交通部中央氣象局

委託研究計畫期末成果報告

應用地球物理方法探勘颱風及其波浪特性(2/4)

- 計畫類別:□氣象 ■海象 □地震
- 計畫編號: MOTC-CWB-106-O-04
- 執行期間: 106 年 3 月 24 日至 106 年 12 月 31 日
- 計畫主持人:林靜怡
- 執行機構:中華民國地球物理學會

本成果報告所繳交之附件(或附錄):

■出席國際學術會議發表論文摘要1份

■出席國內學術會議發表論文全文1份

中華民國 106年12月11日

計畫中文名稱	應用地球物理方法探勘颱風及其波浪特性(2/4)											
計畫編號	MOTC-CWB-106-O-04											
主管機關	交通部中央氣象局											
執行機構	中華民國地球物理學會											
年度	106 執行期間 106/3/24~106/12/31											
本期經費	915 千元											
(單位:千元)												
執行進度	預定(%)	實際(%)	比較(%)								
	100	100)	100								
应弗十田	預定(千元)	實際(1	- 元)	支用率(%)								
經貢文用	915	915	5	100								
	計畫主持人	持人	研究助理									
肛灾人员	林靜怡	陳建	志									
研 九 八 貝												
報告頁數	62 頁	使用言	吾言	中文								
中英文關鍵詞	微地動、波高、氣	象浮標、季節	的性變化、	東北季風、颱風								
	microseisms; waves; buoy: seasonal varia	; weather buoy	y data; wav	e height; marine								
研究目的	(簡述研究計書之月	的及意義,	約300字。	,)								
	對於陸上測站	所記錄到地球	 	和海洋環境參數兩者								
	之間關係的了解,	能增强目前主	三要由衛星	、偵測飛行任務和離								
	岸海洋浮標等方法。	來從事的氣候	ミ觀測任務	,是了解極端氣候在								
	沿岸環境可能造成	影響的重要」	二作。目前	雖然能藉由各種物理								
	理論推導出各種氣	候條件和固態	悲地球之間	互動過程,如波浪、								
	氣壓或其他參數可	能對於陸上地	也震或是地	磁記錄影響,但實際								
	分析顯示,其相互	作用過程比這	适些物理模	型所估計的複雜。因								
	此,本研究希望精	田陸上地球物	加理資料和	實際上所觀測到海洋								
	参數的比對, 米) 理機制。日始五於	吽咽 有之间日 建立流洋朝3	J)鮒柳住和 則咨判(例)	研究具相互作用的物								
	口 一 此 际 上 州 社 你 !!	灶山两什觬 》 理資料訊號台	时只个(19)了	xu Q K 同反化内朔寺) · 化關係, 7 解目即時								
	應用的可能性。	一只个同时加州	山王旧引里									
研究式里	(說明研究之具體成	果,約800~	1000 字,	並附一張圖說明。)								
/ "小九风不	在本年度計畫「	中,利用位於,	, 臺灣5個7	5同地理構造區域的9								

政府研究計畫期末報告摘要資料表

組地震儀和浮標測站對,將臺灣沿岸海洋浮標記錄的波浪測量 與內陸寬帶地震儀的微觀觀測進行比較,以了解不同地理位 置、海岸線及水深環境利用微地動能量進行近岸波高評估時的 特性和限制。結果顯示在臺灣的大部分地區,包括北部、東部 和西部,由於受到強烈東北季風的影響,導致由微地動能量模 擬和實際的波高間呈現較高的相關係數,並也有較高的b值。 此現象顯示,在東北季風條件的影響下所造成高波高反應會直 接被鄰近的地震測站收到,而有較佳的擬合結果。而在夏季, 這些區域除了偶爾有颱風的侵襲外,缺乏影響區域較大的天氣 系統作用,因此,波高與微地動能量之間的相關性就不太明顯, b值也較接近1。對於臺灣最南端,即S組,在冬季時,強烈的 東北季風受到內陸地形的阻擋作用,並無法直接於臺灣南部的 地震測站附近引起劇烈波高,但其產生之能量仍被地震測站收 到,因此造成在冬季兩者的擬合狀況不佳,夏季則較佳。 而為了瞭解計畫中所使用 0~1 Hz 的頻率間是否的確符合模

而為了原解計畫中所使用 0~1 HZ 的頻平 间定否的確存否模擬所需,也為了確認不同天氣型態影響地震儀訊號的區段,我 們對照颱風位置、地震時頻圖、氣象雷達資料和雨量分布統計 等資料,發現夏季時地震儀頻率在 0.1~0.2 Hz 間高能量訊號可 能與湧浪形成有關。當颱風朝台灣前進時才有相關訊號出現, 其進入大陸棚後或是朝遠離及平行方向運動時,都不會觀察到 類似訊號。而冬季觀測不到位於 0.1~0.2 Hz 可能與湧浪相關頻 譜能量,可能是由於冬季噪訊來源為大陸冷高壓,其鋒面傳遞 至台灣路徑較短,不易造成週期較長的湧浪現象。另一方面, 穿心颱都可以在相對高頻(0.3~1 Hz)區段也觀察到有較高能量 出現;暴風圈沒有影響到台灣的颱風能量多只集中在 0.3 Hz 以 下。而經與雷達和雨量圖比較,發現暴風半徑接觸陸地即會產 生0.3 至 0.5 Hz 頻率段能量增強;而較高頻部分(0.5~1 Hz)則可能 為雨量造成的效應。

在實際的模擬結果比較中,發現在東北季風影響時間,用 不同頻段能量模擬結果大致一樣。但在5和6月時,在頻率介 於0.3~1 Hz 有高能量訊號產生,但都無觀察到明顯波高變化, 推測是因部分區域較高降雨量影響。而在颱風季節,多個颱風 同時影響時可能會導致波高值模擬不正確,其可能是由於較複 雜的波浪干涉過程所造成。但由於不同路徑或規模颱風彼此影 響效應目前較難界定,很難估計此效應造成的影響。而為了解 決擬合結果不佳時所可能造成的影響,本計畫建議一方面可用 最佳擬合曲線來做模擬,另一方面可以用波高和地動能量關係 分布的上界模擬以得到較大波高的預警效果。有些較大實際波

	高的分布會超過最佳擬合曲線,因此若使用模擬上限曲線,則
	可避免無法預測到最大波高的情況。
	本年度計畫至今成果提供了因為季節和地理位置效應所造
	成由地震儀微地動訊號估計波高的模型的影響,並初步計算出
	各測站進行模擬所需參數。由季節效應推論,對同一測站,全
	年僅使用單一組合參數的方法並無法有效預估波高,在不同氣
	候影響下應使用不同參數組合。並且目前正在進行模擬系統的
	初步建置工作。
	24 24 22 22 22 22 22 22 22 22
	as 1234567890112 Month Month
	圖說:波高模擬時所使用之地震站和浮標站對位置(左)及不同浮標-地震測 站對利用地震能量模擬波高結果(右),R為相關係數(correlation coefficient)。
且體落實應用	(說明成果之價值與貢獻、技術移轉、應用推廣等情形,約300
告形	字。)
	目前已達到計畫目標,對全臺灣不同地理區域地震測站和
	浮標資料進行分析,並獲得波高模擬工作時所需係數。也對擬
	合結果不好時段進行初步檢視和機制探討並提出解決方法。本
	計畫目前成果發現了波高模擬時季節和地理效應會造成的影
	響,可提供利用全臺灣地震測站資料來估計波高的模型參考。
	季節效應顯示出波高模擬時,全年不能只用單一參數組合,應
	考慮依季節性改變參數設定。目前正在進行模擬系統的初步建
	置工作,預計明年能開始試用。
計畫變更說明	(若有)
落後原因	(若有)
檢討與建議	目前已達到期中目標,對全臺灣不同地理區域地震測站和
(變更或落後	浮標資料進行分析,並獲得波高模擬工作時所需係數。也初步
之因應對策)	對擬合結果不好時段進行初步檢視和機制探討。接下來將加入
	 潮汐、風速和其他海洋物理資料比對,來對於擬合不好現象機
	制有更多了解,以獲得更好的擬合結果,減低程式誤差。

(以下接全文報告)

應用地球物理方法探勘颱風及其波浪特性(2/4)

林靜怡、陳建志、陳彦甫 中華民國地球物理學會

摘要

對於陸上測站所記錄到地球物理資料和海洋環境參數兩者之間關係的了解, 能增強目前主要由衛星、偵測飛行任務和離岸海洋浮標等方法來從事的氣候觀測 任務,是了解極端氣候在沿岸環境可能造成影響的重要工作。目前雖然能藉由各 種物理理論推導出各種氣候條件和固態地球之間互動過程,如波浪、氣壓或其他 參數可能對於陸上地震或是地磁記錄影響,但實際分析顯示,其相互作用過程比 這些物理模型所估計的複雜。因此,本研究希望藉由陸上地球物理資料和實際上 所觀測到海洋參數的比對,來了解兩者之間的關聯性和研究其相互作用的物理機 制。目的在於建立海洋觀測資料(例如波浪高度和周期等)和一些陸上地球物理資料 訊號能量間的量化關係,了解其即時應用的可能性。

在本年度計畫中,利用位於臺灣5個不同地理構造區域的9組地震儀和浮標測 站對,將臺灣沿岸海洋浮標記錄的波浪測量與內陸寬帶地震儀的微觀觀測進行比 較,以了解不同地理位置、海岸線及水深環境利用微地動能量進行近岸波高評估 時的特性和限制。結果顯示在臺灣的大部分地區,包括北部、東部和西部,由於 受到強烈東北季風的影響,導致由微地動能量模擬和實際的波高間呈現較高的相 關係數,並也有較高的 b 值。此現象顯示,在東北季風條件的影響下所造成高波 高反應會直接被鄰近的地震測站收到,而有較佳的擬合結果。而在夏季,這些區 域除了偶爾有颱風的侵襲外,缺乏影響區域較大的天氣系統作用,因此,波高與 微地動能量之間的相關性就不太明顯,b 值也較接近1。對於臺灣最南端,即 S 組, 在冬季時,強烈的東北季風受到內陸地形的阻擋作用,並無法直接於臺灣南部的 地震測站附近引起劇烈波高,但其產生之能量仍被地震測站收到,因此造成在冬 季兩者的擬合狀況不佳,夏季則較佳。

而為了瞭解計畫中所使用 0~1 Hz 的頻率間是否的確符合模擬所需,也為了確 認不同天氣型態影響地震儀訊號的區段,我們對照颱風位置、地震時頻圖、氣象 雷達資料和雨量分布統計等資料,發現夏季時地震儀頻率在 0.1~0.2 Hz 間高能量 訊號可能與湧浪形成有關。當颱風朝台灣前進時才有相關訊號出現,其進入大陸 棚後或是朝遠離及平行方向運動時,都不會觀察到類似訊號。而冬季觀測不到位 於 0.1~0.2 Hz 可能與湧浪相關頻譜能量,可能是由於冬季嗓訊來源為大陸冷高壓, 其鋒面傳遞至台灣路徑較短,不易造成週期較長的湧浪現象。另一方面,穿心颱 都可以在相對高頻(0.3~1 Hz)區段也觀察到有較高能量出現;暴風圈沒有影響到台 灣的颱風能量多只集中在 0.3 Hz 以下。而經與雷達和雨量圖比較,發現暴風半徑 接觸陸地即會產生 0.3 至 0.5 Hz 頻率段能量增強;而較高頻部分(0.5~1 Hz)則可能為 雨量造成的效應。

在實際的模擬結果比較中,發現在東北季風影響時間,用不同頻段能量模擬結 果大致一樣。但在5和6月時,在頻率介於0.3至1Hz有高能量訊號產生,但都無 觀察到明顯波高變化,推測是因部分區域較高降雨量影響。而在颱風季節,多個 颱風同時影響時可能會導致波高值模擬不正確,其可能是由於較複雜的波浪干涉 過程所造成。但由於不同路徑或規模颱風彼此影響效應目前較難界定,很難估計 此效應造成的影響。而為了解決擬合結果不佳時所可能造成的影響,本計畫建議 一方面可用最佳擬合曲線來做模擬,另一方面可以用波高和地動能量關係分布的 上界模擬以得到較大波高的預警效果。有些較大實際波高的分布會超過最佳擬合 曲線,因此若使用模擬上限曲線,則可避免無法預測到最大波高的情況。

本年度之研究另一主目的在建立地磁場預測浪高的作業程序,初步以恆春地 磁站與小琉球浮標站之間,於建模時間窗找到了兩種物理量間的迴歸式,但在驗 證時間窗的預測表現不甚理想。目前的做法在建模與驗證時間窗的選擇上,皆以 固定時間窗設定之,屬於靜態預測技術,並未考量迴歸參數之動態變化。又雖以 交互相關性計算了最佳的相位平移量,但此相位平移也可能隨時改變。最根本的 是,時間窗長度的選取以及迴歸量(如原始值或高階微分值等)的選取,也未有物理 條件的約束。預期後續研究可在這些面向上進行更多的探討,惟不排除仍存在很 多作法,可以嘗試改善以地磁場預測浪高的效果。

本年度計畫至今成果提供了因為季節和地理位置效應所造成由地震儀微地動 訊號估計波高的模型的影響,並初步計算出各測站進行模擬所需參數。由季節效 應推論,對同一測站,全年僅使用單一組合參數的方法並無法有效預估波高,在 不同氣候影響下應使用不同參數組合。而目前正在進行模擬系統的初步建置工作。

關鍵詞:微地動、波高、氣象浮標、季節性變化、東北季風、颱風

2

Waves characteristics revealed by the applied geophysical

methods (2/4)

Jing-Yi Lin, Chien-Chieh Chen, Yen-Fu Chen

Abstract

Knowledge of the wave climate at near-shore sites is of great important for coastal research and marine engineering. However, investigations of ocean and climate changes based on the traditional ways, such as satellite measurements, aerial missions, and marine buoys, could be limited by the observation conditions. The use inland geophysical data could be very helpful to complement the investigations toward the marine environment. In the present study, wave measurements recorded by the ocean buoys around the coast of Taiwan were compared with microseisms observations at inland broadband seismometers. The evaluation of near-shore wave heights over a large number of study regions allows us to consider the reasons for differential prediction performance in each study area. Most of the areas in Taiwan, including the northern, eastern and western part, for instance, are strongly influenced by the north-eastern monsoon, which results in a very good simulation result with relatively higher correlation coefficient and non-linear relationship between the square root of seismic energy and the observed SWHs in winter. During summer, except for the irregular lashing of the typhoons, no specific weather system affects the area and produce larger wave heights. Thus, the correlation between the wave heights and microseismic energy is less evident and the value of b is close to 1. For the southernmost Taiwan, i.e. S group, the relationship between offshore wave heights and the seismic energy at the inland seismic stations is moderated strongly by the typhoons, affirmed by the better correlation coefficient. However, even the seismic energy is high in winter, due to the sheltering effect of the inland topography which prevents the strong wind, no significant changes in wave heights can be observed.

We consider the seasonal and geographic effects recognized in our study provide a useful guide to the model-estimated complexity in the wave heights prediction based on the inland seismometers. First, we denote that the simulation could be insensitive for the frequency band used for the estimation of seismic energy. Then, the seasonal effect expresses that the wave height forecasting could not be performed by only using a single combination of parameters for the whole year. A seasonal-depending parameter set should be considered. Furthermore, under strong weather conditions, the correlation between the seismic energy and wave heights is better but the relationship is not linear. Finally, for a small area like Taiwan, most of the microseismic energy can be transmitted though land, which should be evaluated carefully.

Keywords: microseisms; waves; weather buoy data; wave height; marine buoy; seasonal variation; typhoon

摘要	1
Abstract	3
目錄	5
表目錄	6
圖目錄	7
壹、前言背景分析	10
貳、相關研究文獻	.11
一、微地動(Microseisms)和波浪活動相關性之前人研究	.11
二、地磁和波浪活動相關性之前人研究	17
三、去年度成果摘要	18
參、研究方法、資料理論及研究步驟	23
一、波高及潮位資料	23
二、微地動(Microseisms)和波浪活動相關性分析	24
三、地磁和波浪活動相關性分析	26
肆、地球物理資料與波高關係分析結果	32
一、不同地理位置及不同季節波高模擬結果比較及討論	32
二、颱風動態與地震儀記錄相關分析	36
三、瘋狗浪在地震儀資料所可能呈現特性	44
四、擬合結果不佳原因分析及無法解決問題	48
五、模擬上限數值的設定	50
六、最後參數設定	53
七、地磁資料與波高關係	53
伍、利用地震儀即時模擬波高系統初步模型	57
陸、結論	58
柒、自評、成果的價值與貢獻、落實應用情形	59
挒、文獻	59

表目錄

表 3.1、	本研究所使用地震及浮標站對資訊及座標	31
表 4.1、	2014 和 2015 年瘋狗浪發生記錄	45
表 4.2、	不同測站利用地震儀記錄模擬波高使用參數總表	53

圖目錄

圖 2.1、地球微地動在不同頻段的分類與海浪活動之關係
圖 2.2、Chi et al. (2010a)在對 2006 年颱風珊珊的研究中,不同地震測站所記錄到地
震波波形
圖 2.3、Lin et al. (2014a)在對 2011 年蘭馬都颱風的研究中比對海底地震儀頻譜能量
分布、潮汐和波高的分布關係14
圖 2.4、Lin et al. (2014b)在對 2010 年梅姬颱風的研究中比較 RNLB 地震測站的能量
頻譜、實際波高和利用該地風場所模擬出的波高的比較圖
圖 2.5、由浮標所得波高和地震儀微地動能量頻譜關係
圖 2.6、寬頻地震測站分布及能量頻譜值與波高關係圖
圖 2.7、TIPB 泰平地震站在不同颱風襲臺時所記錄到的資料
圖 2.8、2015/02/01 至 2015/02/10 間無颱風襲臺時的頻譜值
圖 2.9、2014 年和 2016 年初新竹獅頭山地震站和新竹浮標站使用不同參數波高模擬
的 rms 分布情形19
圖 2.10、2015 年和 2016 年初新竹獅頭山地震站和新竹浮標站使用 0 至 1Hz 頻段微
地動能量最佳波高模擬結果20
圖 2.11、2015 年和 2016 年初花蓮寧安橋地震站和花蓮浮標站使用 0 至 1Hz 頻段微
地動能量最佳波高模擬結果20
圖 2.12、2015 年 SOUDELOR 颱風活動期間臺灣 LIOB 和 NACB 站地震能量頻譜及
波高模擬結果
圖 2.13、波高及 0.1~0.2Hz 頻段內磁場強度21
圖 2.14、波高與磁場強度的相關係數柱狀分布圖
圖 3.1、觀測示性波高紀錄,紀錄間距為一小時
圖 3.2、一小時內儀器實際觀測點數示意圖
圖 3.3、示性波高計算示意圖
圖 3.4、波高模擬時所使用之地震站和浮標站對位置
圖 3.5、地磁場能量與波高關係分析時所使用之測站位置 錯誤!尚未定義書籤。27
圖 3.6、小琉球浮標的波高資料
圖 3.7、恆春(HC)站磁場時序與能量變化 錯誤! 尚未定義書籤。28
圖 3.8、小琉球浮標波高與恆春站磁力資料 0.1-0.2 Hz 頻段內磁力能量三小時平均數
隨時間分佈圖
圖 3.9、曾文磁力站資料處理過程
圖 3.10、布袋潮位與曾文磁力正規化後比較 30
圖 4.1、2014 年波高和地震儀頻譜資料展示
圖 4.2、分析花蓮浮標-地震測站對所到 a、b、fmax 和 rms 的關係圖
圖 4.3、花蓮浮標站 46699A 所記錄到波高和 NACB 地震站記錄上不同頻率的時頻能
量分布圖
圖 4.4、不同浮標-地震測站對利用地震能量模擬波高結果
圖 4.5、2014/9/19 凌晨 0 點鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該
位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地
震測站的時頻分布圖(c)錯誤!尚未定義書籤。
圖 4.6、2014/9/19 的 12 點鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該

位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地 圖 4.7、2014/9/21 清晨 6 點鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該 位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)以及四個地震測站的時頻分布圖(c) 圖 4.8、2014 年鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時台北、花蓮和恆春三個測站的雨量分布 圖 4.9、2015/8/6 的 12 點蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位 置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)以及四個地震測站的時頻分布圖(c).40 圖 4.10、2015/8/7 的 12 點蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該 位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)以及四個地震測站的時頻分布圖(c) 圖 4.11、2015/8/8 清晨 6 點蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該 位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)以及四個地震測站的時頻分布圖(c) 圖 4.12、2014 年蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時新竹、台北、恆春和花蓮三個測站的 圖 4.13、2014 和 2015 年 2 月 至 4 月間 WFSB 和 TWKB 測站實際波高、模擬波高和 圖 4.14、2014 和 2015 年 5 月和 6 月間 WFSB 和 TWKB 測站實際波高、模擬波高和 圖 4.15、2014 和 2015 年 7 月至 12 月間 WFSB 和 TWKB 測站實際波高、模擬波高 圖 4.16、2015/8/5 清晨 6 點蘇迪勒颱風(SOUDELOR)侵台時的颱風位置、四個地震 圖 4.17、2014/7/6 清晨 6 點浣熊颱風(NEOGURI)侵台時的颱風位置、四個地震測站 圖 4.18、2014/10/6 清晨 6 點黃蜂颱風(VONGFONG)侵台時的颱風位置、四個地震 圖 4.19、2015/4/2 的 0 點瑪莎颱風(MAYSAK)侵台時的颱風位置、四個地震測站的 圖 4.21、2014 年 6 月份台灣附近颱風路徑圖...... 49 圖 4.22、2014 年 7 月份台灣附近颱風路徑圖...... 50 圖 4.23、LIOB 測站地震儀微地動能量頻譜平方跟與浮標所得波高分佈圖 51 圖 4.24、2014 和 2015 年 2 月至 5 月間 LIOB 和 NACB 測站實際波高(藍點)、最佳 擬合曲線模擬波高(紅點)和上限值所模擬出波高(綠點)和地震儀頻譜資料展 圖 4.25、2014 和 2015 年 5 月和 6 月間 LIOB 和 NACB 測站實際波高(藍點)、最佳 擬合曲線模擬波高(紅點)和上限值所模擬出波高(綠點)和地震儀頻譜資料展 圖 4.26、2014 和 2015 年 7 月至 12 月間 LIOB 和 NACB 測站實際波高(藍點)、最佳 擬合曲線模擬波高(紅點)和上限值所模擬出波高(綠點)和地震儀頻譜資料展

啚	4.27	、小琉	求浮標波高資料與恆春(HC)站磁力資料0.1	1-0.2 Hz 頻段內	磁力能量交
		叉相關	生分析		
啚	4.28	、小琉球	浮標波高資料(黑色菱形)與恆春(HC)站磁	力資料 0.1-0.2 H	[z 頻段內磁
		力能量	寺間平移結果		
啚	4.29	、小琉	求浮標波高資料與平移後的恆春(HC)站磁;	力資料 0.1-0.2 H	[z 頻段內磁
		力能量	回歸分析		55
啚	4.30	、波高	現測值與磁力推估波高變化預測值		55
啚	4.31	、布袋	朝位與曾文磁力正規化後比較		
啚	4.32	、布袋	朝位與曾文磁力交叉相關分析		
啚	5.1 、	利用地	震儀訊號模擬波高程式系統架構圖		57
啚	5.2 、	使用者	介面初步構想圖		57

壹、前言背景分析

臺灣是個位於亞熱帶地區的海島國家,容易受到海洋與大氣互動所產生氣候 現象的影響,例如颱風就是個影響臺灣極端降雨的重要天氣系統。而海洋環境的 異常變化對於極端氣候的形成有很大的影響,這些極端氣候現象的頻繁出現常帶 給人民生命財產帶來極大威脅,因此,對於海洋環境和其與大氣互動所產生的氣 候現象觀察是很重要的。傳統上對於海洋和氣候變化的觀測主要使用的研究手段 有衛星觀測技術、偵察飛行任務、利用陸上觀測站或是海上浮標的現地地表觀測 (Blake et al. 2013; Reul et al. 2012)。但儘管這些研究方法能帶來許多資料和成 果,部分對於觀測條件的限制還是存在,並其極有可能影響資料收集的品質和尺 度,例如衛星影像在氣候現象強度有快速改變時並無法有很好的資料解析度、偵 察飛行任務可能會受到天氣或飛行路線限制、陸地和海面觀測站則受到測站或浮 標分布影響等。氣候變化,尤其是大型的極端事件,通常都包含了大規模大氣、 海洋和固態地球間的交互作用。而這樣的作用下所造成的氣壓變化、海浪和風場 通常都會和固態地球相互作用而產生影響。但因海洋數據之觀測常受限於觀測儀 器、傳輸及電源等因素,使得不管在近岸或外洋的觀測數據有不連續或資料遺失 的情況。若在颱風期間,海象觀測數據的遺失或不連續將影響颱風預報準確度, 其中颱風特性及其波浪的推算,關係到船隻航行及近岸水域活動之安全。目前氣 象局整合之波浪觀測共有17站,深海觀測系統僅有2站,大部分的浮標約在離岸 5公里內。因此,若要了解遠域海洋颱風及其波浪特性,必須增加深海波浪觀測系 統建置,惟佈放及維護的成本甚鉅,必須找尋替代方案。在陸地上,測站的設立 和維護通常較容易,成本也較低,因此若能利用一些陸上測站所能得到的地球物 理資料,來對於海洋環境,例如波波高度和其週期等有進一步的觀察,必定能補 足目前主要由衛星、偵測飛行任務和離岸海洋浮標等方法來從事的氣候觀測工作。

並且,目前對於各種氣候條件和固態地球之間互動過程的了解並不多,雖然 藉由各種物理理論能夠推導出波浪、氣壓變化或其他參數可能對於陸上地震記錄 或是地磁活動影響,但實際的資料分析工作顯示其互相作用過程可能比這些物理 模型所估計的來的複雜。複雜的天氣型態分布、海底地形變化或海岸線型態差異 等都可能是造成這種現象的影響因素。因此,研究陸上地球物理資料和實際上所 觀測到海洋條件資料的關聯性可以讓我們對於這些不同物理作用的互動過程和訊 號來源有更清楚的了解,而這樣的結果對於儀器修正、測站佈置設計、海洋工程 和沿岸災害預防等都會有很大的貢獻。綜合以上所述,本計畫的主要目的即在應 用地震學及電磁學之地球物理探勘技術分析颱風及其波浪特性,並提供適當且完 整的資訊作為政府防災之考量,進一步在可能的氣候變遷下,分析颱風影響臺灣 週遭海域的衝擊,未來可將相關颱風之資料庫進行統計分析以釐清在環境變遷影 響之下,颱風及其波浪如何影響臺灣週遭海域。本研究之優勢在於利用陸地上的 觀測站,分析遠洋上颱風之發展特性。無須於深海中進行觀測站的建立,且陸地 上的觀測站較易維護及保養,資料的傳輸並不受限於天氣的影響,可以提供連續 性的觀測資訊。另外,研究成果將可建置颱風期間之輔助監測系統,提升颱風與 近岸海域之波浪預報能力,充分發揮既有地震及地磁觀測應用於大氣及海洋科學 之研究,彌補海面上關於颱風觀測數據不足之處,發揮地震及地磁觀測的最大效 益。

貳、相關研究文獻

一、微地動 (Microseisms) 和波浪活動相關性之前人研究

關於陸上地震資料和海洋波浪之間關係的研究起源非常早,Lee (1935)就認為 微地動訊號來源跟天氣圖上一些風暴和氣壓變化有關。而 Longuet-Higgins (1950) 更提出了線性海浪理論,他假設任意時刻的波高為無限多隨機向位的正弦波疊加 來推導出波浪變化造成微地動的物理模型。並在同時期, Darbyshire (1950)便觀察 到遠距離和近距離的微地動來源會有不同的頻率變化特性。自然界中地表微地動 的機制與來源也是許多科學家持續探討與研究的熱門議題,各頻率波段的微地動 來源皆不盡相同。Peterson (1993)取用全球的寬頻地震站資料來作微地動能量分 析,結果顯示微地動能量最顯著的週期介於 1-20 秒之間,而藉由各頻率波段微地 動的強度變化,其建構出全球背景噪訊的模型(background seismic noise model)。 為區分不同頻率波段所產生的訊號,這類模型可被分類為高噪訊模型 (new high noise model, NHNM) 及低噪訊模型 (new low noise model, NLNM) (圖1)。這些 模型可被使用於評估該場址受環境影響程度,供地震測站設置參考及調整。之後 許多人以此為範本,皆使用此方法來建構不同區域的背景噪訊模型,如 McNamara and Buland (2004)取用美國的地震網資料,做出全美的背景噪訊模型; Diaz et al. (2010)建置摩洛哥及伊比利半島模型; Vassallo et al. (2012)則建置出義大利半島模 型等。

前人研究顯示,地表微地動產生的主要因素來自於海洋、陸地及大氣之間相 互的交互作用 (Rhie and Romanowicz, 2004; Kedar and Webb, 2005; Rhie and Romanowicz, 2008)。通常被分成兩大類,第一類為地球震盪(hum),機制可能為 波浪碎波拍打水體而引發的長波振盪,即所謂的亞重力波 (infragravity waves), 與海底地形相互作用之下造成,其能量藉由表面波的型式傳遞到陸地上 (Henderson et al., 2006; Uchiyama and McWilliams, 2008)。第二類為地表微地動 (microseisms),不同的作用機制下可分為初始微地動 (primary microseisms) 或稱 單頻微地動(single frequency microseisms)及二次微地動(secondary microseisms) 或稱倍頻微地動 (double frequency microseisms), 前者是發生在近岸的淺水區由破 浪及海浪直接作用於地球表面,波壓以非線性座用於傾斜海床上或以碎波衝擊近 岸方式產生 (Hasselmann, 1963)。後者的週期只有初始微地動的一半,主要機制為 傳遞方向相反的波浪之間的交互作用,即波浪的入射與海岸反射或散射的波浪之 間發生干涉造成,或是大氣的低氣壓系統,是水體波壓改變將其能量傳遞至海床, 再引發地表的微震動(Longuett-Higgins, 1950; Stephen et al., 2003; Bromirski et al., 2005; Aster et al., 2008)。根據 Bromirski (2005)的研究指出在倍頻微地動中,主要 可將兩個能量較高的頻段分離出來,分別為頻率 0.085-0.2Hz 的長週期倍頻 (long-period double frequency,LPDF)微地動,又稱初始微地動 (Primary microseisms);以及頻率為約 0.2-0.5Hz 的短週期倍頻(short-period double frequency,

SPDF)微地動,又稱次要微地動 (secondary microseisms)。初始微地動是是由於 波浪變化所造成的壓力效應對海床的直接作用而產生的 (圖 2.1),而其頻率和產 生它的波浪相同 (Hasselmann, 1963)。風浪波鋒較長,波面較平滑,產生近似正弦 波形狀的湧浪(swell),藉由湧浪傳到近岸淺水區域耦合成的彈性波所形成。但由於 一般行進波能量隨深度遞減的很快,所以這類微地動的能量通常很小。次要微地 動,主要機制為傳遞方向相反的波浪之間的交互作用,即波浪的入射與海岸反射 或散射的波浪之間發生干涉造成,其頻率為海浪的兩倍。其是由於海面風浪之間 產生交互作用,再經水體傳遞到海床耦合成彈性波而成,因此研究此類微地動的 時空變化與特性,可提供沿岸地形與海水及氣象變化的訊息。一般來說,前類訊 號來源通常較遠,例如遠距離風暴所造成的湧浪;而後者來源則接近海岸,例如附 近風場所產生的波浪影響 (Stephen et al., 2003; Bromirski et al., 2005)。

近幾年,微地動訊號被普遍使用在氣候變化的分析和海岸災害防護設計的研究上(Grevemeyer et al., 2000; Bromirski et al., 2005; Tanimoto et al., 2006; Stutzmann et al., 2009)。而 Ardhuin et al. (2011)更發表了第一個關於波浪造成微地動的數值模擬模型,其適用於全球海洋並且能考慮到隨機波浪(random wave)和海岸線反射波的影響。

國際上對於微地動訊號能量和實際波高之間量化關係的研究並不多。Ardhuin et al. (2011, 2012)所建立的物理模型已經建立基本的量化關係式並且在加州中部的 地震测站資料和波高分析上得到良好的對應關係。其主張在不同季節會有不同的 訊號特性,需應用不同的微地動訊號放大倍率,而這些倍率可能也會因為不同的 研究區域而有所改變。Ferretti et al. (2013)則是直接利用逆推方式,找出微地動和 海浪能量頻譜之間的關係最佳轉換參數。其在利古里亞海(Ligurian)沿岸利用幾 個氣象浮標和地震站資料所得到的預測方程式也找到了兩者間很好的對應關係。 當颱風發生在臺灣附近時,不論是寬頻或是短周期的地震站記錄在 0.15 至 0.5Hz 之間皆有明顯能量增強的情況 (Chi et al., 2010a and 2010b; Lin et al., 2014a and 2014b)。在臺灣部分的研究,Chi et al. (2010a)藉由對於 2006 年的中度颱風珊珊 (SHANSHAN)的觀察,發現在海面上所造成的風浪或大氣壓力的變化會直接或 間接地藉彈性波傳遞至海床或陸地。並由海床上的海底地震儀或陸上的地震测站 所記錄到訊號的震幅及頻率,探討颱風路徑及強度對週遭噪訊的影響。當颱風接 近地震儀的時候,儀器所記錄到的振幅能量值會隨之增大,並在颱風最接近地震 儀時,波包訊號出現了最大振幅 (圖 2.2)。Lin et al. (2014a)比對 2011 蘭馬都颱風 侵臺時海底地震儀記錄頻譜能量和波高資料,發現在颱風影響最據時,波高和頻 譜能量有良好的正比關係 (圖 2.3), 但平常日時能量則不受波高影響。而 Lin et al. (2015b)則是發現颱風影響時,位於 0.2Hz 以上頻段能量強度與區域性的波浪波高 有很大的相關性(圖2.4)。

12



圖 2.1、地球微地動在不同頻段的分類與海浪活動之關係(Beucler et al., 2015)。



圖 2.2、Chi et al. (2010a)在對 2006 年颱風珊珊的研究中,不同地震測站所記錄到地震波波形。橫 軸為日期,縱軸為測站名稱,黑色實線為 2006 年颱風珊珊 (SHANSHAN) 最靠近各測站的時間 點,圖中可發現當颱風靠近測站時,隨之各測站出現振幅的最大值。



圖 2.3、Lin et al. (2014a)在對 2011 年蘭馬都颱風的研究中比對海底地震儀頻譜能量分布、潮汐和 波高的分布關係。(a)為海底地震儀 OBS01 的能量頻譜和潮汐高度比對;(b)靠近海底地震儀 最近的三個氣象浮標波高分布圖;(c)海底地震儀 OBS01 的能量頻譜分布;(d)OBS09 測站能 量頻譜-85dB 等值線;(e)OBS09 測站 0.5Hz 訊號的頻譜能量;(f)-85dB 能量分布頻率和波高 關係圖;(g)0.5Hz 頻譜能量大小與波高分布圖。在(f)和(g)中,I代表颱風逐漸靠近臺灣的 時候,II 代表颱風在臺灣附近,III 代表颱風逐間遠離,IV 代表平靜的時候。由(g)發現,颱風在 逐漸靠進和遠離臺灣時,地震儀能量雖然也逐漸增加和減少,但波高卻無明顯改變。而颱風影響 最鉅時,波高和能量有正比關係。但平常日時,雖然波高增高,但地震儀能量卻無改變。



圖 2.4、Lin et al. (2014b)在對 2010 年梅姬颱風的研究中比較 RNLB 地震測站的能量頻譜、實際波高和利用該地風場所模擬出的波高的比較圖。發現颱風影響時,位於 0.2Hz 以上頻段能量強度與區域性的波浪波高有很大的相關性。

在前人研究中,雖然藉由各種物理理論已經能夠推導出波浪、氣壓變化或其 他參數可能對於陸上地震記錄或是地磁活動影響,很多前人研究也發現颱風期間 波高和微地動訊號的呈現正相關關係(Ardhuin et al., 2012; Lin et al., 2014a)(圖 2.3 和圖 2.5)。但實際的資料分析結果卻顯示其互相作用過程可能比這些物理模型所 估計的來的複雜,例如微震動頻率會因為氣候條件或是海底地形差異隨地區而有 所不同、不同海域所產生影響的疊加結果也會造成實際估計上的困難等(Ardhuin et al., 2012; Ferretti et al. 2013)。在 Ardhuin et al. (2012)推導出波高和微地動關係的數 值模擬方程式 (如下式 1),即說明了波高和微地動能量之間的相關倍率會因不同 頻率波段和入射角條件有有所不同。

 $E(f,t) \cong a(f,\theta_m)[F(f_s,t+\tau)]^{b(f,\theta_m)}.$ (1)

其中E(f,t)為波高隨頻率(f)和時間(t)的能量頻譜變化; $F(fs,t+\tau)$ 則為微地

動訊號隨頻率和時間變化的能量頻譜;τ為波的傳遞時間; $a(f, \theta_m)_{\pi b}(f, \theta_m)_{\parallel}$ 為

隨著頻率和入射角(θ_m)變化的放大比例。而研究中也指出不同季節和區域,波 高分布和微地動訊號也會呈現不同的訊號特性,會有不同的相關係數,而這些關 係係數可能也會因為不同的研究區域而有所改變。這樣的現象在臺灣的微地動訊 號和波高分布的比較上也是可以看到的。雖然 0.2Hz~0.6Hz 微地動能量和波高看起 來有很大的相關性(圖 2.6),但仔細觀察同個測站在不同颱風期間的微地動能量 和波高分布卻可發現明顯差異(圖 2.7)。



圖 2.5、由浮標所得波高和地震儀微地動能量頻譜關係。發現在不同頻率時,雖然兩者之間依舊成 正比關係,但相關係數(corr)和放大倍率(b)值會依不同頻率和波向分布而改變。不同顏色代 表不同波向(Ardhuin et al., 2012)。



圖 2.6、寬頻地震測站分布及能量頻譜值與波高關係圖。左圖:臺灣部分寬頻地震測站、浮標位置 分布和 2014 麥德姆颱風路徑圖(資料來源:氣象局網站)。右圖:四個寬頻測站在 0.2Hz、0.4Hz 和 0.6Hz(黑色、藍色和紅色線)的能量頻譜值與波高(綠色線)分布,顯示出波高和能量頻譜值 有很大的正相關性。



圖 2.7、TIPB 泰平地震站在不同颱風襲臺時所記錄到的資料在 0.2Hz、0.4Hz 和 0.6Hz (黑色、藍色 和紅色線)的能量頻譜值與波高(綠色線)分布。

部分前人研究中指出頻譜比值法能有效的分離出每個測站的地形效應(Chi et al., 2010a and 2010b; Lin et al., 2014b)(圖 4b),該理論可以用下列式子描述:

Sobs (ω)=Sr (ω)+Sb (ω)	 (2)
$Sr(\omega)=W(\omega)+Er(\omega)\ldots$	 (3)
Sb (ω)=W(ω)+Eb (ω)	 (4)
因此,	

 $(\text{Er}(\omega))/(\text{Eb}(\omega)) = (\text{Sr}(\omega))/(\text{Sb}(\omega)) - 1....(5)$

其中 Sobs (ω)、Sr (ω)和 Sb (ω)分別為在不同角頻率 (ω)時,微地動記錄所觀 察到的頻譜值、與颱風有關的頻譜值和與颱風沒關的頻譜值;W(ω)為地型效應的影 響;而 Er (ω)和 Eb (ω)則為實際上微地動受到颱風和其他因素影響所觀察到的頻譜 值。因此,由式 5 即可得出實際上颱風造成的效應。但這樣的計算中,Sb (ω)(即 其他因素所造成的訊號能量)的選擇並不容易,並極有可能會依照不同測站、季 節和颱風路徑而改變。因此,與其從前人研究所推導的基本物理模型出發,本計 畫預期的初步工作在於了解不同地球物理資料的頻譜特性,例如主要的能量集中 頻段和大小,及訊號來源分析等。

二、地磁和波浪活動相關性之前人研究

在海浪對地磁資料的影響方面,海水是一種良導體,當海水在地磁場中運動 時,即會由於電磁感應會激發感應磁場。而從20世紀開始,一些國外科學家就開 始了對海洋電磁場的理論研究和實際測量工作。部分研究在理論上推導出海洋表 面波在地磁場中產生的磁場強度(Larsen 1973; Weaver 1965),部分研究則藉由實 際測量,得到了由海洋表面波產生的磁場強度(Fraser 1965 and 1966; Maclure et al. 1964)。這些觀察顯示出由波浪運動產生的感應磁場與波浪運動具有相似的頻率 分布特性,主要頻段位於 0.1 至 0.2Hz 之間 (Fraser 1966 and 1966)。Chen et al. (submitted)分析臺灣陸上地磁站資料也發現在沿岸區域測站,除了金門和墾丁站之 外,也有較高能量集中在 0.1 至 0.2Hz 左右。而在金門和墾丁站的訊號能量則集中 在海浪頻率的二至三倍頻段,可能是由於較複雜的海岸線形貌所造成。但事實上, 除了海浪運動所可產生直接的感應作用外,地磁場也會受到地震動干擾(Breiner 1964; Eleman 1966; Iyemori et al. 1996 and 2005; Tsegmed et al. 2000; Yamazaki 2012)。Honkura et al. (2004)和 Guglienlmi et al. (2004)分別指出 P 波和洛夫波(Love wave)會影響地磁場變化。但大部分研究則認為雷利波(Rayleigh wave)所造成 的垂直方向運動會影響到大氣中電離層的離子濃度而引起地磁擾動。因此海浪造 成的地磁變化有可能是從海水運動直接感應或是受到波浪所導致的地震動影響而 產生。

三、去年度成果摘要

本計畫去年度研究成果顯示,不論是微地動或是地磁能量,皆與波高有明顯 的相關性。在微地動能量與波高關係的分析中,初步藉由對於花蓮富里站(FULB) 和新竹獅頭山站(LIOB)六段時間長度為十天的地震微地動和波高資料分析發現, 沒颱風影響時段波高和地震儀資料較無缺失,因此在無颱風影響時兩者之間的關 係式是較易求得的。相反地,在颱風侵臺時,不論是地震測站或是波高資料的缺 失都會造成資料分析上極大的困難。短時間的資料分析結果顯示不管有無颱風影 響,微地動訊號能量和波高皆呈現正相關。並且在相同時間段,臺灣東部的富里 測站和西部新竹的獅頭山測站的微地動訊號能量分布極相似,但西部測站高能量 訊號分布頻率段較廣 (約0.2~0.8 Hz),即影響波高頻段較高,因而致使其波高和 微地動關係式和東部測站(約0.2~0.5 Hz)不同(圖2.8)。我們發現用來計算微地 動能量的頻率段對於波高模擬並無太大影響 (圖 2.9),因此建議,可採用 0~1 Hz 的頻率段來進行波高能量的計算。另外,在對新竹獅頭山站和花蓮寧安橋站做逐 月的波高模擬分析中發現,不同測站會估計出不同的 a 和 b 值,甚至每個月也有 不同的最佳 a 和 b 的模擬參數組合。而雖然 a 和 b 值參數會隨著時間改變,但某些 月份還是可以找到相同的參數組合。波高變化較大的月份,b 則較高;而波浪變化 相對較少的 b 值則較趨近於 1 (圖 2.10 和圖 2.11)。此結果也顯示出海浪變化較小 時,波高和地震能量可能較趨近於線性相關。而在颱風動態與微地動能量關係分 析上,我們發現雖然颱風常常會造成極大的波高變化,但東北季風影響所造成的 高波高規模也不小 (圖 2.12)。一般來說颱風與測站距離越接近,的確會有較大的 波高 (圖 2.12), 但並不一定成正比關係。颱風強度和路徑亦會有所影響, 但確切 效應需要更多分析比較才能獲得。在本計畫中,我們也觀察到地磁場強度與波高 之間的正相關性,不過此相關性僅在沿海測站觀察的到,內陸站地磁資料與波高 關係則呈現常態分布(圖 2.13 和圖 2.14)。



圖 2.8、2015/02/01 至 2015/02/10 間無颱風襲臺時的頻譜值。西部新竹獅頭山站(LIOB)(a)和東 部花蓮富里站(FULB)(b)的頻譜值(上)和模擬(綠線)及實際波高(藍線)的對數值分布圖。



圖 2.9、2014 年和 2016 年初新竹獅頭山地震站和新竹浮標站使用不同參數波高模擬的 rms 分布情 形。(a)為 rms 大小和 a 值的關係圖;(b)為 rms 大小和 b 值的關係圖。在(a)和(b)中,點的 顏色代表 f_{max} 的值。(c)為使用不同頻率段能量所模擬出 rms 小於 40 公分的 a 及 b 的參數組合分 布,紅點和綠點分別為使用頻段 0~1Hz 和 0~0.5Hz 頻段內微地動能量。



圖2.10、2015年和2016年初新竹獅頭山地震站和新竹浮標站使用0至1Hz頻段微地動能量最佳波高模擬結果。藍點和紅點分別為波高分布和微地動能量模擬波高。橫軸為時間(日);縱軸微波高和模擬波高(cm)。



圖2.11、2015年和2016年初花蓮寧安橋地震站和花蓮浮標站使用0至1Hz頻段微地動能量最佳波高模擬結果。藍點和紅點分別為波高分布和微地動能量模擬波高。橫軸為時間(日);縱軸微波高和模擬波高(cm)。



圖2.12、2015年SOUDELOR颱風活動期間臺灣LIOB和NACB站地震能量頻譜及波高模擬結果。 (a)2015年全年LIOB和NACB地震站頻譜圖;(b)SOUDELOR颱風位置強度及測站分布圖; (c)SOUDELOR颱風活動期間地動能量頻譜、波高和模擬波高分布圖;(d)不同頻率段累積地動能量 和波高關係圖。



圖2.13、波高及0.1~0.2Hz頻段內磁場強度三小時之平均數隨時間分布圖。黑色圓點:波高;藍色倒 三角形:測站HC;紅色正方形:測站TW。



圖2.14、波高與磁場強度的相關係數柱狀分布圖。(a)為恆春 (HC) 站; (b)則為曾文 (TW) 站。

参、研究方法、資料理論及研究步驟

一、波高及潮位資料

浪高的數位紀錄,可分為波高資料及潮位資料兩大類,其中波高資料之時間 間距為一小時,潮位資料的時間間距為六分鐘,潮位資料係將儀器取得每秒一筆 之紀錄,以六分鐘作為窗函數,進行一次平均值計算後,輸出為六分鐘一筆的訊 號。而本研究分析所採用之波浪資料,為每小時一筆之示性波高紀錄,如圖 3.1, 需注意儀器原始的取樣率依型號不同,可能為 1Hz 或 2Hz,觀測時間間隔為 1 小 時量測 2048 個點,如圖 3.2,於儀器內部進行統計及計算後,輸出為一小時一筆 的訊號,輸出項目有全波數、最大波高及週期、1/10 波高及週期、1/3 波高及週期 (示性波高及週期)、平均波高及週期。

示性波高之計算方式,有下列三大步驟:

- 1. 辨識水位上昇曲線與平均水位線之交點。
- 計算二相鄰上切零點間,水位變動之最高峰與最低谷點間之垂直高差即為波高,二相鄰上切零點的時間長度即為週期。
- 3. 波群中波高較大的 1/3 部份的個別波的波高平均值稱為示性波 (significant wave)。

辨識零上切點及水位變動之最高峰與最低谷點結果如圖 3.3。由於示性波高接 近人類以目視觀測時,對不規則波直覺上獲得的波高,且在統計特性上,隨取樣 不同而變化的程度較小,也就是有最大的安定性,因此較能反映波浪所含能量的 大小,是波浪學門中最常用的代表波高。







圖 3.2、一小時內儀器實際觀測點數示意圖。



圖 3.3、示性波高計算示意圖。

二、微地動(Microseisms)和波浪活動相關性分析

Ferretti et al. (2013)在分析利古里亞海沿岸的微地動資料時,即發現區域性的 海浪校應和遠距離所造成訊號能量集中的頻段不同,區域性海浪活動所造成的訊 號能量較高,和波高的關係性也較高。在分離出不同的訊號頻段之後,一方面我 們可以兩個水平軸的微地動訊號求得訊號可能方向,以了解影響臺灣微地動記錄 的主要波浪活動來源,另一方面我們則可以利用 Ferretti et al. (2013)所提出預測方 程式來求得實際的微震動和波高記錄兩者之間的最佳量化關係。該理論可以用下 列式子表示:

其中,H₁₃為有效波高,2/T|Sm(f)|為微震動的能量頻譜密度(power spectral density, PSD),T為所選取資料室窗的時間長度,a、b、fmin 和 fmax 為預測模型 中四個未知參數。而藉由逆推的方法我們則可以得到這四個參數的最佳解。

最後,在求得最佳預測方程式後,我們會把此方程式運用在沒有被使用在逆 推程序中的資料,以確認此方程式的適用性。並且,由於不同寬頻測站的位置和 地理環境都不同,我們也可以預期在不同測站的預測方程式會有些許的差異,而 這些差異也許可以被使用來了解不同測站附近沿岸地形的特性和其對海浪和固態 地球交互作用的影響。通常由於地震測站和浮標站不會在同一位置,因而會導致 資料記錄上的延遲,本研究中也會採取互相關方法(cross-correlation)以修正此延 遲項。

而目前主要分析步驟如下:

- 1. 將地震訊號由 100Hz 降取樣率至 2Hz。
- 2. 以短時傅立葉方法繪製時頻圖。
- 由時頻圖計算結果, 摘取出每隔 0.05Hz 之振幅隨時間變化值, 並藉由對不同 頻率區間振幅變化積分結果來和波高做比對。
- 利用不同頻率區間振幅變化積分結果來做波高預測值,求取預測波高和實際波 高間的殘差值(rms)最小時的頻率上界,下界和放大倍率及差距等各項參數 值以得兩者相關係數。

在去年計畫中,臺灣西部和東部兩個測站對波高模擬結果顯示出波高模擬的 可行性,但由兩個測站模擬結果似乎無法比較波高模擬在不同地理區域及氣候的 限制、執行條件與影響因子。因此,本年度計畫前半段則利用分布於臺灣不同地 理條件(例如水深、海岸性質等)位置下的九個地震測站和五個浮標站來討論波高模 擬因為地理位置和季節不同所可能產生的變化(圖3.4)(表3.1)。九個地震測站和五個 浮標站共被畫分在五個不同區域,分別為臺灣東部、北部、西部、西南部和南部 組(圖3.4)。



圖 3.4、波高模擬時所使用之地震站和浮標站對位置。

三、地磁和波浪活動相關性分析

地磁場大小和海洋環境相關性的分析相對於微地動的分析來得困難很多。其 主要原因在於許多因素皆會對地磁資料造成影響,例如太陽黑子活動、人類活動、 地震、潮汐和海浪影響等,而海浪可能造成的影響相對於任何其中一個都是相當 微弱的,因此,本研究之關鍵,在於以訊號分析方法擷取地磁訊號中受到海浪影 響的特定頻率,經初步分析,地磁訊號之能量變化與海浪變化有一定程度的相同 趨勢,於是在地磁與波浪共同繪製比較時,將目光聚焦在測站間的研究,選擇地 理位置比較靠近之測站進行分析。本計畫中,則分別分析了曾文(TW)磁力站與布 袋港潮位站以及恆春(HC)與小琉球浮標站(圖 3.5)資料以較驗兩者間關係。但由於 兩測站對的資料特性不同,所以我們把兩測站對資料處理方法分開描述如下。

(1) 恆春地磁站與小琉球浪高資校分析步驟:

在地磁與波高分析的部分,使用 2014/8/1~8/18 的觀測資料進行分析探討,其 中 8/1-8/10 應用於波高預測迴歸式之模式建置,8/10-8/18 應用於模式驗證(8/18 至 8/26 無地磁資料)。小琉球浮標之波高變化如圖 3.6,8/1-8/10 觀測資料使用於建模, 8/10-8/18 應用於驗證;波高單位為公分,8/1-8/7 波高維持於 180 公分,8/8-8/14 波高上升,14 號之後下降,其中 8/8-8/14 是受到受西南氣流影響,降雨雨勢較大 造成波高上升。選擇該時段之原因為地磁與波高資料完整,且經歷無降雨、有降 雨的過程等使波高具有上升下降之顯著變化的其他因素。

目前的分析方法主要分為以下步驟:

- 將恆春(HC)磁力測站十天(2014/8/1~2014/8/10)的資料長度(圖 3.7a),先進行中 位數濾波(其屬於高通率波器的一種),其可移除訊號中低頻趨勢(Trend),可同 時去除地磁資料的日變化與脈衝訊號雜訊(圖 3.7b)。
- 執行短時距傅立葉轉換時頻分析(圖 3.7c),並擷取 0.1~0.2Hz (Fraser 1966 and 1966)頻段內磁場強度。
- 地磁記錄的採樣頻率為每秒一筆,波高資料為每小時一筆,兩者採樣頻率差異 極大,因此將磁力訊號結合低通濾波與降採樣率,使訊號採樣頻率變為一小時 一筆(圖 3.7d)。
- 4. 同時對磁場能量分量及波高資料進行三小時移動平均。
- 5. 同時對兩訊號正規化。使資料值域變化相近,以利比較(圖 3.8)。
- 將兩訊號進行交叉相關分析(Cross Correlation),以掌握兩資料之最佳時間延遲。
- 將經時間平移後之兩資料進行迴歸分析,建立波高預測迴歸方程式。

圖 3.7d 中藍色空心圈為降取樣後之時間序列,其趨勢變化仍可反應地磁 0.1-0.2 Hz 能量分量低通濾波後的原始值。地磁 0.1-0.2 Hz 頻段能量分量多數於 0.5

以下,雖於 8/5 至 8/9 地磁相關數值較大,但該時段無太陽粒子顯著變化,因此先 排除太陽粒子變化影響原因,至於是否與海浪相關,本團隊將逐時波高資料與逐 時地磁 0.1-0.2 Hz 頻段能量分量進行三小時移動平均分析、資料正規化與交叉相關 性分析來討論。



圖 3.5、地磁場能量與波高關係分析時所使用之測站位置。





圖 3.7、恆春(HC)站磁場時序與能量變化。(a)每秒鐘一筆的地磁資料;(b)每秒鐘一筆地磁資料中位 數濾波結果;(c)地磁資料0-0.3Hz頻段時頻圖;(d) 每秒鐘一筆的地磁資料0.1-0.2 Hz頻段內磁力能量 分量低通濾波與降取樣為每小時一筆的時間序列。



圖 3.8、小琉球浮標波高資料(黑色菱形)與恆春(HC)站磁力資料 0.1-0.2 Hz 頻段內磁力能量移動平均 結果(藍色倒三角形)之三小時平均數隨時間分佈圖。

(2) 曾文地磁站與布袋港潮位資校分析步驟:

本研究仿前述作法,另選擇了曾文(TW)磁力測站與嘉義布袋港潮位站資料進 行研究,探討地磁與潮位資料的相關性。兩測站之地理位置如圖 3.5 所示。具體分 析步驟說明如下:

- 曾文測站之地磁資料,其時間為2014/09/01 晚上12 點至2014/10/10 晚上8 點, 一個多月的資料長度,其採樣率為1Hz。資料處理的方法如下,先做資料補遺, 針對資料缺失的部分,採取線性內插的手段將資料補齊,然後重新採樣,把 採樣率降為6分鐘1點,以符合後續要與潮位資料比較的點數相同。
- 進行中位數濾波(其屬於高通率波器的一種),其可移除訊號中之低頻趨勢 (Trend),可同時去除地磁資料的日變化與脈衝訊號雜訊(圖 3.9)。
- 3. 執行差分,其目的有二:第一,由波浪產生的地磁場是一種隨著時間的變化率, 故使用地磁的差分來實現變化率之物理量,第二,凸顯高頻訊號,由前人的研究文獻可知,由波浪引起的地磁訊號,其頻率段坐落於 0.1~0.2Hz 之間,屬於 相對高頻的訊號,故使用差分放大地磁資料的高頻部分。
- 4. 執行移動平均法以降低離散時間訊號中的雜訊,增加峰值的可辨識度。
- 5. 執行訊號正規化,將資料拉到相同基準點上,以便與潮位資料作比較。
- 6. 布袋港之潮位資料,取其與欲比較的地磁資料相同的時間長度,2014/09/01晚上12點至2014/10/10晚上8點,其採樣率為6分鐘1點,並且以線性內插之方法補齊資料點。
- 執行差分,潮位並不太有脈衝訊號,因此沒有做中位數濾波,而直接作差分處 理(圖 3.9)。

8. 執行移動平均法以移除因差分產生的陡峭雜訊(圖 3.9)。

執行訊號正規化,把資料拉到相同基準,用以與地磁資料比較(圖 3.10)。
將地磁資料與潮位資料之處理結果畫在同一張圖,以比較其相關性。





圖 3.10、布袋潮位與曾文磁力正規化後比較。

	Seismic station	Position	Correspondi ng bouy	Position		
Eastern(E) Group	NACB(花蓮寧安橋 站) FULB(花蓮富里站)	121.5947°E, 24.1738°N 121.2939°E, 23.1986°N	46699A(花 蓮浮標站)	121.6308°E, 24.0342°N		
Northern(N) Group	WFSB (新北五分山站) TIPB (新北泰平分校)	121.7806°E, 25.0716°N 121.8256°E, 24.9719°N	46694A (龍 洞浮標站)	121.9225°E, 25.0967°N		
Western(W) Group	LIOB (新竹獅頭山站)	121.0156°E, 24.6456°N	46757B (新 竹浮標站)	120.8436°E, 24.7600°N		
Southwestern(SW) Group	TAI1 (台南永康站) PHUB (澎湖站)	120.2364°E, 23.0379°N 119.5801°E, 23.5114°N	C5W09(東 . 吉浮標站)	119.6839°E, 23.2564°N		
Southern(S) Group	SCZ (屏東恆春站) TWKB (屏東墾丁站)	120.6282°E, 22.3703°N 120.8125°E, 21.9406°N	46714D(小 琉球浮標站)	120.3628°E, 22.3153°N		

表 3.1、本研究所使用地震及浮標站對資訊及座標。

肆、地球物理資料與波高關係分析結果

一、不同地理位置及不同季節波高模擬結果比較及討論

為了了解不同地理區域及氣候對於利用地震儀資料模擬波高的影響,本計畫 初步比較位於臺灣東部、西部和南部地區的波高分布(圖4.1b),發現臺灣東部和 西部波高分布較一致(分別為浮標46699A花蓮站和46757B新竹站)(圖3.4),在冬 天有較大的波高及波高變化。但南部的波高分布則非常不同(46714D小琉球浮標 站),則是在夏天有明顯較大波高。但這樣區域性的差異在時頻圖上就不明顯,三 區域的地震測站顯示出相近的時頻分析特性(圖4.1c)。為了了解不同地理條件下 實際從事波高模擬的情況,我們同樣使用Ferretti et al. (2013)所提出預測方程式來 求得不同地理區域實際的微地動和波高記錄兩者之間的最佳量化關係,只是在前 期結果中,我們發現波高模擬結果對於用來計算地震能量的頻率範圍並不敏感(圖 4.2),任何頻率組合下我們都可以找到rms較小的模擬結果。並且,不同頻率的時 頻能量似乎跟波高分布都有正相關(圖4.3)。此結果顯示,只需調整a和b值應即可 獲得最佳模擬結果。因此,我們使用回歸的方式來獲得微地動和波高資料之間擬 合最佳的參數,並了解其相關性。



圖 4.1、2014 年波高和地震儀頻譜資料展示。(a) 颱風與 NACB 測站的距離;(b) 三顆不同浮標站 所記錄到波高;(c) 三顆不同地震站資料的頻譜圖。浮標和地震站位置請參考圖 3.4。



圖 4.2、分析花蓮浮標-地震測站對所到 a、b、fmax 和 rms 的關係圖。在(a)中,不同顏色表示不同的 fmax。(b)當 rms 小於 50 公分時, a 和 b 的關係圖.黑色和灰色圓點表示分別由 0.9-0.95 和 0.3-0.35 Hz 頻率區間所得到的模擬結果。



圖 4.3、花蓮浮標站 46699A 所記錄到波高和 NACB 地震站記錄上不同頻率的時頻能量分布圖。

圖 4.4 為分析 9 組地震測站和浮標站對的最佳擬合所得到的 a、b、相關係數 (correlation coefficient, R) 和標準誤差(standard deviation)的分布情形,結果顯 示 b 位於-0.46~2.95 之間;而 a 為-13.33 至 6.49。每個評估月份的標準偏差在 0.00 cm (nan)和147.02 cm 之間。極小的標準偏差值(大約小於10 厘米)通常與數據質 量不佳或缺乏數據有關,這現象可以從非常低的相關係數值觀察到 (圖 4.4)。在 圖 4.5,我們以 2014 年 NACB 站及其最近浮標數據的最佳擬合曲線為例子。我們 發現當 b 接近 1 時, 地震能量的平方根值和波高呈線性相關。然而, 在大多數情 況下, b 通常大於 1, 這表示大部分的情況下兩者是呈現非線性關係的。並當 b 較 小時,a變大,這樣的關係其實根據公式內a和b的關係即可得到。儘管如此,我 們注意到 b 仍然是控制模擬的主要因素。NACB 站對的例子中就顯示 (圖 4.5), 對於較大的波高,相對較大的 b 似乎更適合於波高預測。在分析過程中,估計出 的相關係數 R 在 0 和 0.95 之間,主要都大於 0.5。由此可以推斷出地震能量的平方 根值與觀測到的 SWH 之間有很好的相關性。然而,對於獲得較小的相關係數 R 的 那些月份,記錄期間資料品質差或 SWH 的輕微變化似乎是最可能的解釋。在對數 據進行仔細檢查之後,發現在某些時間段內的地震測站的地震波譜圖中出現了極 低的能量,或斷斷續續的分布情形,如圖 4.1 所示 SCZ 站的頻譜圖。在這些情況 下,所估計出的 a 和 b 常常跟其他月份所得數值有很大的差異,為異常值,例如 在11月和12月期間SCZ站對之的參數。而位於中間值的相關係數R則可能表明 地震能量與波高之間的關係不清楚。值得注意的是,相同地理區域中的站對顯示 相似的結果 (圖 4.4)。這種現象表明,相鄰的地震測站對於波浪活動應具有非常 相似的微地動響應。因此,以下將根據不同的地理分區的測站對進行討論。另一 方面,前人研究中提到,全球觀測到微震能量都有季節變化(Rhie and Romanowicz, 2004; Schimmel et al., 2011; Stutzmann et al., 2009; Traer et al., 2012)。北半球和南半 球在各自的冬季都會產生相對較大的微震噪聲水平,這個觀察結果與我們在臺灣 中北部測站對觀察到的結果相符,在冬季表現通常有較高的微地動能量密度。這 樣的一致性表示東北李風導致臺灣大部分地區受到強勁的氣象系統和波浪活動的 影響,為影響臺灣微震能量分布的最重要因素。相反地,在夏季,除了不定期的 颱風活動出現在北臺灣外,由於沒有特定的密集型天氣系統影響臺灣地區,微地 動能量似乎較微弱。對於臺灣最南端地區的 S 組,冬季觀測到的 SWH 低,不規則 的 a 和 b 值表示該區域不在東北季風的影響範圍內。但夏季的良好關聯可能是由 於颱風直接經過或是西南季風的影響。在相關係數方面,以前的研究顯示,冬季 波浪條件下由微地動計算的波高會與實際波高資料有較好的擬合結果(Thompson and Vincent, 1985; Howell, 1990)。然而, Tillotson 和 Komar (1997)的結果卻顯示出 相反的現象,冬季效果反而較差。我們的結果表明,大多數地震測站對在冬季所 得到結果相關係數均較高,如 E,N,W,SW 組; 但在 S 組則在夏季有較好相關 係數,這代表模擬結果應該還是與強烈的天氣條件相關。強烈的氣候條件可以影 響大規模海岸範圍並增加 SWH。相反地,當氣候現象不夠強烈到足以煽動大浪, 地震能量與波高之間的關係也不會那麼明顯。基於這些觀察結果,我們總結出強

度天氣系統是控制地震能量與 SWH 之間相關性的主要因素。不僅如此,由在強烈 天氣型態影響下較大的 b 值分布,也可推斷出使用微地動能量模擬波高時非線性 關係也是非常明顯的。因此,所謂的微地動訊號強度的季節性效應主要取決於極 端天氣情況的發生。

圖 4.1 顯示, SCZ 站具有與其他站規模相當的微地動能量。然而, 在該測站對 所得到冬天的 b 值較小,表明在模擬過程中,地震能量並不會被反應到波高上或 是反應的能量有限。這種差異也許可由如上章節所討論微地動訊號能量來源的區 別來解釋。冬季的微地動能量來源由臺灣北部的東北季風提供,臺灣中北部區域 面對這個天氣系統,受到強風直接的影響。因此,不僅這些站接收到微地動能量, 強風也在相應的近海地區產生較大的波高。受臺灣中部高山的保護,高地貌的庇 護作用可能會阻止最南端的臺灣受到強風的影響。然而,微地動能量仍然可以從 臺灣北部到南部的陸地傳播。在像臺灣這樣的小面積的地方,微地動能量可能會 隨處傳播並被接收到,但這些能量並不一定是由該區域波浪高度變化所造成的影 響。這應該可以解釋為什麼在冬季 SCZ 站表現出高的微震能量,但沒有觀察到大 的波高。當夏季颱風季節來臨時,經過臺灣南端的颱風可能會在南海岸造成重大 的直接影響。因此,夏季,S組出現更大的微地動能量和更好的波高模擬相關性。 Ferrettiet al. (2013)分析地中海區域附近微地動來源,發現了微地動能量來源有兩個 主要方向。當風暴遠離觀察站時,其微地動能量通成集中在 0.10-0.25Hz 範圍內, 這並不影響當地的波高。相較之下,頻率範圍為 0.25-0.50Hz 的微地動能量則是由 地震測站附近的風暴產生,並產生了與微震能量相關的更大的波高。根據我們研 究中 S 組觀察到的結果,我們認為地震測站位置,和微地動能量來源和內陸地形 可能會影響微地動行為。在 Ferrettiet al. (2013)的情況下,當地震測站遠離微地動 來源區域,在經過較長的傳播距離之後,較高的能量出現在頻率較低的頻帶上, 並且沒有相應的波高。在我們的研究中,由於 S group 的地震台站距離臺灣北部的 源區不遠,微震能量不能通過很長的距離傳播,可以記錄更寬的頻帶。因此,在 實行波高預報時,不應考慮遠端地震傳播的微震能量。若要解決這個問題,可能 需要對微地動資料和其他海洋學數據的進行進一步分析以獲得更多的資訊來源。

除了微地動來源區的差異外,其他研究表明,近海地形水深也可能影響微地 動能量的生成(Kedar et al., 2008)。然而,在我們的研究中,水深效應似乎對微地動 能量沒有具體影響。的確,LIOB 測站對(W group)緊鄰著臺灣海峽,有非常淺 的水深,相對於其他區域顯示出較高的 b 值(圖 4.4)。然而,具有不同的測深特 徵的 E 組和 N 組的站對之間的估計參數卻沒有顯著變化。因此,根據我們的分析, 我們無法得出與區域性地形水深效應有關的結論。

35



圖 4.4、不同浮標-地震測站對利用地震能量模擬波高結果,測站位置及地理分區請參考圖 3.4。R 為相關係數(correlation coefficient)。

二、颱風動態與地震儀記錄相關分析

為了瞭解前一章節所測試 0~1 Hz 的頻率間是否的確符合模擬所需,也為了確認不同天氣型態影響地震儀訊號的區段,本章節對照颱風位置、地震時頻圖、氣象雷達資料和雨量分布統計來了解不同訊號的來源。圖 4.5 至 4.7 為 2014 年鳳凰颱風(FUNG-WONG)侵台時三個時間的颱風位置圖(圖 4.5a 至 4.7a)、氣象局雷達影像圖(圖 4.5b 至 4.7b)以及四個地震測站的時頻分布圖(圖 4.5c 至 4.7c)。圖 4.5 顯示

2014/09/19 凌晨颱風暴風圈即將進入台灣時,當時所有測站都尚未直接受到颱風半 徑影響,而都在 0.1 至 0.3 Hz 左右呈現較大能量。圖 4.6 顯示 12 個小時之後的颱 風影像和氣象雷達圖,此時最南部 TWKB 測站已在暴風圈內,因而在時頻圖 0.1 至 0.5 Hz 呈現較高能量,其他測站尚未直接受到暴風半徑影響,而其高能量區域 則僅限於 0.1 至 0.3 Hz,表示颱風暴風圈的影響在地震測站資料較高頻部分(約 0.3 至 0.5 Hz)造成影響,其可能和暴風半徑中強大的風勢和雨量有關,而在之後的時 間內,TWKB站也因被強大的風勢和雨勢籠罩,高能頻段部分更是延伸至0.5至1 Hz (圖 4.6)。接著颱風持續向北移動,圖 4.7 為 2014/09/21 清晨 6:00 颱風位置及影 像。雖然該時全台已經在暴風半徑內,但氣象雷達圖顯示 TWKB 受到影響似乎較 小,也因此在該地震站時頻圖上,我們可以觀測到該測站在較高頻 0.5 至1 Hz 部 分能量已減弱。而位在西部和北部的 LIOB 以及 WFSB 測站在 0.5 至 1 Hz 部分能 量則忽然增加,似乎是颱風暴風圈往北移動至中央山脈以北後,暴風圈直接影響 西部和北部測站所造成。而該現象在東部 NACB 站也可被觀察到,但較不明顯, 是否與沿岸環境有關係尚需進一步確認。圖 4.8 為鳳凰颱風期間台北、花蓮和恆春 三個測站的雨量分布,雨量較大時段都與0.5至1 Hz 部分能量出現吻合,因而推 論該頻段能量是與降雨量有關。



圖 4.5、2014/9/19 凌晨 0 點鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地震測站的時頻分布圖(c)。(a)中的時間為 GMT 時間;(b)則為當地時間;(a)中紅色點表示颱風位置; 黑色十字表示七級暴風半徑範圍。(c)中的白線對應到(a)中的時間點。



圖 4.6、2014/9/19 的 12 點鳳凰颱風(Fung-Wong) 侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位置點約略時間 的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地震測站的時頻分布圖(c)。(a)中的時間為 GMT 時間;(b)則為當地時間;(a)中紅色點表示颱風位置; 黑色十字表示七級暴風半徑範圍。(c)中的 白線對應到(a)中的時間點。



圖 4.7、2014/9/21 清晨 6 點鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地震測站的時頻分布圖(c)。(a)中的時間為 GMT 時間;(b)則為當地時間;(a)中紅色點表示颱風位置; 黑色十字表示七級暴風半徑範圍。(c)中的白線對應到(a)中的時間點。



圖 4.8、2014 年鳳凰颱風(Fung-Wong)侵台時台北、花蓮和恆春三個測站的雨量分布圖(資料來源: 中央氣象局)。

圖 4.9 至 4.11 為 2015 年蘇迪勒颱風(SOUDELOR)侵台時三個時間段的颱風位 置圖(圖 4.9a 至 4.11a)、氣象局雷達影像圖(圖 4.9b 至 4.11b)以及四個地震測站的時 頻分布圖(圖 4.9c 至 4.11c)。在 2015/08/06 中午 12 點時,颱風暴風半徑尚未抵達台 灣,但在各地震測站 0.1 至 0.2 Hz 頻率段間都有較高能量訊號出現(圖 4.9),此能 量應由在颱風中心附近造成的湧浪傳遞至地震測站所造成。一天之後(2015/08/07 12:00),整個台灣都在七級暴風半徑內,因而也發現到每個測站在 0.1 至 0.5 Hz 頻 段內都有較大的能量(圖 4.10)。而之後,台灣整個漸漸受到十級暴風圈影響,地震 儀能量也在 0.5 至 1 Hz 出現增加的現象(圖 4.11)。而在颱風期間所觀察到的雨量變 化似乎也與 0.5 至 1 Hz 較高頻能量有關(圖 4.12)。



圖 4.9、2015/8/6 的 12 點蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位置點約略時間 的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地震測站的時頻分布圖(c)。(a)中的時間 為 GMT 時間;(b)則為當地時間;(a)中紅色點表示颱風位置; 黑色十字表示七級暴風半徑範圍。(c) 中的白線對應到(a)中的時間點。



圖 4.10、2015/8/7 的 12 點蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位置點約略時間 的氣象局雷達影像圖(b) (資料來源:中央氣象局)以及四個地震測站的時頻分布圖(c)。(a)中的時間 為 GMT 時間; (b)則為當地時間;(a)中紅色點表示颱風位置; 黑色十字表示七級暴風半徑範圍。(c) 中的白線對應到(a)中的時間點。



圖 4.11、2015/8/8 清晨 6 點蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時的颱風位置圖(a)、颱風在該位置點約略時間的氣象局雷達影像圖(b)(資料來源:中央氣象局)以及四個地震測站的時頻分布圖(c)。(a)中的時間為GMT時間;(b)則為當地時間;(a)中紅色點表示颱風位置;黑色十字表示七級暴風半徑範圍。(c)中的白線對應到(a)中的時間點。



圖 4.12、2014 年蘇迪勒颱風(Soudelor)侵台時新竹、台北、恆春和花蓮三個測站的雨量分布圖(資 料來源:中央氣象局)。

若我們把之前描述的結果用來分析整年的地震儀紀錄(圖 4.13 至圖 4.15),我們 則可以容易的判斷出穿心颱和一般未登陸台灣地震的訊號。只有穿心颱會在 0.3 至 1 Hz 間產生較大微地動能量,如 2014 年的 MATMO 麥德姆、FUNG-WONG 鳳凰 颱風和 2015 年 SOUDELOR 蘇迪勒和 DUJUAN 杜鵑颱風。

另外,我們發現颱風生成後在較低頻約 0.1~0.2 Hz 可觀察到可能與湧浪相關頻 譜能量,而當颱風朝台灣前進時才有此相關訊號出現;進入大陸棚後或是朝遠離及 平行方向運動時,都不會觀察到類似訊號。另外,在東北季風盛行時並不常觀察 到此 0.1~0.2 Hz 訊號,可能表示此時期地震動多由區域風場造成,冬季噪訊來源 為大陸冷高壓,其鋒面傳遞至台灣路徑較短,不易造成週期較長的湧浪現象。



圖 4.13、2014 和 2015 年 2 月至 4 月間 WFSB 和 TWKB 測站實際波高、模擬波高和地震儀頻譜資 料展示。藍色點為實際波高;紅色和綠色點為分別用 0.1~0.4 Hz 和 0.1~1 Hz 地動能量模擬的波高;軍 綠色點為風速。星號為瘋狗浪發生時間點。



圖 4.14、2014 和 2015 年 5 月和 6 月間 WFSB 和 TWKB 測站實際波高、模擬波高和地震儀頻譜資 料展示。藍色點為實際波高;紅色和綠色點為分別用 0.1~0.4 Hz 和 0.1~1 Hz 地動能量模擬的波高;軍 綠色點為風速。星號為瘋狗浪發生時間點。



圖 4.15、2014 和 2015 年 7 月至 12 月間 WFSB 和 TWKB 測站實際波高、模擬波高和地震儀頻譜資 料展示。藍色點為實際波高;紅色和綠色點為分別用 0.1~0.4 Hz 和 0.1~1 Hz 地動能量模擬的波高;軍 綠色點為風速。星號為瘋狗浪發生時間點。

三、瘋狗浪在地震儀資料所可能呈現特性

瘋狗浪通常是指比有效波高高出1倍的巨浪,被認為是湧浪的其中一種,然而 它的成因目前還沒有確實定論。湧浪在大海不易察覺,往往到了岸邊時,常在地 形效應下,突然出現3到4公尺浪高,在風不大時,更容易讓人失去戒心(資料來 源:維基百科)。在前章節所提到0.1~0.2 Hz 間的高能量訊號既然可能與湧浪有關, 在此章節則把2014和2015年瘋狗浪記錄(表 4.1)和此類訊號出現時間做比較,來 了解兩者間是否有任何相關性。

表 4.1、	2014 和	2015	年瘋狗浪	發生	記錄(資	料來	源:中	央氣	象局)	0
--------	--------	------	------	----	------	----	-----	----	-----	---

市从戏儿吐明	n Hn			故法儿朋	エレナル取	(向日) 鄉 1 由
事件發生時间	日期	_	0	洛海地點	死亡或失蹤	總影窖入數
2014/2/8 06:58	2014	2	8	基隆市中山區(外木山漁港)	l	l
2014/3/1 15:00	2014	3	1	新北市頁寮區(來來磯釣場)	1	1
2014/4/26 20:26	2014	4	26	新北市安樂區(大武崙草魚游泳池附近)	0	2
2014/7/8 16:55	2014	7	8	新北市萬里區(野柳公園)	0	7
2014/7/10 17:15	2014	7	10	新北市貢寮鄉(陰陽海樂利橋附近)	0	1
2014/10/4 17:00	2014	10	4	新北市萬里區(野柳地質公園)	2	2
2014/10/5 06:15	2014	10	5	新北市萬里區(野柳漁港)	0	1
2014/10/5 10:30	2014	10	5	台東縣台東市 (富岡漁港)	0	1
2014/10/11 09:40	2014	10	11	新北市貢寮區(龍洞佛祖廟)	1	3
2014/10/11 15:21	2014	10	11	基隆市中正區(八斗子綠燈防坡堤內側)	0	2
2014/10/11 17:00	2014	10	11	宜蘭縣蘇澳鎮(內埤海邊)	1	1
2014/10/12 13:00	2014	10	12	連江縣馬祖東(引老鼠沙近岸海域)	0	2
2014/10/12 16:57	2014	10	12	基隆市中正區(海洋大學前防波堤)	0	1
2014/10/12 22:26	2014	10	12	新北市貢寮區(深澳路189-9號前方海域)	1	2
2014/10/13 17:35	2014	10	13	新北市貢寮區(龍洞佛祖廟)	1	1
2014/10/13 18:00	2014	10	13	基隆市中正區(八斗子漁港綠燈塔)	1	1
2014/10/14 11:25	2014	10	14	宜蘭縣頭城鎮(大里漁港)	0	1
2014/10/26 16:30	2014	10	26	新北市貢寮區(龍洞佛祖崖)	1	1
2014/12/1 08:49	2014	12	1	花蓮縣豐濱區(石梯坪)	1	1
2014/12/21 16:00	2014	12	21	花蓮縣花蓮縣 (豐濱區月洞海邊)	?	?
2015/4/3 06:46	2015	4	3	台東縣成功鎮(三仙台)	1	1
2015/4/3 11:30	2015	4	3	花蓮縣新武區(七星潭)	1	1
2015/4/4 11:47	2015	4	4	花蓮縣新武區(七星潭)	2	2
2015/4/4 12:53	2015	4	4	花蓮縣(蘇花公路崇德段坂下漁場下方)	1	1
2015/4/4 15:18	2015	4	4	宜蘭縣蘇澳鎮(內埤海邊)	0	2
2015/7/10 12:02	2015	7	10	基隆市中正區(海大防波堤)	0	2
2015/7/14 06:06	2015	7	14	宜蘭縣 (蘇澳鎮內埤海邊)	1	2
2015/7/18 08:13	2015	7	18	宜蘭縣(鶯歌石)	0	2
2015/8/6 16:52	2015	8	6	宜蘭縣蘇澳鎮(內埤海邊)	3	4
2015/8/19 14:28	2015	8	19	宜蘭縣蘇澳鎮(內埤海邊)	1	2
2015/10/8 20:07	2015	10	8	新北市貢寮區(龍洞佛祖崖)	3	3
2015/10/10 14:00	2015	10	10	屏東縣達仁區(阿朗壹古道)	1	1
2015/12/13 08:00	2015	12	13	台東縣長濱區(烏石鼻外海)	0	1
2015/12/18 03:00	2015	12	18	新北市瑞芳區(水湳洞)	1	1
2016/2/14 11:30	2016	2	14	新北市瑞芳區(明隧道旁)	1	1
2016/3/1 10:00	2016	3	1	基隆市中山區(大武崙)	0	1

圖 4.16 顯示出在 2015 年蘇迪勒(SOUDELOR)颱風侵台時, 0.1~0.2 Hz 間的高 能量訊號約在 GMT 時間 8 月 5 日清晨 6 點開始出現,該時颱風所在位置,即湧浪 有可能產生位置,距 NACB 測站約有 1350 公里。依照深水波傳遞波速公式 $c = \sqrt{\frac{gL}{2\pi}}$,其中 c 為波速;L 為波長;g 為重力加速度。又 L=gT²/2π,其中 T 為週期。 海洋科學家普遍認為, 湧浪週期應為10秒以上, 因此可推測湧浪速度約在1300 公里/天。需約超過一天的時間傳遞至台灣東部,即8月6日晚上左右,而此時間 與瘋狗浪有記錄時間相差不遠,在粗略估計湧浪傳遞速度的情況下,這樣的對應 關係似乎還是可以成立。另一個例子為 2014 年 7 月的浣熊(NEOGURI)颱風,同樣 的 0.1~0.2 Hz 訊號約在清晨 6 點出現(圖 4.17), 而該時颱風所在位置距 NACB 測站 約 1200 公里。瘋狗浪有記錄時間似乎有半天多的延遲,這一方面有可能是湧浪或 颱風位置的不精準所造成,一方面亦有可能是由於 0.1~0.2 Hz 訊號持續存在,湧 浪在這段時間或許持續生成,而造成的災害記錄時間也相對較晚。2014 年 10 月發 生的黄蜂(VONG-FONG)颱風就有類似的現象產生(圖 4.18),雖然 0.1~0.2 Hz 訊號 在約10月6日清晨6點開始產生,但整個持續時間是一直到10月13日左右,而 瘋狗浪的記錄也是確實由 10 月 11 日一直持續到 10 月 14 日左右。在以上三個例 子, 瘋狗浪記錄都是在北部港口, 而我們發現若颱風路徑經過台灣南部, 瘋狗浪 記錄則多在南部港口,例如 2015 年 4 月的梅莎(MAYSAK)颱風(圖 4.19)。在梅莎 侵台時,0.1~0.2 Hz 訊號約在4月2日清晨0點產生,而該時颱風所在位置距NACB 測站約1850公里,需2天左右時間傳遞。我們發現瘋狗浪的記錄即發生在4月3 日至4月4日間,並由台灣南邊的港口往北邊傳遞。而不論是何種情況,我們也 發現瘋狗浪發生大部份時間,台灣都不在颱風暴風圈內,都至少還有一千多公里 距離,也許就會因此讓民眾喪失警覺。另外,在冬季東北季風影響台灣時的瘋狗 浪記錄並看不到 0.1~0.2 Hz 高能量訊號,但通常多是在東北季風鋒面到達前。



圖 4.16、2015/8/5 清晨 6 點蘇迪勒颱風(SOUDELOR)侵台時的颱風位置(左上圖)、四個地震測站的 時頻分布圖(下圖)以及附近時間的瘋狗浪記錄(右上)。颱風位置圖中的時間為 GMT 時間; 瘋狗浪 記錄則為當地時間。時頻圖中白線為颱風位置圖的時間。



圖 4.17、2014/7/6 清晨 6 點浣熊颱風(NEOGURI)侵台時的颱風位置(左上圖)、四個地震測站的時頻 分布圖(下圖)以及附近時間的瘋狗浪記錄(右上)。颱風位置圖中的時間為 GMT 時間; 瘋狗浪記錄 則為當地時間。時頻圖中白線為颱風位置圖的時間。



圖 4.18、2014/10/6 清晨 6 點黃蜂颱風(VONGFONG)侵台時的颱風位置(左上圖)、四個地震測站的 時頻分布圖(下圖)以及附近時間的瘋狗浪記錄(右上)。颱風位置圖中的時間為 GMT 時間; 瘋狗浪 記錄則為當地時間。時頻圖中白線為颱風位置圖的時間。



圖 4.19、2015/4/2 的 0 點瑪莎颱風(MAYSAK)侵台時的颱風位置(左上圖)、四個地震測站的時頻分 布圖(下圖)以及附近時間的瘋狗浪記錄(右上)。颱風位置圖中的時間為 GMT 時間; 瘋狗浪記錄則 為當地時間。時頻圖中白線為颱風位置圖的時間。

四、擬合結果不佳原因分析及無法解決問題

為了瞭解使用不同頻率段地動能量模擬波高的差異性,圖 4.13 至圖 4.15 顯示 了全年時間 WFSB 和 TWKB 兩測站利用 0.1~0.4 Hz 和 0.1~1 Hz 地動能量模擬波高 的比較。結果發現在東北季風影響時間,用不同頻段能量模擬結果大致一樣(圖 4.13)。但在 2014 及 2015 年的 5 和 6 月時,在頻率介於 0.3 至 1 Hz 有高能量訊號 產生,但都無觀察到明顯波高變化,這些訊號與雨量資料似乎有相關,推測是梅雨 鋒面影響。而在颱風季節,多個颱風同時影響時可能會導致波高值模擬不正確,導 致岸邊的波高可能會加成或彼此抵消。例如 2014 年 6 月,米塔(MITAG)和哈吉貝 (HAGIBIS)颱風同時影響台灣南部(圖 4.21),但一颱風路徑向西,另一颱風向東, 在不同因素影響下,就可發現墾丁(TWKB)站不論使用哪個頻率段的波高模擬結果 都與實際波高有差異(圖 4.14)。另外在 2014 年 7 月,浣熊(NEOGURI)和雷馬遜 (RAMMASUN)颱風也是具有不同方向路徑(圖 4.22),而造成波高模擬結果不佳, 實際波高都比模擬波高高了一公尺多。但由於不同路徑或規模颱風彼此影響效應 目前較難界定,很難估計此效應造成的影響。



圖 4.20、2015 年 1 月至 6 月新竹和花蓮氣象站的雨量變化;新竹站雨量較大時間與 0.3 至 1 Hz 有高 能量訊號產生時間相符。



圖 4.21、2014 年 6 月份台灣附近颱風路徑圖。



圖 4.22、2014 年 7 月份台灣附近颱風路徑圖。

五、模擬上限數值的設定

由前兩章節的觀察及討論,一方面我們發現在5月和6月時有可能因梅雨鋒面 造成,在0.3~0.5 Hz的較高能量,其與波高並無正相關關係;另一方面,颱風季節 則可能由於數個颱風同時影響而導致波高和地動能量關係性降低。這樣的觀測其 時是與擬合時的相關係數分布結果非常符合(圖 4.4)。在分月擬合分析的結果中, 在冬季時都有高於 0.8 左右的相關係數,但在 5 月和 6 月份則可能降至 0.6 以下。 為了解決擬合結果不佳時所可能造成的影響,本計畫建議一方面可用最佳擬合曲 線來做模擬,另一方面可以用波高和地動能量關係分布的上界模擬以得到較大波 高的預警效果(圖 4.23 至 4.26)。圖 4.23 為 LIOB 測站地震儀微地動能量頻譜平方 跟與浮標所得波高分布關係。彩色點為每個月資料所逆推出最佳擬合曲線,但我 們發現,有些較大實際波高的分布會超過此最佳曲線。因此若使用模擬上限曲線, 則可避免無法預測到最大波高的情況。但此方法的限制在於,在某些區域,模擬 波高會一直有被過度放大的情形,例如冬季在 LIOB 和 WFSB 測站的記錄(圖 4.24),這是因為最佳擬合曲線並非線性,而是呈現指數函數變化,因此較大地動 能量時,波高又會更過度的被放大。而我們亦發現,颱風位置也會對模擬參數造 成影響,當颱風在台灣東部時,花蓮區域的波高模擬就必須使用上限值,而在新 竹區域則使用最佳模擬曲線才有較佳效果,例如圖 4.26 中 10 月初的記錄。



圖 4.23、LIOB 測站地震儀微地動能量頻譜平方跟與浮標所得波高分佈圖。淺灰色點為資 料點;彩色點為每個月資料所逆推出最佳擬合曲線;深灰色點為模擬上限曲線。



圖 4.24、2014 和 2015 年 2 月至 5 月間 LIOB 和 NACB 測站實際波高(藍點)、最佳擬合曲線模擬波高(紅點)和上限值所模擬出波高(綠點)和地震儀頻譜資料展示。



圖 4.25、2014 和 2015 年 5 月和 6 月間 LIOB 和 NACB 測站實際波高(藍點)、最佳擬合曲線模擬波高(紅點)和上限值所模擬出波高(綠點)和地震儀頻譜資料展示。



圖 4.26、2014 和 2015 年 7 月至 12 月間 LIOB 和 NACB 測站實際波高(藍點)、最佳擬合曲線模擬 波高(紅點)和上限值所模擬出波高(綠點)和地震儀頻譜資料展示。

六、最後參數設定

在綜合上述討論後,表4.2 為目前暫定使用參數,每個站的數值 a 和 b 值都有 三個,分別是由 2014、2015 年資料擬合而得和其平均值。但我們也發現,某些月 份,多是在夏天的時後,兩年度在同測站和同月份的分析結果有很大的差異(表4.2 橘色背景部分)。目前我們會使用三個值對不同年度資料做模擬,依其適用程度決 定最後所要使用參數值。

			NAC	СВ			WFSB					LIOB						
		а			b			а			b			а			b	
	-5.723	-4.587	-5.155	1.966	1.737	1.851	-6.083	-4.972	-5.528	2.029	1.827	1.928	-7.506	-7.556	-7.531	2.238	2.229	2,234
	-6.334	-5.483	-5.908	2.076	1.904	1.990	-6.256	-5.589	-5.923	2.058	1.930	1.994	-8.577	-8.546	-8.562	2.413	2.418	2.416
	-5.829	-4.364	-5.097	1.990	1.695	1.842	-5.612	-5.669	-5.641	1.942	1.958	1.950	-8.749	-7.405	-8.077	2.443	2.200	2.321
	-3.969	-2.298	-3.134	1.632	1.303	1.468	-5.341	-2.957	-4.149	1.907	1,422	1.665	-6.508	-7.389	-6.949	2.032	2.190	2.111
	-3.442	-1.872	-2.657	1.497	1.164	1.330	-3.296	-0.188	-1.742	1,473	0.841	1.157	-3.590	-1.677	-2.633	1.441	1.091	1.266
	-1.103	4.174	1.535	0.998	-0.102	0.448	-1.331	2.950	0.809	1.048	0.141	0.594	-3.661	-3.195	-3.428	1.452	1.393	1.423
	-3.122	0.839	-1.141	1.380	0.642	1.011	-4.966	-2.219	-3.593	1.762	1.235	1.499	-0.452	-3.484	-1.968	0.823	1.436	1.130
	-1.613	-4.206	-2.910	1.069	1.567	1.318	-1.591	-6.154	-3.872	1.089	2.086	1.588	-2.003	-2.754	-2.378	1.101	1.262	1.181
	-0.707	-2.323	-1.515	0.925	1.277	1.101	-1.311	nan	-1.311	1.069	nan	1.069	-5.284	-5.690	-5.487	1.784	1.886	1.835
	-3.426	-2.276	-2.851	1.549	1.293	1.421	-5.124	-5.886	-5.505	1.880	1.994	1.937	-4.926	-7.637	-6.281	1.743	2.241	1.992
	-3.358	-3.171	-3.265	1.516	1.487	1.501	-4.641	-4.337	-4.489	1.766	1.712	1.739	-7.447	-7.823	-7.635	2.200	2.274	2.237
l	-3.987	-3.685	-3.836	1.622	1.585	1.604	-4.569	-6.285	-5.427	1.748	2.055	1.901	-5.570	-6.347	-5.958	1.877	2.019	1.948
			TWI	KB					TA	I1					PHI	JB		
ļ		а			b			а			b			а			b	
	1.592	4.194	2.893	0.454	0.043	0.249		-5.778	-5.778		1.944	1.944		-11.293	-11.293		2.598	2.598
	2.466	0.305	1.385	0.269	0.696	0.483		-6.425	-6.425		2.068	2.068		-9.596	-9.596		2.334	2.334
	1.215	3.096	2.156	0.516	0.187	0.352	-9.607	-6.861	-8.234	2.665	2,147	2.406	-10.056	-9.325	-9.690	2.411	2.288	2.350
	-1.390	-1.196	-1.293	0.925	0.923	0.924	-9.051	-6.948	-8.000	2.554	2.163	2.358	-10.230	-8.894	-9.562	2.428	2.218	2.323
	1.997	-6.002	-2.002	0.347	1.843	1.095	-8.296	-6.970	-7.633	2.407	2.156	2,281	-9.143	-9.052	-9.098	2.237	2.233	2.235
	-1.910	-7.469	-4.690	1.156	2.171	1.663	-6.973	-6.980	-6.977	2.140	2.157	2,148	-7.091	-9.019	-8.055	1.882	2,228	2.055
	-1.339	-2.524	-1.932	1.043	1.277	1.160	-6.698	-6.980	-6.839	2.086	2.157	2,122	-6.712	-9.019	-7.865	1.819	2.228	2.023
	-5.558	-2.353	-3.955	1.803	1.223	1.513	-6.327	-6.828	-6.577	2.013	2.126	2.070	-6.750	-8.833	-7.791	1.826	2.194	2.010
	-4.340	-1.476	-2.908	1.560	1.004	1.282	-4.29	-6.346	-5.318	1.611	2.039	1.825	-6.291	-8.500	-7.395	1.751	2.140	1.946
	-1.489	-3.472	-2.480	0.952	1.334	1.143	-5.214	-6.505	-5.859	1.799	2.071	1.935	-7.202	-8.789	-7.996	1.910	2.190	2.050
I	-0.733	-1.929	-1.331	0.844	1.044	0.944	-5.509	-6.729	-6.119	1.857	2.118	1.987	-7.808	-8.993	-8.401	2.013	2.227	2.120
I																		

表 4.2、不同測站利用地震儀記錄模擬波高使用參數總表。

七、地磁資料與波高關係

本計畫中,分別分析了曾文(TW)磁力站與布袋港潮位站以及恆春(HC)與小琉 球浮標站(圖 3.5)資料以較驗兩者間關係。

(1) 恆春地磁站與小琉球浪高資校分析結果

本團隊將逐時波高資料與逐時地磁 0.1-0.2 Hz 頻段能量分量進行三小時移動平 均分析、資料正規化與交叉相關性分析,從正規化結果(圖 4.27)可觀察兩筆資料之 移動平均趨勢相同,地磁資料於 8/7 出現波峰,而波高資料於 8/8 出現波峰,比地 磁慢一天左右。兩者交叉相關性分析之最佳延遲時間為 1.1 天(圖 4.28),將 0.1-0.2 Hz 頻段能量分量移動平均正規化結果平移 1.1 天後,與波高觀測值趨勢變化相似, 顯示地磁與海浪具有相關性。



圖 4.27、小琉球浮標波高資料與恆春(HC)站磁力資料 0.1-0.2 Hz 頻段內磁力能量交叉相關性分析。



圖 4.28、小琉球浮標波高資料(黑色菱形)與恆春(HC)站磁力資料 0.1-0.2 Hz 頻段內磁力能量時間平 移結果(原始磁力資料:藍色倒三角形、平移後的磁力資料:綠色叉叉)。

本團隊將平移後之地磁 0.1-0.2 Hz 頻段能量分量移動平均正規化結果與經過 三小時移動平均分析之波高資料進行線性迴歸分析,建立波高預測迴歸方程式, 如圖 4.29 所示,其決定係數(Coefficient of determination, R²)為 0.5384,顯示其中 53.84%之變異可以被解釋;相關係數為 0.73,屬於強相關。所獲致之地磁波高預 測迴歸方程式為 y = 0.7194 x - 0.031,其中 y 為三小時移動平均分析之波高資料(觀 測值), x 為平移後之地磁 0.1-0.2 Hz 頻段能量分量移動平均正規化資料。

將2014/8/1-8/18之平移後之地磁0.1-0.2 Hz 頻段能量分量移動平均正規化結果 帶入波高預測迴歸方程式,推估波浪波高變化,如圖4.30 所示,其中紅色空心圖 為預測值,黑色為經過三小時移動平均分析與正規化之波高資料(觀測值),預設值 於8/7-8/13 之間為波峰分佈區域,觀測值為8/8-8/14 為波峰分佈區域,兩者趨勢雖 有部分相似性,但預測量值與相位仍有頗大的改進空間。



圖 4.29、小琉球浮標波高資料與平移後的恆春(HC)站磁力資料 0.1-0.2 Hz 頻段內磁力能量迴歸分析。





(2) 曾文地磁站與布袋港潮位資校分析結果:

圖 4.31 為兩者正規化後之比較圖,圖 4.32 為兩者之交叉相關分析圖。其中圖 4.31 比對正規化後的磁力與潮位資料,在部分時段有極為明顯的相似度,但此一 相似度卻有隨時間而表現出相位的轉變(如圖 4.32 負相關係數的轉換)。在後續預測 前,須優先建立兩者的相位依存函數。







圖 4.32、布袋潮位與曾文磁力交叉相關分析。

伍、利用地震儀即時模擬波高系統初步模型

本計畫最終目的在於建置一個能夠利用地震儀資料及時模擬波高系統,並能提 供使用者一個展示介面,讓民眾能獲得相關資訊。因此,目前我們也開始構思系 統建構所需要的流程和內容。圖 5.1 為系統初步架構圖,我們將實際波浪資料和地 震站資料輸入 server 中,由 server 進行資料處理和模擬工作,模擬所需參數為計畫 本年度分析所建置而成,最後將模擬結果輸出至展示介面,提供使用者資訊。而 圖 5.2 為使用者介面初步構想圖,圖 5.2a 為主要頁面,一方面會提供總表,讓民 眾了解台灣海域附近全面性的波高分佈情形;另一方面可提供使用者選擇所想參 考測站,在點選之後,將會進入圖 5.2b,民眾即可了解該測站在過去一段時間的 波高變化。目前正在確認資料接收和伺服器規格等相關問題。



圖 5.1、利用地震儀訊號模擬波高程式系統架構圖。



圖 5.2、使用者介面初步構想圖。

陸、結論

對於陸上測站所記錄到地球物理資料和海洋環境參數兩者之間關係的了解,能 增强目前主要由衛星、偵測飛行任務和離岸海洋浮標等方法來從事的氣候觀測任 務,是了解極端氣候在沿岸環境可能造成影響的重要工作。目前雖然能藉由各種 物理理論推導出各種氣候條件和固態地球之間互動過程,如波浪、氣壓或其他參 數可能對於陸上地震或是地磁記錄影響,但實際分析顯示,其相互作用過程比這 些物理模型所估計的複雜。因此,本研究希望藉由陸上地球物理資料和實際上所 觀測到海洋參數的比對,來了解兩者之間的關聯性和研究其相互作用的物理機 制。目的在於建立海洋觀測資料(例如波浪高度和周期等)和一些陸上地球物理 資料訊號能量間的量化關係,了解其即時應用的可能性。在本年度計畫中,利用 位於臺灣 5 個不同地理構造區域的 9 組地震儀和浮標測站對,將臺灣沿岸海洋浮 標記錄的波浪測量與內陸寬帶地震儀的微觀觀測進行比較,以了解不同地理位 置、海岸線及水深環境利用微地動能量進行近岸波高評估時的特性和限制。結果 顯示在臺灣的大部分地區,包括北部、東部和西部,由於受到強烈東北季風的影 響,導致由微地動能量模擬和實際的波高間呈現較高的相關係數,並也有較高的b 值。此現象顯示,在東北季風條件的影響下所造成高波高反應會直接被鄰近的地 震测站收到,而有較佳的擬合結果。而在夏季,這些區域除了偶爾有颱風的侵襲 外,缺乏影響區域較大的天氣系統作用,因此,波高與微地動能量之間的相關性 就不太明顯,b值也較接近1。對於臺灣最南端,即S組,在冬季時,強烈的東北 季風受到內陸地形的阻擋作用,並無法直接於臺灣南部的地震測站附近引起劇烈 波高,但其產生之能量仍被地震測站收到,因此造成在冬季兩者的擬合狀況不佳, 夏季則較佳。

而為了瞭解計畫中所使用 0~1 Hz 的頻率間是否的確符合模擬所需,也為了確 認不同天氣型態影響地震儀訊號的區段,我們對照颱風位置、地震時頻圖、氣象 雷達資料和雨量分布統計等資料,發現夏季時地震儀頻率在 0.1~0.2 Hz 間高能量 訊號可能與湧浪形成有關。當颱風朝台灣前進時才有相關訊號出現,其進入大陸 棚後或是朝遠離及平行方向運動時,都不會觀察到類似訊號。而冬季觀測不到位 於 0.1~0.2 Hz 可能與湧浪相關頻譜能量,可能是由於冬季嗓訊來源為大陸冷高壓, 其鋒面傳遞至台灣路徑較短,不易造成週期較長的湧浪現象。另一方面,穿心颱 都可以在相對高頻(0.3~1 Hz)區段也觀察到有較高能量出現;暴風圈沒有影響到台 灣的颱風能量多只集中在 0.3 Hz 以下。而經與雷達和雨量圖比較,發現暴風半徑 接觸陸地即會產生 0.3 至 0.5 Hz 頻率段能量增強;而較高頻部分(0.5~1 Hz)則可能為 雨量造成的效應。

在實際的模擬結果比較中,發現在東北季風影響時間,用不同頻段能量模擬結 果大致一樣。但在5和6月時,在頻率介於0.3至1Hz有高能量訊號產生,但都無 觀察到明顯波高變化,推測是因部分區域較高降雨量影響。而在颱風季節,多個 颱風同時影響時可能會導致波高值模擬不正確,其可能是由於較複雜的波浪干涉 過程所造成。但由於不同路徑或規模颱風彼此影響效應目前較難界定,很難估計 此效應造成的影響。而為了解決擬合結果不佳時所可能造成的影響,本計畫建議 一方面可用最佳擬合曲線來做模擬,另一方面可以用波高和地動能量關係分布的 上界模擬以得到較大波高的預警效果。有些較大實際波高的分布會超過最佳擬合 曲線,因此若使用模擬上限曲線,則可避免無法預測到最大波高的情況。

本年度之研究另一目的在建立地磁場預測浪高的作業程序,初步以恆春地磁 站與小琉球浮標站之間,於建模時間窗找到了兩種物理量間的迴歸式,但在驗證 時間窗的預測表現不甚理想。目前的做法在建模與驗證時間窗的選擇上,皆以固 定時間窗設定之,屬於靜態預測技術,並未考量迴歸參數之動態變化。又雖以交 互相關性計算了最佳的相位平移量,但此相位平移也可能隨時改變。最根本的是, 時間窗長度的選取以及迴歸量(如原始值或高階微分值等)的選取,也未有物理條件 的約束。預期後續研究可在這些面向上進行更多的探討,惟不排除仍存在很多作 法,可以嘗試改善以地磁場預測浪高的效果。

本年度計畫至今成果提供了因為季節和地理位置效應所造成由地震儀微地動 訊號估計波高的模型的影響,並初步計算出各測站進行模擬所需參數。由季節效 應推論,對同一測站,全年僅使用單一組合參數的方法並無法有效預估波高,在 不同氣候影響下應使用不同參數組合。並且目前正在進行模擬系統的初步建置工 作。

柒、自評、成果的價值與貢獻、落實應用情形

目前已達到計畫目標,對全臺灣不同地理區域地震測站和浮標資料進行分 析,並獲得波高模擬工作時所需係數。也對擬合結果不好時段進行初步檢視和機 制探討並提出解決方法。本計畫目前成果發現了波高模擬時季節和地理效應會造 成的影響,可提供利用全臺灣地震測站資料來估計波高的模型參考。季節效應顯 示出波高模擬時,全年不能只用單一參數組合,應考慮依季節性改變參數設定。 此外,在東北季風條件影響下,地震能量與波高之間的相關性較好,但關係並非 線性。而不同颱風路徑的確會對波高評估造成較大的誤差。

捌、文獻

- Ardhuin, F., E. Stutzmann, M. Schimmel, and A. Mangeney (2011), Ocean wave sources of seismic noise, Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C9), doi:10.1029/2011JC006952.
- Ardhuin, F., A. Balanche, E. Stutzmann, and M. Obrebski (2012), From seismic noise to ocean wave parameters: General methods and validation, Journal of Geophysical Research: Oceans, 117(C5), doi:10.1029/2011JC007449.

Beucler, É., A. Mocquet, M. Schimmel, S. Chevrot, O. Quillard, J. Vergne, and M. Sylvander

(2015), Observation of deep water microseisms in the North Atlantic Ocean using tide modulations, Geophysical Research Letters, 42(2), 316-322.

- Blake ES, Kimberlain T, Berg R, Cangialosi J, Beven II J (2013) Hurricane Sandy (AL182012) 22-29 October 2012. Tropical Cyclone Report 1-157.
- Breiner S (1964) Piezomagnetic effect at the time of local earthquakes. Nature 202, 790-791.
- Bromirski, P. D., F. K. Duennebier, and R. A. Stephen (2005), Mid-ocean microseisms, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 6(4), doi: 10.1029/2004GC000768.
- Chen C-H, Lin J-Y, Chao C-C, Han P, Chen C-R (2016) Magnetic ocean wave effects in Taiwan. Marine Geophysical Researches submitted.
- Chi, W.-C., W.-J. Chen, D. Dolenc, B.-Y. Kuo, C.-r. Lin, and J. Collins (2010a), Seismological report on the 2006 Typhoon Shanshan that lit up seismic stations along its way, Seismological Research Letters, 81(4), 592-596.
- Chi, W.-C., W.-J. Chen, B.-Y. Kuo, and D. Dolenc (2010b), Seismic monitoring of western Pacific typhoons, Marine Geophysical Researches, 31(4), 239-251.
- Darbyshire, J. (1950), Identification of microseismic activity with sea waves, paper presented at Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, The Royal Society.
- Díaz, J., Villaseñor, A., Morales, J., Pazos, A., Cordoba, D., Pulgar, J., and TopoIberia Seismic Working Group (2010) Background noise characteristics at the IberArray broadband seismic network: Bulletin of the Seismological Society of America, 100(2), 618-628.
- Eleman F (1966) The response of magnetic instruments to earthquake waves. Journal of geomagnetism and geoelectricity 18(1):43-72
- Ferretti G, Zunino A, Scafidi D, Barani S, Spallarossa D (2013) On microseisms recorded near the Ligurian coast (Italy) and their relationship with sea wave height. Geophysical Journal International, doi: 10.1093/gji/ggt114.
- Fraser D (1965) Magnetic fields of ocean waves. Nature 206, 605-606.
- Fraser D (1966) The magnetic fields of ocean waves. Geophysical Journal International 11(5):507-517.
- Grevemeyer, I., R. Herber, and H. Essen (2000), Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic Ocean, Nature, *408*(6810), 349.
- Guglielmi AV, Potapov AS, Tsegmed B (2004) On the excitation of magnetic signals by Love waves. Annals of Geophysics 47(1): doi:10.4401/ag-3269.
- Hasselmann, K. (1963), On the non-linear energy transfer in a gravity wave spectrum Part 2. Conservation theorems; wave-particle analogy; irrevesibility, Journal of Fluid Mechanics, *15*(2), 273-281.
- Henderson, R. C. (2006), Method and system for sub-ambient pressure control for column head pressure in gas chromatography systems, edited, Google Patents.
- Honkura Y, Satoh H, Ujihara N (2004) Seismic dynamo effects associated with the M7. 1 earthquake of 26 May 2003 off Miyagi Prefecture and the M6. 4 earthquake of 26 July 2003 in northern Miyagi Prefecture, NE Japan. Earth, planets and space 56(2):109-114.
- Howell, R. K. (1990), An algorithm for the extraction of ocean wave spectra from narrow beam HF radar backscatteer, Memorial University of Newfoundland.
- Iyemori T, Kamei T, Tanaka Y, Takeda M, Hashimoto T, Araki T, Okamoto T, Watanabe K, Sumitomo N, Oshiman N (1996) Co-Seismic Geomagnetic Variations Observed at the 1995 Hyogoken-Nanbu Earthquake. Journal of geomagnetism and geoelectricity 48(8):1059-1070.
- Iyemori, T., M. Nose, D. Han, Y. Gao, M. Hashizume, N. Choosakul, H. Shinagawa, Y. Tanaka, M. Utsugi, and A. Saito (2005), Geomagnetic pulsations caused by the Sumatra earthquake

on December 26, 2004, Geophysical Research Letters, 32, L20807, doi:20810.21029/22005GL024083.

- Kedar, S., M. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, and C. Jones (2008), The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, paper presented at Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, The Royal Society.
- Larsen J (1973) An introduction to electromagnetic induction in the ocean. Physics of the Earth and Planetary Interiors 7(3):389-398.
- Lin, J. Y., T. C. Lee, H. S. Hsieh, Y. F. Chen, Y. C. Lin, H. H. Lee, and Y. Y. Wen (2014a), A Study of Microseisms Induced by Typhoon Nanmadol Using Ocean–Bottom Seismometers, Bulletin of the Seismological Society of America, doi: 10.1785/0120130237.
- Lin, L.-C., J.-Y. Liou, H.-H. Hwung, F. Bouchette, and S. Meulé (2014b), LINKS BETWEEN MICROSEISMS AND EXTREME WAVES DURING TYPHOONS, Coastal Engineering Proceedings, 1(34), 37.
- Longuet-Higgins, H. (1950), Some studies in molecular orbital theory I. Resonance structures and molecular orbitals in unsaturated hydrocarbons, *The Journal of Chemical Physics*, 18(3), 265-274.
- Maclure K, Hafer R, Weaver J (1964) Magnetic variations produced by ocean swell. Nature 204: 1290-1291.
- McNamara, D.E., and Buland, R.P. (2004), Ambient noise levels in the continental United States: Bulletin of the seismological society of America, 94(4), 1517-1527.
- Peterson, J. (1993), Observations and modeling of seismic background noise, U.S. Geol. Surv. Tech. Rept., 93-322, 1-95.
- Reul N, Tenerelli J, Chapron B, Vandemark D, Quilfen Y, Kerr Y (2012) SMOS satellite L-band radiometer: A new capability for ocean surface remote sensing in hurricanes. Journal of Geophysical Research: Oceans 117(C2), doi:10.1029/2011JC007474.
- Rhie, J., and B. Romanowicz (2004), Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere–ocean–seafloor coupling, Nature, *431*(7008), 552-556.
- Schimmel, M., E. Stutzmann, F. Ardhuin, and J. Gallart (2011), Polarized Earth's ambient microseismic noise, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(7), doi: 10.1029/2011GC003661.
- Stephen, R. A., F. N. Spiess, J. A. Collins, J. A. Hildebrand, J. A. Orcutt, K. R. Peal, F. L. Vernon, and F. B. Wooding (2003), Ocean seismic network pilot experiment, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4(10), doi: 10.1029/2002GC000485.
- Stutzmann, E., M. Schimmel, G. Patau, and A. Maggi (2009), Global climate imprint on seismic noise, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, *10*(11), doi: 10.1029/2009GC002619.
- Tanimoto, T., S. Ishimaru, and C. Alvizuri (2006), Seasonality in particle motion of microseisms, Geophysical Journal International, *166*(1), 253-266.
- Tillotson, K., and P. D. Komar (1997), The wave climate of the Pacific Northwest (Oregon and Washington): A comparison of data sources, Journal of coastal research, 440-452.
- Traer, J., P. Gerstoft, P. D. Bromirski, and P. M. Shearer (2012), Microseisms and hum from ocean surface gravity waves, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B11), B11307, doi: 10.1029/2012JB009550.
- Thompson, E. F., and C. Vincent (1985), Significant wave height for shallow water design, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, *111*(5), 828-842.
- Tsegmed B, Guglielmi A, Potapov A (2000) Application of the polarization method to the observation of seismomagnetic waves produced by strong earthquakes. IZVESTIIA PHYSICS OF THE SOLID EARTH C/C OF FIZIKA ZEMLI-ROSSIISKAIA

AKADEMIIA NAUK 36(12):1021-1030.

- Vassallo, M., Festa, G., and Bobbio, A. (2012). Seismic ambient noise analysis in southern Italy: Bulletin of the Seismological Society of America, 102(2), 574-586.
- Uchiyama, Y., and J. C. McWilliams (2008), Infragravity waves in the deep ocean: Generation, propagation, and seismic hum excitation, Journal of Geophysical Research: Oceans, 113(C7), doi:10.1029/2007JC004562.
- Weaver J (1965) Magnetic variations associated with ocean waves and swell. Journal of Geophysical Research 70(8):1921-1929.
- Yamazaki Ki (2012) Estimation of temporal variations in the magnetic field arising from the motional induction that accompanies seismic waves at a large distance from the epicentre. Geophysical Journal International 190(3):1393-1403.