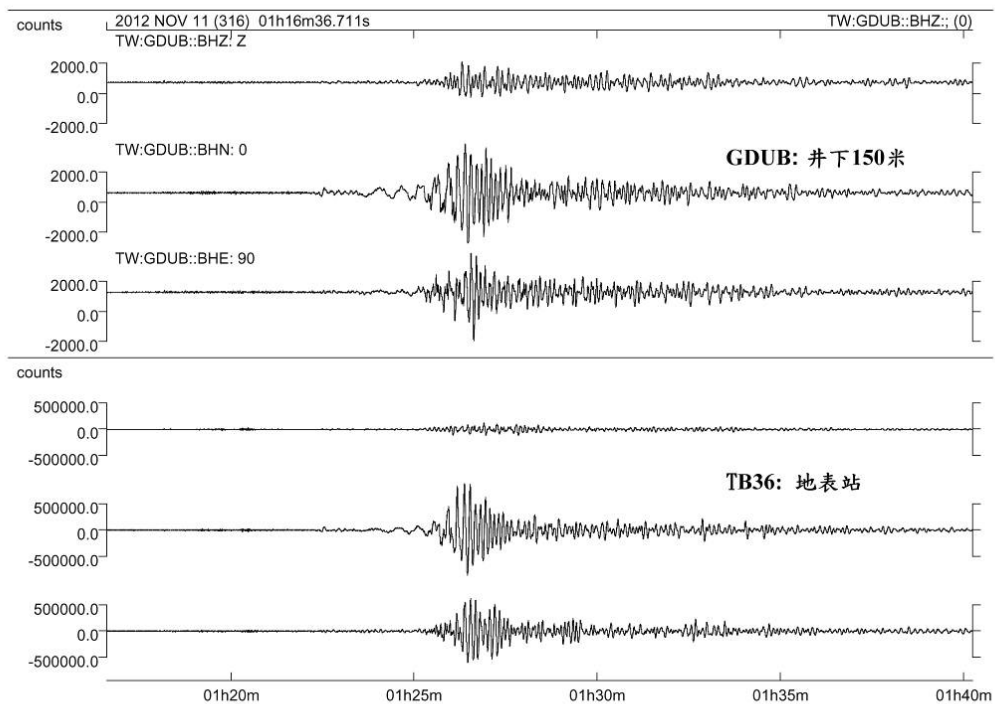


圖 28 西元 2012 年 11 月 11 日緬甸地震在 GDUB 井下站（深度 150 米）與 TB36 地表站所記錄到的三分量速度波形。

整體而言，本計畫的大台北地區微震觀測網已具有監測該地區地震活動能力，對區域性的大地震具有不飽和，小地震不漏失的優點；對遠域較大地震所產生的微小振動亦能提供高品質的波形紀錄。此也彌補了中央氣象局與地球所目前建置於台北都會區觸發式強震觀測網僅能收錄區域性較大地震的缺憾。雖然本年度間發生於大台北地區的地震僅有數起，且規模都不大，但地震觀測是屬於長期性的工作，需藉由資料的不斷累積，方能增加對大台北地區斷層時空分佈的瞭解及其活動的可能性。目前井下與地表寬頻地震站均已透過 ADSL 建立地震之即時監測系統，結合大台北地區北緣的大屯火山與東側的宜蘭龜山島地區的微震觀測，將可更了解區域內震源之時空分佈及斷層的活動性。

4. 寬頻地震站場址特性

關於台北盆地周邊場址特性分析，選擇在大台北地區周邊山區，目前仍在運作之 12 個寬頻地震站資料進行分析，測站分佈主要位於盆地週邊區域（圖 29 和圖 30）。為避免個別地震之震源效應或場址非線性所造成的影響，平均選取發生於全台灣地區之地震事件共 15 個（表 2 和圖 29），包含不同深度及規模之地震事件，計算個別地震的單站頻譜比值後再將所有結果加以平均，以降低震源效應的影響，進而得到每一測站之頻譜分析結果。為確保所選用之測站都可記錄到較佳且容易判別的 S 波到時之記錄，選取地震規模 ML 大於 4.5 以上之事件進行分析。計算時分別截取 P 波到時前之訊號段、S 波主要能量段訊號及 S 波後之訊號段等三段訊號進行 H/V 方法之分析，比較不同時間窗段分析所得放大主頻之異同。

分析結果，大部份測站主頻明顯易判斷，除了 TB21、TB29 及 TB32 三站之放大主頻值較低外，大多數測站之放大主頻值約在 10Hz 左右（圖 30），顯示其所在地層皆為較堅固之地層。此外，三個訊號段計算所得之主頻及放大比值亦無明顯差異，雖然部份測站發現於 S 波主要能量段訊號分析所得之主頻較其他時間窗之頻段略低，但差異極小。由土壤力學實驗結果知，當剪力模數減小，S 波速亦將隨之減小。由於共振頻率與地層波速的關係式 (2.7)，可知 S 波速的降低將使共振頻率減小，此效應會造成共振頻率隨振幅增大而往低頻移動。若發生局部場址非線性反應，可以直接觀測到當地震動增強時，一方面因阻尼增加而造成土壤放大因子減小，另一方面由於 S 波速度的減小而使共振頻率往低頻移動。本研究此部份之分析結果並未顯示此一現象。

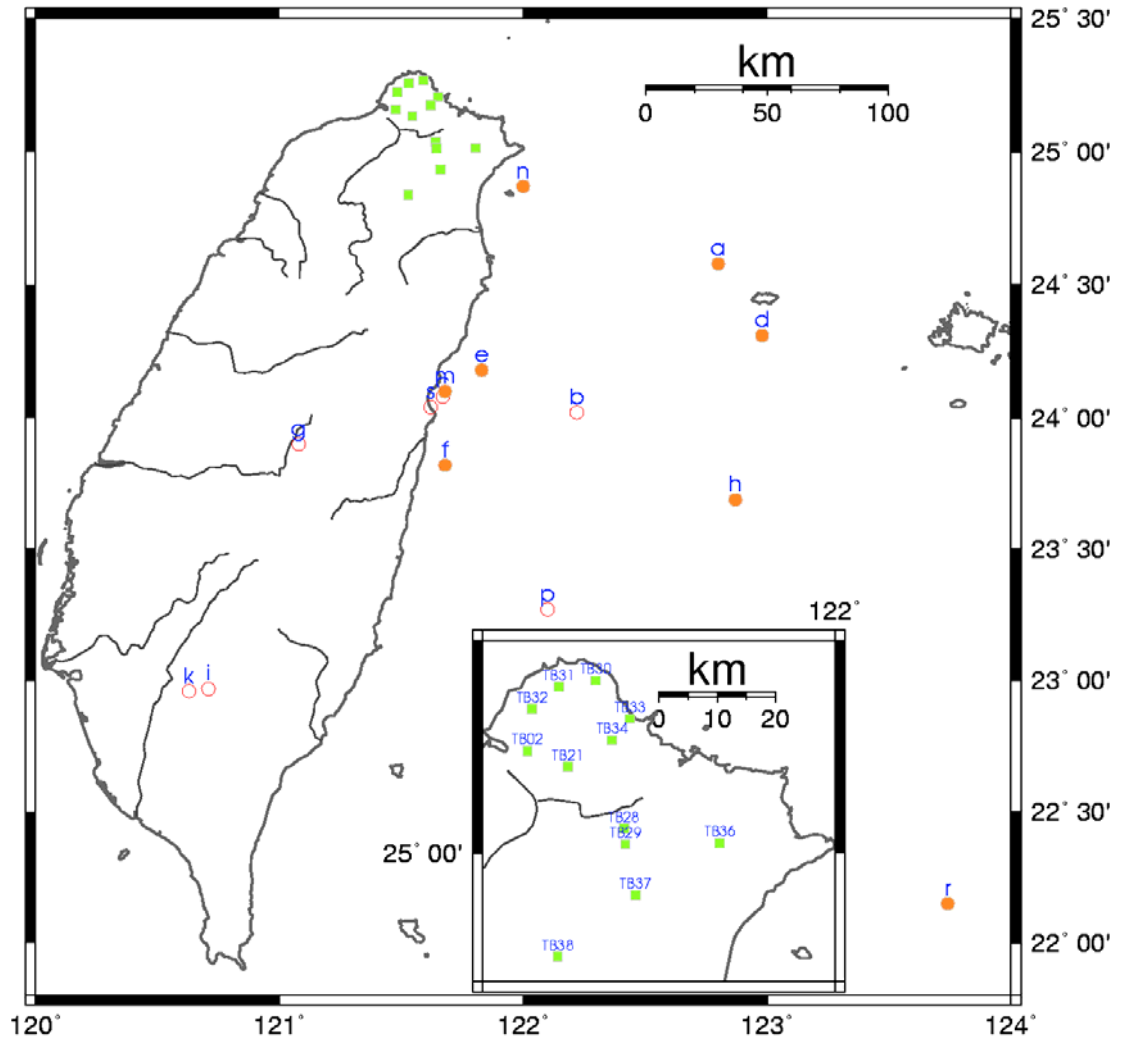


圖 29 用於分析台北盆地周邊山區測站之地震事件分佈圖。綠色方形符號為選用之測站，橘色圓形符號表示選用事件之震央位置，其中實心圓代表此事件之震源深度大於 35 公里，空心圓則是震源深度小於 35 公里之事件。

表 2 台北盆地附近山區場址分析所選用之地震列表。

NO.	DATE	TIME	Mag.	Depth(km)	Lat.	Lon.
a	2009/06/15	17:44:00	4.8	103.6	24.58	122.80
b	2009/07/13	18:05:00	6.0	18.1	24.02	122.22
c	2009/07/21	06:58:00	4.7	8.68	24.08	121.67
d	2009/08/19	17:30:00	4.5	53.9	24.31	122.98
e	2010/01/04	19:27:00	5.5	46.1	24.18	121.83
f	2010/01/19	06:09:00	5.6	41.0	23.82	121.68
g	2010/02/12	02:42:00	5.2	18.4	23.90	121.08
h	2010/02/26	01:07:00	5.8	52.1	23.69	122.87
i	2010/03/04	00:18:00	6.4	22.6	22.97	120.71
k	2010/03/04	08:16:00	5.7	19.0	22.96	120.63
m	2010/03/26	23:07:00	5.2	58.9	24.10	121.68
n	2010/04/09	11:49:00	5.1	103.8	24.87	122.00
p	2010/04/11	04:57:00	5.4	30.3	23.27	122.10
r	2010/04/26	02:59:00	6.8	73.4	22.15	123.74
s	2010/06/15	00:31:00	5.5	16.7	24.04	121.62

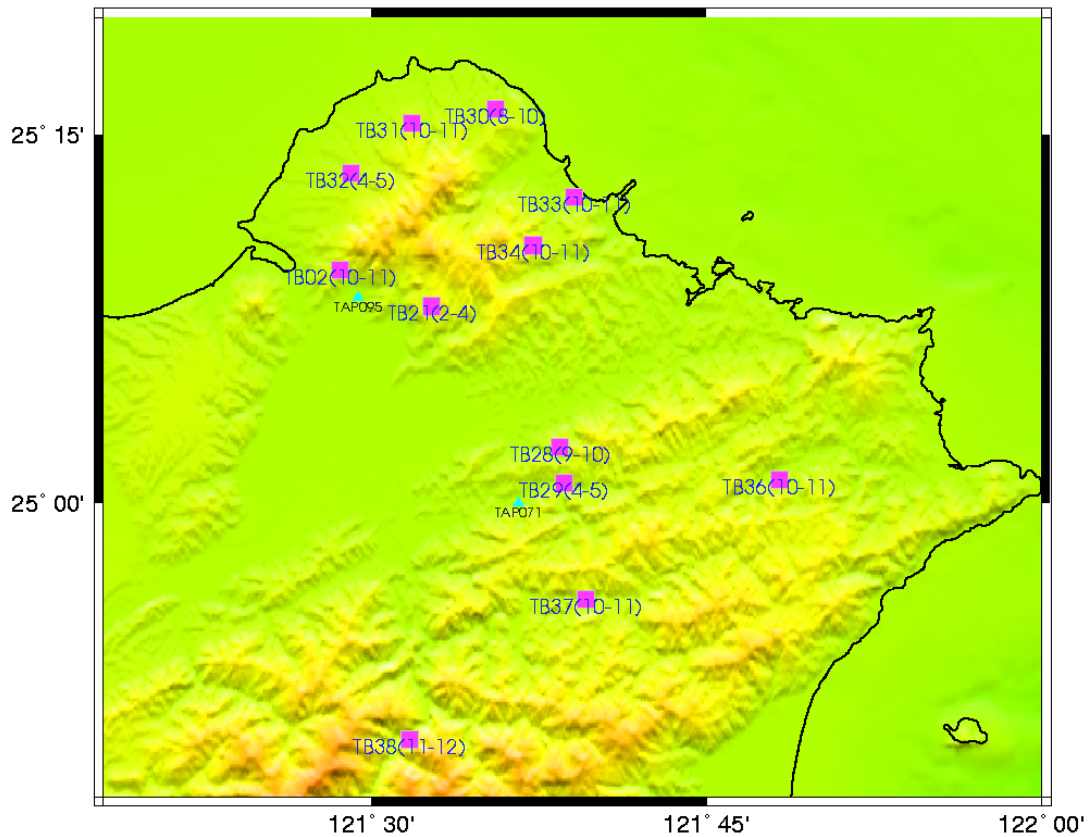


圖 30 台北盆地周邊山區測站位置分佈及放大主頻範圍（括號內數值）。其中，藍色三角形符號為已有進行 Vs30 調查之強震站位置。

關於台北盆地內的場址特性部份，選用之寬頻地震站場址共 27 個（圖 31）。主要以 S 波主要能量段訊號進行 H/V 方法之分析，因此仍選用分佈全台較大規模之地震事件（表 3），其所選用的測站及事件分佈如圖 31。所有用於分析之測站中除了 TB35 測站外，用於各測站 H/V 分析之地震事件數至少有 6 筆（圖 32）。

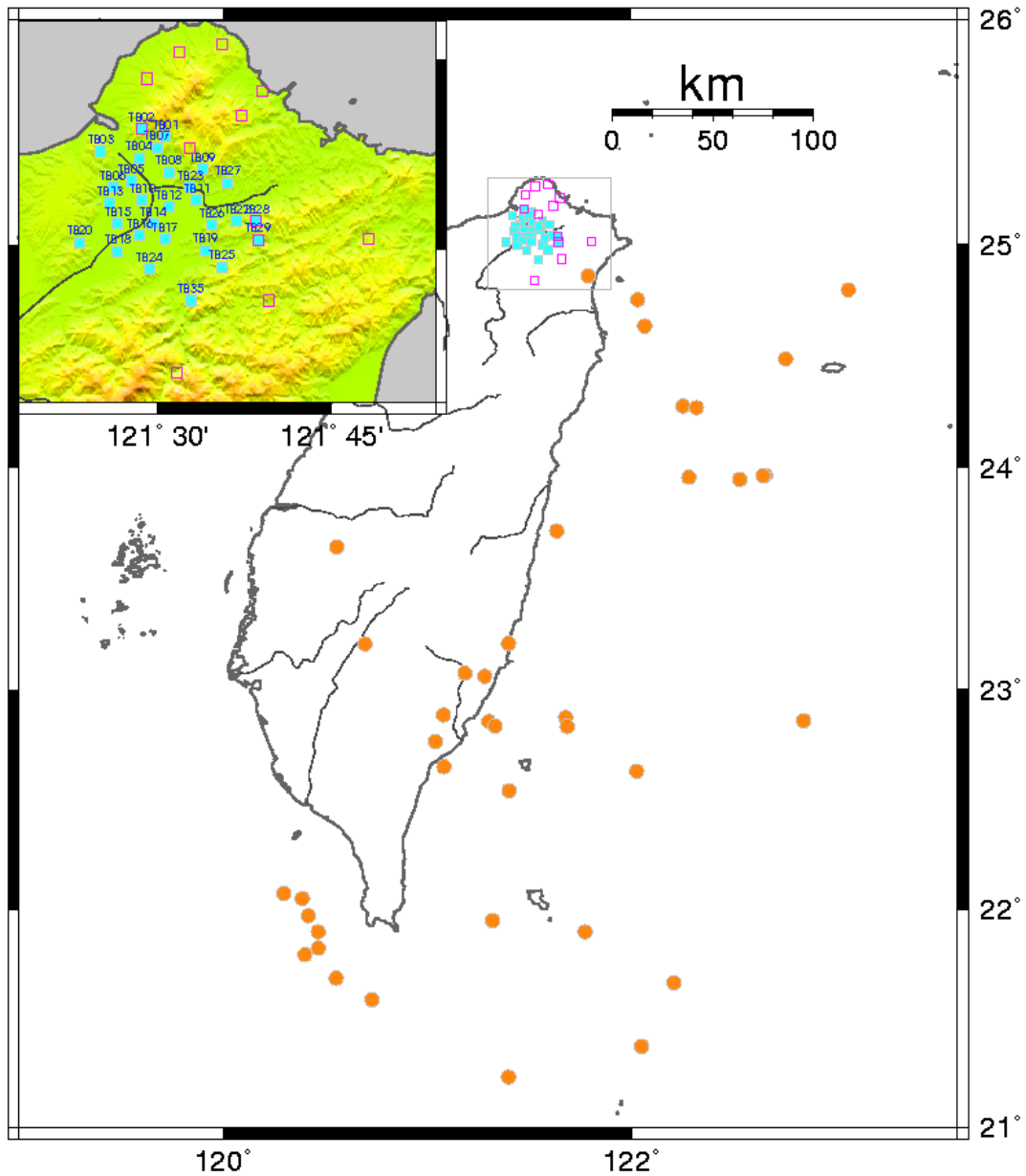


圖 31 用於分析盆地內測站之地震事件及測站分佈圖。圖中藍色方形符號為選用之盆地內測站位置，粉紅色方形符號為先前已分析之位於盆地邊緣的測站分佈，橘色圓形符號表示選用事件之震央位置，其中左上角之小圖顯示測站與地形之分佈概況。

表 3 台北盆地內場址分析所選用之地震事件列表。

Time	Lat.	Lon.	Depth	Mag.
2005:06:01:16:20:05.66	24.6367	122.0663	64.78	6.0
2005:09:06:01:16:00.41	23.9582	122.2835	16.76	6.0
2005:09:23:16:49:50.88	23.0612	121.2835	11.40	5.0
2005:10:14:21:12:50.11	22.8590	122.8443	48.17	5.3
2005:10:15:15:51:04.36	25.0997	123.8075	190.85	7.0
2005:11:16:09:14:45.26	21.8967	121.7745	133.20	5.5
2005:11:29:22:41:49.84	24.7530	122.0337	68.04	5.5
2006:01:08:17:01:38.02	23.2087	121.3995	21.65	5.1
2006:03:09:04:07:28.79	23.6445	120.5582	9.93	5.1
2006:04:01:10:02:19.54	22.8835	121.0807	7.20	6.2
2006:04:04:19:30:06.96	24.4883	122.7580	99.46	5.8
2006:04:15:22:40:55.37	22.8555	121.3035	17.90	6.0
2006:05:07:01:53:02.14	21.5877	120.7302	42.46	5.2
2006:06:05:00:38:58.10	21.3753	122.0517	19.98	5.0
2006:07:28:07:40:10.43	23.9662	122.6580	27.97	6.0
2006:08:11:23:51:06.07	22.5417	121.4015	25.40	5.4
2006:08:27:17:11:16.96	24.7983	123.0657	135.26	6.0
2006:10:09:10:01:45.63	20.6953	119.8285	28.00	6.1
2006:10:09:11:08:24.97	20.7665	119.9252	8.00	6.1
2006:10:11:06:43:52.34	20.8888	119.9037	10.00	5.1
2006:10:12:14:46:29.29	23.9638	122.6452	25.26	5.8
2006:12:26:12:26:21.00	21.6873	120.5553	44.11	7.0
2006:12:26:12:34:15.13	21.9698	120.4197	50.22	7.0
2006:12:26:12:40:25.63	21.8967	120.4687	38.49	5.1
2006:12:26:15:41:44.67	22.0725	120.2987	41.18	5.5
2006:12:26:17:35:13.02	21.8238	120.4670	44.55	5.0
2006:12:27:02:30:39.79	22.0503	120.3887	49.49	5.8
2007:01:25:10:59:15.54	22.6305	122.0267	25.81	6.2
2007:02:18:21:04:59.62	21.7933	120.4015	44.25	5.1
2007:04:21:00:32:26.91	21.6668	122.2100	4.06	5.3
2007:06:21:04:08:17.42	21.2340	121.4008	71.02	5.7
2007:07:23:13:40:02.44	23.7162	121.6357	38.63	5.8
2007:08:09:00:55:47.36	22.6495	121.0845	5.51	5.7
2007:08:29:03:00:16.45	21.9495	121.3212	6.84	5.3
2007:09:06:17:51:26.92	24.2780	122.2542	54.01	6.6
2007:09:06:17:55:21.95	24.2707	122.3190	57.79	5.5
2007:12:05:01:41:42.53	23.0747	121.1868	11.33	5.1
2008:03:04:17:31:47.48	23.2067	120.6957	11.32	5.2
2008:04:14:15:39:44.45	22.8342	121.3333	27.19	5.1
2008:04:23:18:28:41.95	22.8723	121.6790	11.06	5.6

表 3 (續) 盆地內場址分析所選用之地震事件列表。

2008:04:23:22: 4:15.52	22.8337	121.6878	13.29	5.2
2008:05:10:19:42:00.98	23.9492	122.5322	25.02	5.6
2008:05:13:18:27:55.34	22.7658	121.0410	6.97	5.0
2008:06:01:01:57:15.12	19.4478	121.0985	41.94	6.4
2008:06:01:16:59:23.74	24.8608	121.7903	92.31	5.8

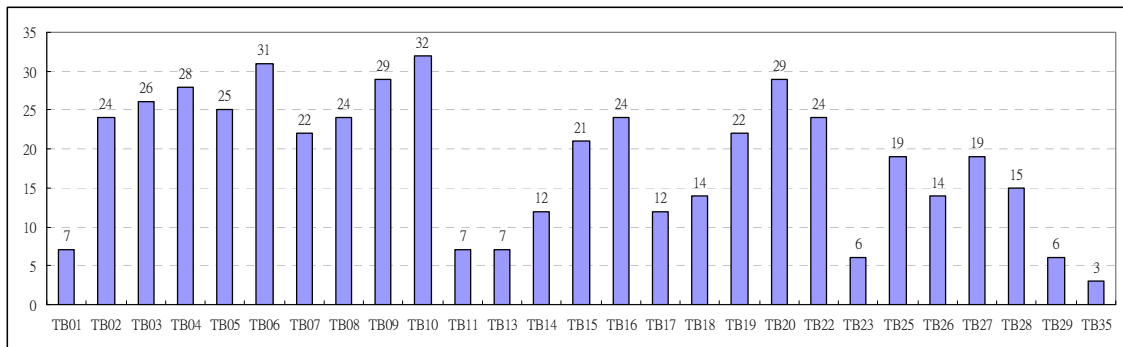


圖 32 盆地內各測站 H/V 分析時所使用之地震事件數量統計表。

主頻一般出現於放大倍率較高之頻段，在挑選主頻時，有時會發現有些測站不只有一個較大放大倍率頻段存在，通常主頻的選擇主要有三種情況：(1)當較低頻段之放大倍率值較大時，選擇放大倍率較大值對應之較低頻段作為主頻位置。因低頻位置之放大倍率反映的是沖積層較厚的區域或地層較軟弱、速度較低，也較易造成場址放大現象。(2)多個放大倍率值皆相近時，仍選擇較低頻段作為主頻位置，原因同前一點。(3)當第二或較高頻段之放大倍率明顯較第一頻段大時，選擇第二個或是較高頻段作為主要放大主頻。而用於評斷明顯較大的標準為：當一放大倍率峰值大於另一放大倍率峰值加一倍標準差時，其為明顯較大放大倍率值。有些測站並無明顯放大倍率大小差異，則視為無顯著放大頻段之場址。分析結果若可看到 2~3 個較明顯之放大倍率，顯示這些測站之下可能存在 2~3 個較厚或速度較低之反應地層，影響該場址之放大效應展現 (圖 33)。

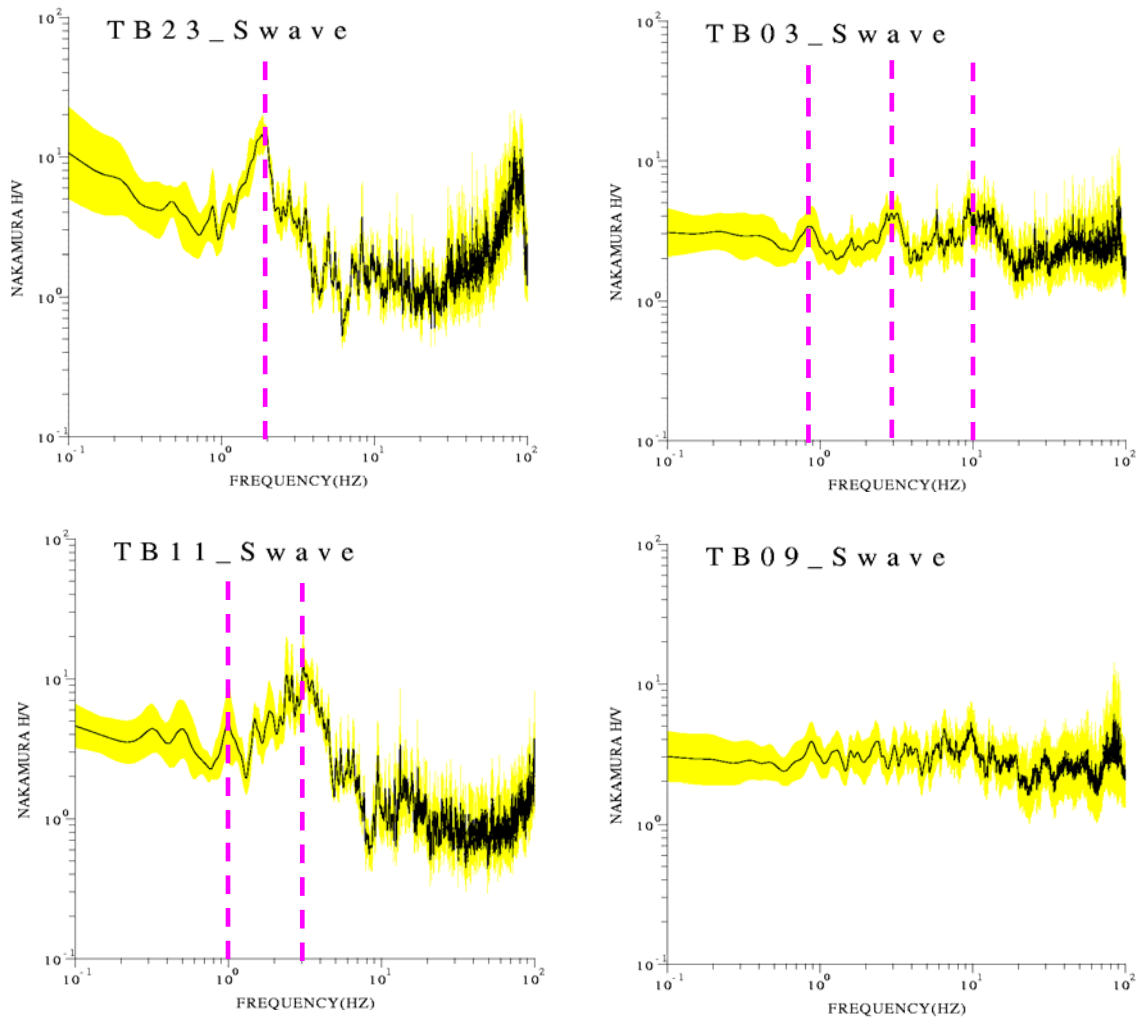


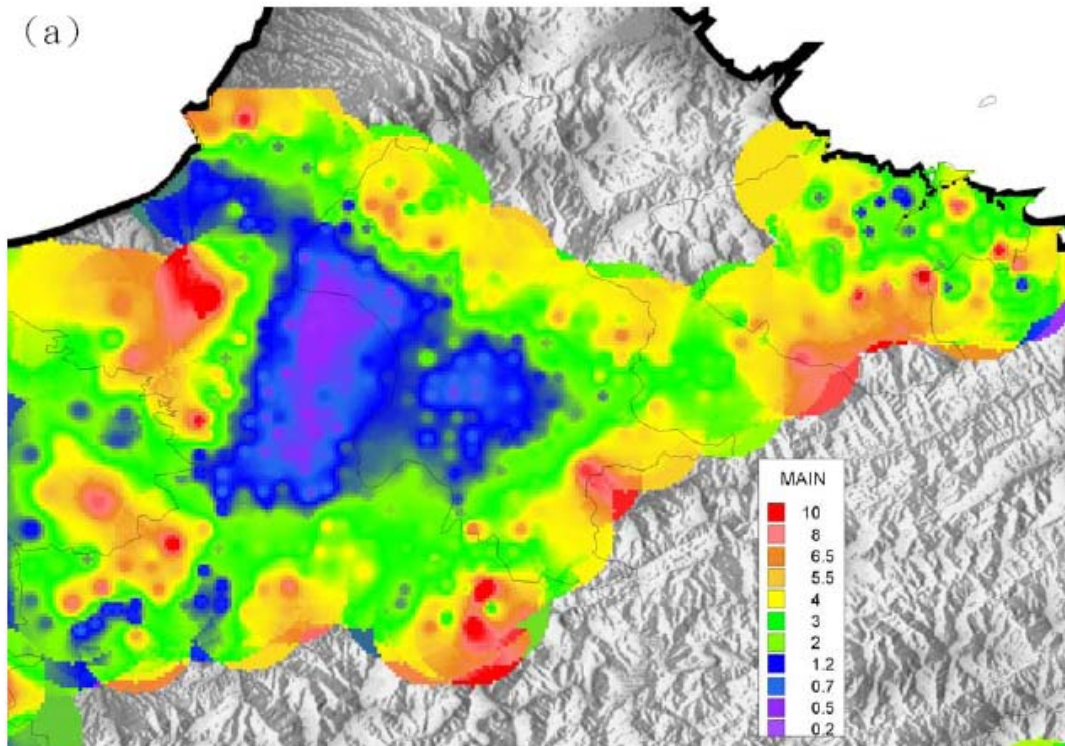
圖 33 盆地內測站放大主頻選取範例。(左上)放大主頻明顯可判斷為 2Hz。(右上) H/V 頻譜分析結果顯示有三個較顯著之主要頻段，分別為 0.8Hz、3Hz 及 10Hz 附近，但第二及第三頻段所對應之放大倍率並未明顯大過最低頻段 0.8Hz 對應之放大倍率，因此選擇較低之 0.8Hz 為放大主頻。(左下) H/V 頻譜分析結果顯示有兩個放大倍率相近之較顯著頻段，分別為 1Hz 及 3Hz 附近，3Hz 之放大倍率明顯較 1Hz 大，故選擇 3Hz 為放大主頻。(右下) 無明顯放大倍率大小差異。

前一部份已分析之三測站 TB02、TB28 及 TB29，在此雖使用不同之地震事件記錄再次進行分析，其分析結果顯示主頻分佈與先前分析之頻段相同，顯示 H/V 分析所得之結果穩定，同時也代表所選取之地震事件其分佈及震源特性在可接受的範圍中確實可被消除。

Wang *et al.* (2004) 利用震測方法探討台北盆地之地下構造，已得到台北盆地基盤等深度圖及松山層等深度圖 (圖 34b)。先前之相關研究指出，主頻的分佈可能順應著地底下某一地層的放大效應，如林士棋 (2006) 指出台北盆地之主頻分佈主要反應松山層之形貌。將本研究之主頻分析結果 (圖 35) 與松山層深度分佈對比，可觀察到主頻之分佈確實與松山層之深度分佈變化趨勢相同。沉積層厚度較厚的地區，共振主頻也愈低頻，顯示區域地質因素控制著震波放大頻帶的機制。

將此部份分析結果與黃雋彥 (2009) 微地動量測之結果相比較 (圖 34a)，發現雖然主頻分佈趨勢相似，但放大主頻之頻段並不相同。以往大多假設震波傳遞的過程是線性的彈性行為，並且認為發生強震與弱震時，土壤的放大因子不會有明顯的差別。但近年的研究證據顯示，在某些特定頻段，強震時的土壤放大因子會比弱震時來得小，即發生震波壓抑放大作用 (deamplification)，此現象亦稱為土壤非線性反應。國內研究 Wen *et al.* (1994, 1995) 對羅東的 LSST 和 SMART1、花蓮的 SMART2 陣列做頻譜分析，發現 LSST 陣列在 PGA 超過 0.15g 時，在 1~10Hz 的頻帶內強震之主頻明顯往低頻方向偏移，頻譜比值也明顯較弱震分析結果為低，顯示有壓抑放大的現象產生 (圖 36)。此外，Wen *et al.* (2006) 也利用地表與井下地震儀所收錄的強、弱震資料，證實單站頻譜比法可以有效應用於預估場址非線性反應。

此部分研究所使用之寬頻測站收錄地震事件資料品質良好，可繼續以單站頻譜分析方法檢視強震與弱震資料，分析各場址非線性反應發生之可能性，以深入探究造成主頻偏移及頻譜比值差異的原因，獲得台北盆地場址特性更詳盡之資訊。



TAIPEI BASIN SUNGSHAN BOTTOM

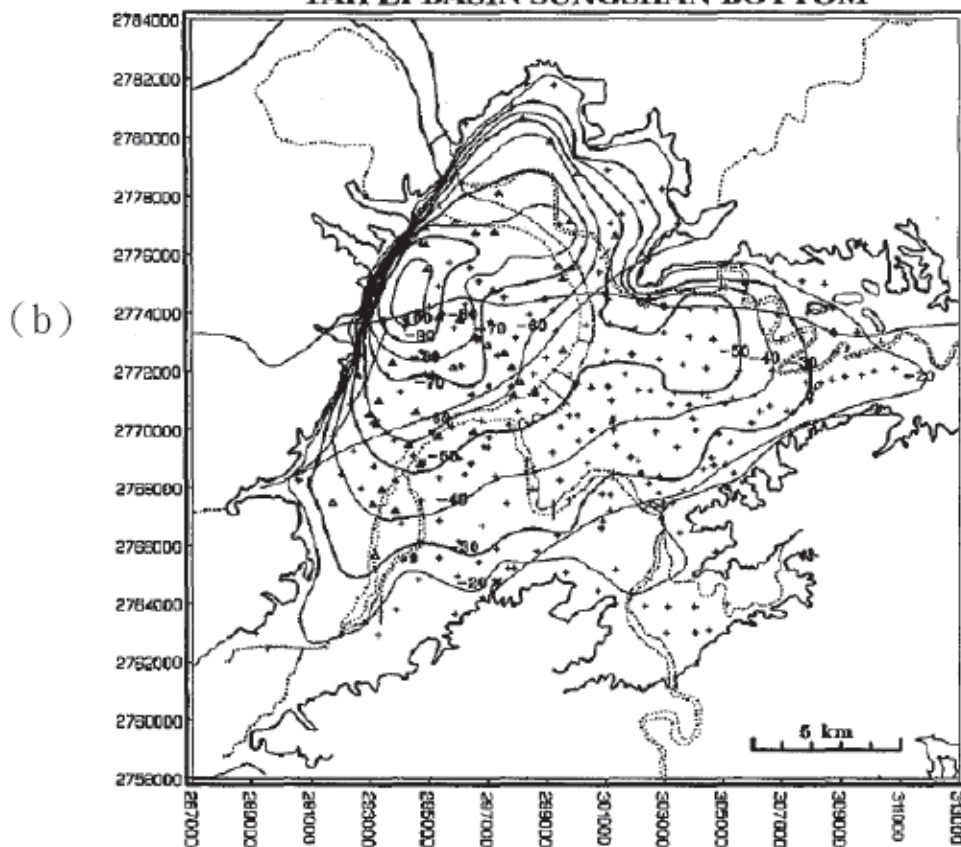


圖 34 台北盆地之 (a) 微地動測量研究之主頻分佈結果 (黃雋彥, 2009) ; (b) 松山層等深度圖 (Wang *et al.*, 2004) 。

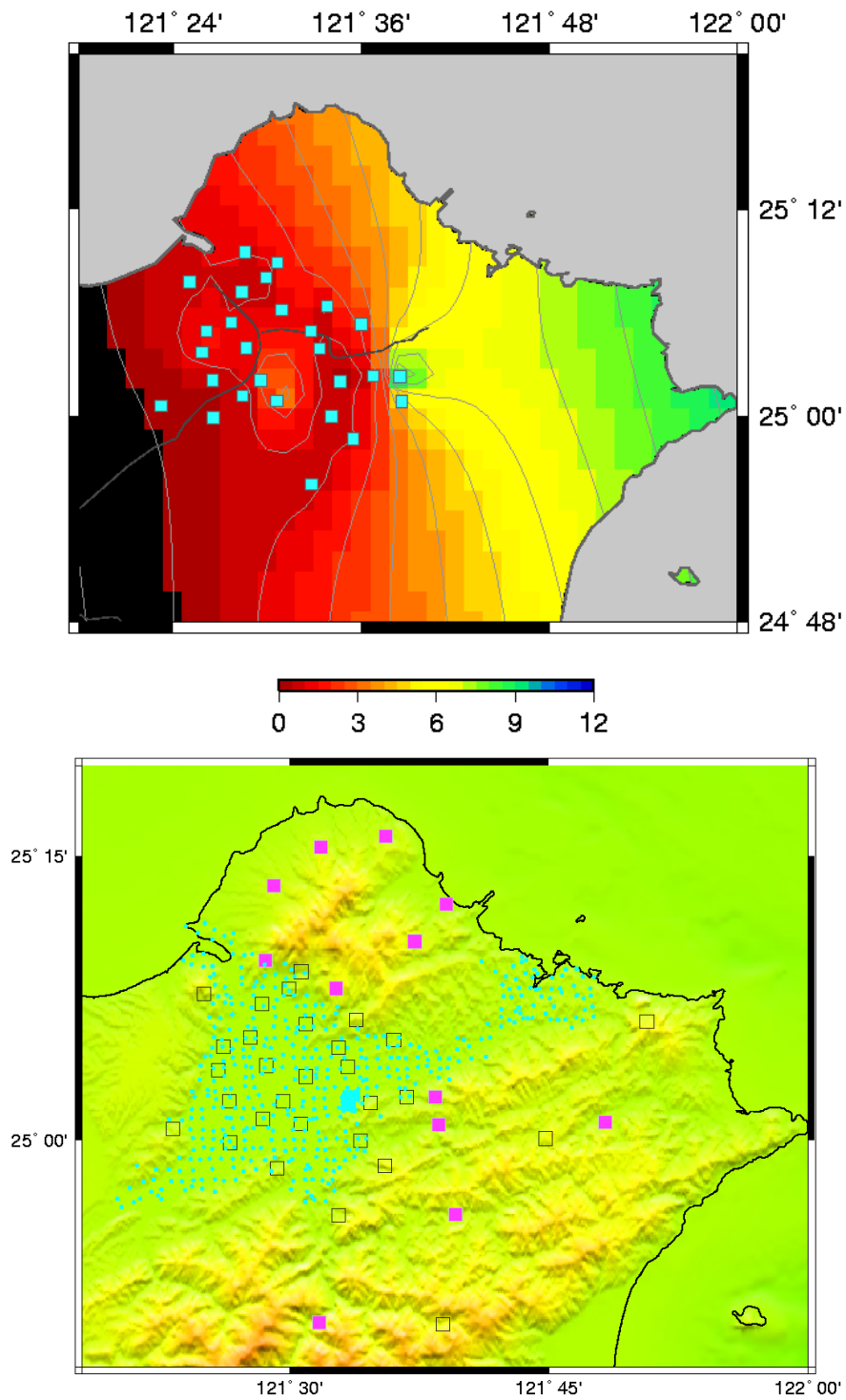


圖 35 (上) 利用台北地區寬頻測站資料分析所得各測站場址之主頻分佈。(下) 寬頻地震測站位置 (方形記號) 分佈與台北地區之微地動測量研究之量測點 (藍色圓點) 分佈。

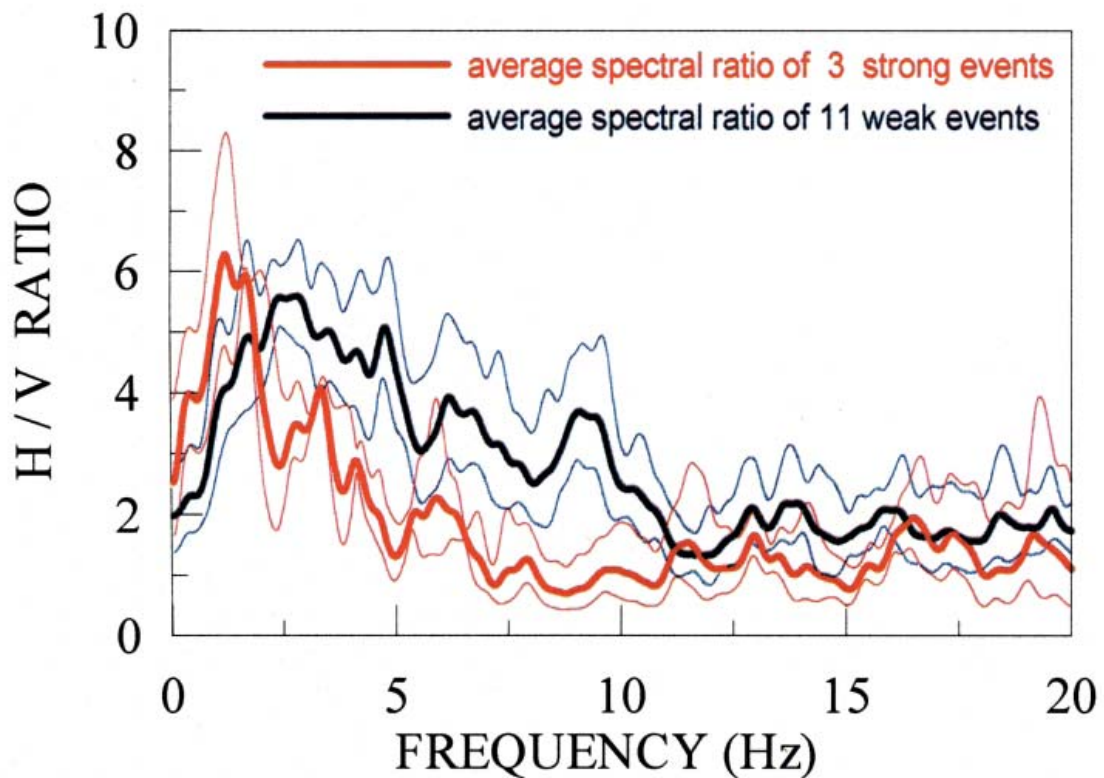
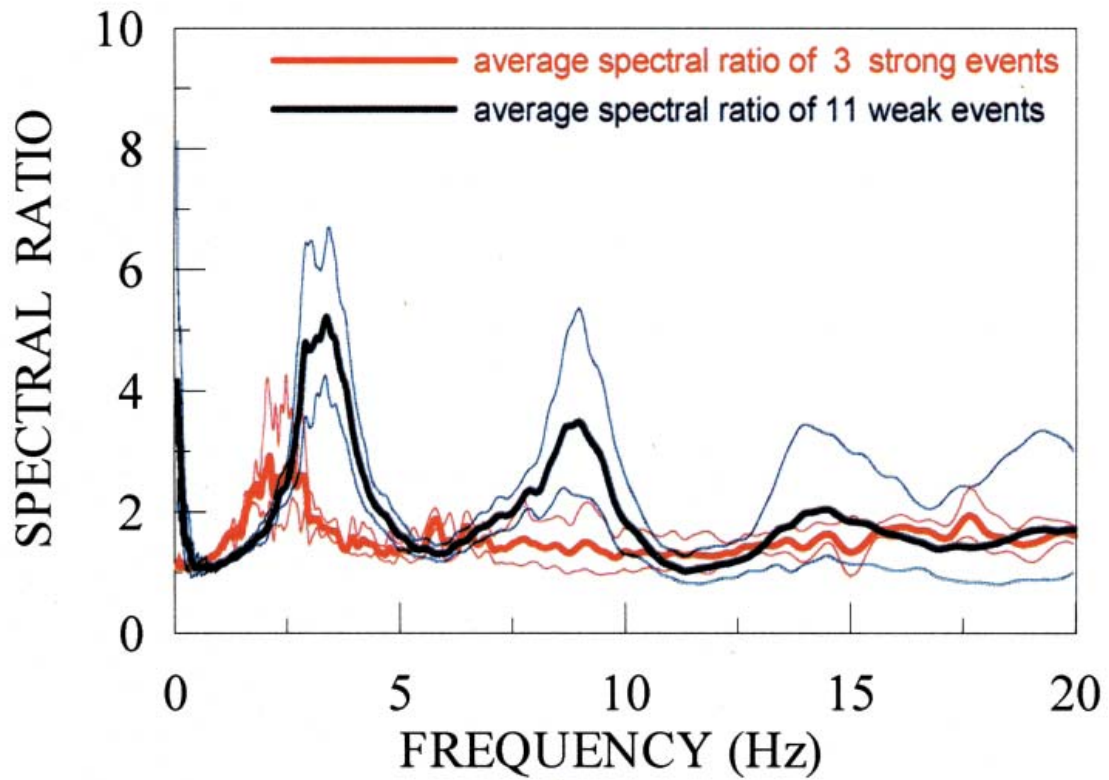


圖 36 Wen *et al.* (1994, 1995) 對羅東的 LSST 陣列資料進行頻譜分析之結果。(a) 強震與弱震的平均頻譜比；(b) 強震與弱震平均之 H/V 頻譜比。

5. 地下折射層與時間項之研究

本研究中，分別採用了西元 2008 年台灣大地動力學國際合作研究計畫(Taiwan Integrated Geodynamics Research, TAIGER)炸測實驗中在北部的五個炸點(表 4)，與五個淺層地震(表 5)，共 10 筆資料作為研究中之震源。測站則分別採用自西元 2008 年 TAIGER 實驗中所設置在台灣北部地區之寬頻地震儀觀測站、台灣寬頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)與中央研究院在台北地區所設置之寬頻地震觀測站共 73 個測站(圖 37)。資料選取為震源與測站間距離大於 25 公里之 P 波到時，以滿足時間項分析法中，所有之 P 波都必須在同一個介面折射之條件，去除直達波或反射波之 P 波到時。

本研究使用震源與測站間距離大於 25 公里之 P 波到時計算各測站之時間項，首先須求得折射層之速度。初始假設其折射層速度分別 5.0, 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9 和 6.0 km/sec，再分別求其時間項與時間項之標準差。如圖 38 所示，當折射層速度為 5.42 km/sec 時，其時間項之標準差為最小值，即為本研究之折射層 P 波波速。

表 4 西元 2008 年 TAIGER 炸測實驗中北部之炸點。

時間	緯度	經度	深度	ML
2008/3/4 17:01:17.824	24.5769	121.4879	0.00	2.67
2008/3/4 18:01:17.988	24.5769	121.4879	0.00	2.10
2008/3/5 17:03:40.008	24.4469	121.8117	0.00	2.43
2008/3/6 17:03:23.068	24.7936	121.0459	0.00	2.56
2008/3/6 17:34:56.364	24.6756	121.2358	0.00	1.55

表 5 本研究中使用之地震。

時間	緯度	經度	深度	ML
2008/3/2 02:27:05.610	24.5622	121.8837	7.33	3.43
2008/3/2 06:05:36.650	24.5648	121.8685	6.76	3.07
2008/3/4 12:46:23.940	24.2002	121.0655	10.66	2.28
2008/3/4 13:14:20.870	24.1965	121.0762	9.92	2.28
2008/3/4 16:56:03.980	24.3705	120.9118	9.47	2.45

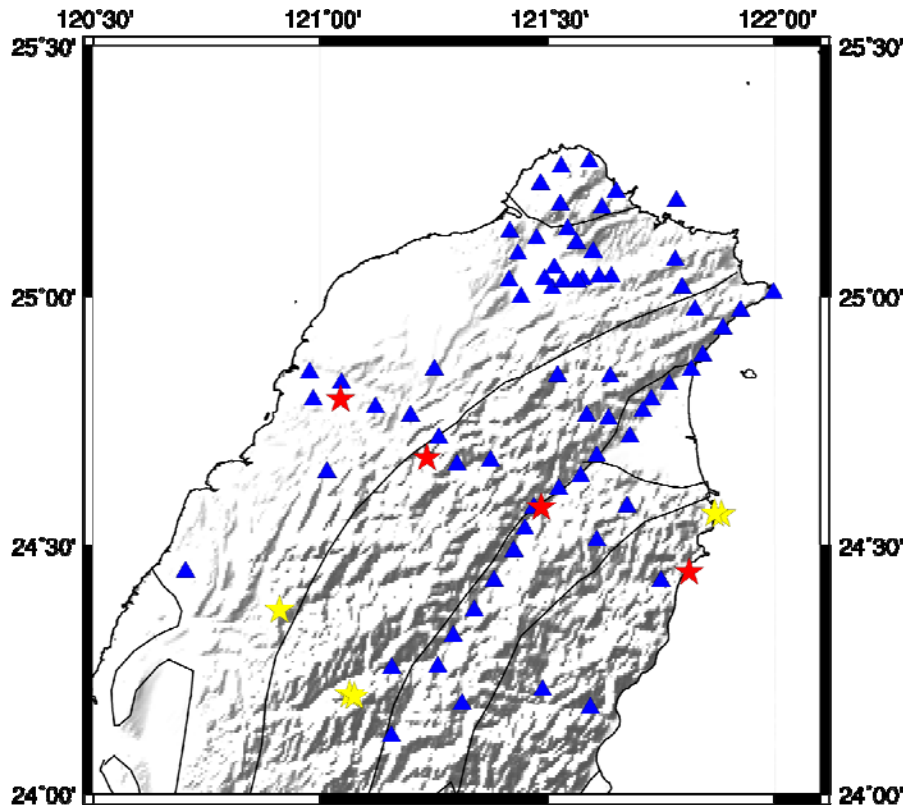


圖 37 震源與測站分佈。紅色星星為 TAIGER 實驗炸點，黃色星星為天然地震。藍色三角形為測站。

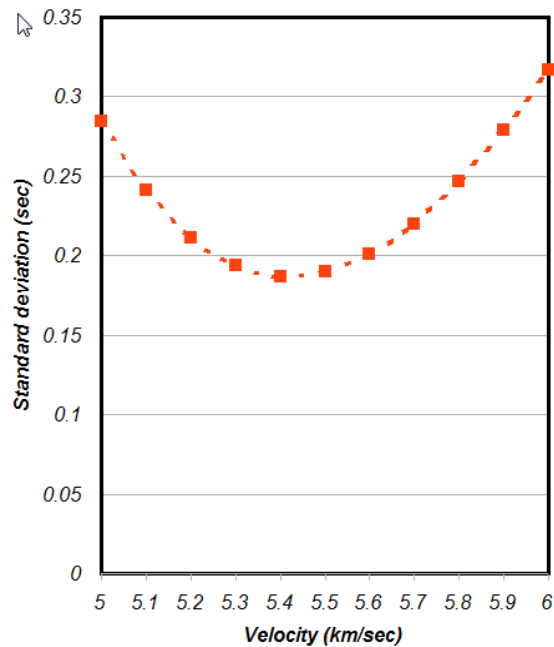


圖 38 震源與測站間距離大於 25 公里之 P 波到時之時間項標準差。當折射層速度為 5.42 km/sec 時，其時間項之標準差為最小值。

圖 39 為北台灣的時間項變化分佈圖，時間項的變化範圍落於 $-1.1\sim 1.5$ sec 之間。圖中紅色區域是時間項數值較大之區域，其原因在於反射層之上的岩層較為鬆軟（P 波波速較慢）或岩層較厚，造成 P 波觀測到時較理論到時慢所致。而藍色區域則為時間項數值較小之區域，其因為反射層之上岩層是較堅硬岩層（P 波波速較快）或岩層較薄，使得 P 波觀測到時較快到達。而本研究結果顯示，北台灣之時間項的變化分佈的狀況與台灣地區地質分區呈現高度的正相關。時間項數值較大之區域主要位於台灣西部，涵蓋區域大致與西部麓山帶（WF）重合，因而在西部麓山帶上之第四紀沖積岩層，為此區影響時間項數值較大之主因。另一個時間項數值為正值之區域為蘭陽平原（IP）一帶，亦反映出此區域所積累之沖積平原。時間項相對較小之區域，主要分佈在雪山山脈（HS）、中央山脈西翼（WC）以及東翼（EC）地區。此地區之測站高度雖然較台灣西部之測站高，亦即有著較厚之岩層，但時間項數值依然較台灣西部為小，可得知在雪山及中央山脈地區的變質岩岩層，為影響此區時間項數值較小之主因。

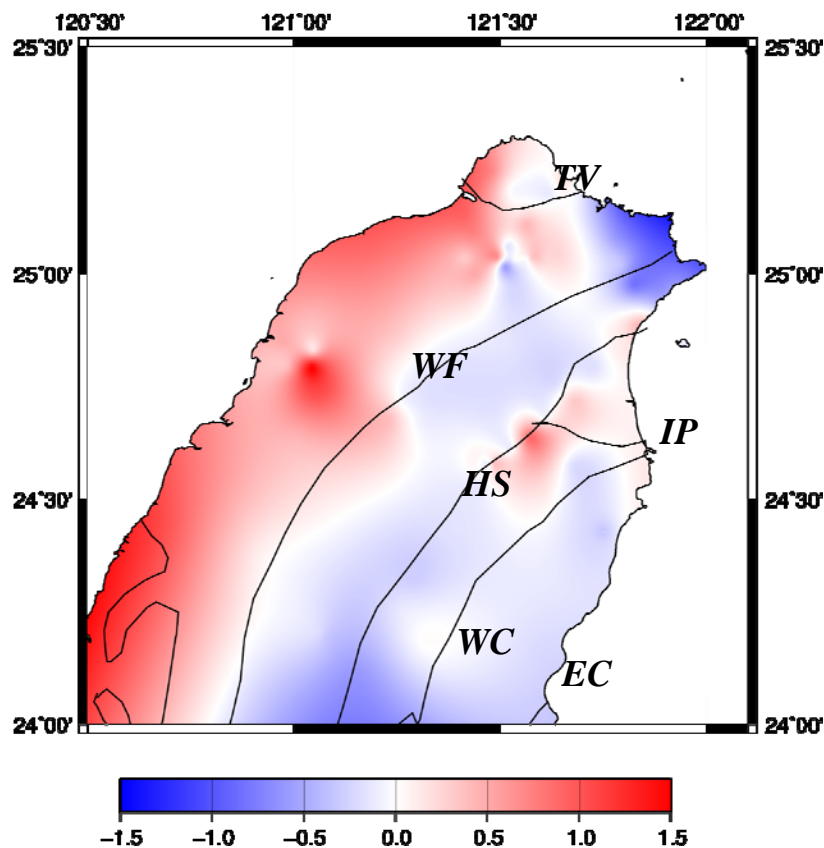


圖 39 北台灣的時間項變化分佈圖。WF：西部麓山帶。HS：雪山山脈區。WC：中央山脈西翼區。EC：中央山脈東翼區。IP：宜蘭平原。TV：大屯火山群。

圖 40 為大台北地區的時間項變化分佈圖。圖中時間項變化亦與台北附近之地質構造亦有著高度的相關性。在台北盆地之時間項多為正值，反映著台北盆地內鬆軟的沉積層，以及盆地下方之第三系沈積岩所形成之基盤，其較慢之 P 波傳播速度，造成盆地內測站之時間項多為正值。盆地北邊之測站 ANPB (鞍部)、TB34 (萬里大坪國小) 位處大屯火山區，由於火山地區之火成岩岩體，有著較快地 P 波傳播速度，因此表現出相對於臺北盆地有較低之時間項。測站 TB30 (石門乾華國小)、TB31 (三芝橫山國小) 及 TB32 (淡水中泰國小) 雖同位處大屯火山區，但因遠離大屯火山主要區域，故其時間項主要受到較深部之沈積岩所形成之地層影響，因而呈線正值。盆地南邊大致以大漢溪及淡水河為界，劃分出兩個區域：一、西側靠近林口台地之時間項高值區域 (TB14 萬華龍山國小與 TB18 板橋氣象站以西)，主要反映反射層之上林口台地一帶之沖積岩層。二、東側之低值區域 (TB17 永和頂溪國小及 DANB 大安公園以東) 對應著西部麓山帶。此外，盆地東緣之 TB22 (中央研究院) 與 TB28 (汐止白雲國小) 的高值區域則對應著地表之基隆河流經之沉積區域。再往東之低值區，亦為西部麓山帶。基隆、九份與金瓜石一帶 (WFSB 五分山東側)，則反映出基隆火山群之火成岩體的存在。

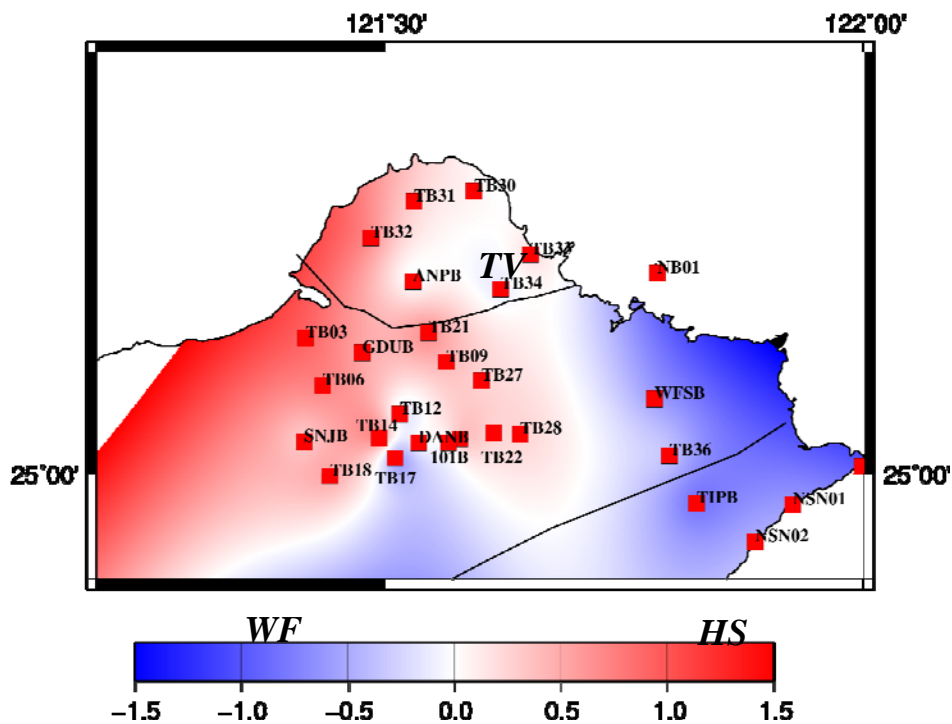


圖 40 大台北地區的時間項變化分佈圖。紅色方塊為測站；WF：西部麓山帶；HS：雪山山脈區；TV：大屯火山群。

6. 剪力波速度構造

本研究使用西元 2008 年 2 月至西元 2008 年 4 月期間北台灣地區多個寬頻地震網，包含地調所計畫於大台北地區佈置的臨時網、BATS 寬頻網以及 TAIGER 計畫臨時網，共 51 個測站所記錄的全天連續記錄進行分析。選取垂直分量，並檢查連續記錄品質，包含是否有特殊雜訊或者資料不連續。所有測站配對後，將配對測站每天的連續紀錄進行單一位元交對比分析並對時間微分，以獲得測站對每天的時間域經驗格林函數，將所有單日的格林函數疊加並求取平均，可得到每個測站對的穩定平均時域經驗格林函數，進一步求取對應的相速度頻散曲線。當訊號週期大於 20 秒後，交對比函數分析結果雜亂，因此我們只分析 5 至 20 秒的背景訊號，分別求取 5-10 秒、10-15 秒及 15-20 秒週期範圍的時間域經驗格林函數(圖 41)。為去除差異較大的經驗格林函數，於求取平均時間域經驗格林函數後，計算單日函數與平均函數的相關係數，去除相關係數小於 0.6 的單日函數，並重新計算平均的經驗格林函數。

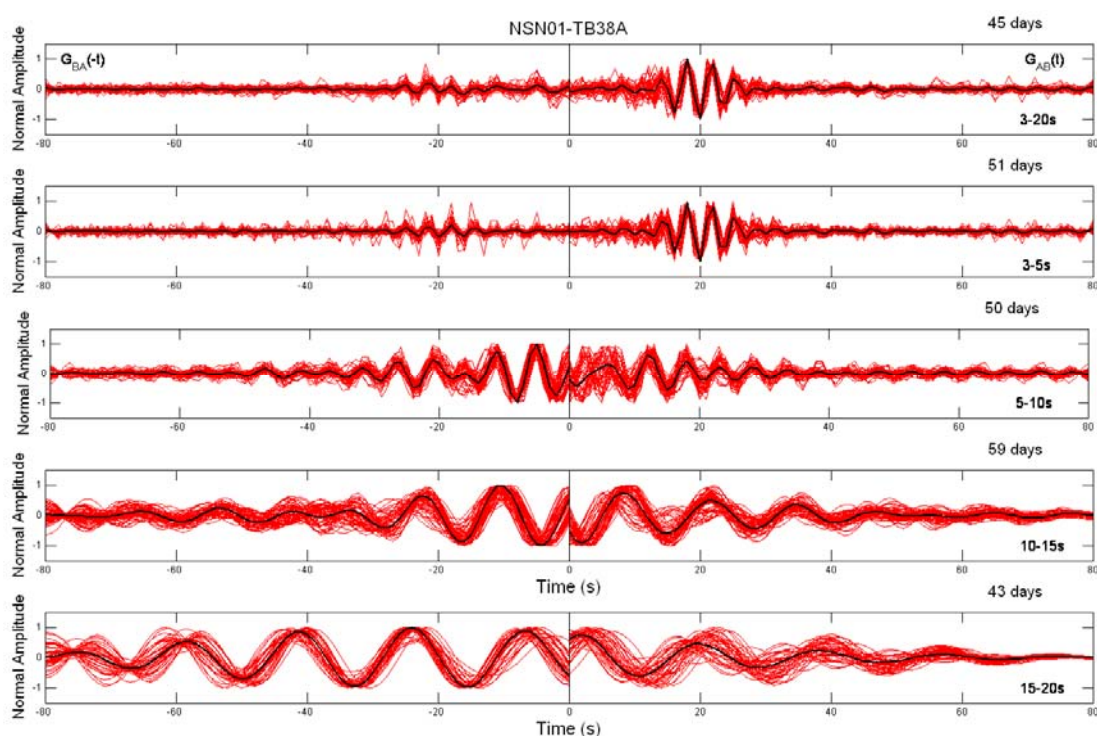


圖 41 時間域經驗格林函數。紅色曲線為挑選後單日時間域經驗格林函數，黑色為重新疊加後的平均結果。由上到下為不同週期範圍的分析結果。

經驗格林函數分析結果顯示訊號能量主要集中在週期 3 至 7 秒，經多重濾波法計算平均各測站對的平均經驗格林函數，共獲得 280 個測站對的雷利波群速頻散曲線。波線數量隨週期增加而遞減，週期 6 秒以上數量遽減，因此在後續分析中僅討論雷利波週期 3 至 6 秒的結果。

北台灣地區地質構造複雜，包含數個地質分區，大屯火山、台北盆地、西部平原、西部麓山帶、雪山山脈、中央山脈及宜蘭平原。為比較不同地質區的構造特性，利用上述 280 個行經不同路徑的頻散曲線，計算各地質區對應的區域群速頻散曲線（圖 42）。群速頻散曲線隨構造區域有很大的差異，雪山山脈與中央山脈地區速度較高，西部平原速度特別低與沈積層有關，而台北盆地的短週期群速度誤差較大，可能與該區域地層變化較大有關（圖 43）。

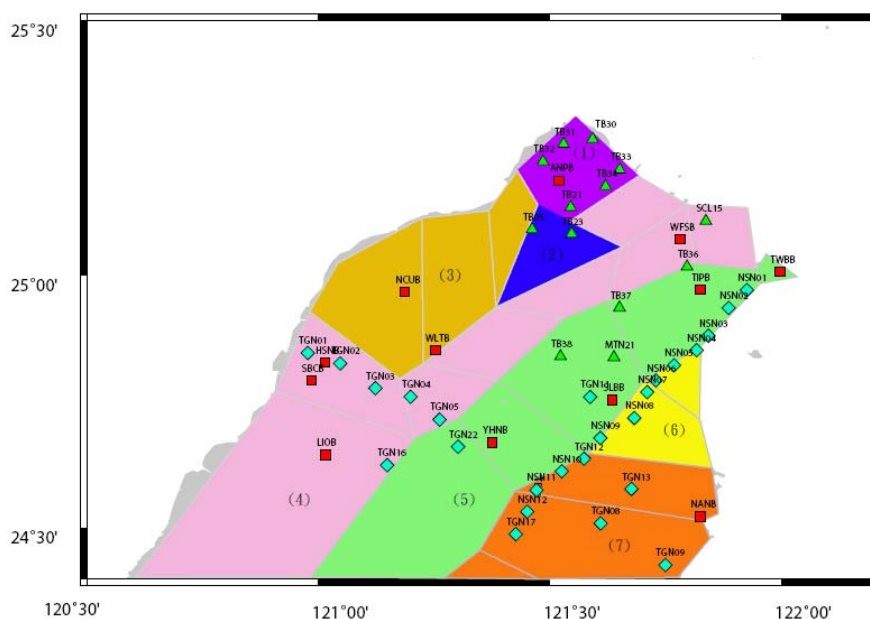


圖 42 測站分佈與逆推區塊圖。菱形為 TAIGER 計畫佈測的臨時地震站，紅色方形為 BATS 寬頻網的固定測站，三角形則為地調所計畫於大台北地區佈測的臨時地震站。北台灣地區依據其構造分區，各區塊分別為（1）大屯火山；（2）台北盆地；（3）西部平原；（4）西部麓山帶；（5）雪山山脈；（6）宜蘭平原；（7）中央山脈。

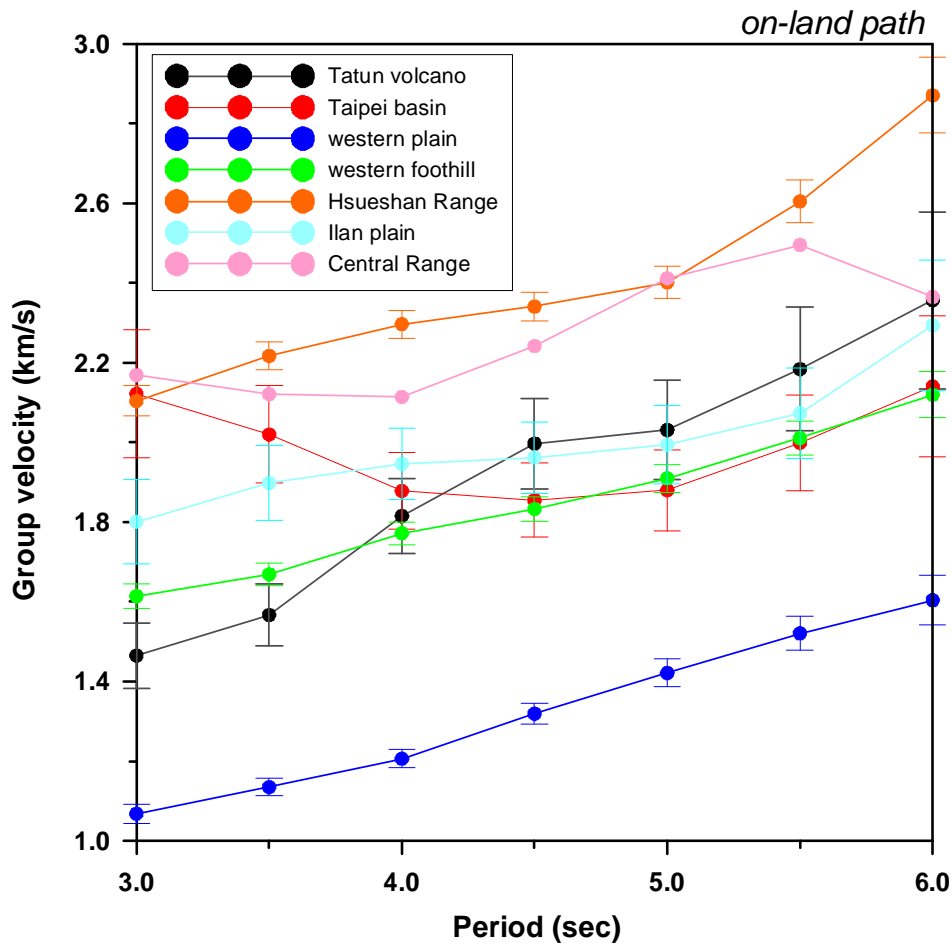


圖 43 各構造區的雷利波群速度頻散曲線。西部平原對應的群速值低，主要反應該區域的沈積層。

由於表面波訊號受地層深度範圍影響，並無法直接反應不連續的特性，因此採用細小分層的模型以反應速度的平滑變化情形，降低不連續面的速度及深度對逆推速度模型的控制。將陳燕玲（1995）的一維速度模型加以平滑分層，採用該平滑模型為逆推的初始模型，逆推時泊松比固定不變。並參考前人研究(Wang et al., 2004)，提高台北盆地及宜蘭平原的淺層模型的泊松比。

由圖 44 明顯可見速度模型隨地質分區變化，其特性為：

1. 速度側向變化明顯，剪力波速度由西向東逐漸增加。西部平原淺層速度偏低，地表至 1 公里深地層速度約 1.0 km/s，反應該區鬆軟的沈積層。西部麓山帶速度明顯增加，與西部平原的速度差異隨著深度遞減，顯示兩模型的差異主要受沈積層影響。雪山山脈整體剪力波速度最高。

2. 中央山脈區域包含脊樑山脈與東部變質岩區，構造相對複雜，反應在該區域的平均頻散曲線及對應的速度模型皆有較大的誤差。與雪山山脈比較，深度 2 公里以下速度較高，而深度 2 公里以上速度較雪山山脈的速度低。
3. 其中西部麓山帶的剪力波速度模型與陳燕玲（1995）台灣西部的一維速度模型相當一致。
4. 台北盆地在 0.4 公里以下剪力波速度較低，約為 1.4 至 1.8km/s。宜蘭平原則是深度 1 公里以下速度皆小於 2.0 km/s，且深度 3 公里以上地層速度梯度較低。

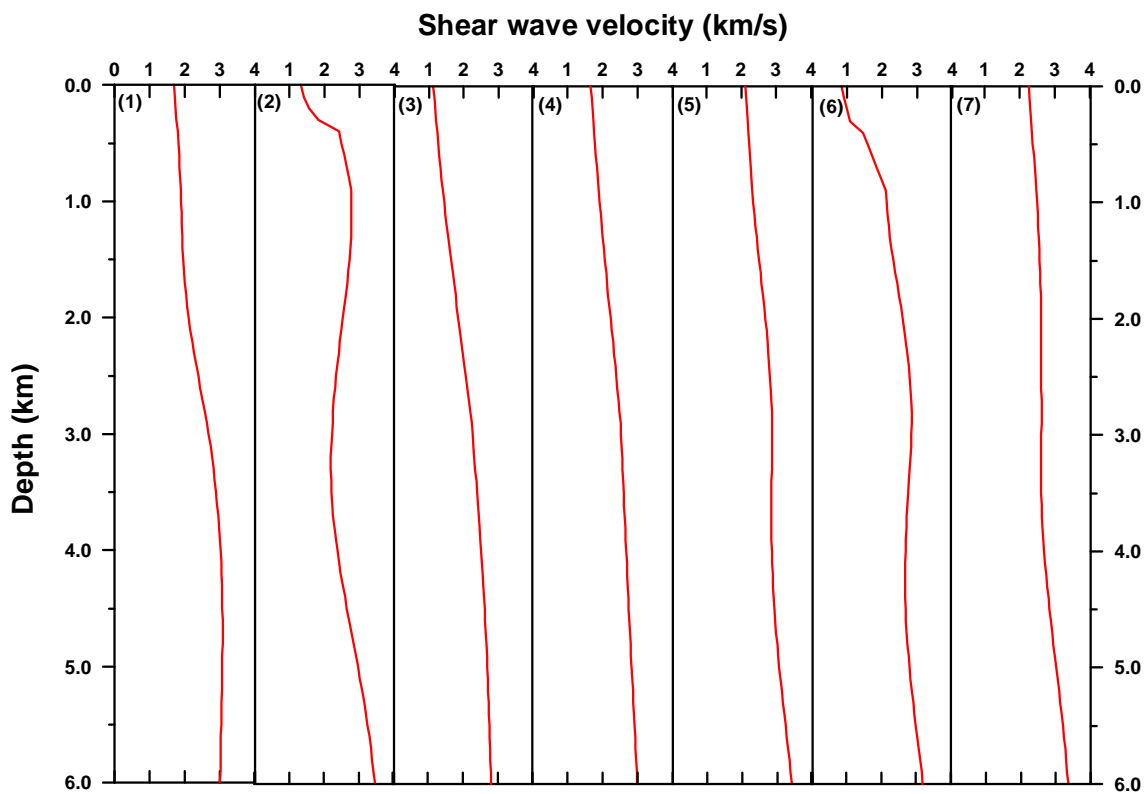


圖 44 各構造區的剪力波速度模型。分別為 (1) 大屯火山；(2) 台北盆地；(3) 西部平原；(4) 西部麓山帶；(5) 雪山山脈；(6) 宜蘭平原；(7) 中央山脈。

求取區域的頻散曲線及對應的剪力波速度模型，可以輕易比較不同構造區域的構造特性，可討論不同地質構造對強震訊號的影響，因此能應用於北台灣地區的區域強地動模擬及災害評估。但某些地質區構造較為複雜，區域模型不易表現

構造特徵變化，因此將利用本研究所得的群速頻散曲線進行格點逆推，獲得詳細的群速度圖，將有利於討論構造變化。各區域的平均速度模型將可提供進一步逆推時所需的初始模型。

二、大屯山地區

1. 微震網觀測

早於西元 2003 年國科會及內政部營建署陽明山公園管理處的支持與協助下（林，2007），地球所陸續於大屯火山地區建置了 12 個地震觀測站（YM01 至 YM12），成立大屯火山地區地震監測網。近年來在地調所的支持下，地球所於西元 2008 年 5 月至 6 月間，於大屯火山地區的七星山附近增設了 6 個臨時性地震站（YM13 至 YM18）。在這個微震觀測網中，每一地震站皆配備有英國 Guralp 公司所生產之 CMG-6TD 的寬頻地震儀，其可記錄的頻寬可高達 30 秒，並以連續記錄的方式收集地動訊號，資料的取樣率是 100Hz。CMG-6TD 設有 GPS，可定時接收衛星訊號進行校時。由於若干測站所需之電力供應並不方便，我們架設太陽能板並借用民宅電力，以確保電力的穩定與供應無虞。此外，為了確保野外地震站的安全與訊號的穩定，部分測站的基座以混凝土建成，並將儀器置於以玻璃纖維強化塑膠（Fiberglass Reinforced Plastics，FRP）所製成的保護罩內，其他測站則是以整理箱加上防水帆布覆蓋之。

為提高地震監測能力，本計畫將部分地表地震站以井下地震儀（圖 45）來取代，分別有兩類。第一類為一百公尺深之井下地震儀，以七星山與大油坑附近地震較多之地區為中心，分別於菁山自然中心、小油坑及七股三個地震站（如圖 46），施工情形參考圖 47。第二類為十公尺深之淺部井下地震儀，大約均勻選取分佈於監測地區內共有八站（如圖 48），施工情形參考圖 49。相信這些改善對未來火山地震之監測會有較大之效益。

(a)



(b)



圖 45 井下地震儀之外觀。(a) 記錄器；(b) 感應器。

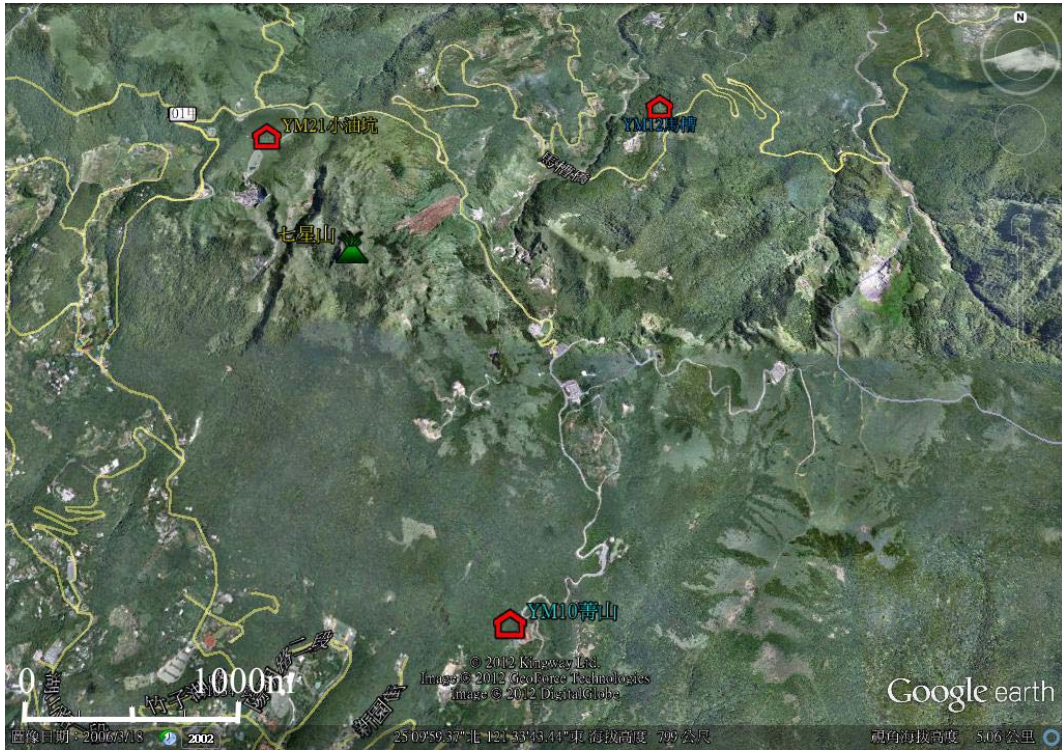


圖 46 三個深井地震站分佈(紅色屋型)。



圖 47 深井地震站現場施工情況。

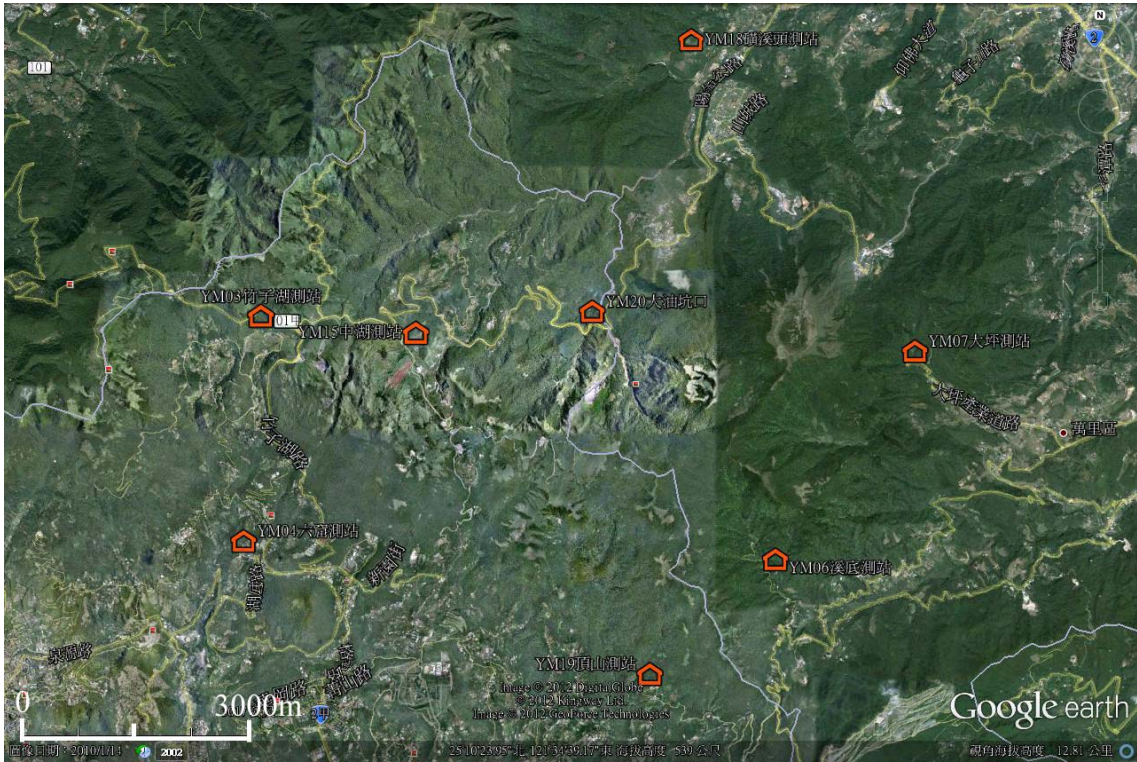


圖 48 八個淺井地震站分佈(橘色屋型)。



圖 49 淺井地震站現場施工情況。

大屯山地區的資料處理，截至西元 2012 年 03 月 31 日前，一共決定出了 10,058 微震。西元 2003 年 5 月至西元 2012 年 8 月微震於空間中的分佈如圖 50 所示，而微震隨時間的分佈如圖 51 所示，而微震於不同深度與規模的發生數目統計分別如圖 52 與 53 所示。

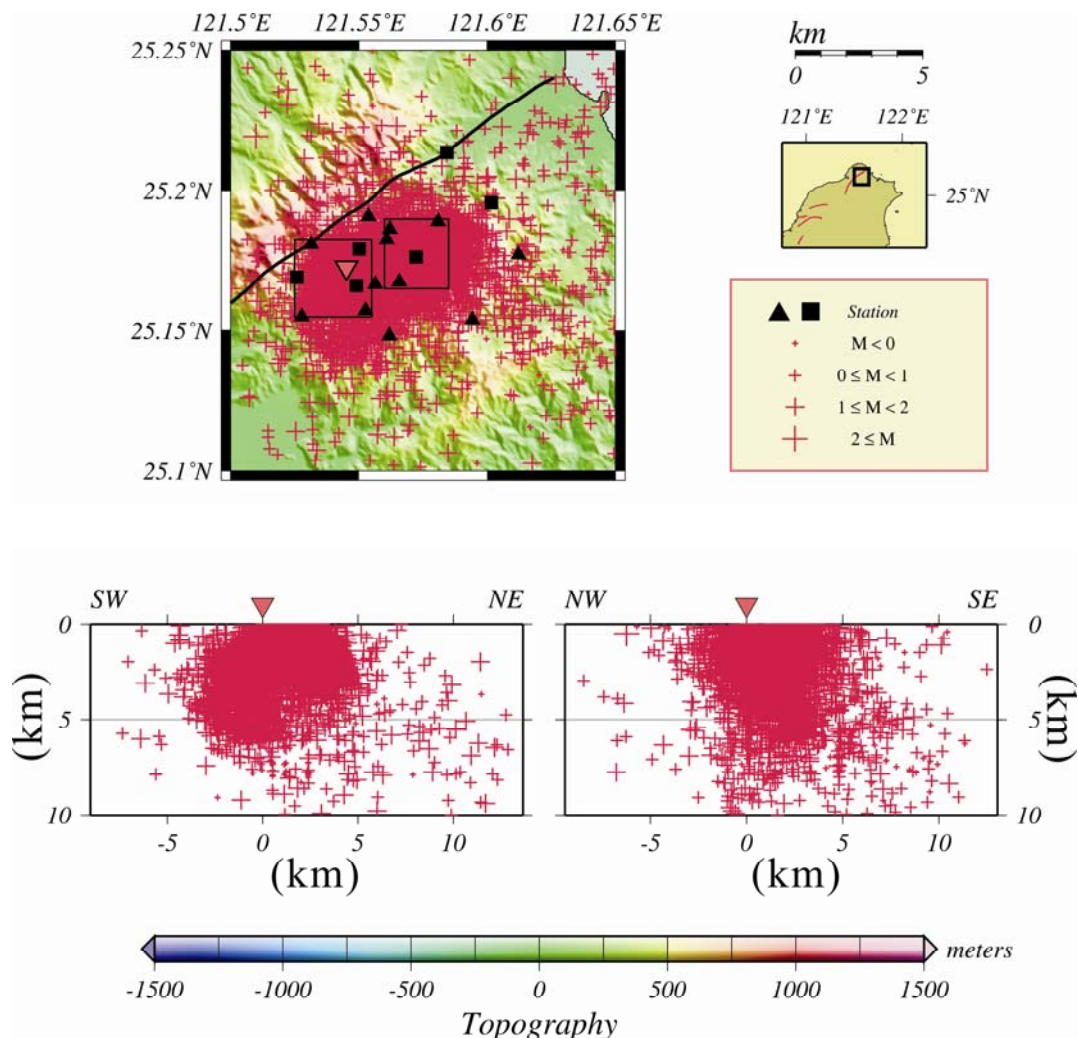


圖 50 大屯山地區過去數年中之微震活動分布。資料起自西元 2003 年 5 月至西元 2012 年 8 月，於左上圖中的兩個黑框分別表示七星山（西邊）與大油坑（東邊）地區。倒三角形為七星山的位置，紅色線段表示山腳斷層的位置，十字形表示微震震源位置，而十字形的大小與顏色表示微震規模的大小，微震站以三角形（西元 2008 年以前完成之微震站）和四方形（西元 2008 年新設置之微震站）表示。下圖為微震分布的剖面，分別為東北-西南和西北-東南方向的微震分布剖面，剖面的橫軸表示相對於七星山的距離，其單位為公里；縱軸為深度，朝地心方向為正號，單位亦為公里。

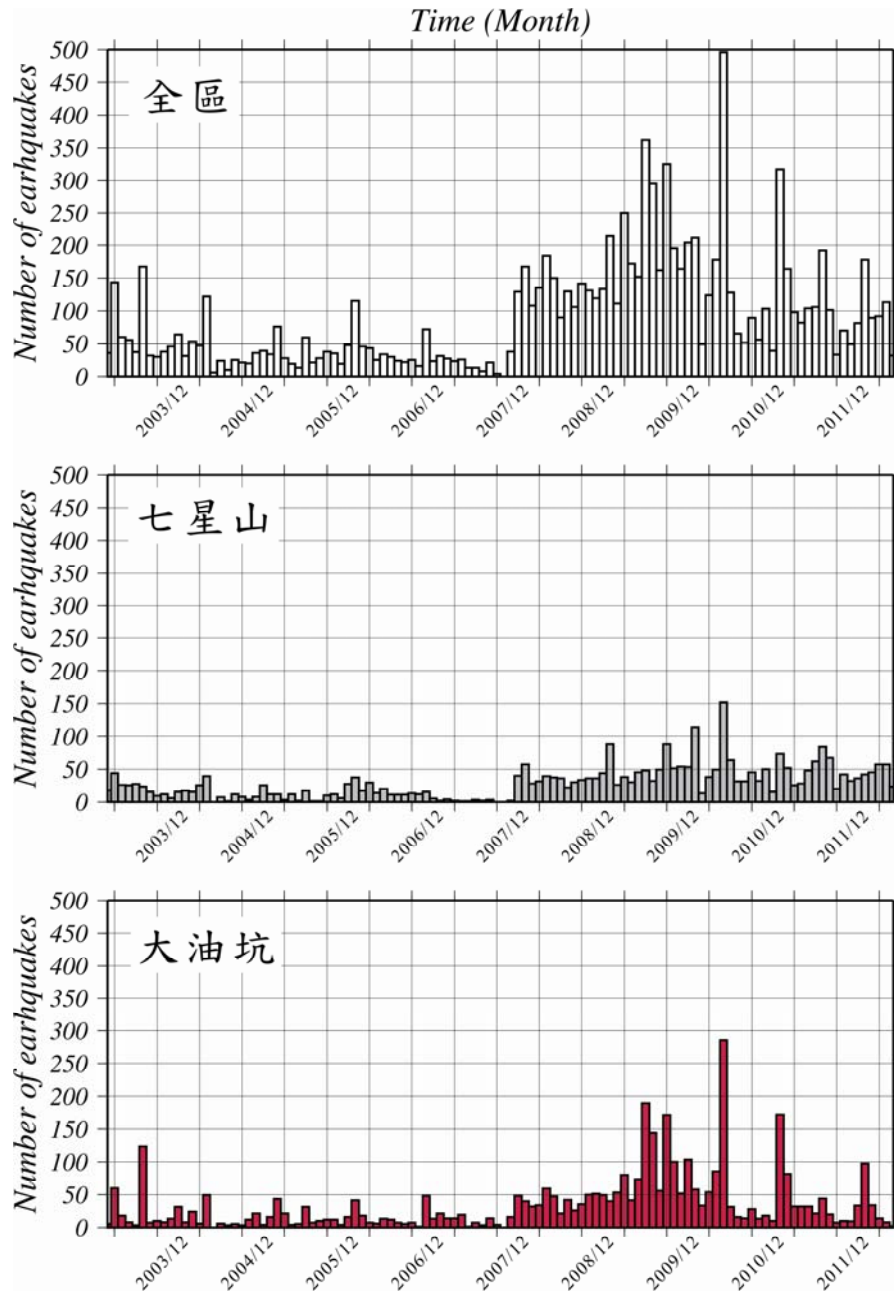


圖 51 大屯山各地區各月份累積之微震活動個數。

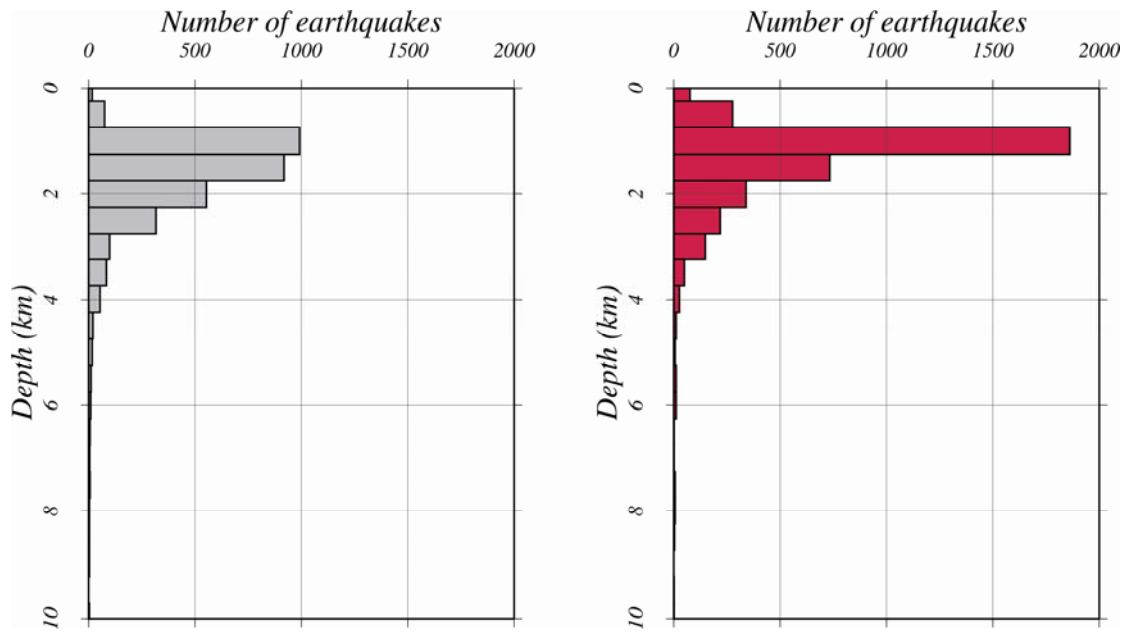


圖52 大屯山地區的七星山（左圖）與大油坑附近（右圖）之微震深度分布統計圖。

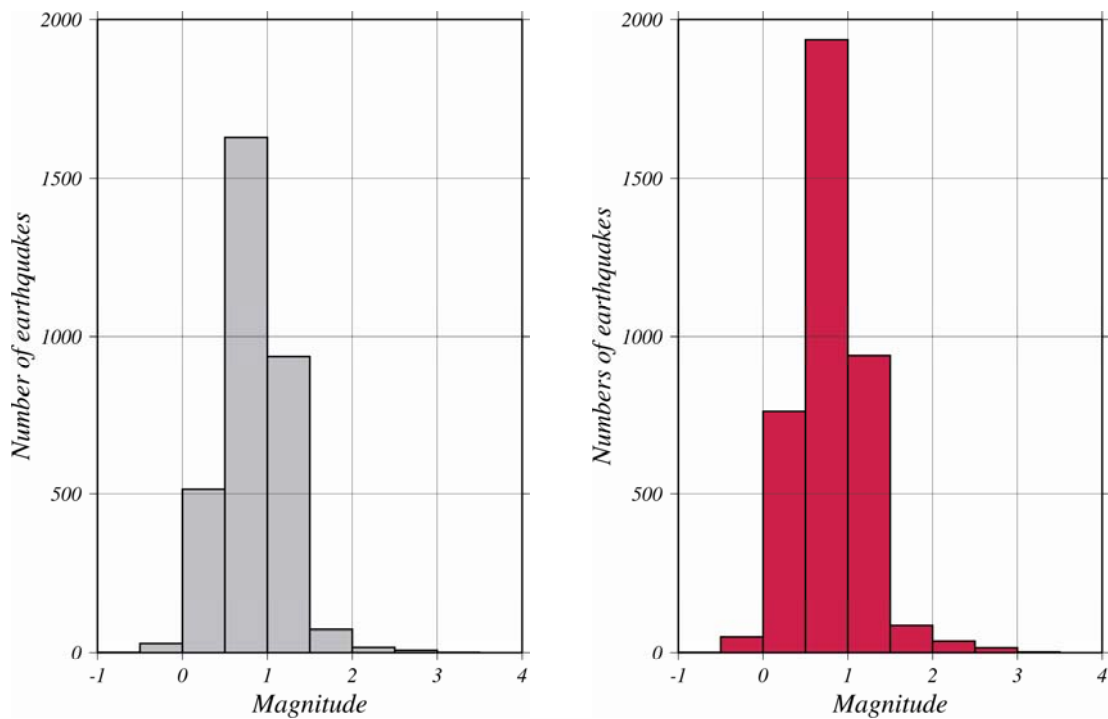


圖53 大屯山地區的七星山（左圖）與大油坑附近（右圖）之微震規模分布統計圖。

由圖 50 可知，大屯山地區的微震活動主要群集在大油坑和七星山淺部 5km 地殼，並不是沿著山腳斷層附近呈線性活動，所以可能與火山地區淺部地殼小的斷層裂隙活動較為有關，與山腳斷層的活動關係較不明顯。從長期的地震活動來看，

雖然地震集中在七星山與大油坑附近，但這兩區的地震活動模式是有所差異的。在七星山的部分，每月地震發生的個數變化不大；相反的，在大油坑的部分，地震發生的次數變化性就很高，平均每年就會有一次地震較為活躍的時期（圖 51）。

若更進一步將地震的每日發生個數進行統計（圖 54），以西元 2011 年到西元 2012 年的資料來看，地震日個數大於 10 的天數並不多。但仔細觀察，可以發現有為數不少的時間，地震單日個數有異常增加。而異常的天數，從一個日到一週皆有。我們更進一步分析這些地震異常增加的地震空間分布，可以看出這些異常發生的地震集中在七星山，大油坑與大油坑東北側的八煙地區。更深入的觀察這些地震，可以發現，地震發生的時間與空間皆十分相近，是典型的群震現象。而就西元 2011 年 4 月初的群震，可以發生其位置集中在七星山地區（圖 55）；西元 2011 年 4 月底的群震則移位至大油坑附近，且地震個數眾多（圖 56）；到西元 2011 年 5 月，群震則是發生在大油坑東北側的八煙地區（圖 57）。以這三次群震來看，地震活動似乎有由西向東再向東北移動的趨勢，且移動的速度很快。到了西元 2011 年的 10 月與 11 月，地震則又回到七星山附近（圖 58 和圖 59）。再過半年，到了西元 2012 年 4 月初，地震則是密集的發生在大油坑附近，少量出現在七星山附近（圖 60）；到了西元 2012 年的 6 月和 7 月，地震則是散於七星山與大油坑外圍（圖 61）。從這些現象推測，也許在七星山、大油坑與八煙地區的底下，有著一些機制可以主導群震活動移位，例如相連地下裂痕，當地下的熱液流體活動劇烈時，便有可能在這些地區底下造成地震活動，而熱液流體流動的方向，影響著群震發生的位置。目前以西元 2011 與西元 2012 的資料來看，在大油坑的部分，群震大約一年發生一次（西元 2011 年 4~5 月與西元 2012 年 4 月），地震數量很多（單日可達 30~40 個）。在七星山的部分，群震的地震數目相對較少，發生的頻率高（西元 2011 年 4 月初、西元 2011 年 10~11 月、西元 2012 年 4 月初與西元 2012 年的 6~7 月）。

從這些小的微震活動中，發現到當地有許多的群震。群震發生的位置集中在七星山、大油坑與其周邊的八煙地區。以群震活動的強度來看，大油坑最明顯，其單日的群震可達 30~40 個。群震發生的頻率，則相對是以七星山較高，但其活動產生的地震個數相對於大油坑就少很多。這與長期的地震月個數統計值所發現

的，大油坑地區地震活動常有異常增加（常有強烈的群震活動）和七星山地區地震活動相對穩定（多為量小的群震活動）的現象相似。

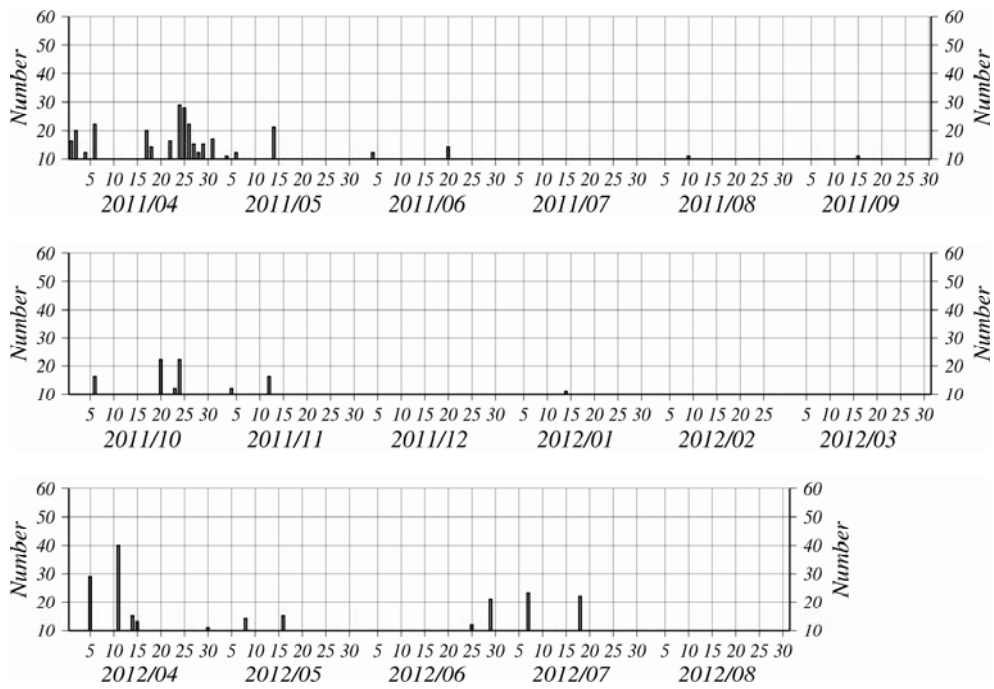


圖54 大屯山地區的地震日個數統計圖。

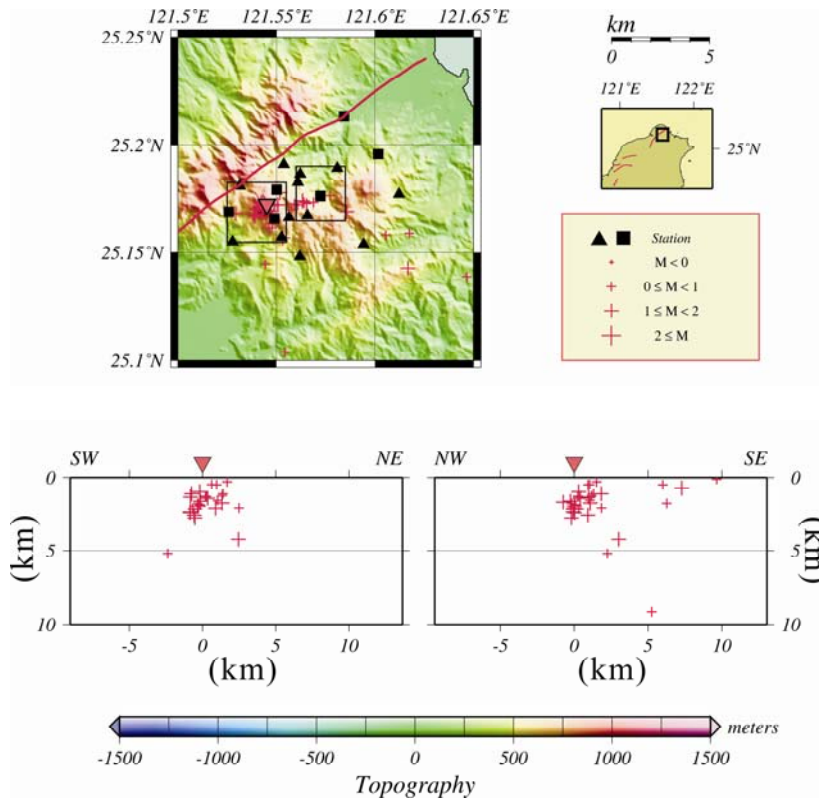


圖55 西元2011年4月1日至6日的群震活動。

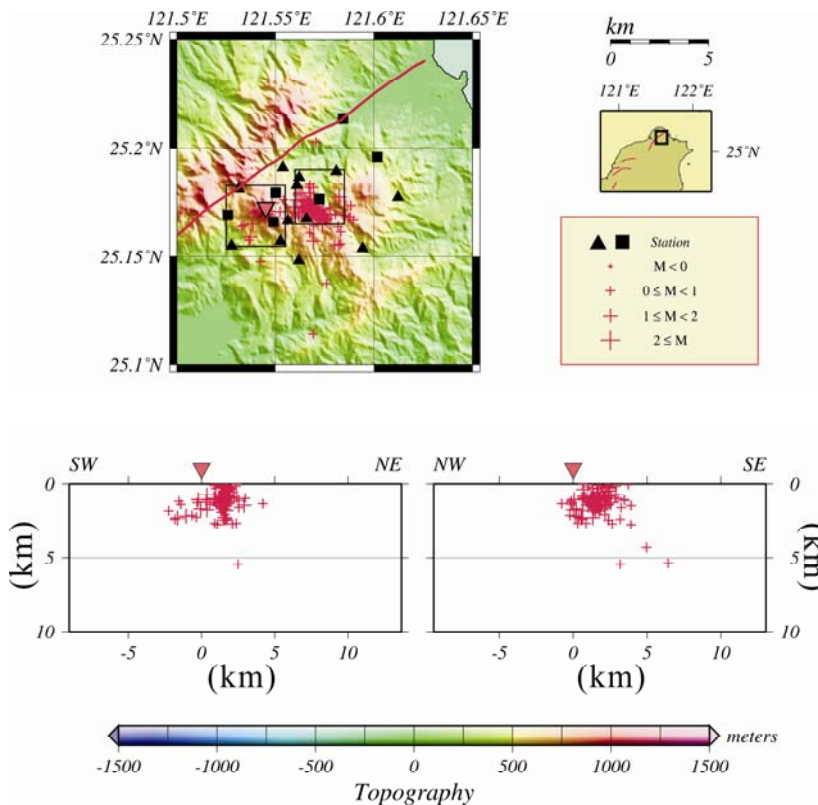


圖56 西元2011年4月17日至29日的群震活動。

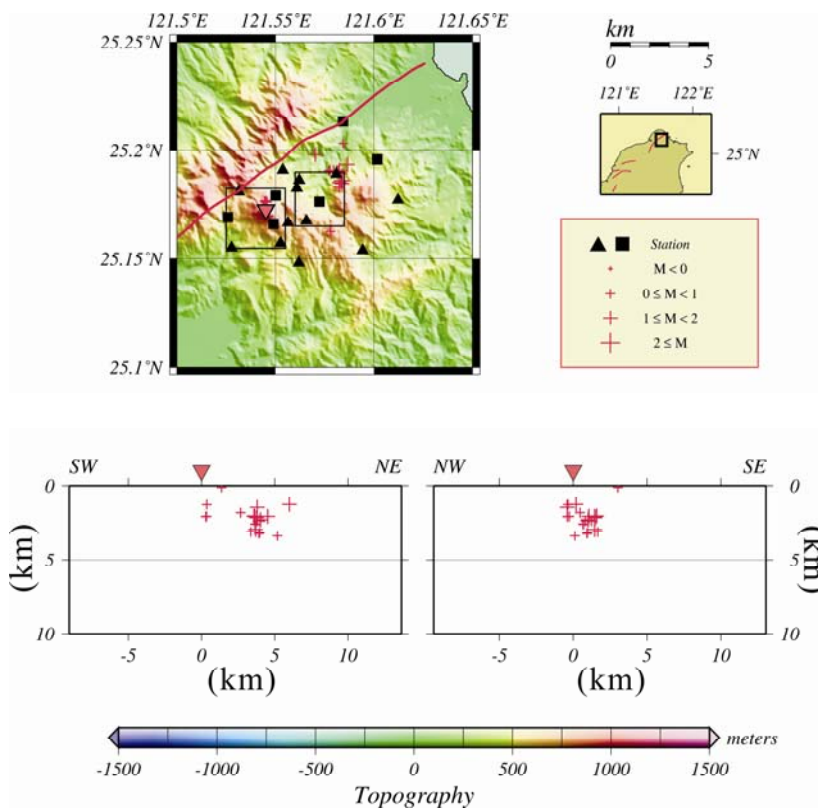


圖57 西元2011年5月14日的群震活動。

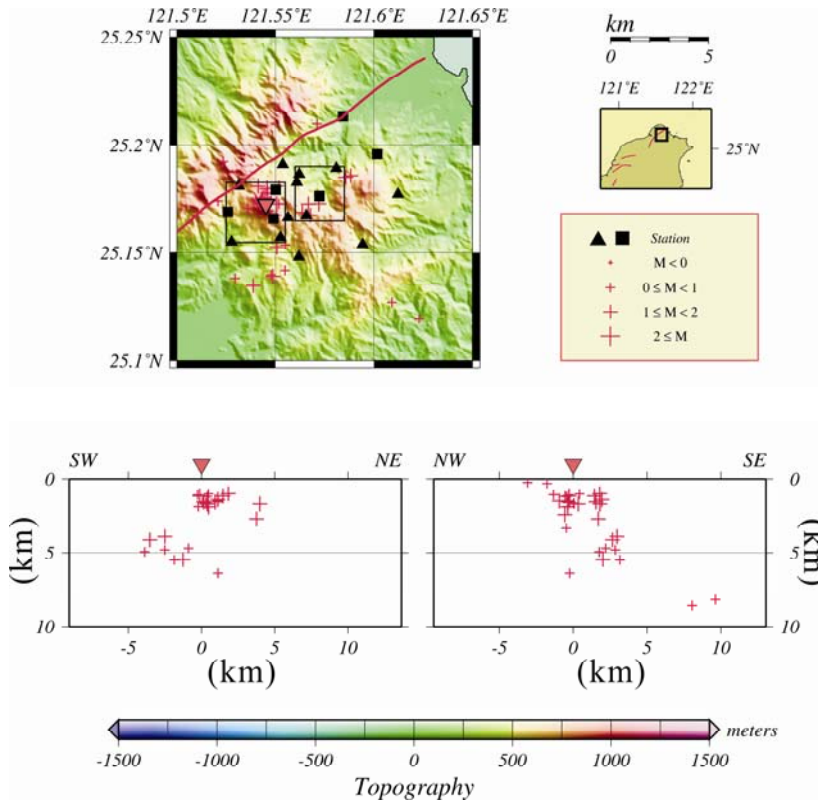


圖58 西元2011年10月的數個群震活動。

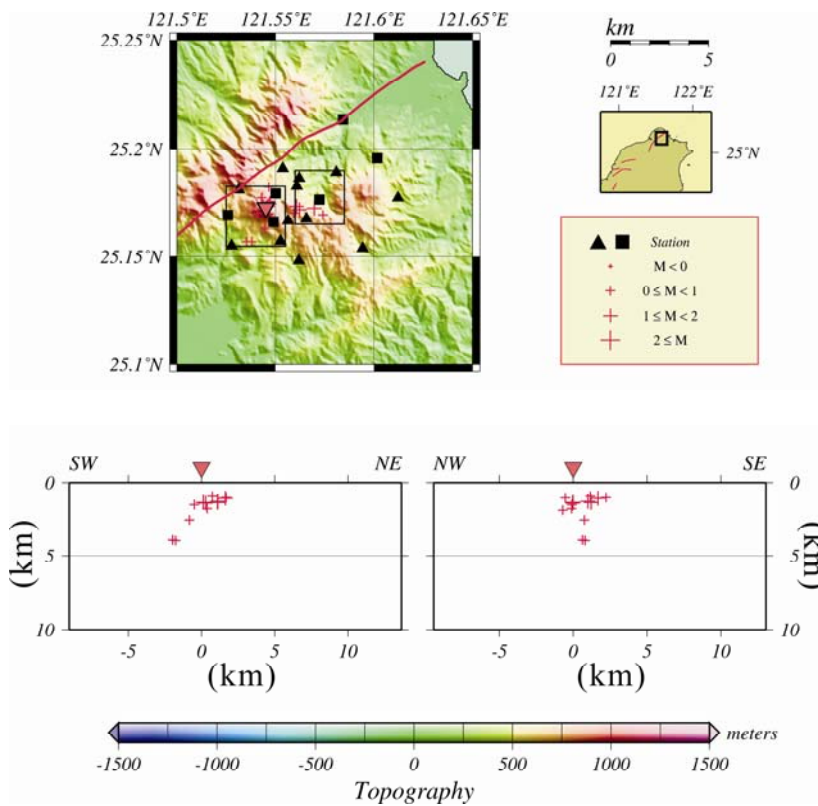


圖59 西元2011年11月的數個群震活動。

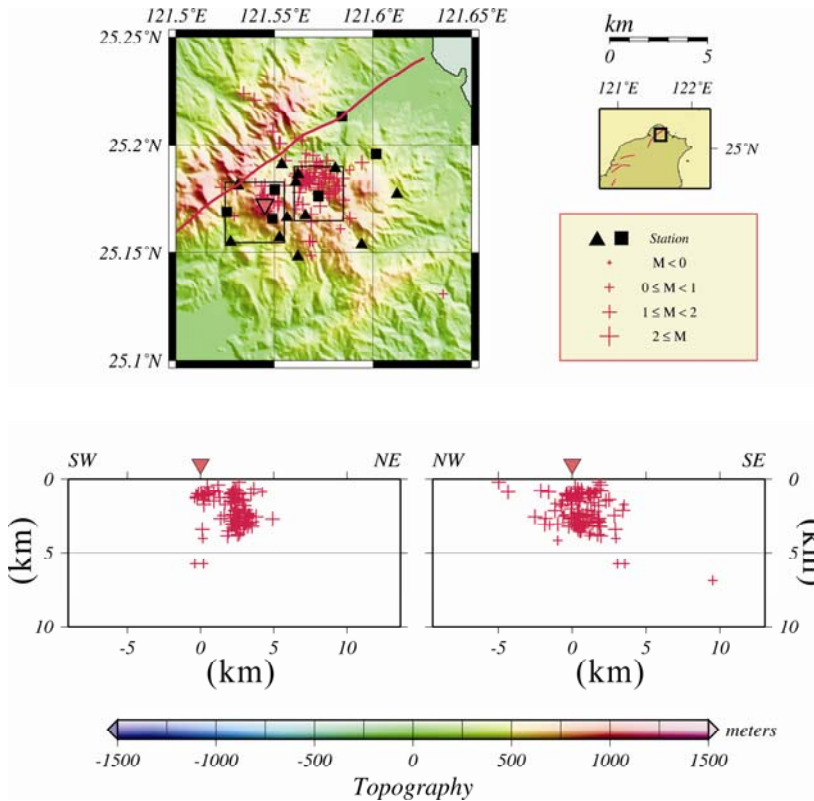


圖60 西元2012年4月及5月的數個群震活動。

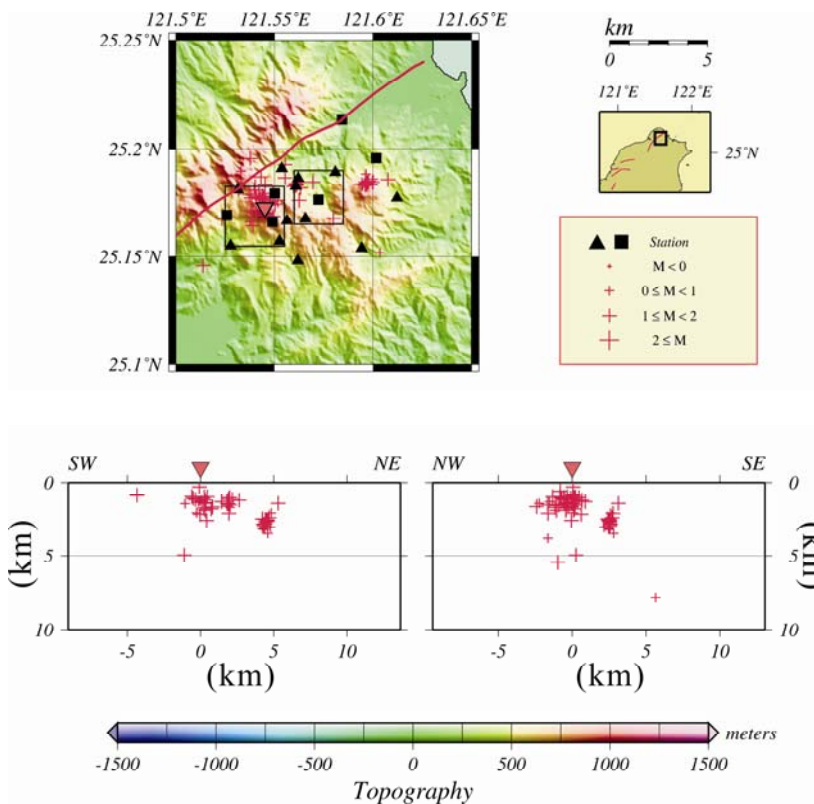


圖61 西元2012年6月及7月的數個群震活動。

2. 密集地震站陣列

本計畫之調查範圍設定為台灣具有明顯火山活動之兩區域：大屯火山群，及宜蘭龜山島周圍陸海域地區。參考 Ghosh *et al.* (2009) 在加拿大地區，利用密集地震儀陣列 (seismic array) 偵測隱沒型板塊的非火山型震動 (non-volcanic tremors) 訊號結果，試著在大屯山地區進行火山型震動 (如圖 62 及圖 63) 來源之偵測。第一年目前已完成大屯山地區設置三個密集地震儀陣列 (圖 64)，目前正積極利用此資料對研究區域進行火山活動之監測，偵測火山型震動訊號。期望未來能試圖辨識大屯山地區，火山型震動的主要活動位置與深度，了解底下可能岩漿庫位置。

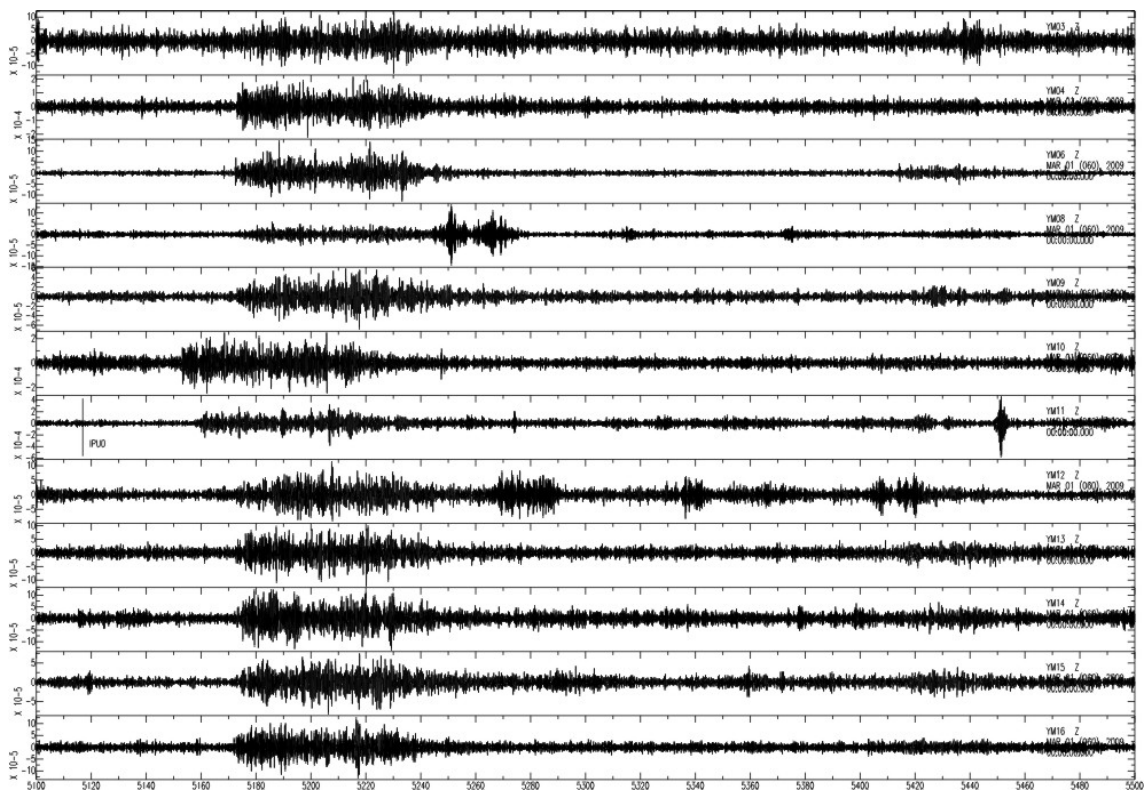


圖62 大屯火山地震網偵測火山型震動訊號之紀錄。

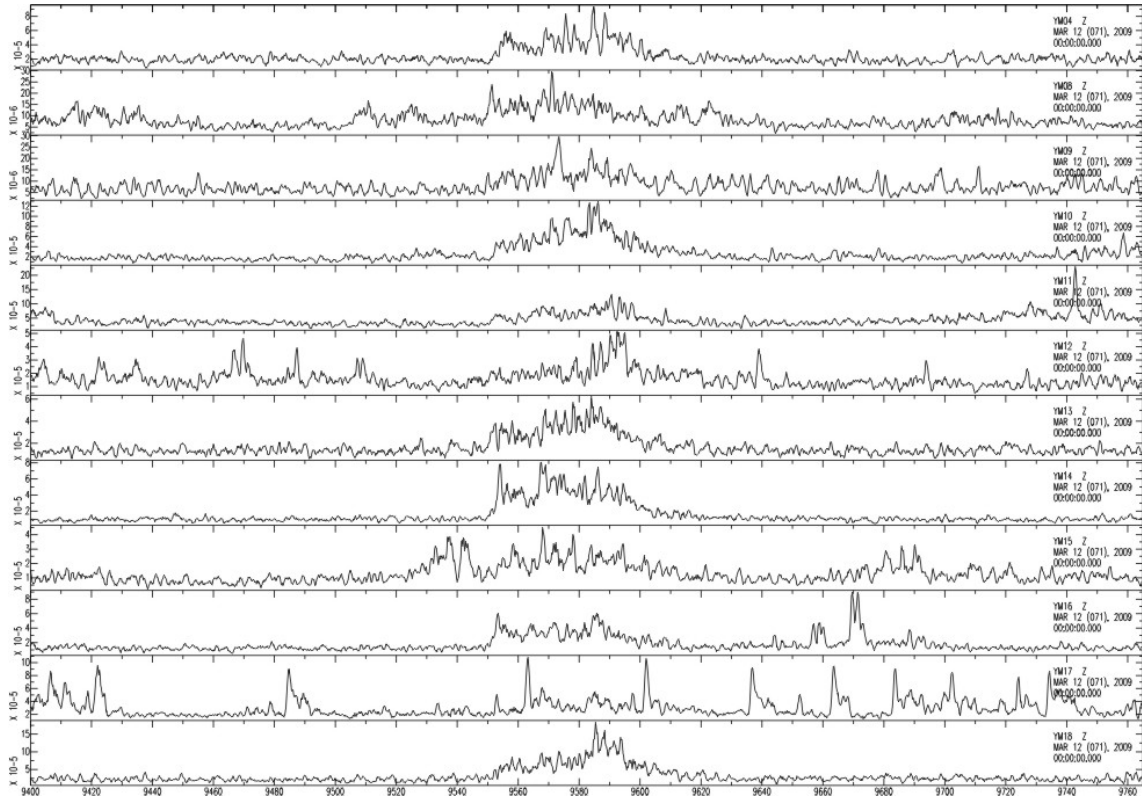


圖63 火山型震動訊號之振幅平方（能量大小）記錄。

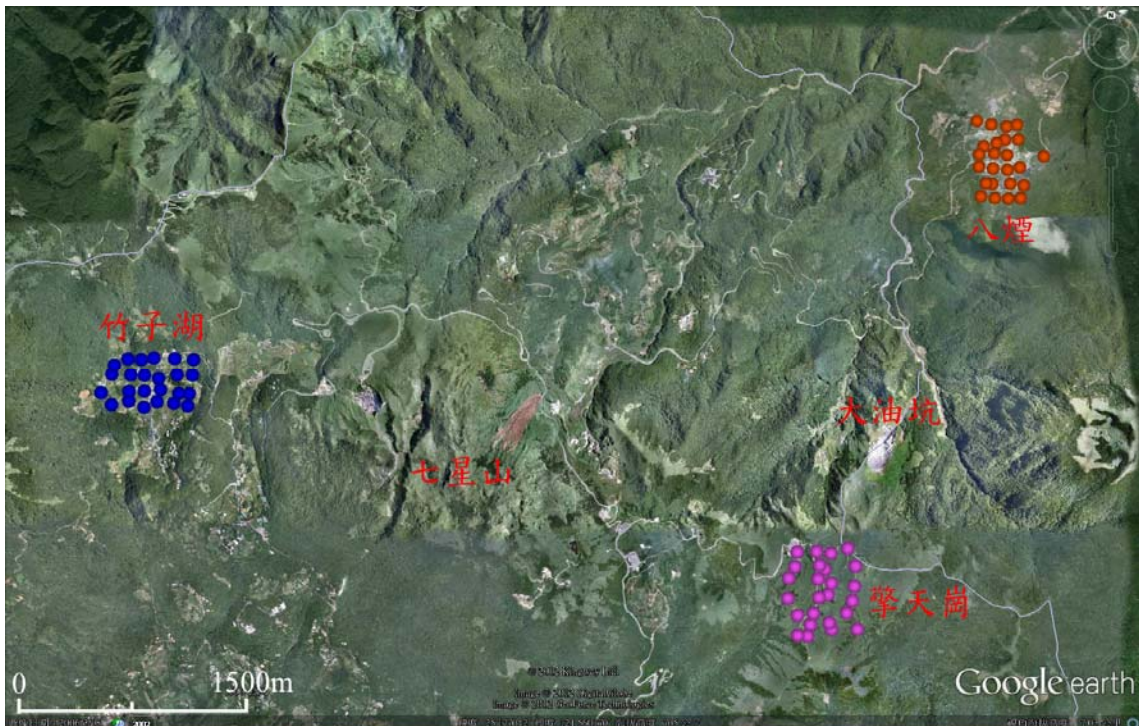


圖64 大屯山地區設置的三個密集地震儀陣列相關位置圖。

在大屯山地區要找到地勢相對比較平緩地形，設置密集地震儀陣列並不容易。本計畫所設置的三個密集地震儀陣列，位置分別位於竹子湖（圖 65、表 6）、八煙（圖 66、表 7）及擎天崗（圖 67、表 8）地區。每個陣列分別有 24 組儀器，每組儀器主要有感應器、記錄器及車用型電池。如前所述，感應器為 GS-11D，是 4.5 Hz 垂直向地震檢波器；記錄器為 RT-125A，也叫 Texan，解析度為 24 位元，記憶體容量為 1GB，只能記錄單一分量。Texan 記錄器內部必須裝兩顆一號電池供電，可記錄 2~4 天；因此，此組感應器及記錄器通常都是應用在短時間施測的主動式人工震源實驗（active source experiments）。例如：之前在台灣地區所實施的 TAIGER 炸測實驗，及海峽兩岸共同合作的台灣海峽高爆實驗（Across Taiwan-Strait Explosion Experiment，ATSEE）。此外，Texan 記錄器也可外接電池來延長記錄時間，但卻又受限於記憶體容量只有 1GB。

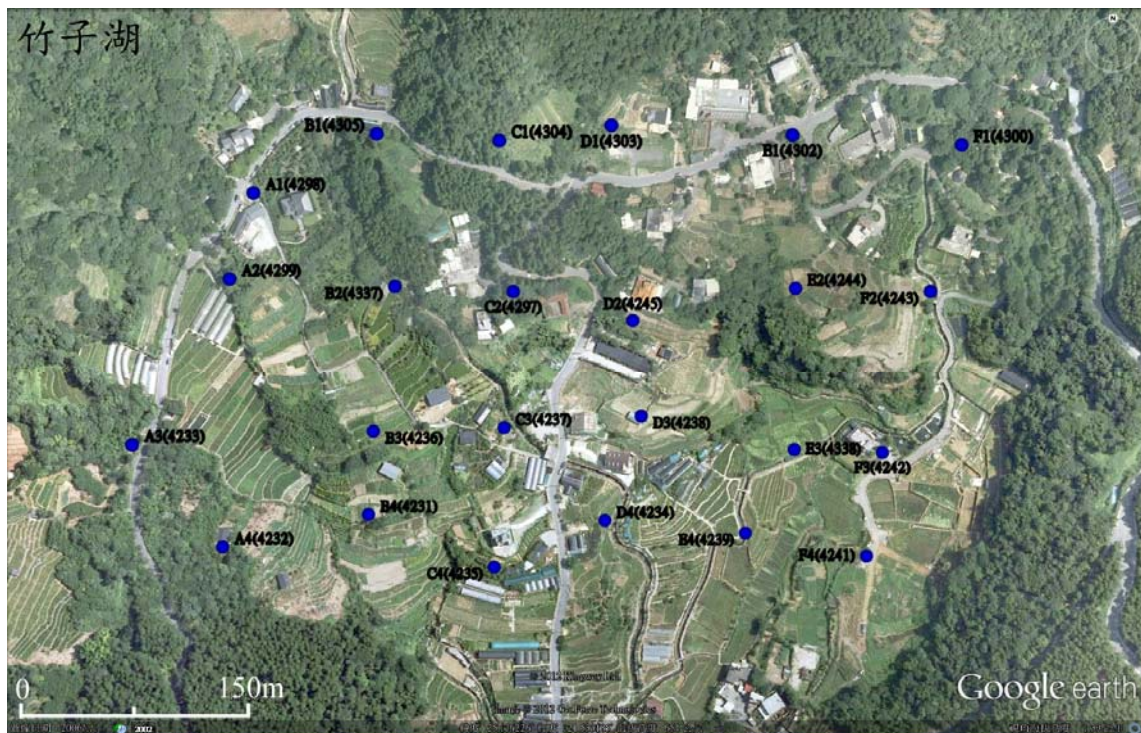


圖 65 竹子湖密集地震儀陣列位置圖。



圖66 八煙密集地震儀陣列位置圖。

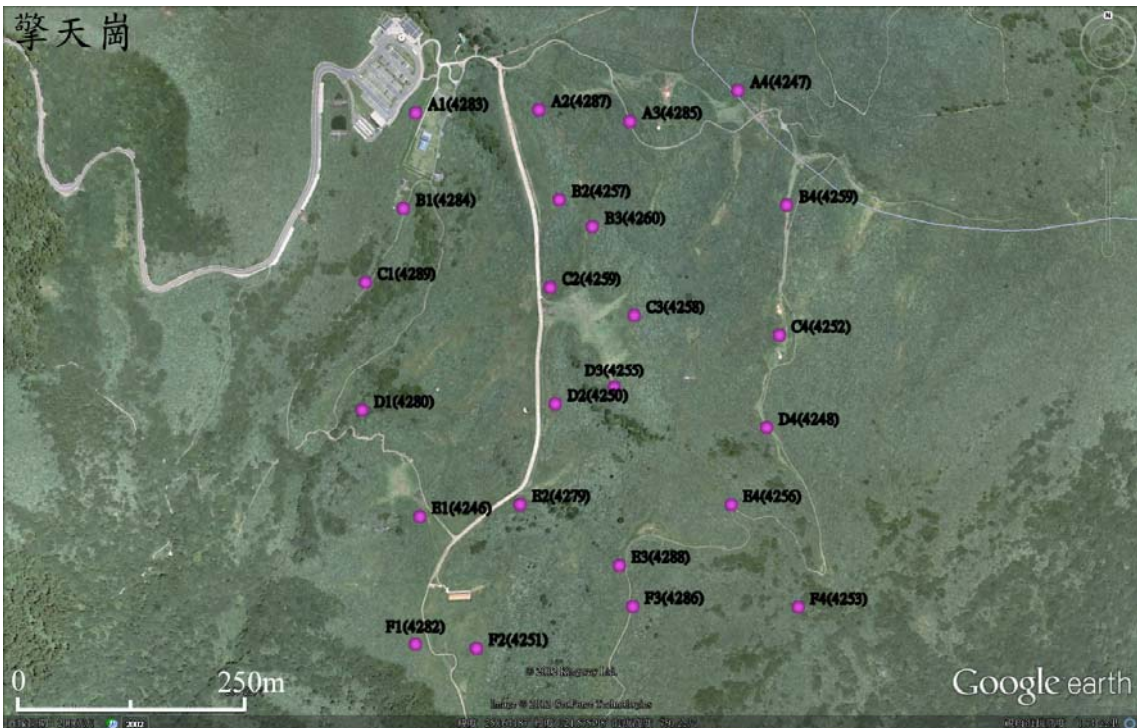


圖67 擎天崗密集地震儀陣列位置圖。

此三個密集地震儀陣列設置的先後順序為竹子湖→八煙→擎天崗，同時施測時間約為半年。由於 Texan 記錄器的時間系統並非即時接收 GPS 衛星訊號校時，而是採用內部的電子時鐘，所以在施測前、後必須由電腦統一校訂時間，以了解施測前、後內部電子時鐘的時間偏差量。因此，在野外設置前，必須先在室內利用電腦校訂所有 Texan 記錄器的時間系統，同時也要設定相同的起始及結束記錄時間，以及取樣率為每秒 100 點 (100Hz)。在野外設置時，每個測點把 GS-11D 感應器深埋入土中並壓實，Texan 記錄器及車用型電池則放置在塑膠箱中 (圖 68)，塑膠箱的外面再包覆防水帆布 (圖 69)，最後再利用掌上型 GPS 量測所在位置 (圖 70)。藉由多次野外施測前測試及經驗累積結果，發現此組儀器，也就是 Texan 記錄器外接車用型電池，可延長記錄時間至三個星期。每隔三個星期，就必須撤回 Texan 記錄器及車用型電池，回到室內透過電腦校訂 Texan 記錄器的時間系統，了解施測前、後內部電子時鐘的時間偏差量。通常經過三個星期，Texan 記錄器的時間偏差都只有在數個毫秒 (millisecond, ms) 內，可以說幾乎沒有偏差。緊接著下載 Texan 記錄器中的資料，及更換裡面的兩顆一號電池，同時也要為外接的車用型電池充電。在設定完 Texan 記錄器下次的起始及結束時間後，隔天又依照原來測點所對應的儀器序號佈放。除了儀器故障等因素外，才會更換儀器，否則在施測的半年期間，每個測點所使用的儀器儘量固定，以減少不必要的困擾。



圖 68 Texan 記錄器及車用型電池。



圖69 密集地震儀陣列野外施測情形。



圖70 利用掌上型GPS量測每個測點位置。

本計畫在大屯山地區所設置的三個密集地震儀陣列，大致從西元 2011 年 12 月施測至西元 2012 年 6 月。每個密集地震儀陣列施測時間如下：竹子湖從西元 2011 年 12 月 13 日至西元 2012 年 6 月 4 日；八煙從西元 2011 年 12 月 20 日至西元 2012 年 6 月 7 日；擎天崗從西元 2011 年 12 月 27 日至西元 2012 年 6 月 14 日。在這約半年期間內，總共收了七次資料，以及最後撤回儀器。收資料及撤回儀器的順序，和設置時的先後順序相同，為竹子湖→八煙→擎天崗。表 6 至表 8 是每個密集地震儀陣列，測點所在位置的經緯度座標及高程，和 Texan 記錄器的序號。備註中顯示每個密集地震儀陣列僅有 1~2 站，因 Texan 記錄器故障等因素做了更換；擎天崗的 F1 測點，在第一次施測後發現位置錯誤，而更換位置。附註中除了顯示每個密集地震儀陣列施測時間之外，也顯示了八煙因為人為設定錯誤，造成資料沒有記錄及取樣率錯誤，還有擎天崗因為車用型電池供電有較多問題（常斷電），造成多次記錄時間長度不同。在比較此三個密集地震儀陣列這半年的資料記錄情形之後，發現竹子湖陣列的狀況是最好的，比較少有問題發生。

表 6 竹子湖 (CH) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號

測站	緯度 (°)	經度 (°)	高程(m)	Texan 序號	備註
CHA1	25.17739	121.53089	694	4298	
CHA2	25.17684	121.53070	686	4299	
CHA3	25.17576	121.53003	689	4233	
CHA4	25.17506	121.53058	668	4232	
CHB1	25.17776	121.53178	696	4305	
CHB2	25.17680	121.53187	673	4337	
CHB3	25.17583	121.53168	656	4236	
CHB4	25.17526	121.53163	651	4231	
CHC1	25.17771	121.53265	701	4304	
CHC2	25.17677	121.53273	666	4297	2012/4/3-2012/6/4 換成 4348
CHC3	25.17585	121.53265	653	4237	
CHC4	25.17489	121.53257	642	4235	
CHD1	25.17781	121.53344	694	4303	
CHD2	25.17658	121.53361	663	4245	
CHD3	25.17593	121.53368	649	4238	
CHD4	25.17521	121.53341	642	4234	
CHE1	25.17777	121.53474	690	4302	
CHE2	25.17679	121.53480	677	4244	2012/2/21-2012/6/4 換成 4344
CHE3	25.17570	121.53484	643	4338	
CHE4	25.17512	121.53448	637	4239	
CHF1	25.17770	121.53594	682	4300	
CHF2	25.17677	121.53579	660	4243	
CHF3	25.17568	121.53550	645	4242	
CHF4	25.17497	121.53539	643	4241	

附註：1. 此地震儀陣列記錄時間為西元 2011/12/13-2012/6/4。

表 7 八煙 (BY) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號

測站	緯度 (°)	經度 (°)	高程(m)	Texan 序號	備註
BYA1	25.18739	121.59026	361	4263	
BYA2	25.18739	121.58950	347	4264	
BYA3	25.18742	121.58860	356	4265	
BYA4	25.18751	121.58761	359	4268	
BYB1	25.18822	121.59061	323	4262	
BYB2	25.18833	121.58974	327	4261	
BYB3	25.18831	121.58849	340	4266	
BYB4	25.18834	121.58804	340	4267	
BYC1	25.18935	121.59045	304	4270	
BYC2	25.18919	121.58960	319	4271	2012/4/27-2012/6/7 換成 4345
BYC3	25.18927	121.58860	314	4272	
BYC4	25.18938	121.58761	329	4273	
BYD1	25.19002	121.59206	314	4269	
BYD2	25.19013	121.58961	302	4276	
BYD3	25.19021	121.58870	312	4275	2012/2/24-2012/3/28 換成 4345， 2012/4/6-2012/6/7 換成 4347
BYD4	25.19014	121.58766	311	4296	
BYE1	25.19110	121.59043	296	4336	
BYE2	25.19107	121.58948	304	4295	
BYE3	25.19085	121.58889	310	4292	
BYE4	25.19064	121.58798	309	4274	
BYF1	25.19203	121.59039	283	4339	
BYF2	25.19190	121.58963	298	4278	
BYF3	25.19203	121.58859	295	4293	
BYF4	25.19224	121.58761	301	4294	

附註：1. 此地震儀陣列記錄時間為 2011/12/20-2012/6/7。

2. 2011/12/20-2012/1/12 (第一次紀錄) 時起始時間設定錯誤，沒記錄。

3. 2012/2/24-2012/3/15 (第四次紀錄) 時的取樣率設定錯誤，是 40Hz。

表 8 擎天崗 (CT) 地震儀陣列測點位置及 Texan 記錄器序號

測站	緯度 (°)	經度 (°)	高程(m)	Texan 序號	備註
CTA1	25.16649	121.57426	758	4283	
CTA2	25.16652	121.57548	750	4287	
CTA3	25.16641	121.57638	756	4285	
CTA4	25.16669	121.57745	757	4247	
CTB1	25.16564	121.57413	758	4284	
CTB2	25.16572	121.57568	749	4257	
CTB3	25.16548	121.57601	753	4260	
CTB4	25.16567	121.57794	759	4259	
CTC1	25.16498	121.57374	749	4289	
CTC2	25.16493	121.57559	755	4254	
CTC3	25.16468	121.57643	746	4258	
CTC4	25.1645	121.57788	756	4252	
CTD1	25.16381	121.57369	738	4280	
CTD2	25.16387	121.57564	753	4250	
CTD3	25.16402	121.57623	753	4255	
CTD4	25.16365	121.57777	746	4248	
CTE1	25.16285	121.57429	758	4246	
CTE2	25.16296	121.57529	752	4279	
CTE3	25.16241	121.57628	760	4288	2012/3/1-2012/6/14 換成 4340
CTE4	25.16294	121.57742	733	4256	
CTF1	25.16172	121.57426	778	4282	2011/12/27-2012/1/19 位置在 N25.16231° E121.57508° 高程 755 ± 5.5 m
CTF2	25.1617	121.57487	772	4251	
CTF3	25.16205	121.57641	760	4286	
CTF4	25.16199	121.57811	729	4253	

附註：1. 此地震儀陣列記錄時間為 2011/12/27-2012/6/14。

2. 因車用型電池供電有較多問題，造成多次記錄時間長度不同。

Texan 記錄器的原始資料 (raw data) 的副檔名是 TRD，每個測點在每次施測的三個星期資料，只會記錄在同一個檔案中。所以從 Texan 記錄器下載的原始資料無法直接分析，需要轉換成大家通用及程式可以讀取、分析的格式，例如：miniSEED 及 SAC 格式。PASSCAL (Program for Array Seismic Studies of the Continental Lithosphere) 是美國地震學研究機構聯合會 (Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS) 其中一項重要計畫，在公開網頁中提供了不少免費及大家常用的軟體 (<http://www.passcal.nmt.edu/content/software-resources>)，其中包括了把 TRD 轉成 miniSEED，及 miniSEED 轉成 SAC。

首先把 TRD 轉成 miniSEED，從原始三個星期的 TRD 檔，轉成每小時一筆的 miniSEED，通常這個步驟必須花比較長的時間。由於 TRD 檔中包含了 Texan 記錄器在施測前後的時間偏差量，可以做時間偏差修正。但如同之前所述，通常在施測三個星期後，Texan 記錄器的時間偏差都只有在數個毫秒內，可以說幾乎沒有偏差。因此，每小時一筆的 miniSEED，即使跑了時間修正程式，其修正量皆為 0。有鑑於此，有些測點因電池供電問題，造成沒有記錄施測前後的時間偏差量，尤其是擎天崗陣列；轉出的 miniSEED 檔就不多做 (也無法做) 時間修正。緊接著修改一些 miniSEED 的檔頭資訊後，就完成 TRD 轉成 miniSEED。至於 miniSEED 轉成 SAC 就比較簡單些，只是再新增加測點的經緯度座標到 SAC 的檔頭中，所花的時間相對較短。但是必須特別留意每個測點所對應的 Texan 記錄器序號，尤其是有更換過 Texan 記錄器的測點 (表 6 至表 8)。

本計畫在大屯山地區所設置的三個密集地震儀陣列，在經過半年的施測及一連串的資料格式轉換後，終於可以開始分析資料。在利用頻率-波數法分析密集地震儀陣列資料之前，先把每個測點的經緯度座標，換算在所對應的直角座標系統 (rectangular coordinate system)，也叫卡氏座標系統 (Cartesian coordinate system)。每個密集地震儀陣列的 D2 測點都大約位於中心點位置，因此以 D2 為原點 (0, 0)，換算其他測點所對應在直角座標系統的位置，圖 71 至圖 73 分別是竹子湖、八煙和擎天崗密集地震儀陣列的直角座標系統，由圖可知，每個測點的平均間距約 100 公尺，最短約 50 公尺，最長約 200 公尺。接下來參考 Ghosh *et al.* (2009) 資料分析流程，先把轉好的原始每小時一筆的 SAC 檔，經過去除平均值 (remove mean)

及傾向 (trend) 後，帶通濾波 (bandpass filter) 到 0.5~8Hz。頻率-波數分析時以 2 分鐘為視窗 (window)，重疊 1 分鐘 (半個視窗)，採用移動視窗 (moving window) 分析完每小時的資料。所以每個密集地震儀陣列，每個小時就有 59 個資料視窗，每天就有 1416 個資料視窗。以上參數還是必須經由日後多次測試之後，才知是否恰當。每個視窗經由頻率-波數分析結果如圖 74；假如偵測到明顯特定方向的震波能量入射陣列，結果如圖 74 (a)；反之，在一般情況下，是沒有特別方向的震波能量入射陣列，結果如圖 74 (b)。當偵測到明顯特定方向的震波能量入射陣列時，還要綜合三個密集地震儀陣列分析結果，一起判斷是不是屬於大屯山地區的地震及火山型震動訊號，還是屬於台灣地區、世界上其他地區的地震。

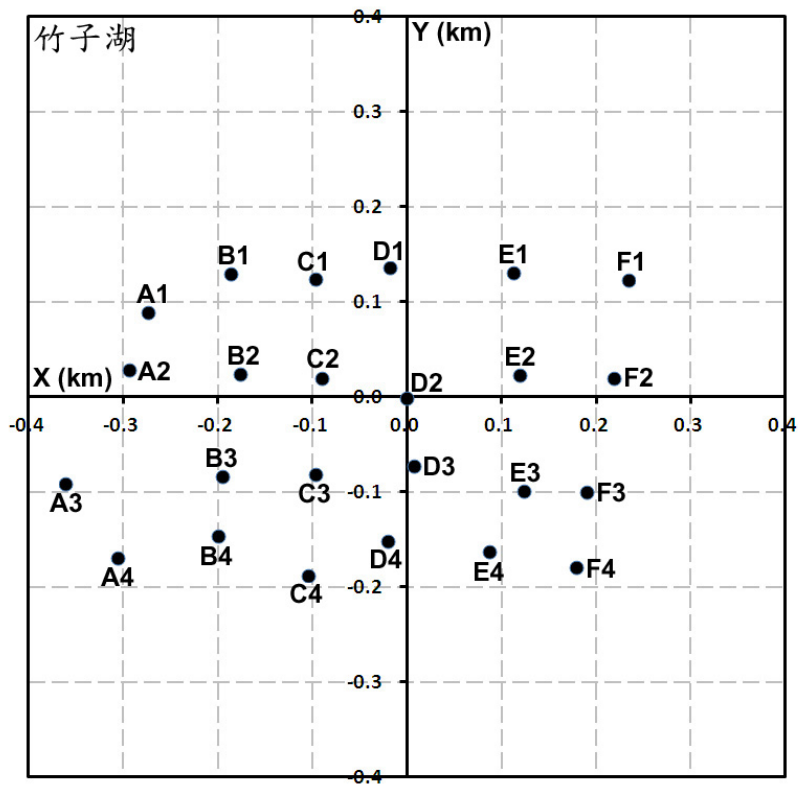


圖71 竹子湖密集地震儀陣列的直角座標系統。

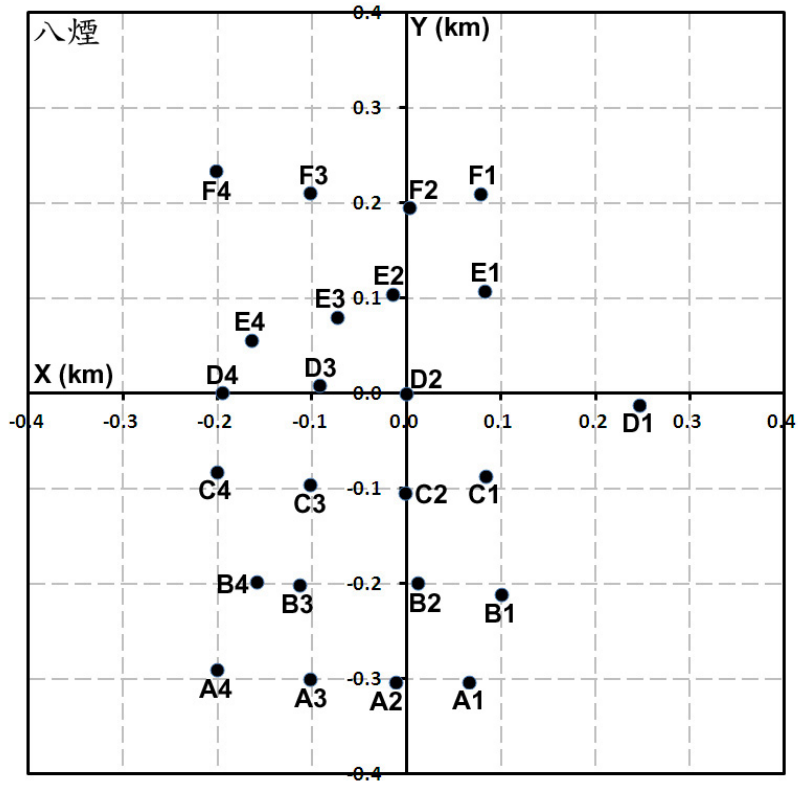


圖72 八煙密集地震儀陣列的直角座標系統。

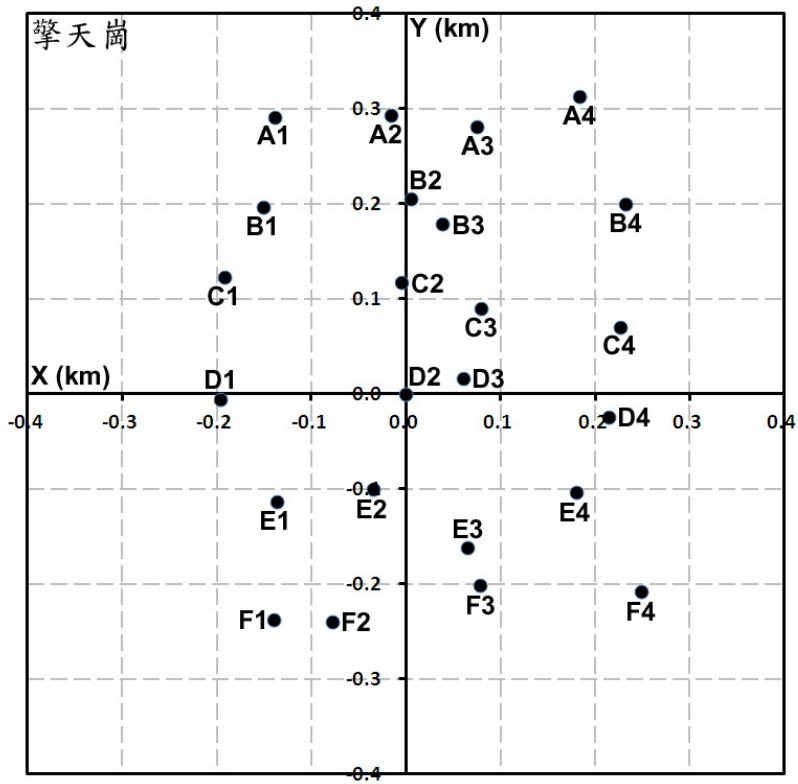


圖73 擎天崗密集地震儀陣列的直角座標系統。

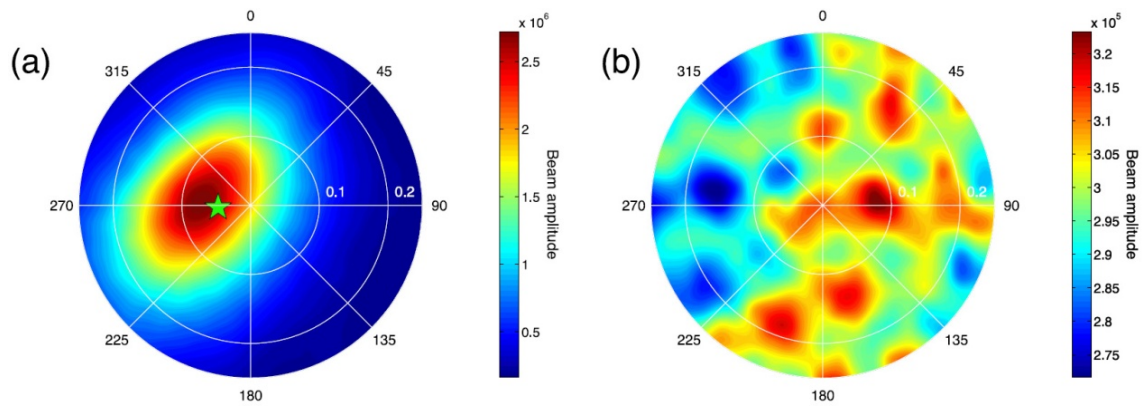


圖74 Ghosh *et al.* (2009) 利用頻率-波數法分析結果。(a) 偵測到特定方向的震波能量入射陣列；(b) 一般情況下，沒有偵測到特定方向的震波能量入射陣列。

首先，初步分析選用三個密集地震儀陣列同時有紀錄的時間，才能一起判斷所偵測到入射的震波能量，是不是屬於大屯山地區的地震及火山型震動訊號。雖然三個密集地震儀陣列都於西元 2011 年底設置完成並開始記錄，但由於八煙密集地震儀陣列第一次紀錄的起始時間設定錯誤，所以沒有資料 (表 7)。因此，圖 75 先以八煙密集地震儀陣列第二次紀錄的起始時間西元 2012 年 1 月 12 日 10 點至 10 點 2 分 (UTC) 做測試，利用頻率-波數法分析 1、3、5 及 7Hz，共 4 個頻率結果。每個頻率的最高波數值 (Kmax) 分別為 1 (1Hz)、5 (3Hz)、10 (5Hz) 及 10 (7Hz)。由圖 75 頻率-波數法測試結果可見，比較低頻率的 1Hz 和 3Hz，偵測的震波波長較長，所以比較容易找到入射地震儀陣列的震波方向；至於比較高頻率的 5Hz 和 7Hz，偵測的震波波長較短，所以可能受到每個測點局部區域震波背景雜訊影響，比較不容易找到入射震波能量的來源方向。但是假如在大屯山地區有地震及火山型震動訊號，應該同時會被這三個密集地震儀陣列都記錄到，理論上頻率-波數法每個頻率的分析結果都會指向震波來源方向。以上頻率-波數法所採用的參數，還是必須再經由日後多次測試之後，才知用來偵測大屯山地區地震及火山型震動訊號是否恰當。

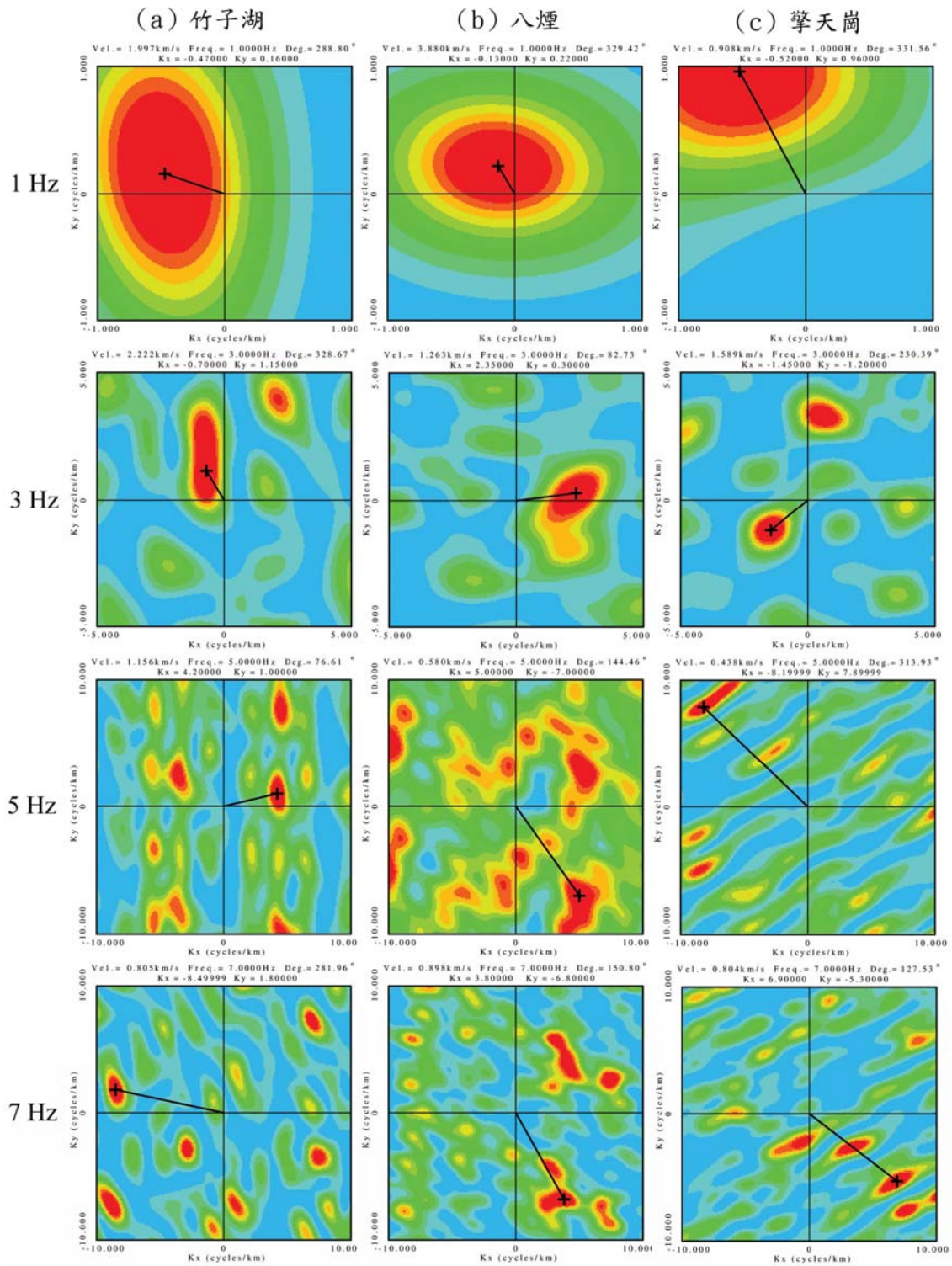


圖 75 大屯山地區密集地震儀陣列利用頻率-波數法分析結果。以西元 2012 年 1 月 12 日 10 點至 10 點 2 分 (UTC) 為例，(a) 竹子湖；(b) 八煙；(c) 擎天崗。

三、宜蘭地區

1. 微震網觀測

為了觀測龜山島及其附近微震與火山活動，本計劃除了在龜山島上設置 4 個地震站外 (IL10 至 IL13)，同時在起三貂角，南至蘇澳港間的宜蘭海岸沿線地區分別設置了 9 個地震站 (IL01 至 IL09)。此外，為了使觀測網在空間分佈上更有利於地震監測的工作，本計畫在宜蘭山區也加設了 5 個地震站 (IL14 至 IL18)。並自西元 2012 年 3 月起，再增加兩個地震站 (IL19 至 IL20)，分別位於礁溪與蘇澳地區。這些位於山區的測站也提供了許多訊號清晰的觀測波形，十分有利於本研究中的波相識別與未來更進一步的運用。

宜蘭地區野外測站所使用的地震記錄器為日本東京測振株式會社 (Tokyo sokushin) 所生產之 SAMTAC-801 系列 (801H 與 802H)，801 系列設有微電腦，其內部有著容量 20 Giga-bytes 的記憶體，並配備有 GPS 時間接收器，其取樣率最高可達 250Hz，並以 24 位元之數位式記錄儲存下來，配合其具有連續記錄等特性，是非常適合於本計畫的研究之用。本計劃於宜蘭沿海地區之地震站，是以德國 Mark products 公司生產之 LE3Dlite 短週期三向量速度型感應器為主，其自然頻率為 1Hz。

另外，為了能觀測微震與火山地震兩者之訊號，於龜山島上之地震儀則是採用兩種感應器同步記錄地動訊號，除了先前所提的以短週期之感應器之外，還加上一組中長週期的感應器，此類型的感應器是由英國 Guralp 公司所生產的 CMG-3T，可記錄到的地動訊號最長週期可高達 30 秒。在時間系統方面是採 GPS 的時間，亦是定時接收衛星訊號修正時間。在電力的供應來源部分，則是以太陽能板與當地民宅借電混用。而在資料的取樣率上，則是與大屯山地區相同。

由於宜蘭地區的微震活動十分頻繁，自西元 2007 年 09 月至西元 2012 年 7 月為止，在本研究地區 (東經 $121.65^{\circ} \sim 122.15^{\circ}$ ，北緯 $24.6^{\circ} \sim 25.1^{\circ}$) 共發現到了 16,876 個地震的事件。地震的分佈主要都集中在龜山島與宜蘭縣的羅東鎮和冬山鄉底下 (圖 76)，地震的深度分佈大多集中在 2 到 8 公里之間 (圖 77)，地震的規模大多集中在 1.5~2 之間 (圖 78)。而地震隨時間發生的關係，我們可以明顯的發現在西元 2009 ~ 2010 年間，地震發生次數明顯較多 (圖 79)，近兩年的活動相

對已經較為和緩了。圖 80 至圖 85 過去西元 2007 ~ 2012 間，每年之微震分佈情況。而從每年的地震分布圖中可以發現，在宜蘭縣的羅東鎮和冬山鄉底下的地震活動僅有密集發生在西元 2009 與西元 2010 年。在其它時間中，此地區的地震就顯得十分不明顯。

從龜山島附近地震活動與大屯山地區地震活動之來比較，清楚地發現龜山島地震個數與深度均明顯大於大屯山地區，這意味著龜山島附近火山活動可能比大屯山地區火山活動更為顯著，未來對龜山島附近火山活動更值得加強。

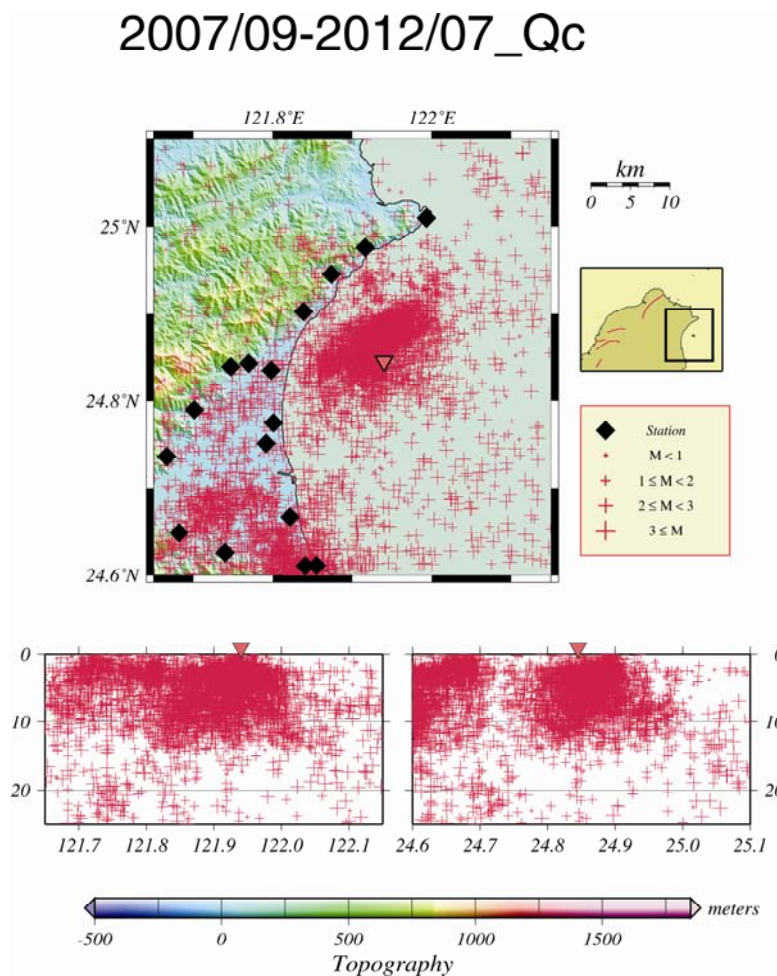


圖76 宜蘭地區地震分佈圖。菱形為測站，倒三角為龜山島的位置，十字表示地震定位品質在C以上的震源位置。

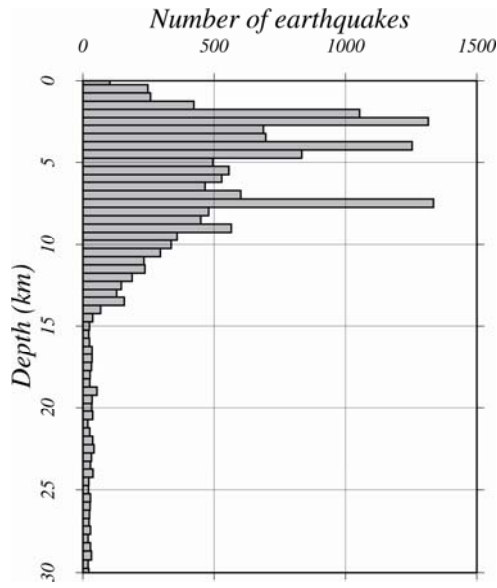


圖 77 宜蘭地區地震深度的統計圖。

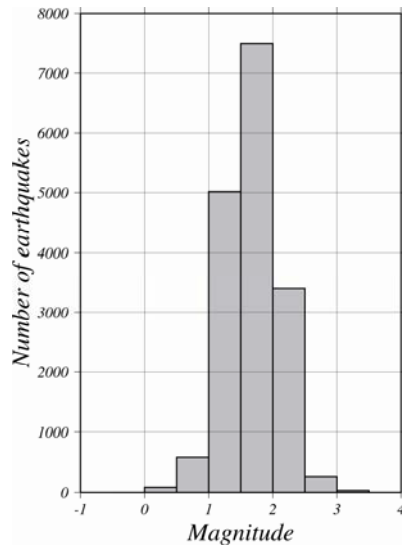


圖 78 宜蘭地區地震規模的統計圖。

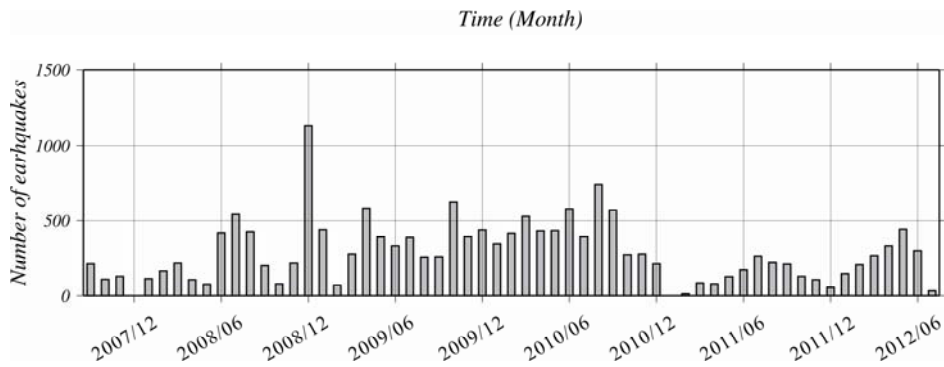


圖 79 宜蘭地區每月地震個數的統計圖。

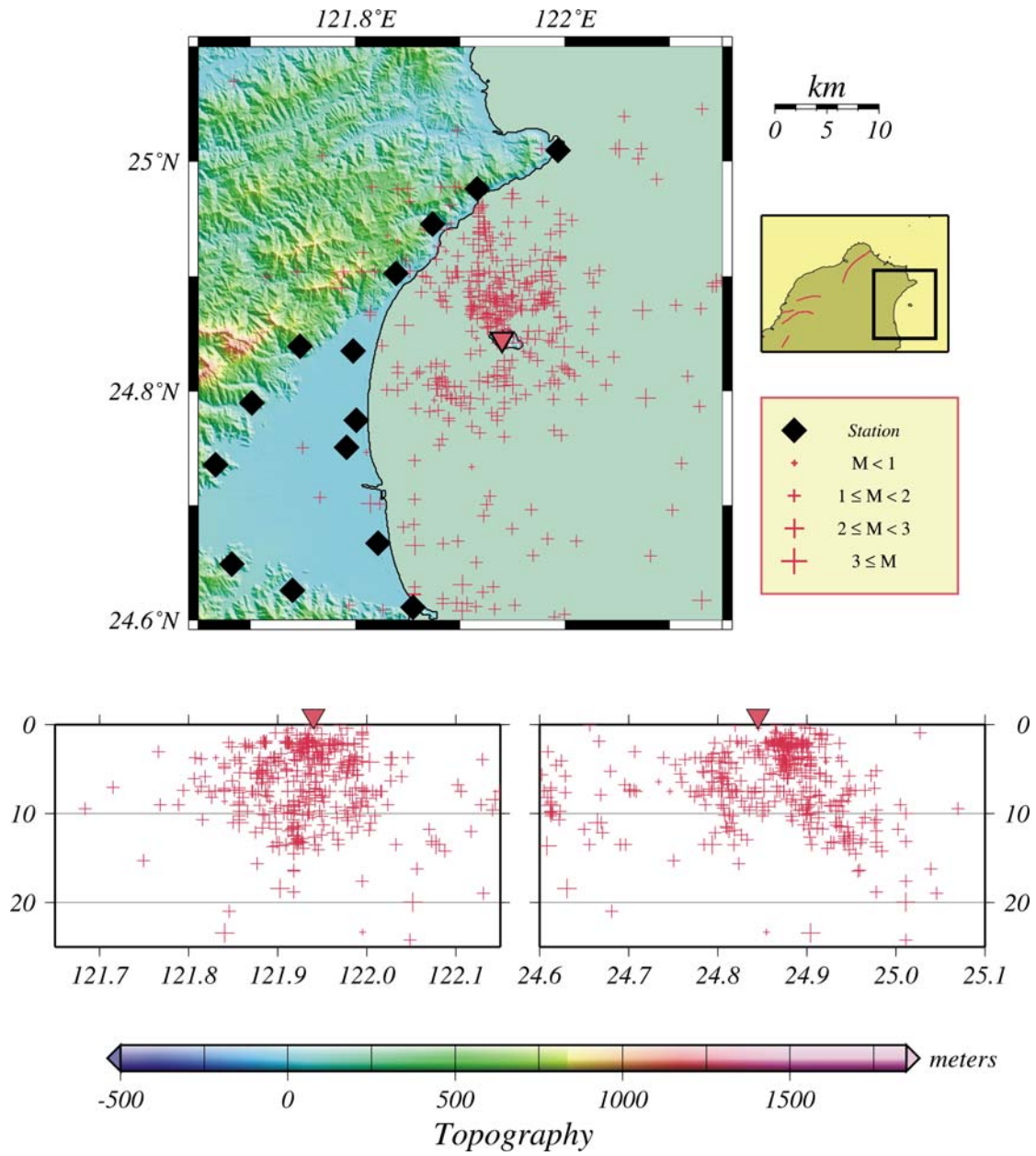


圖 80 宜蘭地區西元 2007 年地震分佈圖。

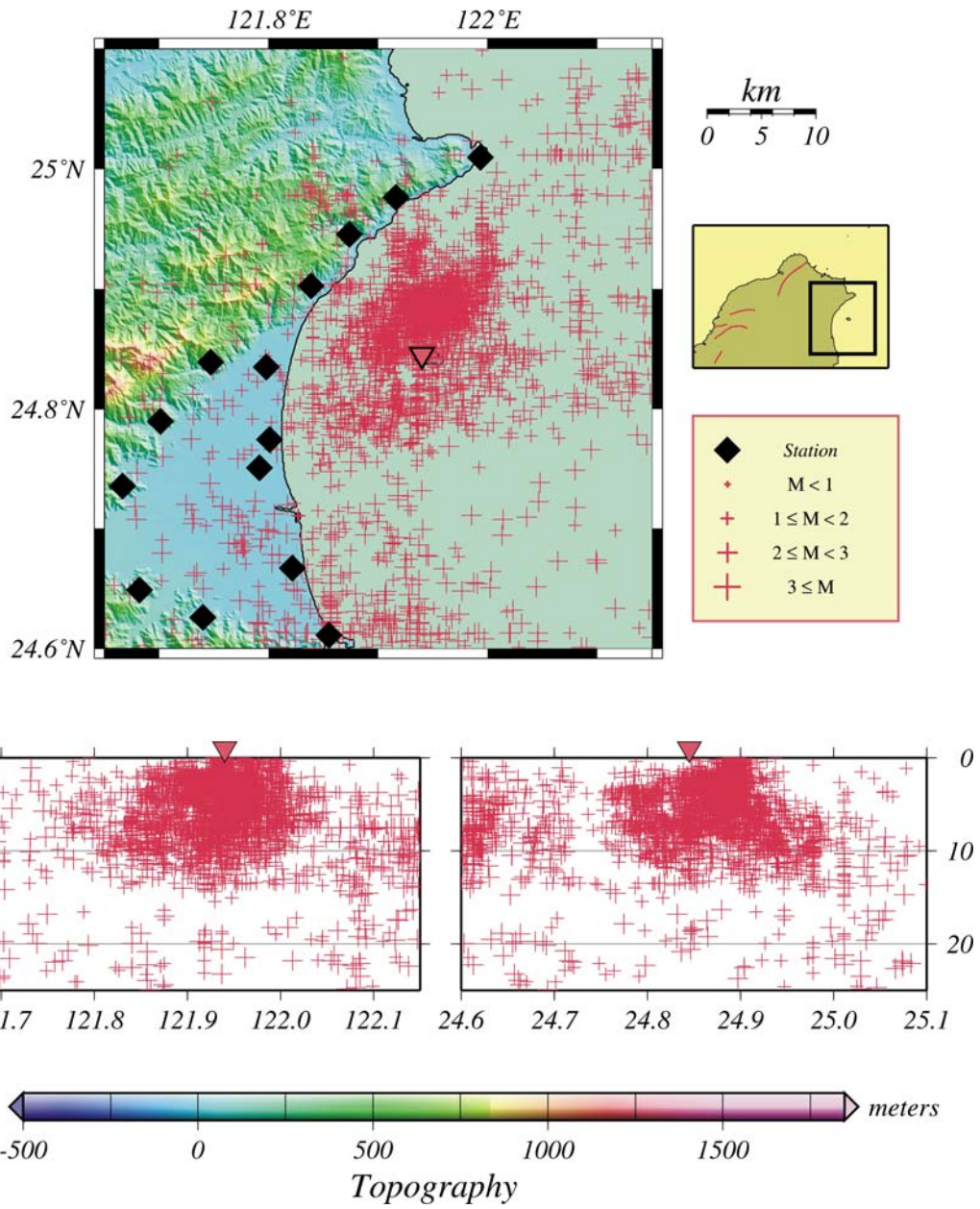


圖 81 宜蘭地區西元 2008 年地震分佈圖。

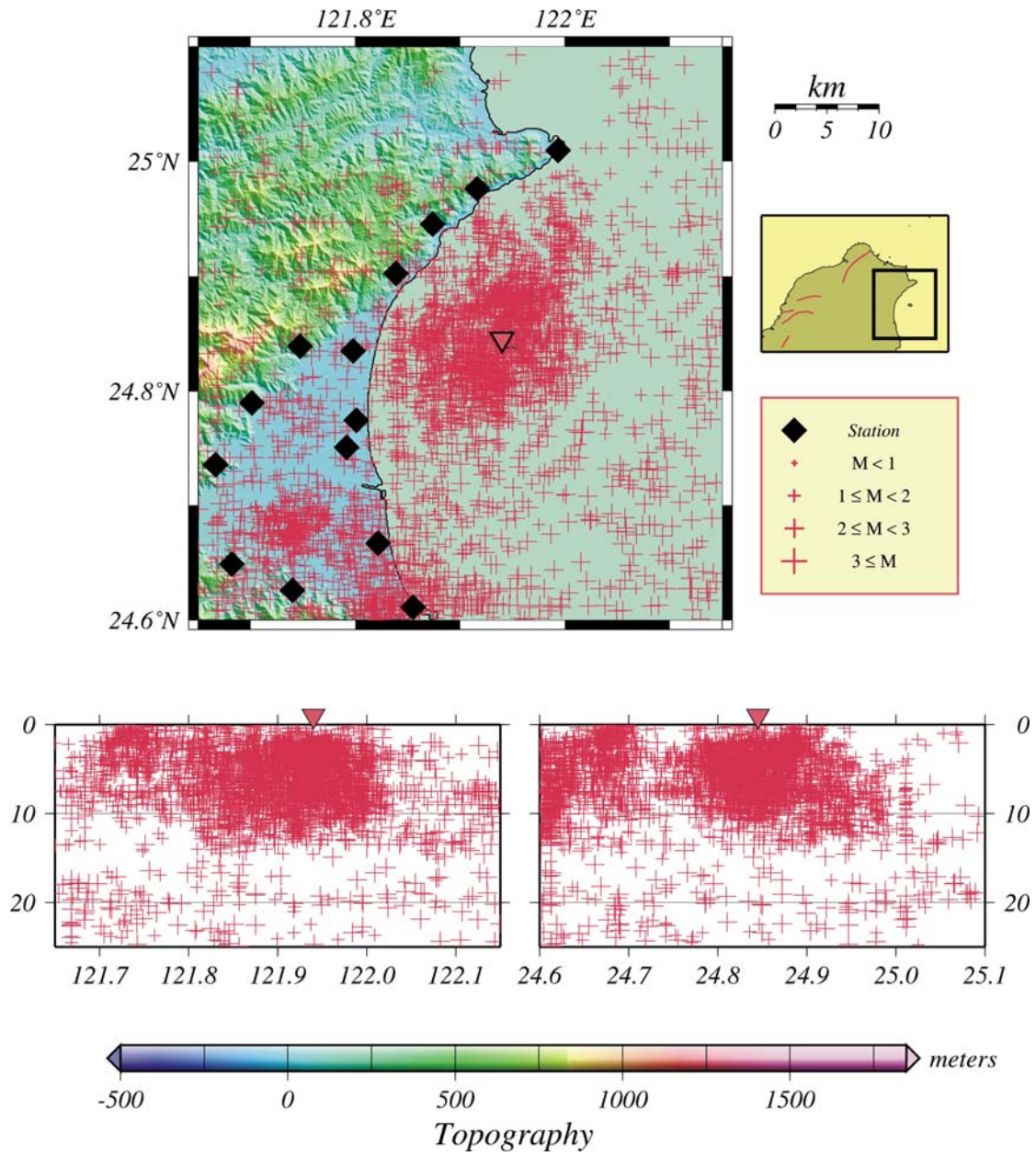


圖 82 宜蘭地區西元 2009 年地震分佈圖。

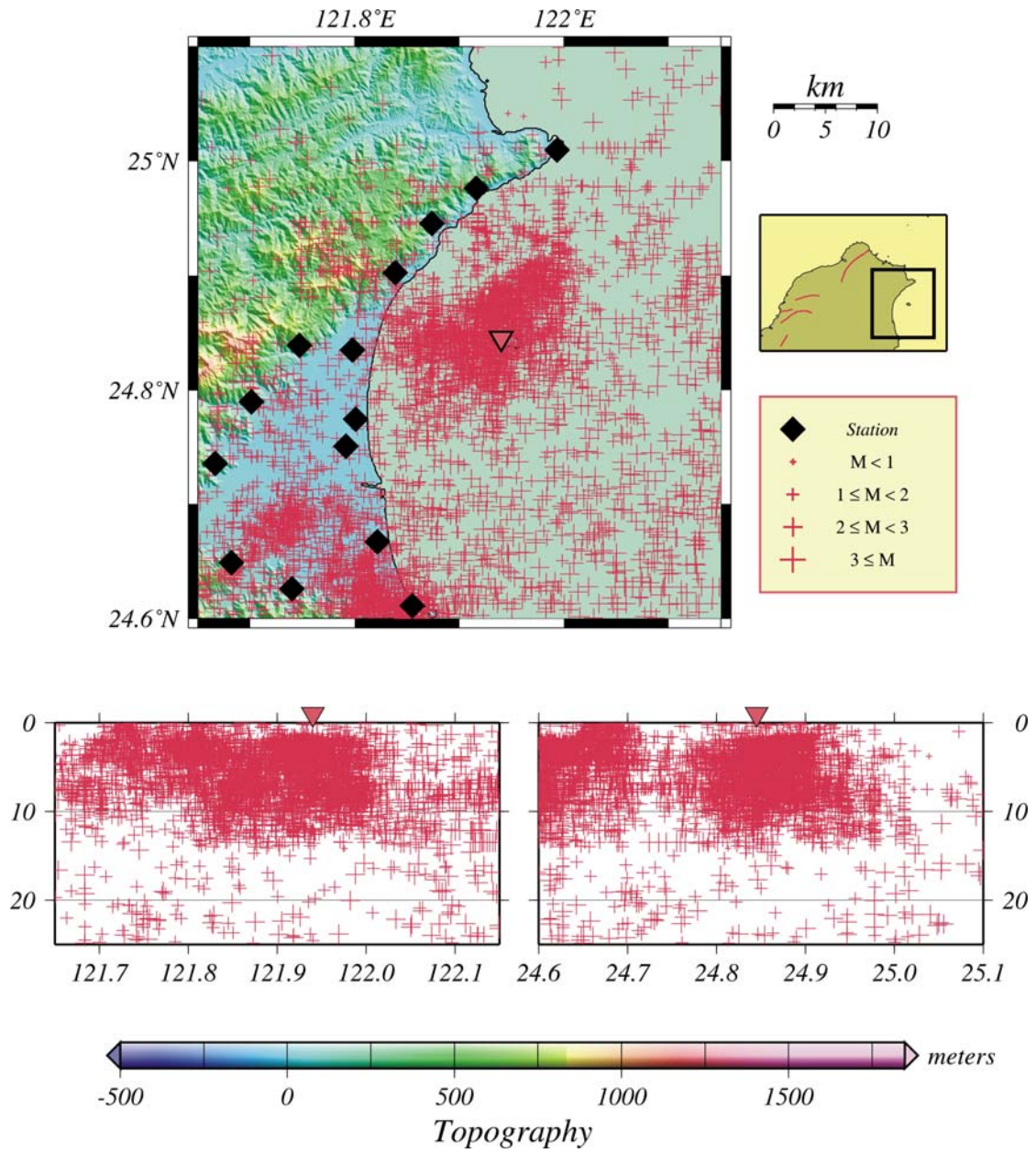


圖 83 宜蘭地區西元 2010 年地震分佈圖。

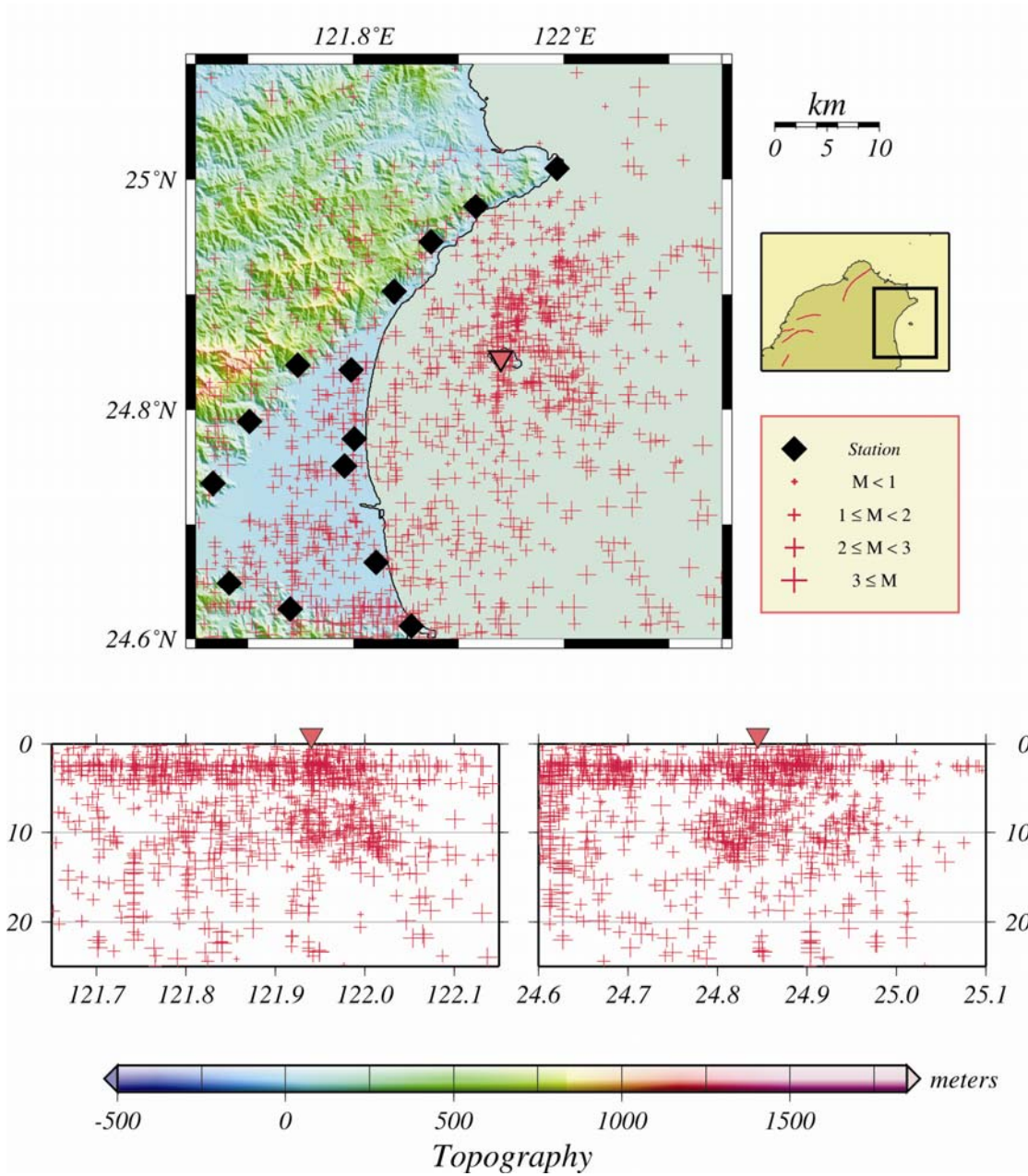


圖 84 宜蘭地區西元 2011 年地震分佈圖。

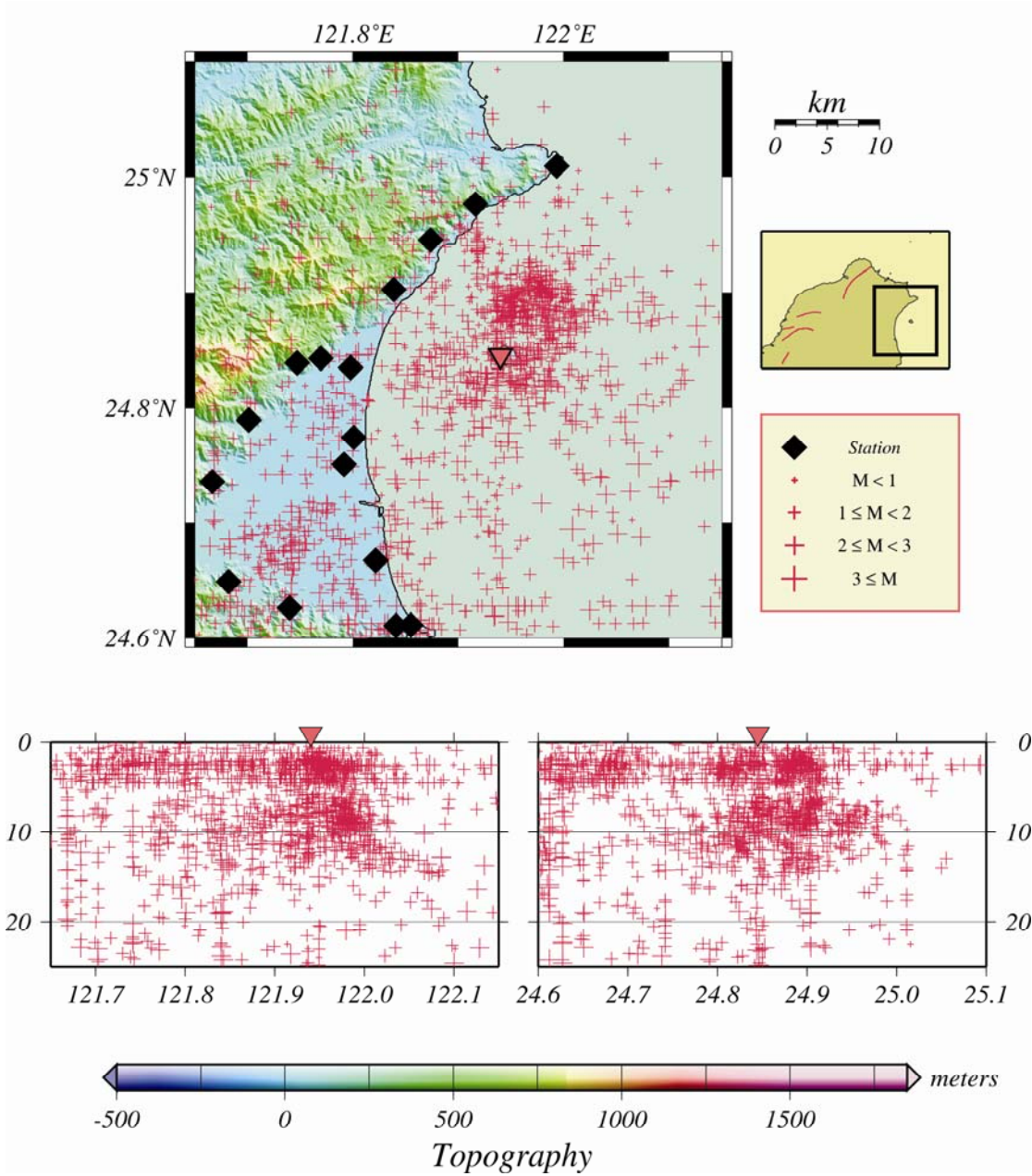


圖 85 宜蘭地區西元 2012 年地震分佈圖。

我們將西元 2012 年的地震資料統計其地震發生的日個數 (圖 86)，可以發現有數日的地震個數異常增加，如 2 月 11 日、4 月 12 日、4 月 15 日、5 月 7 日、5 月 10 日與 6 月 10 日。我們進一步比對中央氣象局的有感地震資料後發現，部分的地震異常增多時皆有發生有感地震 (2 月 11 日、4 月 15 日、5 月 7 日、5 月 10 日與 6 月 10 日)，唯獨 4 月 12 日無有感地震。這顯示此地區的有感地震發生時，皆會產生數量龐大的地震活動。當有感地震的深度較淺時，本研究網所監測到的淺部地震就有可能為其餘震或前震。但當有感地震的深度較深時 (如 6 月 10 日)，研究區域內的淺部地震數目同樣有很明顯的增加，那表示這些淺部的地震有可能是典型的觸發型地震。這種地震表示當地地下的構造，可能相對脆弱或敏感，有再深入探討的價值。

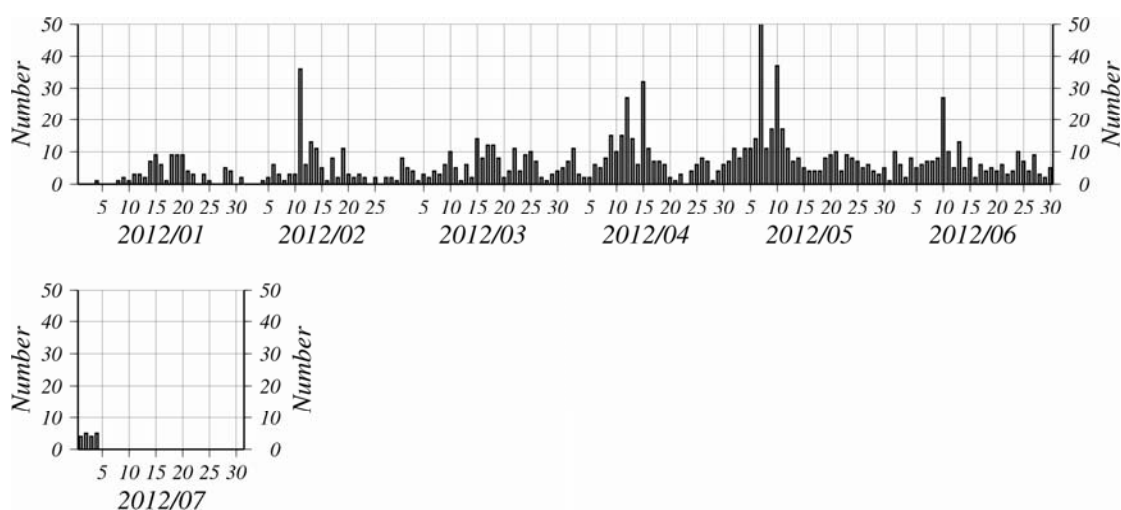


圖 86 宜蘭地區西元 2012 年地震的深度淺於 10 公里的每日個數統計圖。

2. 大地電磁監測

為探測台灣北部火山活動岩漿熱液之存在及活動範圍及行為，本計畫在台灣北部利用大地電磁法（圖 87），收集深部電阻率資料，解釋深部電阻率構造，推估岩漿庫或殘餘的岩漿位置，因為大地電磁法對深部岩層流體與溫度極為靈敏，可以幫助我們了解火山或地熱區由淺而深部地殼的熱水分佈、地下火成岩體的範圍、以及岩漿庫之存在與否。本期末報告展示最近一年（2011/07/01 ~ 2012/07/30）利用大地電磁法監測大屯火山群附近與蘭陽平原地區地下深部之流體變化之初步結果。

大地電磁法是以地球外部天然交變電磁場為場源，量測此電磁場進入地層後之感應電磁場，在地面上一點或多點同時觀測互相垂直的電磁場水平分量，可以測獲地球內部的電阻率構造（圖 87），這是法國學者所創，成為一種研究地球深部電性構造的有效方法。天然交變電磁場，屬寬頻、能量強、場源豐富等特性，高頻段（ >1 Hz）主要由大氣層中雷電效應所引起，低頻段（ <1 Hz）則是與太陽帶電粒子擾動地球磁層有密切的關係。不同頻率的電磁場訊號，具有不同的穿透深度，頻率越低穿入地層越深，測獲不同的頻率響應，即可獲得不同深度的地下電阻率分佈情形。

本研究以台灣北部火山活動地區是否有岩漿庫存在之可能為主要目的，為觀測來自地下深部之電磁訊號，測站位置要儘量避免人為的電磁干擾，才能紀錄到來自深部的微弱電磁訊號，建站考慮依交通、電力配線狀況，雜訊的高低以及設站後之維護等等，選擇大屯火山群附近大油坑（E121°35' 20" ; N25°10' 16"）與宜蘭清水地熱地區（E121°35' 20" ; N25°10' 16"）為主（圖 89）。理由是大屯火山附近地區的後火成活動明顯，包括噴氣規模大，噴氣與溫泉氣仍有大於 60% 源於深部地函源的氣體組成（楊燦堯，1999），暗示台灣北部地底下仍有非常大可能性有岩漿庫的存在。而宜蘭平原鄰近龜山島，三星、清水地區之地表地熱徵兆明顯，且位置菲律賓海板塊隱沒處，是台灣北部火山活動地區是否有岩漿庫存在之理想的實驗地點。地電監測主要採用的儀器設備是由 Phoenix Geophysics Ltd., Canada 所製造之 MTU-5 2000 系列大地電磁測深儀（圖 88），儀器接收訊號頻寬範圍約 0.0000129Hz~384Hz，採 24 小時整天連續紀錄。以下先個別敘述清

水與大油坑兩監測站之 MT 結果，再綜合比較兩者間之異同。

清水地區大地電磁監測站，最近一年（2011/07/01 ~ 2012/07/30）之視電阻率與相角記錄共計 70 餘筆監測紀錄（圖 90a）。大致而言，視電阻率變化在 20% 而相角變化在 10%，頻帶週期 10^2 至 100s 間之資料品質優良。茲舉一代表性（日期西元 2011 年 10 月 25 日）之視電阻率曲線、相位角曲線及極化圖（圖 91a）展示，視電阻率變化，大致隨週期增大電阻率增高，表示宜蘭清水地熱下之電性隨深度增大電阻率增高，反應測站位於變質岩區（高電阻）之地熱，且未測獲大型之熱水儲集層（低電阻），極化圖說明區域性構造呈西北-東南走向。為求得深度訊息，將視電阻率（南北向及東西向幾何平均）及相位角資料進行一維反演，包括平滑反演與層狀反演，分別示於圖 92a 之紅線與綠線。一般地球物理資料之逆推不可能獲得唯一解，但是如果加入制約條件是有可能獲致滿足觀測資料之最佳解，此制約條件包括最少層次以及層間平滑化等（Constable, et al., 1987），電磁波資料較之地震波更容易滿足這些制約特性，因為電磁波反應區域性之平均效應而對局部性之異常反應弱，同時採用平滑反演與層狀反演後比對，可獲致觀測資料之最佳解。觀察圖 92a 顯示，清水地表下 10 公里之構造，表層係良導體，厚約 50 m，配合地表之溫泉露頭及熱水活動現象，說明是表層良導體是溫泉熱水所致。在 50m 下電阻率漸增，可能反應該處岩層內含水量漸少，或岩層結構漸緻密等等。至於清水地熱區之高地熱流與高地溫梯度，可能來自中央山脈之迅速隆升變質基盤所致，清水地熱之變質砂岩中一些深部斷層系統提供天水深循環之熱水通路，從此層狀、平滑反演之結果，可見一斑。

清水地區大地電磁監測站最近一年之視電阻率及相角紀錄，選取高品質之 TM mode（電流東西向）示於圖 93a。大致而言，紀錄呈現高視電阻率（與大油坑圖 93b 比較），視電阻率微小呈現長波週期性變化，相角變化較視電阻率變化小。由於圖 93 視電阻率剖面屬於電阻率-頻率剖面，為求得圖 93 視電阻率剖面中頻率所代表之深度訊息，可逕將圖 93 視電阻率剖面進行二維逆推，以求得電阻率變化之深度訊息（圖 94a）。請注意此處單一測站之連續觀測剖面之二維逆推是將頻率-觀測時間剖面逆推為深度-時間剖面，與一般多測站之頻率-距離剖面二維逆推為深度-距離剖面不同，意即多測站之距離軸以單測站之連續觀測時間軸取代

之。逆推後的最佳模型計算值符合大部分觀測資料。圖 94a 顯示在清水地下約 5km 處最近一年來電阻率呈漸減變化。電阻率變化原因極可能與流體有關，因為大地電磁法對深部岩層流體與溫度較其他物理參數為靈敏，包括地熱水之棲移（高溫因素可以排除，因非屬火山區），不只是經由垂直裂隙也可能經由岩層之裂隙網路側向溢散。

大油坑地區大地電磁監測站，最近一年（2011/07/01 ~ 2012/07/30）之視電阻率與相角記錄共計 80 餘筆監測紀錄（圖 90b），大致而言，資料品質較清水站佳。茲舉一代表性（日期西元 2011 年 9 月 20 日）之視電阻率曲線、相位角曲線及極化圖（圖 91）展示，視電阻率變化，隨頻率減小（週期 \sim 1s）成低電阻後再增高（週期 $>$ 1s），表示地下存在導電體。此發現不足為奇，因為是標準的火山地區電阻構造趨勢，可解釋為深部含熱水豐富，極化圖說明區域性構造呈東北-西南走向。為求得深度訊息，將視電阻率（南北向及東西向幾何平均）及相位角資料進行一維反演（包括平滑反演與層狀反演），結果示於圖 92b。觀察圖 92b 顯示大油坑之地表下 10 公里深度內，電性地層呈 3 層狀分佈。表層下係良導體，厚約 500 m，配合地表之噴氣、熱泉、微震等熱水活動現象推斷，此地表岩層屬良導體之主要原因可能是火山之熱水對流所致，岩層之孔隙率相當高（因電阻率甚低約 1 ohm-m）。在 500m 下至 10 km 屬高電阻率（1000 ohm-m），可能反應該處之岩層含水量較小，或含氣量較高、或岩層結構較緻密等等因素。從微震活動密集研判，該處應屬於較緻密岩層結構。一般微震之來源與發生機制，可以用岩層裂縫內液體或氣體，因壓力突增或突減所造成之震動來解釋，由於該處之電阻率較高，推論以氣體壓力造成之震動為主。

大油坑地區大地電磁監測站最近一年之視電阻率及相角紀錄，選取高品質之 TM mode（電流東西向）示於圖 93b。大致而言，視電阻率呈減小變化，而相角變化增大，呈反相變化，此為大地電磁資料特性，亦說明資料品質優良。為求得深度之訊息，進行二維逆推，求得電阻率變化之深度訊息（圖 94b），逆推後的最佳模型計算值符合大部分觀測資料。圖 94b 顯示在大油坑地下約 1~2 km 處最近一年來電阻率呈漸減變化。電阻率變化原因極可能與流體有關，包括入侵之岩漿氣體或地下水等，以致反應地電阻變化，此發現也可以推論火山氣之棲移不只是

經由垂直氣孔也可能經由岩層之裂隙網路側向溢散。

本研究之大地電磁監測站分屬不同之地質區，宜蘭清水地熱區位於變質岩區，而大油坑位於火成岩區，從視電阻率測深曲線顯然不同（圖 90）。分析岩層中之流體含量，由於大油坑地區之視電阻率(<10ohm-m)普遍較清水(>10ohm-m)為低。雖然清水站屬地熱區，但位處變質岩地質，故大油坑地區之流體含量仍普遍較高，此係休眠的活火山之特徵。

從監測站持續一年之監測記錄觀察電阻率之時間變化，證實孔隙中之流體確實在變動，此為兩監測站之共同點。為了解岩層孔隙中流體是否受雨季降水影響，分別收集清水與大油坑兩監測站周邊~50km 之雨量與地震資料作圖示於圖 95 與圖 96。仔細比對清水與大油坑兩監測站，定性而言，電阻率呈漸減變化與降水無關，而似乎與地震之關係密切。從大屯山地區地殼變形監測站獲知大屯山地區與台灣北部地區，每年之平均地殼變形之速度大約以 2 到 3 公分左右向東南方向移動，是類板塊移動作用改變岩石的應力或深部地下水位，也導致電阻率產生變化，細節值得進一步探究。

監測地下岩漿變化是預測火山噴發以及災害防治的重要方法，每日監測地下岩漿的位置、體積、壓力以及氣體之物性可以預測火山噴發的時間、地點以及噴發規模和長短。大地形變測量是目前最實際的預測地下岩漿變化的方法之一，因為大地測量資料對地下微小的壓力變化非常靈敏而且解析度高，然而一般大地測量方法很難預測未來幾星期或幾月後的火山噴發，況且有些火山噴發毫無明顯的地形變化徵兆。另外一種可靠的監測方法是依據地下構造變化以作為地下岩漿變化之指標。微震觀測、震波測勘以及電磁波測勘等等是近年來推估地下構造被採用的方式，為了要進一步了解地下岩漿庫或殘餘的岩漿位置、形貌或火山的活動情形，必須對火山地下做長期的監測，從監測資料的變化趨勢才能進一步推斷地下火山活動是否有異常變化以作為可能之火山活動預警前兆。

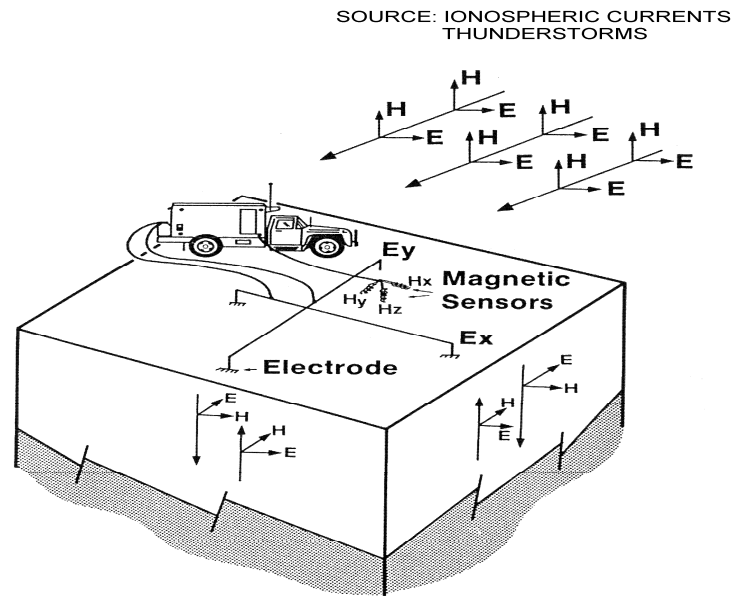


圖87 大地電磁法原理圖。以天然交變電磁場為場源，量測此電磁場進入地層後之感應訊號，在地面上一點或多點同時觀測此互為垂直的電磁場水平分量，可以測獲地球深部的電性構造。

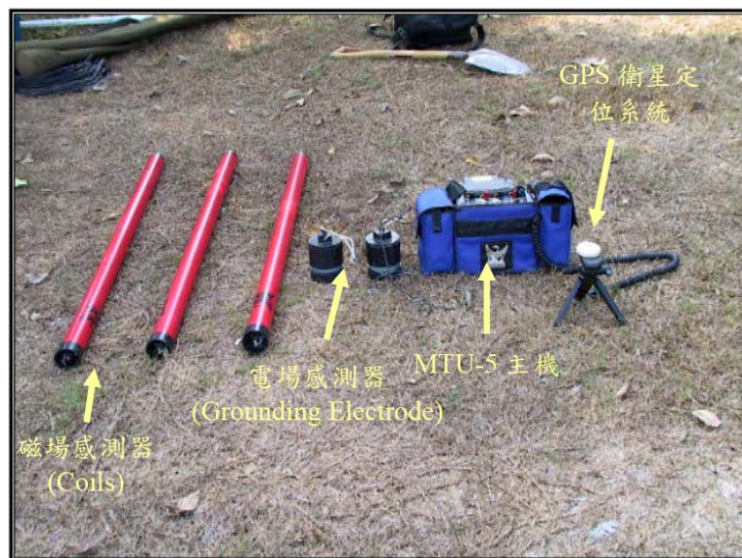


圖88 大地電磁儀系統。MTU-5A，包括主機其收訊頻寬範圍約0.0000129Hz至384Hz，電場感測器，磁場感測器以及衛星全球定位系統（GPS）。



圖 89 本研究之大地電磁監測站位置。大屯火山群大油坑 (E121°35'20" ; N25°10'16") 與宜蘭清水地熱區 (E121°35'20" ; N25°10'16")。

(a) 清水站

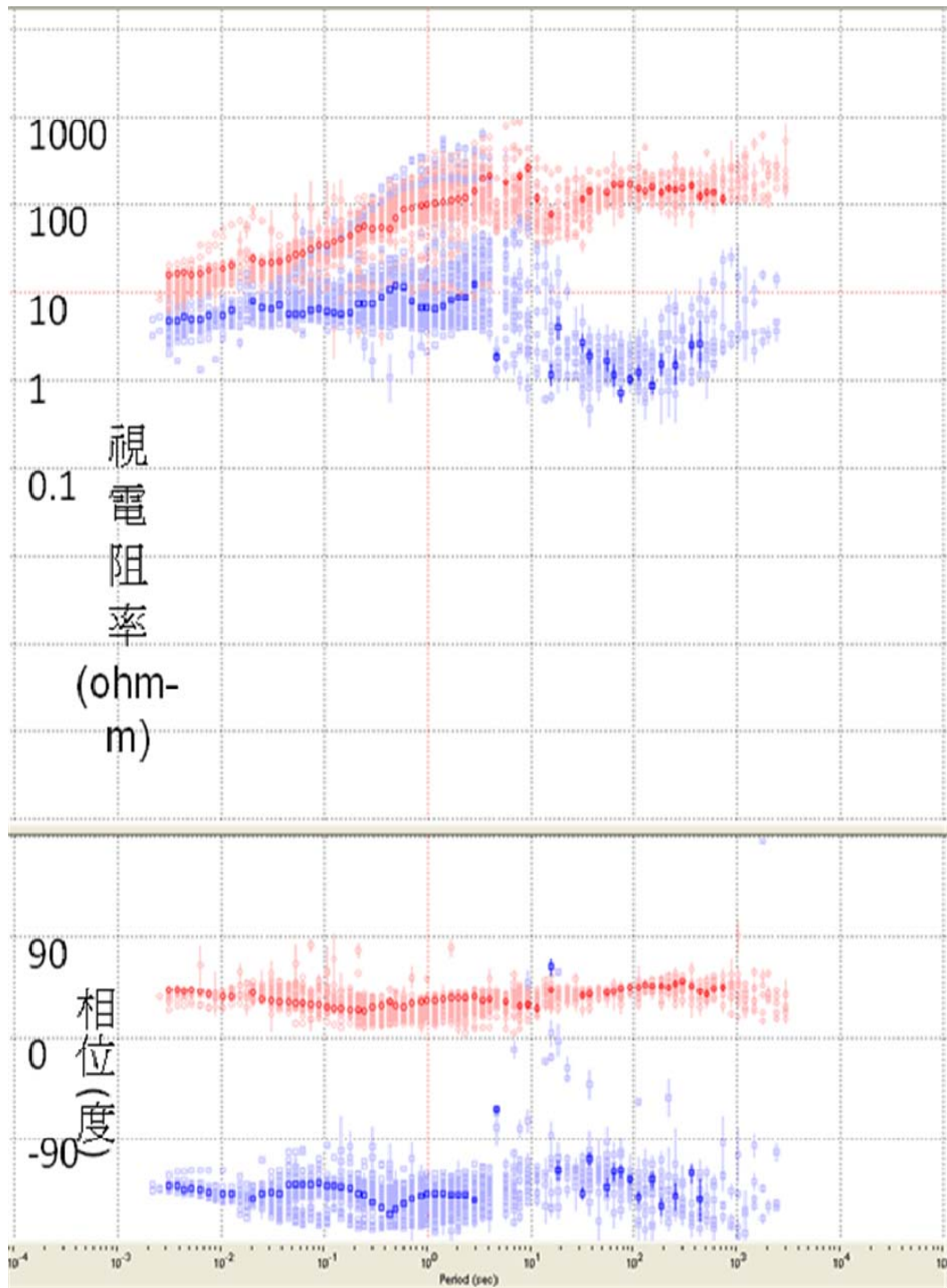


圖90(a) 清水大地電磁監測站最近一年(2011/07/01~2012/07/30)之視電阻率與相角記錄圖。橫軸代表週期(s);縱軸(上)代表視電阻率(ohm-m),縱軸(下)代表相角(度);紅色為南北向記錄;藍色為東西向記錄。

(b) 大油坑站

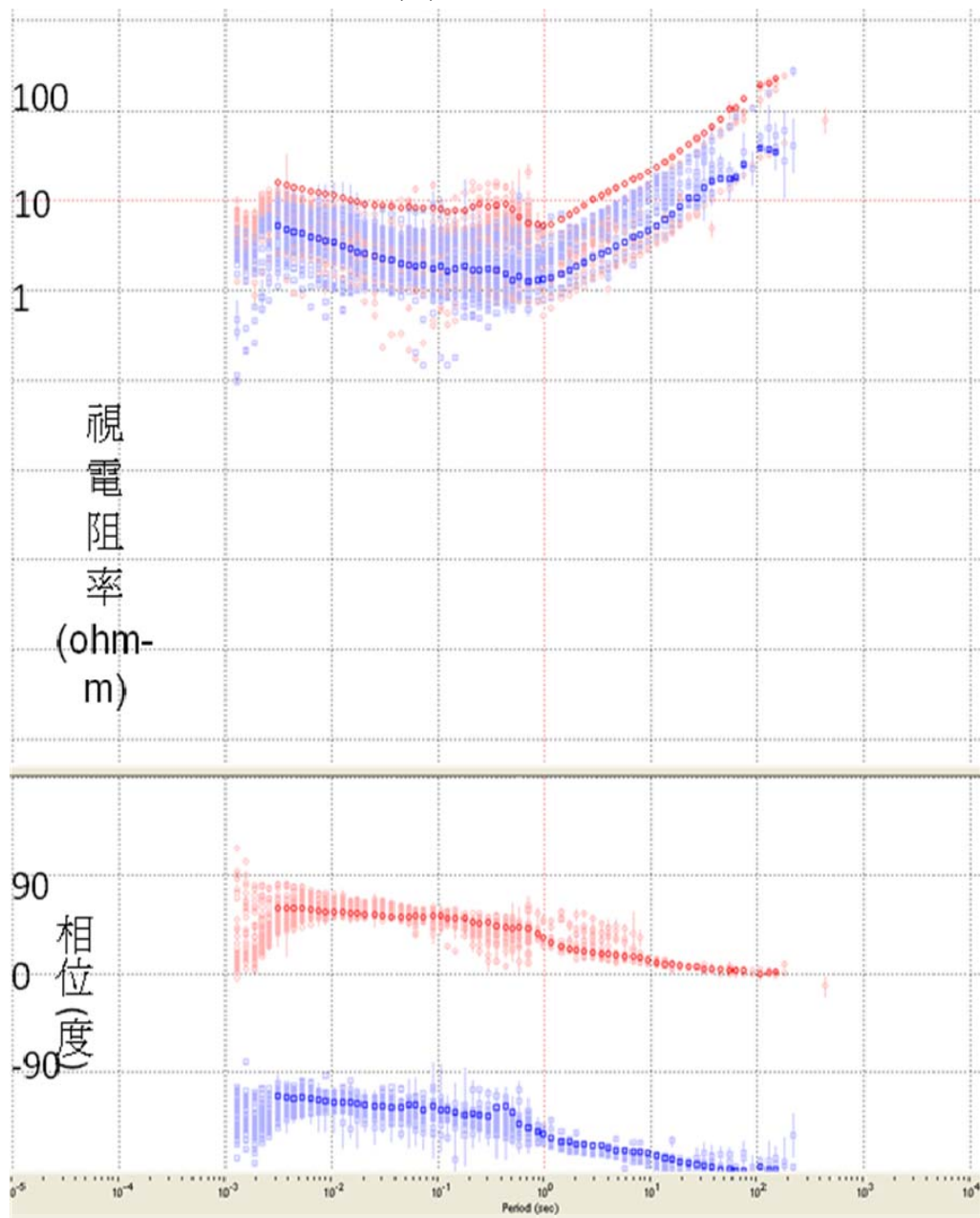


圖90(b) 大油坑大地電磁監測站最近一年(2011/07/01~2012/07/30)之視電阻率與相角記錄圖。橫軸代表週期(s);縱軸(上)代表視電阻率(ohm-m),縱軸(下)代表相角(度);紅色為南北向記錄;藍色為東西向記錄。

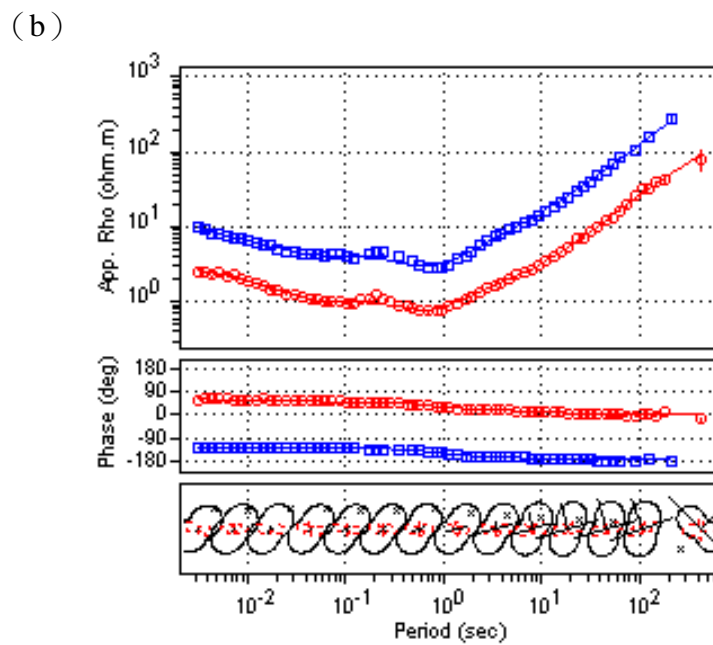
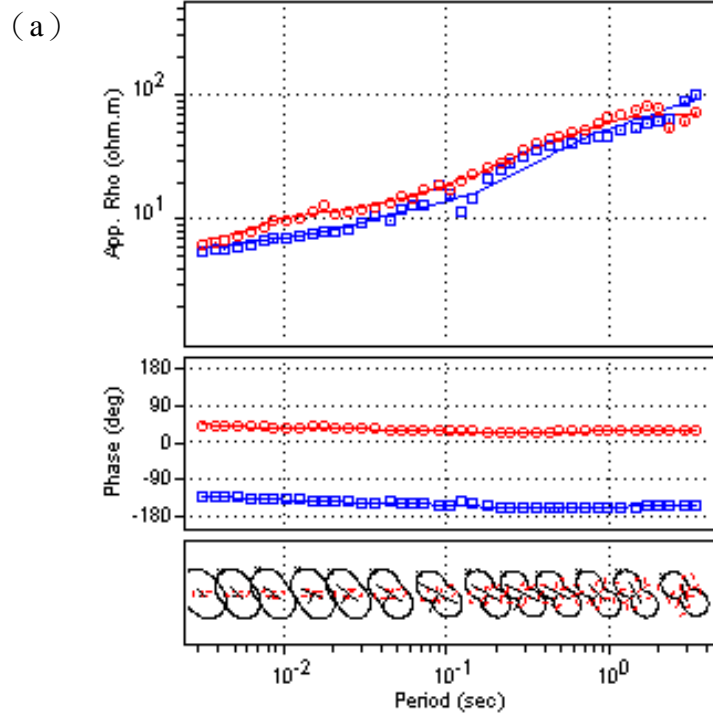
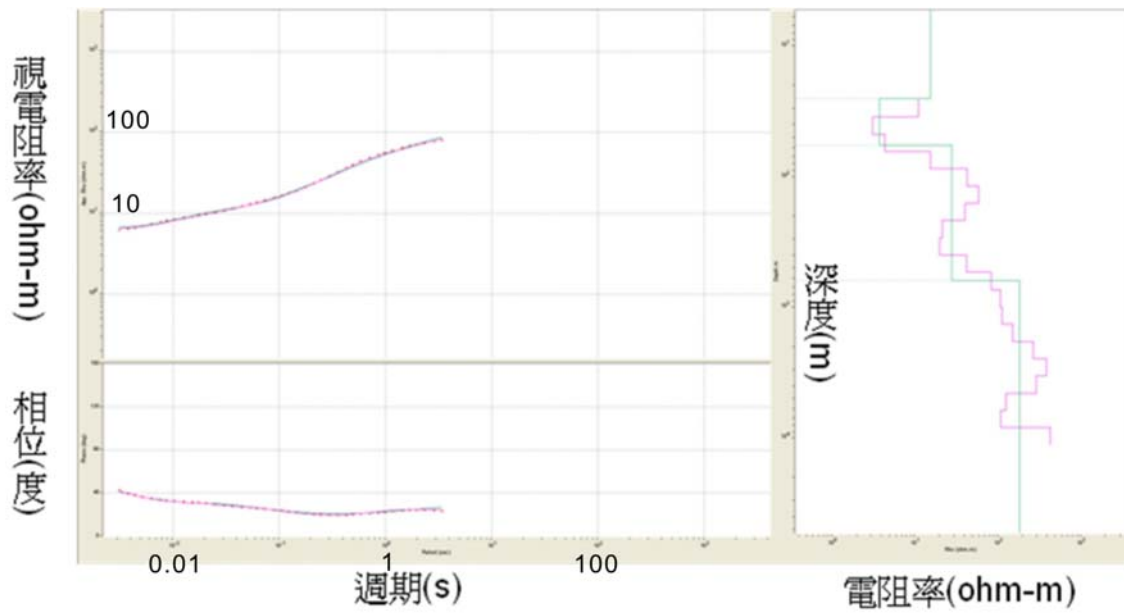


圖91 大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線、相位角曲線（觀測資料點與擬合線）及極化圖（TE與TM合相向量）。(a) 清水站（日期2011/10/25）記錄；(b) 大油坑站（日期2011/09/20）記錄。紅：TE mode，南北向電流；藍：TM mode，東西向電流。

(a)



(b)

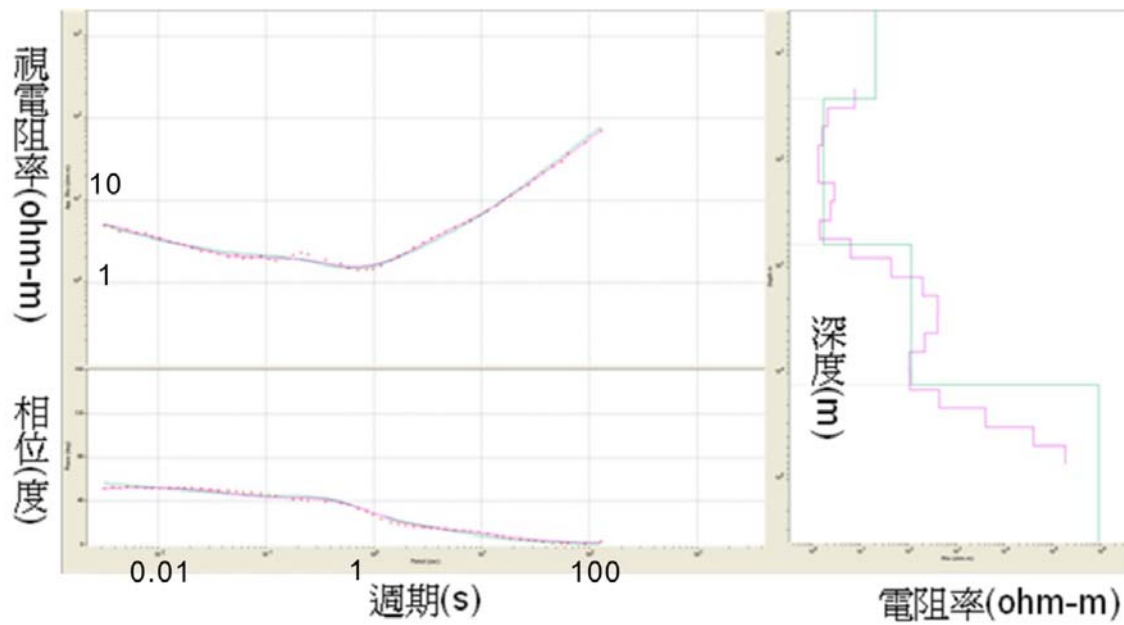
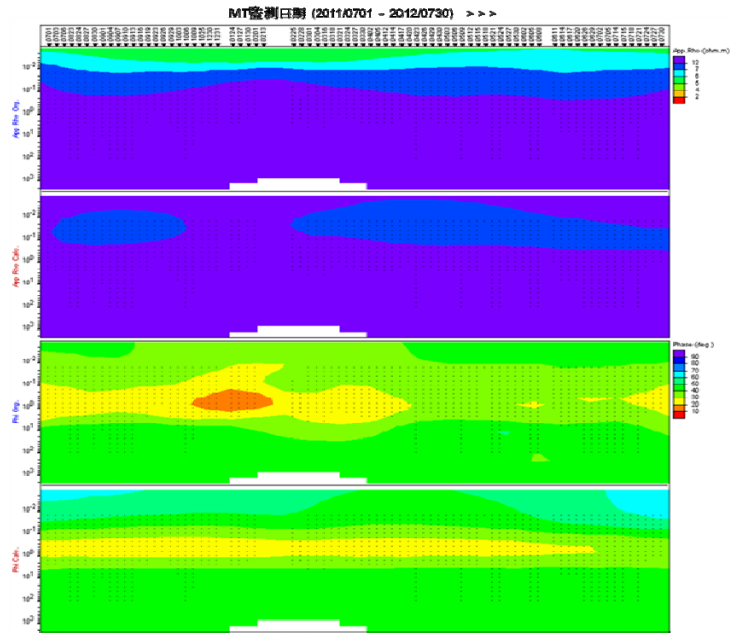


圖92 大地電磁監測站代表性之視電阻率曲線（幾何平均）、相位角曲線（圖左）及其一維反演（紅線：平滑反演；綠線：層狀反演）（圖右）。(a) 清水站（日期2011/10/25）；(b) 大油坑站（日期2011/09/20）。

(a) 清水站



(b) 大油坑站

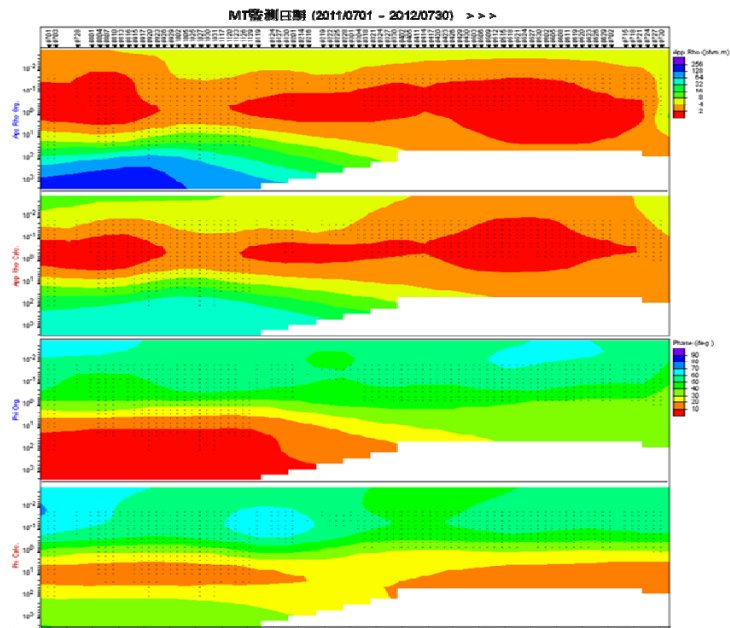
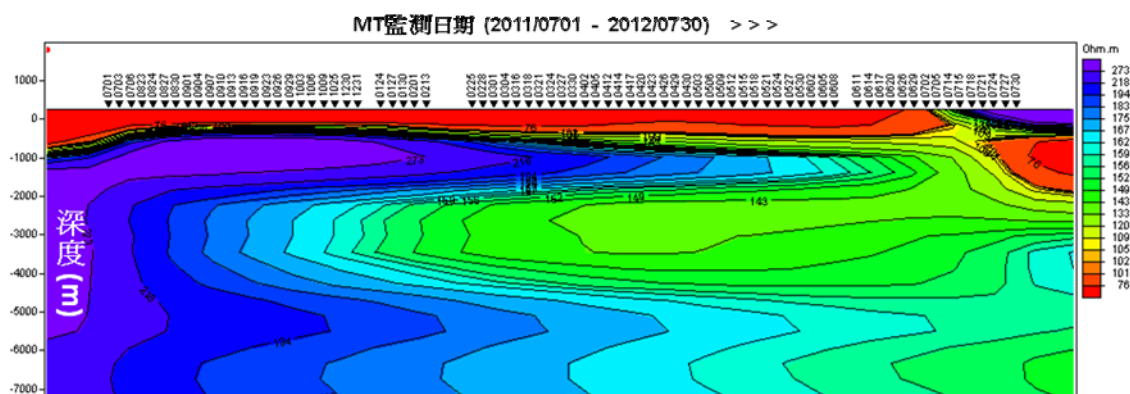


圖93 大地電磁監測站最近一年(2011/07/01~2012/07/30) TM mode (電流東西向) 之視電阻率及相角圖。(a) 清水站；(b) 大油坑站。影像圖黑點為資料點，圖上方橫軸數字表觀測日期，各圖之縱軸為週期(s)。由上而下圖序為觀測視電阻率、逆推視電阻率、觀測相角和逆推相角圖。

(a) 清水站



(b) 大油坑站

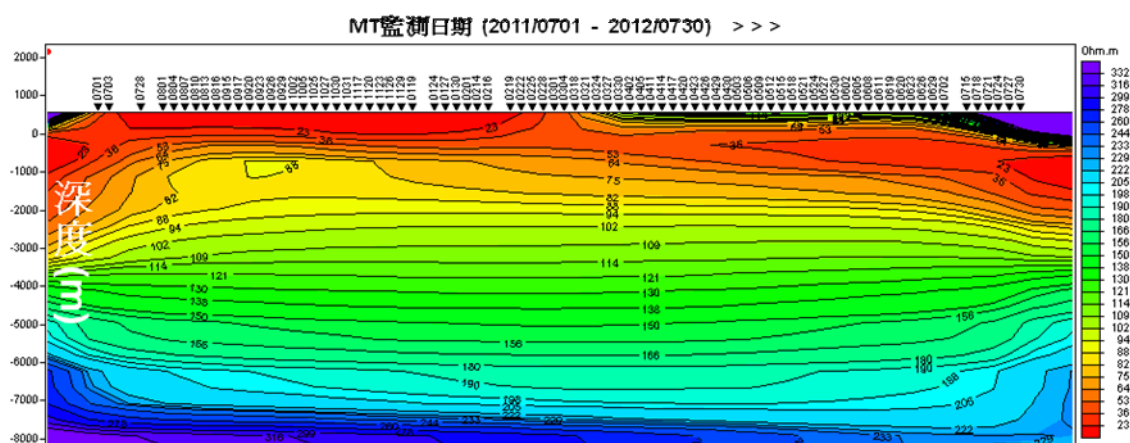
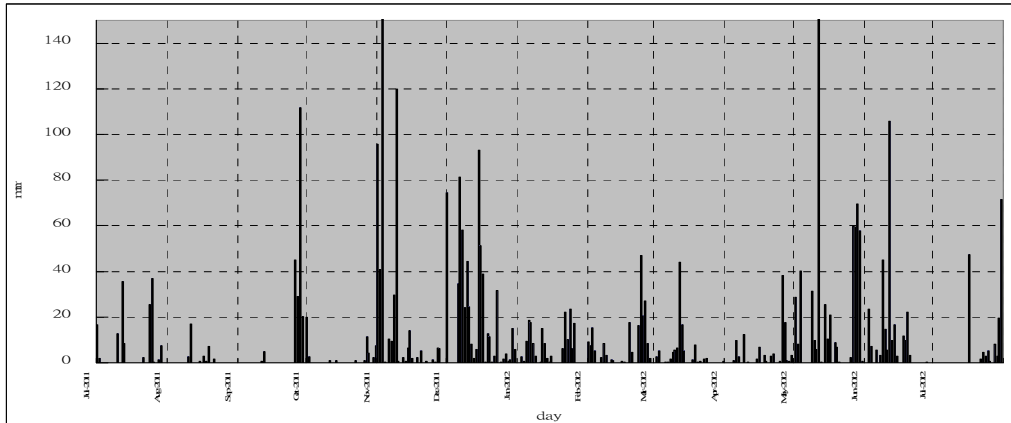
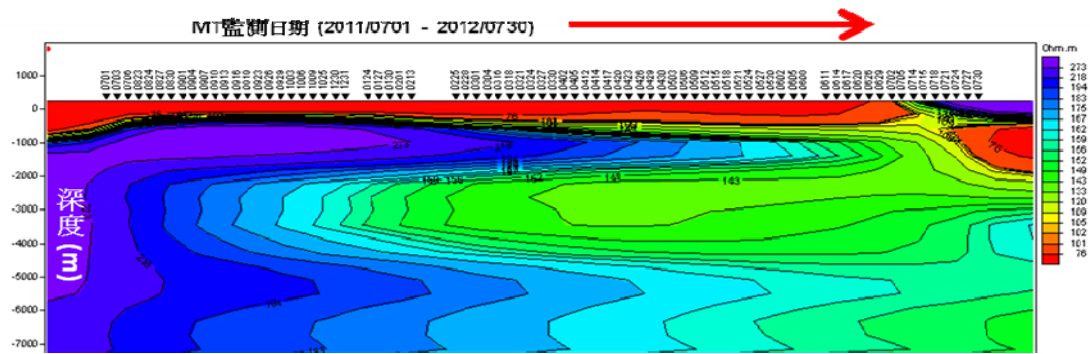


圖94 大地電磁監測站最近一年 (2011/07/01 ~ 2012/07/30) TM mode (電流東西向) 之電阻率時間變化。(a) 清水站；(b) 大油坑站。二維逆推後之深度與電阻率圖顯示監測站下電阻率呈現隨時間漸減小趨勢。圖之縱軸為標高 (m)，圖上方橫軸數字表觀測日期。

(a) 宜蘭雨量記錄圖



(b) 清水電阻率時間變化圖



(c) 宜蘭地震深度—規模圖

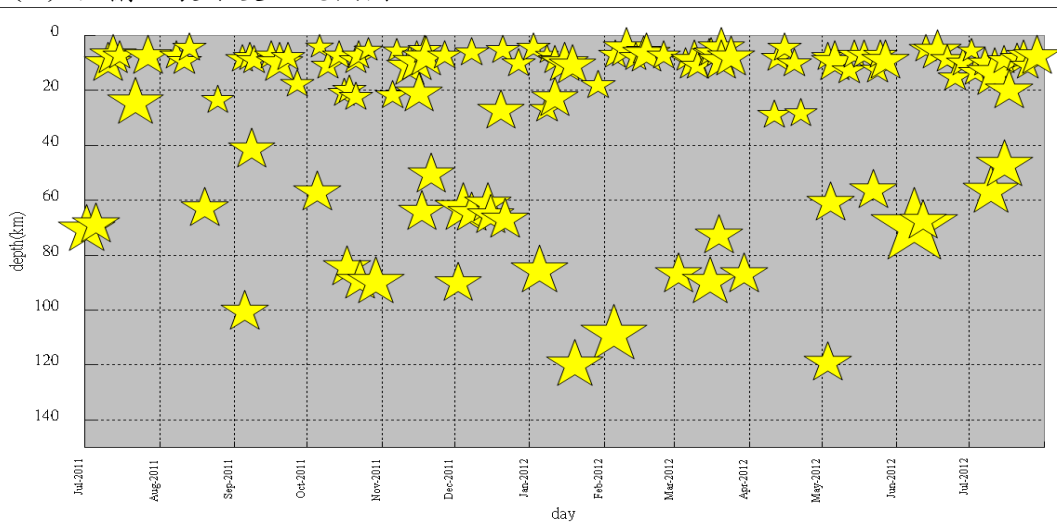
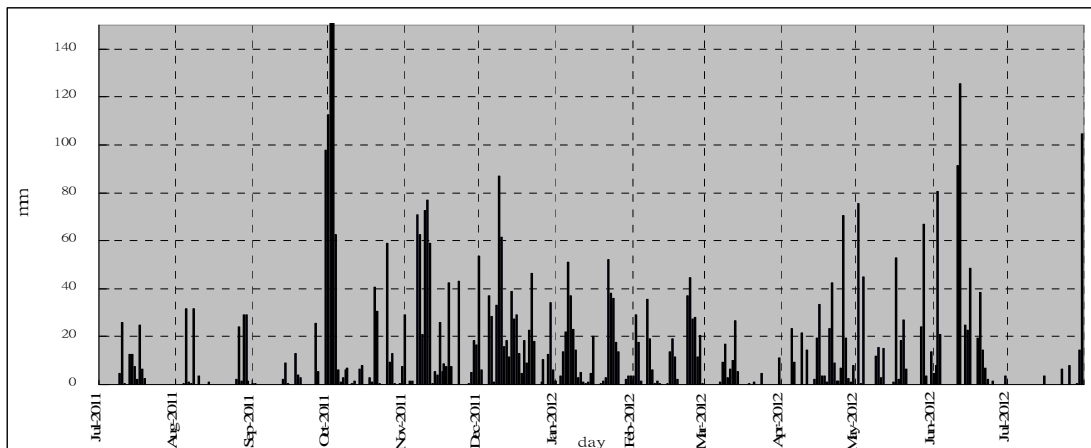
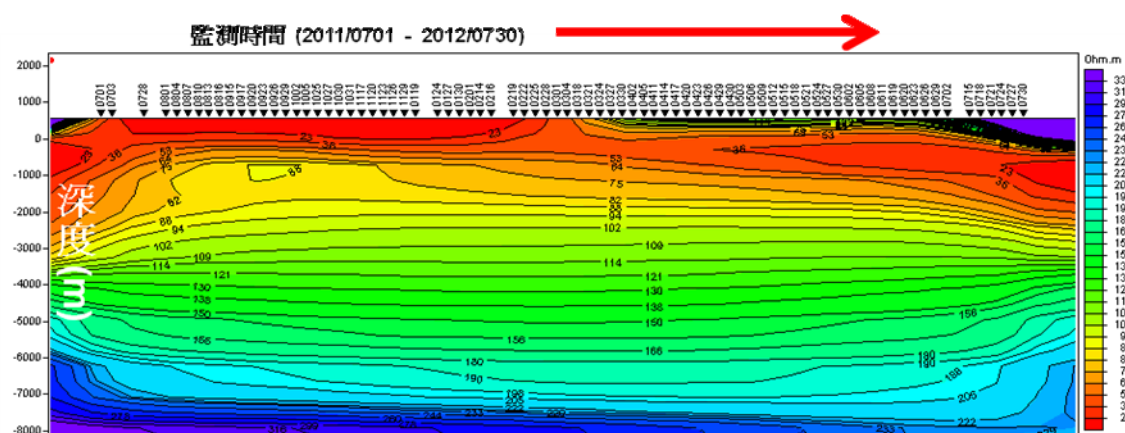


圖95 清水大地電磁監測站周邊約50km之雨量、電阻率與地震比對圖。(a) 宜蘭雨量記錄 (中央氣象局); (b) 最近一年TM mode (電流東西向) 之電阻率時間變化; (c) 有感地震深度—規模圖, 相對規模以星號大小表示。

(a) 竹子湖雨量記錄圖



(b) 大油坑電阻率時間變化圖



(c) 台北地震深度-規模圖

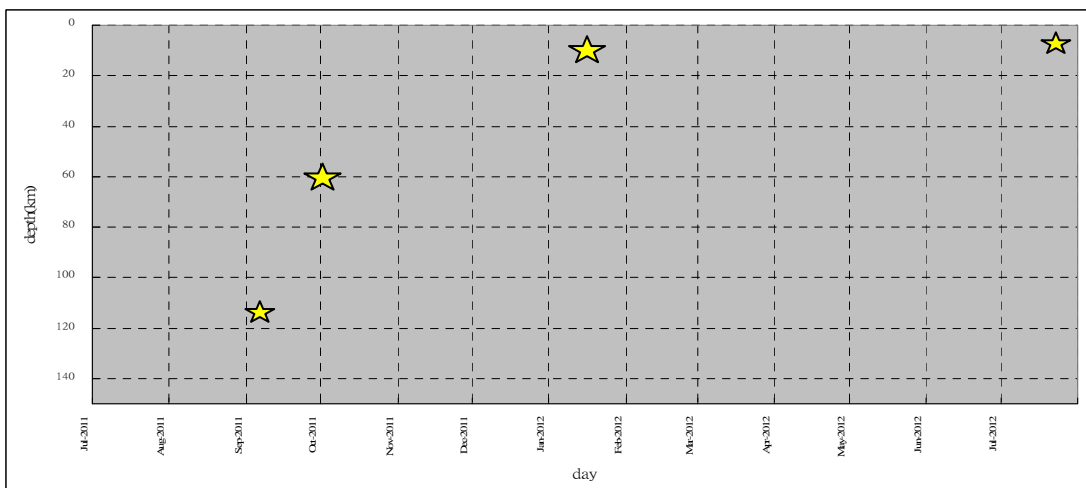


圖96 大油坑大地電磁監測站周邊約50km之雨量、電阻率與地震比對圖。(a) 竹子湖雨量記錄 (中央氣象局); (b) 最近一年TM mode (電流東西向) 之電阻率時間變化; (c) 有感地震深度-規模圖, 相對規模以星號大小表示。

肆、結果

大台北地區的微震觀測網已具有監測該地區地震活動能力，對區域性的大地震具有不飽和，小地震不漏失的優點；對遠域較大地震所產生的微小振動亦能提供高品質的波形紀錄。此也彌補了中央氣象局與地球所目前建置於台北都會區觸發式強震觀測網僅能收錄區域性較大地震的缺憾。目前井下與地表寬頻地震站均已透過 ADSL 建立地震之即時監測系統，結合大台北地區北緣的大屯火山與東側的宜蘭龜山島地區的微震觀測，將可更了解區域內震源之時空分佈及斷層的活動性。

本計畫已經於大屯山地區蒐集到許多的微小地震活動。從這些小的微震活動中，發現到當地有許多的群震。群震發生的位置集中在七星山、大油坑與其周邊的八煙地區。以群震活動的強度來看，大油坑最明顯。群震發生的頻率，則七星山較高，但其活動產生的地震個數相對於大油坑就少很多。此外，本計畫目前已於完成大屯山地區設置三個密集地震儀陣列，為期大約六個月，目前正積極利用此資料對研究區域進行火山型震動來源之偵測，試圖辨識火山主要活動位置與深度，期望能清楚判釋火山地區底下可能岩漿庫之位置。

宜蘭龜山島地區的微震活動十分頻繁，目前在本研究地區共發現到了 16,876 個地震的事件。地震的分佈主要都集中在龜山島與宜蘭縣的羅東鎮和冬山鄉底下，地震的深度分佈大多集中在淺部地殼。但當有感地震的深度較深時，研究區域內的淺部地震數目同樣有很明顯的增加，那表示這些淺部的地震有可能是典型的觸發型地震。這種地震表示當地地下的構造，可能相對脆弱或敏感，有再深入探討的價值。

本計畫在台灣北部選擇大屯火山群附近大油坑與宜蘭清水地熱地區，利用大地電磁法收集深部電阻率資料，解釋深部電阻率構造，推估可能岩漿變化。近一年之監測紀錄結果顯示，兩監測站之深部電阻率呈漸減變化，經二維逆推顯示電阻率變化最明顯發生在深度約 1 至 5km 處，電阻率變化原因與淺部地面之降水無關，與地下深部之流體變化有關，與地震之關係更密切，是否與台灣北部地區之板塊移動作用改變岩石的應力或深部地下水位，導致電阻率產生變化，值得進一步探究。為了要進一步了解地下岩漿庫或殘餘的岩漿位置、形貌或火山的活動情

形，必須對火山地下做長期的監測，從監測資料的變化趨勢才能進一步推斷地下火山活動是否有異常變化以作為可能之火山活動預警前兆。

將本研究之主頻分析結果與松山層深度分佈對比，可觀察到主頻之分佈確實與松山層之深度分佈變化趨勢相同。沉積層厚度較厚的地區，共振主頻也愈低頻，顯示區域地質因素控制著震波放大頻帶的機制。此部分研究所使用之寬頻測站收錄地震事件資料品質良好，可繼續以單站頻譜分析方法檢視強震與弱震資料，分析各場址非線性反應發生之可能性，以深入探究造成主頻偏移及頻譜比值差異的原因，獲得台北盆地場址特性更詳盡之資訊。

時間項的結果顯示，北台灣之時間項的變化分佈的狀況與台灣地區地質分區呈現高度的正相關。時間項數值較大之區域主要位於台灣西部，涵蓋區域大致與西部麓山帶重合，因而在西部麓山帶上之第四紀沖積岩層，為此區影響時間項數值較大之主因。另一個時間項數值為正值之區域為蘭陽平原一帶，亦反映出此區域所積累之沖積平原。時間項相對較小之區域，主要分佈在雪山山脈、中央山脈西翼以及東翼地區。此地區之測站高度雖然較台灣西部之測站高，亦即有著較厚之岩層，但時間項數值依然較台灣西部為小，可得知在雪山及中央山脈地區的變質岩岩層，為影響此區時間項數值較小之主因。此外，在台北盆地之時間項多為正值，反映著台北盆地內鬆軟的沉積層，以及盆地下方之第三系沈積岩所形成之基盤，其較慢之 P 波傳播速度，造成盆地內測站之時間項多為正值。

台北盆地在 0.4 公里以下剪力波速度較低，約為 1.4 至 1.8km/s。宜蘭平原則是深度 1 公里以下速度皆小於 2.0 km/s，且深度 3 公里以上地層速度梯度較低。北台灣西部平原淺層速度偏低，地表至 1 公里深地層速度約 1.0 km/s，反應該區鬆軟的沈積層。北台灣西部麓山帶速度明顯增加，與西部平原的速度差異隨著深度遞減，顯示兩模型的差異主要受沈積層影響。雪山山脈整體剪力波速度最高。

伍、參考文獻

- 林士棋，2006，利用微地動量測探討台北盆地之場址效應，國立中央大學地球物理所碩士論文。
- 林正洪，2007，大屯火山群潛在岩漿庫及微震觀測網長期監測計畫（五），內政部營建署陽明山公園管理處委託研究報告。
- 陳燕玲，1995，台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- 黃文紀，1986，羅東強震儀陣列區微地動之來源與特性，國立中央大學地球物理所碩士論文。
- 黃雋彥，2009，利用微地動量測探討台灣地區之場址效應，國立中央大學碩士論文。
- 楊燦堯，1999，陽明山國家公園大屯火山群之氦氣及其同位素地球化學之研究，內政部營建署陽明山國家公園管理處委託計畫。
- Aki, K., and Lee, W. H. K., 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1, A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Aki, K., and P. G. Richard, 1980, *Quantitative Seismology: Theory and Methods*.
- Barnard, T. E., 1969, Analytical studies of techniques for the computation of high resolution wavenumber spectra: Advanced Array Research, special report no. 9, Dallas, Texas Instrument, Inc.
- Capon, J., 1969, Investigation of long-period noise at the large aperture seismic array, *J. Geophys. Res.*, 74, 3182-3194.
- Chen, C. H., 1990, Igneous rocks in Taiwan. *Central Geol. Surv.*, MOEA, 137pp.
- Constable, S.C., R.L. Parker, and C.G. Constable, 1987. Occam's Inversion: a practical algorithm for generating smooth models from EM sounding data, *Geophysics*, 52, 289-300.
- Dean, E. A., and G. R. Keller, 1991, Interactive processing to obtain interstation surface-wave dispersion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 931-947.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, 1969, A technique for the analysis of

- transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59, 427-444, 1969.
- Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager and A. G. Wech, 2009, Tremor patches in Cascadia revealed by seismic array analysis, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17316, doi: 10.1029/2009GL039080.
- Herrmann, R. B., 1991, *Computer programs in Seismology*, vol. IV, Surface Wave Inversion, Dep. of Earth and Atmos. Sci. Saint Louis Univ., Saint Louis, Mo.
- Konstantinou, K. I., C. H. Lin and W. T. Liang, 2007, Seismicity characteristics of a potentially active Quarternary volcano: the Tatun Volcano Group, northern Taiwan, *J. Volcanology Geothermal Research.*, 160, 300-318.
- Lacoss, R. T., E. J. Kelly, and M. N. Toksoz, 1969, Estimation of seismic noise structure using array, *Geophysics*, 29, p. 21-38.
- Lee, W. H. K. and J. C. Lahr, 1972, Hypo71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern for local earthquakes, USGS open file Rep., 100.
- Lin, C. H., K. I. Konstantinou, W. T. Liang, H. C. Pu, Y. M. Lin, S. H. You and Y. P. Huang, 2005a, Preliminary analysis of tectonic earthquakes and volcanoseismic signals recorded at the Tatun volcanic group, northern Taiwan, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L10313, doi: 10.1029/2005GL022861.
- Lin, C. H., K. I. Konstantinou, H. C. Pu, C. C. Hsu, Y. M. Lin, S. H. You and Y. P. Huang, 2005b, Preliminary results of seismic monitoring at Tatun volcanic area of northern Taiwan, *Terr. Atm. Ocean. Sci.*, 16, 563-577.
- Lin, C. H., L. W. Hsu, M. Y. Ho, T. C. Shin, K. J. Chen and Y. H. Yeh, 2007, Low-frequency submarine volcanic swarms at the southernwestern end of the Okinawa Trough, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06310, doi: 10.1029/2006GL029207.
- Nakamura, Y., 1989, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI*, 30, no.1, February, 25-33.
- Robert M. Hamilton, 1970, Time-term analysis of explosion data from the vicinity of the Borrego mountain, California, earthquake of 9 April 1968, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 2, 367-381.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, and W. A. Kuperman, 2005, Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 32,

L14311, doi:10.1029/2005GL023155.

Shapiro, N. M. and M. Campillo, 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L07614, doi:10.1029/2004GL019491.

Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, and M. H. Ritzwoller, 2005, High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615-1618.

Shin, T. C., 1986, Duration-magnitude correction for Taiwan Telemetered Seismographic Network, *Bull. Inst. Earth Sci.*, 6, 109-120.

Song, S. R., H. J. Lo, C. H. Chen, S. Tsao and J. J. Yang, 1992, Cauldron formation and volcanic eruption of the Tatun volcanic group, 4th Symposium Quaternary of Taiwan, 45.

Tsao, S. J., 1994, Potassium-argon age determination of volcanic rocks from the Tatun Volcano Group, *Bull. Central Geol. Surv.*, 9.

Wang, W. H. and Chen, C. H., 1990, The volcanology and fission track age dating of pyroclastic deposits in Tatun volcano group, northern Taiwan. *Acta Geol. Taiwanica*, 28, 1-30.

Wang, C. Y., Y. H. Lee, M. L. Ger, and Y. L. Chen, 2004, Investigating subsurface structures and P- and S-wave velocities in the Taipei basin, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 15, 609-627.

Wen, K. L., I. A. Beresnev, and Y. T. Yeh, 1994, Nonlinear soil amplification inferred from downhole strong seismic motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2625-2628.

Wen, K. L., I. A. Beresnev and Y. T. Yeh, 1995, Investigation of non-linear site amplification at two downhole strong ground motion arrays in Taiwan, *Earth. Eng. Structure. Dyn.*, 24, 313-324.

Wen, K. L., T. M. Chang, C. M. Lin, and H. J. Chiang, 2006, Identification of Nonlinear Site Response Using the H/V Spectral Ratio Method, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 17, 3, 533-546.

Willmore, P. L. and A. M. Bancroft, 1960, The time-term approach to refraction seismology, *Geophys. J.*, 3, 419-432.

- Yang, T. F., Sano, Y., Ho, H. H., Shieh, P. S., Liu, N. T. and Chen, C. H., 1999, Variations of Helium isotopic ratios of gases from Tatun Volcano Group, N. Taiwan, Handbook of Annual Meeting of Geolo. Soc. China, 35-36.
- Yen, T. P., Y. H. Tzou and W. H. Lin, 1984, Subsurface geology of the region of the Tatun Volcano Group, Petrol. Geol. Taiwan, 20, 143-154.

附件一：期末綜合審查意見

審查意見	回覆
本計畫為第一年，除延續上階段的監測工作外，本階段新增加陣列施測，因計畫開始較晚，期末報告僅呈現陣列佈設及觀測，資料分析著墨較少，希望加列。	已經盡力增加資料分析與討論(如第62, 68,87,88,89頁)。
有關大屯山區微震活動的蒐集，建議作地震特性的進一步分析及解釋。	已經於第68頁加入說明
大屯山的地震深度主要在深度 2 km 以內，龜山島則可達 10 km 深度代表何種意義?	已經於第89頁增加說明
計畫中選用短週期或中長週期地震計的時機，深井式地震儀佈放 10 公尺或 100 公尺深其選擇的標準應作補充說明。	目前均已調整為寬頻地震儀，達到最佳效益，並第14及62-64頁加入說明。
大地電磁探測因係單一測站之連續觀測，如何進行二維逆推，請稍加說明。另電磁逆推時的非唯一性問題，是否能於文中稍加說明，以利其他領域讀者閱讀。	單一測站之連續觀測剖面之二維逆推是將頻率-觀測時間剖面逆推為深度-時間剖面，與一般多測站之頻率-距離剖面二維逆推為深度-距離剖面不同，意即多測站之距離軸以單測站之連續觀測時間軸取代之。一般地球物理資料之逆推不可能獲得唯一解，但是如果加入制約條件是有可能獲致滿足觀測資料之最佳解，此制約條件包括最少層次以及層間平滑化等(Constable, et al., 1987)。已補充於報告相關章節中(如第100,101頁)。
大地電磁連續觀測能否找出與七星山、大油坑與八煙底下的微震活動之關聯性，請再進一步探討。	目前報告中電磁連續觀測與氣象局之台灣北區地震比對發現，電阻率呈漸減變化與降水無關，而似乎與地震之關係密切。等待同時期七星山、大油坑與八煙底下的微震資料處理完成後，將持續找出電磁連續觀測與微震部分活動關聯性。
報告中所置放的圖或表等說明宜再完整。相關記錄期間及比例尺請再補充	已作適當改正。
P.13 圖12應是感應器或是地震儀?	已作改正。
P.98與P.14之電磁儀器頻率請一致化，頻寬宜統一以頻率表示。	已訂正為:MTU-5A (收訊頻寬範圍約384Hz至0.0000129Hz)
p.34文中及圖片中提到2012年6月9日宜蘭外海地震應日期為6月10日。	已修正。
p.73圖60及圖61應為2012年地震資料。	已作修改。
p.117期中審查意見回覆辦理情形宜以對照表方式表列。	謝謝指正，已作修改。

附件二：期中綜合審查意見

審查意見	回覆
本年度計畫開始時間較晚，請注意計畫進度控制及經費運用，計畫成果報告應與其他相關計畫有所區隔。	盡力達成進度控制及經費運用。
本年度計畫開始時間較晚，請注意計畫進度控制及經費運用，計畫成果報告應與其他相關計畫有所區隔。	監測工作必須長期進行，以建立充足之背景資料
目前的監測工作僅為背景資料建立，本計畫重點應在瞭解岩漿庫存在與否，及瞭解岩漿庫活動的可能訊號，未來才有真正監測的標的。	監測工作必須長期進行，以建立充足之背景資料。
目前幾個固定地震站及井下站皆可即時傳輸訊號至大屯火山觀測站，可以進一步思考如何再增加「即時傳輸」的效益。	已增加部分即時傳輸站。
本計畫除持續前期計畫之地震網監測工作，本年度新增加密集地震儀陣列觀測及大地電磁觀測，可著重討論本年度方法的適用範圍及可預期成果，並與其他地球物理及地球化學方法觀測成果綜合討論，相互比對。	謝謝指正，未來會加強討論。
期末報告內容，除了新增分析成果外，還要具體比較前期八年工作成果，例如：新增資料對既有的模式是否有改良之處。	新增加密集地震儀陣列觀測及大地電磁觀測，會有的模式是否有改良之處。
過去計畫內容與毋需再複述，非屬本年度工作部分宜列入過去成果一節，並簡單摘錄重點即可。	已作調整。
報告中提到的一些假設性災害，應先釐清其發生可能性，相關用詞要謹慎。	會盡量注意與改善，謝謝。
報告書內文所列部分引用文章未見於後參考文獻，請補充。	謝謝指正。
報告書第20~22 頁，關於原理及研究方法之部分可以精簡說明。	已作改正。
報告書第31 頁最末段，2012 年6 月9 日宜蘭外海地震日期有誤，應為6 月10 日，其他地震的規模及時間等參數亦請再檢核。	已作說明。
報告書第32~33 頁，圖十八至圖二十無可對應內容之圖片，圖號亦有誤，請修正。	已作改正。
報告書第44~48 頁，宜蘭年度地震分布建議表現當年的地震數量即可。	已進行調整。
報告書第49 頁，請補充大地電磁波施測位置圖；報告書第52頁，圖四十二的座標不清楚。	謝謝指正。