

交通部中央氣象局委託研究計畫期末成果報告

利用光譜輻射檢測水稻乾旱災害之研究
(一) 水稻族群植冠反射光譜之分析

**Studies on Application of Spectroradiometry
on Drought Damage Measurement.
I. Analysis of Reflectance Spectrum of Rice Canopy**

計畫類別： ☒ 國內 ☐ 國外

計畫編號： CWB86-2M-01

執行期間： 85 年 7 月 1 日至 86 年 6 月 30 日

計畫主持人： 杜金池

協同主持人： 楊純明、劉復誠

助理人員： 蘇慕容、李裕娟、梁仁有

執行單位： 中華農業氣象學會、臺灣省農業試驗所

中華民國八十六年六月三十日

目錄

中文摘要	1
英文摘要	2
前言	3
材料與方法	5
結果與討論	7
誌謝	10
引用文獻	11
表一(Table 1)	13
圖一(Fig. 1)	14
圖二(Fig. 2)	15
圖三(Fig. 3)	16
圖四(Fig. 4)	17
圖五(Fig. 5)	18
圖六(Fig. 6)	19

利用光譜輻射檢測水稻乾旱災害之研究

(一)水稻族群植冠反射光譜之分析

摘要

為瞭解田間水稻族群植冠反射光譜之特性與變化趨勢，本試驗特利用攜帶式輻射光譜層析儀遙測1996年一、二期稻作全生育期植冠反射光譜，據以探討、分析各波段隨生育進展的演變、植被指數的改變、及近紅外光反射比與葉面積指數的關係。解析反射光譜的波長範圍介於350~1100 nm，包含紫外光、可見光及近紅外光等波段。根據試驗結果，水稻兩期作植冠反射光譜在紫外光及可見光波段(350~700 nm)範圍內，除了生育初期及成熟期外，其餘時期反射比值皆小於15%。近紅外光波段(740~1100 nm)反射比值於全生育期間維持在30-55%範圍之間，而以生育初期及後期之反射比值較低。由特定紅光(674 nm)及近紅外光(756 nm)波長所計算之植被指數如標準植被指數差(NDVI)、植被指數比(RVI)、土壤校正植被指數(SAVI)、及植被指數差(DVI)等四項發現，植被指數隨水稻生育之進展呈近似鐘形曲線，並可顯現出一、二期稻作間生長差異之時間落差。以NDVI為例，若將生育日數經時間標準化轉換後，則兩期稻作之變化類似。水稻葉面積指數與近紅外光(以756 nm為例)反射比關係以Mitscherlich function之對數函數表示之適用性甚佳，可利用於估算水稻全生育期葉面積指數的變化。

關鍵詞：水稻、植冠、反射光譜、反射比、植被指數、葉面積指數。

Studies on Application of Spectroradiometry on Drought Damage Measurement.

I. Analysis of Reflectance Spectrum of Rice Canopy

ABSTRACT

The reflectance spectrum of crop canopy changes with time and space and is a function of growth status. Analysis of reflectance spectra of a crop during the growing period can help in characterizing and evaluating the spectral property and growth performance of that crop. Field experiments were carried out to remotely measure and analyze the reflectance spectra, in the range of 350-1100 nm, of rice canopy in the first and the second growing seasons of 1996. Data indicated that, except in the early growth and grain-filling stage, reflectance within 350 to 700 nm region was lower than 10% in both crops. Reflectance of wavelengths above 740 nm was maintained in 30-55%. By using two specific wavelengths of 674 nm (red light) and 756 nm (near-infrared) in calculating the vegetation indices, it was found curves of NDVI (normalized difference vegetation index), RVI (ratio vegetation index), SAVI (soil adjusted vegetation index), and DVI (difference vegetation index) were bell-shaped after transplanting. Difference in vegetation index between two crops was due mainly to the growth rate of rice plants. When normalization with unit time, however, changes of NDVI were similar in both crops. Reflectance in the near-infrared (for example, 756 nm) was suitable for estimating LAI (leaf area index), and their relationship was properly fitted to the inverse of the Mitscherlich function.

Key words: Rice, Canopy, Reflectance spectrum, Reflectance, Vegetation index, Leaf area index.

前言

遙感探測技術現今已被廣泛應用於許多產業，在農業上的應用領域相當多樣化，包括土壤調查、耕地估計、作物生長狀態評估、病蟲害偵測、天然災害區域的定位與測量、乃至於各種農業活動及自源資源探測等，具有即時、廣域及非破壞性等特點(Barrett and Curtis, 1982)。反射光譜是電磁能(electromagnetic energy)遙測的一種應用，其主要光譜波段涵蓋紫外光(< 400nm)、可見光(400~700nm)、近紅外光(700~1300nm)、及中紅外光(1300~2500nm)等，在此等波段範圍下植被及地物皆可描繪出典型的反射光譜特徵曲線或光譜指紋(Fuchs, 1990)。由植被反射光譜的分析，發現不同波段反射比值的變化與作物的生理反應及生長狀況密切相關(Bauer, 1975; Walburg et al., 1982; Ma et al., 1997; Masoni et al., 1997)，而以不同波段反射比值所計算之各種植被指數(vegetation index)則受到植被的發育及組織介量(如葉面積指數、株高、水分含量、生質量、色素含量、細胞壁組成及葉片內部結構)等影響，此性質可利用於作物植被的分類及發育階段的判定(Kanemasu, 1974; Tucker et al., 1979; Elvidge and Chen, 1995; Price and Bausch, 1995)。

遙感探測可以在三種不同的作業平臺操作，即地面觀測、飛行器航空觀測、及太空觀測。由於臺灣地區的耕作型態極為複雜，耕地面積十分狹小，應用太空遙測仍遭遇光譜及空間解析度的限制。以 SPOT 衛星為例，單一彩色影像點之空間解析度為 20 m × 20 m，僅適用如水稻、玉米、甘蔗等大面積栽培的農作物。一般農作物光譜指紋所需解析度較高，而目前航測執行往往受限於法令及硬體設備，可能緩不濟急或實用困難。但不論未來太空(如衛星、太空梭、太空站)或航測平臺的空間解析度及波譜解析度如何改進，仍需依賴地面遙測完整的農作物指紋光譜資料庫，才能正確辨識與應用。因此遙測技術在農業上的落實應用，除了有賴未來發展更高解析度的遙測設施和健全法令規章外，尤須加強地面遙測資訊的蒐集與資料庫的建立。地面遙測可以在田間及實驗室進行，提供農作基礎物理特性及農作物與儀器設備間交感的資料，同時亦能單獨從事其他地面遙測試驗研究。常見的地面遙測研究有兩類，其一為實驗室內之物體反射及放射光譜的測定，其二為物體或環境事件在不同環境狀況下的光譜特徵曲線檢(偵)測(Barrett and Curtis, 1982)。惟國內有關地面遙測之研究仍闕如，亟待建立。

植被指數原係針對航測及太空遙測之空載多譜掃描儀(multispectral scanner, MSS)掃描結果的應用，目的在估計農作物植被變數，例如綠被百分比(percent green cover)、葉面積指數、吸收光合活化輻射(absorbed photosynthetically active radiation)、淨初級產物(net primary productivity)、蒸發散量、乾物質產量、乃至逆境受害種類等。Elvidge and Chen (1995)曾整理分類各種植被指數，本試驗採用標

準植被指數差(NDVI)、土壤校正植被指數(SAVI)、植被指數比(RVI)及植被指數差(DVI)等四項利用農作物植被特定波長以評估植被覆蓋與生長特徵的參數，來探討是否適用於地面遙測水稻植被，並以建立植被指數資料庫提供航測及太空遙測等作業平臺之應用。

水稻是臺灣地區栽培面積最大，產值最高的糧食作物。以往本省對於水稻各項災害損失，多仰賴人工現場勘查，耗時費力。倘能利用遙測輻射光譜分析配合於災害的調查，將可節省許多人力物力，獲得快速、客觀而準確性高的檢測結果(王, 1977)，而首要之務為建立水稻正常生育過程及逆境下的地面遙測光譜資料。本文研究主要在測定與蒐集水稻族群植冠在正常生育過程下的反射光譜，分析紫外光、可見光及近紅外光等波段在一、二期稻作的變化，追蹤植被指數隨生育進展的改變，並探討葉面積指數與紅外光反射比的關係。

簡略詞：LAI: leaf area index (葉面積指數)、NDVI: normalized difference vegetation index (標準植被指數差), RVI: ratio vegetation index (植被指數比), SAVI: soil adjusted vegetation index (土壤校正植被指數), DVI: difference vegetation index (植被指數差)。

材料與方法

一、栽培與管理

本研究於1996年在臺灣省農業試驗所農場(東經120°42', 北緯23°30', 海拔高度85 m)進行田間試驗, 地面遙測一、二期稻作族群植冠之反射光譜。參試水稻品種為臺農67號, 田間試驗採三重複試區, 以南北向機械插植, 小區面積11 m×18 m。其中每小區又分為兩部分, 光譜測定區為11 m×10 m, 水稻取樣調查區11 m×8 m, 以避免取樣後影響光譜的測定。第一期稻作自1996年2月29日插秧, 至同年7月10日收穫, 生育日數共計132天(本期作生育初期持續低溫, 導致生育日數增加, 成熟延遲)。第二期稻作自1996年8月5日插秧, 至同年11月18日收穫, 生育日數共計106天。試驗期間栽培管理方法採用慣行法, 機械插秧行株距0.26 m×0.20 m。插秧後兩週及四週分別施用臺肥39號及硫銨, 施用量各為400 kg ha⁻¹; 抽穗前再施用尿素200 kg ha⁻¹。雜草管理係於插秧後一週內施用丁拉殺丹8%混合粒劑(5%, S-(4-chlorobenzyl)-N,N-diethylthiocarbamate; 3%, 2-chloro-2',6-diethyl-N-(butoxymethyl)acetanilide), 施用量30 kg ha⁻¹, 而插秧後4~6週行人工除草一次。二期稻作並施用三苯醋錫45%可濕性粉劑(Triphenyltin acetate), 施用量1 kg ha⁻¹, 稀釋倍數1000X, 以控制福壽螺及稻熱病。

二、試驗內容

稻苗移植後第三週開始定期取樣工作(此時植被尚未完全覆蓋), 每一重複取8株調查農藝性狀, 項目包括株高、分蘗數、葉數、葉面積及地上部各部位鮮重、乾重。葉面積係以面積儀(model LI-3000A, LI-COR Inc., USA)測定, 乾重乃經80°C烘乾72 h後稱量, 而葉面積指數則以葉面積除以取樣土地面積估算。光輻射係在水稻生育期間約每間隔3-4日選擇晴朗無雲的天候測定, 選擇當地上午11:00至下午1:30期間遙測水稻族群植冠反射光譜(光輻射頻譜), 以降低植冠反射光輻射受到太陽入射角的干擾(李, 1995; Boochs, 1986)。光譜的偵測以攜帶式輻射光譜層析儀(spectroradiometer, model LI-1800, LI-COR Inc., USA)為之, 外接石英光纖感應器(quartz fiber-optic probe)及遙控餘弦接受器(remote cosine receptor)置於植冠上方1 m水平測定(圖一)。掃描的波長範圍(頻譜)介於350~1100 nm, 間隔2 nm, 各試區至少測定3~5次, 包括水稻植冠反射光輻射及當時入射日照光輻射。除了反射光譜的測定, 並計算各波長的反射比(特定波長的光輻射/同波長的入射日照光輻射)。另依Nobel (1983)方法將350~1100 nm範圍反射比光譜劃分八個波段, 分別為400 nm波長以下的紫外光、400~425 nm波長的紫光、425~490 nm波長的藍光、490~560 nm波長的綠光、560~585 nm波長的黃光、585~640 nm波長的

橙光、640~740nm波長的紅光以及740~1100nm波長的近紅外光等，取波段反射比平均值為代表值，以比較各波段隨不同生育階段的變化趨勢。

為追蹤植冠反射比光譜與植被覆蓋間之關係，乃計算隨生育過程演進的植被指數，本試驗共採用四種植被指數比較之：(1)標準植被指數差 (NDVI), $NDVI = (NIR - RED) / (NIR + RED)$, (2)土壤校正植被指數 (SAVI), $SAVI = (NIR - RED) \times 1.5 / (NIR + RED + 0.5)$, (3)植被指數比 (RVI), $RVI = NIR / RED$, (4)植被指數差 (DVI), $DVI = NIR - RED$ 。其中NIR為特定近紅外光波長756 nm之植冠反射比, RED為特定紅光波長674 nm之植冠反射比(Elvidge and Chen, 1995)。各植被指數變化趨勢皆估算最佳曲線(best-fitted curve), 以比較不同期作水稻生育過程植被指數的變化及差異。又為比較一、二期稻作之植被指數之類似性及相對差異, 特以NDVI為例, 將插秧後至收穫日止的田間生育期定為100單位時間(unit time), 再將兩期稻作NDVI植被指數標曲線依相對日數比率(即單位時間)予以標準化(normalization)。

另為瞭解植冠反射比與葉面積指數(leaf area index)間之互動關係, 乃選擇特定近紅外光波長756 nm之植冠反射比(R_{ir})來比對葉面積指數(LAI)的變化, 以Mitscherlich function ($Y = A - b \times \exp(-kt)$) 反導而來的經驗模式(即其對數函數), $LAI = (-1/\alpha) \times \ln(1 - R_{ir} / R_{\infty, ir})$, 探討其適用性, 解釋近紅外光與LAI之關係(Clevers, 1986)。其中 α 為斜率, $R_{\infty, ir}$ 為LAI趨近無限大的近紅外光波長反射比的極大值。

結果與討論

葉片是水稻族群植冠主要構成單位，葉片解剖結構及生化組成關係著光輻射的吸收、穿透及反射。圖二顯示一、二期稻作族群全生育期的植冠反射光譜，此光譜與多數植物的光譜變化型態相似，在紫外光及可見光波段多不超過15%，近紅外光波段則分佈在30~55%之間。典型的曲線變化在高能的紫外光波段多被植體吸收或穿透，可見光波段在波長500 nm左右反射比逐漸增加，至550 nm左右達到頂點，然後逐漸下降至波長 680 nm左右為谷底。依Nobel (1983)方法將水稻植冠反射比光譜劃分為8個波段(圖三)，可進一步瞭解各波段在生育期的反射比分佈。由各波段全生育期的曲線，可以驗證高能的紫外光波段(350~400 nm)多被吸收或穿透，反射比值甚低。由於紫外光會傷害作物賴以進行光合作用的薄壁細胞，所以作物組織在發育過程就利用表皮的腊質、木栓及內部酚類物質將紫外光吸收(Larcher, 1983)。圖三也顯示，紫光、藍光、綠光、黃光、橙光及紅光等波段多被植冠吸收，反射比概低於15%，而近紅外光波段的反射比則表現近似拋物線。

Taiz and Zeiger (1991)指出在健康的綠色葉片由於葉綠體及其他細胞色素(包括葉黃素、胡蘿蔔素及花青素等)對可見光(350~700 nm)的吸收，反射或穿透的光輻射很少。其中葉綠素a與葉綠素b為吸收可見光波段最主要色素(達65%)，尤以藍光及紅光為大宗吸收帶(葉綠素a的吸收波長大約在430及660 nm各有一高峰，葉綠素高吸收帶係在460及640 nm附近)，而 β 胡蘿蔔素約在400~500 nm的範圍。因此，圖二的可見光最大反射比波段介於黃綠光區(約550 nm)是相當合理的，其餘光輻射的變化符合各細胞色素吸收的波段，反射量低。而在葉綠體崩解、細胞色素轉變、及植體水分降低等的生育後期，可見光則略有上升。

近紅外光波段的植冠反射比在稻株移植後呈現上升趨勢，至抽穗期前後達最高值，再逐漸下降(圖二)。惟在水稻族群植冠尚未完全建立的生育初期，部份近紅外光波段被土壤及灌溉水吸收使反射比降低(Guyto, 1990)，隨後反射比多維持在30~55%之間，而於波長920 nm之後有一明顯的下凹部分，至960 nm以後再逐漸上升。在稻株黃化及老化的生育晚期，近紅外光的反射比亦較低。根據文獻報告(Gausman, 1982; Maas and Dunlap, 1989; Guyto, 1990; Walter-Shea, et al., 1991)，由於葉片色素及細胞壁纖維素(cellulose)對介於750~1350 nm的近紅外光波段幾乎透明，因此入射的光輻射絕大多數被植體反射或穿透，故近紅外光有較大的反射比。至於兩期稻作全生育期反射比光譜曲線的變化，一般而言二期作較一期作變異小，此乃試驗期間霧峰地區二期稻作之天氣較為穩定，減少了遙測光譜受天氣(如雲層)之影響。

由圖四的結果，兩期稻作生育期間植被指數的變化呈現鐘形曲線，四個植被指數與生育日數均符合二次函數關係，其中又以NDVI及SAVI兩者適用性最佳 ($R^2 > 0.94$)。比較兩期作間植被指數的差異，顯然生育過程的外在環境將造成生長發育速率出現差距，本文經分析1996年兩期作全生育期乾物重資料得到佐證。表一顯示地上部乾物重伴隨生育日數增加而上升，呈近似S型遞增曲線。一期稻作葉片乾物重在抽穗初期(約移植後90天)達最高，但是隨著部份乾物質轉移至穗部及老化現象而逐漸下降。莖桿乾物重變化趨勢在一期稻作並未於抽穗後顯著降低，穗部乾物重則自抽穗後快速累增直至收穫。二期稻作的表現類似於一期者，惟抽穗較一期稻作提早約20天，且莖桿及葉片乾物重於抽穗後下降速率較快。

Murata 和 Matsushima(1975)以放射線 ^{14}C 直接證明光合產物中碳水化合物多以蔗糖和澱粉等形式在抽穗前兩週急速蓄積於植株的營養器官，主要的儲藏器官為葉鞘及莖桿，至抽穗前後濃度達到最大，其後濃度隨穀粒成熟的進展而下降。而一、二期稻作乾物質累積差異的主因為氣候條件，眾所周知臺灣地區一期稻作氣溫及日射量皆由低而高，二期稻作則反之，氣象因子的改變與交感密切影響稻株生長及老化的轉變；一期稻作的氣候環境適合分蘗數、每穗穎花數、穎花的加大、及穀粒的充實；二期稻作則有利於初期稻株的生長，而不利於抽穗後的充實百分率及千粒重(何，1980)。圖四亦反應出一、二期稻作生育上差異所顯現植被指數的不同，由於移植後的快速生長，二期稻作達到相同的植被指數所需的生育日數較短。以NDVI為例，將一期稻作曲線方程式 $Y = 0.127 + 0.023 X - 1.519 \times 10^{-4} X^2$ ($R^2 = 0.94^{**}$)及二期稻作曲線方程式 $Y = 0.256 + 0.022 X - 1.831 \times 10^{-4} X^2$ ($R^2 = 0.96^{**}$)予以一次微分後，導出一期稻作的極大值為74.1天，二期稻作則為61.2天，此結果符合田間一、二期稻作的發育事實，一期作發育確實較為遲緩。然而兩期稻作的NDVI曲線除了時間落差呈現相對差異之外，其餘是否變化一致，值得深入探討。為此，本試驗將插秧後至收穫日止的田間生育期定為100單位時間，再將兩期稻作NDVI曲線依相對日數比率(即單位時間)予以標準化，結果如圖五。經標準化的一、二期稻作的NDVI曲線非常相近，其極大值同為55天，顯見以單位時間表示的植被指數曲線在兩期稻作是類似的，此結果有利於植被指數的模式化應用。

因為葉片是水稻最主要的光合作用器官，葉面積指數乃稻株光合成淨量的重要指標，可適切的反應出稻株生質量(biomass)的蓄積潛能，同時可作為水稻植被覆蓋的參考。倘能利用遙測技術估測葉面積指數，在水稻生產上將會有實質的應用價值。利用作物反射光譜估計葉面積指數，已經有多人研究其適用性(Clevers, 1986; Baret and Guyot, 1991; Price and Bausch, 1995)。本文研究以Mitscherlich function反導而來的經驗模式 $\text{LAI} = (-1/\alpha) \times \ln(1 - R_{ir}/R_{\infty,ir})$ 探討水稻植冠反射比光譜中的近紅外光與葉面積指數的關係。由圖六顯示，此一經驗模式確實適用於

解釋近紅外光與葉面積指數間的關係，本試驗之水稻品種臺農67號之 $LAI = (-1/0.26) \times \ln(1 - R_{nr}/67.41)$ 。依此模式，理論上當葉面積指數高達一最大值後，近紅外光的反射比將不再增加，此一最大近紅外光反射比趨近於67.41。

綜合以上試驗結果，將有助於瞭解水稻族群植冠反射光譜的整體特性及變化趨勢，對於未來運用航測或太空遙測資料從事廣域的探測甚具正面意義，可以協助解讀與判斷水稻栽植面積、生育階段、及產量估算。

誌謝

臺灣省農業試驗所研究報告第1879號。本文研究承臺灣省政府農林廳中美農業科技合作計畫及中央氣象局計畫(CWB86-2M-01)經費支持，謹此誌謝。攜帶式輻射光譜層析儀承國立中興大學土壤環境科學系申教授雍慨借，亦致以誠摯的感謝。

引用文獻

- 王鑫 1977 遙測學。pp.324-336。大中國圖書公司。
- 李佩玲 1995 遙感探測技術於水稻乾旱及氟化物空氣污染逆境調查之應用。中興大學土壤學研究所碩士論文。71pp。
- 何惠 1980 水稻產量預測之研究。碩士論文, 國立臺灣大學農藝研究所。臺北市。85pp。
- 楊純明 1997 輻射光譜及紅外線熱像技術在農作物生產上之應用。中華農業氣象 4:1-10。
- Barrett, E. C. and L. F. Curtis. 1982. Introduction to Environmental Remote Sensing. 2nd ed., Chapman and Hall, London. 352pp.
- Baret, F. and Guyot, G. 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. Remote Sens. Environ. 35: 161-174.
- Bauer, M. E. 1975. The role of remote sensing in determining the distribution and yield of crops. Adv. Agron. 27:271-304.
- Boochs, F. 1986. The conception of a project investigating the spectral reflectivity of plant targets using high spectral resolution and manifold repetition. Symposium on remote sensing for resources development and environmental management. (eds.) Damen, M. C. J., G. SiccoSmit and H. TH. Verstappen. pp.201-206. Balkema, Netherland.
- Clevers, J. G. P. W. 1986. The derivation of a simplified reflectance model for the estimation of LAI. Symposium on remote sensing for resources development and environmental management. (eds.) Damen, M. C. J., G. SiccoSmit and H. TH. Verstappen. pp.215-220. Balkema, Netherland.
- Elvidge, C. D. and Z. Chen. 1995. Comparison of broad-band and narrow-band red and near-infrared vegetation indices. Remote Sens. Environ. 54:38-48.
- Fuchs, M. 1990. Canopy thermal infrared observations. In: Instrumentation for Studying Vegetation Canopies for Remote Sensing in Optical and Thermal Infrared Regions. (eds.) Goel, N. S. and J. M. Norman. pp.323-333. Harwood Acad. Publ.GmbH, U.K.
- Gausman, H. W. 1982. Visible light reflectance, transmittance, and absorptance of differently pigmented cotton leaves. Remote Sens. Environ. 13:233-238.

- Guyot, G. 1990. Optical properties of vegetation canopies. In: Applications of remote sensing in agriculture. (eds.) Steven, M. D. and J. A. Clark. pp.19-43. Cambridge Univ. London.
- Kanemasu, E. T. 1974. Seasonal canopy reflectance patterns of wheat, sorghum, and soybean. *Remote Sens. Environ.* 3: 43-47.
- Larcher, W. 1983. Physiological plant ecology. pp.5-60. Springer-Verlag, New York.
- Ma, B. L., M. J. Morrison and L. M. Dwyer. 1997. Canopy light reflectance and field greenness to assess nitrogen fertilization and yield of maize. *Agron. J.* 88:915-920.
- Masoni, A., L. Ercoli and M. Mariotti. 1997. Spectral properties of leaves deficient in iron, sulfur, magnesium, and manganese. *Agron. J.* 88:937-943.
- Mass, S. J. and J. R. Dunlap. 1989. Reflectance, transmittance, and absorptance of light by normal, etiolated, and albino corn leaves. *Agron. J.* 81:105-110.
- Murata, Y. and S. Matsushima. 1975. Rice. In: Crop Physiology. (ed.) L.T. Evans. pp.73-99. Cambridge Univ. Press, London.
- Nobel, P.S. 1983. Biophysical plant physiology and ecology. pp.185-238. W. H. Freeman and company, New York.
- Price, J. C. and W. C. Bausch. 1995. Leaf area index estimation from visible and near-infrared reflectance data. *Remote Sens. Environ.* 52:55-65.
- Taiz, L. and E. Zeiger. 1991. Plant physiology. pp. 179-218. The Benjamin/Cummings, California.
- Tucker, C. J. 1979. Monitoring corn and soybean development with hand-held radiometer spectral data. *Remote Sens. Environ.* 8: 237-248.
- Walburg, G., M. E. Bauer, C. S. T. Daughtry and T. L. Housley. 1982. Effects of nitrogen on the growth, yield, and reflectance characteristics of corn. *Agron. J.* 74:677-683.
- Walter-Shea, E. A., J. M. Norman, B. L. Bland and B. F. Robinson. 1991. Leaf reflectance and transmittance in soybean and corn. *Agron. J.* 83:631-636.

Table 1. The dry weights of plant parts and leaf area index (LAI) of rice cultivar, Tainung No.67, grown at Taiwan Agricultural Research Institute Experimental Farm, Wufeng, in the first and the second crops of 1996.

DAT [@]	Culm	Leaf	Panicle	Aboveground	LAI
g pl ⁻¹					
the first crop					
22	0.22	0.33		1.29	0.16
39	2.75	2.23		4.98	0.74
49	9.64	7.23		16.87	2.30
55	8.71	6.16		14.87	2.95
61	15.19	9.64		24.83	4.52
70	16.67	10.60		27.27	4.88
77	23.52	10.37		33.89	4.45
83	32.98	12.55		45.53	5.17
90	33.66	14.14	7.92	55.72	5.86
97	36.44	10.79	7.14	54.37	3.62
104	35.99	9.78	19.91	65.68	3.57
111	36.74	7.87	31.75	76.36	2.62
the second crop					
24	1.00	0.79		1.79	0.43
31	2.00	1.73		3.73	0.81
37	4.29	4.24		8.52	1.99
46	9.16	7.40		16.57	3.55
52	12.25	9.24		21.50	4.20
59	18.07	11.29		29.36	4.56
66	26.08	13.79	0.75	40.62	5.60
72	24.45	12.43	3.96	40.84	4.83
79	25.45	11.82	10.08	47.34	4.20
89	20.60	8.82	24.03	53.45	3.23
94	19.32	7.90	27.37	54.59	2.94
102	17.61	5.62	29.98	53.21	1.79

[@]DAT: days after transplanting

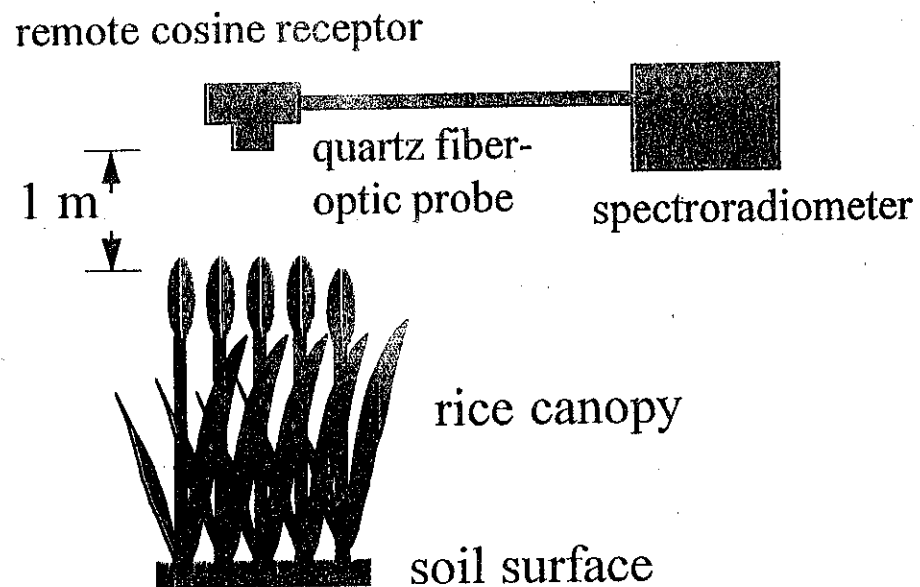


Fig. 1. The diagram of measuring system.

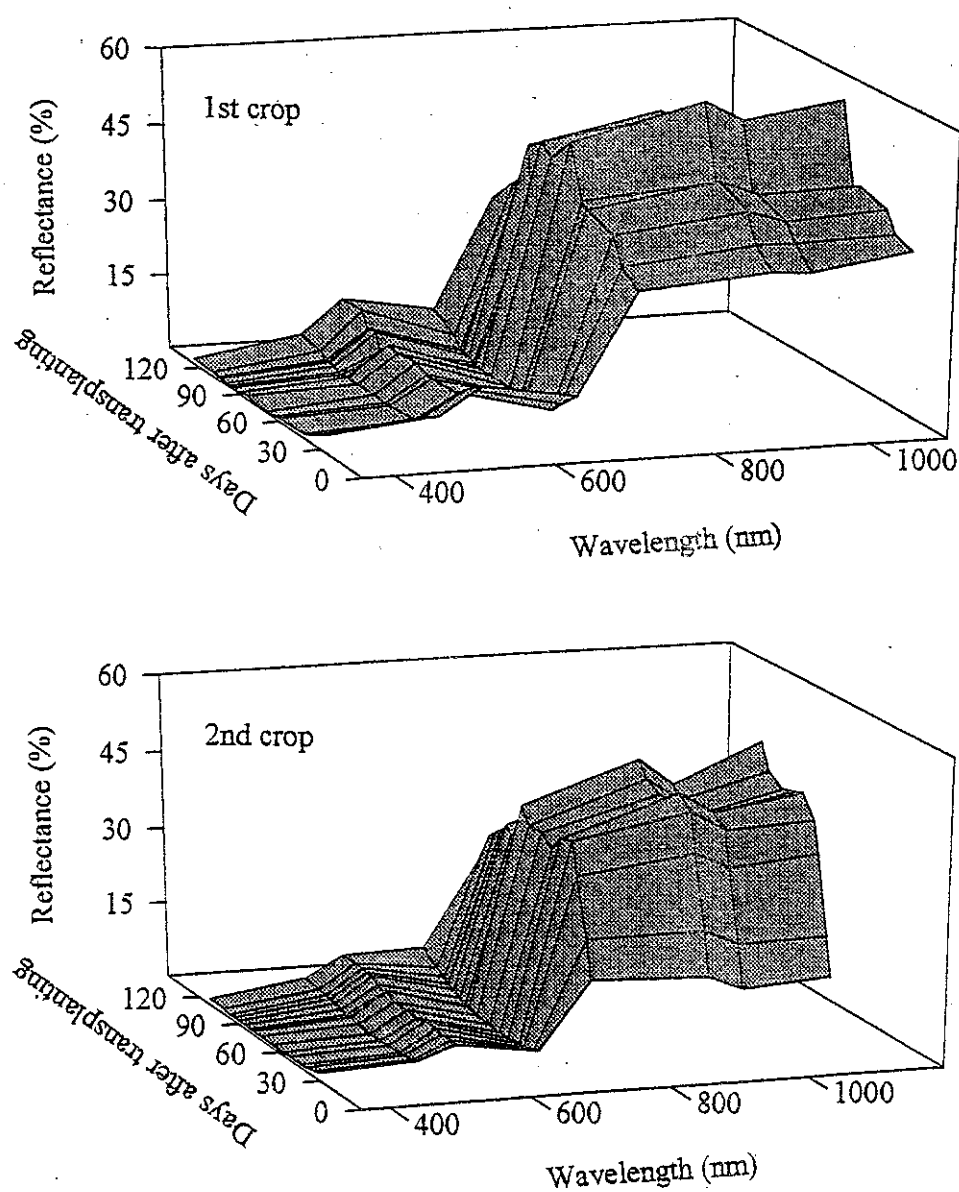


Fig. 2. Changes of reflectance spectra of rice canopy, cultivar Tainung No.67, during the first and the second growing seasons of 1996.

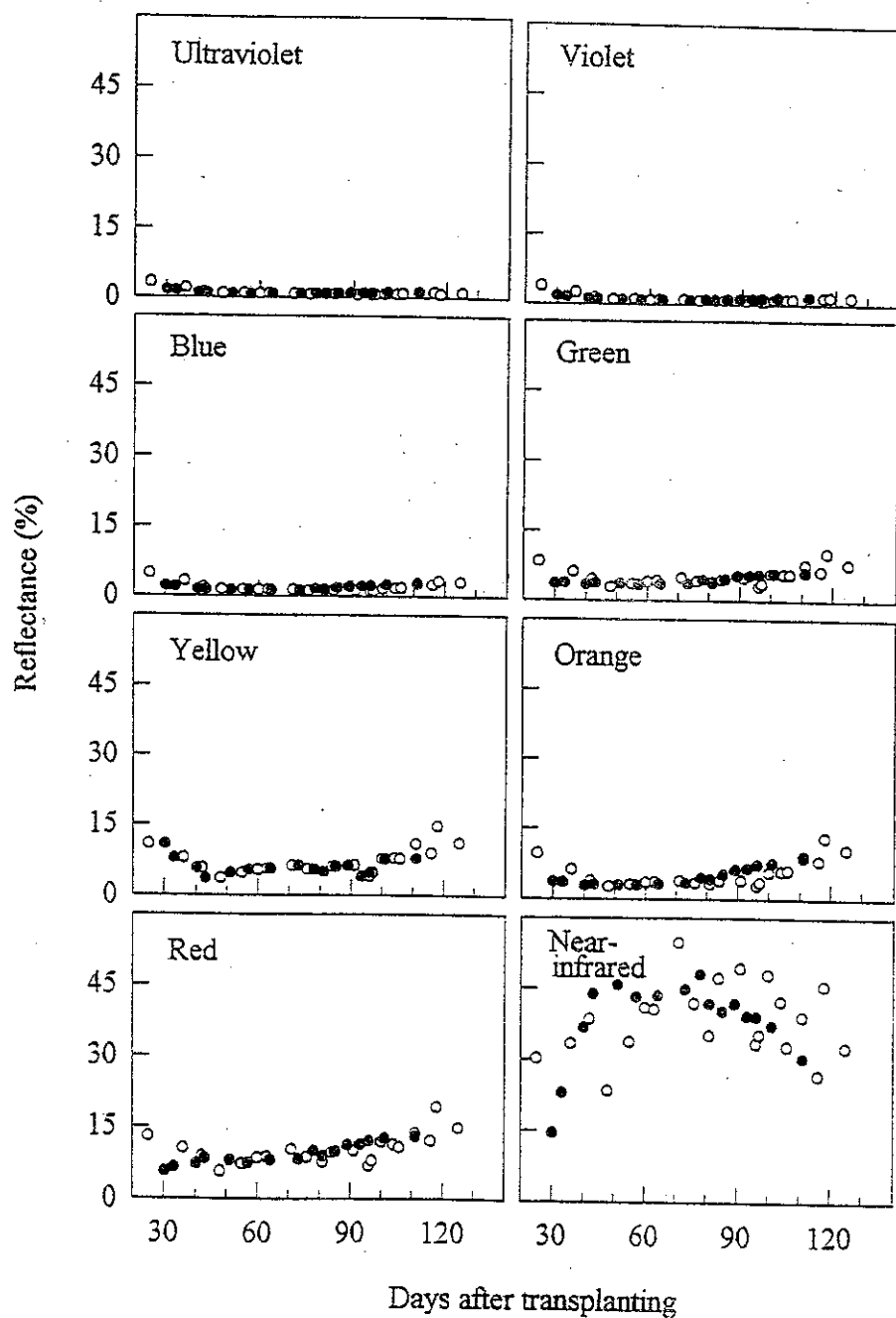


Fig. 3. Changes of reflectance of the different wavelength regions of rice canopy, cultivar Tainung No.67, during the first (○) and the second (●) growing seasons of 1996.

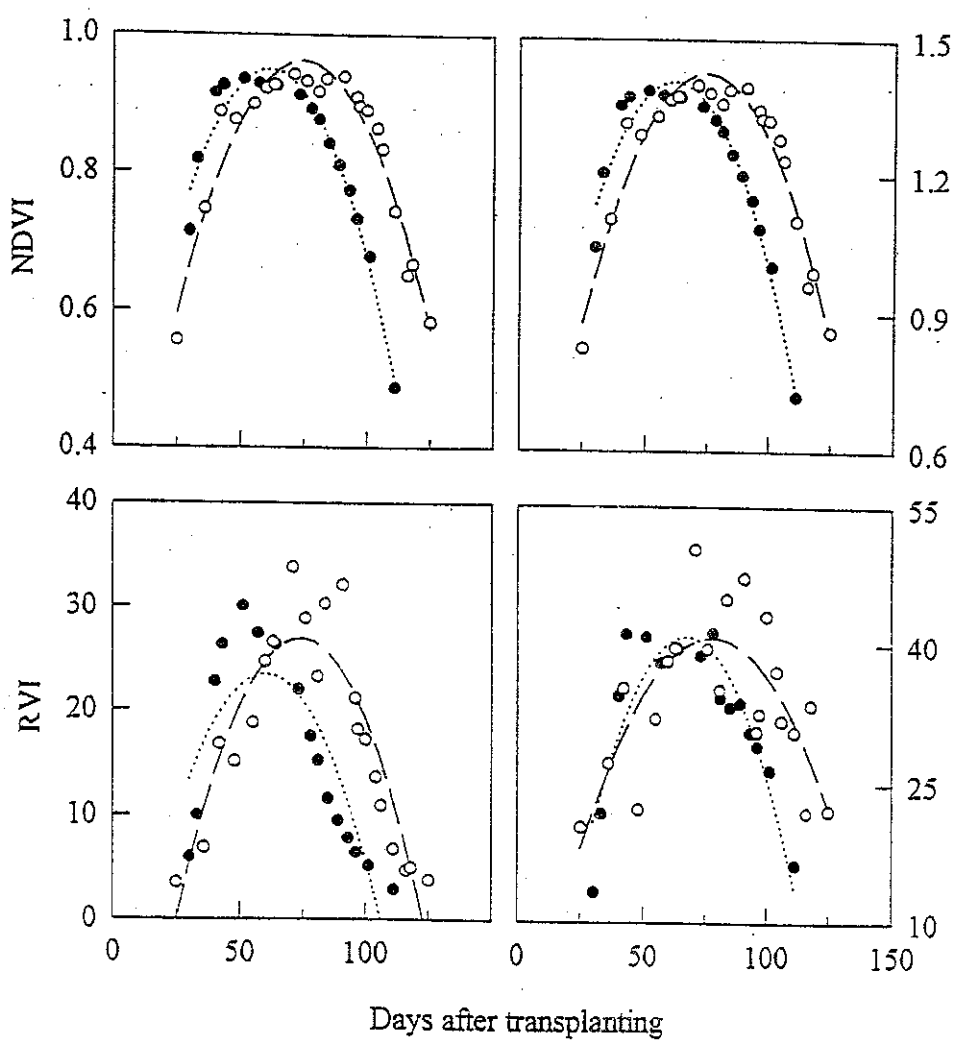


Fig. 4. Changes of vegetation indices of rice, cultivar Tainung No.67, during the first (○) and the second (●) growing seasons of 1996.

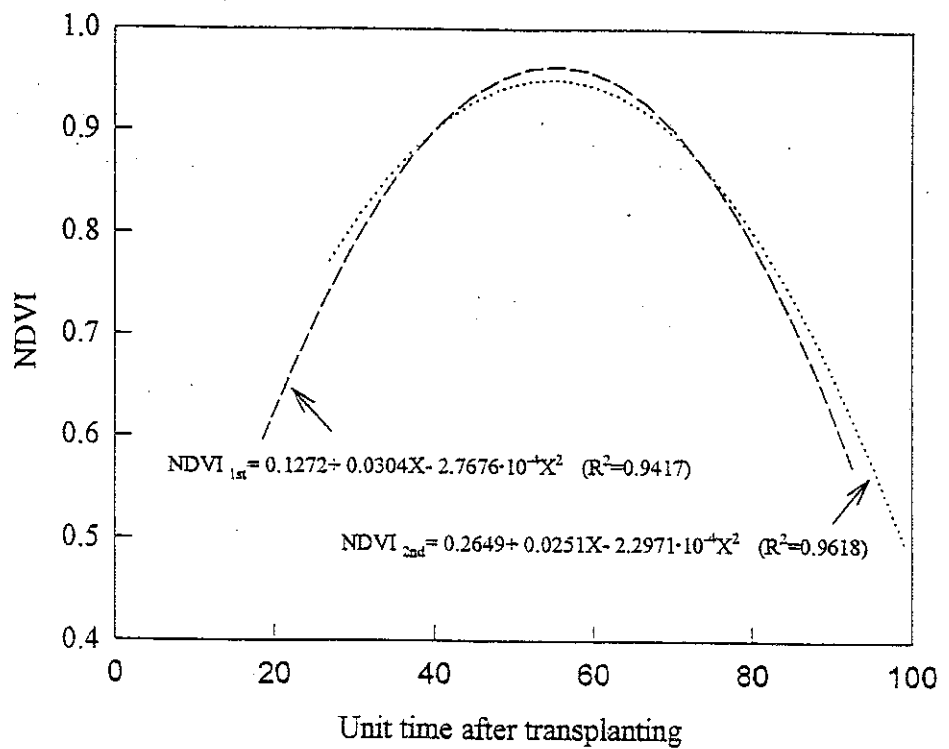


Fig. 5. The curves of NDVI after normalization with unit time of rice canopy, cultivar Tainung No.67, grown in the first and the second growing seasons of 1996.

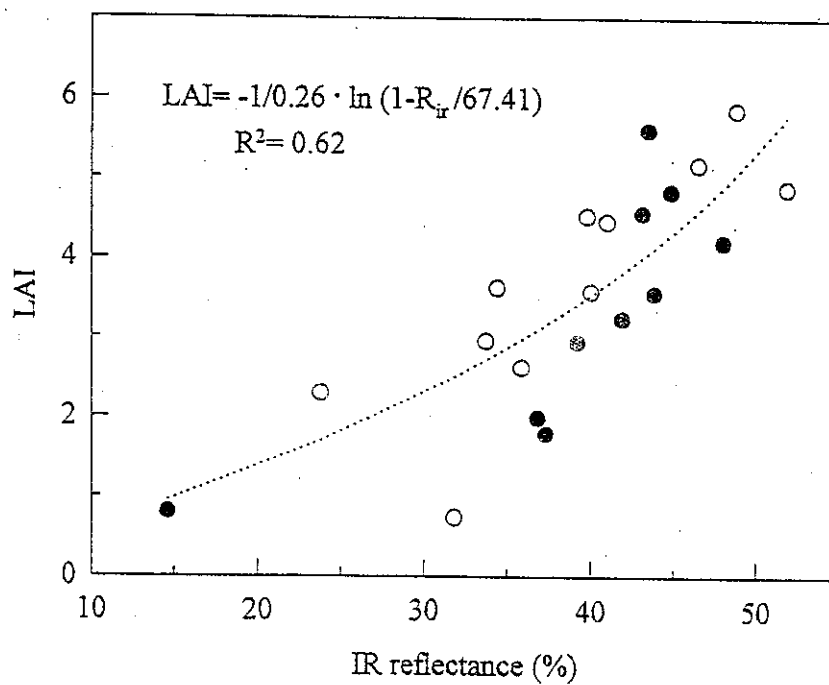


Fig. 6. LAI as a function of the near-infrared reflectance (756 nm) for rice cultivar Tainung No.67 grown in the first (○) and the second (●) growing seasons of 1996.

交通部中央氣象局委託研究計劃成果報告

應用轉換函數時間序列模式於臺灣地區之長期預報

Applying transfer function time series model to the long-range forecasting in Taiwan area.

計劃規劃：☒國內 ☐國外

計劃編號：CWB86-2M-02

執行期間：85年7月1日至86年6月30日

計劃主持人：吳明進

協同主持人：陳圭宏

中華民國八十六年六月三十日

應用轉換函數時間序列模式於臺灣地區之長期預報

主持人：吳明進

研究人員：陳圭宏、陳幼麟

中華民國八十六年一月

目錄

摘要

一.前言

二.研究方法

三.應用轉換函數時間序列模式預報月降水

四.應用轉換函數時間序列模式預報月平均溫度

五.總結

六.參考文獻

七.表

八.圖

九.附錄

摘要

本研究計劃是應用轉換函數時間序列模式能結合兩個以上時間序列資訊的特性，及應用 ENSO 指標為臺灣地區某些氣候因子領先指標的特性，來結合 ENSO 指標和氣候因子，進行臺灣地區之長期預報實驗，至其中為止已完成兩類的實驗，第一類實驗氣候因子(降水和氣溫)使用原始資料，ENSO 指標使用 SOI。第二類實驗將氣候因子資料標準化，SOI 不作處理，結果發現第一類實驗在原始資料做年變化和前後月差分處理使平穩化後的模式驗雖然擬合情形良好，但預報結果失去統計穩定性，而其他不做如此處理的擬合與預報效果皆不好。而第二類實驗擬合和預報的變動幅度都太小失去應用價值。因此單獨應用 ENSO 指標所建立的轉換函數時間序列模式做臺灣地區的長期定量預報可能技術得分不高。

一. 前言

本研究計劃是針對中央氣象局所提 86 年度研究計劃主題 3 與 4 所提出。長期預報(短期氣候預報)的重要性在國內自不待言，尤其是降水方面。由相關的研究(吳與柳，1995)，指出近年臺灣地區西南部的降水長期有偏少趨勢，而南部的河川流量顯示百年洪水流量有增加趨勢，百年乾旱流量有減少的趨勢，即水資源有逐步緊張的趨勢。所以對於降水長期預報準確度的要求必然逐步提高，同樣的情形也一定出現在對於氣溫的長期預報之上。長期預報的方法大概有下列幾種：

(1)動力模式，由於大氣的可預報度只有兩週，所以進行大氣模式的聚類(ensemble)預報必有其限度，海洋/大氣/陸地結合的耦合模式之發展也許能夠達到精確而客觀的短期氣候預報。唯目前尚在起步階段，估計未來一、二十年內尚無法做到比統計預報更準確的地步。

(2)單一時間序列法，這包括週期法及動態時間序列模式法(ARIMA)。單一時間序列法所探討的是預報元本身時間上的內在特性並將之用於長期預報。相關研究指出，單一時間序列模式除了少許的測站，少許月份之外，基本上沒有預報技術。

(3)多變數統計與物理推斷，這包括類比法迴歸法和綜觀/運動法。相關的研究指出，類比法迴歸法等載有領先指標的情形下，可以有些微的預報技術(吳，1996)。這其中的一個例子是 ENSO 的相關臺灣西部地區二、三月降水和九、十月降水，以及全省冬季十一、十二月氣溫的領先指標。由 ENSO 相關因子觀測似乎可以定性推測上述地區的春雨、秋雨及冬溫。較為客觀的統計模式預報則有待於進一步的探討。

多變數統計探討的是預報元及預報因子之間的關係。而預報元及預報因子內涵的特性則予以忽略。本研究計劃即在於提出一個新的觀點，以轉換函數時間模式結合了上述第三類的多變數統計和第二類的時間序列模式，同時考慮預報因子和預報元內涵資訊，並將之用於長期預報。這個方法對於預報技術的改進的例子有以曾文水庫旬入流量和臺南旬降水量建立轉換方程式向前一步預報水庫旬入流量。結果顯示降水量的資訊

進入模式確能顯著改進水庫流量長期預報。

本研究及擬應用這種觀念，結合氣候要素和領先的 ENSO 指標間的關係，探討建立轉換函數時間序列模式作月降水和氣溫的長期預報作業之可行性。由於臺灣地區的氣候和 ENSO 的關係較為顯著者為前述春雨、秋雨和冬溫，所以本研究計劃將會以上述地區相關季節的氣候因子長期預報為主要目標。

二. 研究方法

本研究主要工作是臺灣氣候因子降水和氣溫轉換函數時間序列模式之建立和預報檢定。轉換函數時間序列模式為多變量動態時間序列模式的一種，它和單變量時間序列模式的關係如表一所示。向量時間序列模式為多變量時間序列模式最為完整的形式，唯臺灣地區對全球氣候的回饋基本上可以忽略，所以轉換函數時間序列模式理論來說為地區性氣候預報時間序列模式最終形式。轉換函數時間序列模式的建立過程如表二所述。統計軟體使用教育部和臺大計算機中心有的 SCA。

本研究所使用的資料包括各測站逐月降水和平均氣溫，各種 ENSO 指標。

三. 應用轉換函數時間序列模式預報月降水

如第一章所述南方振盪指數(SOI)為台灣西部地區二、三月降水和九月、十月降水的領先指標，所以我們以1951年1月～1990年12月逐月的SOI為預報因子建立西部各測站月降水領先一個月(簡化型)的轉換函數時間序列模式並以1991年1月～1995年12月的資料作後預報檢定。轉換函數時間序列模式的建立我們作了二類的實驗，第一類模式(model I)降水資料為原始資料。如對臺北月降水做前後月差分($1 - B$)和季節性差分(即 $1 - B^{12}$)處理),SOI和干擾項也做相同差分處理，成平穩時間序列後再利用SCA套裝軟體，直接選出適合的s.r.b.階次，並求出相對應的

W_s, S_r , 和 ϕ_1, ϕ_2 的係數。並應用建立的轉換函數模式, 代入 1951 年 1 月 ~ 1995 年 12 月的資料探討其擬合的情形, 而後代入 1991 年 1 月 ~ 1995 年 12 月的資料作後預報檢驗, 對臺北站分月模式擬合和後預報實驗之結果顯示, 觀測值和擬合值高相關。顯然模式擬合的情形很好, 但實際預測時 10、11 月負相關, 由於太多的資料前處理沒作嚴格的統計檢定。其他臺北降水沒有做平穩過程前處理的第一類模式的測試如附錄一所示。顯示擬合和預報的結果普遍不佳。

臺灣西部地區其他測站月降水第一類模式的擬合和後預報與觀測的時間序列, 擬合部份和臺北降水相較起來, 觀測和擬合的相關係數較低, 而後預報部份則顯示和觀測的相關落差很大, 顯示統計的穩定性不足。由於預報部份的資料太少也未作嚴格統計穩定性預報分析。

第二類模式(model II)降水資料做標準化(即(原始資料-長期平均)/標準差)。其和 SOI 均未做季節差分處理, 干擾項為 Nt 。而後模式建立和擬合及預報的步驟如第一類模式。

圖 1. 所示為臺北站分月第二類模式擬合和後預報與觀測的時間序列, 由此可見模式 2 擬合和預報的變動幅度都太小, 預報模式的建立失去實用價值, 不再進一步討論。

四. 應用轉換函數時間序列模式預報月平均溫度

如第一章所述南方振盪指數亦為臺灣全省各季 11 月、12 月氣溫的領先指標, 所以我們以 SOI 為預報因子建立西部各測站月平均溫度的轉換函數時間序列模式, 並以獨立資料作後預報檢驗和降水相同也做了兩類的實驗, 資料的時間分割, 二種模式的定義都和降水者相同。

為臺北月平均氣溫經過平穩過程的前處理之第一類模式擬合和後預報, 實驗結果顯示擬合部份相關係數很高, 但實際預報時卻在 1 月、4 ~ 6 月出現負相關, 顯示統計的穩定性不足。其他臺北氣溫第一類模式的測試結果如附錄二所示。顯示擬合和預報結果普遍不佳。

臺灣西部其他測站月平均氣溫之第一類模式擬合和後預報及觀測的時間序列,大致的情形仍和臺北月平均氣溫的情形相同,即擬合部份相關係數尚可,但實際的預報則結果不佳。

月平均氣溫第二類模式預報實驗的結果仍然顯示擬合和後預報值變動幅度太小,模式建立失去利用價值,所以也不再做進一步討論。

五.總結

如第一章所述本研究主要目的為結合氣溫和降水等氣候要素和領先的ENSO指標間的關係,探討建立轉換函數時間序列模式作月降水和氣溫的長期定量預報作業的可行性。對以SOI為預報因子建立臺灣西部地區各測站的月平均溫度和降水的轉換函數時間序列模式,並以獨立資料作後預報檢驗,作了二類的實驗,第一類的實驗氣候資料使用原始資料,第二類的實驗則將氣候資料標準化,結果發現第一類的實驗在做年和前後月差分平穩化後所建立的模式雖然擬合情形良好,但預報結果卻缺乏統計穩定性,其他資料未做平穩化處理模式則擬合與後預報效果都不好;而第二類實驗則擬合和預報的變動幅度都太小失去應用價值。由此可見若利用臺灣部份地區部份季節氣候和ENSO指標的關係單獨使用ENSO指標建立轉換函數時間序列模式來做臺灣地區氣候的長期定量預報,可能不可行。

參考文獻

- 吳明進, 1996a: 聖嬰/南方振盪(ENSO)現象對臺灣短期氣候變化影響之研究-春雨部份。85年氣象局委託研究計劃期末報告(撰寫中)。
- 吳明進, 柳中明, 1995b: 地球溫暖化趨勢對臺灣之影響地球環境變遷-地球溫暖化、溫室效應氣體對策研討會論文集。1995年11月9日, 臺北, p.115-138

Box G.E.P. and G.M. Jenkins,1976:Time series analysis forecasting an control.Holdeeen Day Publication Company.San Francisco,575pp

Liu,L-M,and D.M. Hanssens,1982:Identification of multiple in transferfunction models , " Communications in Statistics " , part A - theory an methods , p 297 - 314

附錄(一)臺北月降水轉換函數時間序列模式實驗

model 1

$$a_{69} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - \phi_1 B)(1 - \phi_{12} B^{12})} nosie$$

降水部份沒有做季節性差分，而噪訊部份有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的大小與趨勢與觀測部份相似但相位約落後觀測2年的時間。相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	-14	+22	+02	+06	+15	+26	+10	-07	-04	+01	-01-17
For	-01	-34	+06	+27	-39	-60	-51	+63	+14	+56	-86+80

model 2:

$$(1 - B^{12})a_{69} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - \phi_1 B)(1 - \phi_{12} B^{12})} nosie$$

降水部份與噪訊部份都有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的大小偏多、趨勢與觀測部份相似、相位約與觀測接近。相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	+20	+57	+55	+42	+63	+48	+40	+53	+62	+54	+34+38
For	-04	+87	-14	-86	+68	+87	-00	+25	-31	+68	-30+74

model 3:

$$a_{69} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - \phi_1 B)(1 - \phi_{12} B^{12})} nosie$$

降水部份沒有做季節性差分而噪訊部份都有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的振幅偏小、趨勢與觀測部份差異較大

相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	-00	+09	+29	+08	+03	-19	+04	-35	+03	+03	+12-28
For	+68	-63	+23	+03	-07	+05	-34	-61	+60	+33	-69-05

model 4

$$(1 - B^{12})a_{69} = C1 + (V_0 \dots V_{12} B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - \phi_1 B)(1 - \phi_{12} B^{12})} nosie$$

降水部份有做季節性差分(係數為1)與噪訊部份有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的大小略小、趨勢與觀測部份相似但變化較簡單、相位約落後觀測2年相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	-06	+21	-09	+23	+03	+10	+19	-36	+05	-12	+25-19
For	-61	-17	-03	+14	-65	-57	-39	-25	+69	-35	-34+04

model 5:

$$a_{69} = C1 + (V_0 \dots V_{12} B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - \phi_1 B)(1 - \phi_{12} B^{12})} nosie$$

模式1降水部份沒有做季節性差分，而噪訊部份有做季節性差分模式2降水部份有做季節性差分(係數為1)、噪訊部份有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的大小略小、趨勢與觀測部份相似但變化較簡單、相位約落後觀測2年相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	-06	+21	-09	+23	+03	+10	+19	-36	+05	-12	+25-19
For	-01	-10	+44	+13	-66	-44	-56	-35	+65	-24	-67+04

model 6:

$$(1 - B)a_{69} = C1 + (V_0 \dots V_{12} B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - B)(1 - B^{12})} nosie$$

模式1降水部份只做一步差分(1)但沒有做季節性差分，而噪訊部份有做季節性差分模式2為降水部份只做一步差分(1)、南方震盪指數部份取(r,s,b)=(4,2,1)的模式其係數的求得為按SCA的處理過程而得、噪訊部份有做季節性差分結果顯示模式結果擬合的振幅與趨勢皆與觀測部份相似，相位上有落後1個月的現象，後預報方面則模式部份與觀測部份一致平均相關係數高達0.9以上。

相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	-00	-00	+28	-10	+12	+20	-07	+02	-12	+16	-08-11
For	+59	+99	+85	+97	+99	+99	+99	+99	+99	+99	+94+96

model 7:

$$(1 - B^{12})a_{69} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI \\ + \frac{1}{(1 - \phi_1 B)(1 - \phi_2 B^{12})}nosie$$

模式降水部份與噪訊部份都有做季節性差分結果顯示模式結果擬合的振幅與趨勢皆與觀測部份相似，相位上有落後1年的現象，後預報部份有些有落後觀測1年但大部分與觀測同相位。

相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	-14	+22	+19	+06	+15	+26	+10	-07	-04	+00	-01-17
FOR	-03	+87	-15	-09	+67	+87	-00	+25	-30	+68	-30+74

model 8:

$$(1 - B^{12})a_{69} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI(12) + \frac{1}{(1 - B)(1 - B^{12})}nosie$$

模式降水部份、soi與噪訊部份都有做季節性差分結果顯示模式結果擬合的振幅與趨勢皆與觀測部份相似但變化較簡單，相位上有落後2年的現象，後預報部份與觀測相似性低。

相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fit	-03	+22	-09	+11	+04	+11	+23	-39	+04	-16	+17	-10
FOR	-33	+51	-18	-88	+56	+78	+04	-21	-95	+74	+28	+87

附錄(二)臺北月平均溫轉換函數時間序列模式實驗

model 1:

$$(1 - B^{12})a_{28} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - B)}nosie$$

氣溫做季節性差分、噪訊部份沒有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的大小與趨勢與觀測部份相似但相位約落後觀測1年的時間。
。相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fit	+29	+09	+11	-14	+03	+23	+45	+27	+13	+35	+22	-17
For	-00	-09	+34	-40	-08	-04	+17	+61	-21	+20	-15	-94

model 2:

$$(1 - B^{12})a_{28} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1 - B)(1 - B^{12})}nosie$$

氣溫、噪訊都有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的大小略小、趨勢與觀測部份相似但較簡單、相位約落後觀測2年的時間。相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Fit	+07	-06	+02	+10	+08	+21	+50	+36	-00	+44	+32	+05
For	+11	-46	+05	-49	-36	+04	+30	+16	+17	-06	-85	-11

model 3:

$$(1 - B^{12})a_{28} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{(1 - B^{12})}{(1 - B)}nosie$$

氣溫有做季節性差分、噪訊部份做反季節性差分(差分在分子)結果顯示模式結果擬合與後預報的變化很小、趨勢與觀測部份差異頗大，沒有可利用的資訊。相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	+38	+35	+16	+16	+25	+28	+68	+45	+07	+48	+46+10
For	-47	-27	-20	-26	+47	+65	+03	+93	-41	+52	-10+32

model 4:

$$a_{28} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1-B)}nosie$$

氣溫、噪訊部份都沒有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預報的變化振幅、趨勢與觀測部份差異相似，但有落後觀測1個月的現象。
相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	+21	+40	+28	+28	+18	+26	+59	+40	-02	+26	+34+24
For	-45	+21	+43	-21	+52	+66	+74	+94	+49	-15	-04+51

model 5:

$$(1-B)a_{28} = C1 + (V_0.....V_{12}B^{12})SOI + \frac{1}{(1-B)(1-B^{12})}nosie$$

氣溫只做一步差分(1)但沒有做季節性差分，而噪訊部份有做季節性差分模式2為降水部份只做一步差分(1)、南方震盪指數部份取(r,s,b) = (4,2,1)的模式其係數的求得為按SCA的處理過程而得、噪訊部份有做季節性差分結果顯示模式結果擬合與後預的振幅與趨勢皆與觀測部份相似，相位上有落後1個月的現象。相關係數

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1112
Fit	+21	+38	+28	+11	+12	+35	+52	+37	-16	+30	+30+25
For	-33	+46	+49	-35	+69	+31	+88	+96	+05	-03	-03+40

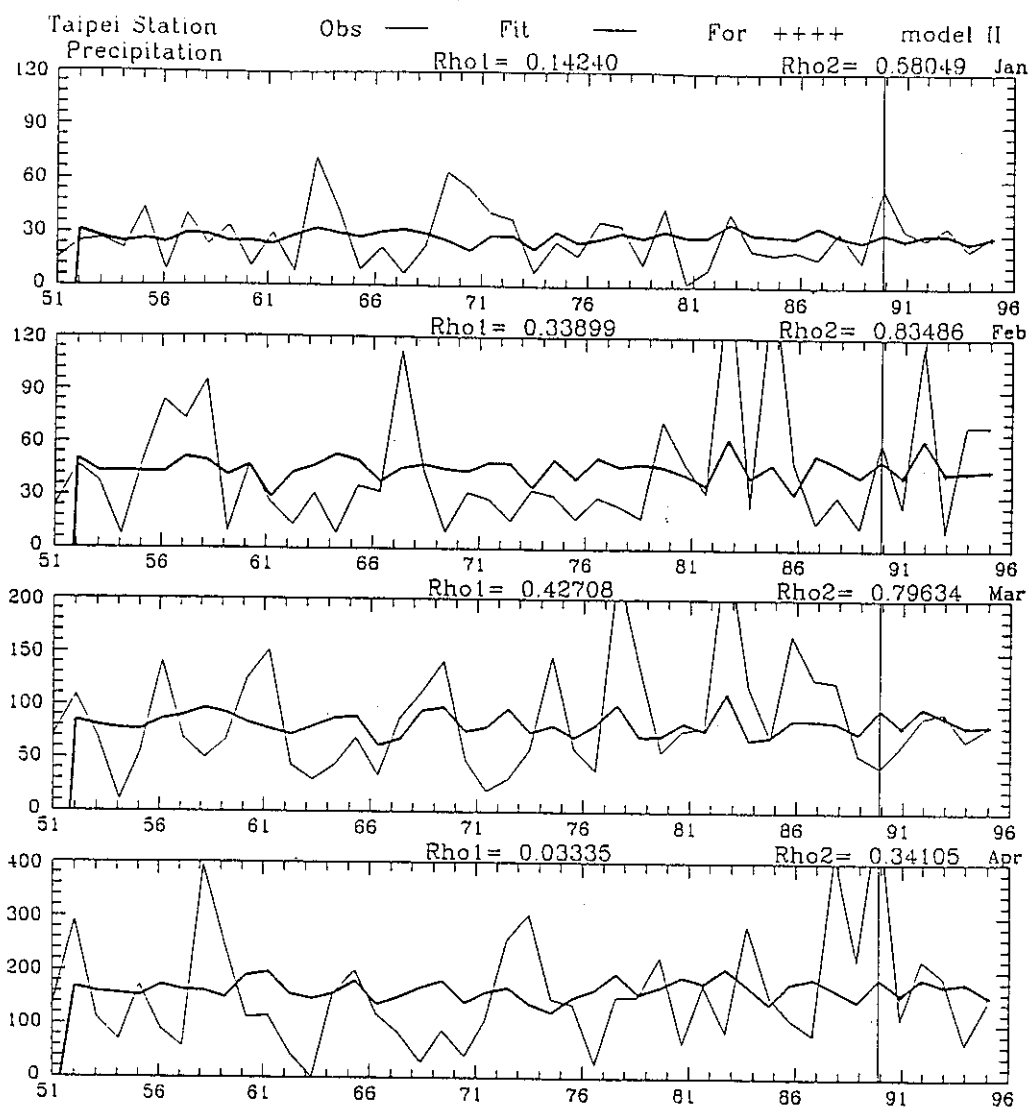
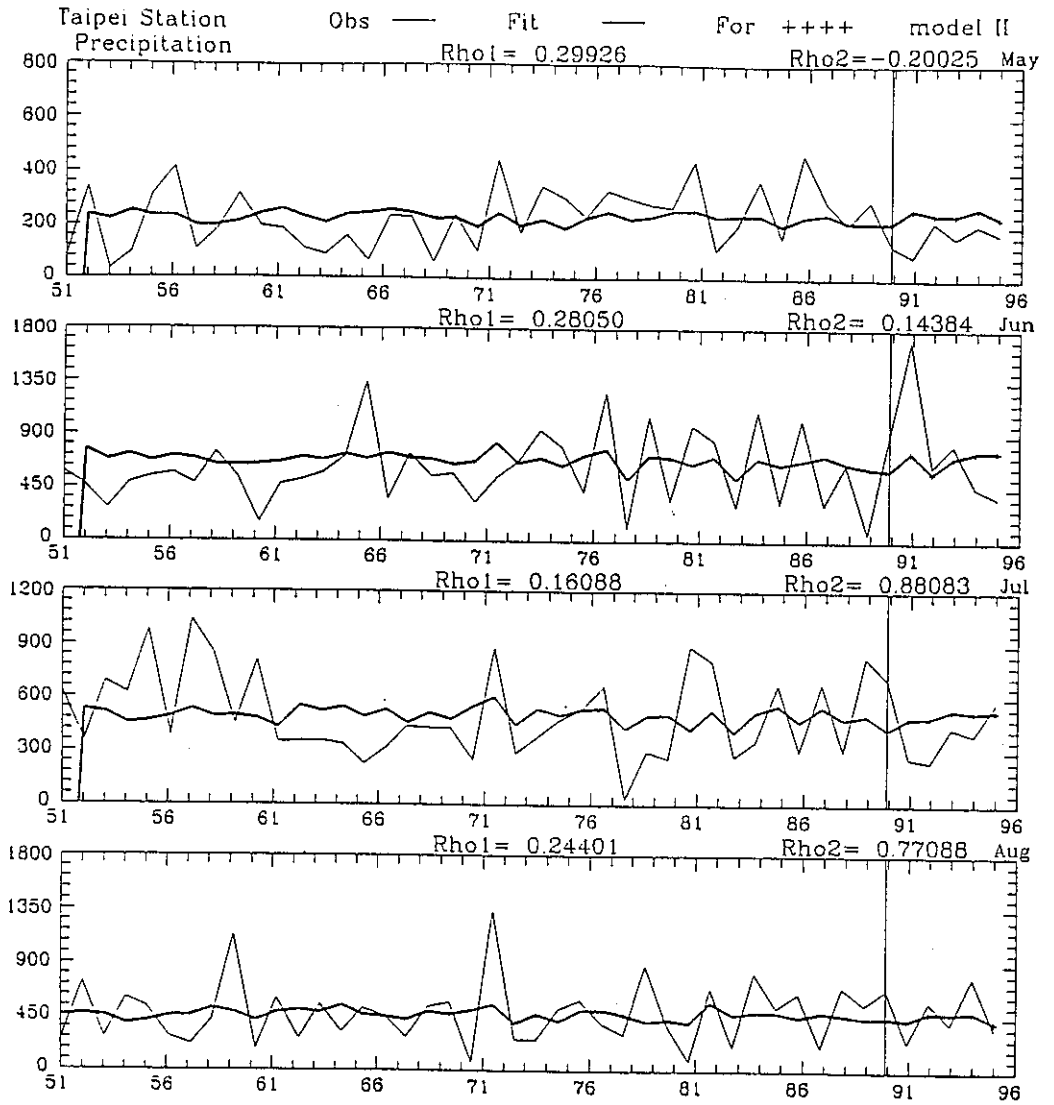
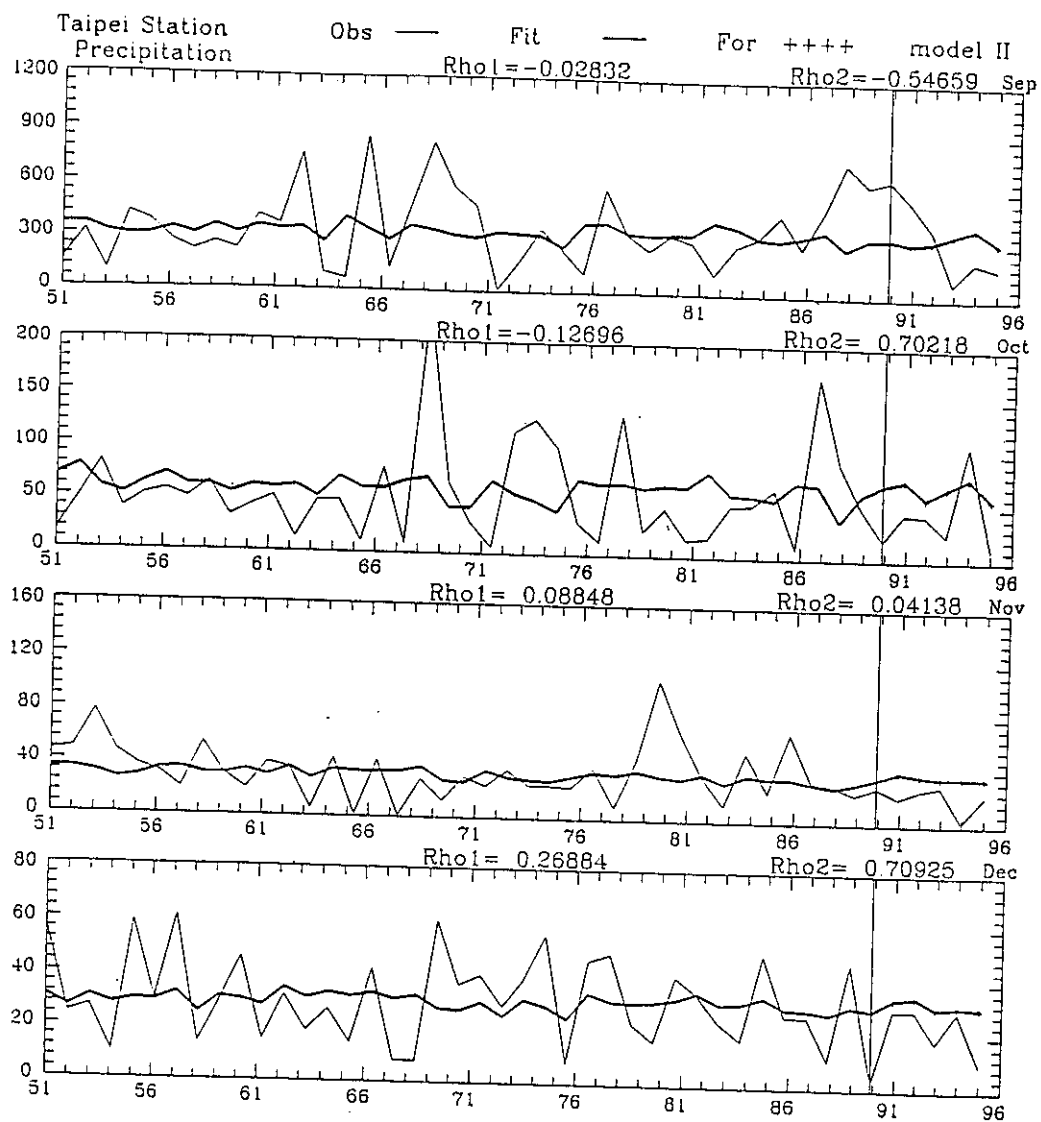


圖 1.以第二類模式 1 (model I)所作以 SOI 為輸入，作台北逐月降水的轉換函數時間序列模式之擬合預報(1951~1990)及後預報和觀測值之時間序列與相關係數。



續圖 1.



續圖 1.

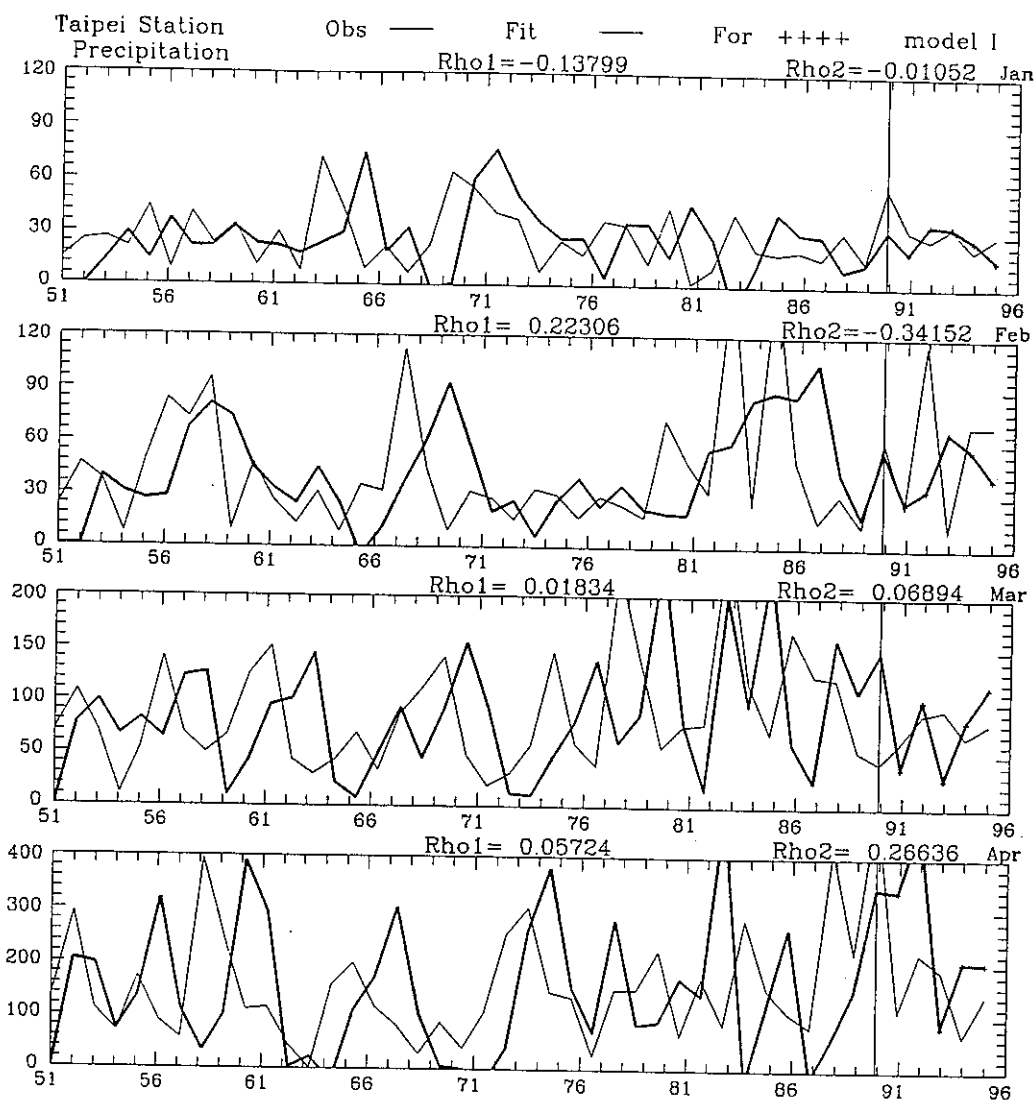
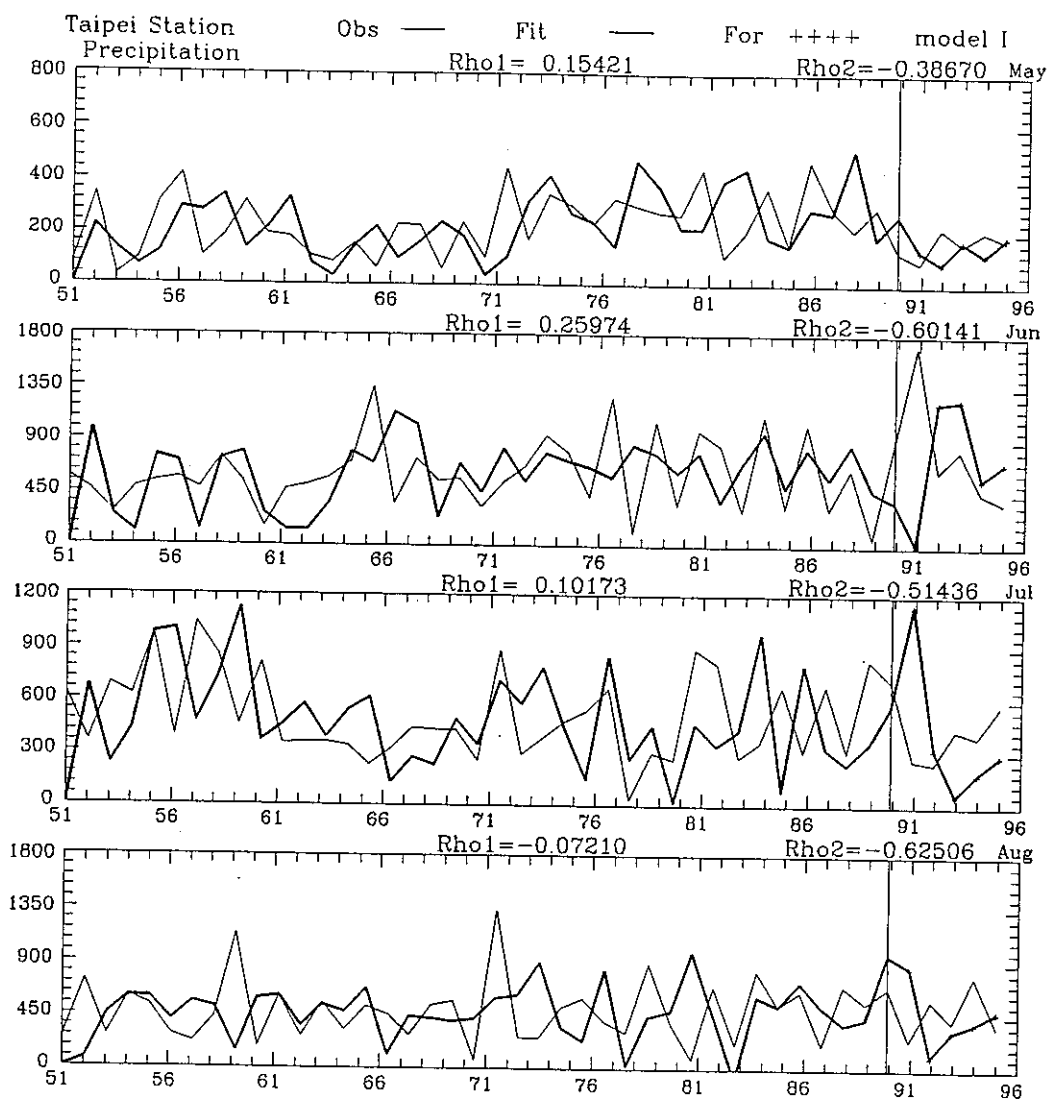
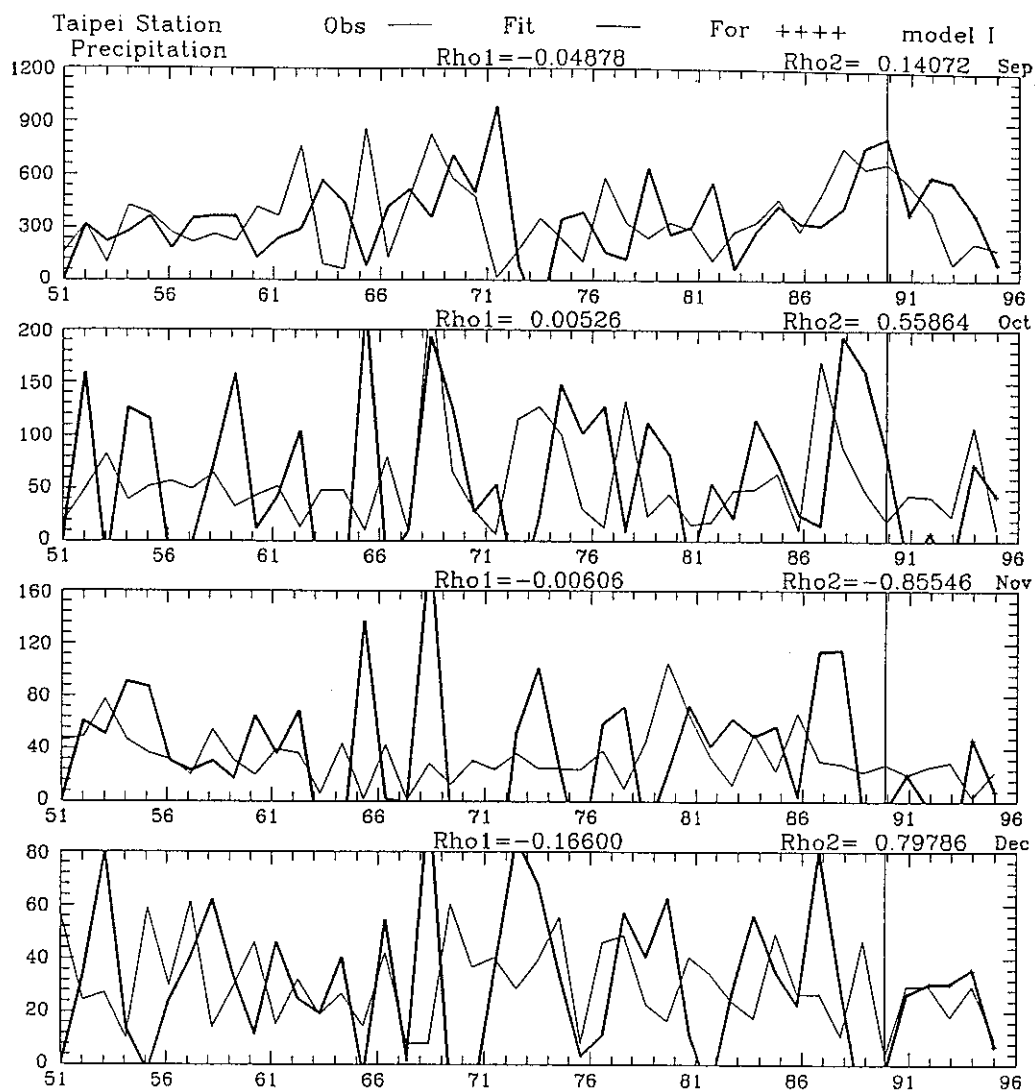


圖 a1.以第一類模式 1 (model I)所作以 SOI 為輸入，作台北逐月降水的轉換函數時間序列模式之擬合預報(1951~1990)及後預報和觀測值之時間序列與相關係數。



續圖 a1.



續圖 a1.

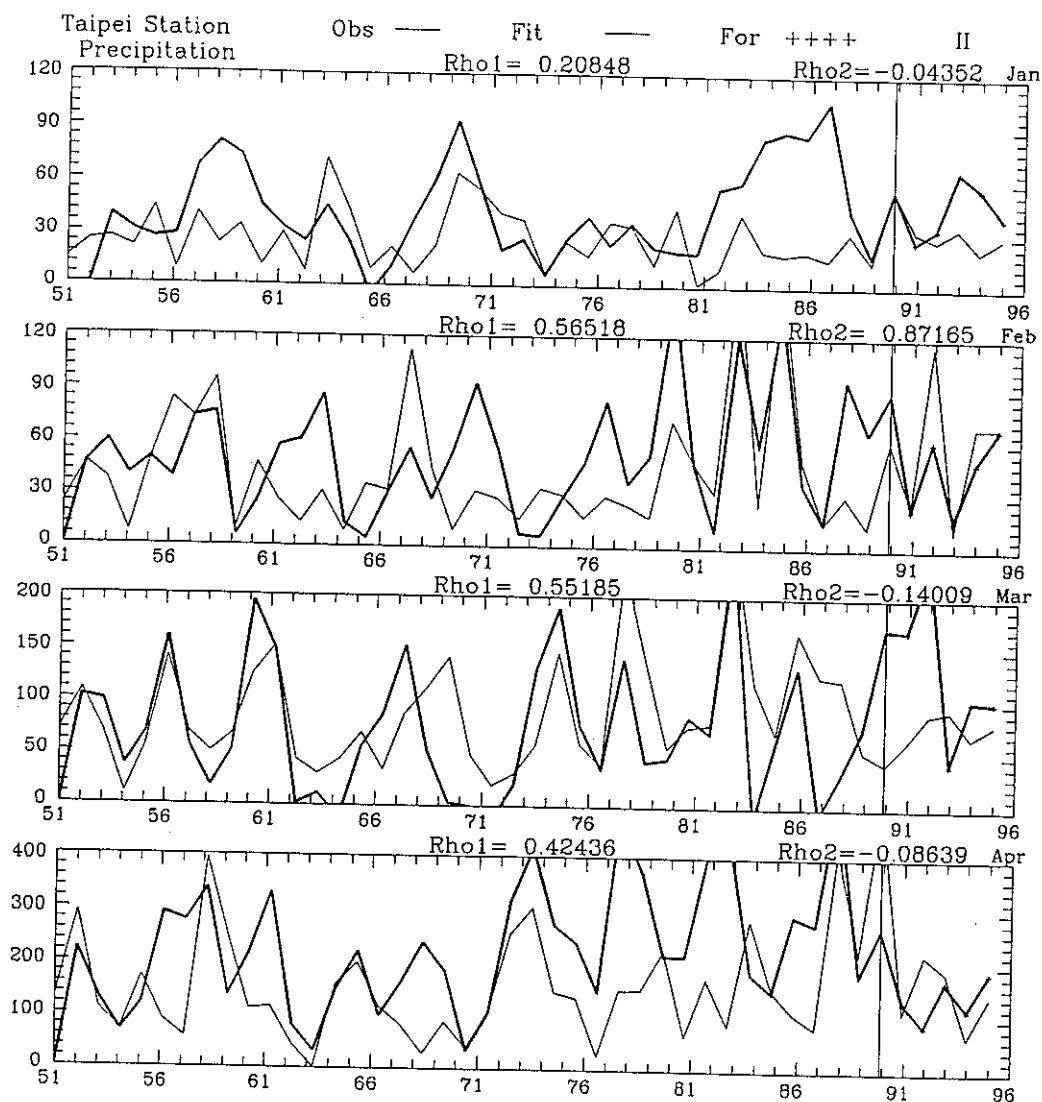
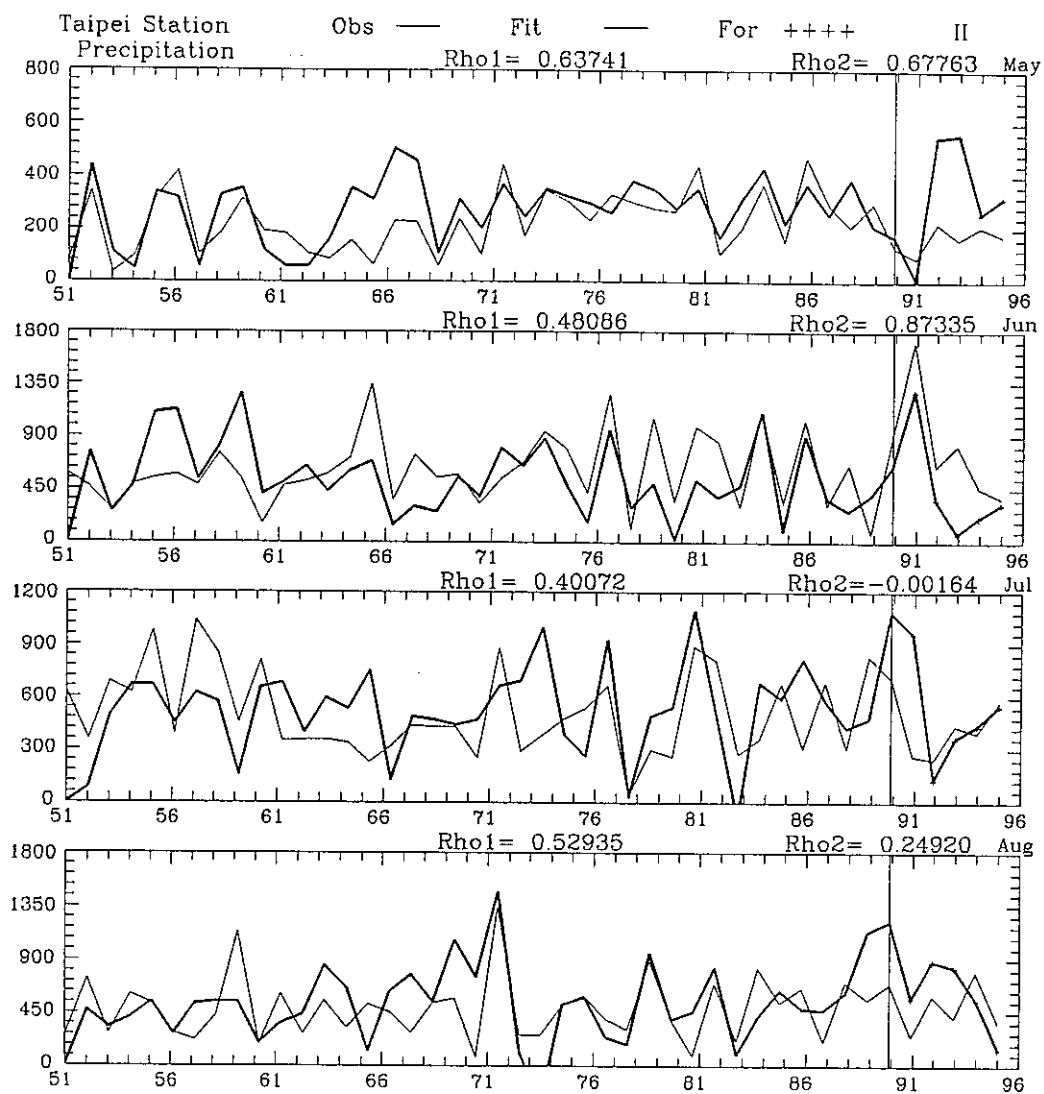
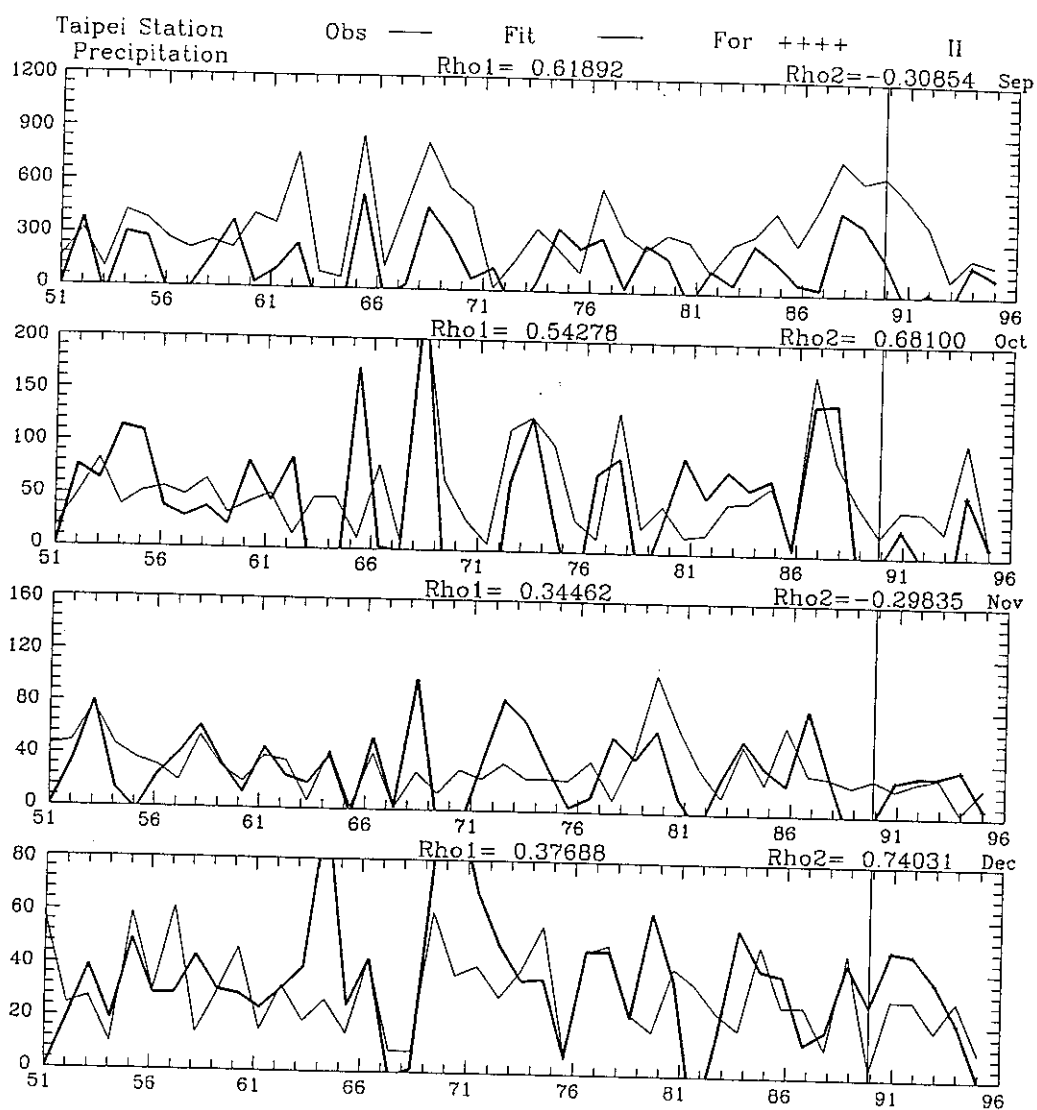


圖 a2. 同圖 a1 但為模式 II。



續圖 a2.



續圖 a2.

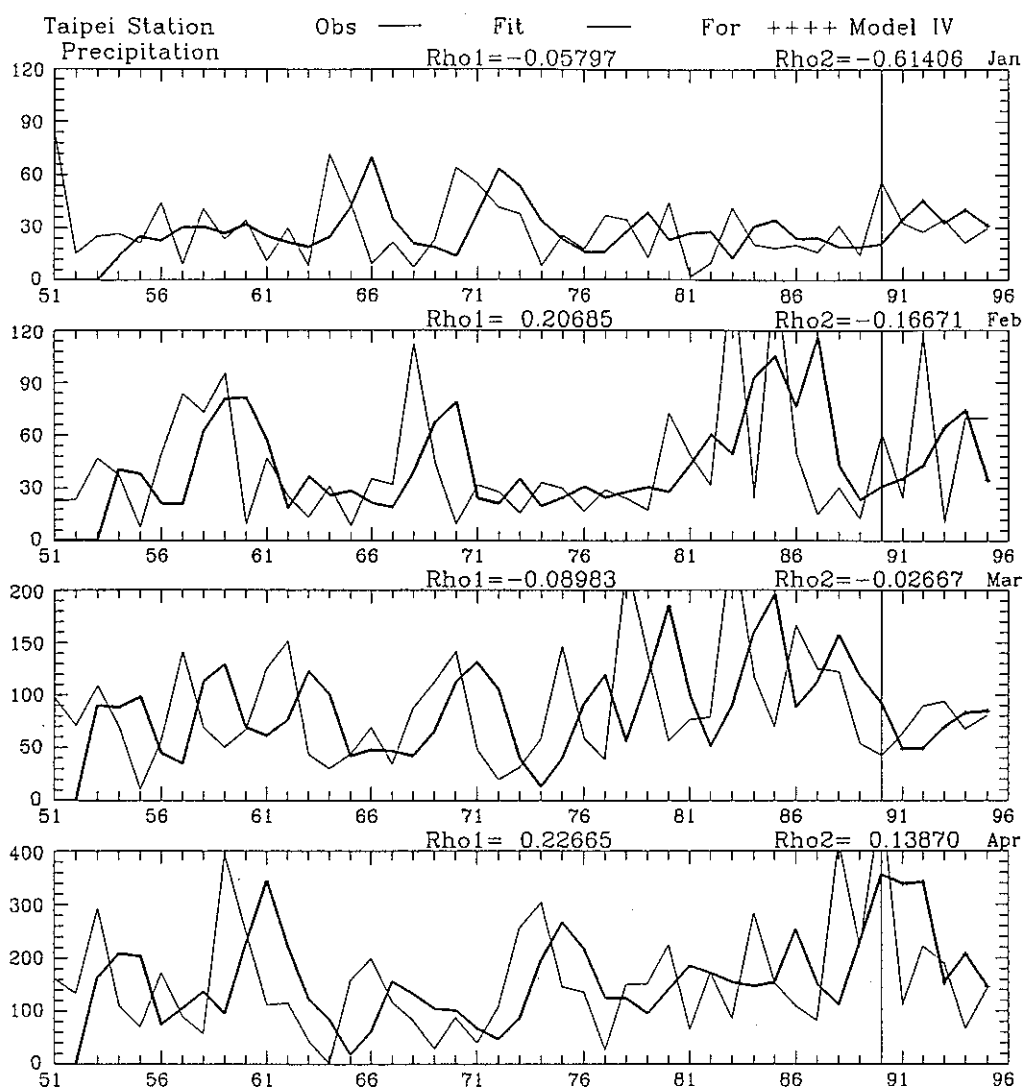
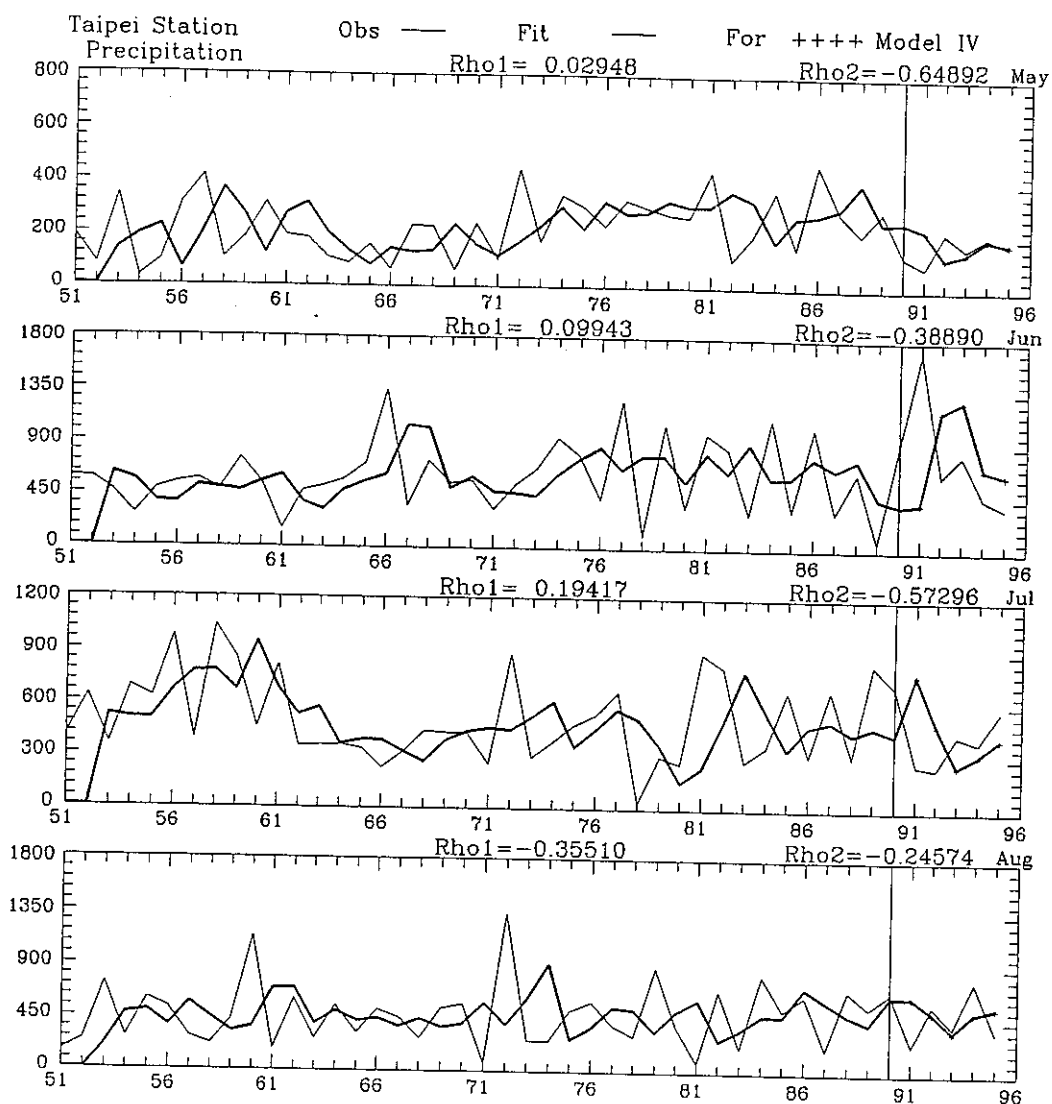
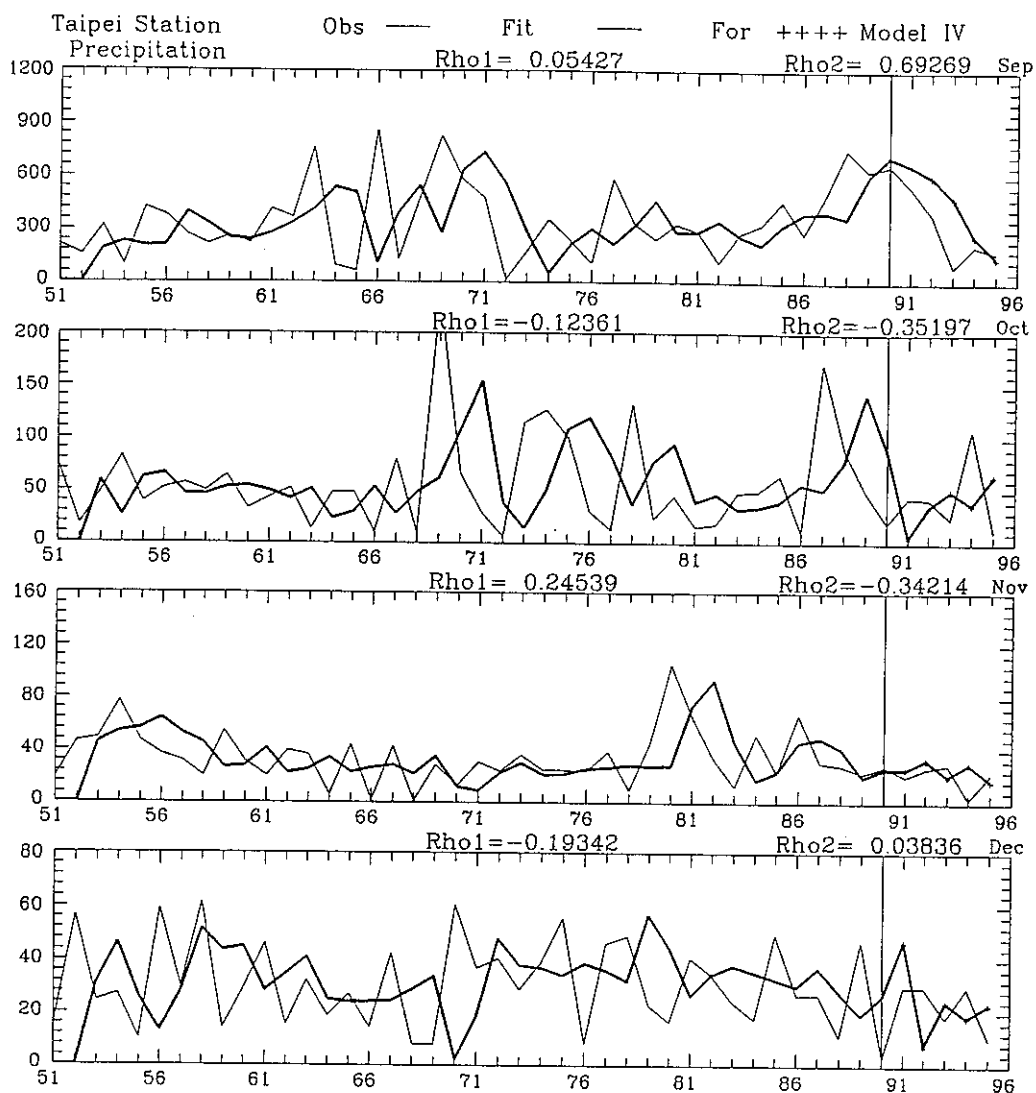


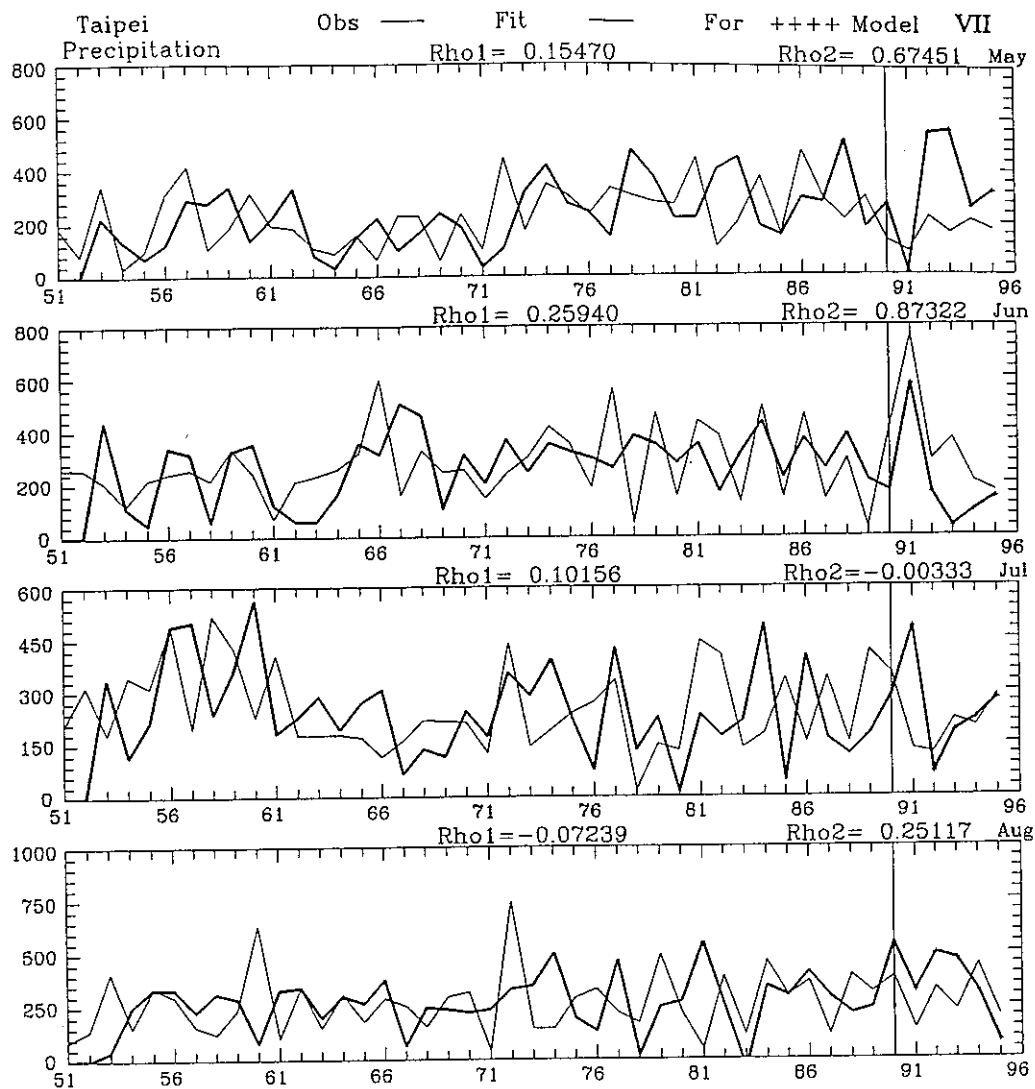
圖 a4.同圖 a1 但為模式 IV。



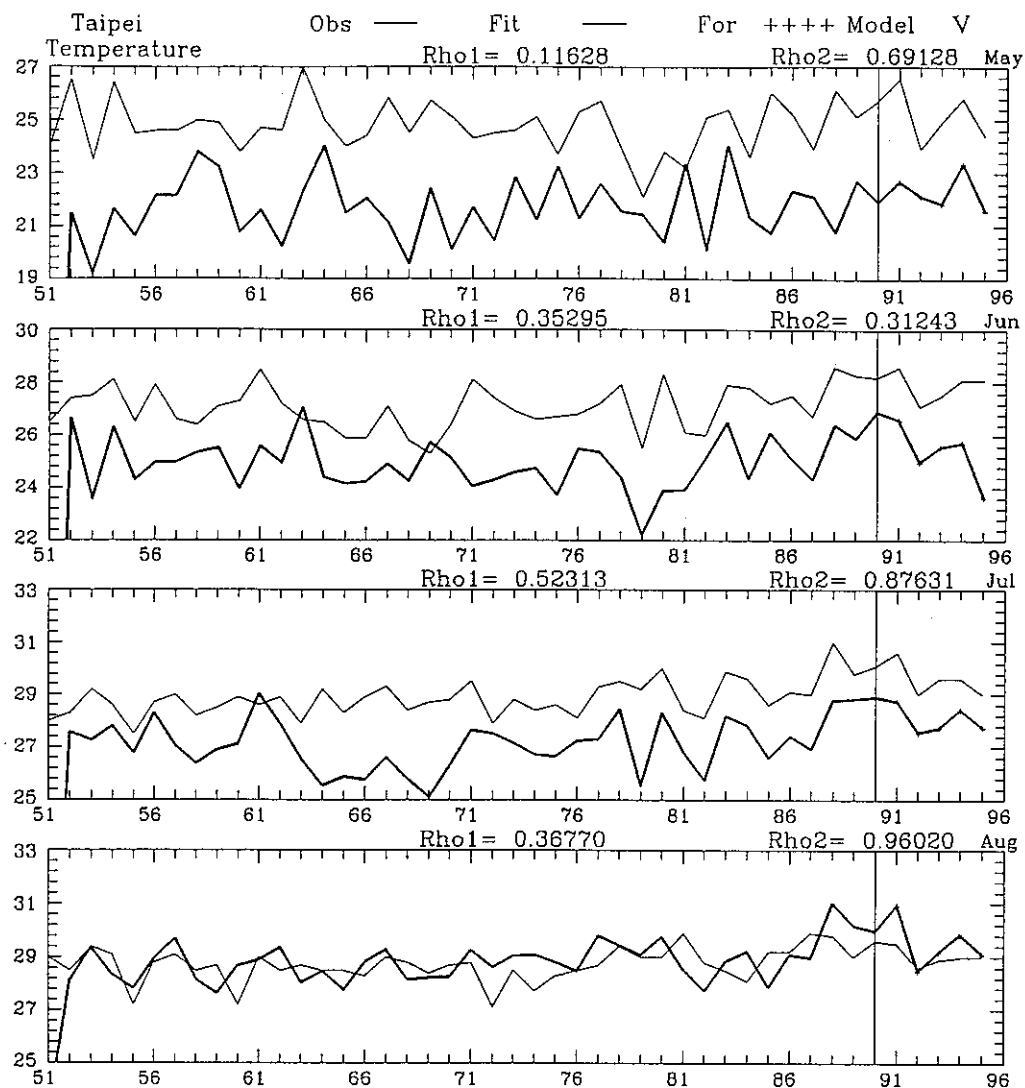
續圖 a4.



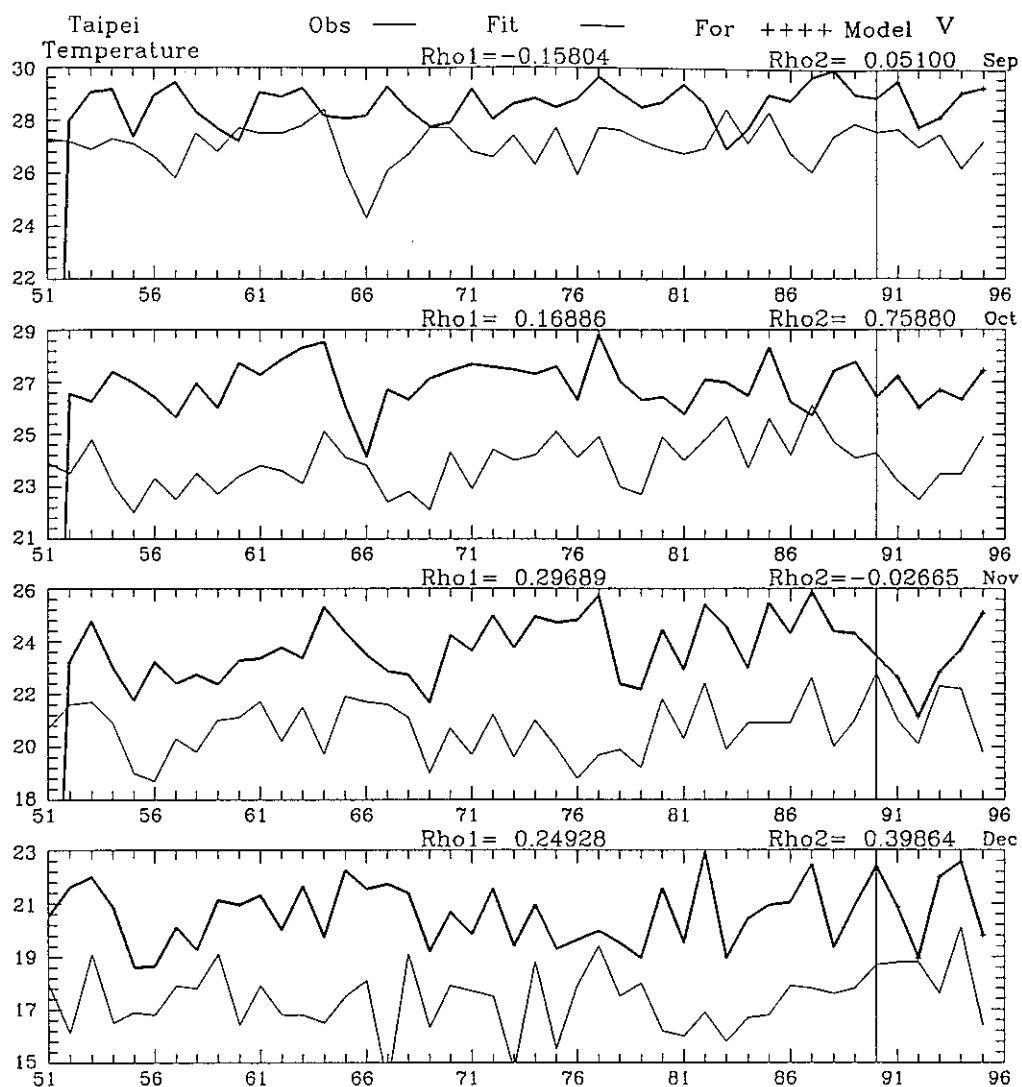
續圖 a4.



續圖 a7.



續圖 b5.



續圖 b5.

侵台颱風伴隨降水特性分析

研究人員：張奕郎
翁進登
蔡德攸
許惠娟
李啟宏

中華民國八十六年六月

目 錄

摘要.....	1
一、前言.....	2
二、侵台颱風之定義與資料分析過程.....	3
三、綜觀降水分布特性.....	6
四、各類型路徑颱風降水特性.....	7
A 類路徑颱風.....	7
B 類路徑颱風.....	7
C 類路徑颱風.....	8
D 類路徑颱風.....	9
E 類路徑颱風.....	9
F 類路徑颱風.....	10
G 類路徑颱風.....	10
H 類路徑颱風.....	11
五、颱風侵台期間，降水與測站高度之關係.....	12
六、結語.....	12
誌謝.....	13
參考文獻.....	13

摘 要

本研究之主要目的，係利用中央氣象局所屬台灣地區傳統氣象觀測站、自動雨量站及氣象遙測站、台灣省水利局第十工程處、石門水庫管理局、翡翠水庫管理局、曾文水庫管理局等雨量站之資料，以分析 1989~1996 年間颱風侵台期間、台灣各地降水分佈特徵，以做為預報應用時之參考。分析結果顯示，侵台颱風路徑不同時，台灣地區之降水分佈特徵顯著不同。本研究結果雖與前人之分析結果類似，但因採用較完整的自動雨量站資料，在空間分佈上具較高代表性。

綜合而言，台灣之地形特徵顯著，而颱風伴隨之強勁氣旋式環流亦為最重要之結構特徵；因此，針對相近之颱風中心位置而言，台灣地區之降水特徵分佈有其相似性。此結果指出，就台灣地區之颱風降水預報而言，只要颱風行進路徑穩定或預報路徑準確，颱風侵襲期間的降雨分布即可大致事先預報（當然就個案而言，颱風強度、範圍、移速、雨帶分佈特徵及外圍環流等，皆有其一定程度之影響）。這對預報颱風豪、大雨可能發生地區、水資源利用及防災應變計畫，皆深具參考價值。

一、前言

颱風是自然界最具破壞力的天氣系統之一，也是台灣最重要的災變天氣，而其所夾帶的雨量亦是台灣地區最重要之水資源之一。台灣本島由於地形複雜，且中央山脈高聳，颱風受地形之影響甚巨。根據陳等(1993)之研究，颱風影響台灣期間各地降水之分佈主要受四個因素影響：(1)颱風結構—包括環流(流)大小，眼牆和螺旋狀雲系特徵；(2)颱風移速；(3)環境氣流之特徵；及(4)台灣地形。

颱風最明顯的結構特徵為颱風眼、眼牆及螺旋狀雨帶(Spiral rain band)。雨帶具有明顯的對流特徵，且伴隨較強的風和雨。Atlas *et al.* (1963)指出，颱風眼牆外的螺旋雨帶包含有深積雲對流降水及廣大的層狀降水。然因台灣地區之複雜地形，使颱風在登陸前，其所伴隨之雨帶結構即已受地形影響而發生變化。何(1988)對亞力士颱風的研究中發現，該颱風雨帶受地形破壞而減弱時，雨帶由外向內變成一系列胞狀結構。另范(1992)對侵台三個颱風(楊希、亞伯、黛特)所做之分析，其結果亦顯示台灣北部山脈對於不同颱風個案有不同的效應。

此外，颱風登陸前後，常易在背風面產生副低壓，此副低壓可能發展而取代主中心，也可能不發展而消失；副低壓之發展與否，亦常影響降水之分布。另颱風登陸期間，中心結構常受地形破壞，使得颱風眼和眼牆變為不明顯(許，1991；汪，1990)，降水之分布亦變得更為複雜。故侵台颱風之降水分布特徵，值得再予以研究釐清。本研究之主要目的，係利用中央氣象局所屬台灣地區傳統氣象觀測站、自動雨量站及氣象遙測站、台灣省水利局第十工程處、石門水庫管理局、翡翠水庫管理局、曾文水庫管理局等雨量站之資料，以分析 1989~1996 年間颱風侵台期間、台灣各地降水分佈特徵，以做為預報應用時之參考。

二、侵台颱風之定義與資料分析過程

為便於分類與研究，首需對颱風侵台時間及其影響台灣之區域範圍予以定義；在此取如下定義：

- (1) 颱風侵台期間：依中央氣象局對個別颱風，發布陸上警報起至陸上警報解除止，視為颱風侵台期間。
- (2) 颱風影響台灣之區域：係以北緯 23.5° N、東經 121.0° E 為中心點(即以玉山為中心點)，東、南、西、北各取 3 個經／緯度選取一近正方形區域作為研究範圍，颱風中心需移入此區域方選取做為研究個案。

將研究區域劃分為 4 個象限，並依颱風路徑行經之象限予以分成 A、B、C、D、E、F、G 及 H 等八類型，詳如圖 1 所示。

配合雨量資料時段，僅考慮 1989~1996 年間之侵台颱風。在這段期間內，依中央氣象局所提供之資料，共有 27 個侵台颱風，其路徑與其影響時間如表一所示，表一中已根據上述路徑類型排列，其中由東部海面侵襲台灣之颱風(A、B、C、D、E 類)共有 21 個，佔總侵台颱風之 77.7%，由南海北上侵襲台灣之颱風(F、G、H 類)共有 6 個，佔總侵台颱風之 22.3%；各類型颱風之平均路徑圖則如圖 2 所示。

本研究所使用之雨量資料，包括有中央氣象局所屬台灣地區自動雨量站(200 站)、氣象站(82 站)以及台灣省水利局第十工程處(8 站)、翡翠水庫管理局(6 站)、石門水庫管理局(9 站)及曾文水庫管理局(8 站)等所屬之雨量站，共計 313 站(表二)之降雨資料，涵蓋區域包括：(1)淡水河流域及桃竹地區、(2)曾文溪流域、(3)大安、大甲溪及苗栗地區、(4)高屏溪流域及高屏地區、(5)烏溪流域、(6)濁水溪流域及彰化地區、(7)嘉南地區、(8)東北角地區、(9)蘭陽溪流域及(10)花蓮溪流域。表二列出各流域氣象局自動雨量站建置完成的時間。表中顯示 1988 年 12 月前僅完成淡水河流域、桃竹苗地區及曾文溪流域，台灣省水利局第十工程處、曾文水庫管理局及翡翠水庫管理局所屬之雨量站於 1992 年 5 月 1 日方與中央氣象局連線，而中央氣象局所屬西部地區雨量站則於 1993 年 5 月方完成；蘭陽溪、花蓮溪流域於 1996 年 1 月完

成，雨量站分布圖如圖 3。本研究考慮 1989~1996 年之颱風，因此在地區之涵蓋上，在時間上有不均勻性。

資料處理流程為輸入→除錯→計算→繪圖等步驟，而程式則為自行發展，各處理步驟略述如下：

(1) 輸入

測站名稱、經、緯及海拔高度、陸上颱風警報發佈與解除時間、自動雨量站及中央氣象局氣象觀測站降水資料。

(2) 除錯

將降水資料中錯誤資料如 ***** 及下列特殊狀況刪除：

- 9994 該測站無雨量檔案。
- 9995 該測站在雨量檔案內無雨量資料。
- 9996 雨量資料傳送過程中，因電訊問題造成部份資料遺漏。
- 9997 觀測儀器故障。

(3) 計算

(a) 平均總雨量(指每個颱風期間累積總雨量)：

計算某測站 A 在 27 個颱風個案中的出現次數 n ，
在各颱風中測站 A 之總雨量 $T_1, T_2, T_3, \dots, T_n$ ，
則測站 A 之平均總雨量值 $= (T_1 + T_2 + T_3 + \dots + T_n) / n$ 。

(b) 最大總雨量：計算測站在 27 個颱風個案中之總雨量，設分別為 $T_1, T_2, T_3, \dots, T_{27}$

則測站之最大總雨量值為 $= \max(T_1, T_2, T_3, \dots, T_{27})$ 。

(c) 各路徑類型平均總雨量：依據路徑分類分別計算各類型路徑颱風之平均總雨量，其方法同(a)。

(d) 1、3、6、12 及 24 小時最大連續累積雨量：由陸上颱風警報發佈開始，連續每 n 小時($n = 1, 3, 6, 12, 24$)累加。

例如 某測站之 3 小時最大連續累積雨量值之求法

$p_{31} = \text{第一小時雨量} + \text{第二小時雨量} + \text{第三小時雨量}$

$p_{32} = \text{第二小時雨量} + \text{第三小時雨量} + \text{第四小時雨量}$

$p_{33} = \text{第三小時雨量} + \text{第四小時雨量} + \text{第五小時雨量}$

:

$p_{3n} = \text{第 } n \text{ 小時雨量} + \text{第 } (n+1) \text{ 小時雨量} + \text{第 } (n+2) \text{ 小時雨量}$

則某測站之 3 小時最大連續累積雨量值

$$= \max(p_{31}, p_{32}, p_{33}, \dots, p_{3n})$$

接著將測站之經、緯度、測站數及計算後所得之各測站降雨量值，
傳給繪圖副程式。

(4) 繪圖

(a) 畫出台灣之海岸線。

(b) 利用 NCAR GRAGHICS 繪圖軟體的副程式 IDSFFT 將不規則的資料
內插 (fitting) 到規則網格點上。

副程式 IDSFFT 之功能為：將不規則之資料點內插投影在 x-y 平面上，
予以平滑處理並繪製等值線。

(c) 定義等直線間距、色彩標尺。

依此應用軟體，分別完成最大總降雨量、平均總雨量、各路徑類型
平均總雨量、3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分布圖，訂色
彩標尺標示降雨量，以便於分析、比較降水分布特性。

(5) 程式待改進部份

若某區域雨量值，無法由適當測站內插得到，程式將會以外插處理；因此，
在相鄰測站雨量梯度較大時，位於雨量值較小之測站外側，會因程式外插而
出現不合理之負值。本研究就此部份，將做進一步改進。

三、綜觀降水分布特性

在 1989~1996 年颱風侵台期間，不分颱風路徑、暴風半徑大小及風速強弱，取每一雨量站最大總降雨量值，繪製成最大總雨量分佈圖(圖 4)，以瞭解颱風最大降水可能危害之地區。由圖 4 顯示，最大降雨量在 500mm 以上者，分佈在阿里山(最大值約 1200mm)、宜蘭山區(最大值約 900mm)、花東縱谷(最大值約 1000mm)、南部橫貫公路山區(最大值約 1200mm)、南大武山及恆春半島一帶(最大值約 900mm)。在台北盆地亦有一相對之降雨中心，最大值約在 700mm。另有一相對之最小降雨區(約在 20mm 以下)位於南投溪湖鄉、仁愛鄉及台東知本河流域。

為瞭解颱風來襲，各地平均降雨量之分佈情形，取各雨量站降雨量總和除以侵台颱風個數所得之平均總雨量繪製而成颱風平均總降雨量分佈圖(圖 5)。結果顯示，最大降雨量集中於蘇澳至台東成功一帶，最大值約 900mm，即在花蓮縣立霧溪、美崙溪和花蓮溪上游。在研究期間(1989~1996)，由東部海面侵襲台灣之颱風(A、B、C、D 及 E 類)共有 21 個，佔總侵台颱風之 77.7%，其降雨特性與曲和劉(1983)，蔡和王(1991)之研究結果相似(但本研究在空間分佈之定量特性，則較具意義)，即中央山脈對台灣地區大雨的形成以及大雨區分佈有很大之貢獻，其對氣流產生阻擋作用而致轉向(氣流越山或繞山)並形成迎風面的局部渦漩或氣流輻合致產生大雨中心。另在台灣西部平均總降雨量之分佈；以中央山脈為軸線，向西逐漸遞減，惟全省平均總降雨量約 125.6mm。

四、各類型路徑颱風降水特性

分析各類型颱風路徑之平均總雨量、3、6、12 及 24 小時最大連續累積雨量，以瞭解不同路徑之颱風受地形影響所造成之降水分佈特性。

(1) A 類路徑颱風

此類颱風之行進路徑，在分類上係由台灣東北部海面向西北行進，經台灣海峽北部進入大陸浙江省。在本研究之 1989~1996 年中，有三個颱風路徑屬此類型，即 Abe(1990)、Fred(1993)及 Seth(1994)，此類型個案路徑佔總個案之 11.1%。經統計分析，侵台總時數 162 小時，平均時數 54 小時；其雨量分佈在北部及東北部山區，降雨中心平均總雨量約 500mm 以上之範圍，在台灣東北部、宜蘭、蘇澳山區，屬淡水河及蘭陽溪流域上游山區(圖 6)，平均時雨量之 Histogram 圖(圖 7)顯示分布情形；1~2mm/hr 佔 55%、2~3mm/hr 佔 15%、3~4mm/hr 佔 10%，得知此路徑颱風降雨趨勢較緩和均勻。而 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量圖(圖 8)顯示，較大降雨量 100mm 以上所圍成之區域面積隨時間增長，涵蓋範圍逐漸擴大，由北部山區及花東縱谷一帶逐漸拓展至北部地區及東部地區，中南部降雨量較少，約在 20mm 以下。再從圖中最大累積雨量中心之位置得知；可能造成潛在危害地區在台灣北部山區。

綜合以上分析，A 類路徑颱風之降水特性可歸納為：(1)主要降水發生在北部及東北部山區；(2)降雨區內降雨趨勢較緩和均勻；(3)最大降雨強度潛在危害地區在北部及宜蘭山區。

(2) B 類路徑颱風

此類颱風之路徑由台灣東部海面侵襲台灣，在台灣東北部登陸後，向西或西北進行，經由馬祖海域進入大陸。在本研究之 1989~1996 年中，有 5 個颱風之路徑屬此類型，即 Yancy(1990)、Ellie(1991)、Polly(1992)、Omar(1992)及 Gladys(1994)，此類型個案經統計分析佔總個案 14.8%，侵台總時數 265 小時，平均時數 53 小時。平均總雨量 500mm 以上降雨區，集中在台東卑南溪及高屏溪上游(亦即在南部橫貫公路一帶山區)、台灣北海岸三芝鄉及石門鄉等地區(圖 9)。由平均時雨量 Histogram 圖(圖 10)顯示，平均時雨量分配情形：1~2mm/hr

佔 22%、2~3mm/hr 佔 19%、3~4mm/hr 佔 14%、5mm/hr 以上佔 35%，雨勢大且分佈廣，降水危害潛勢大。而 3、6、12 及 24 小時累積雨量分佈圖(圖 11)則顯示；降雨區由上述之降水集中區逐漸擴展而遍及全省，在各地均造成 100mm 以上之降水。根據謝(1993)、陳(1997)研究；颱風中心通過台灣北部或近海時，台灣北部、中部及南部山區，因受到颱風內氣流輻合和上坡流之作用，最易引發豪大雨，甚至時常伴隨有中小尺度對流系統的暴雨。

綜合以上所述，B 類路徑之颱風降水特性可歸納為：(1)降水範圍較廣，涵蓋全省各地；(2)雨勢較大；(3)累積降雨量多，危害潛勢大(應注意防患地區：台灣北海岸地區、台北盆地、石門水庫、曾文水庫山區、及旗山、美濃一帶山區)。

(3) C 類路徑颱風

此類颱風之路徑由台東東南方海面向西北移動，至蘭嶼外海轉北北西在花蓮附近登陸；或平行中央山脈北上進入東海，在本研究之 1989~1996 年中，有 5 個颱風之路徑屬此類型，即 Sarah(1989)、Ofelia(1990)、Ted(1992)、Bobbie(1992)及 Doug(1994)，此類型個案路徑經統計分析佔總個案之 18.5%，侵台總時數 336 小時，平均時數 67.2 小時。平均總雨量分佈圖(圖 12)，500mm 以上之降雨區分佈在宜蘭、蘇澳太平山山區(即南澳溪上游)，南投、阿里山山區(即濁水溪、北港溪上游山區)，台北盆地亦有 200mm 以上之降雨量。其原因除受山脈迎風面氣流輻合影響之外，根據王(1985)之研究；進入東海之颱風引起台灣北部豪雨之模式有三型：(1)西北風下之地形雨；(2)北部西南氣流與北方海面之西北氣流交會之「風切線」降雨；(3)西南氣流過山在上游海峽中因動力效應造成之輻合雨。

平均時雨量 Histogram 圖(圖 13)顯示，平均時雨量 0~1mm/hr 佔 40%，1~2mm/hr 佔 20%，2~3mm/hr 佔 14%，3~4mm/hr 佔 10%，4-5mm/hr 以上佔 16%。而 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖之變化情形(圖 14)，顯示降水危害潛勢最大地區為：北部山區(石門水庫集水區)、中部山區(大安溪、大甲溪上游山區)、南投、阿里山山區、宜蘭至花蓮沿海一帶地區及台東知本溪上游山區，24 小時內亦有 400~500mm 之累積雨量。

綜合以上所述；C 類颱風路徑之降水特性：1.影響陸地時間較長；
2.受地形及輻合影響亦引發豪大雨；3.山區降水危害潛勢較大。

(4) D 類路徑颱風

此類颱風之路徑係由台東東南方海面，向西北移動，在台東附近登陸，受地形影響颱風中心進入台灣海峽後，轉向北移動，進入大陸。在本研究之 1989~1996 年中，有 4 個颱風之路徑屬此類型，即 Dot(1990)、Tim(1994)、Caitlin(1994)及 Gloria(1996)，此類型個案路徑經統計分析佔總個案之 14.8%，侵台總時數為 204 小時，平均時數為 51 小時。由平均總雨量分佈圖(圖 15)所示，主要降水區(500mm 以上)，集中在台灣東部花東縱谷一帶，北部、中部地區降雨較少，皆在 100mm 以下。

平均時雨量 Histogram 圖(圖 16)顯示；時雨量 0~1mm/hr 佔 32%、1~2mm/hr 佔 27%、2~3mm/hr 佔 10%、3mm/hr 以上佔 31%，而最大累積雨量分佈圖則顯示，降雨危害潛勢最大地區在花蓮秀林鄉山區(花東縱谷一帶)。

由台灣東部登陸之颱風，在接近台灣陸地時，受中央山脈阻擋後，常在台灣西部生成副中心，且在迎風面有較大之降雨量。根據蔡和王(1982)之研究指出，颱風副中心生成與發展之處及背風尾流區雨量偏小。3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖(圖 17)則顯示，在台灣西部沿海、平原地區降雨量相對較少，此點可以支持蔡和王(1982)之研究觀點。

綜合以上所述，D 類颱風路徑颱風之降水特性，(1)降水集中在東部；(2)降雨危害潛勢最大地區在東部山區；(3)台灣西部沿海、平原地區降雨量相對較少。

(5) E 類路徑颱風

此類颱風之路徑，係由台東東南方海面向西移動，經巴士海峽至香港。在本研究之 1989~1996 年中，有 4 個颱風之路徑屬此類型，即 Nat(1991)、Amy(1991)、Tasha(1993)及 Kent(1995)，此類型個案路徑經統計分析佔總個案 14.8%，侵台總時數 150 小時，平均時數 37.5

小時。由平均總雨量分布圖(圖 18)，主要降雨區沿著東部海岸成帶狀分布，平均總雨量在 500mm 以下，此種降雨型態有別於前述各種颱風降雨類型。且台灣西部降雨亦成帶狀分佈，雨量在 100mm 以下。

平均時雨量 Histogram 圖(圖 19)；時雨量 0~1mm/hr 佔 70%、1~2mm/hr 佔 12%，降雨量不大。而 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈情形(圖 20)，主要從恆春半島東南部海岸、台東大武一帶山區，延伸至蘇澳。

綜合以上所述，E 類路徑颱風之降水特性：(1)雨量不多；(2)雨勢不大；(3)雨量分布在東部海岸、恆春半島一帶山區。

(6) F 類路徑颱風

此類颱風之路徑，係由南海海面向北移動，經台灣海峽南部，沿著海峽北上。在本研究之 1989~1996 年中，有 3 個颱風之路徑屬此類型，即 Percy(1991)、Gary(1995)及 Deanna(1995)，此類型個案路徑經統計分析佔總個案 11.1%，侵台總時數 117 小時，平均時數 39 小時。由於平均路徑偏離較遠，平均總雨量分佈圖(圖 21)，主要降雨區集中在花蓮秀林鄉、台東卑南溪、及大武溪上游山區；降雨量均在 200mm 以下，在高雄、屏東沿海地區亦有一局部降雨中心，降雨量在 200mm 以下。

平均時雨量 Histogram 圖(圖 22)顯示；0~1mm/hr 佔 70%、1~2mm/hr 佔 20%，全省普遍降雨量不大。而 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈(圖 23)則顯示，較大降雨範圍主要先從蘇澳、花蓮海岸沿著花東縱谷，隨後擴展整個東部沿海地區。在台東大武山區有一 400mm 之降中心。

綜合以上所述，F 類路徑颱風之降水特性：(1)雨量不多、(2)雨勢不大、(3)主要雨量分布在台灣東部沿海地區及及台東一帶山區。(4)降雨危害潛勢較小。

(7) G 類路徑颱風

此類颱風之路徑，係由南海海面向北移動，經台灣海峽南部，並在台灣南部登陸，橫越中央山脈後向東北移動至琉球。在本研究之 1989

~1996年中，只有1個颱風，陸上警報總時數24小時，即Marian(1990)，此類型個案路徑佔總個案數3.8%，為所有類型中個案最少者。就以此個案分析總雨量分佈情形(圖24)所示，主要降雨區集中在東部沿海一帶地區及嘉南平原；東部山區反而較沿海地區少。北部與高屏地區總雨量均在50mm以下。

平均時雨量Histogram圖(圖25)顯示；時雨量0~1mm/hr佔30%、1~2mm/hr佔50%，2~3mm/hr佔10%，由於陸上警報總時數只有24小時，全省普遍降雨量不大。

3、6、12及24小時最大累積雨量分佈情形(圖26)則顯示，較大降雨範圍主要亦是先從蘇澳、花蓮海岸沿著花東縱谷，隨後擴展整個東部沿海地區。24小時最大累積雨量在200mm以下。

綜合以上所述，G類路徑颱風之降水特性：(1)總降雨量不多、(2)雨勢不大、(3)降雨危害潛勢較小、(4)主要雨量分佈在台灣東部沿海地區及嘉南平原地區。

(8) H類路徑颱風

此類颱風之路徑，係由南海海面向北移動，經東沙島轉東北東通過巴士海峽後轉東北至琉球海面。在本研究之1989~1996年中，有2個颱風之路徑屬此類型，即Ruth(1991)與Ryan(1995)，此路徑類型個案佔總個案7.4%。陸上警報總時數102小時，平均時數51小時。平均總雨量分佈圖(圖27)、平均時雨量之Histogram(圖28)和3、6、12及24小時最大累積雨量分佈圖(圖29)顯示，24小時較大(最大)累積雨量出現在恆春半島一帶，雨量在500~800mm間；其降雨類型與E類相似，主要降雨區沿著東部海岸成帶狀分布，雨量由海岸向山區遞減，其主要原因係颱風環流受地形影響之因素相同，其差異處在於颱風雨帶分佈在颱風行進路徑之右前象限。所以造成H類平均總降雨量較E類平均總降雨量為少。

綜合以上所述，H類路徑颱風之降水特性：(1)雨量不多、(2)雨勢不大、(3)雨量分佈由東部海岸向山區遞減。

五、颱風侵台期間，降水與測站高度之關係

由前所述，各類型颱風路徑之降水分佈情形，均受中央山脈影響。中央山脈走向係自北北東向南南西，中間部份平均寬度約 70 公里，高於 3000 公尺高度之主峰北自大壩尖山(24.5° N)；南至卑南主山(23.8° N)，各重要主峰均在其間。中央山脈對颱風無論路徑、環流結構、強度及其所伴隨之風雨分佈均遭受複雜之衝擊。

根據李和蔡(1994)之研究，地形雨帶因地形舉升而生成，雨帶的位置和其走向與颱風沒有一定之關係，而與地形及盛行風向有關。換句話說，地形對降水之影響程度，直接取決於當地地形走向與風之來向的關係。本節僅就統計觀點，來探討 1989~1996 年期間，發佈陸上警報之颱風降水與測站高度之關係。首先，將所有測站依其所在之海拔高度，計算各種不同高度測站之平均總雨量(各個颱風總雨量之和/颱風總數)，繪製成平均總雨量與高度之關係圖(圖 30)。圖中顯示，測站高度在 400-500 公尺有一平均總雨量之極大值，約為 180mm；在 2500~3800 公尺另有一次平均總雨量之極大值，約 150mm。

另外，最大總降雨量(每測站在 1989-1996 年颱風侵襲期間取其最大總降雨量值統計)與高度之關係圖(圖 31)亦有類似之分佈特徵，測站高度在 400~500 公尺有一最大總雨量集中帶，總雨量約 720mm，在 2500~3800 公尺另有一次大總雨量集中帶，總雨量約 600mm。

魏(1973)統計侵台颱風在 850~950 公尺有一雨量最大集中帶，王(1977)之分析，則發現台灣地區上空 850~700mb(約 1500~3000 公尺)及 700~550mb(3000~5000 公尺)為颱風期間水氣飽和層所在。有關水氣飽和層與雨量最大集中帶高度之關係如何？尚待進一步之研究。

六、結 語

颱風所伴隨之降水，對台灣經濟發展、人民生命財產之安危，具有相當重要之影響程度。藉由瞭解颱風降水之特性，在颱風侵襲期間，配合國家整體防災計畫，提供最新、最佳之降水資訊以保障人民生命與財產之安全並有效利用水資源，是本研究之主要目標之一。本研究

利用 1989~1996 年颱風侵台期間之雨量資料及台大大氣系颱風實驗室自行研發之應用軟體分析降雨資料，統計分析各類路徑颱風降水之特性，結果顯示，從東部海面進襲台灣之颱風(即 A、B、C、D 及 E 五類)，在台灣北部山區、宜蘭、花蓮與台東山區及中南部山區造成明顯之降水(即在本省各河川上游山區)，尤其海拔在 400~500 公尺高度之山坡地。這對山坡地之開發、水資源之運用有其重要參考價值。從南海北上侵台之颱風(即 F、G 及 H 類)在本省東部沿海地區及高屏地區有較大之雨量集中帶，在防災作為上值得注意。

綜合以上對各類路徑之颱風降水量分析，初步瞭解颱風在台灣地形影響下降雨之特性，未來則將進一步分析颱風雨帶在降水分佈特性上之影響。

誌 謝

本研究承蒙中央氣象局颱風資料室王時鼎顧問提供寶貴意見，鍾孝林先生提供料資，得以完成本研究；劉韶郁小姐協助資料整理及文書處理，謹致謝忱。計畫編號 CWB-86-2M-03。

參考文獻

- 魏元恆、謝信良、林民生和蕭長庚，1972：台灣颱風降雨預報之研究。氣象學報，18，3，1-21。
- 曲克恭，1977：中央山脈對颱風影響之分析研究。氣象預報與分析，72，1-21。
- 吳宗堯、謝信良、喬鳳倫和陳正改，1981：曾文水庫集水區降水特性分析及颱風降水預報之研究。大氣科學，8，1-18。
- 俞家忠，1982：通過台灣北部海上颱風與台灣中南部豪雨之研究。大氣科學，9，95-100。
- 李富城與馬汝安，1982：颱風路徑與台灣雨量分佈之研究。中範圍天氣系統研討會論文集篇，163-174。
- 王時鼎與王忠山，1983：台灣區域有關颱風之中小尺度暴雨之初步研究。大氣科學，10，99-112。
- 王時鼎、陳泰然和謝信良，1983：台灣颱風降雨特性及其預報研究(一)。國科會，防災科技報告，72-13 號，54 頁。

- 曲克恭、劉廣英、張儀峰和葉文欽，1983：台灣地區豪雨及暴雨特殊分佈之成因(第三部份：中央山脈對氣流型態與大雨區分布之影響)。氣象預報與分析，97，1-15。
- 陳泰然，1984：淡水河石門水庫與翡翠水庫防洪聯合作業研究。颱風降雨預測研究報告，208 頁。
- 王時鼎、陳泰然和謝信良，1985：台灣颱風降雨特性及其預報研究(二)。國科會，防災科技報告，73-47 號，100 頁。
- 王時鼎、顏清連、陳泰然和謝信良，1986：台灣颱風降雨特性及其預報研究(三)。國科會，防災科技報告，74-51 號，152 頁。
- 劉廣英與曲克恭，1986：台灣地形對雨量之增減作用(一)濁水溪至高屏河流域的颱風降水分佈。國科會研究報告，72 頁。
- 陳正改與謝信良，1987：新店河流域颱風定量降雨預報之研究。國科會研究報告，98 頁。
- 何宏能，1988：亞力士颱風的降水回波結構。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，110 頁。
- 曲克恭與曾鴻陽，1989：台灣北部豪雨時空分佈特性。大氣科學，17，237-255。
- 汪建良，1990：莎拉颱風(1989)之分析。國立台灣大學大氣科學研究所，碩士論文，97 頁。
- 蔡清彥與王時鼎，1991：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究(I)－侵台重要颱風電腦資料庫建立及分裂過山颱風研究。國科會專題研究報告，65 頁。
- 陳泰然、李清勝、王時鼎、紀水上和周仲島，1991：豪雨預報技術改進之研究－颱風部份研究計畫。中央氣象局委託研究計畫。
- 許信德，1991：歐菲莉(1990)對流特徵演變之研究。國立台灣大學大氣科學研究所，碩士論文，101 頁。
- 陳泰然、李清勝、王時鼎、紀水上和周仲島，1992：豪雨預報技術改進之研究－颱風部份研究計畫。中央氣象局委託研究計畫。
- 范育華，1992：侵台颱風內部結構之雷達分析與比較。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，101 頁。
- 陳泰然、李清勝、王時鼎、紀水上和周仲島，1993：豪雨預報技術改進之研究－颱風部份研究計畫。中央氣象局委託研究計畫。
- 李清勝與蔡德攸，1994：利用 CAA 都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵。大氣科學，23，209-236。
- Browning, K. A., and F. F. Hill, 1981: Orographic rain. *Weather*, 36, 326-329.
- Gray, W. M., 1981: Recent Advances in tropical cyclone research from rawinsonde composite analysis. World Meteorological Organization, Geneva, 407pp.

表一 1989~1996 侵台颱風分類統計表。

類別	颱風名稱	侵台時間	個別時數	侵台總時數	平均侵台時數	侵台颱風個數
A	Abe (1990)	08/29 1400~ 08/31 0200	36	162	54	3
	Fred (1994)	08/19 1400~ 08/21 2000	54			
	Seth (1994)	10/07 2000~ 10/10 2000	72			
B	Ellie (1991)	08/16 1400~ 08/18 1400	48	265	53	5
	Polly (1992)	08/27 1400~ 08/31 0800	90			
	Omar (1992)	09/03 2000~ 08/05 1400	42			
	Gladys (1994)	08/31 1000~ 09/01 2300	37			
	Yancy (1990)	08/18 0200~ 08/20 0200	48			
C	Sarah (1989)	09/08 1400~ 09/13 1400	120	336	67.2	5
	Ofelia (1990)	06/21 2000~ 06/24 0200	54			
	Ted (1992)	09/20 1400~ 09/23 0800	66			
	Bobbie (1992)	06/26 2000~ 06/28 1400	42			
	Doug (1994)	08/06 1400~ 08/08 2000	54			
D	Dot (1990)	09/06 1400~ 09/08 2000	54	204	51	4
	Tim (1994)	07/09 1400~ 07/11 1400	48			
	Caitlin (1994)	08/03 0800~ 08/04 1400	30			
	Gloria (1996)	07/24 1400~ 07/27 1400	72			
E	Nat(1) (1991)	09/22 1400~ 09/23 2000	39	150	37.5	4
	Nat(2) (1991)	09/30 1400~ 10/02 0500	39			
	Amy (1991)	07/18 0800~ 07/19 2000	36			
	Tasha (1993)	08/18 0200~ 08/18 2000	18			
	Kent (1995)	08/30 0200~ 08/31 0500	27			
F	Percy (1990)	06/27 0200~ 06/29 1400	60	117	39	3
	Gary (1995)	07/31 0200~ 07/31 2000	18			
	Deanna (1995)	06/04 2000~ 06/06 1100	39			
G	Marian (1990)	05/18 1400~ 05/19 1400	24	24	24	1
H	Ruth(1) (1991)	10/27 0200~ 10/28 0800	30	102	51	2
	Ruth(2) (1991)	10/29 0800~ 10/30 0800	24			
	Ryan (1995)	09/21 0200~ 09/23 0200	48			
總計			Nat(1)、Nat(2)、Ruth(1)、Ruth(2): 係同一颱風，發佈兩次陸上警報。			27

表二 「1989~1996 年侵台颱風伴隨降水特性分析」採用雨量站資料統計表。

所屬單位	測站位置	雨量站	氣象站	完成日期
中央氣象局	1. 淡水和流域及桃竹地區	27	8	76 年 5 月
	2. 曾文河流域	10	5	77 年 12 月
	3. 大安、大甲溪及苗栗地區	23	7	79 年 7 月
	4. 高屏河流域及高屏地區	45	6	81 年 5 月
	5. 烏溪流域	16	0	81 年 5 月
	6. 濁水河流域及彰化地區	20	8	81 年 7 月
	7. 嘉南地區	31	8	82 年 5 月
	8. 東北角地區	0	8	82 年 8 月、84 年 1 月各完成 4 站
	9. 蘭陽河流域	14	6	85 年 1 月
	10. 花蓮河流域	14	5	85 年 1 月
	11. 傳統氣象觀測站（本島）		21	
	小計	200	82	
台灣省水利局第十工程處	台北市	2	0	81 年 5 月與中央氣象局連線
	台北縣三峽鎮	1	0	
	台北縣烏來鄉	1	0	
	台北縣新店市	1	0	
	台北縣坪林鄉	1	0	
	基隆市七堵區	1	0	
	桃園縣龍潭鄉	1	0	
	小計	8		
石門水庫管理局	桃園縣復興鄉	4	0	76 年 5 月與中央氣象局連線
	新竹縣尖石鄉	4	0	
	宜蘭縣大同鄉	1	0	
	小計	9		
翡翠水庫管理局	台北縣新店市	1	0	81 年 5 月與中央氣象局連線
	台北縣石碇鄉	2	0	
	台北縣坪林鄉	2	0	
	台北縣雙溪鄉	1	0	
	小計	6		
曾文水庫管理局	嘉義縣大埔鄉	2	0	81 年 5 月與中央氣象局連線
	嘉義縣阿里山鄉	3	0	
	嘉義縣番路鄉	1	0	
	台南縣白河鎮	1	0	
	高雄縣三民鄉	1	0	
	小計	8		
合計		231 站	82 站	
總計	313 站			
備註	各雨量站平面分佈圖請參閱圖 3。			

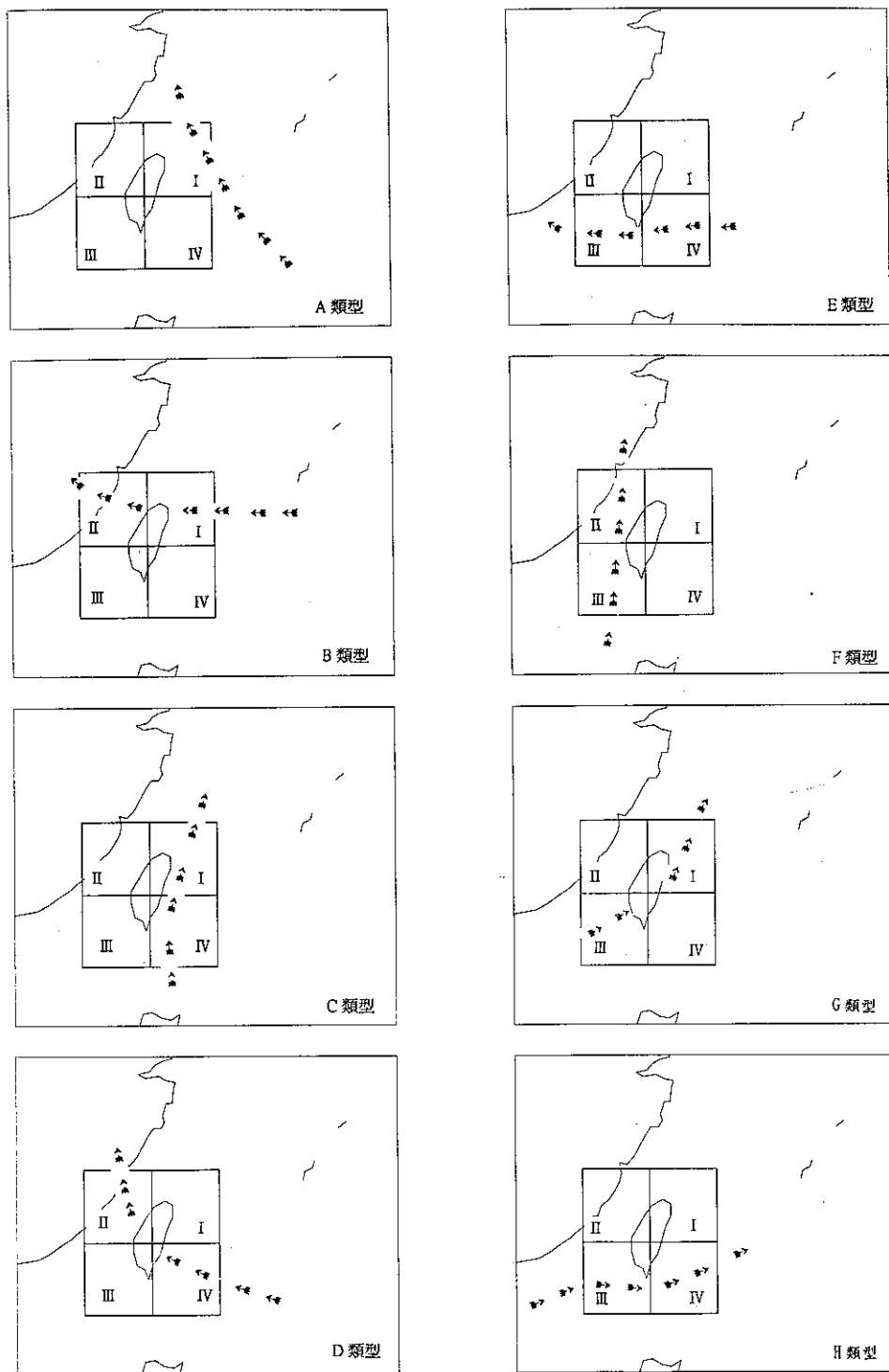
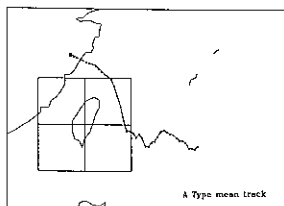
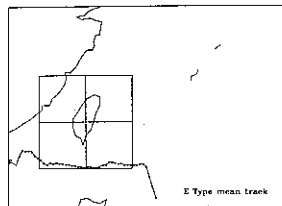


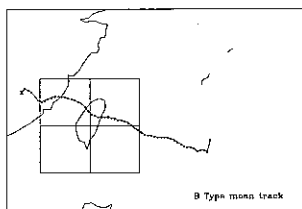
圖 1 1989~1996 年颱風路徑類型分類圖。



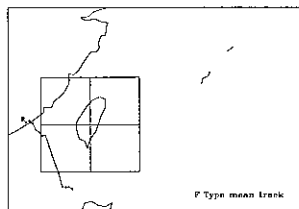
A 類型颱風平均路徑



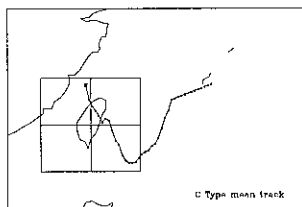
E 類型颱風平均路徑



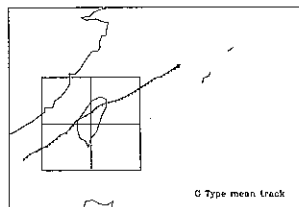
B 類型颱風平均路徑



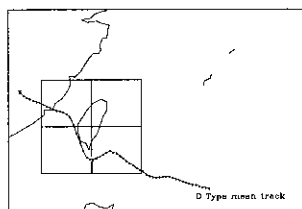
F 類型颱風平均路徑



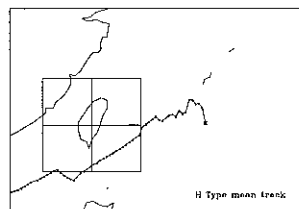
C 類型颱風平均路徑



G 類型颱風平均路徑

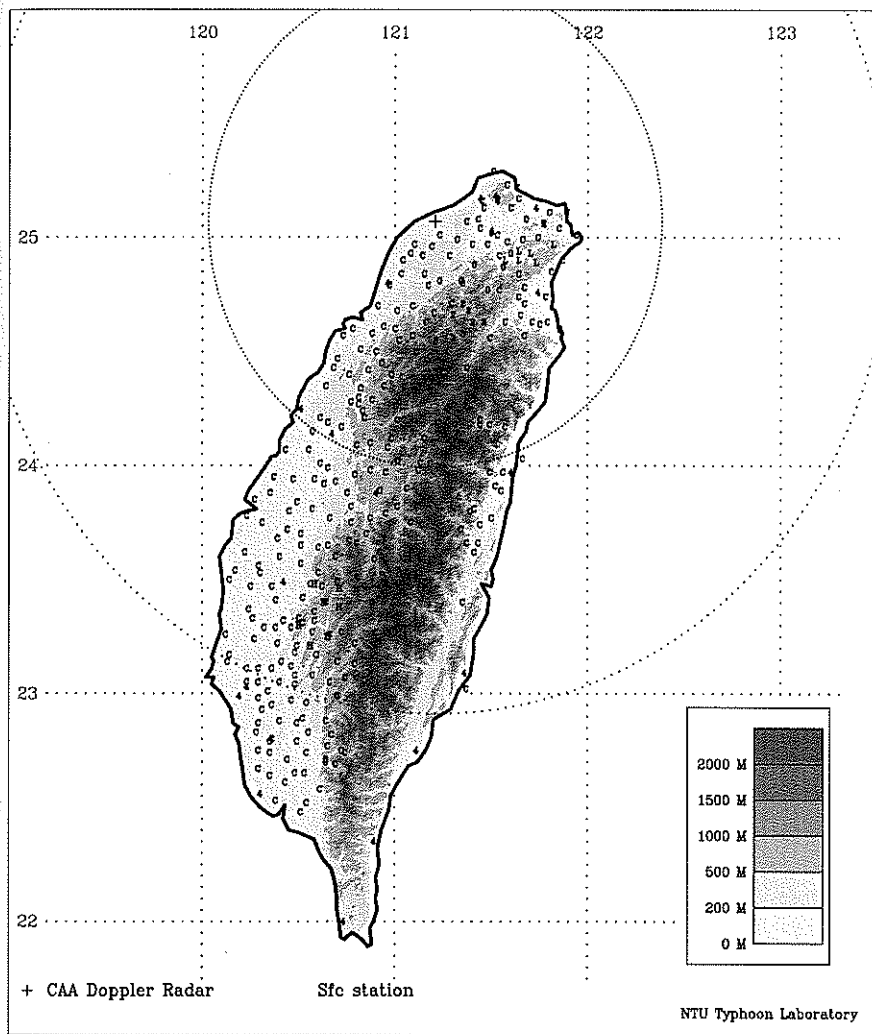


D 類型颱風平均路徑



H 類型颱風平均路徑

圖 2 1989~1996 年各類型颱風平均路徑圖。



- | | | | |
|---|---------------|---|-----------------|
| C | 中央氣象局(自動測站部份) | H | 曾文水庫管理局 |
| L | 翡翠水庫管理局 | 0 | 台灣省水利局 |
| 2 | 石門水庫管理局 | 4 | 中央氣象局所屬傳統測站(本島) |

圖 3 台灣地區雨量站分佈圖。

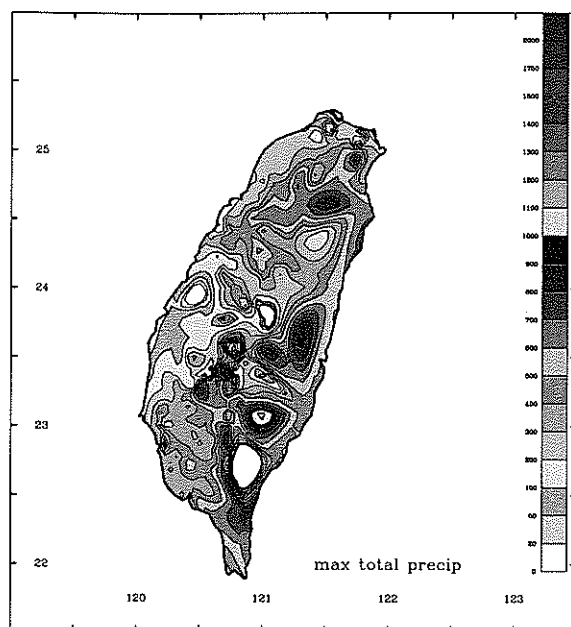


圖 4 1989~1996 年侵台颱風最大總雨量分佈圖。

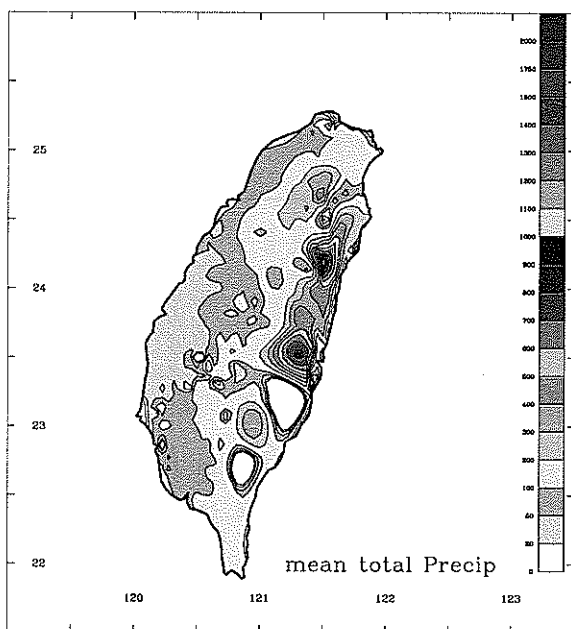


圖 5 1989~1996 年侵台颱風平均總雨量分佈圖。

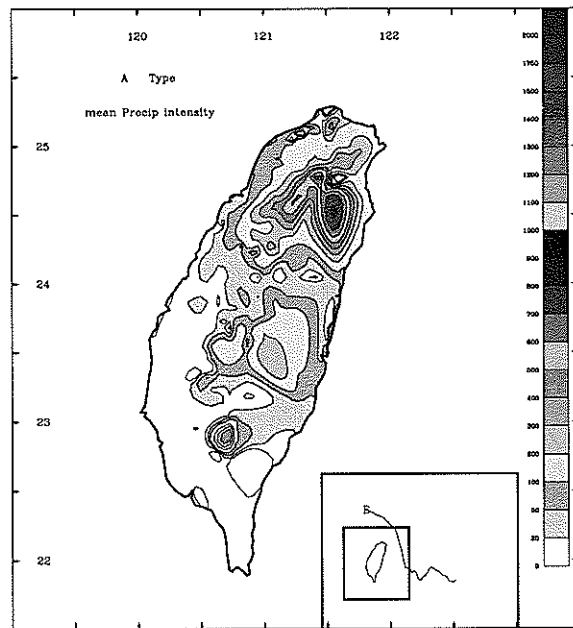


圖 6 A 類路徑侵台颱風平均總雨量。

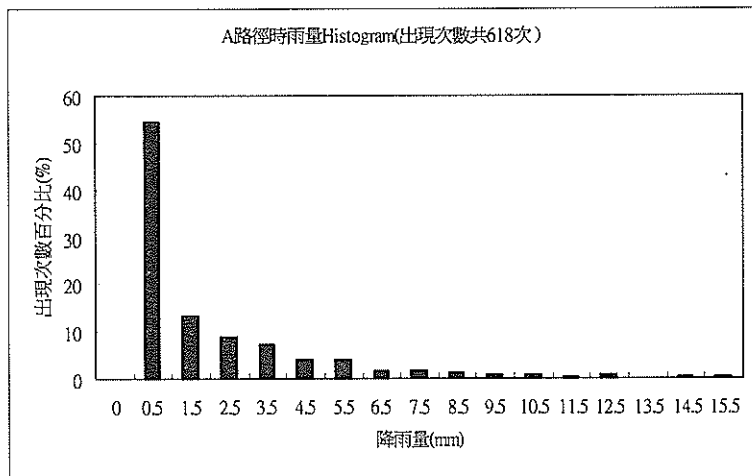


圖 7 A 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

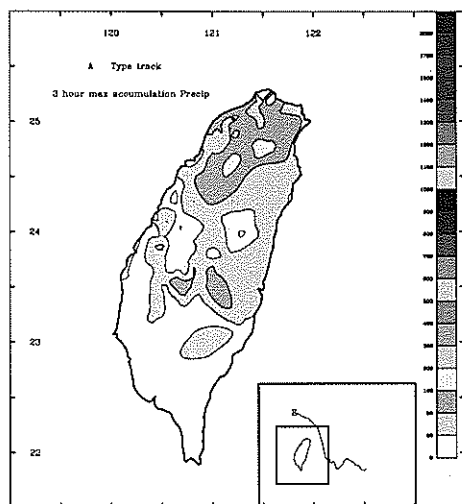


圖 8a A 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

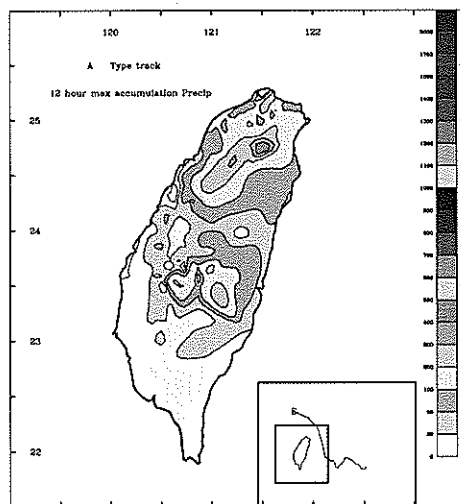


圖 8c A 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

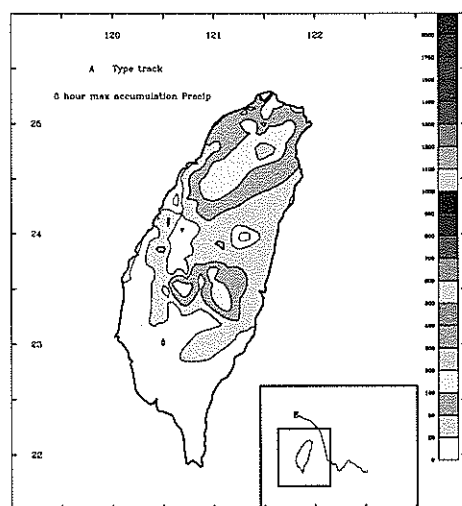


圖 8b A 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

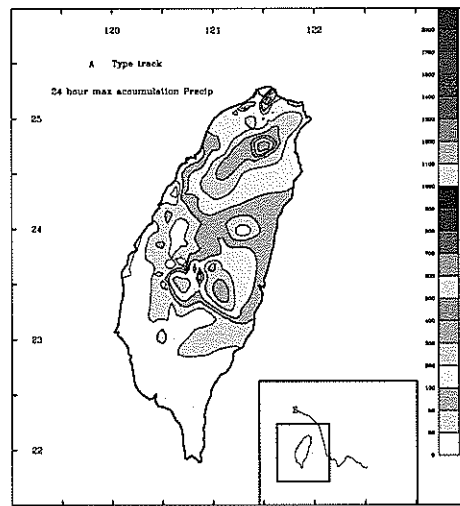


圖 8d A 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 8 A 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

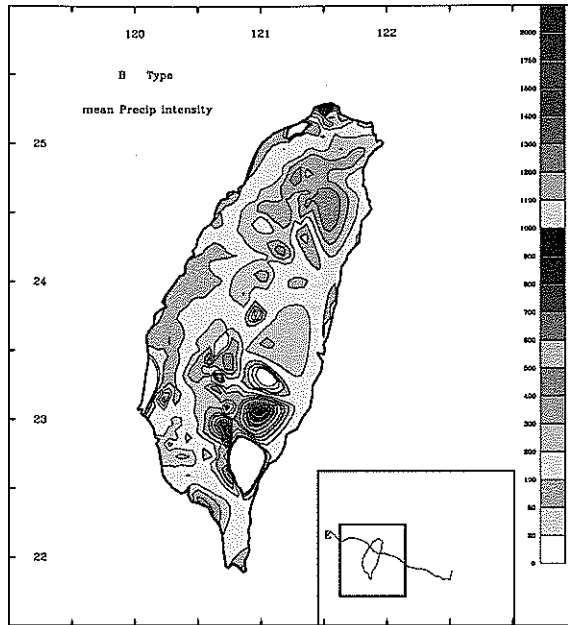


圖 9 B 類路徑侵台颱風平均總雨量。

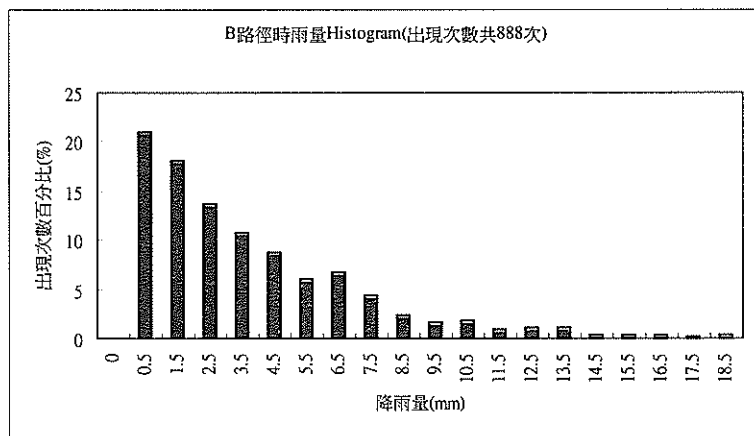


圖 10 B 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

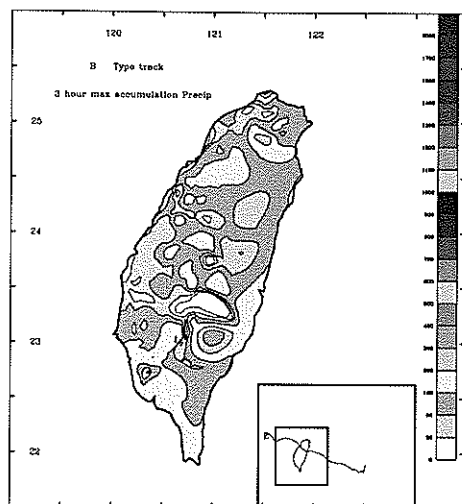


圖 11a B 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

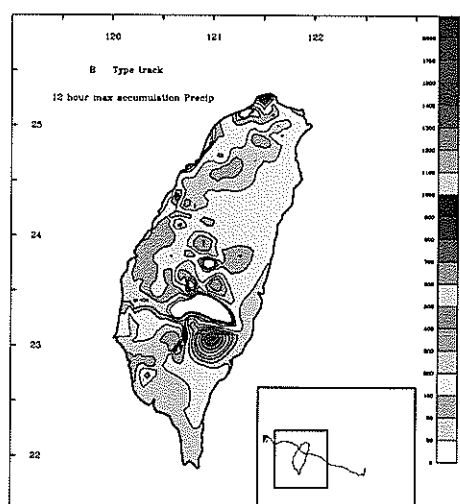


圖 11c B 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

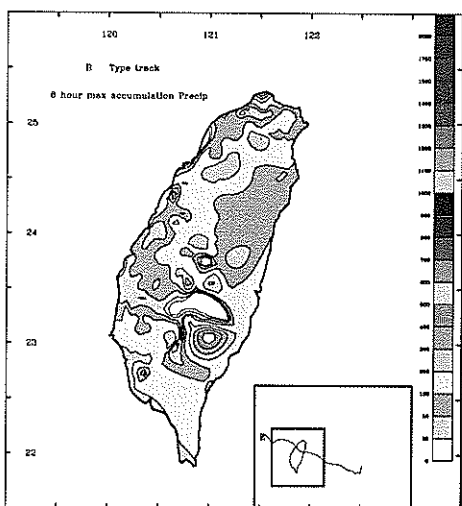


圖 11b B 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

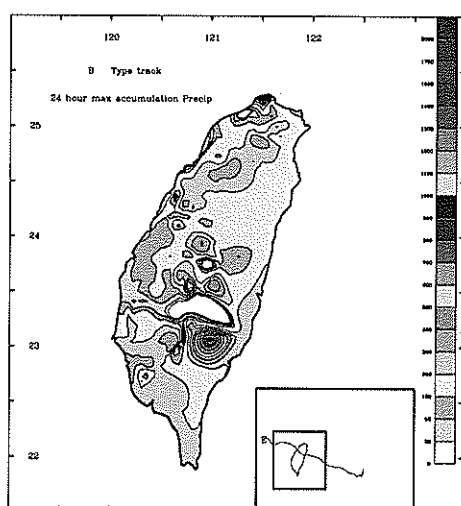


圖 11d B 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 11 B 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

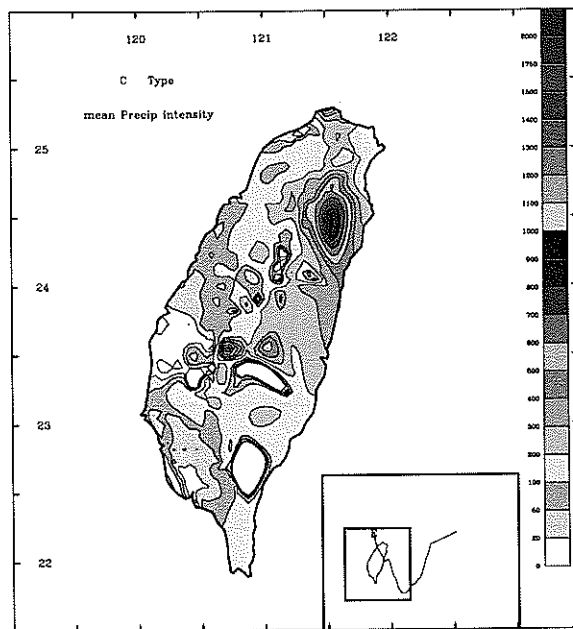


圖 12 C 類路徑侵台颱風平均總雨量。

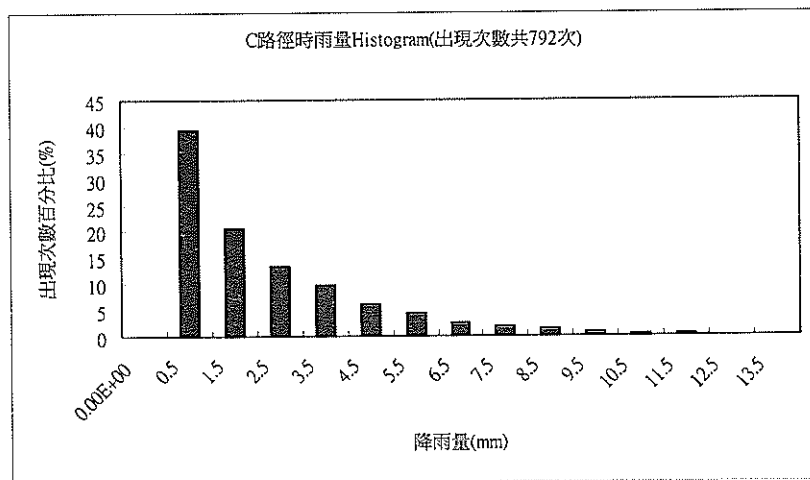


圖 13 C 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

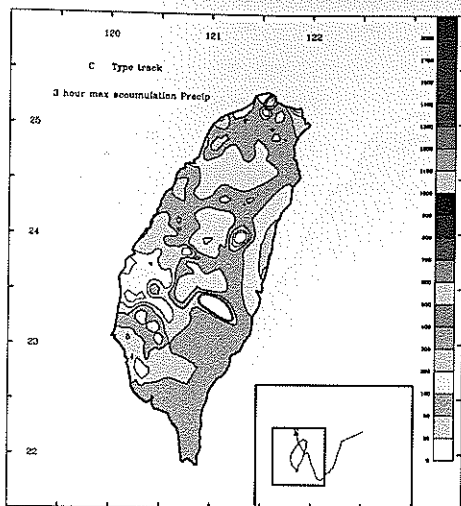


圖 14a C 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

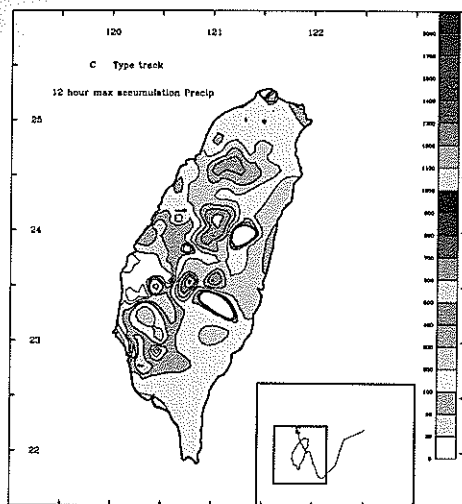


圖 14c C 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

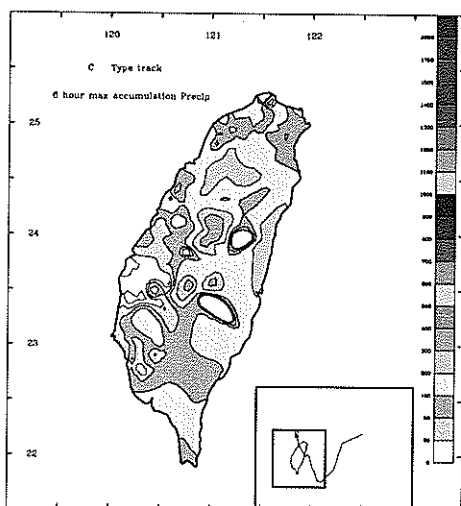


圖 14b C 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

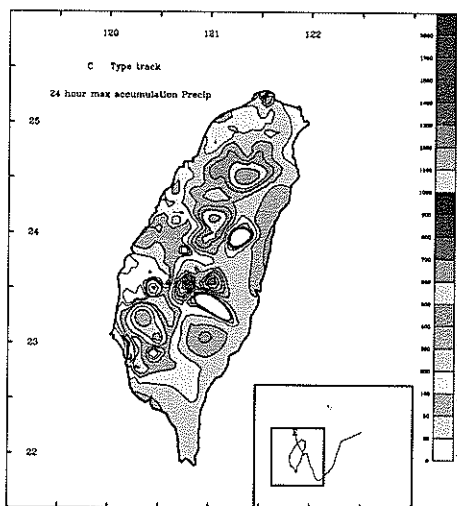


圖 14d C 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 14 C 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

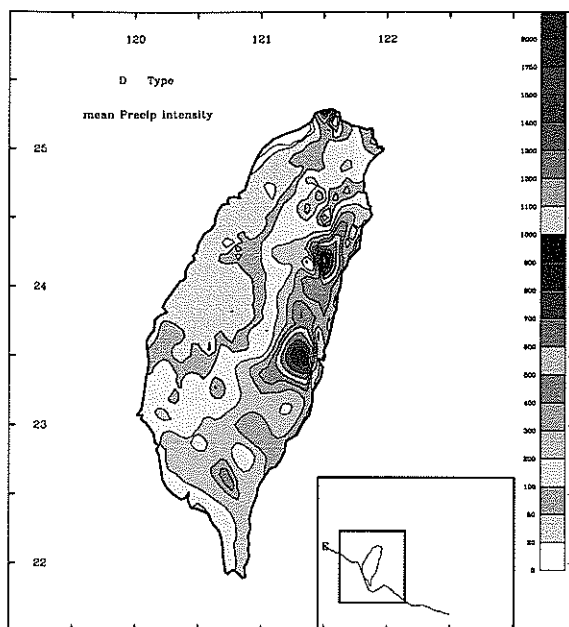


圖 15 D 類路徑侵台颱風平均總雨量。

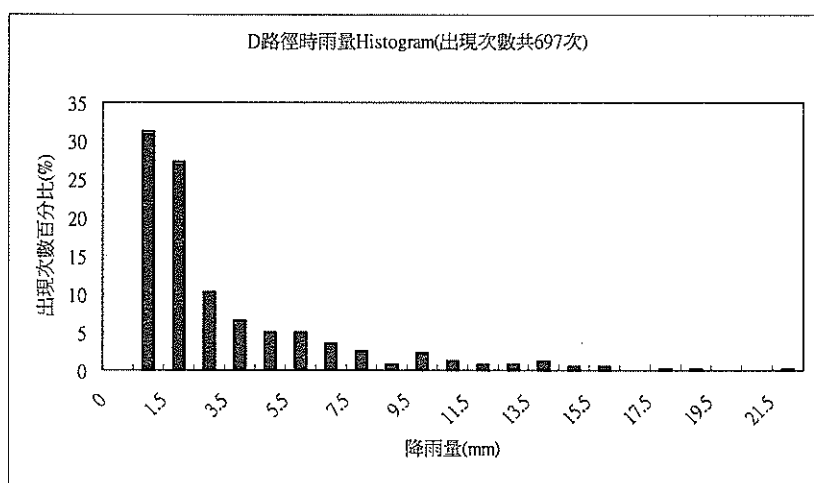


圖 16 D 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

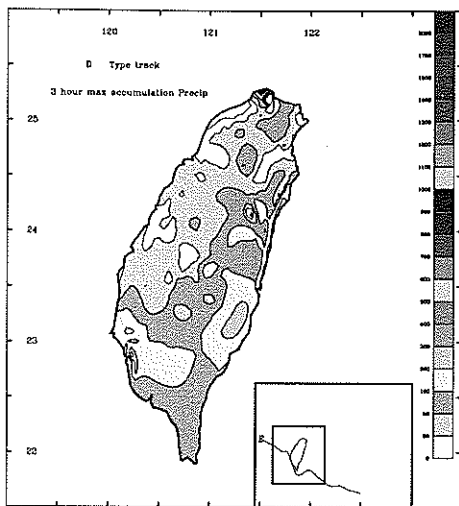


圖 17a D 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

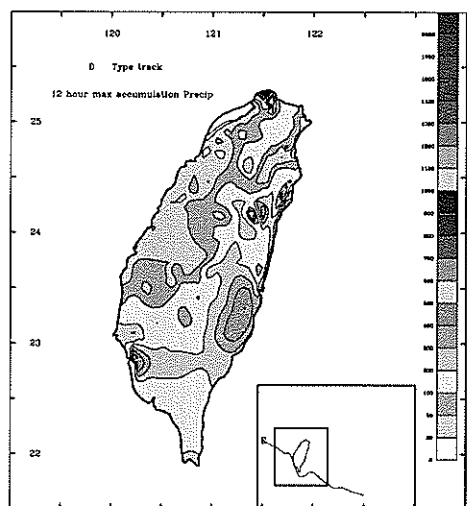


圖 17c D 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

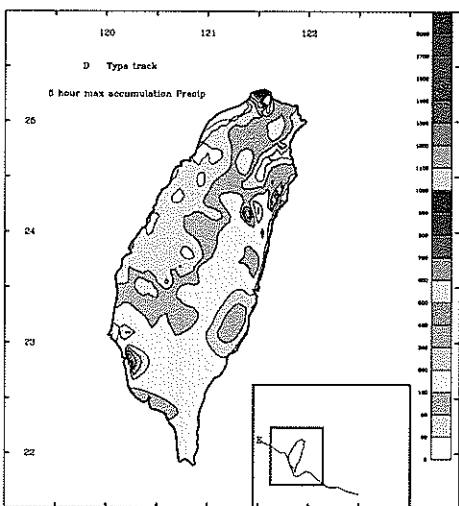


圖 17b D 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

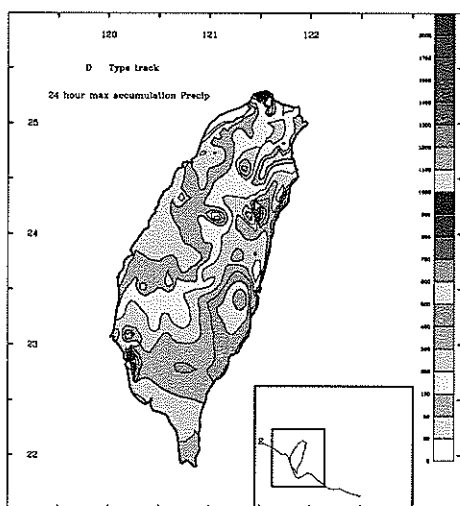


圖 17d D 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 17 D 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

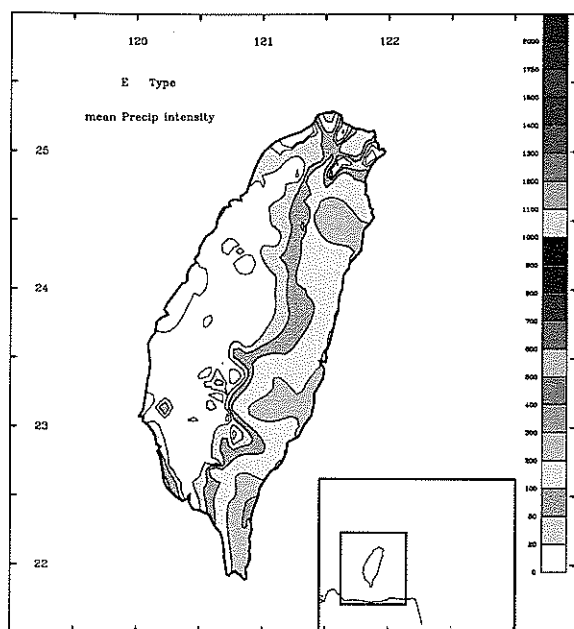


圖 18 E 類路徑侵台颱風平均總雨量。

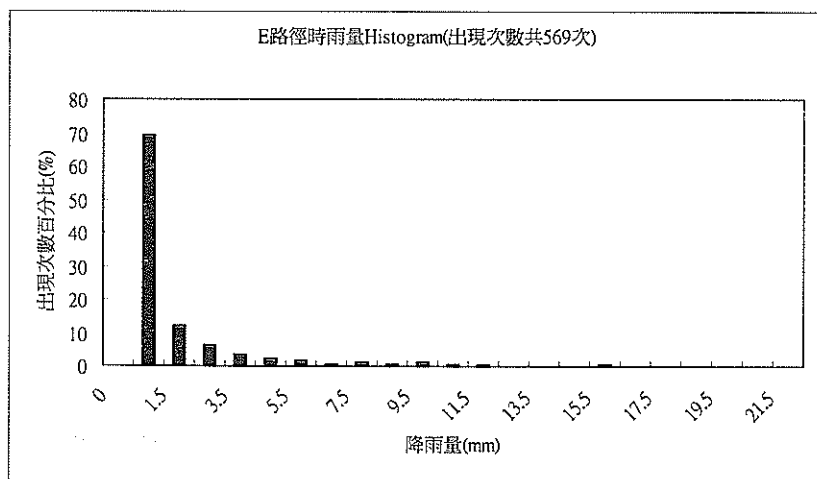


圖 19 E 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

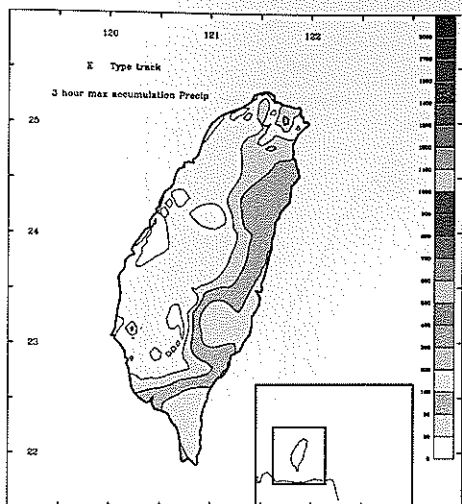


圖 20a E 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

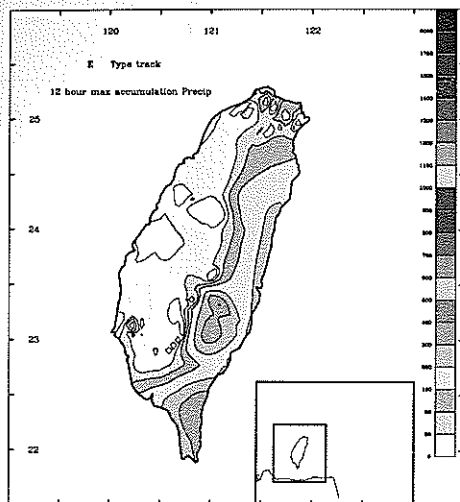


圖 20c E 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

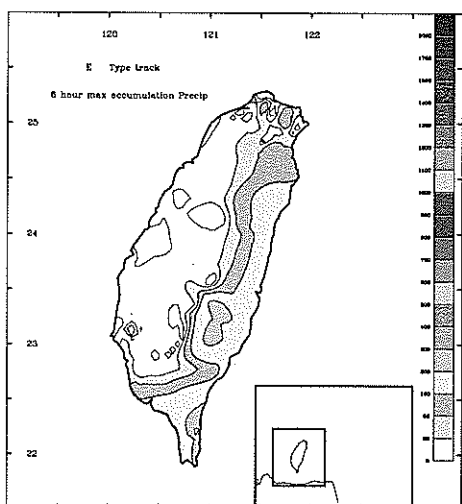


圖 20b E 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

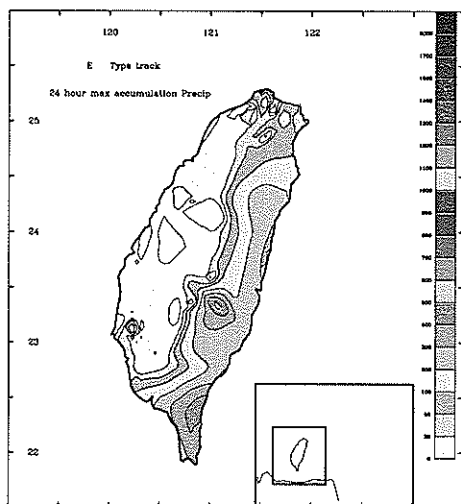


圖 20d E 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 20 E 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

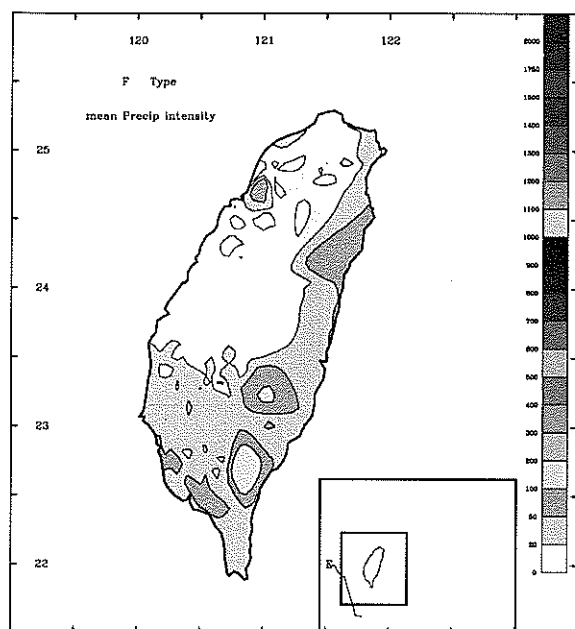


圖 21 F 類路徑侵台颱風平均總雨量。

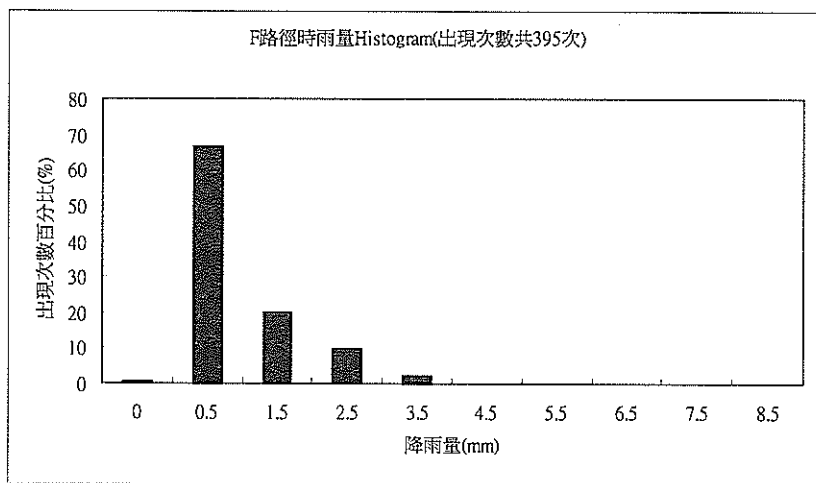


圖 22 F 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

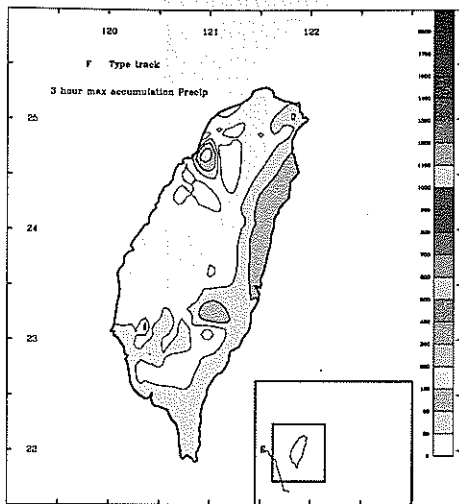


圖 23a F 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

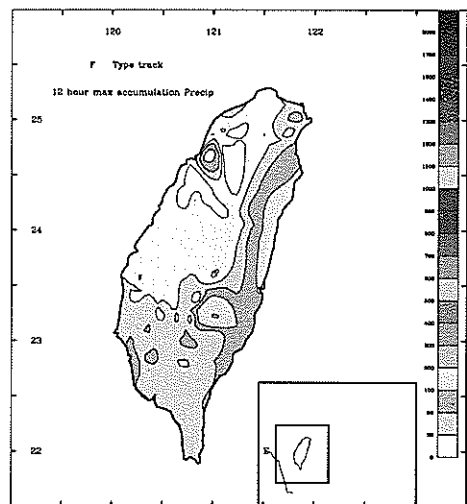


圖 23c F 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

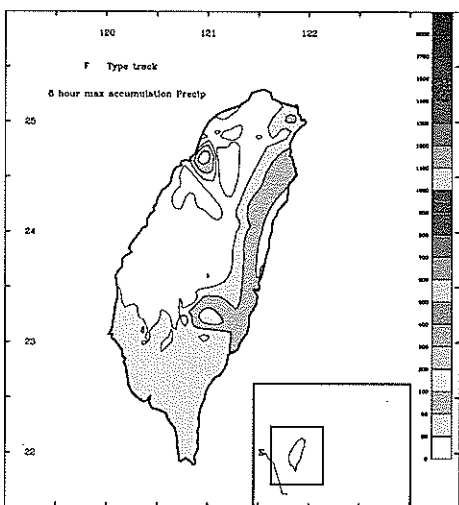


圖 23b F 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

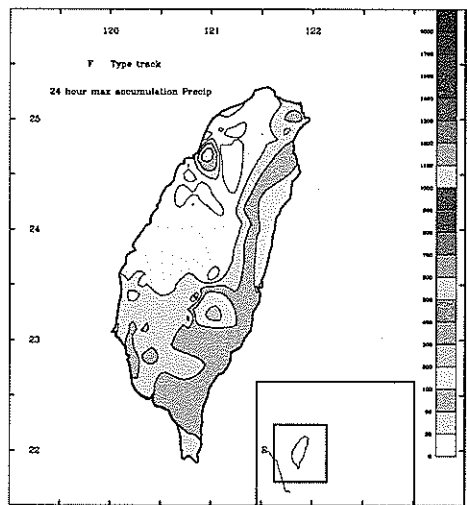


圖 23d F 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 23 F 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

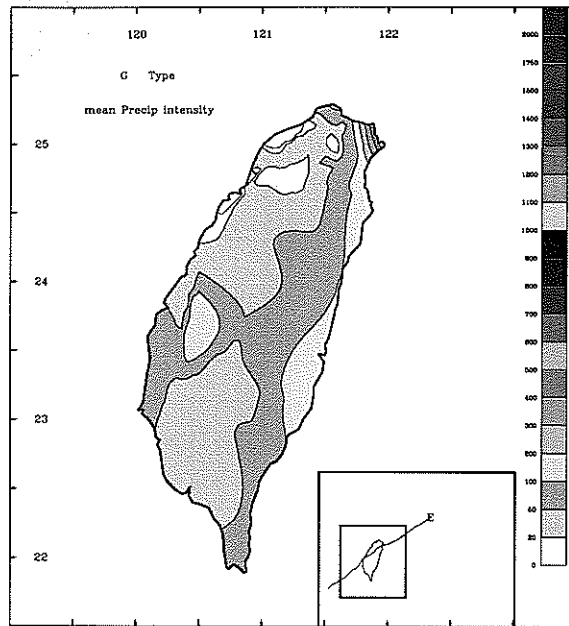


圖 24 G 類路徑侵台颱風平均總雨量。

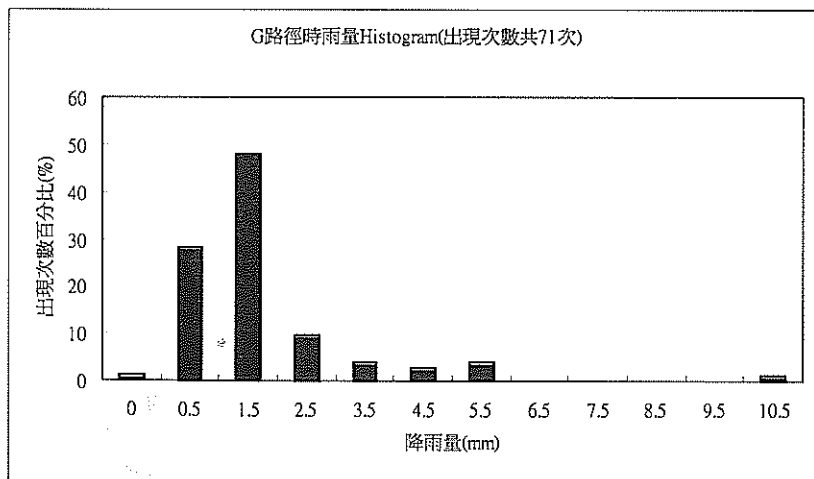


圖 25 G 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

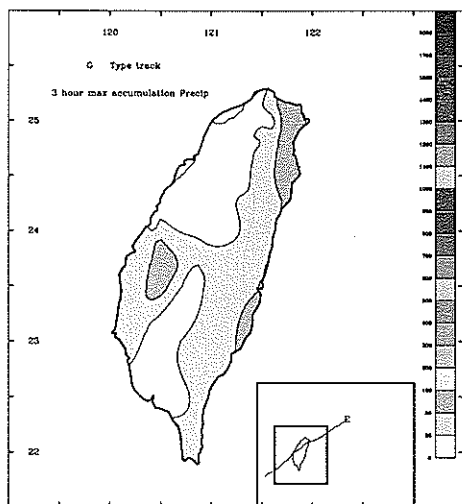


圖 26a G 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

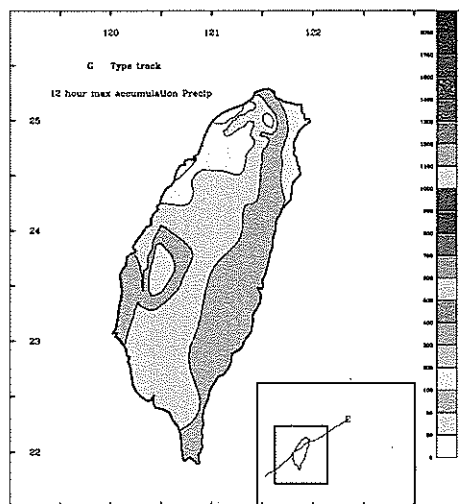


圖 26c G 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

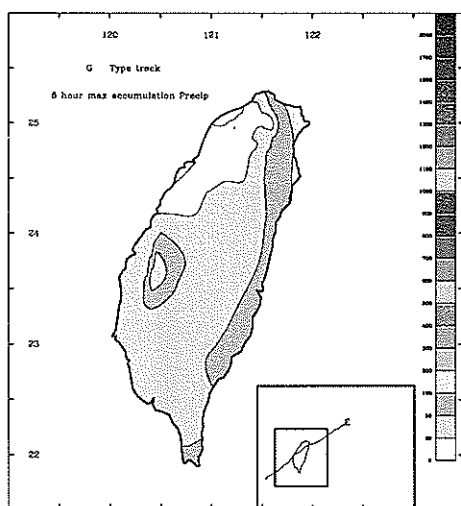


圖 26b G 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

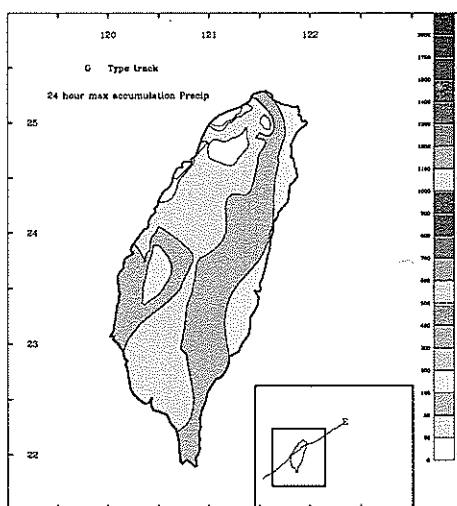


圖 26d G 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 26 G 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

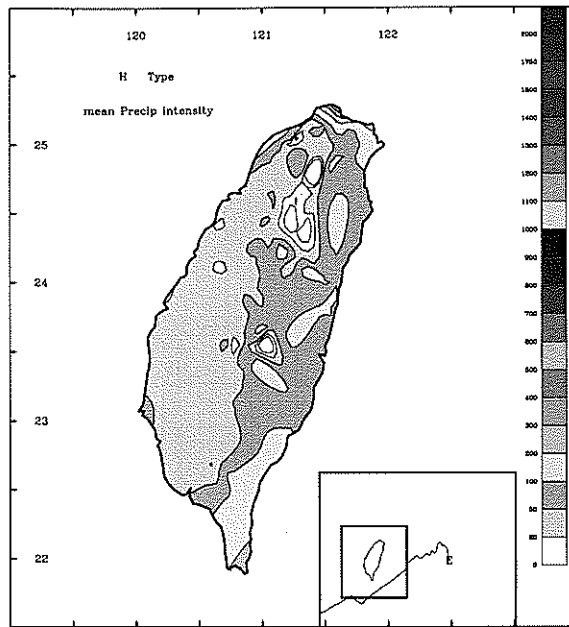


圖 27 H 類路徑侵台颱風平均總雨量。

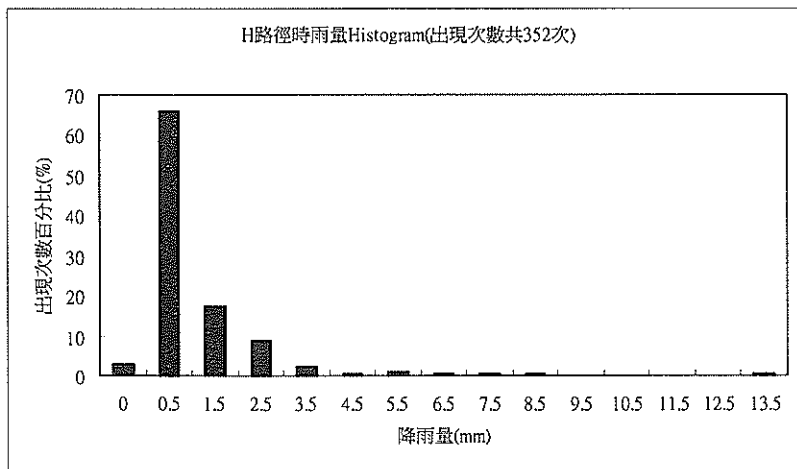


圖 28 H 類路徑侵台颱風時雨量 Histogram 圖。

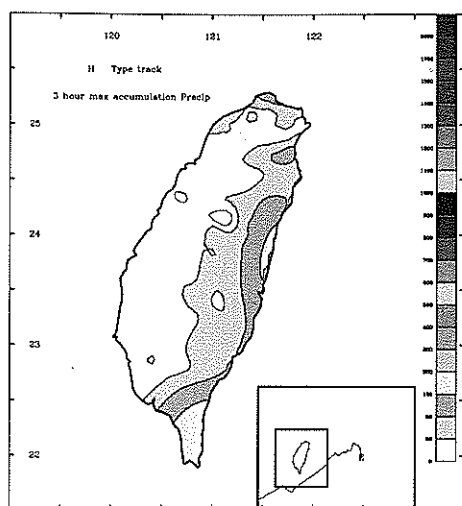


圖 29a H 類路徑颱風 3 小時最大累積雨量

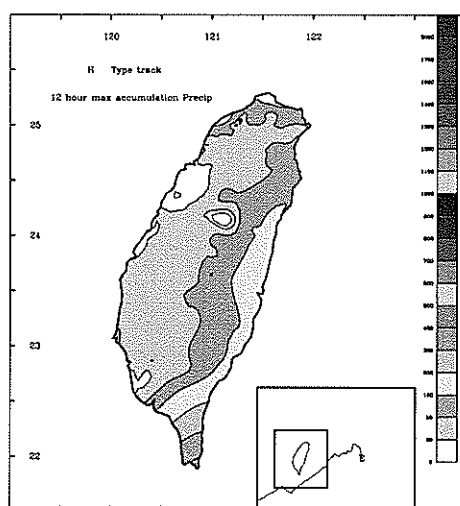


圖 29c H 類路徑颱風 12 小時最大累積雨量

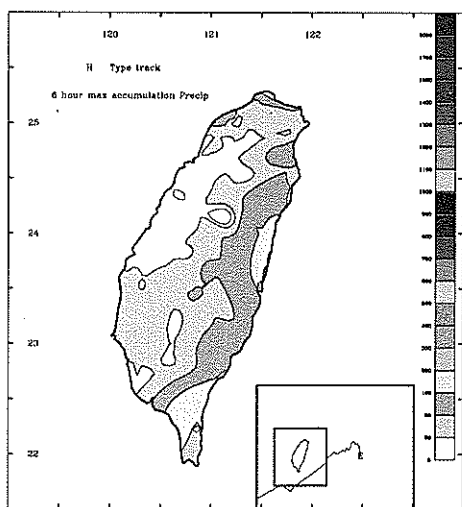


圖 29b H 類路徑颱風 6 小時最大累積雨量

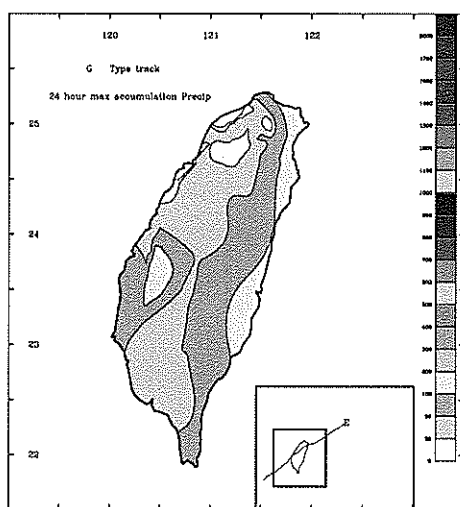


圖 29d H 類路徑颱風 24 小時最大累積雨量

圖 29 H 類路徑侵台颱風 3、6、12 及 24 小時最大累積雨量分佈圖。

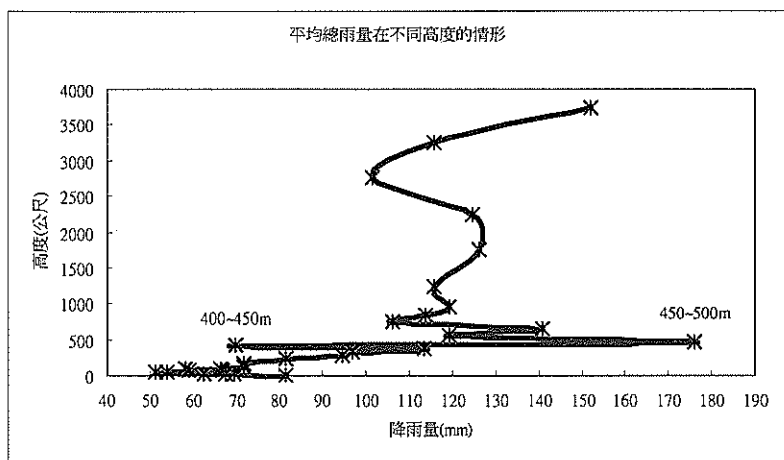


圖 30 1989~1996 年侵台颱風平均總雨量與高度關係圖。

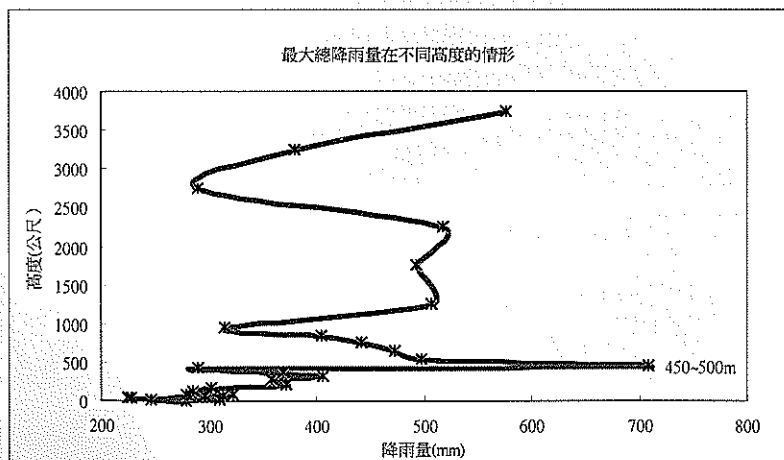


圖 31 1989~1996 年侵台颱風最大總降雨量與高度關係圖。

交通部中央氣象局委託計畫成果報告

颱風數值預報作業模式改進研究（一）

計畫類別：☒國內 ☐國外

計畫編號：CWB 86-2M-04

執行期間：85年07月01日至86年06月30日

計畫主持人：吳俊傑

協同主持人：葉天降、陳得松

助理人員：卓瑜甄

中華民國八十六年六月三十日

交通部中央氣象局委託計畫成果報告

颱風數值預報作業模式改進研究（一）

計畫類別：☒國內 ☐國外

計畫編號：CWB 86 - 2M - 04

執行期間：85 年 07 月 01 日至 86 年 06 月 30 日

計畫主持人：吳俊傑

協同主持人：葉天降、陳得松

助理人員：卓瑜甄

中華民國八十六年六月三十日

摘要

本研究測試 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 颱風預報系統對於西太平洋地區颱風的預報情形，以瞭解此系統在現階段對於西太平洋颱風之預報能力。在 1996 年之颱風季節中，我們對西北太平洋 23 個颱風做 171 個案的實時 GFDL 颱風模式預報。在路徑預報方面，GFDL 颱風預報系統對 1996 年西北太平洋颱風之路徑預報在所有預報個案中，對 12 (171 個案)，24 (159 個案)，36 (146 個案)，48 (136 個案)，60 (118 個案) 及 72 小時 (108 個案) 的各預報時間，其平均預報路徑誤差分別為 108, 174, 220, 274, 352 及 436 公里。與 1995 年 GFDL 之路徑預報結果比較顯示，在前 48 小時之預報，1996 年之預報誤差較 1995 年約增加 10 %；但在 60 及 72 小時的預報，則 1996 年之表現優於 1995 年。若與 TFS 預報系統 1996 年之結果比較顯示，在 12 小時之預報路徑誤差兩者相當 (TFS 略優)；在 24, 36 及 48 小時之預報，則 GFDL 優於 TFS，其改進分別為 15 %，31 % 及 38 %。但經由 GFDL 及 TFS 對 CLIPER 做均勻個案比較則顯示，實際上 1996 年 GFDL 相對於 CLIPER 之預報技術較 1995 年增加，而 1996 年 TFS 之預報技術較 1995 年卻略為降低。

路徑預報偏差及強度預報偏差之結果則顯示雖然 GFDL 颱風預報系統對於西北太平洋颱風預報之系統偏差會因年份不同而有所變化，但基本上仍略具有一定的系統偏差：即在路徑預報方面 GFDL 系統會低估高緯度颱風之移速，且對颱風轉向之預報能力較為有限；在強度方面，1996 年 GFDL 平均預報誤差較 1995 年減少約 5 Knots，並且在強度預報偏差上略顯高報強度較弱之颱風而低報強度較強之颱風的趨勢。由賀伯颱風個案討論結果顯示，雖然 GFDL 預報系統對路徑預報已展現相當之預報能力，但對於風雨預報仍有其不確定性。在初始場敏感度測試中，顯示 GFD 颱風預報系統對初始場相當的敏感，且不同的初始場其預報結果的預報偏差亦有所不同。但有趣的是，若我將此二個不同初始場的預報結果作一簡單的平均所得的新的預報場，其結果明顯優於原先的預報結果；而此似乎顯示出，我們可以藉由此一簡單的系集預報方法，將不同初始資料場所造成的預報誤差加以修正。透過這些測試，我們已較能肯定 GFDL 預報系統對於西北太平洋颱風之預報能力。我們亦認為此模式預報結果對於台灣地區颱風預報具有參考價值，且此模式的一些長處 (其初始資料及渦旋植入方法)，應可提供台灣現有颱風模式學習。目前我們正在規劃更多之測試以探討 GFDL 預報系統與其他現有模式之差異處，以及瞭解 GFDL 預報系統對初始資料場之敏感問題，並期望藉由這些測試以釐清現階段颱風預報所面臨之問題。

Abstract

The GFDL hurricane prediction system was tested at National Centers for Environmental Prediction in experimental mode and in near real time for western North Pacific storms during 1996. Altogether, 171 forecasts were run for 23 storms that formed during the months of July through December.

Results indicate that the GFDL system exhibited considerable skill in the forecast of the storm track for the cases run. The mean track errors for all cases run are 108 , 174 , 220, 273 , 352 and 436 km for 12 (171 cases), 24 (159 cases), 36 (146 cases), 48 (136 cases), 60 (118 cases) and 72 (108 cases) hours. Compared to the forecasts in 1995, the track errors in 1996 are about 10% larger for the first 48h, but are smaller at 60 and 72h. Except for the first 12h, the average improvement of GFDL track forecast over TFS is 15%, 31% and 38% for 24, 36 and 48h. However, the homogeneous comparisons between the GFDL and CLIPER forecasts show that the 1996 GFDL forecasts have higher forecast skill (relative to CLIPER) than the 1995 GFDL forecasts. Meanwhile, the 1996 TFS forecasts show slightly lower forecast skill (relative to CLIPER) than its 1995 forecasts.

Despite the demonstrated skill of the GFDL forecast system as a useful dynamical model guidance for tropical cyclone forecasters in the western North Pacific region, some biases were revealed in the storm track and intensity. In general, some slow (along-track) bias with no obvious cross-track bias is identified in 1996, as compared to the northward and rightward (relative to the storm's heading direction) bias in 1995. As to intensity forecast, similar to the results in 1995, an over-prediction of the intensity of weak storms and an under-prediction of the intensity of strong storms of the GFDL system are found in 1996, thus suggesting a need for some improvement in the prediction model and its initialization.

More tests and investigations are needed in order to identify the key factors that affect the performance of each typhoon forecasting system. A comparison study of the parallel GFDL forecasts in 1996 using the analyses from AVN (at NCEP) and from NOGAPS (at the Navy) may shed some light on the issue regarding to the sensitivity of the GFDL hurricane prediction system to the initial analysis.

目錄

中文摘要	I
英文摘要	II
目錄	III
圖表說明	IV
一、前言	1
二、GFDL 颱風預報系統	4
三、1995 年預報測試結果	6
四、1996 年預報測試結果	10
五、個案分析及初始場敏感度測試	13
六、結語及未來工作	18
致謝	20
附錄	21
參考文獻	29
附表及附圖	33

圖表說明

- 表 1：1995 年 GFDL 颱風預報系統在西北太平洋所做颱風預報個案總表。...33
- 表 2：1995 年颱風季節，GFDL 和 CLIPER、TFS 和 EBM 等颱風模式及 CWB 的官方預報對西北太平洋颱風做 homogeneous 的 24、36 和 48 小時預報路徑誤差及平均標準差（括號內數字）比較。.....34
- 表 3：1995 年颱風季節，GFDL 和 CLIPER、NOGAPS、AVN 颱風模式及 JTWC 的官方預報對西北太平洋颱風預報做 homogeneous 的 24、36、48 和 72 小時預報路徑誤差及平均標準差（括號內數字）比較。.....34
- 表 4：1996 年 GFDL 颱風預報系統在西北太平洋所做颱風預報個案總表。...35
- 表 5：GFDS 及 GFDN 之路徑預報誤差比較。%代表為所有預報個案中 GFDN 較 GFDS 預報為準確的個案佔總個案數之比例。.....36
- 表 6：GFDA 路徑預報誤差及相較於 GFDS 和 GFDA 之路徑預報中，優於 GFDS 及 GFDN 之預報個案數佔總個案之百分比。.....36
- 表 7：1995 年及 1996 年 GFDS 和 GFDN 之路徑誤差比較。%代表所有預報個案中 GFDN 較 GFDS 預報為準確的個案佔總個案之百分比。.....37
- 表 8：1995 年及 1996 年 GFDA 路徑預報誤差相較於 GFDS 和 GFDN 之路徑預報中，優於 GFDS 及 GFDN 之預報個案數佔總個案之百分比。.....37
- 圖 1：1995 年颱風季節 GFDL、TFS、EBM 颱風模式及 CWB 的官方預報對西北太平洋颱風做 homogeneous 個案的預報路徑誤差比較。.....38
- 圖 2：1995 年颱風季節，GFDL、TFS、EBM 颱風模式及 CWB 的官方預報對西北太平洋颱風做 homogeneous 個案的預報路徑誤差相對於 CLIPER 之預報能力比較。.....38
- 圖 3：1995 年颱風季節，GFDL 和 TFS 颱風模式對西北太平洋颱風個案做(a)24 小時(b)48 小時之所有路徑預報誤差比較。需線上方代表 GFDL 預報優於 TFS，下方代表 TFS 優於 GFDL。.....39
- 圖 4：1995 年颱風季節，GFDL、NOGAPS、AVN、TFS、CLIPER 等颱風模式及 JTWC 的官方預報對西北太平洋颱風預報做 homogeneous 個案的預報路徑誤差比較（個案數目顯示在橫軸預報時間下方之括號內）。...

.....	40
圖 5：1995 年颱風季節，GFDL、NOGAPS、AVN、TFS 等颱風模式及 JTWC 的官方預報對西北太平洋颱風預報做 homogeneous 個案的路徑預報誤差相對於 CLIPER 的預報能力比較（個案數目顯示在橫軸預報時間下方之括號內）。	40
圖 6：1995 年颱風季節，GFDL 及 TFS 颱風預報系統路徑預報誤差在(a)Cross-Track 和(b)Along-Track 二個方向相對於 CLIPER 正規畫後之比較。 ...	41
圖 7：GFDL 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track（橫座標）及 Along-Track（縱座標）方向上之分佈圖。	42
圖 8：TFS 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track（橫座標）及 Along-Track（縱座標）方向上之分佈圖。	42
圖 9：GFDL 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。	43
圖 10：TFS 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。	44
圖 11：1995 年颱風季節，GFDL 和 JTWC 的官方預報對西北太平洋颱風做 homogeneous 的強度預報誤差比較。（個案數顯示在橫軸預報時間下方之括號內）。	45
圖 12：(a)GFDL 颱風預報系統(b)JTWC 官方預報對 1996 年西北太平洋颱風強度預報之系統偏差，橫座標代表觀測（JTWC）之颱風強度，縱座標代表強度預報誤差。	46
圖 13：1996 年颱風季節之 GFDL 及 TFS 之颱風路徑預報誤差及 1995 年 GFDL 與 TFS 之颱風路徑誤差比較。	47
圖 14：1996 及 1995 年颱風季節之 GFDL 及 TFS 之颱風路徑預報分別相對於同期 CLIPER 預報的預報能力比較。	48
圖 15：GFDL 颱風預報系統對 1996 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track（橫座標）及 Along-Track（縱座標）方向上之分佈圖。	49
圖 16：TFS 颱風預報系統對 1996 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track（橫座標）及 Along-Track（縱座標）方向上之分佈圖。	49
圖 17：GFDL 颱風預報系統對 1996 年西北太平洋颱風(a)24 小時(b)48 小時預報	

之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。	50
圖 18：TFS 颱風預報系統對 1996 年西北太平洋颱風(a)24 小時(b)48 小時預報之 實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。	51
圖 19：GFDL 颱風預報系統及 JTWC 官方預報對 1996 年西北太平洋颱風之強 度預報誤差與 1995 年 GFDL 及 JTWC 官方預報強度誤差比較。	52
圖 20：(a)GFDL 颱風預報系統(b)JTWC 官方預報對 1996 年西北太平洋颱風強度 預報之系統偏差，橫座標代表觀測（JTWC）之颱風強度，縱座標代表 強度預報誤差。	53
圖 21：1995 年賴恩颱風從 9 月 17 日 00 UTC 至 9 月 20 日 12 UTC 的所有 GFDL 預報系統 72 小時路徑預報圖及最佳觀測路徑圖（以颱風符號代表，每 12 小時顯示一次）。1, 2, 3 ...代表 GDL 模式時間順序。	54
圖 22：賀伯颱風 7 月 31 日至 8 月 2 日之累積雨量。單位：公釐，等值線間距： 100 公釐。	55
圖 23：賀伯颱風通過台灣時，台灣附近之風場分佈。(a)7 月 31 日 06 - 12 UTC (b) 7 月 31 日 12 - 18 UTC (c) 7 月 31 日 18 UTC 至 8 月 1 日 00 UTC (d) 8 月 1 日 00 - 06 UTC。	56
圖 24：1996 年賀伯颱風從 7 月 27 日 18 UTC 至 7 月 30 日 18 UTC 的所有 GFDL 預報系統 72 小時路徑預報圖及最佳湍測路徑圖（以颱風符號代表，每 12 小時顯示一次）。1, 2, 3 ...代表 GFDL 模式預報時間順序。	57
圖 25：GFDL 颱風預報系統對賀伯颱風所做瞬時風雨預報。(a)預報時間為 7 月 31 日 09 UTC 之瞬時雨量，(b)預報時間為 7 月 31 日 09 UTC 之瞬時風場， (c) 預報時間為 7 月 31 日 15 UTC 之瞬時雨量，(d)預報時間為 7 月 31 日 15 UTC 之瞬時風場。	58
圖 26：GFDL 颱風預報系統對賀伯颱風之累積雨量預報圖。初始積分時間為 7 月 31 日 06 UTC。單位：公分。	60
圖 27：(a) GFDL-AVN 及(b) GFDL-NOGAPS 系統對 1996 年西北太平洋颱風路 徑預報誤差分佈。等值線間距為 100 公里。	61
圖 28：GFDL-NOGAPS 系統對 1996 年西北太平洋颱風 48 小時預報之實際位置 預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。	62
圖 29：GFDL-NOGAPS 系統對 1996 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track	

(橫座標)及 Along-Track (縱座標)方向上之分佈圖。.....	62
圖 30 : (a) GFDL-AVN 及(b) GFDL-NOGAP 系統對 1996 年西北太平洋颱風預報 誤差在經向(橫座標)、緯向(縱座標)上之分佈圖。.....	63
圖 31 : (a) GFDN (b) GFDS 及(c)GFDA 系統對賀伯颱風個案所有預報路徑圖。圖 中數字為 GFDN、GFDS、GFDA 之預報路徑誤差。單位:公里。.....	64
圖 32 : (a) GFDN (b) GFDS 及(c)GFDA 系統對 Violet 颱風個案所有預報路徑圖。 圖中數字為 GFDN、GFDS、GFDA 之預報路徑誤差。單位:公里。.....	65
表 A1 : GFDL 颱風預報系統三重可移動網格之解析度,積分範圍及積分時間。	66
圖 A1 : 三重巢狀可移動網格積分之方式。(摘自 Kurihara et al. 1997)	66
圖 A2 : GFDL 颱風預報系統三重巢狀可移動網格之水平結構。(摘自 Kurihara et al. 1997)	67
圖 A3 : GFDL 颱風預報系統其垂直 18 層網格所對應的 σ 座標。.....	68
圖 A4 : GFDL 颱風預報系統中兩層網格 (A 及 B) 的交界 (M) 與動力界面 (M - N ; A ₂)。(摘自 Kurihara et al. 1997)	69
圖 A5 : GFDL 颱風預報系統對 1988 年 Florence 颱風以新的初始化過程若分析 之擾動場(a)相對颱風中心所記酸之切向方(等值間距為 $2ms^{-1}$, 虛線為 負值)及以新方法所決定之颱風範圍(粗實線表示), 颱風符號代表颱風 中心位置。(b)為所有之擾動風場。帕兜 Z 動風場中部屬於颱風擾動 場之部分。(d)為颱風擾動場中屬於颱風之部分。(摘自 Kurihara et al. 1995)	70
圖 A6 : GFDL 預報系統以新、舊二種不同初始化方法對 1988 年 Florence 颶風 進行預報測試之路徑預報。實線代表新初始化過程之預報路徑, 點虛線 代表舊初始化過程之預報路徑, 虛線代表實際觀測路徑。(摘自 Kurihara et al. 1995)	71
圖 A7 : GFDL 颱風預報系統初始化過程之流程圖。.....	72

一、前言

颱風是自然界最具破壞力的天氣系統，也是台灣最重要的災變天氣，其所帶來的雨量亦是台灣地區最重要的水資源之一。根據中央氣象局的分析（民國 84 年年終記者會）顯示近 15 年台灣地區因氣象因素導致的直接財物損失，平均每年達新台幣 160 億元（賀伯颱風災害未含在內），而其中有 76.6% 的損失係由颱風災害所造成。以民國 84 年為例，許多颱風過門而不入，未對南部帶來足夠降水，因此造成南部地區缺水及限水的問題。另一方面，賴恩（Ryan）颱風於民國 84 年 9 月 22 日掠過恆春半島外海，台灣大部份地區民眾度過一個少風、少雨的颱風假日，同樣也造成社會經濟的耗損。

而強烈颱風賀伯(Herb)於民國 85 年 7 月 31 日至 8 月 1 日期間侵襲台灣北部地區，其所挾帶之破紀錄豪雨造成整個台灣地區超過數百億之民生經濟損失。尤其是南投山區及阿里山地區，災情最慘重（特別是其嚴重之山崩及土石流等災害）。根據農委會統計，賀伯颱風共造成死亡及失蹤人數分別達 51 人及 22 人，受傷人數 463 人，房屋全倒 503 間，半倒 880 間，農田流失 559 公頃、埋沒 1266 公頃，海水倒灌 2157 公頃，復建費用約 19 億元，農業災害損失達 199 億元（李三畏，1996）；而其他道路、橋樑之重建費用更是難以估計。儘管因各年代幣值不同而無法準確比較歷年來災害損失大小，但賀伯風災可能是自民國四十八年八七水災以來最大的災害。

有鑑於此，行政院於民國 85 年 9 月召開的第五次全國科技會議中，決定將防颱防洪列為天然災害防治之國家型計畫中。如何加強對侵台颱風路徑、結構與風雨分佈之研究、瞭解，進而提昇侵台颱風之路徑、風雨預報能力，且將颱風減災納入整個防災決策系統中，應是颱風研究乃至國內大氣界中最重要的課題之一。

從學術觀點而言，颱風是流體力學在大自然所展現的絕妙特例。颱風系統包括旋轉渦旋、位流、層化流體、熱力對流、大氣與海洋之交互作用等物理過程，一直是國際大氣科學界深感興趣的研究題材。以台灣為例，由於位處於西北太平洋地區颱風路徑之要衝，每年常受颱風侵襲，但也因此成為觀測和研究颱風之絕佳地理位置。颱風接近台灣時，中央山脈高聳、複雜的地形，對颱風伴隨之對流和環流結構有相當顯著的影響；此地形作用，不但可以改變颱風之路徑，也使得其所伴隨之強風和豪雨之預報更加困難。而此地形作用導致颱風特性之複雜變化亦為學術上深具挑戰之研究課題。

除上述學術難題外，加上颱風本身及其周圍大氣環境的觀測資料之不足、颱風預報模式之缺陷、人為颱風預報的主觀性、以及上述各原因的交錯影響，準確的颱風預報是相當困難，而颱風預報的能力更是有限。依統計平均而言，目前世界各先進國家的二十四小時颱風中心位置預報誤差約

為一百八十公里。然而台灣地區地狹人稠，對於颱風是否侵襲非常敏感且脆弱。無論是颱風入侵或者是“狼來了”假警報都會造成社會成本之損失。因此，颱風預報的改進是台灣地區目前氣象科技發展最實際也最大的挑戰之一。

中央氣象局所發展的第二代颱風路徑預報系統 (TFS) 已於 1994 年建置完成，並針對 1994 年之颱風做作業性測試。Chen et al. (1994) 顯示 24、48 小時颱風路徑預報統計誤差各為 201、380 公里，較其前一代系統已有所改善。此 TFS 颱風預報系統仍在持續研究改進之中，如何吸取其他颱風模式及其資料初始化方法之優點，以改善 TFS 颱風預報系統，應是值得進一步研究的方向。另外，深入瞭解颱風預報系統本身之系統誤差及偏差特性，除了對於模式本身之改進有所助益外，亦可提供使用其系統做預報者之重要參考依據。儘管氣象局已有這套自己所發展的模式，然而在做正式颱風預報時，客觀地參考其它模式之預報結果及加上有經驗的預報人員之主觀人為研判，亦是做好颱風預報不可忽視的環節。

Wu (1994) 使用 GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) 颱風預報系統對西北太平洋的颱風進行初步測試，其結果顯示此模式對 18 個侵台之西北太平洋之颱風具有相當之預報能力。Wu (1994) 與吳 (1996) 針對 1995 年颱風季節中 16 個西北太平洋地區的颱風做 125 個案之真時預報。其結果顯示 GFDL 颱風預報系統的路徑預報結果相較於 CLIPER (CLImatology and PERsistence)、中央氣象局的 TFS 和 EBM (Equivalent Barotropic Model) 及美國 AVN (AViation 模式) 與 NOGAPS (Navy Operational Global Atmospheric Prediction System) 等模式之預報均較為出色，且路徑誤差平均約減少 35%。另外 GFDL 颱風路徑預報誤差亦遠低於關島和台灣的官方預報，其改進超過 30%。

有關路徑預報偏差之探討，Wu et al. (1997) 顯示在 1995 年西北太平洋之颱風預報中，GFDL 颱風預報系統對於 $15^{\circ} \sim 30^{\circ}N$ 區域的颱風之路徑有較好之表現，但具有系統性的偏北誤差，即預報颱風過早轉向 (recurve) 的情形；對於較高緯度區域的颱風則有向西的預報偏差。而此向西偏差可能是由於 GFDL 預報低估高緯度地區往東北 (或東) 方向行進之颱風移速所造成。若以沿著颱風路徑 (Along-Track ; AT) 及垂直颱風路徑 (Cross-Track ; CT) 二個分量探討此模式對颱風移速及行徑方向預報的掌握，顯示 1995 年路徑偏差在 CT 方向為偏右，AT 方向為偏快。

在強度預報方面，Wu et al. (1997) 顯示 GFDL 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋之颱風強度的預報能力仍屬有限，並且具有一強度預報之系統偏差：即 GFDL 預報會低報強度較強之颱風，而高報強度較弱之颱風。吳 (1996) 之測試中也發現 GFDL 颱風預報個案表現之良否和此模式對大尺度環境流場模擬之好壞有很大之關係；即 GFDL 預報系統對颱風預報較準確時，其對大尺度之環境流場亦有較好之表現。另外重要的是，由探討與美國海軍使用 GFDL 系統 (但以 NOGAPS 為初始資料) 之初步比較結果顯示 GFDL 系統之預報對於所使用初始資料可能相當敏感。

透過 Wu (1994), 吳 (1996), Wu et al. (1997) 及吳和卓 (1997) 之研究, 我們雖較能肯定 GFDL 颱風預報系統用來預報西北太平洋地區颱風之能力, 但該年度之統計結果是否具有代表性? 有關颱風路徑預報結果在不同年份之持續性與否, 以及對於颱風路徑及強度預報之系統偏差問題, 我們認為仍須藉由更多的研究測試才能有深入瞭解。此外, 有關模式對於初始場之敏感度問題, 則有賴於使用不同初始資料進行預報, 且將結果加以比對, 才能有所突破。

基於上述精神, 本研究之主要目的即在延續 Wu (1994), 吳 (1996) 及 Wu et al. (1997) 之工作 — 測試 GFDL 颱風預報系統對於 1996 年西太平洋地區颱風的預報結果, 以瞭解此模式在現階段對於西太平洋颱風之預報能力, 進而評估其將來做為本地颱風預報參考之價值。並且從不同模式預報與實際觀測之比較中學習經驗, 以改進 GFDL 及 TFS 模式及其資料初始化與渦旋 bogusing 處理方法, 期盼能對未來之颱風預報有所幫助。

本文之第二節說明所使用的 GFDL 颱風預報系統及所進行的預報方式與流程; 第三節為 1995 年對西北太平洋颱風測試之結果回顧; 第四節為 1996 年西北太平洋颱風預報結果分析及探討; 第五節為個案分析與討論; 最後為結語與未來工作。

二、GFDL 颱風預報系統

本節介紹GFDL颱風預報系統之基本架構（詳細架構見附錄或Kurihara et al., 1997），我們所使用的最新版本的 GFDL 的多重巢狀可移動網格（Multiply Nested Movable Mesh）颱風模式（以下簡稱為 GFDL 颱風預報系統），是由 Kurihara 和 Bender（1980）所研究發展，再經由 Tuleya et al.（1984），Bender et al.（1987）和 Bender et al.（1993）對模式的細部加以修改，並加入資料初始化過程及颱風渦旋植入(bogusing)方法【Kurihara et al. 1993; 1995 (KBTR)】及輻射參數化（Tuleya 1994）。

此模式為一原始方程模式，在水平為經緯度座標，垂直為 σ ($\sigma = P/P_s$) 座標。垂直高度分為 18 層，積分範圍為緯度 $75^\circ \times$ 經度 75° ，所使用的三重巢狀網格，其解析度由粗至細分別為 1° ， $1/3^\circ$ 和 $1/6^\circ$ 。最外層網格的範圍緯度是由 10°S 到 65°N ，而經度座標則隨著預報的颱風位置不同而有所改變。

模式中參數化過程主要包括積雲參數化，大氣—地面交互作用，垂直和水平擴散，及輻射參數化。此模式使用美國國家環境預報中心（National Centers for Environmental Prediction, NCEP）T126 的全球分析場，並將其內差至 GFDL 颱風模式之網格上做為模式積分的初始條件，並以 NCEP 全球模式每 12 小時的預報結果做為側邊界條件（Kurihara et al. 1989）。

GFDL 的颱風預報系統主要特徵包括 1、為一個高解析度的多重可移動網格模式，2、NCEP 的全球分析場資料做為初始場，3、採用 GFDL 模式之颱風初始化過程和颱風植入方法。因此這三部份中任何一項的改進，都可能提高模式預報的準確度。在 Bender et al.（1993）的模擬中，透過颱風初始化過程對 Gloria（1985）和 Gilbert（1988）颱風做模擬，結果顯示在預報的前 48 小時其路徑相較於沒有初始化之預報有顯著的改善。颱風的強度在預報上雖有較大之誤差，但對其強度的變化已稍可掌握。KBTR 提出新的初始化方法，針對過濾擾動場中屬於颱風擾動和不包含颱風擾動的部份加以改善；使用新的初始化方法，在 Florence（1988）颱風的模擬中，可將颱風東北方的氣旋和颱風本身的環流做較好的過濾，得到更正確的環境流場，進而改進颱風的路徑預報。

此GFDL預報系統在經過多年之測試及近年的實際颱風預報模擬，統計上顯示出為所有大西洋及東太平洋颱風模式中之最佳路徑預報，並且稍微展示颱風強度之預報能力（Kurihara et al. 1993）。GFDL的颱風預報系統，已在1994年的颱風季節，在NCEP的Cray C-90電腦上測試，並在1995年時正式成為NCEP颱風預報的作業模式，且已在1996年六月成為美國海軍數值預報中心（FNMOC）颱風預報的作業模式。我們認為GFDL颱風模式是現有實際颱風預報的最佳模式之一。

本研究仍延續Wu (1994)，吳 (1996) 及Wu et al. (1997)之研究，透過網路，利用NCEP之Cray-C90電腦，在1996年颱風季節針對西北太平洋地區颱風進行真時預報。而此研究中的一項特色即在於當美國海軍使用NOGAPS之資料場對1996年西北太平洋地區之颱風從事預報時，我們亦同時採用GFDL系統以AVN為初始資料場於NCEP進行平行之預報。因此比較兩者之結果將可幫助瞭解GFDL預報系統對於初始條件之敏感問題；而這也是做系集預報 (ensemble forecast) 的初步探討。為配合美國海軍對於西北太平洋颱風進行預報之預報時間以進行平行預報，在本研究中所進行颱風預報之初始時間為0600 UTC和1800 UTC【故此研究中有關GFDL預報系統之預報結果無法與TFS (0000 UTC及1200 UTC) 之結果進行均勻個案之比較】。以每日0600 UTC之預報為例，GFDL系統之預報約在1200 UTC-1400 UTC時完成 (即在NCEP全球模式完成後1-3小時)。

三、1995 年預報測試結果分析

(一) 路徑預報誤差

1995 年颱風季節，我們自 7 月中旬至 11 月初對西北太平洋 16 個颱風做 125 個案的真時預報（預報個案如表 1）。預報結果除和 CLIPER（CLImatology and PERsistence）、中央氣象局之 TFS 和 EBM（Equivalent Barotropic Model）等模式，及與 Guam（即 JTWC，Joint Typhoon Warning Center）和中央氣象局的官方預報做比較外（註：官方預報時間約比模式預報時間早 3~4 小時），也與 NCEP 的 AVN（AViation 模式）和美國海軍 NOGAPS（Navy Operational Global Atmospheric Predication System）的全球預報模式結果作均勻個案（homogeneous）的比較。其中，所有的路徑預報誤差均是以關島所分析之颱風中心為校驗位置。（分析顯示各不同預報中心所分析之颱風中心位置有所不同，而我們亦使用不同預報中心之颱風位置校驗預報路徑誤差，但發現此對研究之主要結果並無影響。）附帶要提的是，雖然 GFDL 颱風模式執行的是 72 小時的預報，但因中央氣象局之模式僅預報 48 小時，因此在與中央氣象局模式做比較時，我們僅比較到 48 小時。另外必須強調的是，由於不同預報模式使用不同的初始分析場做預報，因此我們的比較不能完全算是 homogeneous 比較。此研究主要在顯示各作業之颱風預報系統在現階段的颱風路徑預報能力。

在路徑預報方面，GFDL 颱風模式在所有 125 個個案中，對 12、24、36、48 及 72 小時的各個預報時間之平均路徑預報誤差分別為 95、146、193、250 及 468 公里。若將 GFDL 與 TFS、EBM、CLIPER 等颱風模式及中央氣象局的官方預報（簡稱 CWB）做所有個案（但非 homogeneous）的比較結果（圖未示）顯示，在前 12 小時各模式及官方預報的路徑誤差都很接近，但在 24 小時以後，GFDL 的路徑誤差便明顯地小於其它預報結果，此差異並隨時間增加而變大。若將 GFDL、TFS、EBM 此三個颱風預報系統及 CWB 官方預報之誤差相對於 CLIPER 之預報誤差做正規化後之比較（即 $\frac{e_{\text{model}} - e_{\text{CLIPER}}}{e_{\text{CLIPER}}}$ ；其中負值表示模式較 CLIPER 之預報為佳，

即顯示有預報技術），結果（圖未示）顯示只有 GFDL 預報及中央氣象局的官方預報表現出預報技術（優於 CLIPER），而 GFDL 預報相較於 CLIPER 之預報技術比中央氣象局的官方預報超過 30%。

如果對上例做 homogeneous 的比較（如表 2、及圖 1 和 2），我們仍發現類似的結果。其中圖 1 顯示 TFS、EBM 的路徑誤差劣於 CLIPER，而 GFDL 的路徑預報則優於 CLIPER 及中央氣象局官方的路徑預報。GFDL 在 12、24、36 及 48 小時的各個預報時間之平均路徑預報誤差分別為 90、144、183 及 241 公里，相較於 TFS，其誤差改進達 14%、30%、42 及 43%；若相較於 CWB（CLIPER）的 24 及 48 小時的預報，GFDL

預報的誤差改進則分別為 25 (23) % 和 31 (34) %。而 GFDL 路徑預報誤差之標準差亦遠較其它預報低，此結果亦顯示 GFDL 預報系統之較具穩定性。另外由 GFDL、TFS、EBM 和中央氣象局官方的路徑預報相對於 CLIPER 做預報技術的比較(如圖 2)結果顯示，TFS 和 EBM 颱風預報系統相對於 CLIPER 並沒有預報技術，中央氣象局的官方預報則略優於 CLIPER，而 GFDL 颱風模式則較 CLIPER 誤差減少約 30 %。

我們亦針對 TFS、EBM 及 GFDL 之所有個案的路徑誤差及標準差做比較。結果顯示，隨時間增加，GFDL 預報在路徑誤差除遠小於 TFS 及 EBM 兩個颱風模式的路徑誤差外，GFDL 預報的路徑誤差之標準差亦較 TFS 及 EBM 兩個颱風模式小。如果對 TFS、EBM 及 GFDL 的所有個案做 homogeneous 的路徑誤差和標準差比較(表 2)，結果亦和所有個案比較之結果相似。這再次顯示 GFDL 預報的路徑預報優於 TFS 及 EBM。此結果亦說明，相對於 TFS 及 EBM 兩個颱風模式，GFDL 預報系統除較具準確性外，亦較具穩定性。

若僅針對 Gary，Helen，Janis，Kent 和 Rayn 5 個對台灣影響較大，有發布警報的颱風，將 GFDL 與 TFS 颱風模式和 CLIPER 做 homogeneous 的比較(圖未示)，其比較結果可看出 TFS 的路徑誤差與 CLIPER 相當，而 GFDL 的路徑預報則遠優於 CLIPER 及 TFS 的路徑預報。另外，我們亦將 GFDL、TFS 的路徑預報相對於 CLIPER 做預報技術的比較(圖未示)。結果顯示在這 5 個個案的比較中，TFS 颱風模式相對於 CLIPER 並未顯示預報技術，而 GFDL 颱風模式則在 24 及 48 小時之預報分別優於 CLIPER 達 32 % 及 54 %。

綜而言之，1995 年所預報的颱風路徑結果中，GFDL 的預報誤差相較於 CLIPER、中央氣象局 TFS 等模式的路徑誤差約減少 35 %，且 GFDL 的颱風路徑預報誤差也遠低於關島和台灣的官方預報，其改進超過 30 %。若針對 GFDL 和中央氣象局 TFS 模式之比較(圖 3a 及 3b)，可看出在 24 和 48 小時的預報中，GFDL 路徑預報優於 TFS 之比例分別佔總個案之 69 % 及 81 %。這些結果顯示 GFDL 的預報結果之優於 TFS 並非只是由於某些特定較好的個案預報所造成。統計檢定 (t-test) 亦顯示，在 95 % 的信心下，GFDL 在 24、36 及 48 小時的各個預報時間，其路徑預報均較 TFS 為優。

表 3 及圖 4 為 GFDL 與美國海軍 NOGAPS、AVN 及 GUAM 的官方預報做 homogeneous 的路徑誤差比較。這個比較結果顯示 GFDL 的路徑誤差在各預報時間均小於其它颱風模式及官方預報，而其差別尤其在預報末期更顯著。由 GFDL、NOGAPS、AVN 及 GUAM 官方預報之路徑預報相對於 CLIPER 做預報技術比較(如圖 5)，顯示 AVN 颱風預報系統相對於 CLIPER 並沒有預報技術；NOGAPS 颱風預報系統僅有在 24、36 小時之預報結果優於 CLIPER；GUAM 之官方預報在前 48 小時之預報優於 CLIPER，但在 72 小時之預報相對於 CLIPER 則並無預報技術；而 GFDL 颱風預報系統則亦較 CLIPER 誤差減少達 30 %。另外，針對 GFDL 的預報結果和 NOGAPS (AVN) 的預報做 homogeneous 統計分析，結果顯示 GFDL

在 24、36、48 和 72 小時的各個預報時間，其路徑預報優於 NOGAPS (AVN) 之比例佔總個案之 63 % (68 %), 66 % (63 %), 68 % (65 %) 及 63 % (67 %)。在 95 % 的信心下，統計檢定 (t - test) 亦顯示 GFDL 在 24、36、48 和 72 小時的各個預報時間，其路徑預報均較 NOGAPS 與 AVN 為優。雖然目前已有研究指出使用全球模式來預報颱風的可行性(如 Krishnamurti, 1989; Fiorino et al., 1993; Chan et al., 1993)。但以上資料顯示目前作業(至少對於 1995 年之統計而言)之全球模式尚未具有明顯預報颱風路徑之技術。

(二) 路徑預報偏差

除對各颱風模式及官方預報之路徑預報結果加以比較之外，我們亦針對 GFDL 預報及 TFS 預報做路徑預報系統偏差之分析。在此分析中我們將路徑誤差分為沿著颱風路徑 (Along Track; AT) 及垂直颱風路徑 (Cross Track, 以 AT 方向右側為正; CT) 二個分量，以探討此二個模式對颱風移速及行徑方向預報的掌握。圖 6 a,b 為針對 GFDL 及 TFS 二個颱風預報系統作均勻個案的比較，針對 AT 和 CT 兩個分量來瞭解其相對於 CLIPER 的預報技術。其結果不論是 GFDL 颱風預報系統或 TFS 颱風預報系統在 AT 方向上相對於 CLIPER 的預報技術皆較 CT 方向為佳，顯示此二個模式預報對颱風移速之表現皆優於對颱風行徑方向之表現。

圖 7、8 為 GFDL 颱風預報系統及 TFS 颱風預報系統在 1995 年對西北太平洋颱風之所有預報個案之誤差在 CT 及 AT 分量上之分佈圖。(由於 TFS 颱風預報系統只預報至 48 小時，故在圖 8 中亦只有顯示 24 及 48 小時之誤差分佈。) 圖 7 顯示 GFDL 路徑誤差在 AT 方向有稍快的現象，在 CT 方向上有較明顯的系統性偏右現象。TFS 路徑誤差 (圖 8) 顯得較 GFDL 為大，雖然在 AT 方向上並無明顯偏差的趨勢，且在 CT 方向上路徑誤差也較凌亂，但大致上仍具有偏右的現象。由於大多數之颱風皆是往西或西北方向行進，因而由此結果顯示出不論是 GFDL 或 TFS 之路徑預報皆有偏北或提早轉向的系統偏差。

圖 9、10 為 GFDL 颱風預報系統及 TFS 颱風預報系統之 24 小時及 48 小時路徑預報的位置偏差 (將所有 24 或 48 小時的預報誤差值經由簡單客觀分析所計算出每 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 網格點上之代表誤差向量; 圖中箭頭所代表實際之經緯度誤差)。圖 9a 為 GFDL 颱風預報系統在 24 小時之預報位置偏差，結果顯示 GFDL 颱風預報系統對於 $15^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域的颱風之路徑有較好之表現，但具有系統性的北偏誤差，在較高緯度則有向西之預報偏差。我們的分析顯示，此向西之偏差可能是由於 GFDL 預報低估高緯度地區轉往東北 (或東) 方向行進之颱風移速所造成。在 48 小時之位置偏差圖中 (圖 9b)，由於預報個案減少及路徑誤差擴大之影響，對於較高緯度及較低緯度之區域之位置誤差會因個案不足而受少部份預報結果之影響而較不具代表性 (特別位在圖中邊界區域之箭頭)，但大致上仍可看出和 24 小時之位置偏差有相似之結果。基本上圖 9 中間區域之偏北預報誤差與圖 7 之結果

相似。

由 TFS 颱風預報系統之位置偏差 (圖 10) 顯示不論是 24 小時或 48 小時之位置預報偏差皆遠大於 GFDL 之位置預報偏差。圖 10b 顯示 TFS 之位置偏差在 48 小時之表現上並不十分理想,此結果除了可能由於預報個案減少而受少部份預報結果影響外,也顯示 TFS 颱風預報系統之預報結果並不一致,對於颱風位置之改變十分敏感,以及預報時間較長其預報誤差增加快速。若由圖 10a 中之結果則顯示出 TFS 颱風預報系統在中緯度有向北之位置偏差,高緯度為向西之位置偏差,而低緯度則有向南的位置偏差。由於大部分所預報之颱風皆位於中緯度之區域,因而此結果和圖 8 頗為相似,即顯示 TFS 颱風預報系統對於大部分之預報結果有北偏的趨勢。

(三) 強度預報

雖然現有的其它颱風數值模式並無強度預報之能力,而強度預報也是以模式預報颱風中較困難的部份,不過 Kurihara et al. (1993) 已顯示 GFDL 颱風模式具有某當程度的颱風強度之預報能力。因此我們亦將 GFDL 和 GUAM 的官方強度預報結果做比較 (圖 11)。結果顯示 GFDL 在強度上的誤差在預報初期 (12 小時) 即已存在,平均約為 20 Knots。但至預報結束前,其預報的強度誤差並沒有隨時間明顯增加;而 GUAM 的強度誤差卻隨時間做一近似線性的成長,以致到預報結束時,其誤差已和 GFDL 的誤差相當。此結果顯示 GFDL 對颱風強度預報的能力仍屬有限。圖 12a,b 為 GFDL 及 JTWC 強度預報之系統偏差,途中直線表示由線性回歸所求得之回歸直線。圖中顯示 GFDL 預報會低報強度較強之颱風,而高報強度較弱之颱風。模式低報較強颱風部份是由於模式解析度無法完全解析眼牆之故。而高報較弱颱風之趨勢,可能部份是導源於 GFDL 初始化及渦旋植入過程對於弱系統之處理較不佳使然。但 JTWC 則與 GFDL 之預報偏差相反,有高報強度較強之颱風,而低報強度較弱的颱風。

四、1996年預報測試結果分析

1996年颱風季節，我們自7月中旬至12月底對西北太平洋23個颱風做171個案的眞時預報（預報個案如表4），因此較1995年增加40%之個案數。我們將預報結果加以分析，並和1995年GFDL及1996年TFS之預報結果做比對（吳和卓，1997），以探討GFDL颱風預報系統之路徑和強度預報，預報結果之系統偏差，及在不同年度之變化。

（一）路徑預報誤差

在路徑預報方面，GFDL颱風預報系統在所有個案預報中，對12（171個案），24（159個案），36（146個案），48（136個案），60（118個案）及72（108個案）小時的各個預報時間，其平均路徑預報誤差分別為108, 174, 220, 274, 352及436公里。若將1996年GFDL之結果和1995年GFDL之預報加以比對（如圖13），結果顯示1996年GFDL颱風預報系統之路徑預報誤差，在前48小時較1995年約增加10%，但在60及72小時的預報，則優於1995年。不過值得注意的是，由於1996年GFDL之初始預報時間為非傳統觀測時（即非0000 UTC與1200 UTC；而為0600 UTC與1800 UTC），故可以利用之傳統觀測資料較為有限，因此所分析初始資料場之好壞可能較容易受全球模式做四維資料同化表現之影響。

雖然初始預報時間不同（即GFDL系統為0600 UTC及1800 UTC），我們亦嘗試以1996年GFDL之預報結果和所有TFS預報做非均勻個案之比較（如圖13）。結果顯示在12小時之路徑預報誤差兩者相當（TFS略優）。而在24, 36及48小時，則GFDL優於TFS，其誤差改進約為15%，31%及38%：即GFDL與TFS路徑預報誤差之差別隨預報時間而增加。若我們將TFS對1996年颱風路徑預報之結果與1995年TFS之預報結果加以比較，則可發現TFS在1996年之路徑預報誤差較1995年改進約10%。

以上結果雖然顯示1996年GFDL路徑預報誤差較1995年增加，而1996年TFS之預報誤差較1995年減少，但經由1996年GFDL及TFS預報系統獨立對CLIPER做均勻個案比較（即GFDL與CLIPER做0600 UTC及1800 UTC之均勻個案比較；而TFS與CLIPER做0000 UTC及1200 UTC之均勻個案比較）卻顯示（如圖14），實際上1996年GFDL相對於CLIPER之預報技術較1995年增加，而1996年TFS之預報技術較1995年卻略為降低。這是由於CLIPER在0600 UTC及1800 UTC之平均預報誤差在24及48小時預報時間分別較0000 UTC及1200 UTC增加30%及20%。

（二）路徑預報偏差

除對各路徑預報結果加以比較之外，我們亦針對 GFDL，及 TFS 預報做路徑預報系統偏差之分析。在此分析中我們將路徑誤差分為沿著颱風路徑（Along-Track；AT）及垂直颱風路徑（Cross-Track，以 AT 方向右側為正；CT）二個分量，以探討此二個模式對颱風移速及行徑方向預報的掌握。圖 15（16）為針對 GFDL（TFS）颱風預報系統在 1996 年對西北太平洋颱風之所有預報個案之誤差在 CT 及 AT 分量上之分佈圖（由於 TFS 颱風預報系統僅預報至 48 小時，因此圖 16 只顯示 24 及 48 小時之誤差分佈）。圖 15 顯示 GFDL 路徑誤差在 AT 方向有稍慢的現象，在 CT 方向上並無明顯的系統性偏差。TFS 路徑誤差（圖 16）在 AT 方向上也有偏慢的現象，但在 CT 方向上路徑誤差則較為凌亂。若將 1996 年之颱風路徑預報偏差結果和 1995 年比較，我們發現不論是 GFDL 或 TFS 颱風預報系統，其路徑預報偏差皆與 1995 年之路徑預報偏差有頗大的差距（即 1995 年之路徑偏差分析中，在 CT 方向為偏右，AT 方向為偏快；而 1996 年之路徑預報偏差在 CT 方向無明顯之系統偏差，AT 方向則偏慢）。

圖 17（18）為 GFDL（TFS）颱風預報系統之 24 小時及 48 小時路徑預報的位置偏差（將所有 24 或 48 小時的預報誤差值經由簡單客觀分析所計算出每 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 網格點上之代表誤差向量；圖中箭頭所代表實際之經緯度誤差）。圖 17a 為 GFDL 在 24 小時之預報位置偏差，結果顯示 GFDL 對於 30°N 以北區域的颱風之路徑有向西之預報偏差；而對於 20°N 以南區域的颱風路徑有向東之預報偏差；在介於 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域之颱風路徑預報雖較 30°N 以北及 20° 以南區域之路徑預報為準確（即圖中之箭頭較短），但由於在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 恰為西北太平洋地區颱風轉向之區域，因此 GFDL 颱風預報系統之預報偏差結果較為凌亂，但大致上略具有北偏的趨勢。由我們的分析顯示，此高緯度向西及低緯度向東之偏差可能是由於 GFDL 預報低估颱風移速所造成；在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域之路徑誤差較小而系統偏差不明顯則顯示出 GFDL 颱風預報系統對於 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域之颱風預報較為準確，不過對於颱風轉向與否之預報能力則較差，但略顯現出提早轉向之趨勢。在 48 小時之位置偏差圖中（圖 17b），由於預報個案減少及路徑誤差擴大之影響，對於較高緯度及較低緯度之區域之位置誤差會因個案不足而受少部份預報結果之影響而較不具代表性（特別位在圖中邊界區域之箭頭），但大致上仍可看出和 24 小時之位置偏差有相似之結果。綜合圖 8 及圖 6 之結果，並與 1995 年之路徑偏差加以比較，顯示出不同年份之系統偏差有所不同。但基本上我們發現對於西北太平洋颱風預報而言 GFDL 颱風預報系統會低估高緯度之颱風移速，且對颱風轉向的預報能力較為有限。

由 TFS 颱風預報系統之位置偏差（圖 18a,b）顯示不論是 24 小時或 48 小時之位置預報偏差皆大於 GFDL 之位置預報偏差。由圖 18 中亦顯示 TFS 颱風預報系統之位置偏差與 GFDL 之位置偏差頗為相似，即在 30°N 以北區域的颱風路徑有向西之偏差，在 20°N 以南區域的颱風路徑為向東之偏差；但在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域的颱風路徑則十分凌亂。綜合圖 18 及圖 16 之結果，我們可看出 TFS 之颱風路徑預報在預報偏差方面，對 1996 年之颱風預報表現較 1995 年之結果持續，但同樣表現出 TFS 颱風預報系統對於颱風轉向與否之預報問題。

(三) 強度預報

雖然現有的其它颱風數值模式並無強度預報之能力，不過Kurihara et al. (1993) 已顯示GFDL颱風模式具有某當程度的颱風強度之預報能力。吳 (1996) 以GFDL颱風預報系統對1995年西北太平洋之颱風進行強度預報，結果顯示GFDL對於颱風強度預報仍屬有限。本研究我們亦針對1996年西北太平洋之颱風進行強度預報測試並與1995年之結果加以比較（如圖19），結果顯示雖然GFDL颱風預報系統對於現階段颱風強度之預報仍屬有限，但1996年強度預報之結果已較1995年之強度預報有所改善（平均誤差減少5 knots）；不過其誤差隨預報時間之改變趨勢仍與1995年之預報十分類似，即其強度上之預報誤差在預報初期（12小時）便已存在，且至預報末期時，GFDL颱風預報之強度誤差並沒有隨時間增加【未若1995年關島官方（JTWC）預報隨時間呈線性成長】。

有關強度預報之系統偏差，1995年GFDL強度預報顯示GFDL預報會低報強度較強之颱風，而高報強度較弱之颱風；而在1996年（圖20），此一關係亦約略存在，但較不明顯。且1996年之平均強度預報有較1995年強度預報偏低之現象。這是由於1996年GFDL颱風預報系統中所預報之最大風速為地面10公尺高之風速而非1995年時為GFDL模式中最低層之預報結果（即地面上40公尺之風速），因此在1996年時之地面最大風速須透過外差計算求得，故預報之最大風速會較1995年的預報低。我們認為預報強度偏差中，模式低報較強颱風部份是由於模式解析度無法完全解析眼牆之故。而高報較弱颱風之趨勢，可能部份是導源於GFDL初始化及渦旋植入過程對於弱系統之處理較不佳使然。因此如何從資料本身，初始化過程，及模式的物理過程做改進，以增加颱風強度預報之能力，乃是未來亟待深入探討的子題。

五、個案分析及初始場敏感度測試

在 1995 年 16 個颱風預報個案中，我們針對接近但為侵台的賴恩 (Ryan) 颱風做細部的探討，而在 1996 年我們則選取造成重大災害的賀伯 (Herb) 颱風進行個案探討。

(一) 賴恩颱風 (Ryan, 1995)

GFDL 颱風預報系統對於 Ryan 颱風的路徑預報和觀測的最佳路徑比較 (圖 21) 顯示，GFDL 颱風模式對於 Ryan 颱風之預報結果並不理想，尤其是在前 1, 2 個預報時，GFDL 颱風預報系統對賴恩颱風之路徑預報並沒有很好之一致性。由於賴恩颱風之生成位置為觀測資料缺乏之南海，因此在預報初期主要可能是因為缺乏觀測資料，所以造成預報路上的誤差。在做 Ryan 颱風之預報時，正值 NCEP 在測試新的客觀分析方法 (Steven Lord 1995，個人聯繫；例如包括改變邊界層處理方法及利用衛星資料反衍溫度場方法)，因而 Ryan 颱風之預報期間有兩組 (新/舊) 初始場。比較此二個不同初始資料所獲得之預報結果 (圖未展示)，可看出使用新的分析方法的初始場所得之颱風預報路徑對於 Ryan 初期的預報有顯著的不同；其可能原因是由於 Ryan 颱風在南海形成，而南海的觀測資料較為稀少，因此使用不同的衛星資料方法做資料同化，似乎對初始環境分析場有很大之影響，因此導致 GFDL 預報 Ryan 軌跡很大之不同。這個結果正凸顯 GFDL 颱風模式預報對於初始場之敏感性。有關颱風預報系統對於初始場之敏感度問題亟待將來做更深入的探討。

由 Ryan 颱風在第 5，6，7 及 8 的預報中可看出，路徑預報結果逐漸向觀測的最佳路徑修改，這些路徑誤差雖在每 12 小時 100 公里的誤差範圍內，但由於台灣面積狹小，無論颱風登陸不登陸，這些誤差已影響到台灣地區的民生經濟。Ryan 颱風這個個案正凸顯現階段 GFDL 颱風預報系統之極限及未來仍需改進之必要性。

綜合而言，由圖 1 及 4 中可發現對較短時間的預報，各模式的預報結果相差不多，但隨時間的增加，GFDL 模式在路徑誤差上的改善則越顯著。這是由於颱風運動主要受環境流場的影響，在短時間的預報中，各模式對整個大環境的綜觀天氣都具有一定的掌握能力，而隨時間的增長，模式對環境場的預報及本身的穩定性，都會影響預報的結果。GFDL 對較長時間的預報其路徑誤差遠小於其它預報，除顯示出此模式對整個環境場有不錯的掌握外，更顯示出此模式在預報上的持續性和穩定性。另外，研究 (Wu and Kurihara 1996) 指出，颱風渦旋本身與環境環流之間亦有非線性之交互作用，並足以影響颱風之移動。由此觀點顯示，GFDL 颱風模式較佳之初使化及 bogusing 方法亦有助於其路徑預報。唯到底是何種原因 (資料本身、模式之細節、或是兩者) 造成 GFDL 颱風模式之預報結果顯然優於其

他模式，乃是一項亟待研究的重要課題。如何做一個有代表性的颱風模式比較實驗 (typhoon model intercomparisons)，也是一個值得深思的問題。

又在此研究中，我們比較所有 GFDL 模式的預報結果發現，GFDL 的颱風預報之個案表現良否和此模式對大尺度環境流場模擬好壞有很大的關係，即 GFDL 模式對颱風預報較準確時，其對大尺度的環境流場也有較好的表現。換句話說，GFDL 模式對於較初期的預報或對於颱風形成位置較缺乏觀測資料之預報亦較無法掌握。由此顯示出若要提高颱風預報的能力，除對模式本身的改良外，更多的觀測資料以及更好的分析方法是必要的。由於颱風模式預報結果對於其初始場好壞相當敏感，我們認為中央氣象局的 TFS 在現階段預報能力較為有限之問題，部份原因可能與其初始場有關。我們正在做進一步之檢驗，期待能較明確找出 TFS 的癥結。

(二) 賀伯颱風 (Herb, 1996)

在1996年23個颱風預報中我們亦針對賀伯颱風作細部之探討。賀伯颱風在1996年7月31日1244 UTC時於宜蘭附近登陸；而後以緩慢速度通過台灣北部，並於7月31日2000 UTC時自新竹附近出海。賀伯颱風侵台期間帶來豐沛之降水對台灣造成重大之災害，賀伯颱風7月30日至8月2日之累積雨量顯示如圖22，其最大降水區分別集中在兩處：一位於北部石門水庫集水區，另一則為中南部曾文水庫上游集水區。而當賀伯颱風接近及通過台灣時，台灣附近之風場顯示（圖23）在7月31日06-12 UTC時，賀伯颱風此時正位在台灣東側外海，其暴風半徑籠罩住整個台灣，因此在台灣附近都為西北風（如圖23a）；在12-24 UTC時，此時賀伯颱風正緩慢地通過台灣，因此在台灣西側為西北風，而台灣東側為南風及西南風（如圖23b, c）；在8月1日00-06 UTC時，賀伯颱風此時以離開台灣，因而在台灣附近主要為西風及西南風（如圖23d）。

圖24為GFDL颱風預報系統對賀伯颱風的路徑預報和關島之觀測路徑。圖中顯示，GFDL颱風預報系統對賀伯颱風之路徑預報只有在初期之預報中（預報1, 2, 3）較不一致，之後對賀伯颱風的路徑預報皆具有相當的持續性。但GFDL之預報結果在初始預報時間為7月29日06 UTC至7月30日18 UTC這段期間之四個預報，都表現出賀伯颱風在接近台灣時，預報路徑有較觀測路徑偏南的現象，因此導致GFDL預報之賀伯颱風登陸位置為花蓮而非宜蘭；而當賀伯颱風離開台灣後，GFDL之預報結果又恢復到與實際觀測相似之路徑。但在其後之二個預報（即初始預報時間為7月31日06及18UTC），則預報路徑則無此南偏之趨勢。

由於過去觀測（Wang, 1980）及理想模式（Bender et al., 1987）研究中提出台灣地形對類似侵台行徑颱風之影響為導致颱風向北偏移而產生氣旋式之路徑，此和GFDL第4,5,6,7預報並不一致；因此我們認為GFDL系統對於賀伯颱風接近及登陸台灣時預報路徑較實際觀測路徑偏南，可能是由於模式預報結果表現出賀伯颱風環流因氣流過山絕熱增溫而在花蓮地區而

產生一局部低壓，導致GFDL系統以最低地面氣壓定位颱風中心產生錯誤（我們初步的風場分析亦符合此推測）。但這部份則需由更進一步之探討才能確定。

在風雨預報方面，GFDL颱風預報系統對於賀伯颱風所做瞬時風雨預報（如圖25）顯示，在預報時間為7月31日09 UTC時（初始預報時間為7月31日06 UTC，即預報積分3小時），其瞬時最大降雨區域及台灣附近之環流風場顯示（圖25a,b）最大降雨區為石門水庫上游及曾文水庫上游附近，而在台灣附近之環流風場在西側為西北風，但在東側卻顯示出在花蓮附近有渦旋環流，此和實際觀測結果（圖23a）有所出入。預報時間為7月31日15 UTC時（即預報積分9小時），GFDL預報結果中在最大降雨區域雖和觀測一致，但在台灣東側卻顯示有降雨現象（如圖25c），而實際觀測結果中在台灣東側並無降雨；若由風場分析中（圖25d），GFDL預報系統顯示在颱風東側有下沉氣流及颱風環流所造成的輻合，此輻合可能是造成預報結果中在台灣東側有降水之主因，但在實際觀測中台灣東側卻無此輻合之現象。

若由預報72小時期間（7月31日06 UTC至8月3日06）累積雨量之預報顯示（圖26），GFDL之預報結果同樣可表現出有二個降水較大之區域：一處約為石門水庫之集水區，另一處在阿里山附近，此和觀測實際最大降雨區十分相近（圖22）。但若比較預報累積雨量和實際之降雨量，GFDL預報之累積雨量為509.8公釐，此和實際觀測雨量之1450公釐有頗大之差距。此顯示GFDL颱風預報系統雖可模擬出最大降雨之位置，但對於雨量之預報則有低估的現象。

由賀伯颱風之風雨預報中顯示GFDL颱風預報系統對於中小尺度現象已有一定程度之掌握。賀伯颱風在台灣所造成之強風及豪雨和台灣地形及颱風路徑息息相關，而GFDL預報系統中 $1/6^\circ$ 的解析度已可表現出主要的台灣地形，再加上準確的颱風路徑預報，因此可掌握好最大降雨區的位置。但颱風環流風場則需要更高之解析度，而累積雨量之估計則又與模式之物理架構及參數化過程有關，因此在現階段除增進模式之解析度外仍可藉由參數化過程及物理架構之測試以增進風雨預報之準確性。

（三）初始場敏感度測試

在1995年，預報西北太平洋颱風時，正值美國海軍數值預報中心（FNMOC）測試以NOGAPS初始資料場執行GFDL颱風預報系統，因此大約有70個颱風個案亦產生初始場平行測試預報。而在1996年之測試中，我們為配合與FNMOC，分別使用AVN（簡稱GFDS）及NOGAPS（簡稱GFDN）之初始資料場平行測試GFDL颱風預報系統，而將預報時間由00、12 UTC改為06及18 UTC。在1996年GFDS及GFDN路徑預報誤差及預報個案表現之比較如表5。由表5中顯示出不論是GFDS或GFDN之預報結果在整體而言都相當一致，只有在預報72小時，GFDN路徑預報誤差較GFDS約改進11%，且在95%的信心度下，GFDN的路徑預報優於GFDS。

但若就其預報誤差之分佈圖（圖27）則顯示不論是使用NOGAPS（圖27b）或是AVN（圖27a）之初始資料場，對於日本北部及菲律賓及越南附近的南海地區，都有較大之路徑誤差。尤其在GFDS路徑預報誤差中，在南海附近48小時之路徑預報誤差更可高達600公里，而GFDN在相同區域之路徑預報誤差則為450公里；對若對於 $22^{\circ} - 34^{\circ}$ N附近之颱風預報則GFDS與GFDN之誤差都很小。

此外，我們若針對GFDS及GFDN路徑預報偏差做比較探討，則結果顯示在預報位置偏差之比較中（如圖17b和圖28），GFDS在1996年之預報結果和1995年之預報結果相似，對於位置在 30° N以南的個案，會有北偏的預報偏差，而在 30° N以北的區域則有向西的預報偏差。但對於GFDN之預報結果，則顯示在台灣附近有向北的預報偏差，且在 30° N以南 140° E以西附近也有向南的預報偏差。在Cross-Track和Along-Track的路徑誤差分析中（圖15和圖29），則顯示GFDN和GFDS都有相對於颱風移動方向移速較慢的現象；若比較GFDS及GFDN路徑預報在經向及緯向的路徑誤差（圖30a,b），顯示GFDS有較GFDN明顯北偏的現象，我們若比較GFDN和NOGAPS全球預報模式之颱風路徑誤差在經、緯向上之偏差（圖未示），顯示出NOGAPS之預報有偏南的趨勢，而此似乎顯示GFDL颱風預報系統所具之北偏的預報偏差可修正NOGAPS之初始資料場中往南偏之偏差，但此則仍有待更進一步之探討。

有趣的是，我們若將1996年此二個預報結果僅作簡單的平均，所得的預報結果（簡稱GFDA）和GFDS及GFDN相較（如表6），我們發現GFDA的路徑預報誤差不論是對GFDS或GFDN都有顯著的改善，且除了相對於GFDN的72小時預報外，GFDA之路徑預報在統計上皆優於GFDS及GFDA之路徑預報。但若針對1996年之賀伯(Herb)颱風（圖31）及Violet颱風（圖32）之路徑預報進行探討，則可發現在賀伯颱風之預報中，前24小時之預報，GFDA之預報誤差優於GFDS及GFDN，但在36 - 72小時之預報誤差卻為介於GFDS及GFDN之間。在Violet颱風個案中，則恰與賀伯颱風之路徑預報相反，在前24小時之路徑預報誤差為介於GFDS及GFDN之間，但在36 - 72小時，GFDA之路徑預報則明顯優於GFDS和GFDN。由此顯示出GFDA之路徑預報誤差會因個案之不同而有變化，但似乎顯示出僅藉由此簡單的平均，可以將GFDS及GFDN之預報偏差消除而獲得更好之路徑預報。這亦是系集（ensemble forecast）預報之最簡單應用。

若我們對1995年及1996年所有平行測試之個案進行討論，所有GFDS及GFDN路徑預報誤差及預報個案表現之比較如表7。由表7顯示出不論是GFDS或GFDN之預報結果在整體上都十分一致，此和表5之結果在48及72小時有顯著之不同。由表5和表7之間的差別，我們可推知在1995年之測試中，在前36小時之預報誤差，不論是GFDS及GFDN皆較1996年之路徑誤差小，但在48及72小時之預報，在1995年GFDS之路徑預報誤差皆優於1996年；但GFDN之預報在1995年時，路徑預報誤差較1996年為大。

我們若對1995年及1996年之所有個案也同樣做平均以得到GFDA之預報。表8顯示GFDA之預報結果和GFDS及GFDN在路徑誤差及預報個案之比

較。由表8顯示，在1995年及1996年GDFA之路徑預報誤差在統計上皆優於GFDS及GFDN。且若和1996年GFDA之結果比較，則顯示在前36小時，1995年及1996年之預報優於1996年，但在48及72小時則相反。此是由於在1996年時GFDN在48及72小時之路徑預報誤差較1995年GFDN在48及72小時之路徑預報有顯著的改善。

綜合1995年及1996年之初始場測試，我們並無法由此比較以NOGAPS及AVN之初始資料場執行GFDL颱風預報系統之結果的優異。但卻可顯示出颱風預報系統對初始資料場之敏感度。此外，若比較1995年及1996年之結果，由於1995年所做之預報初始時間為00及12 UTC，但在1996年時初始預報時間為06及18 UTC，此初始預報時間之改變可能是造成GFDS預報在1995年時皆明顯優於1996年之可能原因；但對於GFDN而言，此預報時間之改變對於48及72小時之預報似乎並無顯著之影響。由此，我們更可看出各初始資料場差異性及其個別的特性。因此，在未來我們除可持續探討初始資料場對模式之影響外，如何將系集預報之觀念放入資料同化當中，以求得更好的初始資料場亦是未來的研究重點。

六、結語及未來工作

在1996年之颱風季節中，我們對西北太平洋23個颱風作171個案的真時預報，並將預報和1995年GFDL系統對西北太平洋颱風之預報及1996年TFS之預報做非均勻個案的比較。在路徑預報方面，GFDL颱風預報系統對1996年西北太平洋颱風之路徑預報在所有預報個案中，對12(171個案)，24(159個案)，36(146個案)，48(136個案)，60(118個案)及72(108個案)小時的各預報時間，其平均路徑預報誤差分別為108, 174, 220, 274, 352及436公里。與1996年TFS預報系統之預報結果比較顯示對於12小時之預報GFDL和TFS之預報誤差相當(TFS略優)，但在24, 36, 48小時之預報則GFDL預報優於TFS，其改進分別為15%，31%及38%；即隨預報時間增長，其路徑誤差之差別越顯著。在對於1995年GFDL對西北太平洋颱風路徑預報之比較中，則顯示在前48小時之預報，1996年之路徑預報劣於1995年，而在60及72小時之預報則優於1995年；若針對TFS路徑預報結果則1996年誤差較1995年約減少10%。但經由GFDL及TFS對CLIPER做均勻個案比較則顯示，實際上1996年GFDL相對於CLIPER之預報技術較1995年增加，而1996年TFS之預報技術較1995年卻略為降低。

由1996年對西北太平洋颱風之路徑偏差研究，顯示GFDL颱風預報系統對於 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 區域之颱風預報較為準確，但對於颱風轉向之預報能力則較差，但略顯現出提早轉向之趨勢。對於 20°N 以南區域及 30°N 以北區域之颱風則有向東及向西之預報偏差，此部份是由於GFDL預報系統低估颱風移速所造成。將1996年所分析之路徑偏差與1995年之分析結果加以比較，顯示出不同年份之系統偏差有所不同。但基本上我們發現對西北太平洋颱風而言，GFDL預報系統會低估高緯度之颱風移速且對颱風轉向之預報能力較為有限。

在強度預報方面，由1996年對西北太平洋颱風之強度預報結果顯示，GFDL颱風預報系統對颱風強度之預報已較1995年改進(誤差約減少5 knots)，但對颱風強度之預報能力仍屬有限。由強度預報偏差分析則顯示GFDL系統在1996年之西北太平洋颱風強度預報中略具有某種強度預報系統偏差：即GFDL會低報強度較強之颱風而高報強度較弱之颱風，但此一關係不如1995年之預報明顯。

由賀伯颱風個案分析之結果則顯示GFDL颱風預報系統對於颱風路徑以具有相當之預報能力，但由於大尺度環境場之些微變化卻會造成中小尺度中巨大的誤差，因此在現階段中GFDL颱風預報系統對於風雨預報之能力仍有許多不確定性。

在初始環境場之敏感度測試中，則顯示出對GFDL颱風模式對於初始環境場相當的敏感，且藉由將GFDS及GFDN的預報結果相加平均，我們可獲得一較GFDS及GFDN為準確的預報。而以此似乎顯示出我們可以藉由相加

平均的方法，將此二個初始預報場中的偏差消去，但此仍須做進一步的探討。

透過這些測試，我們已較能肯定 GFDL 預報系統預報西北太平洋颱風之能力。我們亦認為此模式預報結果對於台灣地區颱風是具有參考價值，且此模式的一些長處（其初始資料及渦旋植入方法），應可提供台灣現有颱風模式學習。我們也發現，GFDL 預報之所以能優於其他模式，主要原因是在其資料初始化過程能成功地將環境駛流場過濾出來，並利用巧妙的 bogusing 方法，適當地將較準確的颱風渦旋植入初始場中。而最新 TFS 預報測試（陳得松等 1997；Chen et al. 1997）也顯示 TFS 預報結果對於資料初始過程相當敏感。若僅簡單地將 GFDL 颱風模式中以 1-2-1 過濾環境場及擾動場之步驟植入 TFS 模式，對 1996 年之 51 個西北太平洋颱風個案進行預報測試，其結果平均對於 1996 年颱風路徑預報誤差約改進 30%。

此外，由於颱風模式預報結果對於初始場好壞相當敏感，我們認為中央氣象局的 TFS 颱風預報系統在現階段預報能力有限之問題部份原因可能亦與初始場有關。我們正在做進一步之檢驗（例如以 AVN 分析場作為 TFS 颱風預報系統之初始資料場針對 1996 年 Violet 颱風進行預報測試），期待能明確找出 TFS 預報系統之癥結。

在未來我們將思考如何改進渦旋植入之過程及測試颱風模式對初始環境場之敏感度。我們希望藉由此方面深入之研究以更加瞭解影響颱風預報之各可能原因，並釐清現階段颱風預報所面臨之問題。

致謝

本文作者感謝中央氣象局謝信良局長，鄭明典主任及葉天降副主任的支持，GFDL 的 Dr. Yoshio Kurihara 和 Mr. Morris Bender 及 NCEP 的 Dr. Stephen Lord 的協助，使得此真時的 GFDL 颱風模式預報實驗得以順利在 NCEP 的 C90 上進行。作者亦感謝中央氣象局的陳得松先生及黃康寧小姐所提供的氣象局之預報資料。本研究是在中央氣象局計畫 CWB-86-2M-04 支助下完成。

附錄

本節針對GFDL颱風預報系統中模式架構，網格系統，及初始化方法分別做深入之闡述如下：

(一) 模式架構

1. 控制方程

GFDL颱風預報系統所使用的控制方程組為圓柱座標： λ （經度）， ϕ （緯度）及 σ （ $\sigma = \frac{P}{P_s}$ ）的原始方程組。在GFDL颱風預報系統中，時間預報 $\left(\frac{\partial}{\partial t}\right)$ 之函數為 u （緯向風）， v （經向風）， T （溫度）， r （水汽混和比）及 P_* （地面氣壓）。

下面所使用之運算子 $D(h)$ 為：

$$D(h) = \frac{\partial P_* u h}{\alpha \partial \lambda} + \frac{\partial P_* v h \cos \phi}{\alpha \partial \phi} + \frac{\partial P_* \dot{\sigma} h}{\partial \sigma}$$

其中 $\dot{\sigma}$ 代表 σ 座標之垂直速度（ $d\sigma/dt$ ），而 $\alpha = a \cos \phi$ （ a 為地球半徑）

此方程組包括：

運動方程：

$$\frac{\partial}{\partial t}(P_* u) = -D(u) + \left(f + \frac{\tan \phi}{a} u\right) \times P_* v - P_* \frac{\partial \Phi_p}{\alpha \partial \lambda} + {}_H F_\lambda + {}_V F_\lambda \quad (A1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(P_* v) = -D(v) - \left(f + \frac{\tan \phi}{a} u\right) \times P_* u - P_* \frac{\partial \Phi_p}{\alpha \partial \phi} + {}_H F_\phi + {}_V F_\phi \quad (A2)$$

f 為科氏參數， Φ_p 為等壓面上之重力位， $({}_H F_\lambda, {}_H F_\phi)$ 及 $({}_V F_\lambda, {}_V F_\phi)$ 分別代表為水平及垂直動量擴散項所造成之摩擦作用。在(A1)及(A2)式中，氣壓梯度力是由等壓面之斜率所決定。

u, v 為向東和向北的速度分量， P_* ：地面氣壓

$$D(\) = \frac{\partial(\) P_* u}{\alpha \partial \lambda} + \frac{\partial(\) P_* v \cos \phi}{\alpha \partial \phi} + \frac{\partial(\) P_* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (A3)$$

$$\sigma = \frac{P}{P_*} \quad (P \text{ 爲氣壓}), \quad \dot{\sigma} = \sigma \text{ 座標之垂直速度} = \frac{d\sigma}{dt}$$

氣壓梯度力爲等壓面上重力位高 Φ_p 的斜率

而 ${}_H F_\lambda, {}_V F_\lambda, {}_H F_\phi, {}_V F_\phi$ 代表水平摩擦作用和垂直擴散作用項。

預報方程：

$$\frac{\partial}{\partial t} P_* = -D(1) = -\int_0^1 \left(\frac{\partial P_* u}{\alpha \partial \lambda} + \frac{\partial P_* v \cos \phi}{\alpha \partial \phi} \right) d\sigma \quad (\text{A4})$$

邊界條件 $\sigma = 0, 1$ 時, $\dot{\sigma} = 0$

垂直速度 (σ 座標) :

$$\dot{\sigma} = \frac{1}{P_*} \left[-\sigma \frac{\partial P_*}{\partial t} - \int_0^\sigma \left(\frac{\partial P_* u}{\alpha \partial \lambda} + \frac{\partial P_* v \cos \phi}{\alpha \partial \phi} \right) d\sigma \right] \quad (\text{A5})$$

靜力平衡方程：

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \ln \sigma} = -RT \quad (\text{A6})$$

$$\text{或} \quad \Phi - RT = \frac{\partial \Phi \sigma}{\partial \sigma} \quad (\text{A7})$$

Φ 爲等 σ 面上的重力位高, T 爲溫度, R 爲空氣之氣體常數

熱力方程：

$$\frac{\partial}{\partial t} (P_* T) = -D(T) + \frac{R}{C_p} \frac{T \omega}{\sigma} + {}_H F_T + {}_V F_T + QCON + TRAD \quad (\text{A8})$$

C_p = 定壓比熱

ω : 以 P 爲垂直座標的垂直速度

${}_H F_T$ 及 ${}_V F_T$ 分別代表了水平、垂直的熱量擴散； $QCON$ 和 $TRAD$ 分別爲和水汽凝結過程及輻射作用有關之預報項。

P 座標之垂直速度

$$\omega = \frac{dP}{dt} = P_* \sigma \left[\frac{\dot{\sigma}}{\sigma} - \frac{\partial \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - \left(\frac{\partial u}{\alpha \partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \phi}{\alpha \partial \phi} \right) \right] \quad (\text{A9})$$

水汽混和比方程

$$\frac{\partial P_{*r}}{\partial t} = -D(r) + {}_H F_r + {}_V F_r + RCON \quad (A10)$$

${}_H F_r$ 及 ${}_V F_r$ 分別代表水平及垂直擴散作用，而 RCON 為和水汽凝結過程有關之預報項。

2. 次網格尺度混合

次網格尺度的水平擴散作用是使用 Smagorinsky (1963) 所提出的非線性黏滯架構，其 σ 座標下的方程是由 Kurihara 和 Holloway (1967) 所推導，而在黏滯方程中的 Von Karman 常數則採用 0.2。詳細的內容可參照 Holloway 和 Manabe (1971)。

在 (A1)，(A2)，(A8)，(A10) 式中的垂直混合作用可表示為

$${}_V F = -g \frac{\partial \tau}{\partial \sigma} \quad (A11)$$

$${}_V F_T = -g \frac{\partial H}{\partial \sigma} \quad (A12)$$

τ ：下傳的擴散動量通量

H ：下傳的擴散熱量通量

在此假設地表的通量為 0，而地表上之通量則使用 Mellor 和 Yamada (1974) 的二層紊流封閉模式 (Level 2 equations of the turbulence closure model)，此架構可適用於各穩定度的條件下，因此不需用到乾的非絕熱調節過程。

3. 邊界條件：

模式中的四個邊界為開放的側邊界。假設經向通量所包含的各種氣象參數之擴散通量對於邊界層通量的輻合輻散不會有任何貢獻，即 $(\partial F \cos \phi) / (\alpha \partial \phi) = 0$ (在此 F 為經向的通量)。雖然 P ， T ， u 和 v 的緯向平均為沿著邊界層的項，並不會經由平流作用而造成影響，垂直速度在緯向平均上為 0。此外並假設在等壓面上的邊界並不具有斜率，亦即 $(\partial^2 \Phi_p) / (\partial p)^2 = 0$ 。

在模式的最頂層和最底層的邊界條件為 $\sigma = 0$ ，且垂直的動量和熱量擴散通量在 $\sigma = 0$ 時不存在，而在 $\sigma = 1$ 時設為 0。

4. 時間積分：

此模式中雙向的巢狀網格積分架構是由 Kurihara et al. (1979) 所提出，在此做一些簡單的介紹：

假設一物理量 h 其局部變化的預報方程可寫為：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = LF + HF + DIF \quad (A13)$$

其中 LF 代表平流所產生的低頻項， HF 代表高頻項， DIF 代表擴散項。

(A13) 式中的時間積分若為由 τ 到 $\tau+1$ 的時間，則可由以下二個步驟計算 (Kurihara and Tripoli, 1976)。

$$(h^* - h^\tau) / \Delta t = LF^\tau + HF^\tau + DIF \quad (A14)$$

$$(h^{\tau+1} - h^\tau) / \Delta t = [(1-\alpha)LF^\tau + \alpha LF^*] + [(1-\beta)HF^\tau + \beta HF^*] + DIF \quad (A15)$$

其中 Δt 為時間間隔， h^* 為一暫存值。

因此只要使用適當的權重 α 、 β ，可以有效地移去模式所產生的高頻波，而保留住低頻的部份。在此模式中 α 、 β 各為 0.506 和 2.5。Masuda (1978) 指出使用較大的 β 值（介於 2~3 之間）可以使在 PE 模式中的雜波衰減的較快。

在方程式 (A1)、(A2)、(A4) 和 (A8) 所寫的通量形式中

$$\frac{\partial}{\partial t}(P_* h) = -D(h) + \dots \quad (A16)$$

$-D(h)$ 加上 $hD(1)$ 代表 h 的平流項，可以以 LF 項來處理，而 $-hD(1)$ 則包含在 HF 項中，而在 DIF 項中，水平擴散作是以顯性架構處理，而垂直擴散作用則是由隱性架構來計算。

模式積分的時間間隔對於各網格分別為 90 秒，30 秒和 15 秒。對於三重網格的時間積分是同時進行以網格為 1, 2, 3, 3, 2, 3, 3, 2, 3, 3... 的循環來作積分（如圖 A1 所示）。由於高頻雜波的衰減速率是和網格大小成反比，所以在 (A15) 式中的 β 值如在第二層和第一層網格交界區，其值為 3:1，而在第三層和第二層的交界區則為 2:1。

5. 空間的有限差分：

計算通量和梯度差分方法的架構大致為 Kurihara 和 Holloway (1967) 所提出的 Box Method。可滿足質量、動量和內能的保守。但在網

格界面上則並不是使用原始的 Box Method，而是使用其他的差分方法，以滿足在界面上的各物理場保守（參照 Kurihara et al., 1979）。

（二） 網格系統

三重網格的水平結構如圖A2所示。其中網格 A, B, C 的解析度分別為 1° , $1/3^\circ$, $1/6^\circ$ 。每一層網格的大小如表A1所示。其中網格 B、C 的位置是由渦旋的位置來決定。而渦旋的中心位置和網格 C 中心位置的距離不會大於網格 B 的解析度，而網格 B 和網格 C 中心位置的距離則不會大於網格 A 的解析度。

在模式中，將區域分為三個積分的範圍（如圖A2），在鄰近的二個範圍，其邊界層為一動力耦合的區域稱為動力界面。此動力界面的區域為距網格邊界二個解析度的範圍。因此由網格解析度改變而造成的雜波可控制在界面的區域。

模式中的垂直分層分為 18 層，如圖A3所示，其中氣象變數中的 u , v , T , ω 是放在每一層上，而 Φ , σ 則是放在每二層之間。而水平方向上，氣象參數的放置則是在每一個網格上都放置，而不交錯放置（即 A 網格）。

1. 動力界面：

在二個鄰近的網格，其動力上的連接是使用雙向的網格模式計算，如圖A4所示。N為動力上的界面，M則為二個網格的交界，而A2是屬於外層網格區域，但為使用內層網格的積分時間。假設當A1、A2和B此三個區域的積分時間為相同時，計算區域A1下一個時間的值是使用A1和A2的資料，但A2區域的值並不加以計算，仍是保持原來的資料。而以B網格的積分間格積分時，則是使用A2和B區域的資料，來計算下一個時間A2和B的結果，直到和A1區域的積分時間相同時，再重複此一過程。在界面N上的通量是使用Kurihara et al. (1979) 的保守架構，來確定由區域B所計算出的值和區域A1所計算出的值是否相同。

2. 網格移動：

可移動網格B、C其位置隨著颱風的移動而改變。當網格C的積分時間和網格B一樣時，首先先檢查網格C的中心和渦旋中心的位置是否一致，如果之間的差距大於網格B的解析度時，則移動網格C的位置。而後再檢查網格B和網格C之中心，如果之間的差距大於網格A之解析度，則移動網格B的位置以使網格B、C和渦旋的中心位置能較為接近。

在網格移動之過程中，是在細網格還未改變位置之前，即先將粗網格上的氣象參數都先差分到細網格上，而細網格上的值則是利用面積平均的方法放置到粗網格上。

3. 雜波控制：

由於巢狀網格之解析度不同，以及在網格移動過程中會有雜波的產生，而雜波產生的位置主要是在網格中南、北的開放測邊界上。藉由上述所用的時間積分方法雖可以有效地使高頻的雜波衰減，而非線性的水平黏滯架構也可以抑制小尺度的駐波，但模式中使用的中差法容易造成在預報場中網格尺度的不一致，對於剛開始積分時的雜波產生有關。

因此透過一平滑的控制，以減少質量場在網格尺度上的不一致。即是當每一層的網格積分30個時間間隔，後便將每一個網格點上的氣壓和溫度值被鄰近的二個點之平均值取代。由此平均過程會使得渦旋的強度變弱，但並不需再檢查渦旋的中心位置及做網格位置調整之過程。

(三) 初始化過程

在GFDL颱風模式中，最內層的網格解析度為 $1/6^\circ$ ，已大致可解析颱風內部的現象，但所使用的NCEP T126 的全球分析場之解析度約為 1° ，對於颱風內部的解析不足；因此如果將NCEP T126分析場之結果，直接經內差至GFDL颱風模式的網格中，會造成渦旋的強度較實際颱風弱而最大風速半徑較大，且分析場中解析的颱風中心和實際的颱風中心不一定相同，因此造成模式初始積分時在颱風位置和強度上即有誤差存在；並且由於GFDL颱風最內層網格和NCEP之分析場的解析度不一致，會造成模式在積分初期有將渦旋“spin-up”的現象。因此模式必須透過初始化之過程以改善上述的問題(Kurihara et al. 1993, 1995(KBTR); Bender et al. 1993)。在 Bender et al. (1993) 的模擬中，透過颱風初始化過程對 Gloria (1985) 和 Gilbert (1988) 颱風做模擬，結果顯示在預報的前 48 小時其路徑相較於沒有初始化之預報有顯著的改善，在颱風強度的預報上雖有較大之誤差，但對其強度的變化已稍可掌握。但由於Bender et al. (1993)所提出之初使化過程中，所過濾之颱風擾動範圍為一圓形的區域，因此當颱風系統不為圓形或是在颱風系統附近有較明顯之天氣系統時，此過濾範圍便有可能將不屬於颱風之擾動場過濾掉，進而影響颱風路徑之預報。因此KBTR提出新的初始化方法，針對過濾擾動場中屬於颱風擾動和不包含颱風擾動的部份加以改善；即KBTR中所選擇的過濾範圍是以颱風中心為原點，每 15° 分為一區域，區隔出24個區間；在每一個區間中所過濾範圍的半徑由擾動場之切向風場來決定，因此所選出之過濾範圍有可能為多邊形（但對於較強的颱風而言，則過濾範圍通常仍接近圓形）。使用新的初始化方法，在 Florence (1988) 颱風的模擬中，可將颱風東北方的氣旋和颱風本身的環流做較好的過濾（如圖A5），得到更正確的環境流場，進而顯著改進颱風的路徑預報（如圖A6）。

以下我們即對最新的初始化過程加以介紹。初始化的過程主要是將NCEP的分析場分為基本流場和擾動場，再將擾動場分為屬於颱風分量和不包含颱風分量的部份。將屬於颱風分量的部份移去，而不包含颱風分量的擾動場和基本流場合併成為環境流場，最後再植入一強度類似真實颱風的渦旋於一適當的位置上，而形成新的初始場，並以此初始場做為模式積分的初始條件。經由此初始化的過程，可以較真實的表現出颱風的強度和位置，且模式預報的結果對颱風強度的變化也有較好的掌握；經由 Kurihara et

al. (1995) 對初始化過程的改善，可將在颱風附近屬於環境流場的部份保留下來，更增加預報結果的準確度。以下則對此初始化的步驟加以介紹。
(參照圖A7所示之流程圖)

1. 移去分析場中的渦旋：

要移去分析場中的渦旋，首先要將分析場分為基本流場和擾動場，若以 h 表示為向量場，則可寫為：

$$h = h_B + h_D \quad (A17)$$

其中 B 和 D 分別代表基本流場和擾動場

基本流場是透過 1-2-1 平滑的過濾器求得，即以緯向的方程為例：

$$\overline{h_{\lambda,\phi}} = h_{\lambda,\phi} + k(h_{\lambda-1,\phi} + h_{\lambda+1,\phi} - 2h_{\lambda,\phi}) \quad (A18)$$

其中 h 為原來的值； $\overline{h}$ 為經過平滑處理後的新值； λ 為經度； ϕ 為緯度；係數 $k = \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi}{m} \right)^{-1}$ (m 之值為：2,3,4,1,5,6,7,2,8,9 之循環)。而後再重複此一步驟以求出基本場：

$$h_{B\lambda,\phi} = \overline{h_{\lambda,\phi}} + k(\overline{h_{\lambda-1,\phi}} + \overline{h_{\lambda+1,\phi}} - 2\overline{h_{\lambda,\phi}}) \quad (A19)$$

將初始場分為基本流場和擾動場後，下一步驟則是將擾動場分解成為包括颱風擾動的分量和颱風擾動場外的分量。此過程主要須先在分析場中決定渦旋的中心位置；其中心位置是用低層擾動場的風場決定一猜測位置，然後在附近調節此猜測的颱風中心位置，以求出相對於各猜測之颱風中心之切向風速分布，並視可得到最大切向風速為 NCEP 分析場中渦旋的中心位置。中心位置確定後，將渦旋在徑向上分為 24 個區間（每 15° 一個），從一適當半徑（主觀分析）開始以 0.1° 的間隔向外移動，當切向風速 $V_{\tan} < 6\text{ms}^{-1}$ 且 $-\partial V_{\tan} / \partial r < 4 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 時，或是 $V_{\tan} < 3\text{ms}^{-1}$ 時，則定為分析場渦旋的範圍 $r_f(\theta)$ ，而過濾分析場渦旋的範圍 $r_0(\theta)$ （過濾半徑）則定為 $1.25r_f(\theta)$ ，以確使和颱風分量有關的部份都能包含在內。但當界於 $r_f(\theta)$ 和 $1.25r_f(\theta)$ 之間有任何一點的切向速度為負值時，則改變 $r_0(\theta)$ 的大小為最接近切向速度小於 0 的點，但在過濾半徑內的切向速度須都大於 0。由此方法，其過濾的範圍形狀不一定是圓形的，有可能為一多邊形（例如 Kurihara et al. 1995, Fig 2），但對於較強的颱風，過濾範圍會接近圓形。

在分析擾動場中，則視過濾範圍的邊界以及外圍區域為不包括颱風環流的擾動場，但內部含有我們要移去的颱風擾動場主要是受颱風的影響；在移去分析場渦旋的過程中，即是將各徑向區間在過濾範圍（ $r_0(\theta)$ ）內的擾動風場全部除去。然後透過一最佳差分（Optimum interpolation）方法，將過濾範圍邊界不受颱風影響之擾動場，內差到整個過濾範圍內，而形成

一均勻連續的已除去颱風分量之擾動場。最後再將此不包括颱風之擾動場和基本流場疊加，以求得我們定義的環境流場。

2. 植入特定的渦旋：

植入的渦旋需考慮到下面三點：1、在熱力和動力上需一致，2、渦旋的強度應視真實的颱風強度而定，3、植入渦旋的解析度需和預報模式的解析度一致。此種渦旋可由一颱風模式積分後經由觀測風場調節而得一軸對稱的渦旋，再由此對稱的渦旋求出非對稱的分量，其過程如下：

(1)、軸對稱渦旋：

計算植入渦旋對稱分量是使用軸對稱版本之GFDL颱風模式(Kurihara et al., 1990)，以 r (半徑) - σ (P/P_s) 座標系統積分所產生。在積分過程中由一靜止大氣之初始狀態 (即 徑向風、切向風皆為0) 開始積分。依颱風結構的經驗公式先計算出一猜測值後，再用觀測到的風速加以修正此值。此修正值是將觀測所得颱風四個象限各風速之暴風半徑加以平均，以得到各風速之平均暴風半徑。但當所得之四個象限之觀測值中有不合理的值出現時，則將該不合理的資料排除，不加入平均計算。此外，模式也對所觀測的最大風速加以修正：通常最大風速的資料中只包含風速和半徑但不包括方位角，但在此則將觀測到的最大風速值放置在環境場中切向分量最大的方位角上，因此可產生較好的切向風速分布。

(2)、非對稱的分量：

颱風的運動可視為一渦旋在環境場中運動，因此對颱風路徑的預報主要掌握於對環境流場演變預報的好壞；但除此之外，一般則認為颱風會受到行星渦度平流的作用，即所謂的 β 效應：Fiorino和Elsberry (1989) 將颱風分為對稱和不對稱的部份討論，以一對稱的颱風結構，經由行星渦度的平流會產生二個不對稱的渦旋；Holland (1983) 的研究也指出 β 效應會造成渦旋向西北運動。因而此模式用颱風模式所得之軸對稱渦旋，由正壓的渦度方程 (包含 β 效應) 計算出非軸對稱的風場 (參照 Ross and Kurihara, 1992)。對於一強度較強的颱風，考慮此非對稱的分量對路徑預報有較大的影響，但對於較弱或範圍較小的颱風，加入非對稱分量對路徑預報之影響有限 (Bender et al., 1993)。

(3)、渦旋合併及質量場的診斷：

植入的渦旋具有二個部份：一、軸對稱包含了風場，質量場及水汽場。二、軸對稱風場經由正壓渦度方程計算的非對稱分量。將此二個部份以中心合併後，再將合併後的渦旋放置在分析場中所觀測到真實颱風的位置；因為渦旋植入以前的積分過程中我們是視其積分環境為海洋，因此當對稱的渦旋登陸時，我們設定其水汽量減少 50%。植入渦旋的風場和水汽場可以直接視為初始條件，但是溫度場和氣壓場則會因動力場和質量場之間非線性交相互作用而不平衡，故須經一再調節的過程使風場和質量場相互平

衡。由於風場會直接影響渦旋的運動，因此在再調節過程中，並不調節風場，而是利用輻散方程來診斷質量場。再由質量場中求出氣壓場和溫度場。

經此初始化過程後，將渦旋植入環境場中，視其為初始條件，進行預報模式的積分。此模式對於颱風路徑的預報有不錯的預報程度，且對颱風強度和結構的變化具有粗略的預報的能力；但由於颱風內部結構的改變會影響到颱風的路徑，因此如能再提高颱風模式內部的解析度則可以有較好的預報結果並可藉以了解颱風結構和路徑間的交互作用。

參考文獻

- 李三畏, 1996: 賀伯颱風山坡地崩坍類別探討。 賀伯颱風與工程環境研討會論文彙, 11-13。
- 吳俊傑, 1996: 用 GFDL 颱風模式預報 1995 年西北太平洋地區颱風。 天氣分析與預報暨海象測報研討會, 中央氣象局, 台灣, 台北, 13-25。
- 吳俊傑, 卓瑜甄, 1997: GFDL 颱風預報系統對於 1996 年西北太平洋地區颱風預報測試結果評估。 與預報暨海象測報研討會, 中央氣象局, 台灣, 台北, 391-400。
- 陳得松, 黃康寧, 葉天降, 彭順台, 1997: 中央氣象局颱風路徑預報模式初始場之改進。 天氣分析與預報研討會, 中央氣象局, 台灣, 台北, 411-415。
- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1987: A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- , R. J. Ross, R. E. Tuleya, and Y. Kurihara, 1993: Improvements in tropical cyclone track and intensity forecasts using the GFDL initialization system. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2046-2061.
- , C.-C. Wu, M. A. Rennick and Y. Kurihara, 1997: Comparison of the GFDL Hurricane Model Prediction in the Western Pacific Using the NOGAPS and AVN Global Analysis. Preprint, 22nd Conf. on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society, Boston MA, 615-616.
- Chen, D.-S., T.-C. Yeh, K.-N. Huang, M. S. Peng, and S. W. Chang, 1994: A new operational typhoon track prediction system at the central weather bureau in Taiwan. Proc., 21 Conf. on hurricanes and tropical meteorology. American Meteorological Society, Boston MA. 51-52.
- Chen, D.-S., M. S. Peng, T.-C. Yeh, S. W. Chang, and K.-N. Huang, 1997: Performance of the Typhoon-Track Forecast System in the Central Weather Bureau in Taiwan. Preprint, 22nd Conf. on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society, Boston MA, 248-249.
- Fiorino, M., and R. E. Elsberry, 1989: Some aspects of vortex structure related to tropical cyclone motion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 975-990.
- Holland, G. J., 1983: Tropical cyclone motion: Environment interaction plus a beta effect. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328-342.
- Holloway, J. L. Jr., and S. Manabe, 1971: Simulation of climate by a global general circulation model. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 335-370.
- Kurihara, Y., and J. L. Holloway, Jr., 1967: Numerical integration of a nine-

- level global primitive equations model formulated by the box method. *Mon. Wea. Rev.*, **95**, 509-530.
- _____, and R. E. Tuleya, 1974: Structure of a tropical cyclone developed in a three-dimensional numerical simulation model. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 893-919.
- _____, and G. J. Tripoli, 1976: An iterative time integration of scheme designed to preserve a low-frequency wave. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 239-249.
- _____, G. J. Tripoli, and M. A. Bender, 1979: design of a moveable nested-mesh primitive equation model. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 239-249.
- _____, and M. A. Bender, 1980: Use of a movable nested-mesh model for tracking a small vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1792-1809.
- _____, C. L. Kerr, and M. A. Bender, 1989: An Improved numerical scheme to treat the open lateral boundary of a regional model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2714-2722.
- _____, M. A., Bender, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1990: Prediction experiments of Hurricane Gloria (1985) using a multiply nested moveable mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2185-2198.
- _____, M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane model by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030-2045.
- _____, _____, R. E. Tuleya, and R. J. Ross, 1995: Improvements in the GFDL hurricane prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2791-2801.
- _____, _____, and R. E. Tuleya, 1995: Performance evaluation of the GFDL hurricane prediction system in the 1994 hurricane season. Preprint, 21st Conf. on hurricanes and tropical meteorology, American Meteorological Society, Boston MA, 41-43.
- _____, R. E. Tuleya, and M. A. Bender, 1997: The GFDL Hurricane Prediction System and Its Performance in the 1995 Hurricane Season. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*.
- Masuda, Y., 1978: A time integration scheme to damp efficiently high-frequency noises. *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 571-583.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Phillips, N. A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, **14**, 184-185.
- Ross, R. J., and Y. Kurihara, 1992: A simplified scheme to simulate

- asymmetries due to the beta effect in barotropic vortices. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1620-1628.
- Smagorinsky, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 99-164.
- Tuleya, R. E., M. A. Bender, and Y. Kurihara, 1984: A simulation study of the landfall of tropical cyclones using a movable nested-mesh model. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 124-136.
- _____, 1994 : Tropical storm development and decay: Sensitivity to surface boundary conditions. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 291-304.
- Wang, S.-T., 1980: Prediction of the movement and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity. Res. Rep. 018. National Science Council. Taipei, Taiwan (in Chinese).
- Wu, C.-C., 1994: Typhoon prediction using GFDL hurricane model. Proc., Conference on Weather Analysis and forecasting. Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan. 67.
- _____, M. Bender, and Y. Kurihara, 1997: Evaluation of the GFDL hurricane prediction system in the western North Pacific in 1995. Submitted to *Weather and Forecasting*.

表 1：1995 年 GFDL 颱風預報系統對於西北太平洋颱風之預報個案表

STORM NAME	NUMBER OF CASES	DATES OF FORECASTS
FAYE (WP05)	11	JULY 18 - JULY 23
GRAY (WP07)	3	JULY 29 - JULY 30
HELEN (WP08)	6	AUGUST 8 - AUGUST 11
IRVING (WP09)	3	AUGUST 17 - AUGUST 18
JANIS (WP10)	9	AUGUST 22 - AUGUST 26
KENT (WP12)	8	AUGUST 27 - AUGUST 30
LOIS (WP13)	4	AUGUST 27 - AUGUST 29
OSCAR (WP17)	9	SEPT. 12 - SEPT. 16
POLLY (WP18)	5	SEPT. 16 - SEPT. 20
RYAN (WP19)	12	SEPT. 17 - SEPT. 23
SIBLY (WP20)	7	SEPT. 28 - OCTOBER 2
VAL (WP25)	1	OCTOBER 10
WARD (WP26)	9	OCT. 18 - OCT. 22
YVETTE (WP27)	5	OCT. 23 - OCT. 25
ZACK (WP28)	13	OCT. 25 - NOV. 1
ANGELA (WP29)	20	OCT. 26 - NOV. 4
TOTAL	125	JULY 18 - NOVEMBER 4

表 2：1995 年颱風季節，GFDL 和 CLIPER、TFS 和 EBM 等颱風模式及 CWB 的官方預報對西北太平洋颱風預報做 homogeneous 的 24、36 和 48 小時預報路徑誤差及平均標準差（括號內數字）比較。

單位：Km

	12Hr	24Hr	36Hr	48Hr
TFS	105 (62)	207 (122)	314 (183)	423 (231)
EBM	124 (77)	258 (138)	393 (202)	522 (253)
GFDL	90 (57)	144 (84)	183 (117)	241 (160)
CLIPER		187		367
CWB		193		350
Case numbers	102	101	93	82

表 3：1995 年颱風季節，GFDL 和 CLIPER、NOGAPS、AVN 颱風模式及 JTWC 的官方預報對西北太平洋颱風做 homogeneous 的 24、36、48 和 72 小時預報路徑誤差及平均標準差（括號內數字）比較。

單位：Km

	12Hr	24Hr	36Hr	48Hr	72Hr
CLIPER	116 (78)	209 (128)	312 (193)	400 (279)	619 (431)
JTWC	99 (65)	177 (89)	263 (127)	369 (196)	629 (317)
GFDL	94 (61)	150 (87)	197 (131)	275 (174)	527 (372)
NOGAPS	122 (77)	201 (118)	286 (169)	400 (260)	702 (447)
AVN	134 (81)	226 (130)	331 (225)	468 (360)	829 (527)
Case number	72	71	64	54	38

表 4：1996 年 GFDL 颱風預報系統在西北太平洋所做颱風預報個案總表。

STORM NAME	NUMBER OF CASES	DATES OF FORECASTS
DAN (WP06)	3	JULY 06 - JULY 08
EVE (WP07)	11	JULY 13 - JULY 19
GLORIA (WP09)	5	JULY 22 - JULY 25
HERB (WP10)	9	JULY 24 - JULY 31
IAN (WP11)	2	JULY 29 - JULY 29
JOY (WP12)	3	AUGUST 02 - AUGUST 03
KIRK (WP13)	15	AUGUST 05 - AUGUST 15
NIKI (WP18)	5	AUGUST 18 - AUGUST 20
ORSON (WP19)	17	AUGUST 22 - SEP. 03
SALLY (WP23)	6	SEP. 05 - SEP. 08
TOM (WP25)	8	SEP. 11 - SEP. 17
VIOLET (WP26)	11	SEP. 12 - SEP. 22
WILLIE (WP27)	6	SEP. 18 - SEP. 22
YATES (WP28)	7	SEP. 23 - OCT. 01
ZANE (WP29)	10	SEP. 24 - OCT. 02
ABEL (WP30)	2	OCT. 13 - OCT. 16
WP31	2	OCT. 13 - OCT. 15
BETH (WP32)	9	OCT. 14 - OCT. 21
CARLO (WP33)	7	OCT. 21 - OCT. 25
WP35	1	NOVEMBER 02
DALE (WP36)	11	NOV. 04 - NOV. 12
ERNIE (WP37)	13	NOV. 04 - NOV. 16
FERN (WP42)	8	DEC. 22 - DEC. 26
TOTAL	171	JULY 06 - DECEMBER 22

表 5：1996 年 GFDS 及 GFDN 之路徑預報誤差比較。%代表為所有預報個案中 GFDN 較 GFDS 預報為準確的個案佔總個案數之比例。

Forecast Hr	GFDS (Km)	GFDN (Km)	% Superior performance	Case number
12Hr	109	108	51%	177
24Hr	180	170	51%	166
36Hr	229	220	48%	153
48Hr	281	277	46%	143
72Hr	470	416	58%	114

表 6：1996 年 GFDA 路徑預報誤差及相較於 GFDS 和 GFDN 之路徑預報中，優於 GFDS 及 GFDN 之預報個數案佔總個案之百分比。

Forecast Hr	GFDA (Km)	%Superior performance against GFDS	%Superior performance against GFDN
12Hr	102	61%	55%
24Hr	160	64%	58%
26Hr	205	61%	63%
48Hr	254	55%	62%
72Hr	403	63%	51%

表 7：1995 年及 1996 年 GFDS 和 GFDN 之路徑預報誤差比較。%代表為所有預報個案中 GFDN 較 GFDS 預報為準確的個案佔總個案數之比例。

Forecast Hr	GFDS (Km)	GFDN (Km)	% Superior performance	Case number
12Hr	104	103	50%	244
24Hr	172	166	50%	233
36Hr	224	216	49%	215
48Hr	275	280	55%	199
72Hr	464	452	51%	156

表 8：1995 年及 1996 年 GFDA 路徑預報誤差及相較於 GFDS 和 GFDN 之路徑預報中，優於 GFDS 及 GFDN 之預報個案數佔總個案之百分比。

Forecast Hr	GFDA (Km)	%Superior performance against GFDS	%Superior performance against GFDN
12Hr	97	60%	57%
24Hr	154	64%	60%
26Hr	201	62%	63%
48Hr	252	54%	65%
72Hr	415	55%	60%

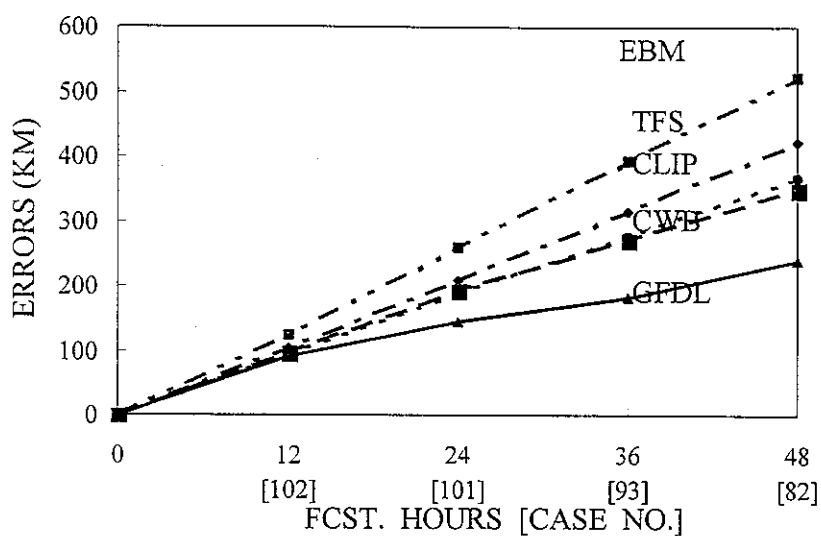


圖1：1995年颱風季節，GFDL、TFS、EBM颱風模式及CWB的官方預報對西北太平洋颱風做homogeneous個案的預報路徑誤差比較。

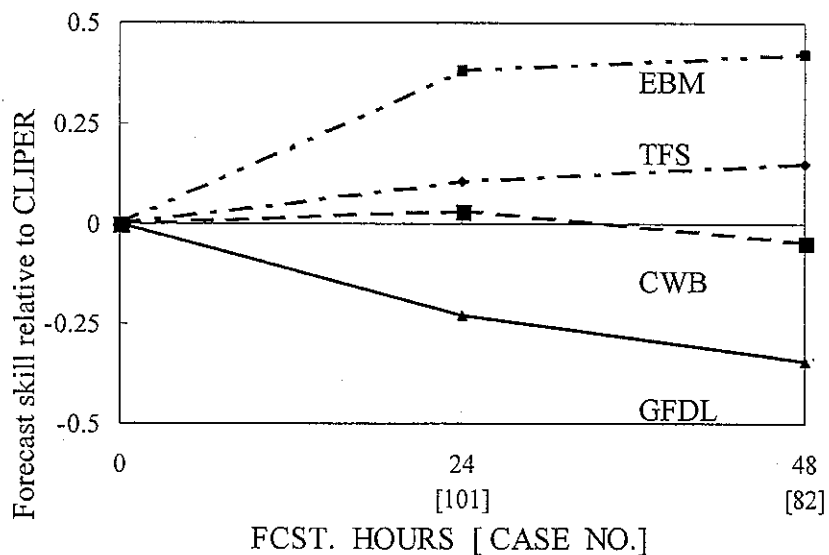
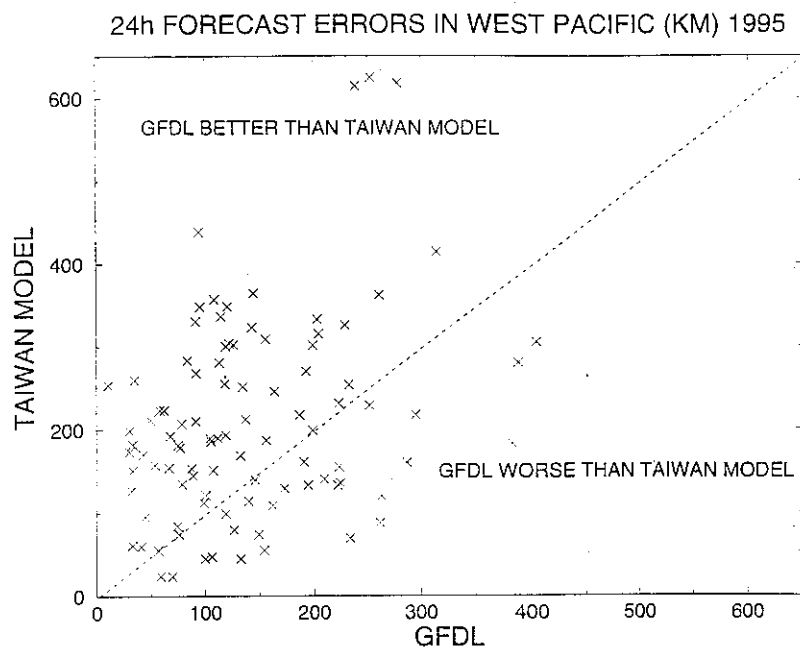


圖2：1995年颱風季節，GFDL、TFS、EBM颱風模式及CWB的官方預報對西北太平洋颱風做homogeneous個案的路徑預報誤差相對於CLIPER之預報能力比較。

(a)



(b)

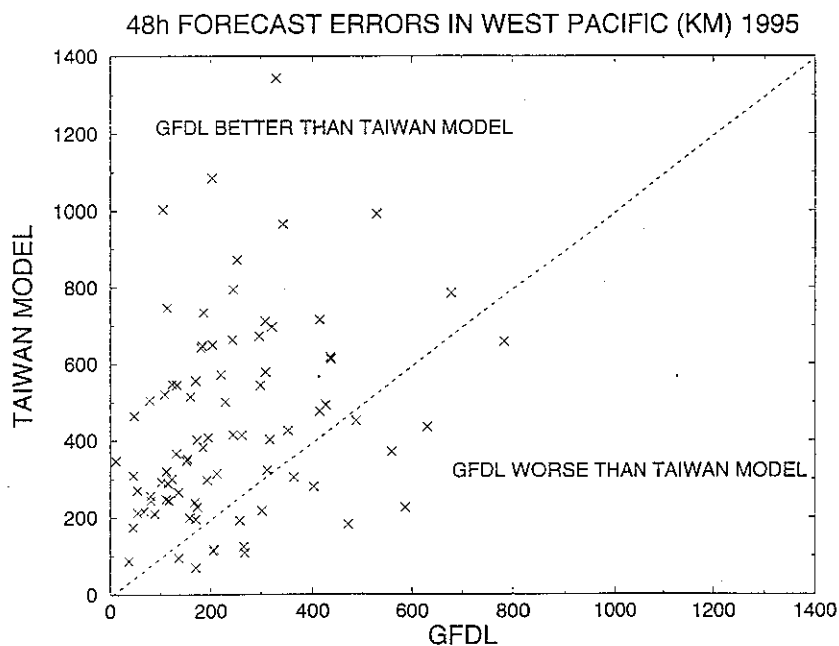


圖 3：1995 年颱風季節，GFDL 和 TFS 颱風模式對西北太平洋颱風個案做(a)24 小時(b)48 小時之所有路徑預報誤差比較。需線上方代表 GFDL 預報優於 TFS，下方代表 TFS 優於 GFDL。

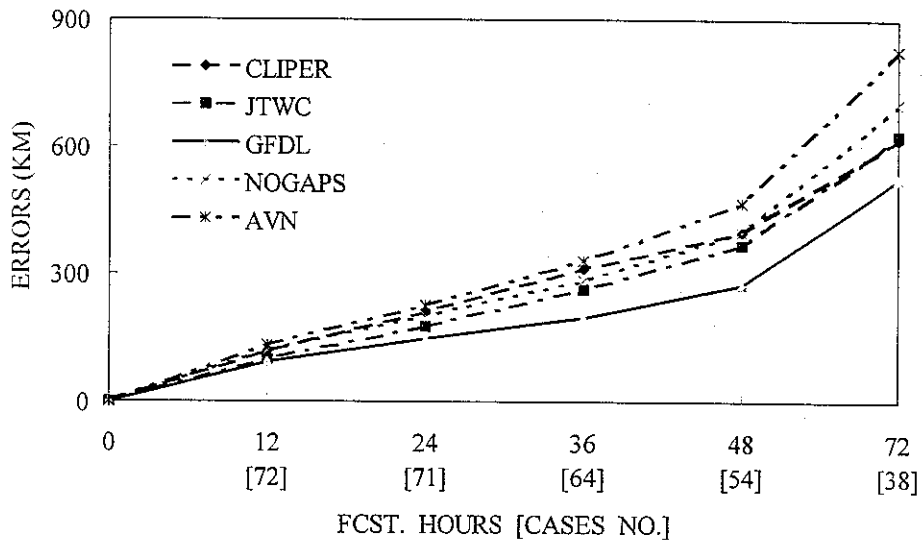


圖4：1995年颱風季節，GFDL、NOGAPS、AVN、TFS、CLIPER颱風模式模式及JTWC的官方預報對西北太平洋颱風預報做homogeneous個案的路徑預報誤差比較。

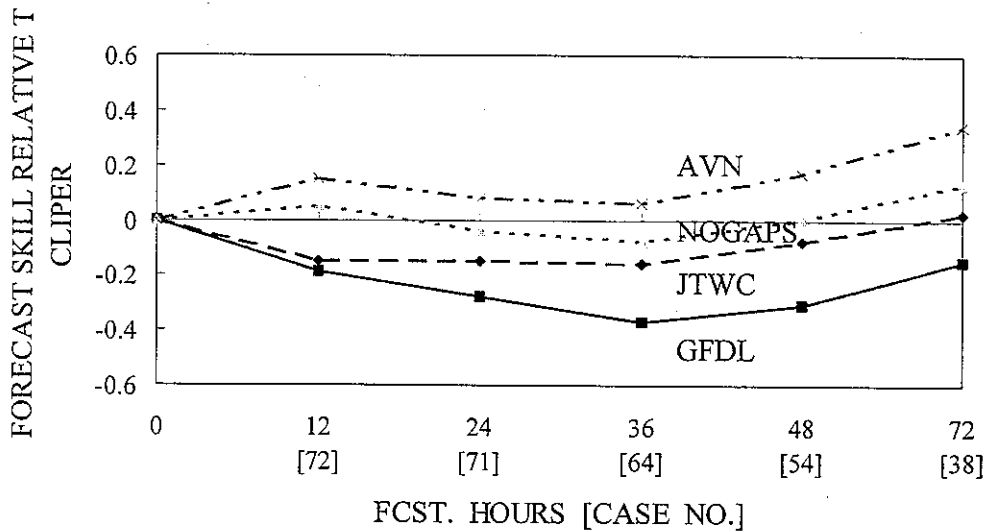


圖5：1995年颱風季節，GFDL、NOGAPS、AVN、TFS等颱風模式及JTWC的官方預報對西北太平洋颱風預報做homogeneous個案的預報路徑誤差相對於CLIPER的預報能力比較。

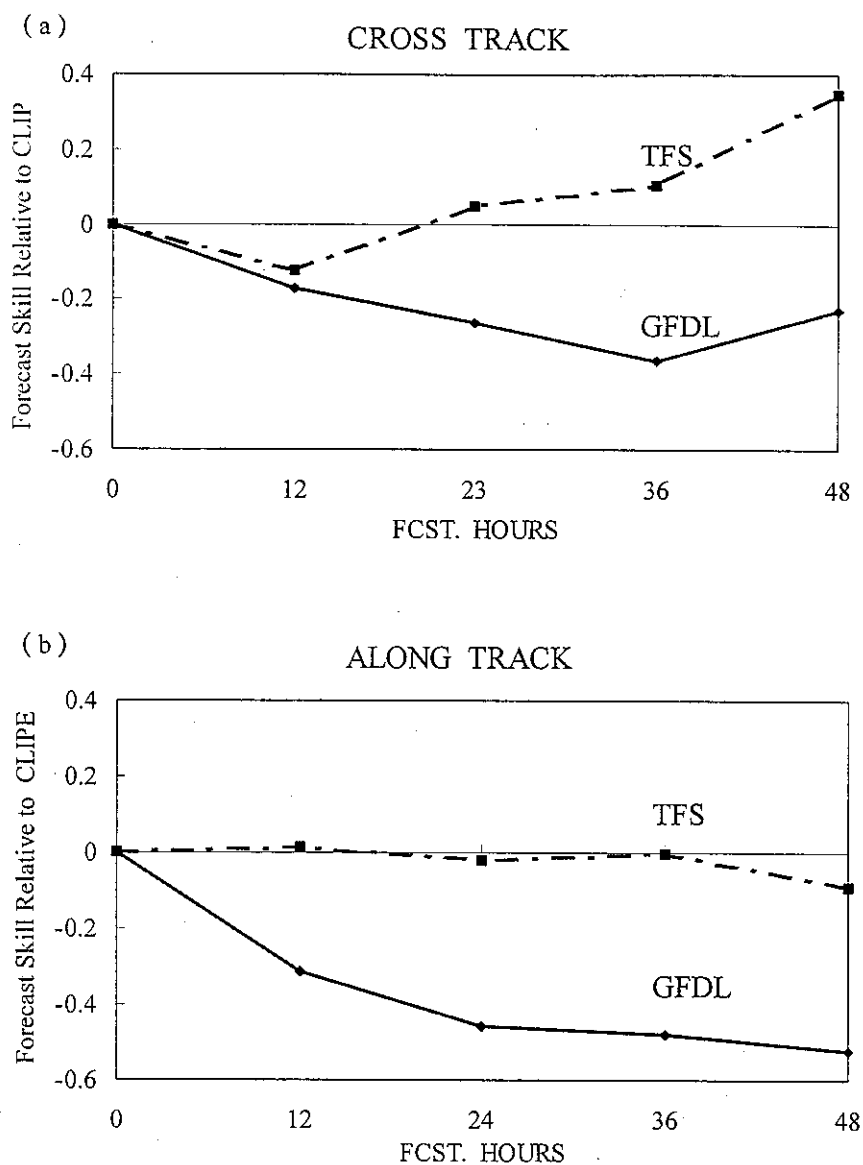


圖6：1995年颱風季節，GFDL及TFS路徑預報誤差其(a)Cross-Track和(b)Along-Track二個方向相對於CLIPER正規畫後之比較。

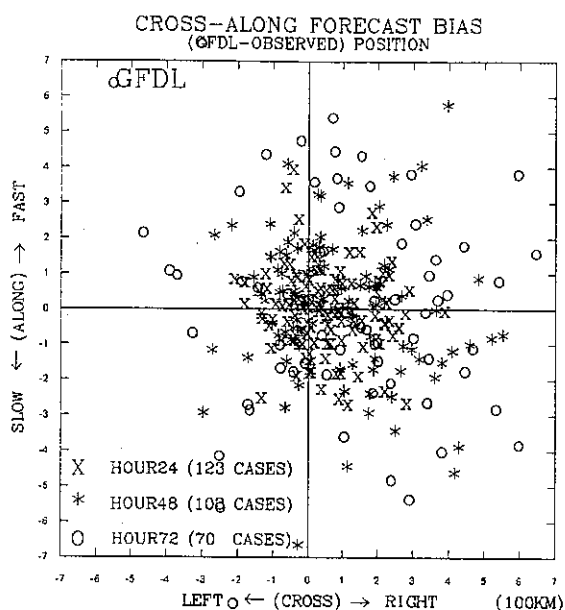


圖 7：GFDL 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track（橫座標）及 Along-Track（縱座標）方向上之分佈圖。

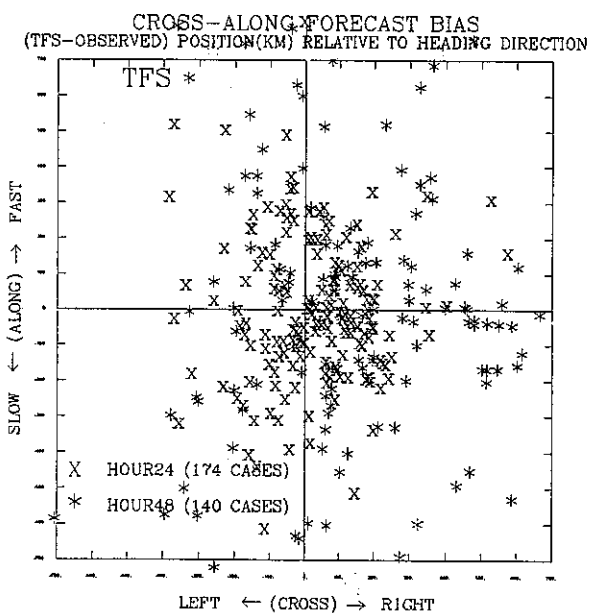


圖 8：TFS 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風預報誤差在 Cross-Track（橫座標）及 Along-track（縱座標）方向上之分佈圖。

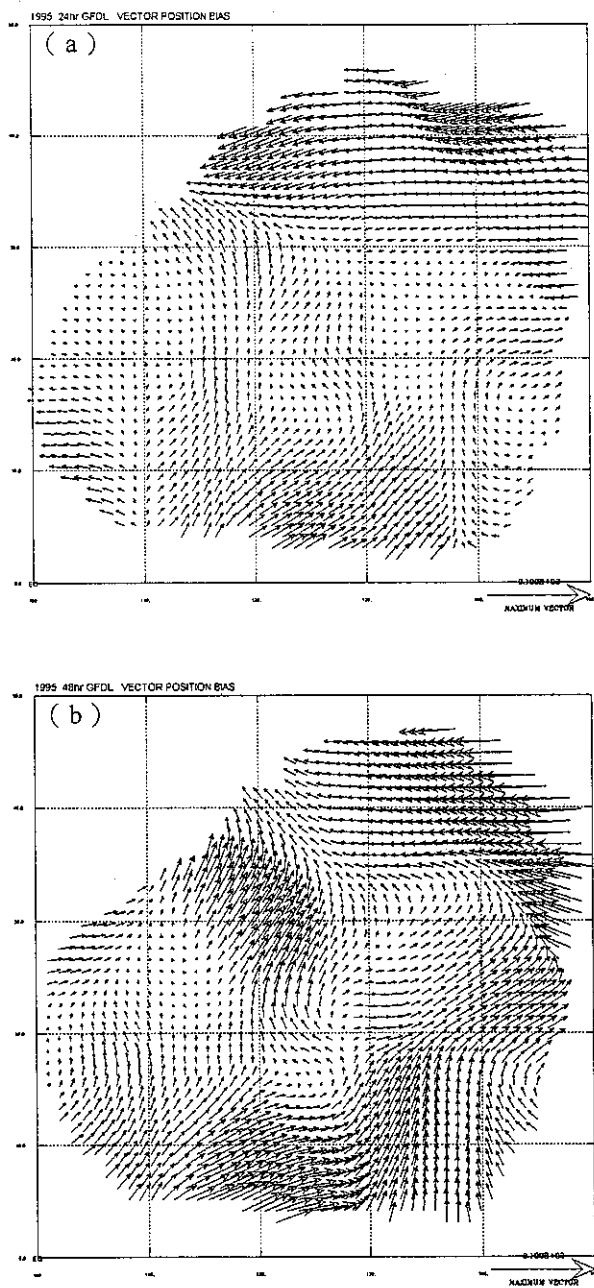


圖 9：GFDL 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置預報偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。

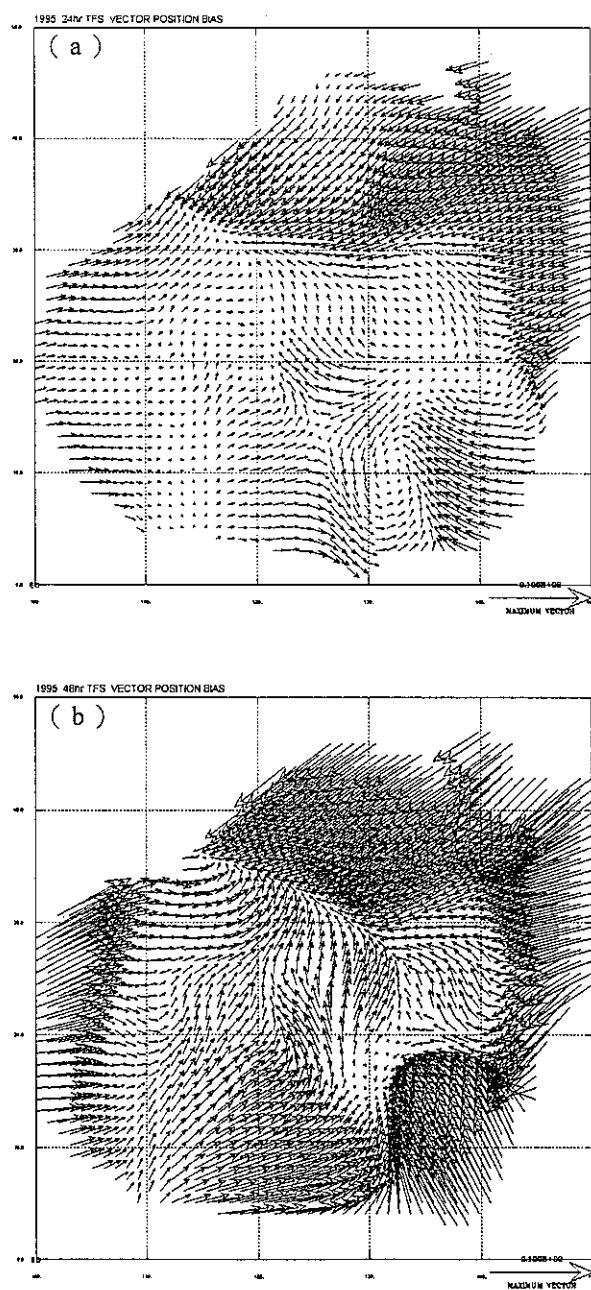


圖 10：TFS 颱風預報系統對 1995 年西北太平洋颱風(a)24 小時(b)48 小時預報之實際位置偏差（圖中箭頭代表實際經緯度誤差）。

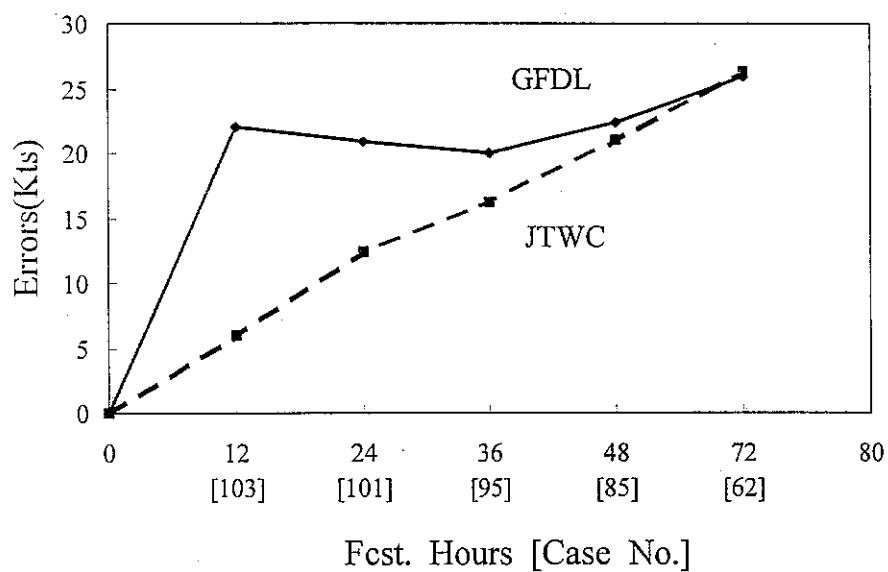


圖11：1995年颱風季節，GFDL和JTWC的官方預報對西北太平洋颱風做 homogeneous 的強度預報誤差比較。

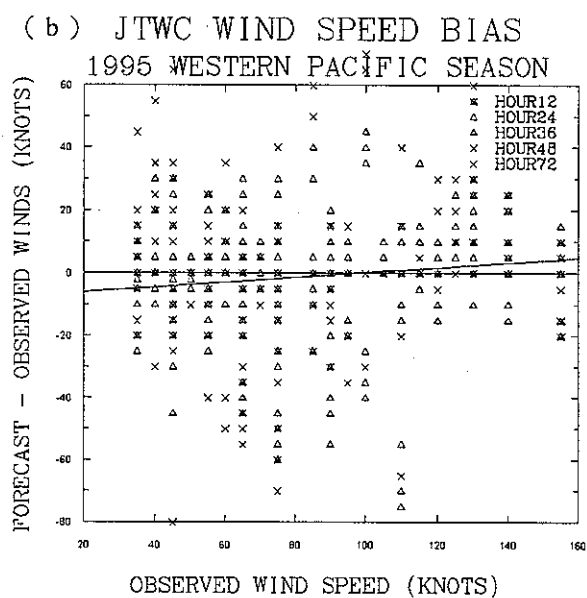
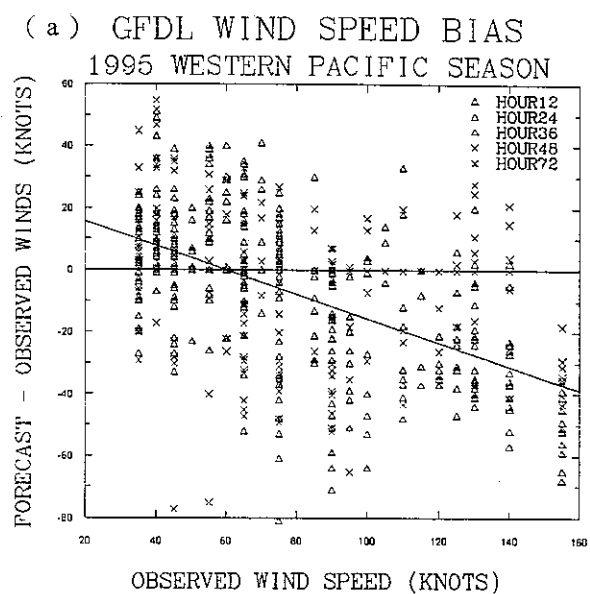


圖 12：(a)GFDL 颱風預報系統及(b)JTWC 官方預報對 1995 年西北太平洋 颱風強度預報之系統偏差，橫座標代表觀測（JTWC）之颱風強度，縱座標代表強度預報誤差。

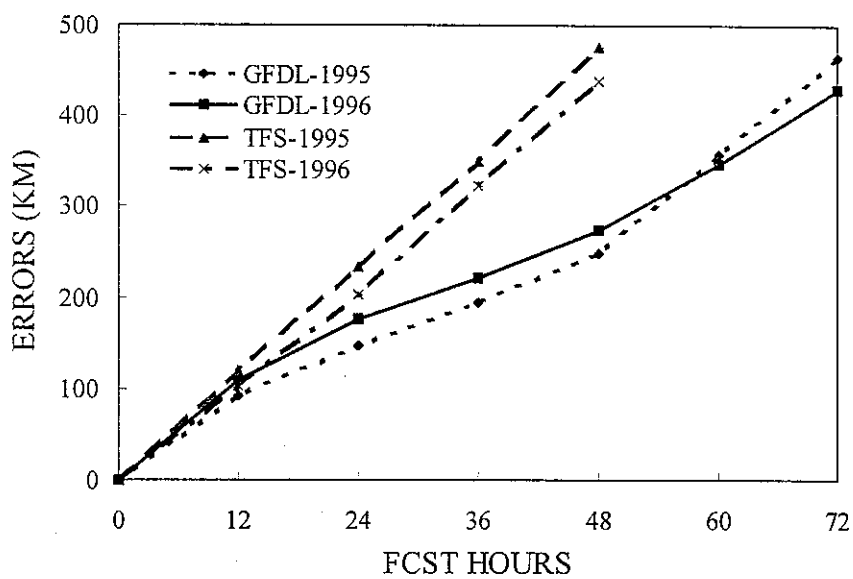


圖13：1996年颱風季節，GFDL及TFS之颱風路徑預報誤差及1995年GFDL與TFS之颱風路徑預報誤差比較。

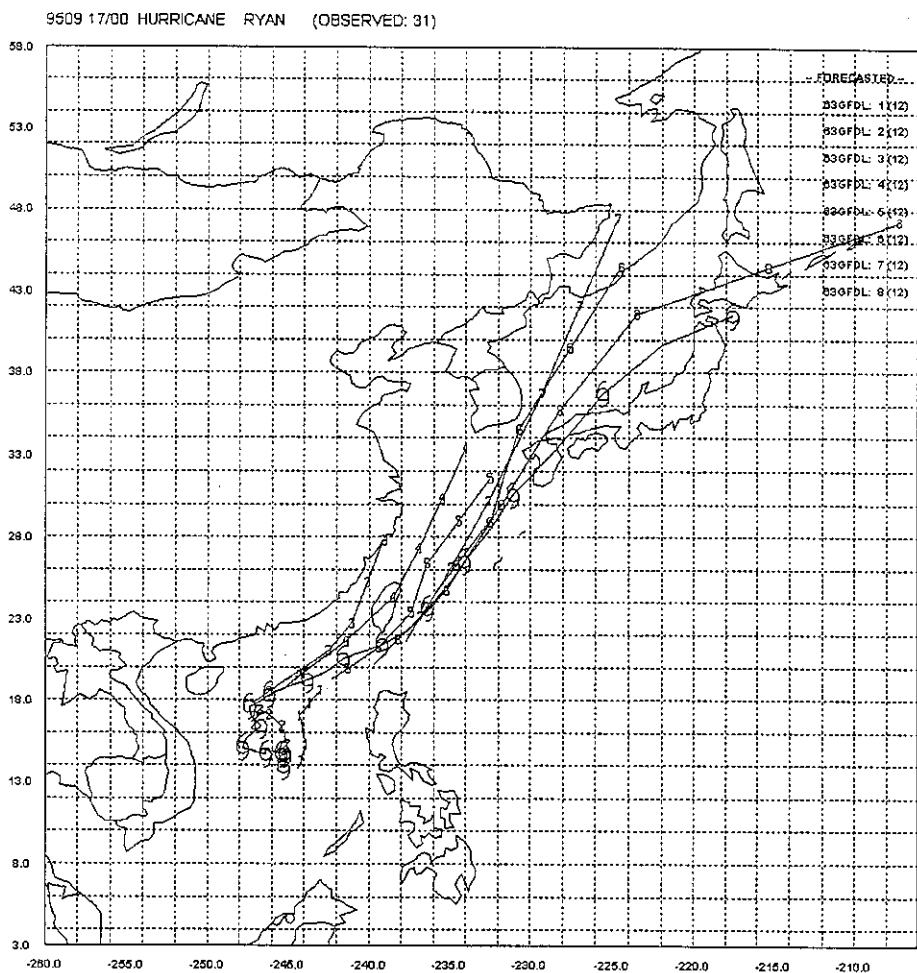


圖 21：1995 年賴恩颱風從 9 月 17 日 00 UTC 至 9 月 20 日 12 UTC 的所有 GFDL 預報系統 72 小時路徑預報圖及最佳觀測路徑圖（以颱風符號代表，每 12 小時顯示一次）。1, 2, 3 ... 代表 GFDL 模式預報時間順序。

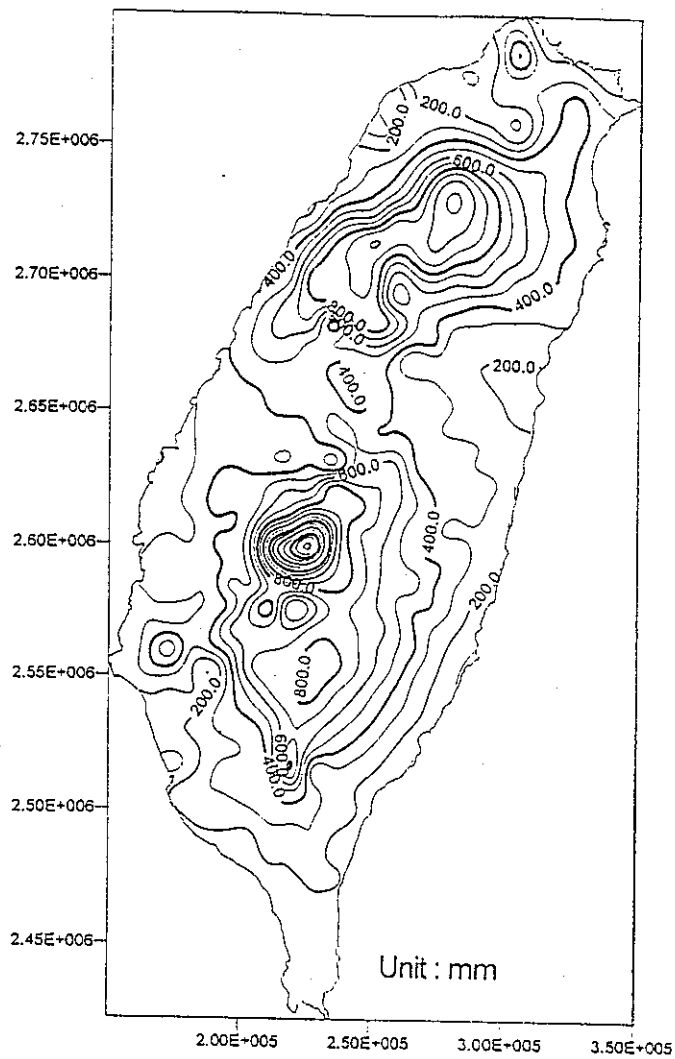


圖 22：賀伯颱風 7 月 30 日至 8 月 2 日之累積雨量。單位：公釐，等值線間距：100 公釐。

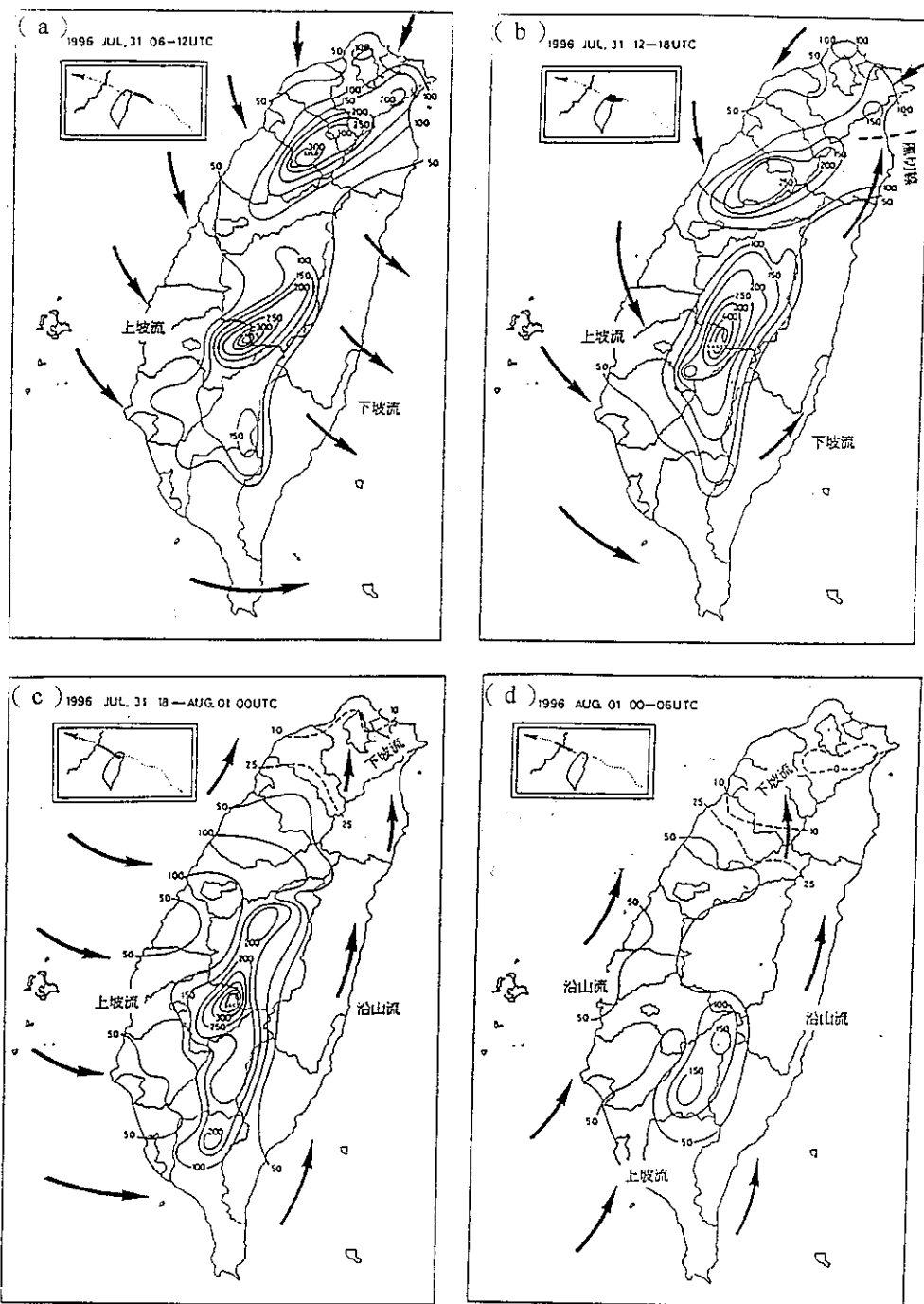


圖 23：賀伯颱風通過台灣時，台灣附近之風場分佈。(a) 7 月 31 日 06 - 12 UTC (b) 7 月 31 日 12 - 18 UTC (c) 7 月 31 日 18 UTC 至 8 月 1 日 00 UTC (d) 8 月 1 日 00 - 06 UTC。(摘自王時鼎，個人聯繫)

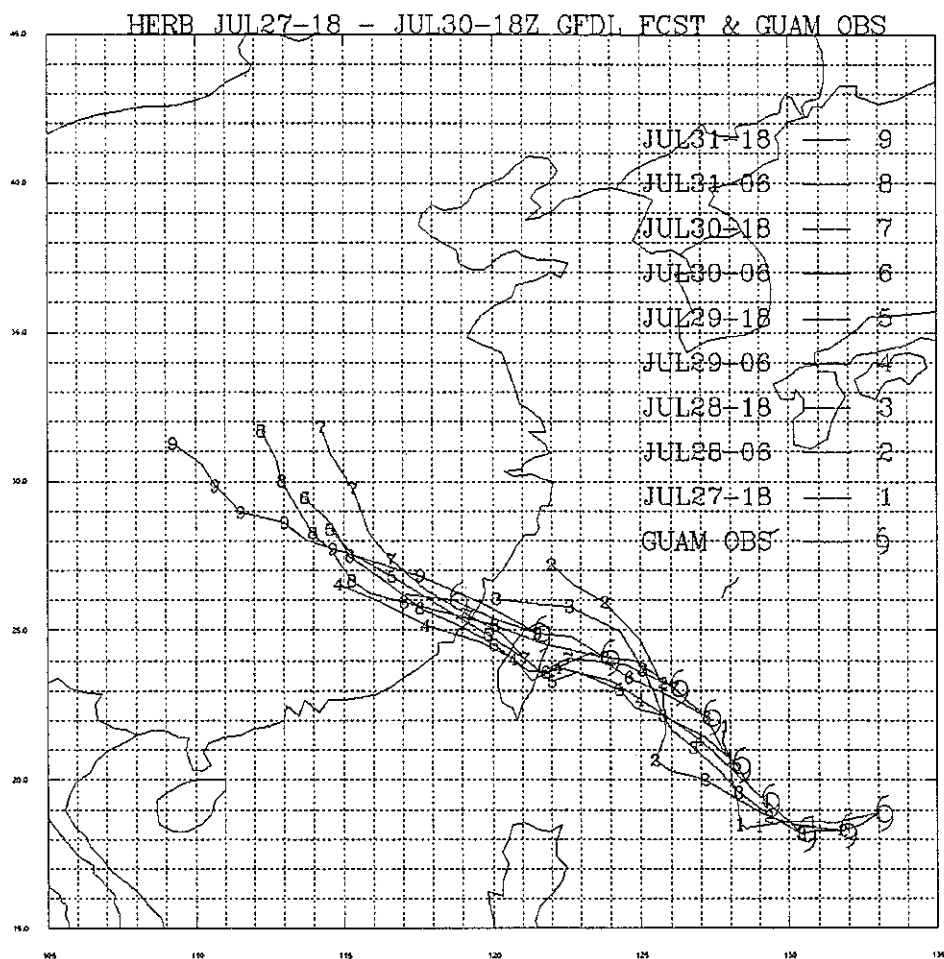


圖 24：1996 年賀伯颱風從 7 月 27 日 18 UTC 至 7 月 30 日 18 UTC 的若有 GFDL 預報系統 72 小時路徑預報圖及最佳觀測路徑圖以颱風符號代表，每 12 小時顯示一次）。1, 2, 3 ... 代表 GFDL 模式預報時間順序。

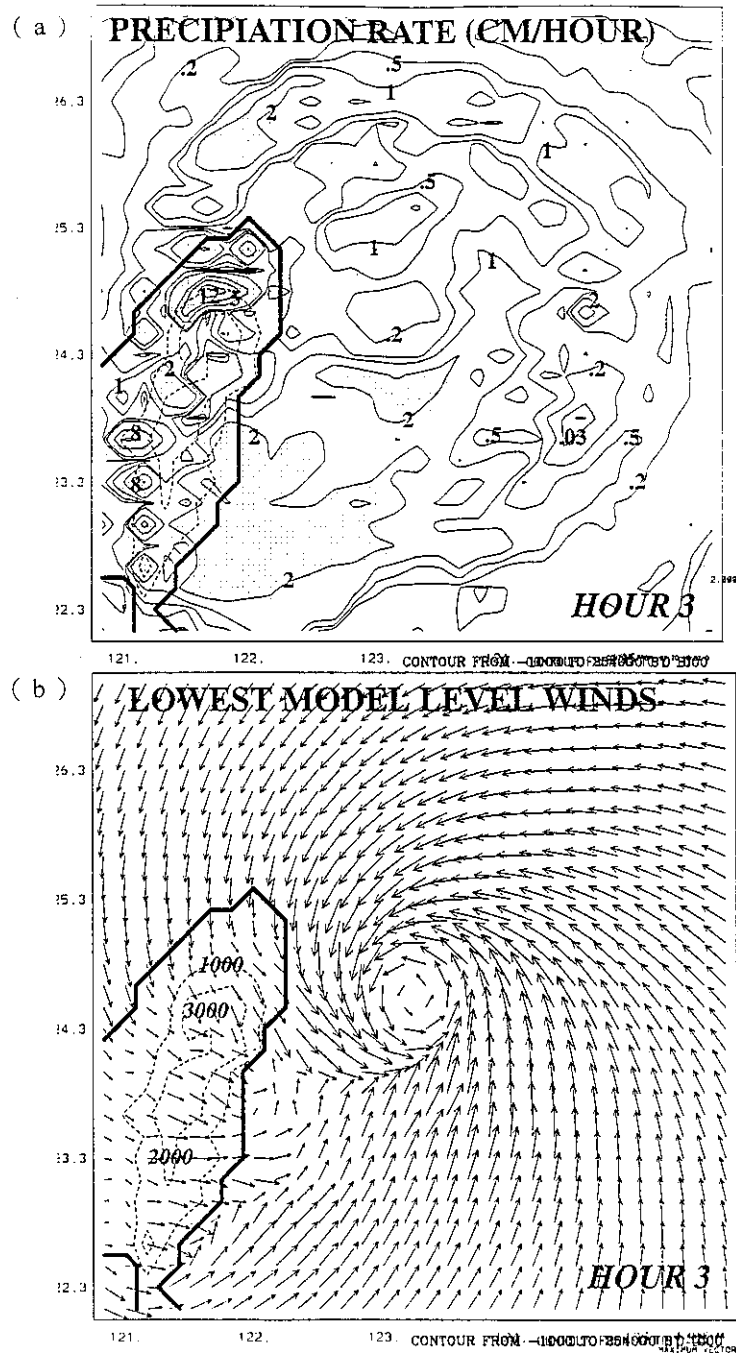


圖 25：GFDL 颱風預報系統對賀伯颱風所做瞬時風雨預報。(a) 預報時間為 7 月 31 日 09 UTC 之瞬時降雨量，(b) 預報時間為 7 月 31 日 09 UTC 之瞬時風場。

ACCUMULATED PRECIP (CM) DURING STORM PASSAGE

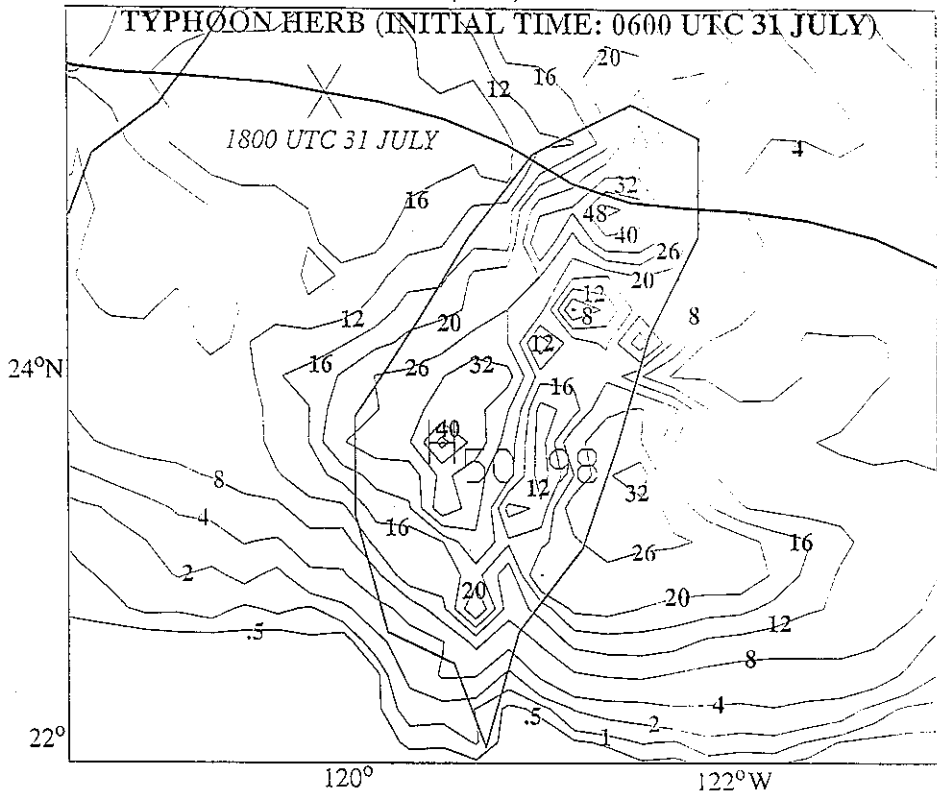


圖 26：GFDL 颱風預報系統對賀伯颱風之累積雨量預報圖。初始積分時間為 7 月 31 日 06 UTC。單位：公分。

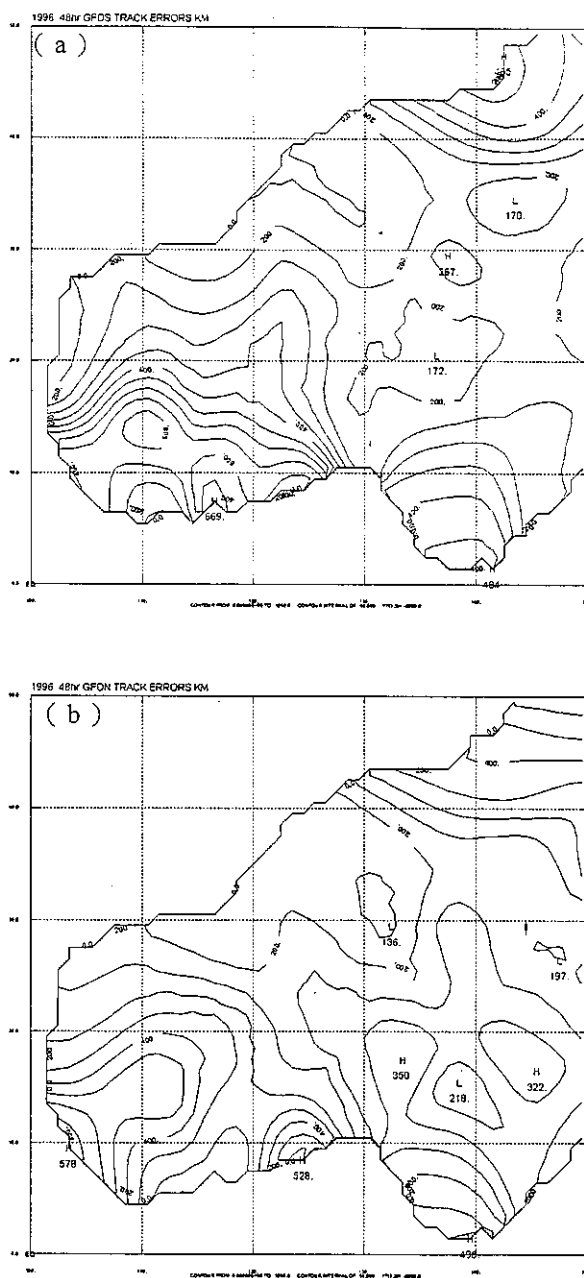


圖 27 : (a)GFDL-AVN 及(b)GFDL-NOGAPS 系統對 1996 年西北太平洋颱風路徑
預報誤差分佈。等值線間距為 100 公里。

TYPHOON HERB (0600UTC 24 JULY to 1800 UTC 31 JULY)

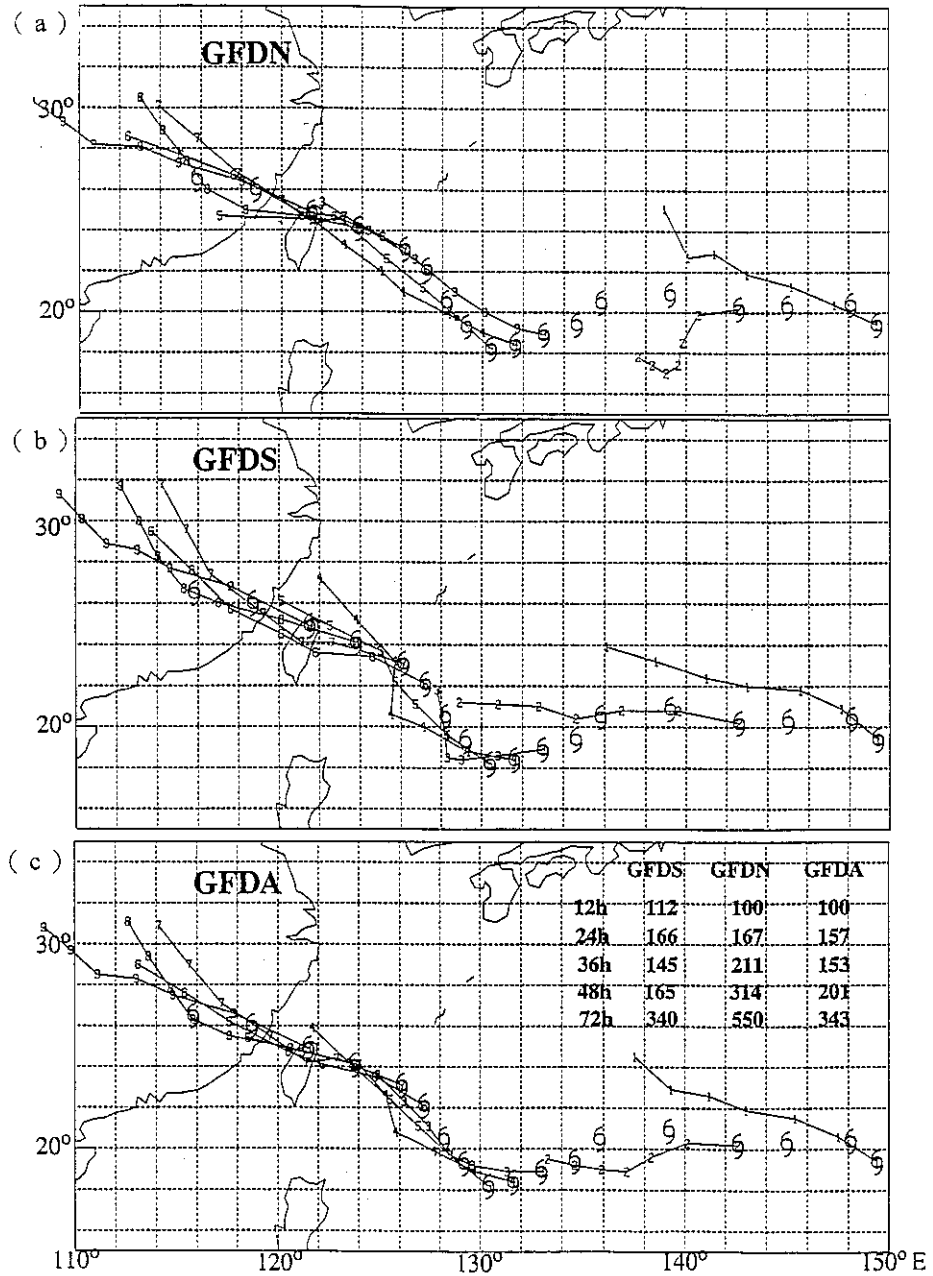


圖 31 : (a) GFDN (b) GFDS 及(c) GFDA 系統對賀伯颱風個案所有預報路徑圖。
 圖中數字為 GFDN、GFDS、GFDA 之預報路徑誤差。單位：公里。

TYPHOON VIOLET (0600 UTC 12 SEP TO 0600 UTC 22 SEP)

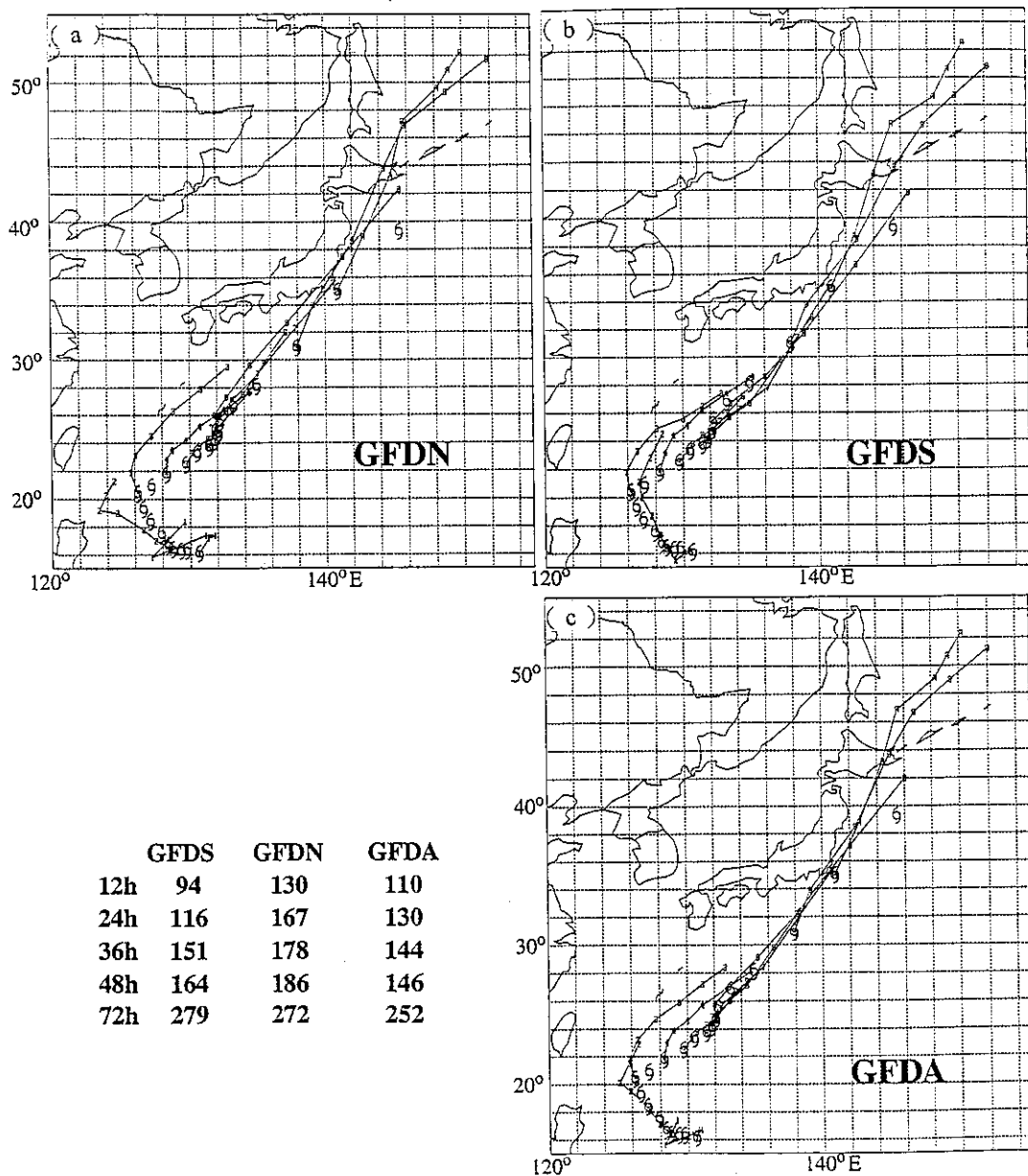


圖 32 : (a) GFDN (b) GFDS 及 (c) GFDA 系統對 Violet 颱風個案所有預報路徑圖。

圖中數字為 GFDN、GFDS、GFDA 之預報路徑誤差。單位：公里。

Mesh	Grid resolution (deg)	Domain size				Time step (s)
		Latitude		Longitude		
		(deg)	(ponits)	(deg)	(points)	
1	1	75	(75)	75	(75)	120
2	1/3	11	(33)	11	(33)	40
3	1/6	5	(30)	5	(30)	20

表 A1 : GFDL 颱風預報系統三重可移動網格之解析度，積分範圍及積分時間。

Time Integration Order

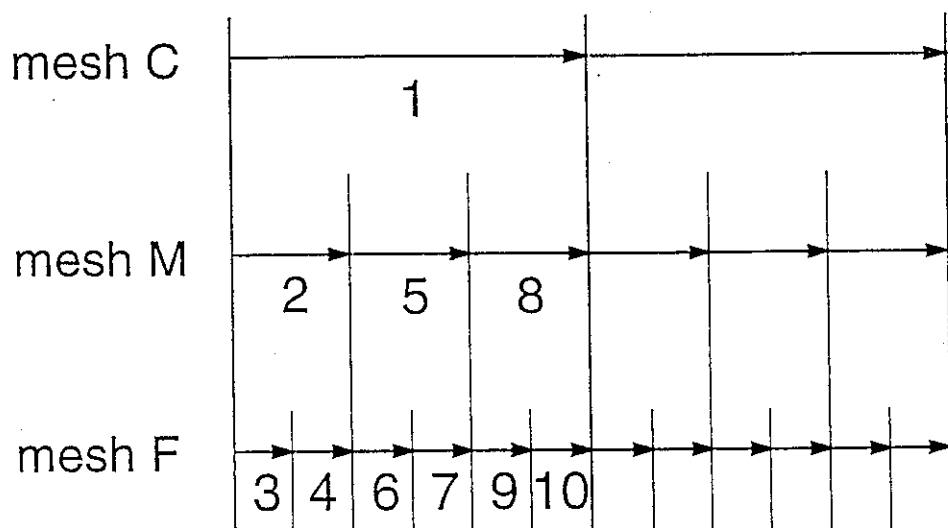


圖 A1 : 三重巢狀可移動網格積分之方式。(摘自 Kurihara et al. 1997)

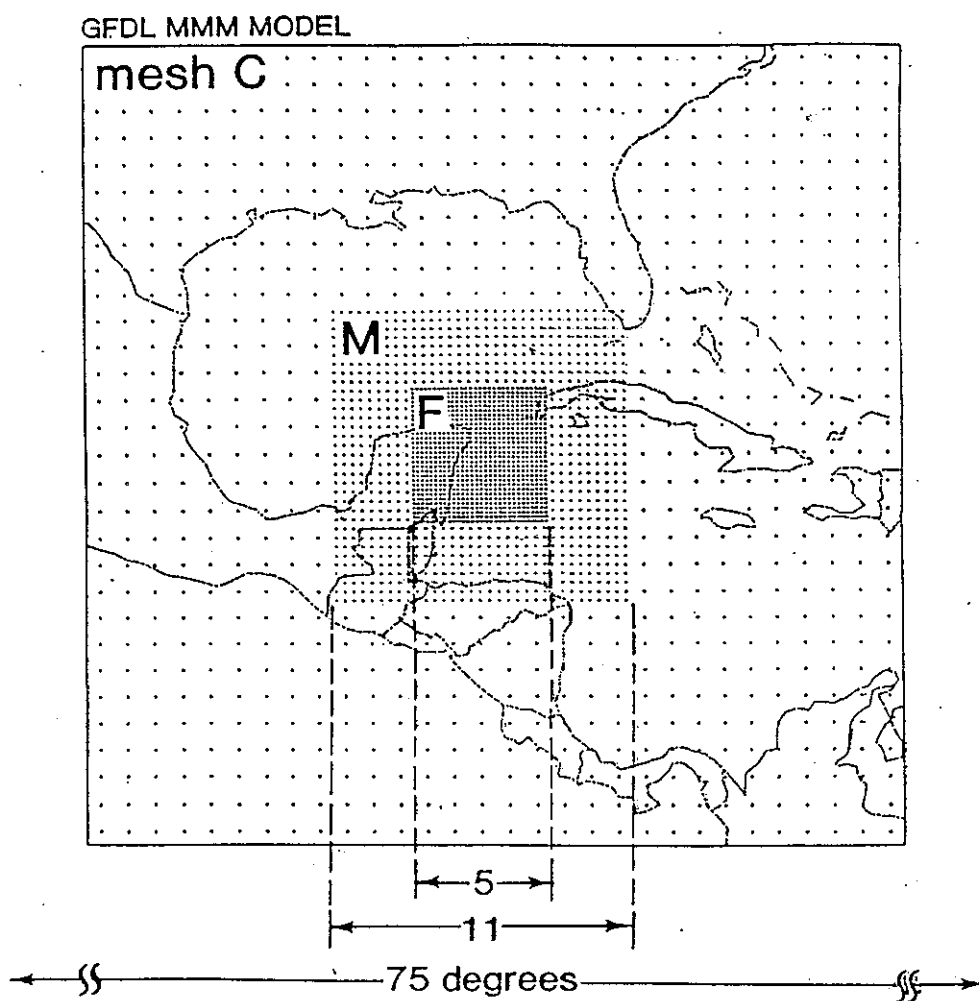


圖 A2 : GFDL 颱風預報系統三重巢狀可移動網格之水平結構。(摘自 Kurihara et al. 1997)

k level	sigma
1	.0207649
2	.0739862
3	.1244004
4	.1745733
5	.2246687
6	.2747291
7	.3247711
8	.3748014
9	.4248250
10	.4974484
11	.5935387
12	.6881255
13	.7772229
14	.8563145
15	.9204018
16	.9604809
17	.9814907
18	.9949968

圖 A3 : GFDL 颱風預報系統其垂直 18 層蒼格所對應的 σ 座標。

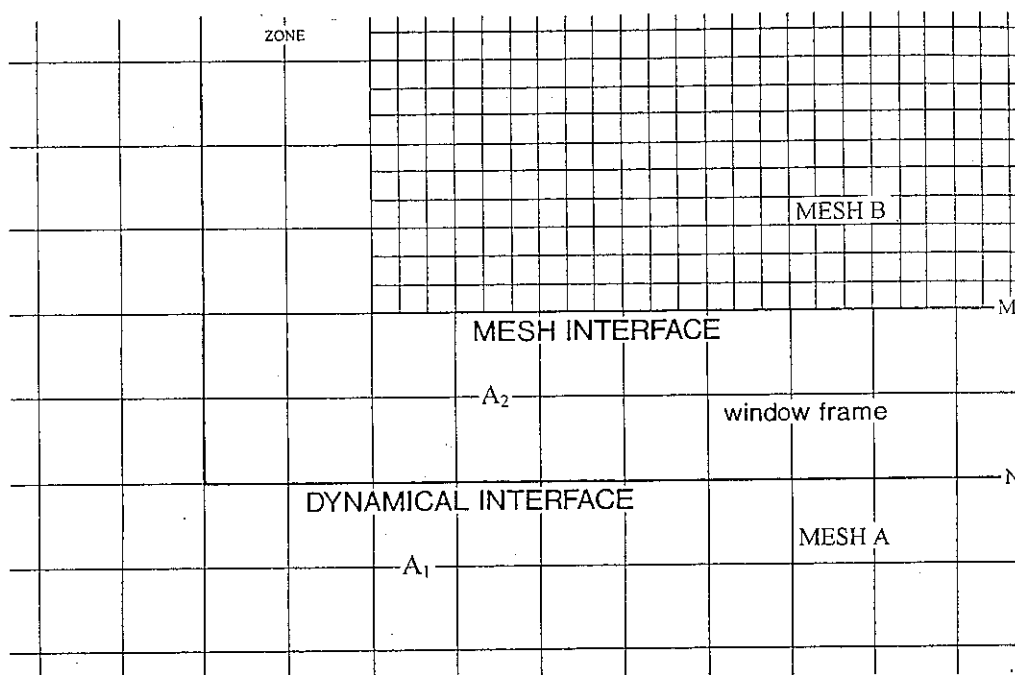


圖 A4 : GFDL 颱風預報系統中兩層網格 (A 及 B) 的交界 (M) 與動力界面 (M - N ; A₂) 。 (摘自 Kurihara et al. 1997)

HURRICANE FLORENCE (0000 UTC 9 SEPTEMBER 1988)

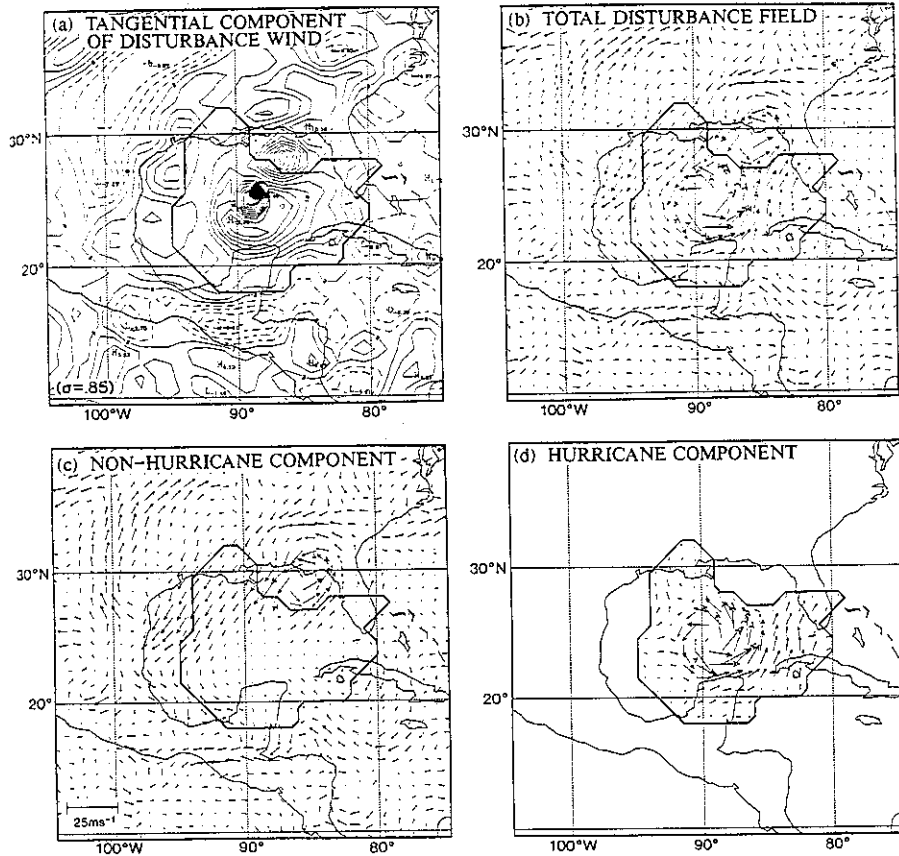


圖 A5：GFDL 颱風預報系統對 1988 年 Florence 颱風以新的初始化過程若分析之擾動場(a)相對颱風中心所記酸之切向方（等值間距為 2 ms^{-1} ，虛線為負值）及以新方法所決定之颱風範圍（粗實線表示），颱風符號代表颱風中心位置。(b)為所有之擾動風場。帕兜 Z 動風場中部屬於颱風擾動場之部分。(d)為颱風擾動場中屬於颱風之部分。（摘自 Kurihara et al. 1995）

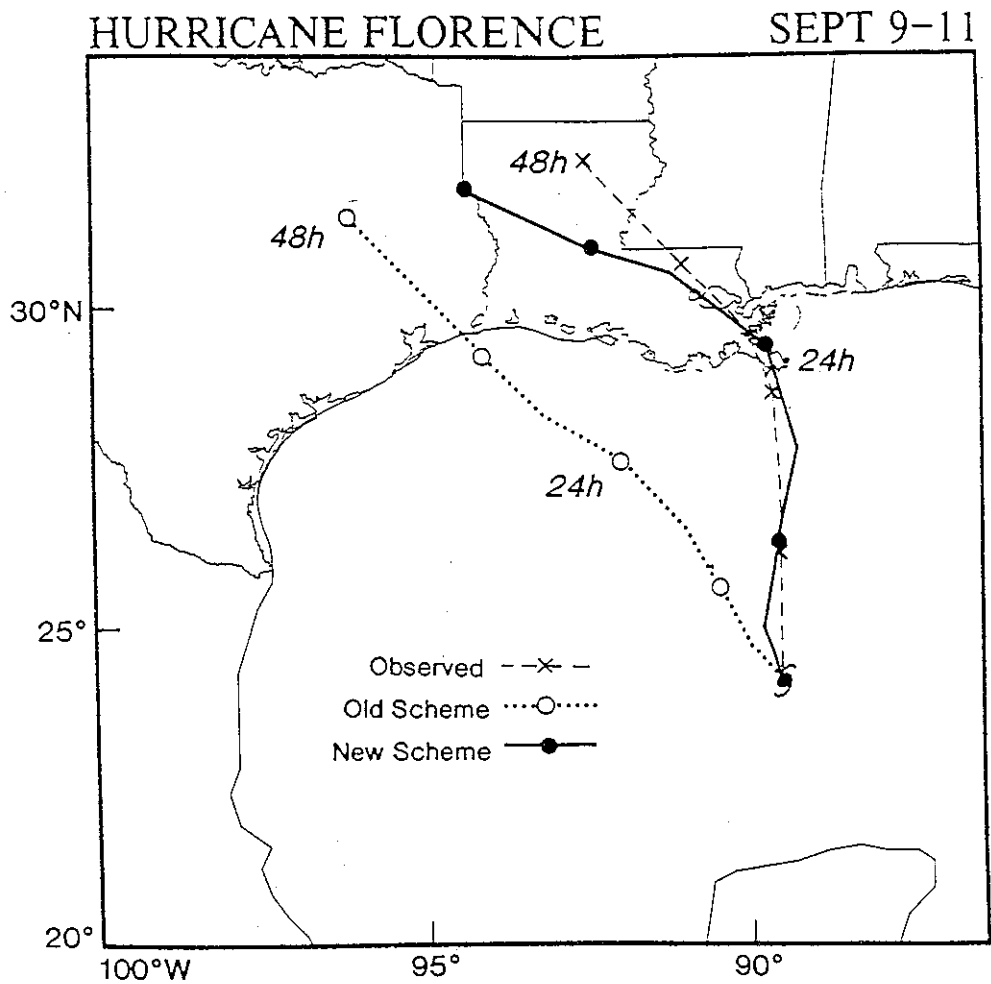


圖 A6：GFDL 預報系統以新、舊二種不同初始化方法對 1988 年 Florence 颶風進行預報測試之路徑預報。實線代表新初始化過程之預報路徑，點虛線代表舊初始化過程之預報路徑，虛線代表實際觀測路徑。(摘自 Kurihara et al. 1995)

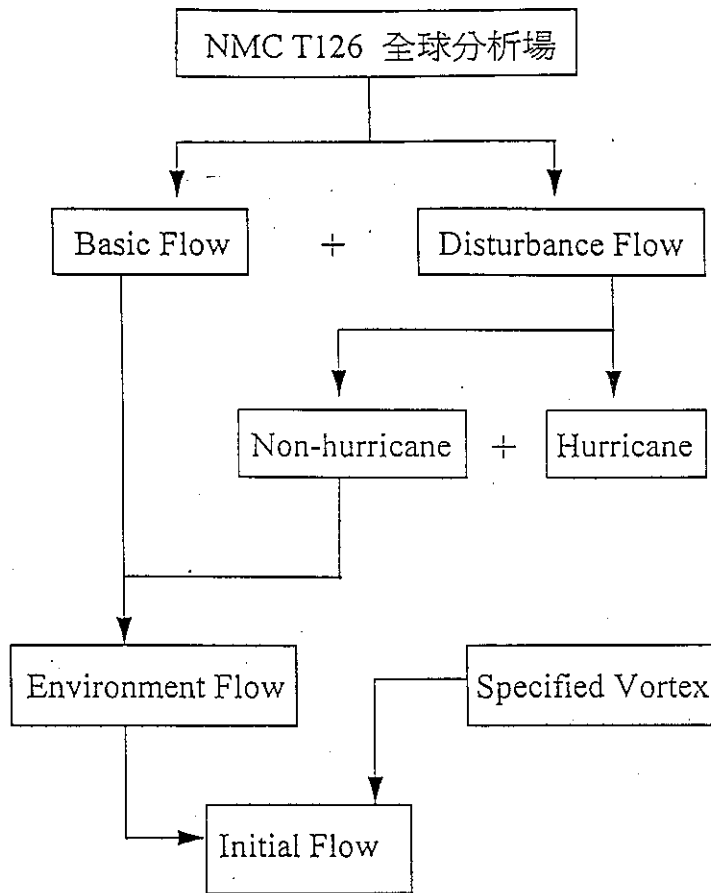


圖 A7：GFDL 颱風預報系統初始化過程之流程圖。

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

建立雨量儀校正系統標準追溯體系
Establishment of Calibration Traceability of Rain Gage

計畫類別：國內

計畫編號：CWB 86-2M-06

執行期間：85 年 7 月 1 日 至 86 年 6 月 30 日

計畫主持人：范光照教授

協同主持人：劉明揚副主任

中華民國八十六年六月三十日

目 錄

1. 前言
2. 量測原理
3. 硬體結構設計
 - 3.1 有效面積之計算模式
 - 3.2 誤差分析
4. 有效面積之數學模式與誤差分析
 - 4.1 原始機械架構
 - 4.2 修正後之機械架構
 - 4.3 傳動機構
 - 4.4 電腦介面架構
5. 軟體發展
 - 5.1 發展環境
 - 5.2 軟體架構
 - 5.3 系統功能
6. 實驗結果
 - 6.1 系統之校正
 - 6.2 系統量測實例功能
7. 結論與建議
 - 7.1 結論
 - 7.2 建議
8. 參考資料
9. 附錄

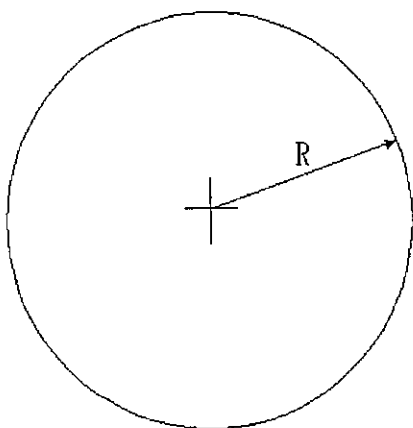
1. 前言

自古以來降雨量之量測即是氣象單位最主要的工作之一，其量測之準確性與否更是直接影響國民生計及社會安定，雨量儀便是現行量測降雨量最主要的器具，而如何確保雨量儀之量測準確度便是一大課題，其中定期校正更是最基本的工作。依降雨量之定義係單位面積內降下之雨水，總體積謂之而雨量儀之原理即是將流入雨量儀集雨筒內之雨水總體積除以集雨口面積得到降雨量，其中雨水體積係由其內之傾斗儀量得。其追溯校正較無問題倒是集雨口之有效面積量測較易產生誤差。

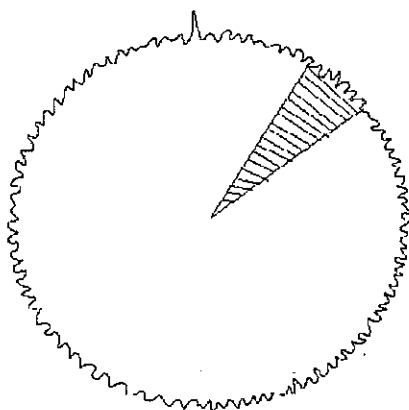
通常，雨量儀集雨筒集雨口之形狀為圓形，但由於長期的使用，極易使集雨口產生變形而成非圓形，現行集雨口有效面積之量測方式係以游標卡尺量取約三個方向之直徑加以平均，再以標準圓面積公式來換算集雨口之有效面積，然而在游標卡尺的解析度只有 $0.02 \sim 0.05\text{mm}$ ，且未考慮集雨口失圓的狀況下，集雨口之有效面積量測便成為雨量量測之最大誤差源，因此，如何更精確量測集雨口有效面積並獲得完整之標準追溯便是本文之重點。

2. 量測原理

圖一所示為一理想之圓形，此理想圓的面積為 πR^2 。雨量儀量雨筒之集雨口形狀理論上亦應為理想圓，但由於使用或其他因素使然，此集雨口之形狀並不會呈現一理想之圓形，極有可能如圖二般的變形，因此若是以理想圓面積之公式來計算集雨口面積，則將得到極大之誤差，因此本計劃能即時量測圓的半徑(或直徑)，圓形面積可由小面積積分方式來獲得，即可求得該圓的有效面積。本系統即設計一校正系統以高精度的電子量表取代游標卡尺，利用一旋轉機構帶動此電子量表，量取量雨筒各方位的半徑，再以數值方法將量雨筒之集雨面積精確算出。由於本系統的精度較高，且幾無人為誤差因素，故在系統不準確度方面將大為提昇。



圖一 理想圓形



圖二 實際的圓形

3. 有效面積之數學模式計算與誤差分析

3.1 有效面積之計算模式

由於雨量儀集雨口並非正圓形，故無法使用標準圓面積公式來計算其面積，圖 3.1 所示為一圓之部分扇形區域，斜線部分面積為

$$dA = \frac{1}{2} \int_a^b r(\theta)^2 d\theta \dots (1)$$

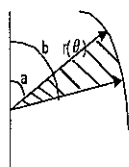


圖 3.1 圓面積之推導

吾人欲得知其整圓之面積，只需將其由 0 至 360° 積分即可（但是其假設是圓心必須固定不動）。然由於機械加工或裝配上之誤差，常使得系統機構運轉時並非繞著圓心旋轉，將會產生若干幾何誤差，以下則針對這些誤差作一詳細之探討。

3.2 誤差分析

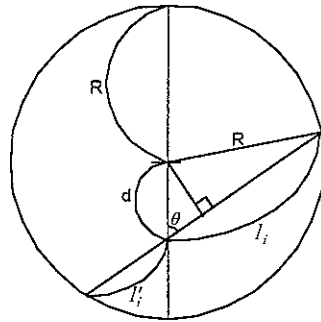
3.2.1 若是雨量儀集雨口中心、馬達轉軸中心、電子量表中心三點重合則

$$r(\theta) = R = \text{常數}$$

所以量測值 $X_i = X$

$$A = \frac{1}{2} \int_0^\pi [(X)^2 + (X)^2] d\theta = \frac{1}{2} \pi X^2 \cdot 2 = \pi X^2 \dots (2)$$

3.2.2 若是馬達轉軸中心，電子量表中心兩點重合，如下圖所示，則



$$l_i = \sqrt{R^2 - (d \sin \theta)^2} + d \cos \theta \dots (3)$$

$$l'_i = \sqrt{R^2 - (d \sin \theta)^2} - d \cos \theta \dots (4)$$

$$\text{而 } x_i = l_i + l'_i \dots (5)$$

$$A = \frac{1}{2} \int_0^\pi (l_i^2 + l'^2_i) d\theta = \frac{1}{2} \int_0^\pi (x_i^2 - 2l_i l'_i) d\theta \dots (6)$$

$$\text{而 } l_i l'_i = [R^2 - (d \sin \theta)^2] - (d \cos \theta)^2 = (R^2 - d^2) \dots (7)$$

$$\therefore A = \pi(d^2 - R^2) + \frac{1}{2} \int_0^\pi x_i^2 d\theta \dots (8)$$

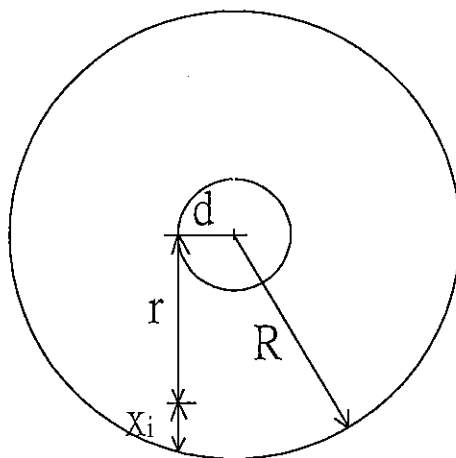
3.2.3 由於裝配的定位誤差，馬達旋轉中心及電子量表中心可能有所偏差，故這兩點之間位置的偏差均須加以考量。以下推導以一理想圓（即環規，其圓半徑為R）為一基準，當雨量儀量測此一理想圓時，因為環規中心、馬達轉軸中心與電子量表中心三點彼此位置偏差所造成的誤差對圓面積公式的影響如下，假設圖3.2中的圓O面積為A，因為圖中的P點固定不動，所以可以以方程式(1)來計算圓O面積A：

$$A = \oint \frac{1}{2} R^2 d\theta = \pi R^2 \dots (9)$$

$$A = \sum \frac{1}{2} [(r + x_i)^2 + d^2] \Delta\theta = \pi R^2 \dots (10)$$

$$A = \sum \frac{1}{2} (r^2 + 2rx_I + x_I^2 + d^2) \Delta\theta = \pi R^2 \dots (11)$$

$$A = \frac{1}{2} \sum r^2 \Delta \theta + \sum r x_i \Delta \theta + \frac{1}{2} \sum x_i^2 \Delta \theta + \frac{1}{2} \sum d^2 \Delta \theta = \pi R^2 \dots (12)$$



A : 圓 O 面積

0 : 環規圓心

P：馬達中心

R_f : 馬達中心到環規內徑的距離

d: 馬達中心與電子量表中心兩點的偏差量

R：標準圓(即環規)的半徑

r : 電子量表的參考絕對長度

$$X_i$$
 : 某一角位電子量表之量測值

圖 3.2 環規中心、馬達轉軸中心與電子比測儀中心偏心

因為 r 與 d 是常數，所以

$$A = \frac{1}{2}r^2 \sum \Delta\theta + r \sum x_i \Delta\theta + \frac{1}{2} \sum x_i^2 \Delta\theta + \frac{1}{2}d^2 \sum \Delta\theta = \pi R^2 \dots (13)$$

而旋轉是由步進馬達驅動，所以每一步進角都相同，因此

$$\sum \Delta\theta = 2\pi \dots (14)$$

$$\Rightarrow A = \pi r^2 + r\Delta\theta \sum x_i + \frac{1}{2}\Delta\theta \sum x_i^2 + \pi d^2 = \pi R^2 \dots (15)$$

因為這個方程式有兩個未知數，而我們用此系統量測標準件

(環規)只能獲得一個方程式,所以必須用其他的校正方法先求出其中一個未知。而當機構完成時,機構本體所產生的常數 R 與 D 即固定了,所以我們可採用 CMM(三次元量床)或輪廓投影儀,先量出偏心量 D,再利用此一方程式解出 R 值,而 R 值與 D 值即此機構的校正參數,因此用此機構量測量兩筒時,將此二參數輸入,即可得量測面積為

$$A = \pi r^2 + \pi d^2 + r\Delta\theta \sum x_i + \frac{1}{2} \Delta\theta \sum x_i^2 \dots(16)$$

4. 硬體結構設計

4.1 原始機械架構

集雨口有效面積之差異最主要係因其變形所引起的，因此，本系統的設計即是採取類似探頭旋轉式真圓度量測儀之架構為基礎。原始設計以 double ball bar（其兩端為 LVDT 測頭）繞一圓並讀取其直徑偏差量，其硬體架構示意圖如圖 4.1 所示，再以電腦計算得到其面積值，雖然 LVDT 測頭之解析度與精度均非常高，但其量測範圍僅有 2mm 左右，當遇到集雨口變形較大時便無法使用了。

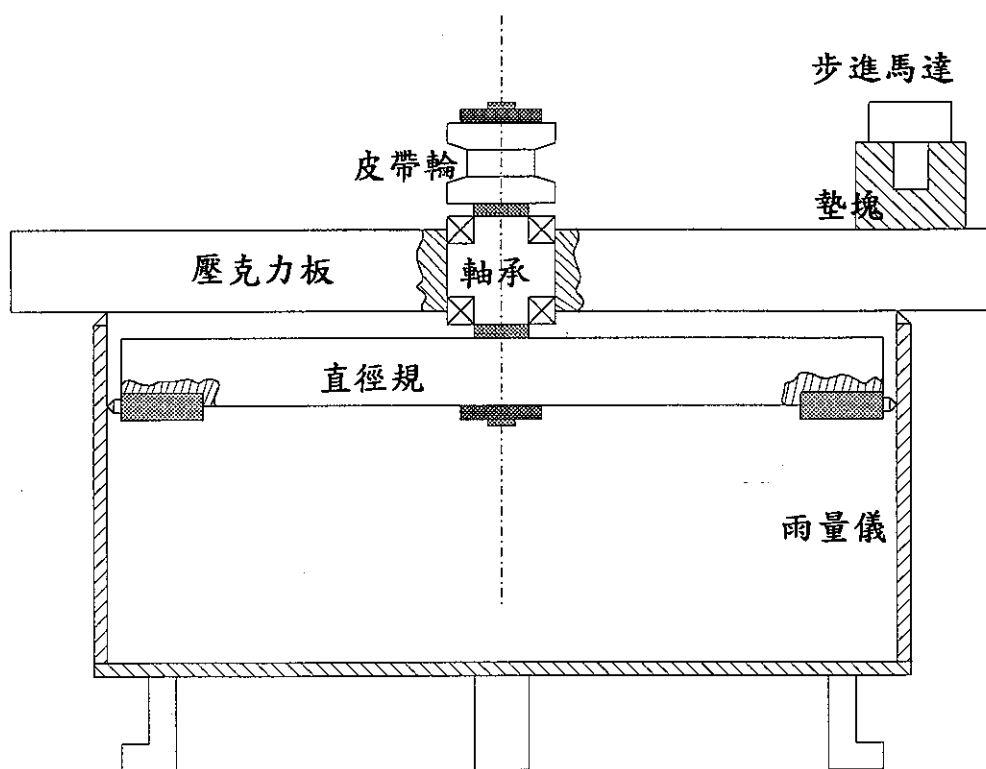


圖 4.1 原始硬體結構示意圖

4.2 修正後之機械架構

本計畫為了克服這個問題，第二階段改採電子量表來量測集雨口之半徑，此量表之量測範圍可達 25mm，解析度亦可達微米級 (μm)，對於本系統來說已是綽綽有餘，同時，電子量表本身即具備數據之輸出裝置，可經 RS-232C 介面直接輸入電腦應用，故可放心使用，修正後之硬體架構如圖 4.2 所示。整個硬體結構照片如附錄所示。

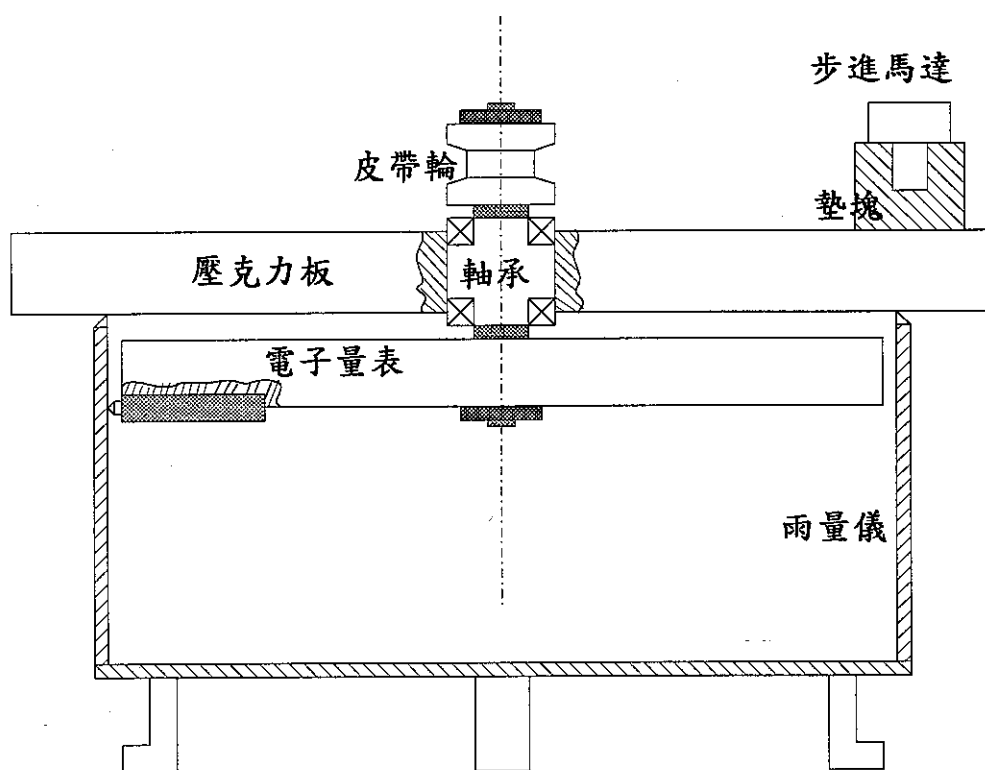


圖 4.2 硬體結構示意圖

4.3 傳動機構

本系統之傳動機構係使用步進馬達(其最小步進角度為 1.8 度)作為動力源，透過正時皮帶帶動電子量表旋轉，而電子量表之測頭

即依循集雨口之形狀伸縮，集雨口之半徑即可由電子量表得知。此步進馬達之驅動器為將來維修方便，又考慮到將來本系統可能攜帶至野外而使用筆記型電腦，屆時將無法外接任何介面卡，故採用最簡單之市售品，使用時僅需依次送入方型波，步進馬達即可依需要旋轉至所需角度。

此外，本系統使用二個滾柱止推軸承作為傳動軸之支撐，以克服軸向力之影響或軸向位移誤差之發生。

4.4 電腦介面架構

通常，筆記型電腦僅有二個序列埠，因使用視窗環境故其中一個必須保留給滑鼠使用，另一於序列埠則保留給電子量表使用，在無法使用外接介面卡之情況下，已無多餘之序列埠可供步進馬達之驅動器使用，因此，步進馬達之驅動器所須之訊號改由印表機之並列埠送出，如此除可充分運用電腦之資源外，也解決了介面不足的窘境。圖 4.3 為有關電腦介面架構之示意圖。

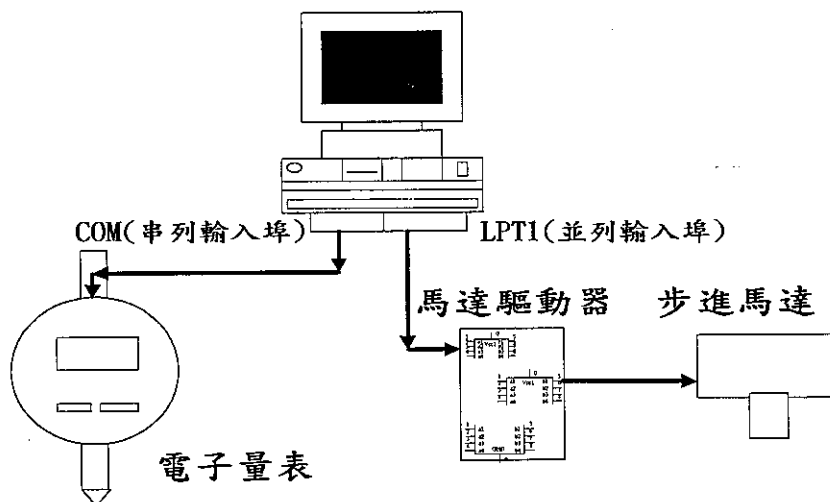


圖 4.3 電腦介面之架構示意圖

5. 軟體發展

5.1 發展環境

本系統另一重要之工作為軟體之發展，有鑒於視窗化、圖形化軟體乃當前軟體發展之趨勢，因此，本系統之軟體亦採用視窗化為其主體，整個軟體係由架構在 Delphi 之整合環境下所發展而成，其 Object Pascal 物件導向之程式語言極適合作為控制與分析軟體之撰寫，系統中每一項功能或分析模組均已物件型態表現，圖 5.1 為本軟體之主畫面。

5.2 軟體架構

為方便使用，故本系統全部採用電腦化控制，電腦控制機構旋轉、量測與計算分析，其中電腦與馬達之連線、電腦與電子量表之連線、系統之校正、面積值之計算與校正報告列印等功能均以物件方式存在於程式之中，本軟體程式之主要架構如圖 5.2 所示。

5.3 系統功能

本軟體目前計有量測、計算分析、校正及報告列印等多項功能，各項功能之使用說明均已詳列於系統 HELP 檔中，使用者可於軟體執行期間叫出說明檔參考使用，亦可參考本章說明使用，以下簡要說明各項功能之使用，使用者可按功能表上之小圖標(ICON)或直接選擇功能表之選項來呼叫該項功能，取消時按<ESC>鍵即可。

5.3.1 校正

由於旋轉軸之偏心對於本系統之影響頗大，故本系統在重新安裝或經過拆解、碰撞等動作後，均必需做系統誤差之再校正；此外，於正常使用中也必須依使用狀態及頻率，定期對系統誤差作校正及追溯，並將系統誤差 R 及 D 值加以記錄，以便在量測時予以補償之。系統之校正方法極為簡單。先用 CMM(三次元量床)或是輪廓投影儀量取馬達中心與量表量測軸的偏心量，然後只需再用已經組裝好之面積校正系統來量測一標準環規的面積一次即可，再由本程式自動計算分析系統整體之系統誤差 R 值，校正完畢後，R 及 D 值會自動存入系統當中。如圖 5.3 所示。

完成此項校正動作後，同時意味著長度的標準已藉由標準環規傳遞至本系統，爾後使用只要先將此標準環規定期送至度量衡國家標準實驗室(NML)校正過，即可順利將標準轉移至此雨量儀，亦即建立其追溯體系。

5.3.2 開啟新檔

本系統儲存數據檔案係以每次之量測為存檔單位，故每次執行面積量測時均需先開啟一個新的檔案(亦可使用舊檔名稱)，用以暫存量測之原始數據，供稍後之計算分析使用，待完成量測動作後，使用者亦可選擇將其存檔或放棄。本程式內定程式一開始執行開啟一個新檔案，無須再重複此動作。此外，如量測過程有干擾或錯誤，將造成量測值的誤差，應將此次量測放數據放棄，所以無論每一次的量測是否完成，欲開始另一次新的量測過程，切記一定要先執行開啟新檔。也就是說開啟新檔有清除現有數據的

功能。

5.3.3 開啟舊檔

量測系統電腦化有一個優點，即是數據的儲存，經常，使用者可能需要將以往之數據與現在的新數據做比較，或是做些統計分析等，此時便可使用開啟舊檔之功能載入已存在於磁碟中的量測資料數據檔，再對檔案內的數據資料做計算或分析。如圖 5.4 所示。

5.3.4 (有效面積)量測

本項為本系統最主要的功能，用以量測雨量儀集雨口之有效面積，其量測(即數據輸入)方式有二，一為手動方式，一為電腦連線方式，使用者可依實際需要選擇之，一般建議以電腦連線之量測方式較佳，使用電腦連線除可節省大量量測時間外，亦可降低手動輸入錯誤之風險。

(a)手動：使用者以目視電子量表(亦可使用其他種類之量測方式，如卡尺...等)量測雨量儀集雨口之半徑(直徑)，再將這些量測數據由鍵盤直接鍵入電腦中供分析，其操作畫面如圖 5.5 所示。

(b)電腦連線：選擇此項功能需先將電子量表接於電腦的序列埠(COM2 或 COM1)，並將步進馬達驅動器之接頭連接於電腦的印表機輸出埠(LPT1)，按下開始量測後，即可由電腦直接控制驅動步進馬達旋轉，並由序列埠讀取電子量表之數值，其操作畫面如圖 5.6 所示。

5.3.5 面積值計算

本項功能係將先前所取得之原始數據，依前面章節所

推導之分析方法加以計算，以獲得雨量儀集雨口之有效面積值，其操作畫面如圖 5.7 所示。

5.3.6 量測結果

除了集雨口之有效面積值外，集雨口之形狀有時也是使用者關心的焦點，因此，本系統之量測結果將分二種型式表現出來，一是數據型式，一是圖形型式，使用者除可從面積得知集雨口之面積外，亦可從圖形看出集雨口是否變形，有時，不同之幾何形狀有可能得到相同之面積值，故將數值與圖形搭配使用方為較佳之選擇。

(a)數據：將量測值顯示於資料欄中，使用者可按上下捲軸獲得其他數據，如圖 5.8 所示。

(b)圖形：將集雨口之形狀顯示出來，此時，圖形係將量測值與理想值間的偏差值放大約 10 倍繪出，但其半徑(直徑)值並未相對地放大，故使用時需特別注意其放大倍率及相關性。如圖 5.9 所示。

5.3.7 列印

本項功能用以列印校正結果，校正報告列印選項中可先選擇檔案作分析，再列印校正報告。如圖 5.10，圖 5.11 所示。

5.3.8 離開

結束量測程式回到視窗作業系統環境，結束作業前請注意量測數據是否存檔。



圖 5.1 軟體主畫面

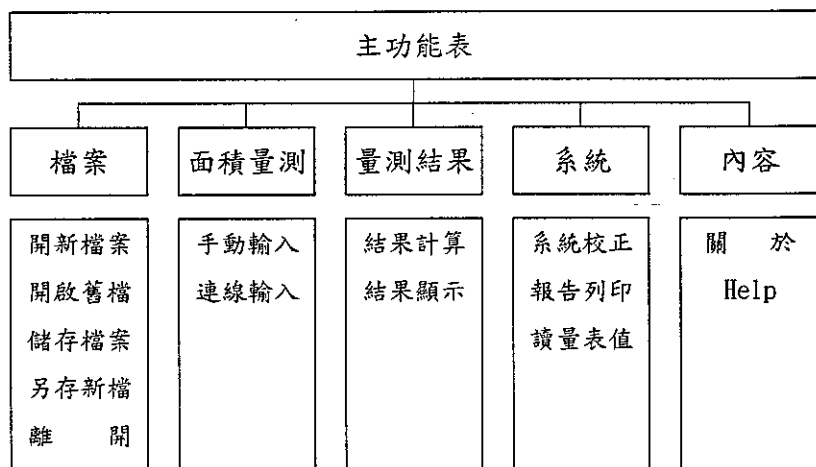


圖 5.2 軟體主要架構

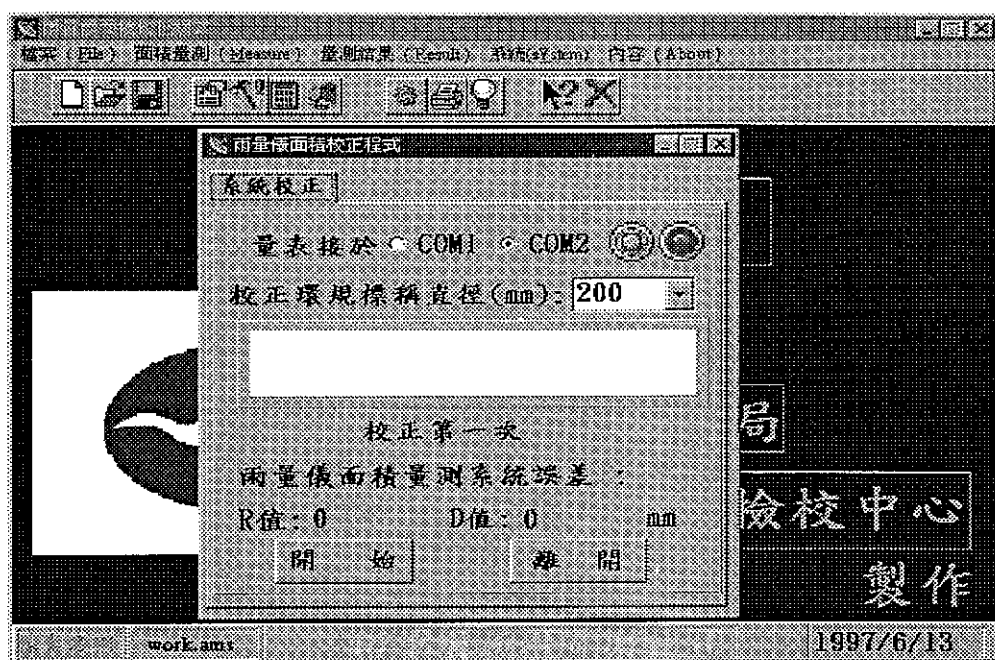


圖 5.3 校正畫面

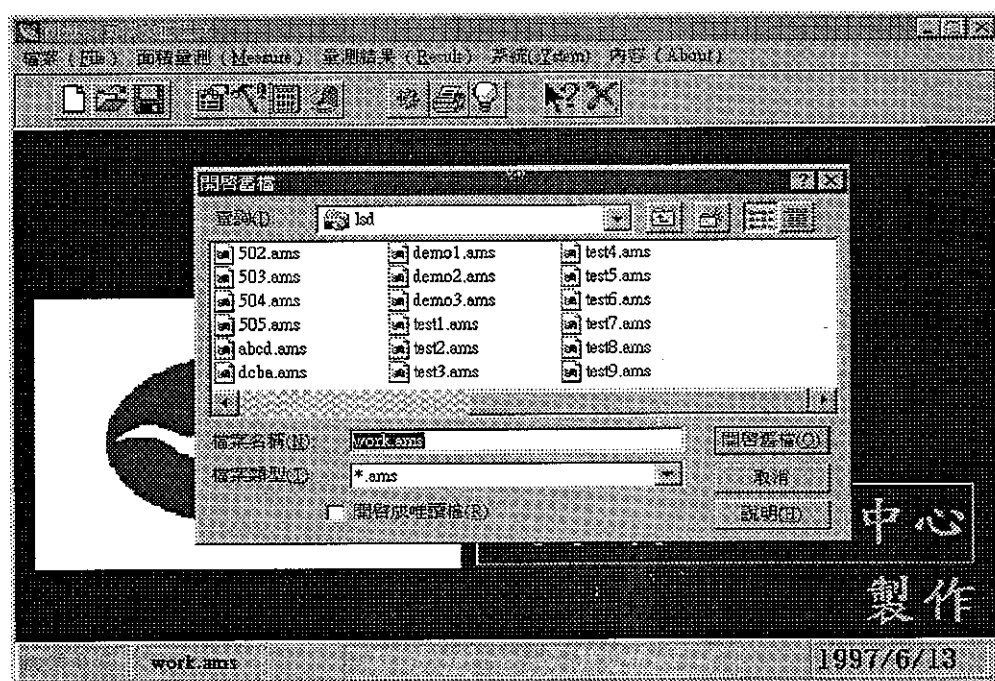


圖 5.4 開啟舊檔畫面

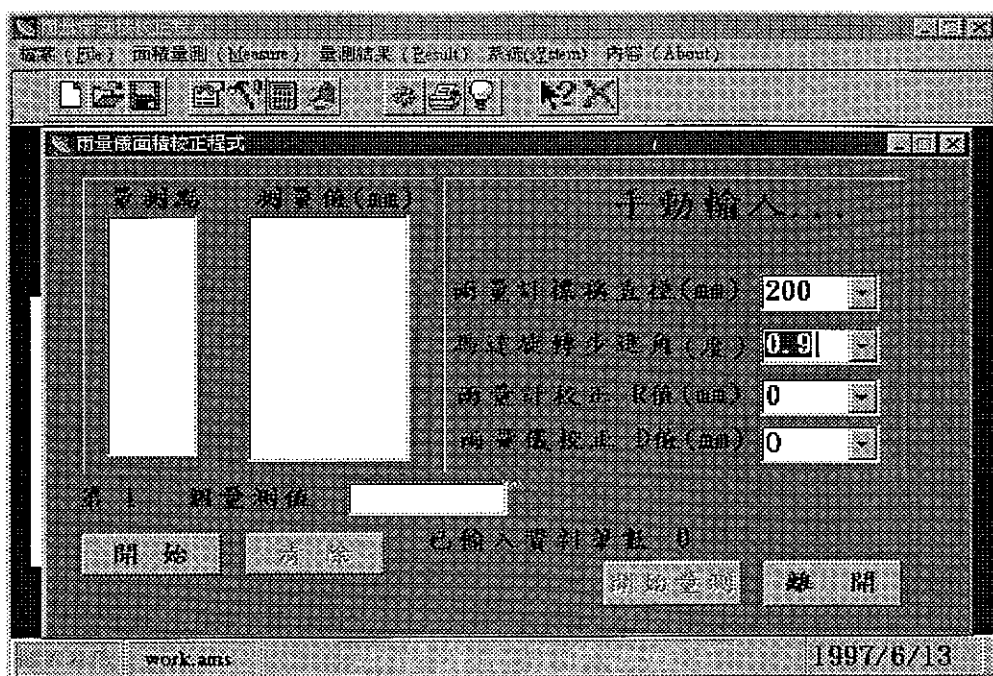


圖 5.5 有效面積量測之手動輸入

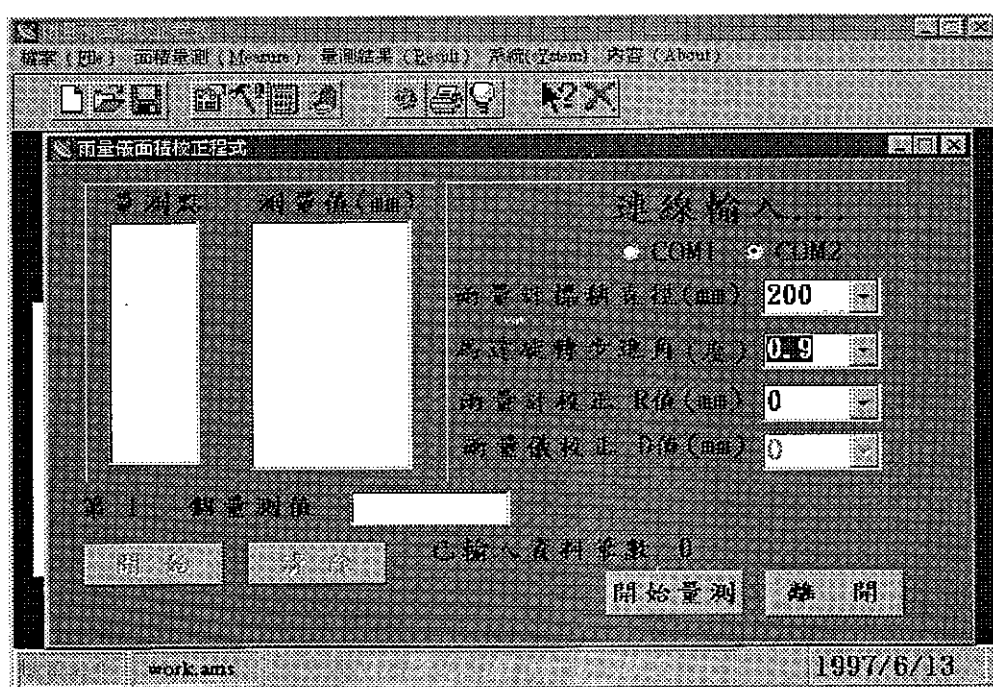


圖 5.6 有效面積量測之電腦連線

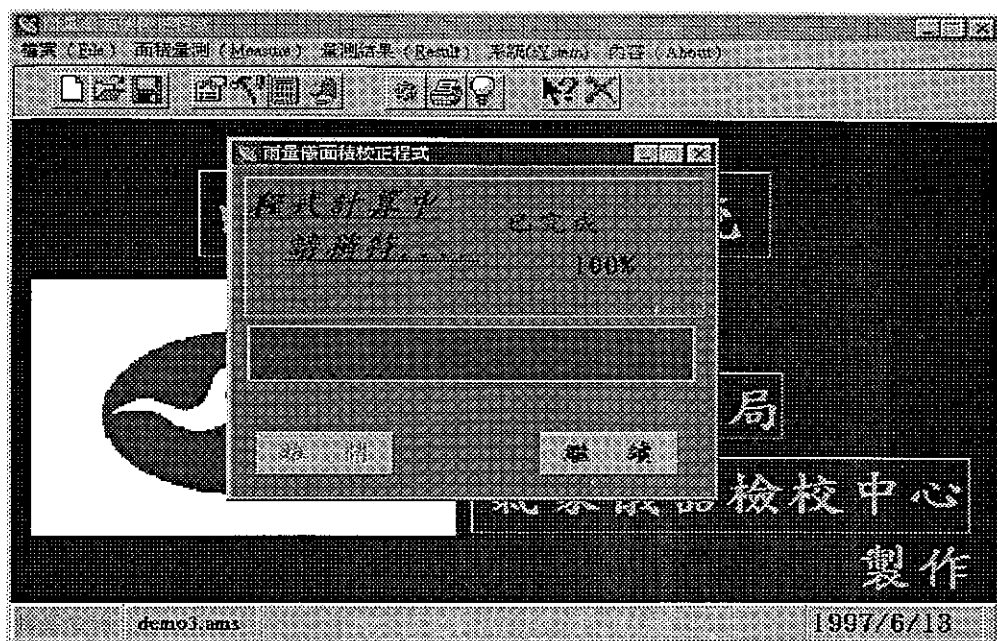


圖 5.7 計算畫面

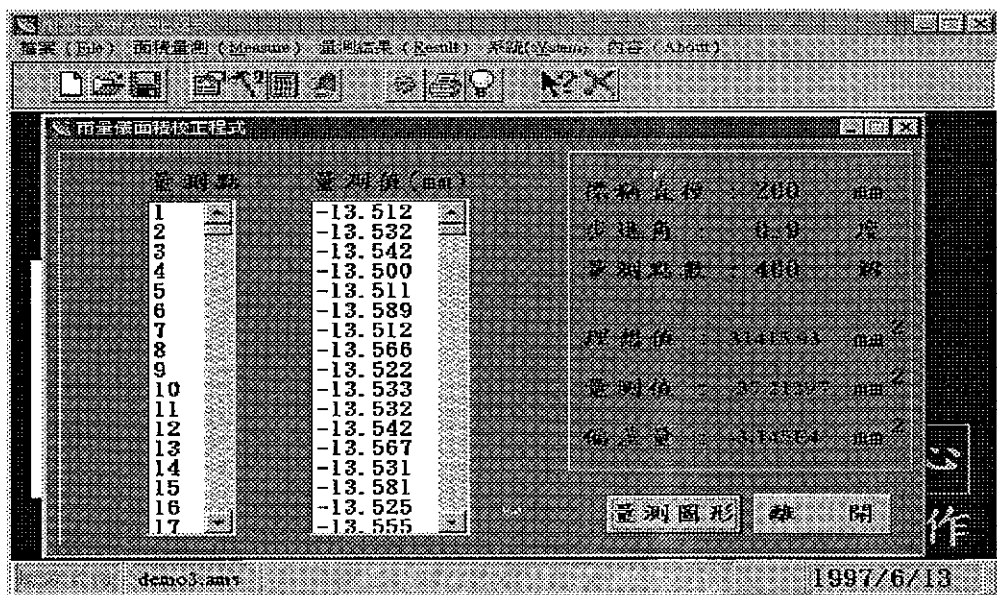


圖 5.8 量測結果數據畫面

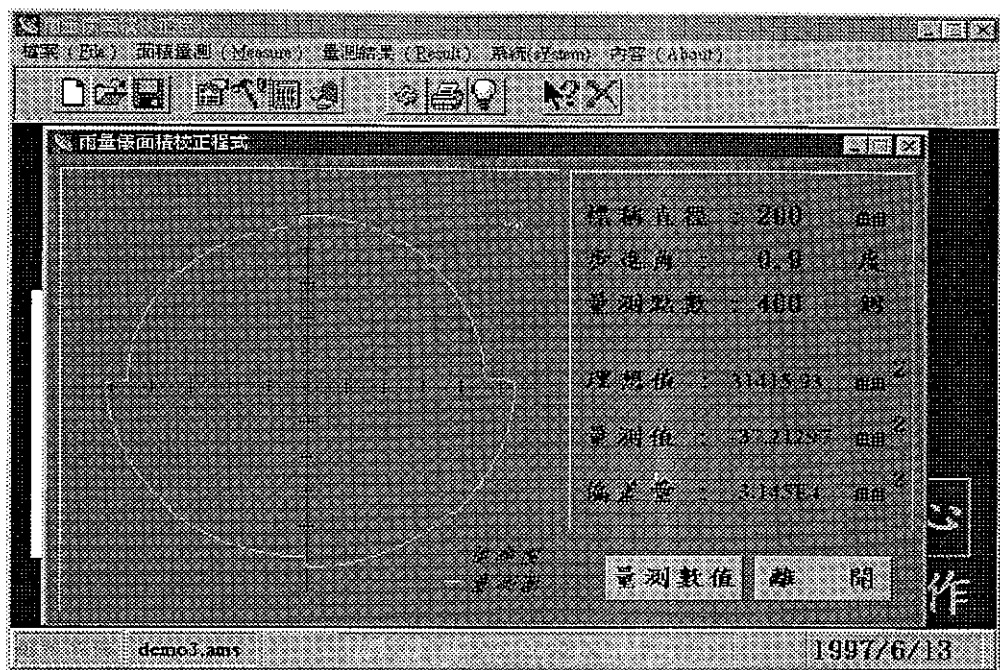


圖 5.9 量測結果圖形畫面

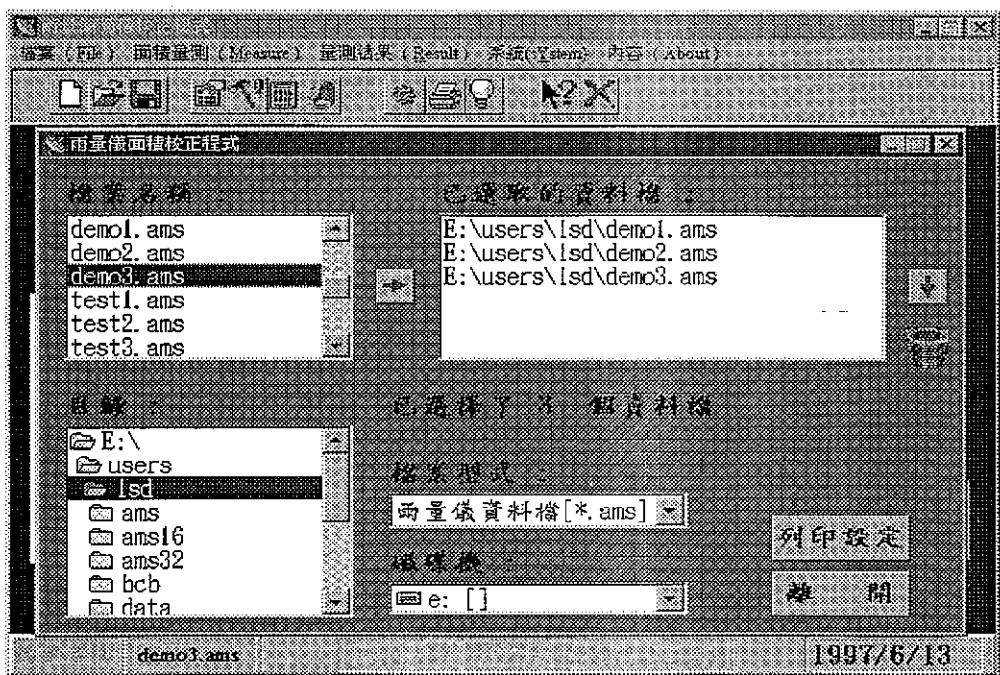


圖 5.10 列印畫面

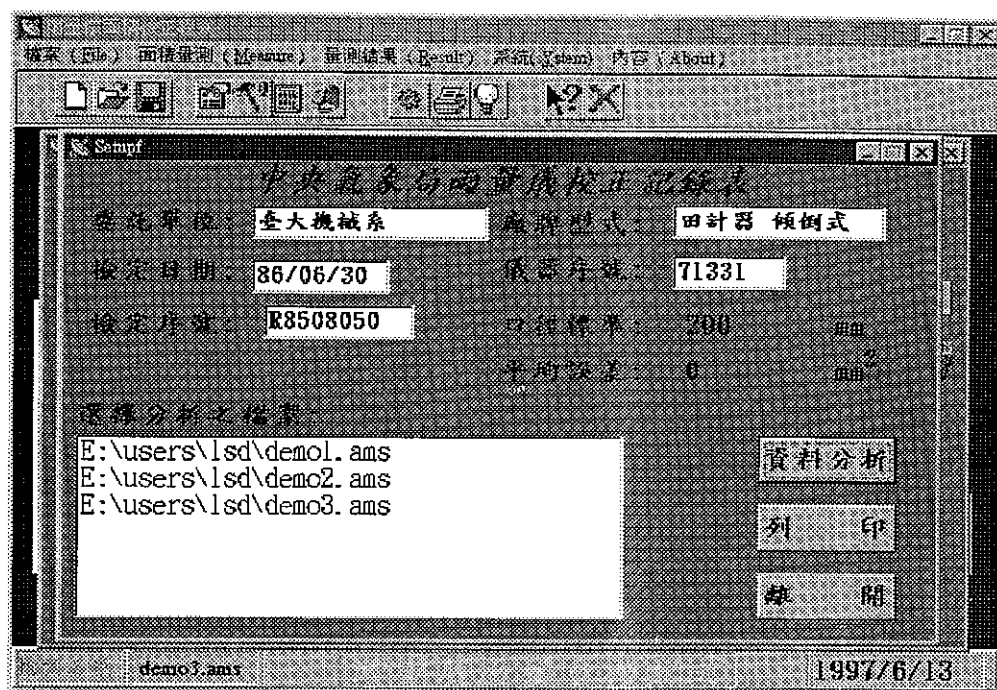


圖 5.11

6. 實驗結果

6.1 系統之校正

系統之校正有二部份，一是 D 值的量測，一是 R 值的量測。而本系統的 D 值與 R 值校正如下所述。

6.1.1 D 值的量測

為避免因量測儀器選用所造成的誤差過大，我們採用兩種量測方式來量測 D 值。一是輪廓投影儀，一是用 CMM(三次元量床)。

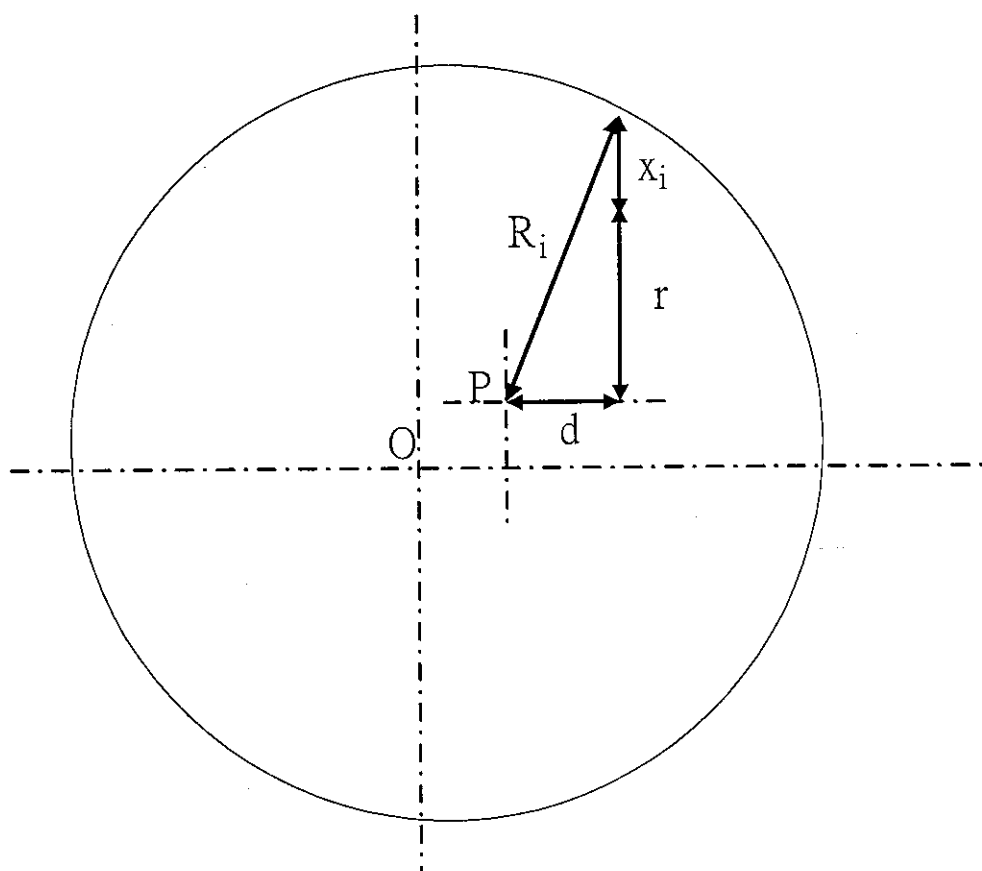


圖 6.1 是附錄實體圖的示意圖

利用投影儀投影螢幕上的刻線可定出直線 A、B、C、

D，如圖 6.2，並可由投影儀的平臺讀數讀得各直線間的距離，直線 E 是由直線 A 與 B 的等距中線決定，可代表過此圓盤中心的直徑，也就是馬達的旋轉中心；直線 F 是由直線 C 與 D 的等距中線決定，可代表量表的量測軸，所以直線 E 與直線 F 的距離即是馬達中心與量表量測軸的偏心率即是 D 值。

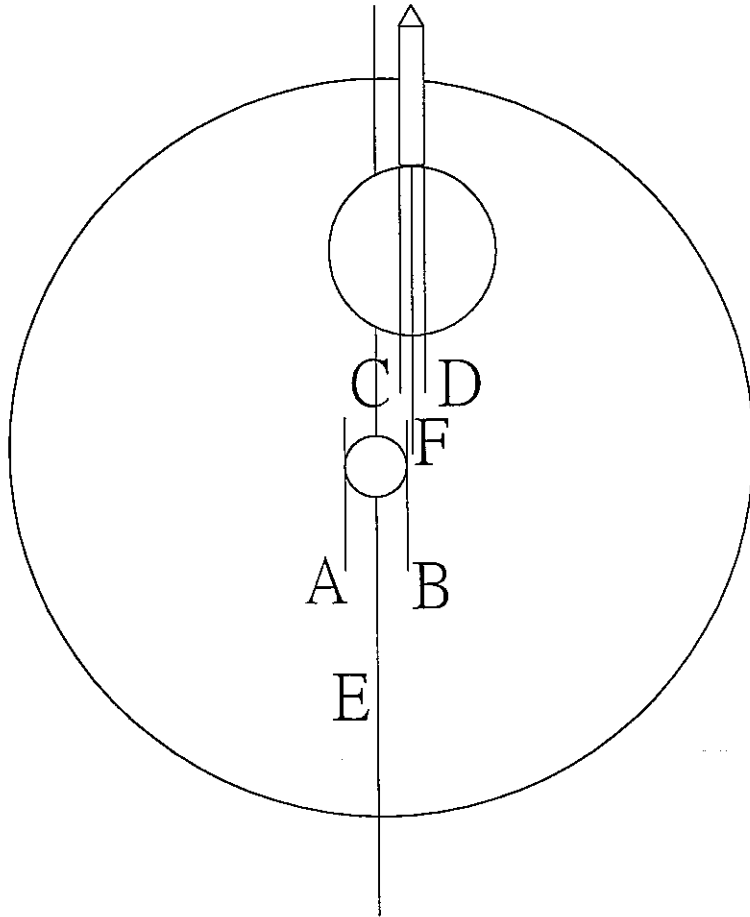


圖 6.2 輪廓投影儀上量測示意圖

另一種方式我們可以用 CMM 量得直線 C 及直線 D 的方程式來求出直線 F 的方程式，並利用 CMM 的量測功能量測圓盤的圓心 O 點，計算 O 點到直線 F 的距離即是馬達中心與量表量測軸的偏心率即是 D 值。

求出 D 值後將機構架設於一標準圓(環規)上,執行程式上的校正功能,則程式會透過 COM 及 LPT1 自動驅動馬達並讀取量表值,並將之記錄處理而得到 R 值。

6.2 系統量測實例功能

我們由投影儀的實際量測得到 D 值為 0.9mm,而經由 CMM 得到的量測 D 值為 0.73mm,因為 CMM 精度較投影儀高,原本應該採用其量測值,但為證明 D 值的量測誤差對系統的量測的影響,所以我們採用 0.9mm 為我們的 D 值。

再經由直接量測環規的面積,由程式我們得到 R 值為 93.86mm。因為我們並不知道量雨筒的面積所以量測量雨筒並無法看出量測系統的精度,所以我們用此校正參數及此校正機構量測環規的面積,環規面積值為 31415.93mm²而下面的表格則是十組量測值的表格,

量測組別	量測面積值	誤差值
1	31412.41	-3.516
2	31411.53	-4.398
3	31412.99	-2.938
4	31412.84	-3.09
5	31411.93	-3.994
6	31413.11	-2.816
7	31412.71	-3.215
8	31412.85	-3.08

9	31413.70	-2.23
10	31412.36	-3.57

所以我們可以看出本系統在校正過後，其量測誤差為千分之一，由此可看出本系統的量測精度很高。

而我們實際量測一量雨筒，可以得到如圖 6.3 之誤差圖形，下面的表格則是十組量測數據。

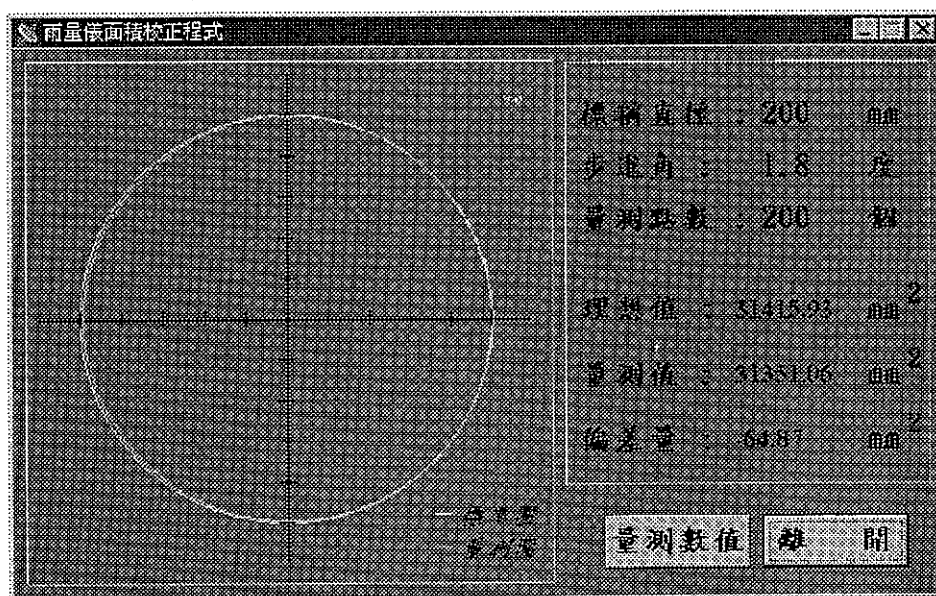


圖 6.3 實際量測量雨筒的誤差圖形

量測組別	量測面積值	誤差值
1	31351.60	-64.32
2	31350.82	-65.1
3	31349.39	-66.54
4	31349.32	-66.61

5	31351.06	-64.87
6	31349.78	-66.15
7	31350.24	-65.68
8	31350.00	-65.93
9	31350.89	-65.03
10	31350.82	-65.11

其誤差平均值為 65.534mm²，可以算出其誤差為百分之
二。

7. 結論與建議

7.1 結論

本系統研製的雨量儀集雨口有效面積校正系統，以高精度的電子量表取代游標卡尺，利用一旋轉機構帶動此電子量表量取量雨筒的真圓度，再將實際的表面積以積分精確算出。且本機構可作上下位置調整如此可量測各不同高度位置的真實截面積。以總和求得量雨筒的實際圓筒度誤差及容積。本系統的精度較高，且幾無人為誤差因素，故在系統不準確方面將大為提昇。

使用上的注意事項

1. 本系統在重新安裝或經過拆解、碰撞等動作後，均必需做系統誤差之再校正；此外，於正常使用中也必須依使用狀態及頻率，定期對系統誤差作校正及追溯，並將系統誤差 R 及 D 值加以記錄，以便在量測時予以補償之。
2. 為避免過大的誤差於架設時產生，量測前應先用軟體功能”讀取量表值”以手動方式將機構儘量架設與量雨筒同心，並夾緊量雨筒。
3. 由於串列傳輸的限制，應避免於量測過程中使量測系統受到干擾，因為小則影響量測時間，大則影響量測之準確性。
4. 程式的使用應儘量依照使用手冊所寫之流程進行。
5. 當程式發生錯誤時，可選擇”開新檔案”來清除程式中所有錯誤資料，並開始一全新檔案。如尚無法解決，應結束本程式，回到作業系統，再重新執行本程式。

7.2 建議

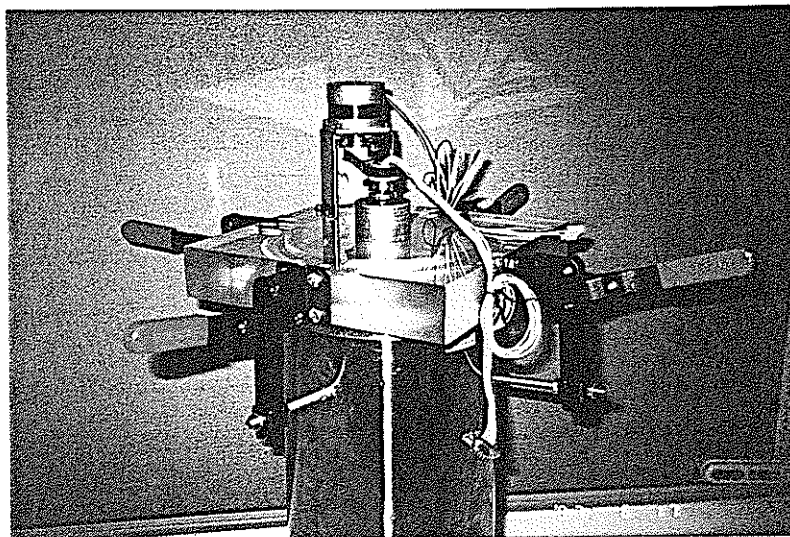
本系統初期僅針對有效面積量測分析，故實用上尚需將此數據與體積部分之校正數據整合後，方能完成整個雨量儀之校正，在

時間及程序上仍未能達到盡善盡美，若能將體積部分之校正功能也整合進本系統，則本系統之功能將更趨完善，也更能縮減校正時間。

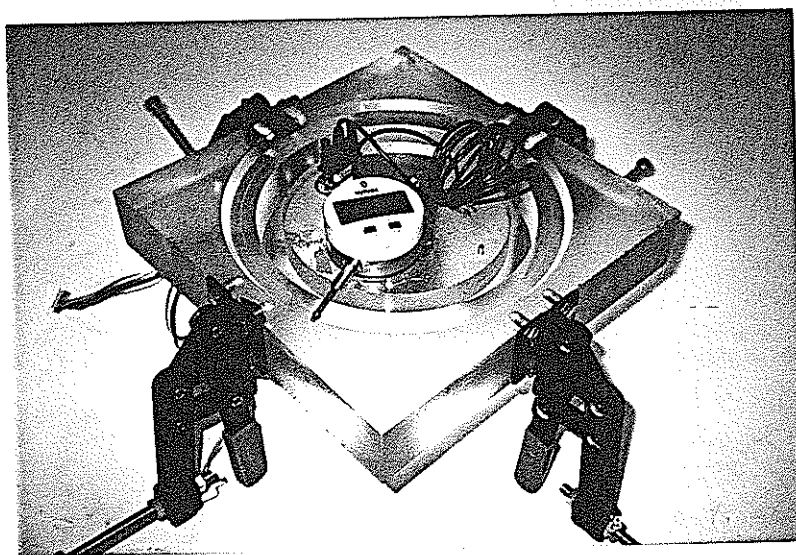
8. 參考文獻

1. "精密量測總覽"，三豐儀器公司，1994，pp. 38.
2. "端點尺寸量測"，度量衡國家標準實驗室技術手冊，NML-E8008，1994，pp. 48.
3. Murthy， T.S.R. and S.Y. Rao， "A Simple Approach for Evaluation of Cylindrical Surfaces" Annals of the CIRP， Vol. 30/1， 1981， pp. 441-444.
4. 范光照，張郭益，"精密量具及機件檢驗"，高立圖書公司，1995

附錄：



機構整體組合照片



量表及固定量表之旋轉圓盤

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

船舶海象觀測作業系統

Observation System of Maritime Meteorology

計畫類別：☒ 國內 ☐ 國外

計畫編號：CWB 86-20-02

執行期間：85年7月1日至86年6月30日

計畫主持人：李賢文

國立臺灣海洋大學 海洋科學系

中華民國八十六年六月三十日

前言：

為了促進商船參與海洋氣象資料之收集，我們需要建立一套全自動的船舶海洋氣象觀測系統，在不影響船員工作之下，將可以推廣鼓勵商船使用共同從事台灣海洋氣象觀測工作，增進海洋氣象預報之能力。

若要建立我國海洋氣象即時的資料，最佳方式為擁有專用的海洋氣象觀測船。但考量目前政府財政上的困難和氣象即時資料的重要性，運用民間船舶所觀測的海洋氣象資料作有系統的記錄，並加以自動化及同步傳輸至中央氣象局，應為目前較可行的方式。

但是目前民間船舶所觀測的海洋氣象資料，均為目測儀器值，資料的準確性不足，所以需要將其所觀測的海洋氣象資料電子化，和訂定統一的資料格式及傳輸流程，以利資料傳輸。

中央氣象局根據所收集的海洋氣象資料作預報研判，並適時提供海上航行船隻海洋氣象資訊，以確保航行安全。建立海洋氣象資料庫作為國家建設之參考，同時可與他國交換資料，促進國際合作。

我國目前鄰近的海域，除了若干島嶼設有氣象觀測站之外，海洋上並無足夠的氣象觀測點，收集即時的氣象觀測資料，因此缺乏精確的即時海域氣象資料，運用民間船舶觀測海洋氣象資料，可彌補海洋氣象預報責任區內觀測資料之不足。

依據【行政院第十四次科技顧問會議結論與建議處理辦法中，議題參之主題一，會議結論第四條第五點】，中央氣象局擬定「推動商船參與海洋氣象觀測草案」，以鼓勵商船參與海洋氣象觀測工作。以便商船一方面將所觀測的海洋氣象資料傳輸至中央氣象局作海洋氣象預報參考，另一方面中央氣象局將完整的海洋氣象預報以通訊網方式提供責任區內的商船，以確保航行安全。如此雙方面得以互惠互利的方式共同執行本項計畫。

為了達到上述「推動商船參與海洋氣象觀測」的目標，首先需要建立船舶海象自動觀測與記錄系統，如此商船才在船上有限的人力之下，執行海象觀測作業。本計畫擇定國立臺灣海洋大學所管理的「海研二號」，建立船舶海洋氣象觀測自動系統，以供未來推動商船參與海洋氣象觀測之基礎。

方法：

擇定「海研二號」研究船，建立為海洋氣象觀測系統自動化的船舶研究船上現有的氣象觀測儀器、定位系統與電腦設備及性能如下：

1. 風速風向計：觀測風速風向，將電子信號送到風速風向平均電路板。但是船舶在航行中所觀測得風速風向為相對風速風向，並非實際真風速風向，須參考電羅經的船艏向及全球定位系統的船速，經由電腦程式計算後，才能獲得真風速風向。其計算公式如下：

$$W = V - U$$

其中 U 為船速向量（由電羅經與GPS定出），

V 為船上風速儀測定的風速向量，

W 為實際風速向量。

2. 氣溫計：測量海平面空氣溫度並將電子信號送到JUNCTION BOX。
3. 氣壓計：測量海平面大氣壓力並將電子信號送到JUNCTION BOX。
4. 相對濕度計：測量海平面空氣的相對濕度並將電子信號送到JUNCTION BOX。
5. 風速風向平均電路板：由於風速及風向並非固定不變，若單取一時點的觀測值誤差較大，因此取一時段的平均作為觀測值，此電路板的功能除了將一段時間的風速風向平均外，還負責將電子信號送到JUNCTION BOX。

6. JUNCTION BOX：接收風速風向平均電路板、氣溫計、氣壓計及相對濕度計的電子信號，將電子信號送到AD-CONVERT。
7. AD-CONVERT-I：接收JUNCTION BOX送來的類比信號，轉換成數位信號後送入PC。
8. 電羅經：將船艏向的信號經COM2送入PC。
9. 全球衛星定位系統：將船位及船舶速度信號經COM1送入PC。
10. 個人電腦：負責記錄海象觀測資料及計算真風速風向。

為了建立自動化系統，必須將氣象觀測儀器記錄的資料予以數位化，並撰寫電腦程式，以控制及整合各項觀測資料，並予以存檔。本系統之架構如圖一。

結果：

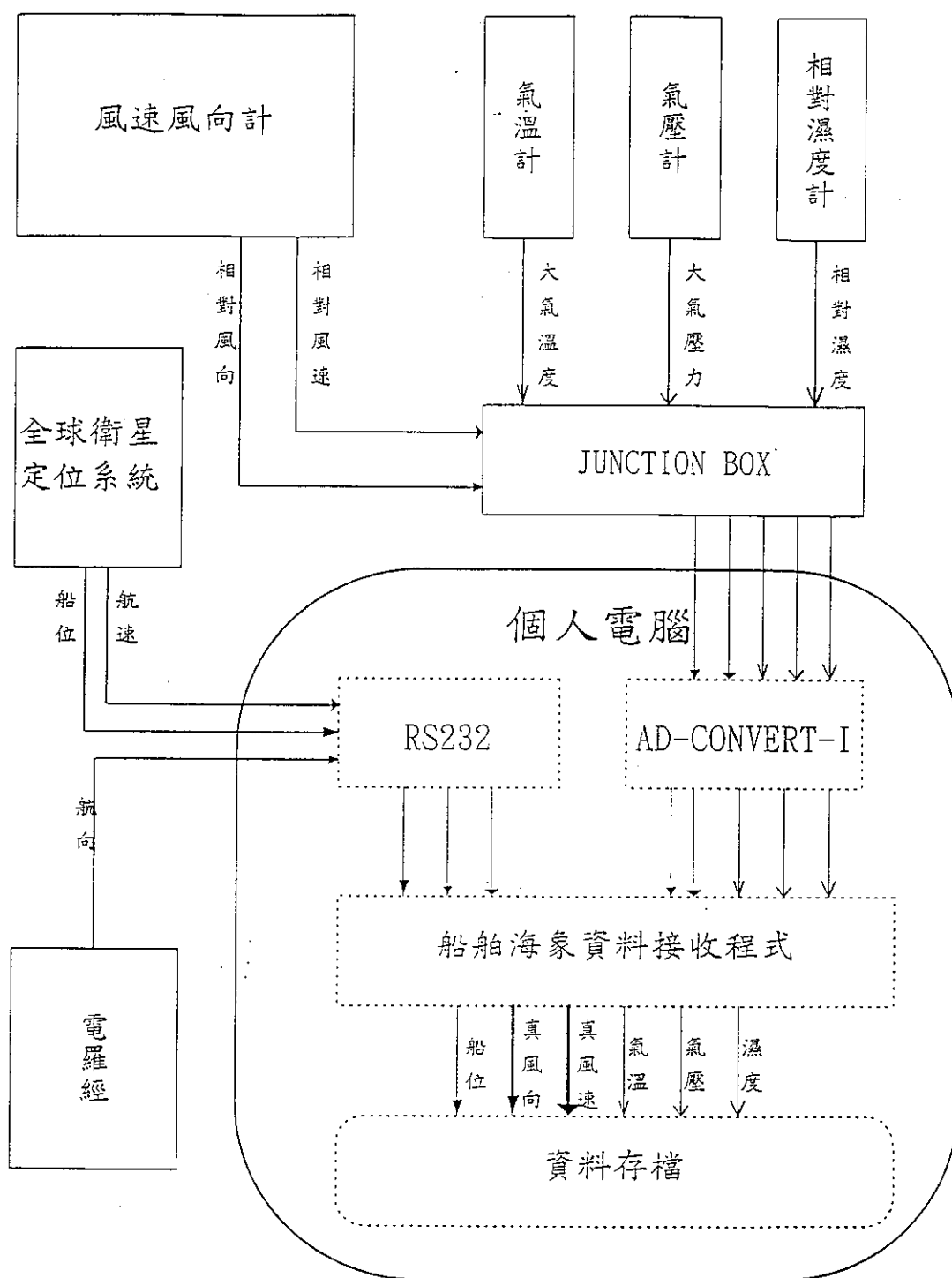
本研究成功地將電羅經訊號接入電腦中，如此可以精確地獲得船首向，可避免停船的GPS之船首向失真之問題，如此可精確地計算出真風向，而不受限於船舶移動的影響。

另外我們是以BASIC語言撰寫電腦程式，淺顯易懂、修改容易，便於日後維護，適合推廣使用。

目前本系統所觀測記錄存檔的資料樣本如附錄。

誌謝：

本計畫得以完成，主要歸功於「海研二號」研究船探測技士曾安源先生蘇兆輝先生與黃余達先生，他們三位在本計畫中兼任研究助理，負責各項儀器的操作維護及程式設計。另外也感謝「海研二號」全體船員之協助。



圖一 船舶海象觀測系統架構圖

海 象 觀 測 系 統 原 始 程 式

' Program: Marine Star system for Receiving & Recording data
' Programmer: David Sue

ON ERROR GOTO ErrorHandler

----- MAIN Loop -----

GOSUB IniInitialization

DO

GOSUB CheckInkey

GOSUB GetGPSData

GOSUB getgyrodata

GOSUB CheckGPSData

GOSUB GetWeatherData

GOSUB WindDirectionAndSpeed

GOSUB AirHumidity

GOSUB AirTemperature

GOSUB SolarRadiation

GOSUB BarometricPressure

TimeTmp\$ = LEFT\$(TIMES\$, 2) + MID\$(TIMES\$, 4, 2) + RIGHT\$(TIMES\$, 2)

GOSUB DisplayData

GOSUB RecordData

LOOP

GOSUB ExitSystem

IniInitialization:

CLS

SCREEN 12

LINE (380, 310)-(450, 310), 3

LINE (380, 360)-(450, 360), 4

LINE (380, 405)-(450, 405), 2

LOCATE 20, 42: PRINT " Ship "

LOCATE 23, 42: PRINT "R-Wind"

LOCATE 26, 42: PRINT "T-Wind"

ViewXMin = 20

ViewYMin = 250

ViewLength = 200

VIEW (ViewXMin, ViewYMin)-(ViewXMin + ViewLength, ViewYMin + ViewLength), ,

6

WINDOW (-50, -50)-(-50, 50)

```

LOCATE 2, 1: PRINT "Press Esc to stop."
REM LOCATE 6, 1: PRINT " Time   TDir TSpd Temp Solar Baro Latitude
Longitude "
REM LOCATE 7, 1: PRINT "=====  =====  =====  =====  =====
===== "
LOCATE 4, 1: PRINT " Time   TDir TSpd Temp Baro Humidity Solar
Latitude Longitude "
LOCATE 5, 1: PRINT "=====  =====  =====  =====  =====
===== "
LOCATE 8, 9: PRINT " SDir SSpd"
LOCATE 9, 9: PRINT " ===== "
LOCATE 12, 9: PRINT " RDir RSpd"
LOCATE 13, 9: PRINT " ===== "
REM LOCATE 9, 25: PRINT "Humidity"
REM LOCATE 10, 25: PRINT "===== "

```

```

AvgInterval = 1
DisplayTimeChoice = 1 ' Choice of Seconds/Display
RecordTimeChoice = 2 ' Choice of Seconds/Record
' SELECT CASE RecordTimeChoice/DisplayTimeChoice
' CASE 0: Unlimited
' CASE 1: 10 Seconds / Record
' CASE 2: 1 Minutes / Record
' CASE 3: 10 Minutes / Record
' CASE 4: 1 Hours / Record
' END SELECT

```

```

floppy$ = "T"
pi = 3.1415926#
AvgMemory = AvgInterval * 10
RawDataCount = 6
OldDate$ = " "
DIM WindSpeed(AvgMemory), WindDirect(AvgMemory)
DIM rawdata(RawDataCount - 1), filename$(5)

```

```

filename$(1) = "com1:4800,n,8,1,cs0.ds0"
OPEN filename$(1) FOR INPUT AS #1
filename$(2) = "com2:4800,n,8,1,cs0.ds0"
OPEN filename$(2) FOR INPUT AS #2

```

```

RETURN

```

```

ExitSystem:

```

```

CLOSE
STOP
END

```

GetGPSData:

```
GPSData$ = ""
gpsidflag = 0
DO WHILE gpsidflag < 3
    LINE INPUT #1, GPSData$
    GDHead$ = MID$(GPSData$, 2, 6)
    IF GDHead$ = "$GPGLL" THEN
        gpsidflag = 1
        GPSLat$ = MID$(GPSData$, 9, 2) + CHR$(248) + MID$(GPSData$, 11, 6) + ""
+ MID$(GPSData$, 18, 1)
        GPSTLon$ = MID$(GPSData$, 20, 3) + CHR$(248) + MID$(GPSData$, 23, 6) + ""
+ MID$(GPSData$, 30, 1)
    END IF
    IF GDHead$ = "$GPVTG" AND gpsidflag = 1 THEN
        gpsidflag = 2
        GPSTrack$ = MID$(GPSData$, 9, 3)
        GPSSpeed$ = MID$(GPSData$, 21, 5)
    END IF
    IF GDHead$ = "$GPZDA" AND gpsidflag = 2 THEN
        gpsidflag = 3
        GPSTime$ = MID$(GPSData$, 16, 10)
        GPSTime$ = MID$(GPSData$, 9, 6)
    END IF
LOOP
```

RETURN

getgyrodata:

```
gyrodata$ = ""
gyroflag = 0
DO WHILE gyroflag < 1
    LINE INPUT #2, gyrodata$
    IF MID$(gyrodata$, 2, 6) = "$AGHD1" THEN gyroflag = 1
    head$ = MID$(gyrodata$, 9, 5)

    LOOP
RETURN
```

CheckGPSData:

```
IF OldGPSLat$ <> GPSTLat$ THEN OldGPSLat$ = GPSTLat$ ' GPSTLatitude
IF OldGPSLon$ <> GPSTLon$ THEN OldGPSLon$ = GPSTLon$ ' GPSTLongitude
IF OldGPSTrack$ <> GPSTTrack$ THEN OldGPSTrack$ = GPSTTrack$ ' GPSTGroundTrack
IF OldGPSSpeed$ <> GPSSpeed$ THEN OldGPSSpeed$ = GPSSpeed$ '
GPSTGroundSpeed

RETURN
```

GetWeatherData:

```
FOR idx = 0 TO RawDataCount - 1
    OUT 770, idx
    OUT 769, 0
    rawdata(idx) = INP(768) / 16 + INP(769) * 16 - 2048
    IF rawdata(idx) < 0 THEN rawdata(idx) = 0
NEXT idx
```

```
bpraw = rawdata(0)
wsraw = rawdata(1)
wdraw = rawdata(2)
srrow = rawdata(3)
atraw = rawdata(4)
ahRaw = rawdata(5)
```

RETURN

WindDirectionAndSpeed:

```
    ShipSpeed = VAL(GPSSpeed$)
REM    ShipDirect = VAL(GPSTrack$)
    shipdirect = VAL(head$)
    WindShipSpeed = INT(wsraw / 20.48)
    WindShipDirect = INT(wdraw / 5.69)
    AntiWindShipDirect = WindShipDirect + 180

    GOSUB CalculateWindVector          ' Calculate Wind Vector

    IF TrueWindVectorSum < AvgMemory THEN TrueWindVectorSum =
TrueWindVectorSum + 1
    TrueWindVectorCounter = (TrueWindVectorCounter + 1) MOD AvgMemory
    WindSpeed(TrueWindVectorCounter) = TrueWindSpeed
    WindDirect(TrueWindVectorCounter) = TrueWindDirect
    WindVectorX = 0: WindVectorY = 0
    FOR n = 0 TO TrueWindVectorSum
        TVWRad = WindDirect(n) * (pi / 180)
        WindVectorX = WindVectorX + WindSpeed(n) * COS(TVWRad)
        WindVectorY = WindVectorY + WindSpeed(n) * SIN(TVWRad)
    NEXT n
    WindVectorX = WindVectorX / TrueWindVectorSum: IF WindVectorX = 0 THEN
WindVectorX = .000001
    WindVectorY = WindVectorY / TrueWindVectorSum
    AvgTrueWindSpeed = SQR(WindVectorY * WindVectorY + WindVectorX *
WindVectorX)
    AvgTrueWindDirect = INT((ATN(WindVectorY / WindVectorX)) * (180 / pi) + .5)
    IF WindVectorX < 0 THEN
        AvgTrueWindDirect = AvgTrueWindDirect + 180
```

```

ELSEIF WindVectorY < 0 THEN
    AvgTrueWindDirect = AvgTrueWindDirect + 360
END IF
IF AvgTrueWindSpeed <> oldAvgTrueWindSpeed THEN oldAvgTrueWindSpeed =
AvgTrueWindSpeed
IF AvgTrueWindDirect <> oldAvgTrueWindDirect THEN oldAvgTrueWindDirect =
AvgTrueWindDirect

```

```

RETURN

```

AirHumidity:

```

AirHumidity = INT(ahRaw / 32) + 32

```

```

RETURN

```

AirTemperature:

```

IF atraw < 164 THEN atraw = 164           'Range is -30 to +50 deg C
IF atraw > 819 THEN atraw = 819
AirTemp = INT((atraw - 164) / 8.188) - 30  ' CalculateAirTemperature
IF AirTemp <> oldAirTemp THEN oldAirTemp = AirTemp

```

```

RETURN

```

SolarRadiation:

```

' ----- Calculate Solar Radiation -----

```

```

Solar = INT(srrow / .8673)    ' JOULES / meter / minute
'Solar = INT(srrow / 1.44)    'if in WATTS      5V = 1422.5 W/M
IF Solar <> OldSolar THEN OldSolar = Solar

```

```

RETURN

```

BarometricPressure:

```

' ----- Calculate Barometric Pressure -----

```

```

Baro = (bpraw / 8.6) + 930    '0V = 930 mb and 2V = 1030 mb
IF Baro <> oldbaro THEN oldbaro = Baro

```

```

RETURN

```

CalculateWindVector:

```

AntiWindShipDirectRad = AntiWindShipDirect * (pi / 180)
TrueWindSpeedY = ShipSpeed * SIN(AntiWindShipDirectRad)
TrueWindSpeedX = WindShipSpeed - ShipSpeed * COS(AntiWindShipDirectRad)

```

```

    TrueWindSpeed = SQR(TrueWindSpeedX * TrueWindSpeedX + TrueWindSpeedY *
TrueWindSpeedY)
    IF TrueWindSpeedX = 0 THEN TrueWindSpeedX = .001
    TrueWindCrossWindShipArc = ATN(TrueWindSpeedY / TrueWindSpeedX) * (180 / pi)
    IF TrueWindSpeedX < 0 THEN
        IF TrueWindSpeedY >= 0 THEN
            TrueWindCrossWindShipArc = TrueWindCrossWindShipArc + 180
        ELSE
            TrueWindCrossWindShipArc = TrueWindCrossWindShipArc - 180
        END IF
    END IF
    TrueWindDirect = (shipdirect + (WindShipDirect - TrueWindCrossWindShipArc)) MOD
360

```

RETURN

CheckInkey:

```

    K$ = INKEY$
    IF K$ = "" THEN
        RETURN
    ELSEIF ASC(K$) = 27 THEN
        GOSUB ExitSystem
    END IF

```

RETURN

RecordData:

```

    GOSUB OutputRawData

    IF RecordTimeChoice = 0 THEN
    ELSEIF RecordTimeTmp$ <> MID$(TimeTmp$, 6 - RecordTimeChoice, 1) THEN
        RecordTimeTmp$ = MID$(TimeTmp$, 6 - RecordTimeChoice, 1)
    ELSE
        RETURN
    END IF

```

GOSUB OutputData

RETURN

DisplayData:

```

    IF DisplayTimeChoice = 0 THEN
    ELSEIF DisplayTimeTmp$ <> MID$(TimeTmp$, 6 - DisplayTimeChoice, 1) THEN
        DisplayTimeTmp$ = MID$(TimeTmp$, 6 - DisplayTimeChoice, 1)
    ELSE
        RETURN
    END IF

```

```

PRINT #OFNo, " Time   WDir WSpd  Temp   Baro   Humidity  Solar   Latitude
Longitude   SDir SSpd  RDir RSpd"
PRINT #OFNo, "=====  =====  =====  =====  =====  =====

```

=====

RETURN

OutputDataTrailer:

PRINT #OFNo, "=====

PRINT #OFNo, ""
PRINT #OFNo, " Temp : Temperature (" + CHR\$(248) + "C)"
PRINT #OFNo, " Solar : Solar Radiation (Joules/meter/minute)"
PRINT #OFNo, " Baro : Barometric Pressure (mb)"
PRINT #OFNo, " TDir : True Wind Direction (" + CHR\$(248) + ")"
PRINT #OFNo, " TSpd : True Wind Speed (KNot)"
PRINT #OFNo, " SDir : Ship Direction (" + CHR\$(248) + ")"
PRINT #OFNo, " SSpd : Ship Speed (KNot)"
PRINT #OFNo, " RDir : Wind - Ship Resultant Direction (" + CHR\$(248) + ")"
PRINT #OFNo, " RSpd : Wind - Ship Resultant Speed (KNot)"

RETURN

OutputRawData:

REM filename\$(5) = "C:\Marine\DATA\Today.RAW"
REM OPEN filename\$(5) FOR OUTPUT AS #5
REM RecordRawData\$ = ""
IF RecordTimeTmp\$ <> MID\$(TIMES, 5 - ((RecordTimeChoice + 3) MOD 4), 1) THEN
IF RecordTimeTmp\$ = MID\$(TIMES, 2, 1) THEN
RecordRawData\$ = LEFT\$(TIMES, 2)
END IF
RecordRawData\$ = RecordRawData\$ + MID\$(TIMES, 4, 2)
RecordRawData\$ = RecordRawData\$ + " " + GPSLat\$ + " " + GPSTLon\$
RecordRawData\$ = RecordRawData\$ + " " + GPSSpeed\$ + " " + GPSTrack\$
END IF
REM PRINT #5, RecordRawData\$
FOR rawidx = 1 TO 2
RecordRawData\$ = RecordRawData\$ + LTRIM\$(STR\$(rawdata(rawidx))) + " "
FOR n = 0 TO TrueWindVectorSum
IF rawidx = 1 THEN
RecordRawData\$ = RecordRawData\$ + LTRIM\$(STR\$(WindSpeed(n))) + " "
ELSEIF rawidx = 2 THEN
RecordRawData\$ = RecordRawData\$ + LTRIM\$(STR\$(WindDirect(n))) + " "
END IF
NEXT n
REM PRINT #5, RecordRawData\$
NEXT
REM CLOSE #5

RETURN

ShowData:

```
LOCATE 6, 1: PRINT USING "& ###.# ##.# ## #####.# ###.## ####
& &"; DisplayTime$, AvgTrueWindDirect, AvgTrueWindSpeed, AirTemp, Baro, AirHumidity,
Solar, GPSLat$, GPSLon$
REM LOCATE 8, 1: PRINT USING "& ###.# ##.# ## #####.# ###.## & &";
DisplayTime$, AvgTrueWindDirect, AvgTrueWindSpeed, AirTemp, Solar, Baro, GPSLat$,
GPSLon$
LOCATE 10, 9: PRINT USING "###.# ##.#": shipdirect, ShipSpeed;
LOCATE 14, 9: PRINT USING "###.# ##.#": WindShipDirect, WindShipSpeed
REM LOCATE 11, 25: PRINT USING " ###.# ##.#"; AirHumidity, ahRaw
REM LOCATE 11, 25: PRINT USING " ###.#"; AirHumidity
```

RETURN

ShowWindVectorDiagram:

```
MaxLength = -1
ScaleDraw = 1
AngleShip = 90 - shipdirect
AngleWind = 90 - (shipdirect + WindShipDirect)
xsnew = ShipSpeed * COS(AngleShip * pi / 180)
ysnew = ShipSpeed * SIN(AngleShip * pi / 180)
xwnew = WindShipSpeed * COS(AngleWind * pi / 180)
ywnew = WindShipSpeed * SIN(AngleWind * pi / 180)
IF ShipSpeed > MaxLength THEN MaxLength = ShipSpeed
IF WindShipSpeed > MaxLength THEN MaxLength = WindShipSpeed
IF ABS(MaxLength > .1) THEN ScaleDraw = 50 / MaxLength * .8 ELSE ScaleDraw = 0
LINE (0, 0)-(xsold * ScaleDrawold, ysold * ScaleDrawold), 0
LINE (0, 0)-(xwold * ScaleDrawold, ywold * ScaleDrawold), 0
LINE (xwold * ScaleDrawold, ywold * ScaleDrawold)-(xsold * ScaleDrawold, ysold *
ScaleDrawold), 0
LINE (0, 0)-(xsnew * ScaleDraw, ysnew * ScaleDraw), 3
LINE (0, 0)-(xwnew * ScaleDraw, ywnew * ScaleDraw), 4
LINE (xwnew * ScaleDraw, ywnew * ScaleDraw)-(xsnew * ScaleDraw, ysnew *
ScaleDraw), 2
xwold = xwnew
ywold = ywnew
xsold = xsnew
ysold = ysnew
ScaleDrawold = ScaleDraw

RETURN
```

ErrorHandler:

RESUME NEXT

交通部中央氣象局委託研究計劃期末報告

台灣東北海岸潮汐測量及特性分析 Observations and analysis of tides on the northeast coast of Taiwan
--

計劃類別：☒ 國內 ☐ 國外

計劃編號：CWB 86-20-03

執行期間：85 年 7 月 1 日至 86 年 6 月 30 日

計劃主持人：蔡 政 翰

學生助理：廖巧文， 蘇麗琴

中華民國 86 年 8 月 15 日

I 計畫摘要：

潮波由太平洋往西行進至台灣東岸後，一部份沿台灣東北海岸進入台灣海峽。然台灣東北外海為大陸棚，使得潮波前進速度下降，另外東北海岸線崎嶇複雜，使此海域之潮汐特性與海灣海峽差別頗大。目前台灣東北海岸只有一基隆測潮站，為了增加預測此海岸潮汐之準確性，本計劃於鼻頭角附近之龍洞及富貴角附近之富基漁港以可攜式測潮儀分別測潮十及五個月。測得之資料並與東海岸之梗枋，東北角之鹽寮與基隆、西海岸之竹圍各站潮汐比較，以更了解潮波在此海域之潮時變化。本計劃更以調和分析，求出各分潮之振幅及遲角，以提高此海域潮汐預報之準確性。

II 前言：

潮汐為人類在海岸從事各式活動所須最基本的環境資料，吾人不論在航運、工程及休閒活動都會受到潮水漲落不同程度之影響，中央氣象局早與於民國三十六年就致力於潮汐測量及資料保存。民國七十八年起，中央氣象局開始出版潮汐觀測年報，逐步將氣象局、水利局及港務局之潮汐站資料，整合於年報中。氣象局海象測報中心於民國八十二年成立後，更盡力於潮汐資料的收集及整合，以期有臺灣地區完整及長期之潮汐資料。氣象局更於民國七十九年開始發佈一週之潮汐預報，以利社會大眾從事海洋相關之活動。

潮汐學已是一門相當成熟的學科，國外已有相當多文獻可供參考，諸如Darwin(1898)之平衡潮理論，Doodson(1921)之調和分析理論及Ippen(1966)、Pugh(1987)等。國內亦已有學者發展出潮汐及潮流之預報模式，如王揚文(1975)、連三郎(1977)和Li(1987)。然而潮汐的預報必需先有長期實測的潮汐資料。臺灣目前屬於氣象局、水利局及港務局之潮汐測站共有18處，分佈於臺灣四週(圖一)。由這些測站資料(劉和吳 1996)及Li(1987)之潮汐預報數值模式，吾人可得知臺灣附近之潮汐特性大致如下：當潮波由臺灣東部深海往西進行，至臺灣東岸後繞過臺灣北部及南部至中部會合。因潮波前進速度與水深之平方根成正比，臺灣南部外海深度較深(圖二)潮波之行進速度較快，而北部分支因受臺灣北部陸棚之影響，其前進速度較慢。也就因為這原因，再加上東北部海岸地形特別，在此海岸線上就有三個岬角：三貂角、鼻頭角及富貴角(圖三)，因此在臺灣東北海岸之潮波較為特別。例如在潮時上(劉和吳 1996)，基隆較蘇澳慢約2小時而淡水則比基隆再慢2小時，但淡水以南海岸至臺中之潮時則相差極微，臺中只比淡水慢約30分鐘，然而同在西海岸之高雄其潮時比蘇澳只慢一個半小時。另外基隆所量得的潮汐，其全日潮的分量比例相當大，但當潮波進入臺灣海峽後，全日潮分量則相當小。由此可知東北部海岸之潮汐與臺灣海峽之潮汐有顯著的不同，因而在東北海岸之潮汐預報也較有困難，因此本計畫擬在東北海岸線上多設潮汐站以增加吾人之預報準確度。

由圖一可知目前在東北部海岸只有基隆此一測站，為了深入探討此地區之潮汐，本計畫擬以可攜帶式潮位儀於鼻頭角及富貴角(圖三)兩處設臨時測潮站。分別測十及五個月，從測得之結果可得知此兩處之潮時與附近測潮站之相對時間，另外亦可以調和分析法求出其各分潮之振幅及遲角，以期對臺灣東北海岸之潮汐有更深入的了解。

III 方法：

本計畫最重要的工作是龍洞(即鼻頭角附近)及富基漁港之潮汐資料的取得，本計畫於龍洞之潮汐觀測時間由 1996 年 8 月 20 日至 1997 年 6 月 19 日。確實觀測地點在交通部觀光局東北海岸風景特定區管理處之龍洞遊艇港，因該港尚未對外開放，安全性甚佳。壓力感應式潮汐儀就直接固定於港內用來綁停靠遊艇之圓樁上。該處是相當理想的潮汐觀測地點。觀測儀器之設定為每六分鐘記錄一筆一分鐘平均之水壓，而儀器對水壓之感應頻率為 24Hz。取一分鐘平均之水壓乃為濾掉表面波之干擾。測潮儀位於水深約三米處。所測得之數據詳列於本報告所附磁片(ltmcwb.dat)。

富貴角附近之潮汐則於富基漁港內測得，因富基漁港內並無可固定儀器之圓樁，因此用不銹鋼籠子裝測潮儀並置其於約四米深之海底，不銹鋼籠子主要是用來保護儀器，還有因其內有重鉈，可避免移位。所測得之數據亦詳列於本報告所附磁片(fgmcwb.dat)。因測潮儀確實水深並沒對基隆平均海水面作校正，本報告潮汐之資料為相對於該觀測地點於觀測期間內之平均海水面。

另外中央氣象局亦供應本計畫梗枋、鹽寮(屬台電)、基隆(屬港務局)和竹圍等固定站之潮汐資料(淡水之潮汐資料只每小時一筆，而且淡水潮時只比竹圍早約 20 分鐘，因此採用竹圍資料)，這些測站與本計畫之測站涵蓋臺灣東北至西北角海岸線。比較各站之滿潮時間可瞭解潮波在此海域之行進特性。因上述固定站之資料斷斷續續並不完整，本報告只能比較 3/6/97 至 4/22/97 之潮時，在此期間各站皆有資料。因所有測站幾乎每天都有兩次滿潮，本報告將

每天之兩次滿潮時間分別挑出，再將各站之滿潮時間相比較以求出潮波於站間行進所需時間。

為了瞭解分潮之振幅與遲角，本計劃將梗枋、龍洞及富基之潮汐作調和分析。分潮之選擇則依

Rayleigh criterion：

$$360(\text{度})/\text{分潮角速度差}(\text{度}/\text{小時})=\text{總測量時間}(\text{小時})。$$

最後本計劃將龍洞測得之滿潮時間與氣象局發佈之鼻頭角潮時相比較，並將其時間差別作出統計表。

IV 結果：

(1) 分潮

圖四為測得之龍洞潮汐變化圖。圖上顯示出相當規則之潮汐變化特性，諸如半日潮、全日潮及每月兩次之大潮(spring tide)與小潮(neap tide)。由圖又可看出海水面隨冬季之來臨而逐漸下降，其下降程度最大可達 20cm。當夏季來臨時平均海水面又逐漸上升。這些潮汐現象與基隆之潮汐很類似（劉和吳 1966）。圖五為富基漁港之潮汐變化圖，由此圖可看出與圖四類似之各種潮汐特徵。另外圖五亦顯示出平均海水面有上下振動的現象並在六月中往上升。由這兩圖亦可看出這些測得的潮汐資料皆未中斷過，可見本計劃所使用之潮汐儀相當穩定。

表一至表三所列為龍洞、富基和梗枋的潮汐資料經調和分析後所得之 34 個分潮振幅及遲角。若將龍洞和富基之主要分潮 (O1, P1, K1, N2, M2, S2, K2) 振幅分別與其附近之基隆和淡水之分潮比較（表四）。吾人可看出不管全日潮或半日潮，龍洞之分潮振幅與基隆之相對振幅非常接近，除了 S2 及 K2 潮由龍洞至基隆下降了約 40%。這兩站分潮之相似大概是因為它們都在東北海岸線上。至於富基漁

港因位於東北海岸線與臺灣海峽海岸線之交界處，其分潮與在臺灣海峽海岸線之淡水河口之分潮就較有不同，由表四可知這兩站之全日潮振幅幾乎相同，但是淡水河口之半日潮全部比富基漁港大。此等振幅變化情形可更清楚得從圖六看出，此圖有梗枋至竹圍各站主要分潮振幅。其顯示當潮波由東岸經東北海岸線往西繞過富貴角到臺灣海峽時，全日潮振幅完全沒有變化，其竹圍與基隆比值皆為一（表五）。然而半日潮成分則在梗枋至東北海岸線上雖沒多大變化，其在富貴角就明顯地增大，如富基的 M2 潮為基隆的 3 倍（表五）。半日潮成分從富貴角繼續往南增大，表五顯示出 N2, M2, S2 及 K2 於竹圍皆為基隆之五至六倍。其實這一比值會持續往南增加，在台中達最大。如台中之 M2 振幅有 1.6 米，約基隆之 7.3 倍。莊文傑(1997)認為此現象是潮波由臺灣海峽南北往中部匯入所產生之協振盪(co-oscillation)之共振所致。此現象值得繼續深入探討。

列於圖六之 F 稱為潮型值(Form Factor)，其定義為全日潮 K1 及 O1 振幅與半日潮 M2 及 S2 振幅之比值

$$F = \frac{H_{K1} + H_{O1}}{H_{M2} + H_{S2}}$$

式中之 H 為振幅。根據 Pugh (1987)，潮型可依 F 值作區分：

F= 0 - 0.25	半日潮
F= 0.25 - 1.50	混合潮，主要為半日潮
F= 1.50 - 3.00	混合潮，主要為全日潮
F= 大於 3.00	全日潮

因此從圖六之 F 值可看出在東海岸及東北海岸線之梗枋、龍洞與基隆皆為半日潮型之混合潮，富貴角和淡水雖亦為同型之混合潮但已很接近半日潮。至於竹圍則純粹為半日潮。

(2) 潮時

海洋界大致認為潮波先到臺灣東海岸，一部份沿台灣東北海岸進入台灣海峽，本計劃因有較詳細之東北海岸線之潮汐資料，這一項認知可以詳細受到驗證。根據這一認知，梗枋之滿潮時間應比鹽寮早，而鹽寮應比龍洞、龍洞比基隆、基隆比富基、富基比竹圍先。圖七至圖十分別為 3/6-4/22/97 各站間滿潮時差。圖上包含每天第一次及第二次滿潮之時差。此四圖顯示基本上前述之認知大致正確，各站之平均潮時差為（表六）：梗枋比鹽寮早 24 分鐘、鹽寮比龍洞早 24 分鐘、龍洞比基隆早 2 小時 24 分鐘、基隆比富基早 48 分鐘而富基比竹圍早 18 分鐘。然而由這四圖可看出潮時差卻隨日期上下震盪。其中有幾點值得注意的現象：圖七顯示梗枋與鹽寮間第一次滿潮之時差比第二次滿潮大，第一次滿潮之時差於農曆九及二十四日附近出現極大值也就是在小潮(neap tide)時。此極大值達到近 4 小時（表六），然而在大潮時，潮時差反而小。圖十一和十二畫出農曆二月九日及三月九日之各站潮波圖，由這些圖可看出當日龍洞及鹽寮出現長潮，一天兩次的漲落潮不明顯，海水面維持於滿潮狀態相當長時間，這主要是半日潮貢獻降低所致。而圖十一和十二顯示當時梗枋第一次滿潮潮時的確比鹽寮快很多。第七圖中因鹽寮恰於農曆二十四日沒資料，當日潮時差之極大值會多高就無法知道，但從前一天的高值至少可判斷在這幾天也是有極大值出現。

圖八顯示龍洞與鹽寮之潮時差別較小，這主要是兩站相當接近，另外這兩站之潮波波形很相似，因此第二次滿潮之時差與第一次滿潮之時差幾乎同步，此圖也顯示出在小潮時潮時差較大。圖九為龍洞與基隆之潮時差，這兩站間時差比其它站都大，而且第二次滿潮之時差比第一次滿潮之時差還長。從此圖可發現第一次滿潮之時差在農曆九及二十四日附近出現極小值剛好與圖七相反，而且第二次滿潮之時差亦在該時往上跳。這兩種現象也出現於圖十之基隆至富基時差。由這四張時差圖特性看來，潮波似乎過了鼻頭角其特性就開始轉變，圖十一和十二之潮波圖亦可看出在小潮時，龍洞及鹽寮之潮波一天兩次的漲落極不明顯，但基隆就較易分辨，富基更清楚。至於富基至竹圍之潮時差只能基於 4/15 至 4/22 之資料，在這一星期中平均時差為 18 分鐘，最大差額為 36 分，最短為 6 分（表六）。

圖七至圖十亦顯示滿潮時差竟然有負值出現，如在 3/16(農曆 2/8) 基隆與富基之第一次滿潮（圖十），由圖十三可看出富基的滿潮的確比基隆早。還有 4/7(農曆 3/1) 之梗枋與鹽寮第二次滿潮（圖七），由圖十四亦可看出鹽寮比梗枋早。不過這些負值並不大，在實用上應可視為零時差，這意謂著兩站同時出現滿潮。以上所提的各種現象並不能完全以潮波由東往西前進解釋。

(3) 龍洞潮時與預報之鼻頭角潮時

圖十五為龍洞測到之每日第一次滿潮時間與氣象局公佈於報紙之預測鼻頭角潮時之差別，將此圖與圖九（龍洞與基隆潮時差）比較，很明顯可看出這兩圖極為相似，兩圖同樣在小潮時有最小時差。因龍洞就緊鄰鼻頭角（只有 2 公里之距），理論上圖十五應很像圖八（鹽寮與龍洞距 9 公里）。而且龍洞與預報之鼻頭角潮時平均差（鼻頭角較龍洞晚）1.7 小時（表七），比龍洞與基隆潮時差之 2.4 小時短了 0.7 小時（表六），這差別太小。若比較潮時差之最大值，龍洞與預報之鼻頭角時差為 3.1 小時，而龍洞與基隆為 3.7 小時，前者亦只少了 0.6 小時。這意謂從鼻頭角到基隆只需 0.7 小時。若再考慮氣象局於鼻頭角並無測潮站，預報之鼻頭角潮時似乎是依據基隆之預測潮時提前約 1 小時所得。鼻頭角潮時比龍洞慢 0.2 小時是一合理的估計，因此預報之鼻頭角潮時實在是平均上晚了約 1.5 小時，或是必須再提早 1.5 小時。目前在預報之鼻頭角潮時未改進之前，龍洞之滿潮時間應是預測之鼻頭角潮時再提早 1.7 小時。

V 結論：

(1) 本計劃將可攜帶式潮汐儀分別放置於龍洞和富基漁港共十和五個月，這些潮汐儀雖不是即時式，但在測量期間資料未曾遺漏，本潮汐儀比氣象局、台電或港務局之即時潮汐儀還可靠。

(2) 調和分析結果顯示，當潮波由東岸經東北海岸線往西繞過富

貴角到臺灣海峽時，全日潮振幅完全沒有變化，半日潮成分則在梗枋至東北海岸線上雖沒多大變化，但其在富貴角就明顯地增大，如富基的 N2, M2, K2 與 S2 分潮為基隆的相對分潮之約 3 倍。

(3) 各站間滿潮時刻差別之分析雖顯示平均上梗枋比鹽寮早 24 分鐘、鹽寮比龍洞早 24 分鐘、龍洞比基隆早 2 小時 24 分鐘、基隆比富基早 48 分鐘而富基比竹圍早 18 分鐘。但此潮時差亦隨日期而上下震盪，甚至有負值出現。梗枋與鹽寮之潮時差在小潮時（即龍洞有長潮時）有極大值出現，相反地龍洞與基隆和基隆與富基之潮時差在小潮時則有極小值出現，這似乎顯示潮波過了鼻頭角後其特性就開始轉變。

(4) 報紙上公佈之鼻頭角潮時應提早約 1.5 小時。

謝誌：

本人對中央氣象局海象中心主任李汴軍博士及中心人員對本計劃的支持及協助深表感謝。

VI 參考文獻：

王揚文 (1975) 潮汐電腦預報及推算一貫作業系統，海軍測量局。

連三郎 (1977) 潮汐預報電腦程式模型。台灣大學海洋研究所, pp. 104.

劉文俊和吳文耀 (1996) 臺灣海域潮汐特性之初步分析。中央氣象局海象測報中心, pp. 104.

劉文俊 (1996) 臺灣的潮汐。劉文俊出版, pp. 283.

莊文傑 (1997) 臺灣西部沿海之潮汐特性探討。港灣報導, No. 39, 臺灣港灣技術研究所, pp. 21-33。

Li Hsien-Wen (1987) A numerical predictive model of tides in the seas adjacent to Taiwan. Proceedings of the National Science Council, Part A: Physical Science and Engineering, Vol. 11, No. 1, pp. 74-89.

Pugh D. T. (1987) Tides, Surges and Mean Sea-Level, John Wiley and Sons, New York, p. 472

Darwin, G. H. (1898) The tides and kindred phenomena in the solar system, Houghton, Mifflin and Co. New York.

Doodson, A. T. (1921) Harmonic development of the tide-generating potential, Proceedings of the Royal society of London, A100, pp. 305-329.

Ippen, A. I. (1966) Estuary and Coastline Hydrodynamics, McGraw Hill, New York. p. 744.

表一：龍洞資料經調和分析之結果(天文常數計於 11/8/97 12:00)。

	AMPLITUDE (METERS)	PHASE LAG (DEGREE)
Ssa	0.148	358.89
Mm	0.007	54.65
Msf	0.005	151.91
2Q1	0.006	32.03
Q1	0.032	37.5
O1	0.163	43.53
M1	0.012	45.59
P1	0.067	39.51
K1	0.198	43.17
Sigma1	0.002	46.63
SO1	0.003	32.17
OQ1	0.002	146.26
2N2	0.008	280.82
N2	0.055	254.44
M2	0.223	246.05
Lumda2	0.005	81.58
S2	0.114	231.05
K2	0.025	218.92
MSN2	0.002	143.77
2SM2	0.002	160.29
MO3	0.005	170.22
M3	0.006	37.84
SO3	0.002	121.46
SK3	0.002	211.03
MN4	0.004	16.98
M4	0.01	11.73
SN4	0	351.27
MS4	0.008	350.98
S4	0.002	332.43
2MN6	0.002	332.66
M6	0.003	353.03
MSN6	0.001	348.35
2MS6	0.004	1.27
2SM6	0	47.22

表二：富基資料經調和分析之結果(天文常數計於 4/13/97 23:00)。

	AMPLITUDE (METERS)	PHASE LAG (DEGREE)
Ssa	0.05	178.93
Mm	0.021	-144.59
Msf	0.041	226.07
2Q1	0.006	129.53
Q1	0.037	174.76
O1	0.191	208.58
M1	0.015	241.11
P1	0.07	254.9
K1	0.221	254.24
Sigma1	0.006	21.01
SO1	0.007	347.08
OQ1	0.002	238.73
2N2	0.014	346.35
N2	0.132	283.66
M2	0.666	326.33
Lumda2	0.025	343.43
S2	0.182	11.92
K2	0.053	2.69
MSN2	0.008	279.73
2SM2	0.006	311.06
MO3	0.007	222.78
M3	0.002	178.82
SO3	0.005	274.01
SK3	0.002	301.37
MN4	0.029	247.97
M4	0.078	282.93
SN4	0.004	293.36
MS4	0.052	333.11
S4	0.006	10.86
2MN6	0.002	248.34
M6	0.003	289.82
MSN6	0	265.97
2MS6	0.002	28.65
2SM6	0	344.63

表三：梗枋資料經調和分析之結果(天文常數計於 3/28/97 11:00)。

	AMPLITUDE (METERS)	PHASE LAG (DEGREE)
Ssa	0.065	124.63
Mm	0.006	136.46
Msf	0.007	289.96
2Q1	0.003	292.11
Q1	0.023	-19.44
O1	0.121	10.01
M1	0.009	35.85
P1	0.05	54.16
K1	0.148	55.18
Sigma1	0.003	194.39
SO1	0.001	221.43
OQ1	0.005	-64.82
2N2	0.008	142.71
N2	0.056	187.29
M2	0.272	206.47
Lumda2	0.001	155.16
S2	0.119	247.96
K2	0.033	239.81
MSN2	0	340.78
2SM2	0.001	225.28
MO3	0.002	-203.7
M3	0.005	25.08
SO3	0	15.87
SK3	0	148.96
MN4	0	84.05
M4	0.001	-217.14
SN4	0	217.94
MS4	0	222.08
S4	0.001	184.65
2MN6	0	-182.8
M6	0.001	150.92
MSN6	0	208.8
2MS6	0	189.56
2SM6	0	122.79

表四：龍洞和基隆與富基和淡水之重要分潮振幅(米)，（基隆與淡水資料出自劉文俊 1996）。

	龍洞	基隆	富基	淡水
O1	0.163	0.154	0.191	0.181
P1	0.067	0.075	0.070	0.078
K1	0.198	0.200	0.221	0.229
N2	0.055	0.058	0.132	0.2
M2	0.223	0.218	0.666	1.016
S2	0.114	0.062	0.182	0.286
K2	0.025	0.015	0.053	0.086

表五：分潮振幅比值（基隆、淡水與竹圍資料出自劉文俊 1996）。

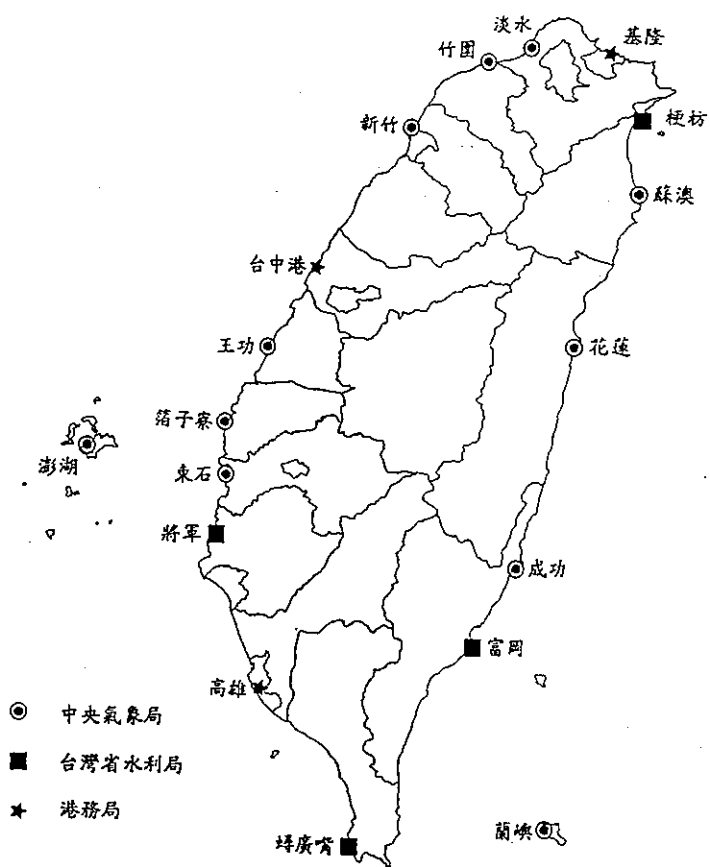
	O1	P1	K1	N2	M2	S2	K2
富基/基隆	1.2	0.9	1.1	2.3	3.1	2.9	3.5
淡水/基隆	1.2	1.0	1.1	3.4	4.7	4.6	5.7
竹圍/基隆	1.1	0.9	1.1	4.0	5.4	5.3	6.2

表六：站間滿潮時間差(3/16/97 - 4/22/97)，竹圍資料只由 4/14 至 4/22。

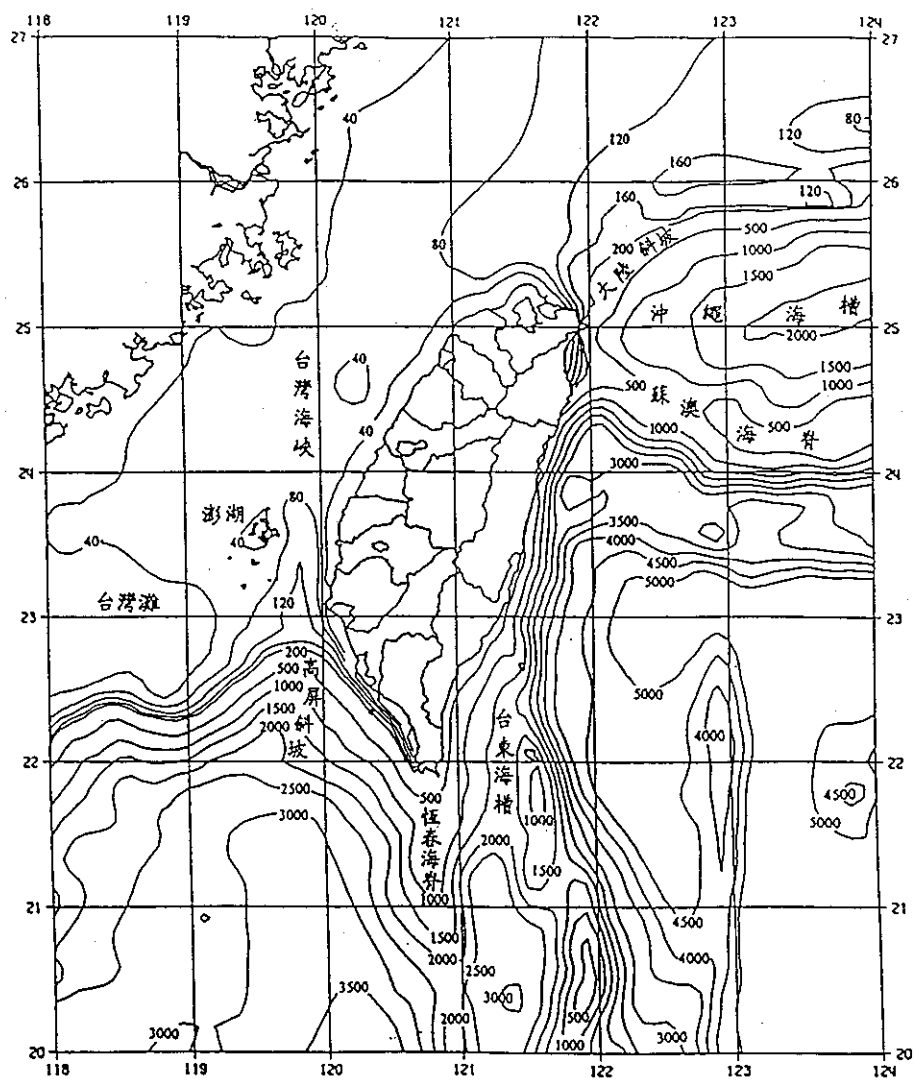
	平均(小時)	最大值(小時)	最小值(小時)
梗枋－鹽寮	0.4	3.9	-0.7
鹽寮－龍洞	0.4	1.2	-0.3
龍洞－基隆	2.4	3.7	-0.2
基隆－富基	0.8	1.9	-0.5
富基－竹圍	0.3	0.6	0.1

表七：龍洞滿潮與氣象局預報之鼻頭角滿潮時間差(3/16/97-4/22/97)，負值表預報之鼻頭角滿潮時間龍洞滿潮時間比早。

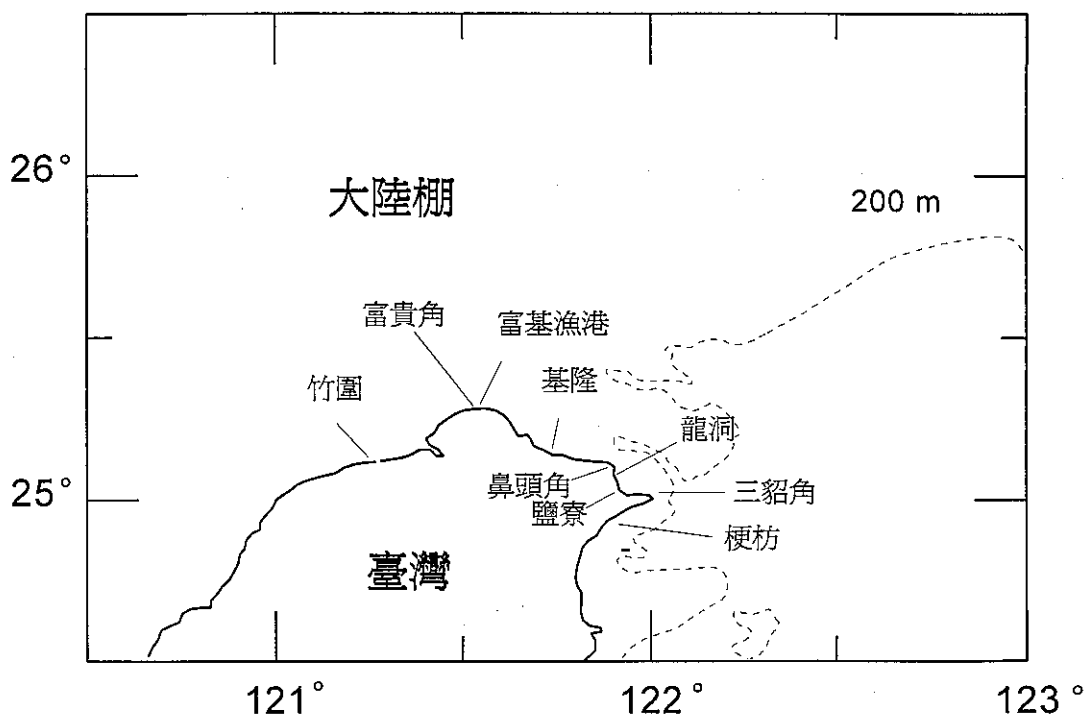
	平均(小時)	最大值(小時)	最小值(小時)
龍洞－鼻頭角	1.7	3.1	-0.1



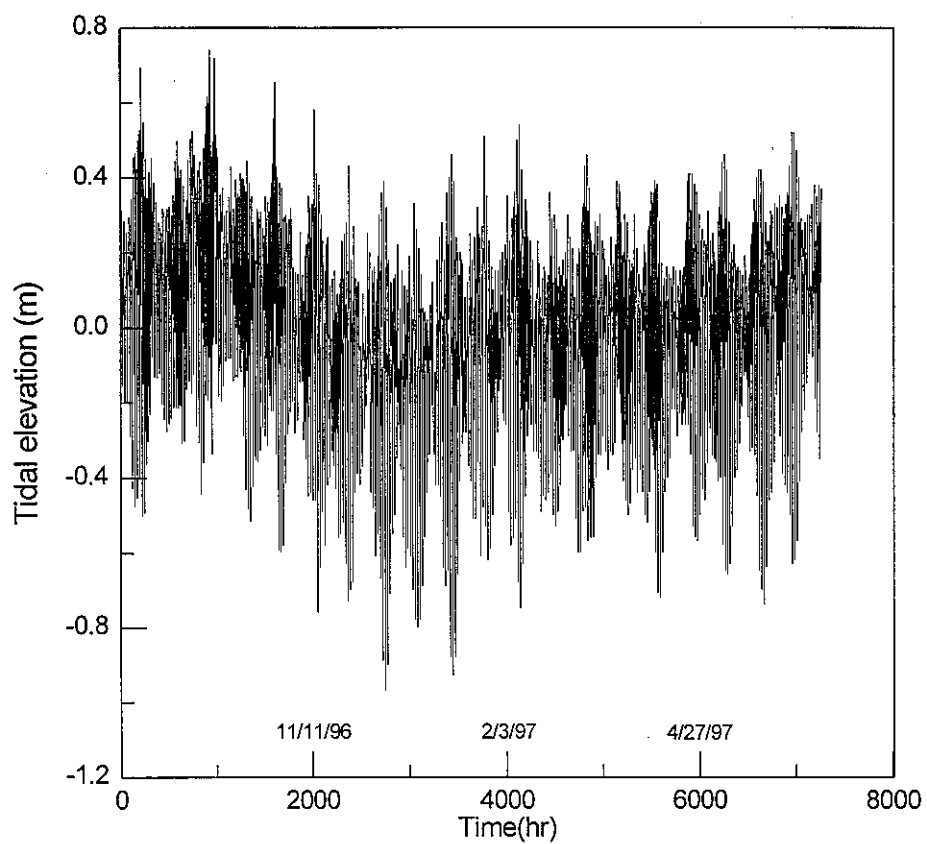
圖一 臺灣地區潮汐觀測站分佈圖(劉和吳 1996)



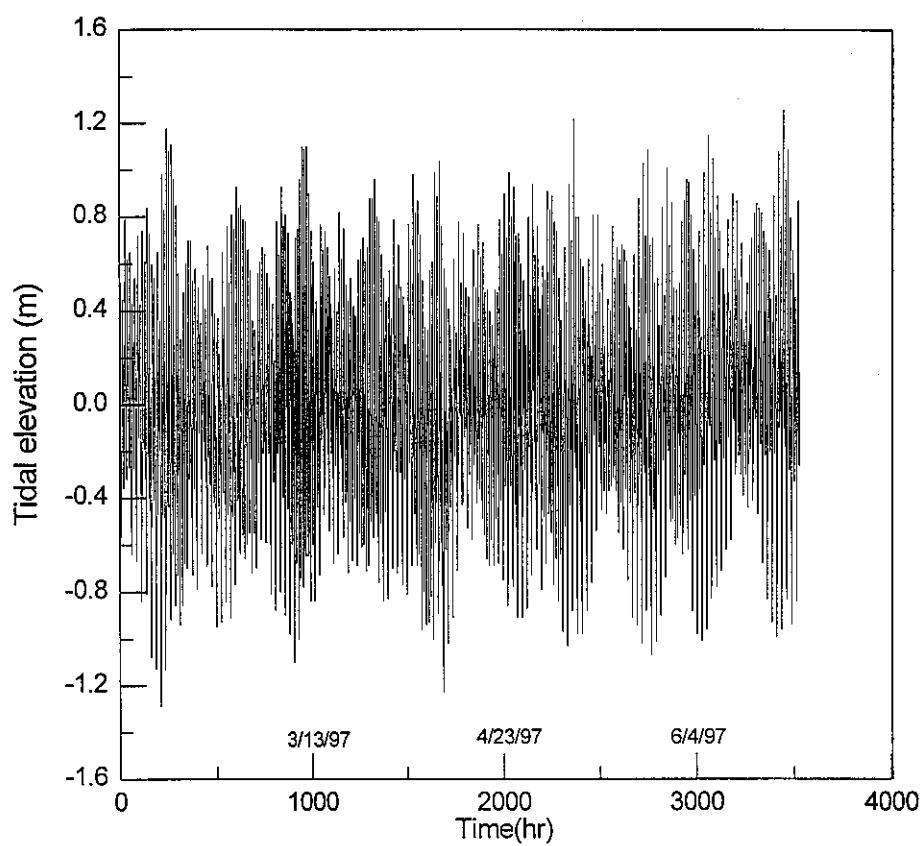
圖二 臺灣附近海域海底地形圖(劉和吳 1996)



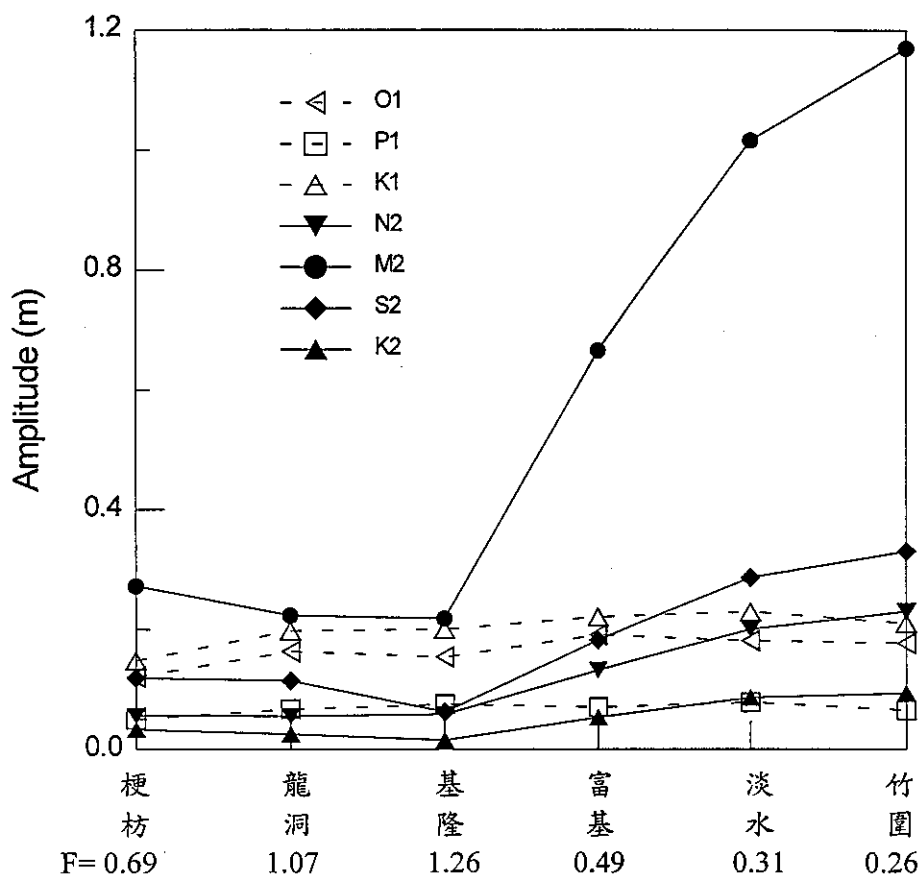
圖三 臺灣東北海岸及測潮站。



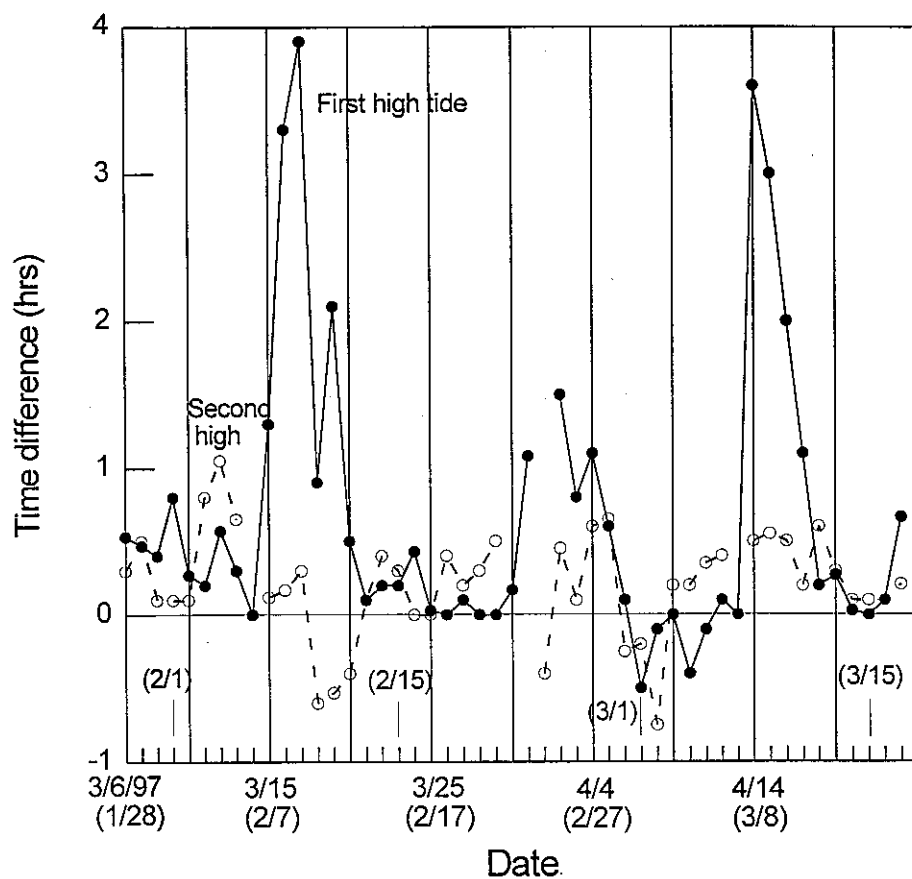
圖四：龍洞潮汐觀測資料，由 8/20/1996 11:00 始至 6/19/97 08:00.



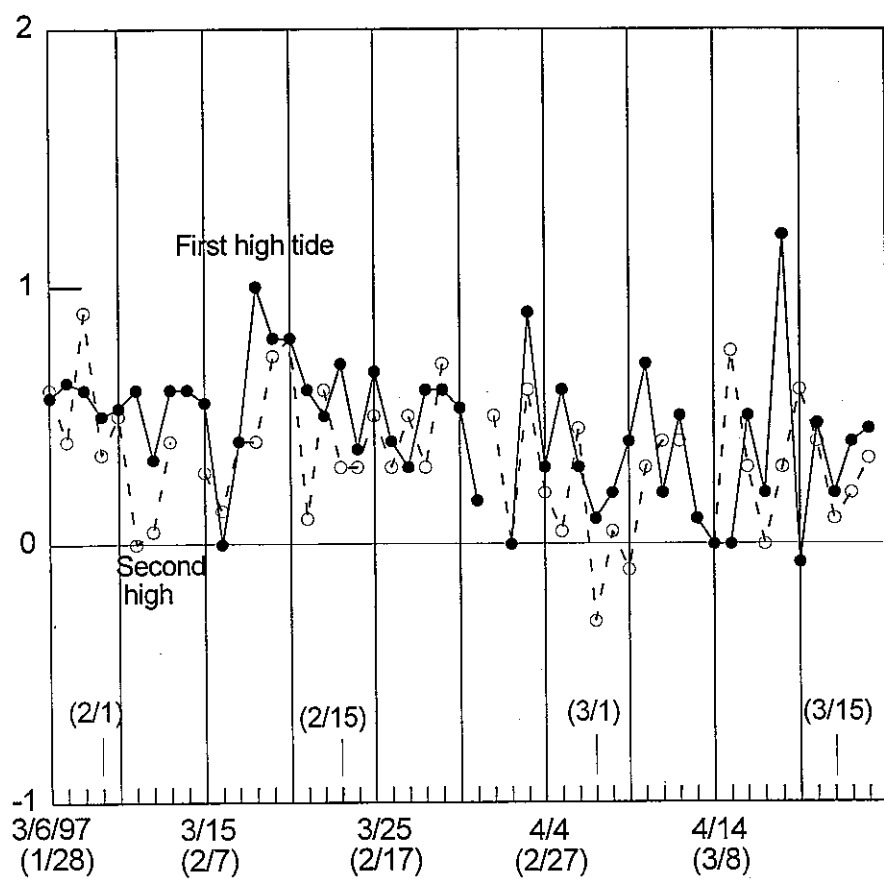
圖五：富基漁港潮汐觀測資料，由 1/30/1997 12:00 始至 6/26/97 14:00.



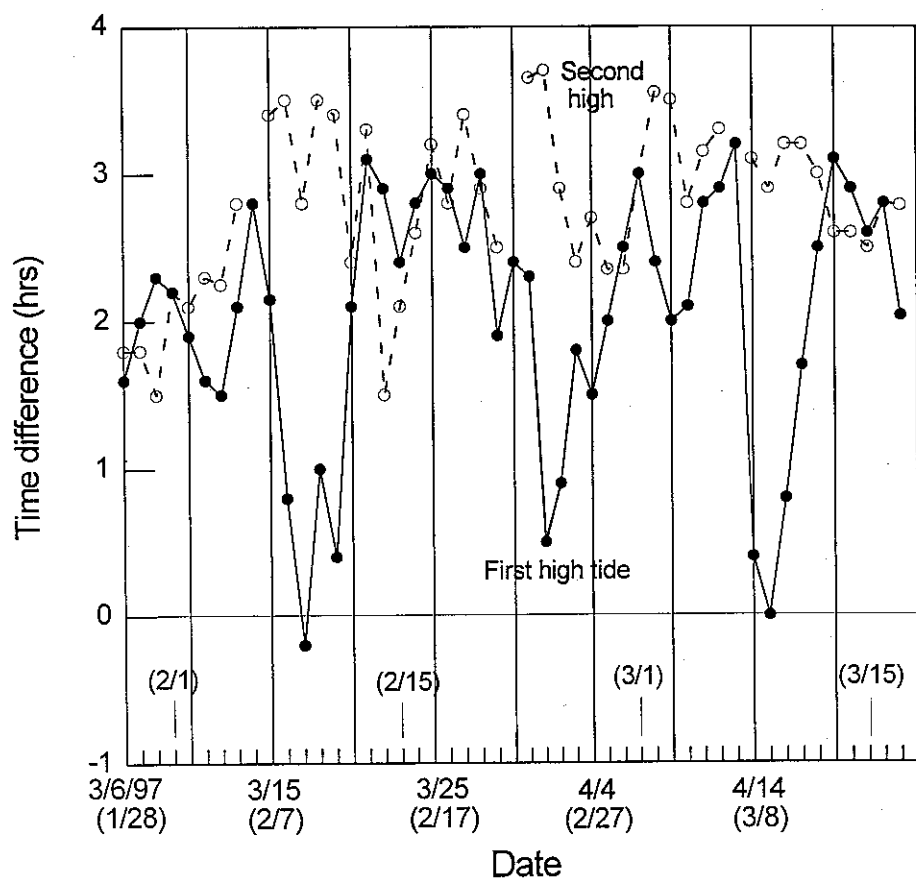
圖六：重要分潮振幅隨地點變化情形（站間並非等距。基隆、淡水與竹圍資料出自劉文俊 1996。 $F = (K1 + O1) / (M2 + S2)$ ， F 為潮型值）。



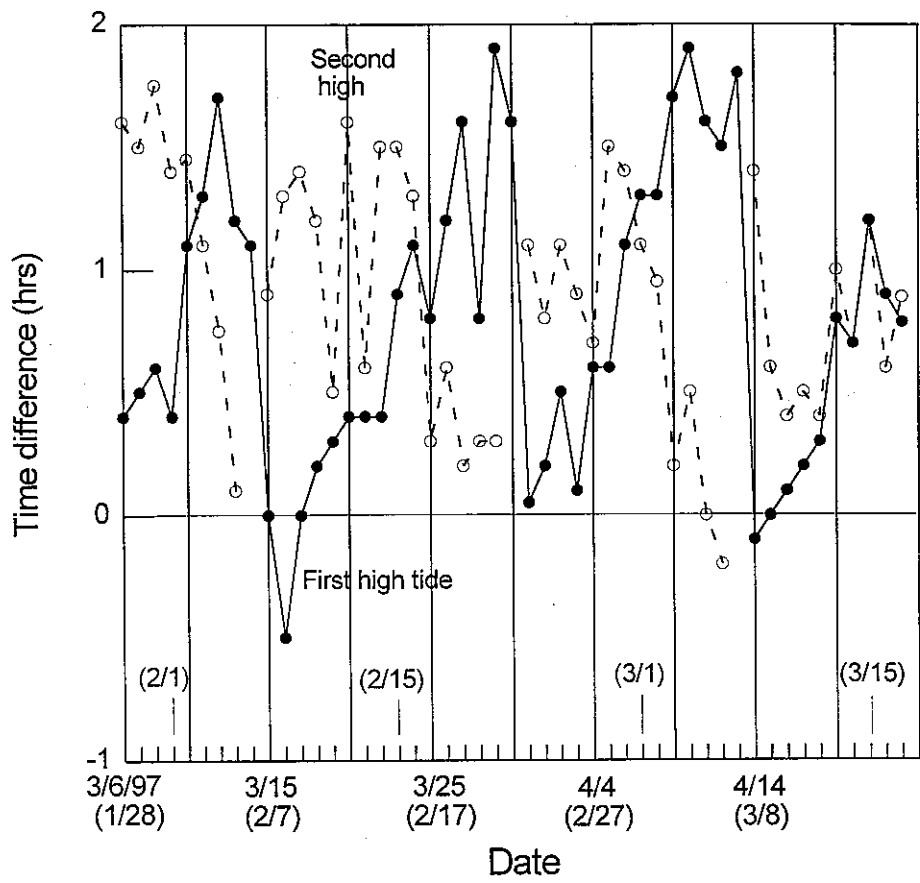
圖七：梗枋至鹽寮滿潮時差，負值表鹽寮滿潮時間比梗枋早（括號內為農曆日期）。



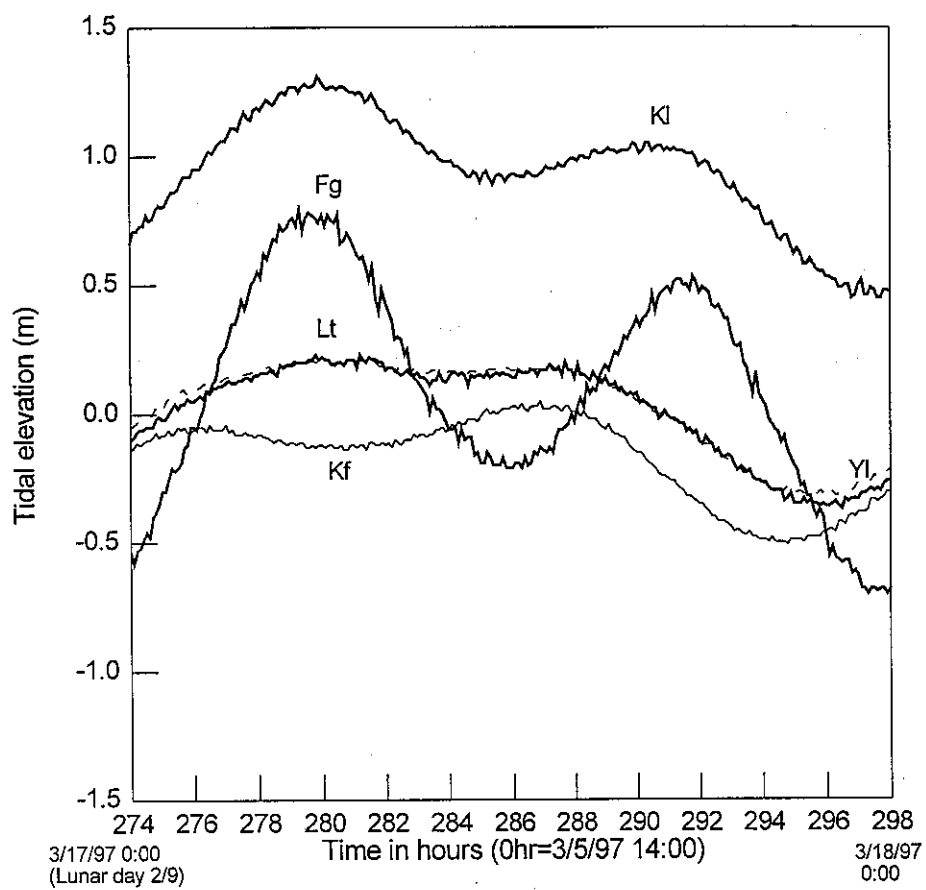
圖八：鹽寮至龍洞滿潮時差，負值表龍洞滿潮時間比鹽寮早（括號內為農曆日期）。



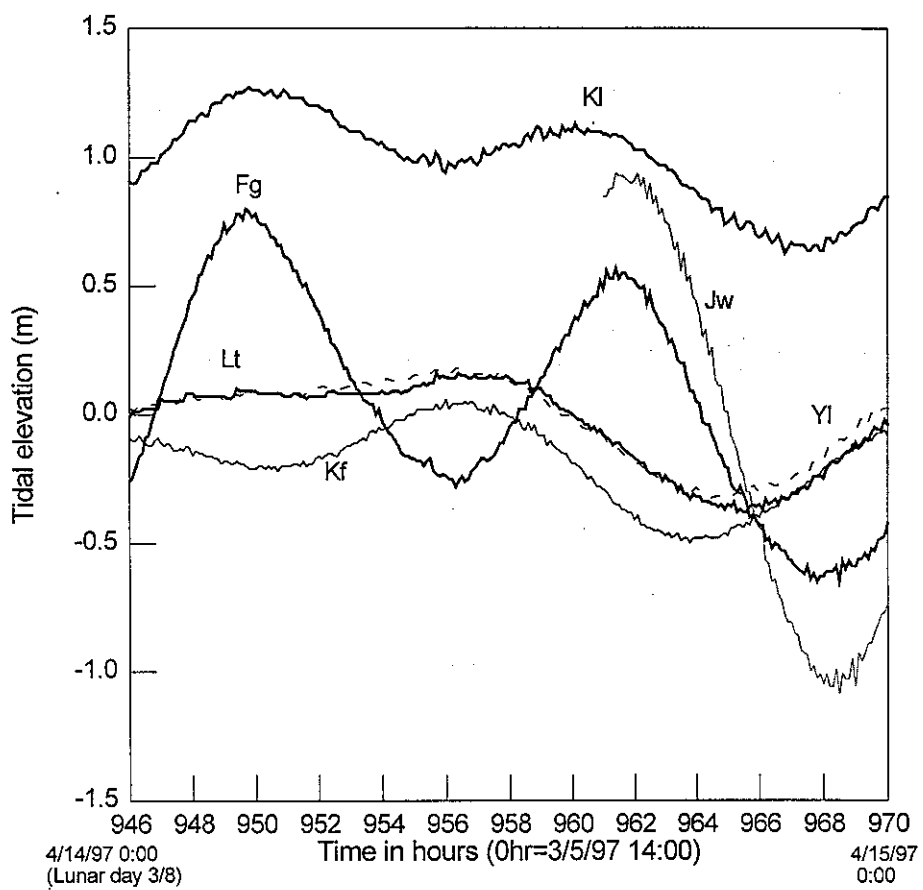
圖九：龍洞至基隆滿潮時差，負值表基隆滿潮時間比龍洞早（括號內為農曆日期）。



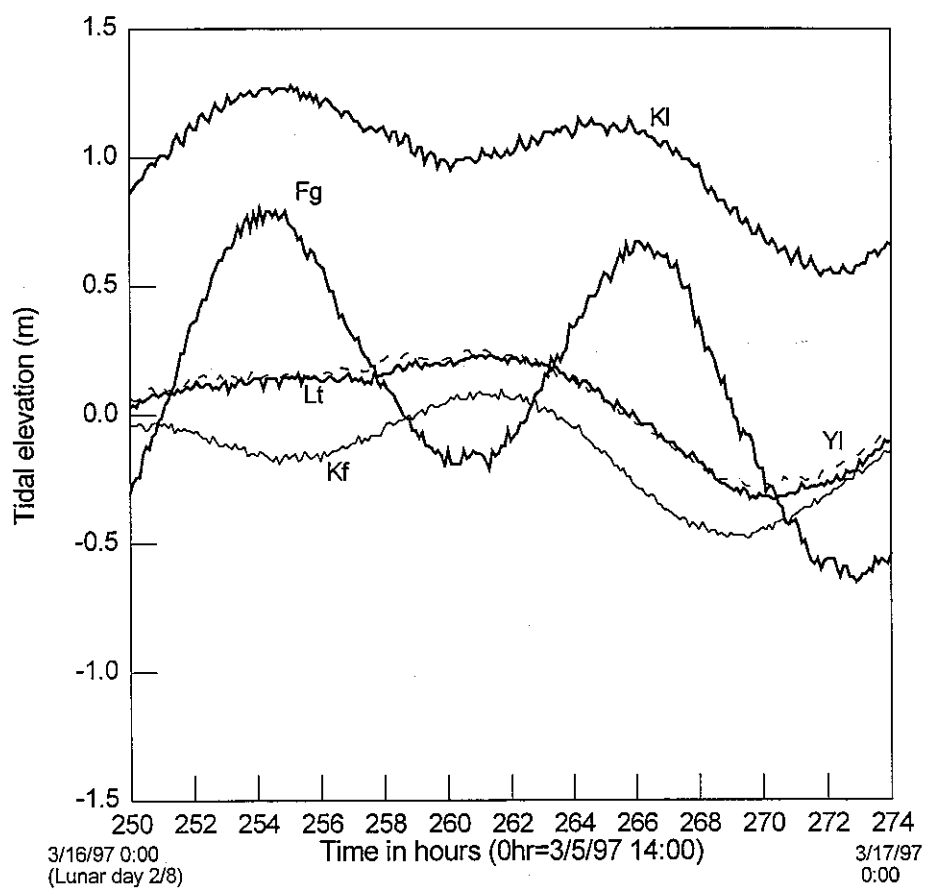
圖十：基隆至富基滿潮時差，負值表富基滿潮時間比基隆早（括號內為農曆日期）。



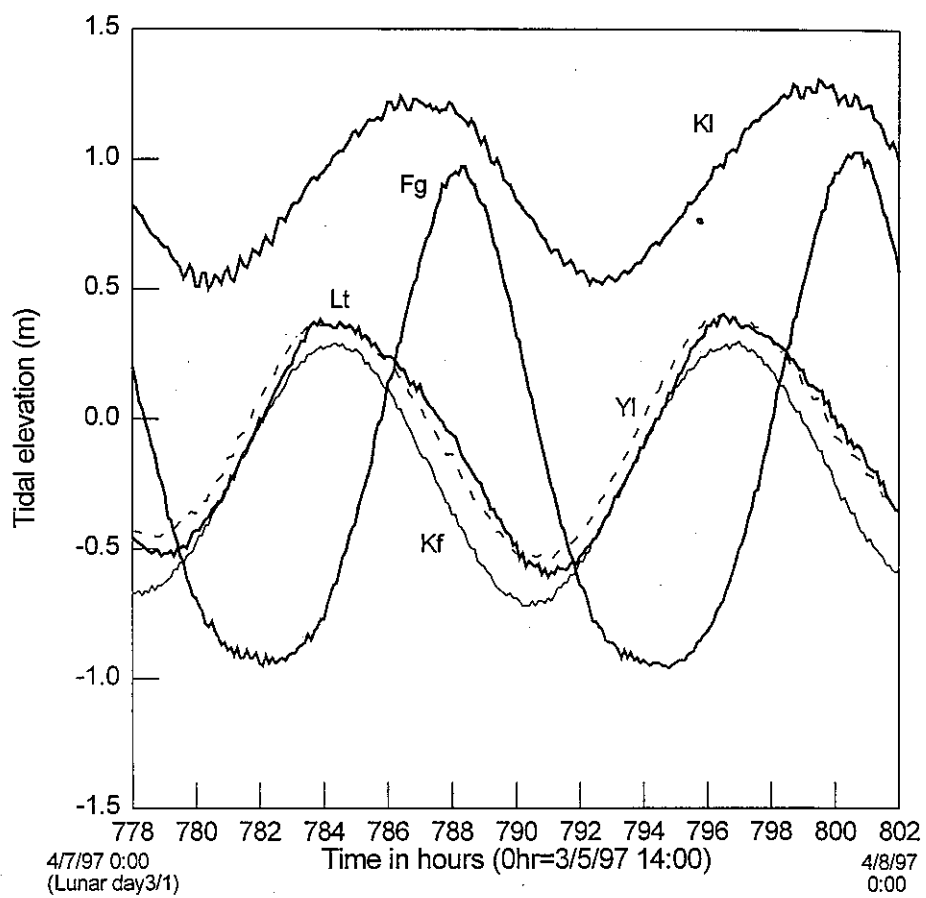
圖十一：各站之潮位變化圖（Kl：基隆、Fg：富基、Lt：龍洞、Yl：鹽寮、Kf：梗枋），其中顯示龍洞及鹽寮有長潮出現。



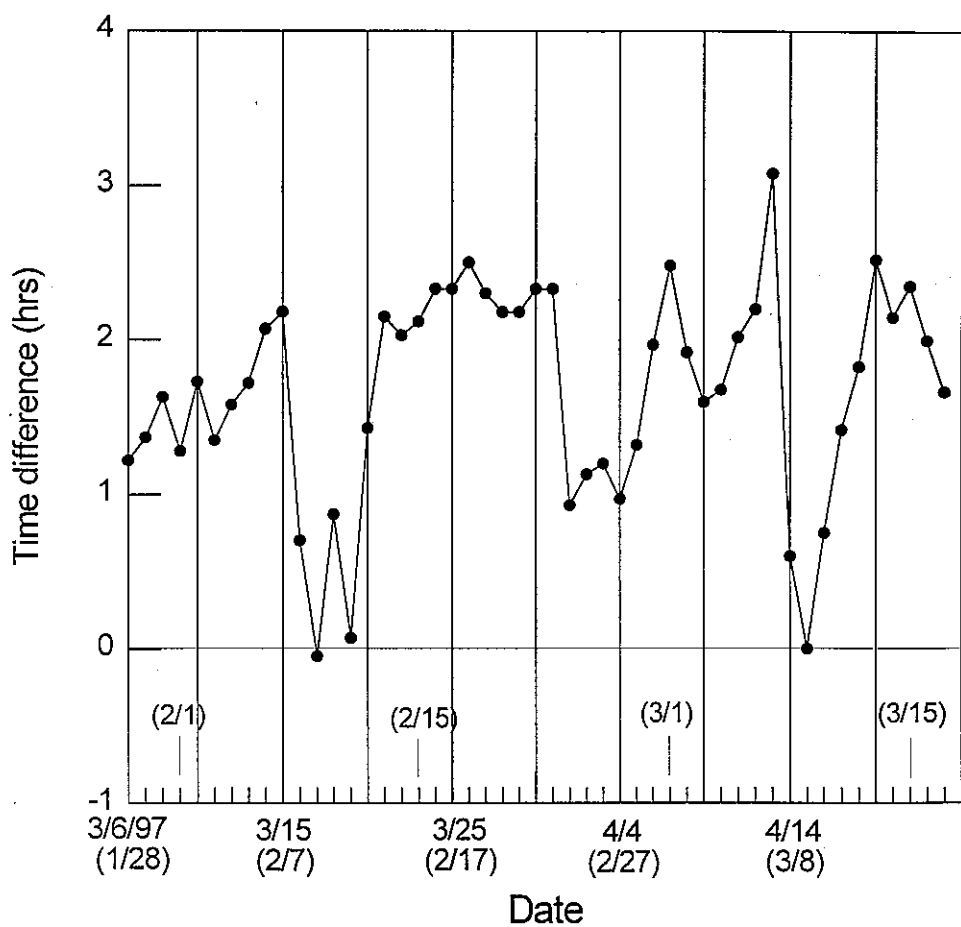
圖十二：各站之潮位變化圖（KI：基隆、Fg：富基、Lt：龍洞、Yl：鹽寮、Kf：梗枋、Jw：竹圍），其中顯示龍洞及鹽寮有長潮出現。



圖十三：各站之潮位變化圖（KI：基隆、Fg：富基、Lt：龍洞、YI：鹽寮、Kf：梗枋），其中顯示龍洞及鹽寮有長潮出現。



圖十四：各站之潮位變化圖（KI：基隆、Fg：富基、Lt：龍洞、Yl：鹽寮、Kf：梗枋）。



圖十五：龍洞與預報之鼻頭角滿潮時差，負值表龍洞滿潮時間比鼻頭角早（括號內為農曆日期）。

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

繞極及同步衛星資料之定位與分析（三） **Polar-orbit and Geostationary Satellite Data Navigation and Analysis (III)**

計畫類別：☐ 國內 ☒ 國外

計畫編號：**CWB86-3M-08**

執行期間：民國85年7月1日至民國86年6月30日

計畫主持人：黃鴻榮

協同主持人：**William L. Smith**

顏泰崇

中華民國八十六年六月三十日

目 錄

頁次

摘要	
一、前言	1
二、ITPP 軟體系統功能演進與改良	1
三、ITPP 反演的結果	4
四、ATOVS 軟體系統與未來衛星資料處理展望	5
五、總結和建議	5
六、參考文獻	6
圖	7
表	10

圖 表 次

圖一、溫度剖面均方差 AMSU 與 ATOVS 的反演結果。	7
圖二、相對濕度剖面均方差 AMSU 與 ATOVS 的反演結果。	7
圖三、500mb 衛星反演的溫度場。	7
圖四、衛星求得雲頂溫度場。	7
圖五、衛星反演得到的長波輻射通量。	8
圖六、衛星反演求得的大氣總可降水量。	8
圖七、衛星求得的大氣總穩定指數。	8
圖八、衛星反演計算得到的地轉風向與風速。	9
圖九、ATPP 衛星資料校準，定位與反演的作業流程圖。	10
表一、NOAA-12 衛星反演的大氣臭氧總量與成功兩站臭氧觀測的比較。	11
表二、與表一相同但是大氣臭氧總量是由 NOAA-14 求得。	12

摘 要

本年終報告主要在於說明第三年計畫中更新繞極軌道衛星資料之定位與分析工作的進展及成果。進展部分在於報告利用 ITPP 軟體系統處理反演資料的理論、方法及程序上的更新與改良。其中包括了如何利用衛星中心現有的資源，反演初始資料如何求得，反應方法的應用與改良以及如何配合使用高解像輻射儀(AVHRR)資料來改善雲污染的反演產品。成果方面則在於說明反演產品在氣象預報應用的價值與精確度的分析與校驗。報告的最後也綜合三年來整個計畫的進度與各項完成的任務。同時也提出了將來如何繼續利用已建立的基礎去處理 1998 年即將昇空作業的“先進泰洛斯作業垂直探測器 ATOVS(Advanced TIROS Operational Vertical Sounder)”的觀測資料。對於衛星中心未來軟體系統的發展也作了一番前瞻性的綜合討論。

繞極及同步衛星資料之定位與分析三年計畫已如期完成。有關的軟體系統已順利的例行作業多時。反演理論及方法的改良也在不斷的更新，產品的校驗也有初步的結果。至於衛星反演產品的誤差，則須長期統計與分析才能瞭解產品的特性而繼續尋求改良之道。衛星中心仍須引進處理 ATOVS 資料的 ATPP 軟體系統以因應未來的挑戰。

一、前言

本年終報告主要在於說明第三年計畫中更新繞極軌道衛星資料之定位與分析工作的進展及成果。進展部分在於報告利用 ITPP 軟體系統處理反演資料的理論、方法及程序上的更新與改良。其中包括了如何利用衛星中心現有的資源，反演初始資料如何求得，反應方法的應用與改良以及如何配合使用高解像輻射儀(AVHRR)資料來改善雲污染的反演產品。成果方面則在於說明反演產品在氣象預報應用的價值與精確度的分析與校驗。報告的最後也綜合三年來整個計畫的進度與各項完成的任務。同時也提出了將來如何繼續利用已建立的基礎去處理 1998 年即將昇空作業的“先進泰洛斯作業垂直探測器 ATOVS(Advanced TIROS Operational Vertical Sounder)”的觀測資料。對於衛星中心未來軟體系統的發展也作了一番前瞻性的綜合討論。

二、ITPP 軟體系統功能演進與改良

ITPP(International TOVS Processing Package)軟體系統是美國威斯康辛大學在 1983 年發展出來去處理軌道衛星資料而獲取大氣中的溫度、水汽剖面、高度、風向、風速、大氣穩定指數、海面及地表溫度、臭氧總含量、可降水量、長波輻射通量、雲量、雲高度以及雲溫度等重要的氣象要素。以下將總括 ITPP 系統的各項功能：

- (1) 資料的校準—將紅外線，可見光及微波數據資料轉換成能量及反射量等單位作為反演資料的基本元素。校準的精度隨衛星的位置，角度，季節，年紀以及儀器穩定性都有關係。
- (2) 資料的定位—利用軌道各項參數如高度，角度，太陽位置等去正確的判定衛星上不同儀器視場的精確地理位置。定位的精確度將大大的影響資料的應用與整合(Colocation)。
- (3) 輻射方程模式—利用理論上建立的輻射模式去正確的模擬觀測下某儀器在不同頻道，不同角度，不同視場大小等的量度。它是反演軟體中基本的計算模式。
- (4) 資料雜訊(Noise)的模擬與處理—觀測中的資料常常帶有很多的雜訊，利用水平多視場資料的平均來降低雜訊或利用模擬的雜訊作為反演的權重 (Noise Scaling)。
- (5) 極高解像輻射儀 AVHRR 與 TOVS 資料的同位—利用 AVHRR

高水平解像力的能力來求取雲對 HIRS/2 視場觀測的影響。輔助反演時晴空與雲的辨認，可以有效的提高雲污染下反演的精度。

- (6) 反演模式—是整個 ITPP 軟體系統的核心，能將輸入的各項 TOVS 的紅外線與微波資料轉換成大氣的剖面溫度與濕度等資料。
- (7) 反演初始資料的求取—是反演過程中第一步驟，對於最後反演結果有著關鍵性的影響，需要利用大量氣候資料分類，品質管制才能有效的得到較佳的初始值。

以下將討論這七項功能的演進與最新資料的消息與更新：

- (1) 資料校準—最新校準係數可以在全球網路(internet)網址：
<http://psbgsil.nesdis.noaa.gov:8080/EBB/m1/niccal.html>
上得到 NOAA-12 及 NOAA-14 的校準係數，其中 POES calibration control monitoring
(<http://psbgsil.nesdis.noaa.gov:8080/ISB/CALIB/home.html>) 告知使用者 NOAA-12 及 NOAA-14 最近的校準情形。
- (2) 資料定位—最新 NOAA 衛星軌道資料可以利用網址：
<http://arwen.gkss.de/NOAA-SAA/>
其中第六章(chapter 6) 內 Appendix F 提供七個軟體程式可以用來預測衛星軌道參數 (TBUS part 5)。至於 TBUS 即時最新資料 (NOAA9 ; 10 ; 11 ; 12 及 14) 也可在網址上
<http://psbgsil.nesdis.noaa.gov:8080/EBB/m1/nic4.html>
中 Polar orbiting NOAA-nn series 中 Orbital Elements Two_Line 或 TBUS Bulletins 上找到。
- (3) 輻射方程模式—由於光譜學最新的研究與進步，波譜吸收理論進步許多，尤其是水汽吸收連續性部份更是大大的改進了。衛星中心應加強與國外學術研究及作業單位的聯繫，繼續引進最新輻射傳遞模式，改進計算輻射能量的精度。
- (4) 資料雜訊的處理—隨著衛星軌道的變更，系統的老化，資料傳輸及處理的變化，衛星中心需要長期監視衛星訊號的品質，量定雜訊的大小才能提高資料應用的效率。
- (5) AVHRR 資料的同位—利用 1 km AVHRR 的水平解像力去定義 HIRS/2 視場中雲的狀態是反演中非常關鍵的一項工作。其中同位是把 AVHRR 所有落在 HIRS/2 視場裡透過統計分佈來辨認雲的分佈，雲量或者是完全晴空。當雲的參數可以正確得到後利用 NSTAR 的計算可以求得“晴空輻射量”，進一步的可以求得晴空下的反演。
- (6) 反演模式—反演理論與方法是處理軌道探空剖面輻射頻道資料

的核心。但是由於反演的過程不是唯一的，也就是說衛星反演求解有其理論上先天性的限制。不同的反演方程不管是統計法、物理法或者是統計與物理的混合法都可能得到不相同的解。因而反演程序中使用到的各項數值方法，權重函數的計算，矩陣處理等，都需要十分小心。加上 1998 年初即將發射新的 NOAA 衛星 (NOAA-K)，它攜帶改良型的 HIRS/2 與全新的微波觀測輻射儀所組成的 ATOVS (Advanced TIROS Operational Vertical Sounder)。因而新的反演模式也隨其而發展出來了。下一段將詳細描述下一個 ITPP 版本去處理 ATOVS 資料的反演模式。更詳細的細節可見 Hung 等，1997。

非線性 ATOVS 反演方法是建立在統計及物理同時反演溫度、濕度剖面及其它各項地表、雲及微波放射率等的基礎上。它的輸入是紅外線及微波頻道輻射能量。初始場的求取是利用回歸方法(與 ITPP5.0 相同)。在晴空下的輻射傳遞方法寫成變分法是

$$\delta T_b = K_s \delta T_s + K_e \delta \epsilon + \int_0^p K_r \delta T(p) dp + \int_0^p K_q \delta Q(p) dp \quad (1)$$

其中 δ 代表相對於初始值的差異。 T_b 是 ATOVS 紅外線與微波亮度溫度； δT_s ； $\delta \epsilon$ ； $\delta T(p)$ 與 $\delta Q(p)$ 分別代表要求取的未知數如地表皮溫度，微波地表放射率；溫度與濕度的剖面。 K 是各未知數的權重函數，物理上是指頻道亮度溫度相對於各未知數變化時的改變。利用混合式的牛頓交互反演方法由 Levenberg(1944)及 Marquardt(1963)發展出來，其中是使用 "inverse Hessian" 及 "Steepest descent" 則可以得到下列的解

$$Y_{n+1} = Y_n - [\nabla^2 \chi_n^2 + \gamma I]^{-1} \nabla \chi_n^2 \quad (2)$$

其中 Y 代表所有未知數的解，例如 δT_s ； $\delta \epsilon$ ； $\delta T(p)$ 與 $\delta Q(p)$ ； γ 是經驗參數用來控制收斂的程度（是此方法中很重要的一個要素）； χ^2 是 "Cost-function" 要被拿來做最小化的 (minimizes)。n 及 n+1 是反演過程中的現在或者下一個階段。數學上講來是當 γ 趨近零時，反演的解是屬於 "inverse Hessian" 類，當 γ 趨近於無限大時，則解是 "Steepest descent" 類。在任何一個階段 n， γ 是會被調整到適當的值使其解趨向於上述的其中一類。這個方法對於初始場不是很好時，也可得到收斂的解。在 ITPP5.0 中的反演方法也利用到 γ ，但是 γ 是固定的。初始的 γ 值若沒有選好則反演的解會發散而無法收斂。這一點是此新反演法最大的優點，衛星中心應採用此法，相信可以改散反演產品的品質，提高反演的精確度。

這個反演方法利用到下列的準則作為發散與收斂的判定，

- (i) 當 χ^2 增大(發散解)，增加 γ 並且不能更改 Y_n (解維持不變)。

(ii) 當 χ^2 減小 (收斂解)，減小 γ 並且更新 Y_n (解改變了)。

其中 χ^2 是定義為

$$\chi^2 = (T_b - F(Y_n))^T (K_n S^{-1} K_n^T + S_b^{-1})^{-1} (T_b - F(Y_n)) \quad (3)$$

(3)式裡 F 代表 ATOVS 的紅外線或微波的輻射傳遞方程， S 是代表 ATOVS 雜訊 (noise) 的矩陣， S_b 是初始場的誤差矩陣。

重新整理(1)式並利用(2)式的關係，可以得到重複反演求解的最後步驟，

$$\delta Y_{n+1} = (K_n^T S^{-1} K_n + S_b^{-1} + \gamma)^{-1} \{K_n^T S^{-1} [(T_b - F(Y_n)) + K_n \delta Y_n] + \gamma \delta Y_n\} \quad (4)$$

圖一與圖二顯示了利用這個新方法反演得到溫度與濕度剖面的均方差。當與目前利用 TOVS 反演求得剖面資料比較後，顯而易見的是精確度是改善許多了。

- (7) 反演初始資料的求取—衛星反演初始資料的求取是精確反演的基本工作。它關鍵性的決定最後衛星反演產品的好壞，尤其是在季節變化時，回歸係數若是沒有更新則會影響初始值的品質。例如，使用過去 5 到 10 年內春季 (3~5 月) 的探空資料去建立溫、濕度的回歸關係去求取 4 月份的衛星反演初始場，同樣的道理利用冬季 (12~2 月) 的歷史探空回歸係數去求取 1 月份衛星反演的初始值。總而言之，對於歷史探空資料長期的收集與更新將可大大的提昇初始場的品質進而改進反演產品的精確度。

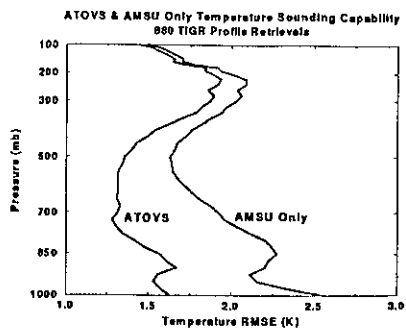
三、ITPP 反演的結果

張曾在 1997 年利用 ITPP5.0 版本例行的去求取 NOAA-12 及 NOAA-14 衛星反演的各項產品，並作了初步的校驗而得到一些反演品質的定量。其中重要的結論包括 1、初始場對反演結果具有決定的關鍵。2、TOVS 的反演溫度與濕度誤差大約為 2 度與 30~40%。3、天氣變換時影響初始值的精確進而影響到最終的反演精度。4、天氣狀態持續時可以得到較佳的反演結果。5、颱風季節裡，低平流層間初始溫度有高估現象。6、對流層頂初始溫度有低估現象。至於其他反演得到的重要副產品，大氣穩定指數、可降水量、雲高、雲量、雲頂溫度、臭氧總含量、長波輻射通量、地轉及梯度風向風速則仍然需要經過多年的分析與校驗才能全盤性的得到整體而有實用性的品質管制。

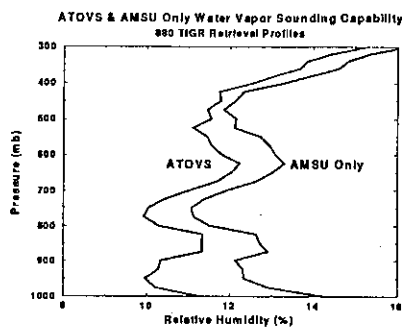
表一與表二乃為 NOAA-12 與 NOAA-14 在台北與成功兩地衛星反演的臭氧總量與地面觀測所得的比較。(楊,1997) 以台北為例，反演誤差約為 1~5%，成功一地則為 0.3~7.3%。雖然樣本資料不多，但初步資料顯示衛星反演的臭氧總量可以用來監視空氣污染變化的一項重要工具。圖三至圖八分別列出衛星反演的產品如 500mb 的溫度場，雲溫度的分佈，長波輻射通量，可降水量，大氣總穩定指數以及地轉風向與風速。

參考文獻：

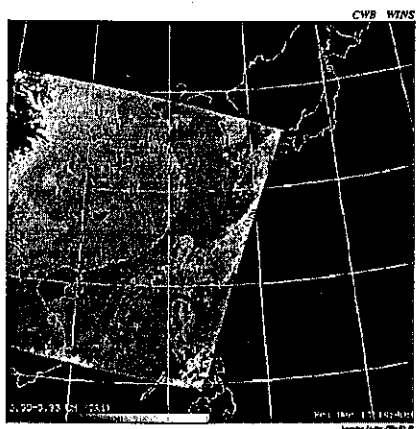
- 顏泰崇，黃鴻榮，王光華，張拱祿，1996：中央氣象局衛星資料反演大氣垂直剖面系統之理論基礎。天氣分析與預報暨海象測報研討會（84），151-156 頁
- 張拱祿，黃鴻榮，王光華，顏泰崇，1997：衛星探測反演資料初步校驗。天氣分析與預報研討會（86），139-142 頁
- 楊傳琮，1997：NOAA 衛星 TOVS 反演臭氧全量值和地面觀測之比較。天氣分析與預報研討會（86），151-156 頁
- Huang,H.-L., W.L.Smith, M.S.Whipple, Bormin Huang, S.J.Nieman,and H.M.Woolf, 1997: Expected Performance Evaluation of ATOVS Sounding Products ---A preliminary study of ATPP Retrieval Algorithm. 9th ITSC, IGLS, Austria,20-26 Feb. 1997.
- Huang,H.-L., W.L.Smith and M.S.Whipple,1997: Atmospheric profile retrievals using grating and interferometer infrared and microwave measurements. Winter Topical Meeting -Fourier Transform Spectroscopy. Feb. 9-14 1997.
- Nieman,S., T.achtor, W.P.Menzel, W.L.Smith, H.M.Woolf, F.Nagle,and H.-L.Huang,1997: Utilization of AApp within ATPP-1. 9th ITSC, IGLS, Austria,20-26 Feb. 1997.



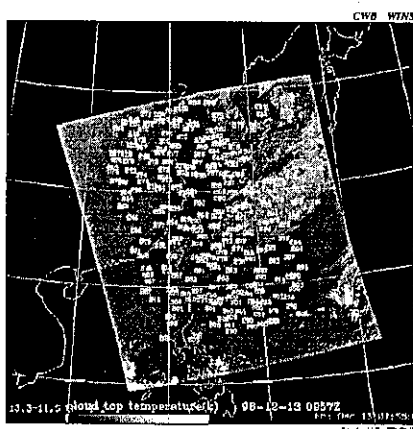
圖一



圖二



圖三



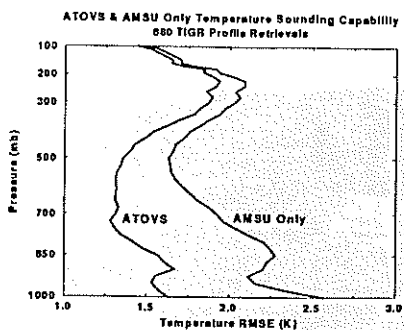
圖四

圖一、溫度剖面均方差 AMSU 與 ATOVS 的反演結果。

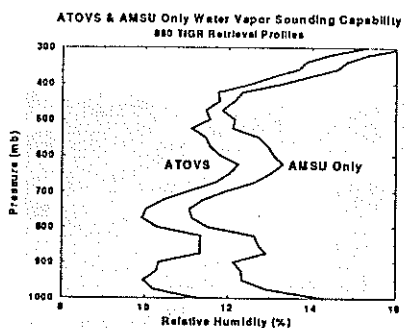
圖二、相對濕度剖面均方差 AMSU 與 ATOVS 的反演結果。

圖三、500mb 衛星反演的溫度場。

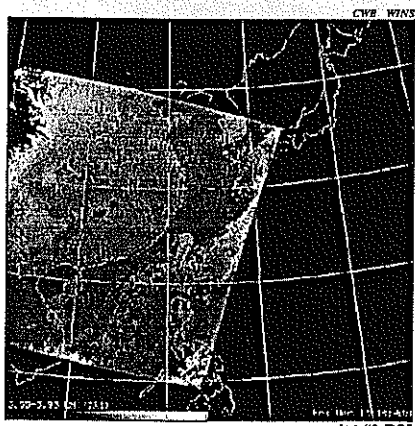
圖四、衛星求得雲頂溫度場。



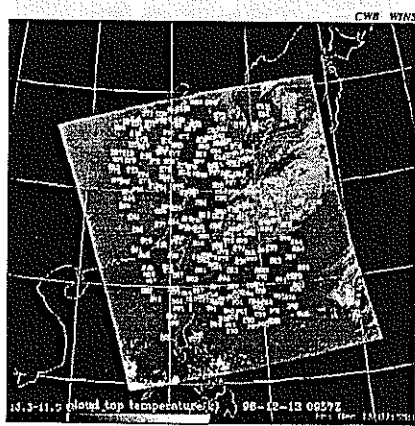
圖一



圖二



圖三



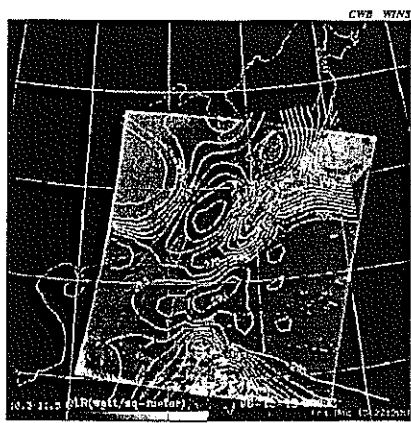
圖四

圖一、溫度剖面均方差 AMSU 與 ATOVS 的反演結果。

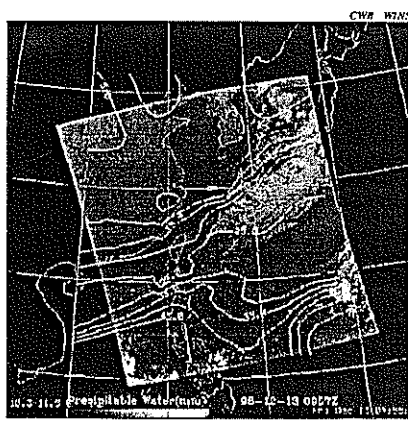
圖二、相對濕度剖面均方差 AMSU 與 ATOVS 的反演結果。

圖三、500mb 衛星反演的溫度場。

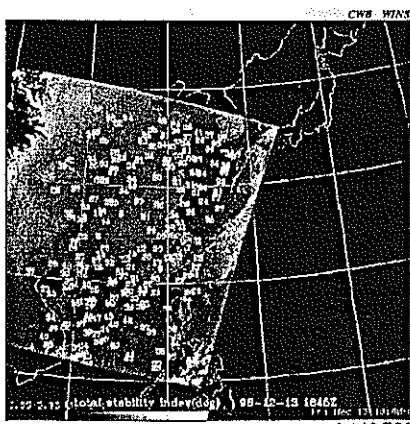
圖四、衛星求得雲頂溫度場。



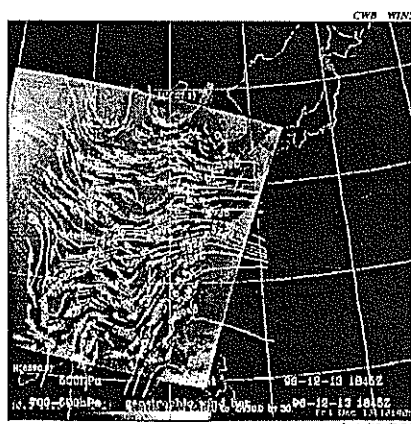
圖五



圖六



圖七



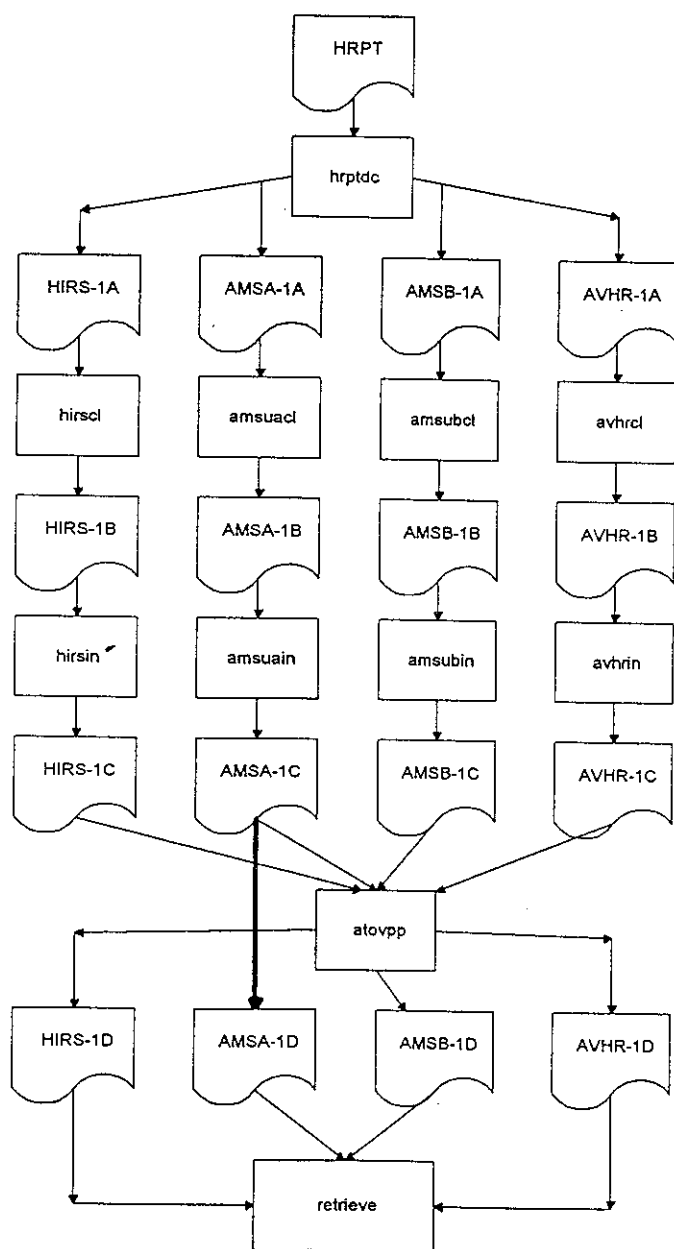
圖八

圖五、衛星反演得到的長波輻射通量。

圖六、衛星反演求得的大氣總可降水量。

圖七、衛星求得的大氣總穩定指數。

圖八、衛星反演計算得到的地轉風向與風速。



圖九

圖九、ATPP 衛星資料校準，定位與反演的作業流程圖。

NOAA-12	台北 LAT : LON 25.2 : 121.52			成功 LAT : LON 23.1 : 121.37		
Date	Observed	Retrieval	% of Error	Observed	Retrieval	% of Error
961542300Z	277.7±1.0	281.4	1.3	279.7±1.4	280.6	0.3
961552238Z	274.1±1.0	286.6	4.6	283.1±0.8	272.2	- 3.9
961812311Z	269.9±1.2	258.0	- 4.4			
961822250Z	268.4±0.7	258.7	- 3.6			
961962244Z	272.4±1.6	266.6	- 2.1	254.3±0.9	264.2	3.9
962322258Z	262.2±1.0	256.2	- 2.3	253.9±0.8	254.1	0.1
962332236Z	265.8±1.2	261.6	- 1.6	262.8±0.6	252.3	- 4.0
962372249Z	276.5±1.5	266.5	- 3.6	236.9±1.0	246.6	4.1
962382226Z	272.0±1.6	257.7	- 5.3	265.7±0.3	249.0	- 6.3
962502304Z				261.6±0.4	248.1	- 5.0

表一

表一、NOAA-12 衛星反演的大氣臭氧總量與成功兩站臭氧觀測的比較。

NOAA-14	台北 LAT : LON 25.2 : 121.52			成功 LAT : LON 23.1 : 121.37		
Date	Observed	Retrieval	% of Error	Observed	Retrieval	% of Error
961950530Z				273.6±1.0	270.0	- 1.3
962030544Z	275.8±1.5	281.7	2.1			
962050521Z	289.1±1.3	295.6	2.2			
962232255Z	276.1±2.4	271.0	- 1.8			
962310541Z	283.1±1.8	280.4	- 1.0	262.1±1.6	277.5	5.9
962320528Z	270.9±1.5	279.6	3.2			
962330519Z	279.3±1.9	282.4	1.1			
962390543Z	284.1±1.9	280.9	- 1.1	264.0±2.0	283.4	7.3
962590537Z	270.2±1.8	261.7	3.1	258.0±1.9	260.6	1.0
962610516Z	278.2±1.6	279.0	0.3	255.8±2.1	266.9	4.3

表二

表二、與表一相同但是大氣臭氧總量是由 NOAA-14 求得。

交通部中央氣象局委託研究報告

在中央氣象局引用

系統性颱風路徑預報法之可行性研究

Feasibility of adapting the systematic approach for
use at the Central Weather Bureau

計畫類別：☐國內 ☒國外

執行期間：85年7月1日至86年6月30日

計畫主持人：R. L. Elsberry

協同研究人：葉天降 呂國臣

中華民國八十六年六月二十日

交通部中央氣象局委託研究報告

在中央氣象局引用

系統性颱風路徑預報法之可行性研究

Feasibility of adapting the systematic approach for
use at the Central Weather Bureau

計畫類別：☐國內 ☒國外

執行期間：85年7月1日至86年6月30日

計畫主持人：R. L. Elsberry

協同研究人：葉天降 呂國臣

中華民國八十六年六月二十日

摘 要

4
颱風之守視與預報是中央氣象局夏季時最重要的天氣預報作業工作之一，由於資料之短缺，使得颱風預報作業格外困難。Carr and Elsberry(1994)提出綜合系統颱風路徑預報法(Systematic and Integrated Approach to Tropical Cyclone Track Forecasting)，該法並在美國聯合颱風警報中心採用，本委託研究之主要目的即在了解在中央氣象局引進該法於作業應用之可行性。

經過相關上述方法之講授、資料之提供與研討，中央氣象局有關人員曾在 1996 年颱風季嘗試引用上述方法於環境與颱風結構和颱風移動之研判，初步認為有應用價值，我們建議未來可進一步具體的引進該方法於作業使用，而其進行方式主要在增加作業人員之訓練、分析以往預報誤差之特性以及有效的應用數值模式預報產品。

表一：賀伯颱風所處之綜觀環境結構與颱風結構；.....	(12)
圖 1：颱風運動之觀念模式。	
(圖 1 至圖 7 及圖說皆取自授課教材).....	(13)
圖 2：標準綜觀類型時各區域之示意圖。.....	(14)
圖 3：北進綜觀類型時各區域之示意圖。.....	(15)
圖 4：季風環流綜觀類型時各區域之示意圖。.....	(16)
圖 5：雙颱風綜觀類型時各區域之示意圖。.....	(17)
圖 6：各綜觀類型與區域時颱風路徑預報之困難情形。	(18)
圖 7：颱風在各綜觀與區域類型間之轉變情形。.....	(19)
圖 8：賀伯颱風之移動路徑。.....	(20)
圖 9：7 月 24 日 12UTC 之 500hpa 氣流線分佈。	
(● 為颱風中心位置).....	(21)
圖 10：(a)7 月 25 日 12UTC 與(b)26 日 00UTC 500hpa	
氣流線分佈。.....	(22)
圖 11：(a)26 日 12UTC 與(b)29 日 00UTC 500hpa 氣流線	
分佈。.....	(23)
圖 12：7 月 31 日 00UTC 500hpa 氣流線分佈。.....	(24)

一、前言

因為西北太平洋是全球中發生熱帶氣旋最多的地區，而此熱帶氣旋中多數將發展成威力強盛的颱風侵襲台灣地區，並因此造成嚴重的天氣災害損失，因此熱帶氣旋的預報問題成為台灣地區天氣預報業務中很重要的一項課題。而準確的熱帶氣旋路徑預報是非常重要的，其可提供足夠的時間，來準備各種防護措施，使害損失得以減少並避免人員之傷亡。

然而颱風的路徑預報相當複雜，在台灣地區一方面由於觀測資料不足，另一方面地形和環境都將影響颱風之運動，使得準確的颱風路徑預報更為困難。除了路徑預報是颱風預報工作中最重要的項目外，颱風之強度(中心最低氣壓或最大風速)和大小(如暴風半徑)變化也是預報工作中很重要的項目。而颱風移動路徑、強度和大小三預報項目也並非獨立不相關，颱風之大小會影響 beta 效應，颱風之強度往往會決定駛流厚度，而路徑也是強度變化的重要因素，如移入不同之海水面溫度和不同之地表分佈都會對颱風之強度變化產生直接的影響。

中央氣象局現今已有各種觀測、分析和預報之工具來協助預報人員從事天氣預報。過去十幾年，由數值天氣預報系統之推展，也建立了數值天氣預報系統。然而數值天氣預報系統只有當觀測資料充足而正確時才能充分顯示其優點。對颱風之預報而言，颱風侵台往往是在廣大洋面缺乏觀測資料的地方形成，而在移動過程中，也沒有充分的觀測資料。就如前述，颱風之運動非常複雜，非線性的交互作用，包括颱風本身的因素和外界大尺度之環境都可出乎預料的改變颱風的運動和結構。完整的預報模式雖是預報這種複雜現象、非線性交互作用，最有效的工具，但其結果往往也不盡理想。在相當多的情況下，數值模式預報也產生相當大的誤差。甚而部分之不良預報導致預報人員對模式預報結果之不

信任，若能進一步知道模式預測結果在那種情況下較為可信，那種情況下較不可信，在實際作業時將會很有價值。

本研究之主要目的即在了解引進 Carr and Elsberry(1994)所發展之"Systematic and Integrated Approach"(簡稱綜合系統法)在颱風路徑預報之可行性。綜合系統颱風路徑預報法是美國海軍研究學院氣象系 Carr 和 Elsberry 兩位教授和美國關島聯合颱風警報中心(JTWC)在過去數年研究所得的一項成果，他們利用 1989-1993 年間西北太平洋之氣象資料歸納出西太平洋地區颱風存在時之綜觀天氣特性，並予以分類，同時依此發展出一套颱風運動之概念模式及路徑預報方法。這種方法目前已在關島聯合颱風警報中心試用，關島聯合颱風警報中心並認為近年其預報準確度之提高或許有部分是因為採用了這種預報方法。

本研究之進行，首先在經由授課、資料之提供和進一步之聯繫使中央氣象局之作業和相關人員能充分的了解綜合系統颱風路徑預報方法的意義，從而能應用並於 1996 年颱風季時能試行以了解此方法在中央氣象局之適用性。於後將就綜合系統法之重點、方法之試行情形和執行後之結果與建議做進一步之報告。

二、綜合系統颱風路徑預報法之簡介

為了能讓中央氣象局颱風預報與有關人員能對 Carr and Elsberry 所發展之 Systematic and Integrated Approach to Tropical Cyclone Track Forecasting(簡稱綜合系統颱風路徑預報方法)能有充分的了解,本研究主持人 Elsberry 教授曾在 1996 年來局講授該方法之原理、應用之情形。於後大要的摘錄一些重點。

圖 1 為 Carr and Elsberry 所歸納影響西北太平洋颱風運動的觀念模式,在圖 1 中顯示影響西北太平洋颱風運動的因素主要包括環境結構與颱風本身之結構,以颱風本身之結構而言,會影響到路徑的重要因素包括颱風強度和大小,不同強度之颱風包括熱帶擾動(TD)、輕度颱風(TS)、中度颱風(TY)和強烈颱風(IT),不同大小包括超小(M)、較小颱風(S)、平均(A)和大颱風(L)其對移動有不同之影響。

而對環境結構而言, Carr and Elsberry 歸納得到颱風綜觀環境型態主要可分標準(S)、北進(P)、季風槽(G)和多颱風(M)四大類天氣型態(pattern)。而因颱風當時所在位置之不同而有許多區域(region)的分類,如位於強盛副熱帶高壓脊(DR)或於較弱副熱帶高壓脊(WR)等。

Carr and Elsberry 並發現颱風在不同之本身結構和環境結構下有其運動的特性,然而颱風之路徑預報不是就如此簡單,因為環境和本身結構都會改變,而這些改變間都有非線性的交互作用。在圖 1 中, Carr and Elsberry 將這些改變的機制(transitional mechanisms)分為環境的效應和颱風環境交互作用兩類。舉例而言,環境駛流之平流(adv)可將颱風從某區(region)移至另一區。而季風槽之發展(MGF)或減弱(MGD)都會改變綜觀環境之天氣型態(pattern)。而颱風所產生所謂 β 效應(BEP)、颱風與季風槽(MTI)、雙颱風交互作用(DTI、STI 或 ITI)等都會影響環境之天氣型態與颱風之移動。

而有關在各綜觀天氣型態時颱風之移動特性，Carr and Elsberry 歸納得到如圖 2 至圖 5 之結果。由圖 2 可見，當環境是在標準型態時主要之特性是颱風在明顯呈東西分佈之太平洋副熱帶高壓之附近，颱風在此時主要移動之特性分為三個區域，一在強盛副熱帶高壓脊之南側(DR)、颱風移動主要受向西之明顯駛流影響。另一在副熱帶高壓脊之西北或北側(AW)，駛流也明顯一般向東加速移動。而當颱風處在於較弱之副熱帶高壓脊(WR)，駛流不明顯。在移動上，可能北轉到 AW，也可能受到副熱帶高壓脊發展而移到 DR 區，因此在 WR 區域時移動較不易掌握。

北進(PO)型天氣之特性(圖 3)是在颱風北方之副熱帶高壓脊不明顯，取而代之的是在颱風之東側有南北延伸之高壓脊。在此型態下(PO 區)，颱風之移動主要將受在其東側脊場之影響而有較明顯向北移動，而在移到脊之北側後(AW)受西風駛流影響而加速向東移動。

季風環流(G)型態之特性是在颱風附近副熱帶高壓脊南側存在很明顯的季風氣旋式環流(如圖 4)，而颱風也受此氣旋式環流之影響，而有相對季風氣旋中心做氣旋式之移動。因此颱風若在季風環流中心之東側時(PO 區)，颱風也會有較明顯之向北移。而當中心移至季風環流北方之鞍型場附近時，中心之移動則較不易掌握，可移至高壓脊與季風環流間，呈西或西南移動；也可穿過較弱之高壓帶移至高壓脊北側(AW 區)加速向東移動。

雙颱風之天氣型態(M)主要是當雙颱風同時存在時之情形(圖 5)。Carr and Elsberry 發現傳統所謂雙颱風 Fujiwhara 作用之情形並不多見，因為傳統雙颱風 Fujiwhara 作用需要兩颱風相當接近使得一颱風環流影響到另一颱風時才會發生。但他們發現，兩颱風即使相距在 10 至 20 度間，也會透過如圖 5 之非直接作用影響彼此之運動。這種非直接作用主

要是因為在高壓脊與颱風低壓間會建立壓力梯度，而使在雙颱風右側之颱風有向北(PF)之駛流，而在雙颱風左側之颱風有向南(EF)之駛流，分別造成向北與向南之移動。

而以上各綜觀天氣型態和各不同區域時颱風路徑預報之困難性(以 CLIPER 預報誤差之大小表示)如圖 6，由圖 6 可見在 DR 區域即颱風在強盛副熱高壓脊南側時之路徑預報較為簡單，誤差較小。而在 PO 區域(脊呈南北分佈)、EF 區域雙颱風左側向赤道移動、及在標準型態弱副高脊(S/WR)時之颱風路徑預報困難性稍增。而預報困難性最高的是雙颱風右側颱風向極移動(M/PF)以及脊場呈南北分布時颱風移至加速西風區(P/AW)時，這兩種情況 CLIPER 之 48 小時預報誤差皆大於 300 海哩。

由 Elsberry 等人之分析進一步顯示 JTWC(美關島聯合颱風警報中心)之官方路徑預報在各種區域下之平均皆較 CLIPER 預報好。而預報誤差最主要的來源在於綜觀環境結構轉換之時。他們由 1989 至 1995 年間颱風個案之分析發覺(如圖 7)這些綜觀環境結構轉換之情形相當多，只有相當少部分之個案，在颱風全程生命期皆處於相同一區域中，而這類颱風主要在 S/DR 環境結構下。而在各綜觀環境結構轉換裏 S/DR 與 P/PO 相互間之轉換最多，P/PO 轉換至 P/AW 居次，而後是 S/DR 與 S/WR 相互間之轉換，以及 S/WR 轉換至 S/AW。在實際從事颱風路徑預報時，若能了解當時颱風所處之綜觀天氣型態及區域，並了解各客觀預報方法在此型態與區域時之系統性預報特性，再透過如數值預報模式結果以及如 β 效應之觀念模式來研判以掌握天氣型態與區域之轉換時機，當能有效的提升颱風路徑預報之準確性。

三、綜合系統法之試用

在經過本研究計畫所主辦之相關課程講授後，中央氣象局預報中心同仁曾於 1996 年颱風季時嘗試依綜合系統法研判颱風之環境結構及颱風本身結構。在謝(1996)之報告關於賀伯颱風之檢討裏曾提到中央氣象局已在賀伯颱風之預報時曾經應用了 Carr and Elsberry 的綜合系統颱風路徑預報法，並且顯示此法有助於颱風預報作業。

由初期之嘗試可見，雖圖 2 至圖 5 所示之各綜觀天氣型態和各區域相當簡單而明瞭，但實際作業時有時型態或區域之判定並不如圖 2 至圖 5 簡單，而這種情況可以在預報人員再加以訓練，以多看以往之例子來培養使用人員對型態和區域識別之能力。

表一為預報中心呂國臣技正所完成關於賀伯颱風應用綜合系統颱風路徑預報法所研判的綜觀環境以及颱風本身結構資料。在此表格裏環境結構主要為綜觀類型和區域類型兩項，而颱風本身結構則為強度與範圍兩項，最後一欄影響機制是在表示當時可能影響颱風運動之機制。表中，類型和區域之代號是依據 Carr and Elsberry 之表示方法，颱風強度中 TS 表或輕度颱風、TY 表 typhoon 或中度颱風、IT 為 Intense typhoon 或強烈颱風。颱風範圍 A 為 average 為一般大小、L 為 large 為較大颱風。影響機制裏 BEP 表示 β 效應，TCI 表示受旁邊颱風之非直接影響。

賀伯颱風之移動路徑如圖 8，其在 150°E 左右形成後即向西移動，在過 140°E 後有明顯向南移動，直到移近 130°E 後才回轉向西北移動，約於 7 月 31 日 12UTC 移至台灣東北部沿海，而後登陸通過北部地區。在此颱風影響期間台灣地區受到豪雨侵襲造成嚴重的財物損失。

7 月 24 日 12UTC 之 500hpa 氣流線(圖 9)顯示太平洋高壓脊大致在 30°N ，賀伯颱風約位於 149°E ，約在高壓脊南側

10°，在颱風之西有季風環流，主要環流中心在菲律賓東側，在 140°E 與 150°E 間則有一較弱之季風環流中心，因此研判此時颱風是在 DR 區域且受季風環流之影響較大故為 G/DR 類型。25 日 12UTC、26 日 00UTC 之氣流線(圖 10)顯示 140°E 與 150°E 間之季風環流逐漸增強而颱風賀伯仍在 DR 區域，因此颱風之移動在此段期間以較穩定的方式向西移動。

26 日 12UTC 時，颱風移至 138°E 左右，由氣流線(圖 11a)可見颱風雖然在 G/DR 區域，但位置已在季風環流之西北側，此處有較明顯之南向環流，因此導致 16 日 12UTC 後賀伯颱風向南移動。這種情形一直維持到 29 日 00UTC 左右(圖 11b)中心附近南向環流才比較不明顯。而此之後位於菲律賓東北方之季風環流再次發展，而使得賀伯颱風處於此環流中向極區之氣流(G/PO)，因此造成明顯向北移動。而此同時颱風之強度也達到強烈颱風而逐漸的可在 500hpa 上看到颱風之環流，但因為觀測資料分佈並不夠稠密，所解析之颱風環流並不一定完全正確。

到 31 日 00UTC 時(圖 12)颱風中心已移到 25°N 左右，高壓脊雖已北退至 35°N 左右，但由中國大陸長江流域之流場研判副熱帶高壓反氣旋之輻度在 35°N 以北都相對明顯，因此颱風移動也將主要受此標準型態之高壓脊影響，向西偏北移動。

四、結論與建議

本研究最主要之目的在於了解 Carr and Elsberry 所謂綜合系統颱風路徑預報法(Systematic and Integrated Approach to Tropical Cyclone Track Forecasting)引進於中央氣象局作業應用之可行性。

配合這研究，主持人曾於 1996 年來局對綜合系統法之理論基礎以及應用方式做詳細之介紹，而後並和中央氣象局之配合人員做多次之資料交換和討論，這方法並曾在 1996 年颱風季時嘗試進行颱風所在天氣綜觀類型和區域類型之研判。謝(1996)在賀伯颱風之檢討報告裏也指出，賀伯颱風來襲時，部分中央氣象局同仁也嘗試應用綜合系統法來協助颱風預報，並認為有初步的成效，因此我們認為可以進一步的推廣以供作業參考。

而在研究之進行時我們也發現各類綜觀類型、區域類型以及颱風大小等之研判並不是一件簡單的工作，一方面由於海面上觀測資料較少因此對颱風本身結構之觀測分析比較不完整。另外在 500hpa 氣流分析上，有時也會包含不完全正確的颱風流場，因此研判人員須要主觀、有經驗的將此流場濾除才能得到較正確之環境流場。對無經驗之初學作業人員須要經進一步的訓練，以廣泛的接觸各種例子之後就能對環境結構有較正確的研判。

由 Elsberry 等人的研究結果顯示，應用綜合系統法之另外一種好處是在各綜觀類型和各區域類型時颱風路徑預報之困難度不同，而由美關島聯合颱風警報中心之經驗可見其對各類型各區域之颱風路徑預報有其系統性之特性，同時在天氣類型轉變時有較大之預報誤差。中央氣象局目前尚未針對這一部分做進一步了解，未來若能針對此做進一步分析，同時有效的應用數值模式結果以掌握天氣類型轉變時機，則將能對提昇颱風路徑預報準確度有所助益。

最後，我們經由此年度在綜合系統法在中央氣象局之講解以及試用後認為值得進一步的引進此法供中央氣象局作業採用，未來在引進時主要之工作要針對以上所提兩點，一方面在加強預報人員對綜觀類型、區域類型之研判，另外也要著重預報模式結果之應用以掌握類型區域轉換之時機。而對中央氣象局作業使用的各種主客觀方法若能進一步的分析其在各類型、區域之系統性誤差情形，也能在往後在引用這些方法時能對這些方法有進一步認識，對其結果予以適當之修正。

參考文獻

- 謝信良(1996)：嘉南地區定量降水整合型計畫總計畫（二）
研究報告。NSC85-2621-p052-002。國家科學委員會。
161pp。
- Carr, L.E., III and R.L. Elsberry, 1994: Systematic and integrated approach to tropical cyclone track forecasting. Part I. Approach overview and description of meteorological basis. Tech. Rep. NSP-MR-94-002, Naval Postgraduate School, Monterey, CA93943-514, 273pp.
- Elsberry, R.L., L.E. Carr, III, M.A. Boothe, and B.H. Webb, 1997: Systematic and integrated approach to tropical cyclone track forecasting. Part II. Environment structure characterizations of degree of difficulty and track errors. Wea. Forecasting (submitted).

表一：賀伯颱風所處之綜觀環境結構與颱風結構。

時間 (Z)	綜觀類型	區域類型	颱風強度	颱風範圍	影響機制
072412	G	DR	TS	A	BEP
072500	G	DR	TS	A	BEP
072512	G	DR	TS	A	BEP
072600	G	DR	TS	L	BEP
072612	G	DR	TS	L	TCI3
072700	G	DR	TY	L	TCI3
072712	G	DR	TY	L	TCI3
072800	G	DR	IT	L	TCI3
072812	G	DR	IT	L	TCI3
072900	G	DR	IT	L	TCI4
072912	G	PO	IT	L	TCI4
073000	G	PO	IT	L	BEP
073012	S	DR	IT	L	BEP
073100	S	DR	IT	L	BEP
073112	S	DR	IT	L	BEP
080100	S	DR	TY	L	BEP
080112	S	DR	TS	L	BEP
080200	S	DR	TS	A	BEP

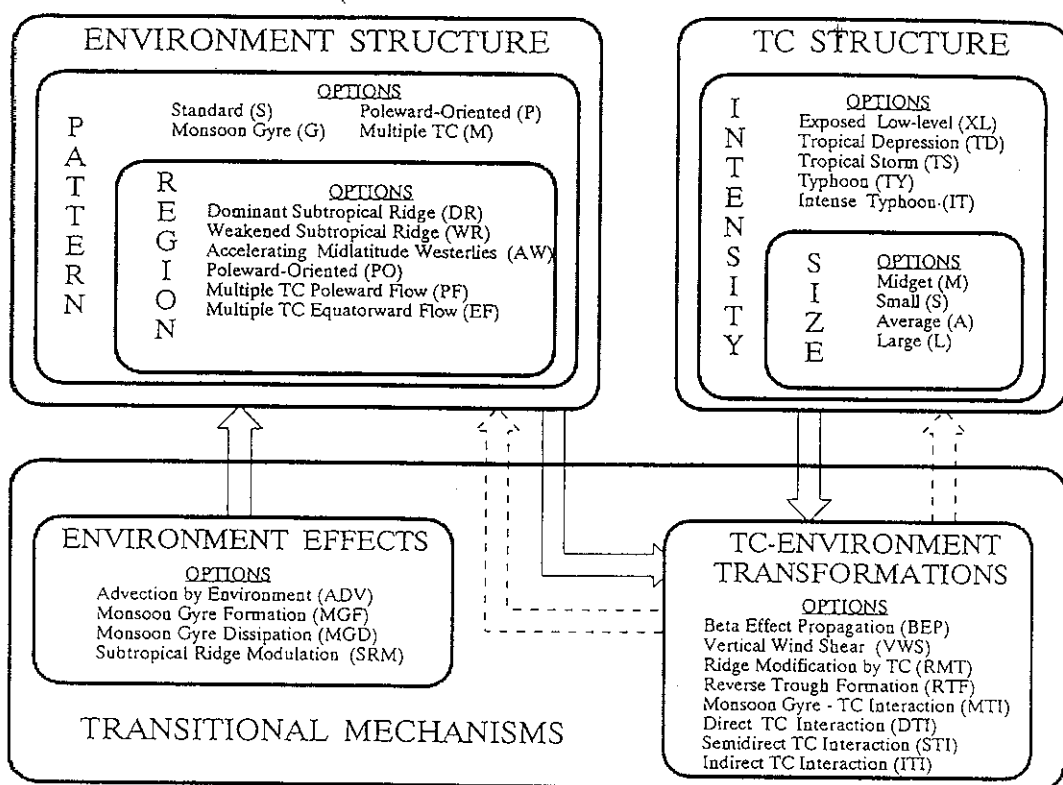


Fig. 1. Conceptual framework of TC motion effects of environmental structure (upper left), TC structure (upper right), plus TC-environment transformations (lower right), and environmental effects (lower left) as a separate subgroup of transitional mechanisms in the systematic approach.

圖 1：颱風運動之觀念模式。（圖 1 至圖 7 及圖說皆取自授課教材）

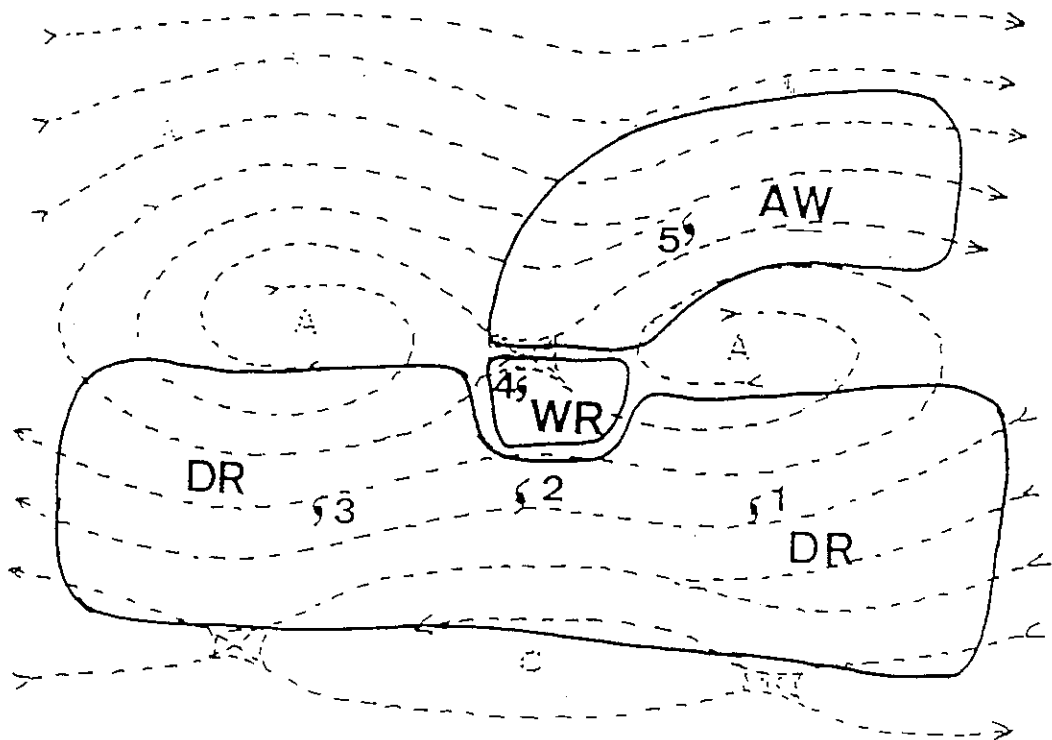


Fig. 2. Schematic of the Standard (S) synoptic pattern conceptual model with the boundaries of the associated synoptic region conceptual models added. DR denotes the Dominant Ridge region, WR the Weakened Ridge region, and AW the Accelerating Midlatitude Westerlies region. Streamlines of an appropriate layer-mean environmental flow with the TC circulation removed are indicated by dashed lines, with A and C indicating anticyclone and cyclone, respectively. The numbered TC symbols indicate possible sequences of positions.

圖 2：標準綜觀類型時各區域之示意圖。

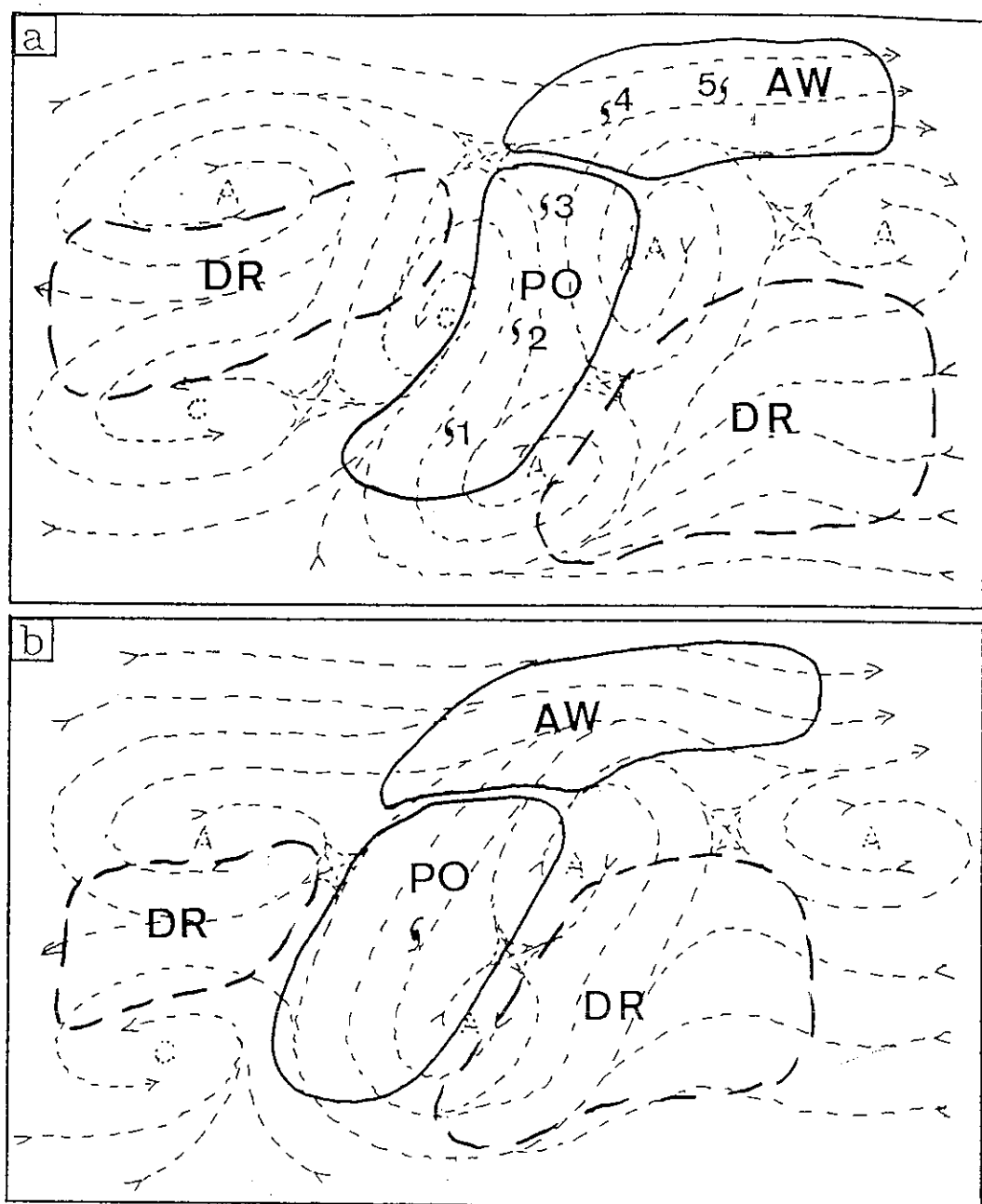


Fig. 4. As in Fig. 2, except for the Poleward-oriented (P) synoptic pattern and associated synoptic regions (solid lines), where PO denotes the Poleward-oriented synoptic region. The adjoining DR synoptic regions (heavy dashed) are not considered to be a part of the P pattern.

圖 3：北進綜觀類型時各區域之示意圖。

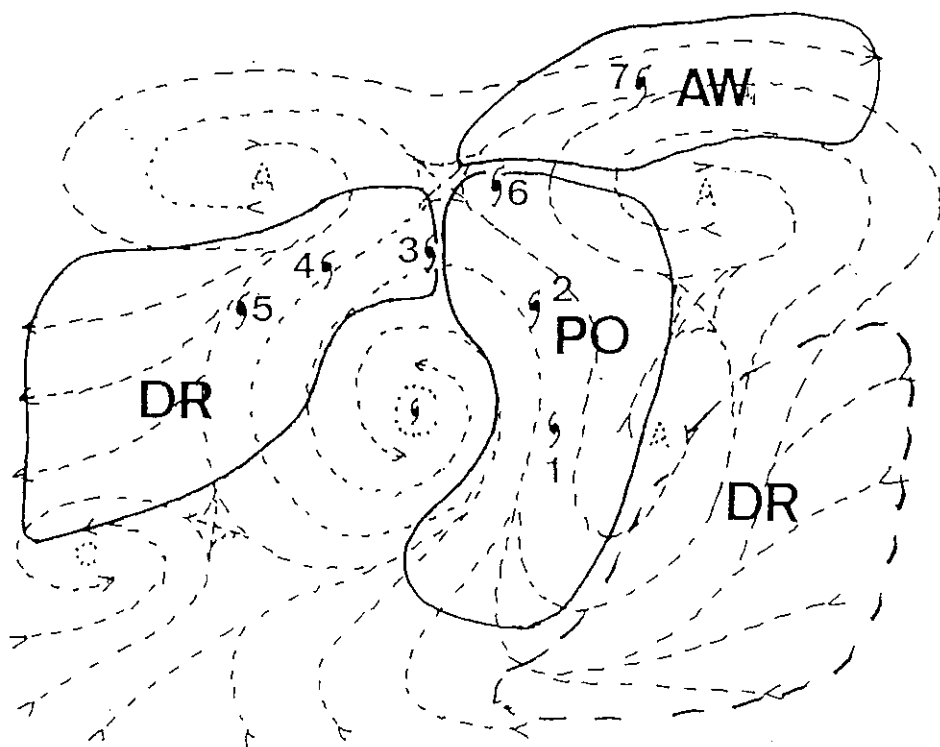


Fig. 6. As in Fig. 2, except for the monsoon Gyre (G) synoptic pattern and associated synoptic regions (solid lines). The monsoon circulation in the center of the synoptic pattern has a TC symbol superposed to indicate the special circumstance of a TC-gyre merger. The heavy dashed line has the same meaning as in Fig. 4.

圖 4：季風環流綜觀類型時各區域之示意圖。

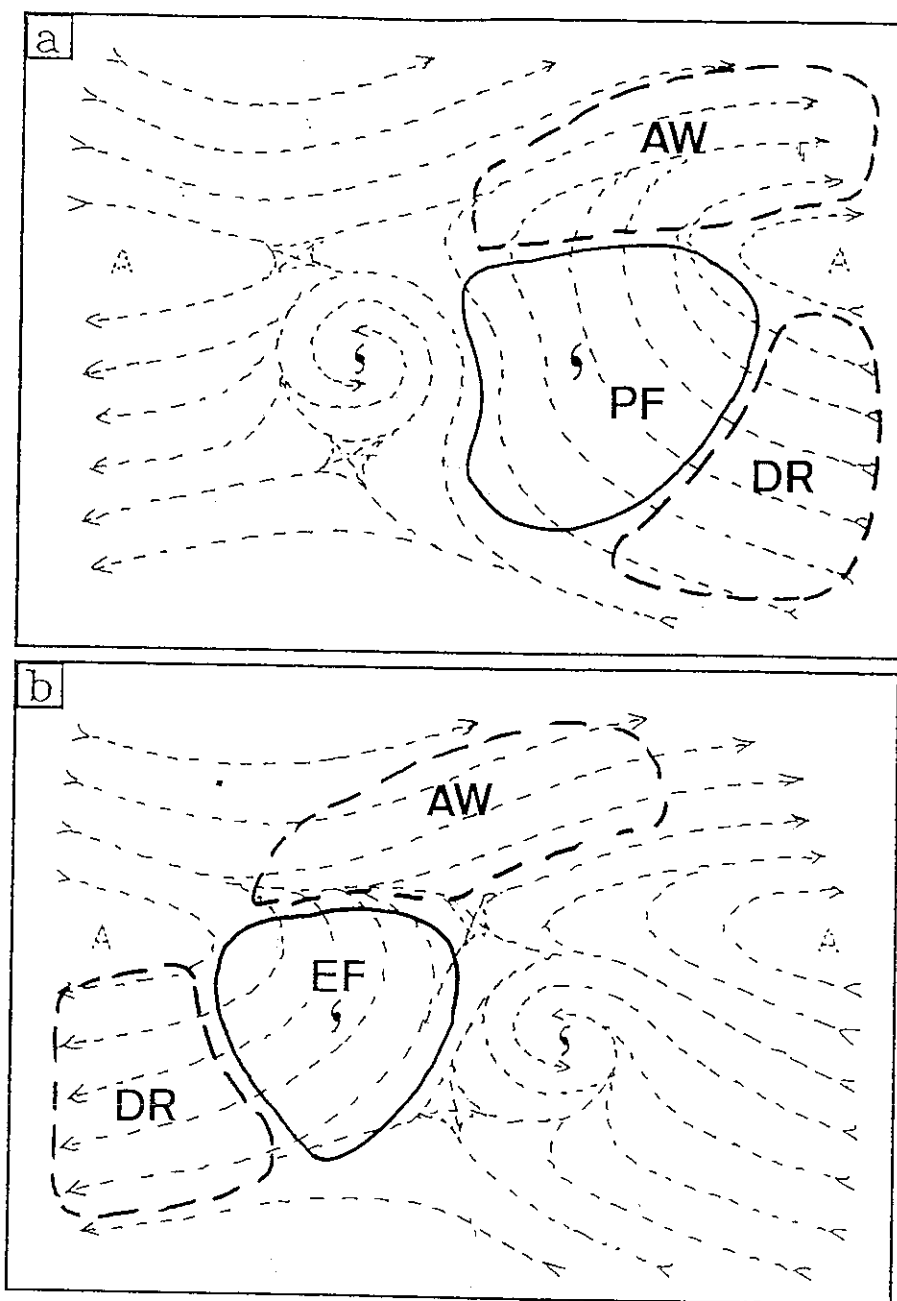


Fig. 8. As in Fig. 2, except for the Multiple (M) tropical cyclone synoptic pattern and associated synoptic regions (solid lines), where PF denotes Poleward Flow region and EF denotes the Equatorward Flow region. The adjoining DR and AW regions (heavy dashed) are not considered to be part of the M pattern.

圖 5：雙胞風綜觀類型時各區域之示意圖。

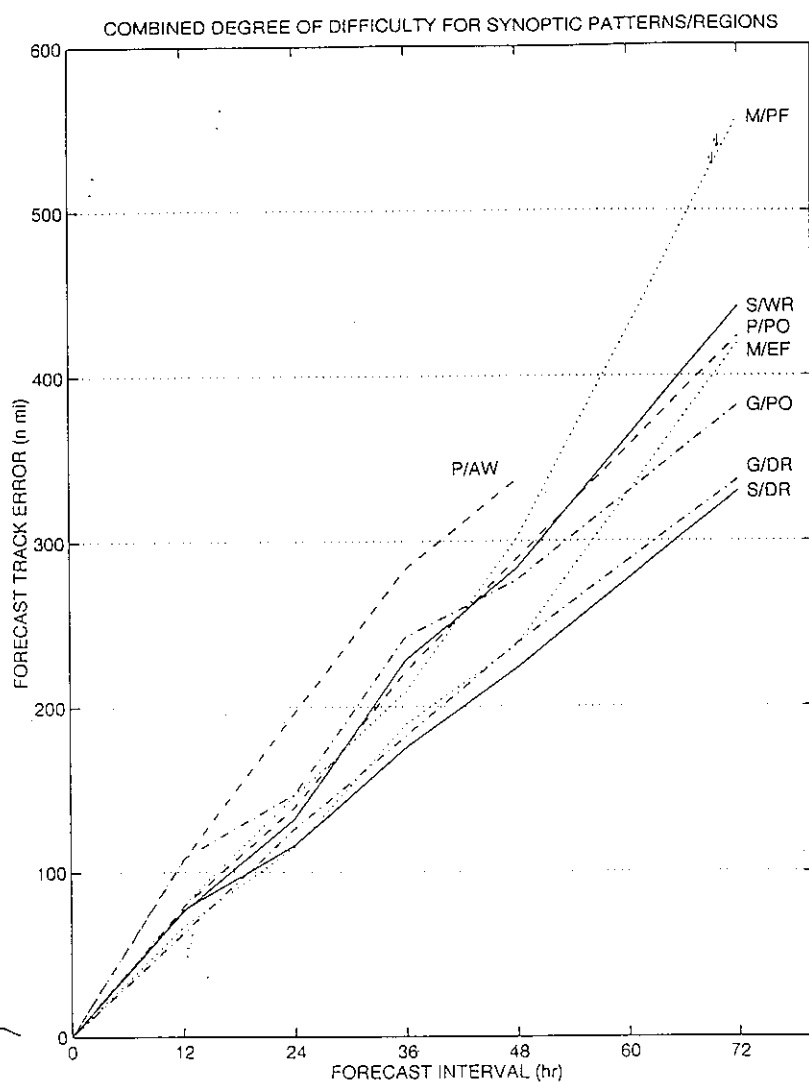


Fig. 1 Degree of track forecast difficulty for the pattern/region combinations (see Table for definitions) except for S/AW and G/AW, which had too few samples during 1989-1995. Storms in those pattern/region combinations that have larger (smaller) CLIPER FTEs are more (less) difficult to forecast.

圖 6：各綜觀類型與區域時颱風路徑預報之困難情形。

Recurring
Environment Structure Transitions
(7 yr)

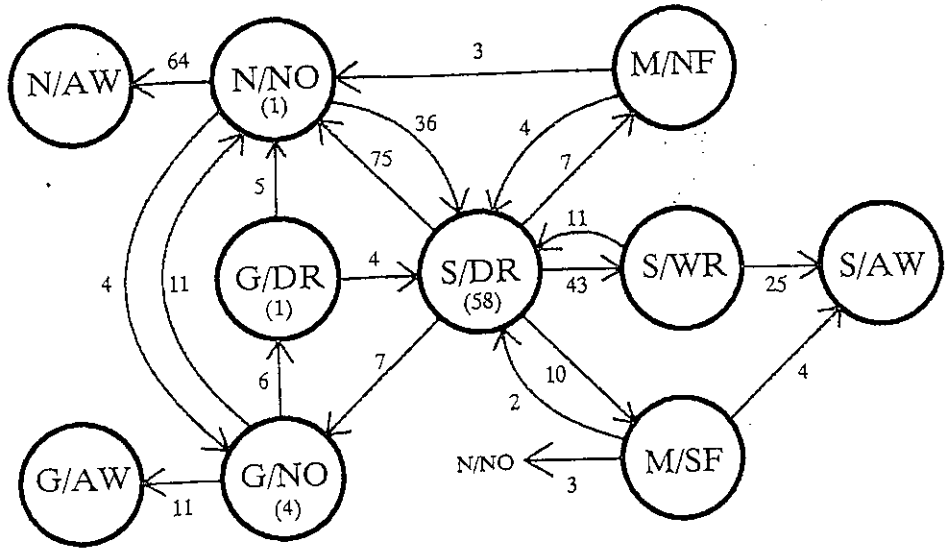


Fig. 10 Recurring environment structure transitions (numbers along arrows) during 1989-1995 between pattern/region combinations as defined in Table 1. Numbers in parentheses within the circles indicate cases in which the storm stayed in that pattern/region throughout its life cycle.

圖 7：颱風在各綜觀與區域類型間之轉變情形。

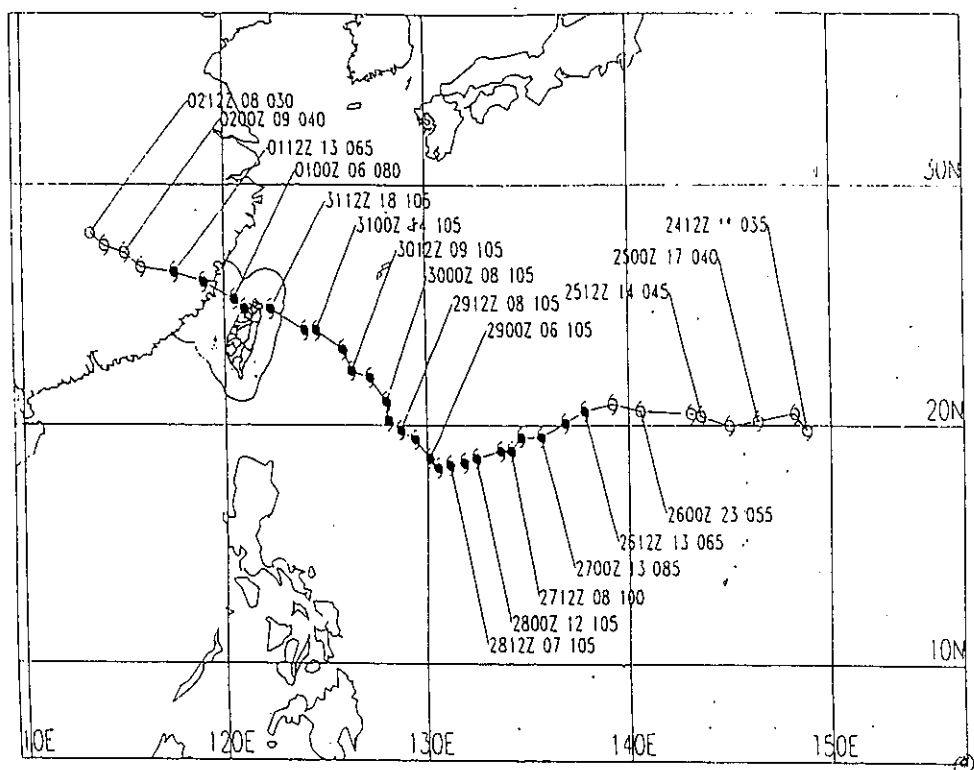


圖 8：賀伯颱風之移動路徑。

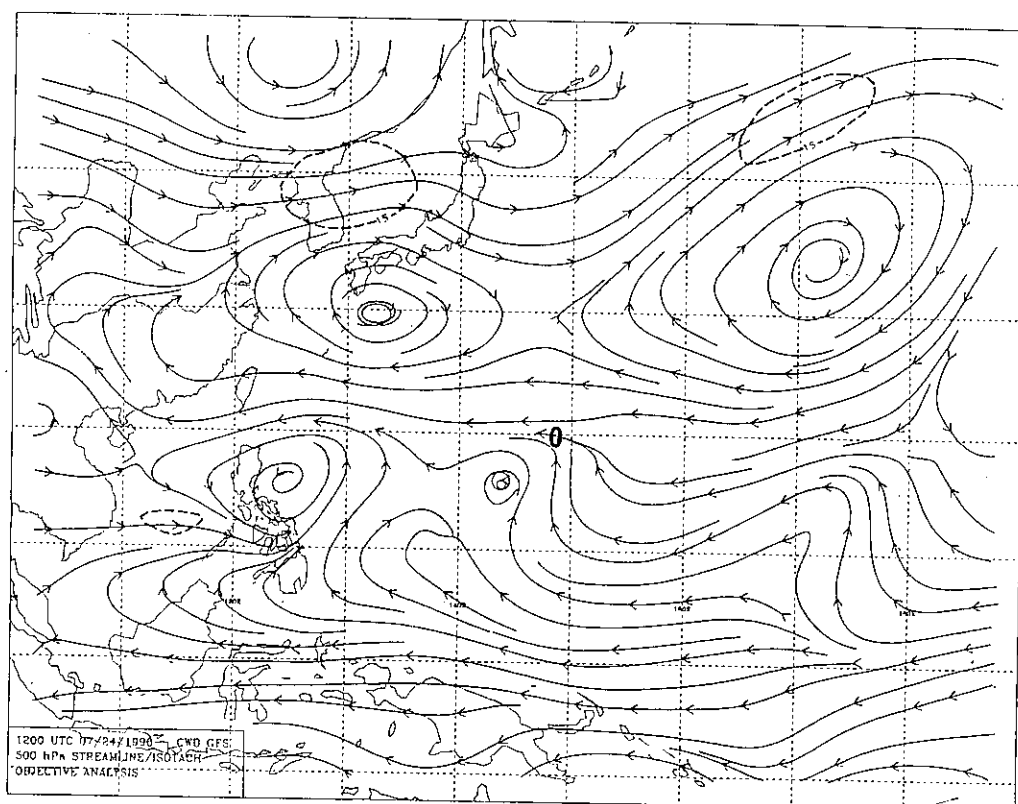


圖 9：7 月 24 日 12UTC 之 500hpa 氣流線分佈。

(O 為颱風中心位置)

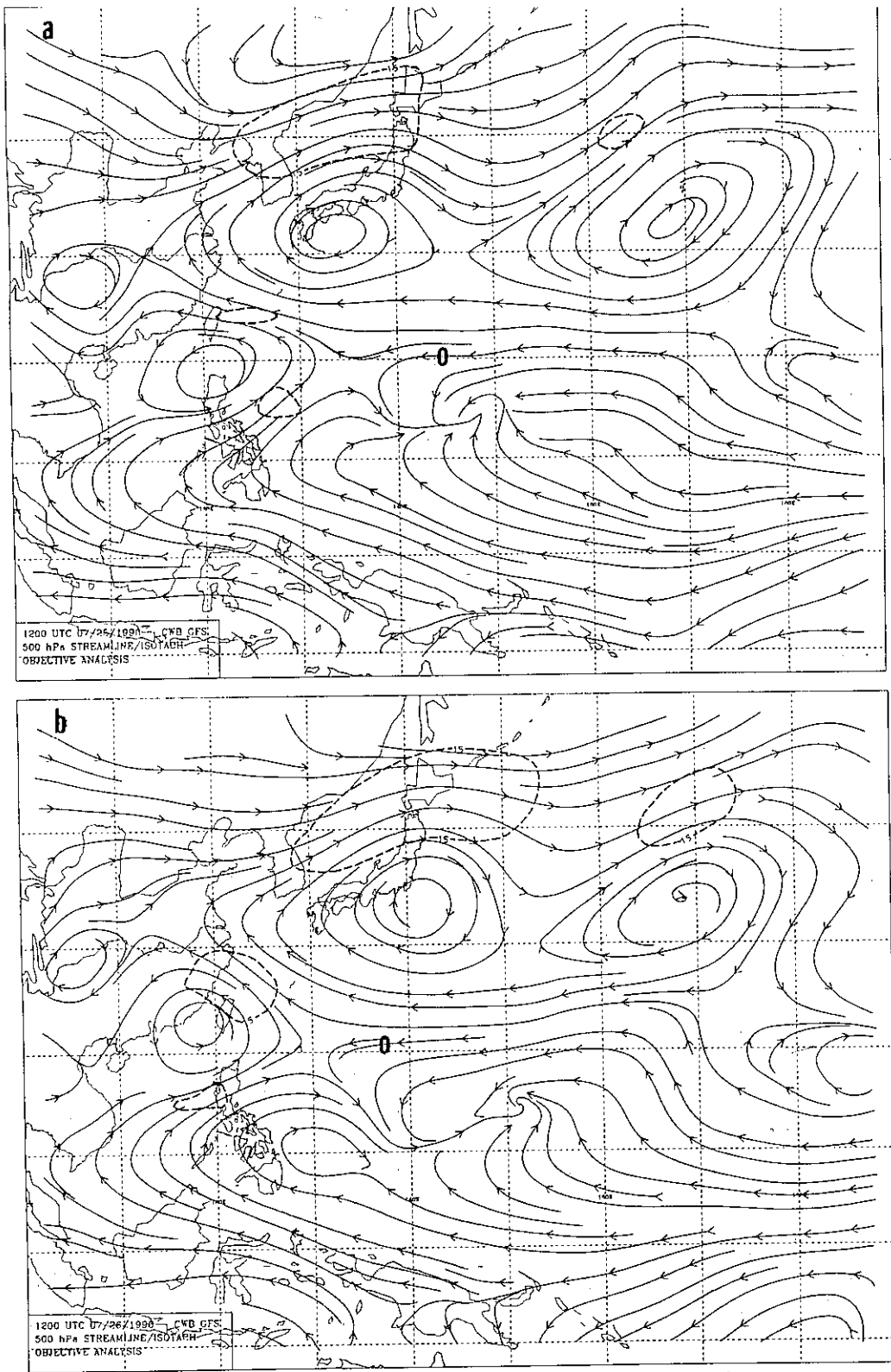


圖 10：(a)7 月 25 日 12UTC 與(b)26 日 00UTC 500hpa 氣流線分佈。

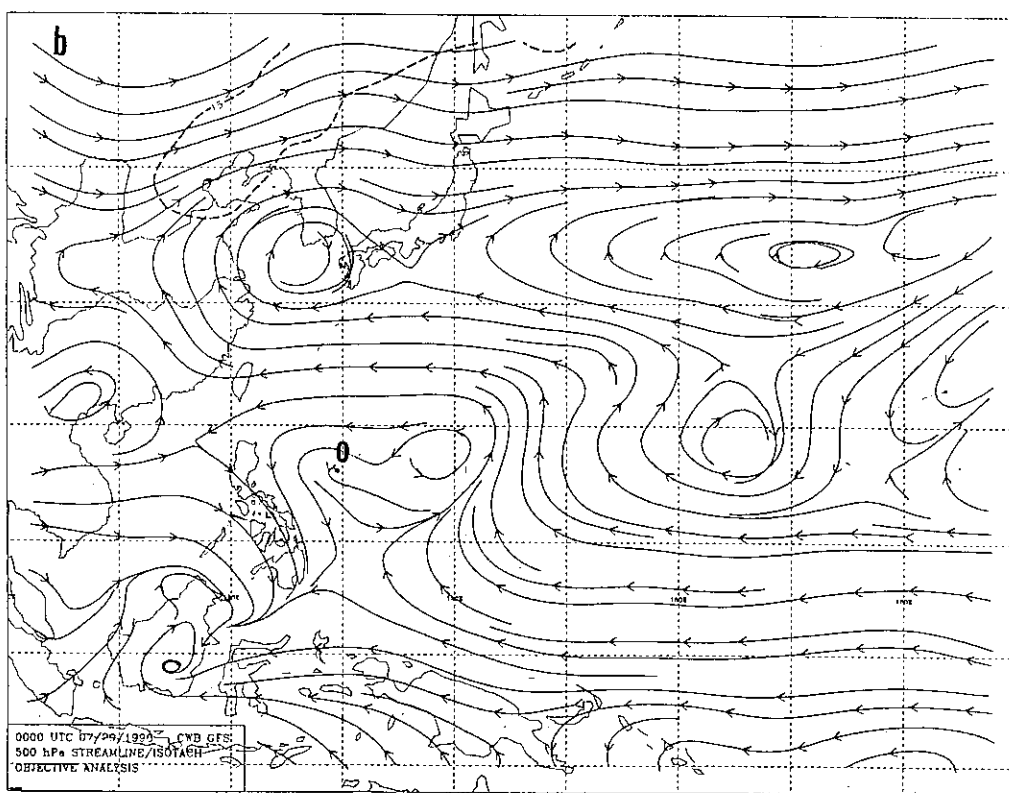
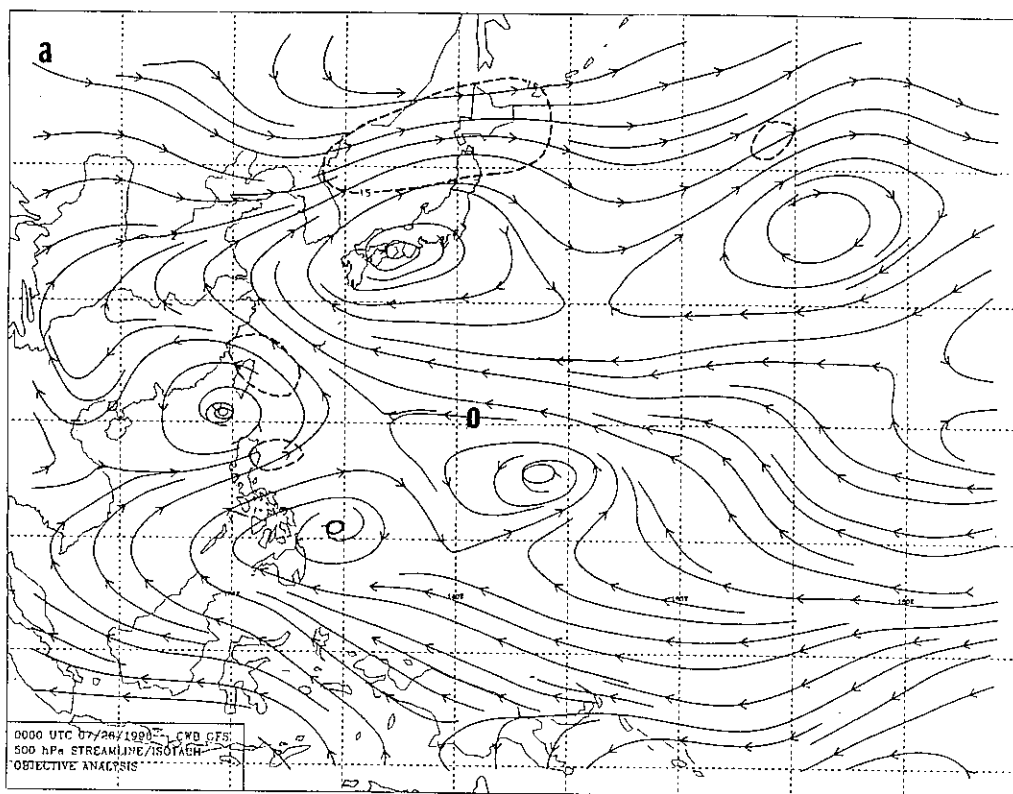


圖 11:(a)26 日 12UTC 與(b)29 日 00UTC 500hpa 氣流線分佈。

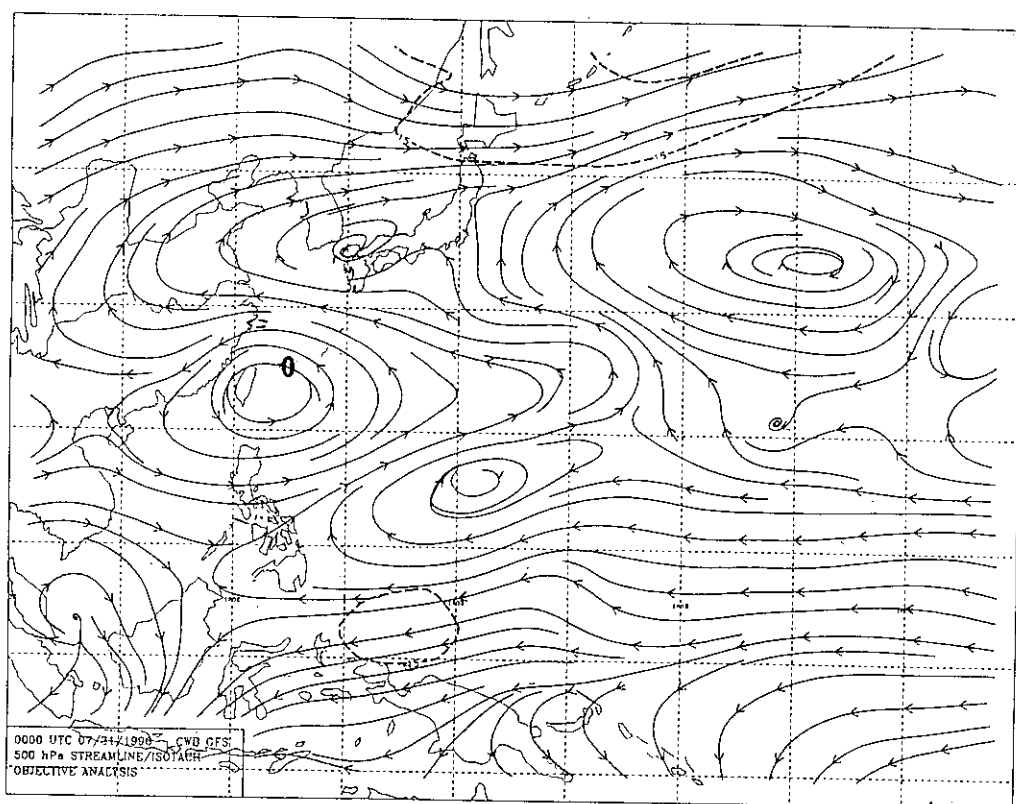


圖 12：7月31日00UTC 500hpa 氣流線分佈。

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

General Upgrade to the CWB Global Forecast System (I)

計畫類別：☐國內 ☒國外

計畫編號：CWB 86 - 3M - 05

執行期間：85 年 7 月 1 日至 86 年 6 月 30 日

計畫主持人：劉其聖

協同主持人：陳建河

中華民國八十六年六月三十日

Report on
General Upgrade to the CWB Global Forecast System, Year 1
Chi-Sann Liou, CSL Technology
May 1997

1. Introduction

The second generation Global Forecast System (GFS) at the Central Weather Bureau (CWB) started operation in January 1995. The GFS consists of a global spectral forecast model and an objective analysis model which uses optimum interpolation (OI) method to analyze observational data. The current resolution of the forecast model includes 18 sigma-p levels in the vertical and 79 triangularly truncated waves (T79) in the horizontal. Since its operation in 1995, the quality control and GFS teams have constantly monitored the performance of the GFS. Among other problems, we have particularly noticed that (1) the GFS has relative worse scores compared with those from other Numerical Weather Prediction (NWP) centers, (2) the GFS height fields show small scale noise around or downstream of high terrain areas, and (3) the GFS sometimes falsely spins up a deep low in tropical areas. After we diagnose these three problems, we determine that the problems are possible to be improved or fixed without major development in numerical methods and physics parameterization schemes. We therefore, propose a cost-effective approach to improve the GFS in a two year project. In the first year, we concentrate in the upgrade to the forecast model by increasing model resolution and adjusting parameterization schemes. In the second year, we will focus on the upgrade to initial conditions by improving data

resolution which is about 3 times higher than the GFS. In other words, the ECMWF and NCEP global models use 9 times and the US Navy model uses 4 times more waves to resolve the atmospheric circulation. The higher resolution will not only reduce numerical truncation errors in solving the governing equations, but also be able to resolve smaller scale weather systems. Consequently, the GFS should suffer by worse performance just for the resolution reason. Figure 1 shows an example of score comparison among global forecasts from the four NWP centers. In this 15 day period of January 1997, the 500 mb height anomaly correlation (AC) coefficients from the ECMWF and NCEP forecasts are very close to each other, while they are higher than those from the US Navy model and much higher than those from the GFS. The 15 day averaged AC from the ECMWF, NCEP, US Navy, and GFS are 0.9712, 0.9695, 0.9585, and 0.942 for 48h forecast; and 0.815, 0.82, 0.73, and 0.70 for 120h forecast, respectively. These scores clearly show that models with a similar resolution (ECMWF and NCEP) shares similar scores and models with a higher resolution have better scores. Another interesting point in this figure is that the relative score difference between the US Navy model and GFS is larger in 48h than in 120h forecast. This indicates that the GFS initial conditions are worse than those at other centers. When the GFS started operation in 1995, the Cray computer memory at the CWB was only 32 million words which could only support the T79 resolution. The Cray memory has been upgraded to 64 million words and therefore, the GFS can increase its resolution to better resolve the atmospheric circulation.

The second problem we try to fix is the one detected by the quality control term. The GFS height fields often show noises around or downstream of high terrain areas. Figure 2

shows two-year mean stationary waves of 500 mb height from the GFS 24h forecast for spring and winter seasons. The small scale noises shown in the stationary waves most likely come from terrain forcing. In spectral models, the terrain field suffers from small scale noises and negative values due to the nature of spectral truncation. Usually, we apply filters to control the noises and negative values. However, the filter will reduce the terrain height as well that makes the terrain forcing weaker. We have to compromise the amount of smoothing so that it is strong enough to control the noises but weak enough to maintain proper terrain forcing to the atmosphere. In the current operational GFS, We apply Lanczos filter once to the terrain field. The filtered terrain field still has sizable negative values but it produces better upper level jet forecasts. We believe the noises in the terrain field cause the stationary noises in the height fields. Besides the noises in height fields, the small-scale terrain noises will cause unrealistic precipitation near small-scale high terrain areas (Miller et. al., 1995). When we increase the GFS resolution, we have to rebuild the terrain field to match the new resolution. We revise the method of preparing the terrain field in the meantime to correct the noisy problem around high terrain areas.

The third problem we try to fix is that the GFS sometimes falsely spin up a deep tropical low due to very heavy precipitation at there. The heavy precipitation mainly comes from the grid-scale precipitation which indicates the cumulus parameterization in the GFS is not efficient enough to remove the conditional instability in tropics. An example of a falsely spun low in 120h forecast can be found in Fig. 9b around 150 E°.

3. Improvement approach and related issues

There are two choices on increasing the model resolution: increasing the horizontal resolution or the vertical resolution. Due to the computational instability condition, the increase of horizontal resolution must be accompanied by the decrease of time step. Therefore, the increase of horizontal resolution is much more expensive than the increase of vertical resolution. However, the benefit in the increase of horizontal resolution is much higher than the increase of vertical resolution because the variation of atmospheric structure in the vertical is fairly smooth, except at boundary layer top and jet levels. After evaluating the available computer resource and timing constraint on the operational runs, we decide to increase the horizontal resolution to 120 waves (T120) without increasing the vertical resolution. The choice of the spectral model resolution is limited by the condition for Fast Fourier Transform: number of grids on a Gaussian latitude must be completely factorable by 2, 3, or 5. The T120 resolution is equivalent to 1 degree resolution in the Gaussian grid space. With this resolution, tropical cyclones may be resolvable in the GFS. Being able to resolve tropical cyclones is the major reason that we choose to increase the horizontal resolution as much as we can afford without increasing the vertical resolution.

To increase the horizontal resolution, we need to prepare new ground parameters and terrain field, modify the OI analysis program, and modify the global forecast model. The GFS team prepared the new ground parameters and terrain field for the T120 GFS. The number of OI analysis volumes and the size of the volumes were adjusted for the new resolution of 360 by 180 Gaussian grids. The grid dimension parameter, the

size of working arrays, and a 15 times smaller horizontal diffusion coefficient were adjusted in the global forecast for the higher resolution. The major challenges of this work are to modify all resolution dependent parameters, fit the T120 GFS into the CWB computer memory, and make the T120 GFS run faster enough to meet the operational schedule. We found out that we have to revise the multitasking logic to save the working space. The revised T120 GFS takes about 52 million words memory for multitasking with 8 CPU's and 36000 seconds CPU time for 120h forecast with 5 times speed up by the multitasking.

The new T120 terrain field is prepared from the 10 minute resolution data base following Miller et. al. (1995). We apply a low-pass filter to remove $2\Delta x$ waves and reduce the amplitude of very high wave number waves in the terrain spectrum. From the ECMWF experience, too large amplitude in the short-wave tail of the terrain spectrum will cause vorticity and divergence fields at the bottom model level to have different spectral distribution. The large amplitude of short-scale terrain components will cause high wave number components of the divergence spectrum to have a larger amplitude than that for the vorticity. The large amplitude in high wave number divergence components derives noises in low level vertical velocity and in precipitation. By reducing the amplitude of high wave number terrain components, the divergence and vorticity spectrum will share the same rapid drop-off spectral distribution in high wave numbers and noises in precipitation near high terrain areas can be eliminated. From our numerical forecast experiments, we found out that filtering $2\Delta x$ waves by the low-pass filter is enough to

remove the terrain induced noises both in precipitation and in height fields.

The GFS uses a relaxed Arakawa-Schubert (AS) cumulus parameterization proposed by Moorthi and Suarez (1992) to model cumulus convection. The parameterization simplifies the original AS by using numerical iterations to approximate interactions among different cloud types. In the version of the operational GFS, we use one iteration in each time step with 25% instability removal for each iteration. This choice may be not efficient enough to remove conditional instability so that grid scale condensation will pick up the left instability and cause so called grid-point storms. We modify the cumulus parameterization by using two iterations in each time step. Furthermore, we loose up the maximum flux constraint in the parameterization to allow more vigorous convection in the GFS. These changes should make the cumulus parameterization more efficient to remove conditional instability and improve the falsely deepening problem in tropics.

4. Results and comparison

The increase in horizontal resolution indeed makes significant improvement in GFS forecast performance. Figure 3 shows the comparison of northern hemisphere AC in 48h and 120h forecasts between the T79 and T120 GFS for a period of 1-23 January 1997. The T120 scores are significantly better than those of T79 in both 500 mb height and sea level pressure forecasts. The improvement in the sea level pressure forecast is larger than the improvement in 500 mb height. This is understandable since sea level pressure field has more variance which will be benefited more by the higher

resolution. Similar big improvement can be found for S1 scores (Fig. 4) and 850 mb temperature standard deviation of forecast errors (Fig. 5). The averaged AC improvement in the first 15 days for 48h 500 mb height forecast is about 0.01, which is more than 60% of the averaged score difference between the US Navy model and the GFS for the same period. The 15 day averaged AC improvement for 120h 500 mb height forecast is about 0.05 which makes the GFS score even better than the score of the US Navy model. Similar improvement in scores are found for February 1997 which have been presented in the CWB Weather and Forecast Conference in March 1997. Figures 6 and 7 show the AC, S1, and RMS for March 1997. The improvement in March is still significant but the magnitudes are less than those for January and February.

The new terrain field prepared by the new method of first applying the low-pass filter has smaller magnitude in small-scale noises, while it also has lower peak values in the terrain height (Fig. 8). Since the only difference between the two methods is the application of the low-pass filter to remove $2\Delta x$ waves, the reduction in terrain peak values should relate to very high wave number components of the terrain field and should not effect the forcing to atmospheric long waves. The terrain prepared by the new method has significantly improved the noise problem created by the small-scale terrain forcing in the GFS forecast. Figure 9 shows an example of noises in 500 mb height and total precipitation from a T120 GFS control run at 00Z 17 May 1997. The noises can be seen along the 90 E° latitude in 48h forecast of 500 mb height (Fig. 9a) and around Saudi and Egypt in the 48h and 120h total precipitation forecast (Figs. 9e,f). Figure 10 shows the same forecast by the T120 GFS but with the new

terrain field. The small-scale noises in 48h 500 mb height forecast are totally gone (Fig. 10a) and the small-scale noises in the total precipitation are greatly improved in both 48h and 120h forecasts (Figs. 10e,f).

The revised cumulus parameterization has also significantly improved the falsely deepening problem in tropics. In the 120h forecast of the control and new terrain run (Figs. 9d and 10d), a 998 mb low was predicted in 120h near 15N° and 155E°. The verify analysis at 00Z 22 May shows only a shallow low of 1010 mb around there (Fig. 11b). With the revised cumulus parameterization, the 120h forecast shows a low of 1004 mb at there (Fig. 12d) which is much better than the control run. In comparing the total precipitation between the two runs (Figs. 9e,f and Figs. 12e,f), we see that the revised cumulus parameterization produces more rain in the 48h forecast and less rain in the 120h. The change in the precipitation pattern is consistent with the problem we suspect that the parameterization scheme is not efficient enough to remove the convective instability so that the GFS produces too little rain at the early forecast period and too much rain at the later period.

5. Summary and next year plan

The three upgrades we proposed to improve the GFS performance are very successful. The forecast scores are significantly improved by increasing resolution from T79 to T120. The noises in height and precipitation forecasts around high terrain areas are much better improved with the new terrain field. The falsely deepening problem at tropical areas is improved by the revised cumulus parameterization. In the next year, this project will focus on improvement in

initial conditions. We will revise the data assimilation method to use 6h incremental updates (Liou 1991) to improve the first guess for the OI analysis and reduce interpolation errors from pressure levels to sigma levels. We will revise the method in preparing initial conditions for temperature and mixing ratio. We will try to include the ECMWF 24h sea level pressure forecast as supplemental observational data for the OI analysis. We will include tropical cyclones in the GFS initial conditions so that the GFS can provide 7 day typhoon track forecasts to guide CWB forecasters. The GFS team is highly motivated to make the GFS be a reputable global forecast model in the world.

Reference

- Liou, C.-S., 1991: Incremental update initialization procedure for navy operational mesoscale model - NORAPS. Preprints, Ninth Conf. on Numerical Weather Prediction, Denver, CO, Amer. Meteor. Soc., p396-399.
- Miller, M., M. Hortal and C. Jakob, 1995: A major operational forecast model change. ECMWF Newsletter Number 70 - Summer 1995, p2-8.
- Moorthi, S. and M. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. Mon. Wea. Rev., 120, p978-1002.

Northern hemisphere 500 mb height anomaly correlation

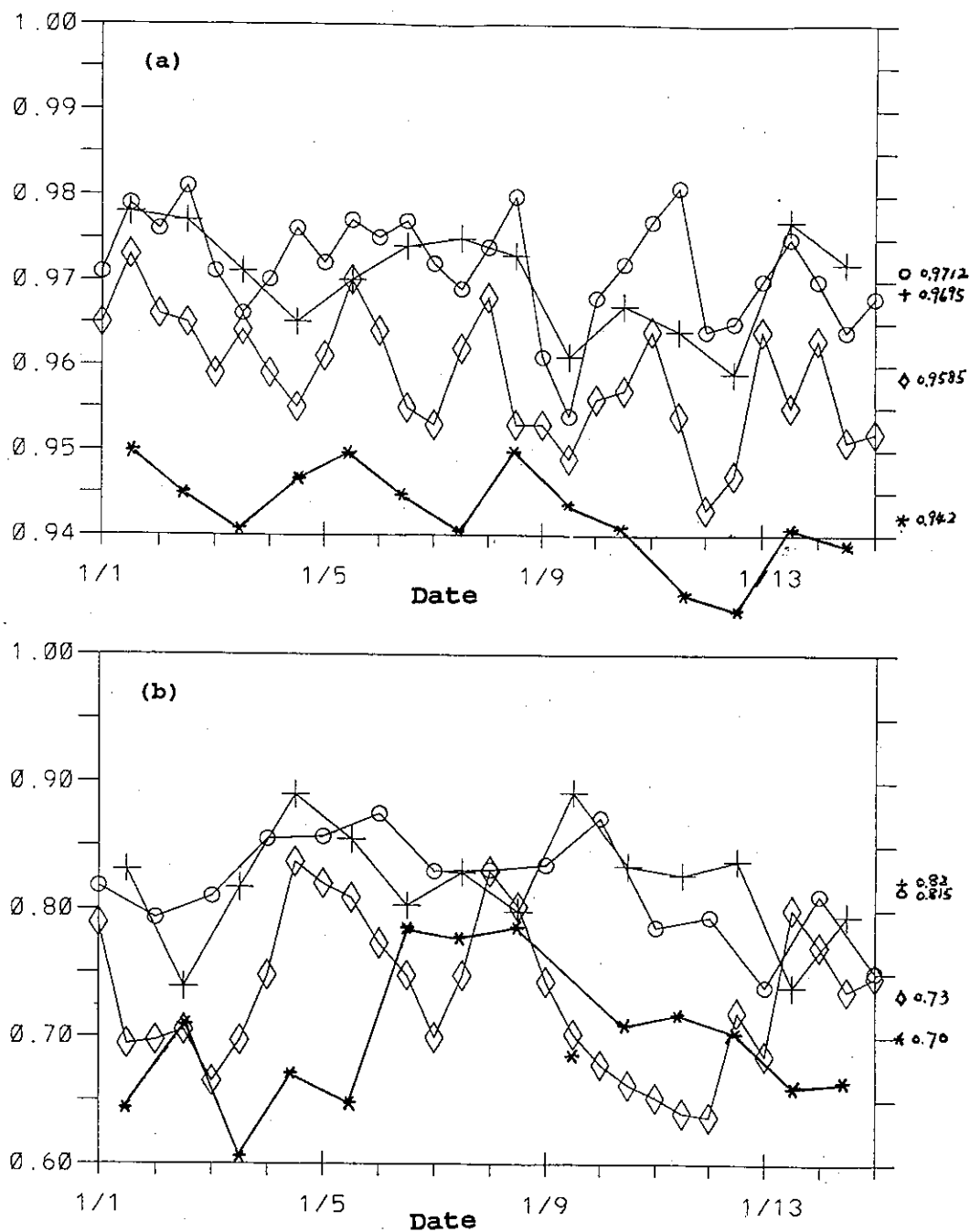


Fig. 1 Northern hemisphere 500 mb height anomaly correlation for (a) 48h and (b) 120h forecast from ECMWF (plus), NCEP (circle), FNMOC (diamond), and CWB (star) on 1-15 January 1997.

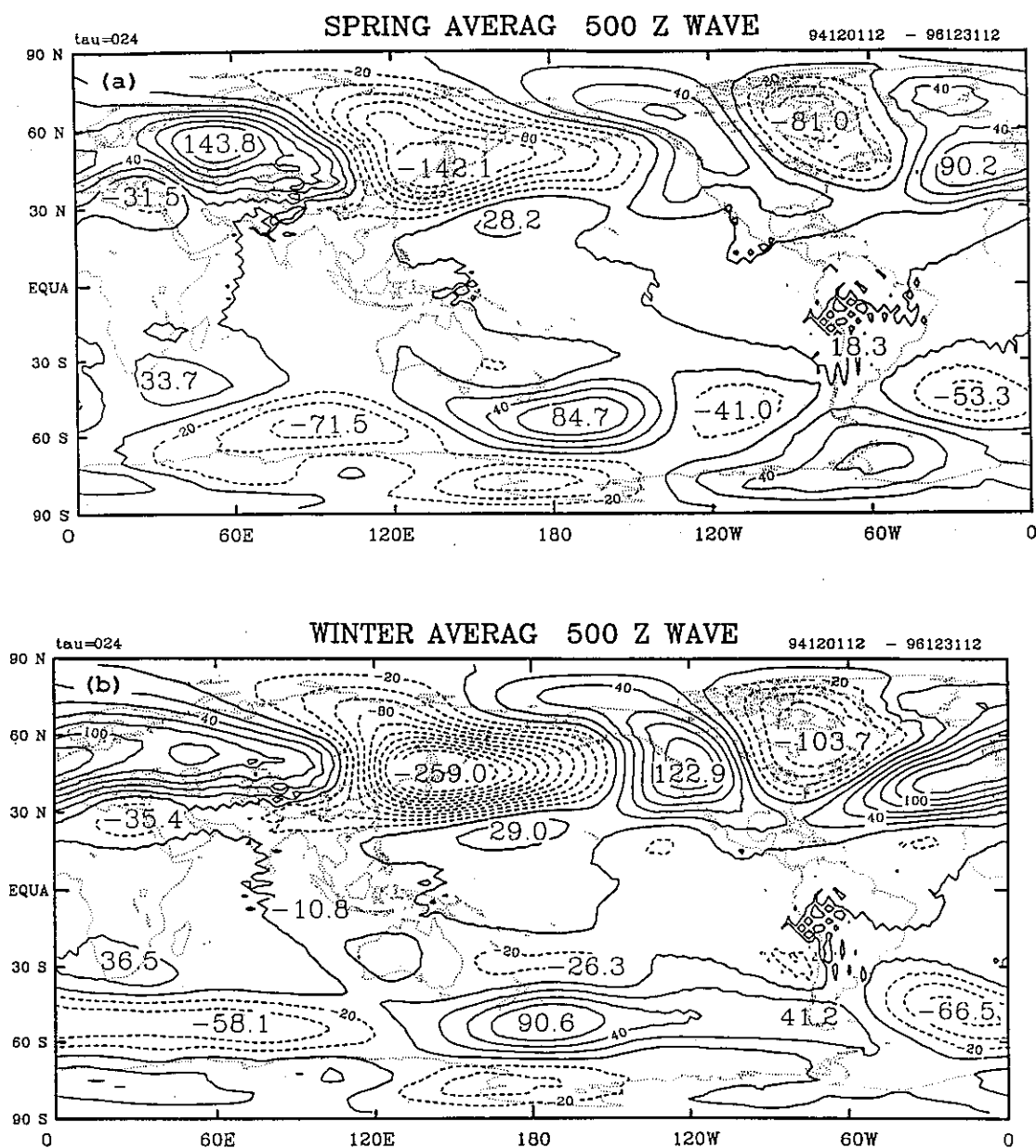


Fig. 2 Two-year mean stationary waves of 500 mb height from the GFS 24h forecast for (a) spring and (b) winter seasons.

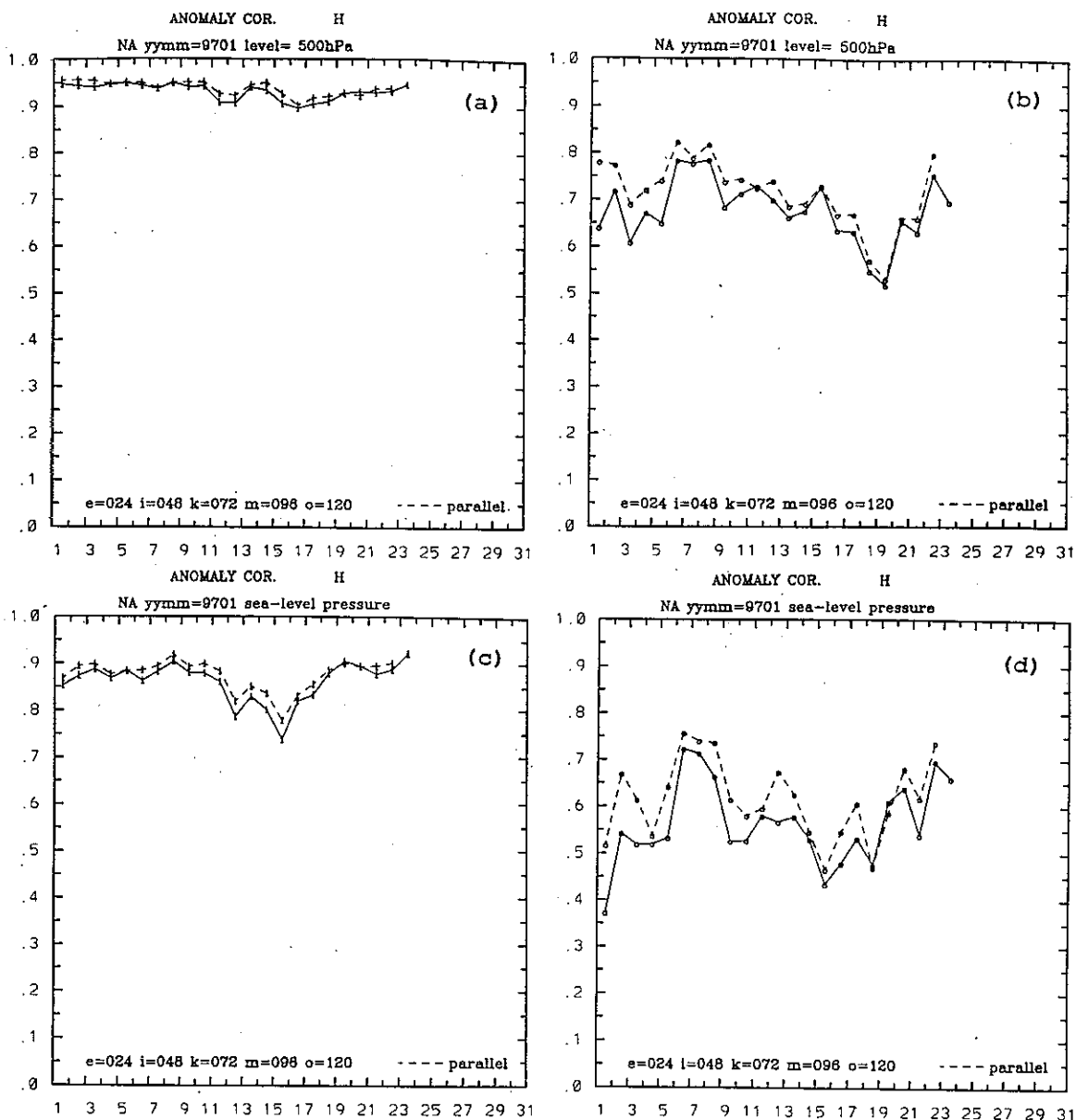


Fig. 3 Comparison of the T79 (solid) and T120 (dashed) GFS forecast scores of northern hemisphere anomaly correlation coefficients for (a) 48h 500 mb height forecast, (b) 48h sea level pressure forecast, (c) 500 mb height forecast, and (d) 120h sea level pressure forecast on 1-23 January 1997.

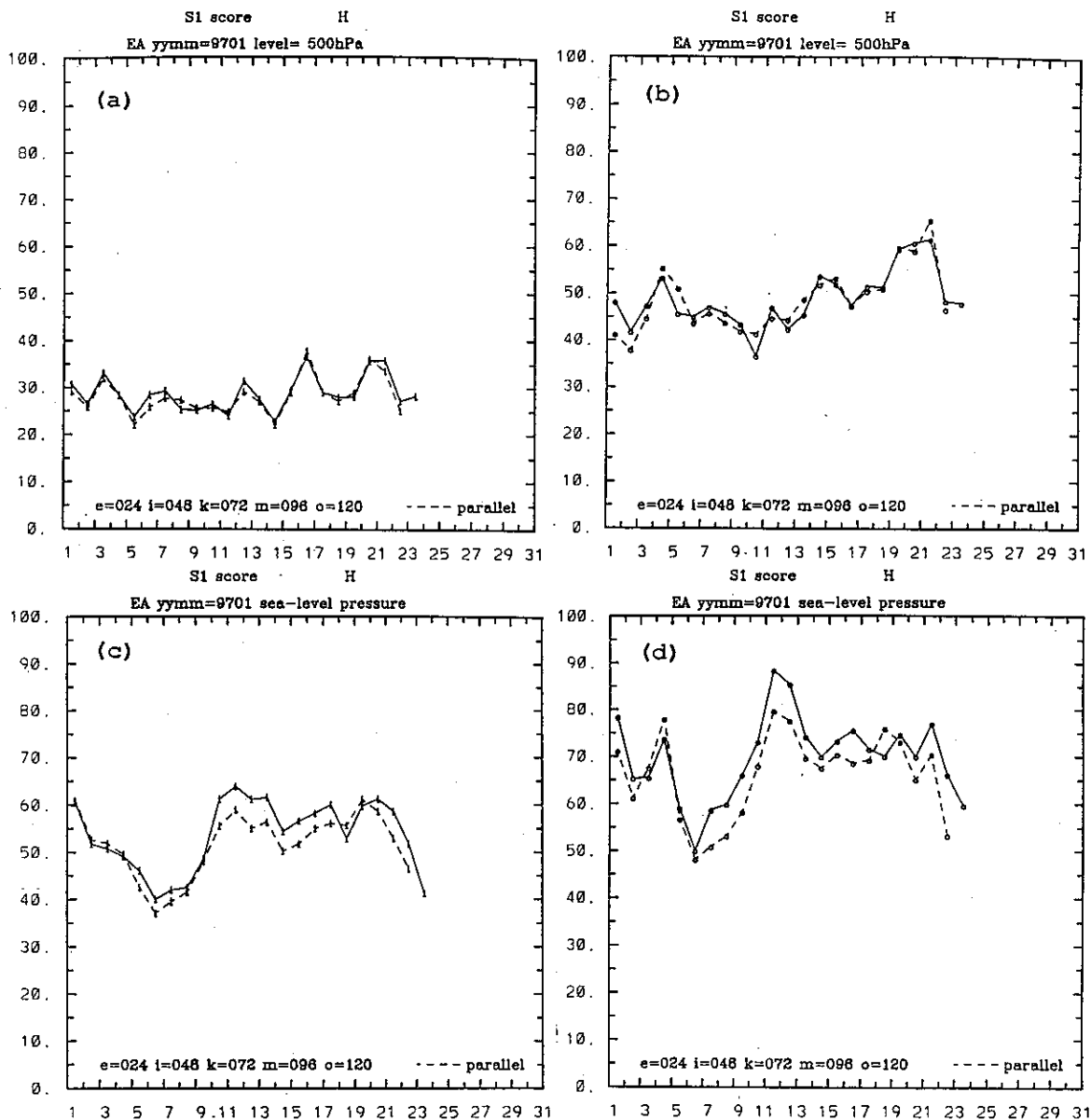


Fig. 4 Same as in Fig. 3, except for S1 scores.

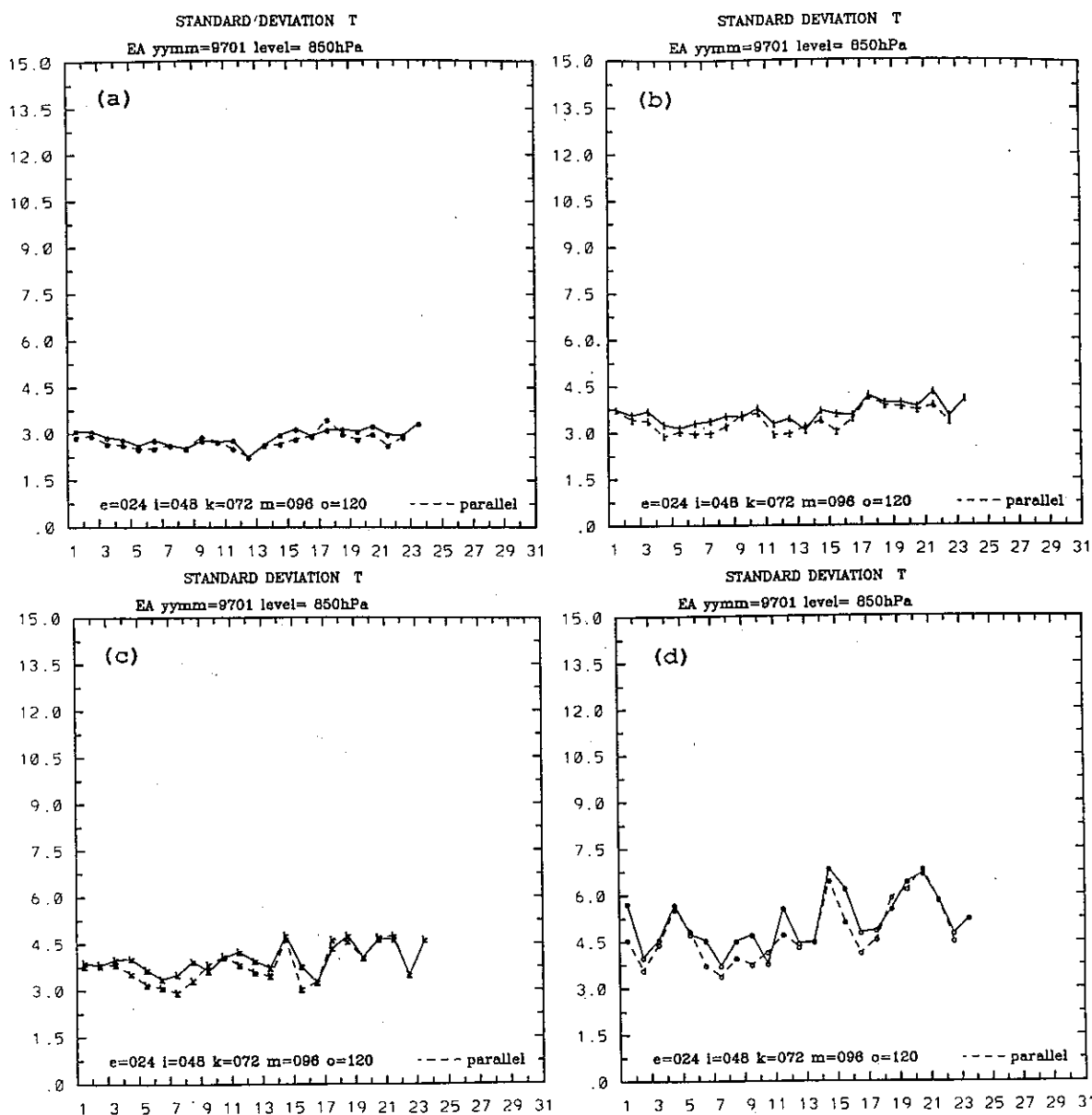


Fig. 5 Comparison of T79 (solid) and T120 (dashed) forecast scores of 850 mb temperature standard deviation for (a) 24h, (b) 48h, (c) 96h and (d) 120 forecast.

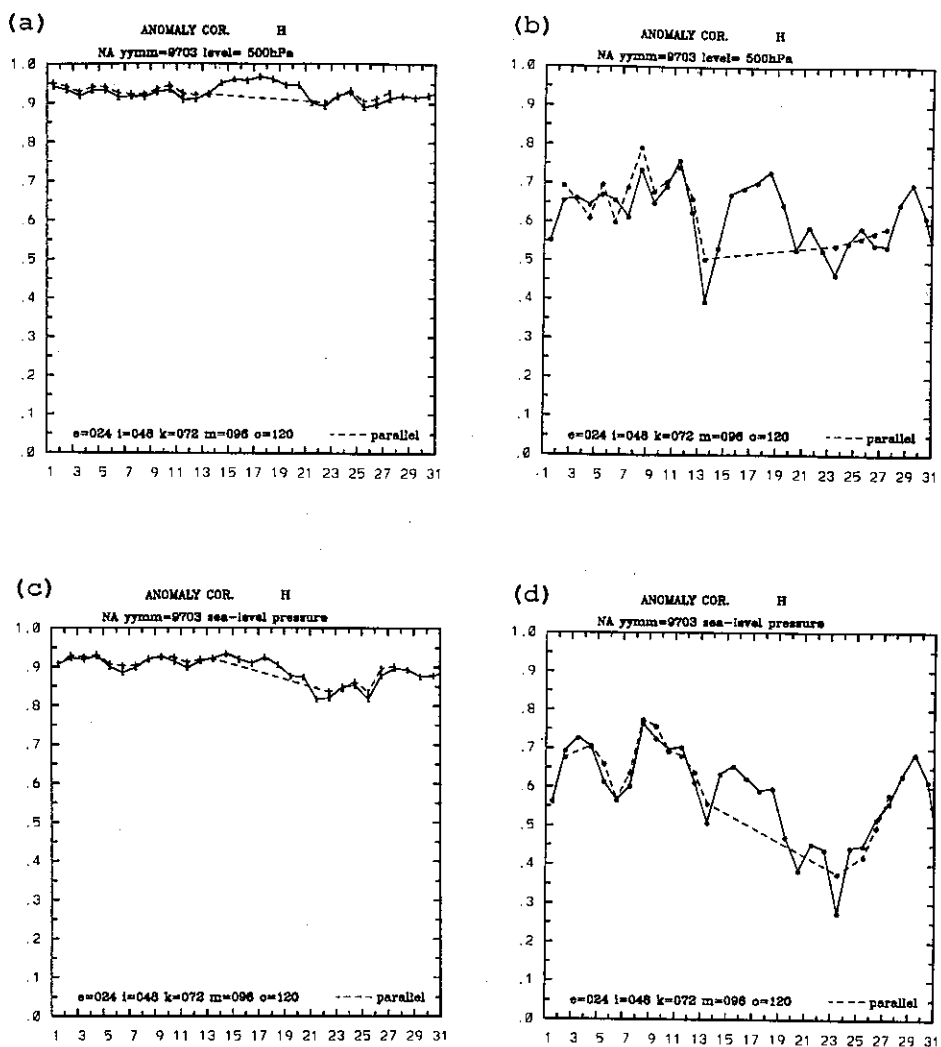


Fig. 6 Same as in Fig. 3, except for March 1997.

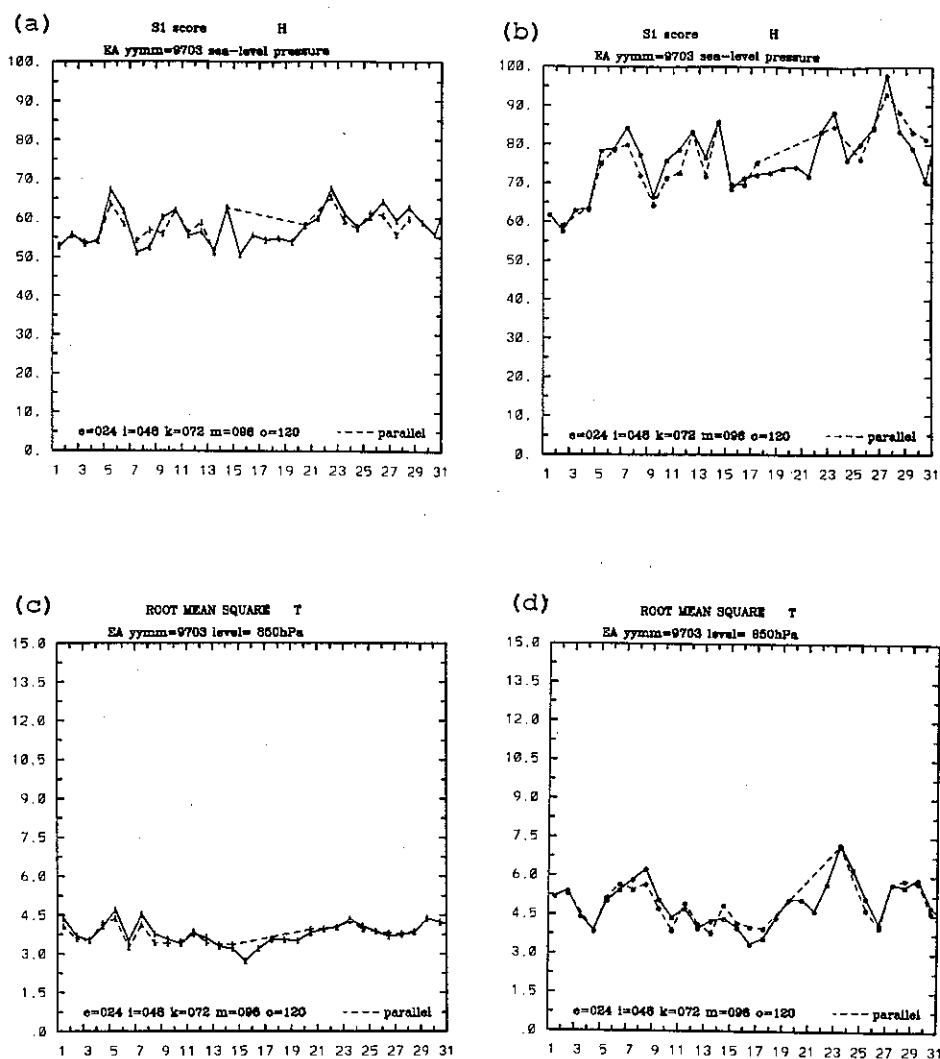


Fig. 7 Comparison of T79 (solid) and T120 (dashed) forecast scores of sea level pressure SI scores for (a) 48h and (b) 120h forecast, and 850 mb temperature RMS for (c) 48h and (d) 120h forecast.

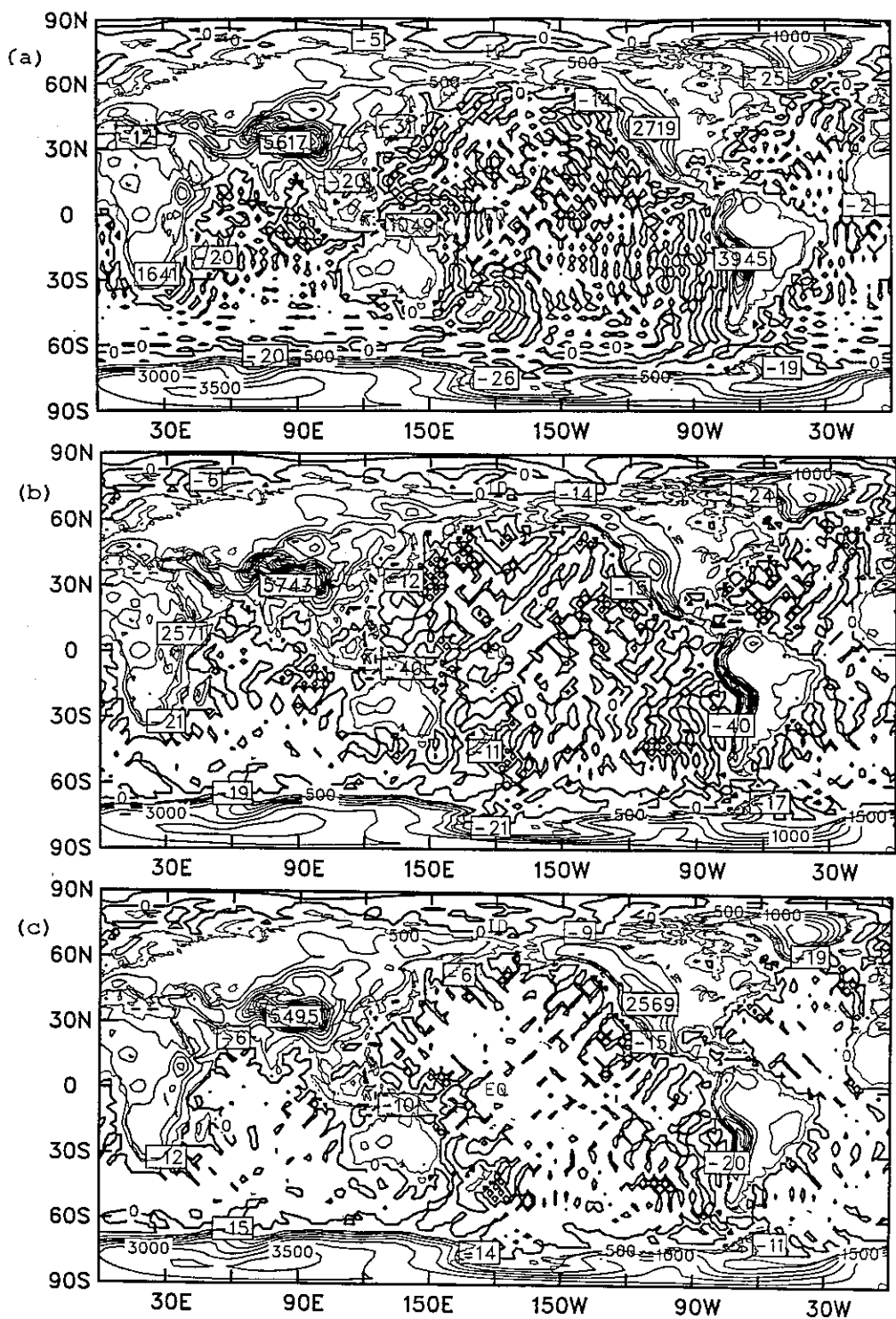
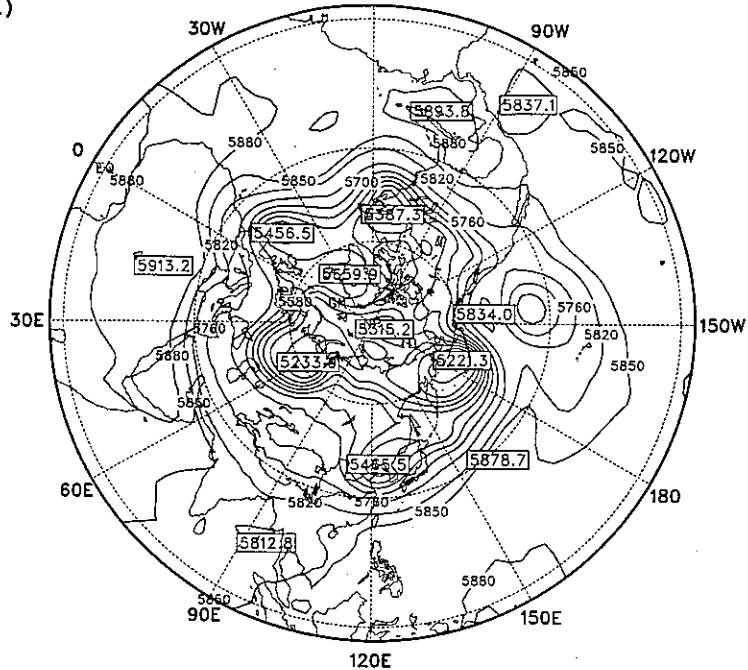


Fig. 8 Terrain field of (a) current T79 operational GFS, (b) T120 GFS created by the current method, and (c) T120 GFS created by the new method of applying a low-pass filter.

F00048GG97051700H0064800
60W

(a)



A01048GG97051700H0064800
60W

(b)

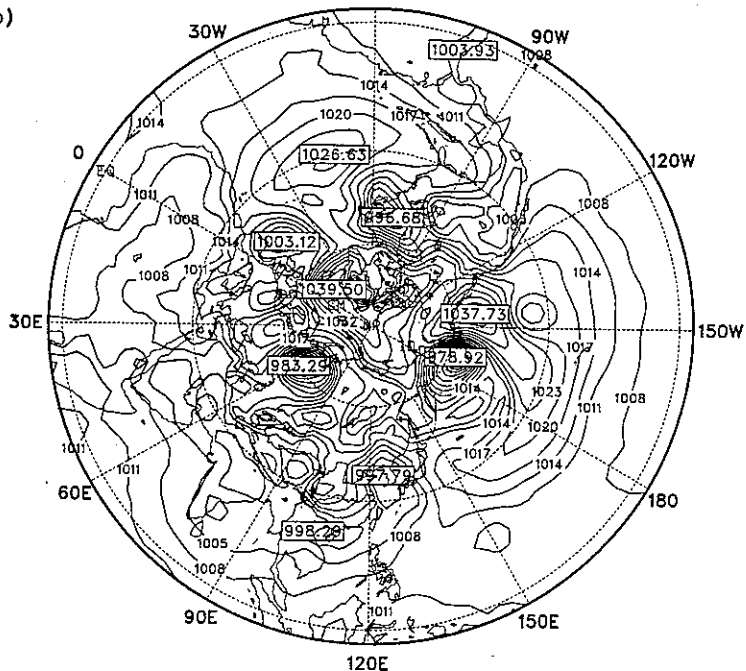


Fig. 9 Forecast fields of the T120 GFS from 00Z 17 May 1997 with unmodified terrain field and original cumulus parameterization for (a) 48h 500 mb height forecast, (b) 48h sea level pressure forecast, (c) 120h 500 mb height forecast, (d) 120h sea level pressure forecast, (e) 48h total precipitation forecast, and (f) 120h total precipitation forecast.

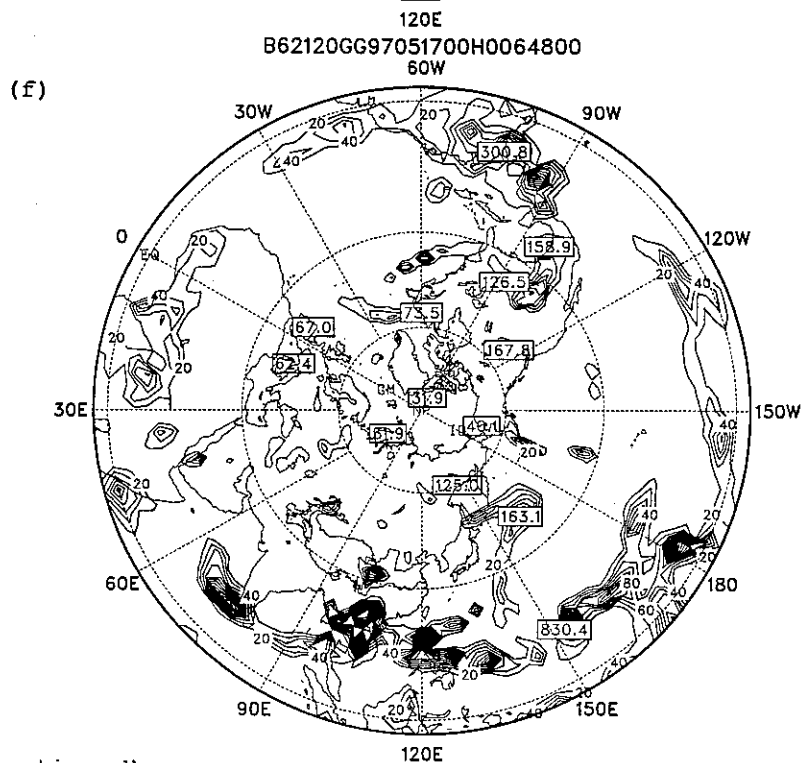
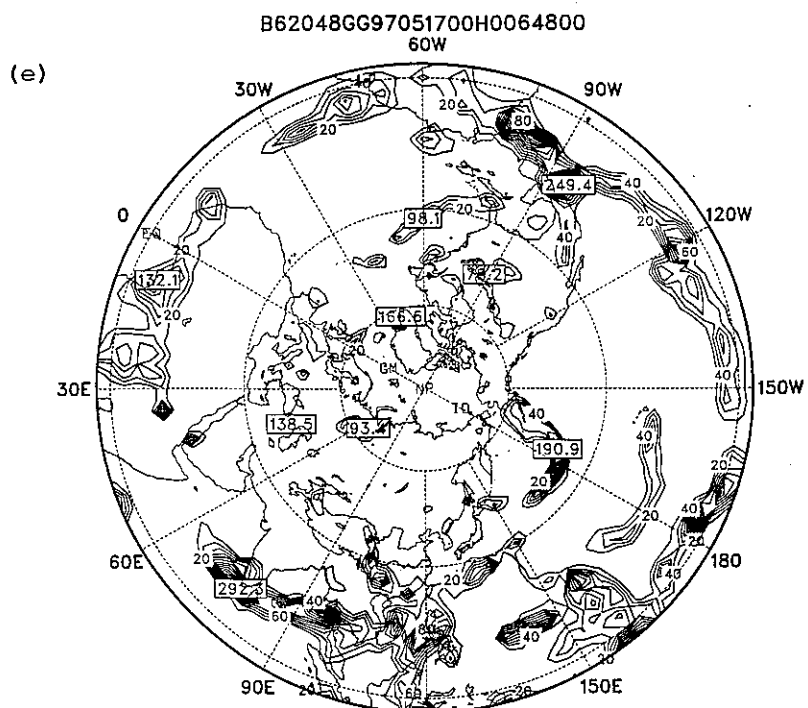


Fig. 9 (continued)

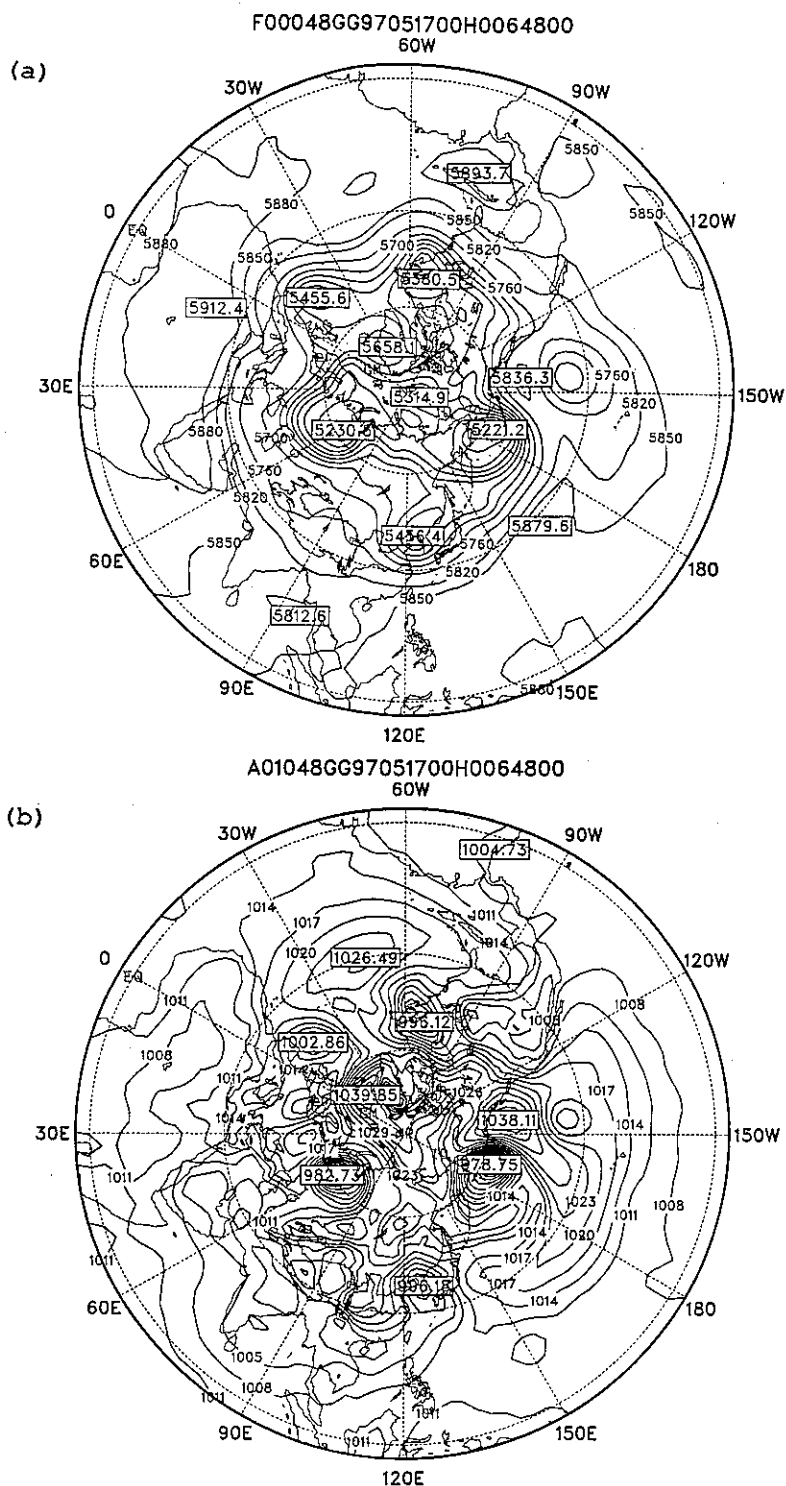


Fig.10 Same as in Fig. 9, except for the T120 GFS with a terrain field prepared by the new method.

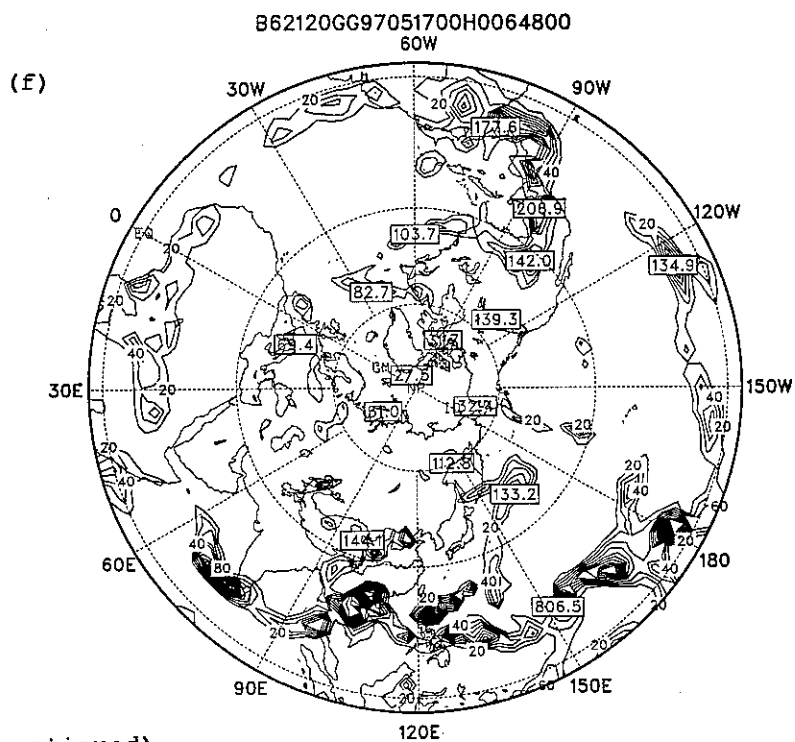
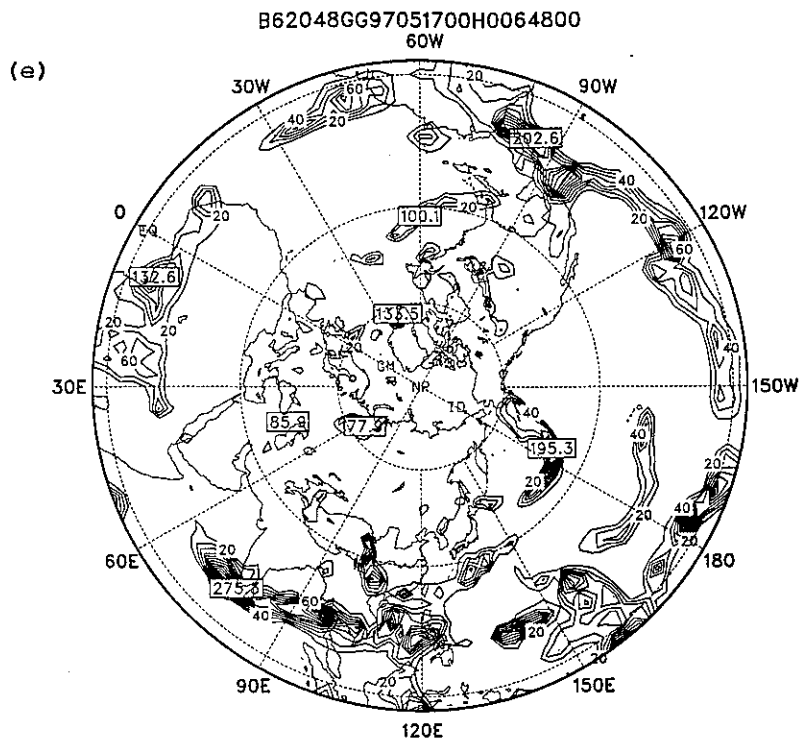


Fig.10 (continued)

中央氣象局委托研究計劃報告CWB86-3M-07

中央氣象局中長期天氣及氣候預報
現代化計劃規劃書

主持人

美國麥迪遜威斯康辛大學大氣海洋科學系

王寶貫

1996年七月一日至1997年六月三十日

1. 中長期天氣及氣候預報之重要性

天氣及氣候影響人類社會之運作至為重大。小自每個人的生活起居、健康情緒，大至一個國家，乃至一個世界地區的整體安定，皆無所不在地受到天氣及氣候條件之調控。正是因為有鑑於這種調控的重大影響，近世大多數國家都設有氣象機構，專司氣象資訊之收集、整理、分析、及發布，以及從事各種時空尺度，不同對象之天氣預報。

到目前為止，一般民眾對氣象業務之著眼點大都是注重在短期天氣變化方面，對於中長期的天氣及氣候變化，感受並不十分迫切。這種現象的主要原因，當然是因為短期內的劇烈天氣變化（雷雨、龍捲、颱風等等）每個人有目共睹，其影響可以直接觀察得到、感受到。而中長期的天氣及氣候變化，則並不是一般人可以覺察得出來的，而是需要有適當的長期天氣資料經過整理分析才能得出。而這種長期變化的影響也是比較漸進的，一般民眾對之感覺不是十分尖銳，甚至是不知不覺。惟有從事大型事業以及規劃國家大型計劃的人員方能從他們的業務資料中看出這種影響。

然而實際上，中長期天氣異常的後果往往比短期的劇烈天氣還要可怕。舉例而言，嚴重的水旱災往往引起一個地區的大規模動盪。像近幾年中國大陸長江中下游及淮河地區夏季常有持續之大雨，因而造成水災，導至數百萬乃至數千萬之災民流離失所。今年（1997）的情況也不樂觀。四川、雲南、湖北、福建、江西、湖南之大片地區皆出現嚴重之暴雨形成之洪水。至於旱災，更是中國歷史上多次改朝換代的原始推動力。明末清初李自成、張獻忠之農民暴動便是由於中國西北地區持久的乾旱而掀起來的。

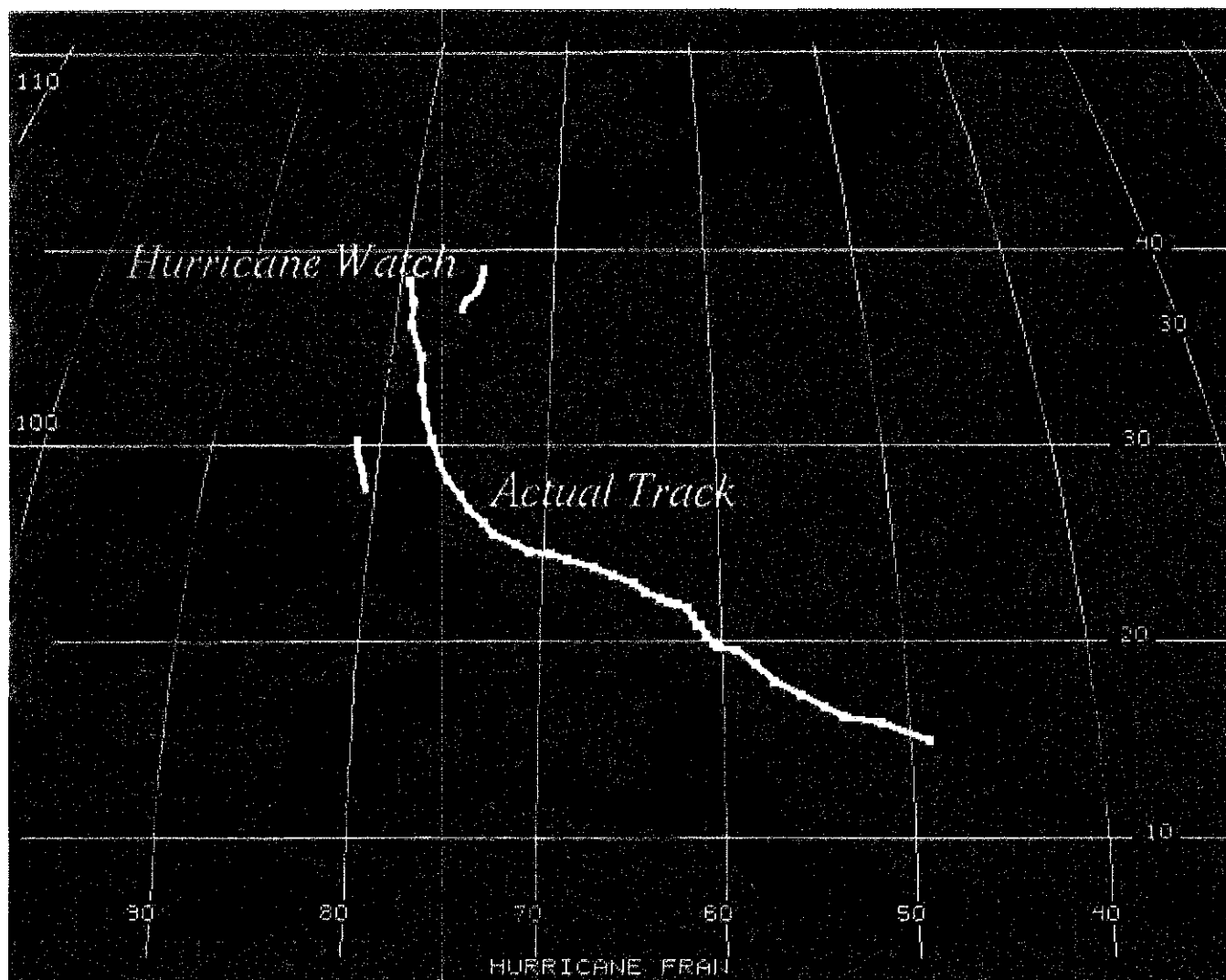
在印度次大陸，夏季季風所帶來的雨量是維持當地農作的最重要因素。因此季

風抵達過遲或過早，代表稻米之大量欠收，從而導至數以千萬計的飢民。而孟加拉地區，一次颱風之侵襲，往往代表數千至數萬人喪失生命。至於財產之損失更是難以估計了。

以上這種中長期天氣異常所造成的惡果，如果事先能有確切的中長期天氣預報，則政府有關部門或能先期制定對策，保護人民之生命財產，把各項損失減至最低。一個正確的長期天氣預報，其所發揮的經濟效益是十分巨大的。舉例來說，根據美國防災部門的估計，在每次侵襲美國東岸的颱風事件中，中期氣象預報出可能侵襲地區範圍約1000哩左右（圖一）。如果能在這1000哩中再把範圍每縮小一哩，則能省下64萬美元。換句話說，如果颱風之侵襲「點」能夠準確地預報出來，則能節省下來的經費是 $64萬 \times 1000 = 6億4千萬美元$ ！這還是僅就是否疏散一項來估算所得的結果而已。如果作全盤考慮，其價值當不止此數。

然而，以上所提到的，還只是發展中長期天氣預報的「消極」效益。除了這些之外，發展中長期天氣預報還有許多「積極」的經濟效益。例如：

- 重大工程施工計劃之制定—大型橋樑、公路、鐵路等之施工進行，顯然受制於天候因素。正確的中長期天氣預報可以提供寶貴資訊來制定施工計劃之時日。
- 國防軍事行動計劃—不論是陸、海、空軍之軍事行動，都必須考慮氣象因素。從二次大戰之戰史中，可以見到許多必需利用天候條件來制定作戰計劃之例子。例如亞丁之役（即 Battle of Bulge，電影坦克大決戰之主題）中，德軍利用中長期預報得出有幾天的大霧有利於戰車之推進。而諾曼第之役，盟軍更是對天候狀況前前後後作了詳細之推演，即使現代的所謂「全天候」的飛機、艦艇照樣不能免於天候的制約。如有中長期天氣預報為之指導，則行動計劃可望周全。



圖一 颱風預報可能之侵襲海岸線（紅色-警戒線，黃色-監視線）長度約1000哩左右。白線是實際路。每多準1哩可節省\$640,000。

- 能源之儲備規劃—天氣氣候與能源之需求息息相關。炎熱而漫長之夏季天氣很容易造成電力公司供電量不敷需求，而寒冷之冬季又會造成取暖用之燃料不足。這種情況即使在先進國家如美國也是常有之事。再者，在依賴水力發電一定程度之國家（如台灣），降雨不足造成水庫缺水也同樣引起供電量不足。這些問題，如果能有準確的中長期天氣氣候預報資料來事先加以儲備規劃能源燃料之供需，一定可以將損失減至最低。
- 農業糧食之調配儲存—農業與天氣氣候的關係是人盡皆知的了。在冷戰期間，美國把農產品作為戰略物資，用來操控一些對前蘇聯威脅之對策。而「民以食為天」，無論平時或戰時，糧食之調配儲存絕對是每一個國家最優先考慮的政治方案。這類問題，如有中長期天氣氣候預報作為參考，將大大減低制定政策的難度。

以上所舉，只是一些較為顯著的效益。實際上，正確的中長期天氣預報之經濟效益絕不只上面提到的這些。這裏只是指出，中長期天氣及氣候預報有十分重要之經濟效益以及政策上的重要性。凡是現代化的國家，都不應忽視這項重要的氣象技術。

2. 中長期天氣及氣候過程的特性

根據世界氣象組織 (WMO, 1984) 之定義, 「長期天氣預報是指對典型之時間尺度為一個月或一季之大尺度環流及天氣一般動態之預測。長期天氣預報時間之下限, 乃是個別天氣尺度中每日天氣系統的可預報性之實際極限, 即一到二個星期」。由這個定義看來, 我們可以把兩個星期以上之天氣預報稱之為長期天氣預報。

美國國家氣象局有更為詳細的劃分: (1) 48小時以下之天氣預報為短期天氣預報; (2) 3天至5天之天氣預報為展期天氣預報; (3) 6天至二星期之預報稱為中期天氣預報; (4) 二星期以上之預報稱為長期天氣展望。台灣地區之中長期天氣預報, 似可參照美國國家氣象局之方案來施行。至於以一月為期之月預報, 以一季為期之季預報, 目前台灣皆有已定之程序。而一年以上之預報, 一般都稱之為氣候預報了。

關於中期天氣過程之特性, 幾年前在一篇拙文中 (王寶貫, 1991) 曾略加討論, 故在此我們僅作為簡單之綜述。此綜述之目的, 是因了解後面詳列關於本規劃書所採用方針之理由。

中長期天氣過程與短期天氣過程頗不相同。以下是幾項比較重要的差異:

(1) 外在熱源的重要性

短期天氣過程中的大氣運動的能源, 主要是由於大氣中之可用位能 (Available Potential Energy, 簡稱APE) 中之一部分被轉換成為動能。雖然在強對流區含有因凝結而釋放的大量潛熱, 但是這些局部的加熱作用對短期運動的影響不大。因此, 短期天氣預報的著眼點乃是大氣的動力過程。即使

不考慮潛熱、摩擦力等因素，光憑運動方程式外推，也可將短期大氣運動之大概模擬出來。

然而對長期天氣過程而言，這些由 APE 轉變而成之動能如果沒有其它能源繼續補充的話，則會在一周內被摩擦力消耗殆盡。可見這種過程對一週以上之長期天氣並非主要。倒是外在的熱源變得重要起來。正是這些外在熱源的影響，使得大氣運動逐漸偏離原來的正常演變途徑，從而產生長期天氣的變異。

在所有的外在熱源中，又以海洋的加熱場最為重要。這一來是因為海洋占地球表面積的70%，二來海水之比熱比陸地要大。這兩個因素使得海洋每年提供給大氣的能量約為陸地的4倍。因此在考慮發展中長期天氣預報技術的方案中時，我們不能不考慮海洋加熱場對大氣的影響，而這種影響，是透過海—氣相互作用（Air—Sea Interaction）來進行的。

當然，我們不能只看海洋，而不管陸地，畢竟陸地的加熱場也提供了有海洋1/4的熱量。這仍是一個不容忽視的比率。尤其像台灣各半年的長期天氣過程，絕對是受到亞洲大陸加熱場的調控，因此陸地—大氣相互作用之研究也是不可少的。

（2）長期天氣過程的空間尺度

由於長期天氣預報之對象是大約一個星期以上的天氣，我們當然有必要考慮在這段時間之內，大氣運動的可能改變。以中緯度的天氣擾動來說，一個擾動的進行速度，經向大約30—40經度，緯向則每天10度左右。由此看來，在10天左右，這個擾動之影響，即可傳遍全球。這同時也可以理解成，一

個地點之長期天氣，是可能受到全球其他地區之天氣及地表狀況所影響的。即以台灣而論，不但上游地區的中國大陸之大氣及地表情況會影響台灣之天氣，即下游地區之太平洋，甚至南太平洋及大西洋之異常，也會對台灣地區的長期天氣動態產生影響。這裏是指出，爲要正確地制作台灣地區中長期天氣預報，我們有需要蒐集全球的大氣狀況！

(3) 反饋作用

在長期天氣過程中，大氣與其下墊面是不斷地相互影響的。下墊面的熱量固然引起其上的天氣變化，而天氣的變化也同時引起了其下墊面物理狀態的變化，因而造成了一連串的連鎖變化。舉海洋爲例，海面溫度場的變化可能引起了大氣溫度、濕度、及氣壓場之變化，從而造成長期天氣的變異。不同的風場吹在洋面上，引起不同的風吹洋流。假使此洋流把海洋表面的溫水流走，便會引起海洋深層的冷水上翻。連帶地引起了海面溫度場之改變，於是乎又開始了下一步長期天氣過程變異之連鎖反應，這種大氣海洋相互影響之作用，便是反饋作用的一個例子。除了大氣—海洋相互作用之外，即使在大氣中也存在著反饋作用。成雲過程便是一個眾所周知的例子。總而言之，在了解長期天氣的物理過程中，反饋作用是不可忽略的一環。

3. 引起台灣地區中長期天氣的一些重要天氣氣候現象

雖然我們在上節提到，全球各地區的天氣變化及其下墊面的物理情況都可能影響到台灣地區的中長期天氣變化，這並不就是說，台灣地區的中長期天氣變化對各地區的變化同樣敏感。事實上的情況是，本地之變化與某些特定地區有強烈的相關，而和另外一些地區又似乎關係不大。發展中長期天氣預報技術的要項之一，便是找出這些與台灣地區的中長期天氣過程有重要影響的天氣及氣候現象，值得在發展中長期天氣預報技術方案時認真考慮：

(1) 海洋溫度場的影響

我們上面提過，海洋對大氣運動每年所提供的熱量為陸地的4倍，因此顯然海面溫度場的異常對長期天氣過程有重大影響。我們（王和劉，1994）曾對台灣地區的六個大站的降雨量和全球海溫異常場作相關分析，而得出一些有用的初步結論，指出全球海面某些地區（例如巴西之東海岸附近）之海面溫度異常（尤其是負異常值）與半年後之台灣地區之降水含有強烈之相關。這種海溫異常與長期天氣之間的關係，絕對值得再作進一步的探討。

(2) ENSO現象與台灣中長期天氣之關係

和上述海溫場有密切關係是所謂的ENSO（El Nino - Southern Oscillation, 艾爾尼紐—南方振盪）。現在已知 ENSO和全球許多地區（但不是全部）的中長期天氣及短期氣候有強烈的關係。職是之故，美國及歐日等國相當重視發展能夠預測 ENSO行為之模式，俾能利用這種關係來作長期預報。ENSO與東亞地區的環流和台灣的長期天氣有何種關係？顯然是一個重要的課題。

(3) 全球指數循環對台灣長期天氣之影響

台灣位於東亞季風區的亞熱帶部分，並非完全處於熱帶地區，因此免不了會受到中緯度的大氣環流所影響。尤於中緯度環流主要是西風帶的環流，因此若能了解西風帶的變化情況，也能增益我們關於中緯度環流影響台灣長期天氣的關係。Rossby 曾經提出一個所謂西風指數的概念—高指數代表緯向環流強烈，低指數則代表經向環流強烈—來敘述西風帶緯向環流及經向環流的消長。這種經向緯向環流的交替出現稱之為指數循環 (Index Cycle)。各種指數皆對應某一特定的天氣型式，而其周期往往介於20天至45天之間，這大約相對於近來討論頗為熱絡之30—60天低頻振盪。目前對這種周期變化的機制尚不十分清楚。若能掌握它的變化規律，則能較好地了解中緯環流如何影響台灣天氣。

(4) 長波及超長波之變化規律

長期天氣過程之主導系統，顯然是長波系統 (包括超長波)。這是由於短波系統在大氣中衰減得很快，顯然不足以引起長期天氣變化。例如波數為10的短波在4天之內便可以衰減到原振幅的1/10，因此顯然不會對一星期以上之天氣有何重要貢獻。反之，波數為5的中波衰減一半約須5天，衰減到1/10約須15天。而波數為1-3的長波振幅衰減一半約須13-80天，可見1-3波對長期天氣最為重要，因此掌握長波系統之動向及規律，也是一項重要的中長期天氣預報課題。已經有研究指出，超長波對於東亞地區冬季之寒潮爆發之中期預報，以及阻塞過程之預報均有不可忽略之效果。

(5) 西北太平洋高壓之動向

東亞季風區在夏半年顯然受到強烈的太平洋副熱帶高壓的影響。這個“副高”支配著東亞地區夏季大範圍的氣溫、降水及旱澇情況，而位於此區東緣的台灣自亦不例外。我們有迫切需要了解這個副高動向的規律以及它對台灣長期天氣的影響。應當用適當的特徵（例如中心強度、面積、脊線或脊點位置等等）來尋求它們和天氣型式的關係。

（6）梅雨現象

這是眾所周知的東亞季風區的降水現象。雖然一般是指中國長江中下游春末夏初的降雨，但是比此稍前的台灣以及華南地區的降水其實是屬於同一個系統。這是一個空間尺度大而時間尺度長的大型天氣過程，和東亞大陸環流的季節躍進有密切的關係，因而梅雨的年際變化也就指出了東亞大氣環流的年際變化情況。

從梅雨發生的地帶來看，這個現象本身便是一個副熱帶環流的產物。這個環流在東亞由青藏高原、梅雨大槽及西北太平洋副高組成一個超長波系統，形成一個“超長波槽”。這個槽可以一直延伸到中南半島，把日本之梅雨中國與台灣之梅雨，以及印度季風三者聯成一個體系。由於印度季風絕對和南半球的天氣過程有關，因此也牽扯到越赤道環流的問題。總之，東亞梅雨的問題也是作台灣中長期預報所不可避免的課題之一。

（7）颱風

颱風系統帶來的降雨是台灣地區總降水量的一個很重要的成份，因此先不提防災的重要性，僅僅是降水的問題便是一個台灣中長期天氣預報中極其重要的一環。以全球來說，西太平洋地區又是全球熱帶風暴發生最多的區域

，大約有36%的全球熱帶風暴發生於這個地區。而台灣之緯度又恰好位於西太平洋颱風的平均轉向點附近，所以格外地難以預報。

颱風路徑受到多種複雜的天氣因素所控制，但是所謂的駛流（Steering flow）算是主要的一個機制。問題是：怎樣預測駛流的動態？這便是研究颱風路徑的一個重點。其中西風長波帶的調整（東亞盛夏高緯度阻塞高壓之建立與崩潰），青藏高壓與西太平洋副高之間的相互作用，以及熱帶輻合區環流之調整三者對颱風之移動路徑都有密切關係，都是中長期預報技術發展中所需詳細討論的對象。

（8）寒潮爆發

寒潮爆發是台灣冬季中長期預報的主要對象之一。寒潮爆發本是中高緯度西風帶大型環流調整的結果，但是由於台灣位於東亞大陸的邊緣地帶，因此仍會被「波及」。寒潮爆發可以由於繞極渦旋（Circumpolar vortex）之分裂，成為偶極型環流，使得在極渦西側的槽和冷空氣急遽南下；或是由於亞洲地區的不穩定小槽之發展，導至東亞大槽之重建，而造成寒潮爆發；或是烏拉山區之大槽東移，也可能造成寒潮。因此這幾個環流型式之演變規律，是作寒潮中長期預報的掌握對象。

以上僅是舉出，作台灣地區的中長期天氣預報所須注意的一些特殊天氣現象或氣候因子。與中長期預報有關聯的天氣氣候因子甚多，可以說千頭萬緒，上面只是一些例子。更完善的考慮當有待於未來專屬機構設立之後再來詳細研討。

4. 發展台灣地區中長期天氣預報的幾個中心構想

從上面幾節的敘述，我們可以了解欲發展中長期天氣預報所必須面對的一些事實現象。想要掌握這些長期天氣變化並不是一件容易的事，這是需要投下相當的人力、物力、財力，並遵循一個確實的發展計劃才得以完成的。這一點即使在科技先進國家（歐、美、日）也尚未能達到要求。他們的長期天氣預報的準確度也仍然有待改進。錯誤的預報也一樣受到不了解此中辛苦的報章媒體所譏諷。但是我們如果從歷史演進來看，現在他們的預報已經是比初起之時有長足的進步了，而他們的國家也不知收到多少這些長期預報的經濟效益了。

至於台灣地區的中長期天氣預報，也並非全然沒有基礎。從徐等人（1991）及曾（1991）之報告中，可以看出，中央氣象局預報中心長期天氣預報課的同仁對本地區的中長期天氣預報技術有相當的掌握，並有一定程度的開發了。本規劃書的主旨便是在這個已經有的基礎上再進一步建立起一套更完善的中長期天氣預報系統來。

下面是幾個發展這個中長期天氣預報系統的幾個中心構想：

（1）成立一個專屬的「氣候預報中心」

目前長期預報課屬於預報中心，設有課長一人，預報員三人，另約聘一人（徐等人，1991）。對於日益複雜的中長期天氣及氣候預報工作來看，這顯然是不夠的。建議成立一個專司長期天氣及氣候預報的「氣候預報中心」，來負起研究中長期天氣變化規律，開發中長期天氣氣候預報技術，整理並分析歷史天氣氣候資料，並實際制作中長期天氣及氣候預報。

我們認為，人員編制至少應在20—25人左右。這個數目遠遠少於美國或歐洲同類的機構。美國國家氣象局的氣候預報中心（Climate Prediction Center, CPC）編制有六十多人，而歐洲的中期預報中心（ECMWF）規模也是龐大、不過 ECMWF 是18個國家集資合成的，屬於國際級機構，也許比較難以直接拿來相比。也許有人會認為台灣地區頗小，是故不用那樣多人員。問題是，我們上面提過，長期天氣的涉及範圍是涵蓋全球的，因此要處理這些涵蓋全球的天氣氣候資料，加以分析、運用、作出模式、繪圖，然後又要對不同的預報項目作出特別的預報，上述這些人數猶恐有所不足。實際上，我們還應該善加利用國內外有專長的專家學者來參加這一項工作。這一點下面還要再提到。

（2）成立一個顧問團

我們建議，應成立一個由學者專家所組成的顧問團（Advisory Board）作為氣候預報中心的諮詢顧問對象。顧問團的成員大部分應由各學術機構（國內或國外）對長期天氣及氣候過程學有專長的學者組成，但也應有至少一位中央氣象局的代表參預其事。學者之中，亦可以有外籍學者，惟需學有專長，並樂意參與台灣之長期預報者。

顧問團的任務是：

- ①擬定中長期天氣及氣候預報的研究及發展方針，
- ②提供氣候預報中心有關中長期天氣及氣候過程及預報技術的學術資訊，
- ③定期檢討氣候預報中心工作成效，並提出修正或改善之建議。這個顧問團的主要性質為諮詢及評議。氣象局對顧問團之建議應儘量予以尊重採納，但中央氣象局應保有對氣候預報中心任何業務的最後決定之行政權責。

顧問團的人數最好在10人以下。如果人數不能過少，（譬如十幾個人

），則可以考慮在團內另成立人數5人以下之執行委員會（Executive Committee），用以擬定決議之細則，以及執行綱要（Exevutive Summary）。

（3）研究與應用並重的方針

如眾所周知，長期天氣及氣候預報並非一門久已成熟的學問，即使科技先進國家對這個課題也仍然在摸索研發的階段。這裏並沒有現成的機器，裝上一些“罐頭”軟體（Canned Software），按個鈕就有產品掉出來的。因此氣候預報中心成立之後，應採取研究及應用並重的業務方針。一方面儘力開發短期即可應用之預報方法，一方面則竭力爭取研究中長期天氣及氣候過程之物理動力機制，以期增進對這些過程之了解，從而改善預報技術。

如有可能，中心之研究人員應設法將研究成果發表於科學期刊，或至少定期撰寫研究報告，交由顧問團評議。

（4）建立與學術界之合作關係

如上條所述，氣候預報中心所從事之業務有很濃厚的研究成份。在有限的人力、經費、及研究資源的情況下，中心應爭取建立與學術界之合作關係，以期利用學術單位已有的資源，配合中心本身之資源，以達到事半功倍的效果。

顧問團的成員既是大多數來自學術單位，應有義務協助中心建立與學術界合作之管道。

(5) 參考引進外國先進預報科技

雖說各國對於長期天氣及氣候預報仍在研發階段，畢竟科技先進國家對這方面的起步較早，故在方法上已經取得一定成果，值得引進參考借鏡。

目前在長期天氣及氣候預報方面較為進步的機構有美國之氣候預報中心，歐洲中期預報中心，英國氣象局之 Hadley Center，以及澳洲氣象局之長期預報小組。另外日本氣象廳之長期預報室對東亞地區有獨到之心得，印度氣象局對印度季風及南半球之環流亦有獨到之處，也應值得借鏡。

此外，值得注意的，是中國大陸的長期天氣及氣候預報的情形。他們的起步較早，在五十年代即有涂長望，顧震潮等人開始注意這方面的業務，迄今頗有一定規模。目前中國國家氣象局設有一個中國氣候中心，由丁一匯主其事。由於大陸之環流型式與台灣之天氣關係十分密切，因此他們的一些結論及科研成果亦可以應用於台灣地區。因此我們也應密切注意。

(6) 定期舉辦工作會議及科學會議

氣候預報中心成立之後，將應陸續有研究成果以及各項預報結果。這些結果應於一定期間（最少每年一次）舉辦工作會議（Workshop），檢討這一期間內之研究及預報成效。

此外，中心的一些研究及作業成果也應有整個氣象科學上的意義。可以考慮於較長之期間內（例如兩年一次）召開主題較為廣泛之科學會議（Scientific Conferences），廣邀各界學者參與，以期收集思廣益之效。

(7) 擬定長期天氣及氣候預報人才培訓計劃

氣候預報中心之成功，除了起始的計劃完善之外，實有賴於中心人才得以繼續培養成長。目前國內長期天氣及氣候預報之人才，似以診斷分析為主，而於數值模擬及預報之人才則相對缺乏。建議氣象局應擬定一個長程計劃，積極培養這方面之人才，選派適當人員到科技先進之國內外單位進修，以充實中心之預報及科研能力。

(8) 發展適合台灣地區特殊地理情況之長期天氣氣候預報

台灣的地理位置十分特殊，不但四面環海，從東面受到北太平洋副熱帶海洋性氣團的影響，又且位於東亞大陸的邊緣，因而也同時受到大陸性氣團的強烈影響。因此在制作中長期天氣預報時，均必須考慮這兩者之消長。抑有甚者，這裏正是東亞季風區內，最大的海洋（太平洋）與最大的陸塊（歐亞大陸）之交接處。季風本來便以區內天氣之不均勻而馳名，在這海陸交界處，加上北回歸線橫貫台灣中部的地理因素，使得本區的長期天氣預報須作諸多考慮。

以上是指，在引進國外技術之時，我們必須注意評估這些技術是否適合本土情況。我們最終的目的，是要發展出一套適合台灣地區特殊情況之中長期天氣氣候之預報技術，而不是盲目地採用一些“世界聞名”但卻不見得適合本地的預報模式。

(9) 建立與民眾溝通管道

台灣目前是一個民主國家，任何之行政措施免不了會在某種程度上受到

民意的監督。氣象局以及將成立之氣候預報中心既是政府之公立機構，也自然需要注意民眾關係。一般民眾對天氣預報本來便存有許多誤解（即使在48小時預報準確度已超過 85%的今天），我們可以預見，對長期天氣及氣候預報會有的誤解可能更多。建議氣象局應建立與民眾溝通的適當管道，以灌輸正確的氣象科學概念，教育民眾。

5. 目前各國中長期天氣及氣候預報技術的一般情形

如前所述，目前即使在科技先進國家，中長期天氣及氣候預報仍未能臻於理想，而氣候預報距離理想尤遠。大致而言，目前的中長期天氣及氣候預報不外乎下面幾種：

(1) 數值預報

基本是大氣環流的數值模式，一如短期預報的數值預報模式一般，惟是其中的一些參數已修正為適合中長期天氣及氣候過程的數值，而且許多高頻的波動都已作濾波或平滑處理，以適合長時間尺度之預報。

以美國的 CPC 為例子，他們採用兩個模式，一個是 NMC 自己發展的中期預報模式（稱為 MRF），一個則是 ECMWF 的中期預報模式。由兩個模式所作出結果，參以「經驗」之融合，來作出中期（6-10天）之預報。在這種以預報員之經驗來判斷某些數值結果的取捨之時，顯然仍有很大的主觀成分在內。截至目前為止，純粹客觀的中長期天氣及氣候數值預報之 skill 仍未能超過具有多年經驗之預報人員，但大趨勢仍是往數值方向前進。

(2) 統計預報

這仍然是許多國家主要的中長期預報工具。這裏其實還包括了一般所謂的「經驗預報」，因為所謂的經驗，其實也是在預報員的腦海裏所存留的「印象」。而這正是經過「人腦的統計」而來的結果，只差沒有把統計式子寫出來罷了。關於統計預報的方法大家比較了解，而且多半針對特殊的天氣氣候項目（例如春雨、梅雨、冬溫、颱風．．．）去找出敏感的預報因子，作

成統計預報模式來作為預報之依據。

由於上述之方法在1991年出版之「長期天氣預報技術研討會」之論文集中多有論述，因茲不贅。

當然，台灣的中長期天氣及氣候預報技術仍然需要這兩個方向同時並重。這是由於數值預報的效果尚未完全合乎理想，尚假一段時日之努力方可。而統計預報制作較為簡便，在短時間內仍是預報的主要工具。

然而無論是數值預報或統計預報，快速的大型電腦以及高容量的資料貯存器皆是少不了的。數值預報是靠電腦來解大套之偏微分方程，其需電腦固不待言，便是統計方法之改善，也是需要利用電腦，分析整理大批之天氣氣候資料，找出一些天氣氣候因子，求取它們之間的時間及空間上的相關關係，作為預報之依據。因此在發展中長期天氣及氣候預報計劃中，購置高速電腦及大型記憶體及資料貯存是不可或缺的。

有了硬體設備，當然也免不了要有軟體來配合。另外，維修及顧問（如何使用）之費用也不能不考慮。以目前美國的大趨勢來看，已漸不使用大型超級電腦，而改用一系列之中型電腦來代替，因為這些中型電腦幾乎不太需要維修，不像 CRAY 大型電腦需要一整隊的專人來管理。像伊利諾大學的 NCSA (National Center for Supercomputer Applications) 就把 CRAY 廢止不用，而代以一些高檔的 Silicon graphics 的中型電腦了。

另一個值得深思的問題，是與國外學者合作開發預報技術的問題。由於目前台灣國內尚缺乏足夠的高科技人才，在此情況之下，實有必要與國外學有專長的學者通力合作。這些學者有的是從台灣出去的學者，也有可能是本

來便是外籍人士。要求他們合作有效率，方法無非是讓他們有合作的獎勵誘因（incentives）。對學者來說，這無非是讓他們有足夠的研究經費，可以從事他所想作的研究。目前國內與外國學術界合作之方式，有時似有彈性不夠之處，此點也是需要列入考慮之處。

6. 執行計劃

基於上面幾節的一些構想，我們擬定一個十年的執行計劃，來完成這個中長期天氣及氣候預報的現代化計劃。這十年又可區分為幾個階段：

第一年：籌備階段

第二年：成立階段

第三年至第六年：實驗階段

第七年至第十年：試報階段

茲詳述如下：

第 1 年—籌備階段

- ①成立「氣候預報中心推動小組」（Steering Committee），人數約 7-8 人，由局長選定，推動下列工作。
- ②召開工作會議，討論中心成立之行政編制及技術細節。
- ③推薦顧問團人選。
- ④顧問團召開工作會議，擬定中心業務方針，應有之硬體、軟體設備，並向局長提出報告。
- ⑤局方向交通部或行政院有關部門提出設立預報中心之申請提案。
- ⑥提案獲批准並通過各項經費。

第 2 年—成立階段

- ①氣候預報中心正式成立，開始徵召人員，進行業務。
- ②採購應備之硬體、軟體、資料等設備。
- ③測試設備及資料。

- ④召開第一次Workshop，檢討中心之一般設備情況。顧問團將改善之建議作成執行綱要（Executive Summary），提交局方實施。
- ⑤甄選人才出國或至國內學術單位進修。

第3年一

- ①測試各項軟體、硬體、網路等功能之完善情形。
- ②開始進行各項預報技術之實驗，並分析模式之結果，以及敏感度等之診斷分析。
- ③開始進行台灣地區中長期天氣及氣候過程之研究。
- ④召開第二次Workshop，檢討各項進度，必要時修正作業或研究方針，作成執行綱要。
- ⑤本年度之檢討重點，應為檢查各項模式之運算進行是否正常，是否有足夠之資料提供研究，模式及統計之結果是否正常。
- ⑥繼續甄選培訓人員。

第4年及第5年一

- ①繼續測試模式之運作及敏感度。從這些測試中找出並調整模式中之參數，使之適合台灣地區之情況。
- ②研究計劃中，對特定之天氣或氣候現象（寒潮、梅雨等）應找出敏感之預報因子。
- ③召開第3次及第4次Workshop。
- ④本年度之檢討重點，應注重模式是否修正適合台灣地區之情況，研究是否趨向得出影響特定天氣氣候之環流型式或物理機制（如SST或ENSO等．．）。
- ⑤應同時檢討與國內外學術單位之合作情況，以及培訓人員是否得到預期效果，並提出修正方案。

第 6 年—實驗完成階段

- ①本年度內應完全確立適合台灣地區之中長期天氣及氣候之預報模式，並有可信之結果。
- ②各種特定天氣及氣候現象之預報方法應在本年度中完全確立，並有可信之實驗預報。
- ③召開第 5 次 Workshop。
- ④本年度之檢討重點，在檢查各項預報模式及方法是否已達到可試報階段。
- ⑤考慮召開「全國中長期天氣及氣候預報會議」。如有可能，也可考慮召開國際性之會議，例如「東亞地區中長期天氣及氣候預報會議」。

第 7 年至第 10 年—試報階段

- ①開始利用已確立之預報模式，進行正規試報，以期在第 10 年時預報之準確度達國際水準。
- ②研究工作應確立各天氣及氣候現象所對應之大氣環流型式及可能之物理機制。
- ③每年持續召開 Workshop。
- ④每次會議之重點應為：預報之準確度，造成預報不準確之因素，提出改善之建議。
- ⑤在第 10 年，應提出總檢討，評估 10 年來之總成果，並考慮召開另一國際性會議。

7. 經費估計

下列之經費估計不包含氣候中心人員之薪資福利，氣象局之行政管理費用，建築，以及培訓人員之薪資福利，生活費用，教育，交通等費用。

- 第一年-新台幣五百萬元

•
主要用途-召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第二年-新台幣壹億四千萬元

主要用途-電腦硬體(5台 Silicon Graphics Origin-2000 級之大型工作站，以及 2 台 Silicon Graphics Onyx 級繪圖功能之中型工作站)，周邊設備，軟體，網路系統，大型資料貯存(硬碟，磁帶，光碟等)，運費，安裝，測試，諮詢維修等，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第三年-新台幣五千萬元

主要用途-第二批電腦周邊設備，軟體，網路系統，大型資料貯存，運費，安裝，測試，諮詢維修等，引進先進數值模式，安裝，及測試。國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第四年-新台幣三千萬元

主要用途-國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第五年-新台幣三千萬元

主要用途-國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第六年-新台幣五千萬元

主要用途-召開國際中長期天氣及氣候預報會議，邀請世界著名專家作專題演講及訪，國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第七年-新台幣三千萬元

主要用途-國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第八年-新台幣三千萬元

主要用途-國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第九年-新台幣三千萬元

主要用途-國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

- 第十年-新台幣五千五百萬元

主要用途-召開國際中長期天氣及氣候預報會議，召開大型總檢討會。邀請世界著名專家作專題演講及訪，國外及國內之學術合作計劃經費，召開會議，顧問人員之機票，住宿，車馬，及顧問費等。

交通部中央氣象局委託研究計畫成果報告

設計及研發全球伴隨波譜模式(I)

計畫類別： ☐國內 ☒國外

計畫編號：CWB 86 - 34 - 09

執行期間：85年7月1日至86年6月30日

計畫主持人：鄒曉蕾

協同主持人：張忍成

中華民國八十六年六月三十日

交通部中央氣象局委託
美國國家大氣研究中心
設計及研發全球伴隨波譜模式

美國國家大氣研究中心研究員：鄒曉蕾
中華民國八十六年六月

一、說明

伴隨理論(adjoint method)在氣象上的應用，最早可分為兩支(Daley, 1991)，以 Marchuck (1974)和 Lions (1971)為代表，Marchuck 利用此法來探討氣候模式的敏感度(sensitivity)問題，Lions 則認為其不但能研究敏感度問題，對一個微分系統而言應該可以透過伴隨方法求算出最佳初始值。現今，這兩支理論已合而為一，其在數學分析中的推導僅有先後之別。換言之，在探討完敏感度後，接下來的挑戰就是：如何修正初始場而得到一個最佳的結果。由於氣象變數較多，方程組亦有相當的複雜性，故最初所遭遇的問題是：如何應用至氣象中？但，隨著數值方法和電腦硬體的進步，原先認為的龐大計算至今已不是問題；加上數值方法的進步，像早期的氣象學家如 Kontarev (1960)，LeDimet and Talagrand (1986)，Talagrand and Courtier (1987)等中所使用的方法，如今可用 Talagrand (1991)所提出的方法取代，對於伴隨算子有新的認知，模式的發展遠較從前容易；而隨後的 Errico and Vukicevic(1992)和 Zou(1995)等使用的方法都已經是用數值方法求算伴隨模式。

在許多氣象問題中，常要求出一個泛函的極值，而所謂泛函即是由函數所組成的函數，例如， $\mathbf{x} \equiv (u, v, \Phi)^T$, $\hat{\mathbf{x}} \equiv (\hat{u}, \hat{v}, \hat{\Phi})^T$ ，其中上標 T 表矩陣的轉置，欲求 $J \equiv (\mathbf{x} - \hat{\mathbf{x}})^2 / 2$ 的極值；此處 J 即為泛函。數學上，用變分學來求泛函的極值，而伴隨理論則為變分法中求泛函極值的標準計算步驟之一。

伴隨理論的精神，在於利用算子交換的特性。而為了要方便完成算子的交換，伴隨理論在線性理論的架構下探討問題，和原來線性方程有關的線性算子經過算子交換過程後得到伴隨算子，作用在另一變數上，其目的為規避對原方程變數做繁瑣的直接計算而能求得解答的一種方法。回溯數學歷史，伴隨算子分別在微分方程和線性代數中有相似的定義和不同的應用。微分方程中的伴隨算子，為應用在滿足特定邊界、初始條件而無法求得通解之情形下，找出特解的計算方法，常配合格林函

數(Green function)使用。在求泛函極值問題時，伴隨變數即為拉氏乘數(Lagrange multiplier)，其和極值的敏感度有關。而線性代數中的伴隨算子則用於坐標轉換的討論，求得在非正交坐標上，某一向量在各基底上的最佳投影。

為配和中央氣象局利用變分法發展四維資料同化之技術，本研究利用其全球波譜模式的動力部份為起點，開發此動力模式的伴隨模式，做為以後各項工作推展的基礎。本報告第二節簡述建立伴隨模式的原理與步驟，第三節則是討論運用伴隨模式時所應注意的事項和未來的工作計畫。

二、研究方法

現今的潮流是直接利用正切線性模式導出伴隨模式，此方法最早由 Talagrand (1991) 提出，其優點是利於模式的發展和維護，本計畫所發展的伴隨模式將採行此法。正切線性模式為原非線性全球模式的一階導數近似，其數學上的推導如下：

原全球模式可簡寫成

$$\frac{\partial \mathbf{x}}{\partial t} = \mathbf{n}(\mathbf{x}) = \mathbf{F} \quad , \quad (1)$$

其中 $\mathbf{n}$ 是非線性算子， $\mathbf{x}$ 為變數所組成的行向量。設原變數 $\mathbf{x} = \bar{\mathbf{x}} + \mathbf{x}'$ ，其中 $\mathbf{x}'$ 為擾動場；而 $\bar{\mathbf{x}}$ 為一參考變數，可為不穩定度分析時之基本場，或是資料分析時之氣候場。將 $\mathbf{n}(\mathbf{x})$ 做 Taylor 級數展開，即

$$\mathbf{n}(\mathbf{x}) = \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}}) + \frac{\partial \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}})}{\partial \mathbf{x}} \mathbf{x}' + \mathbf{O}(\mathbf{x}'^2)$$

如忽略掉高次項，則(1)式可變為，

$$\frac{\partial \bar{\mathbf{x}}}{\partial t} + \frac{\partial \mathbf{x}'}{\partial t} = \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}}) + \frac{\partial \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}})}{\partial \mathbf{x}} \mathbf{x}' = \bar{\mathbf{F}} + \mathbf{f} \quad .$$

$$\text{令 } \frac{\partial \bar{\mathbf{x}}}{\partial t} = \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}}) = \bar{\mathbf{F}} \quad ,$$

則此時，

$$\frac{\partial \mathbf{x}'}{\partial t} = \frac{\partial \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}})}{\partial \mathbf{x}} \mathbf{x}' = \mathbf{f} \quad . \quad (2)$$

對 $\mathbf{x}'$ 言(2)為一線性方程。(2)式又稱為正切線性方程，和平常所認知的線性方程之不

同處，在於 $\frac{\partial \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}})}{\partial \mathbf{x}}$ 這項來自(1)式的運算，為一時間的函數。於是上式可用線性算子

$\mathbf{L}$ 來取代 $\frac{\partial \mathbf{n}(\bar{\mathbf{x}})}{\partial \mathbf{x}}$ ，則(2)式可簡寫成：

$$\frac{\partial \mathbf{x}'}{\partial t} \equiv \dot{\mathbf{x}}' = \mathbf{L}\mathbf{x}' = \mathbf{f}。$$

上式僅是一則通式；換言之，全球模式中每一個變數或和此變數有關的相依變數都要依此做一階導數求得相應的正切線性方程。現以全球模式之一項做範例，餘者可照此推導。

全球模式中的渦度方程可簡寫為：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\alpha(G, H)，$$

其中，

$$\begin{aligned} \alpha(G, H) &= \frac{1}{\cos^2 \varphi} \frac{\partial G}{\partial \lambda} + \frac{\partial H}{\partial \mu} \\ G &= U(\zeta + f) + [\dot{\sigma}\pi] \left(\frac{\partial V}{\partial p} \right) + \frac{c_p}{a^2} \theta \left(\frac{\partial P}{\partial \pi} \right) \left(\frac{\partial \pi}{\partial \mu} \right) \cos^2 \varphi - Q_v \frac{\cos \varphi}{a} \end{aligned} \quad (3)$$

而(3)式之正切線性方程為，

$$\begin{aligned} G' &= \bar{U}\zeta' + U'(\bar{\zeta} + f) + [\dot{\sigma}'\bar{\pi} + \dot{\bar{\sigma}}\pi'] \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial \bar{p}} \right) + [\dot{\bar{\sigma}}\pi'] \left(\frac{\partial V' \partial \bar{p} - \partial \bar{V} \partial p'}{(\partial \bar{p})^2} \right) \\ &\quad + \frac{c_p}{a^2} \theta' \left(\frac{\partial \bar{P}}{\partial \bar{\pi}} \right) \left(\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \bar{\mu}} \right) + \frac{c_p}{a^2} \bar{\theta} \left(\frac{\partial P' \partial \bar{\pi} - \partial \bar{P} \partial \pi'}{(\partial \bar{\pi})^2} \right) \left(\frac{\partial \bar{\pi}}{\partial \bar{\mu}} \right) \\ &\quad + \frac{c_p}{a^2} \bar{\theta} \left(\frac{\partial \bar{P}}{\partial \bar{\pi}} \right) \left(\frac{\partial \pi' \partial \bar{\mu} - \partial \bar{\pi} \partial \mu'}{(\partial \bar{\mu})^2} \right) - Q_v' \frac{\cos \varphi}{a} \end{aligned}$$

如此，經過逐次逐項的推導，可得到完整的正切線性方程。值得注意的是，所得之結果須滿足泰勒級數展開的一階近似，即

$$\text{當 } \delta \ll 1, \text{ 則 } \frac{\mathbf{n}(\mathbf{x} + \delta \mathbf{x}') - \mathbf{n}(\mathbf{x})}{\delta \frac{\partial \mathbf{n}}{\partial \mathbf{x}} \mathbf{x}'} \cong 1。$$

表一即為中央氣象局全球波譜正切線性模式的表現。須知上式不僅可對所有變數的整體表現做測試，亦可對單一變數做校驗。故表中對所有預報變數如 u, v, T, p_s, Q 等分別做檢驗，也對其合成的結果做檢查。結果顯示，此正切線性模式是正確的。

在完成正切線性模式之後接著便可以發展其伴隨模式。由於線性算子的特性是每一算式中只有一個變數，沒有變數在分母，也沒有變數的高次項，故獨立於此變數的所有部份皆可視為算子，可透過下述的推導，得此算子的轉置排列而得到伴隨模式。

於此，吾人用一簡單的平流方程 $\dot{u}' = \frac{\partial u'}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} - u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ 來做範例，其寫成差分方程時成為，

$$\begin{pmatrix} \vdots \\ \dot{u}'(i, j) \\ \vdots \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \ddots & \bar{u}(i, j) \frac{1}{2\Delta x}, & -\frac{\bar{u}(i+1, j) - \bar{u}(i-1, j)}{2\Delta x}, & -\bar{u}(i, j) \frac{1}{2\Delta x} & \ddots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \vdots \\ u'(i-1, j) \\ u'(i, j) \\ u'(i+1, j) \\ \vdots \end{pmatrix} \\ = \mathbf{L} \mathbf{x} \quad (4)$$

此時 $\mathbf{L}$ 為一線性矩陣算子，而 $\mathbf{x}$ 為一行向量變數，當對 $\mathbf{L}$ 取轉置時可得其伴隨算子 $\mathbf{L}^T$ 和其對應之伴隨方程

$$\begin{pmatrix} \vdots \\ \dot{u}'_a(i-1, j) \\ \dot{u}'_a(i, j) \\ \dot{u}'_a(i+1, j) \\ \vdots \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \vdots \\ \bar{u}(i, j) \frac{1}{2\Delta x}, \\ -\frac{\bar{u}(i+1, j) - \bar{u}(i-1, j)}{2\Delta x}, \\ -\bar{u}(i, j) \frac{1}{2\Delta x}, \\ \vdots \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \vdots \\ u'_a(i, j) \\ \vdots \end{pmatrix} \\
= \mathbf{L}^T \mathbf{x}_a \quad (5)$$

比較(4)與(5)式，我們領悟到一個通則，就是把正切線性模式反寫回去即可得到伴隨模式。試看將(4)式等號左手邊的變數寫成伴隨變數，然後將其移至等號右手邊；隨後將原線性算子從新安排，即那一個變數所對應的線性算子將仍然是其相應伴隨變數的線性算子，但為了排成矩陣的型式起見，它必須旋轉 90 度，亦即原矩陣的轉置；最後將原等號右手邊的變數移至左手邊。這就是 Talagrand 在 1991 年所提出的方法，它大大節省了發展伴隨模式的時間，更重要的是它和原來的正切線性模式有相互的依存關係，並不需要給定特別的邊界條件，這就是後來稱為數值模式的伴隨模式之由來，因其並非從原來的方程透過解析運算而得到的伴隨模式。表二即為利用此一精神所撰寫的簡單範例，該演算法(algorithm)的精神為全球模式中所用的調整性蛙跳積分格式(filtered leap-frog time integration scheme)。利用此法即可逐條修改每一個正切線性模式的副程式而得到一完整的伴隨模式。

三、結論與未來方向

所得出的伴隨模式必須通過下面伴隨恆等式之的檢測，即

$$\begin{aligned}\langle \mathbf{x}'_a(t), \mathbf{x}'(t) \rangle &= \langle \mathbf{x}'_a(t), \mathbf{L}(t) \mathbf{x}'(t_0) \rangle \\ &= \langle \mathbf{L}^T(t) \mathbf{x}'_a(t), \mathbf{x}'(t_0) \rangle = \langle \mathbf{x}'_a(t_0), \mathbf{x}'(t_0) \rangle\end{aligned}$$

其中 $\mathbf{L}$ 為正切線性算子， $\mathbf{x}'$ 為相應於原模式之外的一小擾動變數， $\mathbf{x}'_a$ 為其伴隨變數， $\mathbf{L}^T$ 為伴隨算子， t 表時間， $\langle, \rangle$ 括弧表函數空間的內積。上式意為當於某一時刻之伴隨變數和小擾動變數的內積，恆等於初始狀態時伴隨變數和小擾動變數的內積。於 64 位元的電腦，如 Cray-YMP 上應該有 10 個數值位的精確度。

總計所修改的正切線性模式和伴隨模式如表三中所示，所有的程式附於本報告之末以為參考。其取名的方式按照原先非線性模式的名稱但在其前加一個大寫的 M 表示，加 L 代表為正切線性模式，而加 adL 表為伴隨模式。

伴隨理論源自於線性代數和微分方程算子，其後應用於變分最佳化分析。由於求算伴隨模式數值方法的進步，可消弭線性代數和微分方程中伴隨算子恆等式的差異，無須事先預設所求問題之邊界條件來推導伴隨方程。據此求出之伴隨變數，正是所定義之價值函數(cost function)以初始場變數來表示之梯度，而依據此梯度值可用數值疊代法求解當初始場為若干時，其價值函數的極值。

不同的價值函數定義，將定義出不同的伴隨變數，而其代表對所求問題之敏感性。伴隨變數值愈大的區域，表示這塊地區對所求問題的影響很大；任何一個存於此區的小擾動將影響後來的結果甚鉅，需要比其它地區多做調整。但非常重要的是：真實世界的變化，不一定要照著伴隨變數所指示的數量級做調整才能得到所要的結果；也就是說，伴隨理論提供的是一最佳化的方法，意即如何調整初始場最少，而能求得最接進所設想的狀態。

舉凡在氣象應用中牽涉到變分求極值的問題都可藉助伴隨理論求解。因為任何一種求解過程都可視為由一運算子和其變數所組成的函數，只要能將運算子線性化，都能得到伴隨算子而求解極值。但是，原理容易了解，實際作業時方程組的複雜性、電腦計算資源的大小都可能影響到伴隨模式的實用性，但儘管如此，由於其可明確計算出四維空間變數的梯度值，在處理變分極值問題時仍有很大潛力。此外，對不易直接診斷的模式敏感度測試亦有很大幫助；而應用在不穩定度和可預測度的問題上，亦是不錯的工具。

運用前述的數值法推導伴隨模式似乎是比较好的選擇，可以藉由計算伴隨算子的恆等式是否相等來驗證伴隨模式是否正確，另一方面是在模式的發展維護上，較為容易。此外，必須要特別注意的是，伴隨模式並非是一個時間逆向的模式而已，它所得出的值是一個梯度，一個敏感度區，決非當定義伴隨變數初始值為 $\mathbf{x}'_a(t_f) \equiv \mathbf{x}(t_f) - \bar{\mathbf{x}}(t_f)$ ，其積分終了時所得到的變數是 $\mathbf{x}'_a(t_0) = \mathbf{x}(t_0) - \bar{\mathbf{x}}(t_0)$ ，這是一個嚴重的認知錯誤。

至於未來的工作則分為下列幾點：

- (一)利用伴隨模式做極小化程序(minimization)的測試，這是做為四維資料同化技術的第一步工作。
- (二)作敏感度測試以驗證並校驗中央氣象局的全球模式。
- (三)加入幾個簡單的物理過程，如大尺度降水和簡單的幅射過程，使此伴隨模式更完整，更符合實際大氣的調整變化，以應付後續實際作業的需要。我們將在後續的合作計畫中，逐項進行這個工作。

四、參考文獻

- Courtier, P., J. Derber, R. M. Errico, J.-F. Louis and T. Vukicevic, 1993 : Important literature on the use of adjoint, variational methods and the Kalman filter in Meteorology. *Tellus*, **45A**, 257-342.
- Daley, R., 1991: *Atmospheric data analysis*. Cambridge University press.
- Errico, R. M. and T. Vukicevic, 1992 : Sensitivity analysis using an adjoint of PSU-NCAR mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1644-1660.
- Kontarev, G., 1980 : The adjoint equation technique applied to meteorological problems. *ECMWF Tech. Rep., No. 21*, Shinfield Park, Reading, RG29AX, U.K., 21pp.
- LeDimet, F. X., and O. Talagrand, 1986 : Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus*, **38A**, 97-110.
- Navon, I. M., X. Zou, J. Derber, and J. Sela, 1992 : Variational data assimilation with an adiabatic version of the NMC spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1433-1466.
- , and D. M. Legler, 1987 : Conjugated-gradient methods for large scale minimization in meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1479-1502.
- Talagrand, O., and P. Courtier, 1987 : Variational assimilation of Meteorological observations with adjoint vorticity equation. Part I. Theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1311-1328.
- Talagrand, O., 1991 : The use of adjoint equations in numerical modeling of the atmospheric circulation. In: (A. Griewank, G. Corlisse, editor) *Automatic differentiation of algorithms: theory, implementation and application*, pp. 169-180.
- Zou, X., Y.-H. Kuo, and Y.-R. Guo, 1995: Assimilation of atmospheric radio refractivity using a nonhydrostatic adjoint model. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2229-2249.
- , I.M. Navon, and F. X. Le Dimet, 1992 : Incomplete observations and control of gravity waves in variational data assimilation. *Tellus*, **44A**, 272-296.

表一

10

[illegible]

[illegible][illegible]

[illegible][illegible]

User gfs11@cray2e Jun 19 10:14 1997 tlmcheck.dat Page 10

[illegible]

[illegible][illegible]

表 2

User gfs11@as06 Apr 26 04:06 1997 adtime.f Page 1

```

program adtime
real xold,xnow,dt,a,afa
afa=0.02
dt=2
a=0.3
xnow=3
xxx=xnow
aa=a
call ttt(a,dt,afa)
w=a*a
print *, 'a= ',a
print *, 'w= ',w
call adttt(a,dt,afa)
v=a*aa
print *, '-----'
print *, 'w,v= ',w,v
stop
end

```

c

```

subroutine ttt(a,dt,afa)
real xold,a,xnow,dt,afa,xten
logical forward
data forward/.true./
xnow=5.*a
xold=xnow
do i=1,5
xten=a
if (forward) then
xnow=xold+dt*xten
forward=.false.
else
xten=xold+2*dt*xten
xold=xnow+afa*(xold-2*xnow+xten)
xnow=xten
endif
a=4.*xnow
enddo
return
end

```

c

```

subroutine adttt(a,dt,afa)
real xold,a,dt,afa,xnow,xten
print *, 'afa= ',afa

```

c

```

xold=0.
xnow=0.
xten=0.

```

c

```

do i=5,1,-1
xnow=4.*a+xnow
if (i.ne.1) then
xten=xnow
xnow=(1-2.*afa)*xold
xten=afa*xold+xten

```

User gfs11@as06 Apr 26 04:06 1997 adtime.f Page 2

```

xold=afa*xold
xold=xten+xold
xten=2*dt*xten
print *, '1st xten= ',xten

```

c

```

else
xold=xnow+xold
xten=dt*xnow
print *, '2nd xten= ',xten
xnow=0.
endif

```

c

```

a=xten
enddo
xnow=xold+xnow
a=5.*xnow+a
print *, 'a,xnow= ',a,xnow
return
end

```

表三

全球動力波譜模式所用的副程式名

cons	eigen	gausl3	gfctst	gridnl	Mintgrt	invmtx	lgndr
Mmatrix	mtxmlp	mtxppt	Mpmatrix	Mprexp	rstran	Msfcdrg	Msiimpl
sortml	trandv	transr	transr	tranuv	trangra	uzmean	Mvstruc

正切線性模式所用的副程式名

cons	eigen	gausl3	Lgridnl	Lintgrt	invmtx	lgndr	Lmatrix
mtxmlp	mtxppt	Lpmatrix	Lprexp	rstran	Lsfcdrg	Lsiimpl	sortml
trandv	transr	transr	tranuv	trangra	uzmean	Lvstruc	

伴隨模式所用的副程式名

cons	eigen	gausl3	adLgridnl	adLintgrt	invmtx
lgndr	adLmatrix	mtxmlp	mtxppt	adLpmatrix	adLprexp
adrstran	adLsfcdrg	adLsiimpl	sortml	adtrandv	adtransr
adtransr	adtranuv	adtrangra	uzmean	adLvstruc	

附錄

```

      program gfcstx_tlm
c Global ForeCAST Dry(x) Tangent Linear Model
c
      include '../include/param.h'
      include '../include/const.h'
      include '../include/griddtln.h'
      include '../include/griddtln9.h'
      include '../include/spec.h'
      include '../include/spec9.h'
c
      character*1 bas_tmpf_need
c
      dimension ut(nx,lev,my),vt(nx,lev,my),tt(nx,lev,my)
      >, pt(nx,my),qt(nx,lev,my)
      dimension ut9(nx,lev,my),vt9(nx,lev,my),tt9(nx,lev,my)
      >, pt9(nx,my),qt9(nx,lev,my)
      dimension ut99(nx,lev,my),vt99(nx,lev,my),tt99(nx,lev,my)
      >, pt99(nx,my),qt99(nx,lev,my)
      dimension utdiff(nx,lev,my),vtdiff(nx,lev,my),tt99(nx,lev,my)
      >, pt99(nx,my),qt99(nx,lev,my)
      dimension xx(nx*lev*my*4+nx*my),xx9(nx*lev*my*4+nx*my)
      >, xx99(nx*lev*my*4+nx*my)
c
c logical io units:
c
c 1: input namelist file = 'namlst'
c 3: spectrum coeff output file='bspt??'
c 12: filist
c
c get model constants
c
      call cons
c
c read in initial data and prepare for initialization/forecast
c
c set up Basic state
c
      call grossby(nx,my,lev,sinl,tmean9,ut9,vt9,tt9,qt9,pt9
      *, sig,ptop,pk9,pk29,plt9,tref9,capa,cosl)
c
c set up perturb field
c
      call perturb(nx,my,lev,sinl,tmean9,tmean
      *, pt9,pk9,pk29,tt9
      *, ut,vt,tt,qt,pt,sig,ptop
      *, pk,pk2,plt,tref,capa,cosl)
c
      print *, 'finished setting initial field'
c
c time integration
c INPUT: ut,vt,tt,pt,qt
c
c OUTPUT: ut,vt,tt,pt,qt
c
      bas_tmpf_need='y'

```

```

      call Mintgrt(ut9,vt9,tt9,pt9,qt9,bas_tmpf_need)
      call Lintgrt(ut,vt,tt,pt,qt)
      call trnv2x(ut9,vt9,tt9,pt9,qt9,nx,lev,my,xx9)
      call trnv2x(ut,vt,tt,pt,qt,nx,lev,my,xx)
c
      read(53,rec=1)ut9,vt9
      read(54,rec=1)tt9,qt9,pt9
      read(51,rec=1)ut,vt
      read(52,rec=1)tt,qt,pt
      bas_tmpf_need='n'
c
      afa=10
      do ia=10,1,-1
      afa=afa*0.1
c
      do j=1,my
      do i=1,nx
      do k=1,lev
      ut99(i,k,j)=ut9(i,k,j)+afa*ut(i,k,j)
      vt99(i,k,j)=vt9(i,k,j)+afa*vt(i,k,j)
      tt99(i,k,j)=tt9(i,k,j)+afa*tt(i,k,j)
      qt99(i,k,j)=qt9(i,k,j)+afa*qt(i,k,j)
      enddo
      pt99(i,j)=pt9(i,j)+afa*pt(i,j)
      enddo
      enddo
c
      call Mintgrt(ut99,vt99,tt99,pt99,qt99,bas_tmpf_need)
      call trnv2x(ut99,vt99,tt99,pt99,qt99,nx,lev,my,xx99)
c
      call Taylor_test(xx99,xx9,xx,nx,lev,my,afa)
      call Taylor_test_u(xx99,xx9,xx,nx,lev,my,afa)
      call Taylor_test_v(xx99,xx9,xx,nx,lev,my,afa)
      call Taylor_test_t(xx99,xx9,xx,nx,lev,my,afa)
      call Taylor_test_q(xx99,xx9,xx,nx,lev,my,afa)
      call Taylor_test_ps(xx99,xx9,xx,nx,lev,my,afa)
c
      if (ia.eq.10) then
      itaue=taue*3600./dt+0.001
      nrec_f=itaue+1.001
      print *, 'nrec_f = ',nrec_f
      read(53,rec=nrec_f)ut9,vt9
      read(54,rec=nrec_f)tt9,qt9,pt9
      do j=1,my
      do i=1,nx
      do k=1,lev
      utdiff(i,k,j)=ut99(i,k,j)-ut9(i,k,j)
      vtdiff(i,k,j)=vt99(i,k,j)-vt9(i,k,j)
      tt99(i,k,j)=tt99(i,k,j)-tt9(i,k,j)
      qt99(i,k,j)=qt99(i,k,j)-qt9(i,k,j)
      enddo
      pt99(i,j)=pt99(i,j)-pt9(i,j)
      enddo
      enddo
      write(73) utdiff,vtdiff
      write(74) tt99,qt99,pt99

```

```

      read(53,rec=1)ut9,vt9
      read(54,rec=1)tt9,qt9,pt9
      endif
c
      enddo
      stop
      end
c
c
      subroutine trnv2x(ut,vt,tt,pt,qt,nx,lev,my,x)
c
c Transfer variables to vector form
c   v1,v2,v3..... -----> x(v1,v2,v3.....)
c
c INPUT: ut,vt,tt,pt,qt          OUTPUT: x (Vector Form)
c
c
      dimension ut(nx,lev,my),vt(nx,lev,my),tt(nx,lev,my)
      qt(nx,lev,my),pt(nx,my)
      real x(nx*lev*my*4+nx*my)
      do k=1,lev
      do j=1,my
      do i=1,nx
      idx_ut=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx
      idx_vt=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx+nx*lev*my
      idx_tt=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx+nx*lev*my*2
      idx_pt=i+(j-1)*nx+nx*lev*my*3
      idx_qt=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx+nx*lev*my*3+nx*my
      x(idx_ut)=ut(i,k,j)
      x(idx_vt)=vt(i,k,j)
      x(idx_tt)=tt(i,k,j)
      x(idx_pt)=pt(i,j)
      x(idx_qt)=qt(i,k,j)
      enddo
      enddo
      return
      end
c
c
      subroutine Taylor_test(x99,x9,x,nx,lev,my,afa)
      real x(nx*lev*my*4+nx*my),x9(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.
      do idx=1,nx*lev*my*4+nx*my
      x99_x9_length=x99_x9_length+(x99(idx)-x9(idx))**2
      x_length=x_length+(afa*x(idx))**2
      enddo
      tay_test=sqrt(x99_x9_length)/(sqrt(x_length))
      write(26,10) afa,tay_test
10 format(1x,'afa= ',f12.10,4x,'Taylor test= ',f20.13)
      return
      end
c
      subroutine Taylor_test_u(x99,x9,x,nx,lev,my,afa)

```

```

      real x(nx*lev*my*4+nx*my),x9(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.
      do k=1,lev
      do idx=1,nx*k*my
      x99_x9_length=x99_x9_length+(x99(idx)-x9(idx))**2
      x_length=x_length+(afa*x(idx))**2
      enddo
      tay_test=sqrt(x99_x9_length)/(sqrt(x_length))
      write(26,10) afa,k,tay_test
10 format(1x,'afa= ',f12.10,4x,'k= ',i2,3x
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.
      enddo
      return
      end
c
c
      subroutine Taylor_test_v(x99,x9,x,nx,lev,my,afa)
      real x(nx*lev*my*4+nx*my),x9(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.
      do k=1,lev
      do idx=nx*lev*my+1,nx*my*k+(nx*lev*my)
      x99_x9_length=x99_x9_length+(x99(idx)-x9(idx))**2
      x_length=x_length+(afa*x(idx))**2
      enddo
      tay_test=sqrt(x99_x9_length)/(sqrt(x_length))
      write(26,10) afa,k,tay_test
10 format(1x,'afa= ',f12.10,4x,'k= ',i2,3x
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.
      enddo
      return
      end
c
c
      subroutine Taylor_test_t(x99,x9,x,nx,lev,my,afa)
      real x(nx*lev*my*4+nx*my),x9(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99(nx*lev*my*4+nx*my)
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.
      do k=1,lev
      do idx=nx*lev*my*2+1,nx*my*k+(nx*lev*my*2)
      x99_x9_length=x99_x9_length+(x99(idx)-x9(idx))**2
      x_length=x_length+(afa*x(idx))**2
      enddo
      tay_test=sqrt(x99_x9_length)/(sqrt(x_length))
      write(26,10) afa,k,tay_test
10 format(1x,'afa= ',f12.10,4x,'k= ',i2,3x
      x99_x9_length=0.
      x_length=0.

```

```

        enddo
        return
    end

c
    subroutine Taylor_test_q(x99,x9,x,nx,lev,my,afa)
    real x(nx*lev*my*4+nx*my),x9(nx*lev*my*4+nx*my)
    >, x99(nx*lev*my*4+nx*my)
    idx_i=nx*lev*my*3+nx*my
    x99_x9_length=0.
    x_length=0.
    do k=1,lev
    do idx=idx_i+1,nx*my*k+idx_i
        x99_x9_length=x99_x9_length+(x99(idx)-x9(idx))**2
        x_length=x_length+(afa*x(idx))**2
    enddo
    tay_test=sqrt(x99_x9_length)/(sqrt(x_length))
    write(26,10) afa,k,tay_test
10 format(1x,'afa= ',f12.10,4x,'k= ',i2,3x
    >, 'Q comp. Taylor test= ',f20.13)
    x99_x9_length=0.
    x_length=0.
    enddo
    return
    end

c
    subroutine Taylor_test_ps(x99,x9,x,nx,lev,my,afa)
    real x(nx*lev*my*4+nx*my),x9(nx*lev*my*4+nx*my)
    >, x99(nx*lev*my*4+nx*my)
    x99_x9_length=0.
    x_length=0.
    do idx=nx*lev*my*3+1,nx*my*lev*3+nx*my
        x99_x9_length=x99_x9_length+(x99(idx)-x9(idx))**2
        x_length=x_length+(afa*x(idx))**2
    enddo
    tay_test=sqrt(x99_x9_length)/(sqrt(x_length))
    write(26,10) afa,tay_test
10 format(1x,'afa= ',f12.10,4x,'Ps comp. Taylor test= ',f20.13)
    return
    end

```

c
c

```

      subroutine cons
c
c*****
c this subroutine defines several important constants and arrays
c used by the spectral forecast model. they include physical
c parameters, model vertical structure, matrix operators used in
c the semi-implicit algorithm, and polynomial arrays used in the
c spherical harmonic transforms.
c*****
c
      include '../include/param.h'
      include '../include/const.h'
      include '../include/fftcom.h'
c
      dimension pp(19)
c
      character*60 ifout,namlst,crdate,cntrl,rfile,randat,
1      rvorout,rdivout,ocards,momlmtmp,mastlmtmp,
1      momadjtmp,masadjtmp
c
      data pp/1000.,987.5,970.,950.,927.5,900.,867.5,825.,767.5
1,      692.5,595.,480.,365.,265.,185.,125.,80.,42.5,0.01/
c
c new add DEC/26/96 at NCAR
c
      data tmean9/      229.25 , 209.14, 198.15, 199.12, 214.05,
1      217.82 , 227.33 , 236.96, 247.70, 258.23, 266.92,
2      273.94 , 279.79 , 283.94, 287.66, 290.40, 291.83,
3      292.08/
      data sig/0.000000,0.015947,0.039867,0.071761,0.111628,0.159468,
1      0.215282,0.279070,0.350831,0.435382,0.527741,0.622923,
2      0.715947,0.801827,0.875581,0.932226,0.966777,0.989369,
3      1.000000/
c
      data cp/1004.24/, rad/6.371e6/, omega/7.292e-5/, grav/9.80616/
*, tau1/999.0/, tauv/120.0/, tauo/6.0/, dt/900.0/, tfilt/0.02/
*, ptop/0.1/, ptmeans9/600.0/, tmeans/lev*300./, ksgeo/0/
*, hfilt/1.5e15/, ckf/1./, cka/0.025/, cks/0.25/, sigb/0.7/
*, ptmean9/1000./,hday/1./
c
      data lsimpl/.true./, lzadv/.true./, yesdia/.true./
*, hdiff/.true./, rstrt/.false./
c
      data namlst/'../namlst' /
      data cntrl/'../cntrl' /
      data rfile/'../rfile' /
      data ocards/'../ocards'/
c
      character*60 rvortlmout,rdivtlmout,rvoradjout,rdivadjout
      data rvortlmout/'../data/rvortlm.dat'/
      data rdivtlmout/'../data/rdivtlm.dat'/
      data rvoradjout/'../data/rvoradj.dat'/
      data rdivadjout/'../data/rdivadj.dat'/
c
      character*60 rvorout9,rdivout9
      data rvorout9/'../data/rvor9.dat'/

```

```

      data rdivout9/'../data/rdiv9.dat'/
c
      namelist /modlst/ ksgeo,ptop,tfilt,dt,taui,taue
1      , tauo,tauo_tmp,lsimpl,lzadv,yesdia,hdiff,hday
2      , ckf,cka,cks,sigb,tmpf_need
c
      namelist /filst/ ifout,namlst,crdate,cntrl,rfile,randat,
1      rvortlmout,rdivtlmout,rvoradjout,rdivadjout,
1      momlmtmp,mastlmtmp,momadjtmp,masadjtmp
c
      namelist /perlist/ addperturb
c
      sig(1)=0.
      sig(lev+1)=1.
      do 90 k=1,lev
      dsig(k)=1./lev
c 90 continue
      do 100 k = 1,lev-1
      sig(k+1)= sig(k)+dsig(k)
      print *,k='k',k+1,sig(k+1),dsig(k+1)
c 100 continue
c
c CLOSE FOR REAL DATA TEST at NCAR
c
      do 90 k=1,lev+1
      sig(lev-k+2)=(pp(k)-ptop)/(ptmean-ptop)
      print *,sig(lev-k+2)
c 90 continue
      do 100 k = lev,1,-1
      dsig(k)= sig(k+1) - sig(k)
c 100 continue
c
      capa= 1.0/3.5
      rgas= capa*cp
      pi = 4.0*atan(1.0)
      radsq= rad*rad
c
      open (unit=12,file='../filist'
1,      form='formatted')
      read (12,file, end=110)
c
c 110 continue
c
      print filst
c
c read namelist for model parameters
c
      open (unit=1,file=namlst,form='formatted')
c
      read (1,modlst,end=120)
c
c 120 continue
c
      open(19,file='../perlist',form='formatted')
      read(19,perlist,end=111)
c 111 continue

```

```

c      open (unit=2,file=crdate,form='formatted')
c
c      read (2,900) idtg
900    format(i8)
c
c      ckf=ckf/86400.
c      cka=cka/86400.
c      cks=cks/86400.
c      hfilt=1.0/(24.*3600*hday*((jtrun*(jtrun+1))/radsq)**2)
c
c      print modlst
c read file of output directives specifying desired output
c fields.
c
c      open (unit=4,file=ocards,form='formatted')
c
c      do 80 k=1,1000
c        numout= k
c        read (4,800,iostat=io)  outdir(numout)
800    format (a12)
c        if (io.ne.0) go to 85
c        if (outdir(numout).eq.'nomodata') go to 85
80    continue
85    numout= numout-1
c        print *, ' cons outdir(1)=',outdir(1), ' numout= ',numout
c
c build pointer arrays for locating zonal and total wavenumber
c values in the one-dimensional spherical harmonic arrays.
c
c      call sortml (jtrun,mlmax,msort,lsort,mlsort)
c
c      do 150 ml = 1, mlmax
c        rl = lsort(ml)
c        rm = msort(ml)-1
c        rlm= rl-1.0
c        if (msort(ml).eq.1) rlm= 0.0
c        if (lsort(ml).eq.1) rlm= 0.0
c        eps4(ml)= rlm*rlm/radsq
c        cim(ml)= rm
150    continue
c
c. gaussian quadrature weights and latitudes
c
c      one = 1.0
c      onem= -one
c      call gauss3 (my,onem,one,weight,sinl)
c
c      my2= my/2
cdir$ ivdep
c      do 180 j = 1, my2
c        sinl(my+1-j) = -sinl(j)
c        weight(my+1-j)= weight(j)
c        onocos(j)    = 1.0/(1.0-sinl(j))*sinl(j))
c        onocos(my+1-j)= onocos(j)
c        cosl(j)      = 1.0/sqrt(onocos(j))

```

```

c        cosl(my+1-j) = cosl(j)
180    continue
c
c      define coriolis parameter for each latitude
c
c      do 190 j=1,my
c        cor(j)= 2.0*omega*sinl(j)
190    continue
c
c      initialize ifax and trigs for rfftmlt routine
c
c      call fftfax (nx,ifax,trigs)
c
c      define associated legendre polynomials and their derivatives
c
c      call lgndr (my2,jtrun,mlmax,mlsort,sinl,poly,dpoly)
c
c      open outfile(input) file
c
c      lenout=(mlmax*2*lev*3)*8
c      open(11,file=ifout,form='unformatted',access='direct',
c        1    recl=lenout,status='unknown')
c
c      lenspec=lspec*8
c      open(41,file=rfile,form='unformatted',access='direct',
c        1    recl=lenspec,status='unknown')
c      open(42,file=cntrl,status='unknown')
c      if(tau1.eq.0.)then
c        itau1=tau1+0.001
c        write(42,'(2i8)')itau1
c        rstrt=.false.
c      else
c        read(42,'(2i8)')itau1
c        rstrt=.true.
c        tau1=float(itau1)
c        print *, '***** restart tau1=',tau1, ' *****'
c      endif
c
c      nxlevmy8=nx*lev*my*8
c      nxlevmy8_2=nx*lev*my*8*2
c      nxlevmy8_3=nx*lev*my*8*2+nx*my*8
c      open(67,file=randat,form='unformatted',access='direct',
c        1    recl=nxlevmy8,status='unknown')
c
c      open(22,file=rivotlmout,form='unformatted',access='direct',
c        >    recl=nxlevmy8,status='unknown')
c      open(23,file=rdivtlmout,form='unformatted',access='direct',
c        >    recl=nxlevmy8,status='unknown')
c      open(32,file=rvoradjout,form='unformatted',access='direct',
c        >    recl=nxlevmy8,status='unknown')
c      open(33,file=rdivadjout,form='unformatted',access='direct',
c        >    recl=nxlevmy8,status='unknown')
c
c      open(24,file=rvorout9,form='unformatted',access='direct',
c        >    recl=nxlevmy8,status='unknown')

```

```

    open(25,file=rdivout9,form='unformatted',access='direct',
>    recl=nxlevmy8,status='unknown')
    open(26,file='../data/tlmcheck.dat',form='formatted',
>    status='unknown')
c
    open(51,file='../data/momtlmtmp',form='unformatted'
>    , access='direct',recl=nxlevmy8_2,status='unknown')
    open(52,file='../data/mastlmtmp',form='unformatted'
>    , access='direct',recl=nxlevmy8_3,status='unknown')
    open(61,file='../data/momadjtmp',form='unformatted'
>    , access='direct',recl=nxlevmy8_2,status='unknown')
    open(62,file='../data/masadjtmp',form='unformatted'
>    , access='direct',recl=nxlevmy8_3,status='unknown')
c
    open(53,file='../data/momtmp9',form='unformatted'
>    , access='direct',recl=nxlevmy8_2,status='unknown')
    open(54,file='../data/masttmp9',form='unformatted'
>    , access='direct',recl=nxlevmy8_3,status='unknown')
c
c CLOSED on DEC 1996 at NCAR
c
c set REAL data file's name
c
    open(55,file='/tmp/chtseng/data101600/sigful.dmsdat',
c    >    form='unformatted',status='old')
c
c OUTPUT data file's name
c
    open(61,file='/tmp/chtseng/dytst/data/divgout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(62,file='/tmp/chtseng/dytst/data/dragout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(63,file='/tmp/chtseng/dytst/data/geopout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(64,file='/tmp/chtseng/dytst/data/out24.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(65,file='/tmp/chtseng/dytst/data/out2d.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(66,file='/tmp/chtseng/dytst/data/outsigso.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(67,file='/tmp/chtseng/dytst/data/shumout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(68,file='/tmp/chtseng/dytst/data/sigfulo.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(69,file='/tmp/chtseng/dytst/data/surfout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(70,file='/tmp/chtseng/dytst/data/tempout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(71,file='/tmp/chtseng/dytst/data/vortout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
    open(72,file='/tmp/chtseng/dytst/data/windout.ggdat',
c    >    form='unformatted',status='unknown')
c
    return
end

```

```

      subroutine gausl3 (n,xa,xb,wt,ab)
      c
      c weights and abscissas for nth order gaussian quadrature on (xa,xb).
      c input arguments
      c
      c n -the order desired
      c xa -the left endpoint of the interval of integration
      c xb -the right endpoint of the interval of integration
      c output arguments
      c ab -the n calculated abscissas
      c wt -the n calculated weights
      c
      c implicit double precision (a-h,o-z)
      c
      c real ab(n) ,wt(n),xa,xb
      c
      c machine dependent constants---
      c tol - convergence criterion for double precision iteration
      c pi - given to 15 significant digits
      c c1 - 1/8 these are coefficients in mcMahon's
      c c2 - -31/(2*3*8**2) expansions of the kth zero of the
      c c3 - 3779/(2*3*5*8**3) bessel function j0(x) (cf. abramowitz,
      c c4 - -6277237/(3*5*7*8**5) handbook of mathematical functions).
      c u - (1-(2/pi)**2)/4
      c
      data tol/1.d-14/,pi/3.14159265358979/,u/.148678816357662/
      data c1,c2,c3,c4/ .125, -.080729166666667, .246028645833333,
      1 -1.82443876720609 /
      c
      c maximum number of iterations before giving up on convergence
      c
      c data maxit /5/
      c
      c arithmetic statement function for converting integer to double
      c
      c dbli(i) = dble(float(i))
      c
      c ddiff = .5d0*(dble(xb)-dble(xa))
      c dsum = .5d0*(dble(xb)+dble(xa))
      c if (n .gt. 1) go to 101
      c ab(1) = 0.
      c wt(1) = 2.*ddif
      c go to 107
      101 continue
      c nnp1 = n*(n+1)
      c cond = 1./sqrt((.5+float(n))**2+u)
      c lim = n/2
      c
      c do 105 k=1,lim
      c b = (float(k)-.25)*pi
      c bisq = 1./(b*b)
      c
      c rootbf approximates the kth zero of the bessel function j0(x)
      c
      c rootbf = b*(1.+bisq*(c1+bisq*(c2+bisq*(c3+bisq*c4))))
      c

```

```

      c initial guess for kth root of legendre poly p-sub-n(x)
      c
      c dzero = cos(rootbf*cond)
      c do 103 i=1,maxit
      c
      c dpm2 = 1.d0
      c dpm1 = dzero
      c
      c recursion relation for legendre polynomials
      c
      c do 102 nn=2,n
      c dp = (dbli(2*nn-1)*dzero*dpm1-dbli(nn-1)*dpm2)/dbli(nn)
      c dpm2 = dpm1
      c dpm1 = dp
      102 continue
      c dtmp = 1.d0/(1.d0-dzero*dzero)
      c dppr = dbli(n)*(dpm2-dzero*dp)*dtmp
      c dp2pri = (2.d0*dzero*dppr-dbli(nnp1)*dp)*dtmp
      c drat = dp/dppr
      c
      c cubically-convergent iterative improvement of root
      c
      c dzeri = dzero-drat*(1.d0+drat*dp2pri/(2.d0*dppr))
      c ddum= dabs(dzeri-dzero)
      c if (ddum .le. tol) go to 104
      c dzero = dzeri
      103 continue
      c print 504
      504 format(1x,' in gausl3, convergence failed')
      104 continue
      c ddiff = ddiff*dzero
      c ab(k) = dsum-ddifx
      c wt(k) = 2.d0*(1.d0-dzero*dzero)/(dbli(n)*dpm2)**2*ddif
      c i = n-k+1
      c ab(i) = dsum+ddifx
      c wt(i) = wt(k)
      105 continue
      c
      c if (mod(n,2) .eq. 0) go to 107
      c ab(lim+1) = dsum
      c nm1 = n-1
      c dprod = n
      c do 106 k=1,nm1,2
      c dprod = dbli(nm1-k)*dprod/dbli(n-k)
      106 continue
      c wt(lim+1) = 2.d0/dprod**2*ddif
      107 return
      c end
      c
      c subroutine lgndr (my2,jtrun,m1max,m1sort,sinl,poly,dpoly)
      c
      c generate legendre polynomials and their derivatives on the
      c gaussian latitudes
      c
      c ***input***

```

```

c
c my2: number of gaussian latitudes from south pole and equator
c jtrun: zonal wavenumber truncation limit
c mlmax: total number of triangular truncation spherical harmonics
c mlsort: pointer array of 1-d indexes at functions of zonal and
c         total wavenumbers
c sinl: sin of gaussian latitudes
c
c ***output***
c
c poly: associated legendre coefficients
c dpoly: d(poly)/d(sinl)
c
c *****
c ref= belousov, s. l., 1962= tables of normalized associated
c       legendre polynomials. pergamon press, new york
c
c       dimension poly(mlmax,my2),dpoly(mlmax,my2),sinl(my2)
c       *, mlsort(jtrun,jtrun)
c
c       parameter (jtrunx= 100)
c       dimension prnm(jtrunx+1,jtrunx),dprnm(jtrunx+1,jtrunx)
c
c sinl is sin(latitude) = cos(colatitude)
c prnm(np,mp) is legendre polynomial p(n,m) with np=n+1, mp=m+1
c prnm(mp,np+1) is x derivative of p(n,m) with np=n+1, mp=m+1
c
c       jtrunx= jtrun+1
c       do 1001 j=1,my2
c         xx= sinl(j)
c         sn= sqrt(1.0-xx*xx)
c         sn2i = 1.0/(1.0 - xx*xx)
c         rt2= sqrt(2.0)
c         c1 = rt2
c
c         prnm(1,1) = 1.0/rt2
c         theta=-atan(xx/sqrt(1.0-xx*xx))+2.0*atan(1.0)
c
c         do 20 n=1,jtrun
c           np = n + 1
c           fn=n
c           fn2 = fn + fn
c           fn2s = fn2*fn2
c
c eq 22
c           c1= c1*sqrt(1.0-1.0/fn2s)
c           c3= c1/sqrt(fn*(fn+1.0))
c           ang = fn*theta
c           s1 = 0.0
c           s2 = 0.0
c           c4 = 1.0
c           c5 = fn
c           a = -1.0
c           b = 0.0
c
c         do 27 kp=1,np,2

```

```

c           k = kp - 1
c           s2= s2+c5*sin(ang)*c4
c           if (k.eq,n) c4 = 0.5*c4
c           s1= s1+c4*cos(ang)
c           a = a + 2.0
c           b = b + 1.0
c           fk=k
c           ang = theta*(fn - fk - 2.0)
c           c4 = (a*(fn - b + 1.0)/(b*(fn2 - a)))*c4
c           c5 = c5 - 2.0
c       27 continue
c eq 19
c           prnm(np,1) = s1*c1
c eq 21
c           prnm(np,2) = s2*c3
c       20 continue
c
c       do 4 mp=3,jtrunp
c         m = mp - 1
c         fm= m
c         fm1 = fm - 1.0
c         fm2 = fm - 2.0
c         fm3 = fm - 3.0
c         c6= sqrt(1.0+1.0/(fm+fm))
c eq 23
c         prnm(mp,mp) = c6*sn*prnm(m,m)
c         if (mp - jtrunp) 3,4,4
c       3 continue
c         nps = mp + 1
c
c       do 41 np=nps,jtrunp
c         n = np - 1
c         fn= n
c         fn2 = fn + fn
c         c7 = (fn2 + 1.0)/(fn2 - 1.0)
c         c8 = (fm1 + fn)/(fm + fn)*(fm2 + fn)
c         c= sqrt((fn2+1.0)*c8*(fm3+fn)/(fn2-3.0))
c         d= -sqrt(c7*c8*(fn-fm1))
c         e= sqrt(c7*(fn-fm)/(fn+fm))
c eq 17
c         prnm(np,mp) = c*prnm(np-2,mp-2)
c           1 + xx*(d*prnm(np-1,mp-2) + e*prnm(np - 1,mp))
c       41 continue
c       4 continue
c
c       do 50 mp=1,jtrun
c         fm= mp-1.0
c         fms = fm*fm
c         do 50 np=mp,jtrun
c           fnp= np
c           fnp2 = fnp + fnp
c           cf = (fnp*fnp - fms)*(fnp2 - 1.0)/(fnp2 + 1.0)
c           cf= sqrt(cf)
c
c       der
c         dprnm(np,mp) = -sn2i*(cf*prnm(np+1,mp) - fnp*xx*prnm(np,mp))
c       50 continue

```

```

c
c      do 71 m=1,jtrun
c      do 71 l=m,jtrun
c      m(= mlsort(m,l)
c      poly(m,l,j)= prnm(l,m)
c      dpoly(m,l,j)=dprnm(l,m)
c      71 continue
c      dpoly(1,j)= 0.0
c      1001 continue
c      return
c      end

c
c      subroutine invmtx (a,na,v,nv,n,d,ip,ier)
c
c      c dimension of      a(na,n),v(nv,n),ip(2*n)
c      arguments
c
c      c
c      c purpose          invmtx calculates the inverse of the input
c      matrix a using gaussian elimination with full
c      pivoting.
c
c      c
c      c usage           call invmtx (a,na,v,nv,n,d,ip,ier)
c
c      c arguments
c
c      c on input      a
c      a two-dimensional variable with row dimension
c      na and column dimension n. on input, a
c      contains the elements of the matrix to be
c      inverted.
c
c      c      na
c      an integer input variable set equal to the
c      row dimension of a as declared in the
c      dimension statement of the calling program.
c
c      c
c      c      nv
c      an integer input variable set equal to the
c      row dimension of v as declared in the
c      dimension statement of the calling program.
c
c      c
c      c      n
c      an integer input variable set equal to the
c      column dimension of a.
c
c      c
c      c      ip
c      an integer array used internally for working
c      storage. it must have dimension at least
c      2*n.
c
c      c on output      v
c      a two-dimensional variable with row dimension

```

```

c      nv and column dimension n. on output, v
c      contains the inverse of a.
c      if a is entered twice in the parameter
c      list, replacing v, then on output the
c      array a will contain the inverse matrix,
c      and the original a will be destroyed.
c
c      c
c      c      d
c      a real variable which on output contains the
c      determinant of a.
c
c      c
c      c      ier
c      an integer error flag.
c      = 33 if the matrix a is singular.
c      = 0 otherwise.
c
c      c entry points      invmtx
c
c      c common blocks      none
c
c      c i/o              if the
c      matrix a has a zero pivot element (i.e., a is
c      singular), the message
c      *matrix singular in invmtx*
c      is printed.
c
c      c precision        single
c
c      c language          fortran
c
c
c      implicit real (a-h,o-z)
c
c      c
c      c      real a(na,n) ,v(nv,n) ,d
c      dimension ip(1)
c
c      c      ier = 0
c
c      c store a in v
c
c      do 102 j=1,n
c      ip (j) = 0
c      do 101 i=1,n
c      v(i,j) = a(i,j)
c      101 continue
c      102 continue
c      d = 1.
c      do 111 m=1,n
c      vmax = 0.
c      do 107 j=1,n
c      if (ip(j)) 107,103,107
c
c      c
c      c find maximum pivot element
c

```

```

103      do 106 i=1,n
104          if (ip(i)) 106,104,106
105          vh = abs(v(i,j))
106          if (vmax-vh) 105,106,106
107          vmax = vh
108          k = i
109          l = j
110          continue
111      continue
112      ip(l) = k
113      ip(n+m) = l
114      d = d*v(k,l)
115      pvt = v(k,l)
116      if (pvt .eq. 0.) go to 114
117      v(k,l) = 1.
118      do 108 j=1,n
119          hold = v(k,j)
120          v(k,j) = v(l,j)
121          v(l,j) = hold/pvt
122      continue
123      do 110 i=1,n
124          if (i .eq. l) go to 110
125          hold = v(i,l)
126          v(i,l) = 0.
127          do 109 j=1,n
128              v(i,j) = v(i,j)-v(l,j)*hold
129          continue
130      continue
131      110 continue
132      111 continue
133      c
134      c permute final inverse matrix
135      c
136      do 113 j=1,n
137          m = n-j+1
138          l = ip(n+m)
139          k = ip(l)
140          if (k .eq. l) go to 113
141          d = -d
142          do 112 i=1,n
143              hold = v(i,l)
144              v(i,l) = v(i,k)
145              v(i,k) = hold
146          continue
147      continue
148      return
149      114 ier = 33
150      print 888
151      888 format(1x,'matrix singular in invmtx')
152      return
153      end
154      c
155      c
156      c      subroutine mtxmlp (a,b,c,lm)
157      c
158      c      matrix multiply routine

```

```

c
c      ***input***
c
c      a: first array in matrix product
c      b: second array in matrix product
c      lm: order of matrices
c
c      ***output***
c
c      c: matrix product
c
c      *****
c
c      dimension a(lm,lm),b(lm,lm),c(lm,lm)
c      call zilch(c,lm*lm)
c      do 1 k=1,lm
c      do 1 j=1,lm
c      do 1 i=1,lm
1      c(i,j)= c(i,j)+a(i,k)*b(k,j)
c      return
c      end
c
c
c      subroutine sortml (jtrun,mlmax,msort,lsort,mlsort)
c
c      sortml builds pointer arrays for functional dependency between
c      1-d spectral index and zonal and total wavenumber indices. this
c      subroutine reflects the coefficient storage strategy used in the
c      model
c
c      ***input***
c
c      jtrun: zonal and total wavenumber limit
c      mlmax: total number of 1-d spectral index for triangular trunc
c
c      ***output***
c
c      msort: zonal wavenumber as function of 1-d spectral index
c      lsort: total wavenumber as function of 1-d spectral index
c      mlsort: total wavenumber index as function of zonal and total
c              wavenumber
c
c      *****
c
c      dimension msort(mlmax),lsort(mlmax),mlsort(jtrun,jtrun)
c
c      mlx= (jtrun/2)*((jtrun+1)/2)
c      ml= 0
c      do 1 k=1,jtrun-1,2
c      do 1 m=1,jtrun-k
c      ml= ml+1
c      mlp= ml+mlx
c      mlsort(m,m+k)= mlp
c      mlsort(m,m+k-1)= ml
c      msort(ml)= m
c      lsort(ml)= m+k-1

```

```

      msort(mlp)= m
      lsort(mlp)= m*k
1 continue

c
      ml= mlp
      do 2 m=2,jtrun,2
      ml= ml+1
      mlsort(m,jtrun)= ml
      msort(ml)= m
      lsort(ml)= jtrun
2 continue
      return
      end

c
c
      subroutine trandv (jtrun,mlmax,nx,my,ll,ut,vt,w,cim
*, onocos,poly,dpoly,vor,div)
c
c subroutine to do grid point velocities to spectral vorticity
c and divergence
c
c **** const ****
c
c jtrun: zonal wavenumber truncation limit
c mlmax: total number of spectral coefficients (horizontal field)
c nx: e-w dimension no.
c my: n-w dimension no.
c ll: number of vertical levels to be transformed
c w: gaussian quadrature weights
c cim: zonal wavenumber array
c onocos: 1.0/(cos(lat)**2)
c poly: legendre polynomials
c dpoly: d(poly)/d(sin(lat))
c
c *** input variables ***
c
c ut: e-w velocity component
c vt: n-s velocity component
c
c *** output variables ***
c
c vor: spectral vorticity
c div: spectral divergence
c
c *****
c
      dimension poly(mlmax,my/2),dpoly(mlmax,my/2),cim(mlmax)
*, onocos(my),w(my),ut(nx,ll,my),vt(nx,ll,my),vor(mlmax,2,ll)
*, div(mlmax,2,ll)
c
      include '../include/fftwcom.h'
      include '../include/paramt.h' .. change im,jm,mlm to nx,my,mlmax
      dimension cc(nx+3,my),dd(nx+3,my)
      dimension work(nx*my,2),cfac(mlmax),dfac(mlmax)
c
      mlx= (jtrun/2)*((jtrun+1)/2)

```

```

c
      do 30 k=1,ll
      do 23 j=1,my
cdir@ ivdep
      do 23 i=1,nx
      cc(i,j)= ut(i,k,j)
      dd(i,j)= vt(i,k,j)
23 continue
c
      call rfftm1t(cc,work,trigs,ifax,1,nx+3,nx,my,-1)
      call rfftm1t(dd,work,trigs,ifax,1,nx+3,nx,my,-1)
c
c to begin quadrature integral we compute contribution without
c adding to an existing sum
c
cdir@ ivdep
      do 82 ml=1,mlmax
      cfac(ml)= w(1)*dpoly(ml,1)
      dfac(ml)= w(1)*onocos(1)*cim(ml)*poly(ml,1)
82 continue
c
      m1= 0
      do 62 l=jtrun-1,1,-2
cdir@ ivdep
      do 63 m= 1, l
      nm= 2*m-1
      mp= nm+1
      ml= m+ml
      mk= ml+mlx
      vor(ml,1,k)= cfac(ml)*(cc(nm,1)
* -cc(nm,my))-dfac(ml)*(dd(mp,1)+dd(mp,my))
c
      vor(mk,1,k)= cfac(mk)*(cc(nm,1)
* +cc(nm,my))-dfac(mk)*(dd(mp,1)-dd(mp,my))
c
      vor(ml,2,k)= cfac(ml)*(cc(mp,1)
* -cc(mp,my))+dfac(ml)*(dd(nm,1)+dd(nm,my))
c
      vor(mk,2,k)= cfac(mk)*(cc(mp,1)
* +cc(mp,my))+dfac(mk)*(dd(nm,1)-dd(nm,my))
c
      div(ml,1,k)= -cfac(ml)*(dd(nm,1)
* -dd(nm,my))-dfac(ml)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c
      div(mk,1,k)= -cfac(mk)*(dd(nm,1)
* +dd(nm,my))-dfac(mk)*(cc(mp,1)-cc(mp,my))
c
      div(ml,2,k)= -cfac(ml)*(dd(mp,1)
* -dd(mp,my))+dfac(ml)*(cc(nm,1)+cc(nm,my))
c
      div(mk,2,k)= -cfac(mk)*(dd(mp,1)
* +dd(mp,my))+dfac(mk)*(cc(nm,1)-cc(nm,my))
c
      63 continue
      m1= m1+l
      62 continue

```

```

c      ml= mlx*2
cdir@ ivdep
do 64 m=2,jtrun,2
  ml=ml+1
  nm= 2*m-1
  mp= nm+1
  *      vor(ml,1,k)= cfac(ml)*(cc(nm,1)
    *      -cc(nm,my))-dfac(ml)*(dd(mp,1)+dd(mp,my))
c
  *      vor(ml,2,k)= cfac(ml)*(cc(mp,1)
    *      -cc(mp,my))+dfac(ml)*(dd(nm,1)+dd(nm,my))
c
  *      div(ml,1,k)= -cfac(ml)*(dd(nm,1)
    *      -dd(nm,my))-dfac(ml)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c
  *      div(ml,2,k)= -cfac(ml)*(dd(mp,1)
    *      -dd(mp,my))+dfac(ml)*(cc(nm,1)+cc(nm,my))
c
64 continue
c
c now do rest of gaussian latitudes by adding to accumulating
c sum
c
do 70 j=2,my/2
c
cdir@ ivdep
do 84 ml=1,mlmax
  cfac(ml)= w(j)*dpoly(ml,j)
  dfac(ml)= w(j)*onocos(j)*cim(ml)*poly(ml,j)
84 continue
c
  jj= my-j+1
  mi= 0
  do 72 l=jtrun-1,1,-2
cdir@ ivdep
do 73 m=1,l
  nm= 2*m-1
  mp= nm+1
  ml= m+ml
  mk= ml+mlx
  *      vor(ml,1,k)= vor(ml,1,k)+cfac(ml)*(cc(nm,j)
    *      -cc(nm,jj))-dfac(ml)*(dd(mp,j)+dd(mp,jj))
c
  *      vor(mk,1,k)= vor(mk,1,k)+cfac(mk)*(cc(nm,j)
    *      +cc(nm,jj))-dfac(mk)*(dd(mp,j)-dd(mp,jj))
c
  *      vor(ml,2,k)= vor(ml,2,k)+cfac(ml)*(cc(nm,j)
    *      -cc(mp,jj))+dfac(ml)*(dd(nm,j)+dd(nm,jj))
c
  *      vor(mk,2,k)= vor(mk,2,k)+cfac(mk)*(cc(nm,j)
    *      +cc(mp,jj))+dfac(mk)*(dd(nm,j)-dd(nm,jj))
c
  *      div(ml,1,k)= div(ml,1,k)-cfac(ml)*(dd(nm,j)

```

```

    *      +dd(nm,jj))-dfac(mk)*(cc(mp,j)-cc(mp,jj))
c
  *      div(ml,2,k)= div(ml,2,k)-cfac(ml)*(dd(mp,j)
    *      -dd(mp,jj))+dfac(ml)*(cc(nm,j)+cc(nm,jj))
c
  *      div(mk,2,k)= div(mk,2,k)-cfac(mk)*(dd(mp,j)
    *      +dd(mp,jj))+dfac(mk)*(cc(nm,j)-cc(nm,jj))
c
73 continue
  ml= ml+1
72 continue
c
  ml= mlx*2
cdir@ ivdep
do 65 m=2,jtrun,2
  ml=ml+1
  nm= 2*m-1
  mp= nm+1
  *      vor(ml,1,k)= vor(ml,1,k)+cfac(ml)*(cc(nm,j)
    *      -cc(nm,jj))-dfac(ml)*(dd(mp,j)+dd(mp,jj))
c
  *      vor(ml,2,k)= vor(ml,2,k)+cfac(ml)*(cc(mp,j)
    *      -cc(mp,jj))+dfac(ml)*(dd(nm,j)+dd(nm,jj))
c
  *      div(ml,1,k)= div(ml,1,k)-cfac(ml)*(dd(nm,j)
    *      -dd(nm,jj))-dfac(ml)*(cc(mp,j)+cc(mp,jj))
c
  *      div(ml,2,k)= div(ml,2,k)-cfac(ml)*(dd(mp,j)
    *      -dd(mp,jj))+dfac(ml)*(cc(nm,j)+cc(nm,jj))
c
65 continue
70 continue
30 continue
c
  return
end
c
c
c      subroutine adtrandv (jtrun,mlmax,nx,my,ll,ut,vt,w,cim
    *      , onocos,poly,dpoly,vor,div)
c
c adjoint of trandv.f
c subroutine to do grid point velocities to spectral vorticity
c and divergence
c
c **** const ****
c
c jtrun: zonal wavenumber truncation limit
c mlmax: total number of spectral coefficients (horizontal field)
c nx: e-w dimension no.
c my: n-s dimension no.
c ll: number of vertical levels to be transformed
c w: gaussian quadrature weights

```

```

c poly: legendre polynomials
c dpoly: d(poly)/d(sin(lat))
c
c *** output variables ***
c
c ut: e-w velocity component
c vt: n-s velocity component
c
c *** input ***
c
c vor: spectral vorticity
c div: spectral divergence
c
c *****
c
c      dimension poly(mlmax,my/2),dpoly(mlmax,my/2),cim(mlmax)
c      *, onocos(my),ut(nx,ll,my),vt(nx,ll,my),vor(mlmax,2,ll)
c      *, div(mlmax,2,ll)
c
c      include '../include/fftcom.h'
c      include '../include/paramt.h' .. change im,jm,mlm to nx,my,mlmax
c      dimension cc(nx+3,my),dd(nx+3,my),RECIP(NX)
c      dimension work(nx*my,2),cfac(mlmax),dfac(mlmax)
c
c Define coefficient of adjoint rfftm1t
c
c      RECIP(1)=1.E0/float(NX)
c      RECIP(2)=RECIP(1)
c      DO 1009 I=3,NX
c      RECIP(I)=1.E0/float(2*I*NX)
1009 CONTINUE
c
c      mlx= (jtrun/2)*((jtrun+1)/2)
c
c =====
c Begin adjoint code
c =====
c
c      do 30 k=1,ll
c      do j=1,my
c      do i=1,nx+3
c      cc(i,j)=0.
c      dd(i,j)=0.
c      enddo
c      enddo
c
c now do rest of gaussian latitudes by adding to accumulating
c sum
c
c      do 70 j=2,my/2
cdir@ ivdep
c      do 84 ml=1,mlmax
c      cfac(ml)= w(j)*dpoly(ml,j)
c      dfac(ml)= w(j)*onocos(j)*cim(ml)*poly(ml,j)
84 continue
c      jj= my-j+1

```

```

c
c      ml=mlx*2
cdir@ ivdep
c      do 65 m=2,jtrun,2
c      ml=ml+1
c      nm= 2*m-1
c      mp= nm+1
c
c      vor(ml,1,k)= vor(ml,1,k)+cfac(ml)*(cc(nm,j)
c      * -cc(nm,jj))-dfac(ml)*(dd(mp,j)+dd(mp,jj))
c      cc(nm,j)=cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(nm,j)
c      cc(nm,jj)=-cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(nm,jj)
c      dd(mp,j)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,j)
c      dd(mp,jj)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,jj)
c
c      vor(ml,2,k)= vor(ml,2,k)+cfac(ml)*(cc(nm,j)
c      * -cc(mp,jj))+dfac(ml)*(dd(nm,j)+dd(nm,jj))
c      cc(mp,j)=cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,j)
c      cc(mp,jj)=-cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,jj)
c      dd(nm,j)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(nm,j)
c      dd(nm,jj)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(nm,jj)
c
c      div(ml,1,k)= div(ml,1,k)-cfac(ml)*(dd(nm,j)
c      * -dd(nm,jj))-dfac(ml)*(cc(mp,j)+cc(mp,jj))
c      dd(nm,j)=-cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(nm,j)
c      dd(nm,jj)=cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(nm,jj)
c      cc(mp,j)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,j)
c      cc(mp,jj)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,jj)
c
c      div(ml,2,k)= div(ml,2,k)-cfac(ml)*(dd(mp,j)
c      * -dd(mp,jj))+dfac(ml)*(cc(nm,j)+cc(nm,jj))
c      dd(mp,j)=-cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,j)
c      dd(mp,jj)=cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,jj)
c      cc(nm,j)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(nm,j)
c      cc(nm,jj)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(nm,jj)
c
c      65 continue
c
c
c      m1= 0
c      do 72 l=jtrun-1,1,-2
cdir@ ivdep
c      do 73 m= 1, l
c      nm= 2*m-1
c      mp= nm+1
c      ml= m+ml
c      mk= ml+mlx
c
c      vor(ml,1,k)= vor(ml,1,k)+cfac(ml)*(cc(nm,j)
c      * -cc(nm,jj))-dfac(ml)*(dd(mp,j)+dd(mp,jj))
c      cc(nm,j)=cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(nm,j)
c      cc(nm,jj)=-cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(nm,jj)
c      dd(mp,j)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,j)
c      dd(mp,jj)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,jj)
c
c      vor(mk,1,k)= vor(mk,1,k)+cfac(mk)*(cc(nm,j)
c      * +cc(nm,jj))-dfac(mk)*(dd(mp,j)-dd(mp,jj))
c      cc(nm,j)=cfac(mk)*vor(mk,1,k)+cc(nm,j)

```

```

cc(mm,jj)=cfac(mk)*vor(mk,1,k)+cc(mm,jj)
dd(mp,jj)=-dfac(mk)*vor(mk,1,k)+dd(mp,jj)
dd(mp,jj)=dfac(mk)*vor(mk,1,k)+dd(mp,jj)
c
c      vor(ml,2,k)= vor(ml,2,k)+cfac(ml)*(cc(mp,jj)
c      * -cc(mp,jj))+dfac(ml)*(dd(mm,jj)+dd(mm,jj))
c      cc(mp,jj)=cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,jj)
c      cc(mp,jj)=-cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,jj)
c      dd(mm,jj)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(mm,jj)
c      dd(mm,jj)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(mm,jj)
c
c      vor(mk,2,k)= vor(mk,2,k)+cfac(mk)*(cc(mp,jj)
c      * +cc(mp,jj))+dfac(mk)*(dd(mm,jj)-dd(mm,jj))
c      cc(mp,jj)=cfac(mk)*vor(mk,2,k)+cc(mp,jj)
c      cc(mp,jj)= cfac(mk)*vor(mk,2,k)+cc(mp,jj)
c      dd(mm,jj)=dfac(mk)*vor(mk,2,k)+dd(mm,jj)
c      dd(mm,jj)=-dfac(mk)*vor(mk,2,k)+dd(mm,jj)
c
c      div(ml,1,k)= div(ml,1,k)-cfac(ml)*(dd(mm,jj)
c      * -dd(mm,jj))-dfac(ml)*(cc(mp,jj)+cc(mp,jj))
c      dd(mm,jj)=-cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(mm,jj)
c      dd(mm,jj)=cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(mm,jj)
c      cc(mp,jj)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,jj)
c      cc(mp,jj)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,jj)
c
c      div(mk,1,k)= div(mk,1,k)-cfac(mk)*(dd(mm,jj)
c      * +dd(mm,jj))-dfac(mk)*(cc(mp,jj)-cc(mp,jj))
c      dd(mm,jj)=-cfac(mk)*div(mk,1,k)+dd(mm,jj)
c      dd(mm,jj)=-cfac(mk)*div(mk,1,k)+dd(mm,jj)
c      cc(mp,jj)=-dfac(mk)*div(mk,1,k)+cc(mp,jj)
c      cc(mp,jj)=dfac(mk)*div(mk,1,k)+cc(mp,jj)
c
c      div(ml,2,k)= div(ml,2,k)-cfac(ml)*(dd(mp,jj)
c      * -dd(mp,jj))+dfac(ml)*(cc(mm,jj)+cc(mm,jj))
c      dd(mp,jj)=-cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,jj)
c      dd(mp,jj)=cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,jj)
c      cc(mm,jj)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(mm,jj)
c      cc(mm,jj)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(mm,jj)
c
c      div(mk,2,k)= div(mk,2,k)-cfac(mk)*(dd(mp,jj)
c      * +dd(mp,jj))+dfac(mk)*(cc(mm,jj)-cc(mm,jj))
c      dd(mp,jj)=-cfac(mk)*div(mk,2,k)+dd(mp,jj)
c      dd(mp,jj)=-cfac(mk)*dd(mp,jj)+dd(mp,jj)
c      cc(mm,jj)=dfac(mk)*div(mk,2,k)+cc(mm,jj)
c      cc(mm,jj)=-dfac(mk)*div(mk,2,k)+cc(mm,jj)
c
c      73 continue
c      m1= m1+1
c      72 continue
c
c      70 continue
c
c-----
c      Redefine const
c
c      do 82 ml=1,mlmax

```

```

cfac(ml)= w(1)*dpoly(ml,1)
dfac(ml)= w(1)*onocos(1)*cim(ml)*poly(ml,1)
82 continue
c-----
c
c
c      to begin quadrature integral we compute contribution without
c      adding to an existing sum
c
c      ml= mlx*2
cdir@ ivdep
do 64 m=2,jtrun,2
ml=ml+1
mm= 2*m-1
mp= mm+1
c
c      vor(ml,1,k)= cfac(ml)*(cc(mm,1)
c      * -cc(mm,my))-dfac(ml)*(dd(mp,1)+dd(mp,my))
c      cc(mm,1)=cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(mm,1)
c      cc(mm,my)=-cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(mm,my)
c      dd(mp,1)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,1)
c      dd(mp,my)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,my)
c
c      vor(ml,2,k)= cfac(ml)*(cc(mp,1)
c      * -cc(mp,my))+dfac(ml)*(dd(mm,1)+dd(mm,my))
c      cc(mp,1)=cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,my)
c      dd(mm,1)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(mm,1)
c      dd(mm,my)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(mm,my)
c
c      div(ml,1,k)=- cfac(ml)*(dd(mm,1)
c      * -dd(mm,my))-dfac(ml)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c      dd(mm,1)=-cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(mm,1)
c      dd(mm,my)=cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(mm,my)
c      cc(mp,1)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,my)
c
c      div(ml,2,k)=- cfac(ml)*(dd(mp,1)
c      * -dd(mp,my))+dfac(ml)*(cc(mm,1)+cc(mm,my))
c      dd(mp,1)=-cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,1)
c      dd(mp,my)=cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,my)
c      cc(mm,1)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(mm,1)
c      cc(mm,my)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(mm,my)
c
c      64 continue
c
c      m1= 0
c      do 62 l=jtrun-1,1,-2
cdir@ ivdep
do 63 m = 1, l
mm= 2*m-1
mp= mm+1
ml= m+m1
mk= ml+mlx
c
c      vor(ml,1,k)= cfac(ml)*(cc(mm,1)
c      * -cc(mm,my))-dfac(ml)*(dd(mp,1)+dd(mp,my))
c      cc(mm,1)=cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(mm,1)

```

```

      cc(mm,my)=-cfac(ml)*vor(ml,1,k)+cc(mm,my)
      dd(mp,1)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,1)
      dd(mp,my)=-dfac(ml)*vor(ml,1,k)+dd(mp,my)
c
c      vor(mk,1,k)= cfac(mk)*(cc(mm,1)
c      * +cc(mm,my))-dfac(mk)*(dd(mp,1)-dd(mp,my))
c      cc(mm,1)=cfac(mk)*vor(mk,1,k)+cc(mm,1)
c      cc(mm,my)=cfac(mk)*vor(mk,1,k)+cc(mm,my)
c      dd(mp,1)=-dfac(mk)*vor(mk,1,k)+dd(mp,1)
c      dd(mp,my)=dfac(mk)*vor(mk,1,k)+dd(mp,my)
c
c      vor(ml,2,k)= cfac(ml)*(cc(mp,1)
c      * -cc(mp,my))+dfac(ml)*(dd(mm,1)+dd(mm,my))
c      cc(mp,1)=cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=-cfac(ml)*vor(ml,2,k)+cc(mp,my)
c      dd(mm,1)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(mm,1)
c      dd(mm,my)=dfac(ml)*vor(ml,2,k)+dd(mm,my)
c
c      vor(mk,2,k)= cfac(mk)*(cc(mp,1)
c      * +cc(mp,my))+dfac(mk)*(dd(mm,1)-dd(mm,my))
c      cc(mp,1)=cfac(mk)*vor(mk,2,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=cfac(mk)*vor(mk,2,k)+cc(mp,my)
c      dd(mm,1)=dfac(mk)*vor(mk,2,k)+dd(mm,1)
c      dd(mm,my)=-dfac(mk)*vor(mk,2,k)+dd(mm,my)
c
c      div(ml,1,k)= cfac(ml)*(dd(mm,1)
c      * -dd(mm,my))-dfac(ml)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c      dd(mm,1)=-cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(mm,1)
c      dd(mm,my)=cfac(ml)*div(ml,1,k)+dd(mm,my)
c      cc(mp,1)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=-dfac(ml)*div(ml,1,k)+cc(mp,my)
c
c      div(mk,1,k)= cfac(mk)*(dd(mm,1)
c      * +dd(mm,my))-dfac(mk)*(cc(mp,1)-cc(mp,my))
c      dd(mm,1)=-cfac(mk)*div(mk,1,k)+dd(mm,1)
c      dd(mm,my)=-cfac(mk)*div(mk,1,k)+dd(mm,my)
c      cc(mp,1)=-dfac(mk)*div(mk,1,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=dfac(mk)*div(mk,1,k)+cc(mp,my)
c
c      div(ml,2,k)= cfac(ml)*(dd(mp,1)
c      * -dd(mp,my))+dfac(ml)*(cc(mm,1)+cc(mm,my))
c      dd(mp,1)=-cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,1)
c      dd(mp,my)=cfac(ml)*div(ml,2,k)+dd(mp,my)
c      cc(mm,1)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(mm,1)
c      cc(mm,my)=dfac(ml)*div(ml,2,k)+cc(mm,my)
c
c      div(mk,2,k)= cfac(mk)*(dd(mp,1)
c      * +dd(mp,my))+dfac(mk)*(cc(mm,1)-cc(mm,my))
c      dd(mp,1)=-cfac(mk)*div(mk,2,k)+dd(mp,1)
c      dd(mp,my)=-cfac(mk)*div(mk,2,k)+dd(mp,my)
c      cc(mm,1)=dfac(mk)*div(mk,2,k)+cc(mm,1)
c      cc(mm,my)=-dfac(mk)*div(mk,2,k)+cc(mm,my)
c
63      continue
      ml= ml+1
62      continue

```

```

c
c adjoint of the RFFTMT (negative)
c
cWORK(NX*MY,2)
      DO I=1,NX*MY
        WORK(1,1)=0.
        WORK(1,2)=0.
      ENDDO
c
      DO J=1,MY
        DO I=1,NX
          CC(I,J)=CC(I,J)*RECIP(I)
        ENDDO
      ENDDO
      call rfftmt(cc,work,trigs,ifax,1,nx+3,nx,my,1)
c
      DO I=1,NX*MY
        WORK(1,1)=0.
        WORK(1,2)=0.
      ENDDO
c
      DO J=1,MY
        DO I=1,NX
          DD(I,J)=DD(I,J)*RECIP(I)
        ENDDO
      ENDDO
      call rfftmt(dd,work,trigs,ifax,1,nx+3,nx,my,1)
c
      do 23 j=1,my
cdir$ ivdep
        do 23 i=1,nx
          ut(i,k,j)=cc(i,j)+ut(i,k,j)
          vt(i,k,j)=dd(i,j)+vt(i,k,j)
        23 continue
c
      30 continue
c
      return
      end
c
c
c      subroutine tranrs (jtrun,mlmax,nx,my,ll,poly,w,r,s)
c
c subroutine to transform a scalar grid point field to spectral
c coefficients
c
c *** const ***
c
c jtrun: zonal wavenumber truncation limit
c mlmax: total number of spherical harmonic coeff (horizontal field)
c nx: e-w dimension no.
c my: n-s dimension no.
c ll: number of vertical levels to transform
c poly: legendre polynomials
c w: gaussian quadrature weights
c

```

```

c *** input variable ***
c
c r: 3-dim input grid pt. field to be transformed
c
c *** output variables ***
c
c s: spectral coefficient fields
c
c *****
c
c dimension poly(mlmax,my/2),s(mlmax,2,ll),r(nx,ll,my),w(my)
csun include '../include/fftcom.h' .. change im,jm to nx,my
c dimension cc(nx+3,my),work(nx*my,2)
c
c mlx= (jtrun/2)*((jtrun+1)/2)
c
c do 30 k=1,ll
c
c put grid point fields into two dimensional horizontal array
c
c do 23 j=1,my
c do 23 i=1,nx
c cc(i,j)= r(i,k,j)
c 23 continue
c
c
c fft for each gaussian latitude of 2-d field
c
c call rfftm1t(cc,work,trigs,ifax,1,nx+3,nx,my,-1)
c
c to start quadrature integral we compute contribution without
c adding to existing sum
c
c m1= 0
c do 62 l=jtrun-1,1,-2
cdira ivdep
c do 63 m= 1, l
c mm= 2*m-1
c mp= mm+1
c ml= m+ml
c mk= ml+mlx
c s(ml,1,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(mm,1)+cc(mm,my))
c s(ml,2,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c s(mk,1,k)= w(1)*poly(mk,1)*(cc(mm,1)-cc(mm,my))
c s(mk,2,k)= w(1)*poly(mk,1)*(cc(mp,1)-cc(mp,my))
c 63 continue
c m1= m1+l
c 62 continue
c
c ml= mlx*2
cdira ivdep
c do 64 m=2,jtrun,2
c ml=ml+1
c mm= 2*m-1
c mp= mm+1
c s(ml,1,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(mm,1)+cc(mm,my))

```

```

c s(ml,2,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c 64 continue
c
c for rest of quadrature integral we add contribution to
c existing sum
c
c do 70 j=2,my/2
c jj= my-j+1
c m1= 0
c do 72 l=jtrun-1,1,-2
cdira ivdep
c do 73 m= 1, l
c mm= 2*m-1
c mp= mm+1
c ml= m+ml
c mk= ml+mlx
c s(ml,1,k)= s(ml,1,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(mm,j)+cc(mm,jj))
c s(ml,2,k)= s(ml,2,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(mp,j)+cc(mp,jj))
c s(mk,1,k)= s(mk,1,k)+w(j)*poly(mk,j)*(cc(mm,j)-cc(mm,jj))
c s(mk,2,k)= s(mk,2,k)+w(j)*poly(mk,j)*(cc(mp,j)-cc(mp,jj))
c 73 continue
c m1= m1+l
c 72 continue
c
c ml= mlx*2
cdira ivdep
c do 65 m=2,jtrun,2
c ml=ml+1
c mm= 2*m-1
c mp= mm+1
c s(ml,1,k)= s(ml,1,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(mm,j)+cc(mm,jj))
c s(ml,2,k)= s(ml,2,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(mp,j)+cc(mp,jj))
c 65 continue
c 70 continue
c 30 continue
c
c return
c end
c
c
c subroutine adtranrs (jtrun,mlmax,nx,my,ll,poly,w,r,s)
c
c adjoint of tranrs.f
c subroutine to transform a spectral coefficient field to
c grid point form
c
c *** input const ***
c
c jtrun: zonal wavenumber resolution limit
c mlmax: number of spectral coefficients (horizontal field)
c nx: e-w dimension no.
c my: n-s dimension no.
c ll: number of levels to transform
c poly: legendre polynomials
c w: Gaussian quadrature weight
c

```

```

c *** input variable ***
c s: spectral coefficient array to transform
c *** output variables ***
c r: 3-d output grid point fields
c
c *****
c
c      dimension poly(mlmax,my/2),s(mlmax,2,ll),r(nx,ll,my),w(my)
c      dimension RECIPI(NX)
c      include './include/fftcom.h'
csun  include './include/param.h' .. change im,jm to nx,my
c      dimension cc(nx*3,my),work(nx*my,2)
c
c      mlx= (jtrun/2)*((jtrun+1)/2)
c
c      do 30 k=1,ll
c      do j=1,my
c      do i=1,nx*3
c      cc(i,j)=0.
c      enddo
c      enddo
c
c for rest of quadrature integral we add contribution to
c existing sum
c
c      do 70 j=2,my/2
c      ml= mlx*2
c      jj= my-j+1
c      m1= 0
c      do 65 m=2,jtrun,2
c      ml=ml+1
c      nm= 2*m-1
c      mp= nm+1
c      s(ml,1,k)= s(ml,1,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(nm,j)+cc(nm,jj))
c      s(ml,2,k)= s(ml,2,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(mp,j)+cc(mp,jj))
c      cc(nm,j)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,1,k)+cc(nm,j)
c      cc(nm,jj)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,1,k)+cc(nm,jj)
c      cc(mp,j)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,2,k)+cc(mp,j)
c      cc(mp,jj)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,2,k)+cc(mp,jj)
c 65 continue
c
c      ml= mlx*2
c      jj= my-j+1
c      m1= 0
c      do 72 l=jtrun-1,1,-2
c
c      do 73 m= 1, l
c      nm= 2*m-1
c      mp= nm+1
c      ml= m+ml
c      mk= ml+mlx
c      s(ml,1,k)= s(ml,1,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(nm,j)+cc(nm,jj))
c      s(ml,2,k)= s(ml,2,k)+w(j)*poly(ml,j)*(cc(mp,j)+cc(mp,jj))

```

```

c      s(mk,1,k)= s(mk,1,k)+w(j)*poly(mk,j)*(cc(nm,j)-cc(nm,jj))
c      s(mk,2,k)= s(mk,2,k)+w(j)*poly(mk,j)*(cc(mp,j)-cc(mp,jj))
c      cc(nm,j)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,1,k)+cc(nm,j)
c      cc(nm,jj)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,1,k)+cc(nm,jj)
c      cc(mp,j)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,2,k)+cc(mp,j)
c      cc(mp,jj)=w(j)*poly(ml,j)*s(ml,2,k)+cc(mp,jj)
c      cc(nm,j)=w(j)*poly(mk,j)*s(mk,1,k)+cc(nm,j)
c      cc(nm,jj)=w(j)*poly(mk,j)*s(mk,1,k)+cc(nm,jj)
c      cc(mp,j)=w(j)*poly(mk,j)*s(mk,2,k)+cc(mp,j)
c      cc(mp,jj)=w(j)*poly(mk,j)*s(mk,2,k)+cc(mp,jj)
c 73 continue
c      m1= m1+l
c 72 continue
c 70 continue
c
c      ml= mlx*2
cdir@ ivdep
c      do 64 m=2,jtrun,2
c      ml=ml+1
c      nm= 2*m-1
c      mp= nm+1
c      s(ml,1,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(nm,1)+cc(nm,my))
c      s(ml,2,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c      cc(nm,1)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,1,k)+cc(nm,1)
c      cc(nm,my)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,1,k)+cc(nm,my)
c      cc(mp,1)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,2,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,2,k)+cc(mp,my)
c 64 continue
c
c to start quadrature integral we compute contribution without
c adding to existing sum
c
c      m1= 0
c      do 62 l=jtrun-1,1,-2
cdir@ ivdep
c      do 63 m= 1, l
c      nm= 2*m-1
c      mp= nm+1
c      ml= m+ml
c      mk= ml+mlx
c      s(ml,1,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(nm,1)+cc(nm,my))
c      s(ml,2,k)= w(1)*poly(ml,1)*(cc(mp,1)+cc(mp,my))
c      s(mk,1,k)= w(1)*poly(mk,1)*(cc(nm,1)-cc(nm,my))
c      s(mk,2,k)= w(1)*poly(mk,1)*(cc(mp,1)-cc(mp,my))
c      cc(nm,1)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,1,k)+cc(nm,1)
c      cc(nm,my)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,1,k)+cc(nm,my)
c      cc(mp,1)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,2,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=w(1)*poly(ml,1)*s(ml,2,k)+cc(mp,my)
c      cc(nm,1)=w(1)*poly(mk,1)*s(mk,1,k)+cc(nm,1)
c      cc(nm,my)=w(1)*poly(mk,1)*s(mk,1,k)+cc(nm,my)
c      cc(mp,1)=w(1)*poly(mk,1)*s(mk,2,k)+cc(mp,1)
c      cc(mp,my)=w(1)*poly(mk,1)*s(mk,2,k)+cc(mp,my)
c 63 continue
c      m1= m1+l
c 62 continue
c

```

```

      program test_adj
c
c Global ForeCaST Dry(x) adjoint Model
c
      include '../include/param.h'
      include '../include/const.h'
      include '../include/gridtm.h'
      include '../include/gridtm9.h'
      include '../include/spec.h'
      include '../include/spec9.h'
c
      character*1 bas_tmpf_need
c
      dimension ut(nx,lev,my),vt(nx,lev,my),tt(nx,lev,my)
      >, pt(nx,my),qt(nx,lev,my)
      dimension ut9(nx,lev,my),vt9(nx,lev,my),tt9(nx,lev,my)
      >, pt9(nx,my),qt9(nx,lev,my)
c
      dimension vornow(mlmax,2,lev),divnow(mlmax,2,lev)
      >, temnow(mlmax,2,lev),qnow(mlmax,2,lev)
c
      >, plnow(mlmax,2)
      real coeff(mlmax*2*lev*4+mlmax*2)
      dimension xx(nx*lev*my*4+nx*my),axx(nx*lev*my*4+nx*my)
c
      >, yy(mlmax*2*lev*4+mlmax*2)
      >, yy(nx*lev*my*4+nx*my)
c
      >, yy(lev*2)
      real tbar(lev),qbar(lev)
c
c
c logical io units:
c
c 1: input namelist file = 'namlists'
c 3: spectrum coeff output file='bspt??'
c 12: filist
c
c
c get model constants
c
      call cons
c
c read in initial data and prepare for initialization/forecast
c
c set up Basic state
c
      call grossby(nx,my,lev,sinl,tmean9,ut9,vt9,tt9,qt9,pt9
      >,>, sig,ptop,pk9,pk29,plt9,tref9,capa,cosl)
c
c set up perturb field
c
      call perturb(nx,my,lev,sinl,tmean9,tmean
      >,>, pt9,pk9,pk29,tt9
      >,>, ut,vt,tt,qt,pt,sig,ptop
      >,>, pk,pk2,plt,tref,capa,cosl)
c
      print *, 'finished setting initial field'
c
      do j=1,my
c
      do k=1,nx

```

```

c
      do i=1,nx
c
      ut(i,k,j)=0.
c
      vt(i,k,j)=0.
c
      tt(i,k,j)=0.
c
      qt(i,k,j)=1.
c
      pt(i,j)=0.
c
      enddo
c
      enddo
c
c Inner product test
c
      call trans(1,ut,vt,tt,pt,qt,nx,my,lev,xx,idx)
c
      do i=1,idx
c
      axx(i)=xx(i)
c
      enddo
      n3d=nx*lev*my
      n=0
      do j=1,my
      do k=1,lev
      do i=1,nx
      n=n+1
      axx(n)=ut(i,k,j)
      axx(n+n3d)=vt(i,k,j)
      axx(n+2*n3d)=tt(i,k,j)
      axx(n+3*n3d)=qt(i,k,j)
      enddo
      enddo
      enddo
      n=0
      do j=1,my
      do i=1,nx
      n=n+1
      axx(n+4*n3d)=pt(i,j)
      enddo
      enddo
c
c time integration
c INPUT: ut,vt,tt,pt,qt
c OUTPUT: ut,vt,tt,pt,qt
c
      bas_tmpf_need='y'
      call Mintgrt(ut9,vt9,tt9,pt9,qt9,bas_tmpf_need)
      call Lintgrt(ut,vt,tt,pt,qt,coeff)
c
      call trans(1,ut,vt,tt,pt,qt,nx,my,lev,yy(1),idx)
c
      n=0
      do j=1,my
      do k=1,lev
      do i=1,nx
      n=n+1
      yy(n)=ut(i,k,j)
      yy(n+n3d)=vt(i,k,j)
      yy(n+2*n3d)=tt(i,k,j)
      yy(n+3*n3d)=qt(i,k,j)
      enddo

```

```

      dimension vorten(mlmax,2,lev),divten(mlmax,2,lev)
      >,      temten(mlmax,2,lev),qten(mlmax,2,lev)
      >,      plten(mlmax,2)
      real yy(mlmax*2*lev*4+mlmax*2)
c
      print *, 'vorten(10,1,5)= ', vorten(10,1,5)
      idy=mlmax*2*lev*4+mlmax*2
      mlmax2=mlmax*2
      do k=1,lev
      do i=1,mlmax2
      idy_vor=i+(k-1)*mlmax2
      idy_div=i+(k-1)*mlmax2+mlmax2*lev
      idy_tem=i+(k-1)*mlmax2+mlmax2*lev*2
      idy_qte=i+(k-1)*mlmax2+mlmax2*lev*3
      idy_plt=i+mlmax2*lev*4
      yy(idy_vor)=vorten(i,1,k)
      yy(idy_div)=divten(i,1,k)
      yy(idy_tem)=temten(i,1,k)
      yy(idy_qte)=qten(i,1,k)
      yy(idy_plt)=plten(i,1)
      enddo
      enddo
      return
      end
c
c
      subroutine trnv2x_out_2(tbar,qbar,lev,yy,idy)
      dimension tbar(lev),qbar(lev)
      real yy(lev*2)
c
      idy=lev*2
      do k=1,lev
      idy_tbar=k
      idy_qbar=k+lev
      yy(idy_tbar)=tbar(k)
      yy(idy_qbar)=qbar(k)
      enddo
      return
      end
c
c
      subroutine trnv2x_out(ut,vt,tt,pt,qt,nx,my,lev,yy,idy)
c
      dimension ut(nx,lev,my),vt(nx,lev,my),pt(nx,my)
      >,      tt(nx,lev,my),qt(nx,lev,my)
      real yy(nx*lev*my*4+nx*my)
c
      idy=nx*lev*my*4+nx*my
      do j=1,my
      do k=1,lev
      do i=1,nx
      idy_ut=i+(k-1)*nx+(j-1)*nx
      idy_vt=i+(k-1)*nx+(j-1)*nx+nx*lev*my
      idy_tt=i+(k-1)*nx+(j-1)*nx+nx*lev*my*2
      idy_qt=i+(k-1)*nx+(j-1)*nx+nx*lev*my*3
      idy_pt=i+(j-1)*nx+nx*lev*my*4

```

```

      yy(idy_ut)=ut(i,k,j)
      yy(idy_vt)=vt(i,k,j)
      yy(idy_tt)=tt(i,k,j)
      yy(idy_qt)=qt(i,k,j)
      yy(idy_pt)=pt(i,j)
      enddo
      enddo
      enddo
      return
      end
c
c
      subroutine trnv2x(ut,vt,tt,pt,qt,nx,lev,my,x)
c
c      Transfer variables to vector form
      v1,v2,v3..... -----> x(v1,v2,v3.....)
c
c      INPUT: ut,vt,tt,pt,qt
c
c      OUTPUT: x (Vector Form)
c
      dimension ut(nx,lev,my),vt(nx,lev,my),tt(nx,lev,my)
      >,      qt(nx,lev,my),pt(nx,my)
      real x(nx*lev*my*4+nx*my)
      do k=1,lev
      do j=1,my
      do i=1,nx
      idx_ut=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx
      idx_vt=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx+nx*lev*my
      idx_tt=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx+nx*lev*my*2
      idx_pt=i+(j-1)*nx+nx*lev*my*3
      idx_qt=i+(j-1)*nx+(k-1)*nx+nx*lev*my*3+nx*my
      x(idx_ut)=ut(i,k,j)
      x(idx_vt)=vt(i,k,j)
      x(idx_tt)=tt(i,k,j)
      x(idx_pt)=pt(i,j)
      x(idx_qt)=qt(i,k,j)
      enddo
      enddo
      enddo
      return
      end
c
c

```