



題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
國內潮位觀測及評估	莊文思	39/01	1	1994.08
國內資料浮標研發概況	黃明志 高家俊	39/01	11	1994.08
潮汐及暴潮預報模式之發展	李賢文	39/01	24	1994.08
國內海象資料庫概況及評估	唐存勇 黃淑貞	39/01	31	1994.08
台灣地區波浪調查概況	張金機 簡仲璟 曾相茂	39/01	41	1994.08
國內波浪模式概況及評估	梁乃匡	39/01	56	1994.08
-----	-----	----	----	-----
美國作業單位海浪模式之評介	趙榮耀	39/02	63	1994.08
浮標測波資料處理之評介	王維紀	39/02	72	1994.08
美國作業單位暴潮模式之評介	陳傑	39/02	93	1994.08
衛星遙測在海象應用之評介	劉安國	39/02	100	1994.08
W A M模式評介	陳炫杉	39/02	106	1994.08
作業化資料浮標之評介	鄧中柱	39/02	116	1994.08
-----	-----	----	----	-----
民國八十二年十六日大埔地震調查報告	郭鑑紋 辛在勤 張建興	39/34	125	1994.08
中央氣象局強地動觀測計畫——基本自由場強震儀比較分析	劉坤松 辛在勤 李沄鑑 蔡義本	39/34	132	1994.08
中央氣象局強地動觀測計畫——結構物系統及明禮國小之資料分析	吳健富 鄧大量 辛在勤	39/34	151	1994.08
中央氣象局強地動觀測計畫——資料庫和資料服務	蔡俊雄	39/34	165	1994.08
台灣西部短週期表面波初探	鍾仁光	39/34	174	1994.08
嘉南地區之震源機制與大地應力分析	江準熙	39/34	187	1994.08
一九九三年地震回顧	張建興 辛在勤	39/34	202	1994.08

氣象學報

專 刊

第三十九卷

第 一 期

目 次

研究論文

國內潮位觀測及評估	莊文思 (1)
國內資料浮標研發概況	黃明志 高家俊 (11)
潮汐及暴潮預報模式之發展	李賢文 (24)
國內海象資料庫概況及評估	唐存勇 黃淑貞 (31)
台灣地區波浪調查概況	張金機 簡仲璟 曾相茂 (41)
國內波浪模式概況及評估	梁乃匡 (56)

+++++										+++++													
出版者		中央氣象局氣象學報社		臺北市公園路六十四號																			
發行		蔡清彥		電 話：3491091																			
編輯委員		蔡清明																					
主任委員		鄭有在																					
副主任委員		丁辛李																					
幹事		李余林																					
發售		林柳黃																					
		新台幣150元																					

國內潮位觀測及評估

莊文思

台灣大學海洋研究所

摘要

藉由中央氣象局所提供之十五站，一整年（1991年）之水位資料，分析其品質並評估其成效。十五站中，僅有三站保持完整之記錄，其餘則有資料殘缺，基準點移動，甚至未能測得最低水位等狀況存在。所有資料經潮汐調合分析後，所得結果大抵與模式結果吻合，並足敷潮汐、暴潮預報及提供近海工程之需用。為使資源有效利用起見，建議氣象局僅需維持本島10水位站，輔以港務局之4測站，將可達到滿足一般任務之需求。

一、前言

潮汐觀測及預報為中央氣象局之任務之一。以往台灣四週海岸之潮位測量分由氣象局、省水利局、各港務局（含省港灣技術研究所）、海軍海洋測量局、學術研究單位、工程單位等逕行負責，長期測站之資料再轉交至氣象局。自今(1993)年起氣象局成立海象測報中心後，省水利局負責之測站即將移交給氣象局，為此氣象局身負建立並維持全省潮位站網之工作，為求有效利用人力及資源，勢需整體評估現有測站之效果並擬定站網之建設計劃。

台灣四週海岸線全長不逾一千公里，如能有少數維持良好之測站，配合潮汐調合分析及區域性之潮汐數值模式，即可充份掌握沿海地區之潮汐特性，以為各式預報及近岸工程之需用參考。

另一方面，由於台灣西岸為沙質地形，加以河流亦帶入大量泥沙，海岸線常有變遷，各種開發利用工程亦在不斷進行，因此準確預測每地潮位變化亦屬不易，勢需採實地測量方式，因此在此西岸地區維持相當數量之測站亦屬必要。

在此研究中檢視全島之一年測站紀錄，分析其結果，並建議未來之測位置，以供氣象局參考。

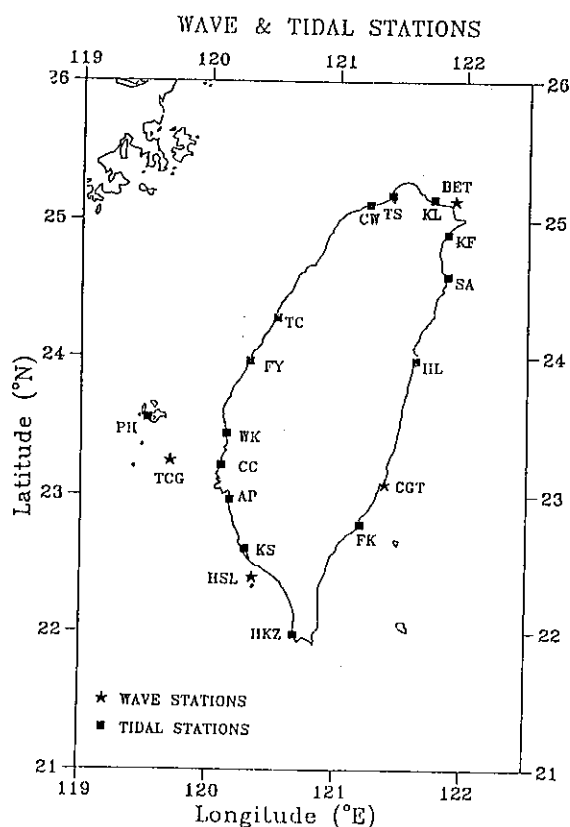


圖1. 全省之波浪站與潮位站

二、現有測站分佈狀況

現有長期測站共有19站(包括外島澎湖一站)

。其分佈狀況如圖1所示，各測站負責單位如下：

中央氣象局—淡水、竹圍、新竹、東石、蘇澳、
花蓮、成功、澎湖。

省 水 利 局—王功、芳苑、塭港、將軍、蟬廣嘴、
梗枋、富岡。

港 務 局—基隆、台中、安平、高雄。

其中資料記錄方式已數位化者有中央氣象局
負責之測站及基隆、台中兩站。

三、資料品質

我們取得了19站中 15 站的 1991 年全年資料

。欠缺的四站分別為氣象局的新竹、東石、成功
(1992年中才開始運作)，及水利局的王功站。

各站之位置如表1。

各站資料以圖示方式表達於圖2a至圖2h。15
站中僅有基隆、竹圍及高雄三站之全年記錄完整
。淡水、蘇澳、花蓮、澎湖基準點均有明顯移動
現象，芳苑無低潮水位記錄。整體而言如不計基
準點偏移之誤差(可以平均值修正)，則可使用
之資料約為75% 仍有甚多可供改進之餘地。

四、資料分析

潮位資料選擇可用之時段經調合分析後，取
其最主要之五項分潮—M2，S2，N2，K1，O1，
並將其振幅及遲角，按測站由北向南(西岸)及

表1. 臺灣沿海各驗潮站於1991年所記錄之潮位資料

1	KL 基隆 KEELUNG	(121 45'15", 25 09'00")
2	TS 淡水 TANSUI	(121 25.0', 25 10.6')?
3	CW 竹圍 CHUWEI	(121 14'46", 25 06'46")
4	TC 臺中 TAICHUNG	(120 32'02", 24 16'58")
5	FY 芳苑 FANYUAN	(120 19.0', 23 58.2')?
6	CC 將軍 CHIANGCHUN	(120 06'00", 23 13'05") 臺南將軍漁港
7	WK 塭港 WENKANG	(120 08'27", 23 26'39") 嘉義東石
8	AP 安平 ANPING	(120 10'07", 22 57'57")
9	KS 高雄 KAOHSIUNG	(120 17'31", 22 36'34")
10	PH 澎湖 PENGHU	(119 31.0', 23 33.8')?
11	HKZ 蟬廣嘴 HSINKUANGZUE	(120 40'54", 21 58'50") (缺8 月-12月資料) 恆春蟬廣嘴漁港
12	FK 富岡 FUKANG	(121 11'28", 22 47'05") 臺東富岡漁港
13	HL 花蓮 HUALIEN	(121 37'20", 23 58'19") (缺10月資料)
14	SA 蘇澳 SUAO	(121 52'07", 24 35'08")
15	KF 梗枋 KENFANG	(121 52'07", 24 53'31") 宜蘭頭城梗枋新舊漁港

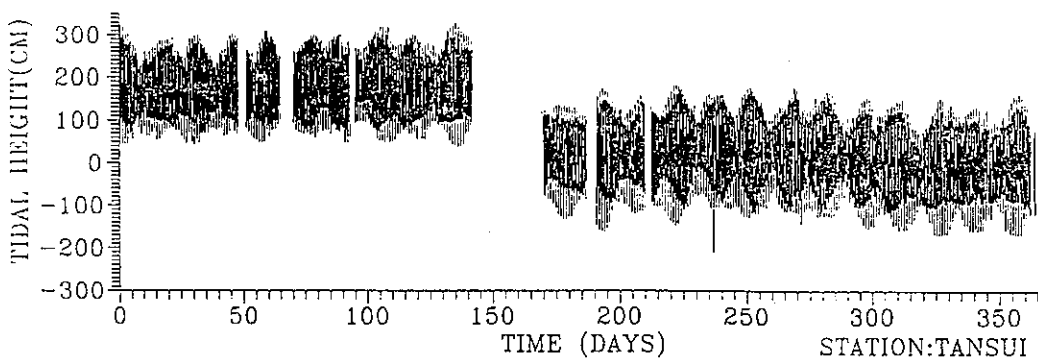
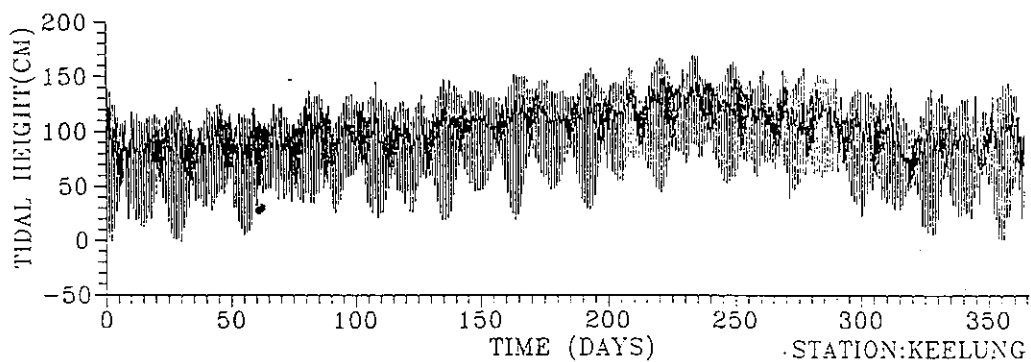


圖2a. 基隆與淡水之潮位圖

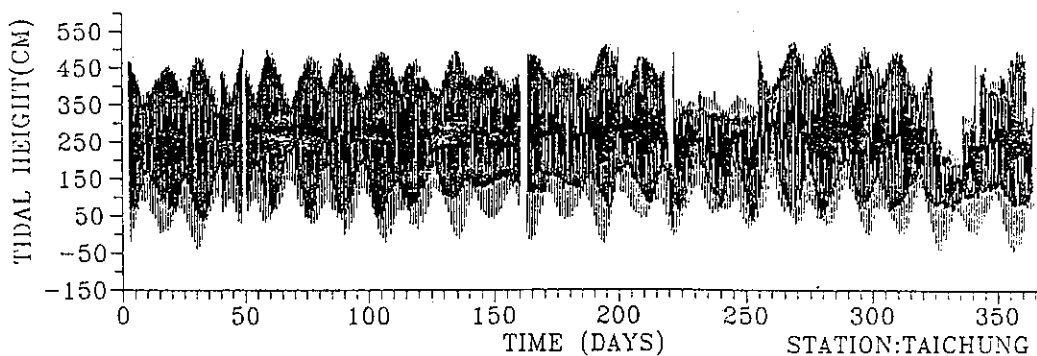
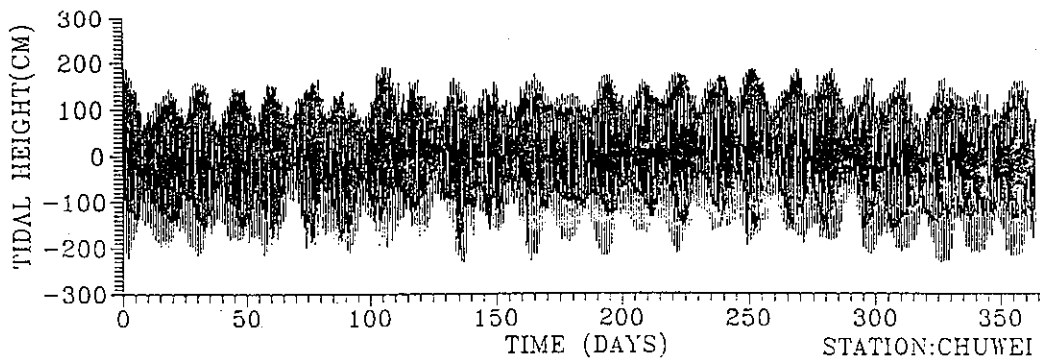


圖2b. 竹圍與台中之潮位圖

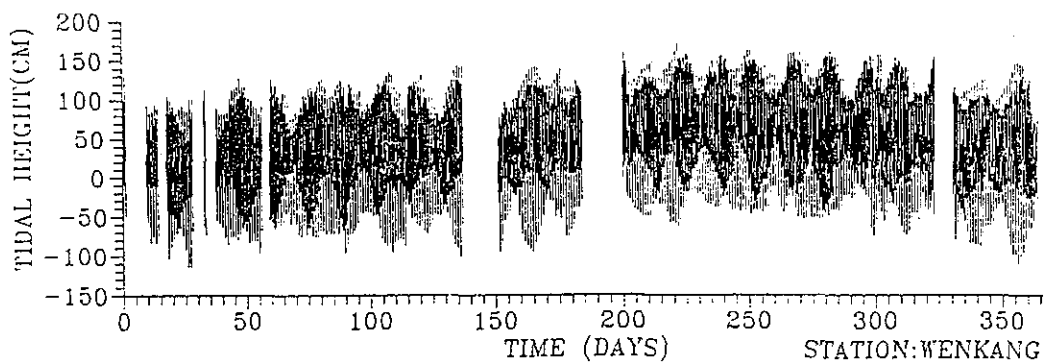
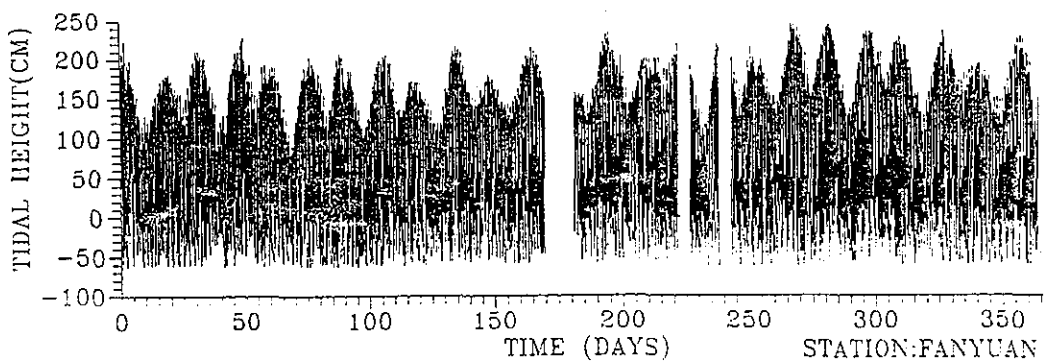


圖2c. 芳苑與塭港之潮位圖

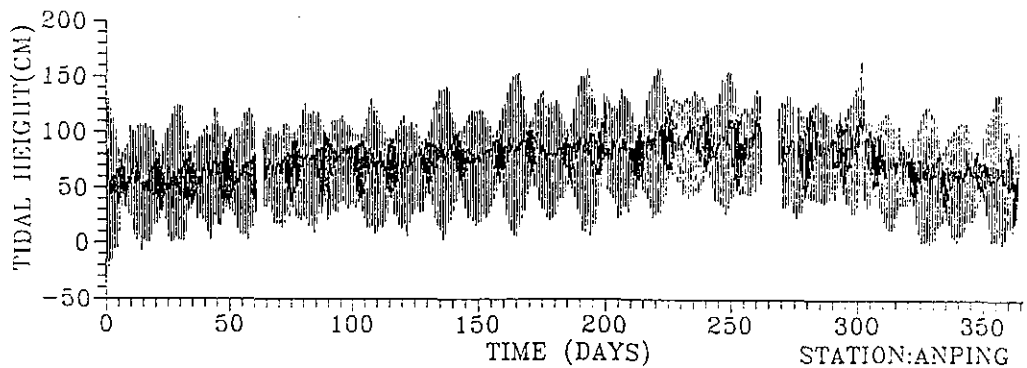
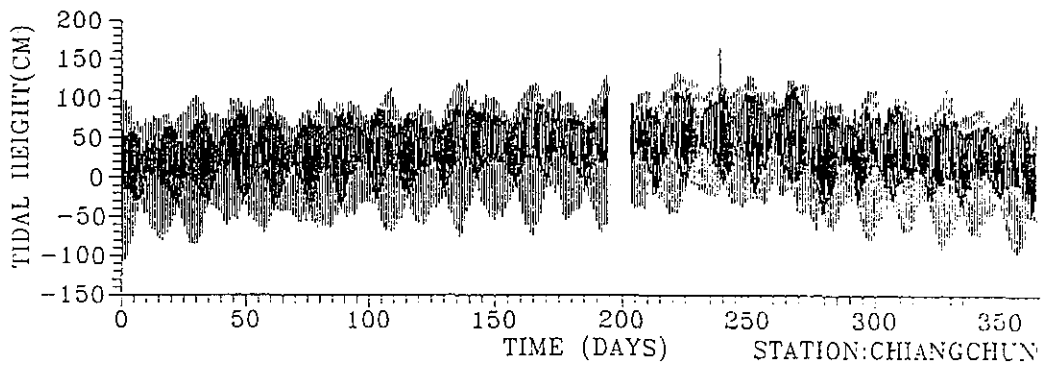


圖2d. 將軍與安平之潮位圖

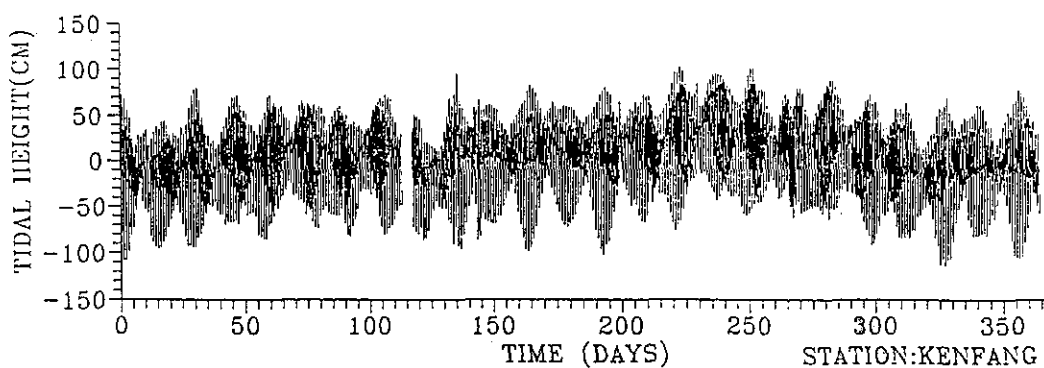
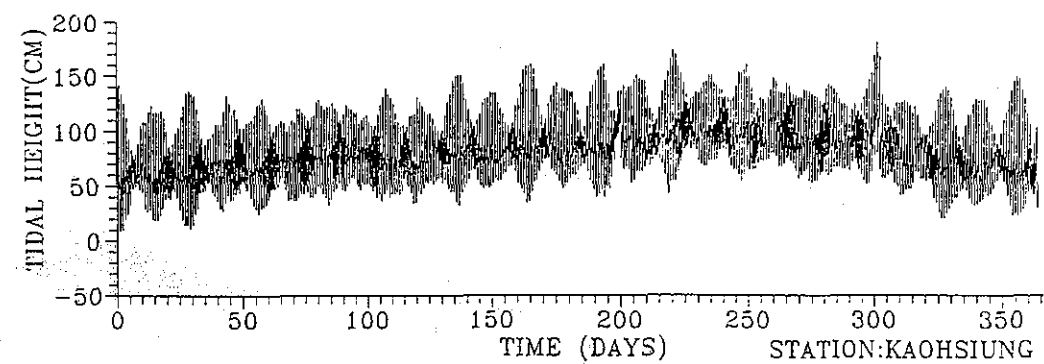


圖2c. 高雄與梗枋之潮位圖

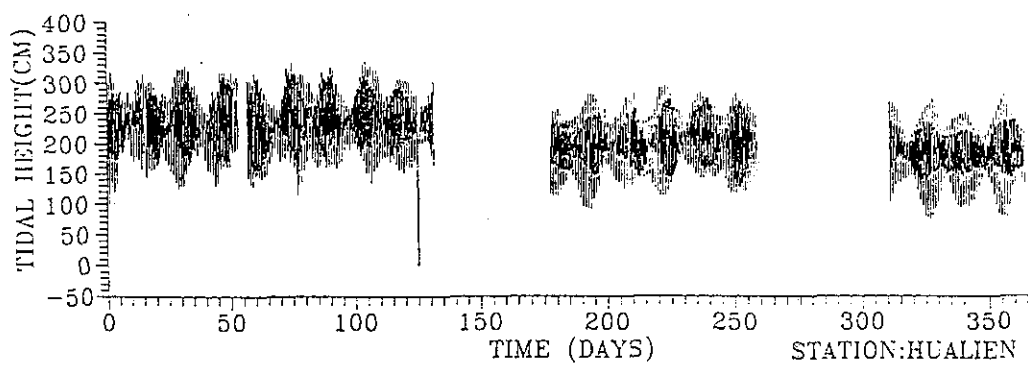
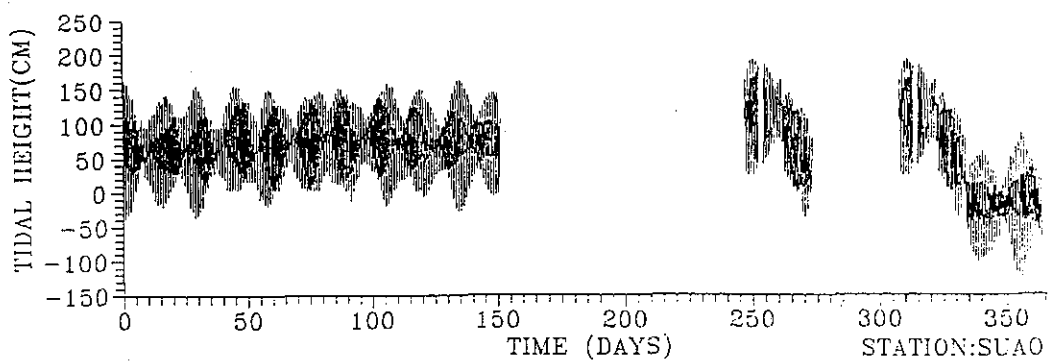


圖2f. 蘇澳與花蓮之潮位圖

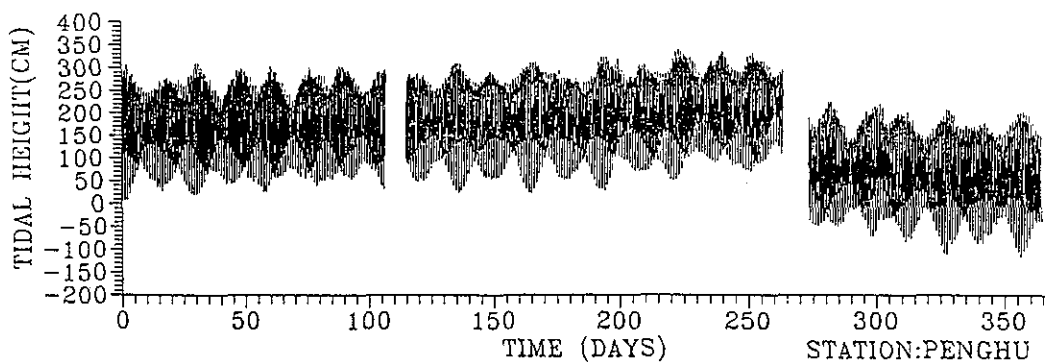
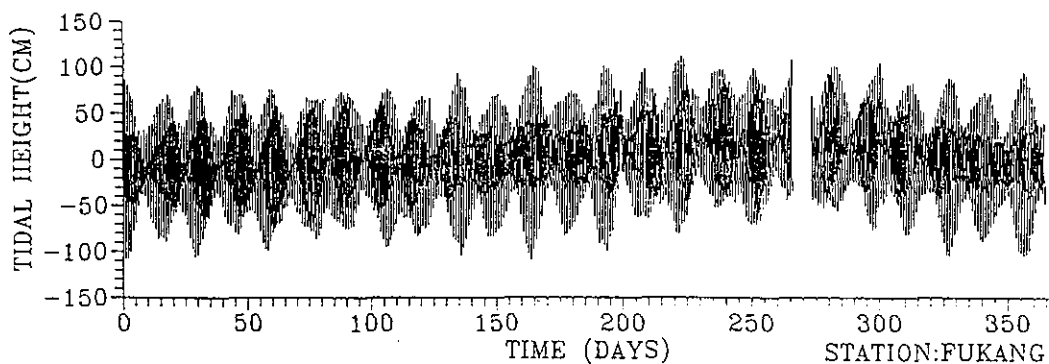


圖2g. 富岡與澎湖之潮位圖

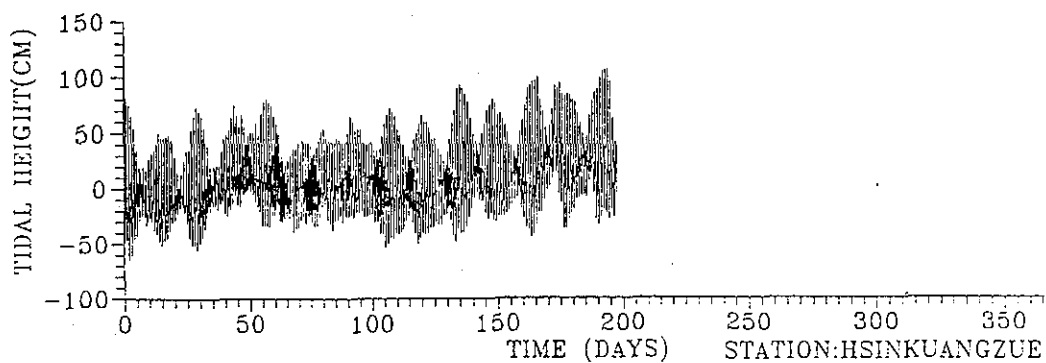


圖2h. 媽廣嘴之潮位圖

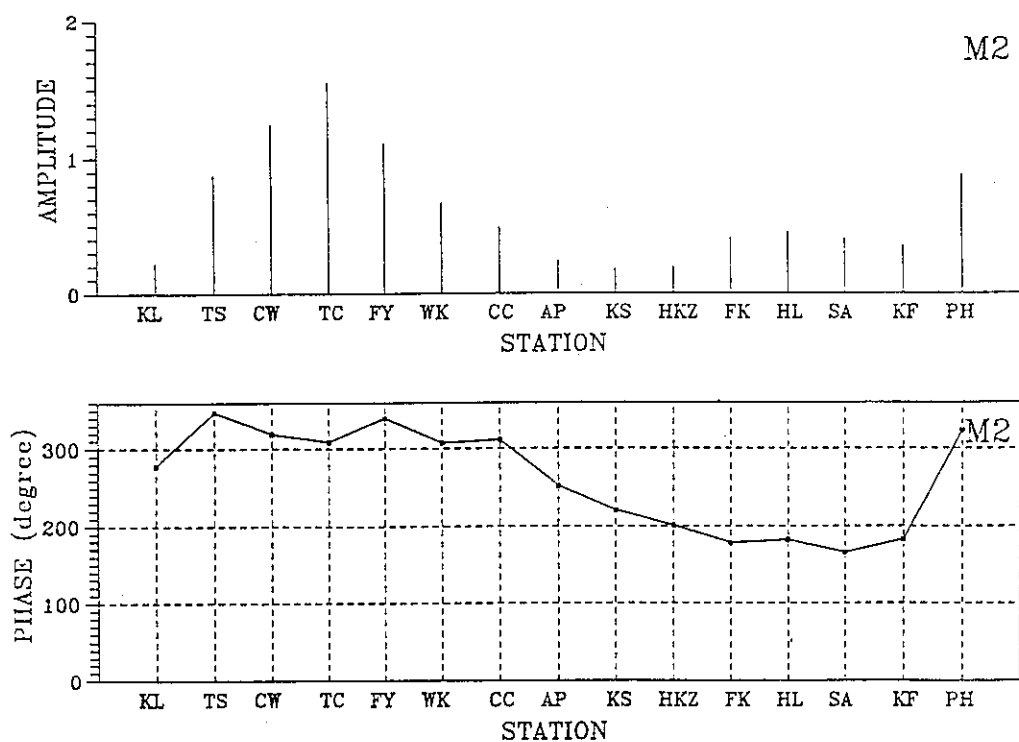


圖3a. 全省潮位站M2分潮之振幅與相位

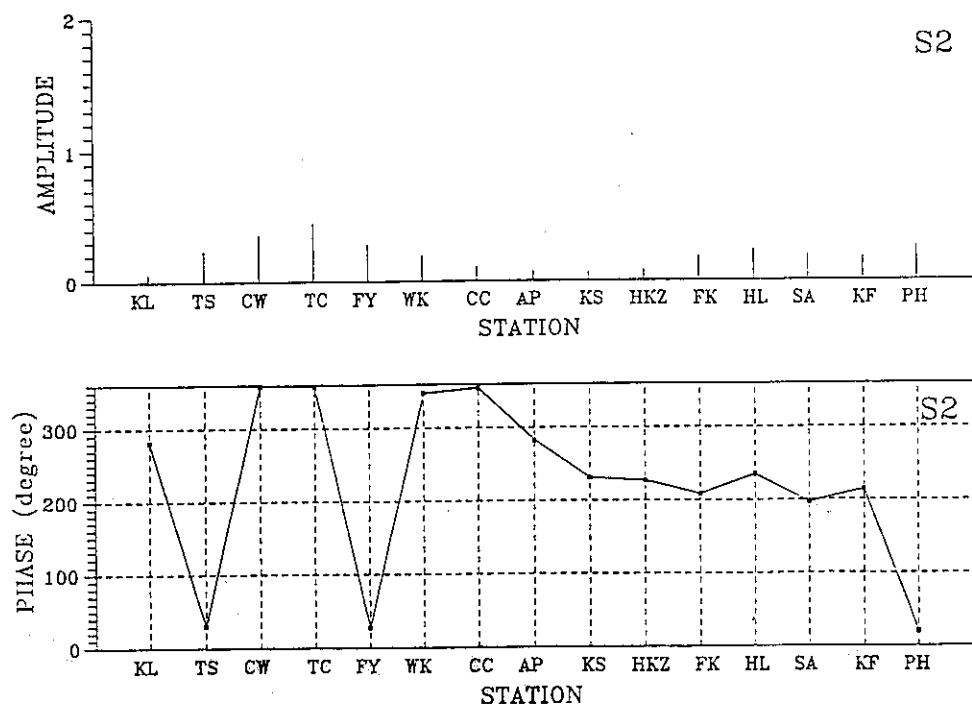


圖3b. 全省潮位站S2分潮之振幅與相位

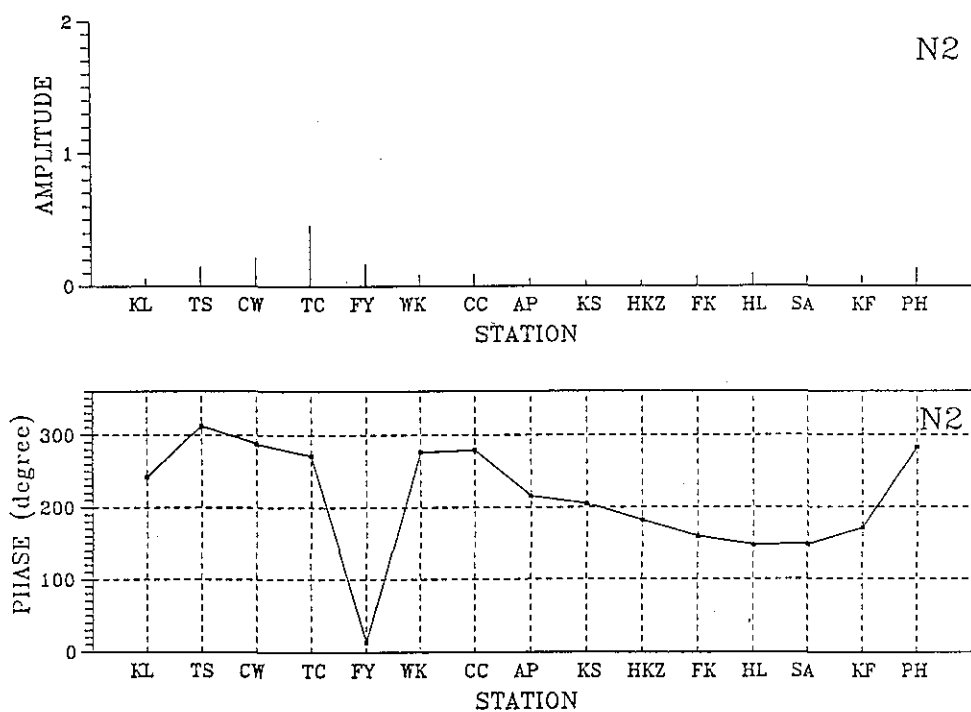


圖3c. 全省潮位站N2分潮之振幅與相位

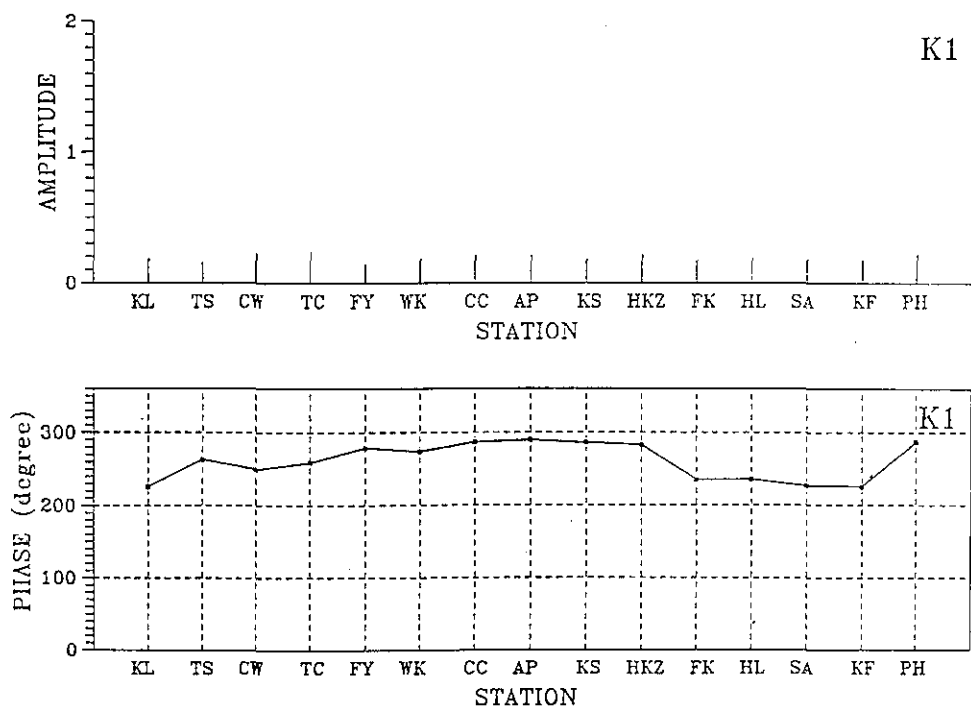


圖3d. 全省潮位站K2分潮之振幅與相位

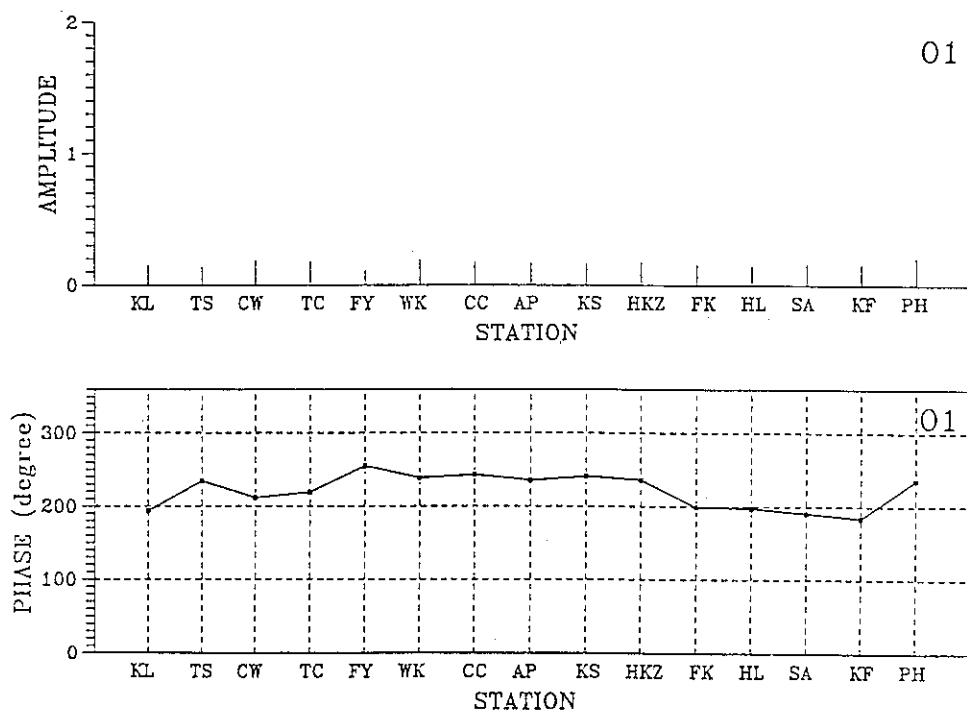


圖3e. 全省潮位站O1分潮之振幅與相位

由南向北（東岸）繪於圖3a至圖3e。

大抵而言，半日潮潮高自基隆循台灣西岸向南快速增加，於台中港為最高，再依次遞減至台灣南端之鵝鑾嘴。在台灣東岸則變化不大。遲角變化則以台灣西南海域（將軍至鵝鑾嘴）變化最為快速。澎湖之潮汐則與對應之台灣西岸無甚大區別。全日潮於東西岸均無甚大變化。

四、結 論

本研究之目的在了解現有測站之資料，配合台灣附近海域之潮汐特性，建議一有效之觀測網以利中央氣象局執行海象預報工作。

就本計劃所檢視之十五站各一年之資料顯示

，現有測站已能完全掌握台灣附近之潮位狀況，亦即並無需增加任何本潮位站之需要。但就氣象局接收省水利局之八站而言，塭港站可以氣象局新設之東石站，富岡以成功站，梗枋因東岸潮況變化不大可用蘇澳站之資料，將軍近安平，此四站均不需再設置。另外芳苑站因淤沙問題已不適合觀測。因此建議分年改建王功、三條崙、鵝鑾嘴三站達到其餘氣象局測站之水準。氣象局有之蘇澳、花蓮二站資料均不完整，似應儘快更新設備。依以上建議，中央氣象局在本島維持十測站，配合港務局之四港測站，應可達到潮汐、暴潮預報及提供近海工程之需用。

A DESCRIPTION AND EVALUATION OF TIDAL STATIONS AROUND TAIWAN

Wen-Ssn Chuang

Institute of Oceanography College of Science,
National Taiwan University

ABSTRACT

The 1991 tidal data at 15 stations around Taiwan were provided by the Central Weather Bureau (CWB) for analysis and evaluation. Among them, only 3 stations yield complete data, others are classified as incomplete in the sense that gaps, shifting, or no detection of low water level are shown on the records. Tidal analysis indicate that those stations are more than adequate for practical purposes of tide forecasting, storm surge prediction and other coastal engineering needs. It is thus recommended that a tidal station network consists of 10 CWB-maintained and 4 harbour authority-maintained ones should serve the general purpose.

國內資料浮標研發概況

黃明志

國立成功大學
造船工程研究所

高家俊

國立成功大學
水利及海洋工程研究所

摘要

國內在海氣象資料浮標方面之技術與系統實務操作二方面，目前正處於萌芽與推動階段。本文主要說明農委會、國科會過去四年來支持我們進行研發設計資料浮標之沿革：經由學理探討，數值計算浮標之靜水性能與穩度，浮標—繫纜—錨碇系統的靜、動態運動特性，在水槽中進行浮標原型之運動特性試驗，在彌陀海域進行之耐海性能試驗，各項海氣象觀測儀器之評估與率定試驗，資料獲取系統之開發，無線電訊號傳輸測試，資料分析軟體之開發，浮標施放工具之開發，最後完成二米資料浮標的設計，並在台中外海施放實測海況，分析所觀測到的波浪結果，對四年內研發工作做一評估與檢討。

一、前言

臺灣地處西太平洋夏季颱風侵襲必經之路，冬季時則有強烈東北季風吹襲，致使沿岸與海峽地區經年累月處於惡劣海象條件下。任何港灣、海岸與海洋結構之規劃、設計、施工與營運均需有長期觀測與分析之海氣象資料以為依據。商、漁船航運安全所需之海氣象預報亦有賴實測資料做為模式之輸入或驗證。截至目前為止只有氣象局的四個測站及部份港務局的測站屬於長期觀測性質。近幾年之港灣、海岸、海洋工程建設，大多皆以臨時設置之測站所觀測到短期海氣象資料為設計之依據，使設計品質大受影響。與航安息息相關的海氣象預報模式尚無法準確的建立。臺灣四週沿岸海氣象自動觀測網路之規劃與設置，實為當急之務。

海氣象資料係包括波浪、洋流、潮汐、海水溫度、風速、風向、大氣壓力、大氣溫度、相對濕度、日照、降雨量等資料。除了利用沿岸固定式測站或測樁可進行現場觀測外，這些資料均有

賴在海上利用資料浮標實施現場觀測。國內在海氣象資料浮標觀測上，限於過去研究經費與人力不足等問題，不論是技術層面或各軟硬體設備上，均需仰賴國外。

本文主要說明自七十八年至八十一年為止，農委會支持我們進行「台灣海域海況遙測浮標之設計與實測研究」，隨後配合國科會「海岸空間利用」重點研究群體計劃在台中外海施放一資料浮標進行波浪觀測，四年內研發工作之評估與檢討。鑒於學術單位無法負擔長期作業之需求，中央氣象局海象測報中心應積極主導整個台灣沿岸海氣象資料浮標觀測網路之建立與運作，而由有限之學術單位研究人力專注於研發工作，必可收事半功倍之效。

二、浮標設計學理

海氣象觀測之資料浮標所涉及之技術層面廣泛，舉如海洋工程與物理、觀測儀器、電子儀表、通訊傳輸、分析軟體等均有關聯。整個資料浮標系統之設計可概分為浮標、繫纜與錨碇、電

源、觀測儀器、資料擷取及控制、資料傳輸、資料分析、警示與定位等系統組合而成。

浮標之外型、用途與種類很多，繫留式的資料浮標為本文探討的重點。浮標在海洋環境中承受多種環境負荷力，浮標之尺寸，外型設計與運動形態等即對這些環境負荷力的大小，計算或決定的方式有極大之影響。以波浪作用力計算方式為例：小結構物波浪理論，波浪繞射散射理論各有其適用範圍，是否需考慮大小構件間之交互作用等等問題，均需經由學理上的探討才能解決。

一般而言，柱型浮標並不具有良好之隨波性，其預浮力與吃水比極小，必需採鋼索、鐵鍊與人造繩組合式的繫纜，並設置中繼浮球等。其風波流作用力較大，繫纜上端之作用力隨之增大，常為設計上的一大困擾。其較易因側向作用風力，或圓柱外型引起渦流脫落而產生側向振動力，導致搖擺運動。使用柱型浮標時，現場水深、潮差、流況等均須準確實測，否則浮標極易沉沒。

圓球型浮標之預浮力小，設計上若能考慮使其重心降低，配合適當的尺寸、重量與吃水，適當的繫纜方式，則可降低其傾側運動，因其在起浮方向之隨波性極佳，以起浮加速度計量測海象相當適合。惟其製造上比較費事，因此較大型的浮標通常不採用。

鐵餅型浮標之預浮力較大，具有較小之表面流阻力，繫纜上端之作用力隨之減小。隨波性良好，若以固定式起浮加速度計量測海象，需特別考慮浮標傾側運動對起浮加速度之影響。其甲板面積與內部體積較大，適合裝載較多之儀器酬載，是以體型較大的浮標大抵採鐵餅型設計。

至於利用其它型式之浮標來量測海象時，有些特定問題須加以考慮。如船型浮標雖可減小縱向傾側運動但橫向搖擺運動通常為一問題，近年來已較少採用。

繫纜之種類大致上可區分為鐵鍊，鋼索，人造繩，橡膠繩等。使用鐵鍊時所需的聯接配件強度問題較少，使用鋼索、人造繩、橡膠繩時，應特別注意其間之聯接器強度是否足夠，以免運動過劇而斷纜。

基本上鐵鍊與其它種類的繫纜因外型上的差異，而有不同的運動特性。封閉形的繫纜因類似柔性的圓柱體，於洋流、潮汐作用時，容易引起渦流脫落而產生高頻之側向振動，此時這些繫纜即較易於聯接處斷纜。至於鐵鍊則其開孔的外型會破壞渦流的形成，而無法產生高頻之側向振動，其運動的型態基本上為一寬頻的振動。所以在流的作用下，鐵鍊只要考慮其穩態的繫纜張力即可；而鋼索、人造繩、橡膠繩等封閉形繫纜另須探討其高頻振動的問題。

繫纜種類之選擇主要受浮標預浮力與水深二者之限制。沿岸使用時，可採全段鐵鍊之繫纜。至於繫纜在浮標處的繫留方式，較常採用單點底部縱向繫纜方式或單點中間側向繫纜方式。縱向繫纜下浮標運動受繫纜影響較大，浮標運動與波形二者間之轉換函數較為非線性。側向繫纜方式下浮標運動只有在較惡劣海況下才受繫纜影響。惟側向繫纜方式較易受來往船舶橫越破壞，不適用於漁船作業頻繁之台灣海域。

電源供應系統可區分為蓄電池式與太陽能充蓄電池二種，使用何種方式的電源供應系統，完全決定於整個資料浮標系統之總耗電量與定期維護的間隔。小型資料浮標系統因受限於體型較小，一般採蓄電池式或只能搭配少量之太陽能板。大型之資料浮標應儘量採用太陽能充電式之電源系統，可供長期性的使用而減少現場維護的頻率。依中油公司新竹外海生產井附近警示浮標上太陽能板之使用經驗而言，鋁框結構之太陽能板易有腐蝕與結構上的問題。

觀測儀器種類與型式繁多，就海氣象資料浮標上所需之儀器，感應器等，國內均無自製產品可供採用。氣象觀測儀器方面，國外已有成套自動化之組件可供組合於浮標結構體上部。海象觀測儀器方面，在浮球內懸掛一重力式平衡平台、裝置起浮加速度計與傾角感應線圈之商業化產品售價較貴。可採用較便宜之固定式加速度計、電位型傾角計、磁力方位計、壓力計、雙軸流速儀等替代性儀器（Kao & Lee, 1988）。

資料擷取控制系統主要控制系統設定與儀器設定二組參數，由控制各儀器電源之開關程序、

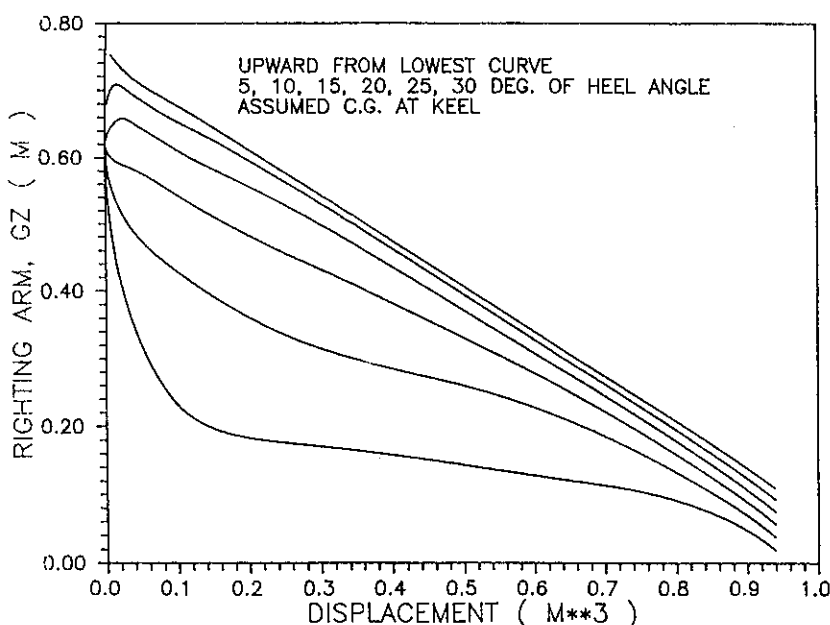


圖1 2M鐵餅型浮標之扶正力臂值

取樣頻率等，達到觀測、攫取、分析與傳輸數據之功能。一般為節省電源之消耗，需採CMOS微處理機。為求資料攫取及控制之多元化，均採EPROM程式控制。資料浮標所觀測之海氣象資料，除自記憶存定期回收外，主要利用無線電或人造衛星二種方式傳輸。

資料分析系統概分為浮標上與岸上二部份。岸上分析部份較為單純，原始數據經傳輸至岸上接收並儲存後，後續之資料分析可隨意隨時進行。浮標上之分析則涉及電子電路、分析系統程式、記憶空間、電源消耗等問題，必須詳細規劃 (Kao & Chen, 1993; Kao & Lee, 1993)。

浮標上應裝置警示燈號以防夜間時船舶碰撞，其信號燈之閃爍順序須符合海事規範。此外海氣象資料浮標通常價格昂貴，為方便尋找意外流失之浮標，亦應裝置定位發射器、雷達反射器等。

三、浮標性能

因浮標之外型與船體大不相同，一般船體靜水性能計算程式無法適用，我們已設計一鐵餅型浮標之靜水性能計算程式，包含靜水性能曲線與

穩度交叉曲線之計算。靜水性能曲線包括水線面積、排水量、隨波性參數、方塊係數、菱形係數、俯仰力矩、每公分浸水排水量、浮心高度、定傾中心高度等。穩度交叉曲線則表示浮標傾側時之扶正力臂值，此值越大表示浮標越穩定。圖1表示當重心設定於浮標底板時，數種傾側角度下，我們設計的2M鐵餅型浮標之扶正力臂值。以沿岸設計水深在30米內所用之繫纜佈置為例，此浮標具有足夠之靜穩度。

浮標—繫纜—錨碇系統的靜態或動態運動特性分析，我們現有之各種分析計算程式，可以下列功能方式區分 (Huang, 1985; Huang & Baur, 1990; Huang, 1990)：

繫纜分析模式—靜態分析—非線性模式

—動態分析—線性模式（頻域）

—動態分析—非線性模式（時域）

繫纜模擬方式—參數集結法

運動模式 —二維、定性

環境負荷 —風—定性

—波—規則

—流—均勻、穩態流

—波流交會—線性疊加流場

—波形表面流場—工程外插或交互作用

浮標與繫纜—藕合運動

圖2與圖3表示2M鐵餅型浮標附加六分鐵鍊時，在各種線性波與洋流同向作用下，浮標之相

對起浮運動與相對傾側運動特性曲線。圖2與圖3顯示浮標起浮、傾側運動在週期2秒以上之波浪下具有相當良好之隨波性。週期2秒以下波浪作用下，浮標起浮運動量急劇衰減，浮標傾側運動則呈極端非線性之變化，在週期1.5秒左右有共振現

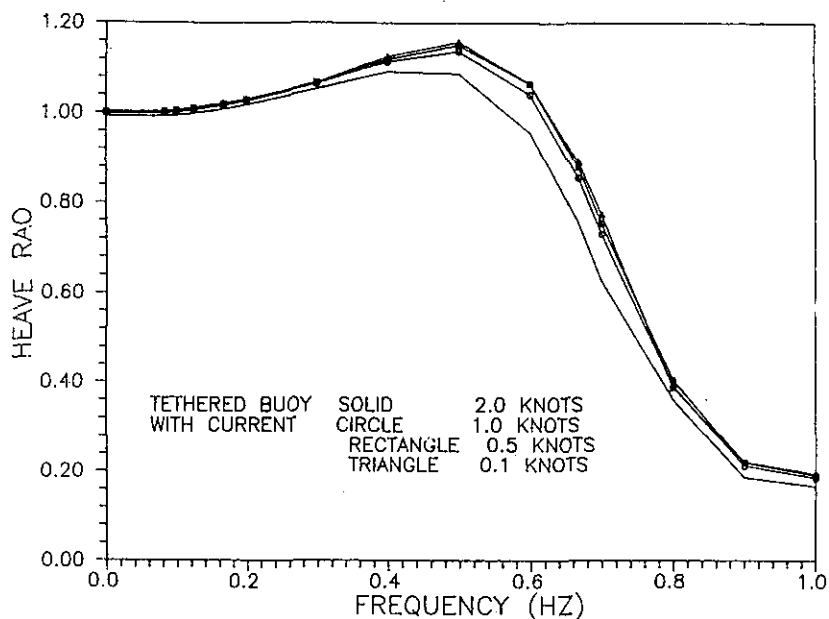


圖2 2M鐵餅型浮標在波流作用下之相對起浮運動

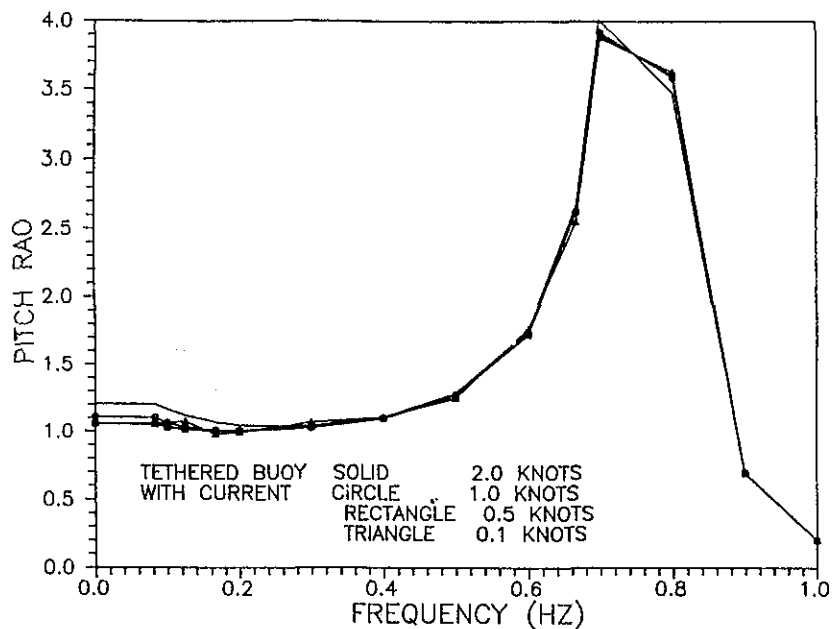


圖3 2M鐵餅型浮標在波流作用下之相對傾側運動

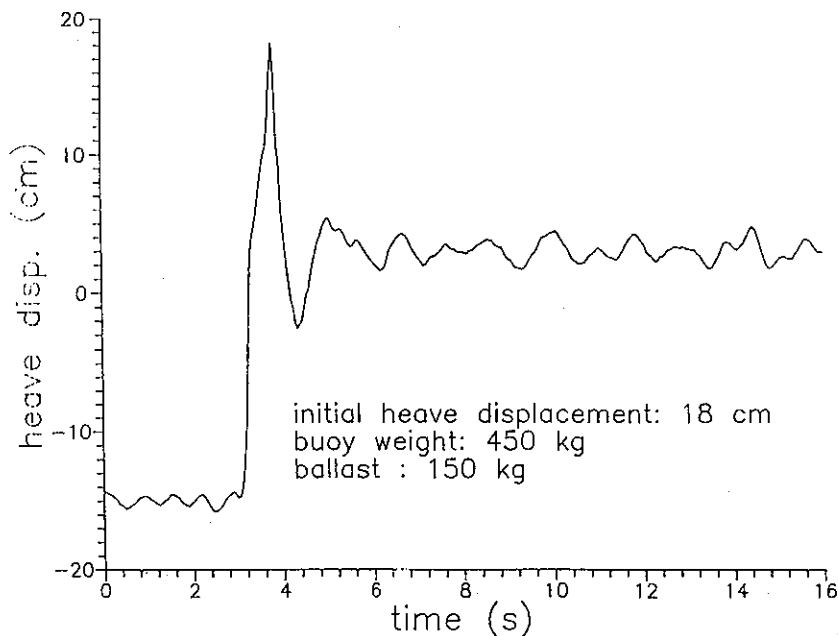


圖4 浮標之時域自由起浮運動試驗結果

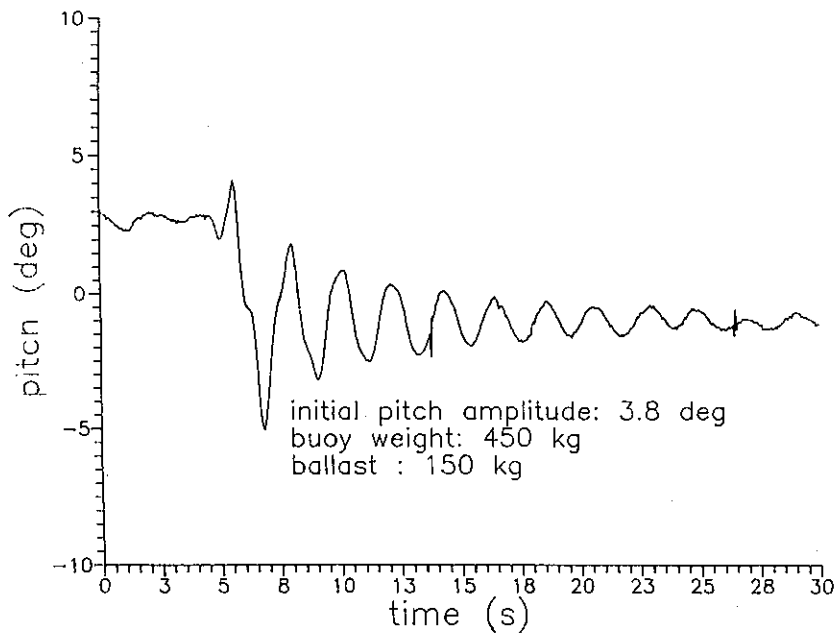


圖5 浮標之時域自由傾側運動試驗結果

象。因海域中之波浪週期範圍大抵在5秒以上，週期2秒以下之波浪是我們在分析時不需考慮的部份；即在我們欲觀測的波浪範圍內，我們設計出來的浮標具有相當不錯的線性運動特性。

水槽試驗部份，主要含：

(一)、在100米×8米×3.4米拖航水槽中測試浮標在靜水下之時域自由運動，探討其自然起浮與傾側運動週期與運動之衰減阻尼比。

(二)、在3米×1.2米×0.8米迴流水槽量測繫纜流阻力 (Huang & Baur, 1991)。

(三)、在30米×1米×1.2米造波水槽中觀察波浪作用下繫纜與底床之交互作用現象，探討繫纜長度是否恰當。圖4與圖5為浮標本體下端附加150公斤壓載之自由運動試驗結果。試驗結果顯示浮標之自然共振週期小於2秒，可避開與海域波浪共振之問題，在起浮方向之衰減阻尼比大，共振現象不易發生，在低頻部份起浮運動之頻率響應函數也可預期近於1左右。

四、觀測儀器測試

加速度計率定試驗：將加速度計置於小型水槽造波機之放大搖桿上端，速度計量測軸則固定於切線方向。驅動造波機使其作規則搖擺運動，待其穩定後，量測搖桿上端之切線方向加速度，並與理論值比較。試驗結果顯示在週期0.8秒至15秒範圍之間，所採用之KYOWA-ASV-2GA加速度計，若將造波機構之高頻振動訊號濾除，切線

方向加速度之試驗量測值幾乎與理論值相同。

二軸傾角計率定試驗：所採用之MIDORI-PMP-30TZV二軸傾角計靜態率定試驗顯示在前後42度內具有相當良好的線性度，動態率定試驗之安排方式如加速度計之率定試驗，即將傾角計置於造波機之放大搖桿上，傾角計之量測軸則平行於搖桿之樞軸。試驗結果顯示在週期5秒以上此傾角計之頻率響應值趨近於1，週期5秒以下則動態特性不夠理想。

磁羅經率定試驗：將KVH-AUTOCOMP-100磁羅經置於浮標儀器筒內，旋轉儀器筒至各個方位並量測其輸出電壓，儀器筒外裝置之另一電磁羅經指示輸出則視為方位基準。試驗結果顯示其具有良好之線性關係，且無磁干擾現象。

資料傳輸試驗：50米短距離與18公里長距離載波測試後，即進行長達3月之資料傳輸試驗，測試A/D控制軟體，電源需求，電腦與A/D定時

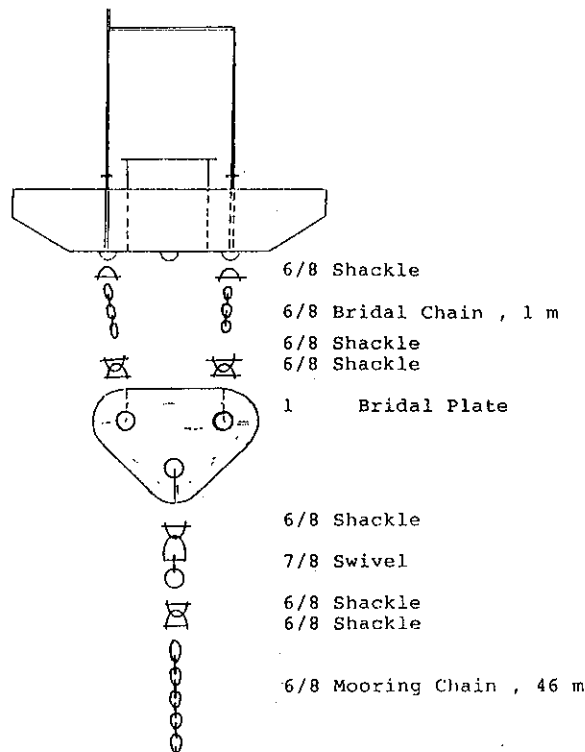


圖6 2M鐵餅型浮標

器匹配，數據轉換軟體等。

浮標耐海性能試驗：現場驗證浮標本體與繫纜之耐海性能，80/6/9配合漁業局投放人工魚礁之便，在彌陀海域水深23米處投放第一個浮標，以一個六噸重魚礁為錨碇，當時海況不佳，工作船人員作業疏失，浮標上層結構受損。80/8/30執行廢船礁投放之便，在相同海域水深25米處投放第二個浮標，以廢船礁為浮標之錨碇。此二浮標在下水以來，歷經侵襲台灣南部海域五個颱風風浪測試，耐海性能良好，惟浮標上層結構儀器遭受漁民偷竊破壞，而於82/3/5回收。

五、波浪觀測試驗

評估國內現有技術水準、經濟效益、任務需求等因素後，經由上述之浮標性能計算、水槽試驗、海域耐海性能試驗、觀測儀器測試、資料擷取系統開發、無線電訊號傳輸測試、資料分析軟體開發，最後設計製作的資料浮標如圖6所示。波浪觀測試驗則在台中港北防沙堤外海進行。

此浮標直徑2米、浮力1000公斤，結構體採普通鋼板製造，淨重450公斤。外型區分為三大模組：浮標本體、儀器筒、上層結構。浮標結構體

中澆灌人工發泡材，外部附加鋅板。因施放現場水深在30米內，浮標採單點繫泊方式，其下方有五處掛環，利用對角二掛環附加1米長斜鍊至一英吋厚聯接三角板，再聯接六分鐵鍊至五噸水泥塊錨碇。

儀器圓筒直徑50公分，高60公分，內置二個60AH-12V之固體式充蓄電池、可供連續21天惡劣天候無充電下各項儀器之正常運作。主要之波浪觀測儀器為：二組起浮加速度計，磁羅經，二軸傾角計。浮標上之資料擷取及控制系統部份，為國內自製之CMOS微處理機，附有16頻道之A/D轉換器，與128KB-RAM，控制程式用組合語言撰寫後燒存於EPROM中，可隨需求而更改。資料傳輸採UHF無線電傳輸方式，使用國內GIGATEK-RDL-101-RS半雙功傳輸接收器，為3600Baud-Rate，2W，900-960MHz，頻寬15KHz系統。浮標上架設一高3米之非定向天線。接收站設在港研所內，採八目定向天線，距浮標現場約8公里。上述波浪觀測儀器、A/D、無線電傳輸接收器均裝置於一壓克力儀器箱中，為避免電子元件過熱，造成繼電器定時開關不正常運作，儀器箱上裝置一直流散熱風扇。整個浮標系

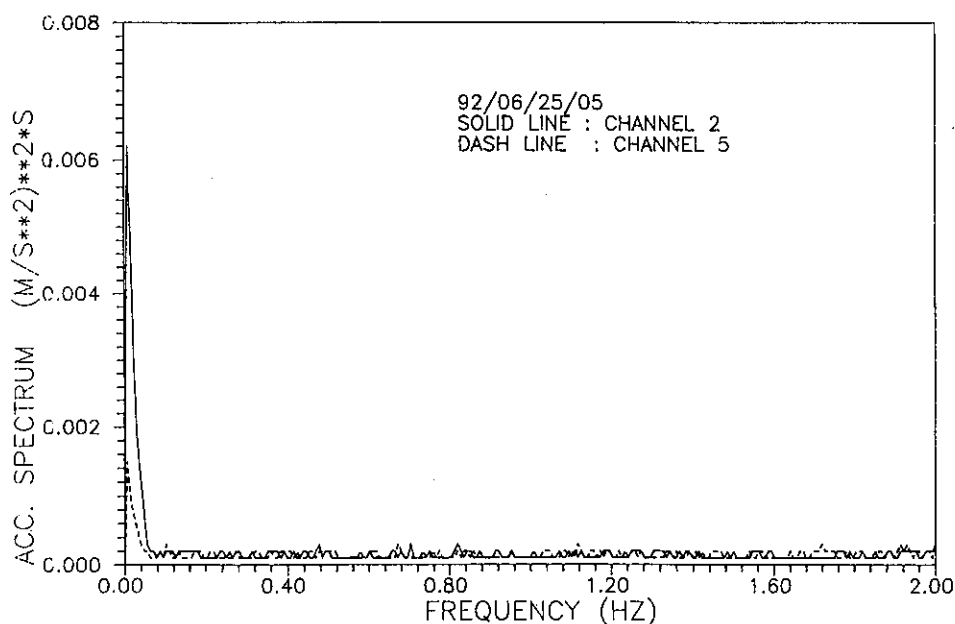


圖7 浮標觀測儀器電子雜訊

統在直流電壓12V下電源需求為1.37A。

上層結構上水平裝置一自製之不銹鋼框聚光式單晶片太陽能板，在晴天下可充電1.2A，框內附有反射玻璃可聚集光源，並可減少無線電天線架所造成陰影之遮蔽現象。浮標上方裝置一座夜間自動閃爍警示燈，為國內自製之氙放電管式海燈，設計為七秒一閃、每一閃約歷時0.2秒，符合IALA孤立危險方位要求，在海面上之可視距離約二海浬。

此浮標於81/6/25在台中外海水深22米處施放，81/6/28受芭比颱風風浪作用，無線電天線架斷裂，乃重新設計一天線架，於81/7/3出海現場安裝新的天線架。81/8/6赴港研所回收資料，發現因無線電雜訊過多影響電腦檔案之開啓與數據之攫取，乃更改數據攫取程式與延長接收站PC定時器作用時間。其後現場海況資料即依設定之每6小時傳輸一筆數據回接收站，較少漏失。其後研究助理於81/8/25前往檢測時，作業疏失未於接收站安裝天線接收端子，直至81/9/3寶莉颱風過後前往巡視時才更正回來，未能取得寶莉颱風過境期間之海況，極為可惜。寶莉颱風過境時浮標之太陽能板架受損，天線上端亦遭折

斷。因歐馬颱風即將到來，無法即時更換太陽能板架，只能現場拆卸此太陽能板架，並帶回研判破損原因為太陽能板架點焊不良。乃重新設計一太陽能板架承座與補強之鋼索，於81/9/15出海修護，並中止整個波浪觀測試驗。

六、波浪分析與結果

利用浮標起伏與二軸傾側運動來分析波浪的方法可參考 (Longuet-Higgins, et al., 1963) 及 (Steele, et al., 1992)。依據二維頻域計算之浮標起伏、傾側運動與波形間之頻率響應函數關係，在我們欲觀測的波浪範圍內 ($0-0.5H_z$)，浮標具有相當不錯的線性運動特性，以下之計算即假設浮標為一標準的隨波浮標，即頻率響應函數值視為1，且無位相差。至於起伏加速度與位移二者間，則直接採用頻域間之轉換，再作低頻部份之修正，如參考文獻 (Earle & Bush, 1982) 與 (Earle, et al., 1984) 所述。此外因加速度與位移二者福利葉轉換間有一 π 之位相差，利用逆福利葉轉換即可計算波形之時序列變化，再進行波浪統計特性計算。

低頻部份之修正因無嚴謹之理論基礎，乃設

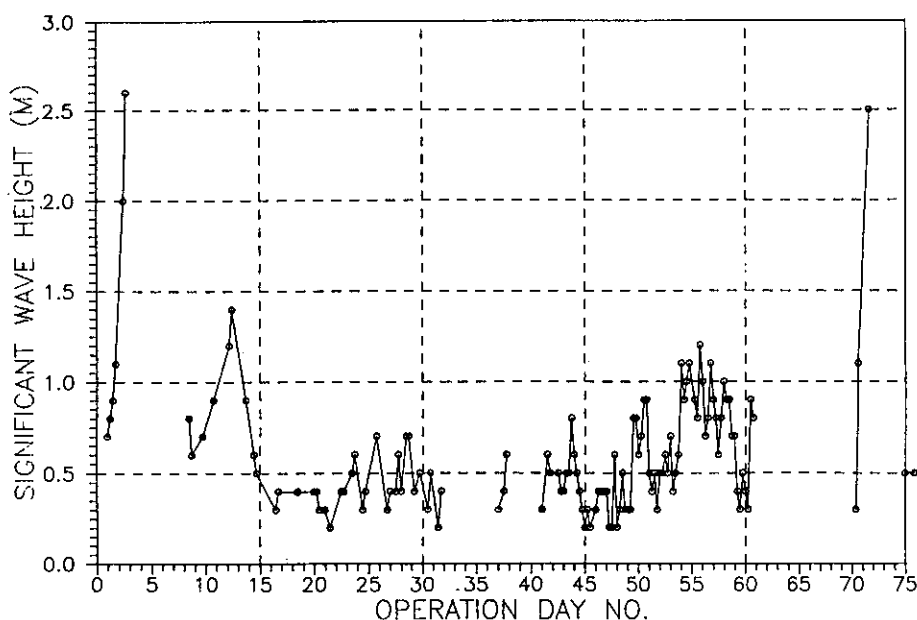


圖8 台中外海示義波波高變化曲線

定0.1Hz以下之加速度主要為電子雜訊、高頻振動訊號混淆、潮流等影響暫不考慮。一般而言，此頻率範圍內之量測值除了少部份為電子雜訊外，因我們使用之A/D前端未加裝低通濾波器，部份為高頻振動訊號混淆；此外亦因浮標之傾側運動，固定式加速度計亦量測到與海況有關之浮標水平加速度在起浮方向之分量。

圖7為浮標等待出海作業投放前一天，在台中港漁港碼頭攬取之一筆數據，分析其加速度訊號之能譜值，因浮標處於完全靜止狀態下，此圖即顯示低頻部份之電子雜訊。

為進一步了解不同的計算方法對波譜之影響，我們亦以512個數據為一樣本，每一樣本先經1/10餘弦函數之修正，計算出波譜後再加以平均；此外為增加樣本數，每一樣本與下一樣本間並重疊256個數據。此法與將每筆數據視為一樣本直接計算、並求取9點平滑之波譜差異不大。因此波浪統計之計算上，我們即將每筆數據視為一樣本，直接經福利葉轉換計算福利葉係數、修正低頻部份後、再利用逆福利葉轉換計算波形之時序列。

每一筆數據經上述分析程序處理後，再利用零上切法決定波浪之波高與週期，再計算其各種波浪統計值，圖8、圖9即為台中港外海示義波高與週期之變化曲線。

為瞭解台中港外海波浪與風速之關係，圖10顯示台中港北防沙堤接收站處所觀測到的風速資料。6月27日至28日芭比颱風侵襲台灣東岸時，其外圍環流影響本區海域之最大風速為 17m/s ，發生時間為6月27日17:00。造成此時觀測到的最大示義波高為2.6米，發生時間為6月27日16:38，其後因無線電天線架斷裂，資料無法傳輸。7月5日至9日，由於鋒面接近引進強勁西南氣流，造成此時觀測到的最大示義波高為1.4米，發生時間為7月7日10:28。因台中港北防沙堤接收站之風速計於7月7日0:00至8日15:00故障，無法判別此期間之最大風速值。

其後至8月底寶莉颱風來襲之前，此海域之最大風速值均小於 8m/s ，此期間觀測到的示義波高大約在1.0米以下；即在七、八月期間，地區性風浪之示義波波高介於0.2米—1米之間，示義波週期介於5秒—8秒之間為主。

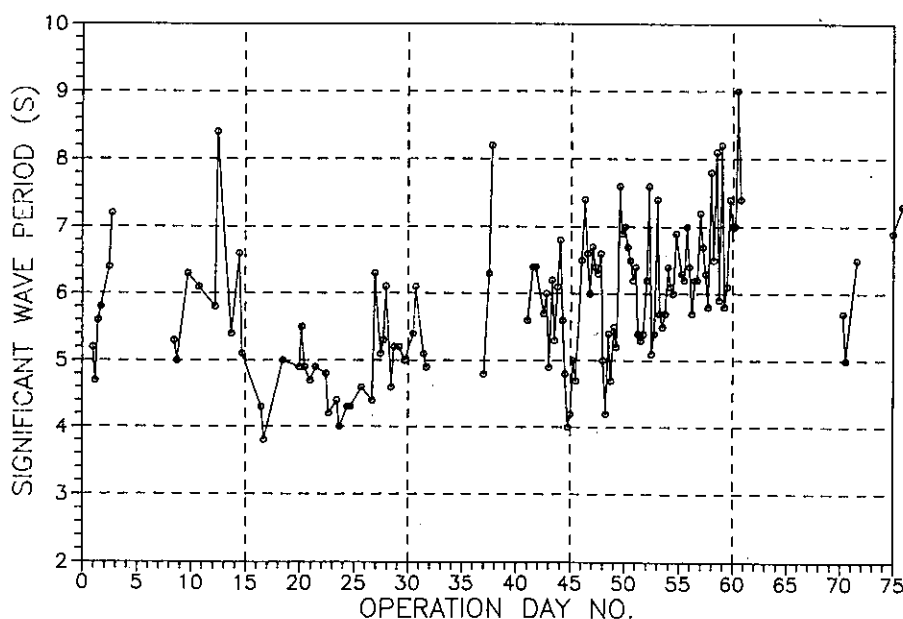


圖9 台中外海示義波週期變化曲線

8月16日下午在東沙島海面形成的馬克颱風，其湧浪傳遞至台中海域，造成此期間觀測到的最大示義波高為1.2米，發生時間為8月19日17:42；圖9亦可顯示此期間較長週期之湧浪特性。

8月底寶莉颱風侵襲台灣本島由花蓮登陸，並

貫穿台灣由新竹出海，造成嚴重災情，本區海域之最大風速為41m/s，發生時間為8月29日20:00。港研所在現場所施放之水底超音波波浪儀之警示燈標亦遭斷纜流失。至於本次測試之浮標亦因前述之接收站人為疏忽因素，未能取得寶莉颱風過

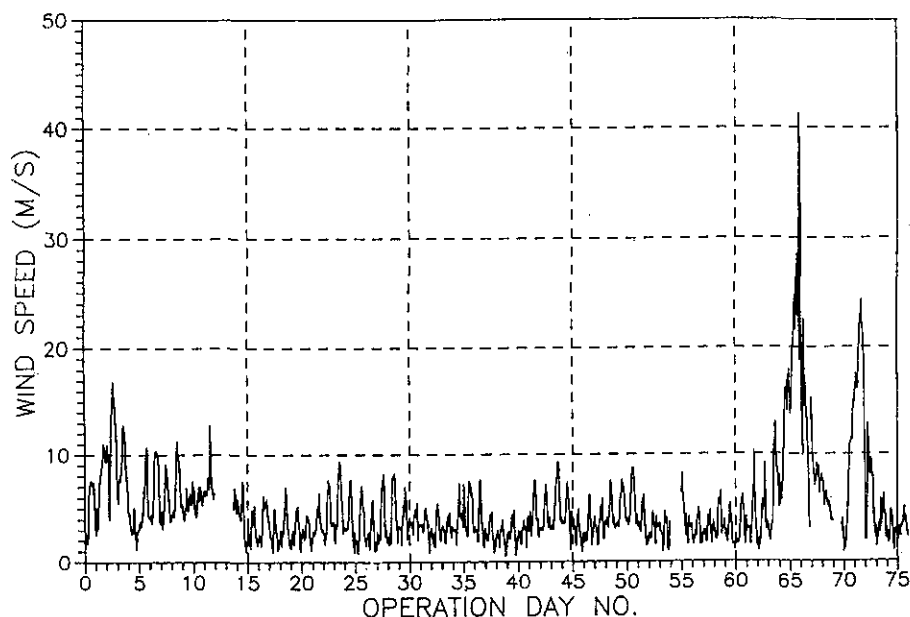


圖10 台中港北防沙堤接收站觀測之風速變化曲線

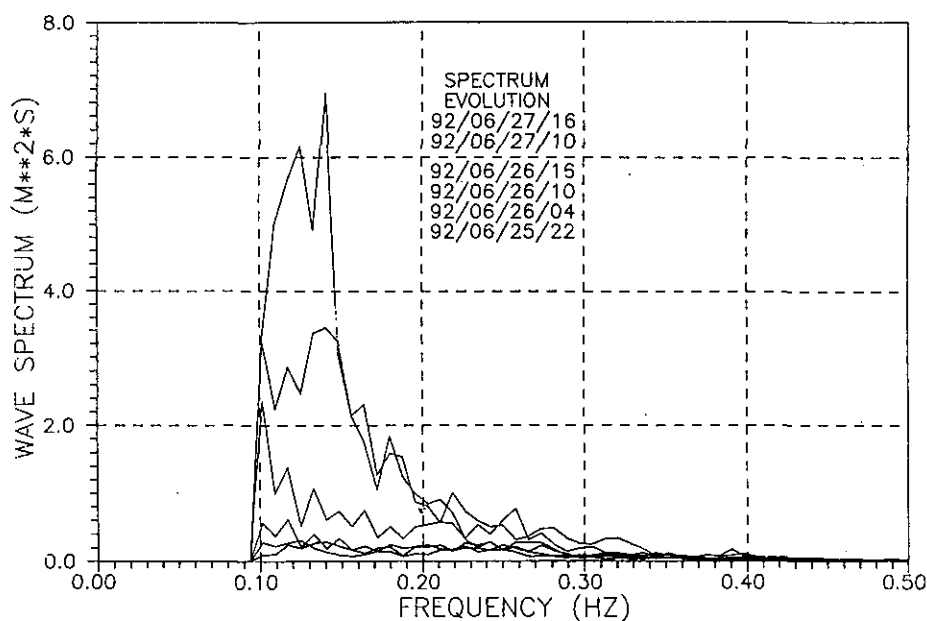


圖11 芭比颱風期間台中港外海波浪之波譜變化曲線

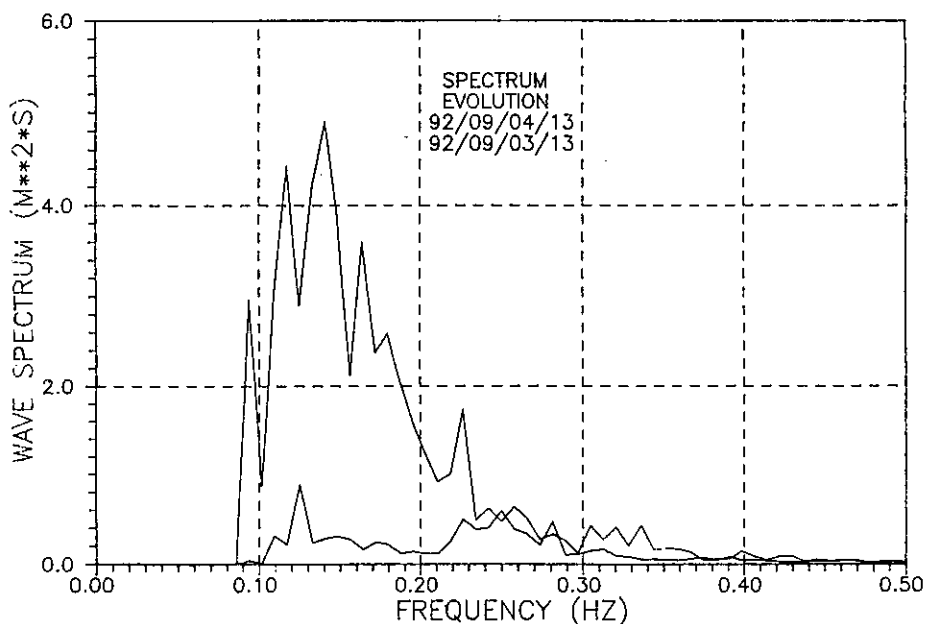


圖12 歐馬颱風期間台中港外海波浪之波譜變化曲線

境期間之海況資料，極為可惜。

寶莉颱風之風浪雖造成浮標太陽能板架受損、天線上端折斷等問題，但其後此浮標仍能傳輸數筆9月初相繼來襲之歐馬颱風通過北部海域時影響此區域之海況資料；歐馬颱風造成本區海域之最大風速為 24m/s ，發生時間為9月4日17:00。此時觀測到的最大示義波高為2.5米，發生時間為9月4日13:31。

研究期間，此浮標因時際會得以觀測到芭比颱風、歐馬颱風影響此海域時，部份時段之波浪變化，其資料較為珍貴。圖11、圖12即分別圖示此二颱風期間台中港外海波浪之波譜變化曲線。

七、浮標之施放工具

現階段我們海上作業因無研究工作船可供支援使用，每一次的浮標施放均配合其他單位的相關計畫作業。為改善現場施放浮標之能力，我們亦設計製作一組合式塑膠管筏以供裝載浮標，租用漁船即可拖航至現場施放。並在大型波浪水槽中進行此管筏裝載浮標之拖航穩定性試驗，試驗中已驗證其在波浪下之拖航穩定性能良好。

八、結 論

我們所設計之2M鐵餅型浮標，經過近二年的現場評估，可判斷其具有長期之耐海性能。在台中港外海施放的資料浮標，經過75天的實測期、與後續的數據分析與評估，有以下之問題亟需解決：

(一)因目前使用之A/D乃沿用以往裝置於（無高頻振動問題）固定測樁上之A/D，未含類比低通濾波器，造成因浮標高頻振動部份之訊號能量混淆至頻譜低頻部份，所求得之波譜在低頻部份不夠準確。在分析時截除在 $f \leq 0.1\text{Hz}$ 下之波譜，也造成各種波浪統計值不夠準確。

(二)廠商提供之不定向天線易斷裂有待改良，太陽能板外框結構有待補強。

(三)浮標之實測性能評估，需配合現場施放其他儀器，如超音波、浮球式波浪儀等，相互比較不同觀測儀器之數據而決定。此部份因相關研究單位配合計畫未能順利進行，有待後續研究計畫進行。

(四)浮標上氣象觀測儀器之現場測試。

此外，海象測報中心應積極引進作業化之波浪預報模式，以供將來與資料浮標觀測網路之實測數據比較，進而發展出台灣附近之地區性預報模式。

九、參考文獻

- Earle, M. D. & K. A. Bush, 1982, "Strapped-Down Accelerometer Effects on NDBO Wave Measurements," Proceedings Ocean 82, IEEE and MTS, 838-843.
- Earle, M. D., et al., 1984, "Wave Spectra Corrections for Measurements with Hull-Fixed Accelerometers," Proceedings Ocean 84, IEEE and MTS, 725-730.
- Huang, M-C., 1985, "Laboratory Experiment and Numerical Model for Ocean Buoy," Proc. NSC, 9(3), 263-276.
- Huang, M-C. & S-Y Baur, 1990, "Numerical Model for Ocean Buoy- Tether-Anchor System," Proc. NSC, 14(6), 435-444.
- Huang, M-C., 1990, "Kinematics Prediction by Stokes and Fourier Wave Theories," Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, 116(1), 137-148.
- Huang, M-C. & S-Y Baur, 1991, "Vortex Induced Loadings on Taut Cables with PET Shrouds," Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE, 117(2), 174-178.
- Kao, C.C. & Lee, J.-Y., 1988, "The Characteristics of Waverider" Proc. 10th Ocean Engineering Conference, 343-359.
- Kao, C.C. & Chen, H.-C., 1993, "Development of a Automatic Meteorological and Oceanographical Measuring System", Proc. 1st Inter-Chinese Coastal and Harbor Engineering Symposium, 41-47.
- Kao, C.C. & Lee, C.-M., 1993, "Observation and Analysis of Ocean Wave Directional Spectra", Proc. 15th Ocean Engineering Conference, 73-86.
- Longuet-Higgins, M. S., et al., 1963, "Observations of the Directional Spectrum of Sea Waves using the Motion of a Floating Buoy," in OCEAN WAVE SPECTRA, Prentice-Hall, 111-136.
- Steele, K. E., et al., 1992, "Wave Direction Measurements using Pitch-Roll Buoys," Ocean Engineering, 19(4), 349-375.

THE STATUS OF DATA BUOY RESEARCH AND DEVELOPMENT IN TAIWAN

Min-Chih Huang

Department of Naval Architecture and
Marine Engineering
National Cheng Kung University

Chia-Chuen Kao

Department of Hydraulic and
Ocean Engineering
National Cheng Kung University

ABSTRACT

At present, technical and operational experiences on the meteorological and oceanographic data buoys are advanced slowly in Taiwan. The Council of Agriculture and the National Science Council have jointly supported the design, assembly, and deployment of a 2-M discus data buoy over the past four years. This paper summarizes the research and development activities conducted in this period. The buoy was designed through detail studies of its hydrostatic characteristics, mathematical frequency-domain and time-domain simulations of buoy-mooring-anchor responses, and impulse tests of prototype model in a large wave tank. The seaworthiness test of this buoy was then conducted near the Mi-Toe area for a period of eighteen months. Instrumentations including wave sensors, data acquisition module, and line-of-sight telemetry system were designed and tested concurrently. A fully integrated data buoy was then deployed near the Tai-Chung Harbor for long term wave measurements. Based on the field evaluations of buoy performance and the analysis of wave data reported by this buoy, the areas for further research and improvements are identified and will be addressed in the near future.

Key words: 2-M discus data buoy, hydrostatic characteristics, buoy-mooring-anchor responses, prototype model, data acquisition module.

潮汐及暴潮預報模式之發展

李 賢 文

國立台灣海洋大學 海洋科學系

摘 要

潮汐與暴潮二者都是海面升降的現象。但兩者的成因完全不同。潮汐是天體運動所引起的，具有規律性；而暴潮是氣壓與風等氣象效應所引起的，亦即伴隨風暴而產生，台灣所出現的暴潮都是由颱風所引起的。某一地方的潮汐，利用調合分析的方法，可以得到精確的預報。但如對整個海域的潮汐或暴潮，需要進行預報時，則需要數值模式。

一、前 言

潮汐與暴潮都是指示海水面升降的情形，但是兩者的成因卻是截然不同。潮汐基本上是天體間之引力與天體運動之離心力所合成之結果，因此也稱為天文潮。由於天體運動之規律性，因此潮汐也具有規律性。但是暴潮卻是風暴因素造成的，在台灣主要是颱風引發暴潮，在溫帶地區則溫帶氣旋即風暴(Storm)引發暴潮(Storm Surge)。颱風暴潮之產生是由於颱風中心具有異乎尋常之低氣壓，產生吮吸作用，以致颱風中心的海面上升；以及強勁風力吹送海水，使得迎風面海岸地

帶之海水堆升，亦即海面比正常的潮汐水位高出很多。

三十多年前暴潮對台灣的災害記錄很少。但近年來，當颱風侵襲台灣時，尤其是在陰曆朔望之際，天文大潮發生時，往往造成沿海低窪地帶海水倒灌。這是因為近三十年來，沿海地帶養殖業超抽地下水，以致於原先高出海平面甚多的沿海地帶，如今卻有多處在海平面之下。這些地帶平時就需依賴海堤才能免於漲潮時海水入侵；但遇到颱風來襲時，所產生的暴潮就往往會造成海水倒灌。三十年來，颱風侵襲台灣引發暴潮，造成海水倒灌的主要颱風如表1所示：

表一．颱風暴潮產生災害之時間及地區

颱風名稱	發生時間	月球相位	沿海窪地遭受海水倒灌之各縣
崔絲 (Trix)	1960.8.8	滿月後一天	新竹 臺南 雲林 彰化
衛歐拉 (Viola)	1969.7.28	滿 月	嘉義 臺東 高雄 屏東
艾 達 (Ida)	1980.7.11	新月前一天	高雄 屏東
諾瑞斯 (Norris)	1980.8.27-28	滿月後3-4天	雲林 彰化
韋 恩 (Wayne)	1983.7.25	滿 月	高雄 屏東 台東
裘 恩 (June)	1984.8.29	新月後三天	雲林 嘉義 高雄 屏東
韋 恩 (Wayne)	1986.8.21-22	滿月後3-4天	高雄 雲林 嘉義
寶 莉	1992.8.30	新月後3 天	雲林

由上表可知，當朔望前後如有颱風侵襲台灣，則天文潮與颱風暴潮結合往往造成沿海低窪地帶海水倒灌。即使1993年至今，尚未有颱風直接侵襲台灣，但當年八月的莎莉颱風經過台灣外海時，其邊緣的強風於18日（朔）仍然造成嘉義縣布袋港區海水倒灌。

二、潮汐與暴潮研究之回顧

潮汐之研究，已有相當久的歷史；由於潮汐的週期性，因此當地只要有長期的記錄，則可以利用調和分析方法，將未來的潮汐精確的推算出來。

調和分析 (harmonic analysis) 方法，基本上是將潮汐記錄視為時間序列 (time series) 而利用傅立葉分析 (Fourier analysis) 將分潮的振幅 (amplitude) 及相位 (phase) 求出。某一時刻的潮位可以下式表示，

$$\zeta(t) = a_0 + \sum_{i=1}^m N_i a_i \cos[w_i t + E_i - \lambda_i]$$

其中 a_0 為平均海平面 (mean sea level) 相等潮汐基準面 (tidal datum) 的高度。 m 為分潮的個數。腳註 i 表示第 i 個分潮， $N_i a_i$ 為振幅， $\varphi_i = w_i t + E_i - \lambda_i$ 為相位。 w_i 為角頻率， λ_i 則為相位遲角 (phase lag)。 N_i ， E_i 分別代表第 i 個分潮的節點因子 (node factor，其值接近1)，和平衡引數 (equilibrium argument)，其值可由天體運動推算出來。因此只要分析得到振幅和相位遲角，我們就可推算當地的潮汐變化。 a_i 和 λ_i 就是當地分潮的調和常數。詳細的潮汐調和分析方法，可以參考Schureman (1958)。

利用電算機，潮汐調和分析可以迅速完成。連三郎先生(1977)曾把潮汐調和分析的運算公式寫成FORTRAN程式。調和分析僅對某一地點的潮汐記錄加以分析，並推算未來潮汐變化；但對整個海域的潮汐變化則無法推算。尤其在一些沒有潮汐記錄的地方，根本無法使用調和分析，在這種情形之下，只有使用數值模式。李賢文(1987)曾發展一個台灣周圍海域潮汐的預報模式。

暴潮研究的方法，通常可以分為(1)經驗方法(2)解析分法(3)流體動力數值方法。

一個測站如有過去颱風來臨時潮位的長期完整記錄，則使用經驗方法預測最大暴潮的高度，亦可獲至相當的成功。經驗方法是利用統計分析的相關方法，其方法就是求出海面高度與某些氣象因子間的相關性。最簡單的方法，就是將暴潮水位與當地風或其鄰近平均風，直接歸納出關係式。此種方法往往是基於穩定狀態之假設。由於各人使用的統計方法不同，所求出的經驗關係也有許多不同的形式。但不論其形式如何，所求出的關係式，應該對於各種風向和不同風速，都可以決定暴潮最大高度，如此才能應用。由於颱風中心氣壓甚低，因此除了考慮風的因素之外，也需要考慮"顛倒氣壓計效應"。有些人就將氣壓效應與風效應分別考慮，然後將兩者所得的水位高度相加，而得到預報之暴潮位。此種直接相加，當然是基於兩者為線性關係。但實際上暴潮水位是由一些非線性關係的因素合成的，這些非線性關係相當複雜，目前還無法完全了解。

解析方法是依據流體動力方程式，來推算暴潮。但是流體動力方程式，是一組非線性偏微分的聯立方程式。因此利用解析法基本上無法解出答案。但是如果考慮一些簡單的幾何地形，然後再方程式簡化為線性方程式，如此則可由解析方法解出暴潮水位高度。對於此方法Bretschneider (1967)曾加以詳細的討論。但因此種方法，僅適用於簡單的幾何地形，對於自然界複雜的海岸地形，就顯的不合宜。

流體動力數值方法，就如同數值天氣預報一樣，是由於電子計算機之問世後，才發展出來的。它也是以流體動力方程式來描述暴潮現象，而以電算機來解出此種複雜的非線性偏微分聯立方程式。此種方法與上述解析方法之最大不同，即無需假設簡單的幾何地形，而能考慮自然的複雜海域。同時由於電算機發展迅速，此種方法目前是最廣泛被使用的。

流體動力數值方法之先驅，是德國海洋學家Hansen (1956)，他利用此種方法來推算1953年之北海暴潮，而得到令人鼓舞之結果。以後數值方法就蓬勃發展了。Platzman (1958)利用此法計算密西根湖1954年之暴潮。Fischer (1959)使用

與Hansen不同的格點構造，來推算同樣1953年北海暴潮；在他的研究中，詳細討論了計算穩定性問題，同時他也研究平滑技巧(Smoothing technique)與格點距離對於計算結果之影響。1961年日本宮崎等人(Miyazaki et al., 1961)也利用數值方法計算東京灣、大阪灣和伊勢灣之暴潮。同年Welander (1961)將當時所發展的暴潮數值預暴作了詳細的研究。以後Platzman (1963)使用數值方法計算北美伊利湖之暴潮，提出共軛格點模式(Conjugated Richardson lattices)，同時詳細討論如何處理沿邊界之格點。接著Harris和Jelesnianski (1964)詳細討論了暴潮流體動力方程式所牽涉到之一些問題；他們對於暴潮之偏微分方程式，發展出一些近似形式，同時將邊界條件以定差形式表示，而討論了這些近似方程式所導致的誤差。他們以一些例子來說明某些簡單問題之解的計算穩定性。後來Jelesnianski (1965)特別討論了熱帶氣旋逼近大陸棚時之數值計算；使用兩組距離不等之格點。在較大海域之計算中，他採用較大距離之格點；而當暴風中心接近大陸邊緣時，他就利用小距離之格點。以後Sielecki (1968)對於暴潮方程式，提出一種能量不滅之模式；他以某些特別簡單的幾何形式來驗證其模式，而發現無需引進平滑運算，就可以得到穩定的解。近年來美國氣象局的暴潮研究在Jelesnianski領導下，更發展了SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes; Jelesnianski, et al, 1992)模式，以推算暴潮來臨時遭受海水倒灌的詳細地帶，提供居民避難之用。

國內早期暴潮的研究，也是以統計的經驗方法為主，民國六十年王博先生對國聖港、鹿港、外傘頂三地，以經驗法推算暴潮。民國六十四年黃壽銘先生利用經驗方法研究花蓮暴潮之推算。民國六十五年魏靖松先生以統計的經驗方法推算高雄港、澎湖、鹽港、台西等四地之暴潮。民國六十六年王崇岳先生以經驗法研究淡水河的暴潮水位。

由經驗公式推算之暴潮，只能得到最高潮位

之數值及其發生時間；而無法推算出整個暴潮水位隨時間之變化情形。經驗法大都限制於某一點之暴潮推算，亦即所謂單點預報，而無法推算整個區域之水位分佈。在台灣，雖然時常遭受颱風侵襲，但是暴潮災害之地方，卻隨颱風行徑而異；同時像民國四十九年崔絲颱風和民國五十八年衛歐颱風所引發之暴潮，造成重大之海水倒灌災害，卻也不多見。如果未來的時候出現一個過去未見的強烈風暴，則經驗法所預報的結果，其誤差可能會很大。同時對於沒有潮位記錄的海岸地帶，我們也無法使用統計分析，求出經驗公式。純粹以預報的觀點來看，此種單點預報是不能夠滿足要求的。如要對整個海域預測暴潮，則需使用數值模式。民國六十八年李賢文以完整的流體動力方程式，設計一個預報整個台灣海峽沿岸暴潮的數值模式。民國七十三年李賢文又發展一個環繞台灣周圍海域颱風暴潮數值模式。民國七十六年劉肖孔先生設計一個台灣海域三度空間颱風暴潮及氣象潮數值預報模式，在其模式中他考慮了溫度與鹽度的變化。

三、潮汐與暴潮預報之基本方程式

我們所使用的控制方程式，都是依據流體動力學之理論；即海水運動的動量不滅原理及質量不滅原理。這些物理原理以數學方程式表示，就是運動方程式和連續方程式。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = f_v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} (A \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A \frac{\partial u}{\partial y}) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} (A \nu \frac{\partial u}{\partial z}) \right] \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = -f_u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} (A \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A \frac{\partial v}{\partial y}) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} (A \nu \frac{\partial v}{\partial z}) \right] \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

(1)式和(2)式分別為 x 方向和 y 方向之運動方程

式，(3)式為流體靜力方程式，(4)式為連續方程式。 x, y 和 z 為直角坐標系統，分別指向東、向北和向上。 u, v 和 w 分別為 x, y 和 z 三個方向的速度分量。 t 表式時間， f 為柯氏參數， ρ 為海水密度， P 為海水壓力， g 為重力加速度， A 為水平擾流動量交換係數， A_v 為垂直擾流動量交換係數。(4)式可以分別併入(1)式和(2)式，則可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uu) + \frac{\partial}{\partial y}(uv) + \frac{\partial}{\partial z}(uw) \\ = fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(vu) + \frac{\partial}{\partial y}(vv) + \frac{\partial}{\partial z}(vw) \\ = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(A \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(A \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad (6)$$

除了上述控制方程式之外，我們也需要海面及海底的邊界條件。

(一)運動邊界條件：

$$w = u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \quad \text{在海面 } z = \zeta(x, y, t) \quad (7)$$

$$w = -u \frac{\partial H}{\partial x} - v \frac{\partial H}{\partial y} \quad \text{在海底 } z = -H(x, y) \quad (8)$$

(二)動力邊界條件：

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} - \left(A \frac{\partial u}{\partial x} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \left(A \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \tau_{sx}$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} - \left(A \frac{\partial v}{\partial x} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \left(A \frac{\partial v}{\partial y} \right) \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \tau_{sy}$$

$$\text{在海面 } z = \zeta(x, y, t) \quad (9)$$

$$A_v \frac{\partial u}{\partial z} - \left(A \frac{\partial u}{\partial x} \right) \frac{\partial H}{\partial x} - \left(A \frac{\partial u}{\partial y} \right) \frac{\partial H}{\partial y} = \tau_{bx}$$

$$A_v \frac{\partial v}{\partial z} - \left(A \frac{\partial v}{\partial x} \right) \frac{\partial H}{\partial x} - \left(A \frac{\partial v}{\partial y} \right) \frac{\partial H}{\partial y} = \tau_{by}$$

$$\text{在海底 } z = -H(x, y) \quad (10)$$

其中 τ_{sx}, τ_{sy} 分別代表海面上 x 和 y 方向的風剪力，而 τ_{bx}, τ_{by} 分別代表 x 和 y 方向的海底剪力。因為海水溫度及鹽度對於海水位高度變化影響甚小，因此當我們計算海面潮汐及暴潮時，通常可以將海水密度視為常數。如此我們所考慮的模式可以簡化許多，如果考慮溫度與鹽度之變化而採用三度空間模式來計算潮汐及暴潮，

往往增加模式的複雜性，但對於暴潮計算結果的精確性卻未必較二度空間模式更佳。因此通常我們都採用均勻流體的數值模式，以計算潮汐及暴潮。

(3)式經垂直積分後，可得水中深度 z 之壓力 P 。

$$P = Pa + \rho g (\zeta - Z) \quad (11)$$

其中 Pa 為大氣壓力， ξ 為自由水面偏離平均海面之位移。

將(5)式與(6)式垂直積分，並代入邊界條件(7)–(10)及(11)式，則可得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = fV - \frac{1}{\rho} (\zeta + H) \left(\frac{\partial Pa}{\partial x} + \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho} \\ - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\zeta} u u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{\zeta} u v dz \right) + \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial u}{\partial x} dz \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial u}{\partial y} dz \right) \end{aligned} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} = -fU - \frac{1}{\rho} (\zeta + H) \left(\frac{\partial Pa}{\partial y} + \rho g \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho} \\ - \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\zeta} v u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{\zeta} v v dz \right) + \left(\frac{\partial}{\partial x} \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial v}{\partial x} dz \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial y} \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial v}{\partial y} dz \right) \end{aligned} \quad (13)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (14)$$

其中 U, V 分別為 x, y 方向的水量輸送，即

$$U = \int_{-H}^{\zeta} u dz, \quad V = \int_{-H}^{\zeta} v dz$$

為了解出(12)至(14)之聯立方程式，其中有幾項採用下列之近似關係。對於非線性項，其近似關係如下：

$$\begin{aligned} \int_{-H}^{\zeta} u u dz = \frac{UU}{H + \zeta}, \quad \int_{-H}^{\zeta} u v dz = \frac{UV}{H + \zeta} \\ \int_{-H}^{\zeta} v u dz = \frac{VU}{H + \zeta}, \quad \int_{-H}^{\zeta} v v dz = \frac{VV}{H + \zeta} \end{aligned}$$

理論上要計算上述之積分，需要明瞭水平速度之垂直分佈；而在上式中我們把水平速度之垂直平均做為實際水平速度之近似值。我們假定水平渦流摩擦係數沿整個水深，都是常數。則渦流摩擦力可以如下列近似關係表示：

$$\begin{aligned} \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial u}{\partial x} dz = A \frac{\partial U}{\partial x}, \quad \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial u}{\partial y} dz = A \frac{\partial U}{\partial y} \\ \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial v}{\partial x} dz = A \frac{\partial V}{\partial x}, \quad \int_{-H}^{\zeta} A \frac{\partial v}{\partial y} dz = A \frac{\partial V}{\partial y} \end{aligned} \quad (15)$$

因此(12)式和(13)式中，水平渦流輻散項就可假定為與海水體積輸送量之Laplacian 成比例了。海底摩擦剪力假定是與海底附近之流速平方成比例即：

$$\tau_b = \rho k |\vec{V}_b| \vec{V}_b \quad (16)$$

其中 $\tau_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$ ，同時 k 是無因次底層摩擦係數，其值在 2.5×10^{-3} 左右，如果我們假定水平速度之垂直分佈是均勻的，則海底附近之流速，可以列近似關係表示：

$$\vec{V}_b = (u, v) = \frac{(U, V)}{(H + \zeta)}$$

其中 (U, V) 表示海水輸送向量。因此我們可得

$$\frac{\vec{\tau}_b}{\rho} = k \frac{(U, V)}{(H + \zeta)^2} = k \frac{(U, V)}{(H + \zeta)^2} (U, V) = B(U, V) \quad (17)$$

$$\text{其中 } B = k \cdot \frac{|(U, V)|}{(H + \zeta)^2} = k \cdot \frac{|(U, V)|}{H^2}$$

在上式中，因 ζ 遠小於 H ，比較起來 ζ 可以忽略。

引起暴潮之外力為海面上氣壓梯度力和風剪力。海面上風剪力通常與風速平方成比例如下：

$$\tau_s = (\tau_{sx}, \tau_{sy}) = \rho_a C_d |\vec{W}| \vec{W} \quad (18)$$

其中 ρ_a 為空氣密度 ($= 1.2 \times 10^{-3}$ c.g.s.)，而 \vec{W} 為海面上 10 公尺上之風速。 C_d 代表拉力係數 (drag coefficient)，其值在 1.2×10^{-3} 左右。在海岸我們假定垂直於岸之流速為零，同時也假定無滑動條件。由以上之討論，(12) 式和 (13) 式可以轉換成下列式子

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV - \frac{H}{\rho} \frac{\partial Pa}{\partial x} - gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho} - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{UU}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{UV}{H} \right) \right] + A \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) \quad (19)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - \frac{H}{\rho} \frac{\partial Pa}{\partial y} - gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho} - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{VU}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{VV}{H} \right) \right] + A \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) \quad (20)$$

在式中， $(H + \zeta)$ 項都以 H 為其近似值，因為 ζ 比起 H 甚小之故。

四、潮汐與暴潮模式之運用

(14)，(19) 和 (20) 式三式聯立就是潮汐與暴潮的控

制方程式。這些微分方程式，可改寫成定差方程式，如此即可解出平均流速及水位變化。但如運用於潮汐，則可以不需要考慮水平氣壓梯度 (∇Pa) 及風剪力 (τ_{sx}, τ_{sy})。而海域模式中的潮汐現象，係由開口邊界上潮汐波動傳入而產生，開口邊界的潮汐變化可藉由該處的潮汐調和常數推算出來如第二節所述。通常開口邊界上的潮汐調和常數，可由同潮線 (cotidal line) 圖及等潮線 (co-range line) 圖推算出來 (李賢文, 1987)。通常同潮線及等潮線大都僅有 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 四個分潮，因此潮汐模式中所計算出來的潮汐，僅是這四種分潮的合成。一般而言這四種分潮振幅的合成，佔全部分潮振幅總合的 80% 以上，因此即使我們僅利用這四種分潮計算，模式計算結果也相當準確；當然如要提高潮汐模式的精確度，則開口邊界潮汐應由更多的分潮合成。

當我們利用 (14) 式，(19) 式和 (20) 式計算暴潮時，則需要有氣壓與風的分佈資料。最實際的作法，應該有預測時間的氣壓與風的資料，隨時可供輸入。但目前國內颱風模式並未與暴潮模式結合，所以當我們計算暴潮時並沒有及時的氣壓與風的資料可供輸入；為了突破此種困境，我們只有利用理想的颱風模式，通常我們可以利用 Jelensnianski (1965) 所發展的颱風模式，在其模式中，風速對中心而言是對稱的，同時配合颱風移動速度而修正。而颱風內的氣壓，則以旋轉風 (cyclotrophic wind) 與氣壓梯度的關係而導出來。此種模式颱風僅需要一些氣象局常發佈的颱風資料，即颱風中心所在的位置及時間、最大風速、最大風速與中心距離、颱風中心移動速度、颱風移動方向、中心氣壓、遠離颱風中心之氣壓。將這些資料輸入 Jelensnianski 的颱風模式中，就可得到其風場與氣壓場，可供暴潮模式輸入之用。暴潮模式的開口邊界，可利用輻射邊界條件來處理。

五、未來研究之展望

如同上述，對於潮汐模式目前我們僅能計算四個分潮的合成。但未來如亞洲太平洋沿岸的國家，都能自由交換其潮汐資料，我們可以分析得

到更多的潮汐調和常數，則開口邊界上可以得到更多的分潮，而潮汐模式計算結果也將更準確。

未來如颱風預報模式能配合暴潮模式之需求，將颱風預報模式所得之氣壓場及風場及時輸入暴潮模式，則所得到暴潮預報結果，將更為良好。同時我們也可以將潮汐與暴潮的模式結合；即在開口邊界上，代入顛倒氣壓計效應，與分潮合成之水位，而在模式內則輸入颱風場資料。如此可以探討潮汐與暴潮的合成效應。

六、參考文獻

- 王崇岳 (1977) 台北地區洪患問題之研究。台灣水利，第二十五卷第三期。
- 王 博 (1971) 台灣海岸暴潮推算方法之研究。國家科學委員會工程研究中。心，六十年年度研究報告。
- 李賢文 (1984) 沿岸窪地與海水堆升之研究(1)"台灣周圍海域颱風暴潮數值模式"。國家科學委員會 防災科技研究報告 73-01 號。
- 連三郎 (1977) 潮汐預報電腦程式模型。台灣大學海洋研究所專刊。
- 黃壽銘 (1975) 花蓮暴潮推算之研究。台灣大學海洋研究所碩士論文。
- 劉肖孔 (1987) 台灣海域颱風暴潮及氣象潮數值預報模式研究計劃，第三階段成果報告。中央氣象局研究報告第 279 號。
- 魏靖松 (1976) 暴潮統計分析及數值推算。成功大學水利及海洋工程研究所碩士論文。
- BRETSCHNEIDER, C. L. (1967) Storm Surges, Advances in Hydrosience. Volume 4.
- FISCHER, G. (1959) Ein Numerisches Verfahren zur Errechnung von Windstau und Gezeiten in Randmeeren. Tellus 11: 60-76.
- HANSEN, W. (1956) Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Stromungen in Randmeeren nebst Anwendungen. Tellus 8: 287-300.
- HARRIS, D. L. and C. P. JELESNIANSKI (1964) Some problems involved in the numerical solutions of tidal hydraulics equations. Month Weather. Rev. 92: 409-422.
- Jelensnianski, C.P. (1965) A numerical calculation of storm tides induced by a tropical storm impinging on a continental shelf. Monthly Weather Rev. , vol. 93 , pp. 343-358.
- Jelensnianski, C. P., Jye Chen, and W. A. Shaffer, (1992): SLOSH: Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes, NOAA Technical Report NWS 48, National Oceanic and Atmospheric Administration, U. S. Department of Commerce.
- Li, Hsien-Wen (李賢文, 1979) Numerical prediction of typhoon surges along the coast area of Taiwan Strait, Acta Oceanographica Taiwanica, No.10, pp. 50-66.
- Li, Hsien-Wen (李賢文, 1987) A Numerical predictive model of tides in the sea adjacent to Taiwan. Proceedings of the National Science Council, Part A, vol.11, No.1, pp.78-89.
- PLATZMAN, G. W. (1958) A numerical computation of the surge of 26 June 1954 on Lake Michigan. Geophysica 6:407-438.
- PLATZMAN, G. W. (1963) The dynamic prediction of wind tides on Lake Erie. Meteor. Monog. 4(26). 44 pp.
- SIELECKI, A. (1968) An energy-conserving difference scheme for the storm surge equations. Monthly Weather. Rev. 96: 150-156.
- Schureman, P. (1958) Manual of harmonic analysis and prediction of tides U. S. Dept. of commerce, Coast and Geodetic Survey, PP. 317, Special Publication No. 98.
- WELANDER, P. (1961). Numerical Prediction of storm surges. Advances in Geophysics. 8:315-379.

ON THE DEVELOPMENT OF NUMERICAL MODELS OF TIDE AND STORM SURGE AROUND TAIWAN

Hsien-Wen Li

Department of Oceanography

National Taiwan Ocean University

ABSTRACT

Both tide and storm surge denote the sea level change, but their causes are quite different. Tide is due to the astronomical causes associated with the motion of moon-earth and sun-earth systems. The tidal phenomena are strictly periodic. Storm surge is caused by wind and air pressure gradient. The tide can be accurately predicted in some localities with long tidal records by harmonic method. Prediction of tide and storm surge in a large region of sea will be hopeful by means of numerical models.

Key words: Tide, storm surge, Astronomical, harmonic method.

國內海象資料庫概況及評估

唐 存 勇

國立台灣大學海洋研究所

黃 淑 貞

國科會研究船貴重儀器使用中心

摘 要

目前已完成台灣海洋資料庫之調查，其結果顯示出資料相當零散地分佈在各研究單位，而聯繫管道亦很少，且無資料交換之協定。在無順暢之資料流通管道下，各資料庫仍各自建立相當完整之系統；例如：海研一號所屬之水文資料庫。國家海洋資料庫的成立是勢在必行，而目前各自獨立的資料庫，將可為國家資料庫之基石。

一、前 言

所謂海象乃泛指一切與海洋有關之現象，如海面風速、氣溫、海面水溫、波浪、潮汐、洋流、水溫、鹽度、海底地形、地貌……等等。以往我國比較傾向於陸國心態，且經濟不發達，海洋利用及開發度低，故對海象資料的需求不高。在過去的十數年，台灣快速經濟發展的結果，海洋的利用及開發已漸提高，且民眾環保意識的覺醒，故對海象資料需求快速增加。為因應此增加的需求，中央、省、公營機構、大學研究單位、甚或國防相關機構，在過去十數年中，皆或多或少地進行海洋調查觀測或資料蒐集工作。唯國內缺乏統籌機構，且聯繫溝通不良，資料不但散亂存於不同單位，且無法有效的執行資料交換、共享。資料明顯浪費且對需求資料之單位或人員無法提供適當資料。有鑑於此，國內不論產、官、學界皆漸漸形成一共識，即我國需要一全國性的海象資料庫，以增加資料利用並妥為保存。故交通部委託「中華民國海下技術協會」進行調查國內海象資料庫之現況並評估整合系統之可行性。今將其結果陳述於此。

二、國內海象資料庫現況

為瞭解國內現有海洋資料狀況，曾以問卷調查表，寄發可能擁有海洋資料之政府單位、學者

及私人顧問公司，共計九十二份，回收二十一份，回收率無預期之高，僅略逾二成。在問卷後，亦曾以電話追蹤，除可能因資訊較老舊致使有些單位聯絡不上，但未回函者大都不擁有海洋資料。表1統計各類海洋資料之擁有者，其中波浪、海流、潮汐、風速、水深、溫鹽為較普遍之資料，大多數與海洋有關之單位或個人，皆或多或少擁有此類資料。其中又以海洋資料為最多；其結果之統計數字繪製於圖1。目前蒐集的資料並未對衛星資料做一一調查，但根據查詢瞭解，目前臺灣省水產試驗所、氣象局衛星中心，定時接收海表水溫，其資料量非常大；中央大學遙測中心，將來會接收SAR衛星資料其可視為未來之波浪及大型海流資料之來源。至於資料儲存之方式，因「個人電腦」之普及，資料大都以磁碟片儲存。此外亦有不少單位，仍以報表紙或記錄紙儲存資料，此儲存方法不但落伍，亦顯示資料未被廣泛利用。

綜合查詢結果，現國內海象資料庫的問題，可歸納分為下列五項。

(一)資料零散儲存

資料大都儲存於當初量測獲取資料之單位或個人，較缺乏一整合儲存的單位。即使有一較小型的整合儲存單位，亦因制度不一，支助單位不同，此小型的整合儲存單位雖各自有較完善的管理，但從整體而言，仍是頗為零亂。現僅以台灣

表1 各類別資料擁有之單位

類 別	單 位 名 稱
波 浪	台灣電力公司，交通部運研所，台南水工試驗所，工研院，偉伯公司，中華顧問公司，成大水研所
海 流	台灣電力公司，交通部電信局頭城海纜，交通部運研所，工研院，台南水工試驗所，中山大學海資系，偉伯公司，中華顧問公司
潮汐水位	台灣電力公司，交通部運研所，台南水工試驗所，偉伯公司，成大水研所、工研院，水利局
風	台灣電力公司，交通部電信局頭城海纜，交通部運研所，工研院，台南水工試驗所，中華顧問公司，成大水研所
水 深	台灣電力公司，交通部電信局頭城海纜，偉伯公司，工研院，台南水工試驗所，中華顧問公司，台大海研所
漂 砂	台南水工試驗所
溫 鹽	台灣電力公司，台南水工試驗所，中山大學海資系，偉伯公司，台灣省水產試驗所，工研院，台大海研所
水 質	台南水工試驗所，台大海研所，工研院
底 質	交通部電信局頭城海纜，台南水工試驗所，晉權公司
生 物	文化大學曾榮政，中華顧問公司，台大海研所，工研院，台南水工試驗所
其 它	交通部電信局頭城海纜：海床溫度、海底照相。 台南水工試驗所：沿岸流、漂流浮標追蹤。 中華顧問公司：水深測量圖檔。 台大海研所：重力、磁力、震測剖面。 工研院：地質。

大學海洋研究所為例說明此情況。海洋研究所現有的小型整合儲存單位（即所謂的小型資料庫）

，依調查有

- KEEP (Kuroshio Edge Exchange Process) 海物理資料庫（莊文思）
- 海洋化學資料庫（劉康克）
- 海洋地球物理資料庫（劉家瑄）
- 水文資料庫（唐存勇）
- 鮪魚資料庫（許建忠）
- 地形資料庫（宋國士）
- WOCE (World Ocean Circulation Experiment) 資料庫（劉倬騰）
- ……等，此資料庫不但負責人不同，且資

料交換管道並不很暢通。

(二)資訊溝通不良

且因資訊不良，資料需求者往往不知如何查尋索取資料。目前在國外頗為流行之以電腦網路傳送交換資料方法，在國內尚在初步階段，除少數單位擁有此能力外，大多數單位於軟、硬體設備不足之情況下，無法以此方法交換資料。

(三)資料整理編輯不良

許多資料以散亂原始型態儲存，資料需求者須花費大量人力及時間處理，而處理過的資料又不為人知或未適當儲存，以致下一位使用者又須重作。

(四)有些資料未經檢驗校正

國內資料大都無適當定期檢校，故儀器、人為誤差影響資料品質。國科會的水文資料應屬較有品質但仍然頗為粗糙。其參數測定或檢校皆屬不定期，資料品質仍無法確保，故在出版資料報告時，須再以簡易統計方法來剔除可疑資料。

(a) 資料共享制度不一致或沒有

如：KEEP海洋物理資料庫：報告出版後即刻公開KEEP參與者。

海洋化學資料庫：報告出版後即刻公開予KEEP參與者。

水文資料庫：統計資料處理完即刻公開，原始資料三年後公開。

WOCE資料庫：依照國際WOCE資料共享原則。

……等，資料共享制度不一致甚至缺乏，以致於造成資料交換困難，甚至無法交換共享。

雖之國內目前資料庫有上述問題，大都軟、硬體設備不足及經驗缺乏，但在不少有心人員的努力摸索下，亦有不少小型資料庫已初具規模。如台灣省交通處港灣技術研究所，對台灣沿岸潮汐及波浪資料已進行整體的整理與規劃，並建立

初步資料申請交換功能。中央氣象局亦已開始規劃著手整理海象資料，並期短期內建立一全國性之海洋資料庫。工業研究院能資所，對資料庫的索引管理、查詢系統已建立初步規模，其成功經驗將可為我國發展全國性海象資料庫之重要參考。在學界亦有數個海洋資料庫略具規模，如由國科會資助之海研一號貴儀中心的水文資料庫。

以上所提及國內初具規模之小型資料庫，將來可能成為全國性資料庫發展之基石，故將以水文資料為例，略述其發展及現況。

三、水文資料庫介紹

水文資料庫隸屬於國家科學委員會「海研一號貴重儀器使用中心」(Regional Instrument Center of R/V Ocean Researcher1)，專為處理海研一號所收集來的CTD資料。自1985至今年已歷九年，共收集有8889多個測站。

「水文資料庫管理系統」目前是在個人電腦上發展，涵蓋區間為 20° N至 28° N及 118° E至 125° E。圖2顯示區間及測點分佈。為提供學術研究及參考資料水文資料已發行三冊報告，並固定每二年更新資料一次，目前已發行第二冊更新版

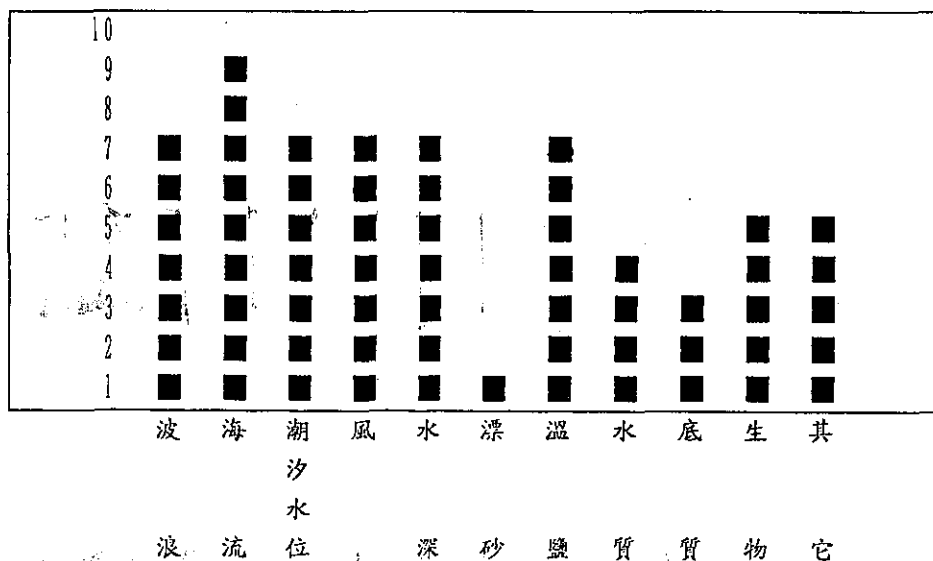
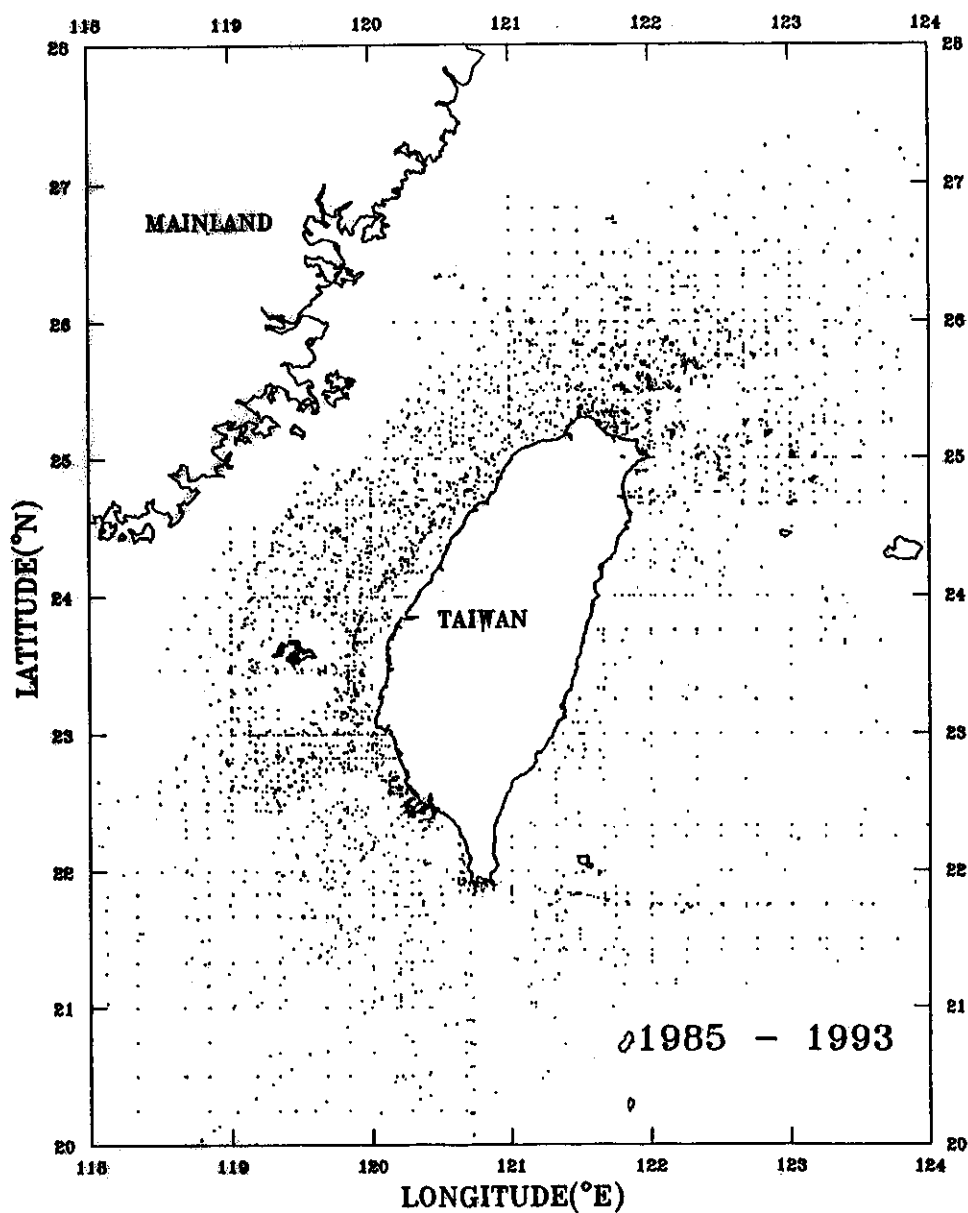


圖1 國內海洋資料的分布情況

TOTAL

casts no. : 8889



	Local Depth	View
GREEN	: 0 - 100 M	3112
YELLOW	: 100 - 200 M	2013
RED	: > 1000 M	1760

圖2 海況儀測站分布圖

YEARLY

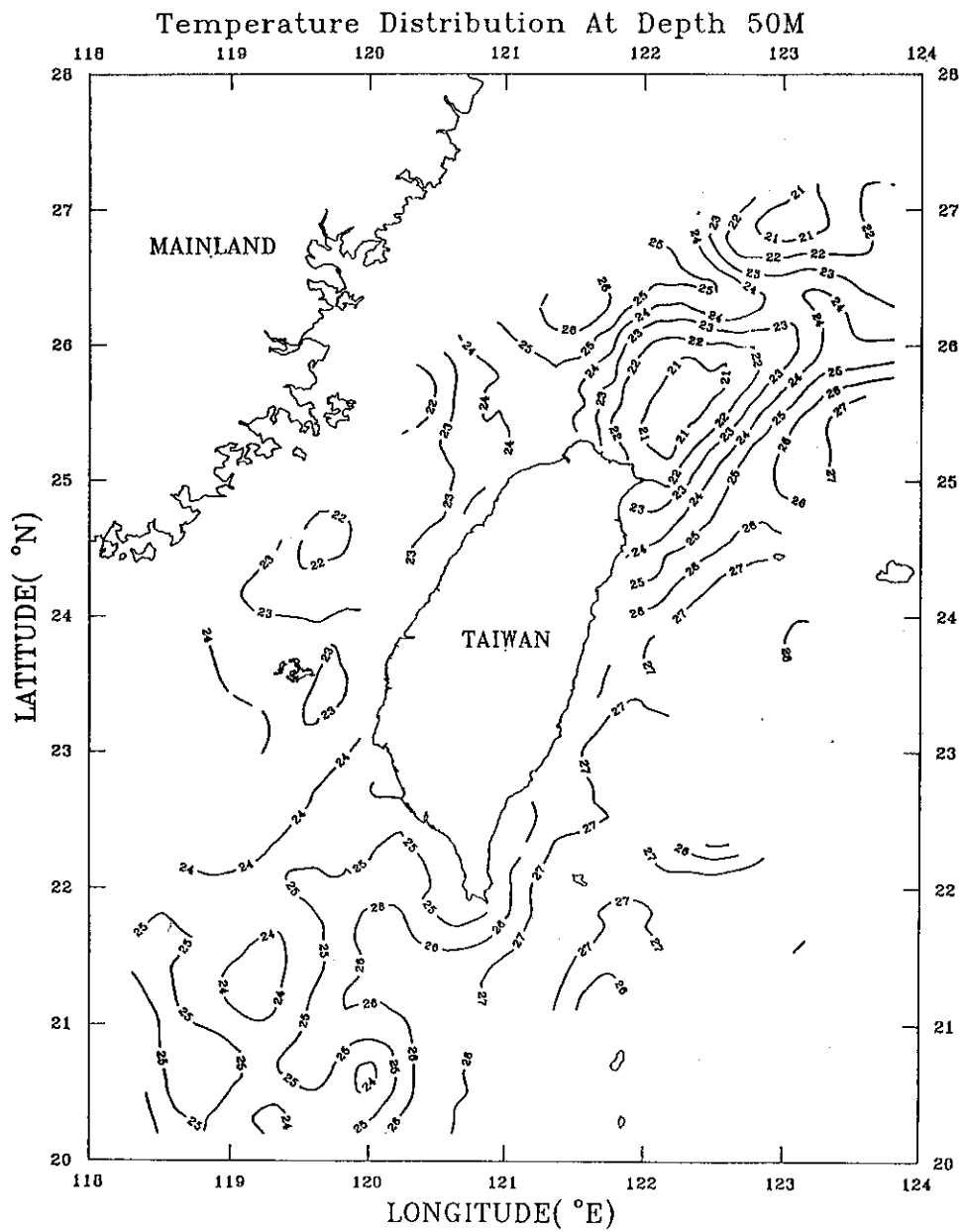


圖3 水深50公尺處之平均溫度分布圖

MEAN and STANDARD DEVIATION
IN THE SPRING FOR REGION II

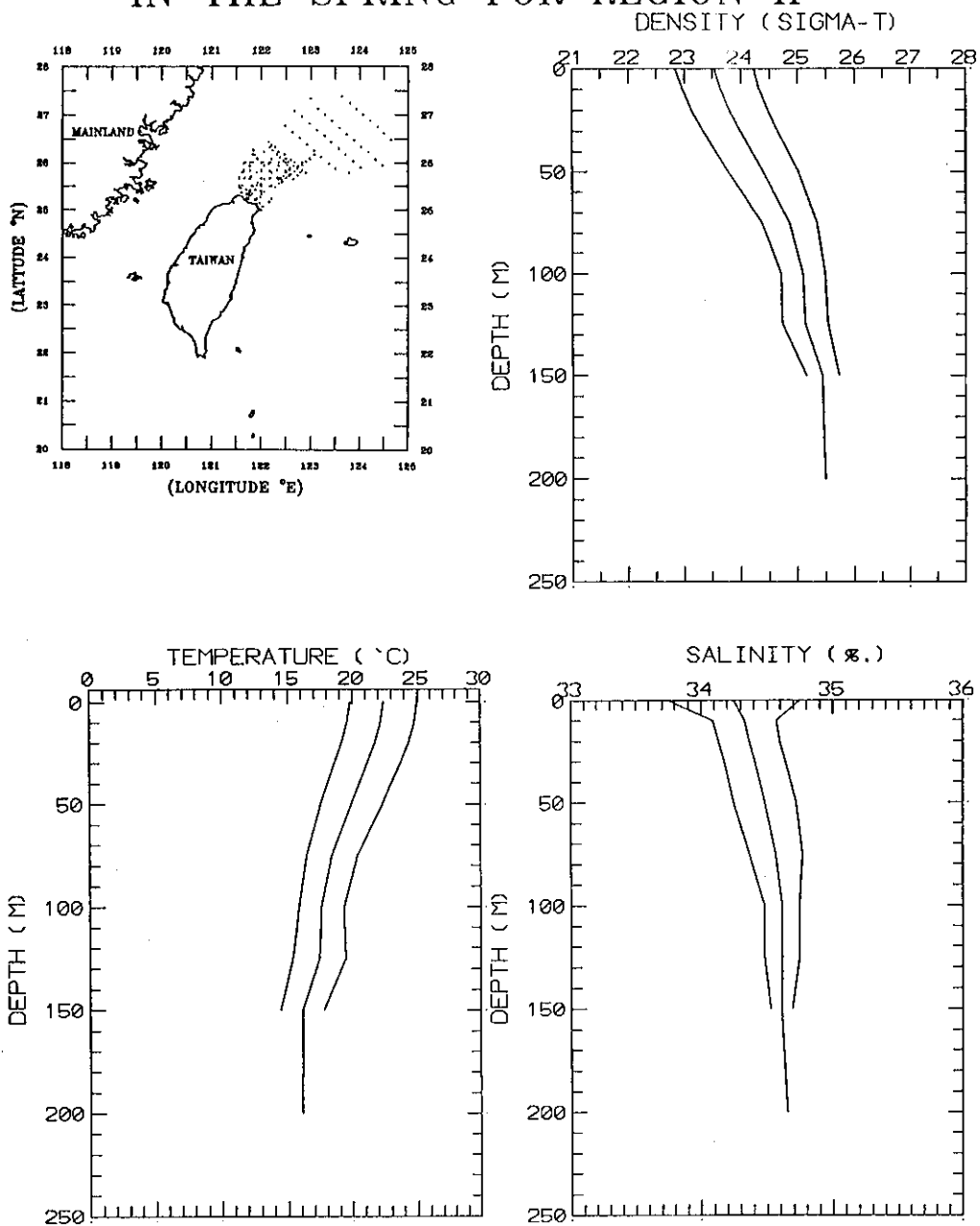
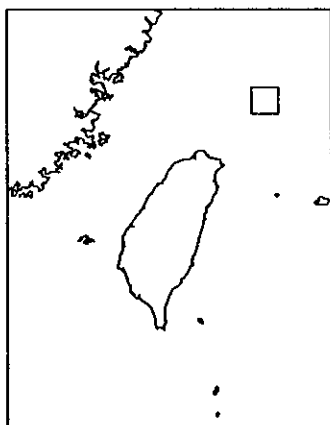


圖4 在II區春季時之海況垂直變化圖

122°00'E - 122°30'E
25°00'N - 25°30'N

T-S DIAGRAM

AUTUMN
B1 CASTS



WINTER
38 CASTS

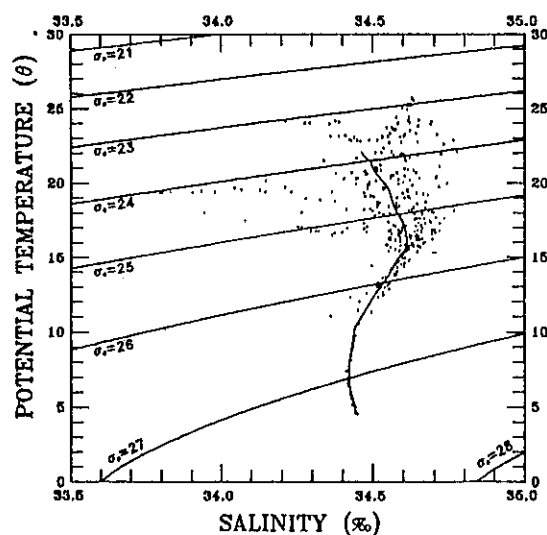
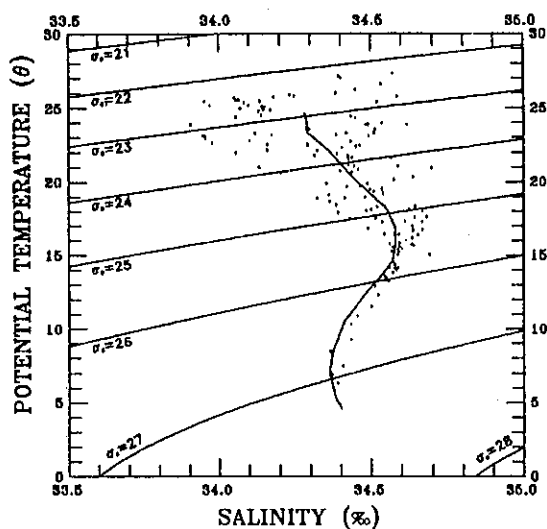


圖5 溫鹽圖

。第一冊報告，主要報導(1)測站分布，如春、夏、秋、冬或 12 個月份內，測點分布狀況。(2)風速分布，此乃利用海研一號氣象記錄儀，在水文測站上測得之風速，報導亦分四季及十二月份內。(3)報導海水溫度、鹽度、密度垂直剖面分佈，此報導不但依時間分為四季及十二個月份，亦因地形、經緯度，將台灣四週分為16個區域，除報導平均的垂直剖面，其相對之標準偏差。第二冊以等值線報導海水溫度、鹽度、密度在台灣附近各深度上的分佈狀況，所選報導之深度為0、20、50、75、100、150、200、300、500公尺。第三冊報導溫鹽特徵曲線在台灣四週海域的時空分佈。溫鹽特徵曲線在台灣四週海域的時空分佈。溫鹽特徵曲線最主要的功能是水團判別，並可具此研判二水團混合的程度。此三冊報告之結果已被數篇學術論文引用。圖3、4、5可簡略表示主要報導的型態。此外為進一步增進資料可信度，引用一簡易統計方法以刪除可能錯誤的極值，其方法陳述於下：

- (一)將台灣附近海域分成 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 之方格。
- (二)在每一方格區間內，求算出10M之平均值及其標準偏差值。
- (三)以平均值為中心，篩選出值超出其正負3個標準偏差的Casts，視為異常值將予以個別檢視甚或剔除。

國科會於1992年正式知會資料庫，建立資料共享制度。今可提供三年以前的原始資料予需求者，但三年內的資料，僅提供經處理過後的平均資料。為達成此目的，使需求者能儘量方便獲得資料，故於1992年開始，資料庫於個人電腦上發展了一套「水文資料庫管理系統」，其結構示於圖6。

有鑑於個人電腦的資料容量有限，且無法以網路系統達成資源共享的目標，已進行著手規劃將現階段的系統移轉到工作站（Work Station）上或數據機，並架以網路系統，讓遠端使用者可以直接透過網路，在「水文資料庫管理系統」上執行立即查詢、資料索取等項作業，其規劃未來流

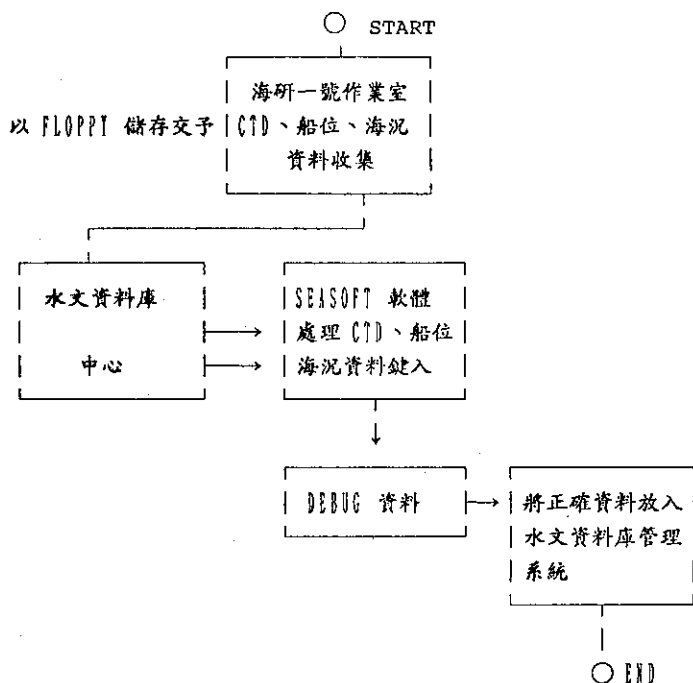


圖6 現有水文資料庫管理系統流程圖

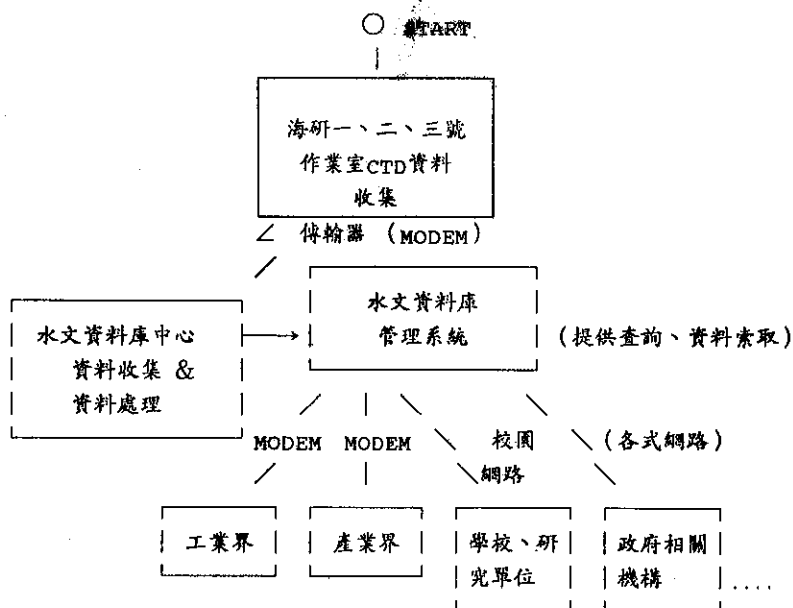


圖7 未來水文資料庫管理系統架構圖

程如圖7。

今年工作將開發「立即查詢系統」，希望將來可以透過網路系統或數據機即可查詢、索取水文資料。

四、結語與建議

目前國內海象資料雖仍零亂散存於各處，不能有效達到資料庫之資源共享目的。但不論產、官、學界皆有共識，期能共享且有效利用海象資料。在過去數年中，港研所、工研院、水試所、國科會等單位，已努力建立了略具規模的小型資料庫，但因構通不良，此小型資料庫尚未好好利用。現今最須要的，即以此小型資料庫為基石，建立一中心（或全國性）資料庫，使資料能充份共享。根據第十四屆行政院科技顧問會議結論，氣象局海象測報中心適合此先期工作，因其不但有此能力，且資料庫的成立，將增進其預報之能力。

中央氣象局願承擔重任籌建一全國性海洋資料庫，頗令人振奮。在此提供三項建議供其參考。

(一)在籌建資料庫初期，人力與經費應由小而大，選擇與其業務有關的資料先行納入，並以增進氣象海象預報能力為主要目標。

(二)適當利用原已存在的小型資料庫。

(三)可以委託方式請專家人士代為規畫發展，但氣象局人員應全程參與籌建工作，以符合氣象局本身所需及技術生根。

五、誌謝

在此僅感謝交通部支助海下協會所進行的調查，及沈理事長景鵬、林秘書長文、及氣象局海象測報中心主任李汴軍、台南成大高家俊教授、海大簡連貴教授提供意見。

六、參考資料

曾相茂，張金機，梁乃匡（1990）台灣四週海象調查研究四，台灣省交通處港灣技術研究所。
林勝豐，呂台生，鄒明城（1993）海象資料庫之建構與應用。近海環境監測與模擬研討會論文集，p1.1-1.11。

貴重儀器使用中心「水文資料庫報告」第一冊。

貴重儀器使用中心「水文資料庫報告」第二冊。
貴重儀器使用中心「水文資料庫報告」第三冊。
Barnett (1983) : Interaction of the Monsoon and

Pacific trade wind system at interannual time
scales, Part 1: The equatorial zone., Monthly
Weather Review Vol.111 p.756-773.

OCEANOGRAPHIC DATA BANK IN TAIWAN

T. Y. Tang S. J. Hwang

Institute of Oceanography College of Science

National Taiwan University

ABSTRACT

A survey for the Oceanographic Data Bank in Taiwan was performed. The result indicates that the data is diversely stored in the different institutes. The communication among the institutes is generally poor. There almost has no data exchange policy. In despite of the problem of poor communication, some of institutes establish their own data bank successfully. As an example, the system of CTD Data of Ocean Researcher I is reviewed here. A national oceanographic data bank shall be based upon those individual data banks.

台灣地區波浪調查概況

張金機 簡仲璟 曾相茂

交通處港灣技術研究所

摘 要

本報告介紹台灣沿岸現場波浪觀測概況，包括測站分佈，採用儀器及可用資料期間。選擇波浪資料較完整的六個長期測站分析統計，以探討台灣沿岸分區波浪特性；再以台中港測站資料為例進一步辦理工程應用統計分析。最後呼籲各界重視現存波浪觀測所遭遇問題。

一、前 言

台灣地處西太平洋，冬季受東北季風侵襲，夏季則常受颱風威脅，造成海上波浪洶湧，除影響海上航行及作業船隻安全外，也可能破壞沿岸各項工程設施，導致重大災難。近年來政府積極推動海洋開發建設，不論對外貿易興建港口、沿岸新生地開發、環境保育或海上遊憩活動都與海面波浪有極密切關係。海岸工程規劃必需根據長期波浪觀測資料統計、可作業天數，決定設計波浪；港埠營運必需利用長期波浪資料評估每年船隻不能進港時間，不能作業天數甚至更嚴重時需要疏散條件；海上航行船隻、作業漁船及休閒活動，不但需要了解即時波浪狀況，最好還能獲得未來波浪預報資料作為應變依據。

波浪觀測為一長期性工作，平時即需投入固定人力從事持續性觀測；天候越惡劣，資料取得越困難，所獲得資料越珍貴。國內波浪觀測雖有氣象局、港務局、大學研究所、中油、台電等事業機構及港研所等十餘個單位參與；但多年來均缺乏整體規劃，事權不能統一，人力、財力分散，取得資料零散且未作有系統整理分析，影響工程規劃品質。

本文分別就台灣四周波浪觀測概況，波浪統計特性及未來展望三節報告如后：

二、波浪觀測概況

國內早期在50年代中辦理波浪觀測大多採用目測法，在淺海水域設立規標式波高計，觀測員利用望遠鏡或經緯儀直接讀取波峰與波谷時浮標高度，測得淺海高潮時粗略且有限之波浪資料。60年代初期引進階段電阻式波高計及直結式波高計；在防波堤等海上構造物安裝階段電阻式波高計直接紀錄堤前類比波形，或在淺海安裝直結式波高計，量取海底波壓變化，再轉換為水面波浪。兩種型式波高計，雖可連續紀錄海上波浪變化，但仍無法取得長期可靠之外海波浪資料。

70年代規劃建設台中港，籌備處成立後有感於過去波浪資料殘缺不全，除再度於低潮位時水深4.5m及8m處設置波浪觀測桿，利用經緯儀安裝紀錄器，追蹤浮標漲落紀錄波形。台中港工程局成立後，積極展開各項資料調查，1971年初在北防波堤外海低潮位下水深19m處安裝超音波式波高計一台，每隔兩小時紀錄外海波浪20分鐘，開始我國波浪觀測新紀元；其後採用超音波式高計的相繼有氣象局1976年在小琉球水深34m處設計；高雄港務局為規劃大鵬灣為輔助港，1978年在大鵬灣外海水深13m處設立長期波浪觀測站。氣象局在1980年初著手再設置鼻頭角、東吉與成功（新港）測站，使氣象局擁有四個長期波浪觀測站。

表1 氣象局波浪測站

測站名稱	觀測時間	波高計 水深	儀器型式	備註
鼻頭角	1980/10-1988/06 1991/06-1993/09	55公尺	超音波式波高計	1.缺1982/07 1983/11 1984/03-06 1984/08-11 2.1991/06 汰換
成功 (新港)	1980/06-1988/06 1992/06-1993/09	36公尺 43公尺	" "	1.缺1981/10 1983/01-1983/12 1984/10-1985/11 2.1992/06 汰換
小琉球	1977/05-1988/05 1992/06-1993/09	34公尺 23公尺	" "	1.缺1978/02 1978/07-08 1980/08-09 1981/05-10 1982/01-04 1983/01-12 1985/07-08 2.1992/06 汰換
東吉島	1981/07-1988/05 1992/06-1993/09	44公尺 29公尺	" "	1.缺1983/06-1985/0 1985/08- 2.1992/06 汰換

1983年6月基隆港務局在港口外，水深56^m處設立測站；蘇澳港分局也在1984年在蘇澳港外海水深29^m處安裝超音波式波高計。除氣象局與港務局為海象預報及港埠營運利用超音波式波高計設置長期波浪測站外，經濟部工業局及中油、台電等產業單位為工程規劃需要亦委託研究機構辦理短期波浪觀測，測站分佈如圖1，茲分別就氣象局、港研所負責之長期波浪觀測站與學術機構辦理之短期波浪觀測計畫概述如下。

(一)氣象局四個長期波浪觀測站

中央氣象局早在1976年底在小琉球安裝超音波式波高計，1977年5月開始紀錄海面波浪；其後1980年起又在鼻頭角、成功及東吉設站；1987年起由成大高家俊教授協助建立資料擷取系統。鼻

頭角等四個測站觀測時間、儀器型式及安裝水深等如表1。

(二)港研所負責蒐集之國際港口測站

台灣五個國際港口，基隆港、蘇澳港、花蓮港、高雄港（大鵬灣）及台中港均有波浪觀測站，由港灣技術研究所負責連線蒐集資料。各測站波高計安裝與資料蒐集情形如表2。

(三)研究機構設置之短期測站

經濟部工業局為開發彰濱工業，台西離島式基礎工業區委託台南水工所辦理波浪觀測；中油公司為探勘開採海上資源委託台大海研所辦理野柳及新竹外海波浪觀測；台電為規劃電廠設置專用碼頭，除本身辦理波浪調查外，委託港研所辦理興達港波浪觀測；港研所為配合研究需要辦理

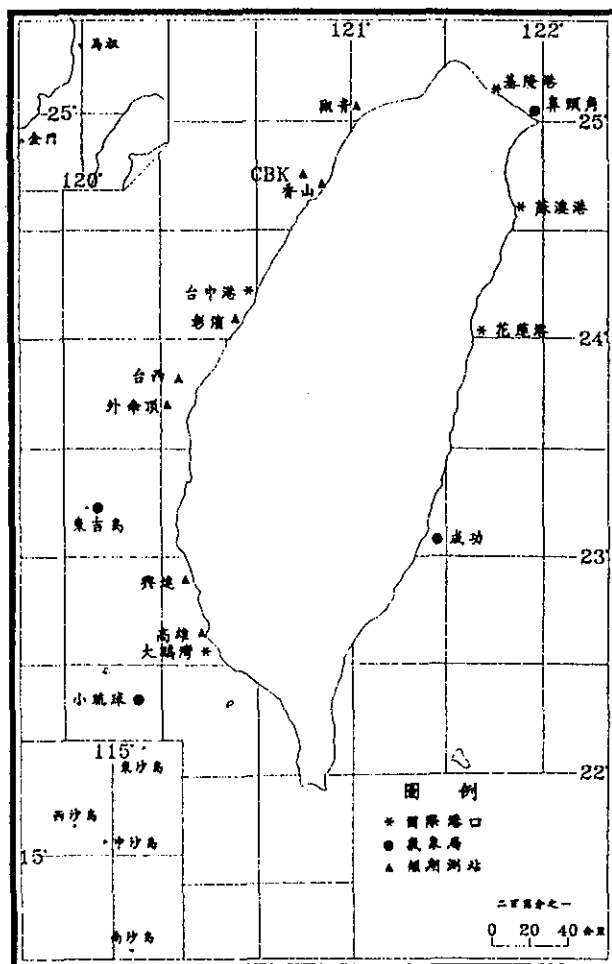


圖1 台灣四周波浪測站分布圖

北部觀音，西南部外傘頂洲等地短期波浪觀測，茲將各測站觀測概況整理如表3。

國內波浪觀測儀器主要有超音波式波高計，浮球式波高計及壓力式波高計三種，其他型式波高計雖曾引進但不普遍。超音波式波高計可以取得即時波浪資料長時間連續紀錄海面波浪狀況，廣泛被安裝在台灣四周長期測站，包括氣象局、鼻頭角、成功、東吉及小琉球四個永久測站及基隆港、蘇澳港、花蓮港、台中港與高雄港（大鵬灣）五個國際港口測站。浮球式波高計，內部蓄電池約可維持四到六個月電力，波浪資料可經由天線傳輸到陸上制站，或利用浮球內卡帶儲存，

適用於較大水深，短、中期觀測站採用。港研所外傘頂站、花蓮港及台中港（短期替代測站）、台電蘇澳、鹽寮測站，中華工程淡水站，及台大海研所CBK測站等均安裝浮球式波高計、壓力式波高計內部蓄電池及卡帶Solid State RAM儲存量（約512 KB）每隔二小時紀錄10分鐘，約可使用20天，安裝容易，較不影響船隻作業，適合於淺海地區短期波浪觀測使用。台南水工所在彰濱、台西及高雄測站，港研所在外傘頂、觀音、興達港等測站均採用壓力式波高計。

國內波浪觀測所採用儀器大部份由國外進口，代理商缺乏儀器維修能力，一發生故障則需

表2 港研所負責蒐集之國際港口波浪測站

測站名稱	觀測時間	波高計 水深	儀器型式	備註
基隆港	1983/06-1990/04 1987/0701-1987/0919 1988/0308-1990/09	56公尺	超音波式波高計 港研所連線 "	1.缺1983/08 1983/10-11 2.故障未修復
蘇澳港	1992/08-1993/09	29公尺	"	
花蓮	1984/06-1984/09 1988/0122-1988/0129 1989/1229-1993/09	30公尺	NBA-DNW5 NBA-DNW5 浮球式波浪儀	1.缺1984/08 2.超音波式波高計故障，利用浮球式波高計替代
大鵬灣	1978/09-1984/12 1990/11-1993/09	16公尺	超音波式波高計	1.1978年所測資料未鍵入檔 2.缺1992/10-12 1991/07-1992/01
台中港	1971/0712-1977/1215 1981/1108-1981/1204 1986/1202-1987/0107 1988/0311-1988/0420 1987/0306-1987/0324 1989/0823-1989/0918 1989/1108-1989/1206 1993/0608-1993/09	19公尺 20公尺 13公尺	超音波式波高計 浮球式波浪儀 壓力式波浪儀 " " 浮球式波浪儀 壓力式波浪儀 超音波式波高計	缺1973/0521-1973/0912 1973/1024-1973/1207 1974/1201-1974/1231 1975/1101-1976/0304 1976/0722-1976/1002 1976/1110-1977/0630 1977/0929-1977/1107

仰賴國外技術；此外，波浪觀測所需經費大都來自政府年度預算，而預算編列一拖二、三年，耗時費事，無法取得連續資料。

波高計研究發展方面，成大黃明志教授曾在國科會補助下，研究碟盤型浮標式波高計，利用太陽能板供應電源，資料即時傳到陸上接收站，長期觀測海面波浪，獲得初步成果，但未作進一步商業開發。成大高家俊教授在國科會補助下，在海上觀測平台安裝太陽能板提供電源，利用超音波量測海面波浪，並將資料傳回陸上接收站。1991年在台中港外海國科會補助設立之海岸觀測平台安裝，效果良好；1992年11月台南水工在台北外海低潮位下水深15公尺處設置觀測平台，利用高教授研發之水面上超音波式感應器量測平台

四周波高（四個測點），所有資料均以無線電傳轉到8公里處之陸上接收站。

三、波浪統計特性

台灣沿岸波浪分別由氣象局、港務局、大學研究所與港研所等十餘單位辦理觀測；因未作整合儲存，有些觀測站只取得數天或一兩個月資料，有些資料只作簡單的統計分析；甚至有些測站花費不少人力、物力取得資料未經處理已不知去處。港研所近年來曾致力於海象、氣象資料蒐集、建檔與統計分析，但因人力、經費限制及資料格式不統一等因素，至今尚有部份資料未建檔；建檔資料也因品質、數量及觀測單位不同的處理方法很難作統一格式之統計分析。簡等（1992）

表3 研究機構短期波浪觀測站

測站名稱	觀測時間	觀測單位	水深(m)	儀器型式	備 註
新竹CBK	1984/0926 -1989/0231	台大研究所	67	WAVERIDER	1. 施放16次均在CBK磯區 2. 部份時間資料中斷
新竹CBK 香山海岸	1984/0617 -1984/1022	台大海研所	14	壓力式	
野柳A站	1980/0709 -1980/0803	台大海研所	120	WAVERIDER	一年中缺七、八月資料
野柳B站	1980/0903 -1981/0709		70		
彰化 (彰濱)	1991/0209 -1993/0601	台南水工所	11-21	壓力式	觀測九次每次約取得10至30資料
雲林 (台西)	1993/0314 -1993/0506	台南水工所	12	壓力式	1. 觀測兩次取得20餘天資料 2. 利用海上平台
	1992/11-	台南水工所	15	水面超音波式波高計	
高雄 (深水港)	1992/0711 -1993/0216	台南水工所	20	壓力式	1. 20m測站觀測十次每次取得約10至15天資料 2. 10m測站觀測二次
外傘頂洲	1989/0131 -1989/0330	港研所	20	壓力式	缺1992/01-1992/04
	1989/0909 -1989/1130		13	壓力式	
	1990/10 -1991/04		20	WAVERIDER	
	1991/08 -1992/09		20		
觀音 許厝	1981/12 -1984/06	港研所	13	壓力式	1. 缺1982/04-1983/04 1984/02-1984/04 2. 觀測四次，每次均未滿一個月
	1991/10 -1993/03			壓力式	
興達港	1984/06 -1985/11		9.5	壓力式	缺1985/06

篩選有區域性代表，資料較完整的台中港、高雄港（大鵬灣）、成功（新港）、花蓮港、鼻頭角及東吉島等六個測站資料加以統計分析。統計結果波高分佈概率如圖2，週期分佈概率如圖3，台灣四周六個分區測站波浪統計結果如表4。根據表4分區波浪統計結果，可以歸納下項特性。

1. 影響台灣四周海域波浪主要為冬季東北季風與夏季西南季風及颱風，由表4分區波浪統計值顯示東北部及東部測站受冬季東北季風影響最大，位於台灣海峽之東吉島及台中港受東北季風影響次之，位於西南的高雄港（大鵬灣）測站受夏季盛行之西南季風影響最大，平均示性波高達

1.63^m較冬季0.93^m高出甚多，東部花蓮港冬季受東北季風影響，夏季則受太平洋颱風威脅平均示性波高均超過1.7^m。

2. 位於台灣西部之台中港、東吉島及高雄港三測站示性波高小於1^m所佔概率均大於50%；示性波高大於2^m發生概率東吉22.4%，台中港15.6%，高雄只有8.9%，而以東部花蓮港30.8%最高，東北部鼻頭角26.8%次之；顯示台灣東部及東北部直接暴露於太平洋風浪威脅，西部則受本島遮蔽波高較小。但同樣位於東部海岸的成功測站波高較花蓮港偏低甚多，波高2^m以上發生概率只有10.7%，是否因測站位置較遮蔽或冬季東北季風威

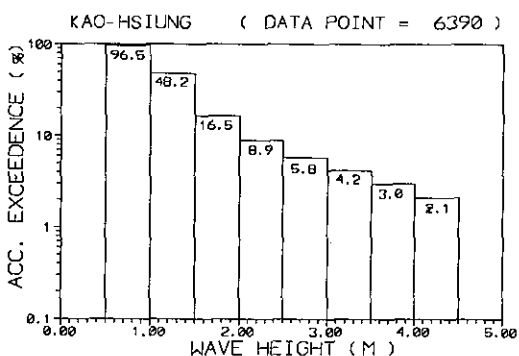
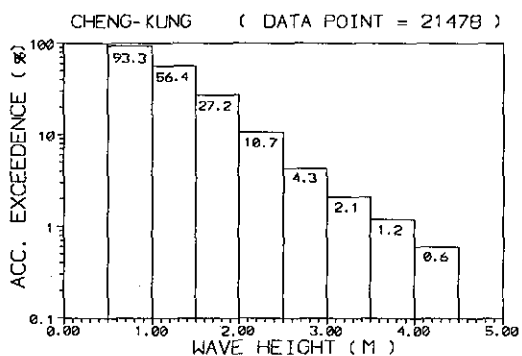
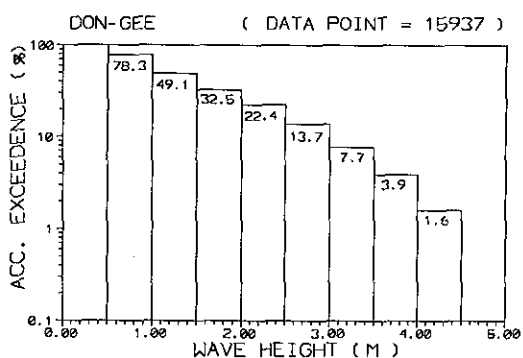
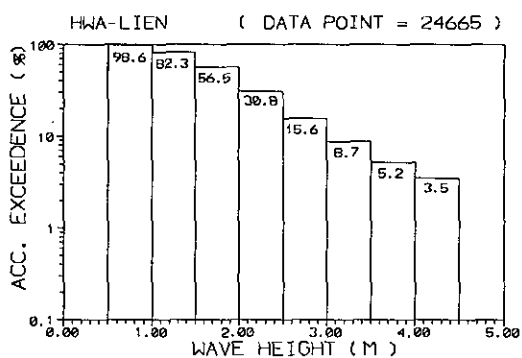
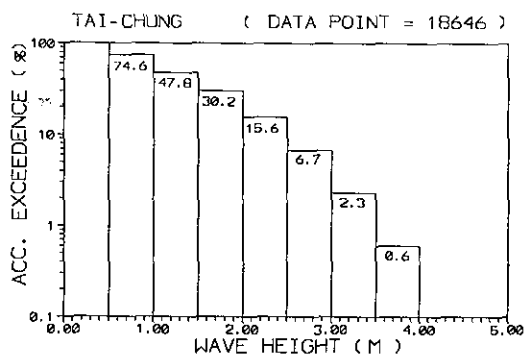
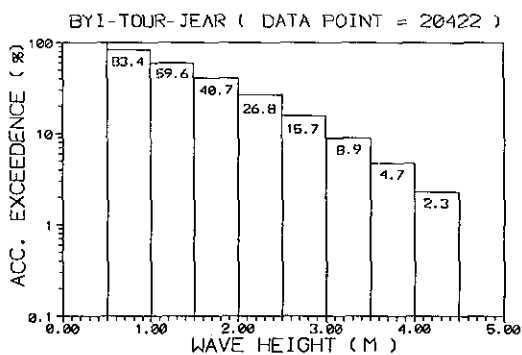


圖2a 台灣四周六測站波高概率分布

圖2b 台灣四周六測站波高概率分布

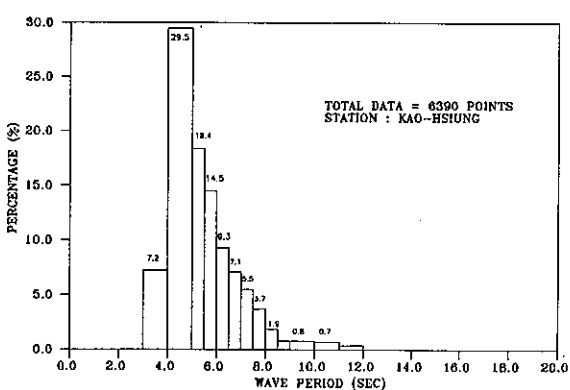
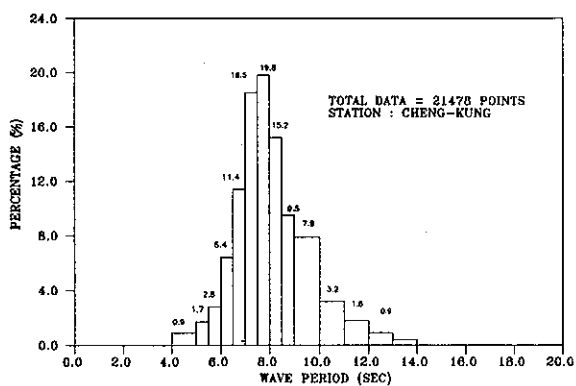
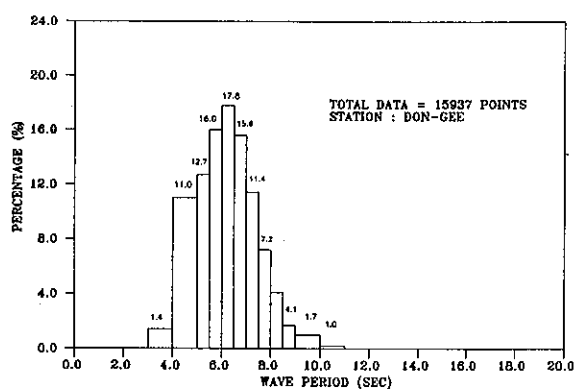
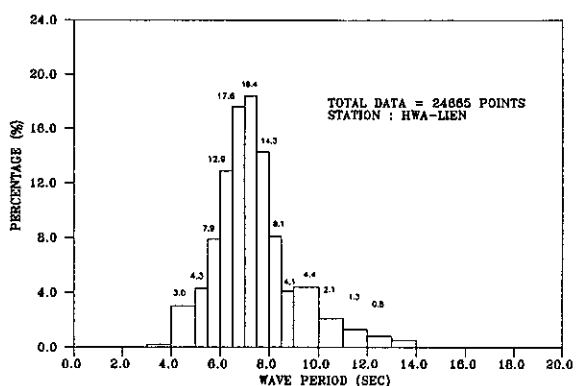
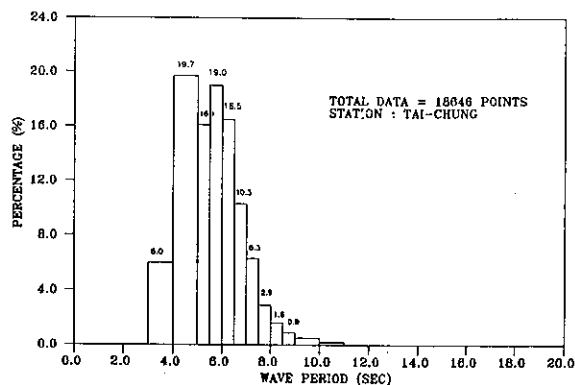
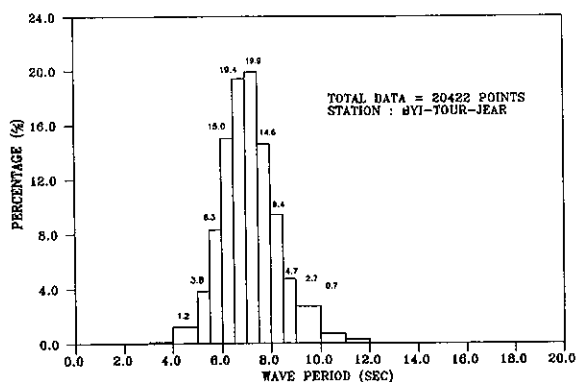


圖3a 台灣四周六測站週期概率分布

圖3b 台灣四周六測站週期概率分布

表4 台灣四周分區波浪特性

測站及代表區域 波浪特性		台中港 西北部	高雄港 西南部	成功 東南部	花蓮港 東部	鼻頭角 東北部	東吉島 台灣海峽 中部
最大波	最大波高(m)	10.8	11.2	14.0	20.6	14.2	11.4
	發生日期		92/09/05		91/07/19	85/08/23	87/12/21
示	最大波高(m)	6.3	7.0	8.1	12.2	9.7	7.0
	發生日期	89/09/12	92/09/05	80/09/18	90/06/23	85/08/23	87/07/29
性	全年平均波高(m)	1.15	1.17	1.09	1.80	1.27	1.21
	全年平均週期(sec)	5.7	5.6	6.9	7.3	6.1	5.8
波	夏季平均波高(m)	1.07	1.63	1.03	1.79	1.0	1.08
	夏季平均週期(sec)	5.7	6.2	6.8	7.4	5.8	6.0
性	冬季平均波高(m)	1.24	0.93	1.15	1.73	1.6	1.3
	冬季平均週期(sec)	5.7	5.3	6.9	7.3	6.5	5.5
示	最常出現波高(m)	0.25-1.25	0.5-1.5	0.5-1.5	1.0-2.0	0.25-1.25	0.25-1.25
	概 率(%)	55.7	80.0	66.1	51.5	48.9	55.7
性	1*以下波高概率(%)	52.2	51.8	43.6	17.7	40.4	50.9
	2*以上波高概率(%)	15.6	8.9	10.7	30.8	26.8	22.4
波	最常出現週期(sec)	5-7	4-6	6.25-8.25	6-8	6-8	5-7
	概 率(%)	61.9	62.4	64.7	63.2	68.9	61.9
示 性 波 高	概 率(%)	30.2	16.5	27.2	56.5	40.7	25.7
	持續大於 24hrs(%)	26	10	17	45	24	20
	持續大於 96hrs(%)	13	5	4	25	10	8
波浪較惡劣月份		1,2,10, 11,12	6,7,8,9	11,12,1	8,9,10	1,2,3, 11,12	1,2,10, 11,12
全部資料筆數		18,000	6,400	24,000	24,000	24,000	17,000

脅減弱影響，有待進一步分析。

3.波浪週期統計結果顯示呈正常分佈，位於台灣海峽的台中港與東吉島最常現週期為5至7^{sec}，發生概率約為62%。西南部高雄測站最常現週期為4至6^{sec}，約佔62%，顯示西南季風吹風距離較小，延時亦較短；此點亦可由示性波高大於1.5^m發生概率只有16.5%，其中持續24小時以上所佔概率僅為10%，獲得佐證。東海岸鼻頭角、花蓮港及成功三測站最常現週期約為6至8^{sec}，出現概率約為65%，顯示台灣東部受太平洋波浪威脅。

4.根據統計各測站波浪較惡劣月份顯示，鼻頭角、台中港、東吉島及成功四測站受冬季強烈

東北季風影響時海況惡劣，但每年春天以後，冬季高壓勢力減弱，影響範圍亦由南部逐漸退縮至北部；成功站二月以後，東吉島與台中港站三月以後，東北部鼻頭角站則延至四月後，才脫離冬季東北季風影響。西南部高雄港測站受地形影響，每年夏季六至九月海上波浪較大，冬季海面平靜。東部花蓮站夏季受太平洋颱風波浪威脅，相形之下冬季東北季風影響較小。

為進一步分析特定測站波浪統計特性，作為工程規劃、設計依據，茲以台中港測站為例，就以往所測得一萬八千多筆示性波浪資料統計結果概述如后。

(一)波高與週期分佈

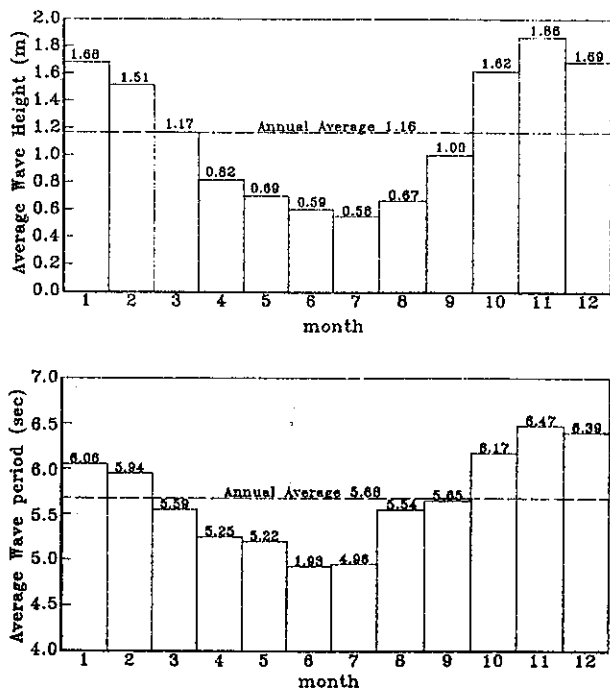


圖4 台中港各月份波高、週期平均值

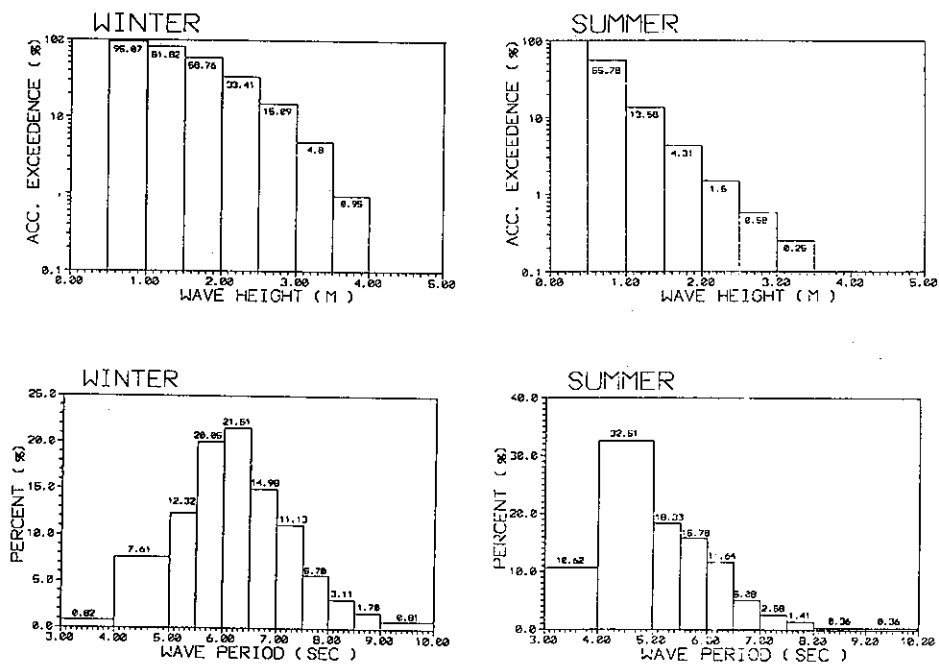


圖5 台中港冬夏波高累積概率與週期概率分布

台中港各月份波高與週期平均值如圖4，冬季受強烈東北季風吹襲波高偏大，週期較長，夏季除颱風外，海面波浪平靜，全年平均示性波高 1.16m ，週期 5.68s ，按月其中以11月份波高 1.86m 最大，7月份波高只有 0.56m 最小。根據波高大小，將全年十二個月區分為冬季、轉型期及夏季。冬、夏兩季波高累積率分佈及週期概率分佈如圖5。冬季波高集中於 1^{m} 至 3^{m} 間發生概率約佔77%，週期介於 5.0^{s} 至 7.5^{s} 約佔80%；夏季波高在 1^{m} 以下約佔86%，週期在 3.0^{s} 至 6.5^{s} 間佔89%。冬季波高大於 2^{m} 佔15.1%，週期大於 6^{s} 佔59.2%；夏季波高大於 2^{m} 只佔1.5%，週期大於 6^{s} 亦只有22.8%，顯示週期有伴隨波高成長趨勢。波

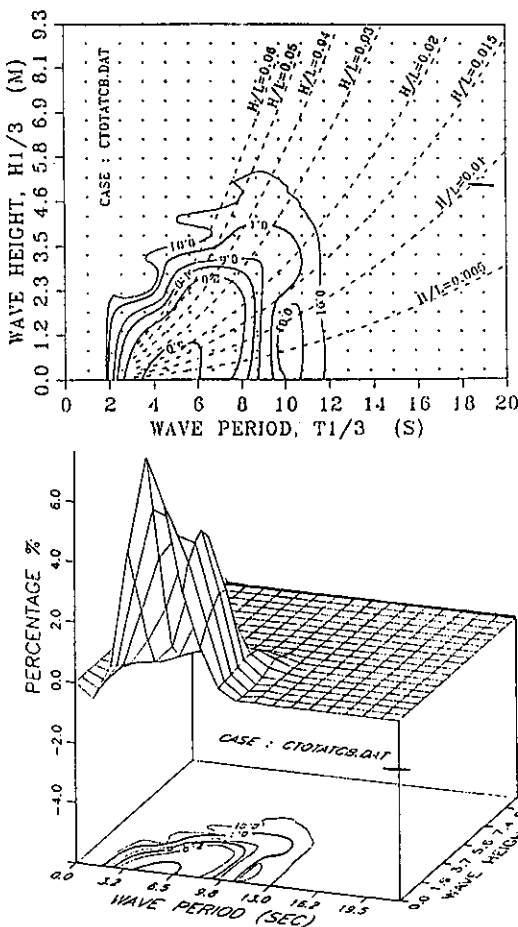


圖6 台中港波高與週期聯合概率分佈

高與週期聯合概率分佈如圖6，波浪尖銳度介於0.005與0.035間約佔88%。

(二) 波高與週期延時

波浪延時為評估不能作業時間最重要指標，亦為研究海岸地形變遷重要參數。Lawson及Abernet (1975)曾提出波高超過某一特定值 H_c ，其平均延時 D ，可以 $D = \alpha H_c^\beta$ 表示，其中 α ， β 為特定係數。簡 (1994) 利用台中港冬季、夏季及全年波浪資料分析波高與週期平均延時，其結果分別繪如圖7、8及9。圖中實線為一次迴歸線，「C.C.」表示相關係數，實線段區間波高及週期出現百分比亦標示於圖中。此項分析顯示，經常發生之波高及週期與平均延時有良好之線性相關。由圖7至圖9迴歸線計算波高超過 2^{m} 平均連續發生時間分別為夏季0.16天，冬季1.27天及全年0.85天，顯示冬季海上持續發生惡劣波浪時間遠較夏季長。

(三) 波浪統計值之相關特性

現場觀測所獲得之波浪資料，一般常以示性波浪統計分析，但是在海岸或港灣工程設計上則需考慮構造物重要性而採用最大波浪或最大十分之一波浪。海面風浪一般均呈雷分佈，最大波高與示性波高之比為連續觀測波浪個數之函數

$$H_{\max}/H_s = 0.707 (1 + N)^{0.5}$$

N 為資料個數。

假設連續觀測20分，取得200個波，則波浪統計值之關係為

$$H_{\max}/H_s = 1.63$$

$$H_{1/10}/H_s = 1.27$$

$$H_{\text{mean}}/H_s = 0.625$$

簡 (1994) 分析以上三種波高統計比值，結果為

$$H_{\max}/H_s = 1.63 \pm 0.38$$

$$H_{1/10}/H_s = 1.27 \pm 0.08$$

$$H_{\text{mean}}/H_s = 0.625 \pm 0.05$$

“ \pm ”值為標準偏差。

(四) 波高極端值

極端值統計分析可依資料多寡及分佈特性採用Gumbel, Weibull或Normal等分佈加以計算。資

表5 台中港不同復現期距波高極端值

復現期距(年) 季別	5	10	20	25	50	100	備註
全 年	5.19	5.58	5.95	6.07	6.43	6.79	簡仲環 Gumbel
冬 季	4.61	4.64	4.68	4.69	4.72	4.75	張金機 Weibull
夏 季	6.13	6.27	6.40	6.45	6.57	6.70	
全 年	6.59	6.72	6.85	6.89	7.01	7.12	
冬 季	4.67	4.85	5.02	5.09	5.24	5.40	中華顧問 工程司
夏 季	5.84	6.34	6.85	7.02	7.53	8.05	Weibull

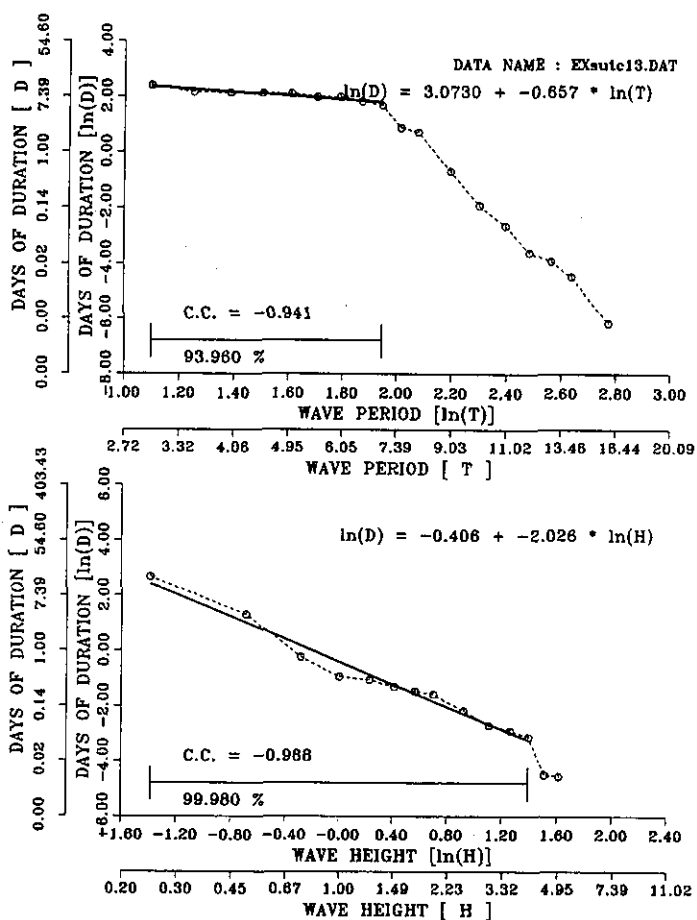


圖7 台中港夏季波高與週期平均延時

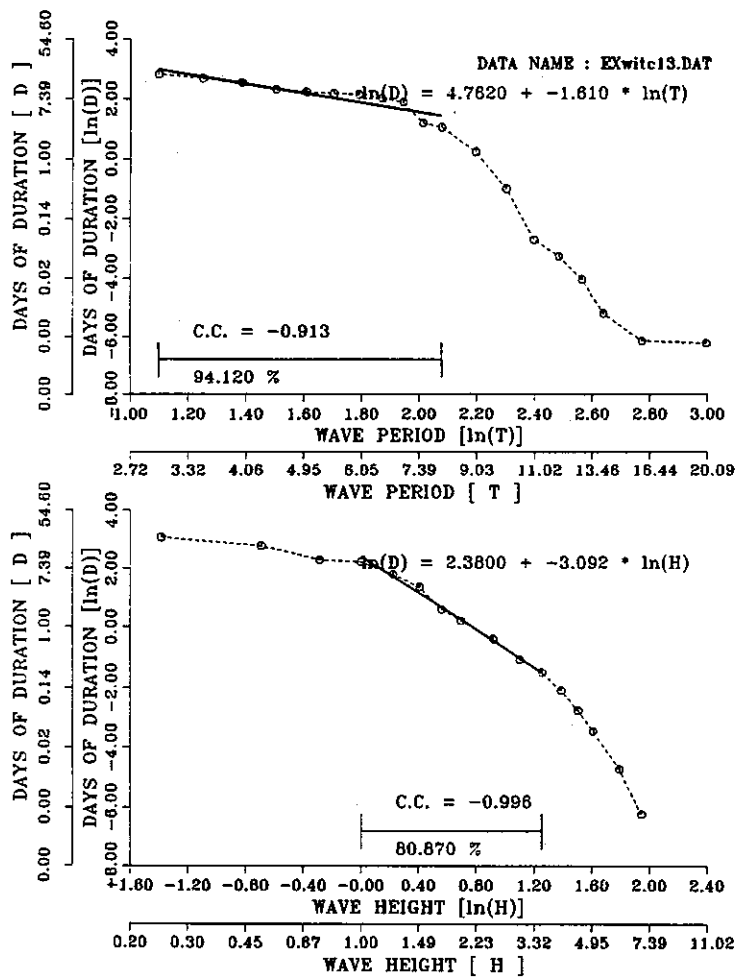


圖8 台中港冬季波高與週期平均延時

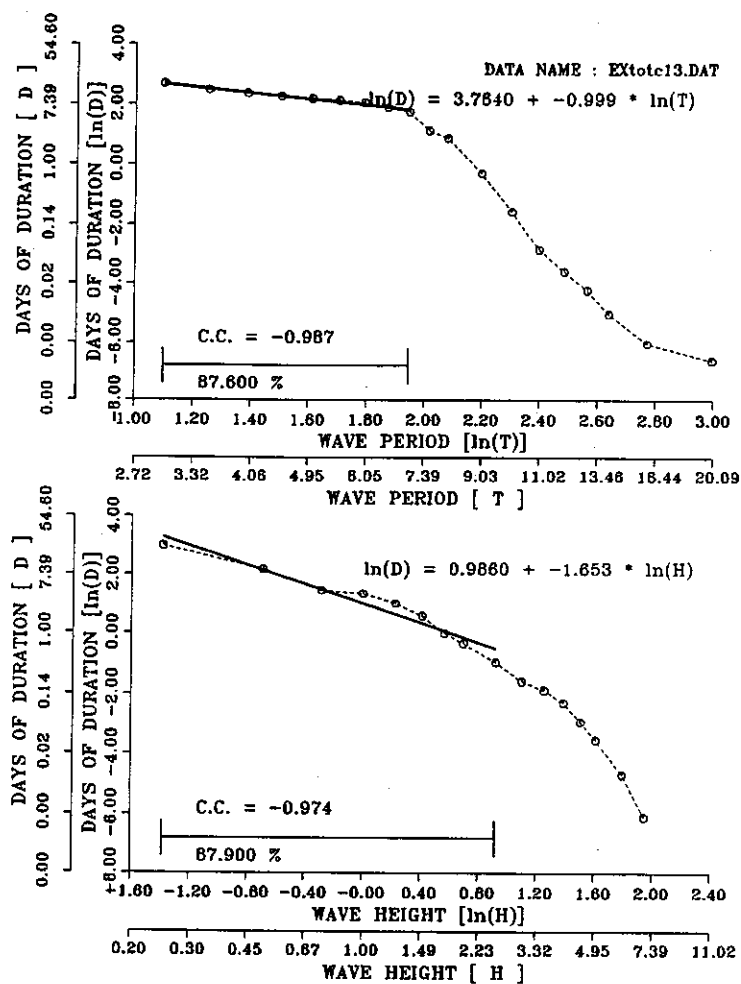


圖9 台中港全年波高與週期平均延時

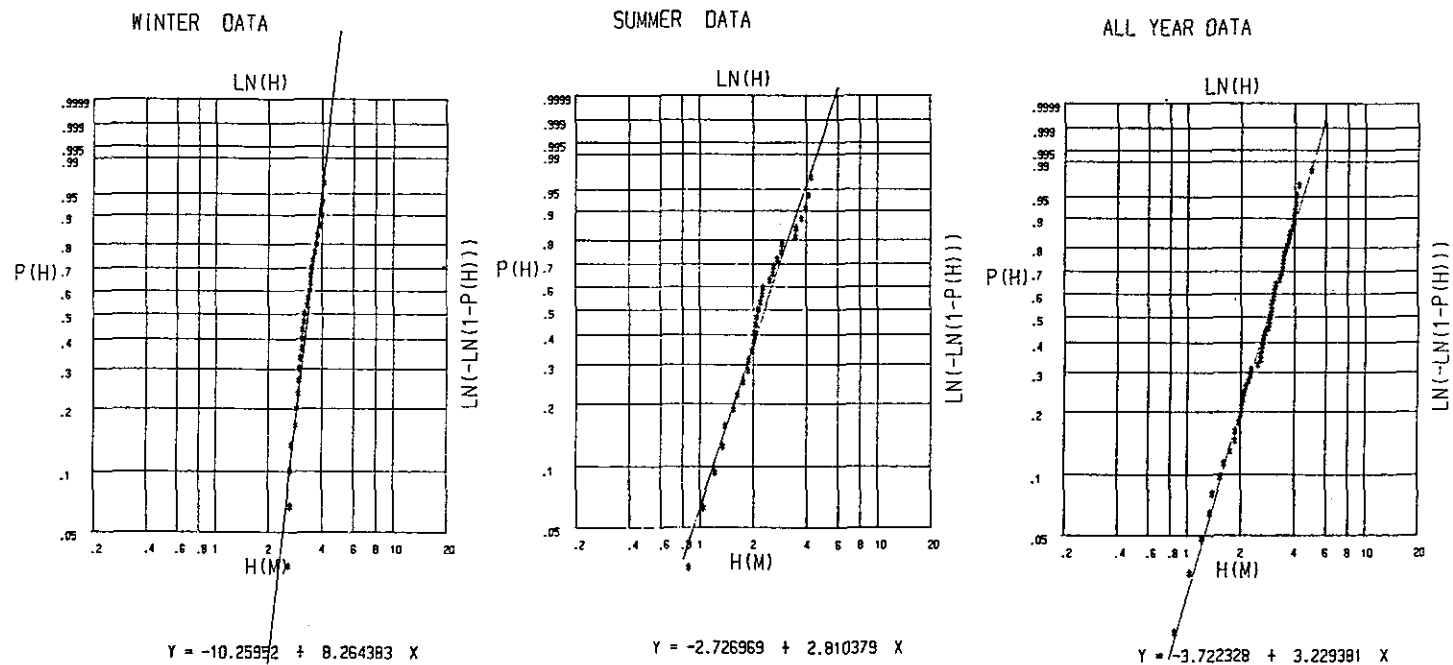


圖10 台中港冬季、夏季及全年波高極端值分布 (Weibull Method)

料篩選方法及資料個數常造成極端值統計結果差異。簡(1994)自台中港一萬八千餘筆波浪資料篩選43個波高超過4.0m，利用Gumbel方法加以計算，求得台中港冬、夏季不同復現期距波高極端值，如表5。張(1991)按月篩選最大波高，利用Weibull方法統計冬季、夏季及全年極端值分佈，如圖10；不同復現期距波高極端值，如表5。中華顧問工程司採用Weibull分佈建立波高概率分佈關係，求得各種復現期距波高極端值如表5。同樣是利用Weibull分佈，因選擇資料方法不同，而有1"以上差異，因此，如何篩選資料統計分析極端值仍有待更進一步研究。

四、未來展望

中央氣象局八十二年七月一日根據全國科技會議，建議成立海象測報中心，負責整合國內海象觀測系統，建立海象資料庫，發展海象預報模式等任務，並將波浪觀測分為外海與近岸兩區。海象測報中心負責外海波浪觀測與資料蒐集，除測取即時波浪資料提供海上經濟活動與休閒遊憩等參考外，並作為海上波浪模式驗證資料。港灣技術研究所負責五個國際港口波浪觀測與近岸資料蒐集，除作為港灣與海岸工程規劃及作業依據外，尚可提供學術研究。

波浪觀測是一項艱苦且耗費金錢的工作，以往國內對波浪觀測並不重視；除中央氣象局設置四個永久測站及五個國際港口辦理長期波浪觀測外，大都只有從事短期觀測，取得零散不連續資料。近年來海上安裝波浪儀器，雖依規定發佈航行通告，不但不能受到合理保護，甚至常遭受漁民破壞，無理索賠，為減少抗爭，事業機構只好減少現場觀測業務。未來產業界、學術界應積極呼籲政府重視漁民破壞海上觀測儀器行為，提高海上安全保障，並加強培育海上觀測人力，提升技術水準。

國內波浪觀測儀器大都由國外進口，代理商

大多缺乏儀器檢驗與維修能力。平時測取資料品質無法掌握，儀器發生故障則需仰賴國外技術，曠日費時，無法測得長時間連續資料。以目前國內科技水準，應該具備各式波高計研製能力。近程應該成立儀器維修小組，負責海象觀測儀器維修檢校及人員訓練。中長程則應該結合海象測報中心、港灣技術研究所、工研院及學術單位共同研製國內環境適用之各種海象觀測儀器。

目前國內波浪觀測取樣時間、取樣頻率以及資料格式、儲存方法、分析、統計等均不一致；造成資料統一建檔不易，系統化分析困難。海象測報中心成立後，希望能研訂波浪觀測規範。長期波浪測站必需採用電信傳輸網路，即時蒐集海面波浪資料，配合波浪預報系統，隨時發佈海上波浪情報，提供海上航行及作業船隻與休閒遊憩活動參考。短期波浪測站，大都配合工程規劃、施工而設立之臨時測站，受電力供應或記憶容量限制，測取資料較零散；除提供目前的事業工程規劃、施工用途外，應統一蒐集建檔儲存，達成資料共享目標。

五、參考資料

- 張金機，1989.9，台灣沿岸波浪，海岸工程講習會講義，成大水利及海洋工程研究所等主辦。
- 梁乃匡、張金機、簡仲璟、曾相茂等，1987至1993，台灣四周海象氣象調查研究(一)~(六)，港灣技術研究所。
- 沈景鵬等，1993.6，建立海象觀測網與海洋環境資料庫整合系統之規劃(一)，海下技術學會。
- 章家竊等，1973.6，台中港海岸氣象及海象調查研究，台中港工程局。
- 黃煌輝等，1993.3，高雄海域海氣象調查研究，台南水工試驗所。
- 簡仲璟，1994，台中港漂沙防治與新生地開發。(初稿)

THE STATUS OF WAVE INVESTIGATION IN THE TAIWAN AREA

Chien-Kee Chang Chung-Ching Chien Hsiang-Maw Theng

Institute of Harbor and Marine Technology

ABSTRACT

The status of wave observation around Taiwan, including location of wave station, wave instrument, and applicable wave data are described in this report. Six wave stations which obtained long term wave data are analyzed and wave characteristics for different zone around Taiwan are discussed. Wave data recorded at the Taichung station are used as an example for more intensive statistic analysis in engineering application. Finally, the existing problems of wave observation are mentioned and personal suggestions are proposed.

Key words: Wave characteristics, intensive statistic analysis.

國內波浪模式概況及評估

梁 乃 匡

台灣大學海洋研究所

摘 要

國內波浪模式發軔於60年成，主要目的在決定海岸工程的設計波浪，因此均屬波浪推算模式，而且均採用指示波來定義波浪。然而，國內曾進行波浪預報模式的開發，但尚未作業化，仍採用指示波。指示波式波浪模式有較多當地經驗常數，對受陸地限制的邊緣海域或許比較合適。

一、引 言

台灣四面環海，國人在海上的活動頻繁。然而，夏季有颱風，冬季東北季風，海面波浪變化莫測，經常發生海難。台灣海岸平直少有灣澳，港灣及海岸設施直接面對巨浪衝擊，海岸結構物抵抗的主要外力就是波力。因此，國內海岸工程師對波浪的推算頗為重視，主要的目的在決定海岸工程的設計波浪。波浪推算乃是由過去的氣象資料，估算過去的波浪，不必立即發佈，因此推算模式可以容許很長時間的計算。另外，設計波浪由各次事件中最大的波浪中求出，推算模式只要最大波浪正確，出現時間及其他較小波浪均不重要。波浪預報則不同，其目的在立即發佈未來海上波浪狀況，以供海上活動者的參考，不論大浪小浪及出現的時刻都很重要。總之，波浪預報模式必然可以用來推算波浪，而波浪推算模式則不一定可以用作預報波浪。

國內在波浪推算的研究起步很早，最早引進SMB法。SMB法比較適合季風波浪，為適應颱風快速變化的風場，湯麟武（1971）改良Wilson的移動風域數值計算法，一直計算到淺海碎波為止。類似的另有日本井島武士的追蹤法，許明光

（1975）為減少其計算量，提出逆追蹤法。SMB法作者中的Bretschneider，曾在1973年來台客座教授一年，他提出簡易的颱風波浪參數法，由颱風參數簡單式子及圖表即可求得颱風暴風圈內的波浪（Bretschneider, 1979）。以上幾種方法，蔡瑤堂（1977）、梁乃匡及林文宗（1978）、港灣技術研究所（1985）曾以實測資料與推算值作比較，發現湯法最大波高與實測值接近，但到達時間不對且最大波之前波高偏小。Bretschneider法推算值穩定，颱風未到達前波高亦偏小。井島法結果比較不穩定。最近簡仲和（1991）提出颱風波浪解析模式，大體上與Bretschneider方法相近。另為了解波候（Wave Climate），由岸邊風速記錄直接迴歸波高，對季風波浪而言，兩者的相關頗高，為一簡便可行方法。

目前中央氣象局尚未使用波浪模式來預報波浪，僅以預測當地風級直接換算當地浪級。這種方式只在開闊海域穩定風吹久以後，頗為正確，在有湧或陸地遮蔽時誤差很大。因此，漁民常收聽大陸的漁業氣象，或收聽中央氣象局的風速預報，根據經驗來判斷。國內有一些尚未作業化的波浪預報模式（梁、高等 1989, 1990），季風方面有面積風域法及SMB數值化法，颱風方面有

Bretschneider 法加上梁氏颱風湧浪預報法，可組成颱風波浪的預報。上述模式均採指示波，而李汴軍(1981)是國內唯一以能量平衡方程來計算波譜者。茲分別以季風波浪模式及颱風波浪模式分別簡單介紹如后。

二、季風波浪模式

(一)SMB 法

本法首先在二次大戰後由 Sverdrup 及 Munk 兩位學者提出，後經 Bretschneider 加以修改，乃取三位學者英文姓氏第一個字母簡稱之(Ippen, 1966)。使用本法只需作業圖及天氣圖即可，十分簡便。先由天氣圖定出風速、風域長度(Fetch)及吹風歷時，分別由風域長度及吹風歷時可自作業圖中讀出波高及週期，而取其較小者。如果風速改變可由等能量線換算相當的風域長度及吹風歷時，加上新的風域長度及吹風歷時，由作業圖讀出波高及週期，仍然取其較小者。

(二)迴歸法

迴歸法是用某地實測的波浪資料與氣象資料找出其間相關，一般是求當地風與波浪的關係。由於迴歸法將影響的因子簡化，也就是把略去因子當作是不變的，例如假設整個台灣海峽的風均勻一致，吹風延時已足夠長，則台中港的波浪只與風速有關，這種情況在冬季經常出現。因為迴歸法只有風這一個因子，所以使用方便，當沒有長期實測波浪資料時，可由長期風速記錄來估算波候(Wave Climate)之用。以下舉幾個迴歸法的實例：

1. 郭金棟台中港波高推算迴歸法(郭, 1976)——根據民國62、63、64年23個月的資料，十月份波高與風速的相關係數最大，高達0.91，六月份相關係數最低亦達0.55，依據波高及風速之統計分析求得波高對風速的迴歸公式如下：

$$H_{1/3}(m) = aV_{10} + b \quad (1)$$

其中 V_{10} 為10米高10分鐘平均風速， a 值在 0.01 ~ 0.14 之間， b 值在 0.005 ~ 1.39 之間變化幅度頗大，表示各月份的迴歸公式均不同，即使同一月份不同年相差也很大。郭金棟針對台中港東北季風期間，另外提出波高的簡易推算經驗公

式，由於東北季風吹風距離經常超過400公里，故風浪在發達過程中主要受吹風歷時 t_d 的控制，其經驗公式如下：

(1)風速增加時

$$H_{1/3} = 0.11t_d^{0.11}V_{10}^{1.01} + 0.078 \quad (2)$$

其中 t_d 為吹風延時

(2)風速減弱時

①如風速增高到13m/s以上再降低時

$$130.0m/s > V_{10} > 8.0m/s$$

$$H_{1/3} = 0.29t_d^{0.06}V_{10}^{0.705} + 0.135 \quad (3)$$

$$V_{10} < 8.0m/s$$

$$H_{1/3} = 0.50t_d^{0.06}V_{10}^{0.04} - 0.041 \quad (4)$$

②如風速未達13m/s即降低時

$$H_{1/3} = 0.22t_d^{0.06}V_{10}^{0.755} + 0.012 \quad (5)$$

應用以上公式推算民國61年3月的波高與實測值比較頗為一致。

2. 高治平與梁乃匡(1980)為估計台灣北部海域冬季波候(Wave Climate)，需要長期的波浪資料，而長期的波浪記錄不可得，只有長期的彭佳嶼風速記錄，如果延用正規的 SMB 方法推算波浪，必須由天氣圖定出風域及延時，這種作法幾乎不可能辦到，而波候的估計重點在1米到2米波高的浪，以決定是否適合海上的施工作業，因此在風與浪的關係上，忽略吹風延時與吹風域因素，只求風速與波高的關係，但與上述1中所不同者，在先求出實測的不同延時波高與風速的相關，找出相關最大的延時，然後以此延時之風速與波高求得一迴歸公式，在基隆港口波浪與彭佳嶼的風以延時九小時之相關最大，其迴歸公式為：

$$H_{1/3} = 0.1528U - 0.3761 \quad (6)$$

陳金堂、張昭仁(1982)用類似的方法求出台中港波高與馬公風速的迴歸公式，結果十分良好。例如一月份的公式如下：

$$H_{1/3} = 0.083 + 0.1579U \quad (7)$$

延時為零，因馬公在台中港之南。侯和雄、劉正忠(1980)用三次迴歸方程式，得到很好的結果，但其用來作比較的資料同時也是用來求迴歸公式的資料，是其中不完備之處，根據該文資料顯示，各月份的常數相差很多。

3.曾哲茂、姚能君及侯和雄(1982)針對台中港東北季風期間之風浪特性詳加分析探討外並利用這些特性導出一簡易的波浪預報模式。將時間過程(Time Process)的每一個波浪分解為分別代表局部風場中所產生的風浪和外海所傳遞進來的湧浪兩大部分,藉滑動平均和自迴歸等技巧利用多重線性迴歸分析法定出模式之各有關常數,並據以自身預報,以提供作為台中港船舶最適進港及碼頭裝卸作業時間之參考依據,其數學式的形式如下:

$$Wave(t) =$$

$$A_0 + \sum_{i=1}^n A_i Wind(t-i) + \sum_{j=1}^m B_j Wave(t-j) \quad (8)$$

V: 表估計值

$\sum_{i=1}^n A_i Wind(t-i)$: 相當於局部風場中風藉剪應力或壓應力等方式將能量傳遞給海水所產生的波浪,其值隨風速的大小及延時的長短而改變,與吹風距離無關。

$\sum_{j=1}^m B_j Wave(t-j)$: 相當於從四面八方不同距離的地方藉湧浪方式所傳遞而來的波能量線性累積而成的波浪,其波高大小受波浪傳遞過程中淺化、變形、底部摩擦以及滲漏等影響而衰減變小。

(三)面積風域法

面積風域法依元素波模式而建立(梁、高等1989, 1990),元素波模式的基本假設是將整個風域分割成許多元素風域,每一元素風域視為獨立之波浪生成中心,由此元素風域所得之波能以圓形波向外傳遞。面積風域法為一半經驗法,有些經驗常數由實測資料求得。

指示週期 $T_{1/3}$ 變化幅度較小,可由下列實測資料求得之無因次變數經驗式求得

$$\frac{gT_{1/3}}{2\pi U} = F_1\left(\frac{gF}{U}\right) \quad (9)$$

或

$$\frac{gT_{1/3}}{2\pi U} = F_2\left(\frac{gF}{U}\right) \quad (10)$$

其中U為有效風域之平均風速, t_d 為吹風延時,F為有效最大風域長度。

指示波高 $H_{1/3}$ 由下式求得

$$H_{1/3}^2 = \frac{8}{gT_{1/3}} \cdot \xi \cdot SUUBB \quad (11)$$

$$SUUBB = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M U_{ij}^2 \cos^2 \theta_{ij} \cdot \exp\left(-\frac{\varepsilon r_{ij}}{U_{ij}^2}\right) \cdot \frac{1}{r_{ij}} \cdot dA_j \quad (12)$$

式中

ξ : 風與波能量授受係數

$H_{1/3}$: 推算點預測波浪之指示波高

U_{ij} : 第i張天氣圖,第j個風場網格點之風速(m/s)

θ_{ij} : 第i張天氣圖,第j個風場網格點至推算點連線與風場網格點風向之夾角

r_{ij} : 風場網格點至推算點之距離(km)

ε : 衰減常數

dA_j : 風場網格元素有效吹風面積(km)

M: 風場網格點個數

N: 歷時天氣圖之張數

在計算SUUBB時,為節省電腦記憶空間,一次輸入一張天氣圖,計算完畢再輸入另一張天氣圖。此外,挑出真正有效的網格點,測試遮蔽只需要執行一次即可。決定有效影響範圍之能量傳遞下限距離 R_1 及上限距離 R_2 為:

$$R_1 = \alpha U_{ij}(N-i) \cdot 3.6 \cdot 6 \quad (13)$$

$$R_2 = \alpha_{ij}(N-i+1) \cdot 3.6 \cdot 6 \quad (14)$$

以上 ξ 、 α 、 ε 由實測資料求得,先假設不同的 α 與 ε ,採用HSQCG($=gT_{1/3}H_{1/3}^2/8$)與SUUBB線性相關最大時之 α 與 ε 值, ξ 則為HSQCG與SUUBB線性迴歸直線的斜率。

(四)數值化S-M-B法

S.M.B.法係五十年代由Bretschneider修正Sverdrup & Munk之理論而成(梁、高等1989, 1990)。原方法以計算風域上之波浪變化為主,為適合實際波浪預報作業之需要,須再配合適當考量之數值計算,方能作三維之海域波浪計算。風吹海面形成之風浪可以用指示波表示,S.M.B.法首先假設影響指示波高 $H_{1/3}$ 及週期 $T_{1/3}$ 之因素有下列三項:風速U、吹風區域(Fetch)F、吹風歷時(Duration)t。

由風浪形成的現象,歸納得到,風速越大,歷時越長,風域越大,所形成之風浪越大。但一

定的風速下所形成的風浪有一極限，即風浪不再隨歷時(t)及風域(F)的增大而成長，此時風浪已發展完全，稱之為完全成熟波。

以下就風浪發展過程略作說明。即圖1某一風速U吹過靜止的海面時，由風域F=0之O點起之海面各點均開始有波浪形成，向前傳播，且由於波浪能量會累積的效應，所以隨傳播距離增加，波高與週期也與之俱增。設O點之波浪經 t_A 時距後，傳播至A點，此時A點之波高應較OA區域任一點出發傳播至A點的波浪為大，且此時A點之波浪已達到飽和，以後到達A點的波浪也不可能再大於此。而A點以下各點於此時刻(t_A)下之波浪應與A點相同，但處於變遷狀態仍可能增大。由前述，此時刻(t_A)之波高、週期分佈按圖1之 O_{ab} 線變化。接著我們再觀察B點，依 O_{ab} 線得知B點於 t_A 時刻仍處於變遷狀態，須等到O點之波浪傳至B點，即 t_b 時刻後，B點波浪才達到飽和，此刻波浪分佈沿 O_{ab} 線變化，最後我們觀察C點，發現C點以下之飽和狀態的波高、週期趨於一定值，即波浪不在受歷時及風域的控制，發展完全，成為完全成熟波。

總結前面的敘述，波浪之空間分佈可分為沿 O_{abca} 曲線變化之定常狀態(Stationary Stage)及沿水平線部份之變遷狀態(Transitional Stage)以下分別討論各狀態下之波浪性質。

1. 定常狀態：

在定常狀態下之波浪雖風吹再久，波浪因已達飽和不再發展，故定常狀態下，波高週期為風域及風速之函數。

2. 變遷狀態：

變遷狀態下之波浪尚在發展階段中，海面仍可自風接受能量，只要稍予時間(歷時延長)，波浪還能繼續成長故在變遷狀態下之波高、週期為風速及歷時之函數。

3. 成熟狀態：

當波浪發展到達 cd 線上之狀態時，波浪已經成熟，僅為風速U之函數。

三、颱風波浪模式

(一)湯氏移動風域數值計算法

以常用的16方位自測站向外劃出16條風域線(Fetch line)，由颱風的風域資料可算出每條射線上延線方向風速的時間與位置的函數，然後用有限差分的方法，以風速大於10米/秒的時間與位置作為起始點，逐步向測站推算，差分方程式為：

$$H_{n+1} = H_n + \left(\frac{dH}{dX}\right)_n \Delta X \quad (15)$$

$$G_{n+1} = G_n + \left(\frac{dG}{dX}\right)_n \Delta X \quad (16)$$

其中H為代表波高，G為代表群速度，X為風域線長度，依波浪力學群速度即波能傳遞的速度。計算完畢後更換起始點再計算，待全部風域線皆計算完畢，以到達時間為橫座標，波高或週期為縱座標，各方向算出之資料均點繪於圖上，然後取其包絡線。本法相當複雜，詳情請參考文獻(湯麟武，1971)。本法只適用在推算波浪求設計波高上。

(二)Bretschneider法

Bretschneider 颱風波浪模式十分簡便(梁、高等 1989, 1990)，其計算步驟如下：

1. 求颱風最大風速 U_R (單位：節)。

$$U_R = K\sqrt{\Delta P} - 0.5fR \quad (17)$$

K值依Bretschneider定出一近似公式

$$K = -\frac{\phi}{7.5} + 70 \quad (18)$$

ϕ 為緯度(單位：度)

ΔP 為壓力差(單位：吋汞柱高)

依廖學鎰(1980)

$$\Delta P = \frac{1}{33.8} \left(1000 + \frac{1000 - P_0 - P_0}{10} \right) \quad (19)$$

式中 P_0 為颱風中心氣壓

根據Wang(1978)颱風最大風速半徑R(單位：海里)大約為七級風半徑的1/10

$$R = 0.1R_7 / 1.852 \quad (20)$$

R_7 為七級風暴風半徑(單位：公里)。

$f = 2\Omega \sin\phi$ 柯氏力係數其中， Ω ：地球自轉角速度

2. 將 U_R 換成在R處颱風不移動時，海面10公尺高10分鐘平均風速 U_{RS}

$$U_{RS} = 0.865U_R \quad (21)$$

3. 當颱風移動時，風速為颱風靜止時之風速與颱風移動速度之向量和，所增加之量 ΔU 為，

$$\Delta U = \frac{1}{2} V \cdot \cos(\theta + \beta) \quad (22)$$

式中

V ：颱風中心移動速度（單位：節）

θ ：等壓線切線方向與颱風移動方向的夾角

β ：為風向與等壓線切線的夾角，約為 25°

4. 移動颱風最大風速半徑處之海面風速 U_R^* 為

$$U_R^* = U_{RS} + \Delta U \quad (23)$$

5. Bretschneider 以美國 51 個颶風實測資料得距中心 R 處之波高（單位：呎）為

$$HR = K \sqrt{R \cdot \Delta P} \quad (24)$$

式中 K 為 $\frac{fR}{UR}$ 之函數，可以近似公式表示如下：

$$K = 7.59 - 41.21 \left(\frac{fR}{UR} \right) + 160.51 \left(\frac{fR}{UR} \right)^2 - 219.3 \left(\frac{fR}{UR} \right)^3 \quad (25)$$

6. 滯留颱風風場中距中心 r 處之波高 H_r ，可由 $(H_r/H_R, fR/U_R)$ 的關係圖求得，在颱風風場半徑 R_7 以外地點即視為湧浪，依湧浪之推算方法計算（見下節）。

7. 當颱風以 V 速度移動時，波高則變為：

$$H_R^* = H_R \left(1 + \frac{\Delta U}{U_{RS}} \right) \quad (26)$$

移動颱風中距颱風中心 r 處之波高為

$$H_r^* = H_r \left(1 + \frac{\Delta U}{U_{rs}} \right)^2 \quad (27)$$

其中 U_{rs} 為 r 處之風速可由風場的關係式求出：

$$\frac{U_r}{U_R} = -\frac{1}{2} \frac{fR}{U_R} \cdot \frac{r}{R} + \left[\left(1 + \frac{fR}{U_R} \right) \cdot \frac{R}{r} \cdot e^{-(1-r/R)} + \left(\frac{1}{2} \frac{fR}{U_R} \frac{r}{R} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (28)$$

U_r 換成海面 10 公尺高 10 分鐘平均風速 U_{rs} ，

$$U_{rs} = 0.865 U_r \quad (29)$$

8. 前述 (25) 與 (26) 式的限制條件為，颱風移動速度 V 小於颱風可能之最大移動速度， $V \leq V_c$ 。

颱風可能之最大移動速度與臨界週期 T_c 的關係為

$$V_c = 1.515 T_c \quad (30)$$

而臨界週期 T_c 可由下式求得

$$T_c = T_R \left(1 - \frac{1.515 \cdot \alpha \cdot T_R}{U_{RS}} \right) \quad (31)$$

式中 $\alpha \approx 0.5$

T_R ：為 R 處的代表波週期，可由代表波高 H_R 及海面風速 U_{RS} 求出。

$$T_R = 0.3785 U_{RS} \cdot \tanh \left[\ln \left\{ \left(1 + \frac{40 H_R}{U_{RS}^2} \right) / \left(1 - \frac{40 H_R}{U_{RS}^2} \right) \right\}^{0.5} \right]^{0.6} \quad (32)$$

(三) 梁氏颱風湧浪模式

颱風暴風圈內之波浪傳到暴風圈外，如不考慮季風的影響，就沒有其他能量加入波浪，波浪僅由其動量向前傳播，這種波浪稱做湧浪。

一般湧浪傳遞速度大於颱風移動速度 (V)，所以湧浪皆先颱風到達。湧浪的預報方法採梁的方法 (1991)，其步驟如下：

1. 湧浪的週期公式為

$$T_{1/3} = (0.00147 \cdot r \cdot R_7 / T_R^4 + 0.2) \cdot U_{RS} \quad (33)$$

各參數之定義與前節相同。

2. 不考慮颱風移動時的湧浪波高

$$H = 0.106 H_R \sqrt{R_7 / r} \quad (34)$$

H ：颱風靜止時的湧浪指示波高（單位：公尺）。

3. 當颱風移動，與湧浪同向時湧浪將產生堆積，颱風移動方向與湧浪方向相反時湧浪波高會降低。當颱風離開推算點，波高減小稱之為消退。當颱風接近推算點，則波高將擴大稱之為堆積，湧浪之波高 H_s 應為 $H_s = H \times \lambda$ ， λ 為修正係數

$$\lambda = \left(\frac{0.5}{0.5 + T_{1sg1} - T_{1sg2}} \right)^{1/2} \quad (35)$$

$$\text{其中 } T_{1sg1} = \frac{r_1}{1.56 T_{1/3}}, T_{1sg2} = \frac{r_2}{1.56 T_{1/3}}$$

r_1 為目前颱風中心到測站的距離， r_2 為 0.5 小時後颱風中心到測站的距離， ϕ_1 為目前颱風中心點， ϕ_2 為 0.5 小時後颱風中心點， θ 為颱風移動方向， α 為 ϕ_1 與推算點連線與東方之夾角，依餘弦定律

$$r_2^2 = r_1^2 + (0.5V)^2 - 2 \times (0.5V) \times r_1 \cos(\theta - \alpha) \quad (36)$$

4. 受陸地遮蔽的影響

湧浪受陸地影響的情況有二：一是部份湧浪被陸地擋住，無法傳到測站，二是部份颱風風場

在陸地上，風能較小所產生之湧浪相對較小，因此風場部份在陸地時，湧浪還需再乘一修正係數 C_e 。

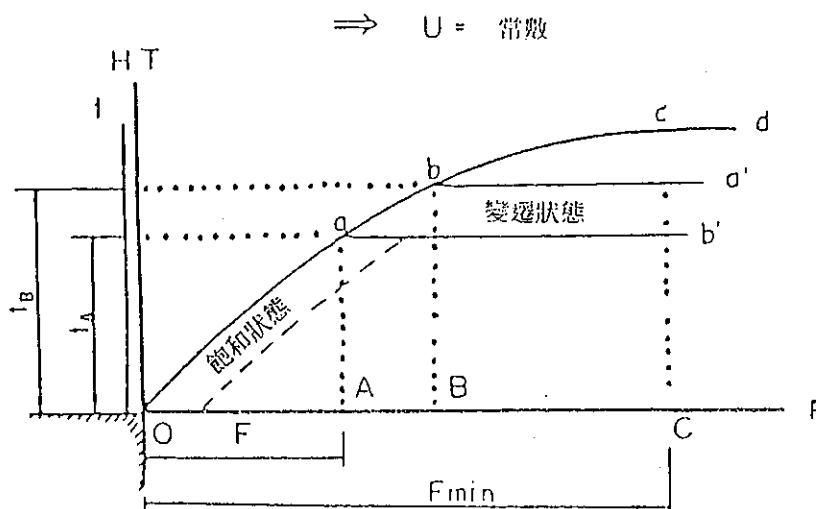


圖 1、波浪生成的過程。

四、評估與結語

國內波浪模式可以說絕大部份屬指示波法，一般指示波法包含經驗常數，有強烈的地域性，對台灣海峽這種兩邊受陸地限制的邊緣海域，雖然對波浪成長的動力機制未作深入探討，仍有其可取之處。在國內波浪模式中，SMB 法、迴歸法及湯氏數值法只適合波浪推算。面積風域法加上 Bretschneider 法與梁氏颱風湧浪法，或數值化 SMB 法配上 Bretschneider 法與梁氏颱風湧浪法，皆可以考慮作為台灣附近波浪預報模式。然而，波浪預報須先有正確的風場預報。對 Bretschneider 及梁氏颱風湧浪而言，只需要颱風參數。依過去經驗，颱風參數中七級風暴風半徑的觀測值誤差頗大，影響颱風波浪推算的正確性，更免談預報是否正確。因此，建議中央氣象局提高颱風七級風暴風半徑觀測值的準確度。

五、參考文獻

湯麟武 (1971) 海岸工程規劃設計，農復會特刊第二號。

許明光 (1975) 颱風波浪追蹤計算之修正方法研究，成大碩士論文。

蔡瑤堂 (1977) 颱風波浪追蹤計算法應用在台灣地區之檢討，第一次海洋工程研討會論文專輯，台北，PP. 493-507。

梁乃匡及林文宗 (1978) 薇拉颱風波浪實測與推算比較，第二屆海洋工程研討會論文輯，PP. 1-22。

港灣技術研究所 (1985) 台灣四周海岸波浪推算數值模式研究，74—研 (二)。

簡仲和 (1991) 滯留性颱風圈內風浪解析模式之應用，中華民國第十三屆海洋工程研討會論文輯，PP. 314-331。

梁乃匡、高家俊、許明光、李汴軍、吳基及彭紹博 (1989) 台灣附近海域波浪預報模式研究 (六) 一波浪部份，台大海洋研究所專刊第 63 號。

梁乃匡、高家俊、許明光、李汴軍、吳基及彭紹博 (1990) 台灣附近海域波浪預報模式研究 (七) 一波浪部份，台大海洋研究所專刊第 70 號。

李汴軍 (1981) 風浪數值預報模式，台大海洋研究所碩士論文。

郭金棟 (1976) 台中港區波浪預測方法之研究，中

興大學土木系研究報告第四號。
高治平及梁乃匡（1980）台灣北部海域冬季波候研究，第四屆海洋工程研討會論文輯，PP. 245-258。
陳金堂及張昭仁（1982）東北季風對台灣海峽風浪之影響。
侯和雄及劉正忠（1980）台灣海峽季節風波浪之統計分析，台大造船工程研究所報告No.122。
曾哲茂、姚能君及侯和雄（1982）東北季風期間台

中港簡易波浪預報模式之推導，第六屆海洋工程研討會論文輯下冊，PP. 25-1~26。

Bretschneider, C.L. (1979) The Two-Direction Significant Wave Forecasting Model with Special Application to U.S. Weather Service Hurricane Wind Model, Conference on Marine Science and Technology in the Pacific Area, R.O.C.
Ippen, A.T. (1966) Estuary and Coastline Hydrodynamics, McGraw-Hill Inc.

A REVIEW OF WAVE MODEL IN TAIWAN

Nai-Kuang Liang

Institute of Oceanography College of Science
National Taiwan University

ABSTRACT

The domestic wave model development commenced in the 1960s. The aim of the model is to determine the design wave for coastal structures. They are all hindcast models and employ significant wave to define the sea state. However, wave forecasting models have been developed, but are not operated. These models are also "significant wave" - typed, which imply local empirical constants and may be more suitable to the marginal sea areas.

Volume 39 Number 1

Meteorological Bulletin

(Special issue)

CONTENTS

Articles

A Description and Evaluation of Tidal Stations around Taiwan Wen-Ssn Chuang (1)

The Status of Data Buoy Research and Development in Taiwan
..... Min-Chih Huang and Chia-Chuen Kao (11)

On the Development of Numerical Models of Tide and Storm Surge around
Taiwan..... Hsien-Wen Li (24)

Oceanographic Data Bank in Taiwan T. Y. Tang and S. J. Hwang (31)

The Status of Wave Investigation in The Taiwan Area
..... Chien-Kee Chang, Chung-Ching Chien and Hsiang-Maw Theng (41)

A Review of Wave Model in Taiwan Nai-Kuang Liang (56)



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇六三

ISSN 0225-57785

氣象學報

第三十九卷

第一期

Meteorological Bulletin Vol. 39 No. 1 1994

中央氣象局氣象學報

出版發行 編輯委員 社長 幹事		蔡丁辛 李余林 林柳黃 新台幣		象氣局象學 彥彥典 存勤軍 勝坤生 錦明絲 150元		社報學 柯陳陳 張葉葉 鄭韓		台北市公園路六十四號 電話：3491091 文泰景 隆永義 明素		雄然森 男田雄 典蘭	
--------------------------	--	--------------------------	--	---	--	-------------------------	--	--	--	------------------	--

美國作業單位海浪模式之評介

趙榮耀

美國氣象中心，海象預測組

摘要

NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 轄下的 NWS (National Weather Service) 負有向民間發布海象預報的任務。其屬下的 NMC (National Meteorological Center) 則負責研發大氣及波浪模式並提供作業化模式的輸出 (Output) 給各地區的海象預報單位做為發布預報的依據。此外，海軍的 FNOC (Fleet Numerical Oceanography Center) 也從事波浪預報的作業，不過它的任務只限於軍方。本文就美國作業化波浪模式的發展背景，NMC 的預報程序，以及 NMC 和 FNOC 現有作業化模式的預報結果加以介紹。

一、歷史背景

近代波浪模式的發展可以說起源於圖示化的 S-M 顯著波法 (The Significant Wave Method; Sverdrup and Munk, 1947) 和 P-N-J 波譜法 (The Spectral Wave Method; Pierson, Neumann and James, 1955) 的創立。利用電腦預報波浪則始於 1956 年 7 月，由當時的 JNWP (Joint Numerical Weather Prediction Unit, 是氣象局和海空軍的氣象單位聯合組成的機構) 建立 (Hubert, 1957)。當時模式只預報風浪，不考慮湧浪 (Swell)。風浪則假定是完全成熟波 (Fully Developed Sea)，以簡單的公式， $H = AV^2/g$ 來計算，式中 H 是波高， A 是常數， g 是重力加速度， V 是風速。Hubert (1957) 的報告裏論及這個模式的預報結果是“不很好，但也不完全失望”。這個模式繼續在海軍的 FNWF (Fleet Numerical Weather Facilities, 即現在 FNOC 的前身) 研究改良，包括引進 P-N-J 法的波高與吹風時間 (Wind Duration) 的關係和 S-M 法的波高與風速的關係，也考慮湧浪的傳播，終於在 1964 年正式建立了海軍的第一個作業化波浪模式。

NMC 於 1966 年引進 FNWF 的模式，經過數次與觀測值比較的結果，調整海面風速的計算方法

以及波浪模式中的常數，而於 1968 年 10 月作業化。所用網格點間距離與大氣模式 (Schuman and Hovermale, 1968) 相同，約 380 公里。預報時間是由 +00 時至 +48 時，時間間隔 12 小時。模式輸出項目包括風速、波高、週期和波向。但實際傳真到地方氣象單位則只有風浪、湧浪以及兩者合併的等波高線圖 (Pore and Richardson, 1973)。這個模式一直運作到 1985 年初才被取代。

在這期間，由於波浪觀測在質和量上的改善和增加，波譜觀念的逐漸被重視，風浪理論的進展，以及電腦在容量和速度上的進步，以波譜模式來預報波浪也從萌芽而成長。1974 年底海軍開始以波譜模式從事北半球海浪預報 (不包括南半球傳來的湧浪)。所用的模式叫做 SOWM (Spectral Ocean Wave Model)。是採用 Pierson-Tick-Baer (1966) 在紐約大學研發的模式而建立 (Pierson, 1982 的報告書裏有詳盡的記述)。此模式現在常被歸類為第一代模式，以其沒有考慮海浪成份波相互間能量授受的機制之故。這個模式的網格點是建立在一種特殊的地圖投影叫做 Icosahedron Gnomonic Projection 上。在此投影上將地圖劃分成二十個等邊三角形，每一個三角形有 325 個網格點。其目的在使波浪於地球大圓上 (The

Great Circle)的傳播成為直線傳播以圖計算方便。但是這些三角形及網格點的配置關係相當複雜，本想簡化波浪傳播的計算反而變成極為麻煩，大有吃力不討好之嘆。這個模式由 Greenwood 和 Cardone (1977) 加以改良，於1985年作業化，並改名為 GSOWM (Global Spectral Ocean Wave Model)。主要之改進點包括：(1)使用 2.5° 等角距網格點以縮短網格點間的平均距離，(2)直接計算地球大圓上的波浪傳播並使之合乎能量守衡原則，(3)海域擴展至全球海洋，讓南、北半球的波浪能交互作用，以及(4)增加波向的解析度，即從十二個方向改成二十四方向。這個模式目前還在運作，其預報精確度會在下文中提及。

同年(1985年)元月一個新的機構OPC(The Ocean Products Center)正式成立。此機構由NWS以及同屬於NOAA的NOS(National Ocean Service)，NESDIS (National Environmental Satellite Data and Information Service) 和 NC (NOAA Corps) 聯合組成，設址在 NMC內。其目的在將 NOAA 轄下所有關於海象資料的蒐集和發佈的活動集中在同一個單位。海浪預報模式的研發和作業化也交由這個單位負責。其實，早在兩年前，NOAA的AOML/SAIL(Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratories/Sea-Air Interaction Laboratory)已著手研發全球化的第二代波譜模式(Oceanweather, Inc., 1983, 參看Greenwood et al, 1985)。所謂第二代模式就是考慮到波浪成份波間能量授受的機制，但在實際計算上則加以簡化，以減輕電腦的負荷。OPC 引進此模式稍加改良後命名為NOW (NOAA Ocean Wave) 模式，於1985年底正式作業至今 (Esteva and Chao, 1991)。

上述兩作業化模式僅適用於深海地區，因其不考慮有限水深的影響，而且網格點間隔甚大，只能概觀全球性海浪的一般情況。在近岸地區及水深變化較為複雜的局部海域，風場及波浪情況也隨之變化很大。在這種地區，模式需要有較小的網格點間隔，也需要考慮有限水深的影響，否則無法把握實際狀況。1988年8月 NMC 的第一個區域性 (Regional) 的波譜模式，簡稱 GMEX (The Gulf of Mexico)，開始從事墨西哥灣的預

報作業。此模式的基本構想是根據英國氣象局開發的第二代模式(Goldin, 1983)，包括折射(Refraction)和海底摩擦等淺水化影響。另外一個區域性模式也即將在1994年3月中正式從事阿拉斯加灣 (The Gulf of Alaska) 的預報作業(Chao, 1993)。此模式簡稱 GAK，不同於 GMEX 的地方在於前者需要考慮從外海 (太平洋) 傳來的波浪，涉及邊界值 (Boundary Values) 的問題，而後者不考慮外來的波浪，假定墨西哥灣是一個封閉的海域。

NOW 和 GAK 模式以及 GSOWM 的預報精確度將在第三節討論，至於GMEX則已在別處(Chao, 1989)報告不再贅述。

二、NMC的波浪預報程序

波浪預報的程序從海上風場的預報開始。海上風速和風向是從NMC的大氣頻譜模式 (Atmosphere Spectral Model, Sela, 1982; Kanamitsu, et al., 1991) 中的短期預報模式叫做 AVN (Aviation 的簡稱) 模式求得。AVN 模式的主要目的，顧名思義就是提供飛機航行用的三天每6小時間隔的天氣預報。模式每天運算兩次，所需的初始值是由另外一個模式系統，叫做GDAS (Global Data Assimilation System) 所提供。GDAS 每天操作四次，包括觀測資料的處理，客觀分析 (Objective Analysis)，初始值的決定 (Initialization)，每6小時的預報，以及輸出資料的處理 (Kanamitsu, 1989; Parrish and Derber, 1992)。

AVN模式的垂直方向現有28層，最低層的厚度是10mb，因此計算出來的風速、風向，代表大約在海面上50公尺高的風場，但是波浪模式所需的風速是離海面10公尺的風速，是故還需根據地球邊界層理論 (The Planetary Boundary Layer Theory) 來修正 (Gemmill, Yu and Feit, 1988)。AVN模式水平方向的解析度 (Resolution) 是根據模式波數來決定。目前模式的波數是126，相當於105公里的網格點間隔。因全球性波浪模式NOW網格點間隔為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，而區域性模式GAK是30海哩，是故還得以內插法 (Interpolation) 來求得網格點上的風速。

NOW 和 GAK 兩模式每天運算兩次。每次計算，首先根據GDAS模式算得的風場來追算(hindcast)從-12時至+00時的波浪。然後以+00時的波場為初始值開始利用從 AVN 預報模式算出的海面風場來計算波浪。

NOW 模式預報的海域範圍是從南緯70度至北緯75度。計算時間間隔是3小時，預報至72小時。模式輸出包括顯著波高，波譜能量最大值之週期和波向。這些資料經由AFOS(Automation of Field Operations and Services)的線路傳至各地海象預報單位。另外也將區域性模式GAK所需要的方向波譜資料存檔備用。

GAK 模式的預報海域包括從阿拉斯加海灣西南端的西經155度,北緯53度,至東北角的西經132度,北緯61度。網格點間隔是 30海浬。計算的時間間隔是30分鐘，預報至+48時，模式除了需要初始值外，還需要南邊面臨太平洋方面的波浪邊界值。這些邊界值由NOW在北緯52.5度和北緯55度上 20個網格點，每3小時的方向波譜來供給。在邊界區內 (Boundary Zone) GAK模式網格點上的波譜值由 NOW 模式網格點中的波譜值，以內插法求得再從GAK模式本身算得之值用權重平均 (Weight Average) 的方法算出，以確保區內波浪的平滑性。模式的輸出項目包括風速、風向、風浪和湧浪的顯著波高，平均週期和波向，以及全波譜的顯著波高（即風浪與湧浪合成），能量最大值之週期和波向。其中三種性質的波高、週期和波向以 WMO (The World Meteorological Organiza-

tion) 的GRIB (Gridded Binary) 格式送到阿拉斯加氣象單位。

三、模式之驗證

約在阿拉斯加海灣的中央，NDBC (National Data Buoy Center) 設置有46001號浮標（位於西經148.3度,北緯56.3度），經年觀測波浪、風、水溫等海象資料。此外，在南邊有46003號浮標，在灣區東邊也有二、三個屬於加拿大的浮標。但是這些浮標的觀測資料收回率均不如46001號高。本節就以1993年四月初至九月底在46001號的觀測資料來檢驗GAK，NOW和GSOWM三模式的計算結果。茲陳述如下：

(→)圖1a和圖1b是三模式+12時和+24時的波高預報值和觀測值的比較。因為從 GSOWM 收集到的資料為數不多，而且同時擁有三模式的預報資料和實際觀測資料的機會又頗受限制，加起來不超過60點，約為這期間應有總數的1/3。是故從統計學的觀點來看其傾向並不完全明顯，但至少可以看出端倪。即從資料點的分佈情況以及迴歸曲線 (Regression Curve) 的走向，可以看 GAK 的表現最好，其次是 GSOWM，NOW 模式殿後，雖然兩者之差距並不很大，這個結果似乎說明了

1.目前的第二代模式並不比第一代模式優秀。

原因可能是因為第一代模式中的常數是根據長期，眾多的觀測值調整而得。另一個原因就是第二代模式中，參數化的成份波間能量授受所用的計算太過簡陋。

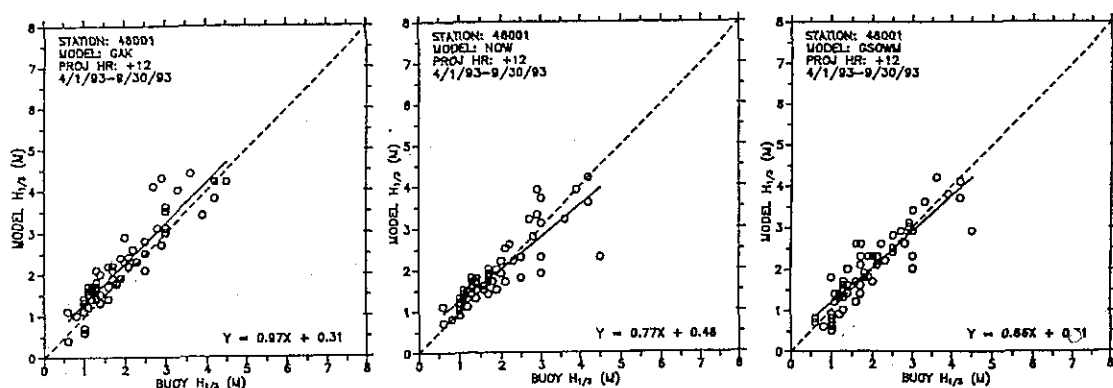


圖1a 作業化模式GAK,NOW和GSOWM的預報波高和實測值的比較.(a)+12時預報。

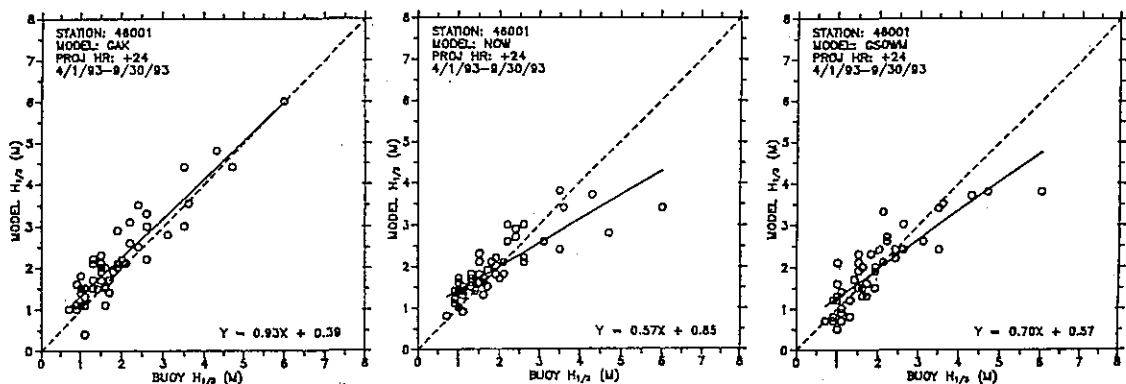


圖1b 作業化模式GAK,NOW和GSOWM的預報波高和實測值的比較。(b)+24時預報。

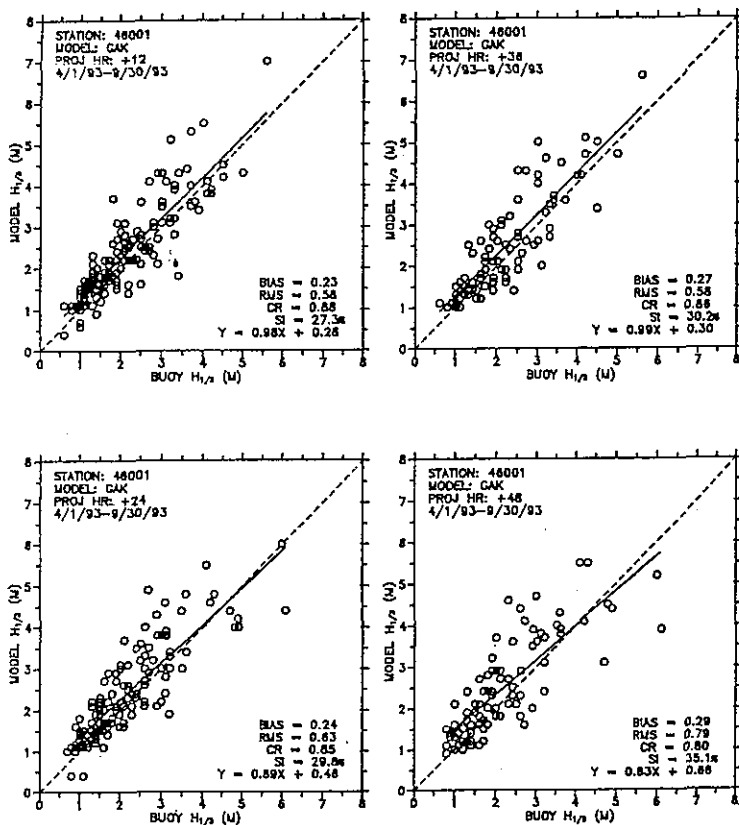


圖2 GAK 模式 +12, +24, +36, +48 時的預報波高與實測值的統計關係 (數字說明, 請參看本文)。

2.較高的網格點解析度有助於模式預報的精確度。

(二)針對GAK模式作進一步的檢討。茲將每12小時的預報波高與觀測值的比較(圖2),圖內並將結果以幾項統計數字,即平均偏差(Mean Bias,

以BIAS表之),均方根誤差(Root-Mean-Square Error,以RMS表之),相關係數(Correlation Coefficient,以CR表之),分散度(Scatter Index,以SI表之)以及迴歸曲線(Regression Curve)來表達。正如所預料,隨著預報時間的加長,預報

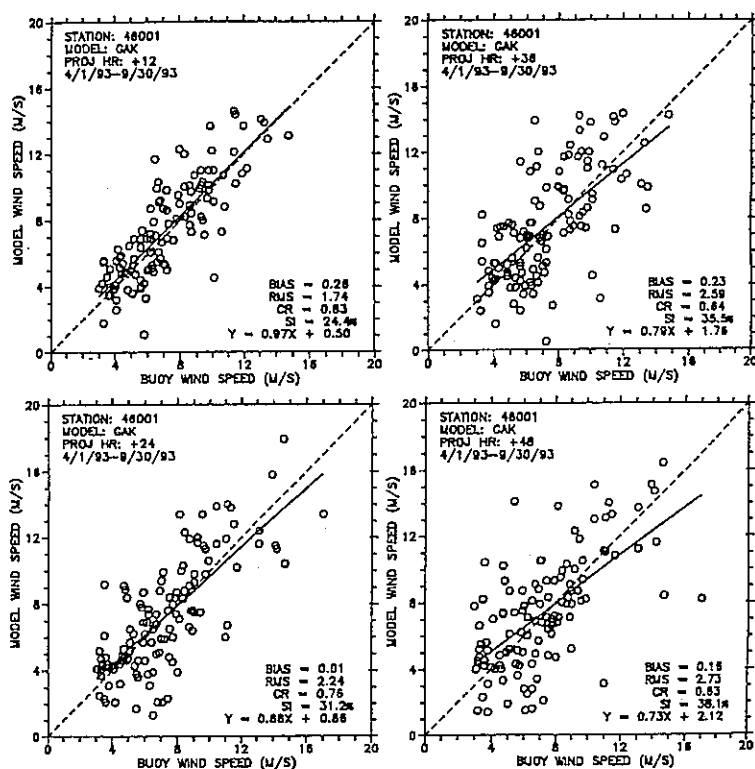


圖3a 模式預報風場與實測值的比較，(a)風速。

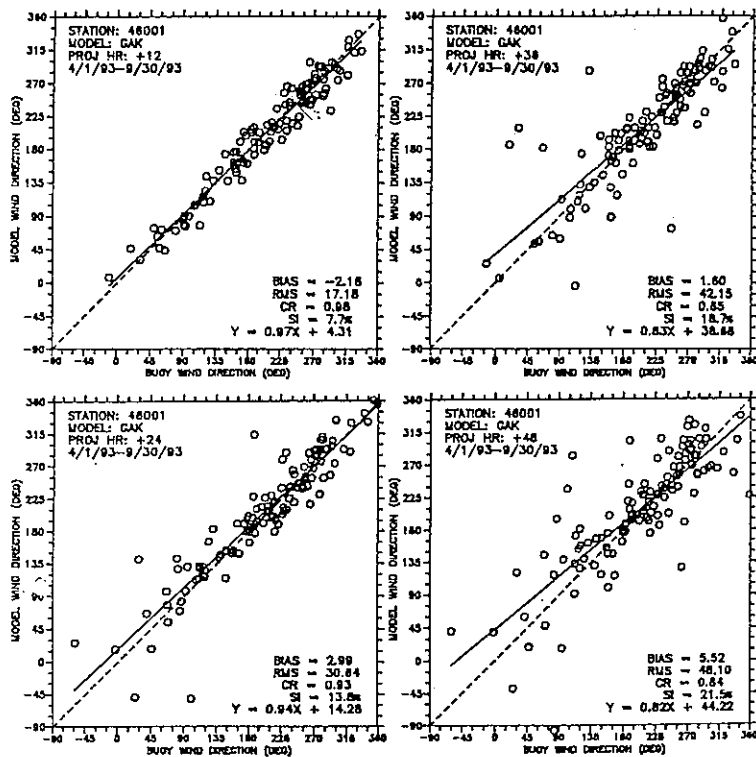


圖3b 模式預報風場與實測值的比較，(b)風向。

精確度有逐漸降低的傾向，但一般來說結果還算滿意。在這48小時的預報內，平均偏差是0.26公尺，均方根誤差是0.65公尺，分散度是30%，相關係數是0.85。

(三)GAK模式的預報精確度除了受 NOW 模式在

邊界區內的預報精確度的影響之外，還受風場預報精確度以及初始值，即+00時的波浪和風場數據所左右。圖3.a和圖3.b表示GAK模式引用的風速、風向和觀測值的比較。圖3.b座標負值是指從正北逆時鐘方向量得的角度。一般而言，風向預

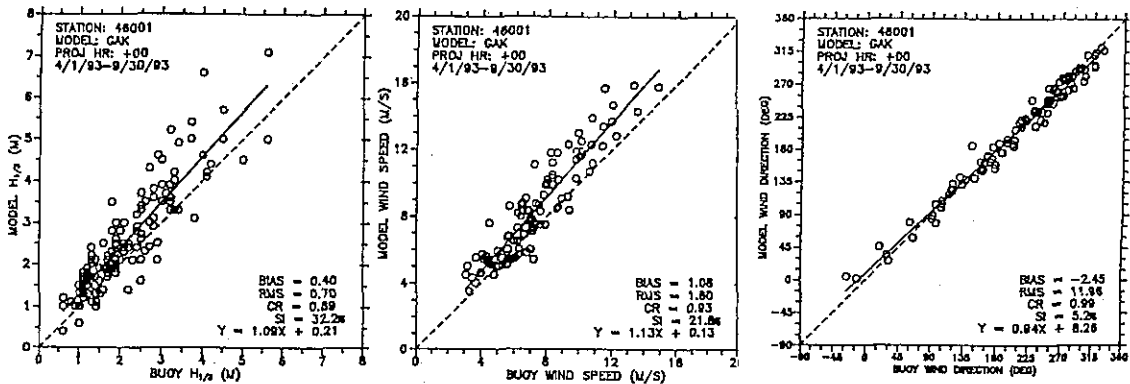


圖4 GAK 模式的初始 (+00) 波高、風速和風向與實測值的比較。

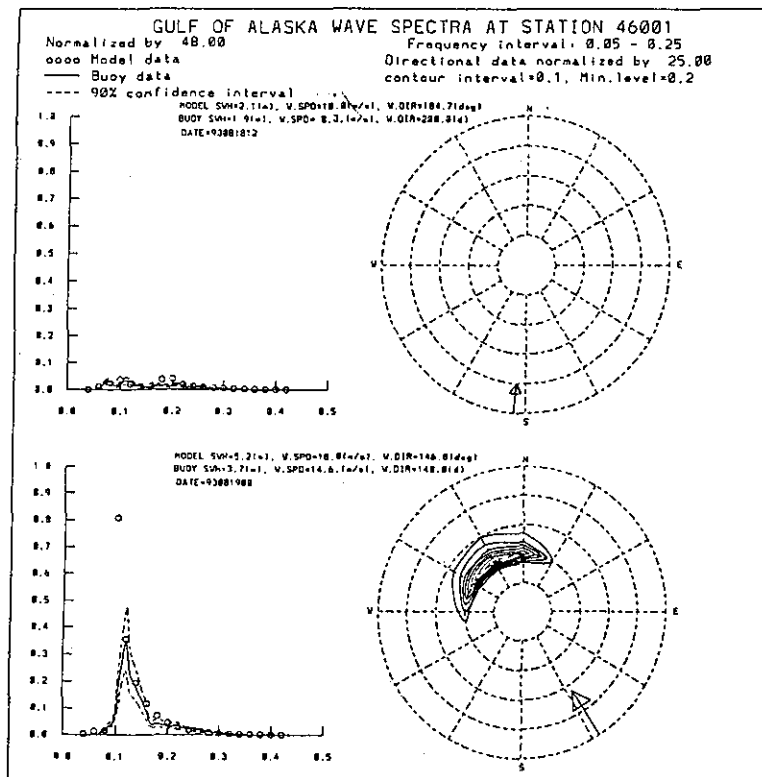


圖5a GAK 模式波譜與實測波譜的比較 (a)成長期。

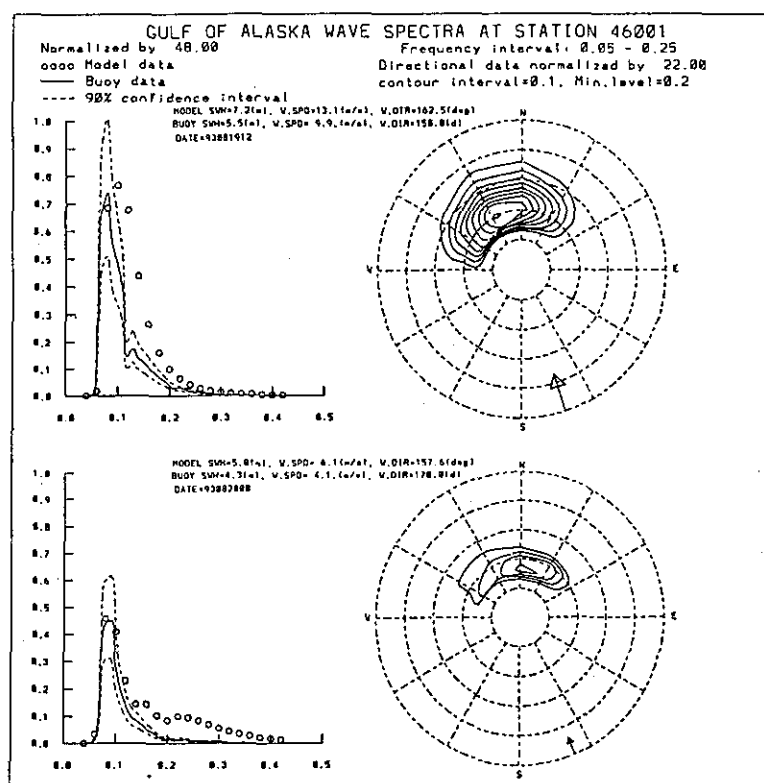


圖5b GAK 模式波譜與實測波譜的比較 (b)減衰期。

報值尚可接受，但風速預報精確度就不敢恭維了。主要原因可能是因海灣沿岸高山起伏，導致局部風場變化甚鉅。全球性的大氣模式無法兼顧到這種小尺度(micro scale)的變動。圖4顯示+00時的風速、風向、波高與實測值的關係，風場是GDAS模式的輸出項，是經過由人造衛星、飛機、氣球、船隻以及浮標等實測值修正過的，其結果比預報值良好。雖然風速和波高的估計值偏高，但用來做為初始值尚可接受。

四最後舉一代表性例子來檢視GAK模式波譜的特性。圖5顯示在48小時內，每12小時間隔的波譜形狀。模式方向波譜的成長和減衰似乎很能反映當時的吹風狀況。一般來說波譜能量最高的頻率(Frequency)與觀測結果頗為接近。頻率波譜的形狀大小隨著風速估算之誤差而與觀測相異。在成長期間高頻率處波譜與實測值接近，但波浪開始衰減後高頻率帶的波譜能量似乎衰減過慢。

四、結 語

以上簡單地介紹了美國目前的作業化預報模式的種類及其預報精確度。一般來說，在綜觀尺度(Synoptic Scale)和中尺度(Meso Scale)的天氣條件下，現有的作業化模式還算有不錯的表現，但距離理想還很遠。目前正在 NMC 進行的改良及研發工作有如下幾項：

(一)引用區域性大氣模式如"ETA"模式或區域性大氣頻譜模式(Regional Atmosphere Spectral Model)的輸出來提供區域性波浪模式的風場。

(二)在波浪追算過程中引用從人造衛星、浮標、船隻等觀測得來的波高、週期、甚至波譜來改善初始值問題。

(三)第三代深海模式的作業化以及研發淺水及流場區內的第三代模式。

四 大氣與海浪耦合(Coupling)系統的研發

以及風與浪之間的基本關係的再檢討。

波浪的成長、衰減和消散的物理過程雖經眾多學者數十年的努力，還無法充分的把握。但至少暗中摸索的時期已過，我們多少知悉問題的關鍵所在，今後仍應從實際觀測和模式預報的驗證中求取經驗，從而啓發理論的修正和發展，再回歸應用於實際的運算，這一連串的過程中繼續努力。

五、參考文獻

- Chao, Y. Y. (1989) : An operational spectral wave forecasting model for the Gulf of Mexico. 2nd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Vancouver, B.C. April 25-28, 1989, Published by Environment Canada, Atmospheric Environmental Service.
- Chao, Y. Y. (1993) : Implementation and evaluation of the Gulf of Alaska regional wave model. NOAA/OPC Tech Note No. 85, 30pp.
- Esteva, D. C. and Y. Y. Chao (1991) : the NOAA ocean wave model hindcast for LEWEX. In: Directional Ocean wave Spectra (ed. by R. C. Beal), The Johns Hopkins University Press, Baltimore. 218pp.
- Gemmill, W.H., T.W.Yu and D.M.Feit (1988) : A statistical comparison of methods for determining ocean surface winds. Weather and Forecasting, 3(2), 153-160.
- Goldin, B. (1983) : A wave prediction system for real-time sea state forecasting. Quart. J. Royal Meteor. Soc., 109, 393-416.
- Greenwood, J.A. and V.J. Cardone (1977) : Development of a global ocean wave propagation algorithm. Final report to Navy Fleet Numerical Weather Central, Monterey, CA.
- Greenwood, J.A., V.J. Cardone and L.M. Lawson (1985) : Intercomparison test version of the SA-IL wave model. In: Ocean Wave Modeling, The SWAMP Group, 221-233.
- Hubert, W.E. (1957) : A preliminary report on numerical sea condition forecasts. Monthly Weather Review, 85(6), 200-204.
- Hubert, W.E. (1964) : Operational forecasts of sea and swell. 1st U.S. Navy Symposium on Military Oceanography, U.S. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C., pp.113-124.
- Kanamitsu, M. (1989) : Description of the NMC global data assimilation and forecast system. Wea. Forecasting, 4, 335-342.
- Kanamitsu, M., J. C. Alpert, K. A., Campana, P. M. Caplan, D. G. Deaven, M. Iredell, B. Katz, H. L. Pan, J. E. Sela and G. H. White (1991) : Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. Wea. Forecasting, 6, 425-435.
- Oceanweather Inc. (1983) : Development and evaluation of a coupled discrete wave prediction model. Final report submitted to NOAA/AOML/SA-IL, Miami, Florida.
- Parrish, D. F. and J. C. Derber (1992) : The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. Mon. Wea. Rev., 120, 1747-1763.
- Pierson, W. J., G. Neumann and R. James (1955) : Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics. H. O. Pub. 603, U. S. Navy Hydrographic Office, Washington, D. C., 284pp.
- Pierson, W. J., L. J. Tick and L. Baer (1966) : computer-based procedures for preparing global wave forecasts and wind field analyses capable of using wave data obtained by a spacecraft. Proceeding of the Sixth Naval Hydrodynamics Symposium Publication, ACR-136, Office of Naval Research, Department of the Navy, Washington, D. C.
- Pierson, W. J. (1982) : The Spectral Ocean Wave Model (SOWM), a Northern Hemisphere computer model for specifying and forecasting ocean wave spectra. DTNSRDC-82/011, David W. Taylor Naval Ship Research and Development

- Center, 187pp.
- Pore, N. A. and W. S. Richardson (1973) : Weather Service Program in objective wind-wave and swell forecasting. National Weather Service, Techniques Development Laboratory. 21pp.
- Sela, J. (1982) : The NMC spectral model. NOAA Tech. Rept. NWS 30, U. S. Department of Commerce, NOAA, National Weather Service, 36pp.
- Schuman, F. G. and J. B. Hovermale (1968) : An operational six-layer primitive equation model. J. Applied Meteorology, 7(4), 525-547.
- Sverdrup, H. U., and W. H. Munk (1947) : Winds, Sea, and Swell : Theory of Relations for forecasting. U. S. Navy Hydrographic Office, H. O. Publ. 601.
- Takacs, L.(1985) : A two-step scheme for the advection equation with minimum dissipation and dispersion errors. Mon. Wea. Rev., 113, 1050-1065.

OPERATIONAL WAVE FORECASTING IN THE UNITED STATES

Yung-Yao Chao

National Meteorological Center, Marine Prediction Branch

ABSTRACT

The National Weather Service (NWS) of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) is responsible for issuing ocean wave forecasts to the civilian sector. The National Meteorological Center (NMC), which is a part of NWS, is in charge of developing operational wave models to provide forecast guidance to NWS regional forecast offices. The Navy's Fleet Numerical Oceanography Center (FNOC), on the other hand, provides wave information to the military sector. In this paper, the historical development of operational wave forecasting models in the United States, the NMC forecasting procedures, and the performance of present NMC and FNOC wave models are presented.

Key words: NWS, Civilian sector, NMC, FNOC, military sector.

浮標測波資料處理之評介

王 維 紀

美國電腦科學中心

摘 要

浮標測波所得到波浪資料，是從事海洋開發，海上氣象預報，自然災害防治，海岸保護規劃，遙感技術開發及基礎海洋科學研究所不能缺少的資料。本文對浮標測波資料處理系統，做一全面性之評介。其中包含了測波理論，波浪參數推導及計算，資料處理過程之設計，及資料品質管制。

一、緒 論

對一個四面環海的台灣來說，人們的日常生活不可避免的與海洋環境有著密切關係。波浪是在海洋環境中影響最大而且變化最為複雜的自然外力之一（高家俊、林憲男及劉文明，1988）。對波浪有充份深入的瞭解，才能在從事海洋開發、外海結構設計、海岸管理規劃、航運、漁業、自然災害防治預警及休閒活動時達到安全經濟的目標。

從事現場測波（wave measurement）來收集波浪資料（wave data），是深入瞭解波浪特性的必經之路，利用浮標（buoy）在波浪作用下的運動（motions）求得海面波浪資料，是一種常被使用的測波方法，特別是在深海現場長期觀測上，由於浮標測波的可靠性、耐久性及經濟性，迄今還沒有其他可以取代的方法。

美國國家資料浮標中心（National Data Buoy Center, NDBC）自七十年代初期即開始從事海上浮標測波的工作，目前在美國沿岸及外海各地有五十多個錨定浮標測波站（moored buoy station）每個小時進行固定時段的測波及其他海象資料的觀測，而在一至二小時之內將資料經由衛星送回處理，再傳送到使用者。（Hamilton, 1990）。

這五十多個站中，有近二十個站提供波向測量的資料，這種在多站式網格（network）上從事波浪及其他海象資料的觀測，能對任何方向來的巨大風暴提供詳細的現場觀測，而即時送達氣象預報中心以做防災預警。各測站從不同時間及角度上測取的海上風暴的資料，對學術研究，數值預報模式校正，及工程設計規劃有莫大助益（Wang et al. 1989, Carolan and Wang, 1990, Wang and Mettlach, 1992）。此外長期定點觀測所累積的資料成立一個資料庫，可以進行對波候（wave climate）的研究（Wang, 1992）。對海上特殊狀況的概率推算（Wang and Gilhousen 1994）有莫大幫助。

NDBC也不斷的進行測波技術上的研究開發。在浮標的設計上（Timpe and Teng, 1993）進行改進，發展測試新的測波系統（Chaffin, et al. 1992, Wang, 1993a），研發新的測波方法（Steele and Earle, 1991, Wang et al. 1993）。

本文以NDBC浮標測波系統為藍本，對浮標測波的資料處理做一全面性的評介，在第二章中介紹浮標測波的理論、背景、計算的技巧及方向能譜和方向參數（parameters）的計算方法，在第三章則介紹資料處理實作上的三個階段的設計，第四章則對測波資料的品質管制提出探討。

二、浮標測波理論

一般在海上從事測波可分成二種方式（高家俊及李政運，1988）。一種為固定測量，在Eulerian座標系統上進行。線式、音波式、及壓力式波高計等皆為此種方式。另外一種則為移動式測量，在Lagrangian座標系統上進行。浮標測波即為這種方式，這二種不同的測波方式所測得結果也不盡完全相同。Crabb et al. (1983), Haver (1985), James (1986), Longuet-Higgins (1986), Rademakers (1993), 王鎬章 (1984) 及高家俊與李政運(1988)等人對這二種方式有詳細的討論。一般而言，比較明顯 (significant) 的差異在時域 (time domain) 的波形測量。浮標測波所得到的波形比較平緩 (smooth) 對非線性波形 (non-linear wave) 測定比較不足。但是在頻域 (frequency domain) 上所得到的結果則差別有限，一般在波浪能譜 (wave spectrum) 測定上，只有在高頻密度 (spectral density) 部份才會有較明顯的不同（高家俊及李政運，1988）。

當只利用浮標的上下垂直運動 (heave) 的資料，可以求得波浪的非方向性能譜 (non-directional wave spectrum)，如果同時測取浮標的擺動 (pitch, roll, yaw) 則可以求得波浪的方向能譜 (directional wave spectrum)。方向能譜描述波浪能量在頻率及方向上的分佈，更確切的代表了海面波浪的狀況，對氣象預報及工程設計十分重要 (Forristall et al. 1978, Cardone and Haring, 1982, Barstow and Guddal, 1987, 及 Kjeldsen, 1983, 及 Ewing and Laing, 1987)，在以下的三節中將以浮標方向能譜測量理論及計算技巧，及波向參數做一詳介紹。

(一)理論

假定水面的垂直方向水面變化 (vertical displacement) 是由不同方向，不同週期及振幅的微小振幅波線性組合而成，則水面變化在三維 (x, y, t) 座標上可寫成 (Tucker, 1989)。

$$\eta(x, y, t) = \sum_{n=1}^{\infty} A_n \cos(k_n \cos(\theta_n)x + k_n \sin(\theta_n)y - \omega_n t - \varphi_n) \quad (1)$$

其中

A_n : 振幅

k_n : 波數 (wave number)

θ_n : 波向

ω_n : 角頻率

φ_n : 相位差

因此在 $x=0$ 及 $y=0$ 處的水面位移及在 x 及 y 方向的斜度 Z_x 及 Z_y 可以寫成：

$$\eta(x, y, t) = \sum A_n \cos(\omega_n t + \varphi_n)$$

$$Z_x = \frac{\partial \eta}{\partial x} = \sum -A_n k_n \cos(\theta_n) \sin(\omega_n t + \varphi_n) \quad (2)$$

$$Z_y = \frac{\partial \eta}{\partial y} = \sum -A_n k_n \sin(\theta_n) \sin(\omega_n t + \varphi_n)$$

Longuet-Higgins et al. (1963) 將波浪方向能譜 (directional wave spectrum), $S(f, \theta)$, 以 Fourier series 展開：

$$S(f, \theta) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(n\theta) + b_n \sin(n\theta)] \quad (3)$$

並根據式(1)及(2)的假定推導出下列公式來計算 $S(f, \theta)$ 展開示的係數 (coefficient)。

$$a_0 = \frac{C_{11}}{\pi}$$

$$a_1 = \frac{Q_{12}}{k\pi}$$

$$b_1 = \frac{Q_{13}}{k\pi}$$

$$a_2 = \frac{C_{22} - C_{33}}{k^2 \pi} \quad (4)$$

$$b_2 = \frac{2C_{23}}{k^2 \pi}$$

其中

C_{11} : 波浪垂直位移能譜密度 (spectral density of wave elevation)，也就是一般通用的波浪能譜 (wave spectrum)。

C_{22} : 波浪東西斜度能譜密度 (spectral density of east-west slope Z_x)。

C_{33} : 波浪南北斜度能譜密度 (spectral density of north-south slope Z_y)。

C_{23} : co-spectral density of east-west and north-south slope。

Q_{12} : quadrature spectral density of elevation and east-west slope。

Q_{13} : quadrature spectral density of elevation

and north-south slope。

因此從波浪的垂直位移及二個斜度的能譜中，在波浪方向能譜的Fourier series展開式中的前五個係數 (coefficient) 可以由式(4)求得。假定波浪能譜可以被這前五項近似 (approximate) 在式(3)的 $S(f, \theta)$ 可以改寫成

$$S(f, \theta) = C_{11} \cdot D(f, \theta) \quad (5)$$

其中 $D(f, \theta)$ 代表波浪能量的方向分佈函數 (directional distribution function) 可以寫成

$$D(f, \theta) = \frac{1}{\pi} \left[\frac{1}{2} + r_1 \cos(\theta - \theta_1) + r_2 \cos 2(\theta - \theta_2) \right] \quad (6)$$

其中

$$\begin{aligned} r_1 &= \frac{\sqrt{a_1^2 + b_1^2}}{a_0} = \frac{1}{k} \frac{\sqrt{Q_{12}^2 + Q_{13}^2}}{C_{11}} \\ r_2 &= \frac{\sqrt{a_2^2 + b_2^2}}{a_0} = \frac{1}{k^2} \frac{\sqrt{(C_{22} - C_{33})^2 + (2C_{23})^2}}{C_{11}} \\ \theta_1 &= \tan^{-1}(b_1, a_1) = \tan^{-1}(Q_{12}, Q_{13}) \\ \theta_2 &= \frac{1}{2} \tan^{-1}(b_2, a_2) = \frac{1}{2} \tan^{-1}(2C_{23}, C_{22} - C_{33}) \end{aligned} \quad (7)$$

這裡的 θ_1 及 θ_2 代表波能傳送的方向， r_1 及 r_2 則是代表波浪能量方向分散度 (directional spreading) 的參數 (parameter)，其值在0與1之間，當值愈接近於1時表示分散度愈小而波能愈集中在波浪傳送的方向 θ_1 及 θ_2 。一般而言 θ_1 及 θ_2 的值十分接近，為了與風速的方向表示法一致，我們可以把公式(6)中的 $D(f, \theta)$ 改寫成：

$$D(f, \alpha) = \frac{1}{\pi} \left[\frac{1}{2} + r_1 \cos(\alpha - \alpha_1) + r_2 \cos 2(\alpha - \alpha_2) \right] \quad (8)$$

$$\text{其中 } \alpha_1 = 270^\circ - \theta_1$$

$$\alpha_2 = 270^\circ - \theta_2$$

這裡的 α_1 及 α_2 代表波浪傳送來的方向， 0° 表示波浪來北方， 90° 表示來自東方， 180° 表示波浪來自南方。

根據式(2)的線性波表示關係，下列二個關係式可以成立

$$K^2 C_{11} = C_{22} + C_{33} \quad (9)$$

$$C_{12} = C_{13} = Q_{23} = 0 \quad (10)$$

(一) 浮標與波浪之關係

上述的討論中表明了波浪方向能譜參數與波浪垂直位移及斜度能譜的關係。浮標測波則在於如何從浮標上下及左右擺動的運動方向中 (heave,

pitch, roll, yaw) 正確的求得波浪的垂直位移及斜度資料。

浮標的東西及南北斜度與浮標的pitch及roll的轉換關係如下

$$\begin{aligned} (Z_x)_m &= \frac{\sin(A)\sin(P)}{\cos(P)} - \frac{\cos(A)\sin(R)}{\cos(P)\cos(R)} \\ (Z_y)_m &= \frac{\cos(A)\sin(P)}{\cos(P)} + \frac{\sin(A)\sin(R)}{\cos(P)\cos(R)} \end{aligned} \quad (11)$$

其中A：浮標bow的方向 (azimuth)

P：浮標的pitch angle

R：浮標的roll angle

m：代表浮標的運動 (motion)

因為這裡浮標測波以在頻域 (frequency domain) 的測量為主。因此浮標與波浪的關係也以頻域的轉換函數來表示 (transfer function)。假定浮標與波浪的作用是一個線性系統 (linear system)。浮標與波浪的轉換函數 (transfer function) 在振幅上有 R_h (垂直位移) 及 R_s (斜度)，在相位移動上 (phase shift) 有 ϕ_h (垂直位移的相位移動) 及 ϕ_s (斜度的相位移動)。因此我們以(2)式為基準，以 R_h 及 R_s ， ϕ_h 及 ϕ_s 代入則浮標與波浪的關係式可寫成

$$\begin{aligned} \eta_m(x, y, t) &= \sum (R_h)_n A_n \cos(\omega_n t + \phi_n + (\phi_h)_n) \\ (Z_x)_m &= \sum -(R_s)_n A_n k_n \cos(\theta_n) \sin(\omega_n t + \phi_n + (\phi_s)_n) \\ (Z_y)_m &= \sum -(R_s)_n A_n k_n \sin(\theta_n) \sin(\omega_n t + \phi_n + (\phi_s)_n) \end{aligned} \quad (12)$$

其中的m代表浮標的運動 (motion)，這裡假定浮標是軸對稱，在兩個斜度的浮標與波浪作用的 R_s 及 ϕ_s 是一致的。

從式(12)，在式(4)中的能譜密度可以寫成下列關係式

$$\begin{aligned} C_{11} &= \frac{C_{11m}}{(R_h)^2} \\ C_{22} &= \frac{C_{22m}}{(R_s)^2} \\ C_{33} &= \frac{C_{33m}}{(R_s)^2} \\ C_{23} &= \frac{C_{23m}}{(R_s)^2} \\ Q_{12} &= \frac{Q_{12m} \cos(\phi_h - \phi_s) + C_{12m} \sin(\phi_h - \phi_s)}{R_h R_s} \\ Q_{13} &= \frac{Q_{13m} \cos(\phi_h - \phi_s) + C_{13m} \sin(\phi_h - \phi_s)}{R_h R_s} \end{aligned} \quad (13)$$

其中 m 表示浮標的運動

從式(3)，在式(7)中的參數 (parameter) 則可以寫成

$$\begin{aligned} r_1 &= \frac{R}{k} \frac{\sqrt{Q_{12s}^2 + Q_{13s}^2}}{C_{11m}} \\ r_2 &= \frac{R^2}{k^2} \frac{\sqrt{(C_{22m} - C_{33m})^2 + (2C_{23m})^2}}{C_{11m}} \\ \theta_1 &= \tan^{-1}(Q_{13s}, Q_{12s}) \\ \theta_2 &= \frac{1}{2} \tan^{-1}(2C_{23m}, C_{22m} - C_{33m}) \end{aligned} \quad (14)$$

其中

$$\begin{aligned} Q_{12s} &= Q_{12m} \cos \phi + C_{12m} \sin \phi \\ Q_{13s} &= Q_{13m} \cos \phi + C_{13m} \sin \phi \\ R &= \frac{R_h}{R_s} \\ \phi &= \phi_h - \phi_s \end{aligned} \quad (15)$$

式(14)展示了如何從浮標的運動 (motion) 求得波向能譜參數 (parameter) 及浮標與波浪轉換關係的影響，在波向 θ_1 的計算上，在振幅上的影響 R_h 及 R_s 並不能影響到 Q_1 的結果，在波向 θ_2 的計算時，可以完全不受到振幅及相位移的影響，至於在計算與波向分散 (directional spreading) 有關的參數時， r_1 會同時受到振幅變化及相位移的影響，但 r_2 只會受到振幅變動的影響。

一般對於式(14)中的 R_h 、 R_s 、 ϕ_h 及 ϕ_s 的計算有三種 (Steele, et al., 1992) 方式，第一種是假設從浮標轉變到波浪之間的 R_h 、 R_s 、 ϕ_h 、 ϕ_s 十分小，也就是假定浮標完完全全跟隨波浪的表面 (perfect surface-following)，因此

$$R_h = R_s = 1 \quad (16)$$

$$\phi_h = \phi_s = 0 \quad (17)$$

也就是

$$R = 1, \phi = 0 \quad (18)$$

在這種情形之下，式(7)與(14)並沒有分別，也就是說在計算波向參數時，浮標的上下振動及二個斜度的能譜密度可以直接代入式(7)。

第二種方式是求取 R_h 、 R_s 、 ϕ_h 及 ϕ_s 的資料，一般多用數值模式模擬，或是由現場實驗求得經驗值 (Barstow et al., 1986)。但由於浮標施放時的錨定 (mooring) 設計，常會因水深的變動

而改變，而影響到 R_h 、 R_s 、 ϕ_h 及 ϕ_s 的值，此外浮標受到風及海流的影響也會改變浮標與波浪之間的轉換關係，因此這種事先求到的固定式 (constant) 的浮標和波浪的轉換關係往往不能完全正確的代表在現場施放時的各種不同的設計及狀況。

第三種方式是利用式(9)及(10)的關係式取代 R 及 ϕ 將式(13)代入式(9)中，得到

$$k = \frac{R_h}{R_s} \sqrt{\frac{C_{22m} + C_{33m}}{C_{11m}}} = R \sqrt{\frac{C_{22m} + C_{33m}}{C_{11m}}} \quad (19)$$

將此關係代入式(14)中的 r_1 及 r_2 可以得到

$$\begin{aligned} r_1 &= \frac{\sqrt{Q_{12s}^2 + Q_{13s}^2}}{\sqrt{C_{11m}(C_{22m} + C_{33m})}} \\ r_2 &= \frac{\sqrt{(C_{22m} - C_{33m})^2 + (2C_{23m})^2}}{C_{22m} + C_{33m}} \end{aligned} \quad (20)$$

由此可見 R_h 、 R_s 對 r_1 及 r_2 的影響已經消除，另外從

$$C_{12} = C_{13} = 0$$

可以得到下列關係式

$$C_{12m} \cos \phi - Q_{12m} \sin \phi = 0 \quad (21)$$

$$C_{13m} \cos \phi - Q_{13m} \sin \phi = 0$$

所以

$$\phi = \tan^{-1}(C_{12m}, Q_{12m}) \quad (22)$$

$$\phi = \tan^{-1}(C_{13m}, Q_{13m}) \quad (23)$$

在實測中，由於系統雜音的影響，式(22)及(23)所得到的 ϕ 可能不完全一致，(Steele et al., 1992)利用座標轉變的方法求得最佳的 ϕ 值代入式(14)及(21)中，則 r_1 、 r_2 、 θ_1 、 θ_2 可以求得，這種方法不需事先求得浮標與波浪之間的作用關係，隨著不同的浮標設計及當地狀況以式(19)、(22)及(23)可以求得正確的轉換關係。只要波浪是線性波而浮標與波浪的作用是在線性系統之內，這種方法可以成功得到正確的波向資料。

在使用第一種和第二種方式時，常用式(9)及式(10)的關係式來作一個檢定，根據式(9)及線性波的 dispersion relationship，

$$\omega^2 = gk$$

得到

$$R = k \sqrt{\frac{C_{11}}{C_{22} + C_{33}}} = \frac{w^2}{g} \sqrt{\frac{C_{11}}{C_{22} + C_{33}}} = 1 \quad (24)$$

如果R的值遠超過或低於1(通常在10%到20%之間),就有可能是使用的轉換關係不正確或者受到噪音雜質的影響,或是受到海流的Doppler效應 (Longuet-Higgins et al 1963, Allender et al. 1989及 Tucker, 1989, 1993)

如果使用第三種方法, R則代表了浮標與波浪轉換函數在垂直水面位移及斜度上振幅的變化比值(式(9))。

$$R = \frac{R_h}{R_s} \quad (9)$$

圖1及2是從NDBC浮標的實測資料中得到的R及 ϕ 的值 (Wang, 1993b), 三種浮標的體積大小, 錨定設計 (mooring design) 及施放地點都不相同, 由圖可見到所見得到的浮標與波浪之關係也大不相同, 圖3及4則是二個體積相同, 但施放地點不同的NDBC浮標, R及 ϕ 的值也不盡完全相同, 這些例子顯示出浮標與波浪間的轉換關係受到許多因素之影響而有不同的結果, 因此使用第一或是第二種方法時, 必須多加注意, 但是第三種方法則不需要固定的轉換關係, 而會隨著設計

條件, 現場環境做出自動調整。

(三) 波浪方向參數及能譜計算

對一般工程上的設計應用而言, 多半使用波浪方向參數 (wave directional parameter) 來代表波浪方向特性, 當波浪的能譜是窄波譜 (narrow-banded spectrum) 時, 即大部分的能量集中於波譜尖頻 (peak frequency) 附近, 則在尖頻的波浪方向及方向散度 (directional spreading) 足以能代表整個波浪的主要特性, 在式(7)中的 θ_1 及 r_1 是最為常用的參數, 對這些參數的討論及一些其他波浪方向參數可參看Longuet-Higgins et al. (1963), Goda. et al. (1981), Ewing (1986), IAHR (1986), Tucker (1987), Kuik et al. (1988), Wang (1993a), 及 Wang et al. (1993)。

至於進行描述波能的方向能譜 (即求取波能方向分佈函數) 一般可分成二種方法:

第一種是先假定方向分佈的模式 (model) 而在模式中的參數可以由直接觀測取得, 或是與其他海洋環境條件相連, 一般最常使用的是Longuet-Higgins et al. (1963)提出的模式:

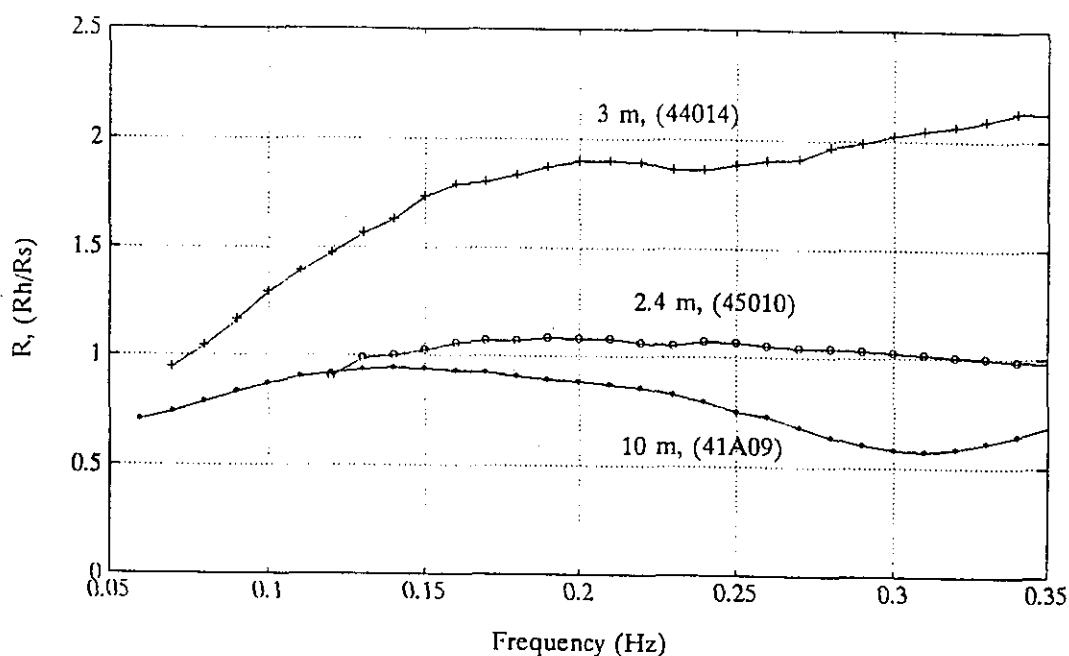


圖1 從三個大小不同的NDBC浮標上得到的R值

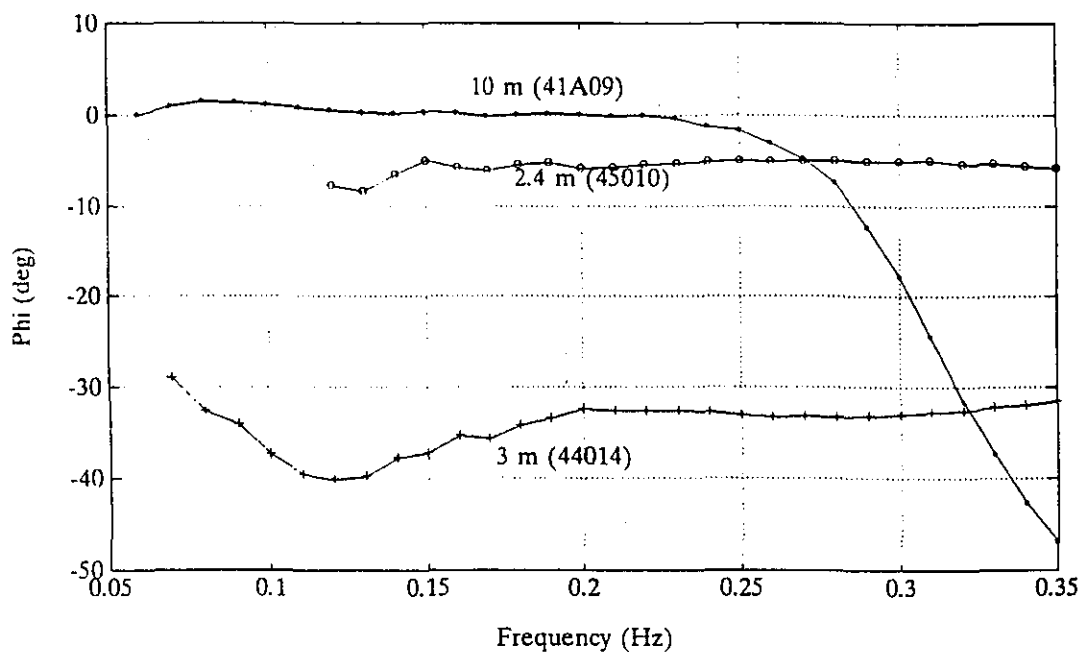


圖2 從三個大小不同的NDBC浮標上得到的 ϕ 值

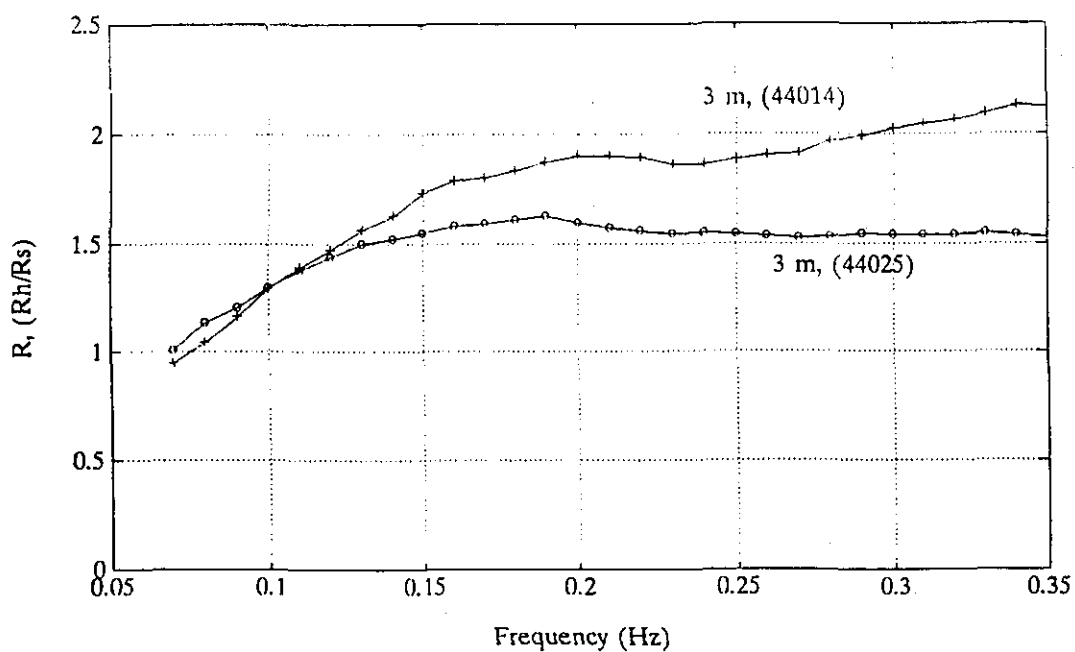


圖3 從二個NDBC 3m浮標上得到的R值

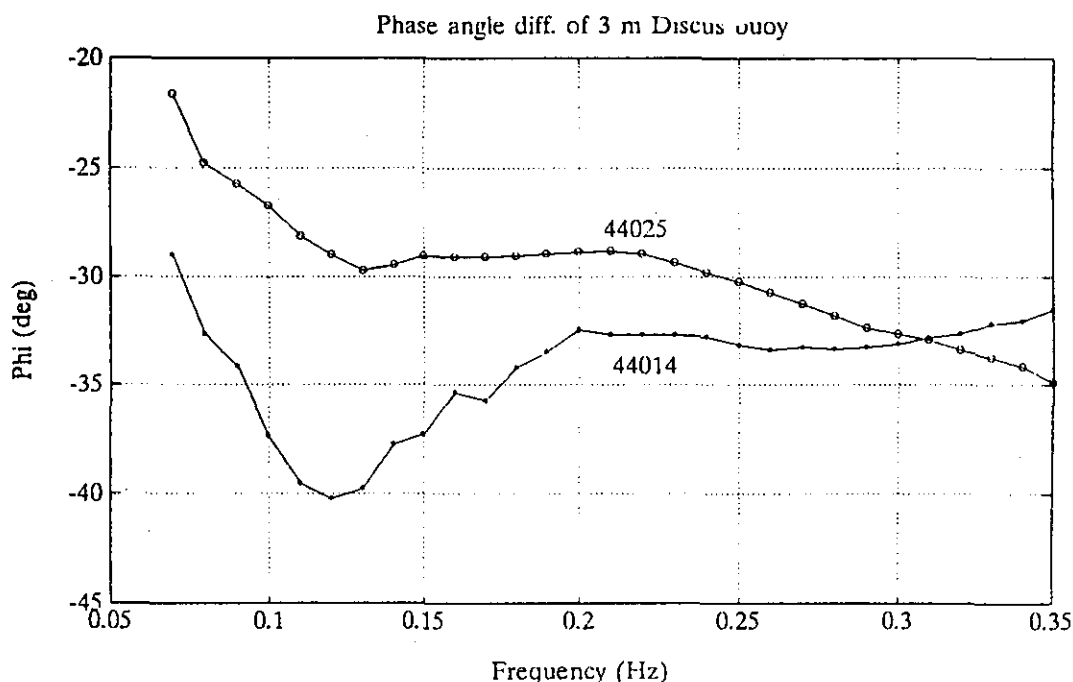


圖4 從二個NDBC 3m浮標上得到的 ϕ 值

$$D(f, \theta) = G(s) \left| \cos \frac{\theta - \theta_1}{2} \right|^{2s} \quad (6)$$

其中

$$G(s) = \frac{2^{2s} \Gamma^2(S+1)}{2\pi \Gamma(2S+1)}$$

$$S = \frac{r_1}{1-r_1}$$

r_1, θ_1 : 波向參數式(4)

Mitsuyasu et al. (1975)根據現場資料的研究提出計算S的經驗公式, Wang(1992a)利用在風暴中的波浪資料導出S與波浪尖度 (significant steepness) 的關係。

Pierson et al. (1955), Cote (1960), Ou et al. (1974)及Donelan et al. (1985)等人也分別提出了不同的模式, 這些模式基本都假定只有一個主要波向 (dominate wave direction) 在同一頻率上。Niedzwecki and Whatley (1991)對各種模式有一詳細討論。

第二種方式是直接利用式(4)中的波浪能譜來直接計算, 並不預先假定任何模式, 最直接的方式是用式(3)中的前五項 (即式(6)) 來直接計算

Longuet-Higgins et al.(1963)爲了消除在分佈函數的負值 (negative value) 提出下列修正式

$$S(f, \theta) = \frac{a_0}{2} + \frac{2}{3}(a_1 \cos \theta + b_1 \sin \theta) + \frac{1}{6}(a_2 \cos \theta + b_2 \sin \theta) \quad (7)$$

這二種計算所得的分佈函數過於平坦, 在方向的解析度 (resolution) 不足, 而且當同一頻率上有二個主要波向出現時, (two dominate wave direction), 這種計算不能適用, 爲了補足這個缺失, 不少新的方法提出。基本上這些方法可分成 Maximum Likelihood Method (MLM) 及 Maximum Entropy Method (MEM)。在MLM方面有Jefferys et al.(1981), Isobe et al. (1984) Oltman-Shay and Guza (1984), Marsden and Juseko(1987), Glad and Krogstad (1992) 及Skarsoulis and Athanassoulis (1993)等人。在MEM方面則有Konube and Hashimoto (1986) Lygre and Krogstad (1986), Nwagu et al. (1987) 及 Kim et al. (1993) 等人。

這些計算方法所得到的波向分佈函數有較高

的方向解析度 (resolution)。尤其對於有二個主要波向同時出現的狀況最為適合。但一般在計算時較為費時，有時會因為方法本身的數學特性造成不正確的波向結果。Benoit (1992, 1993) 用數值模擬對 12 種方法進行了非常仔細的比較。Krogstad (1991) 對浮標上測的波方向參數，及各種對方向分佈函數的計算方法的可靠性 (reliability) 及解析度 (resloution) 給予討論。基本上這些方法都提供了可以接受的結果，但何者最適用於浮標測波的實測現場資料，有待進一步研究。

Ocha and Delgado-Gonzalez (1991) 從另外一個角度提出討論，指出這些方法弱點在於利用新的數學技巧來處理浮標測波資料，求得更高的方向解析度，但無法得知高的解析度是否代表高的精確性。Huang et al. (1991) 指出從物理的意義上來探求波浪在方向上的分散以求得處理方法的準則，才是該加強之處。

圖5是一組從 NDBC 浮標測波的資料(Earle, 1993)。由式(25)，MLM (Oltman-shay and Guza, 1984)，及 MEM (Lygre and Krogstad, 1986) 三種方法處理的結果，MEM 很明顯表示出了二個主要的波向，MLM 次之，但在用式(26)的結果則沒有辦方法表示出二個波向。

最後用一組實測的資料，來對本章做個總結。圖6是一組在 NDBC 3m 浮標上，由 Datawell Hippy 40 所測得的資料 (Wang & Mettlach, 1994) 包含了浮標的上下左右擺動及轉動 (heave, pitch, roll and yaw) 的時間序列資料，以式(11)中的關係可以得到圖7中的東西及南北的斜度。用 Fast Fourier Transform (FFT) 求得圖8中的各種波浪能譜，再用式(14)，(21)，(22) 及 (23) 的計算公式求得圖9中的 α_1 ， α_2 ， r_1 ， r_2 ，波向參數，再用 MEM (Lygre and Krogstad, 1986) 方法得到圖10中的波向分佈函數， $D(f, \theta)$ 最後以式(5)求得圖11中的波向能譜。

三、資料處理過程設計

在上章中對浮標測波的理論及計算技巧做一番討論。在實際運作時，如何有系統有計劃的將上述的理論及計算過程執行出來，將測取的資料

送到使用者，則是本章的重點。

從廣義的角度來看，資料處理的過程應從儀器輸出信號的處理開始而結束於資料的建檔儲存。整個過程可分為三大階段(一)、浮標上現場處理(on-board data processing)(二)、岸上處理(shore-side data processing)(三)、儲存管理。

(一)浮標上現場處理

一般從事浮標測海測波多半是在離岸很遠的海域，資料的傳送必須靠無線電或是人造衛星。在這種情形之下將儀器所測得時列數據 (time series data)，全數送回岸上再處理，往往不合經濟原則。在時效上也較拖延，有時也因傳送時信號的干擾造成資料的失誤。因此有必要先在浮標上對資料做初步處理，簡化傳送資料的數量。

在浮標上資料處理設計上，基本的限制在於浮標上所配置的計算器計算速度，及傳送資料時間長度。以 NDBC 為例，每小時測波的資料必須在 5 到 10 分鐘處理完畢。將資料以在二分鐘的人造衛星資料長度內傳回地上接收站。如何在這些限制條件之下將最多最有價值的資料傳送回來是設計浮標上現場處理的目標。

NDBC 目前是將在時域 (time domain) 中的資料轉換成頻域 (frequency domain) 資料，除此之外一些有關儀器測量統計資料，也一併求得，然後再轉換成 (encoding) 特別設計的資料型態 (message format) 送回到岸上 (Wang et al., 1993)

(二)岸上資料處理

岸上資料處理就是將浮標上處理過傳送來做進一步處理及修正 (Steele et al. 1985, 1992, Wang and Chaffin, 1993)，以求得各種波浪參數資料。並對資料進行分析檢定及品質管制 (在下章中有詳細討論)。因此在資料處理設計上，浮標上及岸上資料處理應當成一體來看。

在設計資料處理時，先要決定何種資料必須求得，這些資料可分二類，第一類是與波浪有關的資料，第二類則用來進行品質管制及對測波系統的儀器進行監控 (monitor)。由於浮標測波所得到的是以在頻域 (frequency domain) 的資料為主，因此對於所涵蓋的「頻率範圍」 (frequency range)，在計算波譜時所需的時間長度 (record

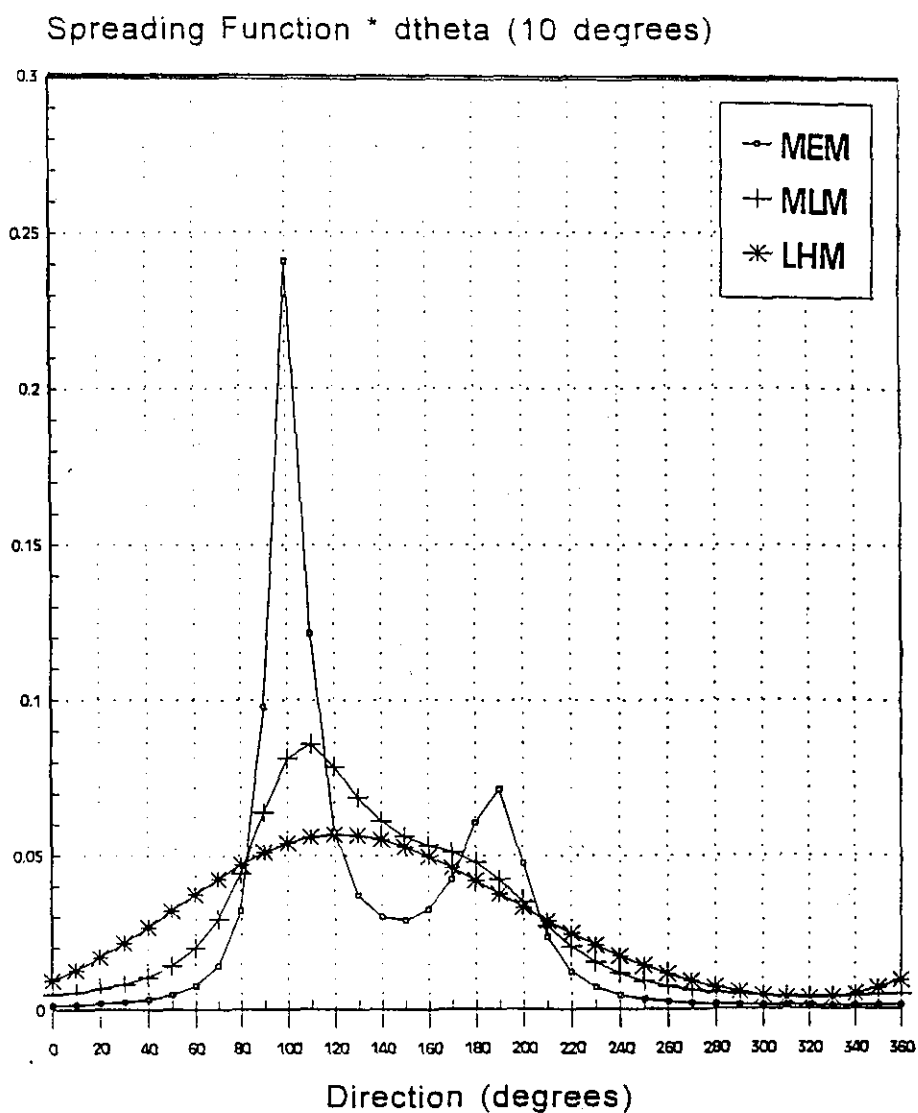


FIGURE 6. Directional Spreading Function
 $f_{\text{peak}} = 0.08 \text{ Hz}$, 03/14/93 0000
 Station 44014

圖5 三種不同計算方法所得到波向分佈函數（本圖取自Eavle,1993）

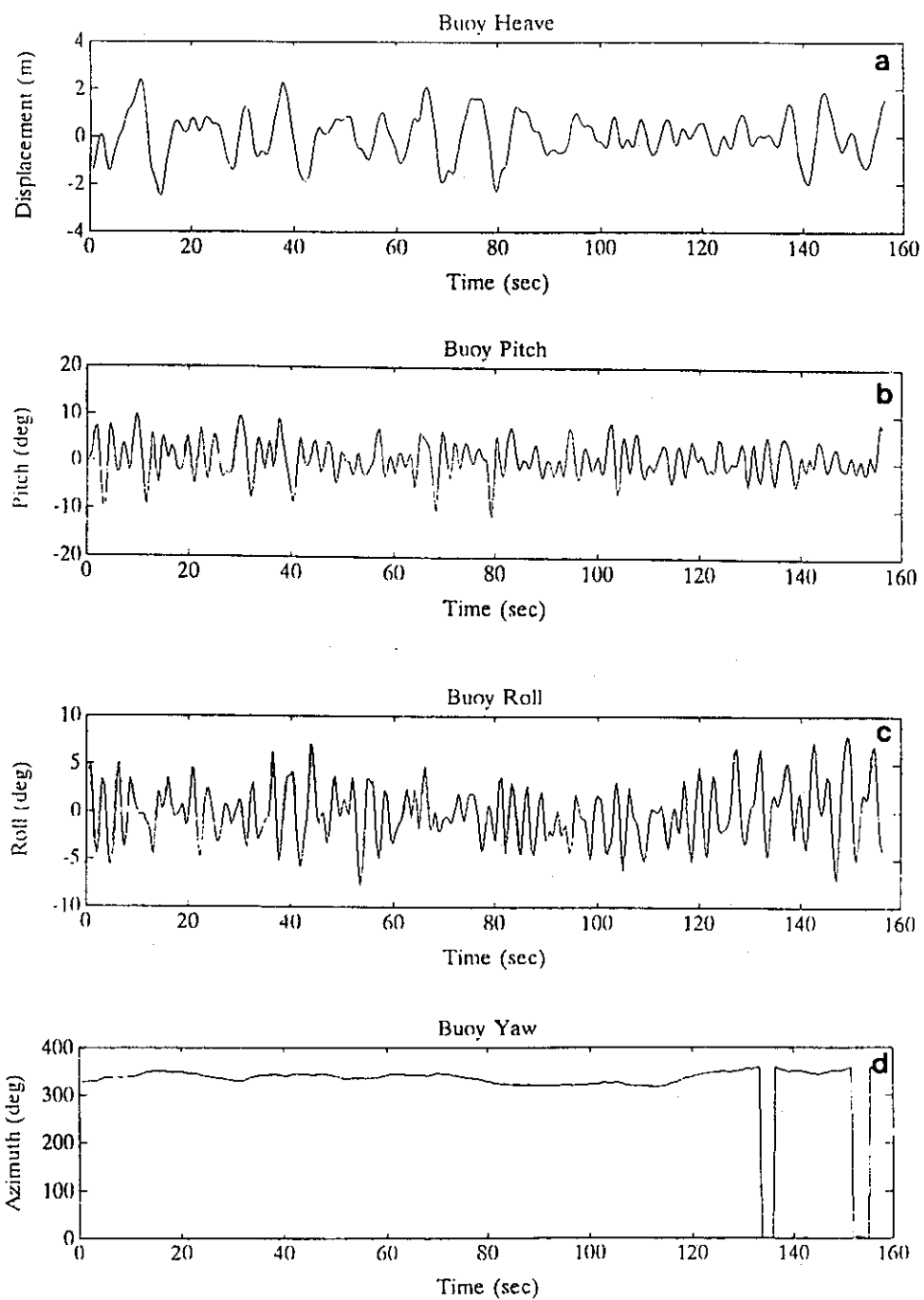


圖6 浮標運動實測資料

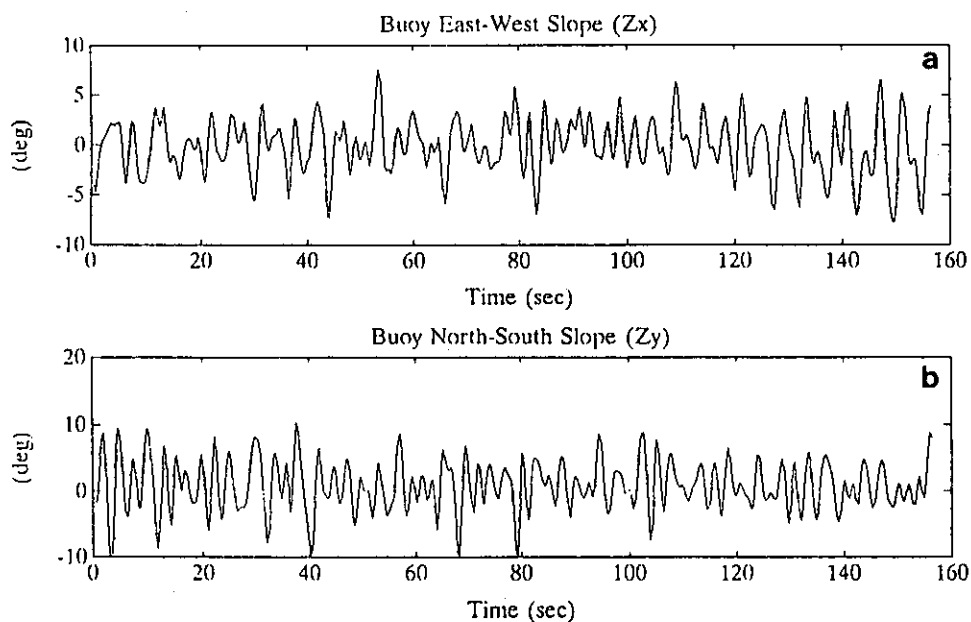


圖7 浮標南北及東西方向斜率

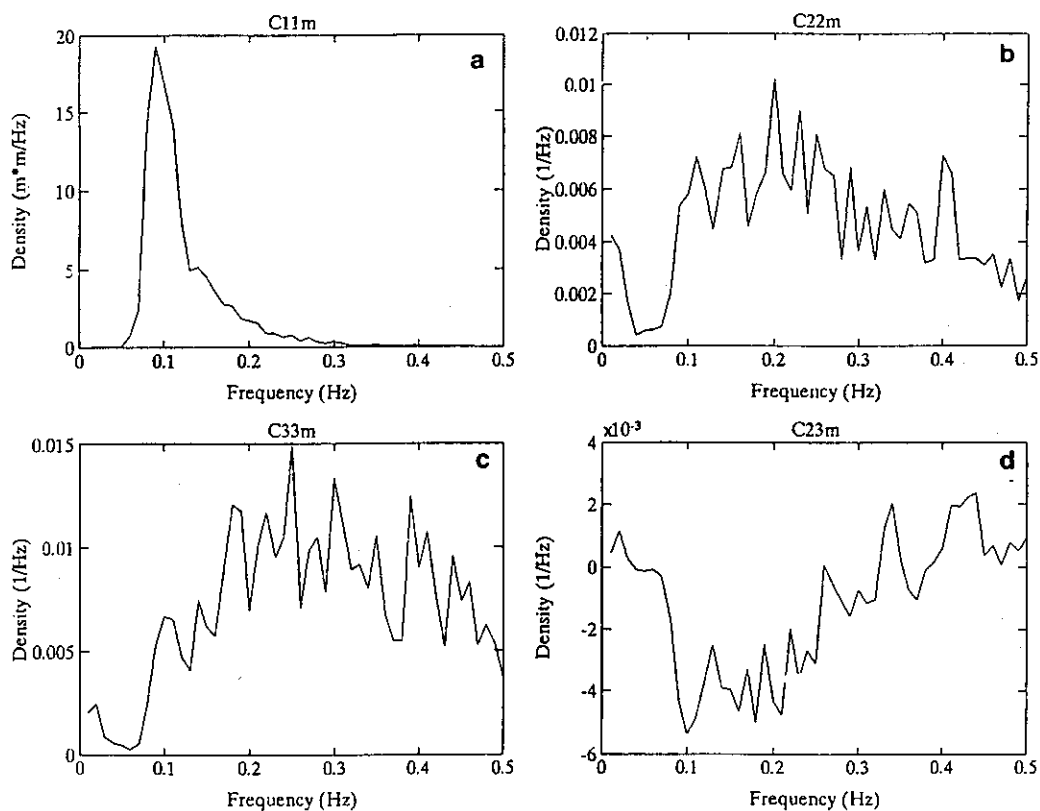


圖8 浮標運動各個能譜

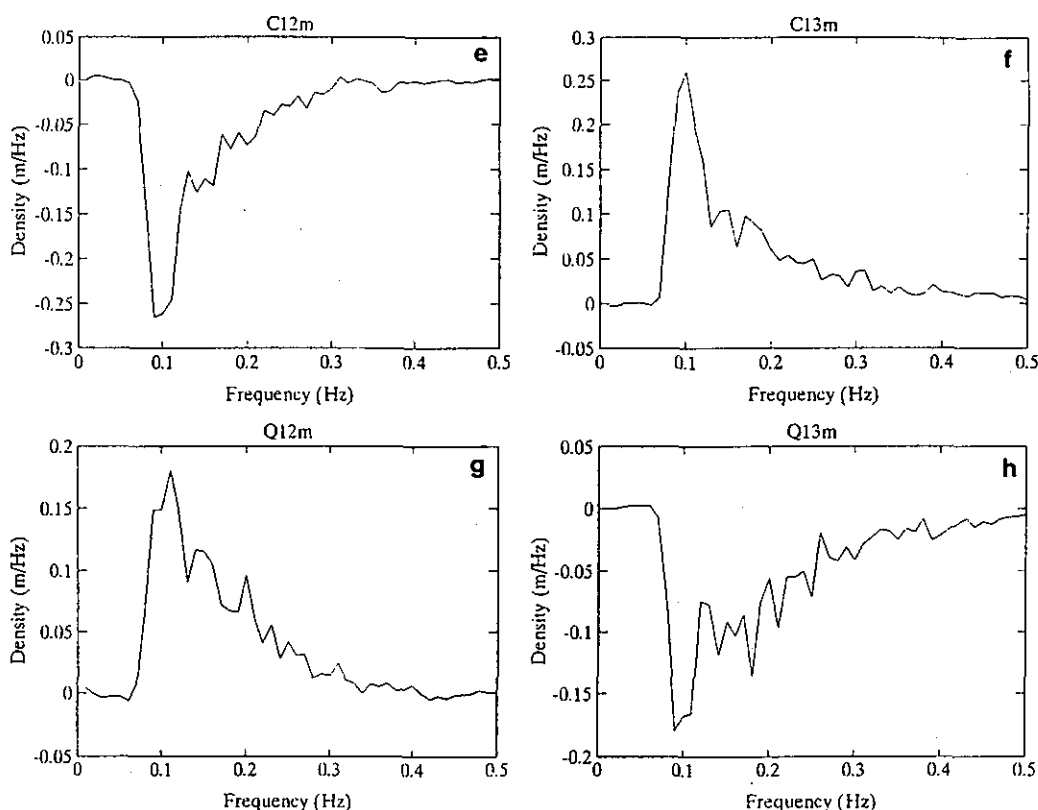


圖8 (續)

length), 頻譜密度之間隔(frequency interval), 及頻譜密度自由度(degree of freedom)都必需事先規劃。Allender et al. (1989)例舉了幾種目前在商業市場上使用的浮標測波系統, 可以供參考。Steele et al. (1992), Steele and Mettlach (1993)也提供了有關NDBC的資料, 至於有關於波浪資料的需求可以參看Barstow and Gudal (1987), IAHR (1989) 及 Tucker (1993)。

第二類資料是用以對測量儀器表現 (performance) 的監控 (monitor) 以作品質管制。基本上多為統計資料, 如最大值、最小值及平均值等 (Wang et al. 1993) 這些資料幫助我們瞭解儀器的操作是否正常, 對測波資料的品質十分重要。

(三) 儲存管理

這是浮標測量資料處理過程中最後的階段, 但也是常被忽略的一環, 浮標測波或是其他海象測量的資料, 如果缺乏有系統的儲存、管理、展

示, 往往會造成資源的浪費, 阻礙資料的整合與交流, 不能發揮整體研發效能。(呂黎光、郭一羽, 及歐陽餘慶, 1991)。

將浮標測波所得的資料, 在最短的時間內送到使用者以利氣象預報或是其他防災預警是短期資料處理設計上的考慮。而如何有效率有系統的建檔、儲存、及展示浮標測波資料, 以便建立資料庫 (data bank) 協助海洋科技發展, 則是長期資料處理設計上的考慮。

以NDBC為例, 浮標測波的資料在處理過後, 立刻換成World Meteorological Organization (WMO) 所制定的WAVEOB型態 (code) 送到各地 (Earle, 1990), 從測取資料到送達使用者大約在1到2小時之內。這種即時的傳送對氣象防災預告十分重要。

在長期資料儲存上, NDBC每月將處理過及品質管制過的資料以固定的資料格式 (format)

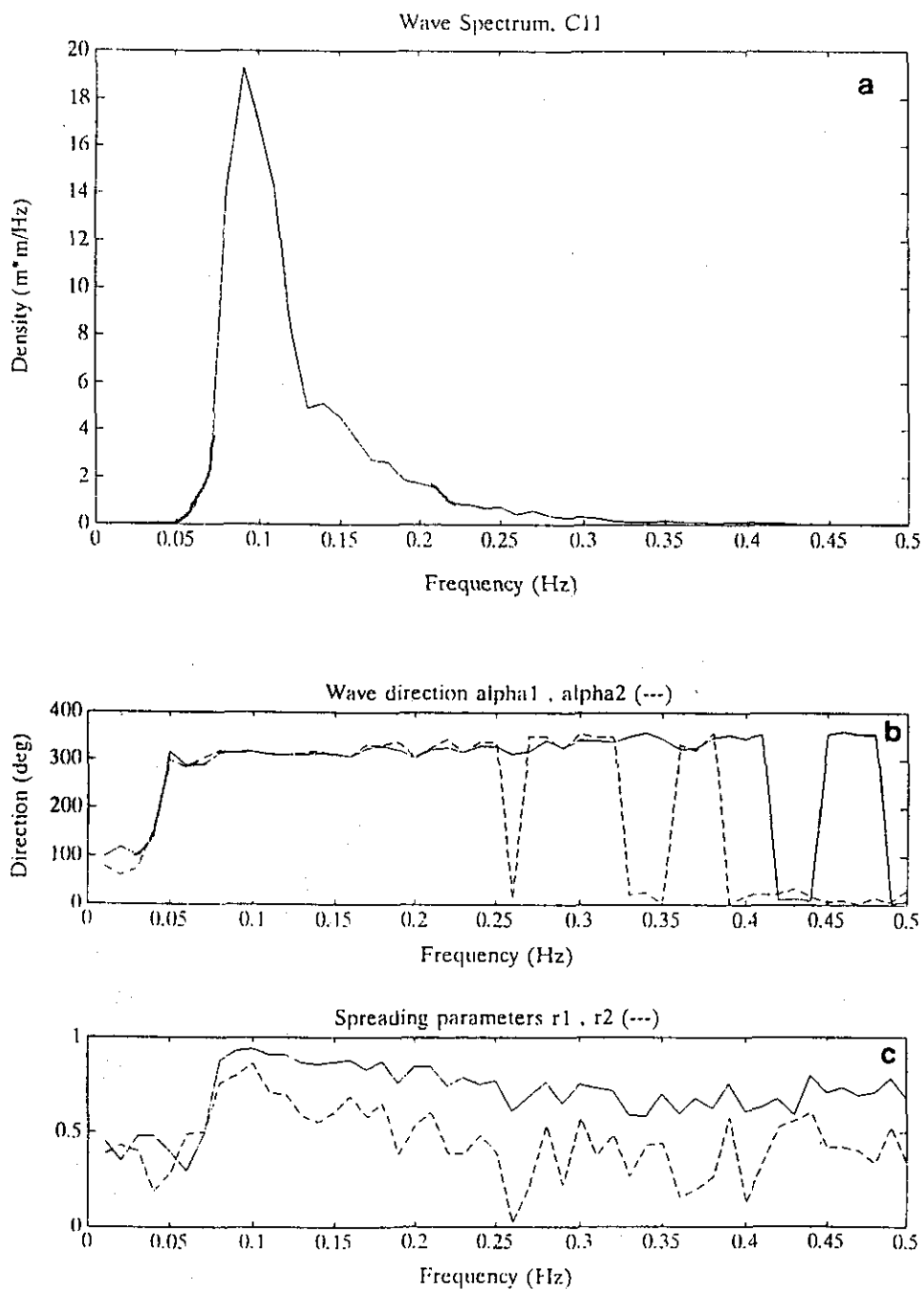


圖9 浮標測波結果(a)能譜(b)波向(c)方向散度

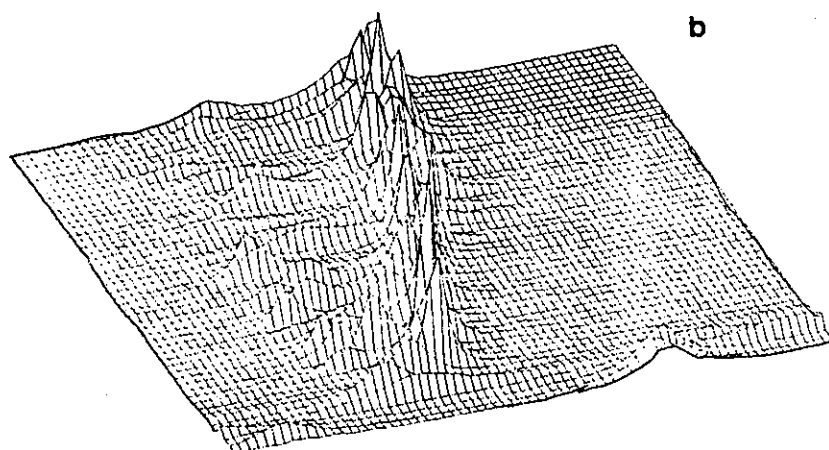
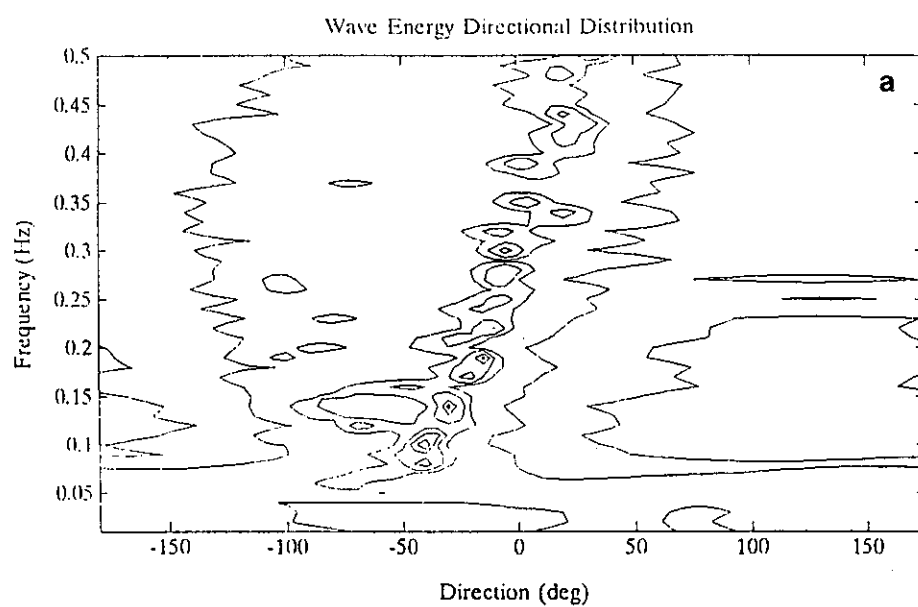


圖10 波能方向分佈的等高級及三維圖

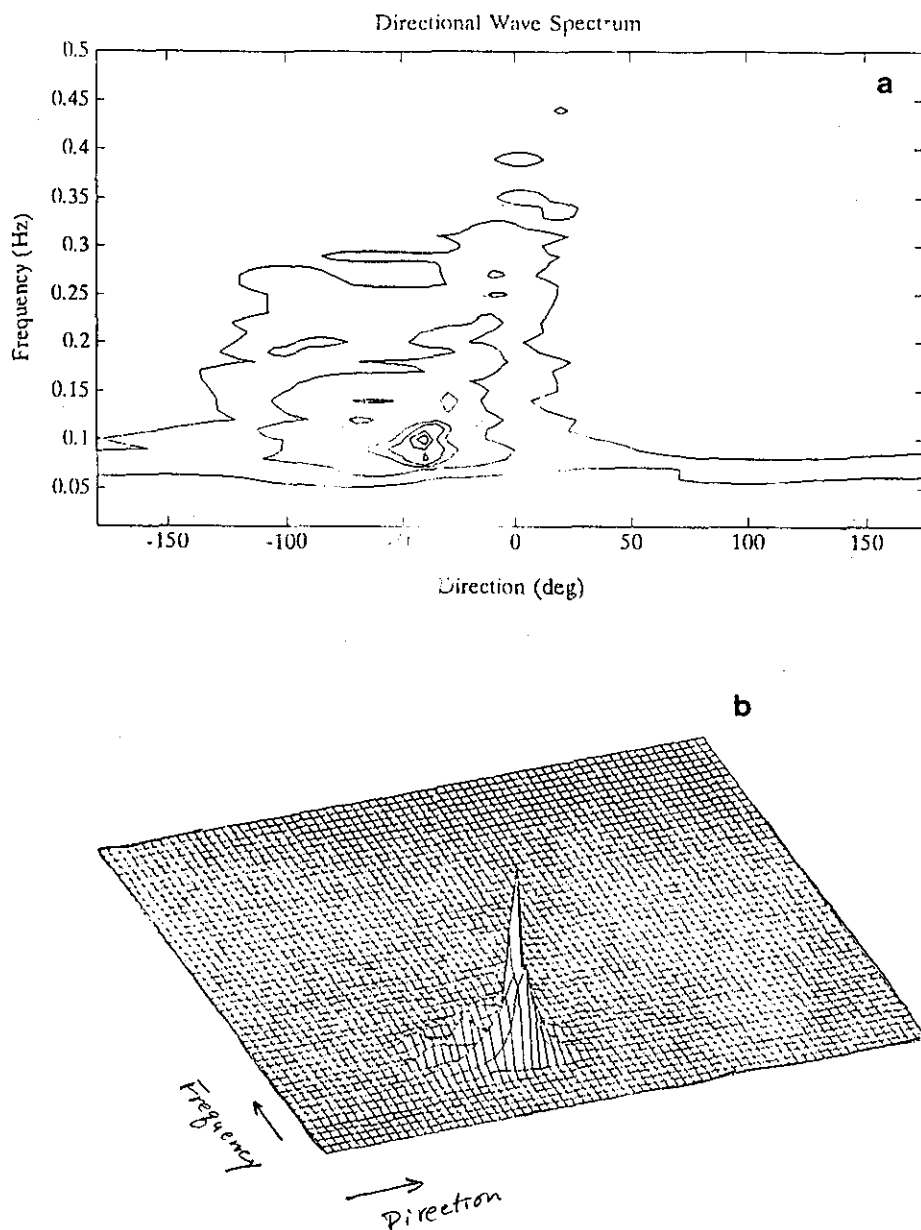


圖11 波浪能譜的等高線及三維圖

送到美國 National Oceanographic Data Center (NODC) 及 National Climate Data Center (NCDC) 建檔存放，供大眾參考。高家俊、林憲男及劉文明 (1988) 利用氣象局的二個測站的波浪水位連續變化資料，進行有系統的整理建檔工作。建立了

初步的現場波浪資料庫。

一個成功的浮標測波系統有賴於完善的資料建檔管理。一個好用的波浪資料才是從事測波工作的最終目標。

四、波浪資料之品質管制

在浮標測波或是任何海象測量系統中常因儀器中雜音 (noise) 干擾故障 (failure) 或是一些不明原因，而造成資料的偏差，這些偏差資料的出現多半是偶發的 (random)。這些有偏差的資料有時可能造成氣象預報的偏大或偏小，或提供工程設計上偏差的準則，或誤導學術研究的結果，或對數值模式 (numerical model) 做成錯誤的修正。因此嚴重偏差的資料所造成的損害，很可能超過資料不足所造成的損害。這也是從事測波工作的最不希望看到的結果。因此對所測得的資料進行檢測及品質管制是有其必要性。

在消極的意義上，資料品質管制的目的在找出並除去可疑的資料。在積極的意義上，資料品質管制的目的在於對可疑的資料進行驗正 (verify) 及修正 (correct)。並從過程中累積經驗用於未來改進開發 (develop) 測波技術。

可疑的資料，有可能是有誤差的資料，但是也有可能是十分罕見自然現象的珍貴資料。如何從可疑的資料中，去除確實有誤的資料，而保存稀有珍貴資料，以供學術上進一步探討，有賴於各方面知識的配合。對測量儀器設計特性、資料處理過程、浮標特性、錨定 (mooring) 裝備、現場海洋環境，相關海洋物理理論等方面的瞭解都是從事浮標測波品質管制所需的知識。

對大量的測波資料進行及時 (near time) 的資料檢定及品質管制，則必須有計劃有系統的在資料處理過程中先找出可疑的資料，縮小資料檢定的數量。利用電腦自動化 (automation) 進行資料檢定是一種經濟又可靠的方法，以下提出三個大原則 (rule) 可以用來與電腦結合來進行自動化品質管制。

(一) 限度原則 (Limitation)

1. 儀器測量的上下限

每個測量儀器都有其設定的測量範圍。一般這些範圍遠超過所要測取資料的最大及最小值。因此當任何測量資料接近或是大於這些設定的儀器上下限都有可能是可疑資料。例如：一般 Datawell HIPPY40 所能測定的水面垂直上下位移是

±10m。因此浮標測波得到的波高若超過20m，這必定是資料處理過程或是測波儀器上的某一部分有誤差。

2. 海洋環境的限制

由於浮標所在的地理及海象環境，往往限制了所測資料的範圍，例如長週期湧浪 (swell) 必定多半來自外海方向，因此若浮標測波在花蓮外海所測的湧浪的方向來自花蓮港，這就是十分可疑的資料，又如近海時，波浪受到水深的影響而破碎 (breaking)，波高不可能超過水深的某種比值。

這些原則是用於做十分基本的檢定，一般在浮標施放之前都可以事先規劃，如能輸入電腦資料庫中，在資料處理時就可以自動的把一些可疑的資料濾出。

(二) 連續性原則 (Continuity)

1. 時間連續性

一般而言自然現象的變化都是漸進的。波浪的能量變化在一個短時間內有一定的範圍。過度劇烈的上下起伏都有可能是可疑資料。例如每小時測得的平均波高，或有意義波高都不該有急劇的改變。如果這小時的值與前個小時的值相比，超過某一經驗限值，都可以視為可疑資料。又如測波儀器中的加速儀 (accelerometer) 所測得的平均加速度應是一個很穩定而近於零的值，如果有任何巨大的變動，都可以視為可疑資料。

2. 空間連續性

比較大型海上風暴所造成的波浪往往會影響到一個很大範圍，在這空間範圍中的各個浮標測站所量到的資料都有一定的相互關係。例如從深海而來的大湧浪，在外海的測站應先觀測到，而在近海的測站應隨後觀測到。其在時間上的差距與波浪方向，週期及二站距離有一定的關係 (Wang and Carolan, 1991, Mettlach et al. 1994)。這種在空間上的連續性可以用來檢測多站測波的結果，從而發現可疑資料。

應用這時間連續性的原則需要浮標測波最好能連續性的小等距 (small time interval) 測波，對於空間連續性原則，則要求多站浮標測波，即使如此，仍然可以事先將一些設定好的連續性條件

寫成自動化程式，以便在資料處理過程中自動發現可疑資料。

(三)相關原則 (Correlation)

1.內部相關

在波浪參數上彼此之間常有一定的關係，此外從時域 (time domain) 所得的波浪統計參數和在頻域 (frequency domain) 所得的參數也有一定關係 (Goda, 1974) 這些在波浪參數之間的關連都可以加以利用來檢定資料，Tucker (1993) 利用波譜的形狀 (shape) 提出了對低頻及高頻部分的檢測方法，Wang(1992b)從長期的NDBC波浪資料中得到有意義波高， H_s ，與平均週期， T_z ，平方的比值上下限，可以用來檢定波譜是否受到雜音 (noise)的干擾或是波浪與浮標之間轉換關係是否有偏差。

2.外部相關

波浪的變化多半是反應海洋環境的變化，因此如能同時測取其他當地的海象資料 (如風速、氣壓、水溫等)，則可以用其相關性來品質管制，例如波浪的高頻能量及方向與現場的風速及風向有著密切的關連，Palao and Gilhousen(1993)利用長期現場實測風速與高頻能譜密度的關係，發現了資料處理的偏差，Wang et al. (1994)利用現場測定水溫的變化，判定了浮標測波受到了灣流 (Gulf Stream) 的影響產生了波浪的折射現象，此外，浮標受風力的作用也可以導致浮標傾斜或是迎向風向，這種關係可以用來檢定在浮標上的軸向 (azimuth) 及傾斜儀 (slope sensor) 的結果 (Wang, 1990, Wang and Wilson, 1990) 或是相對的對風速風向的資料進行檢定。

這些相關原則不論是從測波系統內部的波浪參數之間相關或是與其他海象資料的關連，都可以很容易的加以公式化，以電腦自動化處理品質管制。

以上這三大原則只是對於許多品質管制方法中的的一個大體分類，還有很多從實作上累積的經驗都可以加以利用 (Tucker, 1993)，資料的品質是一個長期性投入的工作，唯有靠不斷累積實作經驗，常加改進，才能使這工作更有效率更趨嚴密。

五、結 論

對一個四面環海的台灣，從事海上浮標測量，對波浪及其他海洋環境有關資料進行有計劃有系統的收集，以增加對海洋環境的研究及瞭解是有其迫切的必要性。

本文針對在海洋環境中變化最大影響最廣的自然外力—波浪—的浮標測量中的資料處理提出全面的評介，先是介紹了浮標測波的理論及計算技巧，再從實作之資料處理過程分成三個階段加以介紹，最後對資料的品質管制提出討論，本文將浮標測波資料處理中的理論及實作做一均衡的介紹。

浮標測波是一個典型的科技整合例子，從事浮標測波需要軟體及硬體在各個層次，各個階段做有系統有組織的配合，因此推動發展浮標測波必能帶動其他相關科技的開發，進而推動了對海洋環境觀測科技的開發。

六、誌 謝

中央氣象局及國立成功大學高家俊教授提供作者機會參與國內浮標測波的技術開發，促成本文之完成，本文的中文打字及排版承中央氣象局協助完成。

七、參考文獻

- 王錦章 (1984) "利用浮標測波造成的波形畸變及其漂移"海洋技術第三卷第一期，海洋出版社，中國，40-54。
- 呂黎光，郭一羽，歐陽餘慶 (1991) "台灣海域海象資料普查與分析"工業技術研究院，能源與資源研究所調查報告 (ITRI-092-S108(80))，39頁。
- 高家俊，李政運 (1988) "浮球測波儀特性探討"國立成功大學水利及海洋工程研究所報告 (CKHOTR-88-003)，57頁。
- 高家俊，李憲男，劉文明 (1988) "波浪現場觀測資料庫之建立"國立成功大學水利及海洋工程研究所報告 (CKHOTR-88-002)，91頁。
- Allender, J., Audunson, T., Barstow, S.F., Bjerken, S.

- , Krogstad, H.E., Steinbakke, P., Vartdal, L., Borgman, L.E. and Graham, C. (1989) "The WADIC project: a comprehensive field evaluation of calibration of directional wave instrumentation." *Ocean Engineering*, Vol. 16, 505-536.
- Barstow, S.F. and Guddal, J. (1987) "A global survey on the need for and application of directional wave information." *World Meteorological Organization, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities Report No. 19, WMO/TD-No. 209*. 92pp.
- Barstow, S.F., Ueland, G. and Fossum, B. (1986). "The WAVESCAN second generation directional wave buoy." on *Proc. of the Oceanology International Conference, Brighton, U.K., March*.
- Benoit, M. (1992). "Practical comparative performance survey of methods used for estimating directional wave spectra from heave-pitch-roll data," in *Proc. 23rd Coastal Engineering Conference, New York, ASCE*, 62-75.
- Benoit, M. (1993). "Extensive comparison of directional wave analysis methods from gauge array data." in *proc. WAVES'93 Symposium, New Orleans (in press)*.
- Cardone, V.J. and Haring R.E. (1982). "Directional wave information: engineering needs and hind-cast model capabilities," in *Proc. of Ocean Structural Dynamics Symposium '82, Oregon State University*, 103-117.
- Carolan, R. and Wang, D. W. (1990). "NDCB buoy and C-MAN observation during hurricane Hugo." in *Proc. of MTS'90, Mar. Tech. Soc.*, 370-377.
- Chaffin, J. N., Bell, W. and Teng, C. C. (1992). "Development of NDBC's wave processing module." in *Proc. of MTS'92. Mar. Tech. Soc.*, 966-970.
- Cote, L. J., Davis, J. O., Marks, W., McGough, R.J., Mehr, E., Pierson, W.J., Ropek, J.F., Stephenson, G. and Vetter, R.C. (1960). "The Directional spectrum of a wind-generated sea as determined from data obtained by the Stereo Wave Observation Project," *Meteor. Pap.*, 2, No. 6, New York University, College of Engineering.
- Crabb, J. A., Driver, J. S. and Haine, R. A. (1983). "An intercomparison between six wave recorders at NMI Tower, Christchurch Bay." *Institute of Oceanographic Science, Report No, 154*, 74pp.
- Donelan, M. A., Hamilton, J. and Hui, W. H. (1985). "Directional spectra of windgenerated waves," *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 315, 509-562.
- Earle, M. D., (1990). "NDBC real-time directional wave information user's guide." *NDBC Technical Report*.
- Earle, M. D. (1993), "Use of advanced methods of estimating directional wave spectra from NDBC pitch-roll buoy data." *NDBC Technical Report*.
- Ewing, J. A. (1986) "Presentation and interpretation of directional wave data." *Underwater Technology*, Vol. 12, No. 3, 17-12.
- Ewing, J. A. and Laing, A. K. (1987). "Directional spectra of seas near full development," *J. Phys. Oceanogr.* Vol. 17, 1696-1706.
- Forristall, G. Z., Ward, E. G., Cardone, V. J. and Borgmann, L. E. (1987). "The Directional spectra and kinematics of surface gravity waves in tropical storm Delia," *J. Phys. Oceanogr.* Vol. 8, No. 5, pp. 888-909.
- Glad, K. I. and Krogstad, H. E. (1992). "The maximum-likelihood property of estimators of wave parameters from heave, pitch, and roll buoys." *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, April, 169-173.
- Goda, Y. (1974). "Estimation of wave statistics from spectral information." in *Proc. of International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis (WAVES'74), New Orleans*, 320-337.
- Goda, Y., Miura, K., and Kato, K. (1981). "On-board analysis of mean wave direction with discus buoy." *International Conference on Wave and Wind Directionality, Edition Technic Co.*, 339-359.
- Hamilton, G. D. (1990). "Guide to moored buoys and other ocean data acquisition systems." *World Meteorological Organization, WMO-No. 750*, 57

pp.

- Hasselmann, D. E., Dunckel, M. and Ewing, J. A. (1980). "Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973," *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 10, 1264-1280.
- Haver, S. (1985). "Wave climate off northern Norway." *Applied Ocean Research*, Vol. 7, No. 2, 85-92.
- Holthuijsen, L. H. (1983). "Observation of the directional distribution of ocean-wave energy in fetch-limited conditions," *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 13, 191-207.
- Huang, N. E., Tung, C. C. and Long, S. R. (1991). "Wave Spectra," in *The Sea*, Vol. 9, Ocean Engineering Science, B. Le Mehaute and D. M. Hanes, eds, Wiley, New York.
- IAHR working group on wave generation and analysis (1989). "List of sea-state parameters." *J. Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 115, No. 6, November, 793-808.
- Isobe, M., Kondo, K. and Horikawa, K. (1984). "Extension of the MLM for estimating directional wave spectrum." *Symp. on Description and Model of Directional Seas*, Tech. University, Denmark, A-6, 1-15.
- James, I. D. (1986). "A note on the theoretical comparison of wave staffs and wave rider buoys in steep gravity waves." *Ocean Engineering*, Vol. 13, No. 2, 209-214.
- Jefferys, E. R., Wateham, G. T., Ramsden, M. A., and Platts, M. J. (1981). "Measuring directional spectra with the MLM." in *Proc. of Directional Wave Spectra Application Conference*, University of California, Berkeley, California, 203-219.
- Kim, T., Lin, L. H., and Wang, H. (1993). "Comparisons of directional wave analysis methods." in *Proc. of WAVES93 Symposium*, New Orleans (in press).
- Kjeldsen, S. P. (1991). "The practical value of directional ocean wave spectra." in *Proc. of Directional Ocean Wave Spectra*, 13-19.
- Konube, K. and Hashimoto, N. (1986). "Estimation of directional spectra from the maximum entropy principle." in *Proc. 5th International Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE) Symposium*, Tokyo, 80-85.
- Krogstad, H. E. (1991). "Reliability and resolution of directional wave spectra from heave, pitch, and roll data buoys." in *Proc. of Directional Ocean Wave Spectra*, 66-71.
- Kuik, A. J., van Vledder, G. Ph., and Holthuijsen, L. H. (1988). "A method for the routine analysis of pitch-and-roll buoy wave data." *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 18, 1020-1034.
- Longuet-Higgins, M. S., Cartwright, D. E. and Smith N. D. (1963). "Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy," in *Ocean Wave Spectra*, Prentice-Hall, 111-122.
- Longuet-Higgins, M. S. (1986). "Eulerian and Lagrangian aspects of surface waves." *J. Fluid Mech.*, Vol. 173, 683-707.
- Lygre, A. and Krogstad, H. E. (1986). "Maximum entropy estimation of the directional distribution in ocean wave spectra." *J. Phys. Oceanogr.*, 16, 2052-2060.
- Marsden, R. F. and Juszko, B. A. (1987). "An eigenvector method for the calculation of directional spectra from heave, pitch, and roll buoy data." *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 2157-2167.
- Mettlach, T. Wang, D. W. and Wittmann, P. (1994). "Analysis and prediction of ocean swell using instrumented buoys." *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, April.
- Mitsuyasu, H., Tasai, F., Suhara, T., Mizuno, S., Ohkusu, M., Honda, T. and Rikiishi, K. (1975). "Observation of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy," *J. Phys. oceanogr.*, Vol. 5, 750-760.
- Niedzwecki, J. M. and Whatley, C. P. (1991). "A comparative study of some directional sea models." *Ocean Engineering*, Vol. 18, No 1/2, 111-128.
- Nwogu, O. U. Mansard, E. P. D., Miles, M. D., and Isaacson, M. (1987). "Estimation of directional wave spectra by the maximum entropy method."

- in Proc. 17th IAHR Seminar-Lausanne.
- Ochoa, J. and Delgado-Gonzalez, O. E. (1991). "Pitfalls in the estimation of wind wave directional spectra by variation principles." *Applied Ocean Research*, Vol. 12, No. 4, 180-187.
- Oltman-Shay, J., and Guza, R. T. (1984). "A data adaptive ocean wave directional spectrum estimator for pitch/roll type measurements." *J. Phys. Oceanogr.* 14, 1800-1810.
- Ou, S. H., Bretschneider, C. L., and Tang, F. L. W. (1974). "Relationship between the significant waves and the directional wave spectrum." in *Proc. of International Symposium on Ocean Wave Measurement and Analysis (WAVES74)*, New Orleans, 728-743.
- Palao, I. M. and Gilhousen, D. B. (1993). "The re-derivation of the NDBC windwave algorithm." in *Proc. WAVES93 Symposium*, New Orleans. (in press).
- Pierson, W. J., Neumann, G. and James, R. W. (1955). "Practical methods for observing and forecasting ocean waves by means of wave spectra and statistics," U. S. Navy Hydrographic Office. Publ. No. 603.
- Rademakers, P. J. (1993). "Waverider-wavestaff comparison." *Ocean Engineering*, Vol. 20, No. 2, 187-193.
- Skarsoulis, E. K. and Athanassoulis, G. A. (1993). "The use of classical maximum likelihood method for estimating directional wave spectra from heave-pitch-roll time series." in *Proc. of the 3rd International Offshore and Polar Engineering Conference*, Singapore, Vol. 3, 1-8.
- Steele, K. E., Lau, J. C., and Hsu, L. (1985). "Theory and application of calibration techniques for an NDBC directional wave measurements buoy." *IEEE J. of Oceanic Engineering*. OE-10, 382-396.
- Steele, K. E. and Earle, M. D. (1991). "Directional ocean wave spectra using buoy azimuth, pitch and roll derived from magnetic field components." *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 16(4), 427-433.
- Steele, K. E., Teng, C. C. and Wang, D. W. (1992). "Wave direction measurements using pitch-roll buoys." *Ocean Engineering*, 19, 349-375.
- Steele, K. E. and Mettlach, T. (1993). "NDBC wave data-current and planned." in *Proc. WAVES93, Symposium*, New Orleans. (in press).
- Timpe, G. and Teng, C. C. (1993). "Considerations in data buoy hull design," in *Proc. of MTS93. Mar. Tech. Soc.*, 402-412.
- Tucker, M. J. (1987). "Directional wave data: the interpretation of the spread factors." *Deep Sea Research*, Vol. 13, No. 4, 633-636.
- Tucker, M. J. (1989). "Interpreting directional data from large pitch-roll-heave buoys." *Ocean Engineering*, Vol. 16, No. 2, 173-192.
- Tucker, M. J. (1993). "Recommended standard for wave data sampling and near-real-time processing." *Ocean Engineering*, Vol. 20, No. 5, 459-474.
- Wang, D. W. (1990). "Estimating wind direction from a small discus buoy." in *Proc. of Marine Instrumentation90*, San Diego, 168-177.
- Wang, D. W. (1992a). "Estimation of wave directional spreading in severe seas." in *Proc. of 2nd International Offshore and Polar Engineering Conference*, San Francisco, Vol. 3, 146-153.
- Wang, D. W. (1992b). "Long-term directional wave statistics from NDBC buoy stations." in *Proc. of MTS92, Mar. Tech. Soc.*, 477-485.
- Wang, D. W. (1993a). "Field evaluation of NDBC's wave processing module-magnetometer-only version." NDBC technical report (in press).
- Wang, D. W. (1993b). "Field Data study on the hull-mooring dynamic response of NDBC discus buoys." CSC Technical Report (in preparation).
- Wang, D. W. and Carolan, R. (1991). "Estimation of swell direction by a small discus buoy in high seas." in *Proc. of 5th Conference on Meteorology and Oceanogr. of the Coastal Zone*, American Meteorological Society. 53-59.
- Wang, D. W. and Chaffin, J. (1993). "Development of a noise correction algorithm for NDBC buoy directional wave measurement system." in *Proc.*

- of MTS'93, Mar. Tech. Soc. 413-419.
- Wang, D. W. and Gilhousen, D. (1994). "Estimation of occurrences of high and steep waves off the California Coast," in Proc. of International Conference on Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering, Waterloo, Canada (in press).
- Wang, D. W. and Mettlach, T. (1992). "Halloween storm data observation from NDBC stations." in Proc. of 3rd International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Vol. 2, 71-88.
- Wang, D. W. and Mettlach, T. (1994). "Evaluations and applications of time series data from an NDBC pitch-roll buoy." CSC Technical Report. (in preparation)
- Wang, D. W. and Wilson, B. (1990). "Estimating ocean surface wind speed from a small discus buoy." in Proc. of MTS'90, Mar. Tech. Soc. 378-387.
- Wang, D. W., Teng, C. C., and Ladner, R. (1993). "Buoy directional wave measurements using magnetic field components." in Proc. WAVES'93 Symposium, New Orleans (in press)
- Wang, D. W., Teng, C. C., and Steele, K. E. (1989). "Buoy directional wave observations in high sea." in Proc. Oceans'89, Seattle, Mar. Tech. Soc. And IEEE, 1416-1420.
- Wang, D. W., Liu, A., Peng, C. and Meindle, E., (1994). "A case study on wave-current interaction near the Gulf Stream during SWADE." J. Geophysical Research, March.
- Wang, D. W., Chaffin, J. William, B., Mark, B., And Strahan, R. (1993) "Wave message for NDBC WPM directional wave measurement system." CSC Technical Report.

ON THE DATA PROCESSING OF BUOY WAVE MEASUREMENT SYSTEM

David Wei-Chi Wang

Computer Sciences Corporation

ABSTRACT

In-situ wave measurements from moored buoys provide vital information for marine weather forecasting, safety design of offshore structures, calibration and verification of numerical models, wave climate study, development of remote sensing techniques, and coastal zone management and development. In this paper, an overview of the data processing of an operational buoy wave measurement system is presented. This paper introduces and discusses buoy wave measurement theory, derivations and computations of directional wave spectrum and wave parameters, procedures for data processing, and automation of data quality assurance.

美國作業單位暴潮模式之評介

陳 傑

美國氣象局

摘 要

近年來美國暴潮的作業模式已進入成熟的階段，模式簡稱 SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricane)，有刻畫實際淹水景況的能力，包括了海灣海水倒灌、河道、堤防越頂與漫灘等等。由過去多年來暴風過後資料的分析，亦證實其計算的可靠性。然而，由於今日在風暴過境前，暴風參數的預報仍欠精確，暴潮的預報不宜僅賴單一的暴風的路徑預報。因此，SLOSH 模式已轉用於疏散計畫研究的工具，便於有關單位在暴風來襲前有效的完成防災作業。

一、前 言

美國氣象局採用數值模式作熱帶風暴潮預報已有廿餘年。在70年代，模式計算僅限於海岸線外的水域 (Jelesnianski, 1972)，就是假定有一高牆立在海岸線上，海水能堆上牆前，但不能穿透。這樣的模式如用於合於條件的海岸線上，對最高水位值增加的估計仍頗有價值，這是由於暴潮的動力仍以大陸坡上的淺水效應為重。建立暴潮模式首要有風力場模式。傳統上，熱帶氣旋仍採用參數模式；即是決定於中心氣壓，最大風速半徑與進行速度。美氣象局風力場的一未定係數是用了一組歷史最高水位的觀測值來調整。這是由於在60年代，氣象局曾在暴潮觀測資料上作了一番努力 (Harris, 1963)。如此之下，風力場模式與暴潮模式變成相互不可分割，否則不能保持預測值的穩定性。

到了80年代，氣象局推動海灣與內陸漫灘的模式，尤其是針對於重點海灣與較低的近海陸地，因為70年代的模式無法獲得正確的估計值。這模式簡稱 SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes) (Jelesnianski, et al, 1992)。此模式可以對複雜的海灣與陸地上作精細的運算

。由於採用了連續性變化的網格，可由小網格間距用於內陸，延伸至大網格間距至大陸坡邊界，達成灣內灣外雙方向的交互作用的計算。

但是，目前熱帶氣旋的路徑預測精確度有限，登陸點在廿四小時內預測，平均誤差仍在±100海哩(依據國家暴風中心的正式預報)。如用 SLOSH 模式以"單一"的路徑預報作暴潮預報是很不明智的。因為，根據 SLOSH 的計算，少許的路徑錯誤，可以造成極不同的結果。譬如，氣旋在港灣左側或是右側登陸，灣內有些地區暴潮值是天遠之別，1989年的 Hugo 暴風即是一實例。由此緣故，模式的應用方式改為疏散計畫的研究工具。利用多種假想風暴的模擬，模式可以推算出對某地區精細的資料庫，模擬可依路徑、強度、進行速度分類，以探討出不同淹水的嚴重性，加上沿海人口的分佈，交通狀況研究，更可供防災人員全盤防災計畫的參考。

二、變化網格

為了考慮灣內、灣外的交互作用，變化網格間距的計算網格是不可避免的。現今有許多熱門的變化網格間距的方法，譬如有限元素法 (Finite Element Method)，套網格 (Telescoping Grids)

等。但是爲了顧慮到複雜的淹水程序，SLOSH 保守的選擇了極簡單的極坐標扇形網格，後來繼續延伸成橢圓與雙曲線網格，如圖1。轉換方程由複變函數表示如下：

$$Z=R\left(W+\frac{r}{W}\right), W=e^{\zeta}, Z=x+iy,$$

$$\zeta=P+iQ, R>0, -1\leq r\leq 1.$$

當 $r=0$ ，爲極坐標， $-1< r < 1, r\neq 0$ ，爲橢圓坐標； $r=\pm 1$ ，爲雙曲線坐標。 ζ 是計算平面， $P=m\Delta\theta$ ， $Q=n\Delta\theta$ ， $\Delta\theta=\text{常數}$ 。 Z -平面爲定義在一正切於地球上一點（某灣口附近）的平面。網格由不斷調整 R 、 r 值而定。設計網格不僅要考慮精細的淹水計算，更要顧到外海邊界條件影響的問題。如果資料來源爲水深圖或地貌

圖，製網格的軟體可幫助取值工作的繁累。目前已完成的區域網格含蓋所有墨西哥灣與大西洋在美國的海岸線，如圖2。

三、漫灘與海水倒灌

這部份也是模式最複雜的一環，資料的結構與程序的串寫往往是相互關聯，並且又與數值差分法不可分割，簡單的描述如後。

當陸地開始被淹或防洪堤被越頂，新網格點系統就開始引進，普通稱之移動邊界（Moving Boundary）。模式採用質量不變原則，而動量方程極度簡化，由於太多複雜的地貌是無法一一考慮，風應力須急速降低，以避免產生薄片流

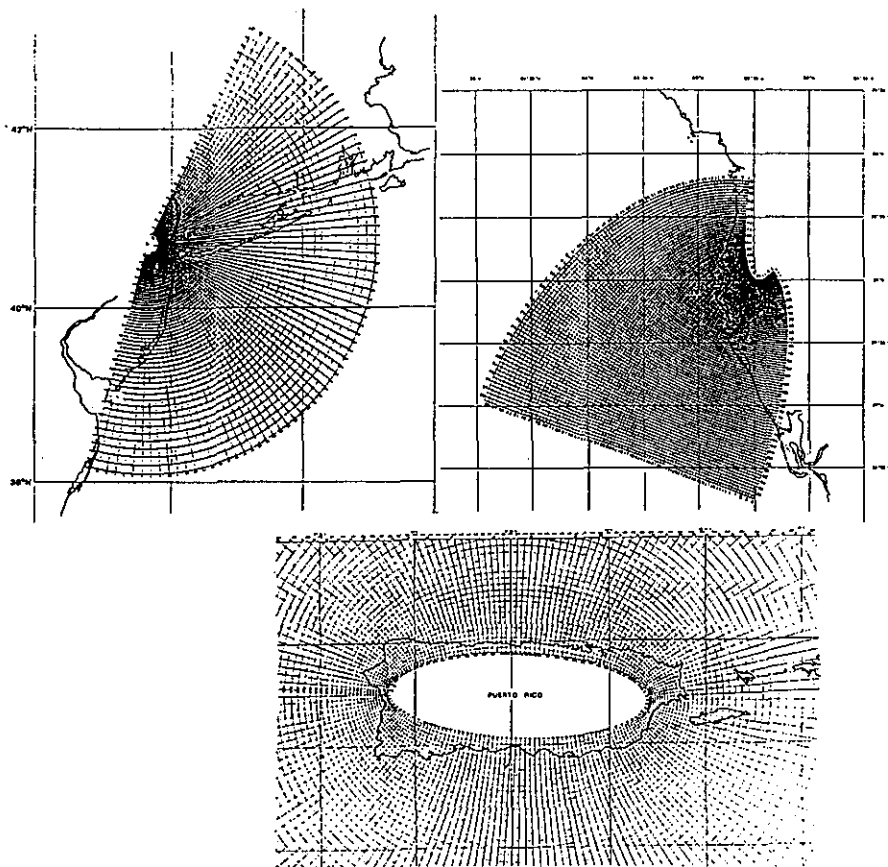


圖1 幾種模式網格

SLOSH BASINS

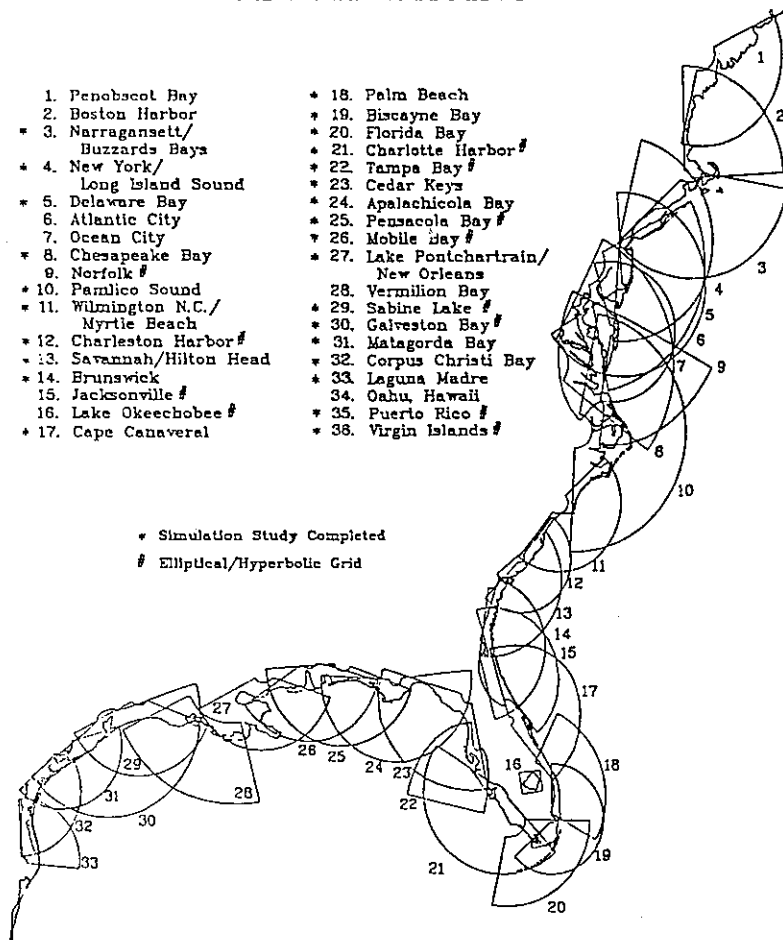


圖2 SLOSH作業化的區域

(Sheet flow)，由於不規則陸地，河川資料產生的雜訊，也必須平滑掉。

設計模式用的地貌 (Terrain features) 以圖3為例：(a)梯階式的地面，(b)阻擋水的堤防，(c)缺口的牆，(d)單網格的河道，(e)次網格的河道。阻擋水的牆高，河道水深，岸高皆需輸入。設計這些資料不需過煩，以考慮主要與外海有交互作用的重點為要。

陸地上如有密集的樹林，譬如南佛羅里達的海岸線上的Mangrove叢林，對風有很大的消減力，如此，淹水就被重力流所控制。淹水又受風

暴移動快慢影響，由於重力流較風力影響為緩。模式以經驗參數印證觀測資料而調整。

這些資料要逐年更新，因為許多人為的建設與天然改變，所以維護與更新的工作相當煩雜，但是不可缺少的工作。

四、基準面的問題 (Datum Planes)

要作漫灘計算，首先要統一海水與陸地資料的基準面，在美國，水深與陸地面高度的參照基準面是不一致。水深一般採用平均低潮面 (MLW)，而陸地上採用國家地面垂直基準面 (National

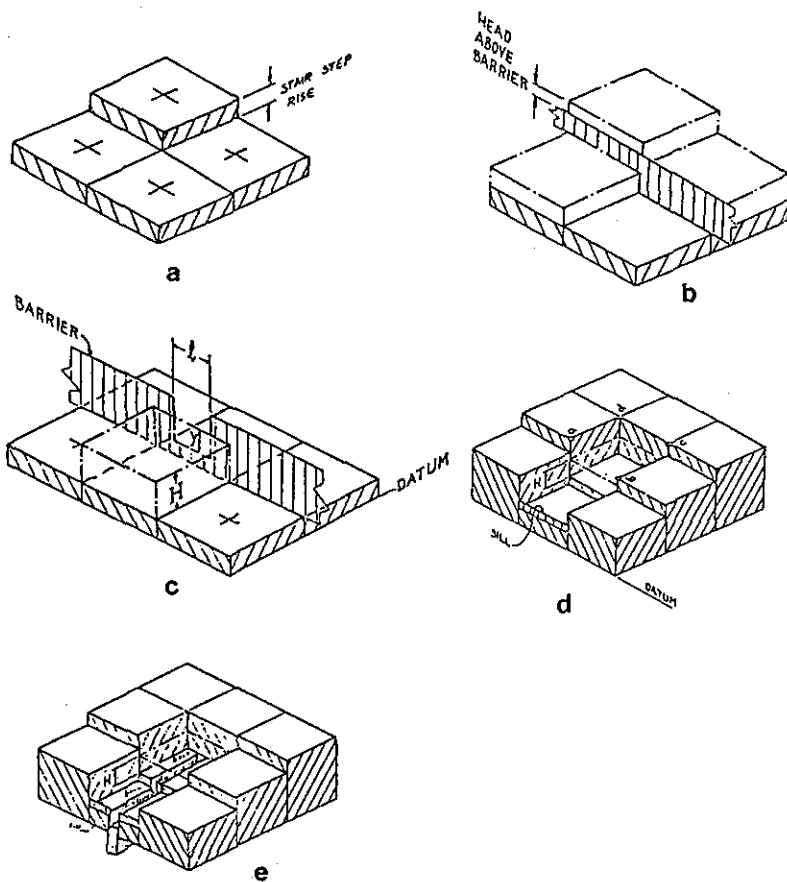


圖3 處理漫灘、越頂、河流倒灌的地形

Geodetic Vertical Datum of 1929)，或稱 NGVD，沿海水位站都可以訂正至 NGVD。SLOSH 因以計算淹水為重，故採用 NGVD 為統一化的基準面。雖然如此，許多地區抽用地下水之故，以至地面下陷，許多參考點（Bench Mark）已失去原來的作用，自然決定淹水及越頂與否成了問題，正確高度須靠重新測量而定。海陸的基準面相關性表示如圖4。

五、風暴模式與海面風力場

SLOSH 海面風場分兩部份：(一)用於海岸線以外的水域稱“海風”，(二)用於海灣內與淹水地區稱“湖泊風”。“海風”來自早期外海模式（SPLASH, Special Program to List the Amplitudes of Surges

from Hurricanes)(Jelesnianski, 1972)。熱帶氣旋海面風場由數個氣象參數而定：(一)中心氣壓與外圍氣壓之差（Pressure Drop），(二)最大風速半徑，(三)中心運動速度。最大風速位於運動方向的右側，海面風應力以下面的公式

$$C_D \frac{\rho_a}{\rho_w} |\vec{w}| \vec{w}$$

\vec{W} 是風向量； ρ_a ， ρ_w 是空氣與水的密度； C_D 是“Drag Coefficient”。模式選取一經驗數值， $C_D (\rho_a / \rho_w) = 3 \times 10^{-6}$ 。這數值是取自43歷史暴風的“最高”暴潮觀測值與計算比較 Best-Fit 方式（Jelesnianski, 1972）。所以這個常數連接風場模式與暴潮模式以達成作業模式的守恆性，尤其是在控制最高暴潮值上。

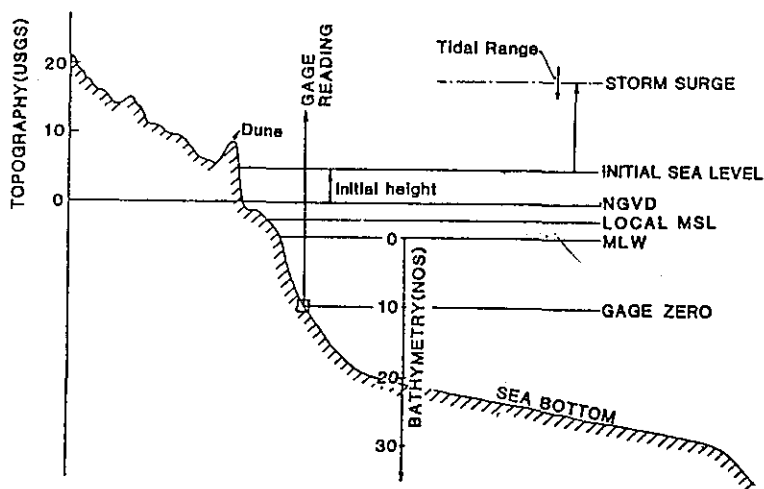


圖4 基準面

在海岸線內的水域，暴風的軌跡部份遭受陸地的干擾，而使風速減低，夾角加大，稱之為"湖泊風"。此風的調整對灣內潮漲與漫灘計算很重要。圖5是以訂正外海風模式的摩擦參數作為"湖泊風"模式。資料調整來自1949的風暴路徑佛羅里達州的OKeechobee湖北方，正巧在一年前美國陸軍工程部設立了一風與潮位觀測網，其密度與暴風的相對位置，至今仍不易獲得，由模式對此事件對風與水位共同的模擬，定下"湖泊風"的參

數。詳細比較，請見Jclesnianski, et al (1992)。

由於SLOSH風場模式調整的參數，都與暴潮觀測值有關，我們無法分割兩個模式，否則就必須重新調整參數。依過去經驗，替換風場對暴潮計算值的改變是相當可觀的，而固定風場，替換暴潮模式造成計算值的不同是遠比前者為小。所以如果要進一步的改進風場模式，必須同時具有一個充足的暴潮觀測資料，否則 SLOSH模式的守恆性就被破壞了。

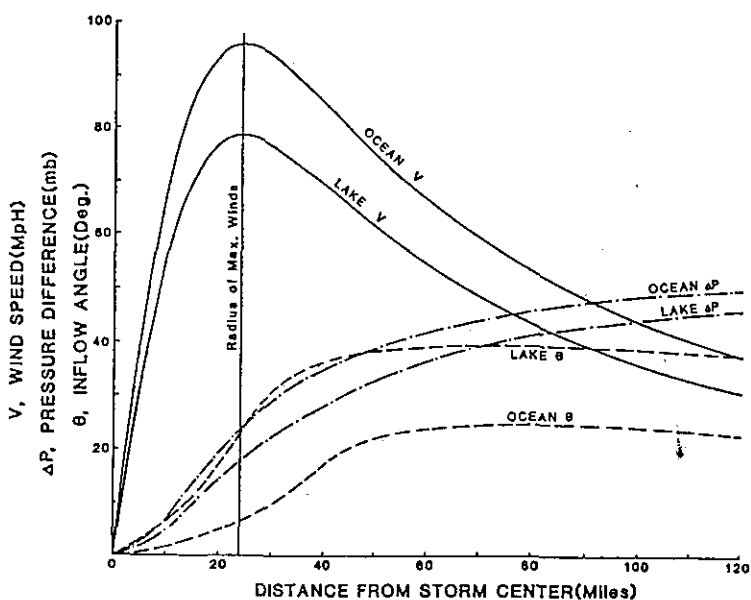


圖5 SLOSH模式的"外海風"與"湖泊風"

六、模式的驗證

為比較暴潮觀測值與模式計算，首先要考慮風暴參數資料的可靠性，由於不同地區資料收集，在風暴過後仍然有不同精確度。今日美國在暴風登陸前，仍以飛機穿眼資料 (air reconnaissance) 最佳，登陸後可用地面資料分析，中心氣壓的觀測值誤差不超過數毫巴 (mb)。而路徑，如採用「Best-track」往往在登陸點上有不少的誤差，這是根據氣象偵察機、雷達與地面資料總結的分析。(Ho, 1986)。其次是最大風速半徑，目前最方便用雷達顯示的雲帶 (Cloud Band) 決定，假定最大風速約在最強對流圈的外圍。目前也可由氣象偵察機在飛行高度測出的風速決定。如果風暴參數無法精確的定出，自然無法過度要求暴潮驗證的精確，否則失去客觀性。

暴潮的觀測資料主要要賴兩種：(一)潮位站的連續測值，(二)靜止最高 (記號) 水跡 (Still High Water Mark)。這兩種都能把高頻率的波浪影響除去。下一步即是如何將天文潮自總潮位中除去，定義為暴潮。此處驗證資料採用大部份為墨西哥

灣的風暴，因當地天文潮潮差僅在一兩呎上下。雖第一種在一定點觀測到連續的時間的變化，然而第二種資料可以表達暴潮隨空間的分佈 (尤其可找出最大增水位的地區)。靜止最高 (記號) 水跡來自於風暴後的現場測量，譬如在被水淹的屋內牆上可找到水跡，然後訂正至海平面，缺點是這數值往往包含了當時的天文潮，而無法被除去。

SLOSH 模式曾為每一區域作驗證，不在此詳細討論。僅以總括性的比較結果顯於圖6。比較根據於570個觀測值，包括十二個風暴 (DONNA 算兩次，由於登陸不同地點)，九個模式區域的計算。其中潮位站資料僅占 10% 左右，模式本身參數不是每一區域作單獨調整，此為統一化的參數模式。根據圖6中，顯示誤差均在20%以下。

七、總 結

美國暴潮作業模式採用參數化風場是相當仰賴經驗性的調整，由於利用了充裕的岸上暴潮觀測值。雖然此法不能幫助理論研究作進一步突破，但仍能在作業上有效的發揮其功能。一般看

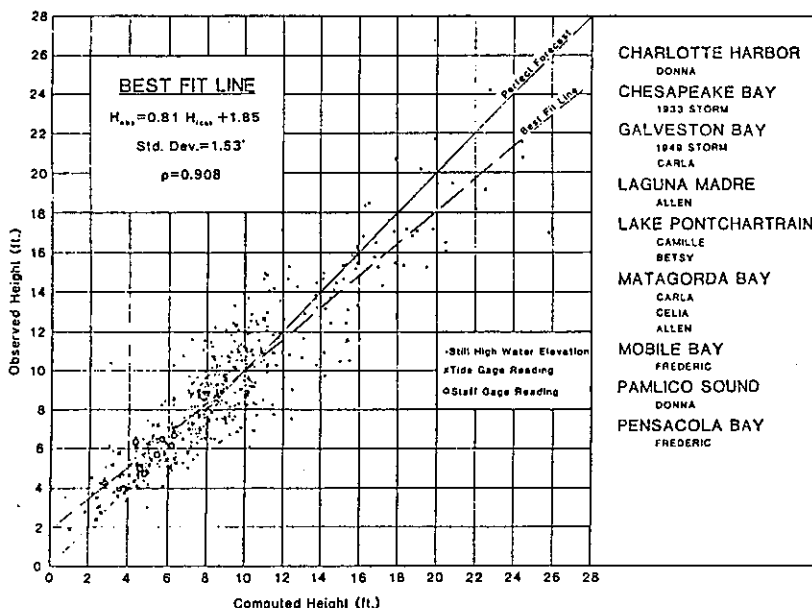


圖6 總括的測值與計算值的比較

來，熱帶暴風參數預報的精確度，在短期內難有極大的改進，暴潮預報技術也會滯留不進。另觀溫帶氣旋所造成的暴潮，因為近日海面風場的模式預報開始突飛猛進，暴潮預報可望得到技術上的突破。換言之，就是暴潮模式可直接採用模式供應的風場預報作預報。

至今，SLOSH模式已改用在建立想風暴的資料庫，以指出該區域淹水的潛在性（Floud potential）。如此在暴風來前，可作最明智的決策。

八、參考文獻

- Jelesnianski, C. P., 1972 : SPLASH (Special program to list the amplitudes of surges from hurricanes) : I. Landfall storms. NOAA Technical Memorandum NWS TDL-46, National Oceanic and Atmospheric Administration, U. S. Department of Commerce.
- Jelesnianski, C. P., Jye Chen, and W. A. Shaffer, 1992 : SLOSH : Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes, NOAA Technical Report NWS 48, National Oceanic and Atmospheric Administration, U. S. Department of Commerce.
- Harris, D. Lee, 1963 : Characteristics of the hurricane storm surge, Technical Paper No. 48, U. S. Weather Bureau, U. S. Department of Commerce.
- Ho, F. P., R. W. Schwerdt, and H. V. Goodyear, 1975 : Some climatological characteristics of hurricanes and tropical storms, Gulf and East coasts of the U. S., NOAA Technical Report NWS 15, National Oceanic and Atmospheric Administration, U. S. Department of Commerce.

ON THE OPERATIONAL STORM SURGE MODEL IN THE UNITED STATES

Jye Chen

National Weather Service

ABSTRACT

In the recent years, the operational storm surge model in U. S. has reached a mature stage. The model, referred as SLOSH (Sea, Lake, and Overland Surges from Hurricanes), is capable of portraying the surge flooding conditions, such as the intrusion of seawater into bays and rivers, overtopping levees, and over-land flows. From the past years, the analyzed data after the storm event has shown the model's reliability in surge computations. However, because today's storm track forecasts lack the needed accuracy, it is unwise to rely on a single track forecast for the storm surge forecast. Therefore, this model has been used as studying tool on evacuation planning instead, so that the concerned agencies can effectively perform the disaster prevention operations.

Key words: Storm surge model, SLOSH, overtopping levees, disaster prevention operations.

衛星遙測在海象應用之評介

劉安國

美國太空總署哥達太空飛行中心

摘要

人造衛星有能力測量海洋因素對氣候的影響，以及其他用途有如漁場、航運、海防以及污染處理。各種遙測儀器可以測量海面風速、海浪波譜、海面溫度、水色、洋流與海冰密度。人造衛星時代的來臨，使區域性和大尺度的海洋資源的演變都可以一目瞭然。

人造衛星所用遙感計可分兩類：被動的和主動的。被動的遙感計接收自然從海面輻射的強度。被動遙感計掃描人造衛星下的海面大約數百公里寬度。衛星影像可用來分析水面特性，如水溫（用高密度紅外線輻射計，AVHRR），水色（用海岸水色計，CZCS），海冰（用輻射計，Radiometer）。主動的遙感計送出微波信號，並測量從海面反射回來的信號強度。由反射回來信號的時差及特性，可以分析出海面的資料，例如海面風速（用散射計，Scatterometer）、海浪（用合成孔徑雷達，SAR）以及洋流（用高度計，Altimeter）。微波遙感計可以穿透雲層，所以對日夜全天候應用十分重要。

一、前言

台灣四面環海，海洋資源豐富，中央氣象局海象中心的成立可以說明海洋觀測和預報的重要性。人造衛星以海洋氣象應用方面的太空計劃在1990年代不勝枚舉，例如SPOT-2（法國）、MOS-1B（日本）、ERS-1，ERS-2（歐洲）、JERS-1（日本）、TOPEX（美國）、SeaWiFS（美國）、RADARSAT（加拿大）、ADEOS（日本）、EOS（美國）等。

中華民國在海洋遙測應用方面，主要開始於利用人造衛星資料從Landsat和SPOT對海岸環境測試、熱/污水監視、以及海浪、水溫的分析。台灣省水產研究所（TFRI）利用NOAA人造衛星紅外線輻射計影像資料得到水面溫度變化用於追蹤漁群。水面溫度變化也用於研究黑潮（Kuroshio）的走向與變化（尤其在台灣東北角海面）。由於雲層的影響，水面溫度資料用於台灣東部海面十分有限。

中央大學已完成地面接收站，並正式開始接

收 Landsat，SPOT，以及 ERS-1 合成孔徑雷達（SAR）資料。美國寬視野水色掃描儀（SeaWiFS）將於1994年夏季升空，其水色資料也將由台大、基隆水產所等地接收。國科會太空計劃室也將於1997年放射第一顆科學衛星（ROCSAT-1），上面將載有水色影像計（Ocean Color Imager）（參閱劉作騰論文，Liu, 1993）。

人造衛星以及地面接收站的來臨，使台灣區域性的海象資料可以即時應用於海洋測量和預報。人造衛星所得水面溫度和海浪資料配合海面測量資料，可以輸入區域性數值模式（Numerical Model）做海象預報之用。

二、海象與遙測儀器

海洋物理變數和海象能夠由人造衛星遙測儀器計量測出來的有用資料可以總結如圖1。對每種海象，在此簡單地介紹主要的遙測儀器及所需海面資料。

(一) 水流

大尺度洋流造成的水面壓力，可以使大尺度

海水面高度 (Topography) 起變化。海面高度變化由數十公里到整個海洋盆地。這些海面高度可由人造衛星上的高度計 (Altimeter) 來測量。由高度計雷達信號送出與海面反射回來的時差，可以算出海面高度，再反算出水流速度。水流亦可由高密輻射計 (AVHRR) 測量出來。由兩張隔天所得的高密度輻射計影像上，海面的中尺度特徵 (例如渦流、鋒面) 在短時間的移動，可以計量出水流對流的速度。

(二) 海浪

大尺度海浪高度可由高度計 (Altimeter) 來測量，但無法知道海浪的波長和傳達方向。海浪波譜可由合成孔徑雷達 (SAR) 來分析，由於高密度 (25m Resolution)，非常適用於區域性應用。合成孔徑雷達的海象應用將由第四章仔細討論。

(三) 風場

散射計 (Scatterometer) 是專門設計用來測量風場的遙測儀器。由海面信號反射強度可測量風場 (風速及方向)，因為海面風浪 (數公分波長) 是由當地局部的風場所決定。另外輻射計 (Radiometer) 和高度計 (Altimeter) 亦可用來測量風速但 (但無法測風向)。

(四) 海冰

大尺度海冰及冰河變化可由高度計 (Altimeter) 來測量。可見波長、紅外線和微波輻射計 (Radiometer) 在無雲層狀況下，可用來觀測海冰，並得到海冰表面溫度和海冰密度。海冰種類和海冰密度亦可由合成孔徑雷達 (SAR) 來分析。

(五) 水色與海面溫度

將由下章分段仔細討論。

三、水色與海面溫度

水色 (Pigment) 可由海岸水色掃描儀 (CZCS) 來測量，但需要地面資料來補助 (Park et al., 1991)。圖2顯示由海岸水色計從美國 NIMBUS-7 號人造衛星於1981年10月8日收到的台灣附近水色影像。從影像上可以看到台灣，黑潮邊緣 (在台灣東北角) 和黑潮入侵到台灣海峽。黑潮經巴士海峽進入南中國海以及流入台灣海峽的海象一直尚未斷論。但是由此影像可看出黑潮似乎進到台灣海峽南半邊。在台灣海峽北部，由水色密度顯示黑潮消失。高密度水色由中國大陸東南方沿海向南再向東展出，十分醒目 (Elrod, 1990)。

海面溫度 (SST) 可由高密度輻射計 (AVHRR) 來

海 象

遙 測 儀 器

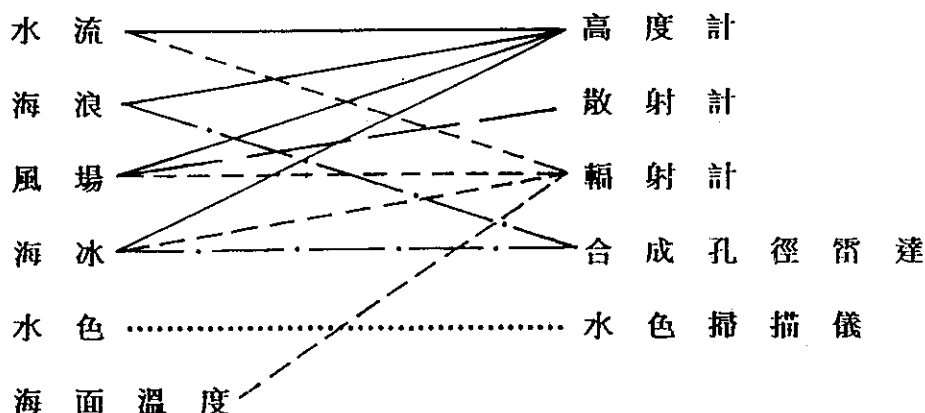


圖 1. 各種遙測儀器對海象的應用。



圖 2. 海岸水色計(czcs)所顯示台灣附近水色(Pigment)1981年10月8日。



圖 3. 高密度輻射計(AVHRR)所顯示台灣附近海面溫度(SST)1981年10月8日。

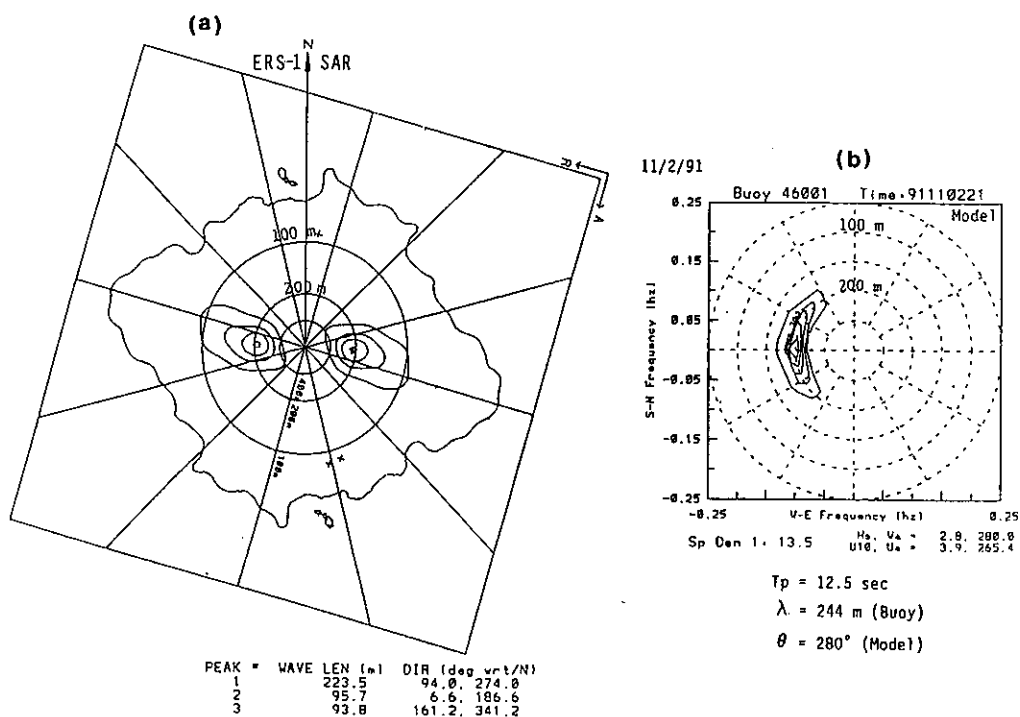


圖 4. 歐洲ERS-1合成孔徑雷達譜(SAR)、浮標(Buoy)和數值模式(Numerical Model)所得海浪譜(Wave Spectrum)的比較，1991年11月2日。

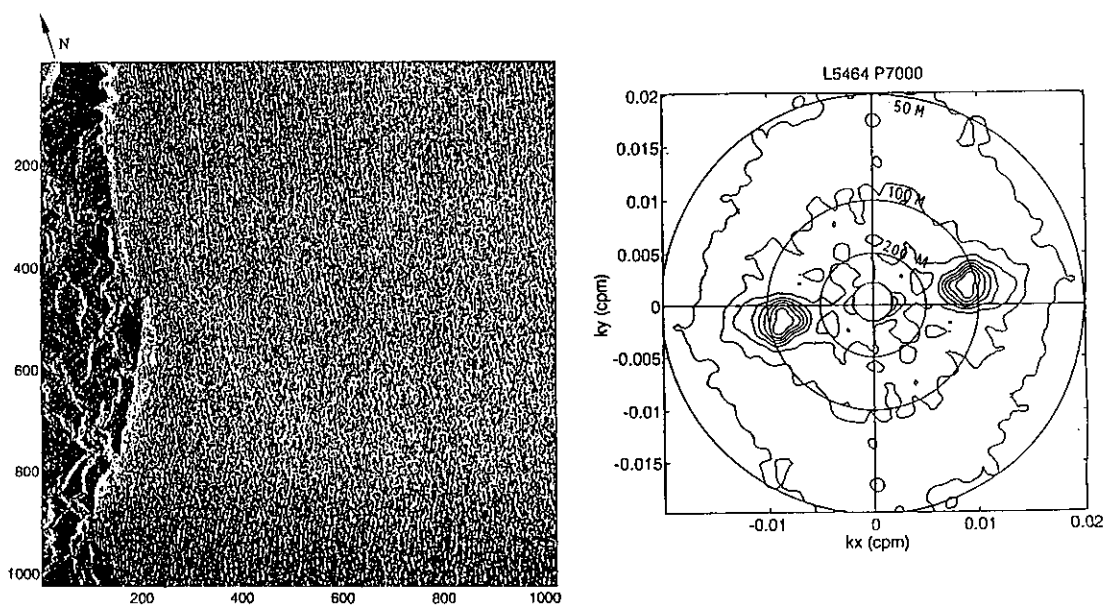


圖 5. 歐洲ERS-1合成孔徑雷達(SAR)，在花蓮附近所收圖像及分析出來的海浪譜，1992年10月21日。

測量。圖3顯示高密度輻射計從美國 NOAA-7 號人造衛星收到在台灣附近海面溫度影像（於同一日如圖2）。在海面溫度影像，較高溫的黑潮在較黑的區域中顯出來。從此影像也可以看到台灣東北角的黑潮邊緣，和黑潮入侵到台灣海峽南半邊。如果與圖2水色影像比較，中國大陸東南方沿海的高密度水色區正好與海面溫度影像中（圖3）的冷水區（較白的區域）相吻合。從這兩張影像圖片可以看出，黑潮的邊緣並不平靜，而是有許多突出變化，湧升流，渦流，並和海架環流交互作用（Elrod, 1990）。

四、合成孔徑雷達的海象應用

合成孔徑雷達（SAR）所收集到的海面圖像可以用來觀測海浪、風場信號、海洋鋒面以及渦流等現象（Fu and Holt, 1982；Hasselmann. et al., 1985; Liu and Peng, 1993）。中尺度的鋒面、渦流，對漁場有很大的影響。由於沿岸地區多受雲層干擾，所以用合成孔徑雷達來追蹤偵查漁場受洋流變化的影響非常有效（Schumacher et al., 1991）。海浪對海洋和海冰的交互作用十分重要（Liu et al., 1991）。而合成孔徑雷達的高密度（25m Resolution）最適合用於海浪的測量。

圖4a是用歐洲 ERS-1 合成孔徑雷達（SAR）資料在美國阿拉斯加灣所測出的海浪波譜（Wave Spectrum）（1991年11月2日）。從此波譜可見主波長223.5m，向 274° 方向（從北方）方向傳播。為了瞭解合成孔徑雷達的可靠性，浮標（Buoy）和數值模式（Numerical Model/WAM）的結果（由陳炫杉手稿提供）可用來比較如圖4b。浮標和數值模式所得海浪波譜顯示主波長244M，向280° 方向傳播。可見合成孔徑雷達波譜可用於主波觀測，但是波高需要一定點浮標資料來定值，則全區域的海浪資料（主波長、波高、方向）都可以使用了。

圖5是用歐洲 ERS-1 合成孔徑雷達（SAR）在花蓮附近所收圖像及分析出來的海浪波譜（1992年10月21日）。主波由東方傳來，波長大約 111m，與花蓮港附近浮標所測波長 114m 十分接近（由梁乃匡教授手稿提供）。浮標所測波高約 2.15m

。由於合成孔徑雷達經過台灣上空時間有限（最多三天一次），所以必須推展海浪預報數值模式。合成孔徑雷達（大面積）和浮標（長時間）資料可用於數值模式的初始輸入資料，並且比較、引導數值模式的長期預報結果。

五、結 論

結論摘要如下幾點：

1. 中央大學人造衛星地面接收站在1993年開始收到 LANDSAT、SPOT及 ERS-1 合成孔徑雷達（SAR）資料。
2. 合成孔徑雷達資料可用來觀測海浪及環境污染。
3. 高密度輻射計（AVHRR）可用來觀測海面溫度變化。
4. 中央氣象局海象中心於1993年成立，並推展海浪預報數值模式。
5. 美國寬視野水色掃描儀（SeaWiFS）將於1994年升空，可用來觀測水色及漁場。
6. 國科會太空計劃室將於1997年放射載有水色掃描儀的科學衛星。
7. 學術界和工業界應多參與國際人造衛星太空計劃。

衛星太空計劃所需經費浩大，所需人才頗眾。所以必需要政府及工業界的長期支持及委任（Commitment）。太空遙測的發展及應用可以提高國家科技水平和培養國內科技人才，也是一項有遠見的最佳投資。

六、參考文獻

- Elrod, J., 1990, "A Survey of Remote Sensed Data of the Coastal Waters off Eastern China and Japan", *Marginal Seas and the Kuroshio: An Assessment of Mutual Impact*, Y. Hsueh, Editor, Report of Florida State Univ.
- Fu, L.-L. and Holt, B., 1982, "Seasat View Oceans and Sea Ice with Synthetic Aperture Radar", JPL Publication 81-120, Pasadena, CA, 200pp.
- Hasselmann, K., Raney, R. K., Plant, W. J., Alpers, W., Shuchman, R. A., Lyzenga, D. R., Rufenach,

- C. L. and Tucker, M. J., 1985, "Theory of Synthetic Aperture Radar Ocean Imaging: a MARSEN view", *J. Geophys. Res.*, 90, 4659-4686.
- Liu, A. K., B. Holt and Vachon, P. W., 1991, "Wave Propagation in the Marginal Ice Zone: Model Predictions and Comparisons with Buoy and SAR data", *J. Geophys. Res.*, 96, 4605-4621.
- Liu, A. K., P. W. Vachon and Peng, C. Y., 1991, "Observation of Wave Refraction at an Ice Edge by SAR", *J. Geophys. Res.*, 96, 4803-4808.
- Liu, A. K., and C. Y. Peng, 1993, "Synthetic Aperture Radar for Ocean Applications", *Proceedings of Symposium on Remote Sensing in Environmental Research and Global Change, Environment 93*, 167-172, M. Fang and A. Liu, Editors, Commercial Press.
- Liu, C.-T., 1993, "Remote Sensing in Oceanographic Research in TAIWAN", *Proceedings of Symposium on Remote Sensing in Environmental Research and Global Change, Environment 93*, 167-172, M. Fang and A. Liu, Editors, Commercial Press.
- Park P. K., J. A. Elrod, and Kester, D. R., 1991, "Applications of Satellite Remote Sensing to Marine Pollution Studies", *Chemistry and Ecology*, 5, 57-73.
- Schumacher, J. D., W. E. Barber, B. Holt and Liu, A. K., 1991, "Satellite Observations of Mesoscale Features in Lower Cook Inlet and Shelikof Strait, Gulf of Alaska", *NOAA Technical Report ERL-445-PMEL 40*, 18pp.

SATELLITE REMOTE SENSING FOR OCEAN APPLICATIONS

Antony K. Liu

NASA/Goddard Space Flight Center

ABSTRACT

Satellites have demonstrated a remarkable ability to measure ocean variables critical to climate as well as other national concerns including fisheries, transportation, defense, and waste disposal. Different types of sensors can measure: sea surface wind, ocean wave spectrum, sea surface temperature, ocean color, ocean topography/current, and sea ice concentrations. With the advent of satellite, the synoptic data on ocean properties and processes at regional and larger scales can be obtained. Satellite instruments can be divided into two categories of sensors: passive and active. Passive sensors record the intensity of natural radiation either emitted or reflected from the surface of the ocean. They generally scan the surface to observe an area beneath the satellite some hundreds of kilometers wide. The images obtained are used to infer surface characteristics such as temperature (AVHRR), color (CZCS), and the presence of ice (radiometer). Active sensors transmit pulse of microwave energy and then measure properties of their reflections from the ocean surface. The time delay and the characteristics of the returned pulse are used to provide information about the ocean surface such as winds (scatterometer), waves (SAR), and topography/currents (altimeter). Microwave sensors are able to penetrate clouds and thus have the important capability to operate night and day under all-weather conditions.

WAM 模式之評介

陳 炫 杉

美國海洋和大氣總署，氣象中心，海洋預測組

摘 要

我們利用WAM模式和美國氣象中心的預測風場來進行全球海面波浪預測。WAM模式是屬於第三代波浪模式。它具有比較完備的非線性波與波之間的能量傳遞作用和新近的Janssen波能輸入。我們已將WAM模式預測的波浪和浮標觀測數據以及其他波浪模式預測的波浪進行比較驗證。結論是，WAM模式預測的指示波高都優於其他的模式，並且與浮標的觀測數據相當吻合，只是在極高波高有低估的現象。WAM的頻率波譜和方向波譜也都相當的合理。WAM模式的程式若在Cray-YMP計算機上使用，24小時的波浪預測只須用CPU 4分鐘不到的時間。

一、緒 言

準確瞭解和預測海上波浪的消長演變對海洋預報、海事規劃、海洋和大氣相互作用的研究、海洋工程和海岸工程都極為重要，在過去五十多年中，人們預測波浪的方法，已從經驗公式法(Empirical Formula)，例如SMB指示波法(Sverdrup and Munk 1947, Bretschneider 1958, Shore Protection Manual 1984)，PM波譜法(Pierson and Moskowitz 1964)，JONSWAP波譜法(Hasselmann et al. 1973)，發展到現在利用波能傳遞方程式(Radiative Transfer Equation)為基本方程式的波浪數值模式(SWAMP Group 1985)。目前最先進的波浪模式已進入所謂的第三代波浪模式，WAM模式即是其中之一，雖然這些計算繁複的先進波浪模式，已使波浪預測達到相當準確的水平，但是波浪模式中的物理過程還是不夠完美健全，使人對於模式的一般性存有疑慮。我們都知道“無風不起浪”，但對於波浪的傳遞和消長過程，依然所知不全。在目前的波浪模式中，僅包括下列的物理過程：即波浪的傳播(propagation)、淺化(shoaling)、折射(refraction)和波能來源項(source terms)。其中波能來源包括風能輸入(wind generation)，

非線性作用的波與波之間波能傳遞(nonlinear wave-wave energy transfer)和波能消耗wave dissipation)。在這些作用中，我們對風能輸入和波能消耗所知有限，只能採用經驗公式，其實這兩項的物理過程是相當的深奧微妙，目前還是被廣泛研究的項目之一，所以目前的波浪模式還是有待繼續研究改進。除此之外，還有一些已知的物理過程，例如波浪的繞射(diffraction)，波浪和水流的相互作用(wave-current interaction)等，還未被納入模式中，原因不外是對其物理過程不清楚，或是不知如何才能有效的納入，或是屬於次級效應(second order effect)即在實際情況下對模式的波浪預測影響不大，由此看來模式的缺陷在所難免。總而言之，波浪模式發展到現在的第三代模式，雖未達到完美無缺的階段，但其波浪預測的準確性已達到相當高的水平。近年來第三代的波浪模式不僅常用在波浪傳遞消長演變的研究，也用在合理的工程設計，由於超級計算機(super-computer)普遍推廣，第三代的波浪模式已逐漸取代陳舊的模式，成為新近作業化的波浪預報模式。

下文我們將簡述WAM模式的物理基礎與其預測波浪的比較驗證。

二、模式的物理基礎

WAM是取自Wave Model的簡稱，WAM模式原先由德國的Hasselmann發展出來的，後來經由以Hasselmann為首的WAMDI Group (The WAM Development and Implementation Group) 繼續不斷地在模式的物理過程和計算程式上加以修正改進 (The WAMDI Group 1988)。目前WAM模式已是第四修正版，Wamod Cycle 4 (Gunther et al, 1992)。WAM模式是用來預測波浪傳遞消長的演變，它是以波能傳遞方程式 (radiative transfer equation) 為基本方程式，

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial c_\phi E}{\partial \phi} + \frac{\partial c_\lambda E}{\partial \lambda} + \frac{\partial c_\theta E}{\partial \theta} = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (1)$$

式中 $E(\phi, \lambda, t, f, \theta)$ 為波能密度譜、 (ϕ, λ) 為緯度和經度座標、 t 為時間、 f 為波頻率、 θ 為波向、 $(c_\phi, c_\lambda, c_\theta)$ 為波浪在 (ϕ, λ, θ) 座標方向的波能傳播速度， S_{in} 為風傳遞到波浪的波能輸入通量 (flux)， S_{ds} 為波能消耗通量， S_{nl} 為非線性作用而產生的成份波之間的波浪能傳遞通量。

在不考慮水流的情況下，波能傳播速度為

$$C_\phi = \frac{d\phi}{dt} = \frac{C_g \cos \theta}{R} \quad (2)$$

$$C_\lambda = \frac{d\lambda}{dt} = \frac{C_g \sin \theta}{R \cos \phi} \quad (3)$$

$$C_\theta = \frac{d\theta}{dt} = \frac{C_g \sin \theta \tan \theta}{R} \quad (4)$$

式中 C_g 為波群速度，如在深水中的波群速度為 $C_g = g/(2w)$ ， g 為重力加速度， R 為地球半徑。

(一) 波能輸入通量

波能輸入通量 S_{in} 基本上採用 Snyder 公式 (Snyder et al. 1981) 再以水面上的摩擦速度 (friction velocity) u_* 代替原先5米高的風速 U_5 (Komen et al 1984)，去年更進一步，採用 Janssen 的風浪準線性理論 (quasi-linear theory, Janssen 1989, 1991) 加以修正。以往 S_{in} 僅假設為風速的函數而與波浪場無關，這是不準確的。Janssen 的理論說明 S_{in} 與風速和波生應力 (wave-induced stress) 都有密切的關係。因而波能的成長率與摩擦速度和粗糙高度 (roughness height) 有關。波能輸入通量為

$$S_{in} = \gamma_{in} w E(f, \theta) \quad (5)$$

式中 $w = 2\pi f$ 為角頻率 (angular frequency)，

γ_{in} 為波浪成長率

$$\gamma_{in} = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[\frac{U_*}{c} \cos(\theta - \phi) \right]^2 \quad (6)$$

式中 ρ_a 為空氣密度， ρ_w 為海水密度， c 為波速， ϕ 為風向。

$$\beta = \frac{\beta_m}{K^2} \mu \ln^4(\mu), \quad \mu \leq 1 \quad (7)$$

式中 K 為 Von Karman 常數， $\beta_m = 1.2$ ， $\mu = Kz_0$ 為無維臨界高度 (dimensionless critical height)，其中 K 為波數 (wave number)， z_0 為臨界高度 (critical height) 即在此高度風速等於波速，求臨界高度需要知道風廓線 (wind profile) 與粗糙高度 (roughness height) z_0 。

一般風作用在水波上的壓力可書為

$$\tau = C_d U^2(L) \quad (8)$$

式中曳力係數

$$C_d = \left[\frac{k}{\ln\left(\frac{L}{z_0}\right)} \right] \quad (9)$$

粗糙高度

$$z_0 = \frac{\alpha \tau}{g} \sqrt{1 - \frac{\tau_w}{\tau}} \quad (10)$$

式中 L 為距離波面的平均高度， τ_w 為波生產力

$$\tau_w = \rho_w \int \gamma_{in} w W E \cos(\theta - \phi) df d\theta \quad (11)$$

在實際應用上，波生應力的方向和風向是一致的。常數 α 的選擇為當在老風浪 (old wind sea) 的情況下，應力 τ 可導出 Charnock 關係式。

(二) 波能消耗通量

Komen 諸人 (Komen et al 1984) 根據 Hasselmann (1974) 的碎波理論 (white capping theory) 而導出的波能消耗通量為

$$S_{ds} = \gamma_{ds} E \quad (12)$$

$$\gamma_{ds} = \frac{1}{2} C_{ds} \langle w \rangle \langle k \rangle^2 \varepsilon^2 \left[\frac{k}{\langle k \rangle} + \left(\frac{k}{\langle k \rangle} \right)^2 \right] \quad (13)$$

式中常數 $C_{ds} = 4.5$ ，平均角頻率 $\langle w \rangle$ ，平均波數 $\langle k \rangle$ 和全波方差 (total wave variance) ε 為

$$\langle w \rangle = \varepsilon^{-1} \iint E(f, \theta) w df d\theta \quad (14)$$

$$\langle k \rangle = \varepsilon^{-1} \iint E(f, \theta) k df d\theta \quad (15)$$

$$\varepsilon = \iint E(f, \theta) df d\theta \quad (16)$$

由方程式(12)， S_{01} 和 E 是成準線性關係。由方程式(13)，波能消耗係數與波浪頻率的平方成正比。這些都附和Hasselmann的碎波理論。方程式(13)多加了一 K^2 的項用來平衡高頻率的波能。

在淺水中，模式還要加一項因水底摩擦而消耗的波能通量

$$S_{b1} = -\frac{r}{g^2 \sinh^2 kh} E \quad (17)$$

式中 $r=0.038\text{m/s}$ ， h 為水深。

(二)非線性作用的波能傳遞通量

由非線性作用而產生的成份波之間的波能傳遞通量 S_{n1} 是根據Hasselmann(1962)四個成份波的共振原理而導出的Boltzmann積分式(integral)，來計算這四個成份波之間的波能傳遞通量。Boltzmann積分式冗長而繁複，所以不抄錄於本文，Boltzmann積分式是六重積分計算費時甚久，一般不適合用於作業化的預報模式，在第三代模式中採用離散相互作用近似法(discrete interaction approximation)來計算Boltzmann積分式(Hasselmann et al 1985a, Hasselmann et al 1985b)。此法僅採用約20%的子集(subset)波浪共振組，因此計算速度快，其準確度也可達到90%。

在淺水中 S_{n1} 應修正為

$$S_{n1}(\text{淺水}) = R(Kh)S_{n1}(\text{深水}) \quad (18)$$

式中

$$R(kh) = 1 + \frac{5.5}{kh} \left(1 - \frac{5kh}{6}\right) \exp\left(-\frac{5kh}{4}\right) \quad (19)$$

雖然這種修正很不合波浪淺水中的共振理論，但在還沒有得到正確有效的淺水理論之前，我們姑且用之。

顯然，不僅上文所述的物理過程有待改進，而且還有一些已知的物理過程尚納入模式中，例如波能的繞射、波浪與水流的相互作用等等。雖然如此，WAM模式包括的物理過程都比其他模式優越，無怪乎目前WAM模式在研究上和工程上已被廣為使用。許多與海洋有關的單位也都逐漸採用WAM模式為作業化的波浪預測模式。

三、數值計算

我們利用美國氣象中心，每三小時的分析風

場(analysis winds)和每三小時的預報風場(forecast winds)分別輸入WAM模式，計算24小時的全球海面波譜追報(hindcast)和72小時的全球海面波譜預報(forecast)。自從1991年11月起每天進行這種預測(prediction)計算。數值計算的海域緯度從南緯67.5度到北緯77.5度，經度從0度到360度，包括三大洋的海面。計算的空間精度(spatial resolution)為2.5度，時間精度(temporal resolution)為20分鐘，波譜區分為25個頻率，最低頻率為0.042Hz，相鄰頻率的比值為1.1，波向區分為12個方向，每個方向區為30度。

WAM模式應用有限差分法(finite difference method)求解。在方程式(1)中，平流傳播(advection propagation)的部份採用迎風差分(upwind difference)，波能來源項則採用隱含二階中心差分(implicit second order centered difference)。迎風差分法雖然計算較快，但它產生顯著的數值耗散(numerical dissipation)因而影響波能來源項的準確性，這是模式急須改進的項目之一(Chen 1992, Tolman 1992)。

WAM模式不僅具有比較完整的非線性作用的成份波之間的波能傳遞，而且在計算過程中，對每一個時間算出的波譜不加任何限制，這是第三代的模式的特徵和優點。

WAM模式使用Cray YMP超級計算機來執行運算，快速又有效率，24小時的波浪預測只須CPU 4分鐘不到的時間。但若使用Cyber 205超級計算機來執行同樣的運算就要花費CPU 20多分鐘的時間(Chen 1991, 1992)。這是因為WAM模式的計算程式的工作控制語言(Job Control Language, JCL)主要是根據Cray YMP計算機硬體和其操作系統軟體的特性而設計的。

四、比較驗證

我們從WAM模式預測的波浪可看出，WAM波浪的全球分佈概圖，如圖1所示，和風的概圖，如圖2所示，是很接近一致的，這是相當合理的結果，在圖1， H_s 為指示波高，在圖2， U_{10} 為10米高的風速，我們將WAM波浪和美國浮標數據中心(NBDC, National Buoy Data Center)的24個深水浮

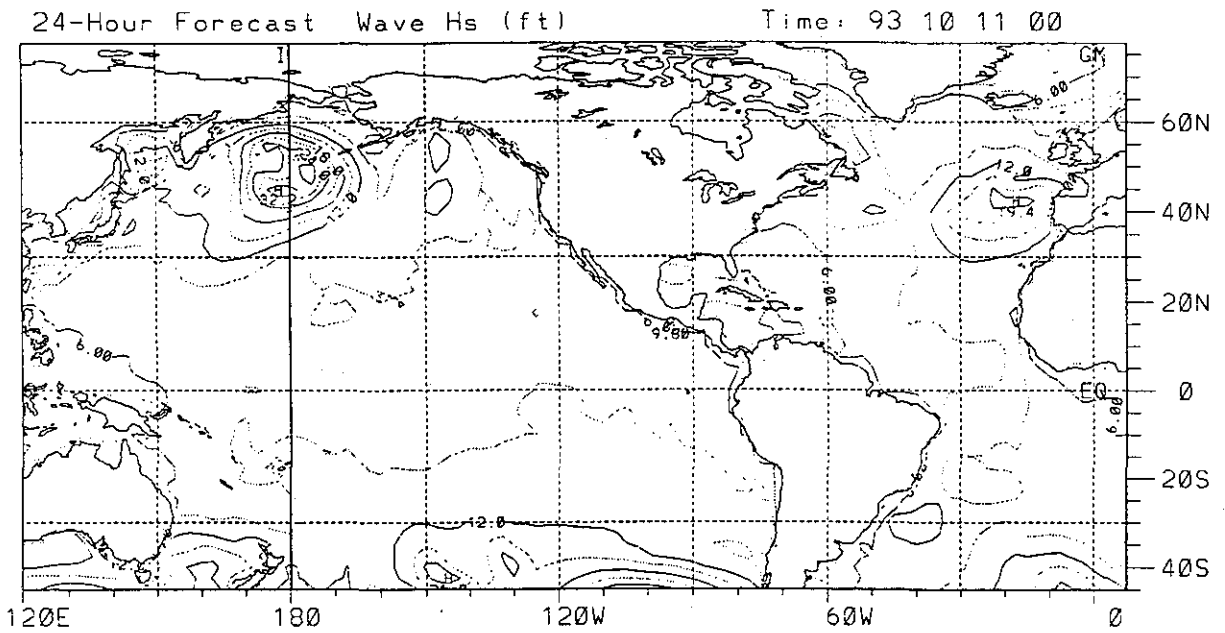


圖1 24小時預報的指示波等高線概圖

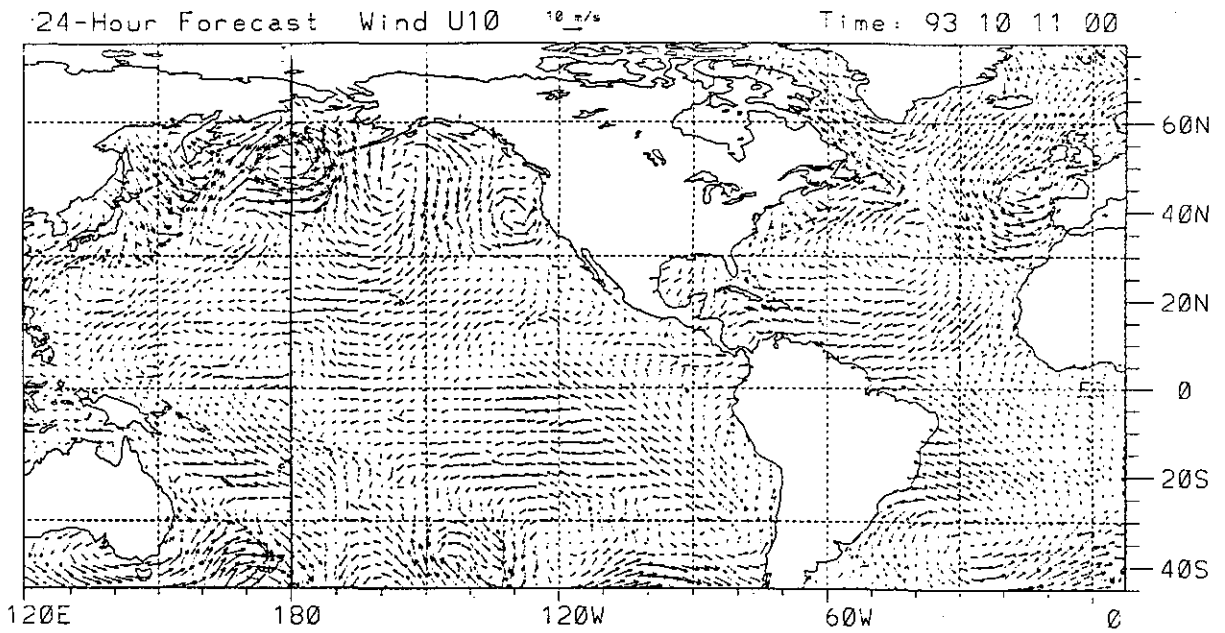


圖2 24小時預報的海面風向量概圖

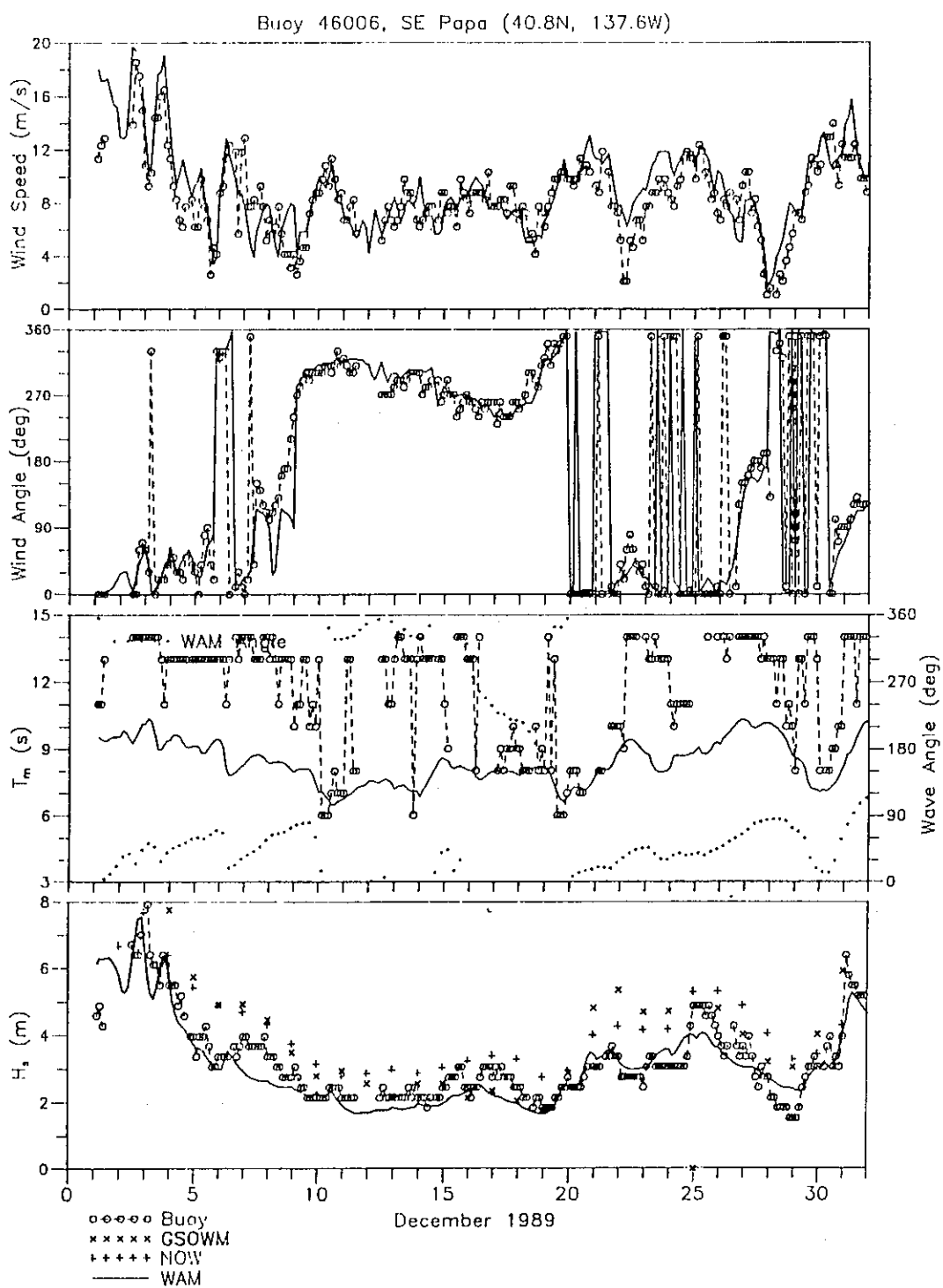


圖3 在浮標站的指示波高時間序列比較

24/48/72 HOUR FORECAST

■ : WAM
 ▨ : NOW

GLOBAL BASIN

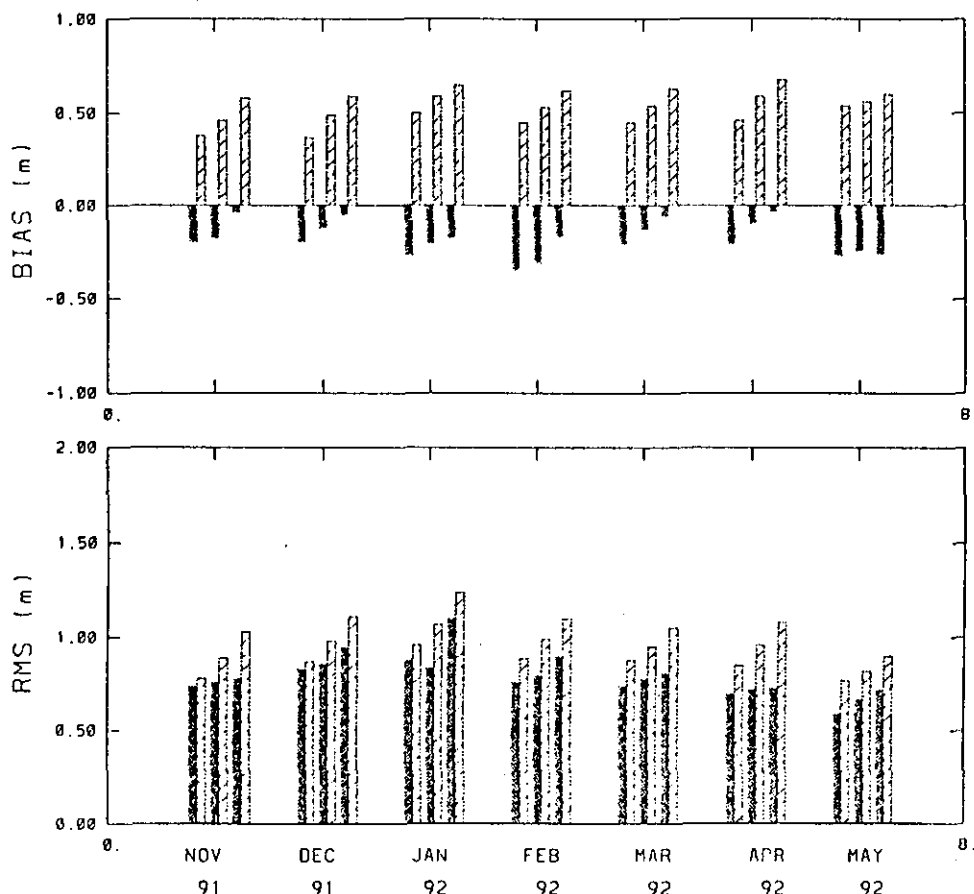


圖4 24、48和72小時預報的指示波高統計量比較

標的波浪數據進行比，這些深水浮標站的編號為在日本南方的21004和22001，在智利西方的32302，在阿拉斯加灣的46001，46002，46003，46005和46006，在白令海峽的46035，在加利福尼亞州西方的46025和46042，在夏威夷海域的51001和51004，近南極圈的17001，在美國本土東方的41001，41002，41006，41008，44004，44008，44011和44014，在墨西哥灣的42001和在愛爾蘭西方的62108。

比較指示波高的時期序列(time series)的結

果，一般顯示WAM波浪和浮標數據很吻合，只是在極高波高(extreme waves)有低估的現象。WAM波浪一般都比其他模式為優。典型的例子如圖3所示。圖中GSOWM和NOW分別為目前美國海軍和氣象中心所使用的作業化模式。WAM24、48和72小時預測的波浪一般都優於目前的NOW模式。由圖4可見WAM的統計量(statistic measures)如偏差，均方根差(root-mean-square error, RMSE)都比NOW模式小。WAM的偏差(bias)一般都为負值。頻率波譜的比較，如圖5所示。一般顯示，

WAM波譜形狀 (spectrum shape) 很接近浮標數據，特別是在高頻部份，反觀NOW的波譜形狀在峰頻 (peak frequency) 右邊有一小峰消之不去，原因是NOW模式不具備有效的非線性波與波之間的波能傳遞作用。WAM的頻率波譜在峰頻及其左邊低頻率部份也有低估的現象。在方向波譜方

面，我們沒有數據比較；我們知道當海上風場迅速轉向時，很少有波浪模式能做到滿意的預測，但在WAM模式的方向譜 (directional spectrum) 上，如圖6所示，我們可以看出波譜隨風轉向的情形是相當合理的。圖中Sp Den為波譜密度比值， W_a 為平均波向， U_a 為風向。

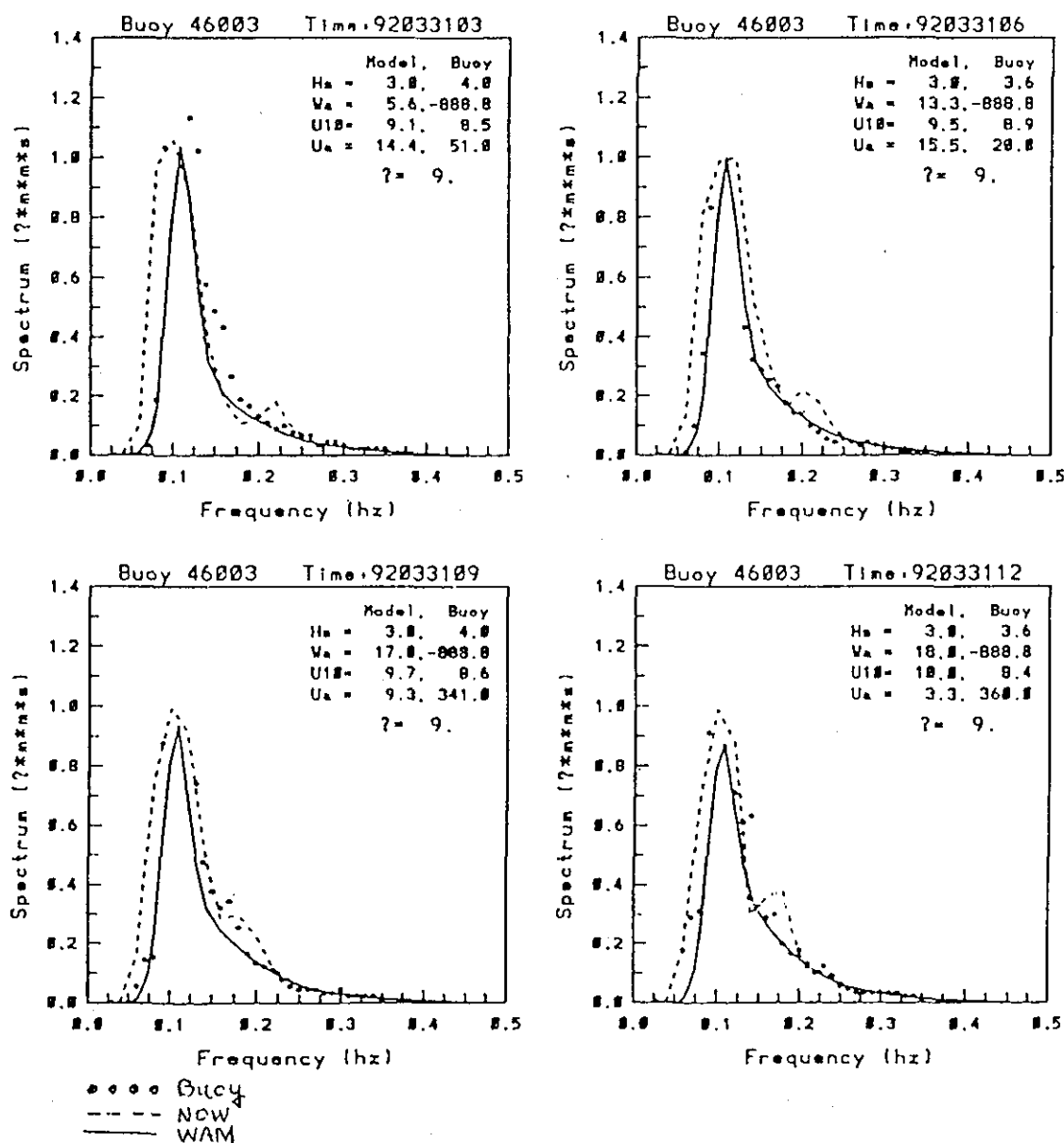


圖5 頻率波譜的比較

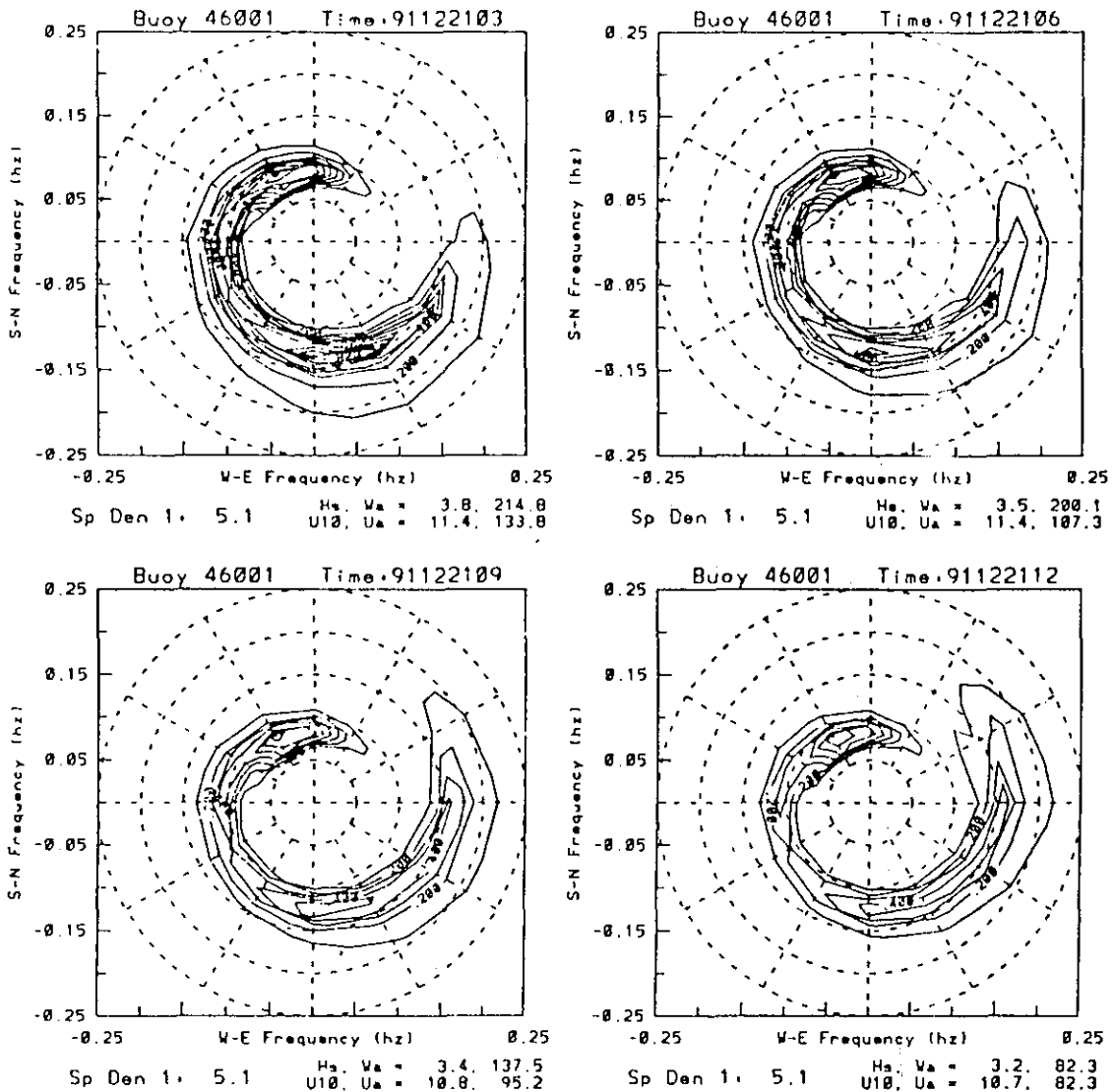


圖6 風向迅速轉變的WAM方向波譜

五、結 語

我們利用WAM模式和美國氣象中心的預測風場 (wind fields) 來進行全球海面波浪預測 (prediction)。WAM模式是屬於第三代波浪模式，也是目前最先進又最廣泛使用的模式，用來預測波浪的風場有二，一是分析風場 (analysis winds) 用來計算 24 小時的波浪追報 (hindcast)，另一是預報風場 (forecast winds)

用來推算72小時的波浪預報 (forecast)。自從1989年底以來，我們已將WAM模式預測的波浪和浮標觀測數據以及其他波浪模式預測的波浪進行比較驗證。一般的結論是，WAM模式預測的指示波高 (significant wave height) 都優於其他的模式，並且與浮標的觀測數據相當吻合，只是在極高波高 (extreme waves) 有低估的現象。統計量 (statistical measures) 比較的結果，顯示WAM指示波高的偏差 (bias) 一般都為負值，但其絕對值都比

其他模式為小，它的均方根差（root mean square error）也比其他模式為小。

因為WAM模式具有比較完備的非線性波與波之間的能量傳遞作用，所以它的頻率波譜形狀（frequency spectrum shape）也比其他模式的預測更接近浮標觀測數據。當海上風場迅速轉變方向時，很少有波浪模式能做到滿意的預測，但在WAM模式的方向波譜（directional spectrum）上，可以看出隨風轉向的波譜分佈是相當合理的，可惜我們沒有適當的方向波譜的觀測數據來加以驗證。WAM模式的計算程式（computer code）有一部份是按照計算機的硬體和操作系統的軟體而設計的。若在Cray—YMP計算機上使用，運算起來效率非凡，24小時的波浪預測只須CPU 4分鐘不到的時間。

WAM模式雖然並不是一個完美無瑕的模式，但它具有比其他模式更優越的物理過程，更有效率的計算程式和更佳的預測結果，所以無論在研究上或在工程上，已廣被使用，許多有關海洋的單位也逐漸淘汰陳舊的模式而以WAM模式為作業化的波浪預測模式。

六、參考文獻

- Bretschneider, C.L., 1958 : Revisions in wave forecasting : Deep and shallow water, Proc. Int. Conf. Coastal Eng, ASCE, 6th, pp 30-67.
- Chen, H. S. 1991 : Wave Calculation Using WAM model and NMC wind, Mechanics Computing in 1990's and Beyond, Vol I, (ed) H. Hojjat and R. L. Sierakowski, ASCEEM, pp 368-372.
- Chen, H. S., 1992 : Taylor-Galerkin method for wind wave propagation, Engineering Mechanics, Proceedings of the Ninth Conference, (ed) L. D. Lutes and J. M. Niedzwecki, ASCE, pp 87-90.
- Chen, H. S. 1993 : Global wave prediction, using the WAM model and NMC winds, Advances in Hydro-science and Engineering, Voll, Part B, (ed) S. S. Y. Wang, Center for Computational Hydroscience and Engineering, The Univ. of Mississippi, pp 1453-1460.
- Gunther, H., Hasselmann, S., and Janssen, P. A. E., 1992 : Wamodell Cycle 4, Deutsches KlimaRechenZentrum, Technical Report No. 4, ed. Beteuungsgruppe, M., Hamburg.
- Hasselmann, K., 1962 : On the nonlinear energy transfer in a gravity-wave spectrum. 1, General theory, JFM, Vol 12, pp 481-500.
- Hasselmann, K., 1974 : On the characterization of ocean waves due to white capping, Boundary-Layer Meteorology, Vol 6, pp 107-127.
- Hasselmann, K., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Enke, K., Ewing, J. A., Gienapp, H., Hasselmann, D. E., Kruseman, P., Meerburg, A., Muller, P., Olbers, D. J., Richter, K., Sell, W., and Walden, H., 1973 : Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea wave project (JONSWAP), Deutsch, Hydrogr. Z., Suppl. A., 8(12).
- Hasselmann, S. and Hasselmann, K., 1985 : Computations and parameterizations of nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part I : A new method for efficient computations of the exact nonlinear transfer integral, JPO, Vol 15, No 11, pp 1369-1377.
- Hasselmann, S., Hasselmann, K., Allender, J. H. and Barnett, T. P., 1985 : Computations and parameterizations of nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II : Parameterization of the nonlinear energy transfer for application in wave models, JPO, Vol 15, No 11, pp 1378-1391.
- Janssen, P. A. E. M., 1989 : Wave-induced stress and the drag of air flow over sea waves, JPO, Vol 19, pp 745-754.
- Janssen, P. A. E. M. 1991 : Quasi-linear theory of wind-wave generation applied to wave forecasting, JPO, Vol 21, pp 1631-1642.
- Komen, G. J., Hasselmann, S., and Hasselmann, K., 1984 : On the existence of a fully developed wind sea spectrum, JPO, Vol 14, pp 1271-1285.

- Pierson, W. J. and Moskowitz, L., 1964 : A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S. A. Kitaigorodskii, JGR, 69, PP 5181-5190.
- Shore Protection Manual, Vol I, CERC, WES, U. S. Army Corps of Engineers, 1984.
- Snyder, R. L., Dobson, F. W., Elliot, J. A. and Long, R. B. 1981 : Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves, JFM, Vol 102, pp 1-59.
- Sverdrup, H. U. and Munk, W. H., 1947 : Wind, sea and swell : Theory of relations for forecasting, U. S. Navy Hydrographic Office Publication 601.
- The SWAMP Group, 1985 : Ocean Wave Modeling, Plenum Press, New York.
- The WAMDI Group, Dec. 1988 : The WAM model-A third generation ocean wave prediction model, JPO, Vol. 18, pp 1775-1810.
- Tolman, H. L., 1992 : Effects of numerics on the physics in third-generation windwave model, JPO, Vol 22, No 10, pp 1095-1111.

EVALUATION OF THE WAM MODEL

Hsuan S. Chen

NOAA/NWS/NMC, Marine Prediction Branch

ABSTRACT

We employed the WAM model and used the NMC (National Meteorological Center) winds as forcing to predict global ocean wave spectra. The WAM model is a third generation wave model. It implements a more complete calculation for nonlinear wave-wave interaction and the Janssen formulation for wave generation. The WAM waves have been compared with the NDBC (National Data Buoy Center) buoy data and results from other models. The comparison indicates that the WAM waves generally predict a good estimate of the significant wave height, but often under-predict the extreme waves when compared with the buoy data. Nevertheless, its accuracy and quantitative measures are shown to be better than those from the other models. Its frequency spectra and directional spectra all are very reasonable. The CPU time for a 24-hour prediction run on the NMC Cray-YMP computer is less than 4 minutes.

作業化資料浮標之評介

鄧 中 柱

美國資料浮標中心

摘 要

一個完整的作業化資料浮標系統包括了「浮標殼體」、「錨繫」、「量測儀器」、「資料收取、控制、處理分析」、「通信」、「電力」、與「輔助」等設計正確及操作良好的子系統，以及可以配合的「岸上處理系統」及「作業支援系統—即浮標之收放與維修」。而這些系統間必須相互配合、相輔相成，組合成一個完整的資料量測與收集系統。本文主要在對作業化資料浮標的「系統」觀念與系統中的各個子系統做一討論與評介。

一、前 言

人類用資料浮標 (data Buoy) 來量測及收集海洋氣象資料，已有很長一段時間了。雖然，除了資料浮標外，將儀器安裝在海洋結構物上 (或海底)，或使用最近很流行的「遙測」(remote sensing)，也都可以量測海洋氣象資料，但是用資料浮標來量測及收集海洋氣象資料，仍有著許多特別也不易取代的優點，如可做長期 (long-term) 的資料量測、可做即時 (real-time) 與定時 (regular) 的資料傳送、可做深海或遠離海岸的定點資料量測、費用較低 (尤其是做深海的資料量測)、量測資料不受氣候影響及無需專人駐站看管等。

資料浮標可以量測與收集的海氣資料相當廣泛，一般而言，可分為下列幾類：(一)水面上資料 (如風速、風向、氣溫、氣壓、濕度、日照度、能見度等)，(二)水面資料 (如水面溫度及波浪資料)，及(三)水面下資料 (如海流、水溫分佈、鹽度、混濁度等)。而資料浮標系統的設計受到許多因素的影響，最主要的包括所欲搜集資料之種類、經費及人力、所使用儀器之特性，以及浮標施放位置之自然環境及地形等。

本文所謂的作業化資料浮標系統是指用於長期量測海氣資料，並定時與即時將資料傳回使用

的資料浮標系統。另外，幾個作業化資料浮標系統往往組合而成一個資料網路，因此，在設計作業化資料浮標時，必須考慮資料浮標間的相容性與一致性，以求得最大的經濟效益及簡化浮標的設計操作。而研究用或短期使用的資料浮標，通常只是為使用於對特別的資料做短期的資料量測與收集，多半不需要做即時或定時的資料傳送，也無需做長期資料網路的一部份，所以，在設計上與操作上有較大的彈性與靈活性。本文雖主要在對作業化資料浮標系統做一討論與評介，但是，多數的內容也適用於研究用或短期使用的資料浮標。

二、資料浮標系統

一般而言，一個完整的作業化資料浮標「系統」應包括下列四個項目 (見圖1)：(一)浮標殼體與錨繫 (buoy hull and mooring)、(二)儀器與酬載 (instrumentation and payload)、(三)岸上處理系統 (shoreside system) 與(四)作業支援 (operation support)。前兩項是屬於浮標本身，其中「浮標殼體與錨繫」包括「浮標殼體」(buoy hull) 及「錨繫系統」(mooring) 等兩個子系統，而「儀器與酬載」則包括「量測儀器」(measurement instrument)、「資料收取、控制、處理、分析」(data acquisition, control, processing, and analysis)、

「通信」(communication)、「電力」(power)、「輔助」(auxiliary)等子系統。對一個資料浮標系統而言，這些子系統間相互關連，組合成一個完整的浮標系統。其中任何子系統在設計或操作上的錯誤及失敗，都會造成整個系統的失敗。比方說，一個設計極佳的浮標殼體，很可能因為「資料收取、控制、處理、與分析系統」的設計不佳，而使收集到的資料不正確或是錯誤。反之，如果一個浮標有精心設計的「量測儀器系統」及「資料收取、控制、處理、與分析系統」，但若浮標殼體設計不佳，不但可能收集到不正確的資料，也可能失去整個浮標。又如，電力及通信系統的錯誤及失敗，更是直接影響到資料的量測及傳送。除了浮標本身外，一個完整的作業化資料浮標系統還必須包括可以配合的「岸上處理系統」及「作業支援系統」。而作業支援系統則包括了浮標的佈放、回收、與維修等 (buoy deployment, retrieval, maintenance, and service)。

「量測及收集到不可靠、不正確、或是錯誤的海洋氣象資料，可能比沒有資料還要糟」——這是在資料量測上一個非常重要的觀念。為了確保作業化資料浮標系統可以量測及收集到可靠與正

確的海洋氣象資料，除了要浮標本身的所有子系統都有正確的設計與正常的操作外，還要這些子系統間能相輔相成，構成一個完整的資料浮標。但是對整個的資料量測與收集系統而言，除了浮標本身外，還需要有完整的岸上系統及收放維修系統來配合才行。所以，以資料量測與收集的觀點而言，一個完整的作業化資料浮標系統是包括了從浮標各個子系統的設計開始，一直到長期、定時與即時地量測與傳送正確的資料為止，在這個過程中，整個系統內任何部份的失誤或失敗，都可能造成資料量測與收集的問題，所以，對整個系統內的任何細節以及各子系統間之連貫與配合，都必須仔細、謹慎。以下各節將分別討論各子系統的一些細節。

三、浮標殼體

浮標殼體提供了支撐儀器、酬載及繫纜等各子系統的平台及所需之浮力，也是整個資料浮標系統的基礎。依浮標的基本形狀而言，浮標殼體可分為：柱形、碟形、球形及船形（見圖2），而每種形狀都有其結構上及水理上之特性。一些資料浮標的例子，可參見鄧中柱（1991）。雖然，浮標另外可有其他複雜及組合形狀，但是，複雜

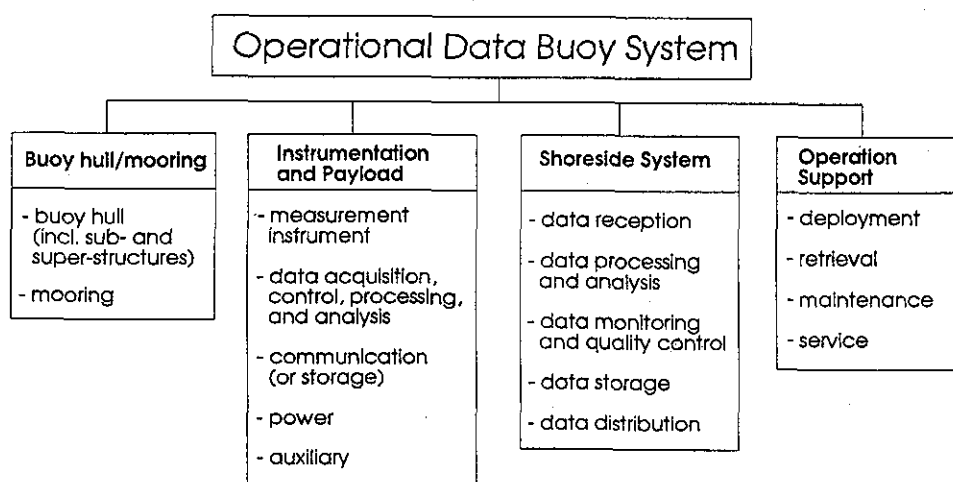


圖1. 作業化資料浮標系統

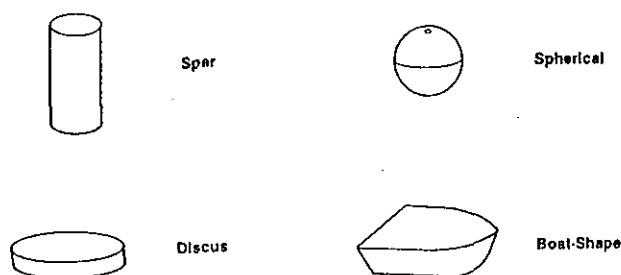


圖2. 資料浮標的基本殼體形狀

形狀的浮標造價較高、操作不易、且在自然環境中的動力反應複雜，所以，如果不是特別需要，應儘量使用形狀較簡單之浮標。

基本而言，柱形浮標的預浮力較小，可承載之重量亦較低，但其在垂直方向的穩定度較高。碟形浮標的預浮力較大，可承載之重量亦較高，且其在垂直及俯仰方向上的隨波性都很高，但也較容易在碎波中翻覆。另一種常見的救生圈形浮標，可視為碟形浮標的變形（即碟形浮標除去中心部份），此類浮標雖可裝置特殊儀器（如聲波測流儀），但其預浮力也大減。球形浮標的預浮力較小，其垂直方向的隨波性及穩定度都很高。船形浮標有很大的預浮力及很高的穩定性，但造價及維修費用甚高，且因其不為軸對稱，而無法量測方向波。

除了浮標本體外，浮標殼體還包括上層結構及下部結構。上層結構主要用來支撐量測水面上資料的儀器（如風速儀、氣壓計等）及一些輔助設備（如天線、雷達反射板等）。理想上，上層結構物不應該影響浮標本體之結構及水理特性，但又要能在強度上、高度上及空間上支撐所承載之儀器設備。當然，其間可能會有所矛盾，此時如何取捨或改變設計，以將不便與損失減至最小，就要憑綜合判斷，作最佳的選擇。比方說，欲量測十米高的風速資料，但又不希望有過高過重的上層結構物，以免浮標的重心過高及浮標受風的影響過大，即是一例。浮標下部結構的主要功能在保持浮標殼體的穩定性，或是用於協助安置量測水面下資料的儀器與設備。就和上層結構

物一樣，下部結構物也可能會影響浮標本體之結構及水理特性。

在考慮浮標殼體之結構及水理特性時，還需要考慮在浮標上之子系統的影響。比方說，為了浮標的穩定性，應儘量將浮標的重心放低，如果將較重的子系統（如電力系統中的電池）裝置在較低的位置，即可降低整個浮標的重心。如果只憑子系統並無法將重心降到所希望的位置，就需要利用重物（如鉛塊等）安置於浮標底部或下部結構物，來穩定浮標。

在設計浮標殼體時，需要考慮的因素包括了浮標所欲量測資料之種類、所期望之浮標動力反應、浮標預定佈放地點之自然環境（風、波浪、海流及地形等）、經費與可用資源的限制、各子系統之重量與體積、浮標運送及放收之限制等。一些設計浮標殼體所需要考慮的因素及作法，可參見 Timpe and Teng(1993)。

四、錨繫系統

一般而言，浮標可分為漂流式浮標（drifting buoys）及錨繫式浮標（moored buoys）。漂流式浮標通常沒有繫纜，但也常利用不固定在海底的繫繩及浮錨系統（tether/drogue system），來調整漂流的速度。錨繫式浮標則利用錨錠系統將繫纜固定在海底。一般而言，除了用漂流式浮標隨海流量測資料外，大多數作業化資料浮標均為錨繫式浮標。

錨繫方式可分為單點及多點錨繫。多點錨繫除了設計不易、價格甚高外，在施放、安裝及維

修上都甚為困難。所以，除非必須固定浮標在一定的位置或其它特別目的，通常這類錨繫不使用於資料浮標。一些多點錨繫的例子，可參閱 Berteaux (1991)。單點錨繫可分為緊拉式、半緊拉式及鬆懸式（圖3）。使用緊拉式錨繫時，資料浮標較無浮動的空間與彈性，此類錨繫多用於浮標不要有過多移動的資料量測。設計此類錨繫必須對施放地點的水理及地形有很仔細地了解，且對錨繫系統的材料有很好的經驗與控制。一般而言，半緊拉式錨繫多使用於淺水或中度水深，而鬆懸式錨繫則可用於中度水深及深水。錨繫系統可使用中繼浮球或使用可浮起之錨繫材料，以減少錨繫的重量，如美國國家資料浮標中心(NDBC)常用的「反垂懸」錨繫設計（inverse-catenary mooring）（參見 Walz, et al., 1989）。

錨繫系統包括繫纜、聯結用的配件及錨錠。錨繫系統的設計必須考慮到水深、浮標預浮力、海洋自然環境、海底地形地質及經費等因素。繫纜的材料包括鋼鍊、鋼索、天然繩及人造繩等。各種材料均有其特性，一般而言，鋼鍊與鋼索雖強度與耐磨度較高，但易受海水侵蝕，通常在二到四年就要更換。同時，鋼鍊與鋼索無論是在價格或重量上，都比天然繩或人造繩高出甚多。所以，只有在淺水及有足夠預浮力時，可全段繫纜

都使用鋼鍊或鋼索。在較深的地方，鋼鍊或鋼索則需與人造繩混合使用，如NDBC的「半緊拉」錨繫設計（請參見 Walz, et al., 1989）或是使用中繼浮球，以減少錨繫重量。通常聯結用的配件包括聯結環（shackles）、自由轉環（swivels）及聯結嵌環(thimble)等。而錨錠則是將整段繫纜系統固定於海底，一般資料浮標系統的錨錠除可採用船隻用錨錠外，也常用水泥塊、鋼軌、鋼輪等。一些錨繫系統的細節，可參見 Walz, et al. (1989) 及 Berteaux (1991)。

對錨繫系統而言，其中任何一點的斷裂，即會造成整個錨繫系統的失敗及浮標的流失。所以，在設計及組裝錨繫系統時，對其中任何一點（比方說，聯結用的配件、繫纜間的聯結方法）都必須小心。另外，錨繫系統的費用基本上和水深成正比。因此，在深海時，錨繫系統的費用在整個浮標系統的費用中，佔了極高的比例。所以，在設計錨繫系統時，必須仔細地考慮費用的問題。

五、量測儀器系統

可用資料浮標量測的資料，一般分為海洋資料及氣象資料。氣象資料一般包括風速、風向、大氣壓力、氣溫、大氣濕度等。海洋資料則包括

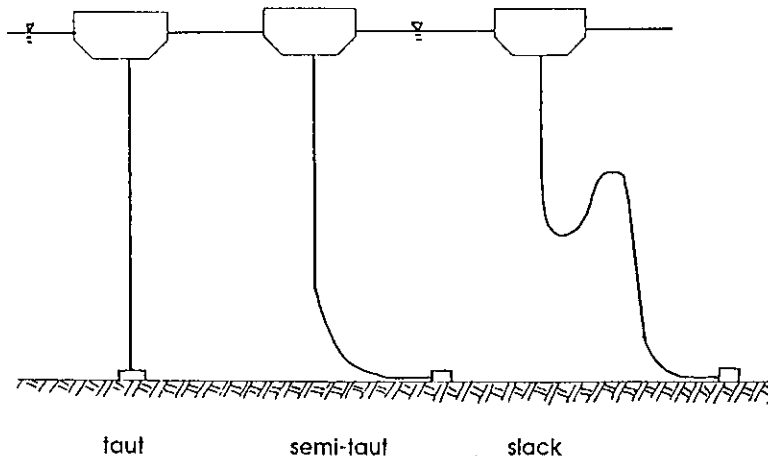


圖3. 資料浮標的緊拉式、半緊拉式及鬆懸式錨繫系統

海水溫度、水溫分佈、波浪資料（示性波高、週期、方向、波譜、方向波譜等）、海流強度及方向等。當然，如果有特別需要，還可包括一些其他的海洋氣象資料，如雨量、日照、能見度、海水鹽度、海水濁度、海水含氧度、海水酸鹼度、海水中之聲光資料等。另外，資料可分為直接量測與非直接量測兩種。大多數的儀器都可以直接量測到所要的資料（如風速、風向、溫度），但也有一些資料無法直接量測到，而必須將儀器量測到的訊號，加以轉換與處理後，才能得到（如波浪資料）。最近，由於電子硬體與軟體的進步，許多量測儀器都是所謂的「智慧型量測儀器」，即是量測儀器本身已包括一些資料處理與分析的能力。

因為資料浮標是浮動在極狂暴的自然環境中，所以，在海洋環境中「堅固耐用」是選擇量測儀器的首要條件。在作業化資料浮標上的量測儀器必須能耐震動、耐衝擊、耐海水等。如果可能，應考慮使用無可動零件（no moving parts）的量測儀器，以減少因振動所產生的破壞。同時，因為受到資料浮標的容積、載重、與用電量的限制，必須選擇輕小及用電量低的量測儀器。當然，量測儀器的精準度也是一個重要的因素。另外，量測儀器是否能與浮標系統內的其他儀器設備相容與相配合，也是必須考慮的。

自記式量測儀器是將資料直接記錄在本身所有的記錄器內，而無需經由「資料收取、控制、處理與分析系統」與「通信系統」，當然，所量測的資料也無法即時傳送出去，而必須在將自記式量測儀器取回時（專程到浮標上去取回或在回收浮標時取回），才能使用量測到的資料。所以除非是有特別需要，這類量測儀器並不適用於需要即時資料的作業化資料浮標。不過，自記式儀器也因不需將資料傳送出去，而不必受通信傳送量的限制，故可以收集較精細的時間系列資料及保存原始資料。當然，這類儀器是否量測與記錄到資料以及是否量測到正確的資料，也只有在取回儀器時才知道。

量測儀器必須裝置在適當的位置，以免量測到不精準或是錯誤的資料。比方說，風速儀必須

裝置於適當的高度，且在各種角度都不可被任何東西阻擋。另外，如量測波浪用的加速儀及傾斜儀，則需裝置於浮標的軸心，以求所量測之資料的精準。

在量測水面下資料時，通常儀器設備（如流速儀）要裝置在錨繫系統上。如果所用的儀器是自計式的，只要將儀器設備加裝在原有的錨繫系統上即可。如果這些儀器所量測到的資料，必須傳送到資料浮標上，一般是使用另一條資料纜線接到浮標，而資料纜線則附著在錨繫系統上。使用這種方法時，在資料纜線接入浮標殼體處，常因浮標與纜線間之相對運動而產生破壞，設計時必須小心。在有些應用上，可將資料纜線與錨繫線合而為一，形成組合式纜線，不過，這種纜線造價相當高。另外，水下資料也可使用無線纜的方式（如聲波）傳送到浮標上。

六、資料收取、控制、處理分析與通信系統

在研究用或做短期資料量測的資料浮標上，因不需要做即時與定時的資料傳送，可能並不需要這個系統。但在作業化資料浮標上，這個系統卻是非常的重要。在作業化資料浮標上，「資料收取、控制、處理分析系統」連接著量測儀器，將幾個不同儀器量測到的資料訊號，加以統一收集、調整、數位化，然後再予以處理分析、定碼、化成已訂好的格式，經由「通信系統」傳送出去。此外，「資料收取、控制、處理分析系統」還控制了系統的時間與時間表、設定控制量測儀器與系統的參數、執行上述設定的參數、以及控制電力的開關與分配。

在資料處理與分析上，最理想的方式是將原始資料傳回岸上作進一步地處理分析，如此，可作較仔細與精準的處理分析，也可比較不同的處理方法。同時，若有任何錯誤，也可立即改正。但是，對作業化資料浮標而言，因為資料傳送量往往受到通信或電力系統的限制，所以，一部份或全部的資料處理與分析，必須在浮標上完成。至於在浮標上處理與分析資料的能力，則必須視系統內微處理機的計算能力、記憶體容量與用

電量而定。對於非直接量測資料而言，因其往往是由數個其他資料轉換而成，為減少資料的傳送量，可能更需要在資料浮標上做進一步處理與分析，再將處理過的資料傳送到岸上使用。

通信的方式可分為無線電波通信及衛星通信。無線電波通信雖較有彈性，但必須有良好的視線，且傳送距離有限與訊號較易受環境的影響。無線電波通信可利用一個或數個中繼站的方式傳送資料，以彌補視線、距離與訊號等問題。衛星通信可分為同步衛星通信與軌道衛星通信。同步衛星可以定時與即時傳送資料，但涵蓋範圍有限。軌道衛星涵蓋範圍較廣，但卻無法定時與即時傳送資料。雖然，資料浮標可將資料在「資料收取、控制、處理分析系統」內定時處理，並暫時儲存於系統內，當軌道衛星通過頂空時，再將儲存的資料傳送出去，但這仍無法解決即時傳送資料的問題。

七、電力與輔助系統

電力系統對於資料浮標而言，就像是食物對於人體一樣重要。目前，作業化資料浮標的主要電力來源包括消耗式電池、充電式電池及太陽能板。而商用電源及發電機一般僅可用做岸上測試。對作業化資料浮標系統而言，通常使用太陽能板接連充電式電池，作為主要的電力來源。但為了補充太陽能板供電量不足的可能（可能是因為天候不佳、太陽能板的壽命、或是設計上的缺失），一般會使用消耗式電池作為輔助與補充。對一般短期使用或是研究用的資料浮標，通常僅使用消耗式電池，或是用少量的太陽能板加上充電式電即可。

設計電力系統時，必須考慮到其它子系統（包括量測儀器、資料收取、控制、處理分析、通信與輔助系統）的用電量、浮標所在地的太陽能與浮標定期維修的時間間隔。除了多使用低用電量的儀器與電子設備外，應盡量設計或選購在不使用時可調整成「休眠狀態」的儀器及設備，以節省用電量。至於使用太陽能板的規格與數量，則需與整個浮標系統的用電量、太陽能板可佔有的空間、及當地的太陽能等配合。若當地

的太陽能不足，則需使用較多的消耗式電池或增加浮標定期維修的頻率。

資料浮標的輔助系統包括航行輔助裝置及一些管理與監視系統。航行輔助裝置包括航行燈誌、雷達反射器、反光板等，其設置除了可以減少浮標被碰撞產生的損失外，也可確保附近船隻的安全。航行輔助裝置應有的強度、大小、高度等，必須遵循當地的法令。資料浮標上最重要的管理與監視系統是浮標的定位系統，這個系統的目的是在分辨浮標是否漂離施放位置，並可尋回流失的浮標，通常浮標的定位是使用 LORAND-C、ARGOS 或是 GPS 等系統。另外，浮標上還可以設置一些監視系統來了解用電量、儀器酬載箱是否漏水、儀器酬載箱的溫度是否過高等，以確定浮標系統的正常運作。

八、岸上處理系統

當資料浮標將資料經由通信系統傳送出來後，雖然，浮標本身已完成其任務，但整個資料量測的流程並未完成，此時岸上處理系統開始扮演關鍵角色，一個失敗的岸上系統，將造成在浮標本身所做的一切努力功虧一簣。岸上處理系統通常包括下列部份：資料接收、資料處理與分析、資料監測與品管、資料儲存及資料分佈。

岸上處理系統的第一步，是將由浮標經衛星或無線電波傳送出來的資料，接收下來。如果是由無線電波傳送資料（無論是單點傳送或是使用中繼站傳送），接收站的位置必須仔細選擇，以確保傳送的順暢。衛星資料傳送則須與提供的單位或廠商配合。一般而言，作業化的資料浮標系統因受到通信容量的限制，傳送的資料都經過譯碼，所以，在岸上系統接收到資料後，必須加以解碼處理，將資料轉化成有直接意義的物理或工程量。在作業化資料浮標系統上，除了基本的資料處理必須在浮標上完成外，進一步的資料處理與分析可在浮標上執行，也可等在岸上接收後再做。至於那些資料在浮標上處理及那些資料在岸上處理，必須考慮通信的容量及浮標上處理的能力，並無一定的規則。不過，因岸上處理與分析有較大的彈性，也較易於檢驗與改正錯誤的資

料，所以，如果不是需要，應儘量減少在浮標上做過多過繁的資料處理與分析。

如前所述，若量測到的資料不正確或不可靠，可能比沒有量測到資料還要糟。而資料監測與品管即是用來保證所量取到資料的正確性與可靠性，其重要性是可想而知。一般而言，資料監測與品管可從下列三原則著手：合理性、連續性與關聯性。「合理性」即是資料必須在合理的範圍之內，並且不超出可能之最大值與最小值。

「連續性」則在檢驗所量取到的資料，在時間上及空間上是否保持應有的連續性。「關聯性」則是在檢驗所量測之資料與其他相關資料（或物理量）之間應有的關係是否存在。

對作業化資料浮標而言，資料儲存及分佈是相當重要的一環。建立資料庫的方式與格式，對長期資料儲存、交換與使用有著深遠的影響，不得不謹慎。作業化資料浮標所收集到的資料，除了供給直接使用者外，往往還需要與其他單位、其他國家交換使用。所以，如果不是有特別需要，資料的格式最好是遵循世界氣象組織（WMO）的格式，以保持單一化及統一性。

九、浮標之收放與維修

一個完整的資料浮標系統，必須要有可配合的作業支援系統（即浮標的收放與維修）。否則，如果浮標無法順利收放及維修，不但因無法量取資料而前功盡棄，還可能造成儀器、浮標、甚至人員的損傷。

除了很小型的浮游式浮標可由飛機佈放外，一般資料浮標都使用船隻拖出佈放，或是用船隻載出佈放。使用船隻將浮標拖出佈放，只適用於較大型的資料浮標，而且船隻航行速度不能過快，以免浮標翻覆，通常不適用於遠距離及較惡劣環境的佈放。用船隻將浮標載出佈放適用於中小型的資料浮標。除了很小的浮標可用人工佈放外，通常一般的浮標都要使用船上的吊架佈放。所以，佈放船隻必須要有夠大的吊架及輔助設備。當然，浮標殼體上必須要有配合浮標收放的裝置，如強度夠大的吊環。基本上，資料浮標回收應有的考量與資料浮標佈放相似。浮標的佈放

回收與浮標殼體的形式、錨繫系統的設計、使用船隻的大小與設備及放收地點的自然環境等都有極密切的關係。一些浮標佈放回收的例子與解說，可參見 Berteaux (1991)。

至於資料浮標的維修，則包括定時與不定時維修。因為任何材料或是儀器都有其壽命或是有效期限，為了確保浮標正常運作，所以，必須要定時維修。但是，材料或是儀器有可能不在預定的時間故障與損壞，此時就要做不定時的維修。而維修的方式可分為海上維修及陸上維修。而陸上維修則又可分為岸邊維修及進廠維修。施行海上維修，浮標本身必須要有足夠的工作空間及穩定性，同時，維修時海上的風及波浪不可過大。當浮標無法在海上維修時，就要將浮標移到岸邊或是進廠維修，如此，費用自然較高。不過，無論是何種維修，費用都很高。所以，一個設計良好的資料浮標系統，除了要有較低的維修頻率及需要外，在浮標的設計上，還需要配合維修的考量，使得費錢費時費力的維修較易執行。比方說，風速儀一般都裝置在上層結構物的最高處，設計浮標時，就需考慮到如何便利維修或更換風速儀。

十、結 語

一個完整的浮標系統必須包括「浮標殼體」、「錨繫」、「量測儀器」、「資料收取、控制、處理分析」、「通信」、「電力」與「輔助」等設計正確及操作良好的子系統，以及可以配合的「岸上處理系統」及「作業支援系統」。而這些系統間必須相互配合、支持、與協助，組合成一個完整的資料浮標系統。這個「系統」的觀念是非常的重要，也是本文一再強調的。

當然，一個成功的浮標系統，並不是一蹴可幾的，除了正確的設計與計劃外，經驗與時間的累積有時是必經的途徑。另外，因設計資料浮標系統時，各項設計條件與要求間，時常會相互衝突、矛盾，所以，很難能設計一個十全十美、各方面都能顧慮周全的資料浮標系統。此時，設計者與決策者必須在不同的選擇與組合中，尋求較佳的折中方案，以順利達成作業化資料浮標系

統來量測與收集海洋氣象資料的目的。

十一、參考文獻

鄭中柱"浮標系統與工程 (Buoy System and Engineering)資料浮標研討會"論文集，中華民國八十年十一月。

Timpe, G.L. and Teng, C.C., "Considerations in Data

Buoy Hull Design", MTS'93, Long Beach, California, Sep. 1993, pp. 402-412.

Walz, M.A., Boy, R.L., and D.R. May, "NDBC Mooring Design Manual", National Data Buoy Center report 1804-05-07, December 1989.

Berteaux, H.O., "Coastal and Oceanic Buoy Engineering", 1991, CDMS, 285 P.

AN OPERATIONAL DATA BUOY SYSTEM

Chung-Chu Teng

National Data Buoy Center

ABSTRACT

An operational data buoy system should include the following properly-designed sub-systems: "buoy hull", "mooring", "measurement instrument", "data acquisition, control, processing, and analysis", "communication", "power", and "auxiliary" systems. In addition, a shoreside system and an operation support system should also be included to form a complete operational data buoy system for long-term and regular data measurement with nearly-real-time data transmission. This paper describes and discusses the importance of the "overall system" concept for an operational data buoy system and some details of the sub-systems in the system.

Key words: Buoy hull, mooring, auxiliary.

Volume 39 Number 2

Meteorological Bulletin

(Special issue)



CONTENTS

Articles

- Operational Wave Forecasting in the United States Yung-Yao Chao (63)
- On the Data Processing of Buoy Wave Measurement System
..... David Wei-Chi Wang (72)
- On the Operational Storm Surge Model in the United States Jye Chen (93)
- Satellite Remote Sensing for Ocean Applications Antony K. Liu (100)
- Evaluation of the WAM Model Hsuan S. Chen (106)
- An Operational Data Buoy System Chung-Chu Teng (116)

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇六三

ISSN 0225-57785



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

氣象學報

專 刊

第三十九卷

第 三 期

目 次

研究論文

民國82年12月16日大埔地震調查報告

..... 郭鎧紋 辛在勤 張建興 (125)

中央氣象局強地動觀測計畫－基本自由

場強震儀比較分析 劉坤松 辛在勤 李沄鑑 蔡義本 (132)

中央氣象局強地動觀測計畫－結構物系統及

明禮國小之資料分析 吳健富 鄧大量 辛在勤 (151)

中央氣象局強地動觀測計畫－資料庫和資料服務

蔡俊雄 (165)

台灣西部的短週期表面波初探

鍾仁光 (174)

嘉南地區之震源機制與大地應力分析

江準熙 (187)

1993年地震回顧

張建興 辛在勤 (202)

+++++										+++++									
出版者		中央氣象局		氣象學報社		臺北市公園路六十四號													
發行		蔡清彥		清彥		電話：3491091													
編輯委員		蔡清明		典															
主任委員		鄭有在		存勤															
委		丁辛		有在															
主		李余		清貴															
委		林松		民松															
		林柳		中玉															
		黃新																	

民國82年12月16日大埔地震調查報告

郭 鎧 紋 辛 在 勤 張 建 興

中央氣象局地震測報中心

摘 要

民國82年12月16日5點49分，大埔附近發生了一次規模5.8的地震，震源深度13.5公里。地震造成一些輕微的損壞，幸好沒有人員傷亡。本次地震之錯動機制，初步推定是由走向約213度傾角40度之反逆衝斷層滑動所引起。最大應力軸方向為120度，因此造成本次地震的應力是源自菲律賓海板塊對歐亞大陸板塊的碰撞。分析餘震發生序列，共有二百次以上之餘震，密集之餘震隨著時間增長而遞減，12月21日以後每日地震次數回復背景值。由於中央氣象局依序在臺灣地區各大都會區建立了很多強地動觀測站，區域性的強地動觀測網已見雛型，因此對震度之掌握較以往確實。

一、前 言

臺灣處於地震最活躍的環太平洋地震帶上，又正好位於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊之交界，因此地震活動頻繁，其中又以東部地區宜蘭、花蓮一帶地震發生次數最多。嘉南地區地震活動雖不若東部頻繁，但因震源較淺，再加上人口密度高，震央常緊鄰都會區，地震一旦發生，常造成了嚴重的人員的傷亡與龐大的財物損失。根據歷史的紀錄本區過去曾發生多次災害性的地震，例如1906年梅山地震（規模7.1）造成1258人死亡，2385人受傷，房屋破損或全毀合計二萬多棟。民國30年12月17日中埔地震（規模7.1），造成358人死亡，733人受傷，房屋破損或全毀合計一萬多棟。民國35年12月5日新化地震（規模6.3），造成74人死亡，482人受傷，房屋破損或全毀合計四千多棟。民國53年1月18日白河地震（規模6.5，震央位置與本次地震之震央很接近），造成106人死亡，650人受傷，房屋破損或全毀合計三萬多棟。

在嘉南地區露出地表的主要活動斷層有三：

- (1)梅山斷層 — 位於嘉義市北方，西起民雄，東至梅山，長約13公里。
- (2)觸口斷層 — 位於平原與丘陵地之交界，北自梅山，南訖左鎮，長約65公里。
- (3)新化斷層 — 由左鎮向西南延伸，長約12公里。

由於臺灣地區潛在地體活動，並根據過去的地震資料顯示，只要地體活動繼續存在，則地震必將重複發生，亦即地震的活動地區將重複累積能量，再藉由地震活動釋放潛能的連串作用。根據辛和呂（1990）由地震能量累積與釋放之趨勢分析臺灣各地區之地震危險，認為本地區於民國53年白河地震後，並未有明顯的能量釋放，歸類為發生災害性地震的高潛能地區。

考慮嘉南地區的地震威脅及配合國科會嘉南防災計畫，中央氣象局與中央研究院、中正大學合作建立含八個即時地震監測站的嘉南區域性地震網，以嚴密監視嘉南地區前述三條活動斷層的活動狀況，該區域性地震網並與中央氣象局地震監測網連線。

二、民國82年12月16日大埔地震災害

民國82年12月16日凌晨五點四十九分，在嘉義

縣大埔鄉附近（北緯23.21度，東經120.52度）發生了一次規模5.8的地震，震源深度13.5公里，隨後連續了五天的餘震活動，其間最大餘震規模為4.6。地震造成台南縣土瓜坑附近山崖小規模的山崩，並對嘉義縣大埔鄉、中埔鄉以及台南縣楠西鄉造成一些損壞，幸好沒有人員傷亡。損壞情形

概述如下：

- (1)嘉義縣大埔鄉農會房屋牆壁及玻璃門出現裂痕，大門柱及上樑瓷磚掉落，兩處各約四~五十片。
- (2)嘉義縣大埔鄉農會對面多處民房牆壁發生龜裂（圖1）。

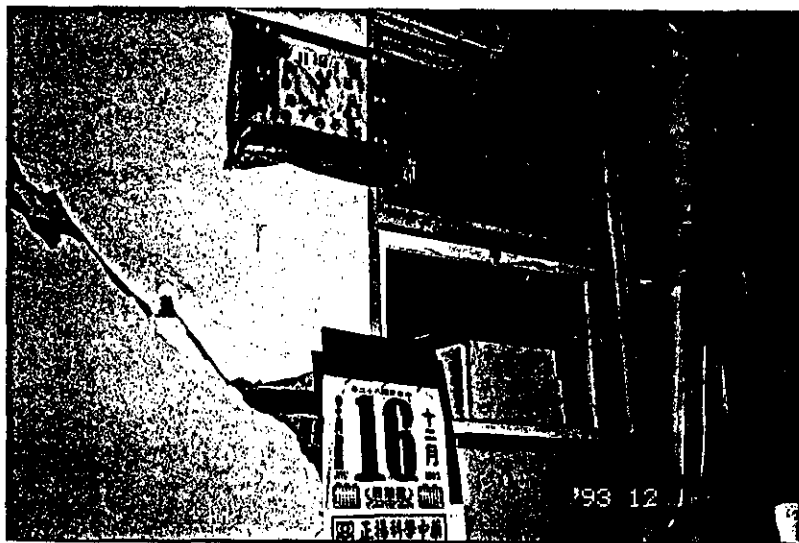


圖1 嘉義縣大埔鄉農會對面民房牆壁發生龜裂。

- (3)嘉義縣大埔鄉黏貼在廟宇大門柱上之大型花崗石片掉落約四片。
- (4)嘉義縣中埔鄉沭水國小大門上部分瓷磚掉

落。

- (5)台南縣楠西鄉密枝地區楊桃園地表發生龜裂。

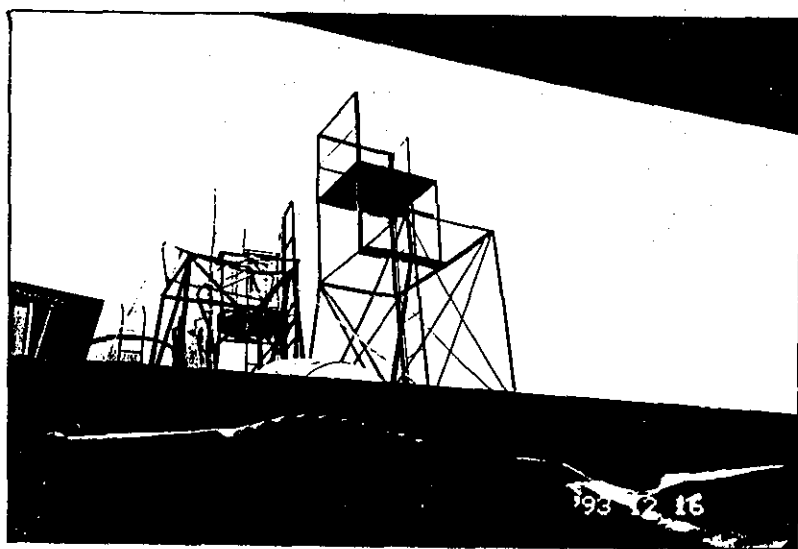


圖2 台南縣楠西鄉市場附近一處高架水塔鋼製大型水筒掉落地面。

- (6)台南縣楠西鄉市場內民宅因電線走火，發生小火災，市場附近有一處高架水塔，鋼製大型水筒掉落地面（圖2）。
- (7)台南縣楠西鄉楠西國小右側樓房發生龜裂。
- (8)台南縣楠西鄉鄉公所牆壁多處發生龜裂。

三、民國82年12月16日大埔地震成因

本次地震之錯動機制（圖3），經由下半球面的投影方法初步推定：地震係由逆衝斷層滑動所引起，最大應力軸方向約為120度，最小應力軸垂直地表。由於菲律賓海板塊是由東南向西北對歐亞大陸板塊擠壓（Seno, 1977），此一方向與本次地震最大應力軸一致，因此造成本次地震的應力是源自菲律賓海板塊對歐亞大陸板塊的碰撞。而由錯動機制得到的逆衝斷層面可能為下列兩種情形之一：

- (1)走向約213度，向西傾斜約40度。

12/15/93 21:49 ML=5.7
 23.21° N 120.52° E DEPTH=13.5km
 Dip Strike Rake
 FM 1: 50° 25° 85°
 FM 2: 40° 213° 96°

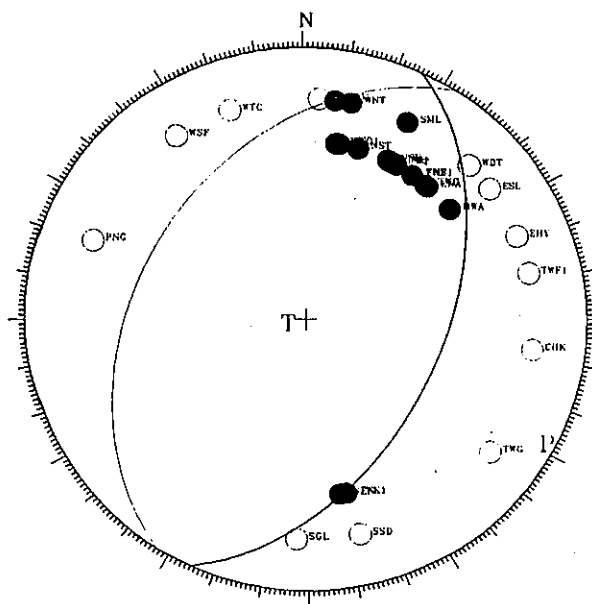


圖3 大埔地震之震源機制（格林威治時間，圖中黑點表示測站紀錄上動，空心點為下動）

- (2)走向約25度，向東傾斜約50度。

由於本次地震發生在在觸口斷層附近，研判斷層順著那一個斷層面滑動較為合理之前，先討論一下觸口斷層之特性。

觸口斷層為臺灣西南部麓山帶重要的構造線，斷層以西為內褶皺衝斷帶，斷層以東為外褶皺衝斷帶；臺灣地形分區亦以觸口斷層為界，斷層以西為丘陵，斷層以東為山地。依據黃鑑水等（1992, 1993）之地質調查與探勘研究，本區地層由老至新依序為南港層、南莊層、中崙層、烏嘴層、沔水溪層、六重溪層。斷層由觸口往南層位落差逐漸縮小，層位落差變化情形概述如下（圖4）：

- (1)在觸口附近，斷層東側上盤為南莊層，西側下盤為六重溪層，層位落差達二千公尺以上。
- (2)往南，斷層東側上盤改由烏嘴層與西側下盤之六重溪層接觸，層位落差大幅縮減至一千公尺以下。
- (3)至凍腳附近，東側上盤為烏嘴層，西側下盤改為沔水溪層，層位落差更小。
- (4)再南至石弄國小附近，斷層東西側均由相同之烏嘴層構成，層位落差極小。
- (5)在光興斷層以南，斷層東側仍為烏嘴層，西側反而為較老之中崙層，此種情況下，觸口斷層已不能由單純的逆斷層加以解釋。

觸口斷層往南除規模漸小之外，復多有分支現象，如凍仔腳斷層與關仔嶺斷層均為觸口斷層之分支斷層，且其斷面已被確認為向西傾斜，為西北側相對向東逆衝之反逆衝斷層（back thrust fault）。

黃鑑水等地質調查範圍南至關仔嶺附近，而震央在更南邊十幾公里，目前尚未進行仔細調查，但震央附近地質構造複雜，逆衝斷層、反逆衝斷層並存的可能性極高。因此研判斷層順著那一個斷層面滑動較為合理，仍須進一步的資料。

四、民國82年12月16日大埔地震資料

分析82年12月16日大埔地震餘震發生序列

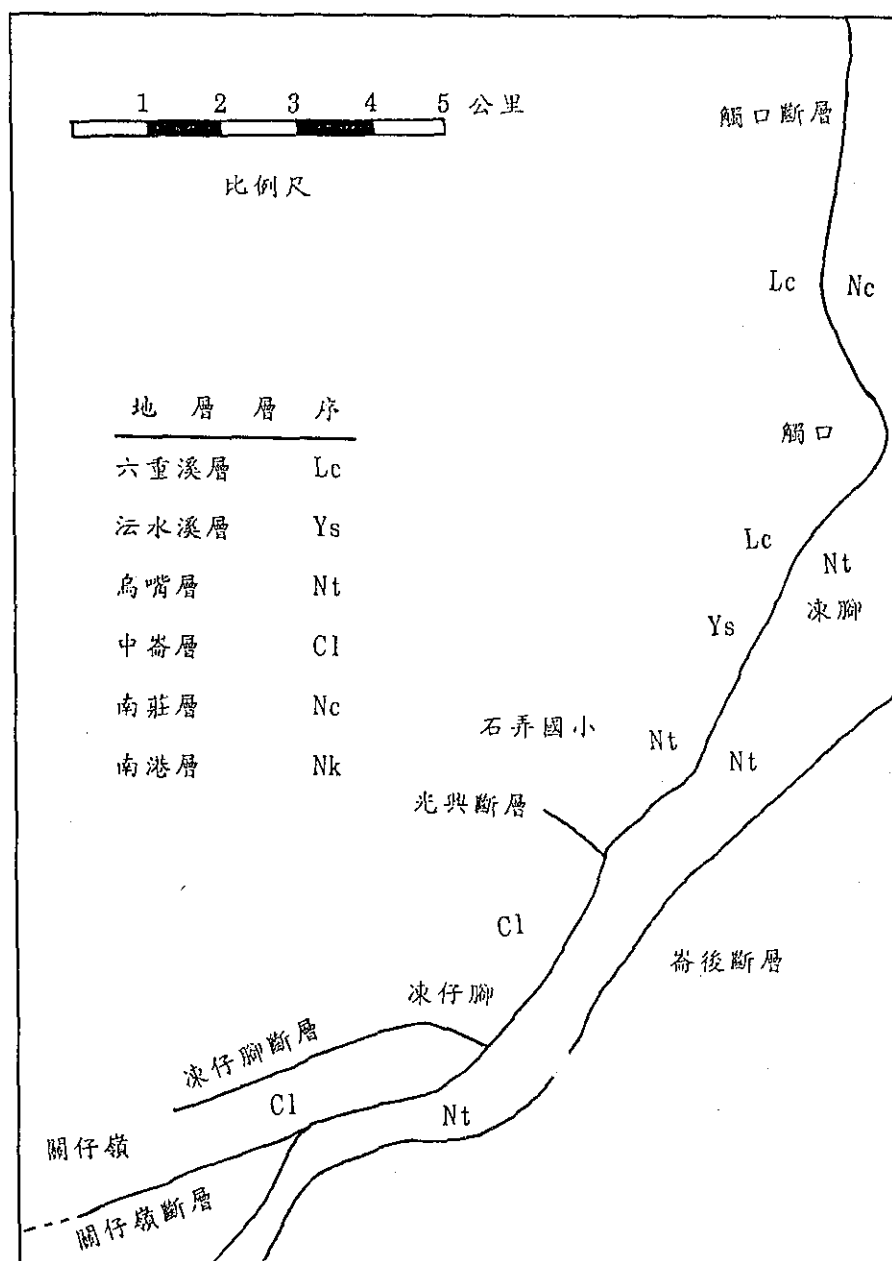


圖4 觸口斷層位置圖(依據黃鑑水等, 1992)。在光興斷層以南, 觸口斷層西側地層較東側地層老, 已不能由單純的逆斷層加以解釋, 而其分支斷層如凍仔腳斷層與關仔嶺斷層則為反逆衝斷層。震央在關仔嶺南邊約十幾公里, 目前尚未進行仔細調查, 但逆衝斷層與反逆衝斷層並存的可能性極高。

12/15 1993, WTP EQ.

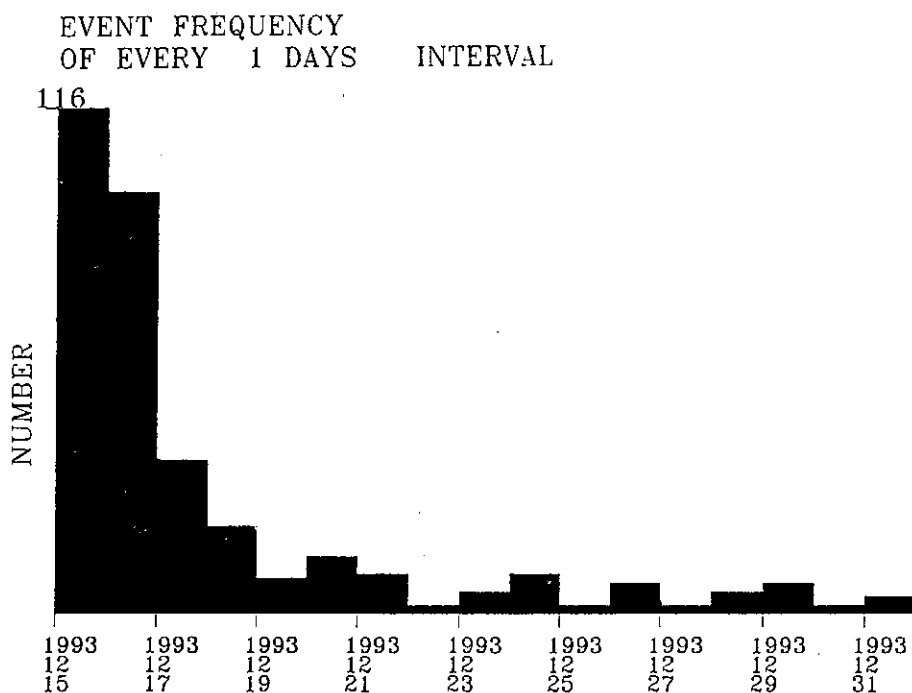


圖5 大埔地震之餘震發生序列（格林威治時間）

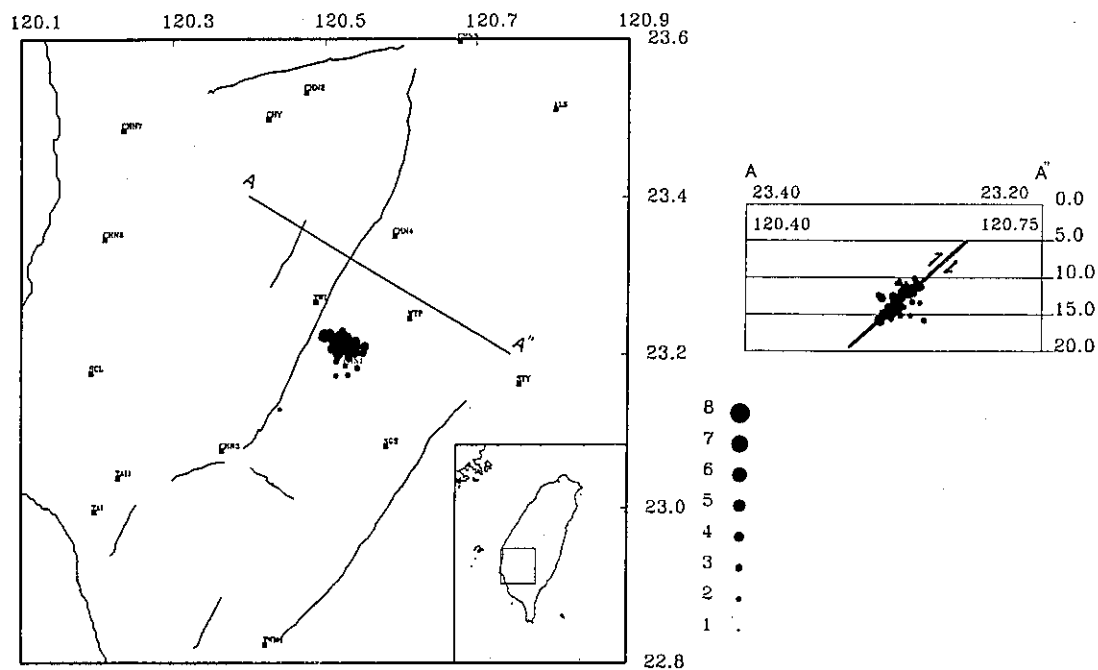


圖6 大埔地震序列之聯合震源分析結果，左圖：地震記錄數目超過十個之餘震之震央分布，其分布型態略呈東南—西北走向，沿圖中A—A'之剖面分布。右圖：餘震震源分布投影至A—A'之剖面，如果餘震分布代表此次地震序列的破裂情況，則地震之錯動機制為走向213度，傾角40度的反逆衝斷層。

(圖5)，在12月16日發生規模5.8地震後，有二百次以上之餘震，密集之餘震隨著時間增長而遞減，12月21日以後每日地震次數回復背景值。

選擇本次地震序列中地震記錄數目超過十個的58個地震進行聯合震源定位與分析(JHD)，並以主震為標準地震，圖6中之左圖為此項分析之震央分布，其分布型態略呈東南—西北走向，沿圖中A—A'之剖面分布。如果餘震分布代表此次地震序列的破裂情況，則地震之錯動機制為走向213度，傾角40度的逆斷層。由於觸口斷層在光興斷層以南部分，地質構造轉趨複雜，並非只有單純的逆衝斷層系統，反逆衝斷層也同時存在，此紀錄顯示此次地震為反逆衝斷層所造成。

本次地震各地區之震度分布如圖7，嘉義縣大

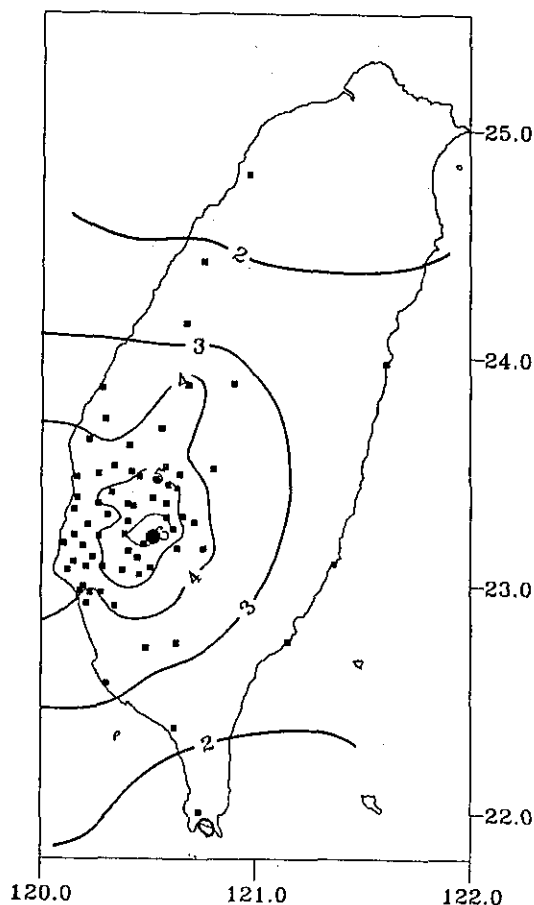


圖7 由強地動觀測站資料推算之等震度分布圖，圖中數字為震度。

埔鄉、中埔鄉以及台南縣楠西鄉震度六級，鄰近鄉鎮包括嘉義市五級，嘉南沿海地區包括台南市四級，南投、彰化、高雄地區三級，台中、花蓮、台東、屏東地區二級。

由於中央氣象局依序在臺灣地區各大都會區建立了很多強地動觀測站，區域性的強地動觀測網已見雛型，因此對震度之掌握較以往確實。

五、結 語

嘉南地區為發生災害性地震的高潛能地區，大家或許很關切下一個大地震何時發生？但就地震科學觀點而言，地震預報技術迄今尚未成熟，然根據分析全球過去發生災害性地震的特性，發現有些大地震在發生前可能會有一些異常地震活動，及一些異常的地球物理現象，如地殼變形等。交通部中央氣象局正與國內外地震學者專家合作，從事與地震有關異常現象之研究。該局並設有災害性地震應變委員會，主要成員為國內地震學者專家，若發現有異常之地震前兆，即邀集委員就地震異常現象作研判，如經確定有可能發生災害性地震時，即採取相關之應變措施。

除此之外，中央氣象局正積極改進現行之地震測報作業系統，使其具有地震速報功能，可於地震發生後極短時間內發布精確地震消息，而於災害性之大地震發生時能迅速提供地震情報，俾能有效配合防救災單位之需要，以降低災害程度。

另外，由於臺灣強震資料缺乏完整性，為有效劃出高震災潛能區域，中央氣象局正積極在臺灣各都會區分期建立強地動觀測網，以廣泛蒐集不同地質狀況下，地表振動特性及建築物對地振動反應之觀測資料，提供工程界做為改進防震設計規範的重要參考依據。並可配合重大經建工程設計之需要，從根本上減少地震災害。

六、參考文獻

辛在勤，呂佩玲(1990) 臺灣地區地震發生潛能的探討，氣象學報第三十六卷第二期，129-136。

黃鑑水，劉桓吉，張憲卿(1992) 臺灣南部觸口

斷層之地質調查與探勘研究（一），行政院
國家科學委員會，防災科技研究報告81—22
號。

黃鑑水，張憲卿，劉桓吉（1993）臺灣南部觸口
斷層之地質調查與探勘研究（二），行政院

國家科學委員會，防災科技研究報告82—10
號。

Seno, T. (1977) The instantaneous rotation vector of
the Philippine Sea plate relative to the Eurasian
plate: *Tectonophysics*, vol 42, 209-226.

THE DECEMBER 16, 1993 TAPU EARTHQUAKE

Kei-Wen Kuo

Tzay-Chyn Shin

Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

The December 16, 1993 Tapu earthquake occurred in southwestern Taiwan and followed by more than 200 aftershocks. It caused small damage in that area. The mainshock epicenter was located at 23.21 N, 120.52 E by CWBSN. Its focal depth and local magnitude are 13.5 and 5.8, respectively. The focal mechanism of the mainshock from traditional fault plane solution and the distribution of earthquake sequence after the processing of Joint Hypocentral Determination is a thrust fault with strike 213; dip 40; and rake 96.

中央氣象局強地動觀測計畫 —基本自由場強震儀比較分析

劉 坤 松 辛 在 勤

中央氣象局地震測報中心

李 沅 鑑

美國地質調查所

蔡 義 本

美國太平洋煤氣及電力公司

摘 要

中央氣象局自八十年七月(八十一年度)起積極執行「強地動觀測計畫」,預計於六年期間在台灣地區設置一千部強震儀,由於採購採取公開招標方式,因此強震儀型態、種類並不一定相同;本文利用安裝於花蓮測站之四種不同型態、種類之強震儀所蒐集之地震資料,探討儀器設備特性及其資料之差異。

結果顯示本局現有數位式強震儀,不僅功能優於以往傳統類比式,如SMA-1強震儀,且可記憶之資料量多,蒐取迅速,處理方便、容易,速度快,省時,人為誤差減少,容易保存,大大提昇了資料品質。16BIT的強震儀,如A900(Teledyne Geotech)、SSA-16(Kinematics)、IDS-3602(Terra Tech)較12BIT的A800(Teledyne Geotech)強震儀,有較高的解析度、較大的動態記錄範圍,可更有效記錄較廣的地動訊息。而不同型態強震儀的強震記錄分量極性並不一致,使用者在資料分析時,必須注意其差異。

由所蒐錄的強震記錄分析顯示,在PGA方面,SSA-16強震儀之強震記錄的PGA與A900相近,平均差值在1%左右,IDS(210)、IDS(241)強震儀之水平分量強震記錄的PGA較A900分別高約7%與9%,而A800強震儀由於動態範圍較小其結果較散亂,但所有資料在時序記錄方面波形和相位相當一致。在頻譜方面,頻率範圍1.0至50Hz,各類型強震儀的強震記錄之頻譜相當吻合,但A800在低頻上分歧的程度似與地震的PGA大小有關。

一、前 言

臺灣位於環太平洋地震帶上,受到歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊相互碰撞、擠壓的影響,地震活動非常頻繁,而且經常有強烈的地震發生。近年來我們的經濟持續高度成長,高樓日漸增多,捷運系統、高速鐵路等各項建設相繼在地層較軟弱之平原盆地進行,因此地震災害的威脅亦

相對提高;如蒐集可靠和適切的強震資料,作為制定經濟又安全的防震設計規範之依據,可有效減低地震災害。

鑑於過去台灣地區的強震資料缺乏完整性,因此中央氣象局自八十年七月(八十一年度)起積極執行「強地動觀測計畫」,預計於六年期間在台灣地區設置一千部強震儀,其目的乃記錄地震在各種不同地質狀況的振動情形,作為分析地

動特性及結構物耐震設計的重要資料來源，以促進地震預警系統早日建立，並有效減低和預防地震災害；目前已完成部分強地動觀測站的建置及儀器的安裝，其進度如下：八十一年度勘選90個站址，八十二年度勘選309個站址，八十三年度勘選140個站址，共計勘選539個站址。在儀器設備方面，本局現有強震儀包括IDS-3602(Terra Tech)強震儀92台，SSA-16(Kinometrics)強震儀2台，A900(Teledyne Geotech)強震儀252台，A800(Teledyne Geotech)強震儀52台，除A800強震儀動態記錄範圍(DYNAMIC RANGE)為72dB，其他皆為96dB；其中A800強震儀37台已於79年12月至81年1月陸續安裝於中央氣象局即時地震觀測網，作為震度發布之依據。其餘強震儀則分別於八十一年度安裝90部，八十二年度安裝261部，而八十三年度採購250部，已簽約待貨中。

由於硬體採購以公開招標方式進行，只要符合本局所訂定之儀器規格，皆能參與採購案，最後以較低價格者得標，歷經數次採購，本局現有四種不同型態之強震儀，為能有效掌握各不同型態強震儀之特性，於81年底將四種強震儀安裝於花蓮測站之地震平臺上觀測地振動，本文乃針對其所記錄之資料進行分析比較。

二、強震儀特性分析

為適時強化強震儀功能，改善運作上的缺失，以及經費上的考量我們是以逐年方式採購強震儀；82年度與81年度的規格不同在於增加記憶體容量、增加把手裝置、改善指示燈顯示方式與提高時間校時的精確度（如加裝GPS）。83年度與82年度的規格不同在於提高防水防潮功能要求與資料輸出格式需符合日後配合速報系統的要求。（中央氣象局1991、1992、1993年自由場強震儀規格書）

本局於80年9月在花蓮氣象站進行八十一年度自由場強震儀規格審查測試中，共有A900、IDS-3602、SSA-16等三種強震儀參與野外測試及傾斜測試(TILT TEST)，得到各強震儀之不同分量的方位表示與極性(POLARITY)差異比較整理如表1 (Shin and Liu,1993)。在本文中的強震記錄之分

量與極性表示係以A900為基準，亦即第一、二、三分量分別代表垂直向、南北向與東西向之記錄。另強震記錄各方位的上動分別是表示上方、北方與東方。

本研究為瞭解各強震儀特性，以便分析比對不同儀器之資料時不致混淆誤用，遂將本局現有各類型的強震儀，選其裝設於花蓮氣象站，進行觀測作業。所裝置之強震儀共包括A800兩台（序號為017、028）、A900一台（序號為001）、IDS-3602兩台（序號為210、241）、SSA16一台（序號為100）。各強震儀的種類、數量及硬體特性比較如表2（A800、A900、IDS-3602、SSA-16操作手冊）。其中記憶體容量由1MB至6MB、記錄時間長度由14分鐘至87分鐘、取樣點除IDS-3602為每秒250點外，其他強震儀皆為每秒200點、動態記錄範圍由72dB至96dB。

三、強震記錄比較分析

各類型的強震儀於81年12月在花蓮氣象站裝置完成，其設置時間、設定參數如表三，地震之事件前時間長度除A800(028)為5秒、SSA-16為10.24秒外，其他皆為10秒；事件後時間長度皆為10秒。至82年12月底為止，共蒐錄了55個地震資料，其中A800(017) 21筆、A800(028) 30筆、A900(001) 27筆、IDS-3602(210)24筆、DS-3602(241)44筆、SSA-16有28筆；所蒐錄的地震分佈如圖1，震央大多集中在花蓮附近，地震之時間、震央等參數與各強震儀記錄狀況如表4，另各強震儀強震記錄之垂直、南北、東西分量的PGA分別整理成表5至表7。由表4顯示出，IDS3602(241)的記錄筆數遠多於其他強震儀，但多出地震之PGA值並不大，究其因乃該儀器自82年5月4日至8月13日期間，儀器設定參數可能因電源問題，導致儀器狀態重回初始值，觸發標準變小致使收錄許多較小之地震

為比較相同地震各儀器之強震記錄PGA的差異，我們將表5至表7中，有五台強震儀以上記錄到的地震之各分量PGA，共24筆繪於圖2至圖4，由圖中顯示出在垂直向各儀器的PGA關係較分歧，但在水平向之PGA有一共同趨勢，即IDS-360

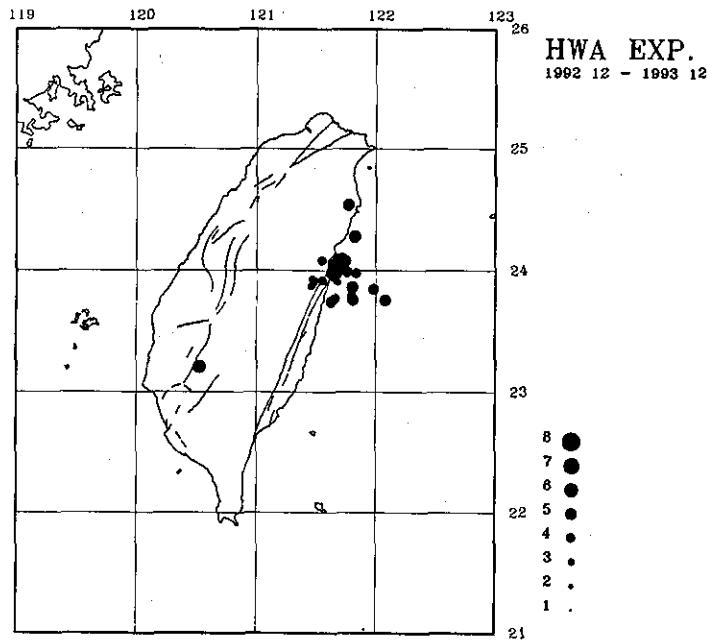


圖 1 本研究所蒐錄地震之震央分佈圖

Fig. 1 Map of epicentral distribution of earthquakes for this study.

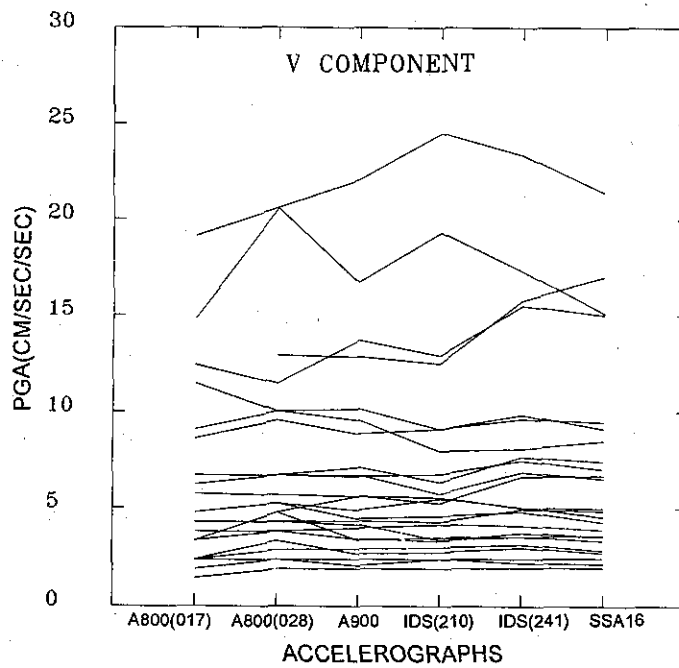


圖 2 各強震儀強震記錄之垂直分量PGA比較

Fig. 2 Comparing the V component PGA of accelerograms of six accelerographs.

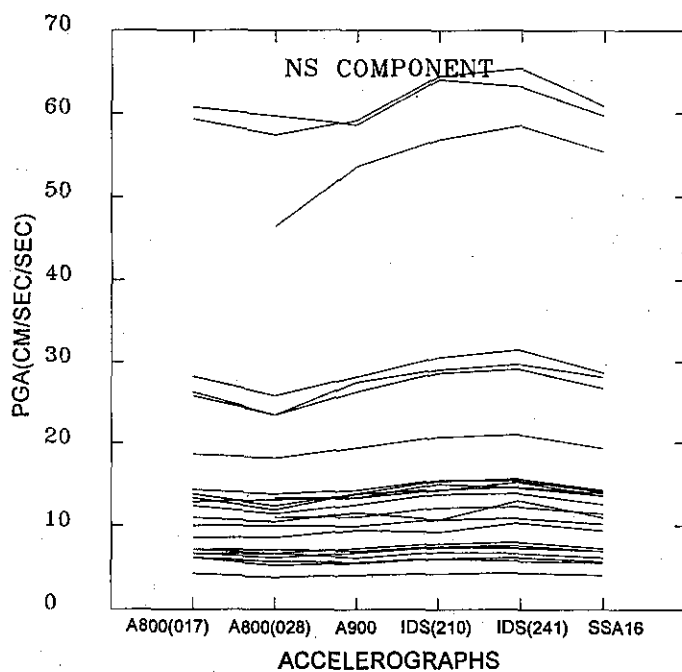


圖 3 各強震儀強震記錄之南北分量PGA比較

Fig. 3 Comparing the NS component PGA of accelerograms of six accelerographs.

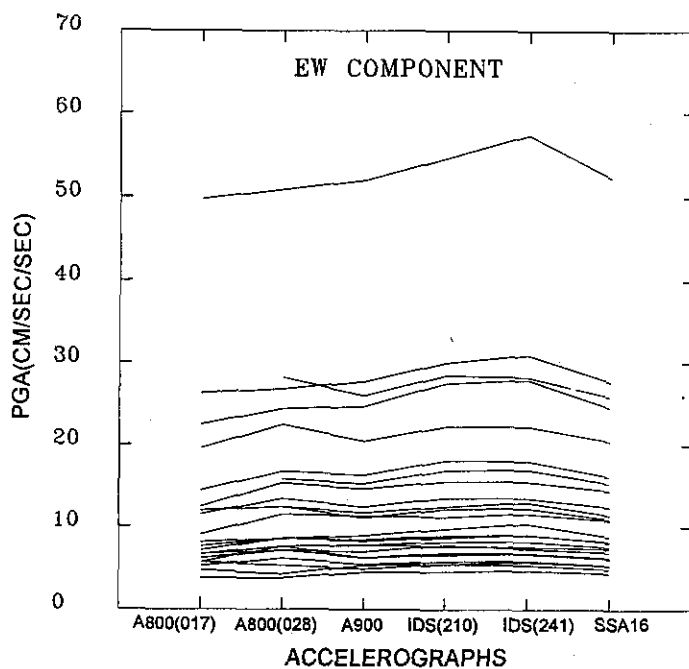


圖 4 各強震儀強震記錄之東西分量PGA比較

Fig. 4 Comparing the EW component PGA of accelerograms of six accelerographs.

表 1 中央氣象局三種強震儀不同分量的方法表示與極性比較

Table 1 Comparing the component and polarity on accelerograms

TYPE	COMPONENT			POLARITY		
	CH1	CH2	CH3	V	N	E
A900	V	NS	EW	UP	UP	UP
IDS-3602	V	NS	EW	UP	UP	DOWN
SSA-16	EW	V	NS	DOWN	DOWN	UP

表 2 中央氣象局現有強震儀種類、數量及特性比較表

Table 2 Comparing the characteristics of four models accelerographs of CWB

種類	儀器公司	數量	年度	儀 器 特 性			
				記憶體容量	記錄時間長度	取樣點	動態記錄範圍
A800	Teledyne Geotech	52	80	1 MB	14 MIN	200 /S	72 dB
A900		2	81	2 MB	27 MIN	200 /S	96 dB
A900		250	82	6 MB	87 MIN	200 /S	96 dB
IDS-3602	Terra Tech	92	81	2 MB	23 MIN	250 /S	96 dB
SSA-16	Kinematic	2	81	2 MB	28 MIN	200 /S	96 dB

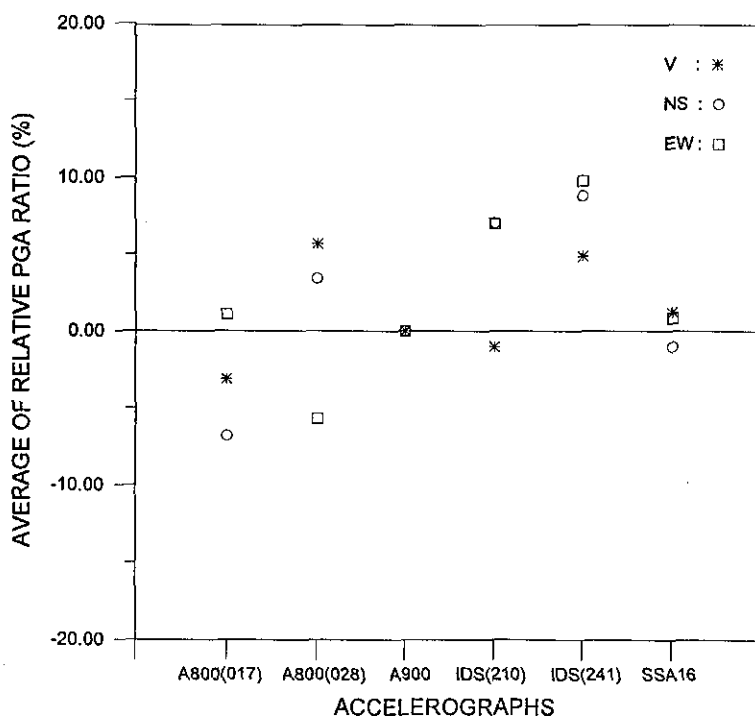


圖 5 各強震儀強震記錄之三分量相對PGA比率平均值比較

Fig. 5 Comparing the three component Average Relative PGA ratio accelerograms of six accelerographs.

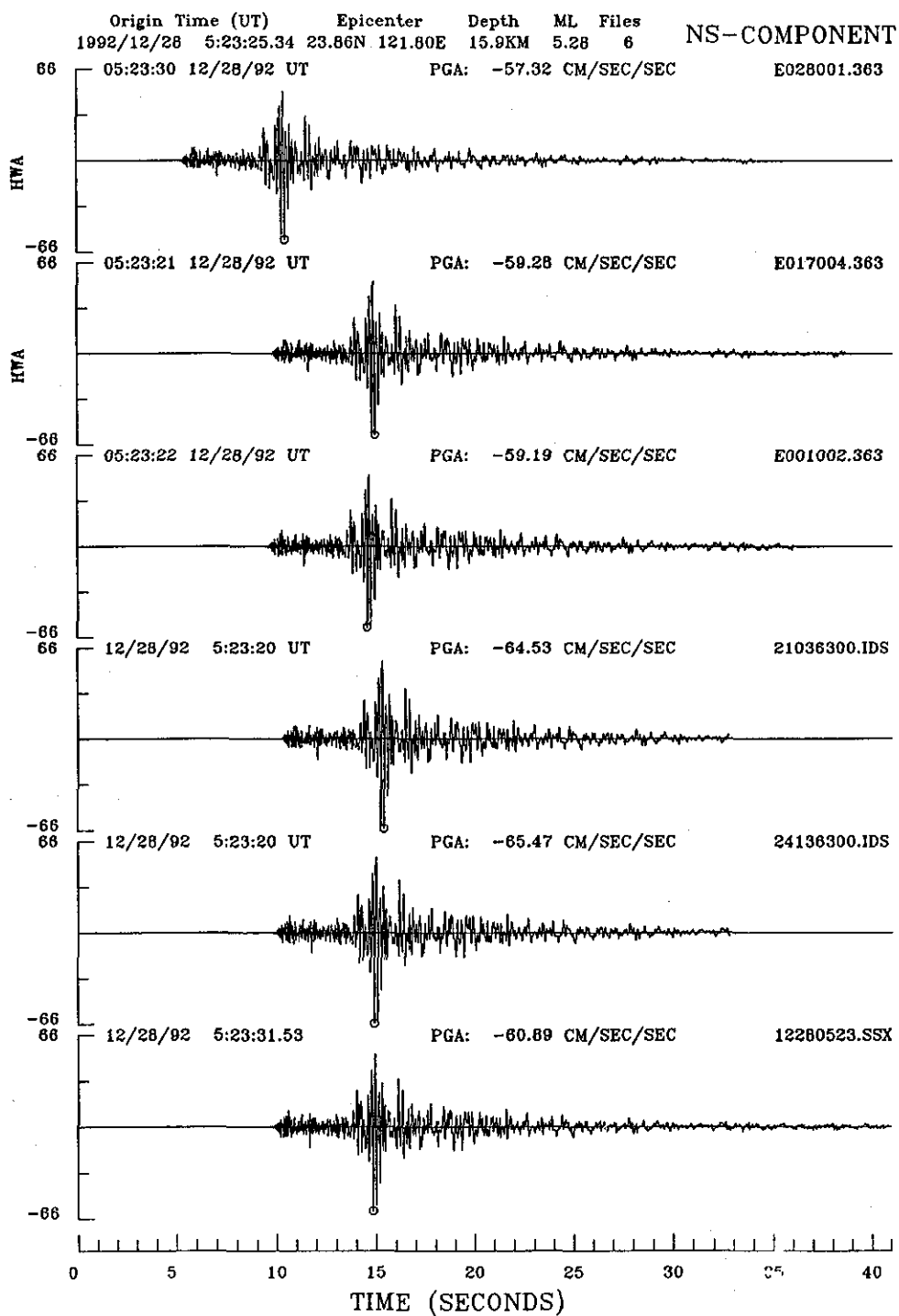


圖 6 1號地震之南北分量強震記錄

Fig. 6 Accelerograms of NS component of No. 1 earthquake.

表 3 各強震儀之設定參數與強震記錄筆數

Table 3 The setup parameters and recording number of six accelerographs

ITEM \ TYPE	A800(017)	A800(028)	A900(001)	IDS(210)	IDS(241)	SSA16
SETUP DATE	12/07/1990	2/11/1991	12/13/1992	12/14/1992	7/29/1992	12/13/1992
PRE-EVENT TIME	10 SEC	5 SEC	10 SEC	10 SEC	10 SEC	10.24 SEC
POST-EVENT TIME	10 SEC	10 SEC	10 SEC	10 SEC	10 SEC	10 SEC
FULL SCALE	1 G	1 G	2 G	2 G	2 G	2 G
TRIGGER LEVEL	0.4 %	0.4 %	0.2 %	0.2 %	0.2 %	0.2 %
RECORDING NO.	21	30	27	24	44	28

2強震儀有較高PGA的傾向，於是我們以A900強震儀之PGA為準，將各強震儀之PGA與A900強震儀PGA的差值，除以A900強震儀PGA，求其百分比，最後計算其平均值，即相對PGA比率平均值 =

$$\frac{\sum \{ [PGA(ACC) - PGA(A900)] / PGA(A900) \} \times 100\%}{N}$$

ACC：各儀器強震記錄

A900：A900強震儀強震記錄

N：地震之筆數

計算之結果整理成表8，並繪圖於圖5。由圖5與表8我們發現，不僅不同類型強震記錄的PGA有差異，相同類型的記錄之PGA亦有些微之差異，其中SSA-16強震儀之強震記錄的PGA與A900相近，平均差值在1%左右，IDS(210)、IDS(241)強震儀之水平分量強震記錄的PGA較A900分別高約7%與9%，而A800強震儀由於動態記錄範圍較小，其結果較散亂。

為便於比較各強震儀強震記錄時序上之差異，我們將相同地震不同強震儀所記錄的結果繪於同一張圖上，如圖6是以表4編號1的地震之南北分量的強震記錄為例，此地震之規模5.2、震央距離23.7公里、震源深度15.8公里，PGA可達65 GAL；由圖上顯示出IDS-3602強震儀之記錄時間長度較短，其原因乃其設定觸發位準（TRIGGER LEVEL）不是以單點，而是以0.1秒（STA=0.1秒），即25點的平均值來判斷，故相對地觸發位準提高，地震振幅較早小於觸發位準，致使記錄時間較短，由圖6各儀器記錄之相位、波形大致相

同不易看出其差異，而在PGA方面，IDS兩部強震儀之值皆明顯較大，為深入探討其波形特性，遂將其分別轉至頻率域成富氏頻譜，並將相同地震不同儀器之富氏頻譜畫在一起如圖7至圖9。從各圖中可發現，當頻率大於0.3Hz時，所有儀器在富氏頻譜上的表現非常雷同，但小於0.3Hz時，16Bit之強震儀所記錄資料之富氏頻譜甚為接近，但12Bit之A800(A1和A2)則明顯的較大，此現象可能因不同儀器動態記錄範圍導致此現象，亦即12Bit的A800在事件前時間內(pre-event time windows)的訊號因取樣作用而成階梯形狀，使富氏頻譜在頻率小於0.3Hz時失真，為了證明此效應，我們選擇了編號41的地震作進一步的分析。

編號41的地震其地震規模4.1、震央距離4.8公里、震源深度23.3公里，PGA約在6GAL左右，其波跡及富氏頻譜繪出如圖10至圖13。從各圖中可發現，當頻率大於1.0Hz時，所有儀器在富氏頻譜上的表現相當一致，但小於1.0Hz時，16Bit之強震儀所記錄資料之富氏頻譜較為接近，但12Bit之A800(A1和A2)則明顯的較大，為進一步比較頻率1.0Hz以下各強震儀所記錄資料之富氏頻譜變化，遂將圖12、13之圖形以雙線性軸畫出如圖14、15。由此圖更明顯表現出富氏頻譜之差異，可分為兩組，即16Bit的強震儀，A900、IDS-3602、與SSA-16一組，其在頻譜上有相近的趨勢，而在南北分量0.6Hz與東西分量0.8Hz以上，頻譜即重疊在一起，但12Bit的A800之A1與A2兩者與16Bit之記錄頻譜有較大之差異，此皆因事件前之記錄呈階梯狀所造成之結果。

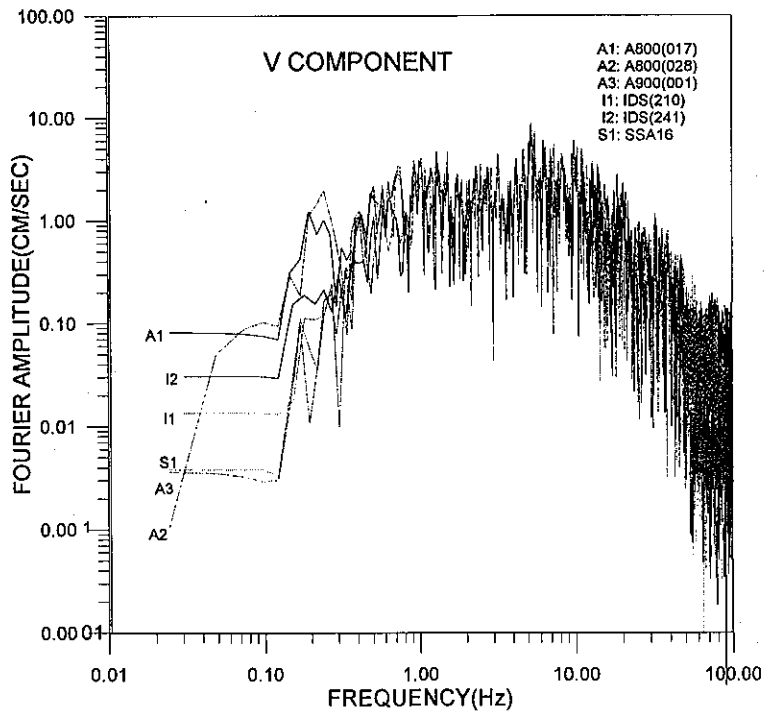


圖 7 1號地震不同儀器垂直分量之富氏頻譜

Fig. 7 Fourier Spectra of V component of No. 1 earthquake.

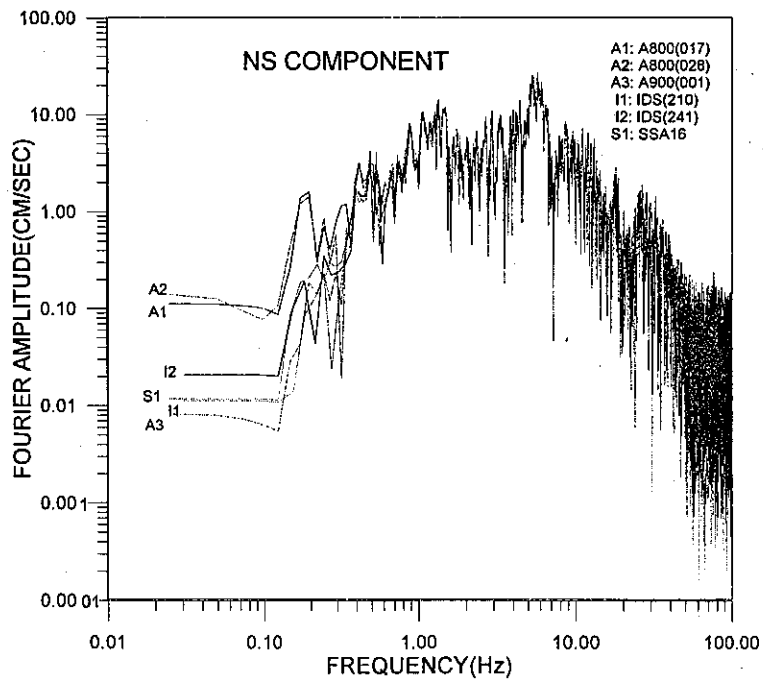


圖 8 1號地震不同儀器南北分量之富氏頻譜

Fig. 8 Fourier Spectra of NS component of No. 1 earthquake.

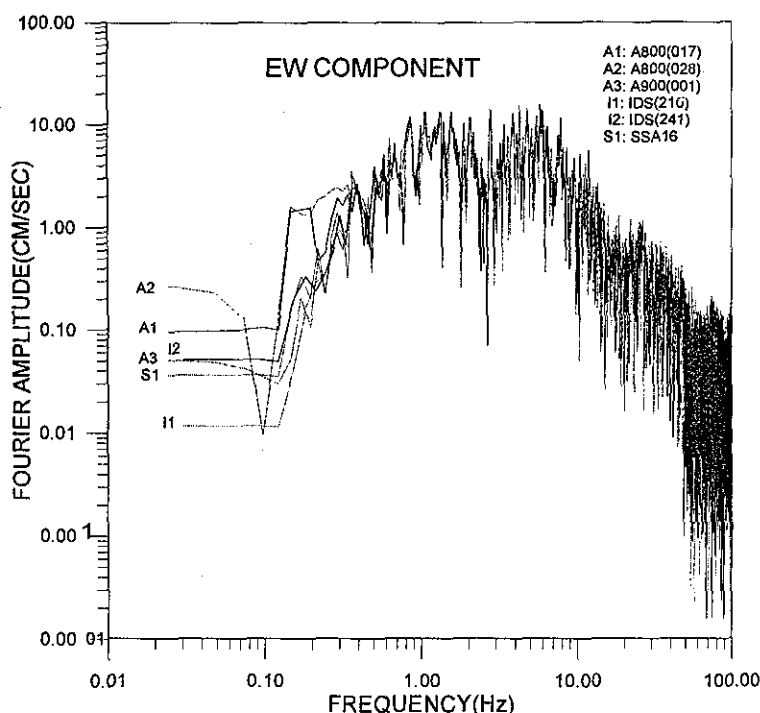


圖 9 1號地震不同儀器東西分量之富氏頻譜

Fig. 9 Fourier Spectra of EW component of No. 1 earthquake.

綜合上述，我們比較編號1與編號41不同大小地震之富氏頻譜，發現16Bit強震儀所記錄資料之富氏頻譜表現皆相當雷同，但12Bit之A800在低頻上分歧程度似與地震PGA大小有關。PGA大之地震因其峰值較大，而提高了頻譜中低頻的富氏振幅，掩蓋了12Bit與16Bit記錄資料兩者在低頻(0.3 Hz-1.0Hz)之差異，但PGA小之地震因振幅較小，便凸顯出12Bit強震儀因類比數位轉換取樣作用，使事件前時間內的訊號成階梯狀，致使富氏頻譜在低頻部分有失真的現象，此失真現象隨者PGA的增大，失真頻率的起始值隨者降低。此分析由圖10中，16Bit強震儀記錄有較高的振幅解析度為0.06gal/count，其事件前波跡為波狀，但12Bit強震儀記錄的振幅解析度只有0.479gal/count，其事件前波跡為階梯狀可看出。

四、討論與結論

由設置於花蓮氣象站的各種類型強震儀所蒐錄的強震記錄分析後，結果討論如下：不同類型

強震儀之強震記錄的PGA有所差異，此可由圖6看出，而其值差異可達8GAL，即使同類型強震儀亦可能有所差異，如IDS之210及241。所以單從PGA來區分震度，亦可能有所誤差，因此為瞭解地動特性，如強震振幅與震央距離做震度衰減率的研究，當考慮記錄儀器不同所造成PGA的差異，會影響其結果；建議應與強震歷時（能量累積觀點或超過某一加速度值的時間長度）與頻率內涵等方面共同來探討，較為妥當。

在時序記錄顯示出，各記錄的相位、波形大致相同，惟A800(028)強震儀的事件前設定時間長度只有5秒（此乃為配合其他分佈於全省各站之A800的參數設定，因其記憶體容量只有1MB，為考量記憶體不會太早飽和、儀器動態記錄範圍、及主要是為蒐錄大地震與震度發布參考之因素，故設定為5秒），另IDS-3602強震儀的記錄時間長度亦較其他強震儀為短，雖然觸發位準A800設為0.4%，A900、IDS3602、SSA-16設為0.2%，亦即任何一分量之PGA大於3.92GAL，即啟動記錄，但

因IDS非單點來判斷，需配合STA(Short Time Amplitude Average)來處理，而STA最短設定時間長度為0.1秒，亦即以25點的平均值來做判斷，相對地觸發位準提高至PGA約6GAL，此可由表五至表七地震編號46，其他強震儀皆有記錄，而IDS3602卻未觸發可看出。

在頻譜分析方面，由圖7至圖15，顯示出在PGA較大之1號地震，在頻率範圍0.3至50Hz與

PGA較小之41號地震，在頻率範圍1.0至50Hz，各類型強震儀的強震記錄之頻譜相當吻合。而在低頻及高頻（50Hz以上）有所分歧；在低頻部分，PGA較大之1號地震在0.3Hz即有合而為一的趨勢，而PGA較小之41號地震在1.0Hz以下仍然有分歧，且差異更加顯著；在低頻分歧部分可約略分成兩組，即12BIT的A800一組，16BIT的A900、IDS-3602與SSA-16一組，兩者差值約在10倍左

表 4 各強震儀之強震記錄
Table 4 Listing of Earthquakes

No.	Origin Time (UT)						Epicenter		Depth (km)	ML	RECORD EVENT				
	Y	M	D	H	M	S	LAT(° ' N)	LOn(° ' E)			A800 017	A800 028	A900 210	IDS3602 241	SSA16
1	1992	12	28	5:23	25	34	23 51.83	121 48.15	15.8	5.2	●	●	●	●	●
2	1993	1	23	8:59	26	31	24 4.84	121 44.57	28.5	5.4	●	●	●	●	●
3	1993	1	23	16:12	57	00	24 6.37	121 42.83	27.1	4.5	●	●	●	●	●
4	1993	2	19	2:36		35	23 45.73	121 48.47	42.0	5.0	●	●	●	●	●
5	1993	2	19	12: 2	30	43	23 55.19	121 32.89	24.6	3.7	●	●	●	●	●
6	1993	2	21	8: 8	43	47	23 57.93	121 36.25	6.1	2.8	●	●	●	●	●
7	1993	2	22	3:30	56	31	23 57.34	121 37.84	5.8	3.7	●	●	●	●	●
8	1993	2	28	14:56	45	98	23 58.45	121 37.28	8.3	3.2	●	●	●	●	●
9	1993	3	26	10:14		44	23 59.64	121 45.14	27.2	4.6	●	●	●	●	●
10	1993	3	26	16:35		3.69	23 59.77	121 36.86	8.3	3.9	●	●	●	●	●
11	1993	3	26	16:43	10	65	24 .95	121 37.21	7.7	3.3	●	●	●	●	●
12	1993	5	4	19:15	30	52	23 59.81	121 37.98	1.0	3.9	●	●	●	●	●
13	1993	5	4	19:22		7.97	23 59.21	121 38.04	5.8	3.0	●	●	●	●	●
14	1993	5	4	19:24	47	58	24 .45	121 39.08	1.1	3.8	●	●	●	●	●
15	1993	5	4	19:25	33	32	23 58.93	121 37.24	7.3	2.7	●	●	●	●	●
16	1993	5	4	20: 8	34	06	23 58.71	121 38.31	5.7	2.8	●	●	●	●	●
17	1993	5	9	22:17	56	31	23 50.95	121 58.81	20.7	4.6	●	●	●	●	●
18	1993	5	17	1: 4	24	01	24 5.13	121 33.07	20.3	3.8	●	●	●	●	●
19	1993	5	25	13: 2	45	83	24 2.41	121 38.18	7.4	2.6	●	●	●	●	●
20	1993	5	25	13: 4	10	55	24 2.89	121 38.22	7.8	3.0	●	●	●	●	●
21	1993	5	25	15:35		4.28	24 1.46	121 38.56	6.7	2.1	●	●	●	●	●
22	1993	5	26	9: 2	49	38	24 2.59	121 38.29	7.4	4.2	●	●	●	●	●
23	1993	5	26	9:42	37	84	24 2.88	121 37.75	8.6	2.4	●	●	●	●	●
24	1993	5	26	19:57	55	25	24 3.81	121 37.97	5.3	3.1	●	●	●	●	●
25	1993	5	26	20: 2	30	86	24 3.95	121 37.81	4.0	3.7	●	●	●	●	●
26	1993	5	26	20:29		4.59	24 2.53	121 38.41	10.6	2.8	●	●	●	●	●
27	1993	5	28	6:37	24	56	23 54.76	121 40.09	3.1	2.8	●	●	●	●	●
28	1993	5	29	23:20	32	47	23 55.65	121 27.83	13.0	3.5	●	●	●	●	●
29	1993	6	2	6:12	50	18	23 54.19	121 40.82	5.5	2.7	●	●	●	●	●
30	1993	6	4	7:17	10	99	23 58.71	121 49.75	22.8	4.2	●	●	●	●	●
31	1993	6	5	22: 9	54	57	23 47.78	121 47.59	4.5	3.9	●	●	●	●	●
32	1993	6	15	15:41	45	95	23 54.39	121 28.72	18.7	3.0	●	●	●	●	●
33	1993	6	21	23:31	13	83	23 55.36	121 29.16	11.8	2.8	●	●	●	●	●
34	1993	6	23	13:59	42	12	24 4.04	121 41.39	1.2	4.1	●	●	●	●	●
35	1993	6	24	2:59	57	86	24 32.61	121 46.16	65.0	5.1	●	●	●	●	●
36	1993	6	24	10:39	37	16	24 3.33	121 43.40	2.5	4.7	●	●	●	●	●
37	1993	6	24	20:38	38	91	24 3.25	121 43.40	7.0	3.7	●	●	●	●	●
38	1993	6	25	14: 9		7.77	24 4.99	121 42.07	4.6	3.9	●	●	●	●	●
39	1993	6	26	6:51	13	17	24 6.42	121 40.41	5.0	3.6	●	●	●	●	●
40	1993	7	17	15:34	16	48	23 52.52	121 27.44	18.1	3.3	●	●	●	●	●
41	1993	9	16	2:31	23	61	23 58.96	121 39.11	23.3	4.1	●	●	●	●	●
42	1993	9	16	12:18	45	36	23 58.16	121 40.34	21.1	4.2	●	●	●	●	●
43	1993	9	21	11: 3	42	18	24 1.17	121 42.45	27.8	4.4	●	●	●	●	●
44	1993	9	30	14:15	20	64	23 44.85	121 37.45	5.0	4.7	●	●	●	●	●
45	1993	10	1	4:10		8.18	23 45.49	121 38.17	.8	4.2	●	●	●	●	●
46	1993	10	12	2:20	40	47	24 1.50	121 37.88	5.7	3.0	●	●	●	●	●
47	1993	10	15	10:51	55	53	23 45.62	122 4.73	14.7	4.9	●	●	●	●	●
48	1993	10	21	2: 7	42	69	23 54.63	121 28.06	12.3	3.2	●	●	●	●	●
49	1993	11	25	1: 1	30	54	23 57.01	121 39.15	25.4	3.9	●	●	●	●	●
50	1993	12	3	0: 1	39	58	24 17.07	121 49.45	64.6	5.3	●	●	●	●	●
51	1993	12	9	2:48	17	66	23 59.36	121 45.23	22.1	4.5	●	●	●	●	●
52	1993	12	11	7:25		8.20	23 46.19	121 39.18	25.6	4.4	●	●	●	●	●
53	1993	12	15	21:49	43	10	23 12.80	120 31.42	12.5	5.7	●	●	●	●	●
54	1993	12	24	22:48	11	23	23 58.98	121 37.67	6.4	3.1	●	●	●	●	●
55	1993	12	24	23:31	16	72	23 58.52	121 39.25	2.9	3.7	●	●	●	●	●

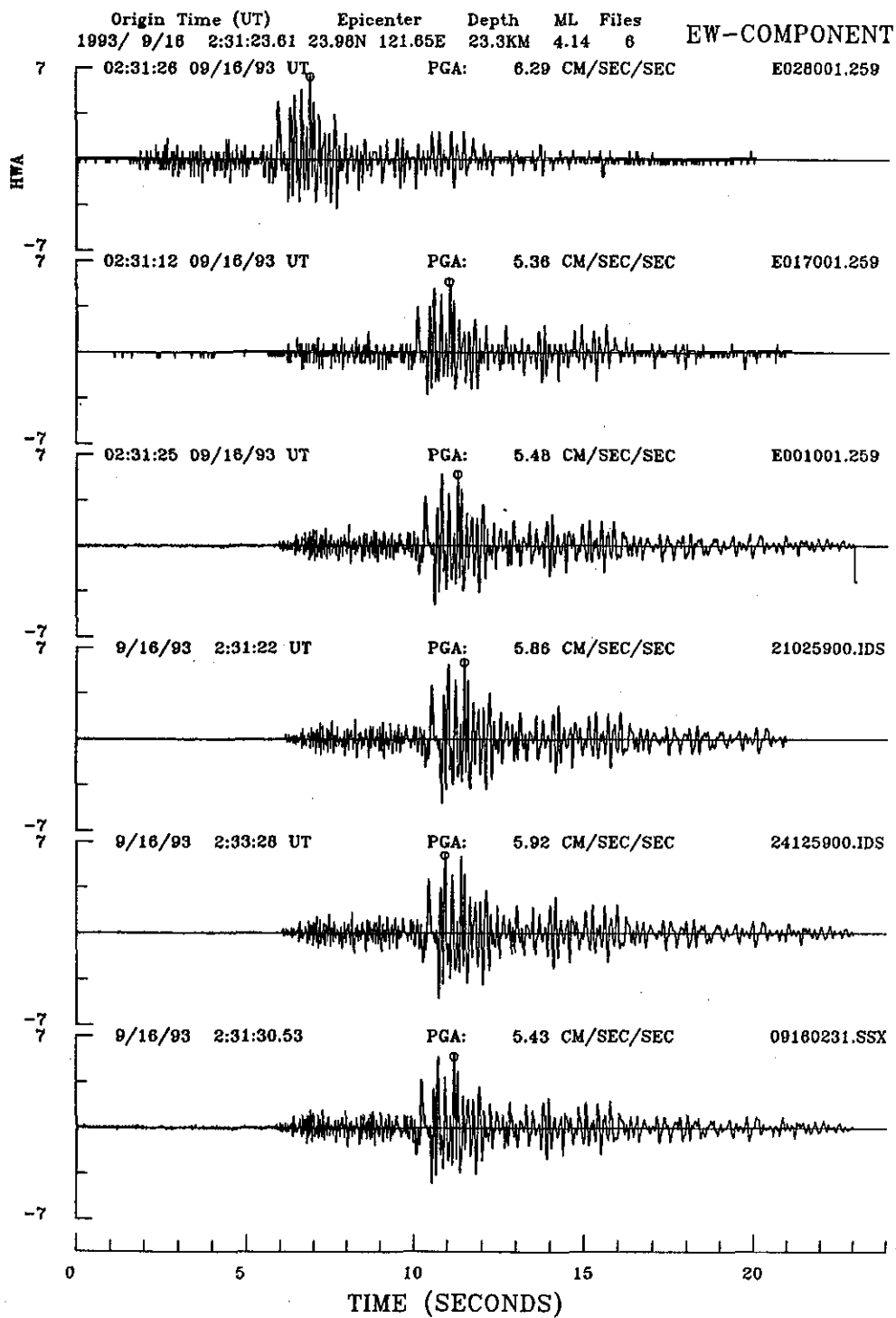


圖 10 41號地震之東西分量強震記錄

Fig. 10 Accelerograms of EW component of No. 41 earthquake.

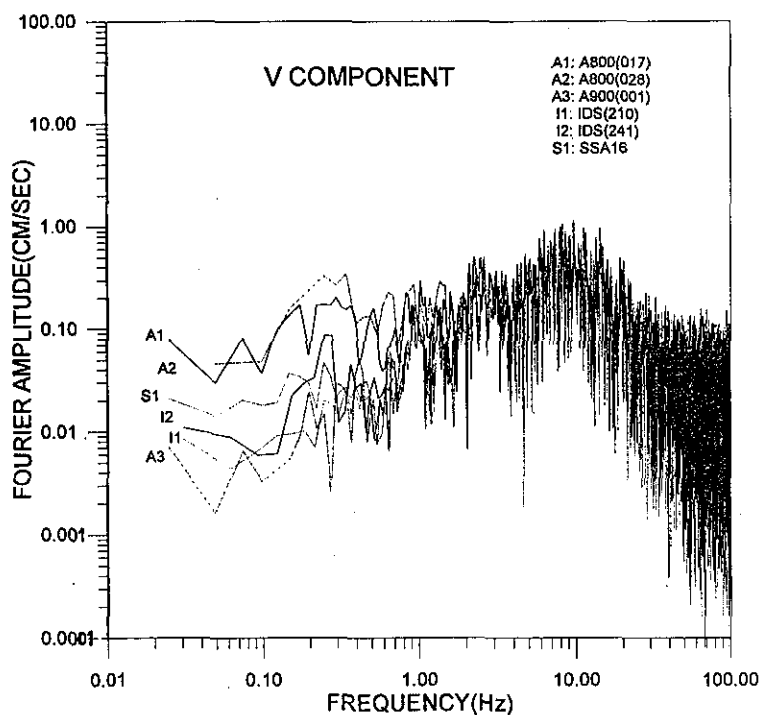


圖 11 41號地震不同儀器垂直分量之富氏頻譜

Fig. 11 Fourier Spectra of V component of No. 41 earthquake.

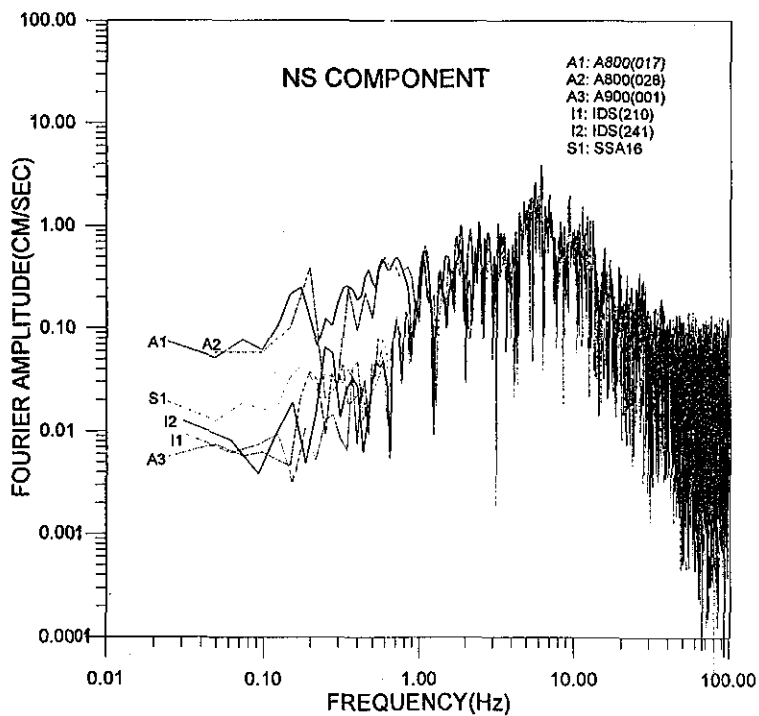


圖 12 41號地震不同儀器南北分量之富氏頻譜

Fig. 12 Fourier Spectra of NS component of No. 41 earthquake.

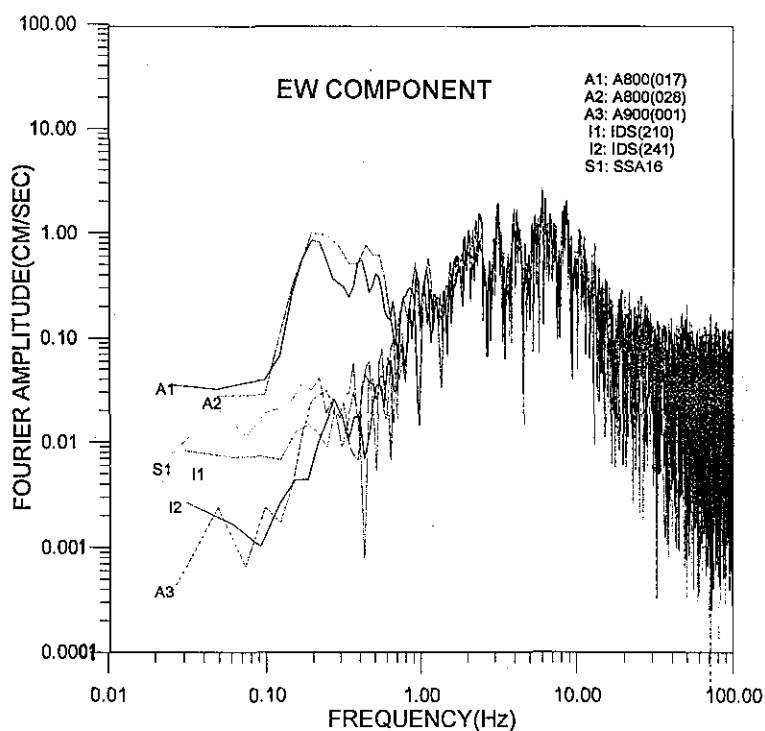


圖 13 41號地震不同儀器東西分量之富氏頻譜

Fig. 13 Fourier Spectra of EW component of No. 41 earthquake.

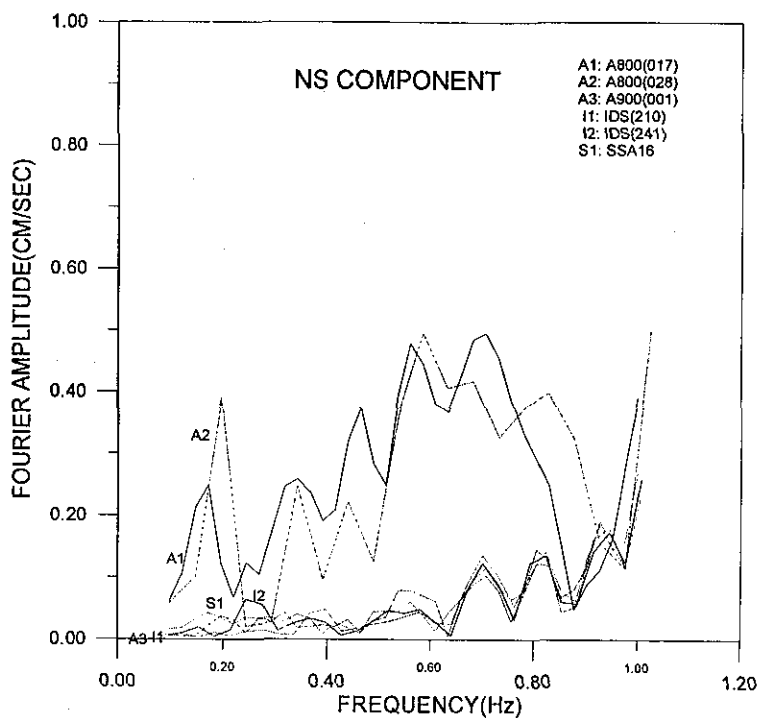


圖 14 41號地震不同儀器南北分量之雙線性軸富氏頻譜

Fig. 14 Bi-linear Axes Fourier Spectra of NS component of No. 41 earthquake.

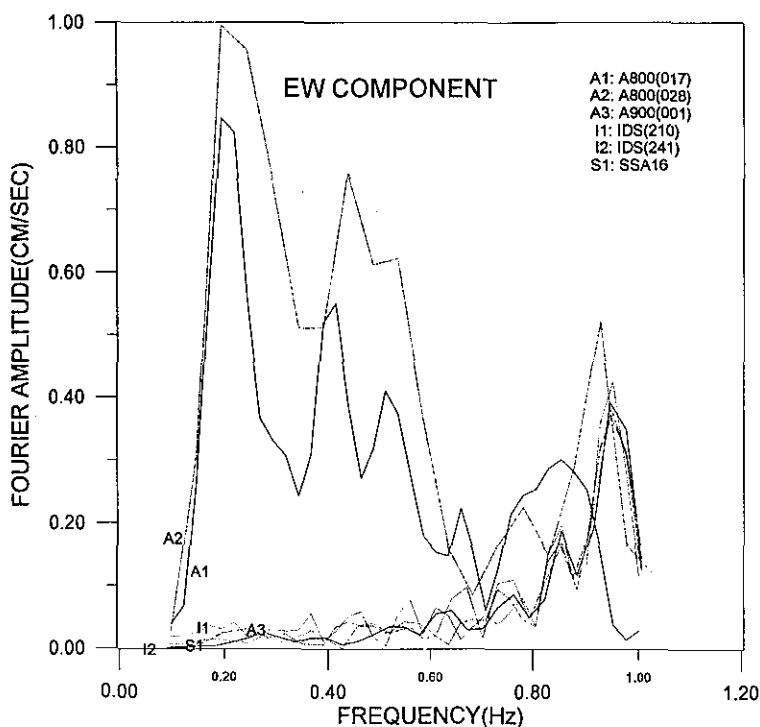


圖 15 41號地震不同儀器東西分量之雙線性軸富氏頻譜

Fig. 15 Bi-linear Axes Fourier Spectra of EW component of No. 41 earthquake.

右，此似與其動態記錄範圍分別為72dB與96dB有關，亦即16BIT的強震儀有較高的振幅解析度，可有效記錄到較小的地動訊息。

另就高頻部分的分歧來探討，因16 bit強震儀之儀器頻率響應(FREQUENCY RESPONSE)是從DC至50Hz，所以50Hz以上，各儀器頻率響應曲線衰減速率之設計，亦有所差異，以IDS-3602衰減最快，A900、SSA-16次之，A800最慢。

中央氣象局鑑於過去台灣地區的強震資料缺乏不夠完整，積極執行「強地動觀測計畫」，此計畫所蒐集之強震資料品質好壞，有賴於功能良好的強震儀，因此我們比較不同型態、種類強震儀之硬體設備特性及分析其強震記錄，以瞭解差異原因，並得到下列結論：

1. 本局現有數位式強震儀，不僅功能優於以往傳統類比式，如SMA-1強震儀，且可記憶之資料量多，蒐取迅速，處理方便，容易省時，速度快，人為誤差減少，容易保存，大大提昇了資料

品質。16BIT的強震儀，如A900、SSA-16、IDS-3602較12BIT的A800強震儀，有較高的解析度、較大的動態記錄範圍，可有效記錄較廣的地動訊息。

2. 各強震儀的強震記錄之分量與極性表示並不一致，因此分析強震資料之波形變化時，應注意此類差異。

3. 由設置於花蓮氣象站的各種類型強震儀所蒐錄的強震記錄分析顯示，在PGA方面，SSA-16強震儀之強震記錄的PGA與A900相近，平均差值在1%左右，IDS(210)、IDS(241)強震儀之水平分量強震記錄的PGA較A900分別高約7%與9%，而A800強震儀由於動態範圍較小其結果較散亂，但所有資料在時序記錄方面波形和相位相當一致，在頻譜方面，頻率範圍1.0至50Hz，各類型強震儀的強震記錄之頻譜相當吻合，但A800在低頻上分歧的程度似與地震的PGA大小有關。

表 5 各強震儀強震記錄之垂直分量PGA表

Table 5 The vertical component PGA of accelerograms of six accelerographs

No.	Origin Time (UT)					PGA(GAL)					SSA16	
	Y	M	D	H	M	S	A800		A900	IDS3602		
							017	028		210		241
1	1992	12	28	5:23:25.34			14.83	20.58	16.74	19.32	17.34	15.11
2	1993	1	23	8:59:26.31			19.14		22.08	24.52	23.38	21.39
3	1993	1	23	16:12:57.00			4.31		4.36	4.30	4.96	4.87
4	1993	2	19	2:36: .35				5.26	4.90	5.50	5.08	4.58
5	1993	2	19	12: 2:30.43				4.79	5.62	5.26	6.64	6.69
6	1993	2	21	8: 8:43.47				2.39				2.13
7	1993	2	22	3:30:56.31				12.92	12.86	12.50	15.80	17.03
8	1993	2	28	14:56:45.98					2.46			2.63
9	1993	3	26	10:14: .44			4.79	5.26	4.48	4.60	4.84	4.31
10	1993	3	26	16:35: 3.69			11.48	10.05	10.16	9.10	9.86	9.13
11	1993	3	26	16:43:10.65			4.31	4.31	4.18	3.40	3.58	3.62
12	1993	5	4	19:15:30.52			6.70	6.70	6.70	5.74	6.88	6.52
13	1993	5	4	19:22: 7.97					1.50		1.74	
14	1993	5	4	19:24:47.58			6.22	6.70	7.12	6.34	7.66	7.42
15	1993	5	4	19:25:33.32							2.10	
16	1993	5	4	20: 8:34.06							2.22	
17	1993	5	9	22:17:56.31							1.62	
18	1993	5	17	1: 4:24.01			12.44	11.48	13.70	12.92	15.50	15.03
19	1993	5	25	13: 2:45.83							1.56	
20	1993	5	25	13: 4:10.55							2.94	
21	1993	5	25	15:35: 4.28							1.74	
22	1993	5	26	9: 2:49.38			9.09	10.05	9.58	7.96	8.08	8.49
23	1993	5	26	9:42:37.84							1.20	
24	1993	5	26	19:57:55.25							8.08	
25	1993	5	26	20: 2:30.86							9.10	
26	1993	5	26	20:29: 4.59							1.80	
27	1993	5	28	6:37:24.56							1.92	
28	1993	5	29	23:20:32.47							2.16	
29	1993	6	2	6:12:50.18							1.44	
30	1993	6	4	7:17:10.99			2.39	3.35	2.70	2.76	3.00	2.74
31	1993	6	5	22: 9:54.57							1.02	
32	1993	6	15	15:41:45.95							0.84	
33	1993	6	21	23:31:13.83							1.50	
34	1993	6	23	13:59:42.12			3.35	4.79	3.40	3.52	3.58	3.36
35	1993	6	24	2:59:57.86			2.39	2.39	2.40	2.40		2.45
36	1993	6	24	10:39:37.16			6.70	6.70	6.64	6.76	7.48	7.02
37	1993	6	24	20:38:38.91							0.90	
38	1993	6	25	14: 9: 7.77							1.38	
39	1993	6	26	6:51:13.17							0.90	
40	1993	7	17	15:34:16.48							0.96	
41	1993	9	16	2:31:23.61			2.39	2.87	2.94	3.00	3.18	2.86
42	1993	9	16	12:18:45.36			1.91	2.39	2.10	2.40	2.22	2.18
43	1993	9	21	11: 3:42.18				2.39				
44	1993	9	30	14:15:20.64			3.83	3.83	3.46	3.34	3.76	3.59
45	1993	10	1	4:10: 8.18				1.44				
46	1993	10	12	2:20:40.47			2.39	2.39	1.80			2.18
47	1993	10	15	10:51:55.53				1.44				
48	1993	10	21	2: 7:42.69				2.39				
49	1993	11	25	1: 1:30.54				1.44				
50	1993	12	3	0: 1:39.58			3.83	3.83		4.18	4.12	3.92
51	1993	12	9	2:48:17.66				2.39				
52	1993	12	11	7:25: 8.20				1.91	1.56			1.68
53	1993	12	15	21:49:43.10			1.44	1.91	1.92	1.92	1.98	1.97
54	1993	12	24	22:48:11.23			5.74		5.62	5.56	5.02	5.00
55	1993	12	24	23:31:16.72			8.61	9.57	8.86	9.10	9.64	9.48

表 6 各強震儀強震記錄之南北分量PGA表

Table 6 The NS component PGA of accelerograms of six accelerographs

No.	Origin Time (UT)					PGA (GAL)					SSA16	
	Y	M	D	H	M	S	A800		A900	IDS3602		
							017	028		210		241
1	1992	12	28	5:23:25.34			59.28	57.32	59.19	64.53	65.47	60.89
2	1993	1	23	8:59:26.31			60.77		58.62	64.06	63.22	59.71
3	1993	1	23	16:12:57.00			10.05		9.98	10.76	10.94	10.21
4	1993	2	19	2:36: .35				13.40	13.40	15.02	14.66	13.64
5	1993	2	19	12: 2:30.43				11.01	11.06	12.20	12.32	11.47
6	1993	2	21	8: 8:43.47				5.74				4.93
7	1993	2	22	3:30:56.31				46.42	53.66	56.82	58.56	55.36
8	1993	2	28	14:56:45.98					5.08			5.12
9	1993	3	26	10:14: .44			6.70	6.70	6.16	6.82	6.70	6.18
10	1993	3	26	16:35: 3.69			8.61	8.61	9.46	9.22	10.40	9.40
11	1993	3	26	16:43:10.65			6.70	6.22	6.76	7.42	7.36	6.94
12	1993	5	4	19:15:30.52			14.36	13.88	14.30	15.50	15.44	14.08
13	1993	5	4	19:22: 7.97					4.54		5.14	
14	1993	5	4	19:24:47.58			26.32	23.45	27.46	29.02	29.72	28.08
15	1993	5	4	19:25:33.32							3.18	
16	1993	5	4	20: 8:34.06							3.28	
17	1993	5	9	22:17:56.31							2.94	
18	1993	5	17	1: 4:24.01			25.84	23.45	26.32	28.60	29.12	26.74
19	1993	5	25	13: 2:45.83							1.86	
20	1993	5	25	13: 4:10.55							4.18	
21	1993	5	25	15:35: 4.28							2.46	
22	1993	5	26	9: 2:49.38			11.01	10.53	11.60	10.70	13.10	10.97
23	1993	5	26	9:42:37.84							1.50	
24	1993	5	26	19:57:55.25							9.28	
25	1993	5	26	20: 2:30.86							10.40	
26	1993	5	26	20:29: 4.59							2.28	
27	1993	5	28	6:37:24.56							1.92	
28	1993	5	29	23:20:32.47							2.88	
29	1993	6	2	6:12:50.18							1.80	
30	1993	6	4	7:17:10.99			7.18	7.18	6.94	7.54	7.66	6.93
31	1993	6	5	22: 9:54.57							1.68	
32	1993	6	15	15:41:45.95							1.14	
33	1993	6	21	23:31:13.83							3.40	
34	1993	6	23	13:59:42.12			12.44	11.48	12.56	13.82	13.94	12.57
35	1993	6	24	2:59:57.86			6.22	5.26	5.50	6.04		5.54
36	1993	6	24	10:39:37.16			18.66	18.18	19.44	20.76	21.06	19.36
37	1993	6	24	20:38:38.91							1.98	
38	1993	6	25	14: 9: 7.77							3.52	
39	1993	6	26	6:51:13.17							2.04	
40	1993	7	17	15:34:16.48							1.74	
41	1993	9	16	2:31:23.61			6.22	5.74	5.62	6.10	6.22	5.70
42	1993	9	16	12:18:45.36			7.18	6.70	7.30	7.84	8.08	7.27
43	1993	9	21	11: 3:42.18				2.87				
44	1993	9	30	14:15:20.64			13.40	11.96	13.88	14.36	14.72	13.94
45	1993	10	1	4:10: 8.18				3.83				
46	1993	10	12	2:20:40.47			5.74	5.74	5.98			5.86
47	1993	10	15	10:51:55.53				2.87				
48	1993	10	21	2: 7:42.69				3.35				
49	1993	11	25	1: 1:30.54				2.87				
50	1993	12	3	0: 1:39.58			13.88	12.44		15.38	15.68	14.29
51	1993	12	9	2:48:17.66				3.83				
52	1993	12	11	7:25: 8.20				3.35	3.88			3.89
53	1993	12	15	21:49:43.10			4.31	3.83	4.12	4.24	4.36	4.07
54	1993	12	24	22:48:11.23			12.92		13.40	14.30	15.32	13.60
55	1993	12	24	23:31:16.72			28.23	25.84	28.12	30.56	31.52	28.61

表 7 各強震儀強震記錄之東西分量PGA表

Table 7 The EW component PGA of accelerograms of six accelerographs

No.	Origin Time (UT)				PGA(GAL)				
	Y	M	D	H M S	A800 017	028	A900 210	IDS3602 241	SSA16
1	1992	12	28	5:23:25.34	26.32	26.80	27.76	30.02	27.72
2	1993	1	23	8:59:26.31	49.77		52.04	54.68	52.28
3	1993	1	23	16:12:57.00	5.74		4.96	5.50	4.96
4	1993	2	19	2:36: .35		15.79	15.26	16.86	15.31
5	1993	2	19	12: 2:30.43		12.44	11.12	12.14	11.00
6	1993	2	21	8: 8:43.47		3.35			3.29
7	1993	2	22	3:30:56.31		28.23	26.02	28.48	25.93
8	1993	2	28	14:56:45.98			3.12		3.11
9	1993	3	26	10:14: .44	6.22	7.18	6.28	6.88	6.33
10	1993	3	26	16:35: 3.69	11.96	12.44	11.72	12.44	11.47
11	1993	3	26	16:43:10.65	3.83	3.83	4.54	4.60	4.45
12	1993	5	4	19:15:30.52	5.74	7.66	6.28	6.64	6.19
13	1993	5	4	19:22: 7.97			3.18		3.34
14	1993	5	4	19:24:47.58	11.48	13.40	12.44	13.46	12.42
15	1993	5	4	19:25:33.32					2.16
16	1993	5	4	20: 8:34.06					2.16
17	1993	5	9	22:17:56.31					2.82
18	1993	5	17	1: 4:24.01	22.49	24.40	24.70	27.52	24.60
19	1993	5	25	13: 2:45.83					1.08
20	1993	5	25	13: 4:10.55					2.76
21	1993	5	25	15:35: 4.28					0.96
22	1993	5	26	9: 2:49.38	6.70	7.66	7.84	7.66	7.42
23	1993	5	26	9:42:37.84					1.20
24	1993	5	26	19:57:55.25					5.56
25	1993	5	26	20: 2:30.86					5.50
26	1993	5	26	20:29: 4.59					1.02
27	1993	5	28	6:37:24.56					0.90
28	1993	5	29	23:20:32.47					2.70
29	1993	6	2	6:12:50.18					0.72
30	1993	6	4	7:17:10.99	7.66	8.61	8.44	8.92	8.26
31	1993	6	5	22: 9:54.57					1.44
32	1993	6	15	15:41:45.95					1.02
33	1993	6	21	23:31:13.83					2.22
34	1993	6	23	13:59:42.12	7.18	8.61	8.32	8.68	8.19
35	1993	6	24	2:59:57.86	6.70	7.18	7.00	7.78	6.99
36	1993	6	24	10:39:37.16	14.36	16.75	16.32	18.12	16.12
37	1993	6	24	20:38:38.91					1.32
38	1993	6	25	14: 9: 7.77					1.86
39	1993	6	26	6:51:13.17					1.50
40	1993	7	17	15:34:16.48					2.70
41	1993	9	16	2:31:23.61	5.36	6.29	5.48	5.86	5.43
42	1993	9	16	12:18:45.36	6.70	7.66	7.78	8.20	7.62
43	1993	9	21	11: 3:42.18		2.39			
44	1993	9	30	14:15:20.64	12.44	15.31	14.60	15.50	14.39
45	1993	10	1	4:10: 8.18		3.83			
46	1993	10	12	2:20:40.47	4.31	4.79	4.84		4.70
47	1993	10	15	10:51:55.53		3.35			
48	1993	10	21	2: 7:42.69		2.39			
49	1993	11	25	1: 1:30.54		3.35			
50	1993	12	3	0: 1:39.58	9.09	11.48		11.18	10.82
51	1993	12	9	2:48:17.66		2.39			
52	1993	12	11	7:25: 8.20		5.26	4.84		4.79
53	1993	12	15	21:49:43.10	4.79	4.31	5.38	5.50	5.33
54	1993	12	24	22:48:11.23	8.13		8.98	9.74	8.84
55	1993	12	24	23:31:16.72	19.62	22.49	20.52	22.26	20.52

表 8 以A900強震儀為準之各強震儀三分量PGA差值百分比的平均值

Table 8 The average relative PGA ration of accelerograms of six accelerographs

COMP. \ TYPE	A800(017)	A800(028)	A900(001)	IDS(210)	IDS(241)	SSA16
V (%)	-3.103	5.664	0	-1.049	4.858	1.209
NS (%)	1.084	-5.690	0	6.969	9.760	0.825
EW (%)	-6.817	3.410	0	7.027	8.782	-1.033

五、誌 謝

本文於研究期間承蒙本中心吳逸民先生與張建興先生在軟體上的協助，使作者獲益不少，吳健富先生等強震課同仁辛勞的蒐集資料，讓本研究能順利完成，在此特表致謝。

六、參考文獻

- 1993: 中央氣象局(1993)自由場強震儀規格書.
- 1991: Accelocorder II /A-800 User's Manual, Teledyne Geotech.
- 1991: Preliminary Operating Instruction for Model SSA-16 16-Bit Solid State Recording Accelerograph, Kinemetrics, Inc.
- 1991: Specifications for 1991 CWB Digital Earthquake Strong-Motion Accelerographs.
- 1992: IDS-3602 Integrated Digital Seismograph 95-310309, Terra Technology Corp.
- 1992: Specifications for 1992 CWB Digital Earthquake Strong-Motion Accelerographs.
- 1993: Accelocorder III/A-900 Operation & Maintenance Manual, Teledyne Geotech.
- T. C. Shin and K. S. Liu, 1993: Analysis of Field Test Data of Digital Strong-Motion Accelerographs at HWA Station. Report of Technical Evaluations of Free-Field Accelerographs and Strong-Motion Structure Array System, 535-538.

TAIWAN STRONG-MOTION INSTRUMENTATION PROGRAM
—THE CHARACTERISTIC COMPARISON OF FREE-FIELD ACCELEROGRAPHS

Kun-Sung Liu

Tzay-Chyn Shin

Seismology Center, Central Weather Bureau

W. H. K. Lee

T. B. Tsai

U. S. Geological Survey

U. S. Pacific Gas and Electric Company

ABSTRACT

The Taiwan Strong-Motion Instrumentation program has called for 1000 digital strong-motion instruments to be installed at free-field sites and buildings in the Taiwan area within a six-year period since 1992 fiscal year. Using six digital accelerographs installed at the HWA station, the accelerograms are analyzed to study the characteristics of different instruments. We found some interesting results as follows :

1. The 16 bit digital accelerographs are better than the 12 bit digital ones due to high-resolution, large-dynamic range, especially for small events.
2. The polarity of different type of accelerographs are different.
3. The PGA of accelerograms of SSA-16 model accelerograph is nearly equal to that of A900 accelerograph. Their average value of difference is about 1 %. The PGA of horizontal component accelerograms of IDS(210), IDS(241) are 7 % and 9 % higher than that of A900 respectively, although the waveform of the traces are similar.
4. From the spectra analysis, the Fourier amplitudes of all accelerograms, in the frequency range of 1.0 Hz to 50 Hz, are almost identical. But the amplitude spectra of accelerograms from A800 show different trend due to the low dynamic range.

中央氣象局強地動觀測計畫 —結構物系統及明禮國小之資料分析

吳 健 富

中央氣象局地震測報中心

鄧 大 量

中央氣象局顧問

辛 在 勤

中央氣象局地震測報中心

摘 要

本文介紹中央氣象局「強地動觀測計畫」於80~83會計年度結構物強震監測系統儀器安裝進度，並利用明禮國小強震監測系統所收錄的地震資料，選擇5個不同震央距離、震源深度及規模的地震分析其PGA及頻譜比，以了解結構物於地震時之反應特性及應用背景雜訊資料預測地震時結構物之反應特性的可行性。由本文的分析得到下列結論：(1)在PGA的分析方面，PGA隨樓層增加而增加，在震央距離較大時，同一樓層短軸向的PGA隨位置的不同而變化較大，長軸向的變化則不明顯；而在震央距離較小時，長、短軸向的PGA分布較為零散，高頻訊號在此時有較明顯的表現。(2)在頻譜比分析方面，明禮國小背景雜訊紀錄之顯著頻率與地震紀錄之顯著頻率並不一致，顯示兩者之間並無線性關係。因此單從背景雜訊並無法預測地震時結構物各樓層的反應特性。

一、前 言

臺灣位於環太平洋地震帶上，經常發生嚴重的地震災害，造成人民生命財產的損失。因此了解結構物於強震時之反應，訂定經濟且安全的房屋耐震規範，發展減少地震災害的方法已是刻不容緩的工作。有鑑於此，中央氣象局配合國建六年計畫，執行「強地動觀測計畫」，藉由在各種不同地質及特定之結構體中設置觀測儀器，建立強地動觀測網，紀錄強震時結構物之反應資料（如位移、速度、加速度），提供學術界及工程界進一步分析強地動之特性及其對結構物的影響，作為將來地震防災的重要參考依據，評估現有的結構物是否耐震，是否需要補強，並使新的

結構物達到安全又經濟的設計，因此這個計畫可說是防災工程上的一大課題。

中央氣象局對於結構物站址的選定主要依循下列原則來選定(1)結構物本身的振動周期（亦即考慮結構物之結構材料及高度因素）：分為低層建築物（振動周期 <0.5 ）、中高層建築物（振動周期 $=0.5 \sim 1.5$ ）及超高層建築物（振動周期 >1.5 ）(2)結構物所在地盤類別：區分為軟弱地盤、中等地盤及堅實地盤等三類(3)其它非結構因素：如結構物之功能（例如學校、醫院、通信設施）來決定是否列入儀器安裝對象，如此將可涵蓋不同功能、特性之結構物。依據上述原則，中央氣象局已完成12座結構物及一座橋樑之結構物強震監測系統安裝，開始蒐集資料，另外十座建

築物也正進行結構物強震監測系統之裝設（見表1），表2則為各站的站址分類表。屆時將可蒐集到更多不同地質及特定結構體之資料。本文係利用中央氣象局於花蓮明禮國小所裝設的結構物強震監測系統所蒐錄的資料作分析，希望能由實際資料中分析地震時結構物之反應特性，並探討背景雜訊和地震時結構物主要放大頻率之異同性，作為預測不同樓層反應特性的參考。

二、系統分析

以往監測強震活動的地震儀器，多以感光底片或磁帶方式紀錄地震資料，使用者無法即時做資料分析，而且現有之儀器廠商也甚少生產專為結構物使用的地震儀器，因此中央氣象局執行「強地動觀測計畫」之初，即與美國地質調查所及中央研究院地球科學研究所合作，發展結構物使用之強震監測系統(Teng, 1992)，此套系統之主要功能及特色有：

(一)每套系統由四部分組成，包含感應器(sensor)、電纜線(cable)、訊號轉換器(signal conditioning box)及即時資料蒐集分析系統(圖1)。

(二)每套系統可處理32個波道的類比訊號（包含27個單軸向加速度地震計，一個三軸向加速度地震計及兩個時間系統之資料），如因結構物需要，系統也可以擴充至可處理64個波道的類比訊號，如表1中台北市政大樓及重陽橋波道數量即因結構物需要，而分別擴充至57個及54個。

(三)系統使用16位元高精度類比／數位轉換器，具有96db之解析度及至少90db之動態範圍，可紀錄至少2G的地震。

(四)利用電纜線連結安裝於結構物各樓層的感應器，使各感應器具有相同的時間基準，在資料處理時有很大的方便。

(五)具有時間接收裝置，可在紀錄地震的同時，亦將格式為IRIG E的時間訊號寫入地震紀錄中。

(六)加速度地震計之訊號經由訊號轉換器所提供的增益及濾波功能處理後，可將訊號放大10倍或100倍後進入由兩台工業級個人電腦組成的即時資料蒐集分析系統。這兩台電腦除可互相備援

表1 中央氣象局各結構物位置及安裝強震儀加速度計感應器數目

Table 1 Station name and total number of sensor which install in strong-motion structure array, CWB

I、81年度

建築物：

1. 中央研究院地球科學研究所：25 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
2. 台南成功大學雲平大樓：25 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
3. 花蓮明禮國小：27 個單軸向 + 1 個自由場三軸向

II、82年度

建築物：

1. 台北市政府市政中心：54 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
2. 苗栗市中油辦公大樓：26 個單軸向（自由場未安裝）
3. 苗栗市中華路香樹大廈：30 個單軸向（自由場未安裝）
4. 台中市中央大學土木環工大樓：26 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
5. 嘉義縣中正大學地震研究所：20 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
6. 台南市勝利路天主教堂：24 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
7. 高雄市長谷世貿大樓：26 個單軸向（自由場未安裝）
8. 台北市辛亥路中央百世大樓：26 個單軸向（自由場未安裝）
9. 中壢市中央大學新建總圖書館：25 個單軸向 + 1 個自由場三軸向

橋樑：

1. 台北重陽橋：48 個單軸向 + 2 個自由場三軸向

III、83年度（預定安裝）

建築物：

1. 台北市台電大樓：26 個單軸向
2. 台北市技術學院營建系大樓：30 個單軸向
3. 台北市技術學院綜合研究大樓：27 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
4. 桃園縣政府市政中心：26 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
5. 中壢市立體停車場：27 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
6. 新竹市交通大學公教宿舍：24 個單軸向
7. 苗栗縣三義鄉僑成國小：17 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
8. 花蓮市電信局吉安機房：27 個單軸向 + 1 個自由場三軸向
9. 花蓮市慈濟醫院(I)：30 個單軸向（9個安裝在儀器上）
10. 花蓮市慈濟醫院(II)：27 個單軸向 + 1 個自由場三軸向

橋樑：

1. 北二高鶯歌關西段牛欄二號河川橋：24 個單軸向 + 2 個自由場三軸向
2. 北二高關西新竹段頭前溪橋：27 個單軸向 + 1 個自由場三軸向

外，亦可提供學術界作結構物微震、風震等學術研究使用。

(七)系統所有元件均通過2G的強震測試，可於強震發生後，繼續監測地震活動。

(八)系統在安裝數據機(MODEM)及電話線後，具有遠程遙控及監測功能。

(九)系統使用軟體參考係IASPEI發表的公用軟體(LEE, 1989)，使用SUDS格式儲存資料。

(十)具有數位訊號處理板(DSP, digital signal processing board)可即時分析資料之反應譜。

由上述的功能與特色顯示這套系統具有比傳統的紀錄儀器更為快速的資料處理功能，且資料格式統一便於資料處理，所有元件均通過美國南加州地震中心的測試(Teng, 1992)，資料的可靠性將大為提高。

表 2 中央氣象局結構物強震監測系統站址分類表

Table 2 Classifications of site condition of strong-motion structure array, CWB

地 震 別	結構 系統 別	高度 別	低 層 建 築 物 (振 動 周 期 < 0.5 ")	中 高 層 建 築 物 (振 動 周 期 = 0.5 " ~ 1.5 ")	超 高 層 建 築 物 (振 動 周 期 > 1.5 ")
軟 弱 地 盤	正 常 系 統	1.	[81] 台北市中研院地球科學所(羅俊雄)	1. [82] 台北市台北市政府市政中心(羅俊雄)	1. [82] 台北市辛亥路中央百世大樓(羅俊雄)
		2.	台北市中央氣象局(羅俊雄)	2. [83] 台北市技術學院營建系大樓(龔曉)	2.
		3.		3. [83] 台北市技術學院綜合研究大樓(龔曉)	3.
		4.		4. 台北市捷運局行車控制中心(羅俊雄)	4.
		5.		5.	5.
	特 殊 者	1.		1.	1.
		2.		2.	2.
中 等 地 盤	正 常 系 統	1.	[82] 嘉義縣中正大學地震研究所(許茂雄)	1. [81] 台南市成功大學行政大樓(姚昭智)	1. [82] 高雄市長谷世貿大樓(許茂雄)
		2.	[82] 台南市勝利路天主教堂(姚昭智)	2. [82] 中壢市中央大學新建總圖書館(蔣偉寧)	2. [83] 台北市台電大樓(羅俊雄)
		3.		3.	3.
		4.		4.	4.
		5.		5.	5.
	特 殊 者	1.		1.	1.
		2.		2.	2.
堅 實 地 盤	正 常 系 統	1.	[81] 花蓮市明禮國民小學(張嘉祥)	1. [82] 苗栗市中油辦公大樓(林其璋)	1. [82] 苗栗市中華路香榭大廈(林其璋)
		2.	[83] 花蓮市電信局吉安機房(林其璋)	2. [82] 台中市中國大學土木環工大樓(林其璋)	2. [83] 中壢市立體停車場(蔣偉寧)
		3.	[83] 花蓮市慈濟醫院(Ⅰ)(姚昭智)	3. [83] 花蓮市慈濟醫院(Ⅱ)(姚昭智)	3. [83] 桃園縣政府市政中心(蔣偉寧)
		4.	[83] 苗栗縣三義鄉橋成國小(林其璋)	4. [83] 新竹市交通大學公教宿舍(鄭復平)	4.
		5.		5.	5.
	特 殊 者	1.		1.	1.
		2.		2.	2.

橋樑：[82] 1. 台北重陽橋(唐治平)。[83] 1. 北二高鶯歌關西段牛欄二號河川橋(唐治平) 2. 北二高關西新竹段頭前溪橋(唐治平)。

對於各結構物感應器安裝位置及數量則由中央氣象局強地動觀測計畫諮詢委員會下的選址與應用委員會決定，並以數值模擬計算各預定安裝之測站各樓層於各種狀況下的反應，例如建築物的翼長比、入射地震波的方向等來修訂感應器安裝位置及數量（張等人，1993），如此將可充份發揮此套監測系統的功能。

三、目前收錄資料及資料庫的建立

表3為中央氣象局結構物強震監測系統目前所收錄地震的統計表，資料以八十一年度安裝之中央研究院地球科學研究所及花蓮明禮國小兩套系統較多，可見這些監測系統已發揮預期的功能。隨著「強地動觀測計畫」的儀器安裝進度，資料量的增加是可預期的，而為了使這些寶貴的資料能快速的提供給使用者使用，建立一套強震資料庫管理及查詢系統，透過電腦網路來提供資料服

務是中央氣象局正積極著手進行的工作。這些經由電腦網路所提供的資料將包含有線上查詢數據及圖形檔等功能，使用者也可將數據資料傳回自己的電腦系統中作分析，如此將可提高資料的使用率，且方便省時，也可避免作業系統不同的困擾，根據中央氣象局的規劃，資料庫初期將以提供地震監測資料為主，逐漸加入強地動觀測資料及相關的地球物理資料，資料庫將對所有的地震研究單位開放。中央氣象局於八十一、八十二年度完成十二座結構物及一座橋樑的安裝後，即委託國家地震中心統一繪製資料庫中的圖形檔資料（葉與葉，1993）這些資料包含結構物的平面圖、立面圖、周圍環境、振動模態及感應器安裝位置等，這些圖形資料可讓使用者了解整套系統的空間配置，對地震波形研究及做理論分析時將有極大的幫助。

四、資料分析與討論

花蓮明禮國小結構物強震監測系統安裝於校內之行政大樓，是一典型的四樓學校建築物，長97公尺，寬10公尺，長軸走向約為南北向，該建築物內共安裝了27個單軸向力平衡感應器於地下室地坪、一樓樓頂、二樓樓頂及四樓樓頂（見圖2），另有同型態之三向感應器安裝於自由場，距建築物約5公尺，所有感應器皆以電纜線連至紀錄系統（位於二樓校長室內）。

由於明禮國小位於台灣地區地震最頻繁的地區，自1992年儀器安裝以來共記錄了13個地震紀錄，包含不同震央距離、震源深度及地震規模（表3），本文挑選了5個地震紀錄（表3中明禮國

表3 收錄地震記錄表

Table 3 Table of data collection

一、中央研究院地球科學研究所 (TAPBA1)						
編號	年	月	日	時	分	秒
1	1993	1	23	08	59	26.3
2	1993	1	26	00	04	32.1
3	1993	1	28	08	10	12.1
4	1993	5	4	10	46	21.2
5	1993	5	6	10	22	51.9
6	1993	5	20	00	23	30.9
7	1993	6	6	14	35	49.8
8	1993	6	17	03	01	22.1
9	1993	8	18	04	40	40.9
10	1994	1	20	05	50	15.6
11	1994	2	1	22	44	27.7
二、花蓮明禮國小 (HWBA1)						
編號	年	月	日	時	分	秒
✓ 1	1992	9	28	14	06	2.9
2	1993	3	26	16	35	3.7
✓ 3	1993	5	4	19	15	30.5
✓ 4	1993	6	24	02	59	57.9
5	1993	6	24	10	39	37.2
6	1993	9	16	12	18	45.7
7	1993	9	30	14	15	20.7
8	1993	12	03	00	01	39.9
✓ 9	1993	12	24	22	48	11.1
10	1993	12	24	23	31	16.8
11	1994	1	20	05	50	15.6
✓ 12	1994	2	1	22	44	27.7
13	1994	2	23	22	55	21.7
三、台南成功大學 (CHYBA1)						
編號	年	月	日	時	分	秒
1	1993	5	18	10	19	34.3
2	1993	12	15	21	49	44.3
四、嘉義中正大學 (CHYBA2)						
編號	年	月	日	時	分	秒
1	1993	12	3	10	23	20.7
2	1993	12	15	21	49	44.3
3	1994	1	3	11	3	7.3
4	1994	1	20	05	50	15.6
五、台南聖心堂 (CHYBA3)						
編號	年	月	日	時	分	秒
1	1993	12	15	21	49	44.3

小記錄編號1、3、4、9及12）配合背景雜訊紀錄作進一步分析，以瞭解該建築物在不同地震時的反應。本文所分析之地震震央圖如圖3所示。

首先分析不同樓層和方向之最大加速度 (PGA, Peak Ground Acceleration) 與地震之關係，圖4中各圖的橫軸表各樓層，縱軸為 PGA，△表感應器安裝沿建築物的短軸向，□為長軸方向。一般而言，高樓層的 PGA 比低樓層的 PGA 大，但地下室的 PGA 似乎略小於自由場的 PGA；當震央距離較大時（1、12及4號地震，圖4(a)）所造成建築物在短軸上的PGA大於長軸上的 PGA，而且同一樓層長軸上的 PGA 值並不隨著位置的不同而變化，但短軸上的 PGA 值隨著感應器所在位置的不同有較明顯的差距；當震央距離較小時（3號及9號地震，圖4(b)）各樓層、各方向的PGA則分布較為零散，顯示高頻地振動造成建築物的反應較為複雜，亦即建築物高階振動在此狀況下有較明顯的表現，並且長軸上的PGA大於短軸上的PGA。

頻譜的分析方面，在時間域取相同時間及長度的地震紀錄，經傅式轉換後取振幅頻譜，並與背景雜訊作比較，為比較建築物本身在地振動時之反應特性，以自由場所獲得資料作基礎，分別求取各樓層不同位置的振幅頻譜比，如此可去除震源、波徑及儀器效應，而突顯建築物之反應。

在長軸向之頻譜比分析方面，首先針對同一地震（9號地震），相同樓層不同位置作比較（圖5），圖5(a)為長軸向中間，圖5(b)為左側，圖5(c)則為樓層右側位置頻譜比曲線，在頻率3HZ處隨著樓層增加呈現非常明顯的放大作用，即使在不同位置仍有相同的表現，此現象即使從背景雜訊的分析中亦可得到相同的結果（圖中點虛線者）。由於頻譜比並不因感應器位置之不同而有差異，在本文的後續分析中，將利用中間位置的感應器紀錄來比較。

圖6為不同地震的頻譜分析，很明顯的可從各圖中發現在某一特殊頻率的放大作用，其中1號、3號及4號地震在2HZ，12號地震在2~3HZ間，如稱此頻率為建築物的顯著振動頻率，則顯然與9號地震（圖5(a)）之結果並不相同，亦即與從背景雜

Hardware Overview

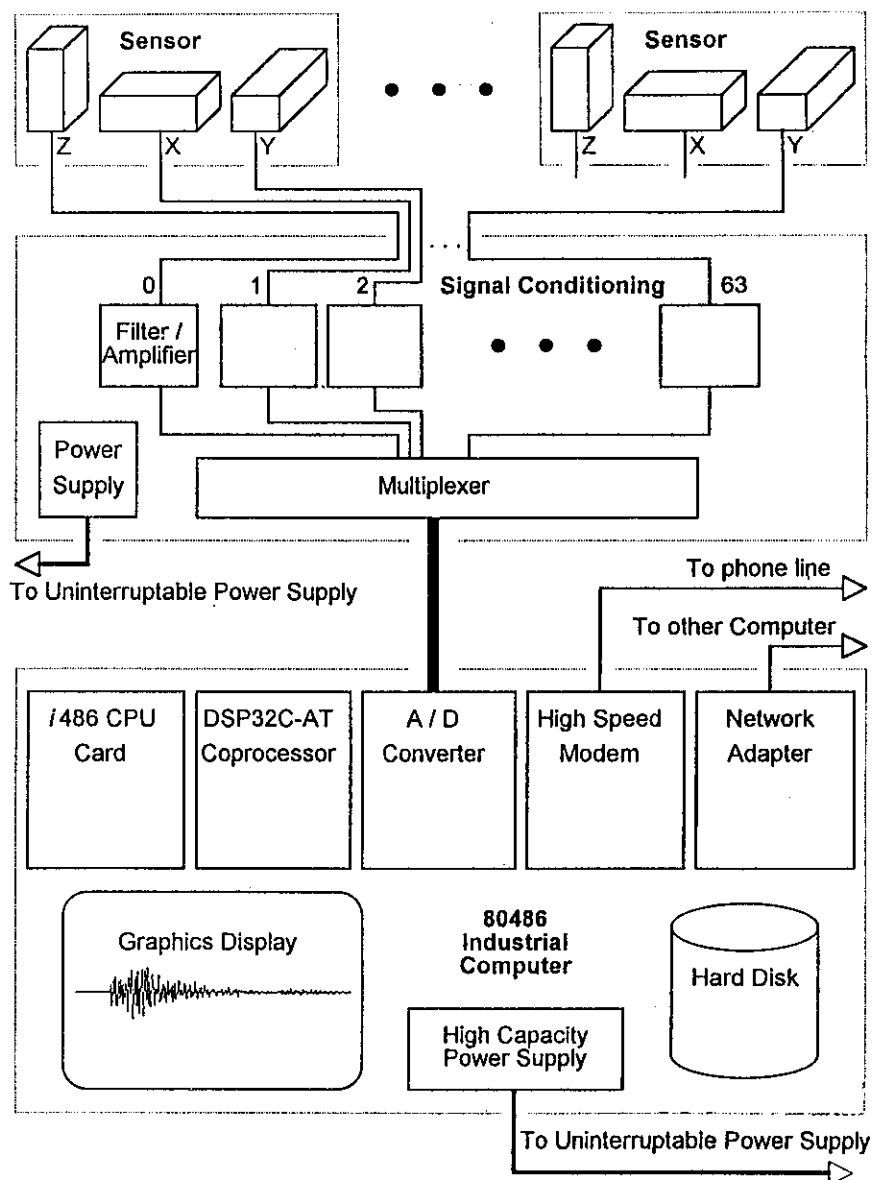


圖 1 結構物強震監測系統硬體架構圖

Fig. 1 Hardware overview of strong-motion structure array

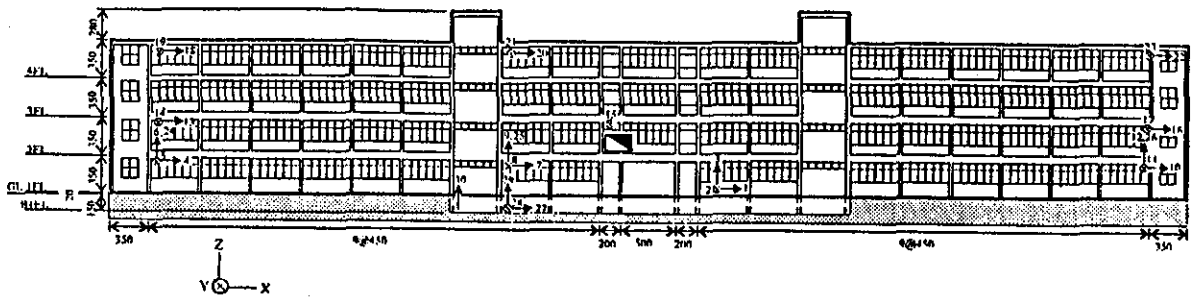


圖 2 明禮國小強震監測系統感應器安裝位置剖面圖

Fig. 2 The sensor location profile of strong-motion structure array of Ming-Li elementary school.

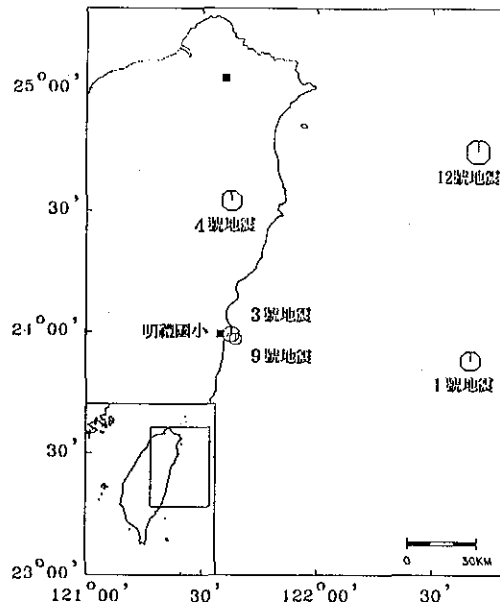


圖 3 本文所分析之地震震央位置圖

Fig. 3 The epicenter of earthquake in this study.

訊之分析結果 (3HZ) 不同，此項差異與震央距離並無任何關聯，造成此項差異的原因則有待進一步的探討。

在短軸的頻譜比分析方面 (圖7)，即使不同震央距離和不同規模的地震，3~4HZ間的放大作用，仍有相當一致的現象，但是此短軸之顯著振動頻率卻與從背景雜訊之分析結果 (5HZ) 不同，顯示單從背景雜訊之資料，並無法預估建築

物在真正地震所引起地振動時之反應，亦即建築物之反應與地振動之間並非線性關係。另外兩個較小震央距離之地震資料 (圖7(b)、(d)) 在11~12HZ之間有一甚為明顯的放大作用，且並不隨著樓層增加而有較大的放大作用，此結果說明了為何在PGA之比較中，這兩筆地震資料在不同樓層有較零散分布的原因。

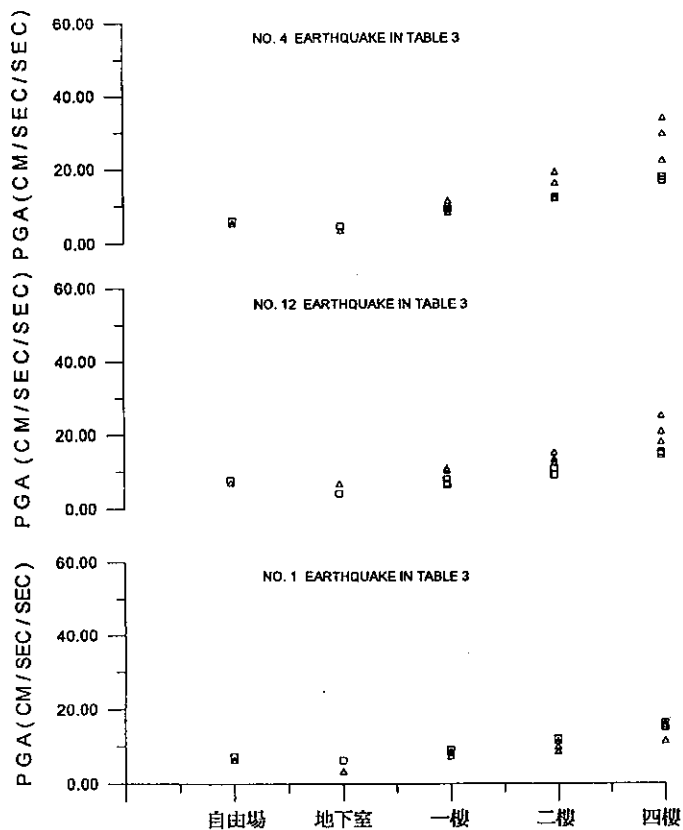


圖 4(a) 表3 4、12及1號地震在明禮國小各樓層之PGA, \triangle 代表短軸向PGA, \square 代表長軸向PGA

Fig. 4(a) The PGA value of Ming-Li elementary school of no. 4、12、1 earthquake in table 3. The symbol " \triangle " and " \square " indicate the PGA values in transverse and longitude direction respectively.

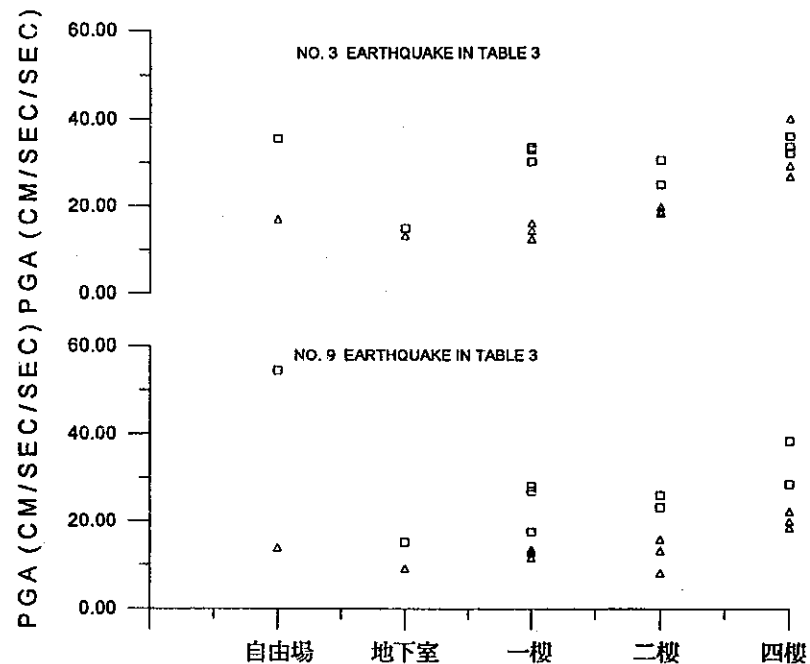


圖 4(b) 表3 3號及9號地震在明禮國小各樓層之PGA, \triangle 代表短軸向PGA, \square 代表長軸向PGA

Fig. 4(b) The PGA value of Ming-Li elementary school of no. 3、9 earthquake in table 3. The symbol " \triangle " and " \square " indicate the PGA values in transverse and longitude direction respectively.

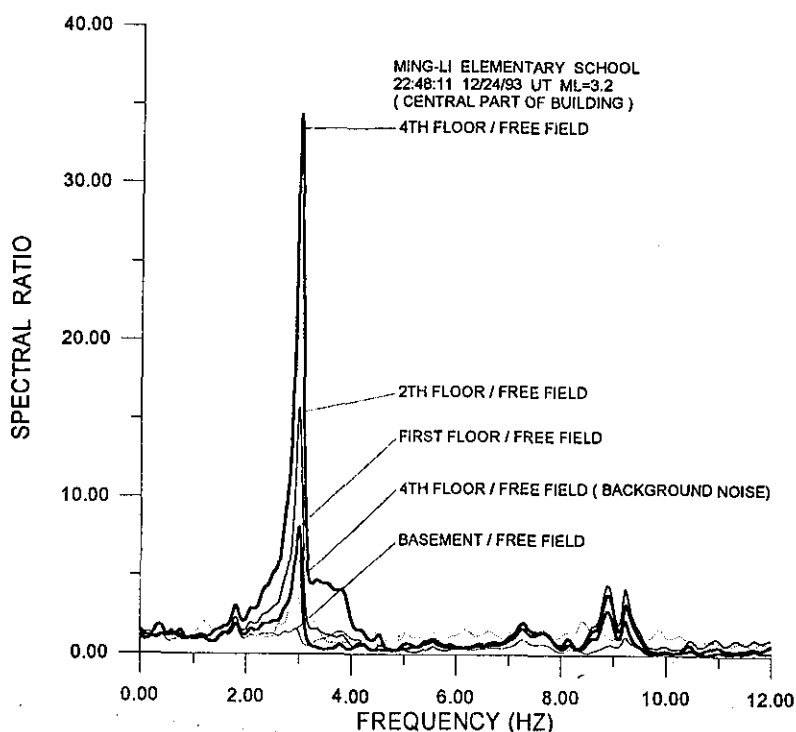


圖 5(a) 表3 9號地震在明禮國小各樓層長軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 5(a) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 9 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part longitude record at different floors.

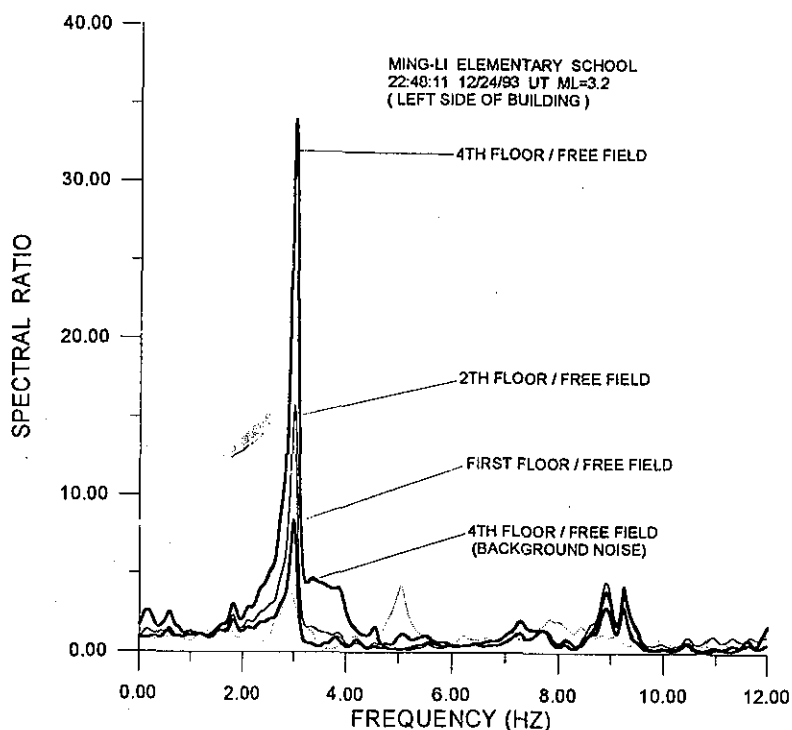


圖 5(b) 表3 9號地震在明禮國小各樓層長軸向左側記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 5(b) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 9 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of left side longitude record at different floors.

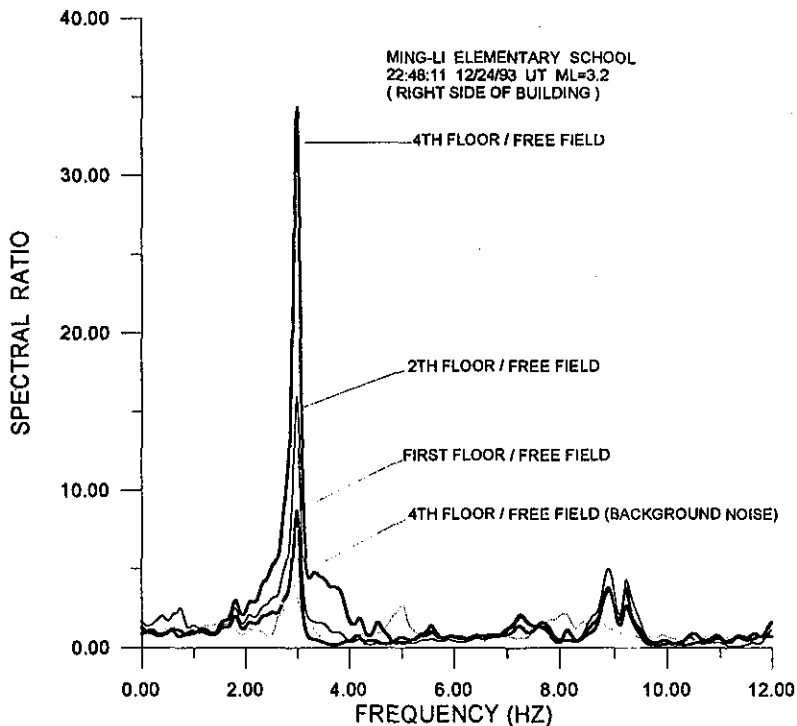


圖 5(c) 表3 9號地震在明禮國小各樓層長軸向右侧記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 5(c) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 9 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of right part longitude record at different floors.

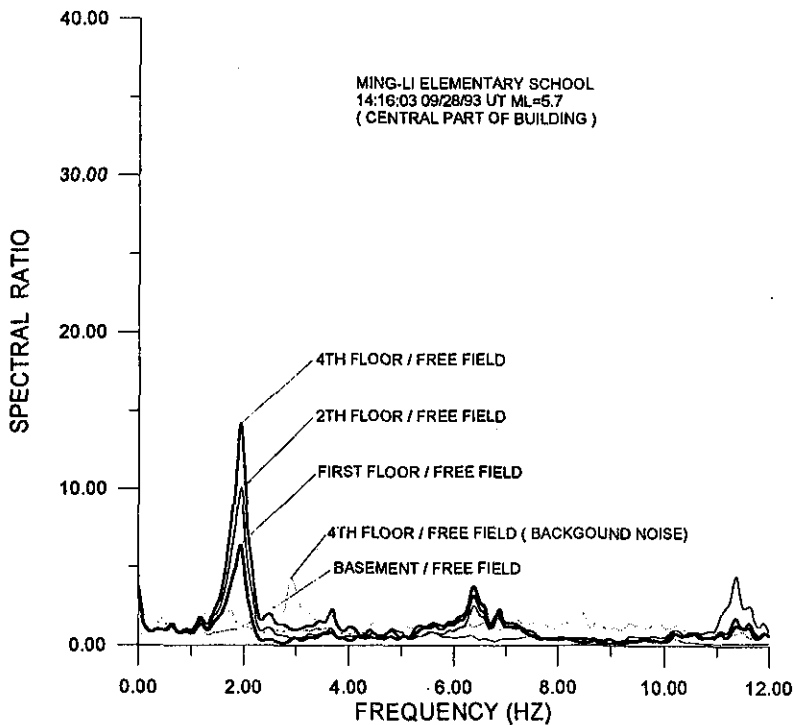


圖 6(a) 表3 1號地震在明禮國小各樓層長軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 6(a) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 1 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part longitude record at different floors.

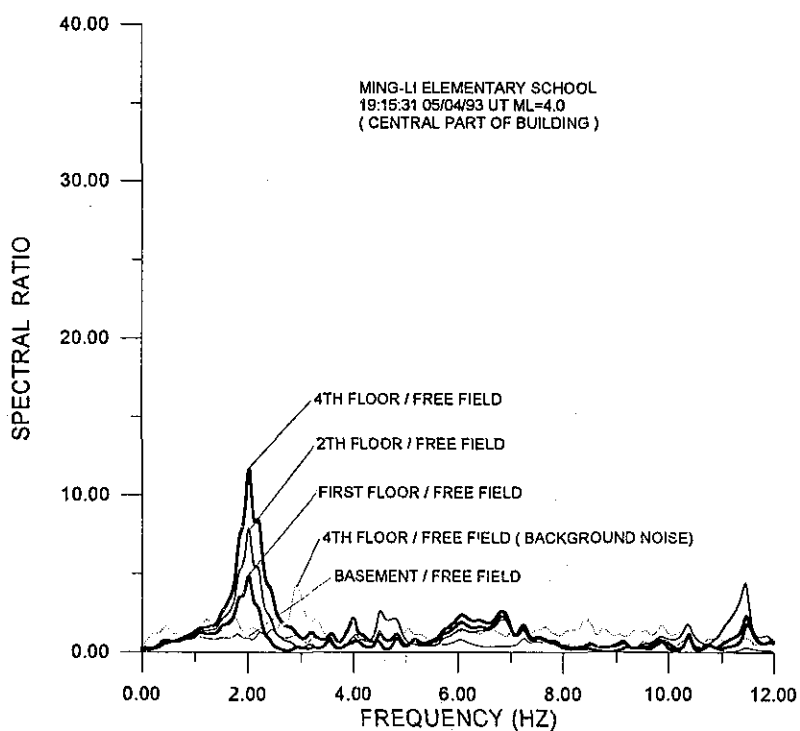


圖 6(b) 表3 3號地震在明禮國小各樓層長軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 6(b) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 3 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part longitude record at different floors.

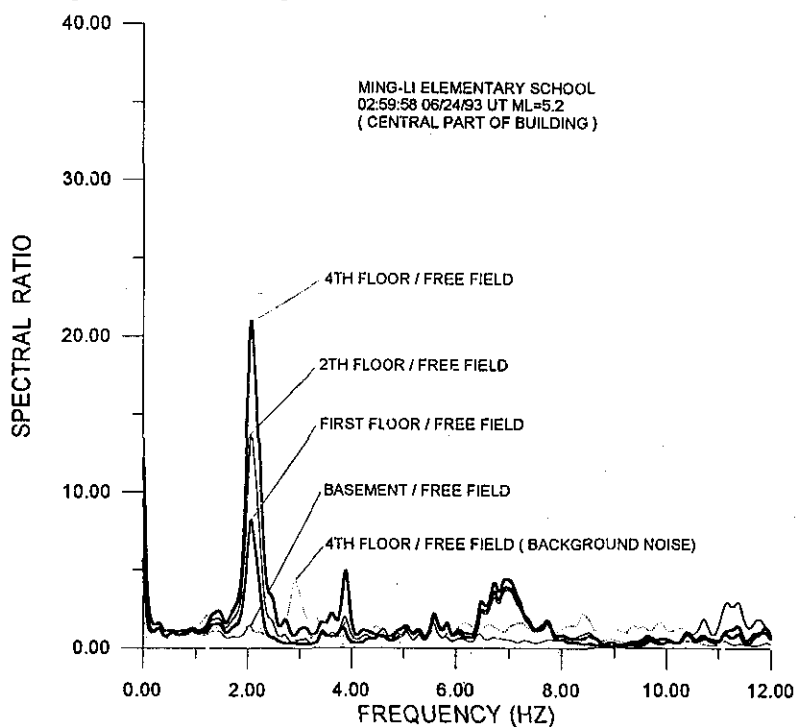


圖 6(c) 表3 4號地震在明禮國小各樓層長軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 6(c) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 4 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part longitude record at different floors.

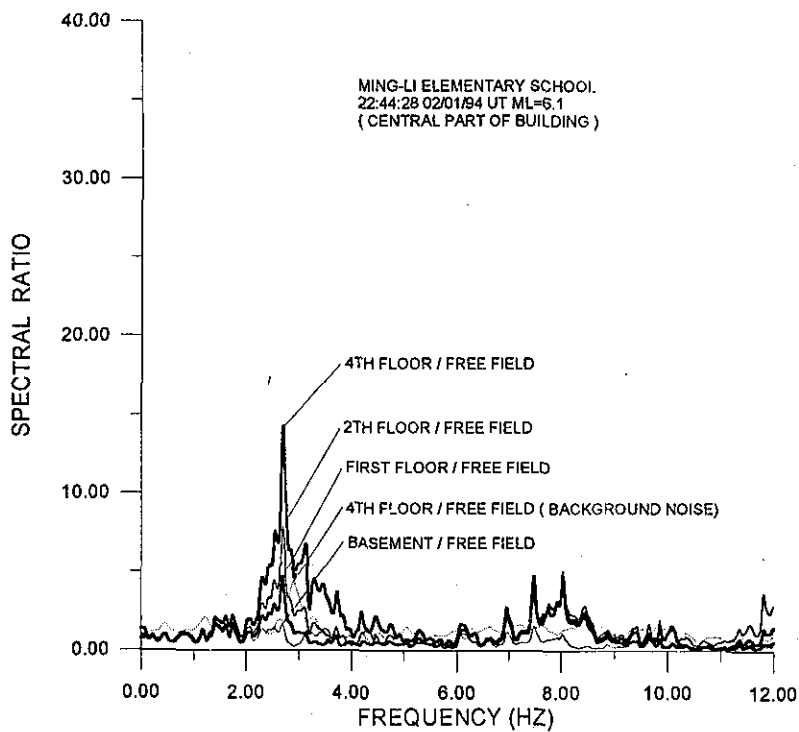


圖 6(d) 表3 12號地震在明禮國小各樓層長軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 6(d) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 12 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part longitude record at different floors.

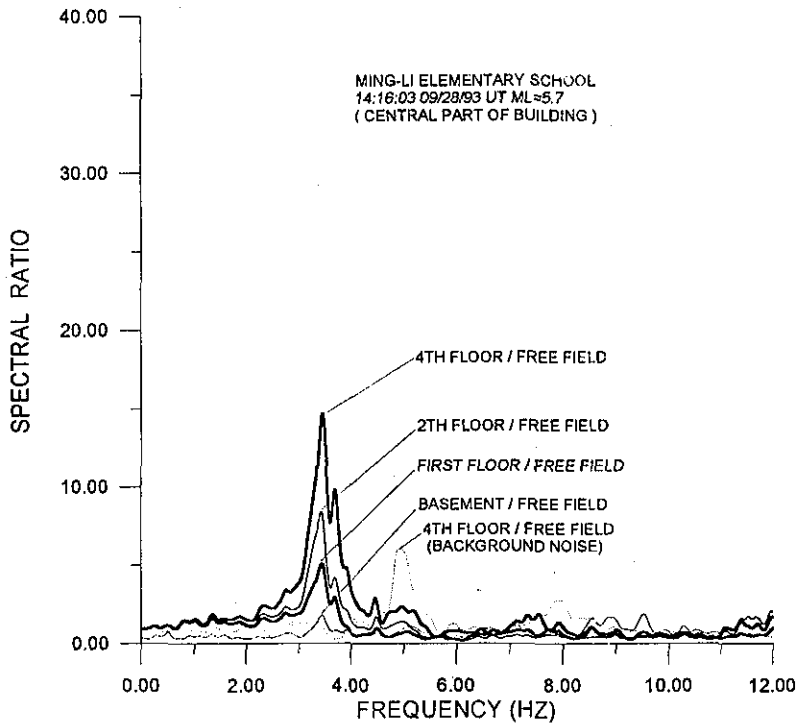


圖 7(a) 表3 1號地震在明禮國小各樓層短軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 7(a) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 1 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part transverse record at different floors.

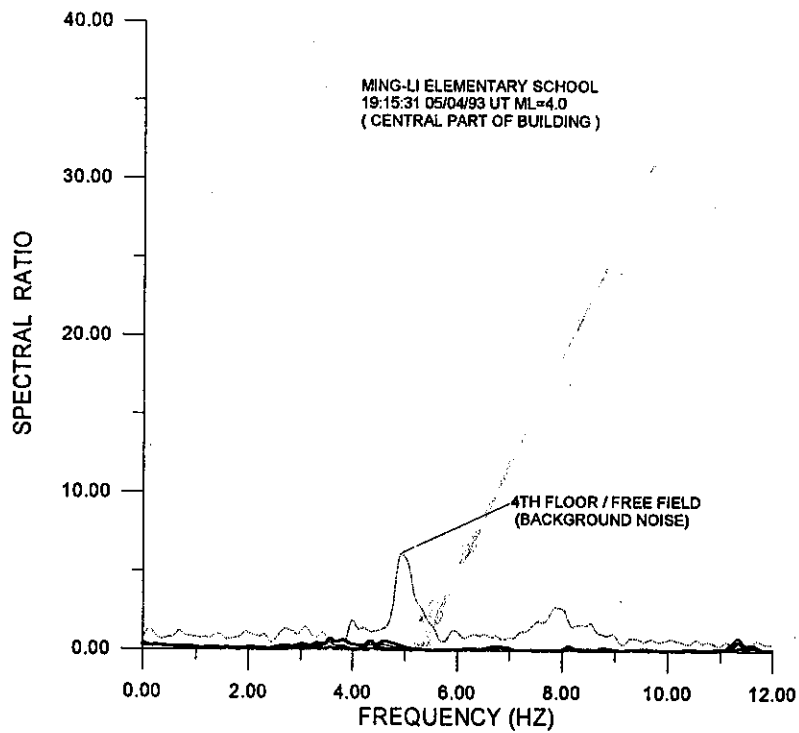


圖 7(b) 表3 3號地震在明禮國小各樓層短軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 7(b) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 3 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part transverse record at different floors.

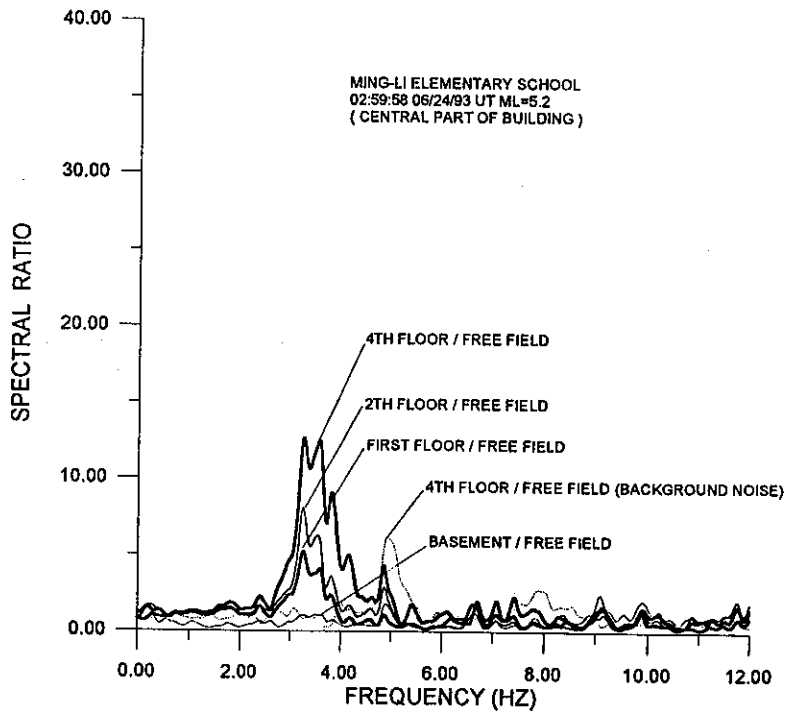


圖 7(c) 表3 4號地震在明禮國小各樓層短軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 7(c) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 4 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part transverse record at different floors.

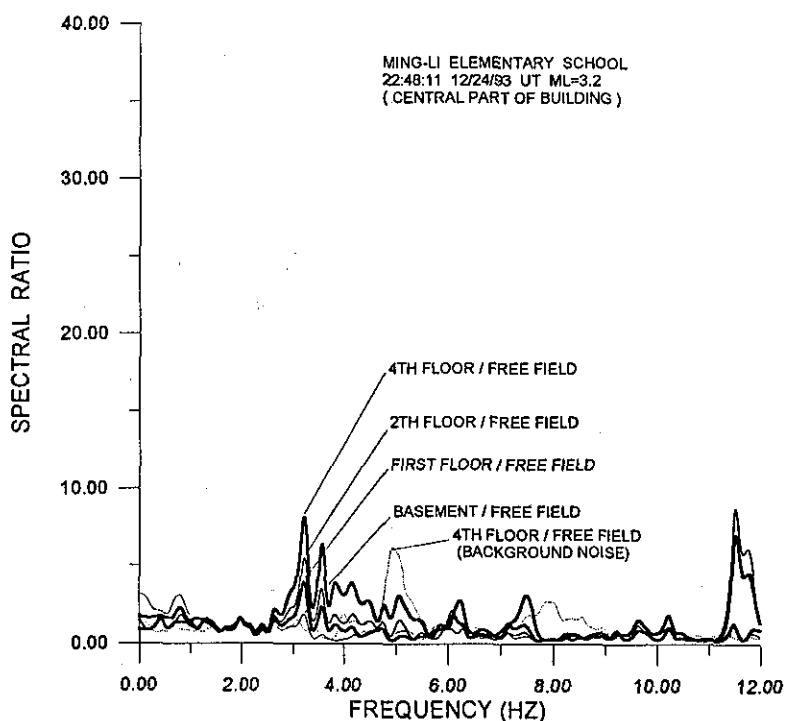


圖 7(d) 表3 9號地震在明禮國小各樓層短軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 7(d) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 9 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part transverse record at different floors.

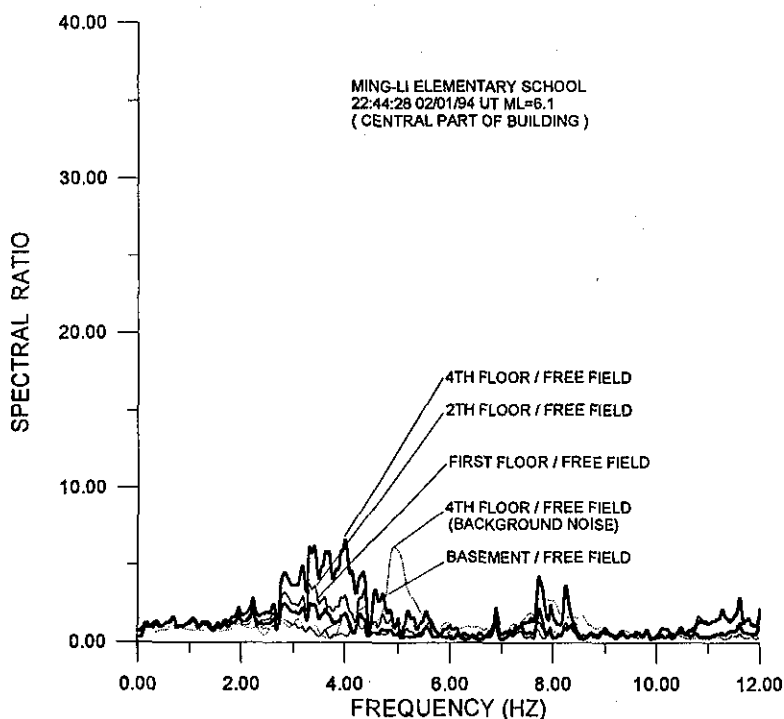


圖 7(e) 表3 12號地震在明禮國小各樓層短軸向中間記錄振幅頻譜比，點虛線代表背景雜訊之結果

Fig. 7(e) Amplitude spectral ratio of Ming-Li elementary school of no. 12 earthquake in table 3. Different types of line indicate the spectral ratio of central part transverse record at different floors.

五、結 論

本文針對明禮國小強震監測系統所收錄的地震資料選擇5個不同震央距離、震源深度及規模的地震分析其 PGA及頻譜比。由本文的分析得到下列結論：

(一)在PGA的分析方面，PGA隨樓層增加而增加，在震央距離較大時，同一樓層短軸向的PGA隨位置的不同而變化較大，長軸向的變化則不明顯；而在震央距離較小時，長、短軸向的PGA分布較為零散，高頻訊號在此時有較明顯的表現。

(二)在頻譜比分析方面，明禮國小背景雜訊紀錄之顯著頻率與地震紀錄之顯著頻率並不一致，顯示兩者之間並無線性關係。因此單從背景雜訊並無法預測地震時結構物各樓層的反應特性。

六、致 謝

本文研究期間，承蒙本中心吳逸民先生、劉

坤松課長及強震課同仁對本文所提供的寶貴建議及協助，使本文得以順利完成，特此深表謝意。

七、參考文獻

- 張嘉祥等人，1993：從建築物動態特性及預估地震反應探討強震儀合理裝設位置。中央氣象局技術報告彙編第四—二卷，1～223。
- 葉超雄與葉錦勳，1993：建立裝設強震儀陣列之結構物基本資料。臺灣地區強地動觀測計畫研討會論文摘要，28～29。
- Teng, Ta-Liang, 1992：Technical report on design and implementation of a prototype real-time strong-motion array system, 273 pp.
- LEE, W.H.K., 1989：Toolbox for seismic data acquisition processing and analysis, IASPEI Software Library vol. 1, 284pp.

TAIWAN STRONG-MOTION INSTRUMENTATION PROGRAM—BUILDING ARRAY SYSTEM AND DATA ANALYSIS OF MING-LI ELEMENTARY SCHOOL

Chien-Fu Wu

Seismology Center, Central Weather Bureau

Ta-Liang Teng

Adviser of Central Weather Bureau

Tzay-Chyn Shin

Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

This study describes the progress of installation of the strong motion structure array under the Taiwan Strong Motion Motion Instrumentation project from FY 1991 to FY 1994 and, furthermore, uses the data recorded by the strong motion strong motion structure array at the Ming-Li Elementary School for the PGA value and wpectral ratio analysis.

Generally speaking, the result of the PGA value analysis shows that, in the events with large epicenter distance, the value increase with the height of building. In the cases of short epicenter event, however, we obtained bained basically random values. The spectral ratios of seismogram in building to those in free field are analyzed. The dominant frequency is different for various earthquakes and does not agree with the result obtained from the background test.

中央氣象局強地動觀測計畫—資料庫和資料服務

蔡 俊 雄

中央氣象局地震測報中心

摘 要

中央氣象局為加強對學術及研究團體的服務，特別在強地動觀測計畫中規劃了一個地震資料庫及其服務系統，將各項地震觀測資料作有系統的儲存與管理，並開放給國內相關之研究單位自由應用。資料庫之內容將以中央氣象局所蒐集的弱震資料、強震資料（含自由場及結構物觀測資料）為主，其他特定的地震計畫及地球物理資料將於後續計畫中逐步納入。此資料服務系統與國內學術網路連線，讓使用者索取資料時可以透過交談式或批次檔作業方式，經由高速電腦網路傳輸資料，或由系統工作人員在檔案中找到所要的資料後，存於磁帶中再以郵遞方式傳送。

一、前 言

台灣位於環太平洋地震帶上，地震活動非常頻繁，如能妥善運用觀測所蒐集的資料，對於台灣地區的地震及其相關研究將會有正面的助益。中央氣象局近幾年來積極的更新地震監測網設備，提升觀測資料之品質，除了使本局的地震測報作業能更具效率外，更可將蒐集之資料開放給國內各學術團體及研究單位共同使用，以發揮其最大效用，這也一直是本局工作的目標。而由於測站密度增加，偵測能力提升，所蒐集的資料量為以往之數倍，為了讓各界便於取用地震資料，因此規劃了一套高容量的資料庫及便捷的服務系統，讓使用者能透過電腦網路快速獲取完整的地震資料服務。

二、目 的

資料庫及其管理系統之主要設置目的，在於有效地管理及儲存所蒐集的資料，並能使取用者方便取得所需之資料，以達到運用資料及資料交

流之目的，基於本局任務之導向，本資料庫將以地震之相關參數及其振動的時間序列等資料儲存於一個可大量儲存資料的設備內，並對台灣地區所有的地震研究單位開放，以充份供應地震研究資料為目標，建立一套開放性的資料服務網路，使台灣地區的地震學術研究單位可透過電腦網路從該系統取得所需之資料。

此資料庫依內含資料種類而言，將依近、中、遠程三階段有計劃地發展，逐步擴大服務範圍。

(一)近程—支援地震相關研究

依中央氣象局在地震觀測作業的進度，最先完成的必是即時地震監測網，因此初期將以地震研究者為服務對象，提供各項震源參數、震度、震波紀錄等一般地震資料，此一階段亦符合原 IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) 發展資料管理系統的主要功能。

(二)中程—支援工程研究

本局強地動觀測計畫所設置的強地動觀測網之觀測資料，將於此一階段加入資料庫，供工程

人員進行地動特性、結構物振動特性及相關之研究。

㊦遠程－促進地球物理資料的交流

在完成地震資料之建檔後，希望能進一步歸納相關之地球物理資料及各項研究成果，讓各界均能分享這些寶貴的資料，提升資料的流通層面及應用價值。

三、基本考量

資料庫的設計，首先涉及資料量的多寡及機器容量的大小，就量而言，在一般的地震監測網方面，本局現有75個測站225個分量，採樣率為每秒100點，如每一紀錄歷時120秒，假設每年發生12000次地震，每次地震有六成的測站可以觀測到，則每年可產生約39GB的資料量，若遇大地震侵襲時，其量可增加一至二倍。在強震網方面，約有3000個分量，採樣率為每秒200點，如每一紀錄歷時120秒，假設每年發生250次有感地震，每次地震有三分之一的測站可以記錄到，則每年約可蒐集12GB之資料。加上其他的資料，平均每年約有70GB左右之資料。如果以十年為長遠考量，

則資料庫之管理系統必須能快速且有效地管理一個大型儲存器，其容量為700 GB。

其次是考慮資料管理系統可自行開發或技術移轉，中央氣象局經過其強地動觀測計畫之資料管理委員會的審慎規劃，基於IRIS在資料服務方面有十餘年的經驗且成效良好，在軟體的發展上也相當成熟，且其願意作技術轉移而不收取任何費用，因此可節省發展軟體的時間及費用，況且IRIS在國際間的資料服務已經有一段相當長的時間，各國地震研究單位對於其資料格式都相當熟悉，相信其資料不但可提供國內使用，更可促進國際間的資料交流。採用IRIS的資料管理系統不但省卻發展及測試的時間及金錢外，更使此資料庫具前瞻性與國際觀，且其系統的資料量考量是三至四倍於本局十年之資料量，因此其在儲存機的運作應具相當的經驗，可傳承本局的作業人員。

四、基本架構

IRIS的資料管理系統是在UNIX的機器上發展而成，因此硬體方面主要為一部伺服主機SUN-

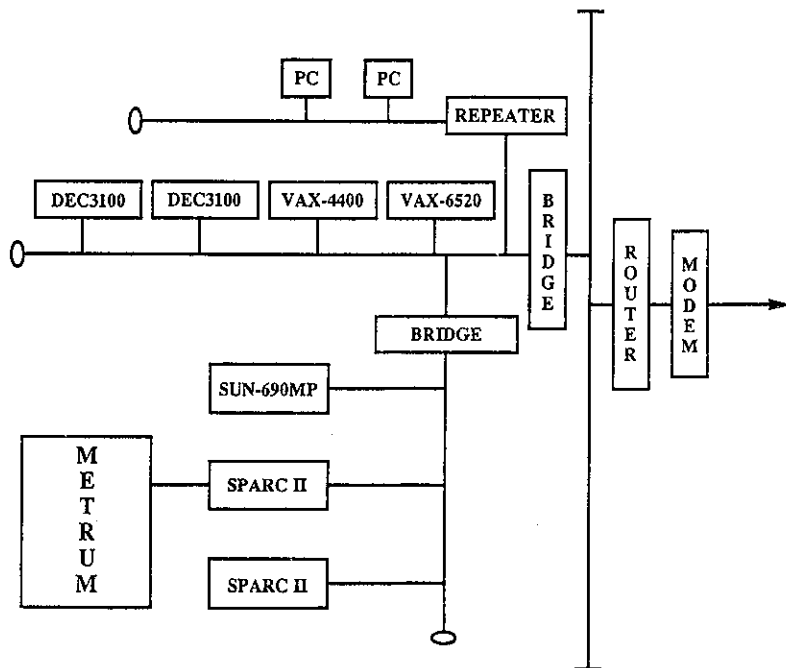


圖1. 地震測報中心硬體結構

690MP、一部資料儲存機及其週邊設備。主機配有八顆硬碟可容納約10GB之資料，負責處理資料儲存前的前置作業及讀取後的後續作業。資料儲存機METRUM由一部SPARC II工作站控制48卷磁帶的管理，利用兩部磁帶機儲存及讀取磁帶內的資料，可自動送帶，由於每卷磁帶有14.5 GB的容量，因此其總容量在700 GB左右。

圖1為中央氣象局地震測報中心電腦硬體結構示意圖，圖中之配備依其功能可分為兩部分：一是地震訊號接收及處理系統，即位於中線上方之VAX系列產品，以6520為主機。一是資料服務系統，為位於中線下方之UNIX工作站系統，以SUN-690MP為主機，METRUM為全自動的資料儲存器，可存放約700GB之資料。與其連接之SPARC II工作站即為其控制器，外接兩顆快取硬碟（cache disk）儲存資料。資料存入快取硬碟時控制軟體會自動拷貝一份至儲存器的磁帶，並產生指標記錄資料存放的位置，以方便資料的讀取。快取硬碟的容量約2GB，資料採先進先出的方式，隨時保持2GB的資料量，每存進一筆資料便擠出相同大小的資料量，為加快輸出速度，讀取資料時，如該資料尚存於硬碟則直接從硬碟輸出，若該資料已被擠出硬碟，則自儲存器之磁帶輸出。

五、地震資料庫

IRIS的資料管理系統的主要功能是地震資料的建檔、資料庫的查詢與資料的檢索及處理來自使用者的需求（request），其架構是利用一套網路型（network）資料庫軟體，就地震資料的管理而言其在處理的速度上明顯的比關連型（relational）資料庫快了很多。它有三個作用：一為資料庫之建立、更新及刪除。除了可以確保資料的正確性，使其不致因突發的狀況（如停電）而改變外，並可從資料庫中萃取資訊，以方便資料的讀取。二為資料庫之查詢。以SQL（Structural Query Language）為介面，提供交談式查詢。三為資料庫之重建。該作業介面由數套IRIS所發展的C語言程式所組成，再利用殼層描述語（shell scripts）融合，以發揮其功能。

資料輸出及輸入的格式均以SEED（Standard for the Exchange of Earthquake Data）為主，SEED是國際間地震數據資料交換的一種標準格式，設計的主要目的是讓地震研究機構間用來交換未經處理的資料。blockette是SEED組成的基本單位，可分成兩種型態，一是控制標題（Control header），包含資料的指標（volume index）、簡略總表（abbreviation dictionaries）、地震測站（seismic stations）及時間間距（time span）等四個領域的訊息，以提供測站及紀錄的資訊，有助資料的組織，以便迅速而正確的萃取資料；一是時間序列，即震波紀錄，係依震波紀錄的型式而分類。

本系統的特色之一是將SEED格式之標題及時間序列分別存放在主機的硬碟及資料儲存器的磁帶，輸出時再將其分別取出合併成完整的資料。為了使主機上的資料處理帳號在儲存機的控制器上有讀及寫的權利，我們將儲存機控制器外接的快取硬碟設定成一個目錄，透過網路將其掛（mount）在主機上，在其下開設一子目錄專供地震資料儲存用，其擁有者（owner）改為主機上處理資料的帳號，則可將此一子目錄視為主機上的子目錄，當由主機將資料存入此一子目錄時即等於存入儲存機。如此整個系統猶如一部機器，各項處理皆可在主機中進行。

綜合而言，本資料庫可提供下列功能：

（一）資料建檔（Data Archive）：為資料庫的核心是一套大規模儲存（Mass Storage）系統，可存放大量資料（約700GB），依目前的資料量將可連續使用超過十年而不致飽和。

（二）線上儲存（On-Line Storage）：較顯著之地震發生後，某些較重要測站的資料將被存放在資料服務系統的硬碟中。使用者可透過網路在自己的機器上將上述資料畫出或用ftp（file transfer program）傳回該資料，是一種近似即時的服務。

（三）資料庫查尋及資料檢索系統（Database Inquiry and Data Request System）：使用者可先查詢既有之資料，根據現有之資料設定參數（測站、分量及時間區間）索取資料，再利用高速網路傳輸或郵遞送達。

六、作業程序

地震資料傳輸至服務系統主機後即轉換成 SEED 格式，產生標題及時間序列，並將標題存入主機，同時將時間序列壓縮後存入儲存器。標題儲存的方法為將之直接存入該年份的資料檔；時間序列的儲存方法為：將每一測站每一天各分量的紀錄集成一個檔案，以 1993 年 1 月 1 日阿里山測站所紀錄之垂直分量資料為例，其檔案名稱便是 ALS.TW.EHZ.93.001。其中 ALS 為阿里山測站之代碼，TW 為資料收集中心 (data collection center) 之代碼，按本局地震監測網所蒐集之資料皆以 TW 為代號，EHZ 為分量的說明，E 代表極短週期

(extremely short period)、H 代表高倍率 (high gain)、Z 代表垂直方向的分量，93 代表 1993 年、001 為太陽日的第一天，每一檔案均包含該測站該分量當天的所有紀錄。本局地震監測網每一測站均配備有三分量短週期地震儀，所以每一測站每天均有三個分量的資料檔，再將此三個檔案壓縮成一個，而成 ALS.TW.93.001 之型式，存入儲存機。由於時間序列在儲存機中的排列是連續的，所以每筆資料的開始及結束完全由指標來控制，圖 2 係資料儲存之流程，地震資料傳輸至服務系統的主機後首先被轉換成 SEED 格式，經由 plant 程式將 SEED 中之標題及時間序列分離，前者被存入主機硬碟，後者經壓縮後存入大規模儲存器。

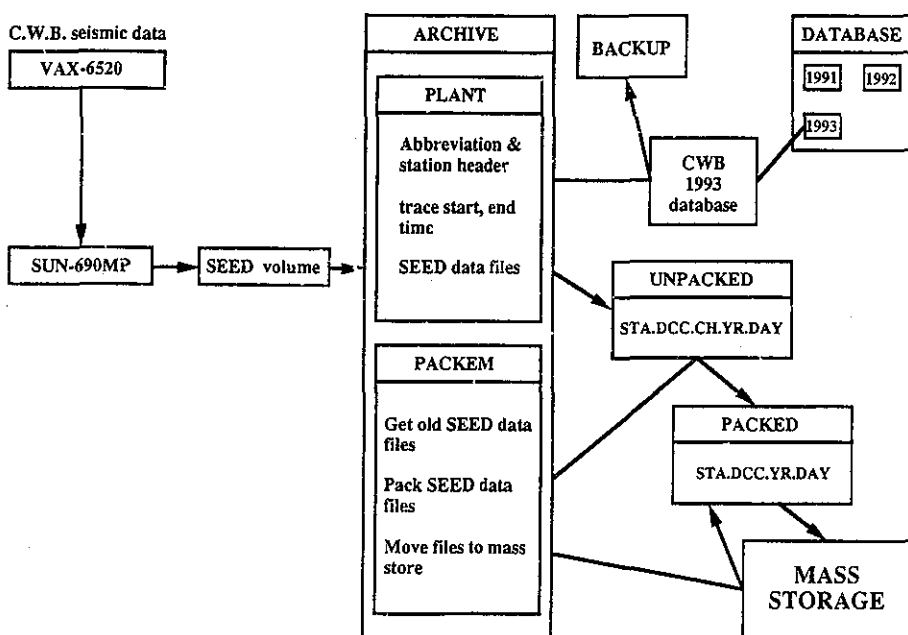


圖 2. 資料儲存架構

擷取資料時須給予檢索的條件（如時間、測站及分量），系統根據這些條件從資料庫中找出檔案，再從檔案中找出該地震及其標題，依據指標從儲存器中取出該地震之時間序列，經解壓縮後與標題合併成完整之資料檔輸出。圖 3 為資料擷取之流程，使用者可利用三種方法將其需求告訴系統，系統再據此準備資料。本系統在處理使用

者之需求時以 SQL 為介面，當系統收到需求之後，首先將之轉換成 "sprout 需求"，再以此為 harvest 程式的輸入以自資料庫中萃取標題的資訊，並產生 pod (program to output data) 需求，以此為輸入經 pod 程式自大規模儲存器中萃取出時間序列，再與標題合併成 SEED 資料輸出。

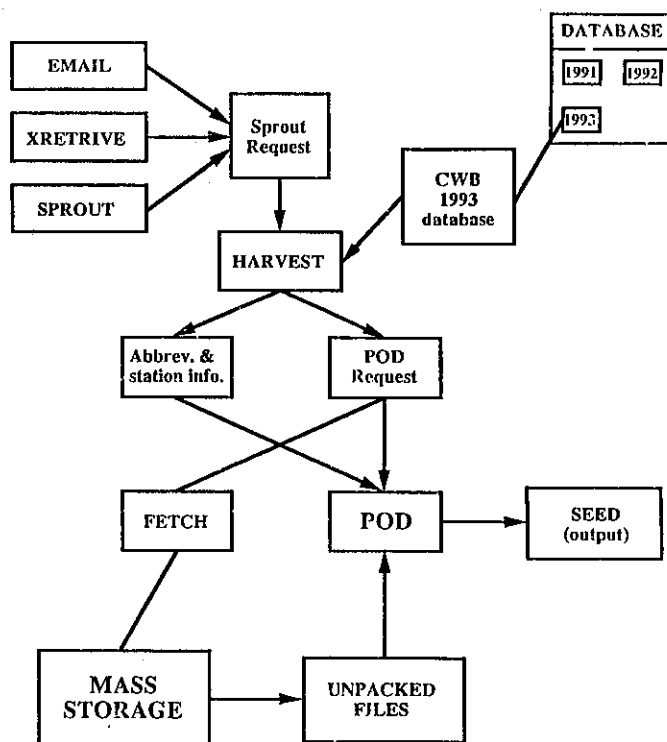


圖3. 資料攝取架構

七、資料服務

此一資料服務系統將對台灣地區所有的地震及相關之學術及研究單位開放，為方便使用者，主機上備有common及cwb兩個公用帳號（public account）供使用者索取資料。common主要為存放地震震源參數及該地震各測站的觀測資料，以每一個月為一個檔案，並以年、月、cwb為該檔案之名稱，如9311.cwb代表1993年11月之資料，使用者可利用ftp自行抓取該項資料；如尚需他項資料可將訊息留在此帳號中，待通知後再傳輸該資料，此外使用者亦可使用遠程登入（remote login）的方式查看資料。其方法為：

```
% rlogin socsun. cwb. gov. tw -l common
password : common
```

cwb為索取震波紀錄的專用帳號。取用震波紀錄的步驟有二：一是將需求送至系統，需求中須包含起始、結束時間、測站名稱及分量；二是

取用資料。

需求的做法有二：

一是電子郵件，以電子郵件的方式將需求送至BREQ_FAST@socsun.cwb.gov.tw，系統收到郵件後將之轉換成「sprout需求」，再行處理。由於使用者之需求在處理時須當做程式的輸入，所以有其一定的格式，如不依其格式，系統會將之當成bad request而不予處理。

二是遠程登入，先登入至本系統的主機socsun上：

```
% rlogin socsun. cwb. gov. tw -l cwb
password : cwb
```

登入之後螢幕上出現下列選擇項：

CWB Seismic Database

0. Exit

1. Display messages

2. Sprout

3. Xretrieve

Enter your choice :

使用者可選擇2或3做需求。其中Sprout主要是利用SQL的指令做需求，功能較多、網路間傳輸的資料量較小、速度較快，但須熟悉SQL指令；Xretrieve則是利用X視窗做需求，不須熟悉任何語言，只須依序將其上之功能表打開，並輸入相關資料即可，因網路間資料傳輸量大所以速度較慢。原則上，使用何者為佳並無定論，端視使用者之習慣而定。

鍵入2後首先出現下表，請輸入相關資料，以便處理：

Central Weather Bureau
Seismological Observation Center

Name: _____
Insti: _____
Street: _____
City: _____ St: _____ Zip: _____
Email: _____
Phone: ()- _____
Fax: ()- _____
Medium:-

0. Exabyte Cartridge Tape
1. 1/2" 9-track Tape 6250 bpi
2. 1/2" 9-track Tape 1600 bpi
3. 1/2" 9-track Tape 800 bpi
4. 1/4" Cartridge QIC 11
5. 1/4" Cartridge QIC 24
6. 1/4" Cartridge QIC 150
7. Electronic (ftp-able)
8. Digital Audio Tape (Dat)

第一次使用spuout，須輸入表中所有的項目，否則系統不予接受，第二次以後只須輸入姓名，系統即自動填補其餘空格，嗣經確認後即進入sprout，並出現sprout之提示符號：

```
*****
*      CWB Data Management Center      *
*****
Type " show db*;" for a menu of databases.
Type " set db=#;" to change databases.
Type " help;" for help with available commands.
```

PLEASE NOTE: All commands must end with a semi-colon.

Default database is CWB Database for Year 1993.
sprout:

sprout提供交談式查詢，可查詢多項資訊，下表為查詢資料儲存進度之範例：

sprout: days;
Days archived by: 1. network 2. month 3. station
Enter your choice: 1
Generate report...
Data archived for 1993

11111111112222222223

1234567890123456789012345678901

JAN xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
FEB xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
MAR xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
APR xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
MAY xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
JUN xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
JUL xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx
AUG
SEP
OCT
NOV
DEC

表中 'x' 的部分，表示該日期的資料已經存在資料庫中；查詢資料儲存進度可依網路、月份及測站等三種不同的方法進行，此外尚可查詢多項資訊，詳細情形可參考help指令，先輸入 "help;" 找出欲知道的項目，再以該項目為參數執行help指令，即可找出其使用方法，惟使用sprout指令時，須在每一命令結束處加一分號「；」，機器才能分辨命令已經結束而開始執行。

3為Xretrieve，輸入該選擇項，系統首先要求輸入使用者的機器全名，以便在使用者的機器開出X視窗，圖4為進入xretrieve後所開出之視窗，其上有功能表，分別為User Information、Enter Criteria、Search、Send Request及Quit等項，只須利用滑鼠將箭頭移至各功能表上，再按滑鼠上之SELECT鍵即可開出該功能之視窗。User

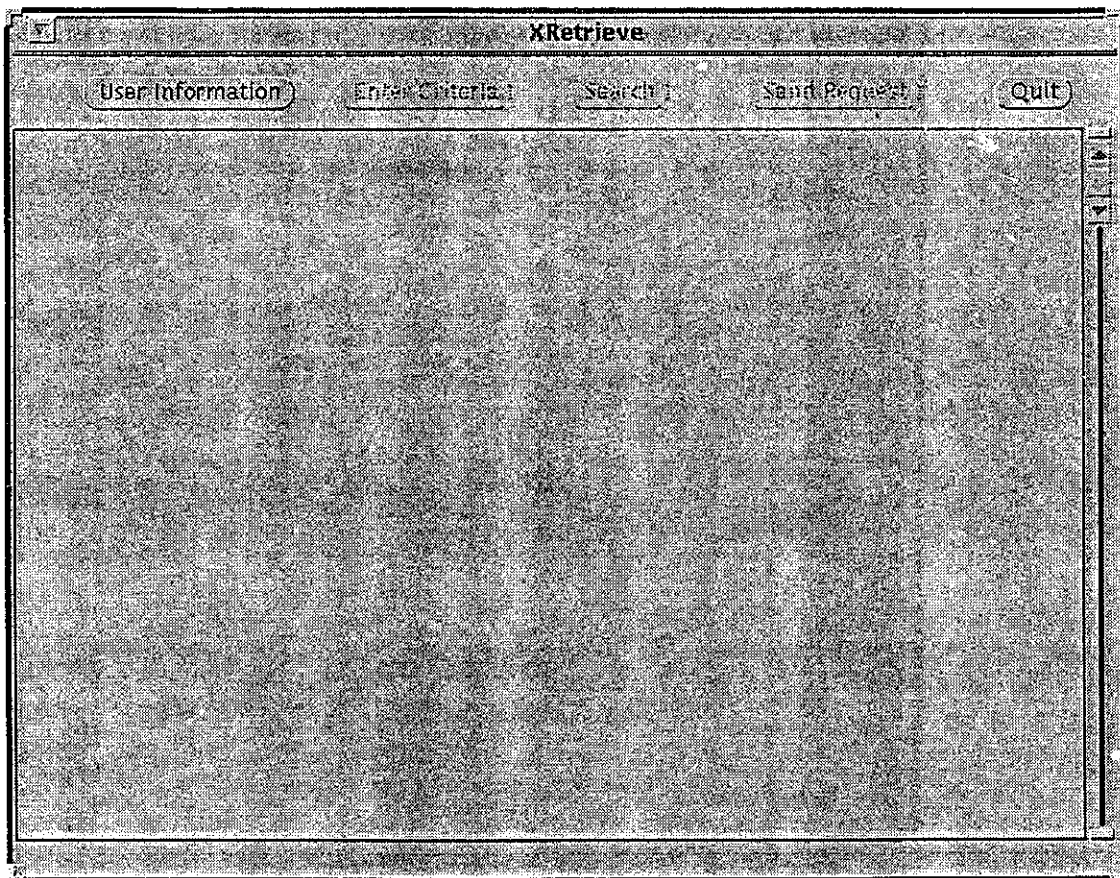


圖4. Xretrieve

User Information

Name: _____

Institution: _____

Street: _____

City/State/Zip: _____

email: _____

Phone: _____

Fax: _____

Medium: ☒ Electronic (ftp-able) Alternate Medium: ☒ 2 GExabyte Cartridge Tape

Correct

圖5. User Information

Station/Channel/Time

Done

Starting Date: 01 / 01 / 94 (MM/DD/YY)

Time: 00 : 00 : 00 (HH:MM:SS)

Clear Times

Clear Stations and Channels

Select End Time By: ☒ Specific End Time

Ending Date: 01 / 01 / 94

Time: 10 : 59 : 59 (HH:MM:SS)

Clear Networks and Channels

Clear All Fields

Select Stations/Channels By: ☒ Specific Stations and Channels

ALL	ACS	ANP	CHN1	CHN2	CHN3	CHY4	CHN5	E*	EHE	EHN	EHZ	*E	*N	*Z	ALL
CHY	ECS	EHC	EHY	ENA	ENT	ESL	ENH								
HSI	HSN	HWA	ILA	KAU	KNM	LAV	NCL								
NSK	NST	NSV	PCV	PNC	SCL	SCZ	SGT								
SGS	SMU	SSD	STY	TAI	TAH	TAP	TAPR								
TAW	TGU	FTN	TWA	TWB1	TWC1	TWD1	TWE1								
TWFT	TWC	TWH	TWI	TWJ1	TWKE	TWER	TWM11								
TWOT	TWP	TWQ	TWQ1	TWR	TWSE	TWSE	TWU								
TWX	DWM	TWZ	TVC	WBT	WCK	WRF	WTF								
WSF	WTC	WTP	YUS												

Select station or network then channels, then next station or network.

圖6. Enter Criteria

Information（圖5）是使用者基本資料，和**sprout**一樣，只有第一次須詳實輸入各項資料，第二次以後只須輸入名字即可；**Enter Criteria**（圖6）是讓使用者提出需求之視窗，須輸入所需資料的起始時間、結束時間、測站及分量，選完之後將箭頭移至**Done**再按**SELECT**鍵即可；**Search**是依使用者所輸入之條件尋找系統目前已存在之檔案並呈現在視窗上，讓使用者確認需求是否正確，**Send Request**則是將使用者的需求以電子郵件的方式送至系統。

八、現 況

已完成第一期的建置工作，並於本（八十三年）年一月起正式對外供應八十年三月以後之地震資料。目前除了線上儲存外，設計時所付與之功能大體上皆已具備。

由於SEED格式為一種交換格式（exchange format）無法用來分析、處理資料，因此本系統提供一轉換程式，可將SEED轉換成SAC、AH、及CSS等三種較普及之分析格式（analysis format）

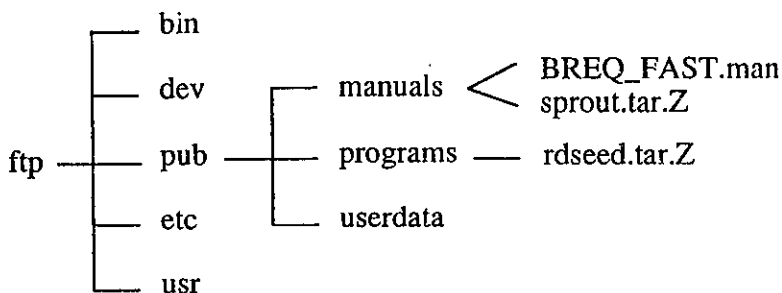


圖7. 不具名frp目錄

以便利用。此外並備有使用電子郵件做需求及 sprout 程式之說明，置於不具名 (anonymous) ftp 中，圖7為資料存放之位置示意圖，其中BREQ_FAST.man為電子郵件之使用說明，sprout.tar.Z為 sprout 程式之說明，rdseed.tar.Z則是格式轉換程式。

九、結 語

中央氣象局本於支持學術研究的精神，將資料開放與學術及研究單位共享，積極發展地震資

料服務系統，並於規劃時，對於各項可能的需求均有週詳的考慮，期望在有限的經費下發揮最大的功能。如果能善加利用，對國內的地震及其相關的研究應會有相當的助益，希望能做到使用者需要資料時就想到中央氣象局地震資料服務系統，更希望使用者能提供其研究成果納入本資料庫中，分享各界，為了達到這個理想，除了需要我們積極的改善服務品質外，也盼望使用者廣為宣傳。

TAIWAN STRONG-MOTION INSTRUMENTATION PROGRAM—TAIWAN SEISMIC DATA MANAGEMENT SYSTEM

Jiunn-Shyong Tsai
Central Weather Bureau

ABSTRACT

The Taiwan Seismic Data Management System (TSDMS) is established as an IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)-style under the "Taiwan Strong-Motion instrumentation Program." The following design concepts were formulated:

1. The database will include the weak motion data as well as strong motion data. The data from special seismic projects and other geophysical data should be considered in the future.
2. For events of interest, the data will be made available via computer network to the seismological research community.
3. After quality control the time series and its associated data will be archived on a mass storage device.
4. Request for data can be achieved through interactive or batch processing.

The weak motion data in TSDMS is available from Jan. 1994. In the next stage, the strong motion data including free-field and building array will be archived.

台灣西部的短週期表面波初探

鍾 仁 光

中央氣象局地震測報中心

摘 要

自從中央氣象局即時地震監測網全面更新為數位化高精密度的S-13地震儀，並且增設了大城、四湖等測站後，在這兩個測站經常觀測到有趣的水平向大振幅波群，是其餘一般測站所無法見到的。本文選擇了27個近距離的淺源(<12公里)地震，經簡單的振幅分析與速度分析得知，這種波群有時可分成數個小波群陸續出現，其群速度在1到2公里/秒之間。通常當震源深度小於7公里時，此波群的振幅即顯著增強，甚至可達垂直向Lg波平均振幅的三倍以上，而且主要頻率介於0.6Hz到2Hz之間。配合台灣西部主要的地下地質構造和震波路徑效應的解釋，初步認為這類的慢速波群可能是短週期表面波，其質點運動的極化方向屬於洛夫型態，並且受到附近側向不均勻構造的影響，以致震波偏折的效應甚為明顯。

關鍵詞：表面波

一、前 言

短週期紀錄通常蘊含著豐富的地殼及上部地函構造的訊息，甚至震源型態和震源深度等參數，亦可從地震波行為特性的變化上予以初步的判斷。Lg波在區域震距內常為振幅最大的波群，並且出現在Sn或Sg波之後。Press and Ewing(1952)認為Lg波是由無數的高階(higher mode)表面波在地殼中重複反射所疊加而成的，也可視為一種槽波(channel wave)，其反映波傳路徑上地殼的平均特性。近年來，有許多的文章利用Lg波來探討其空間衰減的特性(Nuttli, 1973; Campillo et al., 1985; Shin and Herrmann, 1987)、Lg規模訂比(scaling)或地下核爆炸藥量的估算(North, 1985; Nuttli, 1986)、側向非均向性效應的研究(Gregersen, 1984; Kennett, 1986)等。

除了高階表面波之外，當震源深度在極淺的情況下，在垂直向的地震圖上，有時尚可以發現短週期基階雷利波(fundamental mode Rayleigh

waves, Rg波)的蹤跡。其群速度反映上部地殼速度構造變化的能力相當敏銳，因此，由Rg波的頻散(dispersive)特性可以推求淺層的速度構造(Kafka and Reiter, 1987; MacBeth and Burton, 1986; Yao and Dorman, 1992)。

台灣地區的地體結構相當複雜(何, 1982)，對於地震波的傳遞有相當程度的影響。經概略地統計，台灣附近地震的震源深度有百分之八十以上淺於三十五公里；而觀測結果又顯示，台灣各地的Lg波都很強。這可能因為地殼波導(waveguide)很容易陷住淺震的地震波，將之傳播到距離較遠的地方所致(Campillo et al., 1984)。反之，Rg波在台灣地區甚少被觀測到，國外的研究亦大都仰賴人工爆炸震源以取得較強的Rg波。天然地震的震源深度淺於4公里時，比較能激發Rg波(Kafka, 1990)。由二維數值模擬的結果顯示，短週期表面波欲成長至可判別的最短震央距離約為震源深度的5倍(Yeh and Chung, 1993)。若推論到三維構造的情形下，由於側向不均質的影響，欲觀測到

單純易辨的表面波，經驗上，震央距離通常在數十公里以上。因此，地震規模尚必須在一定大小之上，使得測站的背景雜訊不致於影響到真正的震波信號。台灣地區的地震能符合這些條件的很少，而且大部分集中在台灣西部，除強震儀外，只有少數位於厚沖積層上的短週期地震儀有機會觀測到品質佳的表面波。

中央氣象局地震監測網(CWBSN)的大城測站(WTC)和四湖測站(WSF)，除了在垂直向的短週期地震儀偶而記錄到清楚的Rg波之外，於兩個水平向分量卻經常出現大振幅的波群(圖1中箭頭所指處)，其波速相當慢、延時(duration)可長達20秒以上。一般在強震紀錄上，由於觸發設定值(trigger level)較高所致，很難記錄到這些波群。過去關於區域地震波相分析的研究，大多因為只有單軸(垂直向)短週期地震儀記錄的資料可用，所以

甚少有這類波群的討論。本文針對這個波群分析其一般的特性，諸如波群速度、振幅大小及頻率成份等，並且和這個地區的Lg波特性作一比較，以期瞭解此慢速波群成長的機制與震源深度、震波傳遞方向的關聯性。最後，嘗試以地下構造的觀點對於此波群生成的環境做初步的解釋，希望能對台灣西部地區的地震波傳遞特性有進一步的認識。

二、資料選取

本研究使用中央氣象局數位化地震儀記錄之地震圖。中央氣象局數位化地震儀的感應器(sensor)為三分量S-13短週期的電磁式感應器，其自然頻率(natural frequency)為1 Hz左右，地動訊號經當地數位化後，即時以數據專線傳回中心，取樣率為每秒100點。

表 1 地震參數

Table 1 Source parameters of events used in this study

地震編號	發震時間 (UT)	緯度 (N)	經度 (E)	震源深度 (km)	規模 (M _L)
108 B	1991/03/05 1:49	22°51.63	120°41.30	10.15	4.53
116 C	1991/03/12 6:54	23°13.36	120°6.35	7.44	4.93
121 C	1991/03/12 19:16	23°12.82	120°7.71	6.24	4.88
122 C	1991/03/12 19:46	23°12.37	120°5.33	7.74	4.74
124 C	1991/03/12 20:13	23°11.74	120°1.48	7.71	4.15
150 B	1991/05/16 4:50	23°12.04	120°28.97	8.06	4.26
160 A	1991/07/20 17:42	24°34.52	120°53.10	6.80	4.16
195 B	1991/12/24 2:51	23°10.95	120°43.63	7.60	4.92
220 C	1992/02/03 10:37	23°14.52	120°4.03	8.03	4.51
225 C	1992/02/12 0:23	23°13.95	120°3.77	8.02	4.19
235 B	1992/03/24 5:03	23°38.77	120°54.86	5.19	4.65
248 A	1992/04/20 16:16	24°27.05	120°42.86	8.80	5.14
258 A	1992/04/29 16:54	24°27.64	120°44.02	11.13	4.02
275 B	1992/08/24 18:37	23°33.36	120°40.95	9.33	4.71
305 B	1993/02/08 0:27	23°23.97	120°39.47	6.08	4.24
310 B	1993/04/07 8:17	22°55.18	120°49.74	2.07	4.66
312 B	1993/04/16 21:10	23°9.50	120°49.20	4.69	4.87
315 B	1993/04/25 22:14	23°7.01	120°40.62	5.63	4.40
366 B	1993/09/19 18:35	23°26.09	120°28.74	4.83	4.13
387 B	1993/12/17 2:00	23°31.92	120°56.71	5.95	4.23
391 B	1993/12/20 3:32	23°13.05	120°31.06	11.21	4.41
395 B	1993/12/22 16:22	23°12.63	120°30.62	11.71	4.63
401 B	1994/01/02 19:15	23°0.70	120°56.99	3.21	4.32
402 B	1994/01/02 19:19	23°0.44	120°57.47	4.16	4.09
403 B	1994/01/02 21:04	23°0.68	120°57.83	2.70	4.26
404 B	1994/01/03 9:01	23°24.59	120°31.75	3.54	4.39
405 B	1994/01/03 9:12	23°24.62	120°32.15	4.48	4.37

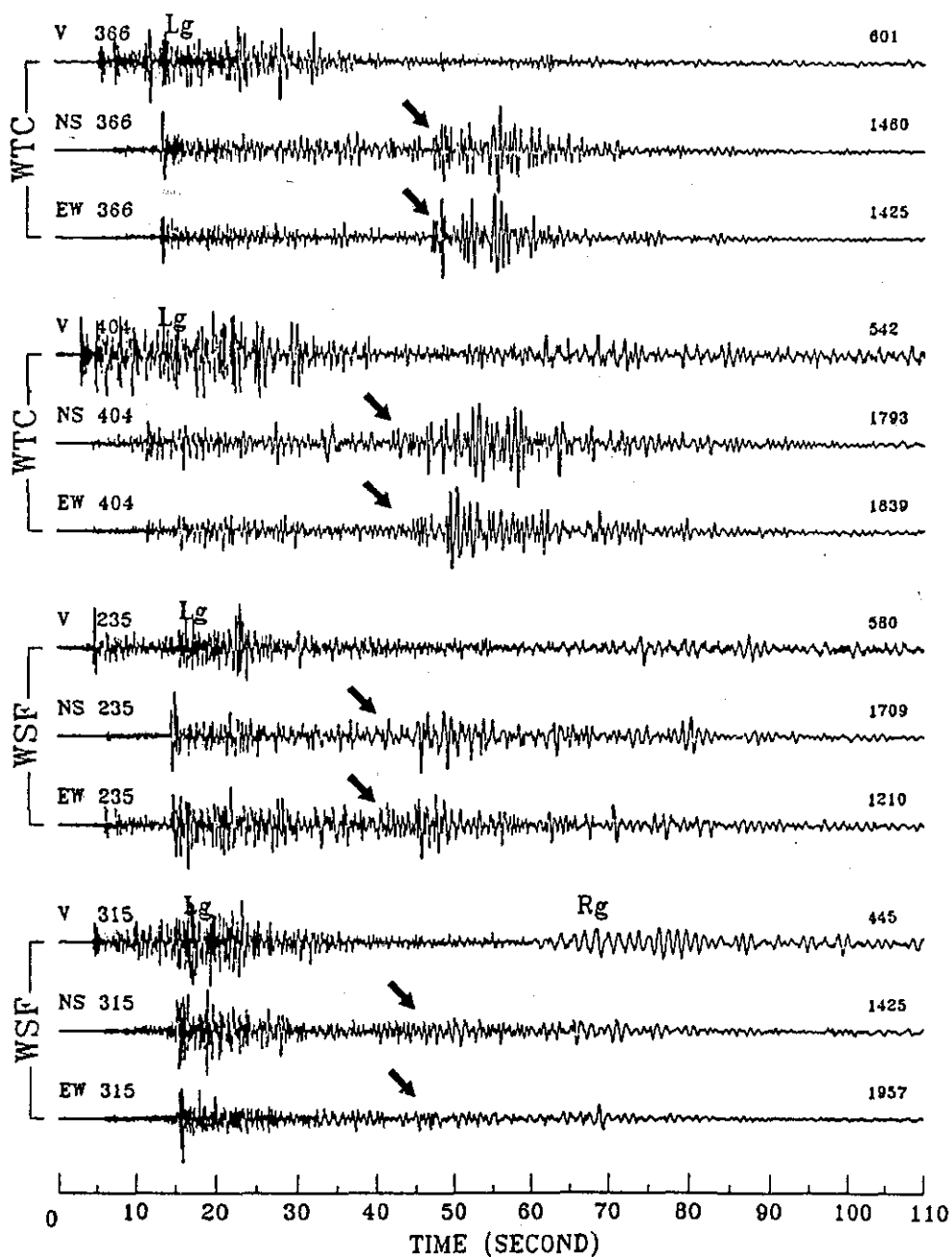


圖 1 幾個地震紀錄圖的例子，箭頭所指即為本文討論的波群。

Fig. 1 Examples of seismograms(the arrows indicate the waves discussed in this study).

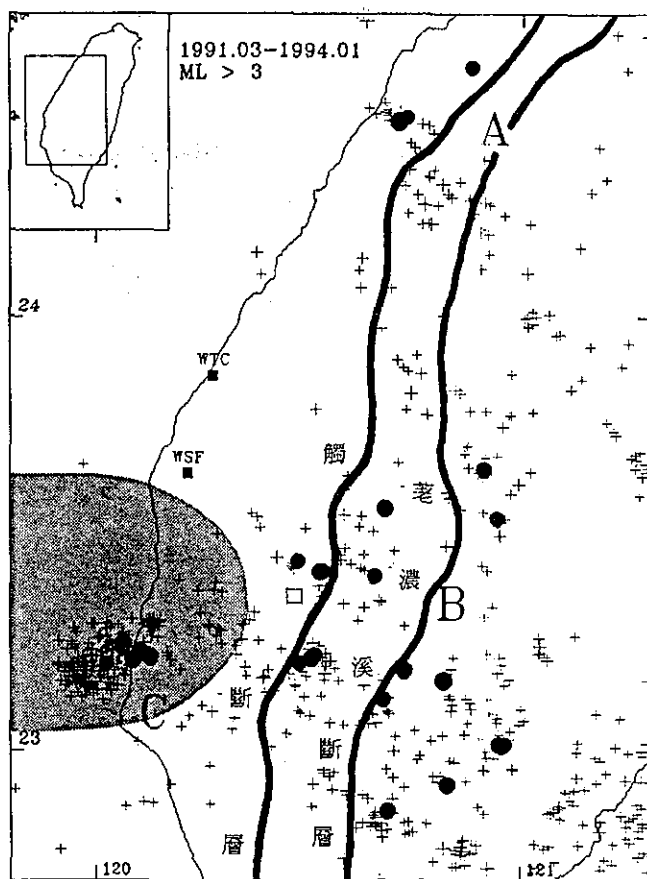


圖 2 台灣西部地區地震分佈圖。其中實心圓標示本文所分析的27個淺源地震；實心方塊標示本文所討論的大城(WTC)測站及四湖(WSF)測站的位置。陰影部分為北港高區(Sun and Hsu, 1991)。

Fig. 2 Epicenters in western Taiwan. The 27 earthquakes selected for analyzing are denoted by the solid circles. The locations of station WTC and WSF are denoted by the solid squares. The shadow zone represents Peikang Ridge(Sun and Hsu, 1991).

大城測站和四湖測站位於台灣西部濱海一明顯的地震空白區(seismic gap)內(圖2)，比較其餘即時測站的地理位置可知，二者亦是距西部麓山帶較遠的兩個測站，台灣地區大部分的地震震央位置到這兩個測站之間佔有較長的平原路徑，因此是研究短週期表面波較佳的選擇。本文挑選1991年3月到1994年1月間，發生於此地震空白區外圍的27個淺源地震，震源深度均小於12公里，ML規模介於4.0到5.1之間，地震參數列於表1。由於資料量偏少，雖然其中有極少數的地震或因規模較大，或因震央距離太近，以致記錄在這兩

個測站的震波振幅超出儀器的動態範圍(dynamic range)，但僅發生在水平向的S波部分，因不在本文的討論範圍內，且分析的方法不致對結果造成影響，故仍予以採用。

為了探討震波傳遞方向性的效應，故而將這27個地震依順時針方向，由北向南歸納成A、B、C三群(圖2)。A群地震個數最少，分佈在三義附近；B群地震個數最多，廣泛地分佈在中南部的麓山帶與中央山脈地區；而C群地震有一部份為1991年3月12日佳里地震幾個較大的餘震。

三、資料分析和討論

由於大城測站和四湖測站與所選地震之平均震央距離約在50公里以上，因此在地震圖上已經可以容易地挑出Lg波群。辛(1989)探討台灣地區Lg波的特性指出，Lg波群的輻射型態(radiation pattern)比起P波及S波的輻射型態更接近圓形，亦即受震源輻射型態的影響應可忽略，而主要由路徑效應所控制。本文所討論的地震波到達測站

之前，有大部分路徑經過地形平坦的沖積平原，因此亦可忽略近測站的地形效應。因為Lg波在垂直分量與水平分量上的振幅衰減特性相當接近(Shin, 1993)，這麼一來，欲描述所觀測到之慢速水平分量波群的特性，同一個三分量地震圖中的垂直分量Lg波即成爲一個比較合適的參考指標(例如：Kafka, 1990)，對於規模差異在1以內之地震而言，同時分析兩者之相對頻率含量和振幅比值，更可以將地震規模的因子排除在外。

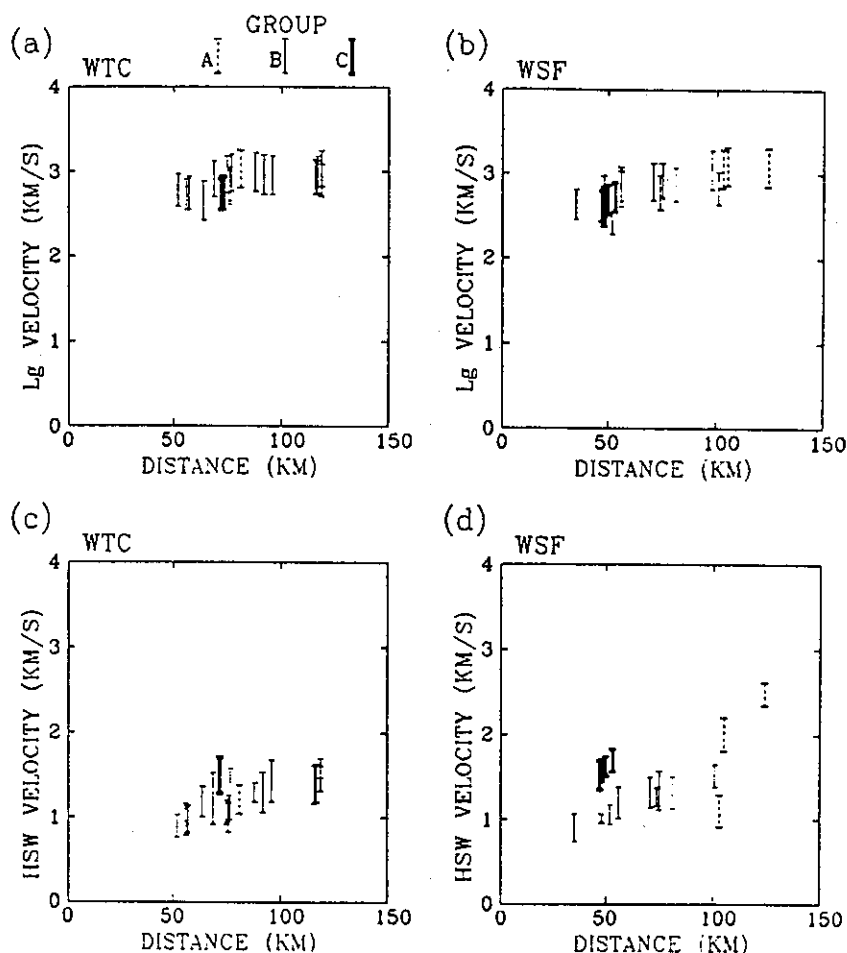


圖 3 Lg波速度((a),(b))、水平慢速波群(HSW)速度((c),(d))與震央距離的關係圖。A、B、C三群地震分別以不同的符號表示，各速度區間的頂端爲該波群波至的速度。

Fig. 3 Relationship between Lg wave((a),(b)), horizontal slow wave(HSW)((c),(d)) and epicentral distance. Group A, B, and C are represented in different symbols respectively. The top of each vertical bar means the onset velocity of the wave.

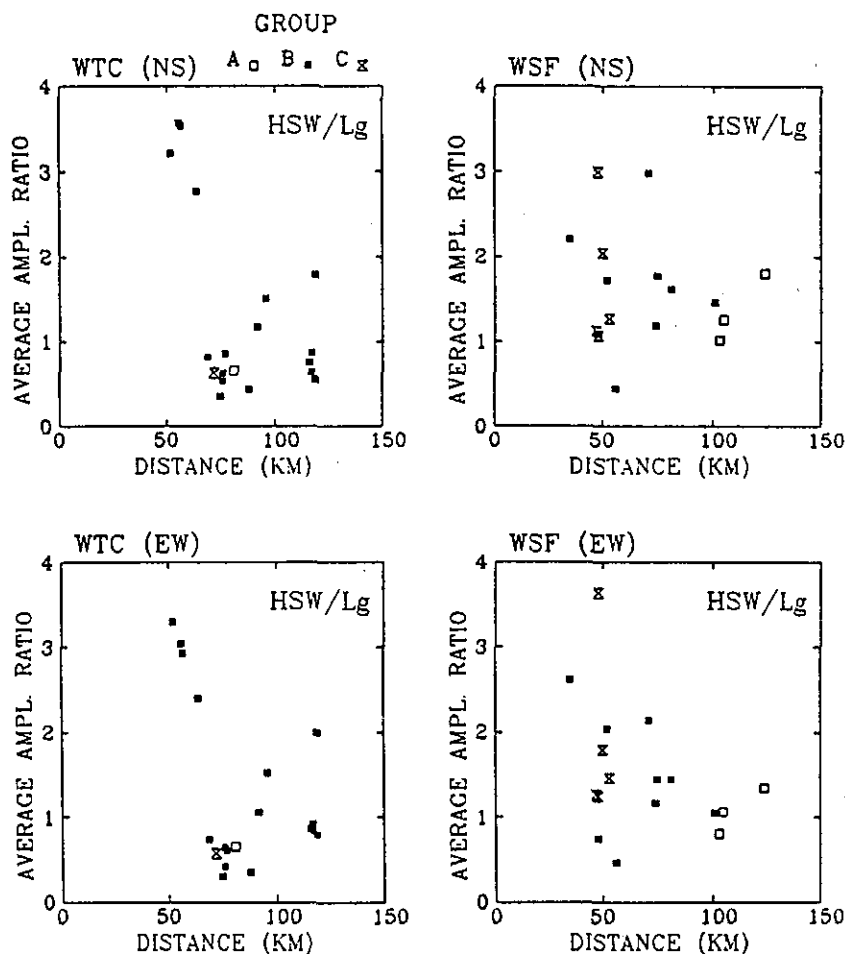


圖 4 HSW與Lg平均振幅比與震央距離的關係圖。

Fig. 4 Relationship between average amplitude ratio of HSW and Lg and epicentral distance.

文中所使用的分析方法，分述如下：

(-)速度分析：

首先挑出垂直分量的Lg波群，截取波群的延時長度(以秒為單位)約為震央距離(以公里為單位)的0.05倍(辛，個人資料)。計算結果顯示(圖3(a)、(b))，Lg波的群速度落在2.5公里/秒至3.3公里/秒之間，波至(onset)的平均速度約為3.0公里/秒，並且有震央距離愈遠，群速度愈大的趨勢，這可能是因為較遠的地震，其地震波經由較深的地層反射上來所致。這個數值比王和余(1987)以台灣東北部地震所求得近距離(150公里以內)的平均Lg波速度(2.8公里/秒)略高。

Lg波群之後，在水平分量所觀測到最大振幅的波群，為方便起見，本文以 HSW(horizontal slow waves) 簡稱之，其特性隨各個地震有不同的表現。一般來講，其振幅明顯增大，甚至對某些較近的地震而言，其波至相當顯著，低頻的成份也在此顯現出來。波群的延時或可長達30秒以上，其中又有些隱約包含數個小波群，速度約分佈於1.0公里/秒到1.8公里/秒之間(圖3(c)、(d))，如同Lg波一樣，似乎也有隨震央距離愈大而漸增的現象。距四湖測站100公里以上的A群地震，HSW之速度差異度很大，可惜的是，由於數據專線通信品質的問題，這兩個測站偶而會無法同時

記錄到地震（尤其以數目較少且具關鍵性的 A 群和 C 群地震為甚），因此暫不對此作任何解釋。另外，距四湖測站 50 公里左右的 C 群地震，其 HSW 之速度則明顯較平均值為高（1.7 公里/秒至 1.9 公里/秒之間），如果將 HSW 視為較低階的表面波，則 C 群地震到四湖測站之間的淺部地層可能存在強烈的側向不均質構造。北港重力高區由台灣海峽的澎湖群島往東延伸到四湖測站以南的朴子、北港一帶止（何，1982；Sun and Hsu，1991），正好切過 C 群地震波傳遞到四湖測站的路徑上，根據震測與鑽井資料顯示，高區範圍內以先中新世地層為主的基盤頂部深度約為 2 公里，因此這個局部

基盤隆起的構造可能對本文所討論的震波行為有不可忽視的影響。

(二) 振幅分析：

大城測站和四湖測站 S-13 地震儀的頻率響應曲線非常相似，且增益(gain) 均為 26dB，因此在分析震波振幅時直接取用原始紀錄，而不作任何修正。

首先，分別在兩個水平分量截取該段慢速波群，求取均方根振幅值 (root-mean-square amplitude)，再求取各該站記錄之垂直分量 Lg 波群的均方根振幅值，將二者之比值分別對震央距離和震源深度作圖（圖 4），以瞭解 HSW 波群的激

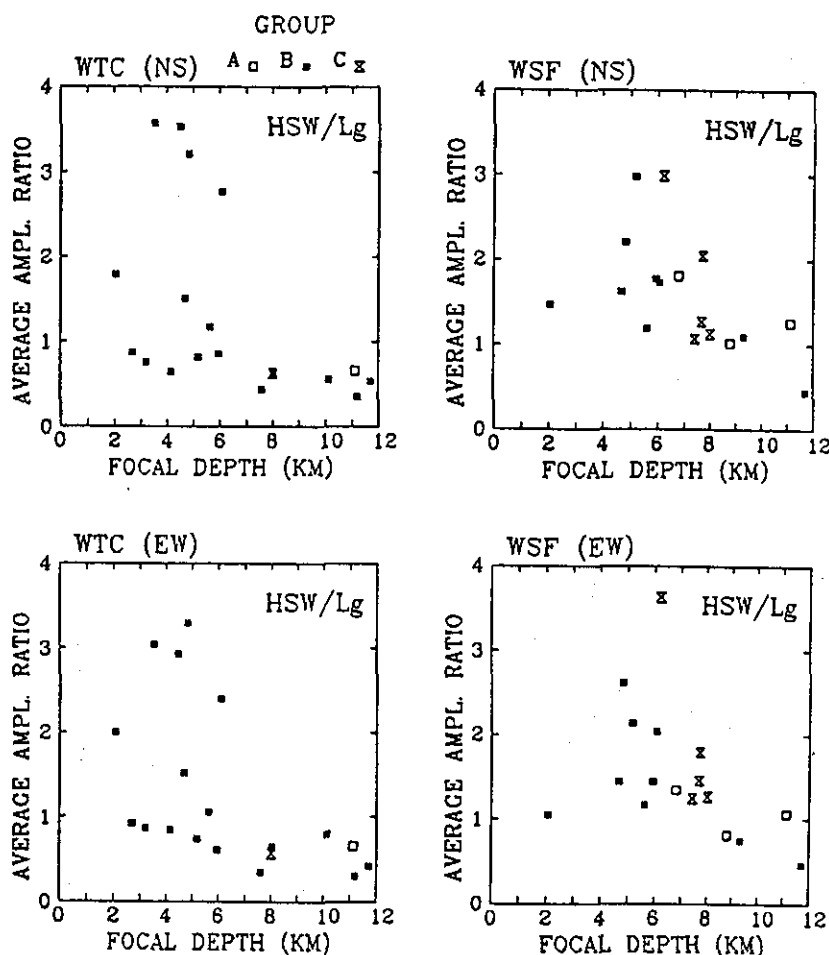


圖 5 HSW 與 Lg 平均振幅比與震源深度的關係圖。

Fig. 5 Relationship between average amplitude ratio of HSW and Lg and focal depth.

發情形。

圖4顯示，震央距離在50公里左右的地震，大城測站的HSW與Lg振幅比可達到3左右，比四湖測站者為大，但缺乏A群及C群地震資料的支持；而其餘距離較遠的地震，結果均無系統地散落在0.4到2.0之間。因此，在資料不足的情況下，若純粹以相對於Lg波振幅的角度來看，該水平慢速波群之激發和本文討論之震央距離範圍及測站所在並無明確的關係存在。但是有一現象值得注意，即從波形上比較，該波群在東西向和南北向分量的振幅表現相當一致，這個特性完全表露在圖中相似的散佈型態上。

若以震源深度當橫軸來看(圖5)，震源深度愈淺，則振幅比愈大，而較明顯的分界約在震源深度7公里處，這個現象符合表面波的激發機制(Kafka, 1990)。再深入探討後發現，對3公里到8公里深的地震而言，雖然比較四湖測站，大城測

站的振幅比似乎偏低，但是回過頭來比對地震圖，大城測站的振幅比在0.8以上即可輕易地判讀；而四湖測站的振幅比若小於1.5以下，則該波群通常都淹沒在地震尾波(coda wave)之內，必須輔以頻率成份的變化才可決定其所在。此現象一種可能的解釋是Lg波到達四湖測站附近，受到地下構造變化的影響(如沖積層厚度變薄)而產生波漏作用(leaking effect)(Nuttli, 1986)，使得振幅變小、HSW與Lg振幅比因而增大。此現象有待進一步的探討。

大城測站的HSW/Lg比值大於2.5者，震央均屬靠近嘉義市東南方、觸口斷層以西地帶的B群地震(深度3公里到5公里之間)。該波群有相當清晰的波至(圖1第366號地震圖箭頭所指處)，且大振幅的延時很長，和其餘的地震所激發者有較大的區別。由於這幾個地震位處北港重力高區東南外緣的義竹斷層和觸口斷層間的局部厚層新第三

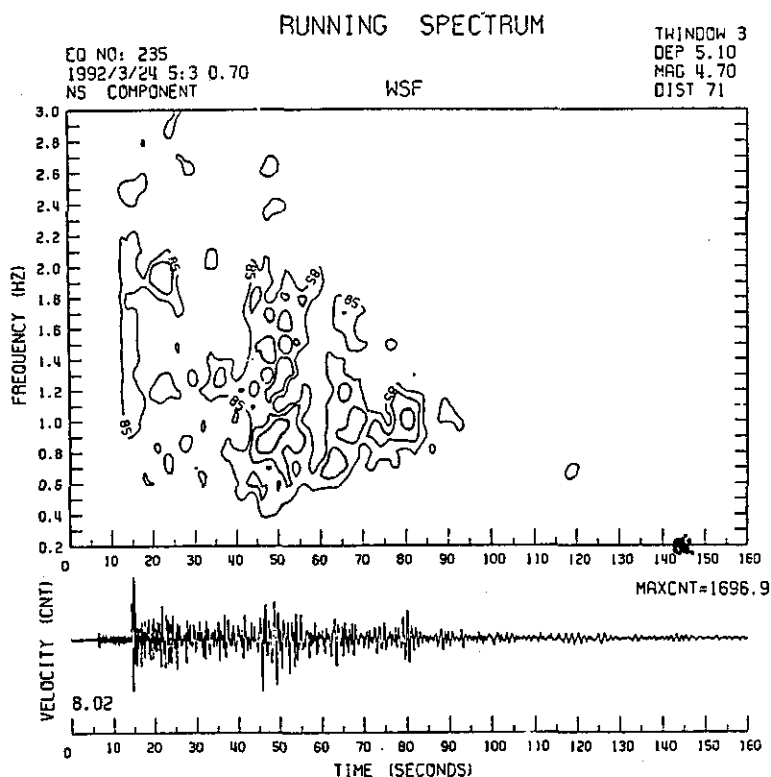


圖6 第235號地震，四湖測站的南北向分量紀錄的移動頻譜圖。

Fig. 6 The running spectrum of the N-S component of WSP seismogram for earthquake No. 235.

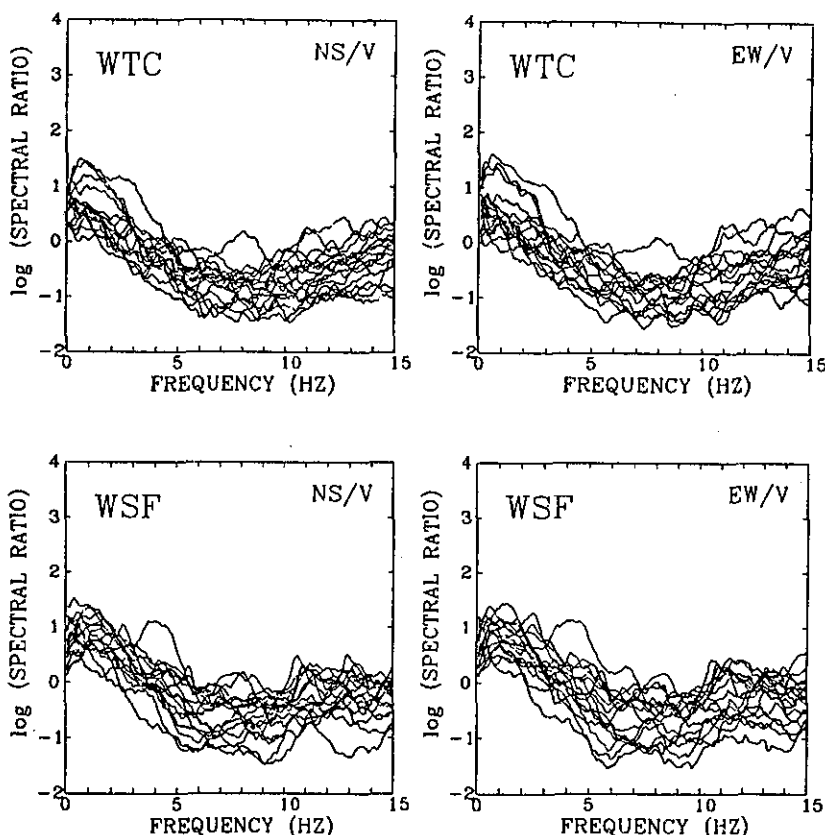


圖 7 BHSW與Lg傅氏頻譜比。

Fig. 7 Fourier spectral ratios of HSW and Lg.

紀沉積岩所填充的區域內，基盤頂部深度竟可達5公里深(Sun and Hsu, 1991)，往東又有一系列南北走向的斷層與中央山脈的先第三紀板岩基盤形成高角度的構造屏障，因此，發生在這種槽狀盆地內的地震，其地震波陷在其中且沿著近地表地層傳遞時，受到這種構造的阻隔效應而產生能量較強的側向反射波 (lateral reflected waves)，並且組成到時較晚的次波群，從這個角度來解釋應該較合理。

(三) 頻率成份分析

頻率成份的變化是該慢速波群重要的特性之一。計算各個地震圖的移動頻譜 (running spectrum) 可知，HSW 以0.6Hz到2Hz的成份居多(圖六)，少數記錄的頻散現象較明顯外，大部分的頻散現象似乎存在，但不明顯，而且在該波群

之後，又常可見到 1Hz左右疑似地面波(ground roll)的訊號。

為了進一步瞭解各個頻率成份之強弱關係，首先截取該波群在水平向分量上的紀錄，在時間域加上餘弦削波窗制(cosine tapers)，讓該段紀錄頭尾各百分之十的部分平滑化。之後以快速傅氏轉換(FFT) 求得頻譜，再用 1Hz寬的矩形窗制，每次移動 Δf 平滑化之。對於同一測站記錄的垂直向分量之Lg波群亦以相同的流程處理，最後將二者相除，得到 HSW與Lg頻譜比。由於台灣地區Lg波的截角頻率(corner frequency)於ML等於 4時約為2.8Hz(張等人, 1993)，因此低於此頻率的傅氏振幅應呈水平的趨勢，本文的觀測結果亦然。頻譜比的結果(圖7)明白顯示，該水平慢速波群3 Hz以下的低頻信號明顯增強，峰值約為1Hz。這

個特性符合在沖積盆地內激發的表面波的行為方式，Hisada et al.(1991) 的解釋是由於較低頻的震波沿著鬆軟的地表沖積層傳遞時，其振幅被衰減的程度比高頻波來得小，而低階的表面波比高階的表面波更具這種現象。若朝這個方向去解釋，本文所討論的水平向慢速波群可能是較低階的表面波所組成，其波長介於1到2公里之間，同時也應證了一個事實，即是地表有一薄的低速覆蓋層。

四、質點運動分析：

至此，綜合以上分析可知，唯有表面波方能合理地解釋所觀測到的震波特性，並且由地下波速構造對震波影響的角度來看，亦能符合。本文最後再分析其質點運動型態，首先將東西向及南北向分量的紀錄經旋轉至徑向(radial)及橫向(transverse)，再濾取該波段紀錄 1Hz的訊號來分析。從原始波形紀錄即知，振幅完全顯現在兩水平分量上，其質點運動幾乎少有垂直向的分量。

圖8(a) 即為大城測站所記錄到各慢速波群主要

頻率成份的質點運動圖，其中大部分是 B群地震的結果，雖然極化(polarized) 方向非常紊亂，不過，剪力(shear) 波的成份顯然佔有較大的比重，以第 366號和第 387號地震最為明顯；而第 404號和第 405號地震的結果似乎可以分成兩個入射方向相差較大的波群先後到達測站。再看四湖測站的結果(圖8(b))，極化方向更侷限在一個方向上，但是 A群地震的結果比較異常。因此由質點運動均主要呈現在水平分量上的特徵來研判，該慢速波群為低階的拉夫波(Love waves)，而且該波群受到側向不均勻構造的影響所產生震波偏折的效應相當明顯，北港重力高區、西螺溪河系與西部麓山帶均為可能的來源。

四、結 論

豐富的區域地震波相是研究地殼構造不可或缺的重要利器，台灣的地體構造相當複雜，瞭解地震波傳遞的特性是非常重要且具挑戰性的工作。本研究的對象集中在大城和四湖二測站所記

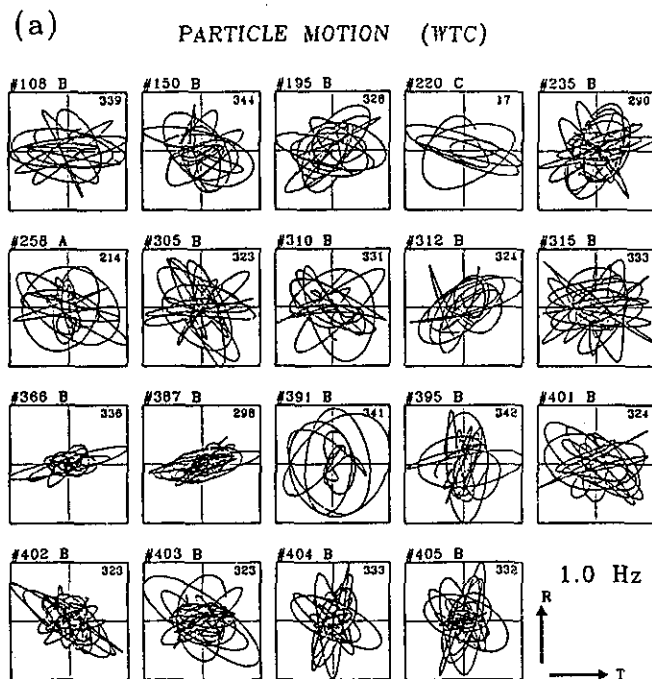


圖 8 1Hz的水平慢速度群在(a)大城測站與(b)四湖測站的質點運動圖。

Fig. 8 The particle motion diagrams of the 1Hz horizontal slow waves observed at (a) WTC station and (b) WSF station.

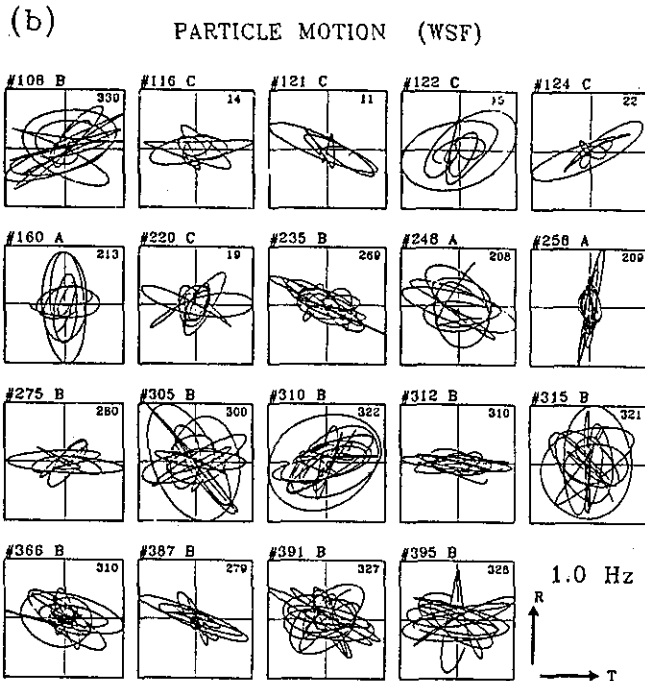


圖 8 (續)

Fig. 8 (continued).

錄到之水平向慢速強波群，經分析，初步可獲致以下幾點結論：

- (1)這類波群可能是低階的洛夫型態表面波，其主要頻率在0.6Hz到2Hz之間，群速度則為1公里/秒到2公里/秒之間，略有頻散的現象。
- (2)基本上，震源深度愈淺，愈能激發此類表面波，卻與震央距離無明顯關係。
- (3)由質點運動極化方向的偏折顯示，震波行為受到地下不均勻構造的影響甚鉅，例如北港重力高區、西螺溪河系及西部麓山帶的斷層系列等。

以該表面波的主要頻率成分和水平的極化方向等特性，從地震防災的觀點來看是極其重要的課題。基於條件上的限制，本研究的結果僅由少數的地震紀錄分析判斷得來，因此，要進一步認識其特性，蒐集更多的地震資料是絕對必須的，甚至可以分析強震紀錄，並且利用數值方法模擬來獲得驗證。

五、誌 謝

作者要感謝本中心辛在勤主任提供資料及意見；並要感謝兩位未具名審稿者對本文諸多的修正與寶貴的意見。

六、參考文獻

- 王乾盈與余貴坤，1987：台灣地區之 P波與Lg波特性比較研究。行政院國家科學委員會防災科技研究報告。第74-70號，128頁。
- 何春蓀，1982：臺灣地體構造的演變--臺灣地體構造圖說明書。經濟部，126頁。
- 辛在勤，1989：臺灣地區Lg波的特性分析。氣象學報，第三十五卷，第三期，第171-183頁。
- 張建興、呂佩玲與江嘉豪，1993：台灣地區近震規模(ML)與地震矩(M0)關係之研究。中央氣象局八十二年度研究發展專題研究報告。第CWB82-1A-07號，37頁。

Campillo, M., M. Bouchon and B. Massinon, 1984.

- Theoretical study of the excitation, spectral characteristics, and geometrical attenuation of regional seismic phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 79-90.
- Campillo, M., J.L. Plantet and M. Bouchon, 1985: Frequency dependent attenuation in the crust beneath Central France from Lg waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1395-1411.
- Gregersen, S., 1984: Lg-wave propagation and crustal structure differences near Denmark and the North Sea, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 79, 217-234.
- Hisada, Y., S. Yamamoto and S. Tani, 1991: Why are surface waves excited in sedimentary basins dominant at longer periods? *Proceedings Of Fourth International Conference On Seismic Zonation, EERI*, 2, 245-252.
- Kafka, A.L. and E.C. Reiter, 1987: Dispersion of Rg waves in southeastern Maine: evidence for lateral anisotropy in the shallow crust, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 925-941.
- Kafka, A.L., 1990: Rg as a depth discriminant for earthquakes and explosions: a case study in New England, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 373-394.
- Kennett, B.L.N., 1986: Lg waves and structural boundaries, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1133-1141.
- MacBeth, C.D. and P.W. Burton, 1986: Propagation of 0.7-2.5 Hz Rayleigh waves in Scotland, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 84, 101-120.
- Nuttli, O.W., 1973: Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, *J. Geophys. Res.*, 78, 5212-5218.
- Nuttli, O.W., 1986: Lg magnitudes of selected east Kazakhstan underground explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76, 1241-1251.
- North, R.G., 1985: Instrumental distortion of mbLg magnitudes, *EOS Trans. AGU*, 66, 953-954.
- Press, F. and M. Ewing, 1952: Two slow surface waves across North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 42, 219-228.
- Shin, T. C., 1993: The calculation of local magnitude from the simulated Wood-Anderson seismograms of the short-period seismograms in the Taiwan area, *TAO*, 4, 155-170.
- Shin, T.C. and R.B. Herrmann, 1987: Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 384-397.
- Sun, S.C. and Y.Y. Hsu, 1991: Overview of the Cenozoic geology and tectonic development of offshore and onshore Taiwan, *TAICRUST Workshop Proceedings*, 35-47.
- Yao, P.C. and J. Dorman, 1992: Short-period surface-wave dispersion and shallow crustal structure of central and eastern Tennessee, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 962-979.
- Yeh, Y.T. and J. K. Chung, 1993: The effects of source on the generation of short period surface waves, *TAO*, 4, 351-366.

PRELIMINARY STUDY ON THE SHORT PERIOD SURFACE WAVES IN WESTERN TAIWAN

Jen-Kuang Chung

Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

Since the major update of the Central Weather Bureau Seismic Network(CWBSN) was undertaken, groups of strong waves are usually observed on the horizontal seismograms of the two stations coded as WTC and WSF. There are 27 local earthquakes of focal depth shallower than 12 km to be analyzed in this study. By the amplitude and velocity analyses, these waves propagate with the group velocity between 1 km/sec and 2 km/sec and are amplified in three times larger than the average amplitude of vertical Lg waves in the case of the events shallower than 7 km in depth. This kind of slow group waves might be interpreted as the short period surface waves in cooperation with the path effect of seismic waves and the features of the geological structures in western Taiwan. The polarized particle locuses show the Love type motions and are seriously inclined due to the lateral heterogeneities.

Key words: surface waves

嘉南地區之震源機制與大地應力分析

江 準 熙

中央氣象局地震測報中心

摘 要

本文使用傳統P波初動解之地震震源機制以探索嘉南地區之構造應變與應力型態。震源機制解之P、B、T軸即指示震源區構造應變主軸方向，亦即震矩主軸方向，而相對震矩、應變量之推求，則可藉由震矩與規模關係估算而得；鑑於應力分析過程，常因斷層面不易辨識，以及應力分區困難，導致分析結果之誤差，故本文嘗試綜合使用圖解與數值運算之應力逆推方法，透過誤差分析，以期獲致較可靠的結果。

由P、T群集之應變分析結果顯示，本區之平均構造應變型態主要為東南向壓縮，大致以觸口斷層為界，斷層以東及斷層北段皆呈東南向、斷層南段呈東西向、斷層以西（佳里）則呈東北向；綜觀而言，其主要變化於觸口斷層由北到南呈東南向轉至東西向的扇狀分佈。

由應力分析結果顯示，本區之平均構造應力型態主要為東西向壓縮，而區內之震源機制顯然非由單一應力作用所造成，軸差構造應力比值R為0.6，亦顯示本區以壓縮應力為主導。以觸口斷層劃界分區之RT圖解顯示本區之大地應力型態亦呈一扇狀分佈，其主要變化於觸口斷層由北到南呈東南向轉至東北向之扇狀分佈。

關鍵詞：震源機制、震矩張量、應力張量。

一、前 言

地震震源錯動為構造應變之釋放效應，係肇因於剪切構造應力與非均質性之構造強度的影響，故應變與應力之關係無常規可循。舉例而言，當地層受到大地構造應力作用時，假如地層強度均質，則震源錯動會沿著最大剪切應力方向而發生，而地震震源機制解之P、B、T軸可視為 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 （最大、中間、最小壓縮主應力軸）方向；但由於地層強度顯然並非均質，當剪應力先克服該方向之地層強度，便先造成震源錯動，而由實際觀測發現，震源錯動常沿著先存的斷層脆弱帶而發生，故P、B、T軸與 σ_1 、 σ_2 、 σ_3 並

不一定相符（圖1）。

震源機制解係描述震源錯動之應變型態，其所呈現之斷層面幾何（Fault Plane Geometry）形貌，包括三個正交面，即斷層面、輔助面與P-T面，以及三正交面法向軸，即N、S、B三個極軸。在應變分析上，基於雙力偶無震矩（double couple without moment）之斷層錯動機制，P、B、T為震矩主軸方向（ $M_B = 0$, $M_P + M_T = 0$ ），亦即代表震源構造區之正向應變方向，而斷面滑向（slip）則代表最大剪切應變方向；在應力分析上，斷面滑向為解析剪應力之指標（圖2）。

由震源機制解從事構造應力分析的逆推方法中，首先考慮的是，震源錯動係受到剪切應力的

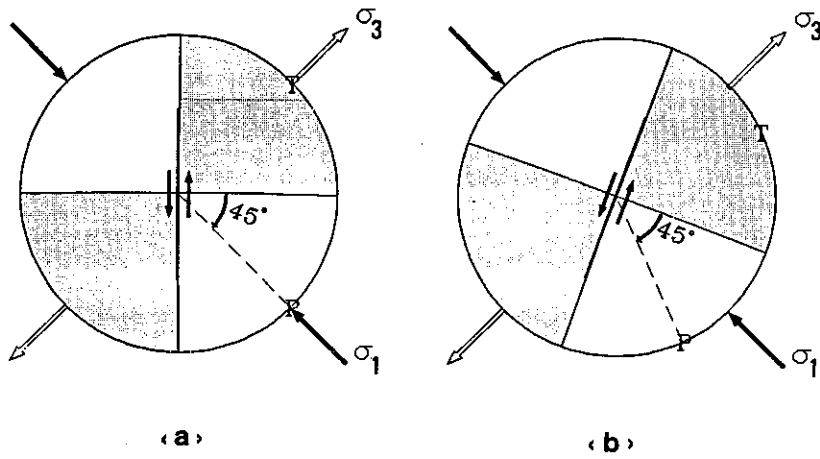


圖1 地層受剪力作用而錯動時，構造應變與構造應力之關係(a)構造強度均質，震源錯動沿著最大剪切應力方向，震源機制解之P、T軸可視為 σ_1 、 σ_2 （最大、最小壓縮主應力軸）方向。(b)構造強度不均，震源錯動沿著先存的脆弱面而發生，震源機制解之P、T軸與 σ_1 、 σ_3 並不相符。

Fig.1 The relation of stress and strain

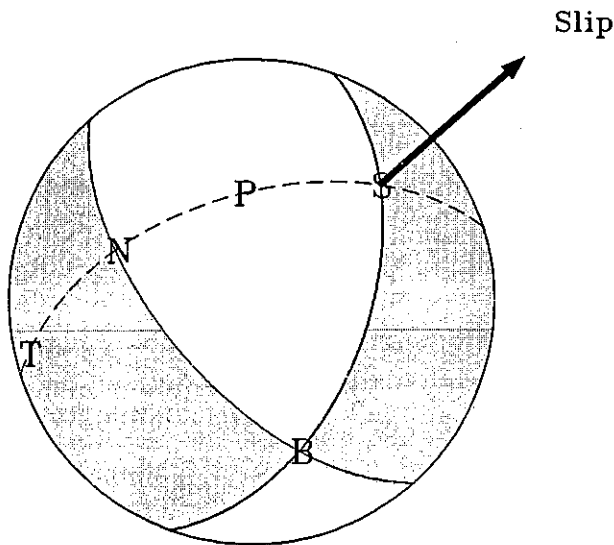


圖2 斷層面幾何型態，包括三個正交面，即斷層面（粗線）、輔助面（細線）與P-T面（虛線），以及三正交面之法向軸，即N、S、B三個極軸。在應變分析上，P、B、T為應變主軸方向，而斷層面（Fault plane）（Slip）為解析剪應力之指標。

Fig.2 Fault plane geometry

作用，即斷層滑動方向必須存在剪切應力分量，故 σ_1 必須位於含P軸的伸張象限內（Mckenzie, 1969）因此重疊單一應力區內所有震源機制解之伸張及壓縮象限，所得到之伸張及壓縮相容區，即為 σ_1 、 σ_3 之概略方位（Angelier, 1979），此法簡稱為RD法（Right Dihedra Method）（圖3a）。

單一震源機制解之P、T軸無法推求主應力方向，但若藉由相同應力作用下，多重震源機制解之P、T軸的群集分析(cluster analysis)或向量統計，則可估計主應力軸的概略方位(Schidegger, 1964)，因此法使用便捷，故至今仍被廣為使用。事實上，此法與RD法之原理相似，因為P、T軸

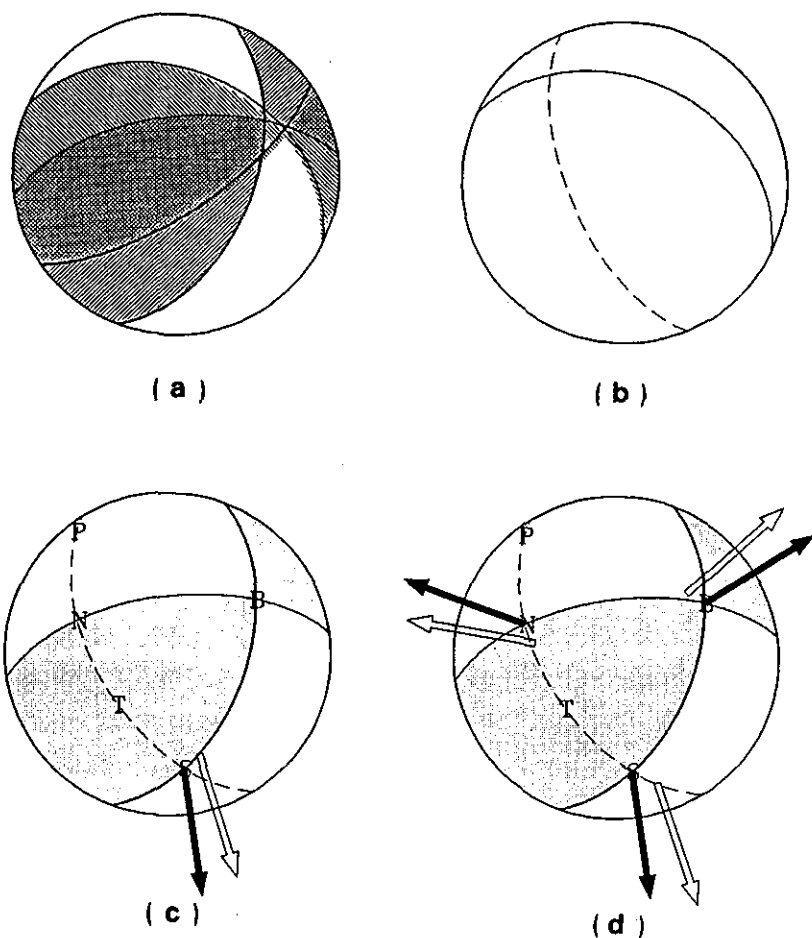


圖3 震源機制解之應力分析方法

- (a) RD圖解法重疊伸張與壓縮相容區得到 σ_1 與 σ_3 之概略方位。
- (B) RT圖解法於RD相容區加入解析剪應力之約束條件， σ_1 、 σ_3 應分別位於輔助面與P-T面所構成不同組的象限內。
- (c) 極旋轉法於應力模型網格搜尋過程，極小化預期與觀測斷面滑向繞斷面極軸（N軸）之旋轉誤差角。
- (d) 趨近法企圖改善極軸旋轉法，改採同時極小化三個極軸（N、B、S）的誤差旋轉角，其目的在於避免斷層面方法之誤差，影響應力分析結果。

Fig.3 The focal mechanism stress inversion method

為伸張與壓縮象限之中心，群集分析便隱含了重疊相容區的觀念，惟此法並未考慮 σ_1 與 σ_3 正交的相依條件，且難以就應力模型網格搜尋作定量估計。

近年的應力解析方法，都作了一個合理的共同假設：原始地層強度本來均質，受肇震應力而錯動後，各層面強度不一，但在個別層面上的強度仍屬均質，而斷層滑動方向(slip)正指示出該面的剪應力方向，稱為解析剪應力(resolved shear stress)。為符合此一約束條件，則 σ_1 、 σ_3 應分別位於輔助面與P-T面所構成之不同組的象限內的範圍，較精確的得到 σ_1 、 σ_3 的方位，此法簡稱為RT法(Right Trihedra Method)(圖3b)。RD與RT法都是透過震源機制幾何形貌從事應力解析的方法，故稱為幾何解析法，而此法可由圖解方式迅速求得各震源機制解之應力相容區的統計結果，故亦可稱為圖解法。

圖解法僅能得到構造應力張量之主軸方向的相容區，而量化最佳應力張量模型的方法，則需藉由數值逆推。震源錯動係因受到非均向性之軸差構造應力張量作用所引起，數值逆推法即透過迴歸分析，由單一應力區內所有震源機制解之觀測資料，逆推最佳的簡化應力張量模型，而模型參數則為三個應力張量主軸及軸差應力比值($R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$)。此逆推模型之約束條件大致可分為兩種，其一為搜尋最佳應力模型，使得由應力模型計算所得於各斷層面上之預期斷面滑向(理論剪應力)，與所有震源機制解之觀測斷面滑向(解析剪應力)最為相符(Angelier, 1979)，其極小化之模型誤差，為量取預期與觀測斷面滑向繞斷面極軸(N軸)之旋轉角，故稱為極軸旋轉法(Pole Rotation)(圖3c)；其二，使用斷面滑向為解析剪應力之約束條件，及張量轉置定律，可由應力模型推得理論斷層面幾何之三個正交面的法向軸(即斷層面、P-T面、軸助面之法向軸N、B、S)，同樣的搜尋最佳應力模型，使得所有理論與觀測之斷層面幾何的旋轉角誤差為最小總合(Gephart, 1984)，其同時考慮斷層面可能引起的誤差，極小化斷層面幾何三極軸之誤

差旋轉角，為一趨近法(Approximation)(圖3d)。

本文使用中央氣象地震監測網近年所收錄之地震資料，透過震源機制解之應力分析，以探索嘉南地區之構造應變與構造應力型態，並分析其與本區斷層構造特徵與重力特性之關連性。地震震源機制解之P、B、T軸為正向應變主軸方向，斷層面為最大剪切應變方向，故由震源機制解可具以了解嘉南之構造應變型態；而由震源機制解從事大地應力分析，常因斷層面不易辨識，以及應力分區困難，導致應力分析之誤差。本文目的為1.嘗試綜合使用圖解與數值逆推的方法，以探索本區之大地應力型態，並據以推估各方法之可行性。2.測試本區域之斷層面解是否因單一應力作用所造成。3.比較應變與應力方向之差異。

二、震源機制解

震源機制解係由地表測站所觀測之地震波形紀錄以推求震源錯動型態；本文採用傳統P波初動解，其作法為將各站P波波線追跡於震源球，藉下半球等面積投影方式投影於震源面，其在震源面上則為震央方位角(epicenter azimuth)與震源出射角(take-off angle)所表示，檢視各P波初動極性，上動表示該站受到壓縮作用；下動則為伸張作用，由震源面上所有P波初動分佈，搜尋兩個互相垂直的節面，以分割成兩組伸張及壓縮象限，則P、T軸分別為伸張及壓縮象限之中心，B軸則為兩節面交點(圖4)。

震源機制解之基本不定性是兩個節面皆符合雙力偶之斷層錯動機制，欲鑑定斷層面則需輔以其它地質或地震資料；基於同震地質效應，尋找出露地表之地震斷層或斷層滑痕(striation)之現地觀測，以及伴隨地震所發生的層面破裂方向，應與斷層面相符；而基於同震地震效應，震波沿斷層方向較不易衰減，故等震度線之橢向(長軸)常指示斷層方向，但由實際資料處理發現，震度易因場址效應的強烈差異，而未能呈現常態，故非良好鑑定斷層面依據，較佳的方法則為分析伴隨主震之前震與餘震的空間分佈，前震表

4/16/93 21:10 ML=4.9
 23.16° N 120.82° E DEPTH= 4.7km
 Dip Strike Rake
 FM 1: 75° 340° 0°
 FM 2: 90° 250° 165°

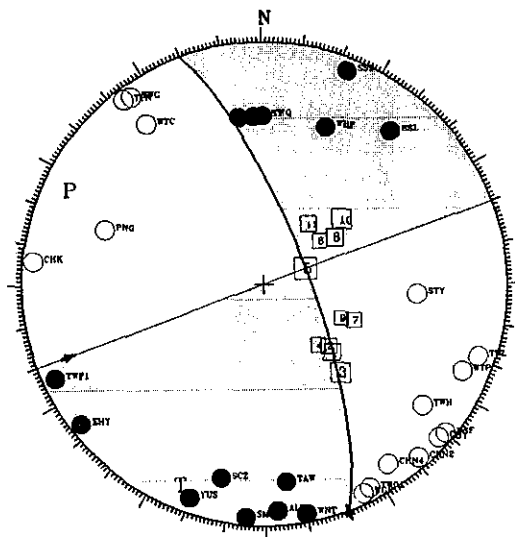


圖4 1993年4月16日桃源震源機制解。實心圓為壓縮作用空心圓為伸張作用；方格為主震發生後10天內、震源距離小於10公里、規模大於2之餘震分佈。由餘震分佈顯示粗線節面為相符之斷層面；此斷層面解趨於水平向之平面應變模式的走滑斷層機制（P、T軸趨於水平，B軸趨於垂直），且P軸方向大致與菲律賓海板塊前進方向相符。

Fig.4 Fault plane solution for the shock of April 16, 1993 in STY.

示剪應力已克服地層強度，而於弱帶開始產生震源錯動，主震發生後，斷層面處於不穩定狀態，為趨於穩定使層位重新調整，便於該斷面繼續產生錯動，觸發餘震，故前震與餘震之空間分佈，為斷層面之最佳指標。

本文嘗試應用立體投影的方法，將主震、前震與餘震以下半球等面積投影方式，投影於假想震源面，以期迅速鑑定斷層面。其基本技巧是以假想震源球之中心為參考視點，分別從兩個節面的方向去看地震分佈，此參考視點為自主震震源位置、沿節面方向向外伸展一個震源距離而得（圖4）。

地殼速度模型與地震定位之準確性，間接影響推算震源出射角（震央方位角之影響較小）之誤差，故於推求震源機制解時，常可發現異常之

初動極性出現在不相符的象限內，此現象以上傳波線尤為顯著；惟近年台灣地震網密度大增，對於P波初動象限分佈，有極佳之控制，足可將此誤差平均。其次為統一個人主觀因素所引起的誤差，震源機制解都重新經過波相檢視與地震定位。

三、資料分析

由近年地震觀測發現，嘉南震源分佈均局限於地殼之上（大陸地殼平均深度約35公里），大部份的震源深度小於20公里，震源深度大於20公里的較大地震則於梅山斷層以北才明顯出現；震央分佈主要集中於梅山、觸口及新化斷層附近，斷層西側之相對重力高區（北港高區），則少有地震（圖5a）

根據GPS地殼變形監測 (Yu et al., 1992) 顯示，嘉南之地殼水平變形量，主要集中於觸口斷層中、南段，呈東南—西北西方向的單軸縮短，而觸口斷層東側的中央山脈及西側的濱海平原均無顯著變形。為估計嘉南各區域構造應變量之相對比值，本文利用規模與震矩 (seismic moment) 關係的經驗公式 (Wang, 1992)，就1991至1993年的地震，作震矩大小的定量統計 (圖5a)，意即估計各震源區震矩主軸方向 (P、T軸) 之相對震矩釋放量。由統計結果可知本區之震矩高區為

佳里與大埔兩處，各因1991年3月與1993年12月大規模地震序列所致。比較震矩分佈與地震活動分佈，可清楚發現兩者顯有不同，換言之，地震活動激烈的區域，並不一定具有較高的應變釋放 (震矩) 量。例如，玉山地區具有對等於佳里、大埔之地震活動，但無對等之震矩釋放量 (圖5a)。

由地震活動與相對震矩分佈，分別顯示嘉南震源應變釋放較頻繁與較強烈的區域 (圖5ab)，亦即可預估之地震危害區。

本文共製作了35個震源機制解 (表1)，其地

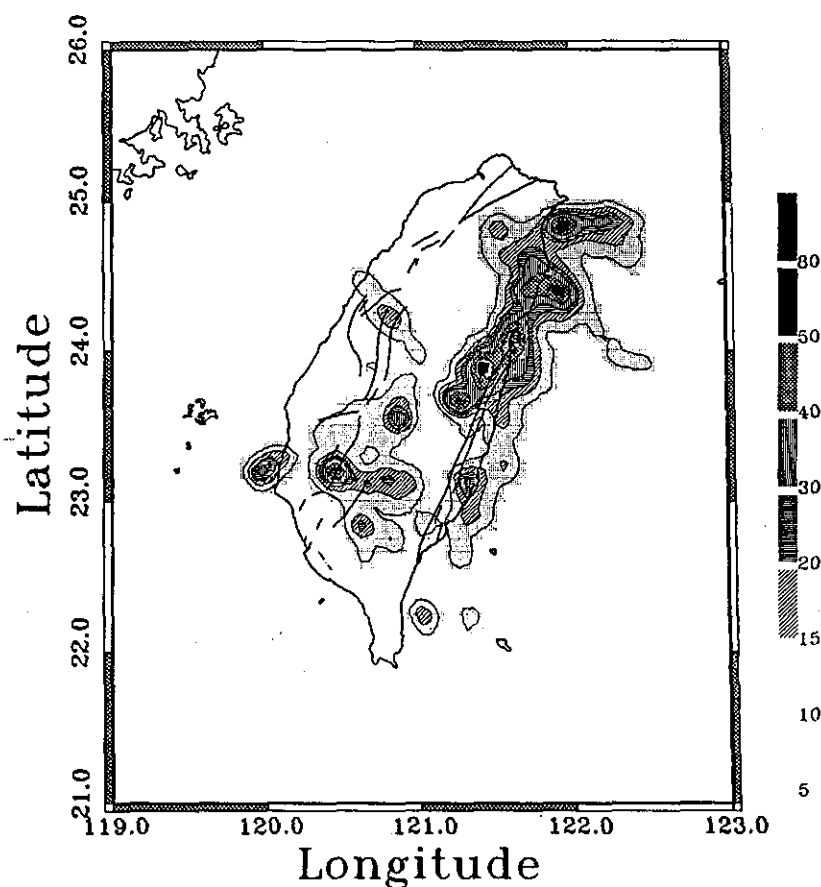


圖5 (a)臺灣地震活動統計(1991-1993)分佈圖，圖中統計數字為以經緯度各0.05度之大小作總合統計。地震活動分佈主要集中於梅山、觸口及新化斷層附近，斷層西側之相對重力高區 (北港高區)，則少有地震。

Fig.5(a) Seismicity and seismic moment distribution of Taiwan area(1991-1993).

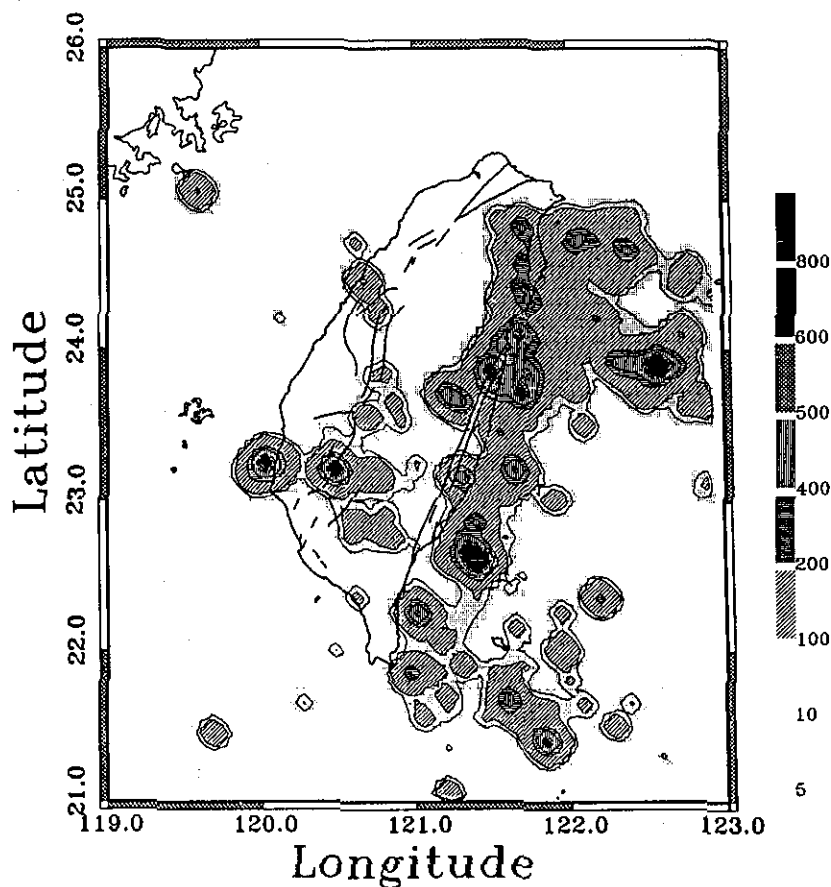


圖5 (b)臺灣地震震矩統計(1991-1993)分佈圖，圖中統計數字為以經緯度各0.05度之網格大小總合統計。
比較本區震矩與地震活動分佈顯示，近年以佳里、大埔、玉山為三個地震活動高區，而佳里、大埔則兼具較高之震矩釋放量。

Fig.5(b) Seismicity and seismic moment distribution of Taiwan area(1991-1993).

震震央位置涵蓋嘉南地區(圖6)，以便進行嘉南之構造應變與構造應力分析。

(一)構造應變分析

本區之震源機制解為逆衝斷層與走滑斷層型態。走滑斷層為水平向之平面應變模式，即水平構造應變受到壓縮與伸張的均衡作用；逆衝斷層則代表水平構造應變受壓縮作用為主。由P-T軸之複合分佈(圖7a)可知，P軸主要為水平及東-西向的分佈，T軸則呈南-北向、傾角散亂不一的環狀分佈；其合理的解釋為本區之構造作用以壓縮

(P軸)為主導，而T軸的傾角變化，則受相鄰區域之構造強度的差異性所影響。當構造強度差異較小的時，震源錯動方式主控於構造應力的方向，且以走滑斷層機制為主；當構造強度差異較大時，則於剪應力克服地層強度的方向產生錯動，通常先存的斷層區，即屬一非均質構造之弱面，極易再度造成錯動，且基於壓縮作用主導下造成逆衝斷層機制。

由P軸水平軸跡之空間分布(圖7b、c)顯示，在觸口斷層以東及斷層北段皆呈東南向、斷

表1 震源機制解之地震參數

Table 1 Source parameters of focal mechanism solutions

No.	DATE Y/M/D	TIME H : M	LAT °N	LON °E	DEP (KM)	MAG (M _L)	NODAL PLANE			NODAL PLANE		
							DIP	STRK	RAKE	DIP	STRK	RAKE
1	910309	2215	23.83	120.85	30.2	4.6	41	31	-10	84	48	-131
2	910312	0604	23.25	120.07	12.3	5.7	80	23	170	80	322	10
3	910329	0716	23.82	120.86	27.6	4.1	70	23	170	81	324	20
4	910623	1803	23.17	120.54	10.6	4.6	52	15	63	45	15	120
5	910806	1731	23.87	120.77	27.8	4.1	50	33	70	44	180	112
6	910808	2022	23.41	120.47	7.8	3.7	70	18	52	42	74	149
7	911029	0821	23.82	120.74	14.6	4.4	58	20	64	40	70	125
8	911222	2135	23.63	120.60	14.6	3.5	80	8	175	85	171	10
9	911224	0251	23.18	120.73	7.6	4.9	33	24	152	75	0	60
10	920203	1037	23.24	120.07	8.3	4.6	80	32	40	51	222	167
11	920204	1005	23.16	120.40	15.8	4.7	50	31	41	60	195	132
12	920324	0503	23.65	120.91	5.2	4.7	90	7	180	90	162	0
13	920824	1837	23.56	120.68	9.3	4.7	50	24	90	40	60	90
14	921122	1425	23.34	120.67	12.1	4.1	62	5	140	55	167	35
15	930119	1035	23.44	120.43	12.2	4.3	85	7	170	80	165	5
16	930416	2110	23.16	120.82	4.7	4.9	75	34	0	90	250	165
17	930425	2214	23.12	120.68	5.6	4.4	81	32	-30	60	60	-170
18	930628	1226	23.77	120.78	25.4	4.1	61	22	132	50	340	40
19	930816	1637	23.30	120.16	10.7	4.7	82	3	-140	50	300	-10
20	930816	1711	23.30	120.15	11.5	4.4	80	2	-170	80	290	-10
21	930817	1246	23.30	120.13	12.6	4.3	80	21	170	80	302	10
22	930919	1835	23.43	120.48	4.8	4.1	54	16	53	50	35	130
23	930922	2243	23.38	120.53	8.3	3.9	40	18	96	50	0	85
24	930929	0732	22.77	120.82	14.7	4.5	44	20	112	50	350	70
25	931126	1922	22.85	120.67	15.2	4.8	46	20	50	45	35	100
26	931203	1023	23.49	120.95	7.1	3.9	80	32	-30	61	61	-169
27	931215	2149	23.21	120.52	10.8	5.7	56	20	97	35	10	80
28	931217	0159	23.53	120.95	5.9	4.2	62	31	-23	70	60	-150
29	931217	0231	23.52	120.95	6.6	4.4	65	32	-5	86	52	-155
30	931220	0332	23.22	120.52	10.6	4.4	41	15	49	60	20	120
31	931221	0314	23.21	120.53	10.4	4.5	50	16	40	50	45	120
32	931222	1622	23.21	120.51	11.7	4.6	89	4	170	80	130	1
33	940103	0902	23.41	120.54	3.5	4.4	61	26	132	50	20	40
34	940103	0911	23.41	120.54	3.8	4.3	70	2	60	36	259	144
35	940131	2327	23.61	121.00	5.9	4.1	70	33	-11	80	65	-160

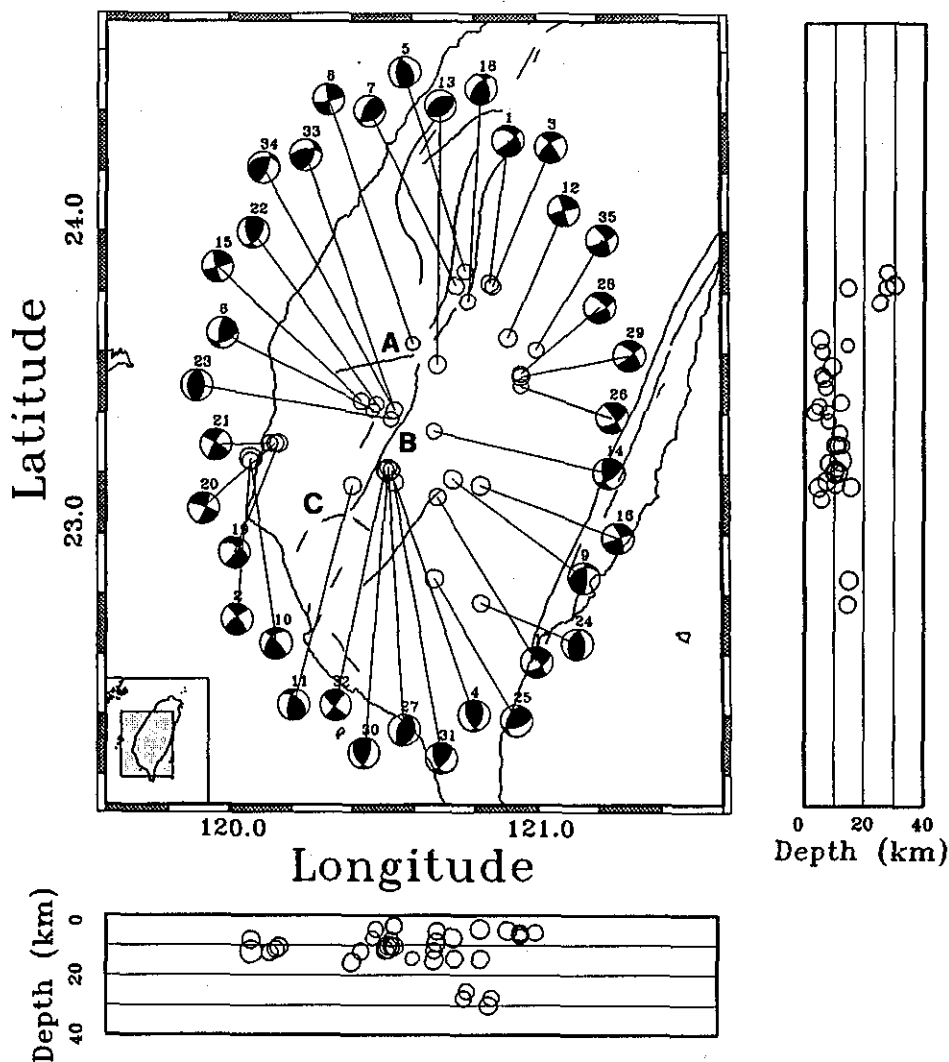


圖6 震源機制解之震源分佈，圖中地震編號為以發震時序排列。本文共收錄了35個震源機制解，其地震震央位置涵蓋嘉南地區，大部份的震源深度小於20公里，震源深度大於20公里的較大地震則於梅山斷層以北才明顯出現。A.B.C分別為梅山、觸口、新化斷層。

Fig.6 Focus distribution of the focal mechanism solutions

層南段呈東西向、斷層以西（佳里）則呈東北向之走滑斷層機制；綜觀而言，其主要變化於觸口斷層中段由北到南呈東南向轉至東西向的扇狀分佈。此現象之合理解釋為本區構造壓縮變形不均（構造應變量之差異性，由震矩分佈與GPS地殼變形監測可資輔證），使得斷層層位逐漸偏移，

而其偏移程度，在剪應力尙足以克服該面強度之限度內，將因構造應力的持續作用，而於此弱面繼續造成錯動，而此構造應變的動力來源，係因弧陸斜撞作用的西傳，以及北港高區衍生的反阻作用。而由T軸之散亂分佈，顯示本區非均質構造強度之特性。

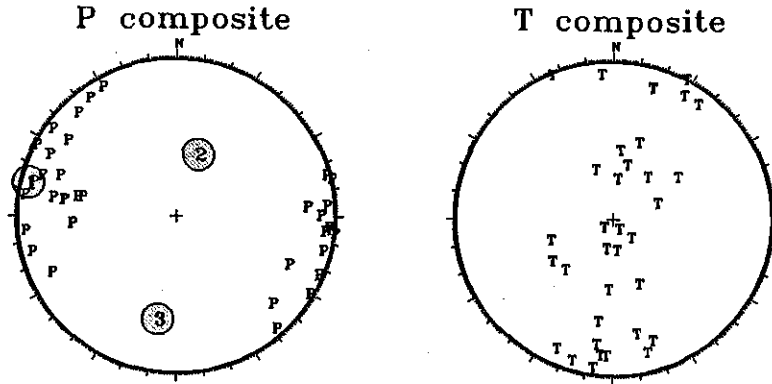


圖7 (a)P、T複合分佈。P軸群集趨勢主要為東南向壓縮，T軸則呈南北向、傾角散亂不一的環狀分佈。
小圓1.2.3各代表本區平均最大、中間、最小壓縮應變方向。

Fig.7(a) Composite of P and T

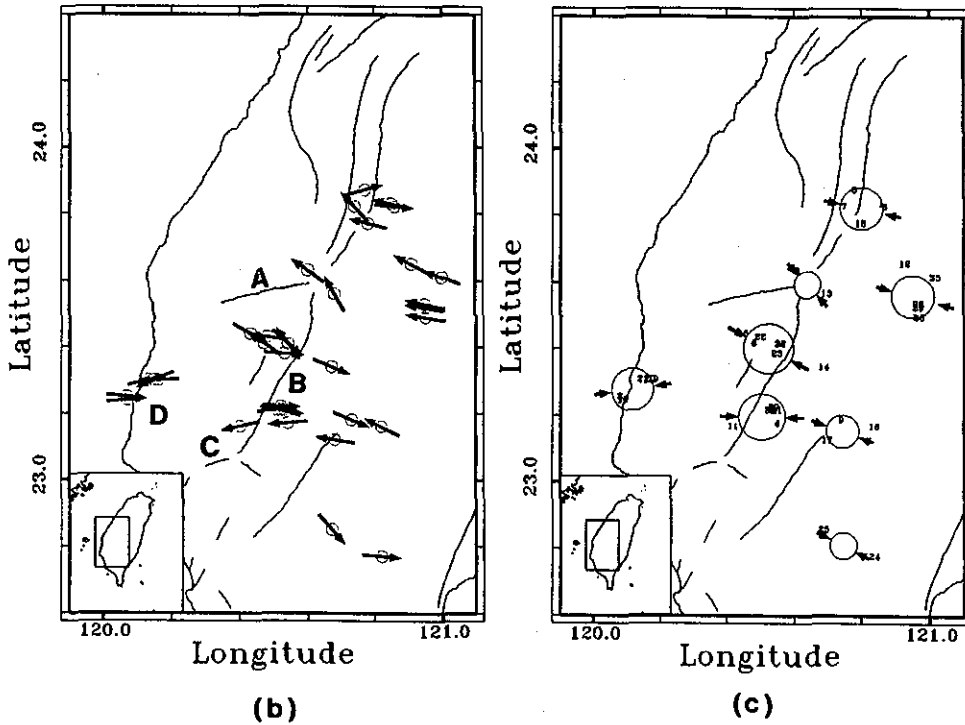


圖7 (b)各地震震源機制解之P軸水平軸跡。小圓為地震震央位置，箭頭長度代表水平投影量，箭頭方向代表P軸下傾方向。(c)各區域平均P軸水平軸跡，數字為地震震央位置，震源球之大小代表用以平均之地震個數多寡。震源機制解之壓縮主軸(P軸)水平軸跡之空間分佈，顯示本區應變型態大致以觸口斷層中段為界，斷層以東及斷層北段皆呈東南向，斷層南段呈東西向，斷層以西(佳里)則呈東北向；綜觀而言，其主要變化於觸口斷層由北到南呈東南向轉至東西向的扇狀分佈。A.B.C分別為梅山、觸口、新化斷層，D為佳里。

Fig.7(b,c) Map view of principal compressional axis.

ㄟ構造應力分析

基於震源錯動係受到剪切應力作用之基本條件，以及震源區僅受單一應力作用之假設前提，本文先以RD法重疊所有震源機制解之伸張與壓縮相容區，結果顯示 σ_1 約呈方位角290度、傾角10度， σ_3 約呈方位角190度、傾角45度的方向，比較RD相容高區與P、T複合分佈，可發現兩者互相吻合（圖8a）。此解僅就剪力破壞之力學條件而得，且不需鑑別斷層面，故最為可靠；惟本區若非僅受單一應力作用，則此解趨向於多數震源機制解之應力結果。

RD解之理想模型，是希望一個共同應力作用在非均質強度的構造區域，可呈現各種不同的震源機制型態（差異性愈大愈好），其每一種震源機制型態在應力逆推過程，都具有一個剪力破壞的約束條件，在充足的約束條件下，即可推得較精確的應力方位。但於實際資料處理時，難以預期所蒐到的震源機制族群，既能具有繁異性，且不違背單一應力的假設前提。簡言之，RD解希望震源機制資料具有繁異性，以便約束一個較佳的應力模型，但當資料繁異時，卻已可能非屬純一應力作用。而由本區RD解與P、T群集分佈的相

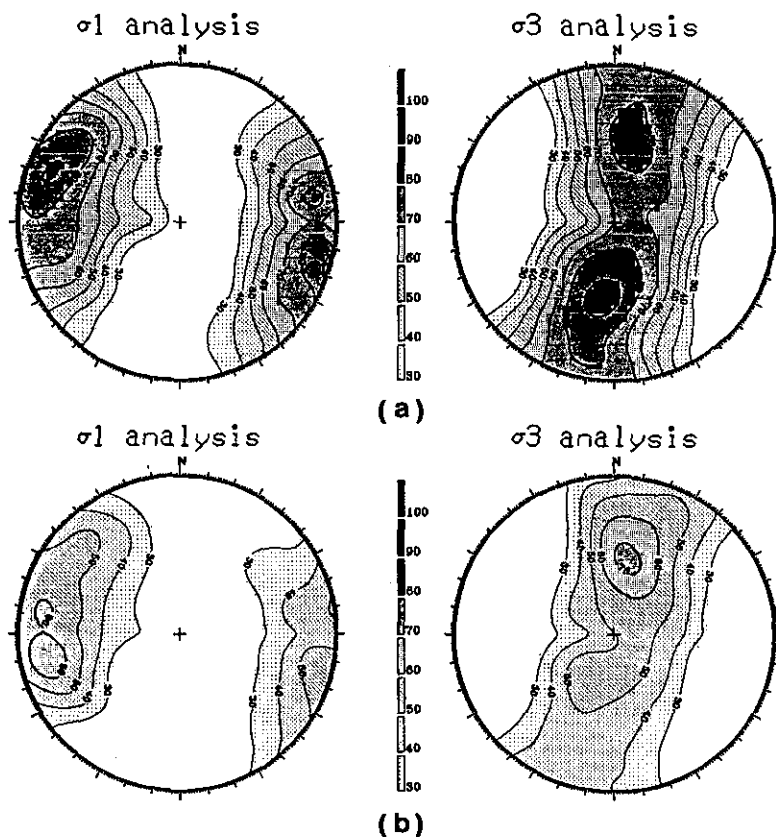


圖8 嘉南地區之構造應力分析結果

(a)RD圖解顯示 σ_1 最高相容值（90%）亦為東南向，與P軸群集趨勢相符，惟本區若非僅受單一應力作用，則此解趨向於佔多數震源機制解之應力結果。

(b)RT圖解顯示 σ_1 最高相容值趨於東西向，與RD圖解具有約30度之差異，且由最高相容值只有70%，顯示本區並非僅受單一應力之作用。圖中灰階數字代表相容值百分比。

Fig.8 Stress analysis for RD and RT method

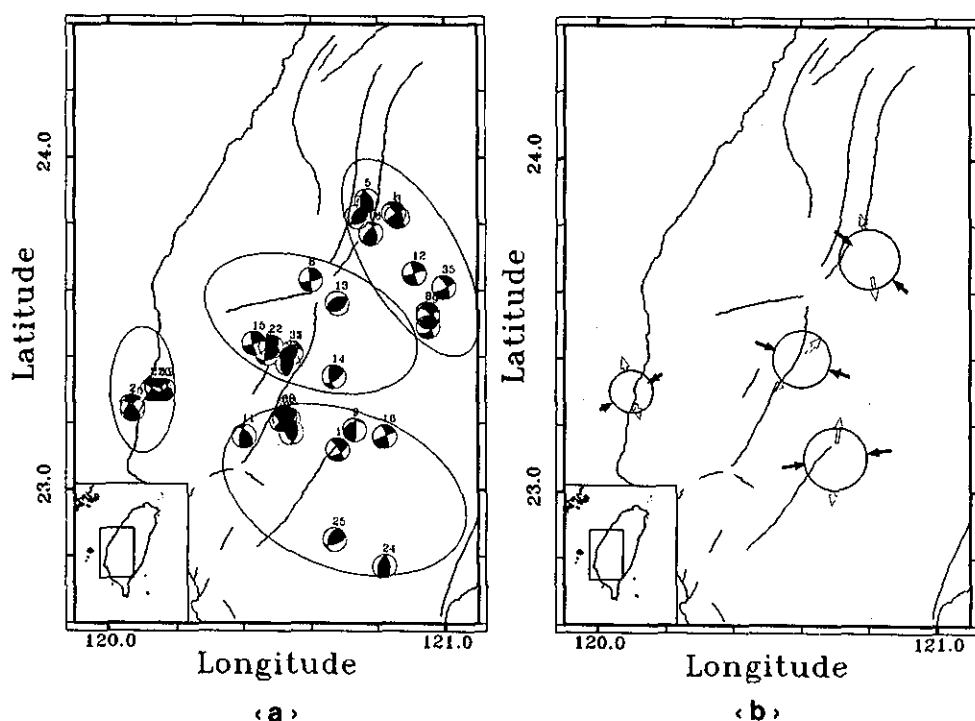


圖9 以觸口斷層劃界分區之RT解顯示本區之大地應力型態呈一扇狀分佈。(a)各區地震分佈(b)各區應力分析結果。

Fig.9 Regional stress analysis for RT method (a) event distribution (b) stress analysis

似性，僅能說明RD解指示一個與平均應變相符的平均應力方向。

基於斷面滑向指示解析剪應力之逆推約束條件，本文續以RT法作應力分析。對於缺少前震、餘震而難以鑑別斷層面的震源機制解，亦可於應力解析過程中同時推算。首先根據餘震分佈推得之斷層面解，推求最高RT相容值之應力模型，據此應力模型重新鑑定每個地震的相容斷層面，並再次推求應力模型，由此藉試誤法之方式，重複正演搜尋，以至應力模型與斷層面解呈現最佳相容度。結果顯示 σ_1 約呈方位角260度、傾角10度， σ_3 約呈方位角10度、傾角40度的方向（圖8b）。此解可代表本區之平均應力方向。

就應力釋放之觀點而言，在非均向性之軸差構造應力張量作用下，震源錯動量指示出剪切應力的降移程度，而斷面滑向受控於三個主應力方

向與軸差應力比值R等四個參數（應力張量共六個獨立參數），且R必須介於0與1之間。在之前的幾何解析過程中，僅能推得三個主應力方向，R值則無法推求，亦尚未善用（事實上，RT法已隱含使用R大於0的約束條件），數值逆推則可於應力分析過程將R值同時推算。基於斷面滑向指示解析剪應力之逆推約束條件，在斷層面上不應存在B軸方向的剪切應力分量，應力模型與斷層面幾何的關係便由此建立。

極軸旋轉法為極小化所有觀測與理論斷面滑向之誤差，而其誤差為量取繞斷面極軸（N軸）之旋轉角。趨近法則企圖改善極軸旋轉法，改採同時極小化三個極軸（N、B、S）的誤差旋轉角，其目的在於避免斷層面方位之誤差，影響應力分析結果，其次為解決斷層面不易識別的問題，在逆推過程中，將兩個節面同時加入運算，則真正

的斷層面應具有較小之誤差值，在正確的應力分區下，此亦為鑑別斷層面的良好依據。數值逆推與RT圖解之應力分析結果大致相同，其 σ_1 約呈方位角267度、傾角8度方向， σ_3 約呈方位角182度、傾角34度的方位，R值約為0.6，此代表 σ_1 與 σ_3 相對於 σ_2 的軸差比約為3比2（以 σ_1 為主導），最小誤差旋轉角約16度。

由 σ_1 於RD解與RT解或P軸群集之變化（約30度），可大致了解本區平均應力與應變之差異，為重新評估單一應力假設之正確性，故本文就P、T軸分佈型態相似，以及震源空間分佈擇近歸類的原則下，規劃應力分區，以推求各區RT解之應力型態（因分區震源機制解較少，RD相容區較廣泛而不適用）。各構造應力分區大致以觸口斷層劃界為四區（圖8）：1.觸口斷層以北，其 σ_1 約呈方位角310度、傾角30度方向，此與菲律賓海板塊前進方向相符（Seno, 1977）。2.觸口斷層北段，其 σ_1 約呈方位角290度、傾角10度方向。3.觸口斷層中段以南，其 σ_1 約呈方位角260度、傾角10度方向。4.佳里地震群之 σ_1 約呈方位角60度、傾角20度方向。綜觀而言，本區應力型態大致呈一扇狀分佈。

四、結 論

震源機制型態係受控於大地應力與構造強度之綜合效應；大地應力為一非均向性之軸差構造應力張量，地質構造強度亦顯非均質。震源錯動面為剪切應力先克服地層強度的方向；斷層面幾何為構造應變型態（P、B、T軸為應變主軸、斷層面為最大剪切應變方向）；斷面滑向則指示解析剪應力方向。

由近年嘉南地震震源機制解之構造應變與應力分析，可得到以下之結論：

(一)構造應變型態

- 1.比較本區地震活動與震矩分佈，近年以佳里、大埔、玉山為三個地震活動高區，而佳里、大埔則兼具較高之震矩釋放量。
- 2.P、T軸之複合分佈顯示本區以東南向壓縮應變為主導。

3.P軸水平軸跡之空間分佈，顯示本區應變型態大致以觸口斷層中段為界，斷層以東及斷層北段皆呈東南向、斷層南段呈東西向、斷層以西（佳里）則呈東北向；綜觀而言，其主要變化於觸口斷層由北到南呈東南向轉至東西向的扇狀分佈。

(二)構造應力型態

- 1.RD解與P、T軸群集方向相符，平均最大壓縮應力方向約呈東南向；RT解則趨於東西向。
- 2.鑑於RD解與RT解之平均最大壓縮應力方向之差異，顯示本區並非僅受單一應力之作用。
- 3.數值逆推與RT解之結果皆顯示本區之平均 σ_1 約呈東西向。而軸差構造應力比值R為0.6，顯示本區以壓縮應力為主導。
- 4.以觸口斷層劃界分區之RT解顯示本區之大地應力型態亦呈一扇狀分佈。

五、參考文獻

- Aki, K. and Richards (1980). Quantitative Seismology, Vol. 1, W.H. Freeman, San Francisco, P.63-121.
- Anderson, E. M. (1951). The Dynamics of Faulting. Edinburgh, Oliver and Boyd.
- Bott, M.H.P., (1959). The mechanics of oblique slip faulting, Geol. Mag., 96, 109-117.
- Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56, P.717-726.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. J. Geophys. Res. 89, P. 5835-5848.
- Chinnery, M. A. (1964). The strength of the Earth's crust under horizontal shear stress, J. Geophys. Res. 69, P. 2085-2089.
- Gephart, J. W. and Forsyth, D. W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. J. Geophys. Res., 89, P. 9305-9320.

- Gephart, J. W. (1985). Principal stress directions and the ambiguity in fault plane identification from focal mechanisms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, P. 621-625.
- Gephart, J. W. (1990a). FMSI: A fortran program for inversion fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences*, 16, P. 953-989.
- Gephart, J. W. (1990b). Stress and direction of slip on fault planes. *Tectonics*, 9, P. 845-858.
- Lisle, R. J. (1988) ROMSA: A basic program for paleostress analysis using fault-slip data. *Computers & Geosciences*, 14, P. 255-259.
- Lisle, R. J. (1992) New method of estimating regional stress orientations: application to focal mechanism of recent British earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 110, P. 276-282.
- McKenzie, D. P. (1969). The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, P. 591-601.
- Michael, A. J. (1984) Determination of stress from slip data: Fault and folds, *J. Geophys. Res.*, 89, P. 11517-11526.
- Michael, A. J. (1987). Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *J. Geophys. Res.*, 92, P. 357-368.
- Schmid, A. E. (1964) The tectonic stress and tectonic motion direction in Europe and Western Asia as calculated from earthquake fault plane solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, P. 1519-1528.
- Wallace, R. E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Geology*, 59, p. 118-130.
- Wang, J. H. (1992). Magnitude scales and their relations for Taiwan earthquakes: A review. *TAO*. Vol. 3, No. 4, 449-468.
- Wyss, M. and Beiyuanliang, Tanigawa, W. R. and Wu, X. (1992) Comparison of orientation of stress and strain tensors based on fault plane solutions in Kaoiki, Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 97, B4, P. 4769-4790.
- Yeh, Y. H., (1991) Stress tensor analysis in the Taiwan area from focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 200, P. 267-280.
- Yu, S. B., Chen, H. Y., Liu, J. C. (1992). Horizontal crustal deformation in the Chianan area, *Proceeding of the fourth Taiwan Symposium on geophysics*, 603-610.

FOCAL MECHANISM AND TECTONIC STRESS ANALYSIS IN CHIANAN AREA

Jiun-Shi Jiang

Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

The conventional first motion focal mechanism solution was used to estimate the tectonic strain and stress state in the Chianan area. The P, B, T axis both indicate the principal direction of seismic moment tensor and seismic strain tensor. The moment tensor of each earthquake was constructed from the individual focal mechanism solutions and from an estimate of the scalar moment derived from the moment-magnitude relationship. The stress inversion uses both graphical and numerical methods to resolve the fault plane identification (ambiguity) and the compatible regional stress problem.

The result shows that the average tectonic strain state is dominated by SE-NW compression in the Chianan area. All of the different focal mechanism solutions should be not due to a single stress tensor. In average, the maximum principal stress oriented W-E and deviatoric stress ratio is about 0.6.

Key words: Focal mechanism, moment tensor, stress tensor.

1993年地震回顧

張建興 辛在勤

中央氣象局地震測報中心

摘要

本文旨主要利用中央氣象局地震網（Central Weather Bureau Seismic Network，以下簡稱爲CWBSN）於1993年偵測及處理的5446個地震，簡述其在時空中之分佈及其在台灣地區地震活動所代表的意義，並以P波初動求得61個地震的震源機製解（包含3個明顯地震序列），提供做為台灣地區大地應力分佈情形之參考，同時延續1992年的地震資料分析（辛與張1992）做簡略之比較探討。

一、前言

中央氣象局地震中心於1993年蒐集並處理了發生在台灣及其附近（東經119°至123°，北緯21°至26°間）芮氏規模介於0.9至5.9之間的5446個地震，圖1是這些地震在空間中的分佈圖（圖中南面深度剖面之投影資料爲緯度21至23度的地震，深度以50公里爲間隔），圖2爲以月份爲時間單位地震發生次數之統計圖，圖中11、12月地震次數較前10個月明顯增加許多，此主要是因地震中心於11月初在測報作業上有突破傳統的變革，除保有舊偵測地震系統外，增加利用連續紀錄數位資料之方式監測台灣地區地體的脈動，新偵測作業方式彌補原偵測系統遺漏小規模地震的缺憾，對於台灣地區的地震活動特性將會有更深入的了解與幫助。

本文除了利用1993年的地震資料探討台灣地區之地震活動特性外，並針對偵測作業方式改變前後，地震資料於觀測史上的延續性做簡略之探討比較。在1993年氣象局的強震網亦收集到上千筆強震資料，文中將用部分強震資料與以往台灣地區震波衰減模式比較，做為強震資料運用之參考。

二、地震偵測方式變革前後資料之比較

在介質中傳遞之地震波有衰減的特性，小規模地震常因能量無法有效呈現，或因測震站網不夠均密而被偵測地震的系統所遺漏。1993年11月初CWBSN利用連續紀錄數位資的方式，將每日24小時接收到CWBSN之震波資料加以處理並做地震定位，圖3(a)爲新作業方式偵測到而原偵測系統遺漏之地震震央分佈圖，這些遺漏的地震有90%規模在3.0以下，地震網內遺漏之地震規模更低於2.5以下，圖3(b)爲11、12月遺漏地震個數與原偵測方式監測到的地震個數之比較，雖然舊系統漏失地震之個數近乎其偵測能力的1.5倍，但從圖3(c)兩組地震能量相比之下，可明顯看出漏失地震之能量占該月份地震所釋放能量的比例是非常微小的，因此以往台灣地區地震釋放能量的統計值與實際狀況並不會有太大的差別。

在能量釋放的趨勢上遺漏之小地震雖未造成影響，但小震活動於有些斷層構造尚未有與之有關的地震發生時，小地震若順構造成帶分佈，則可確定該構造的活動性，此對於大規模地震的預警有相當大的助益；以1993年12月15日大埔地震為例，該地區於主震錯動之前的半個月內已有十

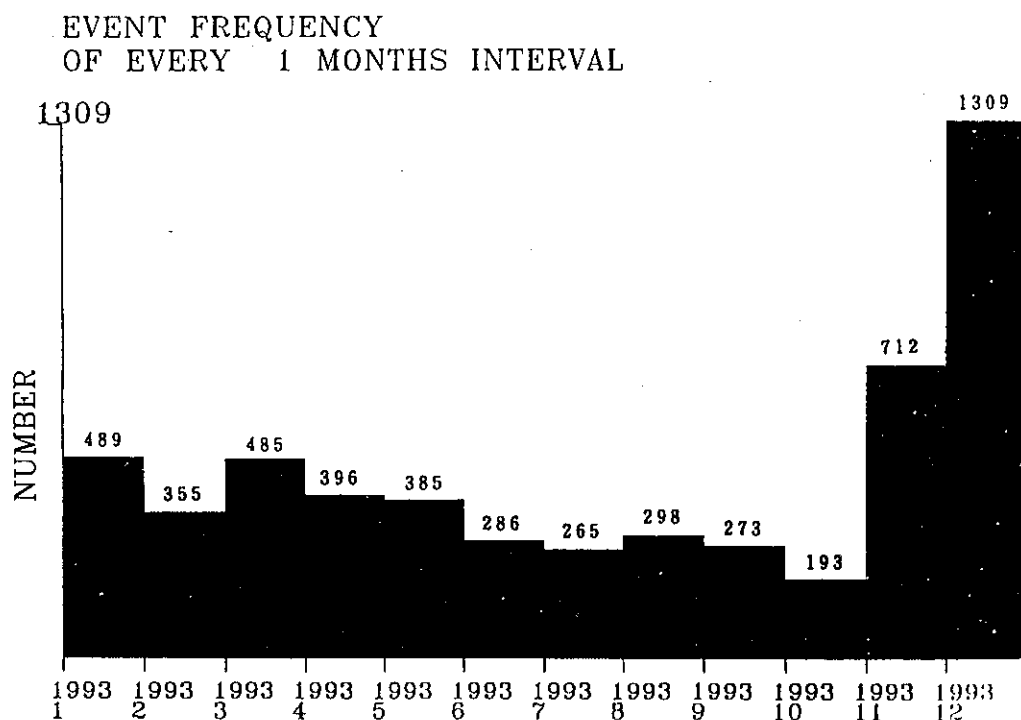
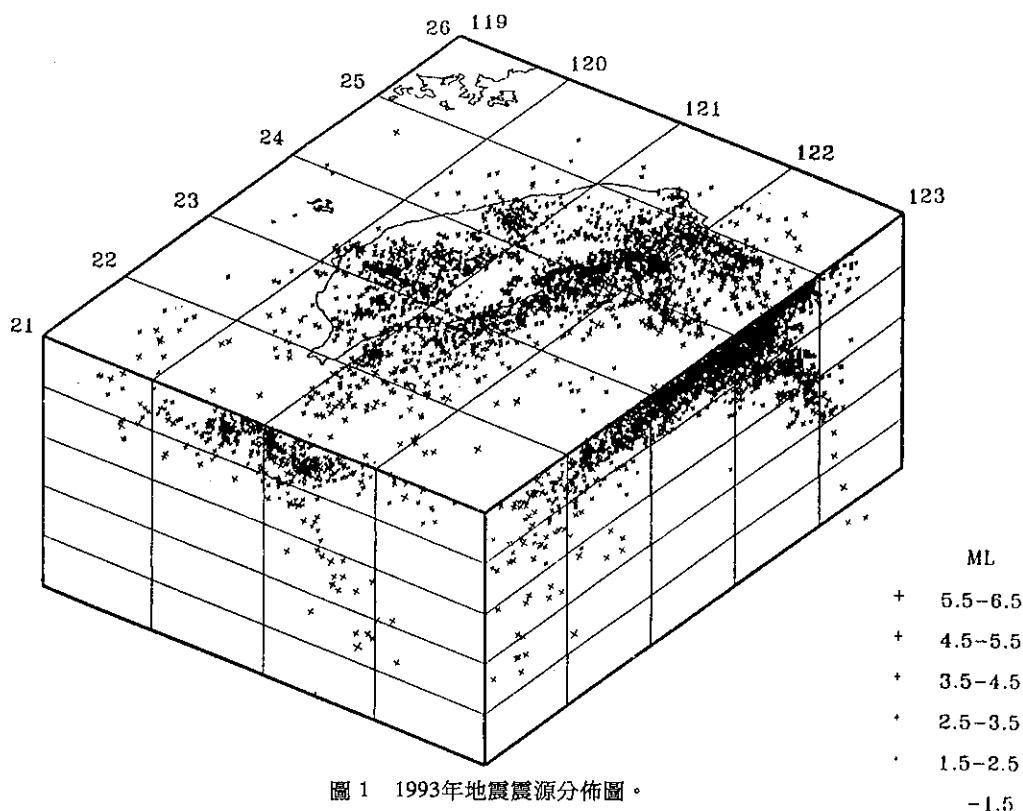
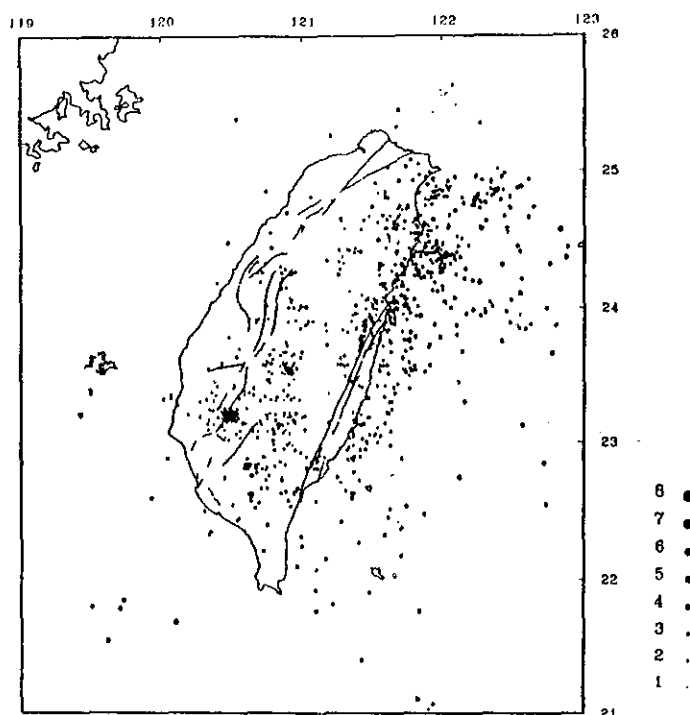
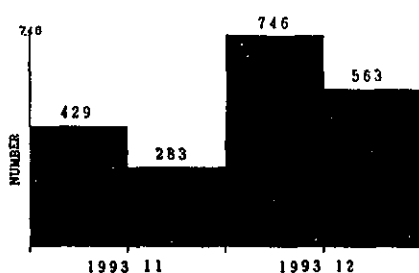


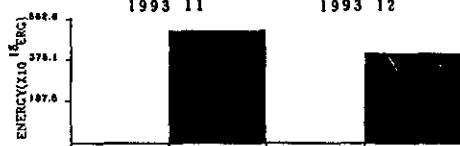
圖 2 1993年每月地震發生個數統計圖。



(a) 11、12月原系統遺漏地震之震央分佈圖。



(b) 11、12月遺漏地震個數與原系統偵測個數之比較。



(c) 11、12月遺漏地震之能量與原系統偵測到的地震能量比較。

圖 3 監測作業方式變革前後資料比較。

餘次的前震發生，這些小的前震多半為原地震偵測系統所遺漏，以往大規模之災害地震常無明確的前震被觀測到，似乎與理論應力釋出過程應有的前震、主震、餘震序列不相符合，但以一偵測能力更佳的地震監測設備，將能使理論與實際狀況相配合，得到更多理論上的依據。

根據中央研究院地球科學研究所之台灣地區遙記式地震觀測網由1973年至1990年收集的地震

資料統計顯示，台灣地區每月發生地震之次數約為320個（鄭等，1991），若依CWBSN新偵測作業方式評估此一平均數值將會有大幅度的提昇，足見台灣地區地震發生之頻繁，對地震監測的技術及設施多應加強。

三、1993年台灣地區地震活特性

分析1993年台灣地區地震的分佈情形（參考

圖1) 東北部隱沒帶之地震延續1992年之資料依舊頻繁，菲律賓海板下插的帶狀區域表現得相當明顯，而在台灣西南方通過恆春半島及巴士海峽延伸至蘭嶼東南方亦約略有隱沒帶的地震分佈形勢，但地震發生的次數及密集程度未若東北隱沒帶的構造清晰；以上兩處是屬於較深層（深度約大於40公里）地震活動的情形。

圖4為淺層地震（深度小於17公里）的震央的分佈圖；同樣規模的地震，在淺層發生造成的破壞程度遠較於深層發生的來得嚴重，尤其是地表有破裂之錯動，災害更加可怕，因此對於此類地震的活動狀況應格外注視；由淺層地震分佈的情形：在台灣西北部桃園附近、中西部彰化地區及西南部的高雄附近為低地震活動度的區域，其中彰化地區與重力分析之北港高區有密切關連，而桃園、高雄地區的低地震活動特性仍有待相關的

地質構造資料加以解釋。

淺層地震活動頻繁的地區，大致上在東北有沖繩海槽延伸至蘭陽平原的琉台地震帶，蘭陽平原向東南外海延伸以及向南偏西延伸至花蓮各有一條狀淺層地震分佈，此與菲律賓海板隱沒前緣的板塊碰撞構造有關，這些地震活動的情況大致與1992年之資料相仿。西部地震帶多屬淺層地震，嘉南地區及苗栗至台中一帶是西部地震帶上發震較頻繁的區域，特別是嘉南地區幾乎均佈中小規模之地震，這些地震並未全數依既有的地質斷層構造線分佈，是值得再深入分析之處。

圖5為1993年地震發生頻率與地震規模之關係，圖中直線是以 $\log N = a - bM$ 公式迴歸分析的結果，式中 N 為累積地震數， M 為地震規模， a 與 b 為兩常數，迴歸分析時以0.2個規模單位為差距，規模起始值取用2.8，若採倍率更高的地震偵測儀

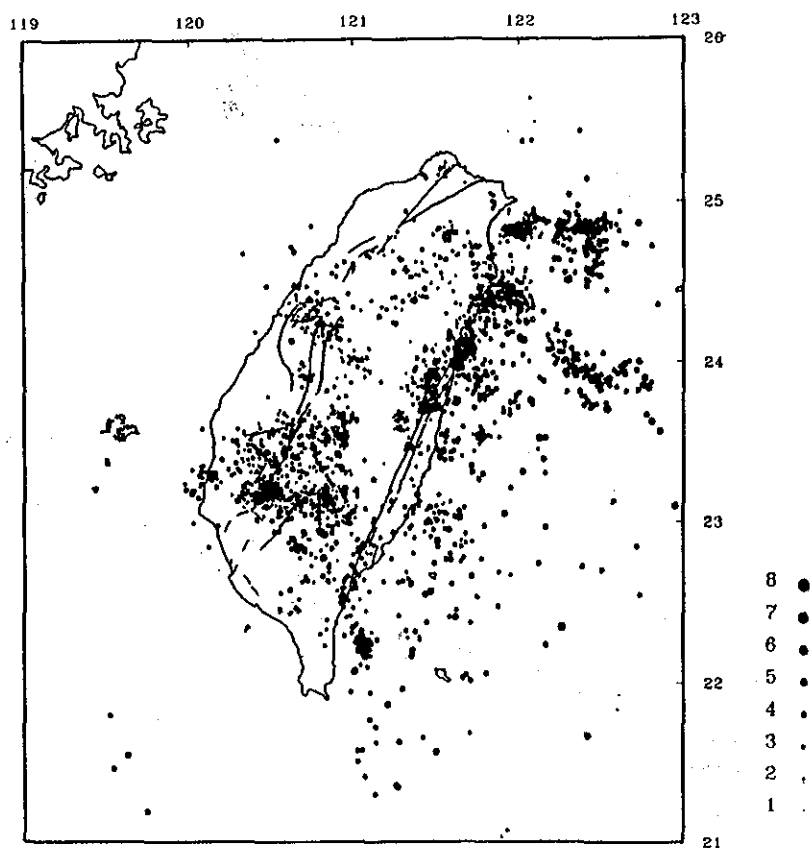


圖4 1993年淺層地震震央分佈圖。（深度小於17公里）

器，此值允許再降低，迴歸結果a和b值分別為6.5與1.08，此組數值與1992年之6.2、0.99相近；單以1992、1993兩年迴歸結果探討台灣地區短時間內發生最大地震的規模約比6.0稍強。

圖6為1993年以月份為時間單位計算全年地震釋放能量的累進情形，地震能量的計算採用公式 $\log E = 11.8 + 1.5M$ 式中E為能量、M為地震規模，地震規模相差1能量相差超過30倍，所以地震能量釋放趨勢為大規模地震所主導，圖中11月有最大能量的釋放，主要是因1993年規模最大的地震（規模約5.9）於此月12日發生，震央在蘭嶼東方30公里，深度約185公里，有感半徑超過250公里。

從上述a、b值及能量釋放趨勢可探討大規模地震的再現週期，唯仍須累積較長時間的資料以加強統計上的分析意義。

四、聯合震源定位及震源機制分析

在1993年的地震資料中，計有3次芮氏規模大於5.0且有明顯餘震序列之地震，利用聯合震源定

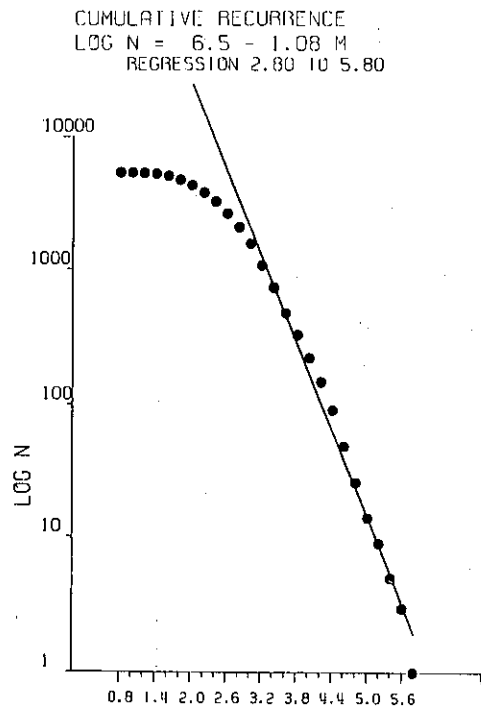


圖 5 1993年地震發生頻率與規模之關係，圖中直線為迴歸分析之結果。

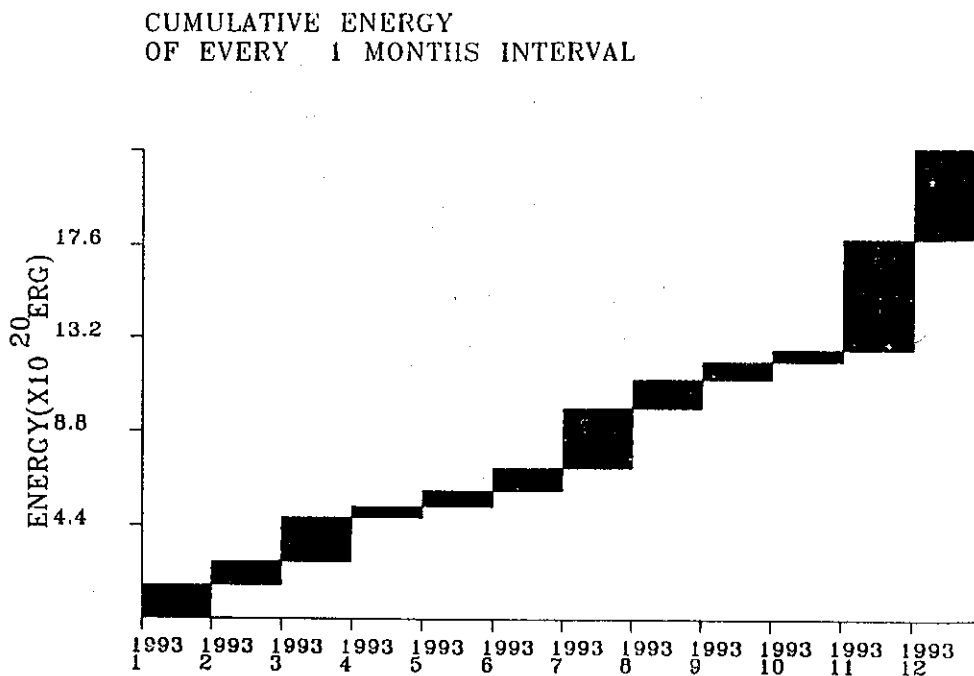


圖 6 1993年每月地震釋放能量之累進圖。

位法 (Joint Hypocentral Determination 以下簡稱 JHD) 將屬於同一地震序列之地震資料之主震為標準地震重新定位，其結果可使各地震間的相對位置更加準確，藉此從地震序列在三度空間中的分佈情形，提供於震源機制分析時選擇斷層面解的重要參考。圖7為3次地震序列主震的震央位

置，各小圖為主震與近一週內餘震之分佈，地震發生依序為1月23日花蓮地震，3月5日大武地震及12月15日大埔地震，JHD及震源機制分析結果分述如下：

(一)1月23日花蓮地震

地震規模5.4，發生在花蓮東北方約20公里

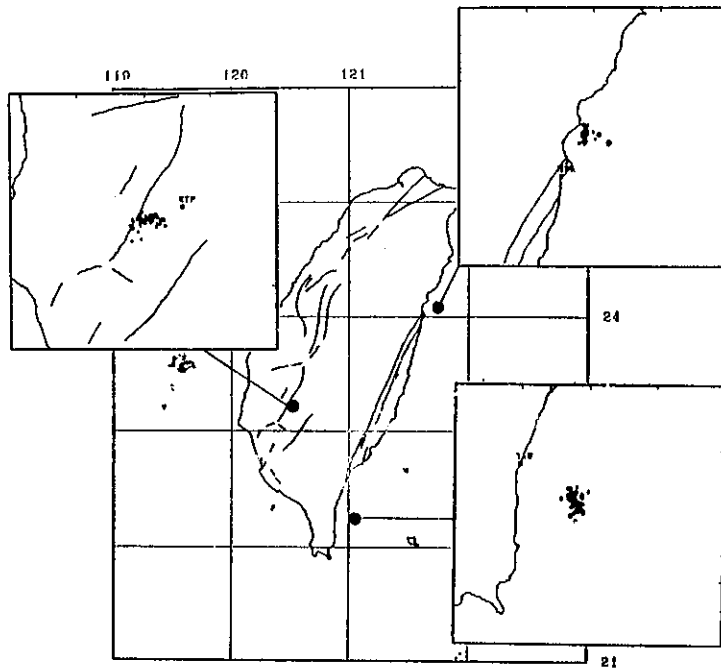


圖 7 1993年三次明顯地震序列之震央分佈圖，各小圖為主震與近一週內餘震之分佈。

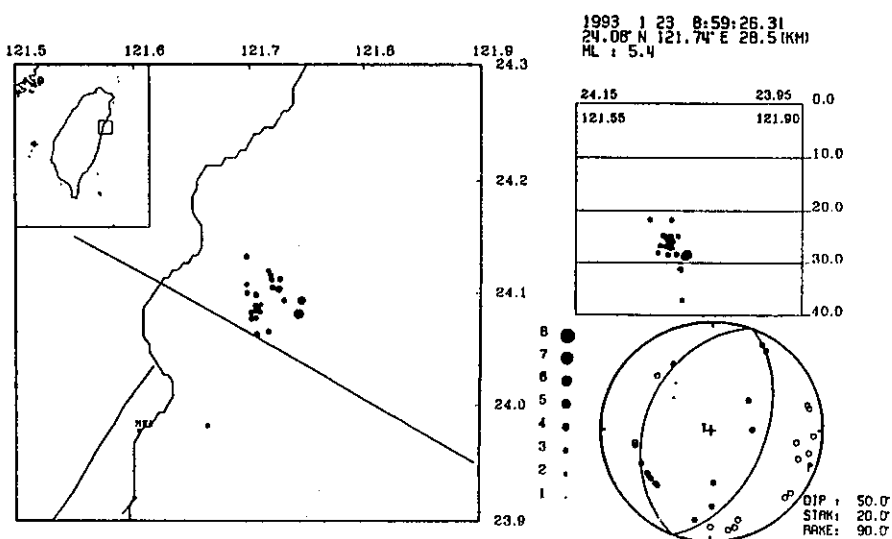
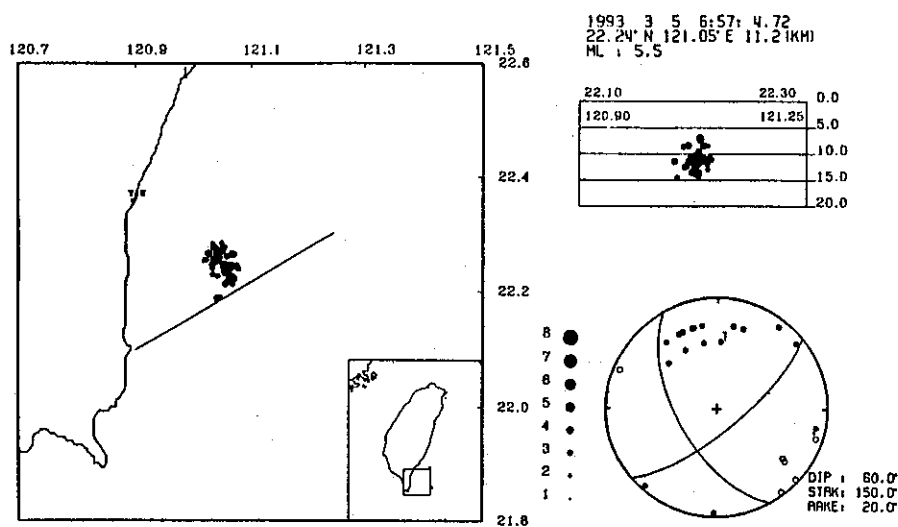
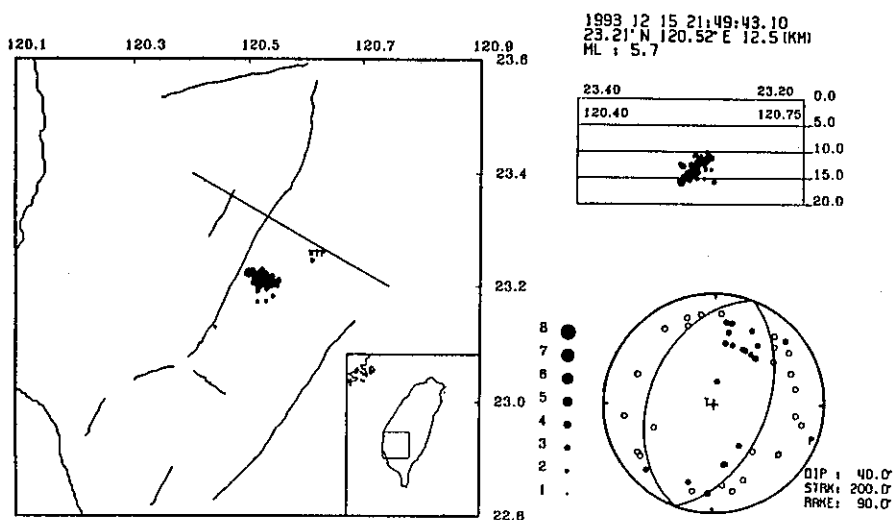


圖 8 (a)花蓮地震，JHD後震央分佈、地震於地層剖面之分佈及斷層面解。



(b)大武地震，JHD後震央分佈、地震於地層剖面之分佈及斷層面解。



(c)大埔地震，JHD後震央分佈、地震於地層剖面之分佈及斷層面解。

處，震源深度約28.5公里；圖8(a)左為該組地震序列經JHD重新定位後各地震震央的相關結果，右上圖為左圖中地震於圖中粗直線的深度剖面分佈，右下圖為配合上圖之主震於各測站P波初動所求得的斷層面解，此解呈一北偏東向東傾斜約50°的逆衝型態之斷層，應力方向約東偏南，此與菲律賓海板塊對其所在的位置約略同向，顯示本次花蓮地震發生的主要應力來源應為菲律賓海板塊之運動。

(二)3月5日大武地震

地震規模5.5，發生在大武東南方約20公里

處，震源深度約11公里，圖8(b)左為該組地震序列經JHD重新定位的結果，右上圖為深度剖面的地震分佈，配合主震之各測站P波初動其斷層面解呈一北偏西向西南傾斜約60° 近乎走向滑移的逆衝斷層，應力方向約東偏南，應力來源與上述花蓮地震相同，為菲律賓海板塊運動所造成。

(三)12月15日大埔地震

地震規模5.7，發生在大埔西南方約10公里，震源深度近13公里，圖8(c)為該組地震經JHD分析的結果，配合主震於各測站P波初動得到的斷層面解呈一北偏東向西傾斜約40° 之逆衝斷層。

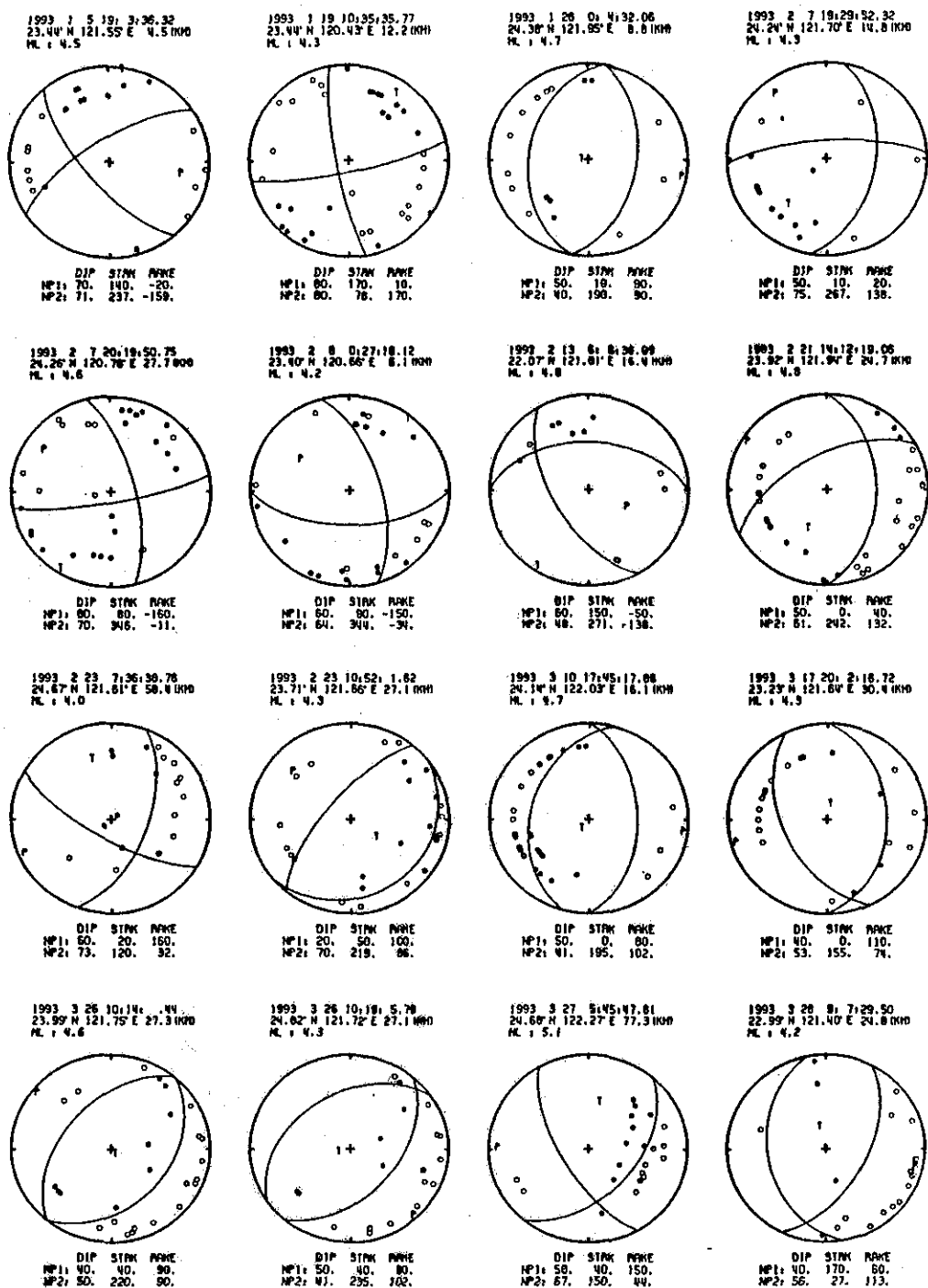


圖 9 58個地震的震源機制解。

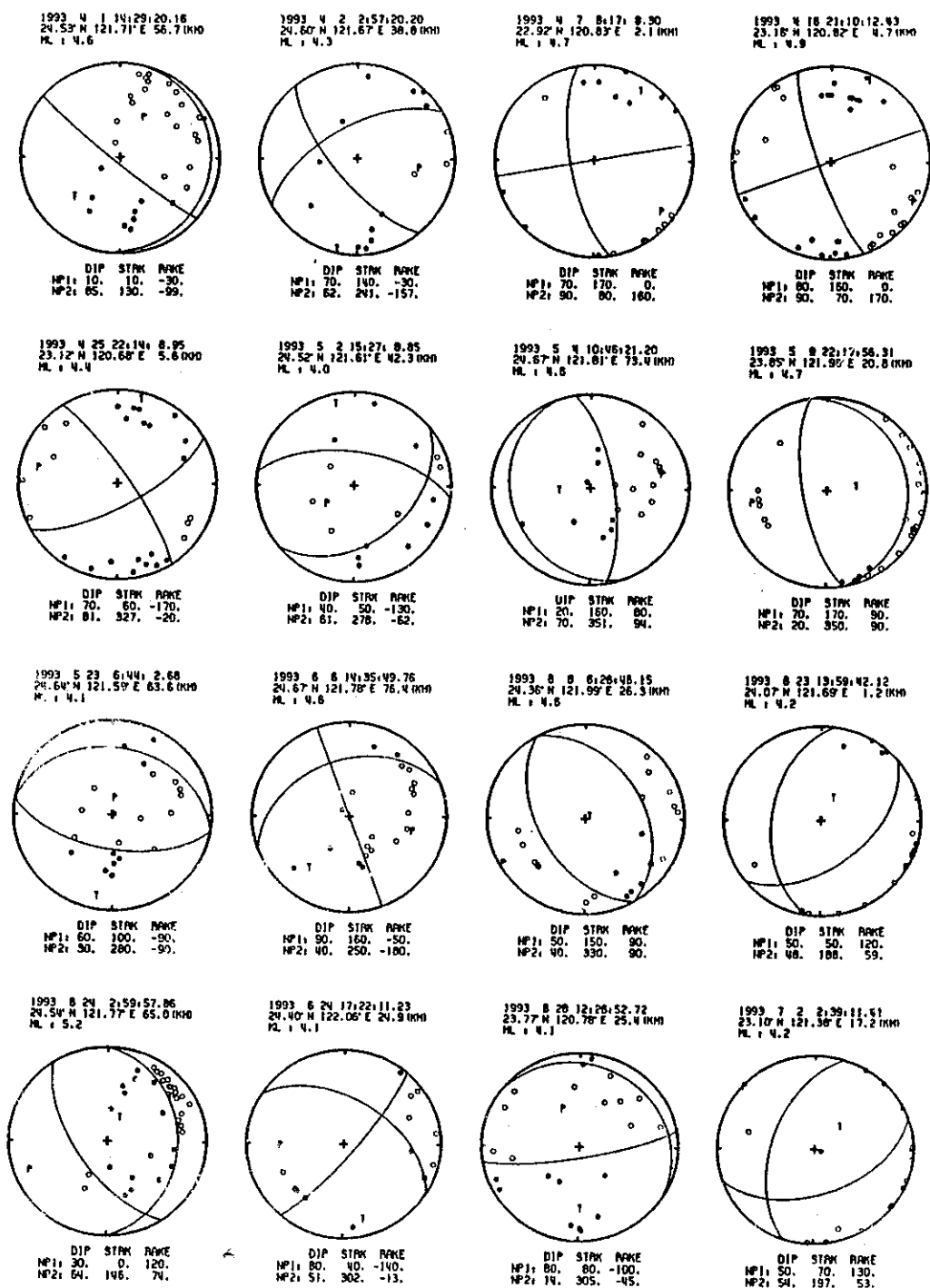


圖 9 (續)

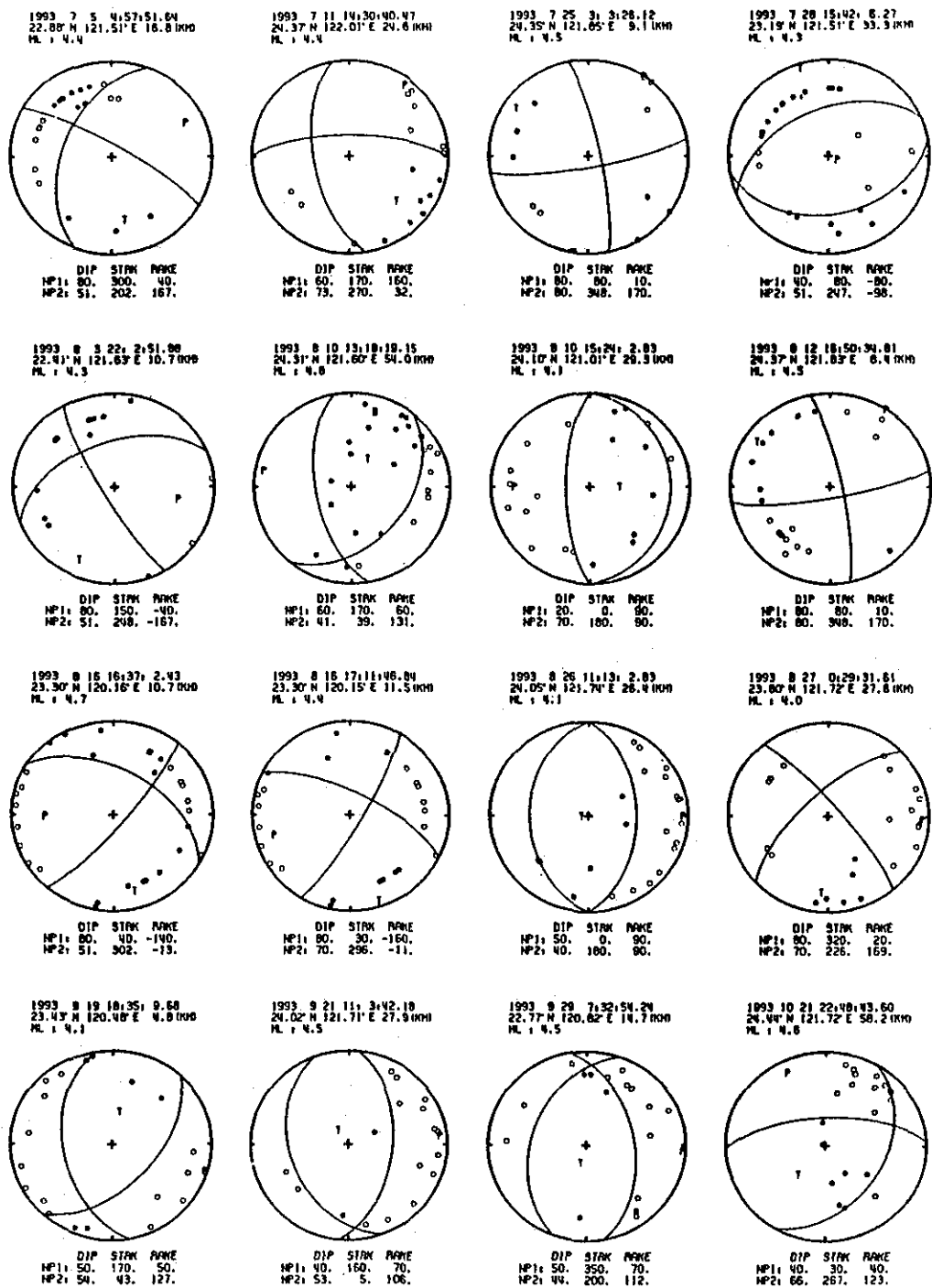


圖 9 (續)

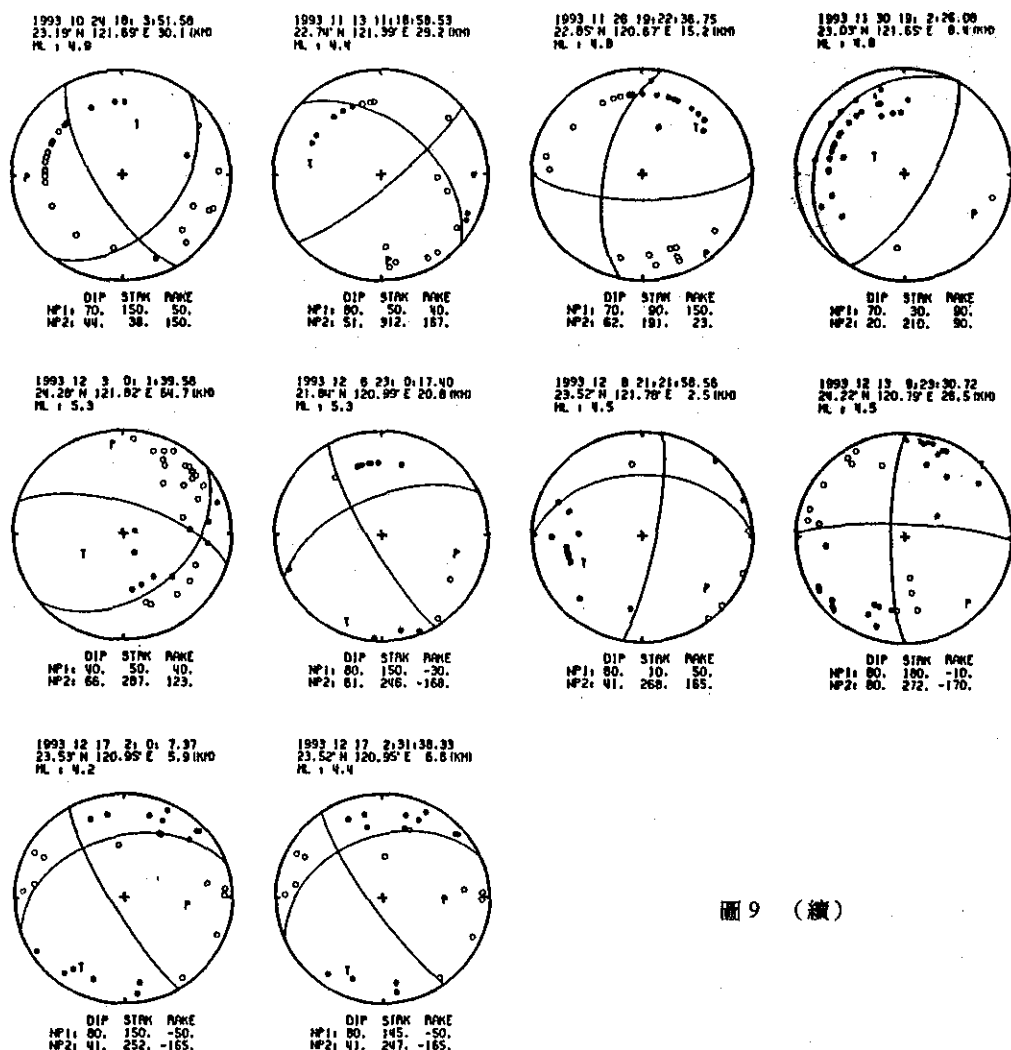


圖 9 (續)

大埔地震是1993年台灣島內規模最大的地震，具有最明顯的地震序列，截至1993年末計發生餘震超過 300次，此地震與1964年1月18日嘉南烈震（規模6.5，震央位於北緯23.2°，東經120.6°，震源深度10公里）的發震位置相當接近，應是該地區所累積之應力適度釋放的結果；大埔地震同時帶來了豐富的強震資料，震央附近的強震測站收錄到近0.5G的加速度紀錄，這些資料對於台灣地區震波衰減及防震工程之相關研究有很大的助益。

本文除了分析上述3個地震的震源機制，另外

選取58個地震規模大於4.0的地震，因其有較多且分佈較佳的測站資料，可供利用傳統P波初動下半平面投影方式求取震源機制解，表一所列為此58個地震與前述3個JHD分析的震源參數，圖9為此項分析的結果，圖中實心圓、空心圓、T和P分別代表P波初上動、初下動、張力軸和壓力軸，機制解以雙偶型式寫於投影圖下方；圖10是將61個地震的震源機制繪於其相關的地理位置，為釐清深度及區域的不同，分為東北隱沒帶、西部地震帶及東部地震帶三組做圖；東、西兩組之地震均淺於35公里，其應力方向大多與菲律賓海板運動

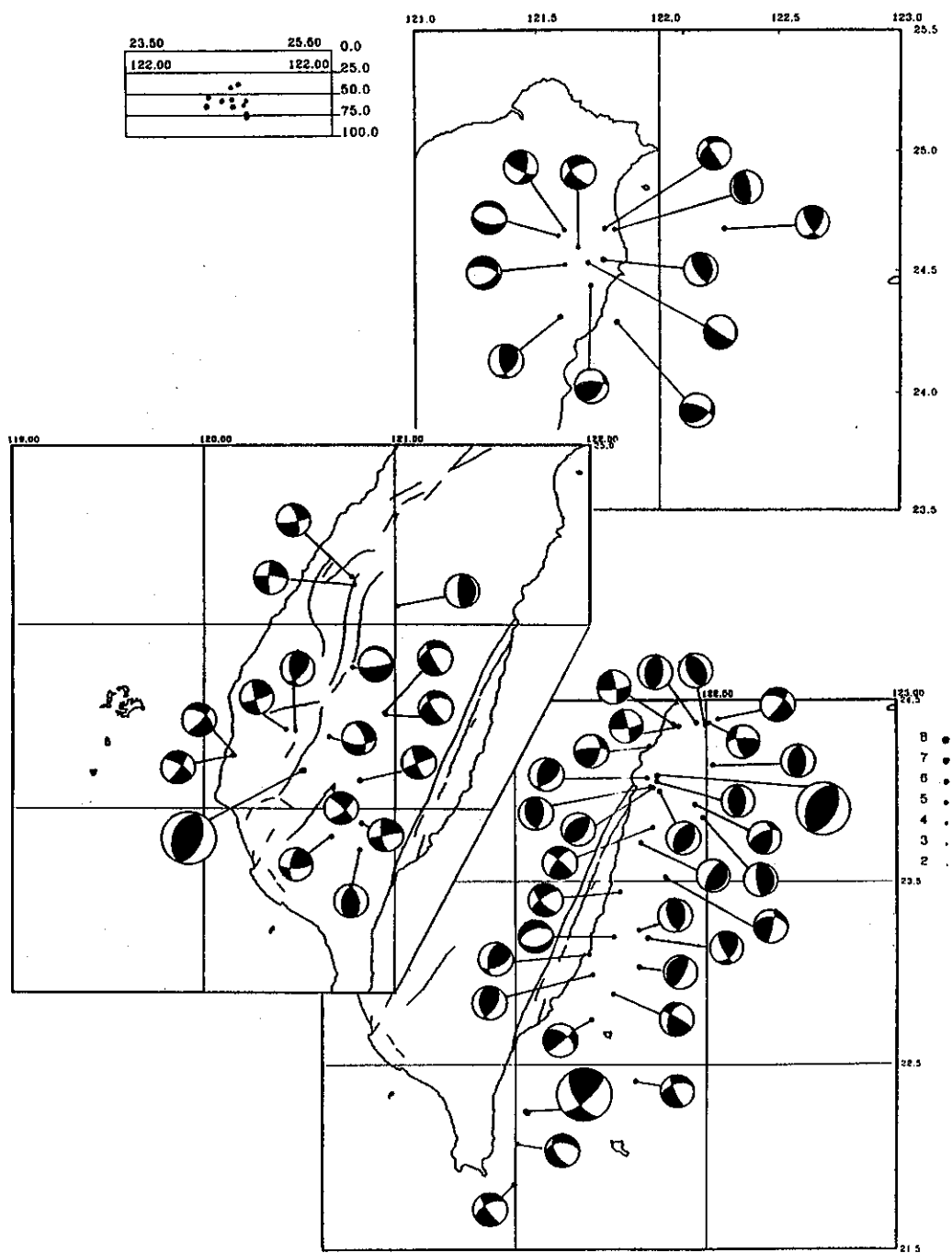


圖 10 本文分析得61個地震震源機制解之分佈圖。(較大圓為JHD之結果)

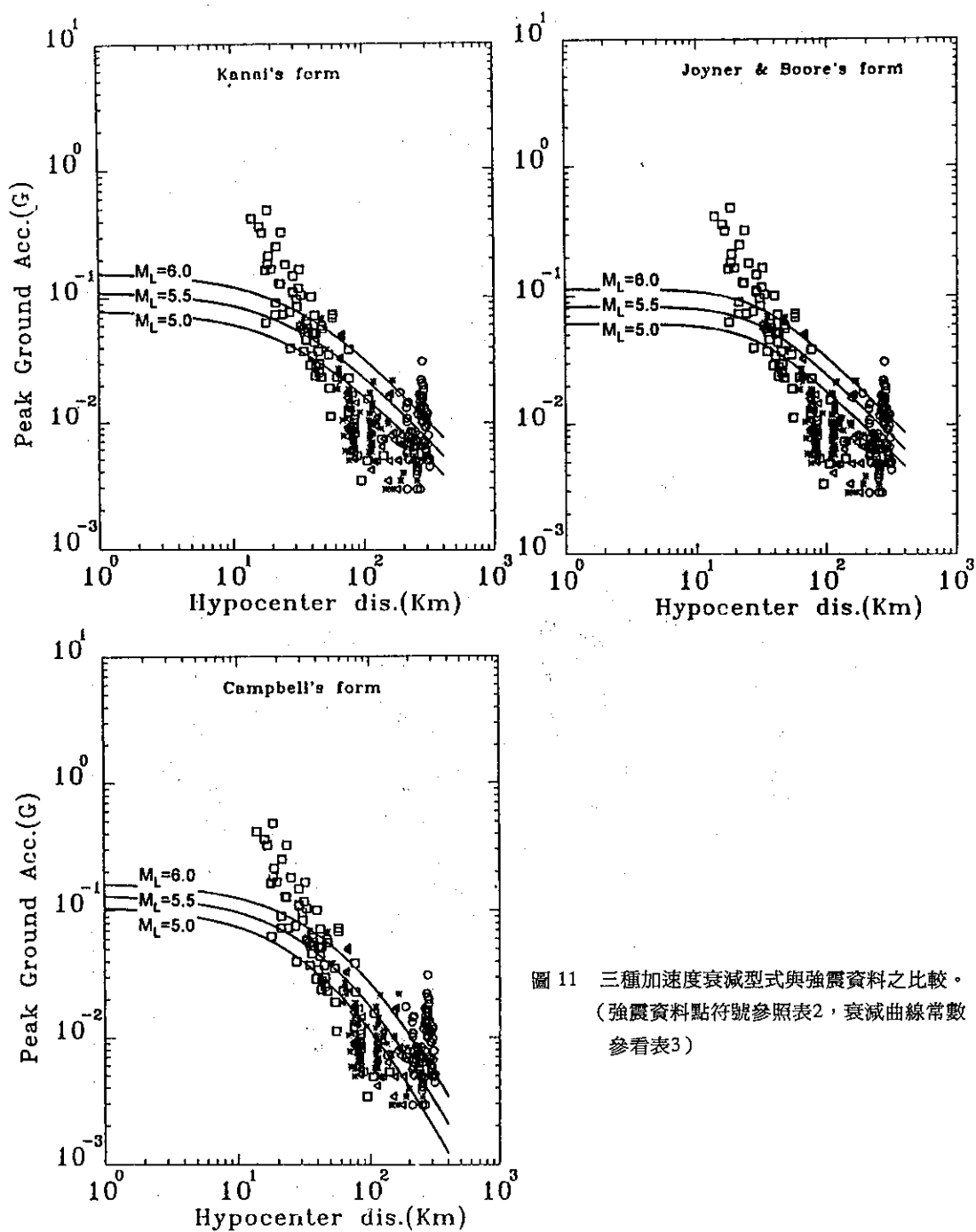


圖 11 三種加速度衰減型式與強震資料之比較。
(強震資料點符號參照表2，衰減曲線常數參看表3)

表1 分析震源機制選用地震之震源參數

發震時間 (U.T.)					震源位置			規模	
年	月	日	時	分	秒	緯度(N)	經度(E)	深度(KM)	ML
1993	1	5	19	3	36.32	23 26.33	121 32.72	4.50	4.46
1993	1	19	10	35	35.77	23 26.48	120 25.79	12.20	4.26
1993	1	23	8	59	26.31	24 4.84	121 44.57	28.50	5.40
1993	1	26	0	4	32.06	24 22.55	121 56.86	8.80	4.65
1993	2	7	19	29	52.32	24 14.62	121 42.22	14.75	4.28
1993	2	7	20	19	50.75	24 15.62	120 46.55	27.67	4.58
1993	2	8	0	27	18.12	23 23.97	120 39.47	6.08	4.24
1993	2	13	6	6	36.09	22 4.10	121 .59	16.38	4.02
1993	2	21	14	12	19.06	23 55.28	121 56.32	24.68	4.75
1993	2	23	7	36	38.76	24 40.17	121 36.78	58.38	4.01
1993	2	23	10	52	1.62	23 42.67	121 39.36	27.07	4.31
1993	3	5	6	57	4.72	22 14.62	121 3.15	11.23	5.46
1993	3	10	17	45	17.86	24 8.36	122 2.07	16.12	4.68
1993	3	17	20	2	16.72	23 13.74	121 38.63	30.37	4.29
1993	3	26	10	14	.44	23 59.64	121 45.14	27.27	4.64
1993	3	26	10	19	5.79	24 .97	121 43.31	27.14	4.25
1993	3	27	5	45	47.81	24 40.55	122 16.05	77.26	5.06
1993	3	28	9	7	29.50	22 59.10	121 23.97	24.82	4.16
1993	4	1	14	29	20.16	24 31.83	121 42.46	56.70	4.61
1993	4	2	2	57	20.20	24 35.78	121 40.02	38.85	4.27
1993	4	7	8	17	8.30	22 55.18	120 49.74	2.07	4.66
1993	4	16	21	10	12.43	23 9.50	120 49.20	4.69	4.87
1993	4	25	22	14	8.95	23 7.01	120 40.62	5.63	4.40
1993	5	2	15	27	8.85	24 31.39	121 36.86	42.35	4.04
1993	5	4	10	46	21.20	24 40.31	121 48.88	73.36	4.55
1993	5	9	22	17	56.31	23 50.95	121 58.81	20.78	4.68
1993	5	23	6	44	2.68	24 38.69	121 35.32	63.57	4.09
1993	6	6	14	35	49.76	24 40.47	121 46.51	76.40	4.60
1993	6	8	6	26	46.15	24 21.77	121 59.64	26.34	4.55
1993	6	23	13	59	42.12	24 4.04	121 41.39	1.22	4.18
1993	6	24	2	59	57.86	24 32.61	121 46.16	65.01	5.18
1993	6	24	17	22	11.23	24 23.73	122 3.82	24.89	4.11
1993	6	28	12	26	52.72	23 46.45	120 46.85	25.44	4.07
1993	7	2	2	39	11.41	23 5.71	121 22.81	17.22	4.16
1993	7	5	4	57	51.64	22 52.90	121 30.50	16.82	4.37
1993	7	11	14	30	40.47	24 22.44	122 .84	24.57	4.43
1993	7	25	3	3	26.12	24 21.28	121 51.25	9.08	4.53
1993	7	28	15	42	6.27	23 11.44	121 30.73	33.30	4.32
1993	8	3	22	2	51.88	22 24.49	121 37.52	10.68	4.31
1993	8	10	13	18	19.15	24 18.30	121 35.74	54.04	4.79
1993	8	10	15	24	2.83	24 6.03	121 .77	29.32	4.10
1993	8	12	16	50	34.81	24 22.06	121 49.67	8.35	4.53
1993	8	16	16	37	2.43	23 17.82	120 9.32	10.72	4.69
1993	8	16	17	11	46.84	23 17.72	120 8.89	11.46	4.40
1993	8	26	11	13	2.83	24 2.96	121 44.33	26.39	4.11
1993	8	27	0	29	31.61	23 47.72	121 43.15	27.56	4.03
1993	9	19	18	35	9.68	23 26.09	120 28.74	4.83	4.13
1993	9	21	11	3	42.18	24 1.17	121 42.45	27.85	4.46
1993	9	29	7	32	54.24	22 46.39	120 49.18	14.71	4.50
1993	10	21	22	48	43.60	24 26.15	121 43.04	58.17	4.55
1993	10	24	18	3	51.58	23 11.19	121 41.45	30.07	4.93
1993	11	13	11	18	58.53	22 44.51	121 23.50	29.22	4.36
1993	11	26	19	22	36.75	22 50.72	120 40.24	15.24	4.78
1993	11	30	19	2	26.08	23 1.59	121 38.78	8.35	4.82
1993	12	3	0	1	39.58	24 17.07	121 49.45	64.69	5.35
1993	12	15	21	49	43.10	23 12.80	120 31.42	12.50	5.70
1993	12	17	2	0	7.37	23 31.92	120 56.71	5.95	4.23
1993	12	17	2	31	38.33	23 31.38	120 57.14	6.61	4.39

Used for JHD

表 2 震波衰减模式探討所選用強震資料的地震震源參數

發震時間 (U.T.)						震源位置				規模	強震資料數
年	月	日	時	分	秒	緯度(N)	經度(E)	深度(KM)	ML	筆	
1.	1993	1	23	8 59	26.31	24 4.84	121 44.57	28.50	5.40	69	★
2.	1993	11	12	14 16	33.42	22 4.94	121 50.51	184.65	5.88	95	○
3.	1993	12	3	0 1 39.58	24 17.07	121 49.45	64.69	5.35	62	△	▲
4.	1993	12	15	21 49	43.10	23 12.80	120 31.42	12.50	5.70	69	□

表 3 各種震波衰减模式之係數 (羅, 1990)

1) Kanai's form	2) Joyner & Boore's form	3) Campbell's form
b1= 0.254	b1=-1.223	b1= 1.202
b2= 0.607	b2= 0.267	b2= 1.165
b3= 1.203	b3=32.000	b3= 2.100
b4=48.000		b4=10.360
		b5= 0.370

相關，東北隱沒帶的應力分佈顯得紛亂，值得做進一步的探討。

五、震波衰减之探討

自1991年開始氣象局陸續在台灣地區增設強震站，現今之強震網頗具規模，並蒐集了為數可觀的強震資料，這些資訊可探討台灣各地區震波衰减的情形及分析震災的潛能，提供工程施工設計時之參考。

在1993年有194個地震啟動了強震儀，一共記錄到1171筆強震資料，本文選出其中4個啟動最多強震站的地震，表二所列為這4個地震之震源參數及其記錄到的強震資料數，而此4個地震的分佈位置幾乎取樣了台灣各高地震活動地區，在分析震波衰减時較不受特定路徑影響；現今常採用的震波加速度衰减型式有下述三種：

1. Kanai's form

$$a = b_1 e^{b_2 M} (R + b_4)^{-b_3}$$

2. Joyner and Boore's form

$$\log_{10}(a) = b_1 + b_2 M - \log_{10}(\sqrt{R^2 + b_3^2})$$

3. Campbell's form

$$a = b_1 e^{b_2 M} (R + b_4 e^{b_3 M})^{-b_5}$$

上述各式中 a 為最大地動加速度值 (Peak Ground Acceleration, 以下簡稱PGA)， R 為震源

到測站的距離， M 為地震規模， b_1 、 b_2 、 b_3 、 b_4 、 b_5 為經驗常數由迴歸分析求得；表3為本文採用的各種震波衰减模式之常數 (資料來源：羅，1990)，圖11為各加速度衰减型式與4組強震資料PGA值的比較，計算理論曲線之規模 M 值取6.0、5.5與5.0含蓋所選用地震規模的範圍，圖中資料點之符號與表2相對應，由圖11的結果看來，經驗曲線與資料點吻合性並不理想，此雖與震源特性及測站、震波傳遞路徑之地質效應相異有關，而震波在台灣各區域的衰减模式仍有再探討的空間。

六、討論與結論

分析1993年發生於台灣地區的地震資料，概略有下列六點結論：

1. 在1993年以前，因受限於地震網的佈置與使用的地震儀器倍率，台灣地區有許多小規模地震未被有效的觀測到，雖不致於影響地震釋放量之統計，但對地震發生頻率與地震規模之迴歸分析結果會有所改變；此外研究小震能幫助吾人更深入地了解台灣地區地震活動特性，對大地震預警工作將有助益。

2. 台灣地區發生深層地震 (深度大於40公里) 的地震活動帶為東北菲律賓海板下衝至歐亞大陸的隱沒帶，及台灣南端由西向東之歐亞大陸

板塊下衝至菲律賓海板的隱沒帶，唯前者地體運動的情況較後者明顯活躍。

3.台灣地區淺層地震（深度小於17公里）活動較頻繁的包括東北部沖繩海槽構造及菲律賓海板隱沒之前緣，西部有嘉南地區及苗栗至台中一帶，此一情況與1992年的地震資料相仿，而嘉南地區的地震活動分佈並非全部依既有的斷層構造線相伴發生，是否代表地震活動趨於頻繁，值得進一步的分析探討。

4.1993年的地震資料顯示在台灣西部地震帶內有三處表現出低地震活動特性，分別位在桃園、彰化及高雄附近，除彰化地區與重力分析之北港高區在構造上有支持的論證，桃園、高雄地區的低地震活動特性仍有待相關的地質構造資料加以解釋。

5.綜合本文求得的61個震源機制解，其應力作用大多是因菲律賓海板塊向歐亞大陸板塊運動所擠壓所造成，此亦為台灣地震發生頻繁之主要原因，規模越大的地震越顯現受此一應力來源之支配，由3組經JHD分析得到的震源機制解皆符合此應力方向可得證實，部分應力方向差異較大之震源機制可能因局部構造破裂而引發地震；在東北隱沒帶的應力分佈情形未若想像中的單純，因

本文只處理出該地區的12個震源機制，對該區的應力狀況無法詳盡解析，待收集更多的相關資料做進一步的探討。

6.本文利用強震資料探討台灣地區震波加速度的衰減情形，比較四組強震資料與三種衰減模式經驗曲線的結果顯示台灣地區震波衰減模式仍有再深入探討的必要。由於氣象局強震網已收集了相當豐富且易於應用的強震資料，利於研究台灣各地區震波衰減之模式，對防震工程方面的相關研究能有更多的貢獻。

七、參考資料

辛在勤、張建興，(1992)，1992年地震回顧，氣象學報，38、3，218-232。

鄭世楠、劉忠智與黃文紀，(1991)，中央研究院地球科學研究所地震觀測系統，交通工程地震防災研討會論文集，MOC-STAO-RE4501，77-98。

羅俊雄，(1990)，地面震動參數之估測—衰減效應，國科會自然處研究報告，NSC79-0202-M002-23。

中央氣象局地震中心地震資料庫。

EARTHQUAKES IN 1993

Zein-Shen Chang Tzay-Chyn Shin

Seismology Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

This paper studies the 5446 earthquakes detected by the Central Weather Bureau Seismic Network in 1993. The tectonic meanings from the view of their spatial distributions and activities are discussed. The stress analysis of the Taiwan area in the same time period is also studied by using the focal mechanism of 61 earthquakes including 3 earthquake sequences.

Volume 39 Number 3

Meteorological Bulletin

(Special Issue)

CONTENTS

Articles

- The December 16, 1993 Tapu Earthquake Kei-Wen Kuo and Tzay-Chyn Shin (125)
- Taiwan Strong-Motion Instrumentation Program – The Characteristic
Comparison of Free-Field Accelerographs
..... Kun-Sung Liu , Tzay-Chyn Shin, W. H. K. Lee and T. B. Tsai (132)
- Taiwan Strong-Motion Instrumentation Program—Building Array System
and Data Analysis of Ming-Li Elementary School
..... Chien-Fu Wu, Ta-Liang Teng and Tzay-Chyn Shin (151)
- Taiwan Strong-Motion Instrumentation Program – Taiwan Seismic Data
Management System Jiunn-Shyong Tsai (165)
- Preliminary Study on The Short Period Surface Waves in Western Taiwan
..... Jen-Kuang Chung (174)
- Focal Mechanism and Tectonic Stress Analysis in Chianan Area
..... Jiun-Shi Jiang (187)
- Earthquakes in 1993 Zein-Shen Chang and Tzay-Chyn Shin (202)



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Kung-Yuan Road, Taipei, Taiwan
Republic of China

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類

統 一 編 號
〇〇九〇八九八三〇〇六三

ISSN 0225-57785