

題名	作／譯者	卷期號	頁碼	出版年
WSR-88D_數據化底圖資料庫之建立與應用	許皓淳	41/01	1	1997.03
ARAKAWA-SCHUBERT_積雲參數化應用步驟之探討	鄭明典	41/01	17	1997.03
中央氣象局短期預報氣候變化監試分析報告：1994年11月與12月	盧孟明 陳雲蘭	41/01	42	1997.03
民國八十三年颱風調查報告——颱風(9405)提姆	林大偉	41/01	61	1997.03
-----	-----	-----	-----	-----
台灣附近海域風場之觀測及探討	王玉懷 莊文思	41/02	81	1997.06
中央氣象局全球波譜模式的次網格地形重力波拖曳力參數化	蕭志惠	41/02	91	1997.06
台灣臭氧量於紫外線(UHB)之分析研究	徐辛欽 周淑美	41/02	106	1997.06
台南地區能見度與懸浮微粒之相關研究	柳中明 沈金清 楊之遠	41/02	123	1997.06
民國八十年北太平洋西部颱風概述	陳清得	41/02	131	1997.06
-----	-----	-----	-----	-----
中央氣象局短期氣候監視報告：一九九五年五月與六月(梅雨季)	盧孟明 陳雲蘭	41/03	163	1997.09
一九八六年五月二十日及十一月十五日花蓮烈震的前震和餘震之時空分佈特徵	余貴坤 黃瑞德	41/03	187	1997.09
利用_GMS-5_水汽頻道資料分析與校驗費依颱風環境場	盧孟明 潘琦	41/03	198	1997.09
嘉義地區八十三年降雨分布相關性之初步分析	李炳和 黃天成	41/03	211	1997.09
民國八十二年颱風調查報告——塔莎颱風(9311)	伍婉華	41/03	219	1997.09
-----	-----	-----	-----	-----
利用類神經網路法辨識強震訊號	吳逸民 蔡義本 辛在勤	41/04	235	1997.12
氣候改變對台灣地區蒸發散量影響的模擬研究	梁仁有 劉復誠 耿旭 林深林	41/04	246	1997.12
地震消息自動傳播系統之建立與探討	吳逸民 陳承俊 蕭乃祺 辛在勤	41/04	272	1997.12
四維資料同化週期對中央氣象局全球預報模式結果之影響	陳雯美 李尚武	41/04	281	1997.12
民國八十三年颱風調查報告——輕度颱風凱特琳(9412)	謝明昌	41/04	295	1997.12

出版 發行 編輯 委員 主任 幹售		者人長會 員員 事價		中央氣象局 氣象信 明 有在汴清貴民松中玉 幣150元		氣象良典 存勤軍勝坤生錦明絲		學報 社 柯陳陳張葉葉鄭 韓		臺北市公園路六十四號 電話：3491091		雄然森男田雄典 蘭		文泰景隆永義明 素	
----------------------------------	--	------------------	--	-----------------------------------------	--	-------------------	--	-------------------------	--	--------------------------	--	--------------	--	--------------	--

# WSR-88D數據化底圖資料庫之建立與應用

許 皓 淳

中央氣象局五分山氣象雷達站

## 摘 要

中央氣象局採購美國NEXRAD計畫下生產的最新型都卜勒氣象雷達：WSR-88D於民國85年啟用後，將可提供包含降水的回波強度、雲雨的徑向風速、波譜寬資料及應用產品共31大項，40種以上的產品。爲了協助預報分析人員做正確的判斷，雷達產品所顯示的空間地理位置必須足夠精細而且準確。在此要求下，我們自行建置了一套包含地形邊界、行政區邊界、河流範圍、交通網路、城市資料、雷達站位置等資訊之WSR-88D都卜勒氣象雷達的數據化底圖資料庫。

爲了增進本局預報人員及氣象學術界將來使用本局WSR-88D都卜勒氣象雷達產品時選擇套用上述資料之方便性，本文介紹建置WSR-88D都卜勒氣象雷達底圖資料所依據的格式標準，並詳細說明使用者在應用這組資料庫時所應該注意的重點，以期透過這套詳實、精確、多樣化的底圖搭配來提升高解析雷達產品的使用價值，以協助預報人員做出正確的分析，提高預報的準確度。

關鍵字：地理資訊，亞爾伯斯等積圓錐投影法。

## 一、前 言

中央氣象局於民國76年4月30日奉行政院核定建立北部氣象雷達站，除了相關的道路及站房工程已於民國82年6月發包動工外；雷達設施也於民國82年7月議價完成，採購美國NEXRAD計畫下生產的最新型都卜勒氣象雷達：WSR-88D。預計於民國85年完工啟用後，將可有效(一)彌補花蓮、高雄兩氣象雷達站受中央山脈阻擋，以及地球曲度影響，而在台灣北部海上、陸上所形成的涵蓋空隙。(二)對北部颱風嚴密追蹤監視，以加強對暴雨、豪雨等預報，以減少民間之財務損失。(三)改善北部陸上豪雨預報，減少損害，並可增進水資源之有效運用。(四)加強冬季之寒潮偵測，促進農林漁牧各業對於寒害之預防及應變措施。

WSR-88D都卜勒氣象雷達除可測得降水的回波強度外，還可以測得雲雨在雷達上的徑向風速及波譜寬資料，提供比傳統雷達更多的訊息給氣象人員參考。WSR-88D的氣象應用產品共有31大項，40種

產品(表一)(1991, Part C)。其較重要的產品包括(1)不同仰角的PPI回波圖，(2)顯示最大回波場，(3)顯示風暴路徑及可能行進方向(4)顯示三維風暴結構，(5)風暴對流頂強度，(6)降雨量估計、即時降雨強度預報，(7)徑向速度的PPI圖，(8)風暴氣流剖面結構圖，(9)龍捲風偵測及(10)時間與高度的水平風場圖(Velocity-Azimuth Display; VAD)等等(許，1994)。

WSR-88D產品雖多，惟在分析研判中最重要的就是相關地理位置是否足夠精細而且準確，才能使預報或分析人員做出正確的判斷。由於WSR-88D都卜勒氣象雷達產品的解析度可高達 $0.25\text{km} \times 1^\circ$ (徑向速度場)，因此過去所慣用的天氣場爲粗達數十公里的解析度之底圖資料勢必無法配合WSR-88D都卜勒氣象雷達使用；而且WSR-88D都卜勒氣象雷達在應用上的廣泛，已非過去簡單的地形邊界即能滿足。WSR-88D都卜勒氣象雷達的底圖需求除了一般的地形邊界外，還須加上行政區邊界、河流資料、流域範圍、交通網路、城市

表 1. WSR-88D氣象產品一覽表

<u>Product Name</u>	<u>System ID</u>
Combined Moment	CM
Combined Shear	CS
Combined Shear Contour	CSC
Composite Reflectivity	CR
Composite Reflectivity Contour	CRC
Cross Section	
Mean Radial Velocity	VCS
Reflectivity	RCS
Spectrum Width	SCS
Echo Tops	ET
Echo Tops Contour	ETC
Free Text Message	FTM
Hail Index	HI
Layer Composite Reflectivity	
Average	LRA
Maximum	LRM
Mean Radial Velocity	V
Mesocyclone	M
One-Hour Precipitation Accumulation	
Array	DPA
Graphic	OHP
Radar Coded Message	RCM
Reflectivity	R
Severe Weather Analysis	SWA
Mean Radial Velocity	SWV
Radial Shear	SWS
Reflectivity	SWR
Spectrum Width	SWW
Severe Weather Probability	SWP
Spectrum Width	SW
Storm Relative Mean Radial Velocity	
Map	SRM
Region	SRR
Storm Structure	SS
Storm-Total Precipitation Accumulation	STP
Storm Tracking Information	STI
Supplemental Precipitation Data	SPD
Three-Hour Precipitation Accumulation	THP
Tomadic Vortex Signature	TVS
User Alert Message	UAM
Velocity Azimuth Display	VAD
Velocity Azimuth Display Wind Profile	VWP
Vertically Integrated Liquid Water	VIL
Weak Echo Region	WER

Note: The Layer Composite Turbulence products have been omitted from the above listing and from the discussions in this chapter since the NEXRAD Program Council has determined that the products will not be included as part of the WSR-88D Initial Operating Capability.



資料、雷達站資訊等。

根據本局與美國雷達儀製造商Unisys Corp.的合約規定，有關WSR-88D數據化底圖資料必需依照美方的格式需求在民國83年11月以前提供給雷達儀製造商。本文除了介紹WSR-88D都卜勒氣象雷達底圖資料的處理過程外，主要是將已建置完成的五分山氣象雷達站底圖資料做一詳細說明，提供本局預報人員或氣象學術界將來使用WSR-88D都卜勒氣象雷達產品時分析研判的參考。

## 二、WSR-88D都卜勒氣象雷達簡介

美國商業部、國防部及交通部門有鑑於氣象雷達在國防、民生用途的日趨重要，乃自1979年起聯合發展新一代氣象雷達，這個計畫即為Next Generation Weather Radar program，簡稱NEXRAD，(1991, Part A)。計畫原先是以整合原已發展使用的都卜勒氣象雷達為主，稱做Joint Doppler Operational Project (JDOP)。隨後雷達及電腦硬體的快速發展，加上美國空軍及民航單位對中小尺度天氣守視的需求日高，乃在1986年左右，重新由Operational Support Facility (OSF)整合原有的計

畫，不僅要發展更具實用功能的新一代都卜勒氣象雷達，也要進行全國包括空軍、民航、氣象單位換裝，更新為同一形式的都卜勒氣象雷達，並對相關的使用機關、人員進行教育、訓練等工作。此NEXRAD計畫下的新型都卜勒氣象雷達即是由Unisys Corp.所承製的WSR-88D型雷達。第一部WSR-88D在1990年秋於奧克拉馬市安裝完成並開始運轉，預計到1996年末期，美國本土屬於氣象局和空軍的WSR-88D加入運轉即將達140部。若再加上阿拉斯加、夏威夷等地更將達165部以上。本局五分山氣象雷達站是美國以外第一個採用WSR-88D的雷達站，而本局雷達網連計畫總共將採購四部，分別安裝在五分山、花蓮、七股及墾丁。

WSR-88D可以蒐集高解析、高精確度的雲雨回波、徑向風場和波譜寬資料，並利用本身電腦的快速處理計算能力，立即提供使用者做進一步的分析或研判。WSR-88D主要的系統可以分成三大部分：(1)雷達資料取得部分(Radar Data Acquisition; RDA)，(2)雷達產品產生部分(Radar Product Generator; RPG)，(3)主要使用者的處理部分

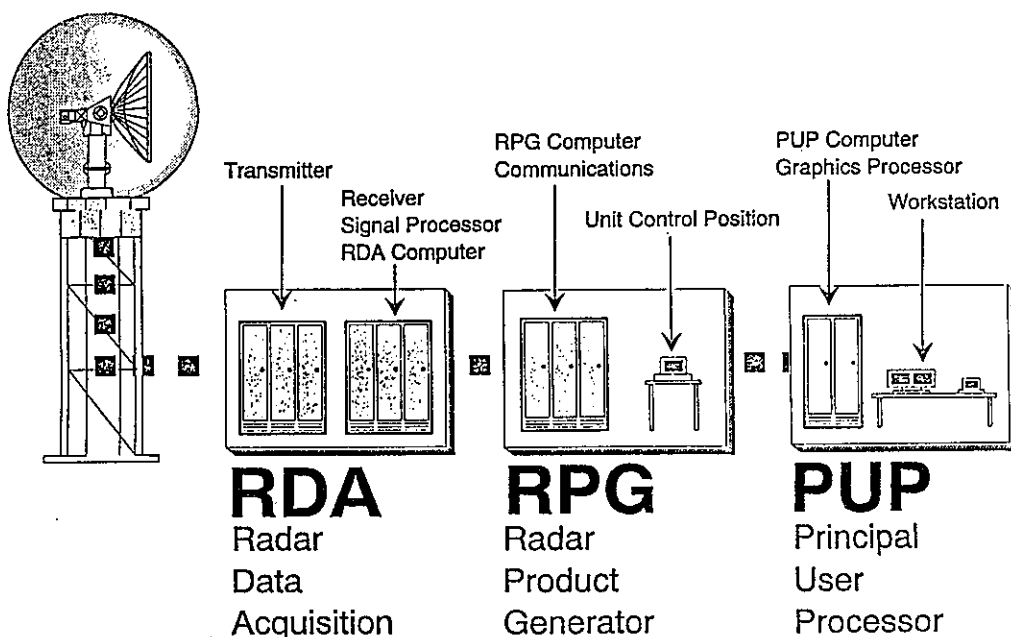


圖 1. WSR-88D氣象雷達主要系統示意圖

(Principal User Processor; PUP(圖一)。RDA與RPG之間主要以寬頻(Wideband, 1.544 Mbits)通訊連結, 但WSR-88D原先的設計亦可讓包括掃描天線的RDA部分與控制、分析的RPG部分設在遙遠的兩地, 如此的連結則可採T1或微波通訊的方式連結。至於RPG與PUP之間則以窄頻(Narrowband, 9.6 Kbits)通訊連結(Crum and Alberty, 1993)。

對於由RDA所蒐集到的雲雨回波、徑向風場和波譜寬等三種資料, 經由寬頻送至RPG後分別做以下的處理: 雲雨回波主要提供做為一般的降水估計計算, 以及風暴結構、軌跡的計算等等。徑向風場則可提供處理中尺度、龍捲風、風切、VAD等等產品所需的資料。而波譜寬資料主要可以用來計算中小尺度亂流(圖二)。至於再延伸出來的產品則更是五花八門, 視使用者的需求而做必要的搭配、擴充。

### 三、地理資訊的蒐集

利用地理資訊系統(Geographic Information

System; GIS)的技術來輔助國土規劃的工作, 已成了一項世界的潮流。我國則在民國79年3月由內政部成立國土資訊系統的推動小組(內政部, 1992-95), 除了瞭解各級政府單位所擁有的地理資訊狀況與未來需求外, 也對各種不同格式的資料進行整合、建檔、分享及交換。根據該小組所規劃的藍圖, 本局五分山氣象雷達站所需的底圖資料, 包括地形圖、縣市邊界、河川水文、交通網路等等的資料都可自國土資訊系統內的資料庫獲得。惟整個資料庫的蒐集必須等到民國86年以後方能達到整合的初步功能, 所以對於即將在明年(85)完工啓用的五分山氣象雷達站將緩不濟急。因此, 對於本站底圖所需的地理資訊資料的蒐集, 我們除了參考內政部國土資訊系統推動小組所研擬的資料架構外, 主要係以資料的解析度及精確度必須符合雷達產品需求的考量來蒐集。至於部分無法立即取得的資料, 如民航機航路、危險禁航區域、公路網、鐵路路線等, 則俟國土資訊系統資料庫的情況再來逐步添加、

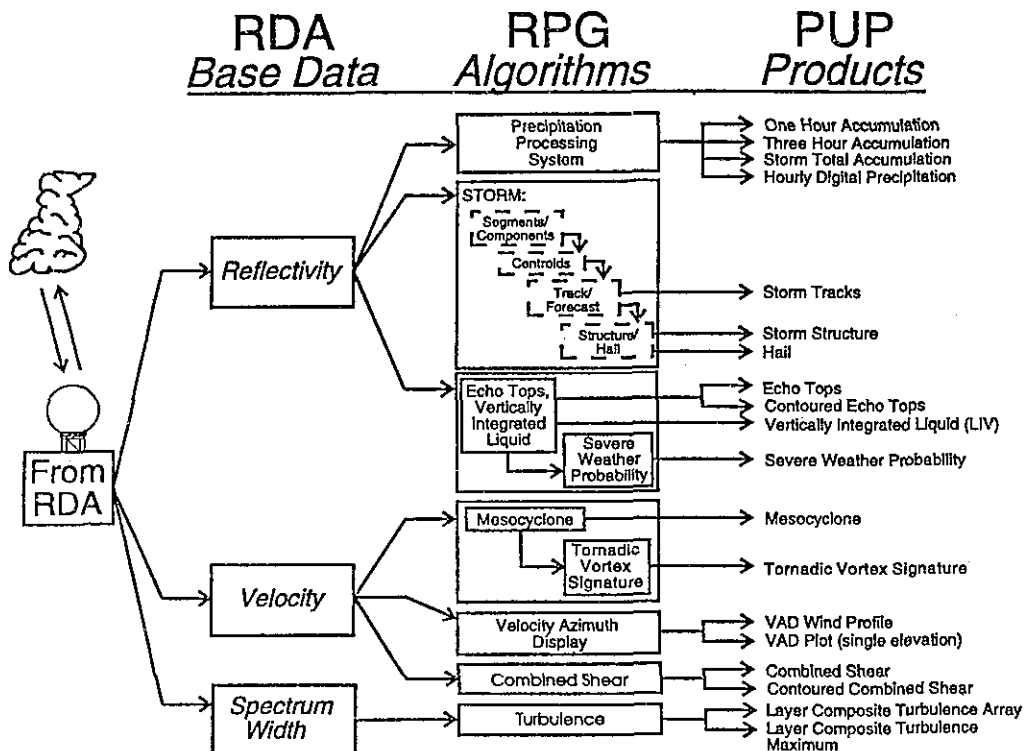


圖 2. WSR-88D氣象雷達資料、產品流程示意圖

予以更新。

另一方面，五分山氣象雷達站的掃描半徑遠達450公里以上，涵蓋了大陸長江口以南的沿海地區及日本宮古群島；未來墾丁、七股雷達站的涵蓋範圍也將遠達呂宋島，而內政部初步規劃所蒐集的國

土資訊係以台灣本島相關資訊為主。為了彌補這些空缺的資料，只好暫時利用人工點圖方式，建立此批資料庫。同時已於民國83年11月將此資料庫提供給即時預報系統(WINS)做為修正全台灣尺度(Extended Taiwan Region)底圖之用(圖三)。

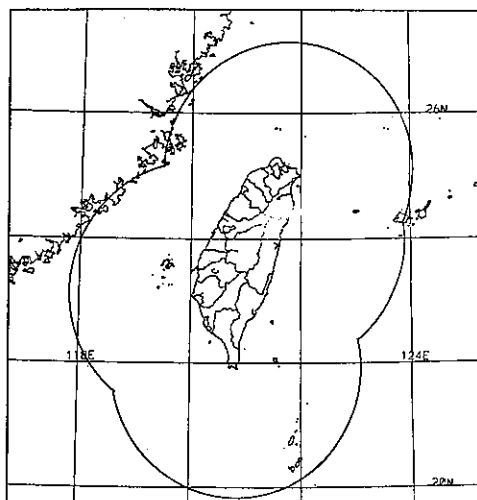
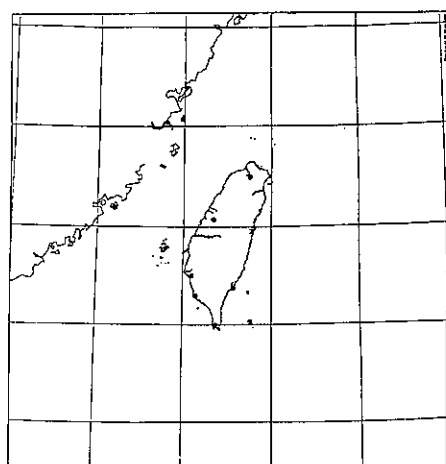


圖 3. WINS使用與未使用高解析底圖的比較

#### 四、數據化線性圖的特性與格式

在資料的提供上採用美國地理測量局(U.S. Geological Survey; USGS)於1990年所認可的數據化線性圖(Digital Line Graphs; DLG)標準格式來製作五分山氣象雷達站底圖的資料庫(data base)。美國地理測量局轄下的地球科學資訊中心(Earth Science Information Centers; ESIC)將數據化的地理資料劃分為四種格式，分別為(1)Digital Line Graphs (DLG), (2)Digital Elevation Models (DEM), (3)Land Use and Land Cover digital data, (4)Geographic Names。其中數據化線性圖(DLG)又分為五種不同尺度，三類資料格式。我們所採用的為兩百萬分之一(1:2,000,000)比例尺所建議的標準資料格式(Standard format, 以經緯度表示為主)來製作資料檔。每一筆資料均由點線段來組成，每一筆資料的邏輯長度(Logical record length)為144 bytes為其最大特色。

兩百萬分之一比例尺的數據化線性圖包含三大類的資料，一是邊界資料：如國與國的疆界、行政區域的邊界等。二是水系資料：如河川、湖泊、水塘、流域等。三是運輸系統資料：如公路、鐵路、航線、危險警戒航區等。此種比例尺的最小解析單元為0.001英吋，亦即約為50.8米。所以此數據化線性圖的資料格式，現階段已能夠滿足五分山氣象雷達站WSR-88D數據化底圖的需求。

任何一筆地理資訊必須能讓使用者清楚知道資料所代表的意義，所以通常會給予一組屬性代碼(Attribute Code)。數據化線性圖(DLG)每一筆資料的屬性代碼均分為主要碼(Major Code)及次要碼(Minor Code)兩種，例如水系的主要碼編為040，但河川的次要碼編為3000-3099，而湖泊、流域則編為4000-4099。由於我國的國土資訊系統的屬性代碼編纂尚未整合完畢，因此本雷達站所使用的屬性代碼則暫時性的參考數據化線性圖(DLG)的編法來給予每一筆資料一組適當的屬性代碼。

至於地圖投影(Map Projection)，本局即時預報系統所採用的為二度分帶橫向麥卡托(Two Degree Zone Transverse Mercator Projection)投影法。但美國位在中緯度且屬東西較寬的國家，因此較適用亞爾伯斯等積圓錐(Albers Equal-Area Conic Projection)

投影法。由於Unisys Corp. 當初在設計WSR-88D都卜勒氣象雷達時並未考慮外售，所以在地圖投影法上也只設計接受亞爾伯斯等積圓錐投影法。因此，五分山雷達底圖資料庫為配合雷達儀的硬體設計暫亦採用亞爾伯斯等積圓錐投影；但為配合將來有能

表 2. 標準數據化線性圖資料庫內容說明

**** 報頭檔 ****		
參數意義	格式	資料內容
資料庫名稱	a40	Wu_Fen Mt.(500KM) Boundary
版本、資料年份	a10	1967, 1994
比例尺大小	i8	2000000
DLG 參考格式	i6	3
投影法參考格式	i6	3
地軸參考格式	i6	9999
地圖投影參數(橢圓的次主軸)	d24.15	6378206.4
地圖投影參數(橢圓的離心率)	d24.15	0.006768658
地圖投影參數(第一參考緯度)	d24.15	29.5D0
地圖投影參數(第二參考緯度)	d24.15	45.5D0
地圖投影參數(底圖中心經度)	d24.15	121.7725
地圖投影參數(底圖中心緯度)	d24.15	25.072777777
投影參數7-投影參數15:(預留)	d24.15	0.0
單位參數(meters)	i6	2
解析度	d24.15	50.8
資料準確參數	i6	0
經緯參考點數目	i6	4
西南方參考經度	d24.15	117.119
西南方參考緯度	d24.15	20.353
西北方參考經度	d24.15	116.614
西北方參考緯度	d24.15	29.488
東北方參考經度	d24.15	126.931
東北方參考緯度	d24.15	29.488
東南方參考經度	d24.15	126.426
東南方參考緯度	d24.15	20.353
地圖轉換參數1	d24.15	50.80026024
地圖轉換參數2	d24.15	0.00025774662
地圖轉換參數3	d24.15	-13.16618066
地圖轉換參數4	d24.15	30.83381933
網格參考點數目	i6	4
西南角網格點	a2,2i6	SW 9843 9843
西北角網格點	a2,2i6	NW 9843 9843
東北角網格點	a2,2i6	NE 9843 9843
東南角網格點	a2,2i6	SE 9843 9843
DLG 檔案數	i6	1
DLG 檔案名稱	q(a20)	Taiwan Albers data
節點檔之最大筆及實際檔案數量	q(2i6)	0 0
面積檔之最大筆及實際檔案數量	q(2i6)	0 0
線段檔之最大筆及實際檔案數量	q(2i6)	832 1814

\*\*\*\* 資料檔 \*\*\*\*

參數意義	格式	資料內容
檔案代號	a2	N 或 A 或 L (N:節點檔、A:面積檔、L:線段檔，本資料庫僅用線段檔)
資料筆數	i6	由 1 開始
節點檔始末節點檔案筆數	2i6	本檔均為 0
面積檔左右相臨檔案筆數	2i6	本檔均為 0
線段檔組數及屬性	2i6	屬性均為 1
線段檔文字說明個數	i6	不用，設為 0

\*\*\*\* 屬性代碼檔 \*\*\*\*

屬性代碼區分為主要碼(Major Code)及次要碼(Minor Code)

主要代碼	次要代碼	特徵或種類
140	1100	台灣省鄉鎮市行政區邊界
	1123	釣魚台列嶼(劃歸宜蘭縣)
	1150	台灣省外框邊界
	1155	台灣省鄰近島嶼邊界
	3010	河川、河流
	3050	流域、水塘
200	7001	民用航空站站區邊界
390	1190	大陸沿海邊界
	1199	大陸沿海鄰近島嶼邊界
	1299	金門、馬祖列島
490	4000	琉球列嶼
	5000	呂宋列嶼

力修改雷達儀硬體設計之彈性考量，在建置軟體時，另行設計可視需要修正為二度分帶橫向麥卡托投影，以配合本局所發展的系統。

標準數據化線性圖的資料格式(Standard DLG Distribution Format)主要分為報頭檔(Header records)與資料檔(Data records)兩大項。解讀資料檔所需的地圖投影參數、投影法、相關經緯度、資料筆數等均可自報頭檔中獲得。所有的經緯度資料經過地圖投影、屬性編碼、精確度處理後，都形成相對座標為-32768到32767的資料檔，其相對座標中心為五分山氣象雷達站。因為雷達掃描半徑不超過500公里，而最小解析單元為50.8米，所以實際座標範圍在-9843至9843之間。表二即為五分山雷達底圖所使用的標準數據化線性圖的詳細資料內容及重要說明。

## 五、數據化底圖資料的應用

根據以上說明所製作的數據化底圖檔之部分資料型態(邏輯長度為144 bytes)則如表三，這也就是標準數據化線性圖的資料格式(Standard DLG Distribution Format)。前10行即為報頭檔(Header record)，後面緊接的就是資料檔(Data records)和屬性(Attribute record)。報頭內容依序包括了底圖名稱、版次比例尺大小、地圖的投影參數、最大影響邊界參數、轉換座標參數及資料檔的組數、特性等。而資料檔則按特性筆數、相對座標及屬性代碼等方式依序排列。依本雷達站的編排順序，資料檔依序為台灣本島邊界、大陸沿海暨島嶼邊界、呂宋島邊界、琉球群島邊界、台灣河流邊界、台灣流域邊界、台灣鄉鎮市邊界、民用航空站邊界與台灣縣

表 3. 標準數據化線性圖之資料型態

Wu Fen Mt. (500KM) Boundary 1967, 1994 2000000

3 3 9999 0.6378206400000000D-07 0.6766558000000000D-02 0.2950000000000000D+02 0.4550000000000000D+02 0.1217725000000000D+03  
0.2507277777700000D+02 0.0000000000000000D-00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00  
0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D-00 0.0000000000000000D-00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00 0.0000000000000000D+00  
0.1171190000000000D+03 0.2035300000000000D-02 0.1166140000000000D+03 0.2948800000000000D+02 0.1269310000000000D+03 0.2948800000000000D+02  
0.1264260000000000D+03 0.2035300000000000D+02  
0.5080026024000000D+02 0.2577466200000000D-03 -0.1316618066000000D+02 0.3083381933000000D-02 4  
SW -9843 -9843NW -9843 9843NE 9843 9843SE 9843 -9843

1  
Taiwan Albers data 0 0 0 0 832 1814  
L 1 0 0 0 556 1 0  
-551 451 -565 445 -584 437 -594 429 -604 424 -608 412 -612 406 -620 392 -630 386 -644 386 -652 388  
-658 384 -663 376 -671 359 -673 343 -679 337 -683 321 -695 310 -703 302 -715 288 -726 268 -730 255  
-750 251 -732 243

3350 -3121 -3350 -3134 -3344 -3103 -3350 -3111 -3353 -3187 -3347 -3194 -3351 -3212 -3355 -3239 -3341 -3252 -3341 -3264 -3331 -3276  
3339 -3289 -3351 -3281 -3363 -3307 -3397 -3301 -3399 -3351  
140 1150

5 0 0 0 0 7 1 0  
L -3441 -3258 -3453 -3280 -3443 -3299 -3437 -3283 -3417 -3287 -3423 -3274 -3441 -3258  
140 1155

48 0 0 0 0 19 1 0  
L 46 8911 45 8897 37 8887 38 8869 42 8855 54 8856 60 8849 75 8845 82 8836 91 8832 118 8837  
140 8839 129 8859 111 8866 96 8891 84 8901 71 8906 53 8913 42 8907  
390 1199

49 0 0 0 0 20 1 0  
L 51 8925 45 8929 51 8946 54 8969 58 8993 50 8904 62 9026 66 9036 74 9037 84 9048 98 9043  
111 9034 119 9019 108 9001 99 8992 79 8981 67 8964 58 8944 51 8931 46 8928  
390 1199

市邊界等等。另外，也提供各縣市或鄉鎮市經緯度、縮寫名稱及雷達站編號、經緯度等資料。

由於WSR-88D雷達在處理底圖資料的電腦容量有限，其原先的設計在同時顯示16張產品圖或將產品作放大、縮小(Zoom in /out)時，將會依使用者所設定的取捨優先次序而修正數據化底圖資料檔的取捨標準，以避免電腦容量的不足。因此對於資料量大的河川、流域邊界、縣市鄉鎮邊界，我們均給予高、低兩種不同的解析度資料。底下，我們對使用數據化底圖資料所需加以注意的項目，包括使用大量底圖資料而發生電腦容量無法依使用需求掛載(Load)底圖時，WSR-88D所自動定義的取捨條件做一說明：

1.河川、流域邊界：在雷達底圖資料庫中對本省流域的劃分，主要是依據水資會所劃分的流域邊

界，也和本局水文科所使用的流域邊界是一致的。所以在使用及判讀上較無多大問題。至於本省的河川，我們所蒐集到的資料高達326筆。由於水資會並未針對河川的長度、寬度、流經人文區域範圍、灌溉區域等標示出相對的重要程度，因此也無法判斷每一條河流的權重而給予更適當的屬性代碼。當顯示多張產品而發生電腦必須自動取捨時，我們採用以下兩種方式：(1)先降低河川原有的解析密度。假如容量依然不足，則(2)放棄顯示該區的河川資料，但對個別產品作放大、縮小時，則保留並顯示該張產品的所有河川資料。圖四即為WSR-88D雷達顯示經放大後流經桃園地區鄉鎮市河川的產品圖。

2.縣市邊界：計蒐集包括台灣省309個鄉鎮市，台北市12個行政區，高雄市11個行政區，基隆市7個行政區，台中市8個行政區，台南市7個行政區及

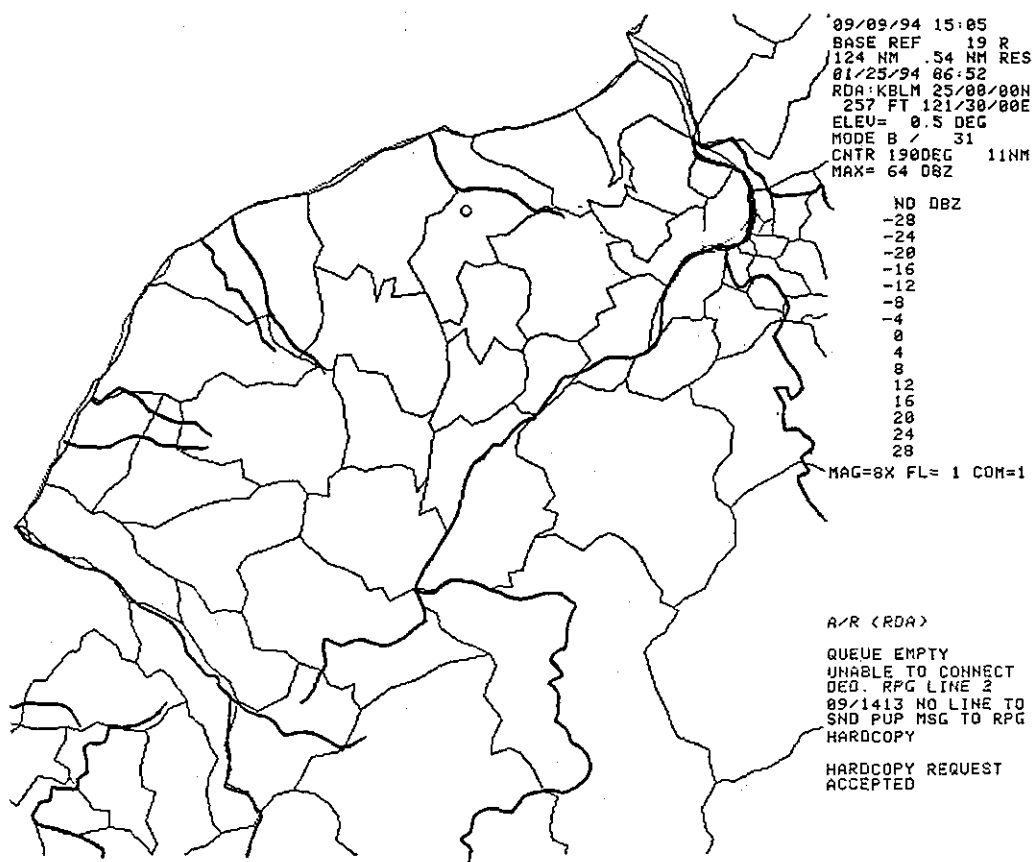


圖 4. WSR-88D所使用之流經桃園地區鄉鎮市河川產品底圖

表 4. 台灣地區鄉鎮市名稱縮寫對照表

縣 名	鄉鎮名	縮 寫	縣 名	鄉鎮名	縮 寫
台北縣	石門鄉	S.Men	* 雲林縣	西螺鎮	HsiLo
台北縣	三芝鄉	S.Jih	南投縣	鹿谷鄉	LuKu
台北縣	金山鄉	K.San	花蓮縣	鳳林鎮	FunLin
* 台北縣	淡水鎮	TanSui	雲林縣	刺桐鄉	TzuTun
台北縣	萬里鄉	WanLi	雲林縣	林內鄉	LinNei
台北市	北投區	PeiTou	雲林縣	台西鄉	TaiHsi
台北市	士林區	S.Lin	* 雲林縣	斗六市	TouLiu
台北縣	八里鄉	PaLi	花蓮縣	豐濱鄉	F.Ping
基隆市	七堵區	ChiDu	雲林縣	土庫鎮	TuKu
台北縣	汐止鎮	H.Jih	雲林縣	虎尾鎮	HuWei
* 基隆市	仁愛區	KeLung	雲林縣	褒忠鄉	Pao C.
台北縣	林口鄉	LinKou	雲林縣	東勢鄉	TungS.
台北縣	瑞芳鎮	Z.Fung	雲林縣	斗南鎮	TouNan
台北縣	五股鄉	WuKu	花蓮縣	光復鄉	KungFu
桃園縣	蘆竹鄉	LuChu	雲林縣	四湖鄉	Sullu
台北縣	貢寮鄉	K.Lua	雲林縣	古坑鄉	KuKeng
桃園縣	大園鄉	TaYuan	雲林縣	元長鄉	Y.Chan
台北市	內湖區	Neillu	雲林縣	大埤鄉	TaPi
台北縣	蘆洲鄉	LuChou	澎湖縣	白沙鄉	PaiSha
台北縣	三重市	S.Chun	澎湖縣	西嶼鄉	HsiYu
台北縣	雙溪鄉	S.Hsi	雲林縣	口湖鄉	Koullu
台北市	松山區	S.San	嘉義縣	大林鎮	TaLin
桃園縣	觀音鄉	KuanIn	雲林縣	水林鄉	SuiLin
台北縣	平溪鄉	PinHsi	* 雲林縣	北港鎮	PeiKan
台北縣	泰山鄉	TaiSan	嘉義縣	溪口鄉	HsiKou
* 台北縣	新莊市	S.Jung	嘉義縣	吳鳳鄉	WuFeng
桃園縣	龜山鄉	KuaSan	澎湖縣	湖西鄉	Hullsi
台北市	南港區	NanKan	* 花蓮縣	瑞穗鄉	JuiSui
* 台北市	城中區	Taipei	花蓮縣	卓溪鄉	ChoChi
台北縣	石碇鄉	S.Ting	嘉義縣	新港鄉	SinKan
台北縣	板橋市	P.Chao	嘉義縣	梅山鄉	MeiSan
* 桃園縣	桃園市	T.Yuan	* 澎湖縣	馬公市	MaKung
* 桃園縣	中壢市	ChunLi	嘉義縣	民雄鄉	Min S.
台北縣	深坑鄉	S.Keng	嘉義縣	六腳鄉	L.Chia
台北縣	樹林鎮	ShuLin	嘉義縣	竹崎鄉	ChuChi
* 台北縣	永和市	YungHo	嘉義縣	東石鄉	TunSih
桃園縣	新屋鄉	SinWu	* 嘉義市	嘉義市	ChiaYi
* 宜蘭縣	南澳鄉	NanAo	臺東縣	關山鎮	K.San
苗栗縣	頭屋鄉	TouWu	台南縣	新山鄉	SinHih
苗栗縣	獅潭鄉	S.Tan	臺東縣	東河鄉	TungHo
* 苗栗縣	苗栗市	MiaoLi	台南縣	左鎮鄉	TsoChn
苗栗縣	西湖鄉	Hsillu	台南縣	新化鎮	SinHwa
苗栗縣	通霄鎮	T.Siao	台南縣	永康鄉	Y.Kang
苗栗縣	公館鄉	K.Kuan	高雄縣	杉林鄉	SanLin
苗栗縣	銅鑼鄉	TungLo	高雄縣	內門鄉	NeiMen
苗栗縣	泰安鄉	TaiAn	台南縣	歸仁鄉	KuciZn



苗栗縣	苑裡鎮	YuanLi	台南縣	關廟鄉	K.Miao
苗栗縣	大湖鄉	Tallu	台南縣	龍崎鄉	L.Chi
台中縣	和平鄉	HoPing	臺東縣	鹿野鄉	LuYeh
* 台中縣	大甲鎮	TaChia	高雄縣	茂林鄉	MaoLin
苗栗縣	三義鄉	SanI	* 台南市	中區	TaiNan
台中縣	大安鄉	TaAn	臺東縣	延平鄉	Y.Ping
花蓮縣	秀林鄉	HuiLin	台南縣	仁德鄉	ZenTe
苗栗縣	卓蘭鎮	Cholan	高雄縣	美濃鎮	MeiNun
台中縣	外埔鄉	WaiPu	高雄縣	旗山鎮	ChiSan
台中縣	后里鄉	HouLi	高雄縣	田寮鄉	T.Liao
台中縣	清水鎮	C.Shui	高雄縣	茄荳鄉	ChaTin
* 台中縣	東勢鎮	TungS.	高雄縣	湖內鄉	HuNei
台中縣	神岡鄉	S.Kang	高雄縣	阿蓮鄉	ALien
* 台中縣	梧棲鎮	WuChi	高雄縣	路竹鄉	LuChu
台中縣	石岡鄉	S.Kang	臺東縣	卑南鄉	PiNan
* 台中縣	豐原市	F.Yuan	屏東縣	高樹鄉	KaoShu
台中縣	沙鹿鎮	ShaLu	屏東縣	三地鄉	SanTi
台中縣	新社鄉	SinShe	屏東縣	霧臺鄉	WuTai
台中縣	大雅鄉	TaYa	高雄縣	永安鄉	YungAn
* 南投縣	仁愛鄉	ZenAi	高雄縣	岡山鎮	K.San
台中縣	龍井鄉	L.Chin	屏東縣	里港鄉	LiKang
台中縣	潭子鄉	TanTzu	高雄縣	燕巢鄉	Y.Chao
彰化縣	伸港鄉	S.Kang	* 臺東縣	臺東市	T.Tung
台中縣	大肚鄉	TaTu	高雄縣	彌陀鄉	MiTo
台中縣	太平鄉	TaiPin	高雄縣	大樹鄉	TaShu
* 台中市	中區	Tai C.	高雄縣	橋頭鄉	CaoTou
彰化縣	和美鎮	HoMei	屏東縣	鹽埔鄉	YenPu
彰化縣	線西鄉	H.Hsi	屏東縣	九如鄉	ChiuZu
花蓮縣	新城鄉	SinCen	高雄縣	梓官鄉	Z.Kuan
台中縣	烏日鄉	WuJih	高雄縣	大社鄉	TaShe
南投縣	國姓鄉	K.Hsin	高雄縣	仁武鄉	JenWu
* 彰化縣	鹿港鎮	LuKang	屏東縣	長治鄉	C.Chih
台中縣	大里市	TaLi	* 屏東縣	屏東市	P.Tung
* 彰化縣	彰化市	C.Hwa	屏東縣	內埔鄉	NeiPu
* 台中縣	霧峰鄉	WuFeng	屏東縣	瑪家鄉	MaChia
台北縣	中和市	Cungllo	嘉義縣	太保鄉	TaiPao
台北縣	土城鄉	TuCen	花蓮縣	玉里鎮	YuLi
* 台北縣	新店市	H.Tien	嘉義縣	番路鄉	FanLu
宜蘭縣	頭城鎮	TouCen	嘉義縣	朴子鎮	PotZu
桃園縣	八德鄉	PaTe	高雄縣	桃源鄉	T.Yuan
台北縣	坪林鄉	PinLin	嘉義縣	水上鄉	S.Shan
台北縣	鶯歌鎮	YingKo	嘉義縣	中埔鄉	ChunPu
桃園縣	平鎮市	P.Chen	嘉義縣	布袋鎮	PuTai
桃園縣	楊梅鎮	Y.Mei	嘉義縣	鹿草鄉	LuTsao
台北縣	三峽鎮	S.Hsia	* 臺東縣	長濱鄉	C.Ping
新竹縣	新豐鄉	S.Feng	* 台南縣	白河鎮	Paillo
新竹縣	湖口鄉	HuKou	嘉義縣	義竹鄉	IChu
桃園縣	大溪鎮	TaHsi	台南縣	後壁鄉	HouPi
桃園縣	龍潭鄉	LunTan	澎湖縣	望安鄉	WangAn
台北縣	烏來鄉	WuLai	高雄縣	三民鄉	SanMin

新竹縣	新埔鎮	HsinPu	嘉義縣	大埔鄉	TaPu
新竹縣	竹北鄉	ChuPei	台南縣	鹽水鎮	YenSui
宜蘭縣	礁溪鄉	C.Hsi	* 台南縣	新營市	SinYin
* 新竹市	新竹市	SinChu	台南縣	東山鄉	TunSan
桃園縣	復興鄉	Fullsin	台南縣	北門鄉	PeiMen
新竹縣	關西鎮	K.Hsi	臺東縣	海端鄉	H. Tuan
新竹縣	芎林鄉	H. Lin	台南縣	柳營鄉	LiuYin
宜蘭縣	壯圍鄉	C. Wei	台南縣	學甲鎮	SueJia
新竹縣	竹東鎮	C. Tung	花蓮縣	富里鄉	FuLi
宜蘭縣	員山鄉	Y. Shan	台南縣	六甲鄉	LiuJia
* 宜蘭縣	宜蘭市	ILan	台南縣	下營鄉	SiaYin
新竹縣	寶山鄉	P. Shan	* 臺東縣	成功鎮	C. Kung
新竹縣	尖石鄉	J. Shih	台南縣	楠西鄉	NanHsi
新竹縣	橫山鄉	H. San	台南縣	將軍鄉	ChanG.
苗栗縣	竹南鎮	ChuNan	台南縣	南化鄉	NanHwa
新竹縣	北埔鄉	PeiPu	台南縣	麻豆鎮	MaTou
宜蘭縣	大同鄉	TaTung	台南縣	官田鄉	K. Tien
宜蘭縣	五結鄉	WuJie	澎湖縣	七美鄉	ChiMei
新竹縣	峨眉鄉	OMei	台南縣	佳里鎮	ChiaLi
宜蘭縣	三星鄉	S. Hsin	高雄縣	甲仙鄉	C. Shen
苗栗縣	頭份鎮	TouFen	台南縣	大內鄉	TaNei
* 宜蘭縣	羅東鎮	LoTung	* 台南縣	七股鄉	ChiKu
宜蘭縣	冬山鄉	T. San	* 台南縣	玉井鄉	YuChin
苗栗縣	三灣鄉	SanWan	台南縣	善化鎮	S. Hwa
苗栗縣	後龍鎮	HoLung	台南縣	西港鄉	S. Kang
新竹縣	五峰鄉	WuFeng	* 臺東縣	池上鄉	C. Shan
苗栗縣	造橋鄉	G. Chao	高雄縣	六龜鄉	L. Kuei
* 宜蘭縣	蘇澳鎮	SuAo	台南縣	山上鄉	S. Shan
苗栗縣	南莊鄉	N. Jung	台南縣	安定鄉	AnTing
彰化縣	秀水鄉	H. Shui	高雄市	左營區	TsoYin
彰化縣	福興鄉	Fullsin	* 臺東縣	太麻里鄉	TaMaLi
彰化縣	花壇鄉	HuaTan	高雄縣	鳥松鄉	N. Sung
* 南投縣	埔里鎮	PuLi	臺東縣	金峰鄉	K. Feng
彰化縣	芬園鄉	F. Yuan	* 臺東縣	綠島鄉	LuTao
彰化縣	芳苑鄉	Fan Y.	屏東縣	麟洛鄉	LinLo
* 花蓮縣	花蓮市	H. Lien	屏東縣	泰武鄉	TaiWu
彰化縣	埔鹽鄉	PuYen	高雄縣	大寮鄉	TaLiao
南投縣	草屯鎮	T. Tun	屏東縣	萬巒鄉	W. Luan
彰化縣	大村鄉	TaTsun	* 高雄縣	鳳山市	F. San
花蓮縣	吉安鄉	ChiAn	屏東縣	竹田鄉	ChuTen
彰化縣	二林鎮	ErLin	* 高雄市	鹽埕區	Kao S.
彰化縣	員林鎮	YuaLin	屏東縣	萬丹鄉	WanTan
彰化縣	溪湖鎮	Hsillu	屏東縣	來義鄉	Lai I
彰化縣	埔心鄉	Pullsin	屏東縣	潮州鎮	C. Chou
南投縣	中寮鄉	C. Liao	屏東縣	新園鄉	S. Yuan
* 南投縣	南投市	NanTou	屏東縣	崁頂鄉	KanTin
花蓮縣	壽豐鄉	S. Feng	高雄縣	林園鄉	L. Yuan
彰化縣	永靖鄉	Y. Chin	屏東縣	新埤鄉	SinPi
彰化縣	社頭鄉	SheTou	臺東縣	達仁鄉	TaZen
南投縣	魚池鄉	YuChih	屏東縣	南州鄉	NanCho

彰化縣	埤頭鄉	PiTou	* 屏東縣	東港鎮	T.Kung
花蓮縣	萬榮鄉	WanZun	屏東縣	林邊鄉	LinPan
彰化縣	田尾鄉	TieWei	屏東縣	春日鄉	ChunZi
南投縣	水里鄉	ShuiLi	* 臺東縣	大武鄉	TaWu
彰化縣	大城鄉	TaChen	屏東縣	佳冬鄉	C.Tung
彰化縣	田中鎮	Ten C.	屏東縣	枋寮鄉	F.Liao
彰化縣	北斗鎮	PeiTou	屏東縣	獅子鄉	ShitZu
彰化縣	竹塘鄉	ChuTan	* 屏東縣	琉球鄉	LuChiu
南投縣	名間鄉	Men C.	屏東縣	枋山鄉	FanSan
彰化縣	溪州鄉	Il.Chou	屏東縣	牡丹鄉	MuTan
南投縣	信義鄉	HsinI	屏東縣	滿州鄉	ManCho
* 南投縣	集集鎮	ChiChi	屏東縣	車城鄉	C.Chen
彰化縣	二水鄉	ErShui	* 臺東縣	關嶼鄉	LanYu
南投縣	竹山鎮	C.San	* 屏東縣	恆春鎮	H.Chun
雲林縣	麥寮鄉	M.Liao	* 福建省	金門縣	KinMen
雲林縣	二崙鄉	ErLun	* 福建省	連江縣	MarZu
雲林縣	崙背鄉	LunPei			

金門、馬祖，總計356個行政單位邊界資料。圖五顯示台灣地區的所有行政單位邊界。由於資料太密，可能會影響使用者的判讀，因此也提供只顯示縣、市邊界的低解析度邊界資料。WSR-88D基本設計在雷達產品上僅能標示6個英文字母組成的地區名稱縮寫。而我們向內政部查詢的結果是並沒有類似的6個英文字母組成的地區縮寫版本。因此乃依底下幾個原則，編纂了一套台灣地區所有鄉鎮市名稱縮寫及對應資料：

(1)：參考內政部編纂的中英文鄉鎮市名稱對照表。

(2)：名稱可用6個英文字母來表示者即取用內政部的編纂，如羅東(Lotung)

(3)：儘可能保持一個中文字之完整英文翻譯，其它中文字則以英文開頭縮寫表示，如彰化(ChangHwa)改用(C.Hwa)。

(4)：若需再作縮減時，則簡化英文的母音，如橋頭(ChiaoTou)改為(CaoTou)。

經編纂後由6個英文字母組成的台灣地區鄉鎮市名稱縮寫如表四所示，表中有打星號(\*)者為較重要且當做低解析資料使用時的名稱縮寫。

3.屬性代碼：本項數據化底圖資料所編纂的屬性代碼係遵循美國地理測量局的編碼要領。在主要碼(Major Code)方面，與台灣地理有關的編為140，與

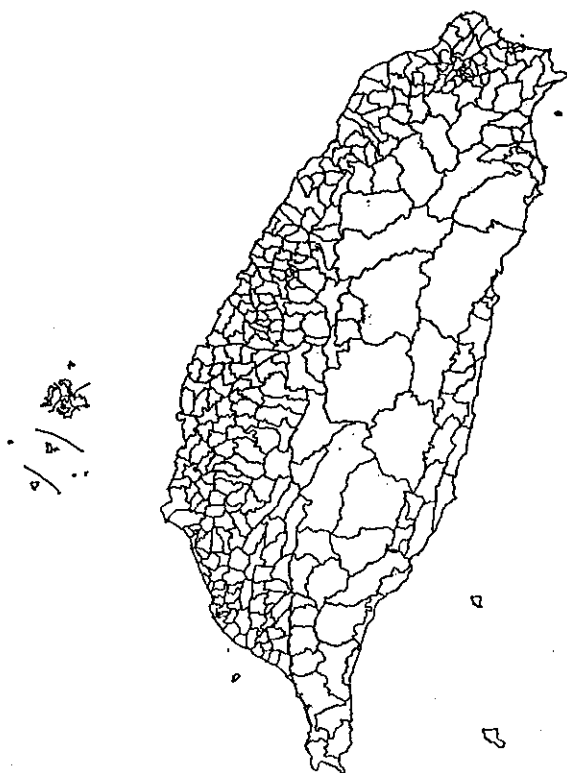


圖 5. 台灣地區所有行政單位邊界圖

表 5. 台灣地區氣象雷達站相關資料表

站 名	經 度	緯 度	縮 寫
五分山雷達站	121.7725	25.0727	RCWF
高雄雷達站	120.2665	22.6434	RCKS
花蓮雷達站	121.6201	23.9903	RCHL
七股雷達站	120.0692	23.1478	RCCG
(站址尚未確認)			
墾丁雷達站	120.8471	21.9026	RCKT
(站址尚未確認)			
中正雷達站	121.2080	25.0694	RCTP
中央大學雷達站	121.1842	24.9716	RCCU
清泉崗雷達站	120.****	24.****	RCLG
綠島雷達站	121.****	22.****	RCLT
馬公雷達站	119.****	23.****	RCQC

交通有關的編為200，與大陸地區有關的編為390，非本國國土的編為490。至於次要碼(Minor Code)的編纂原則如下：地理邊界自1000開始，河川、流域自3000開始，航道、運輸路線自7000開始，日本國界、菲律賓國界先暫時給與4000及5000。WSR-88D雷達在處理底圖所使用的屬性代碼資料請參考表二之屬性代碼檔內容。

4.雷達站名稱：WSR-88D雷達亦可在產品上標示雷達站所在位置。此項資料計蒐集了氣象局、民航局、空軍氣象聯隊及中央大學等雷達站的相關資料，列在表五中。雷達站縮寫名稱為配合我國國際氣象雷達電碼廣播，均以RC開頭，且均為四個英文字母。其中軍方氣象雷達相關經緯度資料係屬機密，不宜在文中登載，我們暫以(\*\*\*\*)表示。

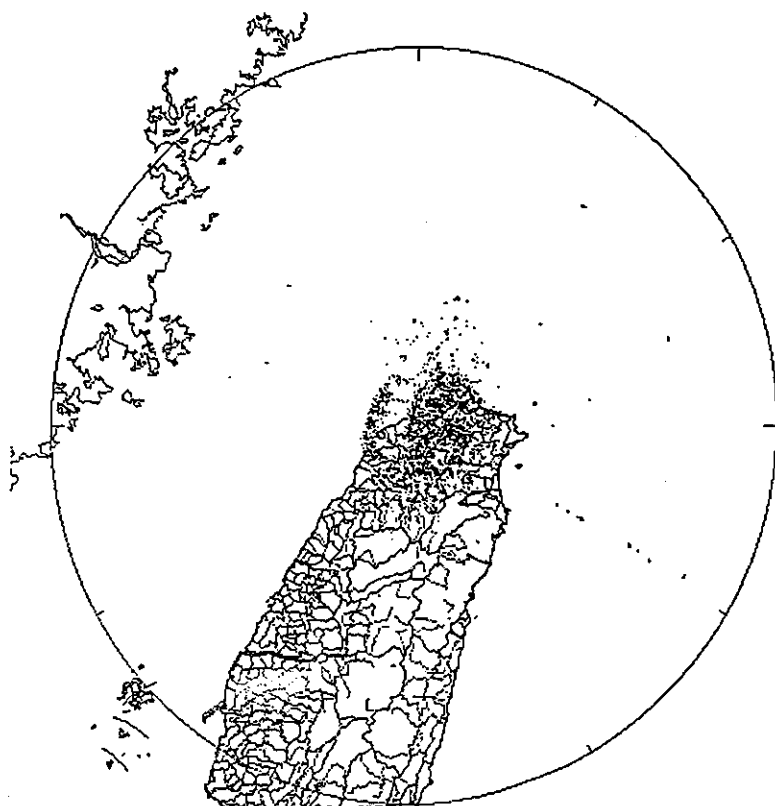
## 六、結論與未來展望

圖六是將WSR-88D數據化底圖資料的行政區域邊界、大陸沿海邊界、河川等納入後，模擬五分山雷達站在0.5仰角、250公里範圍內掃描時，在雷達資料取得系統(Radar Data Acquisition; RDA)上所看到的結果。圖七係將北台灣縣界、河川、縣名、重要城市位置標示在一起的產品底圖。我們可以想像在五分山雷達站正式運作後，除了提供解析度極高的回波、徑向速度及波譜寬資料等所製作的產品

外，再配合詳實、精確、多樣化的底圖顯示，將能夠大大協助預報人員做出正確的分析，提高預報的準確度。

本局和美商Unisys Corp.的合約規定，若WSR-88D數據化底圖資料庫由美方代為建置，則每座雷達將增加四萬美金的費用。為節省公帑，並希望藉由自行建置相關軟體，將來可視本局實際需求來調整雷達網連後的相關底圖資料。迫於合約時限的壓力，我們在設定資料庫應用的相關原則上來不及徵詢國內相關單位的意見。因此，誠懇地希望國內的氣象作業單位及學術單位能夠提供建議，做為修正及更新時的參考。

在將來有機會更新底圖資料庫時，我們認為最迫切的需求是加入鐵道、高速公路、民航機航路、危險警戒空域等與交通有關的資訊。其次則希望將水庫、電廠、機場等重要網點逐一納入。我們更盼望內政部的國土規劃工作能加緊推動，將來配合國土資訊系統的資料庫建立，修改相關的軟體，以便隨時能夠取得更新的地理資訊。同時視國土資訊系統資料庫屬性代碼的編撰結果，再研究是否配合更改本資料庫的屬性代碼。最後，期待透過中央大學的地球資源衛星接收站，取得大陸沿海更高解析的數據資料，以提升本局WSR-88D雷達的應用價值。



09/09/94 14:45  
 BASE REF 19 R  
 124 NM .54 NM RES  
 01/25/94 06:52  
 RDA:KBLM 25/00/00H  
 257 FT 121/30/00E  
 ELEV= 0.5 DEG  
 MODE B / 31  
 CNTR 0DEG 0NM  
 MAX= 64 DBZ

ND DBZ  
 -28  
 -24  
 -20  
 -16  
 -12  
 -8  
 -4  
 0  
 4  
 8  
 12  
 16  
 20  
 24  
 28  
 MAG=1X FL= 1 COM=1

A/R (RDA)  
 QUEUE EMPTY  
 UNABLE TO CONNECT  
 DED. RPG LINE 2  
 09/1413 NO LINE TO  
 SNO PUP MSG TO RPG  
 HARDCOPY  
 HARDCOPY REQUEST  
 ACCEPTED

圖 6. WSR-88D模擬五分山雷達站掃描的產品圖



05/19/95 10:35  
 STORM TRACK 58 STI  
 186 NM  
 01/25/94 06:52  
 RDA:RCWF 25/04/22N  
 257 FT 121/46/22E  
 MODE B / 31  
 CNTR 2370EG 22NM  
 0 IDENTIFIED STMS

MAG=8X

QUEUE EMPTY  
 UNABLE TO CONNECT  
 DED. RPG LINE 1  
 19/1013 OTHER USER  
 LINE 8 ENABLED  
 HARDCOPY  
 HARDCOPY REQUEST  
 ACCEPTED

圖 7. 包含縣界、河流、縣名、低解析城市名稱之北台灣底圖

## 七、誌 謝

作者誠摯地感謝本局周副研究員思運在撰寫地圖投影程式上的協助及空軍氣象聯隊提供相關的資料，使得WSR-88D雷達底圖資料庫能夠順利完成！

## 八、參考文獻

許皓淳，1994：單一都卜勒氣象測風技術之研究。

中央氣象局研究報告第CW83-1A-10號。

國土資訊系統通訊，1992-95：內政部發行，季刊，一～十四期。

Crum, T. D. and R. L. Alberty, 1993: The WSR-88D

and the WSR-88D Operational Support Facility. Bull. Amer. Meteor. Soc., 74, 1669-1687.

Digital Line Graphs from 1:2,000,000 - Scale maps., 1990: Data Users Guide 3. UNITED STATES DEPARTMENT of the INTERIOR U.S. GEOLOGICAL SURVEY., Reston, Virginia.

Federal Meteorological Handbook No.11: Part A: SYSTEM CONCEPTS, RESPONSIBILITIES, and PROCEDURES., 1991, Washington, DC.

Federal Meteorological Handbook No.11: Part C: WSR-88D. PRODUCTS and ALGORITHMS., 1991, Washington, DC.

# IMPLEMENTATION AND APPLICATION OF BACKGROUND GEOGRAPHICAL MAP OF WSR-88D RADAR

Hao-chun Hsu

Northern Weather Radar Station

CWB

## ABSTRACT

The operation of the Weather Surveillance Radar - 1988, Doppler (WSR-88D) was produced in Next Generation Weather Radar (NEXRAD) plans. The WSR-88D will be implemented at the Northern Weather Radar Station by the Central Weather Bureau (CWB) in 1996. After the daily provision of meteorological and hydrological services, the radar will provide over 40 kinds of products about reflectivity, radial velocity and spectrum width. All of WSR-88D products are with high in temporal and spatial resolution. Current background geographical is too crude and rough to use.

This paper is to establish high resolution database which includes geographical boundaries, administrative boundaries, streams, rivers, drainage boundaries, traffic nets, the city names, radar sites, and etc. This paper describe the rules of using WSR-88D background map and can be very helpful to forecasters while analyzing mesoscale weather systems, and providing better weather forecast.

Key words: Geographic Information, Albers Equal-Area Conic Projection, WSR-88D.

# ARAKAWA-SCHUBERT積雲 參數法運算步驟之探討

鄭 明 典

中央氣象局

## 摘 要

Arakawa and Schubert(1974)提供了積雲參數化完整的理論架構，但是在應用設計方面的說明並不完善，因此一般積雲參數法的使用者，不一定能理解此參數化理論而在應用所得結果的引伸解釋上有所發揮。本文因此從應用的觀點探討Arakawa-Schubert積雲參數法設計上的各項考慮，包括大尺度環境基本輸入場、其垂直內插及過飽和處理、網格尺度導出量的診斷、雲譜模式的應用和計算流程、和如何利用雲功函數準平衡求取雲底質量通量分佈函數等。經由討論參數法設計上的各項考慮，我們期望在與原理論對照下，本文的說明能提供對此參數法邏輯結構一個清楚而具體的理解，提供一般積雲參數法的使用者一個簡易認識原Arakawa-Schubert參數化理論的管道。

## (一)前 言

自從Lord et al.(1982)正式根據Arakawa and Schubert(1974，簡稱AS，而根據此文發展的積雲參數化方案則簡稱為「AS參數法」)的積雲參數化理論建立了差分模式的AS積雲參數法後，AS參數法已被採用在許多大氣環流(GCM)模式中，做為積雲參數化的標準運算模式。例如包括美國University of California, Los Angeles (UCLA), the National Aeronautics and Space Administration's Goddard Space Flight Center (NOAA/Goddard SFC), the Japan Meteorological Research Institute (MRI), 和Colorado State University (CSU)等的大氣環流模式。近年來更有氣象預報作業中心的數值天氣預報模式也採用了AS參數法，如美國海軍艦隊天氣預報中心，日本氣象廳及我國中央氣象局的全球數值天氣預報模式等。

AS參數法假設在一個大尺度數值模式的網格中，由許多在不同生命期的積雲組合而成的雲族(cumulus ensemble)具有穩定的統計特性，而每一個雲族又可依據個別積雲之雲頂所能到達的最大高

度，再細分為許多次雲族(cumulus subensemble)。AS假設雲族和大尺度過程之間存在著雲功函數準平衡(cloud work function quasi-equilibrium)的關係，此種準平衡的關係可以從觀測分析中得到證實(Lord and Arakawa, 1980)，這是AS參數化理論最重要的閉合假設。對於個別次雲族，AS假設其相對捲入率(fractional rate of entrainment)為常數，並且對個別積雲生命期的時間尺度而言，次雲族整體平均熱力學特性的時間變化可以被忽略。在這些假設條件下，再利用雲頂熱浮力為零的條件，我們便可求得個別次雲族的相對捲入率、標準化的質量通量(normalized mass flux)垂直分布及其熱力學特性。如此，在雲功函數準平衡的前題下，我們便可求得在不同大尺度環境場中，個別次雲族雲底的質量通量與及積雲對大尺度環境場變化的貢獻了(Lord et al., 1982; Cheng and Arakawa, 1990)。

在大氣環流模式中應用AS參數法，一般而言，模式對由行星邊界層穿越而上的深積雲作用掌握的相當合理，尤其是在熱帶洋面上的積雲對流，在空間分布及強度上都與觀測結果有很高的一致性。在

陸地上AS參數法常有高估降水強度的傾向，在緯向平均中則可明顯的發現過度的積雲減濕作用造成中低對流層過乾的現象(Randall et al., 1985; Cheng and Arakawa, 1990)，不過這些明顯的誤差在加入下沖流作用後，都可以獲得顯著的改善(Cheng and Arakawa, 1990)。理論上，AS參數法中各項假設傾向於描述深積雲對流的狀況，因此以淺對流為主的對流系統，可能需要額外的淺對流參數化處理。

基本上AS對積雲參數化的論述偏重於理論層面的探討，文中強調的是對積雲參數化的基本物理和邏輯結構的理解，而不在於如何設計一個積雲參數化方案。雖然在AS文中各相關方程式的推導與說明均相當的考究和完備，但是全文近兩百組的方程式卻也給人一種繁雜難懂的印象，妨礙了一般非專研積雲參數化理論的氣象學者對此參數化理論的正確認知。又由於該文缺乏參數化實作應用上的說明，在不同的引伸解釋下，不但各參數化方程式的應用或差分式的設計沒有明確的依歸，電腦程式的撰寫因而困難重重，而且如果對參數化基本觀念的理解不夠透澈，更可能在應用設計上出現錯誤而不自知。這種情況在Lord et al. (1982)提出AS參數化差分模式的說明後有所改善，只是目前不同研究群在AS參數法應用上的紛歧仍明顯存在，因此從應用層面針對AS參數法做深入的探討，建立對原參數化理論的補助文件，實有其必要性。

從另一方面說，正確參數化應用設計上的明確邏輯結構，事實上是對原始理論提綱契領式的最佳說明，而經由分析實作上一些細節考慮的設計目的和依據，更有助於對參數化基礎理論的深入理解。因此本文乃大略依據美國加州大學洛杉磯分校的大氣環流模式(UCLA GCM，參見Arakawa, 1972; Arakawa and Lamb, 1977; Randall et al, 1985; Cheng and Arakawa, 1990)，參照其積雲參數法電腦程式的主架構，針對AS積雲參數法各運算步驟設計上的物理和數值考量，做一有系統而完整的說明。

應用上AS積雲參數法包含兩個主要運算步驟，首先是使用雲譜模式(spectral cumulus ensemble model)計算一個雲族的雲譜中各次雲族的標準化質量通量和它們的熱力學特性。其次是根據雲功函數準平衡的概念，求取雲底質量通量分布函

數(cloud base mass flux distribution function)的運算，依此並配合各次雲族的熱力學特性，積雲對其環境場的熱力學作用便可決定。在第二節中，我們首先說明AS-參數法所需的基本輸入場、這些輸入場的限制、及如何由輸入場計算環境場之導出量。第三節描述最高雲頂高度的決定，包括雲頂不完全積雲層的處理。第四節說明雲譜模式應用的計算步驟，包括雲內冰相水相關的各項收支及診斷程序，各方程式的基本假設及推導過程均有明確交代。第五節討論積雲回饋作用計算公式的一致性問題，我們提供一組滿足濕靜能及水汽保守的差分公式，同時以相互一致的沉降型公式及通量型公式表示。第六節說明雲功函數的定義及計算公式。第七節是決定雲底質量通量分佈函數相關計算的說明。最後第八節是結語。

## 符號對照

爲了閱讀上的方便，本文中主要變數符號的意義整理說明如下：

$( )_0$	假設無冰相水條件下之冰相計算所需參數初估值
$( )_k$	一般整數模式面上的變量，或積雲捲入量 $( )$ 。
$( )_{k\pm 1/2}$	一般半整數模式面上的變量
$( )_K$	最高雲頂層整數模式面上的變量
$( )_{K+1/2}$	最高雲頂層底模式面上的變量
$( )_{K-1/2}$	最高雲頂層頂模式面上的變量
$( )_N$	邊界層平均變量
$( )_{N-1/2}$	邊界層頂模式面上的變量
$\beta$	不完全雲頂層比例參數
$\gamma$	飽和參數 $\left[ = (L/c_p) \left( \partial \bar{q}^* / \partial \bar{T} \right)_p \right]$
$\gamma_i$	相對於冰的飽和參數 $\left[ = (L/c_p) \left( \partial \bar{q}_i^* / \partial \bar{T} \right)_p \right]$
$\bar{\theta}$	環境位溫
$\delta$	單位氣壓區間每單位 $m_0$ 積雲質量捲出率
$\lambda$	積雲相對捲入率
$\eta$	標準化質量通量
$\eta_c$	標準化降水相當質量通量
$\ell$	積雲液態雲滴混合比
$\ell_c$	降水發生雲滴混合比之臨界值
$\ell_i$	積雲懸浮冰晶混合比
$\bar{\ell}_i$	環境懸浮冰晶混合比
$A$	雲功函數



$A_0$	對流發生臨界雲功函數
$A_N$	標準化臨界雲功函數
$B$	積雲熱浮力
$B_h$	飽和空氣塊熱浮力計算參數
$B_{hi}$	相對於冰飽和空氣塊熱浮力計算參數
$c_o$	降水之自動轉換係數
$c_D$	側向捲入參數，即側向捲入率和靜捲入率之比
$c_p$	乾空氣定壓比熱
$C_\ell$	熱浮力計算參數
$C_{\ell_i}$	含冰相水熱浮力計算參數
$F$	大尺度強迫作用
$g$	重力加速度
$h$	積雲濕靜能 $(=c_p T + gz + Lq)$
$\bar{h}$	環境濕靜能 $(=c_p \bar{T} + gz + L\bar{q})$
$\bar{h}^*$	環境飽和濕靜能 $(=c_p \bar{T} + gz + L\bar{q}^*)$
$\bar{h}_i^*$	環境相對於冰飽和濕靜能 $(=c_p \bar{T} + gz + L\bar{q}_i^*)$
$\bar{h}^{**}$	環境虛飽和濕靜能
$\bar{h}_i^{**}$	環境相對於冰虛飽和濕靜能
$K_{i,j}$	質量通量變率中樞元素
$L$	單位質量水的潛熱
$L_f$	單位質量冰的溶解熱
$L_s$	單位質量冰的昇華熱 $(=L + L_f)$
$m_B$	雲底上沖流質量通量
$p$	氣壓
$p^*$	$= (p/1000)^{R/c_p}$
$q$	積雲水汽混合比
$q_w$	積雲總含水混合比
$\bar{q}$	環境水汽混合比
$\bar{q}^*$	環境飽和（相對於水）水汽混合比
$\bar{q}_i^*$	環境相對於冰的飽和水汽混合比
$R$	乾空氣氣體常數
$R_k$	第 $k$ 層平均單位高度降水生成速率
$RH$	相對濕度
$\bar{s}$	環境乾靜能 $(=c_p \bar{T} + gz)$
$T$	積雲溫度
$T_v$	積雲虛溫
$T_c$	水的三相點溫度 $(=273.16^\circ\text{K})$
$T_f$	完全成冰溫度 $(=T_i - 40^\circ\text{K})$
$T_i$	成冰臨界溫度 $(=T_c - 10^\circ\text{K})$

$\bar{T}$	環境溫度
$\bar{T}_v$	環境虛溫
$z$	重力位高度
$z_i$	最高雲頂重力位高度

## (二)環境基本輸入場及導出量

在此我們假設模式預報量代表網格上各模式層的平均值，在模式中這些變量通常定義於代表模式層平均的模式面上。為了解說上的方便請看圖一，我們稱代表模式層平均的模式面（以虛線表示）為奇數面 (odd levels) 或整數面 (integer levels)，而分隔各相鄰模式層的面（以實線表示）為偶數面 (even levels) 或半整數面 (half-integer levels)。整數面以整數指數  $k=1, 2, \dots, N$  表示， $k=1$  代表模式最高層內的整數面， $N$  代表模式邊界層或雲底至地表之層內的整數面。半整數面以  $k \pm 1/2$  表示， $k+1/2$  代表第  $k$  層底之半整數面， $k-1/2$  代表第  $k$  層頂之半整數面。在此我們不考慮行星邊界層結構的問題，不同的模式可能需要考慮不同的邊界層處理方式，本文中我們假設雲底高度和雲底條件為已知，而且  $N-1/2$  便是指雲底所在的模式面，該模式面同時也是模式的邊界層頂 (Surez et al., 1983)。邊界層的平均值以邊界層內整數面上的變量為代表，而以下標  $N$  表示。

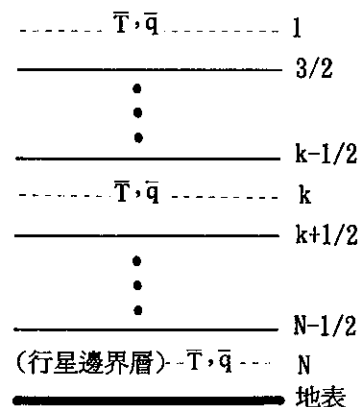


圖 1. 模式整數面和半整數面分布示意圖。大尺度預報變量  $\bar{T}$  和  $\bar{q}$  定義於整數面上，為積雲參數化的基本輸入場。

### (1) 位溫的內插

積雲參數化的基本輸入場包括整數面上、網格

尺度的氣溫 ( $\bar{T}$ ) 和水汽混合比 ( $\bar{q}$ )。氣溫和位溫( $\bar{\theta}$ ) 可以互換，其關係式可寫成

$$\bar{\theta} = \bar{T}/p^*, \dots\dots\dots (2.1.1)$$

其中氣壓參數  $p^* = (p/1000)^{R/c_p}$  可由氣壓值求得， $R$  和  $c_p$  分別是氣體常數和定壓比熱。使用(2.1.1)式，靜力平衡方程可寫成

$$\int_{z_1}^{z_2} g dz = - \int_{p_1}^{p_2} c_p \bar{\theta} dp^*, \dots\dots\dots (2.1.2)$$

其中  $g$  是重力加速度、 $z$  是各模式面的重力位高度。基於重力位定義上一致性的考慮，觀念上我們希望定義半整數面上的位溫，是能代表上下兩相臨整數面之間重力位差的平均位溫。為了說明上的方便，我們僅概念式的將其寫成

$$\bar{\theta}_{k+1/2} = \int_{p_{k+1}}^{p_k} \bar{\theta} dp^* / \int_{p_{k+1}}^{p_k} dp^*. \dots\dots\dots (2.1.3)$$

在預設的氣候平均對流層頂以上，我們假設大氣接近於等溫分佈，則由 (2.1.3) 式並利用  $\bar{T} \approx$  常數，使得  $dp^*/\bar{T} \approx d(1/\bar{\theta})$ ，我們可得位溫內插式如下：

$$\bar{\theta}_{k+1/2} = - \frac{\ln(\bar{\theta}_k) - \ln(\bar{\theta}_{k+1})}{\frac{1}{\bar{\theta}_k} - \frac{1}{\bar{\theta}_{k+1}}} = \frac{\bar{\theta}_k \ln(\bar{\theta}_k / \bar{\theta}_{k+1})}{(\bar{\theta}_k / \bar{\theta}_{k+1}) - 1}. \quad (2.1.4)$$

至於在對流層頂以下，我們假設位溫在各模式層內片段間常數 (piecewisely constant) 分佈，則(2.1.3)式可導出各半整數面上的位溫內插式為

$$\bar{\theta}_{k+1/2} = \frac{\bar{\theta}_k (p_{k+1/2}^* - p_k^*) + \bar{\theta}_{k+1} (p_{k+1}^* - p_{k+1/2}^*)}{(p_{k+1}^* - p_k^*)}. \quad (2.1.5)$$

而在邊界層底，我們設定  $\bar{\theta}_{N+1/2} = \bar{\theta}_N$ 。

## (2) 模式面重力位高度的計算

半整數面上的位溫利用(2.1.4)和(2.1.5)式內插完成後，各相鄰兩整數面間的重力位差便是

$$gz_k - gz_{k+1} = c_p \bar{\theta}_{k+1/2} (p_{k+1}^* - p_k^*). \dots\dots\dots (2.2.1)$$

如果地表的重力位高度 ( $z_{N+1/2}$ ) 為已知，我們可求

$$gz_N = gz_{N+1/2} + c_p \bar{\theta}_{N+1/2} (p_{N+1/2}^* - p_N^*), \dots\dots (2.2.2)$$

然後再利用(2.2.1)式所得重力位差往上累加，各整數面的重力位 (和重力位高度) 便可決定。

在預設對流層頂以下，如果半整數面上位溫的內插是根據(2.1.5)，而整數面的重力位是根據(2.2.1)和(2.2.2)式，則各半整數面重力位 (或重力位高度) 的計算，在維持重力位和位溫定義一致性的考慮下可用

$$gz_{k-1/2} = gz_{k+1/2} + c_p \bar{\theta}_k (p_{k+1/2}^* - p_{k-1/2}^*), \dots (2.2.3)$$

$$gz_{k-1/2} = gz_k + c_p \bar{\theta}_k (p_k^* - p_{k-1/2}^*), \dots\dots\dots (2.2.4)$$

或

$$gz_{k-1/2} = gz_{k-1} + c_p \bar{\theta}_{k-1} (p_{k-1/2}^* - p_{k-1}^*). \dots\dots (2.2.5)$$

我們可以証明(2.2.3)、(2.2.4)和(2.2.5)三式均可給定一致的結果。不過位溫內插式(2.2.5)僅是個特例，在一般情況下，基於能量保守的考慮，我們希望能維持對流層內整數面和半整數面對總重力位定義的一致性，因此我們使用下式：

$$gz_{k-1/2} = \left\{ gz_{k+1/2} p_{k+1/2} + c_p \bar{\theta}_k \left[ (p_{k+1/2}^* - p_k^*) p_{k+1/2} + (p_k^* - p_{k-1/2}^*) p_{k-1/2} \right] - gz_k (p_{k+1/2}^* - p_{k-1/2}^*) \right\} / p_{k-1/2}. \dots\dots (2.2.6)$$

將(2.1.5)和(2.2.1)式代入(2.2.6)式，我們可以發現(2.2.6)式和前面(2.2.3)、(2.2.4)和(2.2.5)式還是一致的。因此從能量保守的一致性看，(2.2.3)、(2.2.4)和(2.2.5)式是相對於(2.1.5)和(2.2.1)式的特例，(2.2.6)式則可視為一般性的通式。在UCLA GCM中，雲底重力位則固定的使用(2.2.4)式計算，邊界層以上之對流層內，則使用(2.2.6)式。在氣候平均的平流層中，半整數面重力位的計算則使用前置積分 (forward scheme) 做為最佳近似，其型式為

$$gz_{k-1/2} = gz_k + c_p \bar{\theta}_{k-1/2} (p_k^* - p_{k-1/2}^*). \dots\dots\dots (2.2.7)$$

## (3) 乾靜能的計算

在各模式面上的重力位決定了之後，我們便可計算乾靜能。整數面上的乾靜能可無疑慮的定義為

$$\bar{s}_k = c_p \bar{T}_k + g z_k \quad (2.3.1)$$

半整數面重力位的計算可有不同的考量，我們還是以整數面的重力位為基準，來定義半整數面上的代表性乾靜能，其公式如下

$$\bar{s}_{k+1/2} = c_p \bar{\theta}_{k+1/2} \bar{p}_k + g z_k \quad (2.3.2)$$

在UCLA GCM中，邊界層內乾靜能定為

$$\bar{s}_{N-1/2} = \bar{s}_N \quad (2.3.3)$$

$$\bar{s}_{N+1/2} = c_p \bar{\theta}_{N+1/2} \bar{p}_{N+1/2} + g z_{N+1/2} \quad (2.3.4)$$

#### (4)飽和水汽混合比

整數面上的飽和水汽混合比( $\bar{q}$ )可以由溫度和氣壓值決定。邊界層內半整數面，包括邊界層頂和邊界層底的飽和水汽混合比亦可類似的由溫度和氣壓值決定，但氣溫則分別要使用  $\bar{T}_{N-1/2} = \bar{\theta}_N \bar{p}_{N-1/2}$  和  $\bar{T}_{N+1/2} = \bar{\theta}_{N+1/2} \bar{p}_{N+1/2}$ 。邊界層以外，半整數面上溫度的定義有其不確定性，因此半整數面上的飽和水汽混合比不適於直接由溫度和氣壓值決定。在對流層內個別模式層中，我們假設飽和水汽混合比近似正比於溫度，那麼我們可知

$$\bar{q}_{k+1/2} - \bar{q}_k \propto \bar{\theta}_k (\bar{p}_{k+1/2} - \bar{p}_k) \propto \bar{q}_k \frac{(\bar{p}_{k+1/2} - \bar{p}_k)}{\bar{p}_k} \quad (2.4.1)$$

或

$$\bar{q}_{k+1} - \bar{q}_{k+1/2} \propto \bar{\theta}_{k+1} (\bar{p}_{k+1} - \bar{p}_{k+1/2}) \propto \bar{q}_{k+1} \frac{(\bar{p}_{k+1} - \bar{p}_{k+1/2})}{\bar{p}_{k+1}} \quad (2.4.2)$$

由(2.4.1)和(2.4.2)式我們可得

$$\bar{q}_{k+1/2} = \bar{q}_k + \left( \bar{q}_{k+1} - \bar{q}_k \right) \left/ \left( 1 + \frac{\bar{p}_{k+1} (\bar{p}_{k+1/2} - \bar{p}_k)}{\bar{p}_k (\bar{p}_{k+1} - \bar{p}_{k+1/2})} \right) \right. \quad (2.4.3)$$

在對流層頂以上，半整數層飽和水汽混合比的定義，以質量加權之平均值為基準，以避免極端值的出現。當氣壓很低時，飽和水汽混合比隨溫度的變

化減小，因此我們定義

$$\bar{q}_{k+1/2} = \frac{\bar{q}_k \ln(\bar{q}_k \bar{q}_{k+1})}{\left( \frac{\bar{q}_k}{\bar{q}_{k+1}} \right) - 1} \quad (2.4.4)$$

理論上，氣壓極低時，飽和水汽混合比可能出現負值，如果水汽含量的絕對大小不是關鍵，當  $\bar{q}_k$  或  $\bar{q}_{k+1}$  有任何一值小於零，我們可令其等於零，同時我們也應令  $\bar{q}_{k+1/2}$  等於零。

#### (5)水汽混合比的內插

半整數面上水汽混合比的定義沒有明確的原則，一般模式可能採用質量加權平均而得

$$\bar{q}_{k+1/2} = \frac{\bar{q}_k (\bar{p}_{k+1/2} - \bar{p}_k) + \bar{q}_{k+1} (\bar{p}_{k+1} - \bar{p}_{k+1/2})}{\bar{p}_{k+1} - \bar{p}_k} \quad (2.5.1)$$

上式的缺點在於無法有效掌握極值，而且可能產生純內插造成的數值性過飽和現象。如果將變量改成相對濕度(RH)但內插的權重不變，則又有平滑極值的傾向。在UCLA GCM中，邊界層內水汽混合比的定義，基本上和所有其它保守量的處理一致，定為  $\bar{q}_{N+1/2} = \bar{q}_{N-1/2} = \bar{q}_N$ 。對流層內水汽的內插則以相對濕度為基準，由相鄰兩整數面上的相對濕度，分別各自與飽和值離差之導數為權重進行內插，其結果可寫成

$$(RH)_{k+1/2} = \frac{(RH)_k + (RH)_{k+1} - 2(RH)_k (RH)_{k+1}}{2 - (RH)_k - (RH)_{k+1}} \quad (2.5.2)$$

根據(2.5.2)式，如果  $(RH)_k = 1$ ，則  $(RH)_{k+1/2} = (RH)_{k+1} = 1$ ，不論我們使用何種權重組合，由相鄰兩半整數面的相對濕度，可以完全的表現模式飽和特性層的物理特徵。對流層頂以上半整數面的水汽混合比，在UCLA GCM中則比照飽和水汽混合比的處理方式而得

$$\bar{q}_{k+1/2} = \frac{\bar{q}_k \ln(\bar{q}_k \bar{q}_{k+1})}{\left( \frac{\bar{q}_k}{\bar{q}_{k+1}} \right) - 1} \quad (2.5.3)$$

其中如果  $\bar{q}_k$  或  $\bar{q}_{k+1}$  有任何一值小於或等於零，均得設  $\bar{q}_{k+1/2}$  為零。

#### (6)其它熱力學參數

就運算上的方便，我們可根據上述各小節所得之相關熱力學量場，毫無疑義的定義整數面和半整數面的濕靜能

$$\bar{h} = c_p \bar{T} + gz + L\bar{q} \quad (2.6.1)$$

和飽和濕靜能

$$\bar{h}^* = c_p \bar{T} + gz + L\bar{q}^*, \quad (2.6.2)$$

其中 $L$ 為單位質量水的潛（蒸發）熱。

此外，我們還要定義一個在熱力學運算中相當方便使用的參數，我們稱 $\gamma$ 參數，定義為

$$\gamma = (L/c_p) \left( \partial \bar{q}^* / \partial \bar{T} \right)_p, \quad (2.6.3)$$

而此參數的估算則可依據底下之近似式

$$\gamma \approx \frac{L}{c_p} \left( \frac{0.622 L \bar{q}^*}{R \bar{T}^2} \right). \quad (2.6.4)$$

根據Arakawa and Schubert (1974)，如果有一飽和空氣塊的濕靜能為 $h$ ，則此空氣塊的水汽混合比可以利用 $\gamma$ 參數由下面的方程式求得：

$$q = \bar{q}^* + \frac{\gamma}{1+\gamma} \frac{1}{L} (h - \bar{h}^*), \quad (2.6.5)$$

而其溫度則為

$$T = \bar{T} + \frac{1}{c_p(1+\gamma)} (h - \bar{h}^*), \quad (2.6.6)$$

#### (7) 環境場過飽和處理

在一般大尺度模式中，大尺度降水處理（有時還包含濕對流調整）常在積雲參數化之後，因此上述的總水汽輸入量有可能出現不合理的過飽和現象。由於「大尺度降水」的引進，通常觀念上已不允許模式預報中產生相對於水的過飽和現象，為求模式運算過程維持此次飽和觀念上的一致性，我們要求輸入量必須保持 $\bar{q} \leq \bar{q}^*$ 。如果為過飽和，則在積雲參數化的運算中局部假設過飽和水已被排除，即在積雲參數化運算中局部設訂 $\bar{q} = \bar{q}^*$ 。但是因為積雲

環境的溫度調整為複雜的非線性過程，而且我們對積雲所能反應的溫度變化並無明確的定義，因此相對於此局部過飽和調整的溫度變化則不予考慮。在實作經驗上，不事先排除相對於水的過飽和狀態，不但常會產生局部高垂直梯度分佈的積雲減濕作用，造成數值運算上的困擾，此過飽和的環境也會使捲入過程造成積雲浮力的增加，如此又常會導致其它參數化設計上的困擾，如雲頂浮力條件無法滿足、大尺度強迫作用變號等問題的發生。溫度的垂直分布則因為有穩定度上的限制，在局部過飽和調整中忽略溫度的相對變化，通常不至於造成積雲參數化運算上的顯著誤差。

#### (8) 診斷冰相水之相關參數

在積雲參數化的運算中，我們允許環境相對於冰過飽和的存在，但如果雲內氣溫低於水的三相點時，我們假設當捲入(entrainment)發生時，相對於冰過飽和部分的水汽將昇華成冰晶並釋出昇華熱。當雲譜模式中有冰相變化的考慮時，我們必需計算環境場相對於冰的一些參數。首先使用以下公式計算環境相對於冰的飽和水汽混合比：

$$\bar{q}_i^* = \bar{q}^* e^{\left( \frac{0.622 L_i}{R T_c} \times \frac{\bar{T} - T_c}{\bar{T}} \right)}, \quad (2.8.1)$$

式中 $L_i = L_s - L$ 是冰的單位溶解熱、 $L_s$ 是冰的單位昇華熱、臨界溫度 $T_c = 273.16^\circ\text{K}$ 則是水的三相點。相對於冰的飽和濕靜能則為

$$\bar{h}_i^* = c_p \bar{T} + gz + L\bar{q}_i^*. \quad (2.8.2)$$

為了計算上的方便，我們定義相對於冰的 $\gamma$ 參數為 $\gamma_i = (L/c_p) \left( \partial \bar{q}_i^* / \partial \bar{T} \right)_p$ ，而根據(2.8.1)式可得

$$\gamma_i = \left( \gamma + \frac{L}{c_p} \frac{0.622 L_i \bar{q}^*}{R \bar{T}^2} \right) e^{\left( \frac{0.622 L_i}{R T_c} \times \frac{\bar{T} - T_c}{\bar{T}} \right)}. \quad (2.8.3)$$

如此，一個含冰 $\ell_i$ 而濕靜能為 $h$ 的飽和空氣塊，其水汽混合比及溫度便可分別由底下公式求得。水汽混合比為

$$q = \bar{q}^* + \frac{\gamma}{1+\gamma} \frac{1}{L} (h + L_i \ell_i - \bar{h}_i^*), \quad (2.8.4)$$

溫度則為

$$T = \bar{T} + \frac{1}{1 + \gamma} \frac{1}{c_p} (h + L_f \bar{\ell}_i - \bar{h}_i^*) \quad (2.8.5)$$

如果  $\bar{q} < \bar{q}_i^*$ ，環境相對於冰仍是次飽和，除了上述(2.8.1)、(2.8.2)和(2.8.3)三式外，我們不需再做其它冰相運算有關參數的計算。如果  $\bar{q} \geq \bar{q}_i^*$ ，環境相對於冰是過飽和，則根據(2.8.1)、(2.8.2)和(2.8.3)式所得之值僅是初估之參考值。底下我們便以下標「0」代表這些初估值，如  $\bar{q}_{i,0}^*$ 、 $\bar{h}_{i,0}^*$  和  $\gamma_{i,0}$  等。當環境相對於冰為過飽和，假設有混合比  $\bar{\ell}_i$  之懸浮冰晶可以釋出而成飽和狀態，在此水相變化過程將產生昇華熱  $L_s \bar{\ell}_i$ ，而此昇華熱釋出後將使溫度上昇  $\Delta \bar{T} = L_s \bar{\ell}_i / c_p$ ，相對於冰的飽和水汽混合比將相對增加為

$$\bar{q}_i^* = \bar{q}_{i,0}^* + \gamma_{i,0} \frac{L_s \bar{\ell}_i}{L} \quad (2.8.6)$$

此時由水質量守衡可知相對於冰之飽和水汽混合比為

$$\bar{q}_i^* = \bar{q} - \bar{\ell}_i \quad (2.8.7)$$

將(2.8.7)代入(2.8.6)式中可解出懸浮冰晶之混合比為

$$\bar{\ell}_i = (\bar{q} - \bar{q}_{i,0}^*) / \left( 1 + \frac{L_s \gamma_{i,0}}{L} \right) \quad (2.8.8)$$

我們利用(2.8.8)式計算得懸浮冰晶之混合比後，相對於冰之飽和水汽混合比可以直接由(2.8.7)式求得。不過UCLA GCM在上述相對於冰的導出量計算中，為維持隱含溫度的一致性，仍視由(2.8.8)式求得之懸浮冰晶混合比為初估值，並根據隱含溫度的變化另定義暫時性變數如下：

$$\hat{\bar{q}}^* = \bar{q} + \frac{L_s \bar{\ell}_i \gamma}{L} \quad (2.8.9)$$

$$\hat{\bar{T}} = \bar{T} + \frac{L_s \bar{\ell}_i}{c_p} \quad (2.8.10)$$

由(2.8.9)和(2.8.10)式計算出飽和水汽混合比和溫度的暫時性新值後，再代入(2.8.1)式計算得最終之相對

於冰的飽和水汽混合比。而為維持水質量保守，還得重算懸浮冰晶之混合比如下

$$\bar{\ell}_i = \bar{q} - \bar{q}_i^* \quad (2.8.11)$$

然後可以計算相對於冰的飽和濕靜能

$$\bar{h}_i^* = c_p \bar{T} + g z + L_s \bar{\ell}_i + L \bar{q}_i^* \quad (2.8.12)$$

我們注意到(2.8.12)式等號右邊包含  $L_s \bar{\ell}_i + L \bar{q}_i^*$ ，利用(2.8.11)式及  $L_f = L_s - L$ ，我們可以將(2.8.12)式簡化寫成

$$\bar{h}_i^* = \bar{h} + L_f \bar{\ell}_i \quad (2.8.13)$$

此外，相對於冰的  $\gamma$  參數，也需要以(2.8.9)和(2.8.10)式所得飽和水汽混合比和溫度的暫時性新值，利用公式(2.8.3)重新估算。

在積雲參數化各項收支平衡運算中，我們通常不直接使用溫度，但我們仍然需要半整數面上的氣溫值，以便使用(2.8.5)來判定雲內溫度，做為計算熱浮力或進行冰相處理的溫度依據。由於半整數面上乾靜能的定義偏向於能量守衡上的考慮，其隱含的氣溫值並不一定適於做為計算雲內溫度的基準值。在此我們認為溫度相對於氣壓的簡單線性內插可能更具代表性，因此我們定義

$$\bar{T}_{k+1/2} = \frac{\bar{T}_k (p_{k+1} - p_{k+1/2}) + \bar{T}_{k+1} (p_{k+1/2} - p_k)}{p_{k+1} - p_k} \quad (2.8.14)$$

邊界層內半整數面上溫度定義則視模式結構而定，在UCLA GCM中使用

$$\bar{T}_{N-1/2} = \bar{\theta}_N p_{N-1/2}^* \quad (2.8.15)$$

和

$$\bar{T}_{N+1/2} = \bar{\theta}_N p_{N+1/2}^* \quad (2.8.16)$$

### (三)最高雲頂高度的決定

最高雲頂高度定義為，由雲底昇起的空氣塊在

無捲入情況下，維持正浮力所能達到的最大高度，而最高雲頂所在的模式層便稱為「最高雲頂層」。在雲譜模式的分類中，通常假設雲頂捲出高度在同一模式層的所有雲種，可以由雲頂捲出位於代表該模式層的整數面上之單一雲種為代表。但是最高雲頂高度不一定與模式面一致，此時最高雲頂層僅部分是積雲捲出層，我們稱此為「不完全雲頂層」。一般而言雲頂捲出位於不完全雲頂層之積雲，無法雲頂捲出位於此模式層整數面上之雲種為代表，而必需依據實際最高雲頂高度定義具代表性之捲出高度，來定義不完全雲頂層之代表雲種，而此捲出高度面上相關之熱力學特性也要有所調整。

#### (1) 虛飽和濕靜能

為了計算上的方便，我們針對最高雲頂高度設計一種簡單的初估方法。首先我們定義「虛飽和濕靜能」如下：

$$\bar{h}^{**} = \bar{h}^* - \frac{0.608(1+\gamma)c_p\bar{T}}{L[1+(0.608\gamma c_p\bar{T})/L]}(\bar{h}^* - \bar{h}) \cdots (3.1.1)$$

在(3.1.1)式中我們忽略了包含  $(\bar{h}^* - \bar{h})^2$  的項，除此之外我們可以証明，當飽和空氣塊的濕靜能  $h$  大於  $\bar{h}^{**}$  時，表示該飽和空氣塊的虛溫大於環境的虛溫。如果雲譜模式有冰相水的考慮，則當環境氣溫低於水的三相點溫度  $T_0$  時，我們定義「相對於冰的虛飽和濕靜能」如下：

$$\bar{h}_i^{**} = \bar{h}_i^* - \frac{0.608(1+\gamma_i)c_p\hat{T}}{L[1+(0.608\gamma_i c_p\hat{T})/L]} \left( \bar{h}_i^* - \bar{h} - L_f\bar{\ell}_i + \frac{\bar{\ell}_i}{0.608} \right),$$

$$T_i = T(1+0.608q) \quad (3.1.2)$$

其中  $\hat{T} = \bar{T} + L_f\bar{\ell}_i/c_p$ 。若環境相對於冰無過飽和， $\bar{\ell}_i = 0$ ， $\hat{T} = \bar{T}$ ，(3.1.2)式在外型上便與(3.1.1)一致。

#### (2) 最高雲頂高度

假設雲底積雲之濕靜能為  $\bar{h}_N$ ，我們尋找雲底以上滿足  $\bar{h}_{K+1/2}^{**} < \bar{h}_N < \bar{h}_{K-1/2}^{**}$  或當氣溫低於冰點時滿足  $\bar{h}_{i,K+1/2}^{**} < \bar{h}_N < \bar{h}_{i,K-1/2}^{**}$  之最高模式層，此  $K$ -層之模式層便是初估最高雲頂所在之模式層。當  $\bar{h}_{i/2}^{**} < \bar{h}_N$  時，表示初估最高雲頂可達模式最高層。如果滿足上述條件的模式層不存在，我們假設積雲無

法在此環境場中發展。當  $K$ -層存在時，我們必須進一步確定最高雲頂高度。

如果  $K > 1$ ，我們假設最高雲頂高度為

$$z_1 = z_{K+1/2} + \beta(z_{K-1/2} - z_{K+1/2}), \cdots (3.2.1)$$

一個最簡單的辦法是令  $\beta$  為

$$\beta = \frac{\bar{h}_N - \bar{h}_{K+1/2}^{**}}{\bar{h}_{K-1/2}^{**} - \bar{h}_{K+1/2}^{**}} \cdots (3.2.2)$$

在雲底濕靜能和虛濕靜能的比較中，由於並未考慮雲內懸浮水滴的載重，在淺對流區，(3.2.2)式會稍為高估最高雲頂高度。如果在深對流區，由於水的凝固熱也沒有包含在內，若雲內有冰相水形成，則該式又有可能低估最高雲頂高度。一般而言，這種雲頂的高估或低估對積雲參數化的影響並不大，必要時也很容易修訂。在現今計算機的運算效率下，其實直接使用雲譜模式計算無捲入條件下之最高雲頂高度，所需的額外計算需求也是相當有限，因此我們取代(3.2.2)式並重新定義  $\beta$  為

$$\beta = \frac{B_{K+1/2}}{B_{K+1/2} - B_{K-1/2}}, \cdots (3.2.3)$$

其中  $B$  是無捲入條件下雲譜模式所得的積雲熱浮力，其計算步驟將在下一節中說明，在此我們要求  $B_{K+1/2} > 0$  而且  $B_{K-1/2} \leq 0$ 。使用(3.2.3)式仍需應用雲底濕靜能和虛濕靜能的比較來預估  $K$  值，以減少不必要的運算或避免遺漏穿越穩定層的深積雲。如果初估的  $K$  值產生  $B_{K-1/2} > 0$  或  $B_{K+1/2} \leq 0$  的現象，則最高雲頂層必須相對的往上或往下修訂。

當  $K = 1$  時，我們假設最高雲頂高度為

$$z_1 = z_{3/2} + 2\beta(z_1 - z_{3/2}), \cdots (3.2.4)$$

相對於(3.2.2)式，此時我們可令

$$\beta = \frac{\bar{h}_N - \bar{h}_{3/2}^{**}}{2(\bar{h}_1^{**} - \bar{h}_{3/2}^{**})}, \cdots (3.2.5)$$

或者我們也可以直接使用雲譜模式計算無捲入條件

下之最高雲頂高度，並比照(3.2.3)重新定義 $\beta$ 為

$$\beta = \frac{B_{3/2}}{2(B_{3/2} - B_1)} \quad (3.2.6)$$

其中我們要求  $B_{3/2} > 0$ 。如果  $B_{3/2} \leq 0$ ，最高雲頂層必須往下修訂。如果在使用(3.2.5)式時有  $(\bar{h}_N - \bar{h}_{3/2}^{**}) > 2(\bar{h}_1^{**} - \bar{h}_{3/2}^{**})$  的情況，或使用(3.2.6)式而有  $B_1 > B_{3/2}$  的情況，我們必需設定  $\beta = 1$ 。

### (3) 積雲捲入量

從雲底至最高雲頂之間的大氣可統稱為積雲捲入層，基於數值上平滑的考慮，除了當最高雲頂層是模式的最高層時，環境場之輸入及導出量均依照第二節所描述的方式處理以外，一般情況在  $k \geq 2$  之捲入層中，我們不直接使用前面描述整數面上之變量。在接下來運算步驟中，由於不再需要原整數面上的各變量，因此我們保留使用原整數面變數的符號，將積雲的捲入量定義為

$$\bar{q}_k = 0.5(\bar{q}_{k-1/2} + \bar{q}_{k+1/2}) \quad (3.3.1)$$

及

$$\bar{h}_k = 0.5(\bar{h}_{k-1/2} + \bar{h}_{k+1/2}) \quad (3.3.2)$$

而相對的其它環境場輸入及導出量，除溫度和  $r$  參數不變外，其它相關量因只用於決定個別雲種之雲頂條件，它們的計算則則簡化為

$$\bar{h}_k^* = 0.5(\bar{h}_{k-1/2}^* + \bar{h}_{k+1/2}^*) \quad (3.3.3)$$

$$\bar{q}_k^* = \bar{q}_k + \frac{1}{L}(\bar{h}_k^* - \bar{h}_k) \quad (3.3.4)$$

當氣溫略小於水的三相點時，相對於冰相處理的參數則定義為

$$(\bar{\ell}_i)_k = 0.5[(\bar{\ell}_i)_{k-1/2} + (\bar{\ell}_i)_{k+1/2}] \quad (3.3.5)$$

如果  $(\bar{\ell}_i)_k > 0$ ，我們計算

$$(\bar{h}_i^*)_k = \bar{h}_k + L_r(\bar{\ell}_i)_k \quad (3.3.6)$$

$$(\bar{q}_i^*)_k = \bar{q}_k - (\bar{\ell}_i)_k \quad (3.3.7)$$

如果  $(\bar{\ell}_i)_k = 0$ ，我們計算

$$(\bar{h}_i^*)_k = 0.5[(\bar{h}_i^*)_{k-1/2} + (\bar{h}_i^*)_{k+1/2}] \quad (3.3.8)$$

$$(\bar{q}_i^*)_k = \bar{q}_k + \frac{1}{L}[(\bar{h}_i^*)_k - \bar{h}_k] \quad (3.3.9)$$

最後我們使用新值再利用(2.8.3)計算  $\gamma_i$  參數。

### (4) 不完全雲頂層處理

如果  $\beta < 0.0$ ，表示積雲在最高雲頂層的捲出量相當有限，為計算上的方便，我們忽略雲頂捲出在最高雲頂層內之次雲族，而將最高雲頂層定義往下移一層，並且重新設定  $\beta = 1$ 。如果  $\beta \geq 0.9$ ，雲頂捲出在最高雲頂層內之次雲族，仍可以雲頂捲出位於整數面上之雲種為代表，最高雲頂層便不做任何特別的處理。當  $0.01 \leq \beta < 0.9$  時，我們進行「不完全雲頂層」內插處理。基本上係依照上述整數面上積雲捲入量的處理原則，僅將算數平均部分，改成以  $\beta$  為基準的線性內插。在此我們仍然保留使用原整數面上變數之符號，在下面例式中，等號左邊是新定義積雲捲入量，右邊則為原定義之變量。例如：

$$\bar{q}_1 = \bar{q}_{3/2} + \beta(\bar{q}_1 - \bar{q}_{3/2}) \quad (3.4.1)$$

$$\bar{q}_k = \bar{q}_{k+1/2} + \beta(\bar{q}_{k-1/2} - \bar{q}_{k+1/2}) \quad (3.4.2)$$

$$\bar{h}_1 = \bar{h}_{3/2} + \beta(\bar{h}_1 - \bar{h}_{3/2}) \quad (3.4.3)$$

$$\bar{h}_k = \bar{h}_{k+1/2} + \beta(\bar{h}_{k-1/2} - \bar{h}_{k+1/2}) \quad (3.4.4)$$

等，其它參數的計算方式不變，在此便不再詳細列舉。

## (四) 積雲的熱力學特性和相對捲入率的決定

根據 Arakawa and Schubert (1974)，我們假設雲頂高於  $z_{i+1/2}$  但低於  $z_{i-1/2}$  的所有雲種，均屬於同一次雲族，而此次雲族可以由雲頂位於此兩高度面間整數面上的單一雲種為代表。AS 假設每一次雲族

的熱力學特性，可以由各自的相對捲入率(fractional rate of entrainment)唯一決定，而相對捲入率則假設在垂直上為常數。在捲入率的垂直分佈方面，我們也可假設捲入率本身為常數，積雲質量通量隨高度線性遞增，這種線性質量通量的應用，可參考Moorthi and Suarez (1992)和Cheng and Arakawa (1993)。本文的說明以AS原始雲譜模式為例，既假設積雲質量的相對捲入率為常數。下沖流作用的參數化不影響 AS參數法的邏輯結構，與其相關的計算可參考Arakawa and Cheng (1993)的說明，本文中只考慮含上沖流的參數化計算程序。

在雲內冰相過程參數化方面，我們定義「成冰溫度」為低於水的三相（冰）點十度  $T_i = T_c - 10^\circ\text{C}$ ，其中  $T_c$  為水的三相點。若雲溫( $T$ )低於  $T_i$ ，則飽和水汽混合比的決定必需是相對於冰。若雲溫在  $T_c$  和  $T_i$  之間，則飽和水汽混合比決定於是否有懸浮冰晶的存在，懸浮冰晶存在則飽和係相對於冰晶而言，反之則飽和係相對於水。我們假設當雲溫高於  $T_c$ ，所有懸浮冰晶都將融成液態雲滴。但是當雲溫低於或等於  $T_c$  時，只有在雲滴完全蒸發後，懸浮冰晶的昇華過程才會開始，並進行至相對於冰為飽和或完全昇華為止。我們定義「完全成冰溫度」為  $T_f = T_i - 40^\circ\text{C}$ ，當雲溫低於  $T_f$  時，所有雲滴都將凝固成懸浮冰晶。若雲溫在  $T_i$  和  $T_f$  之間，水汽的凝結過程中有部分將成為雲滴、部分成為懸浮冰晶，兩者之間的比例為

$$\frac{\Delta \ell_i}{\Delta \ell + \Delta \ell_i} = \frac{T_i - T}{T_i - T_f}, \dots\dots\dots (4.1)$$

其中  $\Delta \ell_i$  是在溫度為  $T$  時水汽凝結所新增的懸浮冰晶混合比， $\Delta \ell$  是同時新增的雲滴混合比。

(-)雲底條件

我們假設雲底條件無冰相水存在，雲底的濕靜能和總雲含水混合比分別為

$$h_{N-1/2} = \bar{h}_N, \dots\dots\dots (4.1.1)$$

和

$$(q_w)_{N-1/2} = \bar{q}_N. \dots\dots\dots (4.1.2)$$

由(2.6.5)式可求得雲底的飽和水汽混合比為

$$q_{N-1/2}^* = \bar{q}_{N-1/2}^* + \frac{\gamma_{N+1/2}}{L(1 + \gamma_{N+1/2})} (h_{N-1/2} - \bar{h}_{N-1/2}^*), \quad (4.1.3)$$

如此可知雲底之水汽混合比和懸浮雲（水）滴混合比分別為

$$\left. \begin{aligned} q_{N-1/2} &= q_{N-1/2}^* \\ \ell_{N-1/2} &= (q_w)_{N-1/2} - q_{N-1/2}^* \end{aligned} \right\} \text{如果 } (q_w)_{N-1/2} > q_{N-1/2}^*, \quad (4.1.4)$$

或

$$\left. \begin{aligned} q_{N-1/2} &= (q_w)_{N-1/2} \\ \ell_{N-1/2} &= 0 \end{aligned} \right\} \text{如果 } (q_w)_{N-1/2} \leq q_{N-1/2}^*, \quad (4.1.5)$$

其中  $\ell$  是懸浮雲滴混合比。我們假設雲底無懸浮冰晶，亦即

$$(\ell_i)_{N-1/2} = 0. \dots\dots\dots (4.1.6)$$

(2)基本差分收支方程式

接下來我們考慮  $i$ -次雲族在第  $k$  層的濕靜能收支， $i+1 \leq k \leq N-1$ ，參考Lord et al. (1982)我們可得

$$h_{k-1/2} = \frac{[1 - 0.5\lambda c_D(\Delta z)_k] h_{k+1/2} + \lambda(1 + c_D)(\Delta z)_k \bar{h}_k}{1 + (1 + 0.5c_D)\lambda(\Delta z)_k}. \quad (4.2.1)$$

上式中  $\lambda$  是此次雲族的相對捲入率，在此我們假設  $\lambda$  是個已知常數， $c_D$  是側向捲出(lateral mass detrainment)和靜捲入(net mass entrainment)之比（參閱Lord, 1982），最後我們有  $(\Delta z)_k = z_{k-1/2} - z_{k+1/2}$ 。除非另有說明，一般我們不考慮側向捲出而令  $c_D = 0$ 。比(4.2.1)式，我們也可寫出總含水混合比的收支方程式如下：

$$(q_w)_k = \frac{[1 - 0.5\lambda c_D(\Delta z)_k] (q_w)_{k+1/2} + \lambda(1 + c_D)(\Delta z)_k \bar{q}_k}{1 + (1 + 0.5c_D)\lambda(\Delta z)_k}. \quad (4.2.2)$$

上式計算所得之總雲含水混合比是降水發生前之初估值，因此(4.2.2)式等號左邊我們下標以  $k$  而不以  $k-1/2$  為標示，我們定義  $(q_w)_{k-1/2}$  為降水發生後積雲的實際總含水混合比。



根據(2.6.6)式，假設無懸浮冰晶，雲內相對於水飽和之溫度的初估值為

$$\hat{T}_{k-1/2} = \bar{T}_{k-1/2} + \frac{1}{c_p(1+\gamma_{k-1/2})} (h_{k-1/2} - \bar{h}_{k-1/2}) \quad (4.2.3)$$

如果雲內含有懸浮冰晶，(4.2.3)式只可能低估雲溫。所以當  $\hat{T}_{k-1/2} > T_c$ ，雲內將無懸浮冰晶，我們直接令

$$(\ell_i)_{k-1/2} = (\ell_i)_k = 0, \quad (4.2.4)$$

其中下標k指的是在此模式層內冰相變化過未發生前之初估值，冰相變化後之結果以  $(\ell_i)_{k-1/2}$  表示。如果  $\hat{T}_{k-1/2} \leq T_c$ ，我們便需計算懸浮冰晶的收支方程。比照(4.2.2)式，我們可得

$$(\ell_i)_k = \frac{[1 - 0.5\lambda c_D(\Delta z)_k](\ell_i)_{k-1/2} + \lambda(1 + c_D)(\Delta z)_k(\bar{\ell}_i)_k}{1 + (1 + 0.5c_D)\lambda(\Delta z)_k} \quad (4.2.5)$$

此時  $(\ell_i)_{k-1/2}$  的決定將在4.4小節中討論。

### (3)無冰相變化診斷方程

當  $\hat{T}_{k-1/2} \geq T_i$  而且  $(\ell_i)_k = 0$  時，我們可以確定飽和與否只是相對於液態水而言，雲內將無懸浮冰晶，亦無相對於冰飽和的問題。在此條件下，我們便可比照(2.6.5)式計算積雲之飽和水汽混合比

$$\hat{q}_{k-1/2} = \bar{q}_{k-1/2} + \frac{\gamma_{k+1/2}}{L(1+\gamma_{k+1/2})} (h_{k-1/2} - \bar{h}_{k-1/2}) \quad (4.3.1)$$

當  $(q_w)_k < \hat{q}_{k-1/2}$ ，積雲為次飽和，我們必需令

$$\ell_{k-1/2} = (\ell_i)_{k-1/2} = 0, \quad (4.3.2)$$

$$q_{k-1/2} = (q_w)_k, \quad (4.3.3)$$

雲溫也需重新計算為

$$T_{k-1/2} = \hat{T}_{k-1/2} + \frac{L}{c_p} (\hat{q}_{k-1/2} - q_{k-1/2}) \quad (4.3.4)$$

當  $(q_w)_k \geq \hat{q}_{k-1/2}$ ，積雲相對於水為飽和，此時我們可

知

$$T_{k-1/2} = \hat{T}_{k-1/2}, \quad (4.3.5)$$

$$q_{k-1/2} = \hat{q}_{k-1/2}, \quad (4.3.6)$$

降水過程發生前之懸浮雲滴混合比便是

$$\ell_k = (q_w)_k - q_{k-1/2} \quad (4.3.7)$$

### (4)降水參數化

我們假設積雲在此k-層中之平均雨滴生成速率可參數化為

$$R_k = \begin{cases} c_o(\ell_{k-1/2} - \ell_c) & \text{如果 } \ell_{k-1/2} > \ell_c \\ 0 & \text{如果 } \ell_{k-1/2} \leq \ell_c \end{cases} \quad (4.4.1)$$

此處  $c_o$  是降水的自動轉換係數(autoconversion coefficient)， $\ell_{k-1/2}$  是降水過程發生後之實際懸浮雲滴混合比， $\ell_c$  則是降水發生雲滴混合比之臨界值。我們使用  $c_o = 0.002 \text{ m}^{-1}$  和  $\ell_c = 0$ 。降水前後水質量保守可寫成

$$\ell_{k-1/2} = \ell_k - R_k(\Delta z)_k, \quad (4.4.2)$$

將(4.4.1)代入(4.4.2)中，我們可得

$$\ell_{k-1/2} = \begin{cases} (\ell_k + \ell_c(\Delta z)_k) / (1 + c_o(\Delta z)_k) & \text{如果 } \ell_k > \ell_c \\ \ell_k & \text{如果 } \ell_k \leq \ell_c \end{cases} \quad (4.4.3)$$

由(4.4.2)可求得降水量(強度)的貢獻，而降水過程發生後積雲的總含水混合比便是

$$(q_w)_{k-1/2} = q_{k-1/2} + \ell_{k-1/2} \quad (4.4.4)$$

有時基於計算效率的考慮，而忽略雲中冰相水的存在及相關的水相變化，則積雲的熱力學特性，在相對捲入率為已知的條件下，至此便已完全決定。

### (5)雲內冰相水診斷

如果雲內有可能發生冰相水的相關反應，亦即

當  $\hat{T}_{k-1/2} < T_i$ ，或者當  $T_i \leq \hat{T}_{k-1/2} \leq T_c$ 。而且  $(\ell_i)_k \neq 0$

時，我們先假設相對於冰飽和但無新冰晶形成，分別預估積雲之雲溫飽和和水汽混合比如下：

$$(\hat{t}_i)_{k-1/2} = \bar{T}_{k-1/2} + \frac{1}{c_p[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]} \left[ h_{k-1/2} + L_f(\ell_i)_k - (\bar{h}_i)_{k-1/2} \right], \quad (4.5.1)$$

$$(\hat{q}_i^*)_{k-1/2} = (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2}}{L[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]} \left[ h_{k-1/2} + L_f(\ell_i)_k - (\bar{h}_i)_{k-1/2} \right]. \quad (4.5.2)$$

在很特殊條件下可能出現  $(\hat{t}_i)_{k-1/2} > T_c$ ，此時不論相對濕度為何，我們假設部分懸浮冰晶將會融化作水，使雲溫不大於  $T_c$ 。實作上，當  $(\hat{t}_i)_{k-1/2} > T_c$ ，如果令  $(\hat{\ell}_i)_k$  為根據(4.2.5)式所得之初估懸浮冰晶混合比，我們重新定義

$$(\ell_i)_k = (\hat{\ell}_i)_k - \frac{c_p[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]}{L_f} \left[ (\hat{t}_i)_{k-1/2} - T_c \right], \quad (4.5.3)$$

然後再設定  $(\hat{t}_i)_{k-1/2} = T_c$ 。如果數值上的誤差使得(4.5.3)式出現負值，我們直接令  $(\ell_i)_k = 0$ ，雲溫仍是冰點溫度。初估飽和水汽混合比則需使用調整後之懸浮冰晶混合比新值，再根據(4.5.2)式重新計算，或簡單的加上調整量如下

$$(\hat{q}_i^*)_{k-1/2} = [(\hat{q}_i^*)_{k-1/2}]_{old} + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]} \left[ (\ell_i)_k - (\hat{\ell}_i)_k \right], \quad (4.5.4)$$

其中等號右邊第一項代表原始利用(4.5.2)計算所得之值。在此因融冰所增加的液態水，則需併入由下邊界捲入之雲滴混合比中以維持水質量保守。我們令調整前之雲滴混合比為  $\hat{\ell}_{k+1/2}$ ，則新值為

$$\ell_{k+1/2} = \hat{\ell}_{k+1/2} + (\hat{\ell}_i)_k - (\ell_i)_k. \quad (4.5.5)$$

診斷雲內懸浮冰晶混合比的變化，我們首先考慮雲內完全無液態雲滴的情況，即  $\ell_k = 0$ 。這可能是雲滴完全蒸發，例如當  $[(\hat{q}_i^*)_{k-1/2} + (\ell_i)_k] \leq (q_w)_k$  時，雲內至少須在雲滴完全蒸發後，才可能達到飽和。其次，這也可能是當  $[(\hat{q}_i^*)_{k-1/2} + (\ell_i)_k] > (q_w)_k$

，但是雲溫  $T_{k-1/2} < T_f$ ，以致於所有雲滴完全凝固成懸浮冰晶的情況。令冰相變化完成後之懸浮冰晶混合比為  $(\ell_i)_{k-1/2}$ ，則相對於冰相變化完成後之飽和水汽混合比為

$$(q_i^*)_{k-1/2} = (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f [(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)_k]}{L[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]}. \quad (4.5.6)$$

假設積雲相對於冰為飽和，由總含水量保守可得

$$(q_w)_k = (q_i^*)_{k-1/2} + (\ell_i)_{k-1/2}, \quad (4.5.7)$$

將(4.5.6)式代入(4.5.7)式，然後求解  $(\ell_i)_{k-1/2}$  可得

$$(\ell_i)_{k-1/2} = (\ell_i)_k + \frac{(q_w)_k - (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - (\ell_i)_k}{1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]}}. \quad (4.5.8)$$

物理上懸浮冰晶混合比必須滿足  $(\ell_i)_{k-1/2} \geq 0$ ，所以當(4.5.8)式得到  $(\ell_i)_{k-1/2}$  為負值解時，那表示縱使懸浮冰晶完全昇華，雲內相對於冰仍是次飽和。在此次飽和情況下，懸浮冰晶混合比應為

$$(\ell_i)_{k-1/2} = 0, \quad (4.5.9)$$

水汽混合比則為

$$q_{k-1/2} = (q_w)_k, \quad (4.5.10)$$

雲溫可由濕靜能保守求得為

$$T_{k-1/2} = (\hat{t}_i)_{k-1/2} - \frac{L_f(\ell_i)_k}{c_p[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]} - \frac{L}{c_p} \left\{ (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f(\ell_i)_k}{L[1+(\gamma_i)_{k-1/2}]} - (q_w)_k \right\}. \quad (4.5.11)$$

如果(4.5.8)有  $(\ell_i)_{k-1/2}$  之正值解， $(\ell_i)_{k-1/2} \leq (\ell_i)_k$  表示僅有部分之懸浮冰晶昇華成水汽； $(\ell_i)_{k-1/2} > (\ell_i)_k$  表示有新冰晶形成。基本上正值解表示積雲相對於冰為飽和，我們可以利用(4.5.6)式計算水汽混合比，但為維持水質量保守的一致性，我們使用下式

$$q_{k-1/2} = (q_w)_k - (\ell_i)_{k-1/2}, \quad \dots\dots\dots (4.5.12)$$

由(4.5.1)式可知懸浮冰晶的變化與雲溫的關係為

$$T_{k-1/2} = (\hat{T}_i)_{k-1/2} - \frac{L_f [(\ell_i)_k - (\ell_i)_{k-1/2}]}{c_p [1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}. \quad \dots\dots (4.5.13)$$

以下為說明上方便，我們令

$$(\Delta \ell_i)_k \equiv \frac{(q_w)_k - (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - (\ell_i)_k}{1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}}, \quad \dots\dots\dots (4.5.14)$$

則雲內液態雲滴完全蒸發的必要條件可寫為

$$(\Delta \ell_i)_k \leq 0, \quad \dots\dots\dots (4.5.15)$$

而由(4.5.7)式可知次飽和的必要條件則為

$$(\Delta \ell_i)_k < -(\ell_i)_k.$$

將(4.5.8)式代入(4.5.13)式中，我們可知雲溫低於完全成冰溫度，即  $T_{k-1/2} < T_f$ ，而且有新冰晶形成的必要條件為

$$(\Delta \ell_i)_k > 0, \text{ 而且 } (\Delta \ell_i)_k < \frac{c_p [1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}{L_f} [T_f - (\hat{T}_i)_{k-1/2}]. \quad \dots\dots (4.5.17)$$

當雲溫正好等於完全成冰溫度，原始由下邊界捲入之雲滴，從開始成冰到完全成冰的變化均是在同一雲溫下發生。在數值條件的表示方面，如果水汽條件顯示有成冰的條件，即  $(\Delta \ell_i)_k > 0$ ，但是溫度條件為

$$(\Delta \ell_i)_k \geq \frac{c_p [1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}{L_f} [T_f - (\hat{T}_i)_{k-1/2}]. \quad (4.5.18)$$

這表示如果全部原有液態雲滴都結成冰晶，雲溫勢必高於或等於完全成冰溫度，所以溫度條件顯示液態雲滴不會完全結成冰晶，也因此雲溫必不低於

$T_f$ 。此時如果同時有以下條件

$$\left( (\Delta \ell_i)_k - \frac{\ell_{k+1/2}}{1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}} \right) \leq \frac{c_p [1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}{L_f} [T_f - (\hat{T}_i)_{k-1/2}]. \quad (4.5.19)$$

則隱含若原有雲滴  $(\ell_{k+1/2})$  完全不轉化成冰，雲溫將低於或等於完全成冰溫度，則液態水的存在又不合理，所以必有部分(包括零)原有雲滴轉化成冰，雲溫也必不高於  $T_f$ 。因此條件(4.5.18)和(4.5.19)同時滿足時，唯一可能情況便是雲溫正好等於完全成冰溫度，亦即

$$T_{k-1/2} = T_f, \quad \dots\dots\dots (4.5.20)$$

此時有部分原有雲滴凝固成懸浮冰晶。由(4.5.13)反推懸浮冰晶混合比可得

$$(\ell_i)_{k-1/2} = (\ell_i)_k + \frac{c_p [1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}{L_f} [T_f - (\hat{T}_i)_{k-1/2}]. \quad (4.5.21)$$

此時由於雲內為飽和，比照(4.5.6)式可得水汽混合比為

$$q_{k-1/2} = (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f [(\ell_i)_k - (\ell_i)_{k-1/2}]}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}. \quad (4.5.22)$$

降水發生前之雲滴混合比可以由水質保守求得為

$$\ell_k = (q_w)_k - q_{k-1/2} - (\ell_i)_{k-1/2}. \quad \dots\dots\dots (4.5.23)$$

如果水汽條件顯示雲內有水汽凝結，亦即

$$0 < \left( (\Delta \ell_i)_k - \frac{\ell_{k+1/2}}{1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}} \right), \quad \dots\dots (4.5.24)$$

但是溫度條件為

$\hat{T}_{k-1/2} < T_i$  而且

$$\left( \Delta \ell_i \right)_k - \frac{\ell_{k+1/2}}{1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}} > \frac{c_p [1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}{L_f} [T_i - (\hat{T}_i)_{k-1/2}] \quad (4.5.25)$$

此溫度條件相當於  $T_i > T_{k-1/2} > T_f$ 。在這個雲溫範圍，水汽條件(4.5.24)表示有部分凝結的水汽將以冰相存在，部分則以液態雲滴形式存在。那麼根據(4.1)式，新凝結雲滴及懸浮冰晶的比例決定於雲溫，其關係為

$$\frac{(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)_k}{[(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)] + [\ell_k - \ell_{k+1/2}]} = \frac{T_i - T_{k-1/2}}{T_i - T_f} \quad (4.5.26)$$

此時水質量保守可寫成

$$(q_w)_k = q_{k-1/2} + \ell_k + (\ell_i)_{k-1/2} \quad (4.5.27)$$

我們知道水汽混合比與新凝固冰晶的關係則可依照(4.5.22)。用此關係式，水質量保守(4.5.27)式可寫成

$$\ell_k - \ell_{k+1/2} = (q_w)_k - (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - (\ell_i)_k - \ell_{k+1/2} - \left[ 1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]} \right] [(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)_k] \quad (4.5.28)$$

另一方面，雲溫與新凝固冰晶的關係可依照(4.5.13)。將(4.5.13)和(4.5.28)式代入(4.5.26)式中，整理後可得一個二次方程式如下

$$f_a [(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)_k]^2 - f_b [(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)_k] + f_c = 0 \quad (4.5.29)$$

其中

$$\begin{aligned} f_a &= \frac{\gamma_i L_f}{L(1 + \gamma_i)} \times \frac{L_f}{c_p(1 + \gamma_i)} \\ f_b &= \frac{\gamma_i L_f [(q_w)_k - (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - (\ell_i)_k - \ell_{k+1/2}] + L[T_i - (\hat{T}_i)_{k-1/2}]}{L(1 + \gamma_i)} + (T_i - T_f) \\ f_c &= [(q_w)_k - (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} - (\ell_i)_k - \ell_{k+1/2}] \times [T_i - (\hat{T}_i)_{k-1/2}] \end{aligned} \quad (4.5.30)$$

我們要求當  $[T_i - (\hat{T}_i)_{k-1/2}] \rightarrow 0$  時需  $[(\ell_i)_{k-1/2} - (\ell_i)_k] \rightarrow 0$ ，則(4.5.30)式滿足此條件的根相當於給定懸浮冰晶混合比為

$$(\ell_i)_{k-1/2} = (\ell_i)_k + \frac{f_b - \sqrt{(f_b)^2 - 4f_a f_c}}{2f_a} \quad (4.5.31)$$

在決定了懸浮冰晶混合比之後，雲溫可利用(4.5.13)式求得，水汽混合比可以比照(4.5.22)式求得，而降水發生前之雲滴混合比則簡單的依水質量保守(4.5.27)式反推決定。

如果水汽條件判定雲內至少在部分雲滴蒸發後可維持飽和，亦即(4.5.15)的反條件  $\Delta[(\ell_i)] > 0$  成立，但無水汽凝結，亦即(4.5.24)的反條件成立，如

$$\left( \Delta \ell_i \right)_k - \frac{\ell_{k+1/2}}{1 + \frac{(\gamma_i)_{k-1/2} L_f}{L[1 + (\gamma_i)_{k-1/2}]}} \leq 0 \quad (4.5.32)$$

而溫度條件判定雲溫在  $T_i > T_{k-1/2} > T_f$  的範圍內，亦即(4.5.25)的條件成立。或者初估雲溫在  $T_i \geq (\hat{T}_i)_{k-1/2} \geq T_i$  的範圍內，而且  $(\ell_i)_k > 0$ 。在以上條件下，我們可以確定無新冰晶生成，所以

$$(\ell_i)_{k-1/2} = (\ell_i)_k \quad (4.5.33)$$

雲內為飽和表示

$$q_{k-1/2} = (\hat{q}_i^*)_{k-1/2} \quad (4.5.34)$$

而且

$$T_{k-1/2} = (\hat{T}_i)_{k-1/2} \quad (4.5.35)$$

雲滴混合比則由水質量保守決定為

$$\ell_k = (q_w)_k - q_{k-1/2} - (\ell_i)_{k-1/2} \quad (4.5.36)$$

如果懸浮冰晶混合比  $(\ell_i)_k = 0$ ，而相對於水飽

和的初估雲溫  $\hat{T}_{k-1/2} < T_i$ ，但是相對於冰飽和的初估雲溫  $(\hat{T}_i)_{k-1/2} > T_i$ 。這表示如果雲內為飽和，雲溫將不大於成冰溫度(因為  $\hat{T}_{k-1/2} < T_i$ )；但是在這時雲溫也不會小於成冰溫度(因為  $(\hat{T}_i)_{k-1/2} > T_i$ )，因此雲溫必正好等於成冰溫度。此時水汽混合比必小於相對於水之飽和水汽混合比，但大於相對於冰之飽和水汽混合比。在假設雲內為飽和的情況下，如果  $T_{k-1/2} = T_i$ ，由濕靜能保守可知水汽混合比為

$$\hat{q}_{k-1/2} = (\hat{q}_i)_{k-1/2} + \frac{1}{L} \left\{ h_{k-1/2} - \bar{h}_i - c_p [T_c - (\hat{T}_i)_{k-1/2}] \right\} \quad (4.5.37)$$

當  $(q_w)_k \geq \hat{q}_{k-1/2}$ ，表示雲內為飽和，則

$$q_{k-1/2} = \hat{q}_{k-1/2} \quad (4.5.38)$$

降水發生前的雲滴混合比為

$$\ell_k = (q_w)_k - q_{k-1/2} \quad (4.5.39)$$

當  $(q_w)_k < \hat{q}_{k-1/2}$ ，表示雲內為次飽和，我們可確定

$$\ell_k = 0 \quad (4.5.40)$$

水汽混合比必須重新定為

$$q_{k-1/2} = (q_w)_k \quad (4.5.41)$$

而實際雲溫則為

$$T_{k-1/2} = T_c - \frac{L}{c_p} [(q_w)_k - \hat{q}_{k-1/2}] \quad (4.5.42)$$

在雲內冰相變化相關的計算完成後，如果存在有液態雲滴， $\ell_k > 0$ ，則我們仍需依照4.4小節描述的降水過程參數化步驟，計算降水貢獻並求得雲內實際之雲滴混合比， $\ell_{k-1/2}$ ，和總含水混合比， $(q_w)_{k-1/2}$ 。

#### (6) 雲頂層計算

在雲頂層，基本差分收支方程式與第4.2小節所列之收支方程式略有不同。考慮第*i*-次雲族，當*k*=*i*時，濕靜能差分收支方程式為

$$h_k = \frac{[1 - 0.5\lambda c_D (\Delta z)_{k+1/4}] h_{k+1/2} + \lambda(1 + c_D) (\Delta z)_{k+1/4} \bar{h}_k}{1 + (1 + 0.5c_D) \lambda (\Delta z)_{k+1/4}} \quad (4.6.1)$$

其中  $(\Delta z)_{k+1/4} = z_k - z_{k+1/2}$ 。由於雲頂位於整數面，因此(4.6.1)式等號左邊下標是*k*而非*k*-1/2。雲頂層總含水收支方程式則可寫成

$$(q_w)_{k+1/4} = \frac{[1 - 0.5\lambda c_D (\Delta z)_{k+1/4}] (q_w)_{k+1/2} + \lambda(1 + c_D) (\Delta z)_{k+1/4} \bar{q}_k}{1 + (1 + 0.5c_D) \lambda (\Delta z)_{k+1/4}} \quad (4.6.2)$$

上式中等號左邊之下標*k*+1/4指的是降水發生前之初估值，在雲頂我們以  $(q_w)_k$  表示降水發生後之總含水混合比。

在雲頂假設無懸浮冰晶，雲內相對於水飽和之溫度的初估值為

$$\hat{T}_k = \bar{T}_k + \frac{1}{c_p(1 + \gamma_k)} (h_k - \bar{h}_k) \quad (4.6.3)$$

如果  $\hat{T}_k > T_c$  表示雲頂無懸浮冰晶，我們令

$$(\ell_i)_k = (\ell_i)_{k-1/4} = 0 \quad (4.6.4)$$

其中  $(\ell_i)_{k+1/4}$  指的是雲頂層內冰相變化發生前之初估值，冰相發生後之懸浮冰晶混合比以  $(\ell_i)_k$  表示。如果  $\hat{T}_k \leq T_c$ ，我們計算懸浮冰晶收支如下

$$(\ell_i)_{k+1/4} = \frac{[1 - 0.5\lambda c_D (\Delta z)_{k+1/4}] (\ell_i)_{k+1/2} + \lambda(1 + c_D) (\Delta z)_{k+1/4} (\bar{\ell}_i)_k}{1 + (1 + 0.5c_D) \lambda (\Delta z)_{k+1/4}} \quad (4.6.5)$$

雲頂層接下來的運算，只是雲頂各積雲變量係定義於整數面，相對於一般積雲層變量的定義於半整數面有所不同，只要在變量所在模式面上取得一致，雲頂各熱力學變量便可依類似於一般積雲層的計算程序診斷出來，本文中我們便不再詳述。

#### (7) 相對捲入率的決定

在相對捲入率為已知的前題下，利用雲譜模式求取各次雲族熱力學特性所需的運算，已在前面各小節中有完整說明。我們將計算流程及所需方程式，總結以簡單的流程示意圖表示，並已收錄在附

錄之中。由算得的積雲的熱力學結構，我們可以求得雲頂的熱浮力，而我們定義可使雲頂熱浮力為零的相對捲入率之值，便是代表該次雲族熱力學結構的相對捲入率。由於我們必須事先給定相對捲入率的值，始能求得雲頂熱浮力，因此必須經過某種反覆運算的過程，才可能求得使雲頂熱浮力為零之相對捲入率。

底下說明只考慮與雲頂熱浮力計算相關的變數，因此我們忽略各變數表示模式面的下標指數。令  $\lambda^{(n)}$  表示相對捲入率第  $n$  次的猜測值，我們定義熱浮力函數為

$$F(\lambda^{(n)}) = \begin{cases} h - \bar{h}'' - C_{\ell} \ell & \text{如果積雲相對於水飽和,} \\ h + L_{\ell} \ell_i - \bar{h}_i'' - C_{\ell} (\ell + \ell_i) & \text{如果積雲相對於冰飽和} \end{cases} \quad (4.7.1)$$

其中  $\bar{h}''$  和  $\bar{h}_i''$  分別是依據(3.1.1)和(3.1.2)式，定義於雲頂，環境相對於水和相對於冰之虛濕靜能，此外比照(3.1.1)和(3.1.2)式亦可得知

$$C_{\ell} = \frac{(1 + \gamma) c_p \bar{T} (1 + 0.608 \bar{q})}{1 + 0.608 \gamma c_p \bar{T} L}, \dots \quad (4.7.2)$$

$$C_{\ell_i} = \frac{(1 + \gamma_i) c_p \bar{T} (1 + 0.608 \bar{q})}{1 + 0.608 \gamma_i c_p \bar{T} L}. \dots \quad (4.7.3)$$

如果  $F(\lambda^{(n)}) = 0$ ，雲頂熱浮力為零條件便可滿足。在反覆運算的初始，我們使用  $\lambda^{(1)} = 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ ，和  $\lambda^{(2)} = 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ 。當  $n \geq 3$ ，我們使用

$$\lambda^{(n)} = \lambda^{(n-1)} - \frac{[\lambda^{(n-1)} - \lambda^{(n-2)}] F(\lambda^{(n-1)})}{F(\lambda^{(n-1)}) - F(\lambda^{(n-2)})}, \dots \quad (4.7.4)$$

而我們判斷反覆運算收斂得解的條件為

$$|F(\lambda^{(n)})| \leq 1 \text{ 焦耳/公斤}。 \dots \quad (4.7.5)$$

如果雲頂捲出懸浮冰晶和雲滴沒有後續的雲物理計算，而直接假設捲出後即時再蒸發，則UCLA GCM的測試顯示，加入積雲冰相水變化計算，對積雲參數化在預報模式中的整體表現影響相當有限。因此在應用AS積雲參數法時，有時基於提昇運算

效率的考慮，雲譜模式中有關冰相水的計算常被忽略。基本上如果不考慮雲內冰相水及相關的變化，在雲譜模式的運算中可以完全不計算雲溫，主要的運算在於求解濕靜能收支方程式、總含水收支方程式、飽和水汽混合比診斷、和降水參數化處理等。從運算效率上看，考慮雲內冰相水及相關的變化，需增加雲溫診斷、懸浮冰晶收支方程式計算、及各項成(消)冰過程計算等，至少需要兩倍的運算時間。

如果參數化設計上確定冰相變化相關計算為必須，則雲溫的獲得幾乎不需額外運算，雲頂熱浮力條件檢定可以熱浮力的直接計算進行。積雲熱浮力定義為

$$B = g \left( \frac{T_v - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} - \ell - \ell_i \right), \dots \quad (4.7.6)$$

其中  $T_v = T(1 + 0.608 \bar{q})$  和  $\bar{T}_v = \bar{T}(1 + 0.608 \bar{q})$  分別是積雲和環境的虛溫。不過以熱浮力為反覆運算的判別基礎時，使用(4.7.4)式以估算相對捲入率的新值並不恰當，在測試中我們依序使用  $\lambda = 10^{-6}$ 、 $10^{-4}$ 、 $4 \times 10^{-4}$ 、 $10^{-3}$ 、 $2 \times 10^{-4}$ ，尋找使熱浮力變負號之相對捲入率，再於該區間內以內差方式逐次縮小  $\lambda$  的可能範圍，直到獲得滿意的精度。

當所考慮第  $i$ -次雲族的相對捲入率決定了之後，標準化之質量通量(normalized mass flux)可由以下步驟求得

$$\eta_{N-1/2} = 1, \dots \quad (4.7.7)$$

$$\eta_{k-1/2} = \eta_{k+1/2} [1 + \lambda \Delta(z)_k] \text{ 當 } N-1 \leq k \leq i+1, \quad (4.7.8)$$

及雲頂的標準化之質量通量

$$\eta_k = \eta_{k+1/2} [1 + \lambda \Delta(z)_{k+1/4}] \text{ 當 } k = i. \dots \quad (4.7.9)$$

## (五)雲功函數

AS定義功函數為「相對於每單位雲底質量通量，熱浮力在對流循環中所做的功」(Arakawa and Schubert, 1974)。雲頂條件要求雲頂熱浮力為零，

在雲底除非允許混合層的水平不均雲度存在，一般觀念上也不應有熱浮力。因此就雲功函數的計算，熱浮力定義為在  $N-1 \geq k \geq i+1$  範圍內，

$$B_{k-1/2} = g \left[ \frac{\bar{T}_{k-1/2}(1+0.608\bar{q}_{k-1/2}) - \bar{T}_{k-1/2}(1+0.608\bar{q}_{k-1/2})}{\bar{T}_{k-1/2}(1+0.608\bar{q}_{k-1/2})} - \ell_{k-1/2} - (\ell_i)_{k-1/2} \right] \quad (5.1)$$

如果雲底條件對積雲的相對溼度有所限制，使雲內不致於發生次飽和的情況，則可以考慮以濕靜能為基準的熱浮力計算公式。假設積雲相對於水飽和，將(4.2.3)代入(4.3.5)，另外將(4.3.1)代入(4.3.6)，再將上述兩者的結果代入(5.1)，整理後可得

$$B_{k-1/2} = (B_h)_{k-1/2} + g \left[ \frac{h_{k-1/2} - \bar{h}_{k-1/2}^*}{(C_\ell)_{k-1/2}} - \ell_{k-1/2} \right], \quad (5.2)$$

其中

$$(B_h)_{k-1/2} = g \left[ \frac{0.608}{1+0.608\bar{q}_{k-1/2}} (\bar{h}_{k-1/2}^* - \bar{h}_{k-1/2}) \right], \quad (5.3)$$

$$(C_\ell)_{k-1/2} = \frac{(1+\gamma_{k-1/2})c_p \bar{T}_{k-1/2}(1+0.608\bar{q}_{k-1/2})}{(1+0.608\gamma_{k-1/2}c_p \bar{T}_{k-1/2} L)}. \quad (5.4)$$

如果積雲相對於冰飽和，我們可得

$$B_{k-1/2} = (B_h)_{k-1/2} + g \left[ \frac{h_{k-1/2} + L_f(\ell_i)_{k-1/2} - (\bar{h}_i)_{k-1/2} - \ell_{k-1/2} - (\ell_i)_{k-1/2}}{(C_\ell)_{k-1/2}} \right], \quad (5.5)$$

其中

$$(B_h)_{k-1/2} = g \left[ \frac{0.608}{1+0.608\bar{q}_{k-1/2}} (\bar{h}_{k-1/2}^* - \bar{h}_{k-1/2} - L_f(\bar{\ell}_i)_{k-1/2}) \right], \quad (5.6)$$

$$(C_\ell)_{k-1/2} = \frac{(1+(\gamma_i)_{k-1/2})c_p \bar{T}_{k-1/2}(1+0.608\bar{q}_{k-1/2})}{(1+0.608(\gamma_i)_{k-1/2}c_p \bar{T}_{k-1/2}/L)}. \quad (5.7)$$

熱浮力決定了之後，第I-次雲族的雲功函數可寫成

$$A_i = \sum_{k=N-1}^{i+1} \eta_{k-1/2} B_{k-1/2} \Delta(z)_k. \quad (5.8)$$

由(5.8)式可看出，第N-1次雲族的雲功函數是沒有定義在內。此類次雲族由邊界層昇起後，雲頂捲出馬上於緊臨邊界層最底下的模式層中發生。我們認為這種極淺積雲的作用，應屬於邊界層參數化，或淺積雲參數化所要處理的範圍，在AS參數法中，我們不考慮此最低次雲族的存在。

## (六) 積雲的回饋作用

在AS的理論中，積雲對大尺度環境場的修飾作用，係透過積雲捲出過程及環境中補償積雲垂直質量通量的沉降運動，詳細的推導過程可參考 Yanai and Johnson (1993)。為說明上的方便，我們將積雲對環境濕靜能和溼度場變化率的貢獻分別寫成

$$\frac{1}{m_B} \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_c = \delta(h - \bar{h}) - \eta \frac{\partial \bar{h}}{\partial p} \quad (6.1)$$

和

$$\frac{1}{m_B} \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_c = \delta(q_w - \bar{q}) - \eta \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}, \quad (6.2)$$

其中  $m_B$  是上沖流在雲底的質量通量， $\delta$  是每單位氣壓區間、每單位  $m_B$  積雲質量捲出率。積雲對環境溫度變化率的貢獻可由下式求得

$$\frac{1}{m_B} \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right)_c = \frac{1}{c_p} \left[ \frac{1}{m_B} \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_c - \frac{L}{m_B} \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_c \right]. \quad (6.3)$$

在差分式的設計上，我們以(6.1)為例，其差分式可寫成

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = c_D (\eta_{k-1/2} - \eta_{k+1/2}) \left\{ \frac{1}{2} (h_{k-1/2} + h_{k+1/2}) - \bar{h}_k \right\} + \eta_{k-1/2} (\bar{h}_{k-1/2} - \bar{h}_k) + \eta_{k+1/2} (\bar{h}_k - \bar{h}_{k+1/2}) \quad (6.4)$$

當  $N-1 \geq k \geq i+1$ ，其中  $(\Delta p)_k = p_{k+1/2} - p_{k-1/2}$ ，而等號右邊第一項為上沖流在k層內的側向捲出。如果我們將(4.2.1)式乘以  $\eta_{k-1/2}$  並利用(4.7.8)，我們可得

$$c_D(\eta_{k-1/2} - \eta_{k+1/2}) \left[ \frac{1}{2}(h_{k-1/2} + h_{k+1/2}) - \bar{h}_k \right] \\ = -\eta_{k-1/2} h_{k-1/2} + \eta_{k+1/2} h_{k+1/2} + (\eta_{k-1/2} - \eta_{k+1/2}) \bar{h}_k \quad \dots\dots (6.5)$$

將(6.5)式帶入(6.4)式，整理後之型式為

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = - \left[ \eta_{k-1/2} (h_{k-1/2} - \bar{h}_{k-1/2}) - \eta_{k+1/2} (h_{k+1/2} - \bar{h}_{k+1/2}) \right] \quad (6.6)$$

通常我們稱(6.4)式為「沉降型公式」，而稱(6.6)式為「通量型公式」。(6.4)和(6.6)兩式可以互通，我們稱此是一組「一致的」公式。在雲頂層， $k=i$ ，我們也可循著類似的步驟導出一組一致的公式，其沉降型公式為

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = \eta_k (h_k - \bar{h}_k) + c_D(\eta_k - \eta_{k+1/2}) \left[ \frac{1}{2}(h_k + h_{k+1/2}) - \bar{h}_k \right] + \eta_{k+1/2} (\bar{h}_k - \bar{h}_{k+1/2}) \quad (6.7)$$

而其通量型公式為

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = \eta_{k+1/2} (h_{k+1/2} - \bar{h}_{k+1/2}) \quad \dots\dots (6.8)$$

在此 $(\Delta p)_k$ 仍是代表整個雲頂層的質量。我們注意到(6.4)式和(6.8)式滿足

$$\sum_{k=N-1}^i \left[ \left( \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = 0, \quad \dots\dots\dots (6.9)$$

如果雲底條件滿足 $h_{N-1/2} = \bar{h}_{N-1/2}$ 。這是積雲對流濕靜能守恒上很重要的一個特性。

在水汽場變化的積雲作用方面，相對於(6.4)式我們有

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = c_D(\eta_{k-1/2} - \eta_{k+1/2}) \left[ \frac{1}{2}((q_w)_{k-1/2} + (q_w)_{k+1/2}) - \bar{q}_k \right] + \eta_{k-1/2} (\bar{q}_{k-1/2} - \bar{q}_k) + \eta_{k+1/2} (\bar{q}_k - \bar{q}_{k+1/2}) \quad (6.10)$$

與(6.10)式一致的通量型公式可寫成

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = - \left[ \eta_{k-1/2} ((q_w)_{k-1/2} - \bar{q}_{k-1/2}) - \eta_{k+1/2} ((q_w)_{k+1/2} - \bar{q}_{k+1/2}) \right] - (\eta_c)_k R_k (\Delta z)_k \quad (6.11)$$

式中最後一項為在此模式層中每單位 $m_B$ 的降水產生率，其中

$$(\eta_c)_k = \left[ 1 + (1 + 0.5c_D) \lambda (\Delta z)_k \right] \eta_{k+1/2} \quad \dots\dots\dots (6.12)$$

如果無側向捲出， $(\eta_c)_k = \eta_{k-1/2}$ 。在雲頂層，沉降型公式為

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = \eta_k ((q_w)_k - \bar{q}_k) + c_D(\eta_k - \eta_{k+1/2}) \left[ \frac{1}{2}((q_w)_k + (q_w)_{k+1/2}) - \bar{q}_k \right] + \eta_{k+1/2} (\bar{q}_k - \bar{q}_{k+1/2}) \quad (6.13)$$

而與(6.13)式一致的通量型公式為

$$\frac{1}{m_B} \left[ \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{c,k} \right] (\Delta p)_k = \eta_{k+1/2} ((q_w)_{k+1/2} - \bar{q}_{k+1/2}) - (\eta_c)_k R_k (\Delta z)_k \quad (6.14)$$

其中

$$(\eta_c)_k = \left[ 1 + (1 + 0.5c_D) \lambda (\Delta z)_{k+1/4} \right] \eta_{k+1/2} \quad (6.15)$$

一般情況我們建議使用通量型公式，以避免積雲濕靜能或水汽收支方程差分公式改變時，可能導致濕靜能或水汽保守上的不一致性。只有在診斷分析上有其必要性時，沉降型公式可提供較清楚的物理解釋。

## (七) 決定雲底質量通量分佈函數

雲功函數準平衡是AS參數化理論最重要的基本假設。大尺度過程如果傾向於致使雲功函數增加，亦即傾向於增加環境的濕對流可用位能，則被激發的積雲對流將消耗濕對流可用位能，抑制雲功函數的增加，使得雲功函數的實際變化率遠小於大尺度過程對雲功函數變化率的貢獻，這便是雲功函



數準平衡的意義。在雲功函數準平衡的狀態下，如果我們能計算大尺度過程對雲功函數變化率的貢獻，那麼要求積雲對流的結果恰巧足以提供對等但反向的貢獻，以維持雲功函數的平衡，此所需的對流強度及分佈便是AS參數法所要求解的答案。

#### (1) 大尺度強迫作用

AS參數化理論事實上並未就「大尺度過程」提供明確的定義。在實作上我們汎指數值模式中，積雲對流以外所有過程的總合，為參數法運算中所認知的大尺度過程。因此在數值模式中我們定義大尺度強迫為

$$F_i = A_i - (A_0)_i, \dots\dots\dots (7.1.1)$$

其中下標*i*是指第*i*-雲族，*A*是執行積雲參數法運算之時根據(5.8)計算所得的雲功函數， $(A_0)_i$ 稱為臨界雲功函數。在UCLA GCM中

$$(A_0)_i = (A_N)_i (P_{N-1/2} - P_i), \dots\dots\dots (7.1.2)$$

而 $(A_N)_i$ 則是根據 Lord *et al.* (1982)所統計的觀測值。 $P_i > 0$ 是第*i*-次雲族存在的必要條件之一。

在(7.1.1)式中未見雲功函數的時間差(微)分，而需要引進臨界雲功函數。想像在時間連續的變化中，如果雲功函數為正值，大尺度過程一有增加雲功函數的傾向，便有積雲對流產生並平衡大尺度過程的作用，如此雲功函數將維持於小於零(無積雲)或等於零(可能有積雲)的範圍，相當於是臨界雲功函數為零的特例。觀測對流發生的例子，通常可發現因此引進不為零的臨界雲功函數，是個合理的選擇。臨界雲功函數的大小可能影響數值模式初始階段的調整過程，但除非所給定的值與觀測平均值差距過大，臨界雲功函數對模式預報的整體表現影響相當有限。

#### (2) 質量通量變率中樞

質量通量變率中樞的元素 $K_{i,j}$ 代表每單位第*j*-次雲族之 $m_B \Delta t$ 對第*i*-次雲族雲功函數變率之貢獻。要計算 $K_{i,j}$ ，我們首先在整個積雲層內算得因第*j*-次雲族所可能引致的溫度及濕度變化如下

$$(\bar{T}^*)_k = \bar{T}_k + \left[ \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} \right)_{c,j,k} \right] (m_B \Delta t)_{test} \dots\dots\dots (7.2.1)$$

和

$$(\bar{q}^*)_k = \bar{q}_k + \left[ \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right)_{c,j,k} \right] (m_B \Delta t)_{test}, \dots\dots\dots (7.2.2)$$

$N \geq k \geq i$ ，其中 $(m_B \Delta t)_{test}$ 為一給定之測試值，此值不得太小以免數值截斷誤差影響最後參數法的結果，此值亦不得過大以免非現性變化使結果失去代表性。經驗上此測試值如能使 $|\bar{T}^* - \bar{T}|$ 的極大值限定於 0.01 °C 至 0.1 °C 之間，便可得到相當穩定的結果。在最高雲頂層如果 $\beta \neq 1$ ，則(7.2.1)式和(7.2.2)式之積雲作用項必須除以 $\beta$ ，以維持最高雲頂層總質量定義上的一致性。

使用(7.2.1)式和(7.2.2)式所得的新值，我們重算雲功函數為 $A_i^*$ 。質量通量變率中樞的元素便定義為

$$K_{i,j} = \frac{A_i^* - A_i}{(m_B \Delta t)_{test}} \dots\dots\dots (7.2.3)$$

基本上我們可獲得一聯立方程組，其外型為

$$[K_{i,j}] [(m_B \Delta t)_j] = -[F_i], \dots\dots\dots (7.2.4)$$

其中 $N-2 \geq i \geq 1$ ， $N-2 \geq j \geq 1$ ， $[K_{i,j}]$ 為一正矩陣， $[(m_B \Delta t)_j]$ 和 $[F_i]$ 都是列矩陣。

物理上限定(7.2.4)只能取不為負值的解，但數值上常有例外，這是標準AS參數法應用上的一大困擾。最簡單的方式是令有負值雲底質量通量的次雲族不存在，重新在建立一組聯立方程組，再求解，直到所有解不小於零為止。我們也可不要求解必須絕對的滿足(7.2.4)的聯立方程組，而允許積雲進行不足額調整或過度調整，以引進對解的額外限制，來定義「最佳」可能解。在要求無負值解的前提下，求解聯立方程組的方法，Lord *et al.* (1982)有很詳細的說明，在此便不再重複解說。

Moorthi and Suarez (1993)建議只保留 $[K_{i,j}]$ 矩陣中的對角線元素，並引進顯式積雲時間尺度，如此可以大大的簡化求解雲底質量通量分佈函數的問

題，並有效的改進AS參數法的運算效率。Randall and Pan (1993)提出預報式描述雲底質量通量分佈函數的概念，該方法完全不需計算質量通量變率中樞的元素，整體運算簡單而快速，在觀念上更能切合AS參數化理論中雲功函數準平衡的概念。不管用何種方法決定了雲底質量分佈，積雲回饋作用的求得只是簡單的算術計算了。

## (八) 結 語

積雲參數化理論探討的是積雲與大尺度環境場交互作用的問題，而積雲參數化方案(或稱積雲參數法)是因數值模式解析度的不足，而必須採取的權宜措施。一個積雲參數化方案的設計如果有明確的理論依據，則參數法的問題便可以隨著我們對理論詮釋的更趨成熟而被討論並改進。而理論所探究的物理過程越仔細，我們對參數法問題的分析與歸納便能越具體，尤其在校驗上越仔細的物理過程描述，越可能設計出客觀的校驗方法。從分析與校驗的觀點來說，依據AS參數化理論所設計的AS參數法，可說是現有積雲參數法中傑出的。但是AS參數法也因為所考慮的物理過程較為仔細，而使得其應用設計上相對的較一般參數法繁複，其在數值模式中的整體表現，也常會受參數法中一些細節處理的影響，以致於不同的程式設計者，雖說同是使用AS參數法，各自所得的結論卻未必完全一致，這也是討論AS參數法所常有的困擾。

本文針對AS參數法計算的各個步驟，提供完整而仔細的說明與必要的公式推導，目的在於幫助參數法應用者一個程式設計上的參考，同時更希望經由與原AS參數化理論的比對，本文能提供一份原始論文所欠缺，在應用及思考流程方面的詮釋，使讀者對AS參數化理論能有個正確而完整的認知。在AS參數化理論中，雲譜模式是用來描述積雲對溫度及濕度場作用之間的耦合關係，這個耦合關係是透過環境中的補償性沉降運動及雲捲出作用而達成。為合理描述捲出量的物理特性，雲族的雲譜表示是最直接的解答方式，不同次雲族各有不同的捲出特性。基於此雲譜模式設計的目的，雲譜模式在應用設計上主要的考慮，除了能量及質量的保守必須嚴格的滿足外，捲出量的是否合理就是另一

個要求重點了。因此，雖然積雲參數化在理論上就是無法獲得足夠的資訊，以進行精細而嚴謹的雲物理參數化計算，我們還是以相當的篇幅來描述雲內降水及冰相診斷的方法。在另一方面，雲功函數準平衡的假設是AS參數化理論的核心，但是數值模式中對雲功函數準平衡的模擬方法並非只有唯一的選擇，如何以數學式配合數值方法的用描述雲功函數準平衡的狀態，還是個正在進行中的研究課題(參閱Moorthi and Suarez, 1992; Randall and Pan, 1993; Cheng and Arakawa, 1994)。文中我們的介紹以診斷式的雲功函數準平衡設計為主，這個方法須要分別計算大尺度強迫作用和積雲質量變率中樞的各元素，事實上計算相當的費時。但是我們使用這個方法所累積的經驗最充足，觀念上它也能符合雲功函數準平衡的精神，因此我們選擇以此方法為例作說明。使用診斷式的雲功函數準平衡設計，要注意的是 $(m_B \Delta t)_{cs}$ 的選擇問題、質量變率中樞對角線上各元素正負變號的問題、和解雲底質量通量分佈函數的聯立方程要求絕對正值解的問題，這些都是尚有討論空間而未有最後定案的問題。

雲底高度和雲底條件的決定，是本文未討論但很重要的一個問題。在UCLA GCM中，行星邊界層的高度本身是個預報量，邊界層內假設有均勻混合的熱力學結構(Suarez et al., 1983)，因此雲底和雲底條件的決定並沒有太多的選擇。在假設雲底位於邊界層頂的條件下，參數法的應用似乎也未引致明顯的誤差，於是雲底高度和雲底條件決定的問題，在UCLA GCM中也就暫時性的被忽略掉。在一般多層次的邊界層模擬設計下，雲底高度和雲底條件的決定，因方法或假設的不同可能產生相當顯著的差異。雲底高度的不同可能影響各次雲族雲功函數的相對大小，進而可能影響雲底質量通量函數及積雲的回饋作用。雲底條件的不同，直接影響雲底的擾動通量，因此也可能影響積雲整體的回饋作用。在能量及質量保守的考慮下，雲底條件應可由雲底以下的質量通量垂直分佈唯一決定，如果雲底高度又以凝結開始處為基準，則雲底高度、雲底條件和雲底以下積雲質量通量之間，有絕對的關聯性，這是我們處理相關問題必須先確認的特性。

下沖流作用的參數化，在AS參數中是個相當

獨立的運算程序，此運算程序僅可能改變第六節所討論的 $(\partial h/\partial t)_c$ 、 $(\partial q/\partial t)_c$ 和 $(\partial T/\partial t)_c$ 的垂直分佈，它是個「附加」的運算，對整體參數法的邏輯結構和計算流程沒有絲毫影響，因此本文也未就下沖流問題進行討論。從物理上的推論可知，下沖流質量在抵消部分上沖流質量通量後，將減小積雲在中低對流層的增溫及減濕作用。相對來說AS參數法在只考慮上沖流的情況下，傾向於預報太強的積雲增溫及減濕作用，這將傾向於使模式的中、低對流層產生偏暖和偏乾的系統性誤差，這些現象正是早期使用AS參數法所發現的問題。Cheng and Arakawa (1990)的結論證實在加入下沖流作用後，模式偏暖和偏乾的系統性誤差可獲得相當顯著的改善。下沖流作用的例子說明AS參數法的一個優點，就是此參數法清楚物理描述，使因其缺失而產生的模式系統性誤差，可以具體的分析並賦予合理的物理解釋，而當我們對問題本質有深一層的認識時，我們得以在不影響參數法基本架構下，修改並提升整體參數法的合理性。

## 附 錄

### 雲譜模式基本運算流程

本附錄說明在已知相對捲入率的條件下，雲譜模式基本的運算流程，這些流程說明必須與正文對照始有義意。附圖1是基本運算流程的主流程示意圖，主流程的重點在於決定雲底條件，然後向上逐層的進行次雲族基本收支方程式的運算，並配合初估雲溫的計算，判別有無進行冰相變化相關運算的必要。附圖二是無冰相水診斷流程的示意圖，當無冰相水或相對於飽和的問題時，水汽及雲滴混合比的診斷相當的直截了當，所要考慮的只是飽和或次飽和的差異。由此可知，不考慮冰相水的話，雲譜模式應用的計算是很簡單的。

附圖3和附圖4是冰相水診斷流程的示意圖，在此我們先要計算相對於冰飽和之下的初估雲溫。在我們的設計中，我們先檢查冰相水和初估雲溫的一致性，其次將雲內次飽和與飽和的情況分開處理。次飽和的情況又可區分為絕對次飽和與條件次飽和兩類。條件次飽和指的是原為次飽和，但是在部分

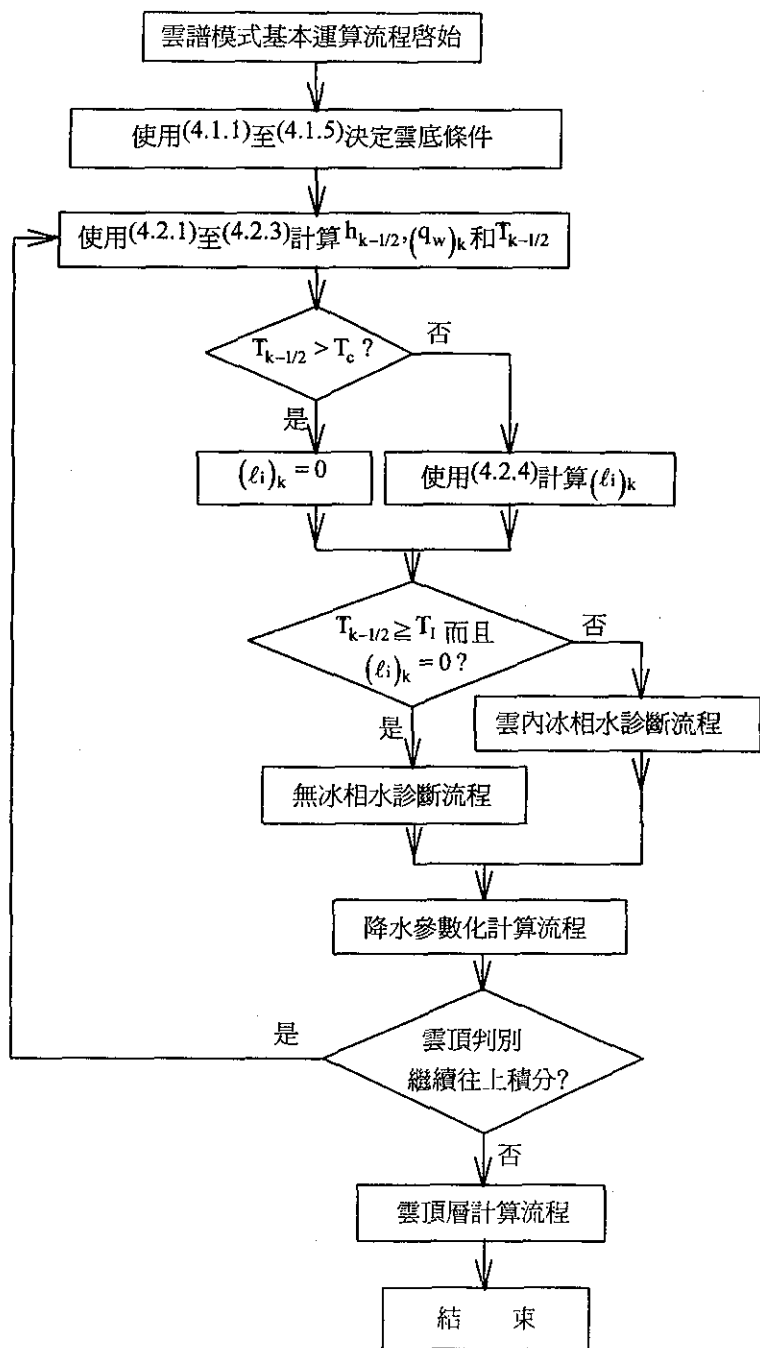
雲滴蒸發後可達飽和，或是在雲滴完全蒸發且有部分懸浮冰晶昇華後可達飽和。雲滴完全蒸發的條件次飽和情況，與雲溫低於完全成冰溫度的情況，兩者可同歸類為「飽和含冰晶但無雲滴」的計算類別。至此，所剩的都是「雲滴、冰晶共存」的情況。附圖4中虛線判別菱形部分是承接附圖3的流程而來。初估雲溫低於但實際雲溫卻不低於也不高於完全成冰溫度，是我們要判別的一個水冰共存的特例。除此之外我們可以確定水冰共存時，雲溫必高於完全成冰溫度。當初估雲溫低於但實際雲溫高於完全成冰溫度，此時必有新冰晶(與新雲滴同時)形成。當初估雲溫低於成冰溫度，只有在有新水汽凝結的情況始有新冰晶(與新雲滴同時)形成，否則懸浮冰晶混合比將無變化。如果初估雲溫高於成冰溫度，而卻無懸浮冰晶，這表示雲溫處於成冰溫度，而雲內正由相對於水飽和過渡到相對於冰飽和，或在很特殊條件下，這也可能表示雲溫略高於成冰溫度，而濕度為相對於水次飽和但相對於冰飽和。

## 致 謝

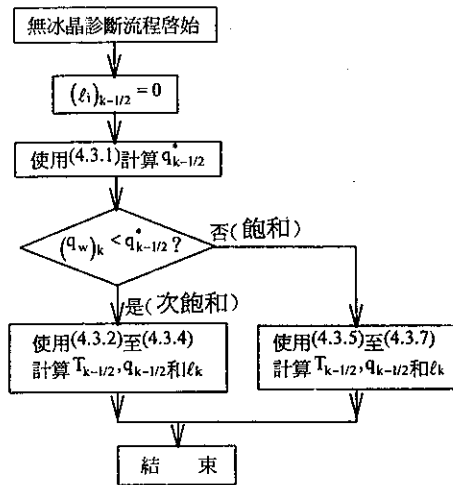
作者感謝王作臺教授許多正面的建議，柯文雄教授細心的閱覽全文，及童雅卿小姐協助完成校對。本文是在國科會計畫NSC 84-2111-M-052-006 AP4資助下完成。

## 參考文獻

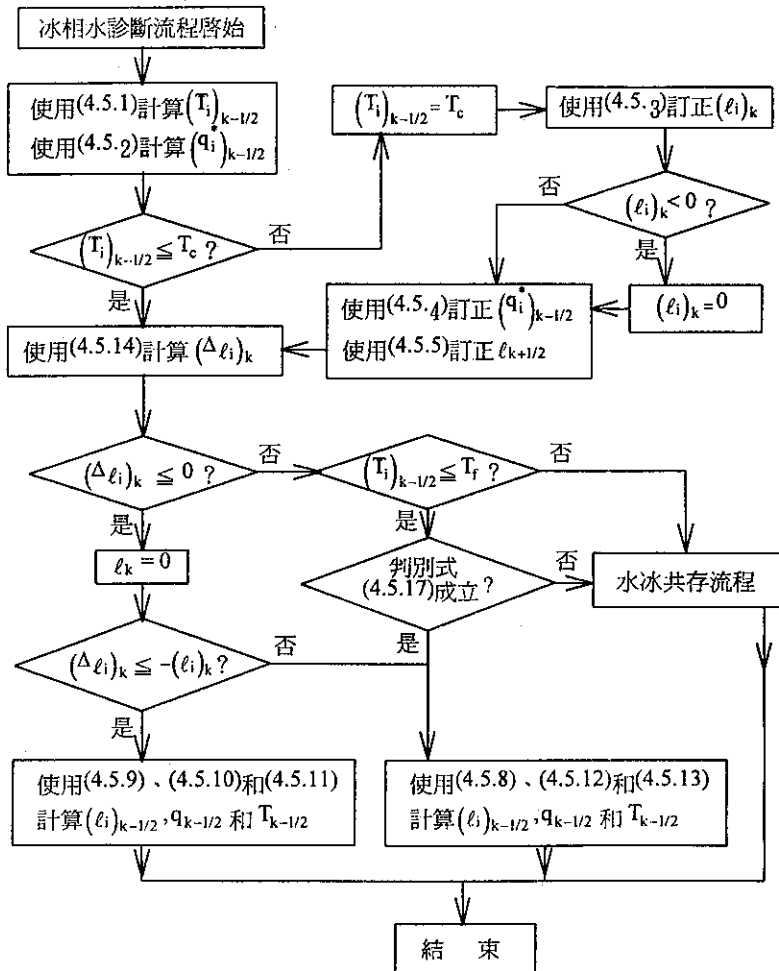
- Arakawa, A., 1972: Design of the UCLA general circulation model. Technical Report NO. 7. Dept. of Atmos. Sci., UCLA, Los Angeles, CA 90024, 116pp.
- Arakawa, A., and M.-D. Cheng, 1993: The Arakawa Schubert cumulus parameterization. The representation of cumulus convection in numerical models of the atmosphere. K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Ed., Amer. Meteor. Soc., 123-136.
- Arakawa, A., and V.R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA General Circulation Model. Methods in Computational Physics, 17. Academic Press,



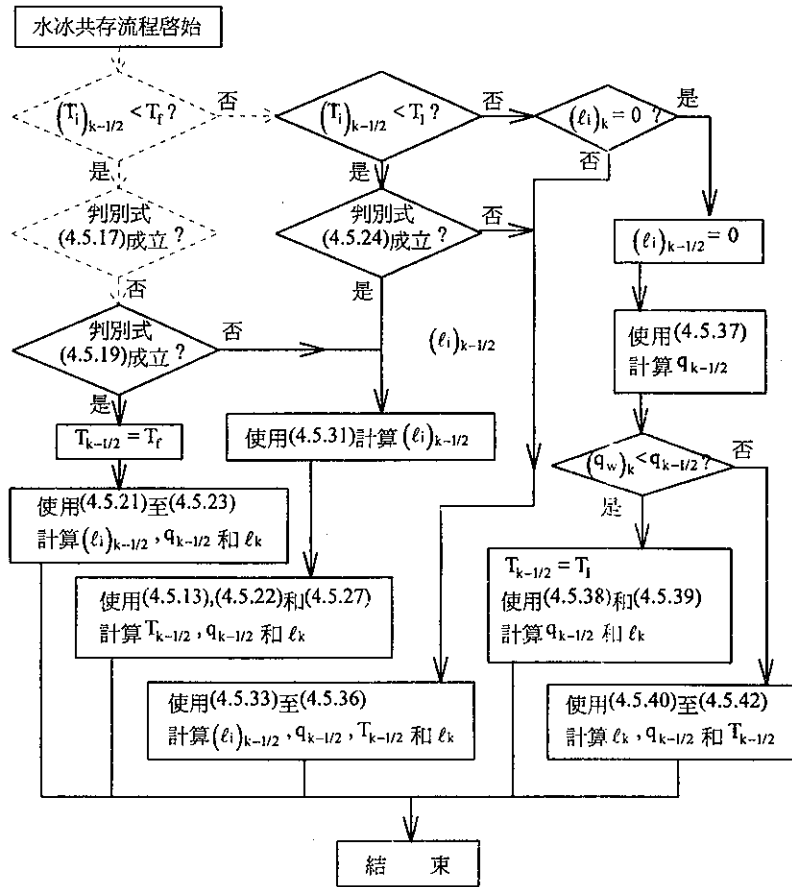
附圖1：已知相對捲入率條件下，雲譜模式基本運算流程示意圖。



附圖2：無冰相水條件下診斷流程示意圖。



附圖3：雲內冰相水診斷流程示意圖。



附圖4：水冰共存計算流程示意圖。

New York, 173-265.

Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J. Atmos. Sci. 31, 674-701.

Cheng, M.-D., and A. Arakawa, 1990: Inclusion of convective downdrafts in the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. Technical Report. Dept. of Atmos.Sci., UCLA, Los Angeles, CA 90024, 69pp.

Cheng, M.-D., and A. Arakawa, 1993: A cumulus parameterization with rainwater budget and convective downdrafts. 20th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 10-14 May 1993, San Antonio, Texas, Amer. Meteor. Soc., 313-316.

Cheng, M.-D., and A. Arakawa, 1994: Effects of

including convective downdrafts and a finite cumulus adjustment time in a cumulus parameterization. 10th Conf. on Numerical Weather Prediction. 18-22 July, 1994, Portland, Oregon, 102-104.

Lord, S. J., 1982: Interaction of a cumulus ensemble with the large-scale environment. Part III: Semi-prognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. J. Atmos. Sci., 39, 88-103.

Lord, S. J., and A. Arakawa, 1980: Interaction of a cloud ensemble with the large-scale environment. Part II. J. Atmos. Sci. 37, 2677-2692.

Lord, S. J., W. C. Chao, and A. Arakawa, 1982: Interaction of a cloud ensemble with the large-scale environment. Part IV: The discrete model.

- J. Atmos. Sci. 39, 104-113.
- Moorthi, S., and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. Mon. Wea. Rev. 120, 978-1002.
- Randall, D. A., and D.-M. Pan, 1993: Implementation of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. The representation of cumulus convection in numerical models of the atmosphere. K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Ed., Amer. Meteor. Soc., 137-144.
- Randall, D. A., J. A. Abeles, and T. G. Corsetti, 1985: Seasonal simulations of the Planetary Boundary Layer and boundary-layer stratocumulus clouds with a General Circulation Model. J. Atmos. Sci. 42, 641-676.
- Suarez, M. J., A. Arakawa, and D. A. Randall, 1983: The parameterization of the planetary boundary layer in the UCLA general circulation model: Formulation and results. Mon. Wea. Rev., 111, 2224-2243.
- Yanai, M., and R. H. Johnson, 1993: Impacts of cumulus convection on thermodynamic fields. The representation of cumulus convection in numerical models of the atmosphere. K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Ed., Amer. Meteor. Soc., 39-62.

## COMPUTATIONAL PROCEDURES FOR THE ARAKAWA-SCHUBERT PARAMETERIZATION

Ming-Dean Cheng  
Central Weather Bureau

### ABSTRACT

The paper by Arakawa and Schubert (1974) provided a theoretical framework for the parameterization of cumulus convection in numerical models. However, the original purpose of that paper was aimed at a understanding of the interaction between a cloud ensemble and its large-scale environment. Therefore, it does not provide sufficient explanation as how and what equations should be used in constructing a parameterization scheme nor does it provide a logical structure needed for constructing an applicable scheme. The presented paper discusses the computational procedures for the Arakawa-Schubert parameterization, including the preparation of input variables, the application of a cumulus ensemble model with ice phase, and the calculation of the large-scale forcing and the mass flux kernel for solving the cloud base mass flux distribution function. This paper is intended to be an entry for the understanding of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization either for a practical purpose or a touch of the basic theory of Arakawa and Schubert. We, therefore, explain in the paper most of the reasons why a particular procedure should be taken to formulate the parameterization and how each procedure, is related to the original theory of Arakawa and Schubert.

# 中央氣象局短期氣候變化監視分析報告： 1994年11月與12月

盧孟明

中央氣象局 科技中心

陳雲蘭

中央氣象局 預報中心

## 摘要

現階段中央氣象局預報中心長期預報課例行之氣候監視工作依對象大致可歸納至四項：(1)熱帶環流場，(2)熱帶對流運動，(3)中高緯度長波擾動及(4)海面溫度與ENSO。我們以一九九四年十一月與十二月為例，簡單地介紹目前的監視工作與結果。十一月台灣全島屬高溫少雨狀態，少雨現象以南部與東部最為明顯。十二月仍屬高溫，降雨則是正常到偏多，偏多情形以台北最明顯。我們發現台灣的月平均氣候狀態與大氣的平均大尺度環流狀態關係並不完全一致，其原因在於十二月份在環流上有明顯的轉變。這種轉變不能表現在環流的月平均場及其距平上，但是卻是預報工作中最需要掌握的現象。本文中，我們檢討了目前監視工作的完備性與改進方向，對於預報工作可能有其參考價值。

關鍵詞：氣候監視

## 一、前言

短期氣候(時間尺度從月到年)變化近年來甚為受到重視。其主因大概有二：(1)全球氣候變遷問題已不容忽視，(2)聖嬰—南方振盪(ENSO)伴隨之地區性異常氣候甚為明顯。另外，隨著資訊工業革命，觀測技術突飛猛進，人類對於氣候問題能有更精細準確之瞭解的夢想正在逐步實現中。

研究氣候問題的方式主要有資料分析與數值模擬。前者最大的限制在於資料取得不易且累積速度緩慢，難以應付需要；後者又受制於吾人認知之有限，但氣候的系統卻是一極其複雜的多重尺度交錯並存的非線性系統。縱使模擬氣候在計算技術與設備上不成問題，在模式建構的完整性上仍有太多的未知因素。因此，面對如此龐雜問題時，不能不審慎擬訂方法與步驟，並合理地預估可能獲得的成果。另一方面，特別是在氣候問題上，學術研究與實際氣象預報作業可說是非但沒有明顯的分界，並是相互依賴並行進步的。研究改進氣候數理和統計模式均要不時依實際發生的氣候來校驗修正，而更新吾人對於當前氣候狀態的認識和瞭解是當前每一個先進氣候預報作業單位的責任，這也是監視氣候

變化這項工作的主要目的之一。

「氣候變化監視」顧名思義為密切注意當前之氣候狀態和其中變化的特性。然而，像監視工作究竟應當包含那些要素？氣候狀態與變化又當如何界定？等等都不是容易回答的問題，其答案或可說是依我們關心的對象而變。以目前中央氣象局發佈之長期天氣預報來說，其中包含台灣北、中、南、東四區的旬、月與季之溫度與降雨預報(請參考中央氣象局月、季長期天氣展望)。因此，若是以幫助預報作為我們監視工作的目標，則吾人首先要有對於現在氣候的狀態和未來在台灣不同區域旬、月與季之溫度和降雨分布關係的基本認識。可惜的是在這一方面我們到目前為止所知仍甚為貧乏，希望藉著「氣候監視」和後續之氣候分析研究工作得以改進。另外，從學理上來說旬、月與季預報的有效預報指標(或預報因子)應該是各不相同的。以第一個旬報預報(實際作業約為10至20日預報)而言，大氣的長波狀態和運動或許扮演著最重要的角色。長久以來氣象學者們相信大氣的長波運動是有一些比較清楚的規則可循，這種規則可用以幫助我們分析和解釋一些監視到的現象並預測未來。隨數值天氣



預報技術的進步，利用數值模式來改進7日之後的預報也是國際上一些主要氣象預報中心努力的重點之一。在改進技術的同時，監視實際大氣的變化是不可或缺的。至於第二和第三個旬的預報技術上可能只有賴於統計結果與經驗推測，並配合與季預報結果的一致性。季預報方面目前氣象界的共視是以海面溫度為最有效的指標，實際上這應是受限於我們在大氣下邊界方面資訊之不足。相信，隨著觀測技術的進步，地表狀態會愈來愈受到重視。無論如何，以季之時間尺度的變化而言，大氣絕對是有相當程度受到外力的控制。然而在不同的外力條件之下，地球上各個區域的氣候會如何反應？仍是一沒有解答的問題。

現階段中央氣象局預報中心長期預報課例行之氣候監視詳細場量列於表一中，監視之對象大致上可歸納成(1)熱帶環流場，(2)熱帶對流運動，(3)中高緯度長波擾動，(4)海面溫度及ENSO。其中明顯缺乏的一項是對於地表狀態的監視，這也是世界氣象組織及國際氣象界在未來十年於觀測資料的蒐集上主要努力改善的方向之一。另外要注意的一點是，表一乃根據氣象局現有之數據資料所列，還有許多由其他氣象作業單位提供的圖表及文字相關資訊並沒有列在表中。這些資訊也非常重要，但因與本文的目的不盡相符，於此不多作說明。

本文的目的在以一九九四年十一月與十二月之

監視結果為例，簡單分析前述四項氣象特徵與實際台灣短期氣候狀態的關係，並以利用監視結果作為改進20日天氣預報之參考為最終目標。另外一方面，我們亦可藉此檢討氣候監視工作之完備性，以供日後參考改進之用。台灣處於亞熱帶緯度區，天氣可謂是受到中高緯度和熱帶大氣的交互作用所控制，因此在氣候監視的工作上勢必要中高緯度與熱帶地區並重。因受篇幅所限，我們僅選擇列舉在表一中的少部分結果進行討論。

二、台灣短期氣候特徵

台灣之北、中、南、東四區的天氣要素可以以台北、台中、高雄及花蓮四個測站之資料為代表。圖1與圖2分別顯示出四個測站在一九九四年十一月與十二月溫度和日降雨量隨時間之絕對和相對於氣候值的變化。從圖1我們看出十一與十二月四區的溫度均偏高，在程度上十二月要比十一月還要高，並且十二月中又以十二月上半月之第2至第3候的溫度最為突出。這段期間全省的氣溫均較氣候值高出許多。其次在十一月中旬台北與花蓮的溫度較氣候值偏高的幅度也不小，約在3℃左右。在降雨的方面，南部與東部十一月降雨明顯偏少，十二月的降雨則四站均呈正常到偏多的現象，其中以台北的雨量最多，並以二峰型態分布在十二月中與下旬(圖2)。十二月二十五日的降雨量是受到鋒面與熱帶性

表 1. 本局長期課氣候監視目前使用的部分資料及圖表

數據資料				圖類		
原始量	導出量	高度層	資料來源	X-Y	X-Time	Y-Time
風場(1)	流函數(2)	200hPa 850hPa	EC (1)(4)(5)	月平均	赤道(5°S-5°N)	
	速度位(3) 渦度(4) 輻散(5)		CWB (1)(2)(3)(4)(5) NMC (1)(2)(3)(4)(5)	月平均距平 逐日	亞熱帶(25°N) 中高緯(30°N,60°N)	
高度場		500hPa	EC NMC	月平均 月平均距平 逐日	亞熱帶(25°N) 中高緯(30°N,40°N,60°N)	
溫度場	SST	SFC	NMC	月平均 月平均距平 逐週		
衛星觀測	OLR EBBT		NMC CWB	月平均 月平均距平 逐日	赤道(5°S-5°N)	依赤道附近地區而定： 印度洋 (60°E-90°E) 中南半島、印尼(90°E-120°E) 印尼、新幾內亞(120°E-150°E) 西太平洋 (150°E-180°E)

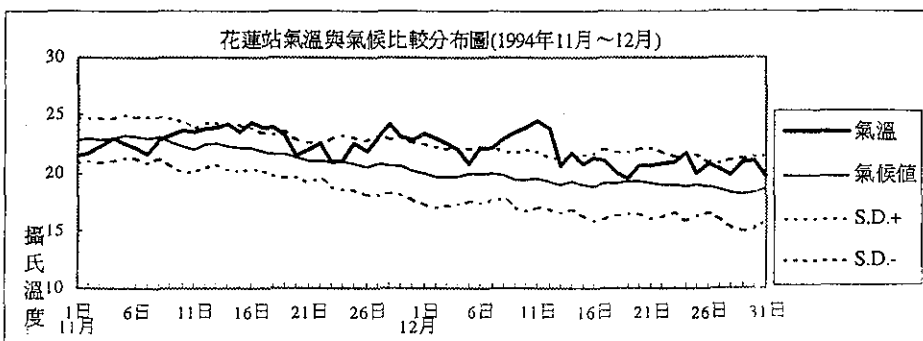
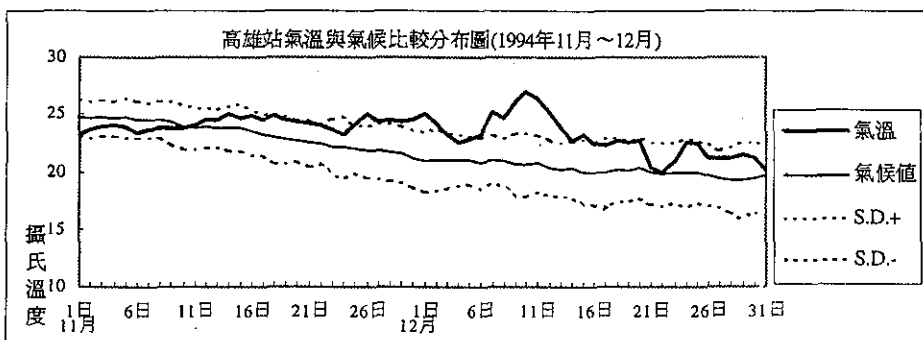
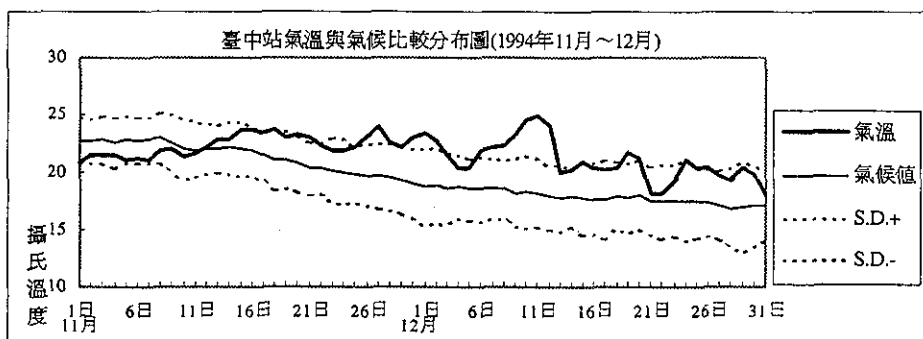
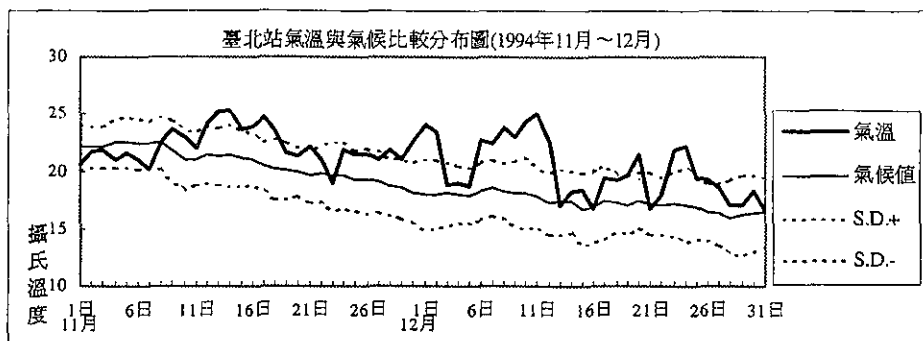


圖 1. 臺灣地區北中南東四個測站氣溫與距平分布圖

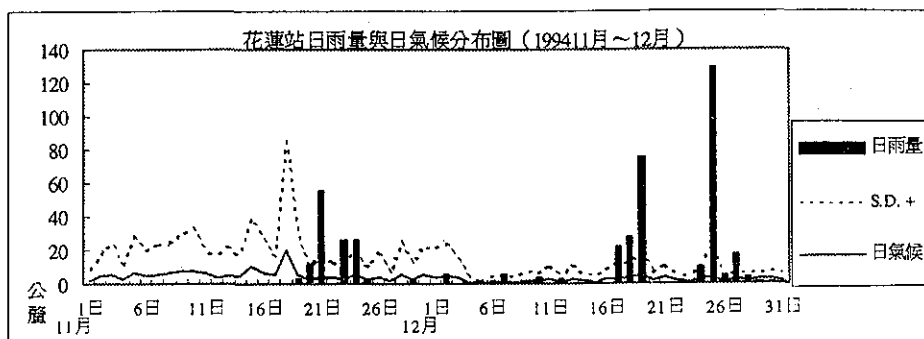
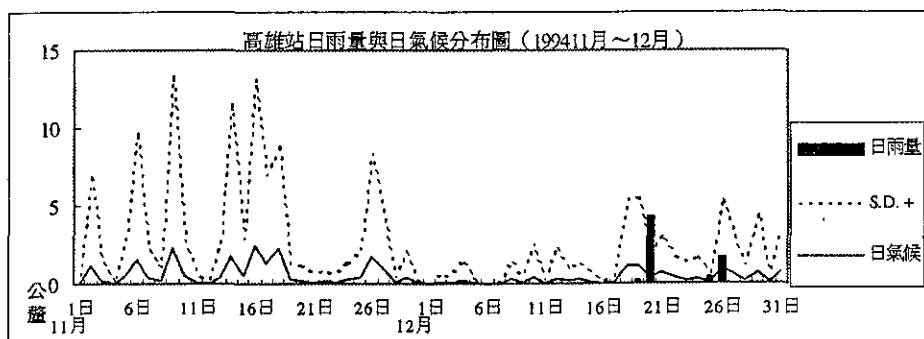
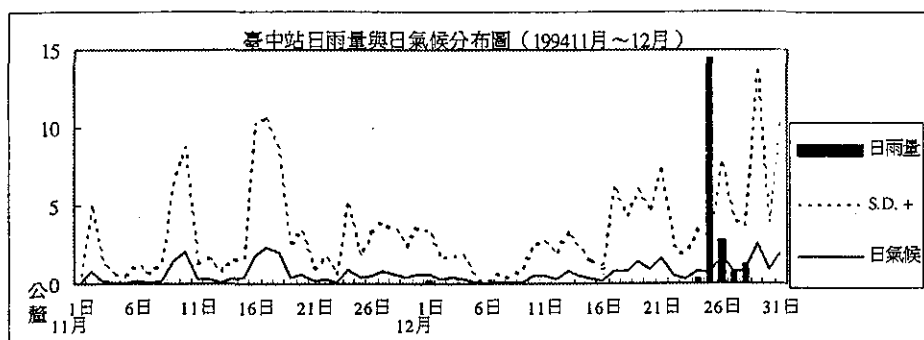
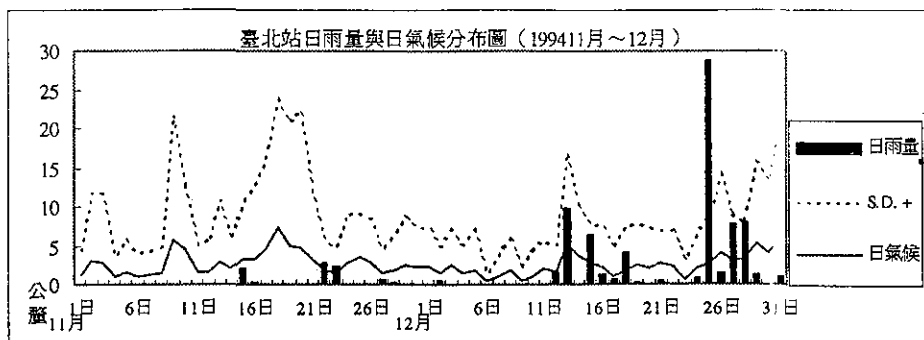


圖 2. 臺灣地區北中南東四個測站日雨量與日氣候分布圖

低氣壓外圍雲系的雙重影響造成的(廖 1995)，但與過去的紀錄相比，台北與花蓮的單日降雨量是相當驚人的。在十二月下旬，北太平洋西部出現過兩個颱風。

根據中央氣象局月長期天象展望第276及278號中的紀錄，十一月全省天氣普遍是高溫少雨的狀態。以月平均溫度距平來看，十二月溫度與十一月相比更為偏高，但是在雨量方面也以十二月為偏多，其中東岸的偏多最為顯著。以花蓮為例，其月降雨量為氣候值的五倍多。從圖2來看，花蓮若除

去十二月二十五日的單日異常降水，其月降雨量仍為氣候值的三倍左右。這些異常現象雖未釀成重大災害，但是值得吾人深入研究，並分析其短期氣候型態轉變的機制，以作日後預報的參考之用。

### 三、資料來源

在本篇報告中我們所討論的月平均和距平是根據美國國家氣象中心(NMC)所提供的資料，而討論到的逐日資料是根據歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)所提供的資料。中央氣象局的第二代全球

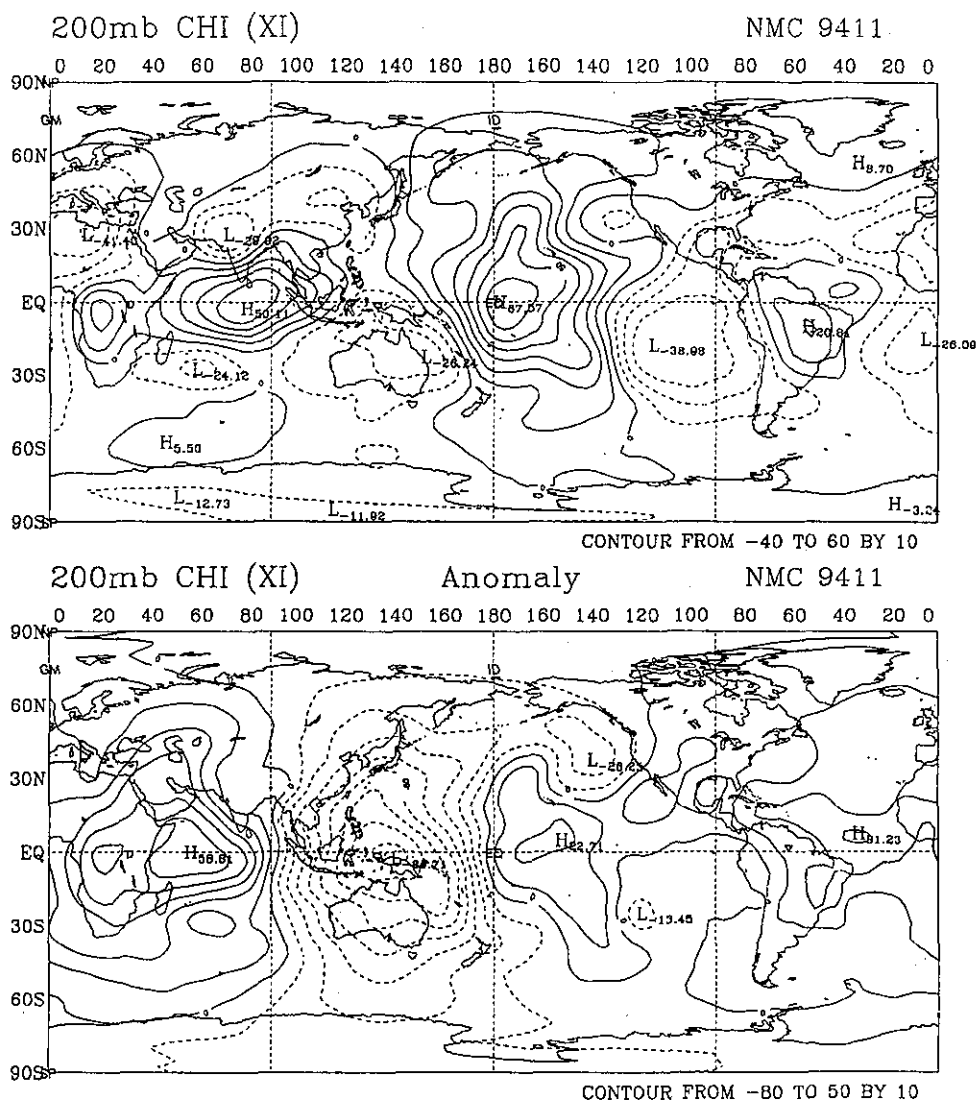


圖 3a. 上圖：一九九四年十一月200hPa速度位月平均圖；

圖 3b. 下圖：一九九四年十一月200hPa速度位距平圖。

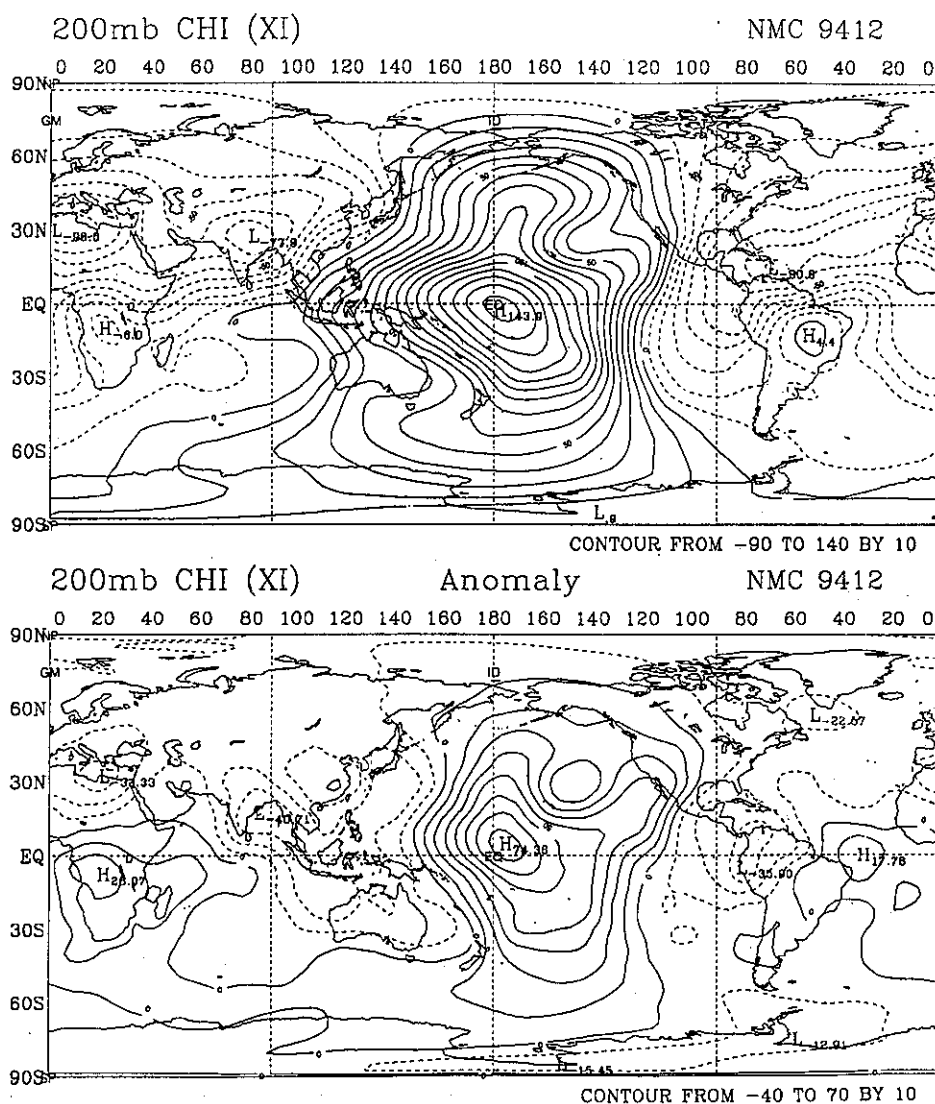


圖 4. 同圖3，但爲一九九四年十二月。

數值天氣預報模式因爲正式作業尙不滿一年，模式仍在調整階段，在本報告中暫不提出討論。但是實際作業當中，中央氣象局的模式產品仍被固定且對等地利用。

#### 四、熱帶環流與對流

##### 1. 200hPa速度位

200hPa速度位普遍被接受爲最可代表熱帶環流特性的導出量場，其圖型基本上可顯示出在全球尺度上輻散運動最旺盛的區域分布情況。十一月及十

二月之速度位平均和距平值分別表示在圖3和圖4中。圖3a中表示出的十一月200hPa速度位平均值在赤道附近有四個極大(正值表示輻射)中心，分別在非洲、印度洋、西太平洋換日線附近和巴西。圖3b的十一月平均距平圖顯示出當月的熱帶對流運動在空間分布上與氣候值相比差距甚大。在赤道附近印尼群島一帶速度位場有負距平，表示在該區對流運動與氣候值相比較不活躍。反之，在非洲和印度洋以及東太平洋至北美洲(墨西哥與美國中西部)還有熱帶大西洋上的對流運動均比氣候平均值更活躍。

十二月的速度位平均距平(圖4b)分布與十一月相比相當類似。首先，圖4a的十二月平均速度位場顯示出十一月的多個速度位極值中心結構已經改變。速度位基本上是波數為1的結構，輻散中心在西太平洋靠近換日線附近並從中心往北北東、東北東、東南及西北西四個方向延伸。圖4b的距平場和十一月比最大的差異處可說在地中海、西亞直到印度洋一帶。十一月時速度位在這些區域是正距平，到十二月時轉為負距平。

## 2. OLR

速度位是一全球定義的導出量，或許隱含有模式的不確定性在內。由衛星觀測資料推導出的 Outgoing Longwave Radiation (OLR)則可以更加客觀的標出熱帶大氣對流運動的特性。十一月與十二月的OLR平均距平圖表示在圖5和圖6中。比較圖5a和圖6a，我們看到對流旺盛的區域基本位置與前

面速度位所表示的大致相符，其中在東太平洋赤道兩邊的南太平洋輻合帶(SPCZ)和「北太平洋輻合帶」在圖6a中顯得特別清楚。圖6b中應顯示出從西太平洋往東北到墨西哥西岸的旺盛對流帶與氣候值相比並不尋常。從圖5b與圖6b可以看出東南亞和印尼一區對流運動活躍度低於氣候值，圖6b更顯示出北太平洋上OLR距平為正，隱含著綜觀尺度擾動較不活躍的意義。

前面所討論的熱帶環流與對流都是根據月平均值或是月平均距平值。要對於預報工作有直接的幫助，則不能不參考一些顯示系統如何隨時間變化的指標。以OLR而言，一般最常用的應是從 $5^{\circ}\text{S}$ 到 $5^{\circ}\text{N}$ 平均OLR的時間與經度剖面圖(圖7)。圖7顯示在十一月底以前對流旺盛的區域主要有四：非洲( $10^{\circ}\text{E}$ — $30^{\circ}\text{E}$ )、印度洋( $70^{\circ}\text{E}$ 附近)和孟加拉灣( $110^{\circ}\text{E}$ 附近)、西太平洋( $180^{\circ}\text{E}$ 附近)與南美( $60^{\circ}\text{W}$

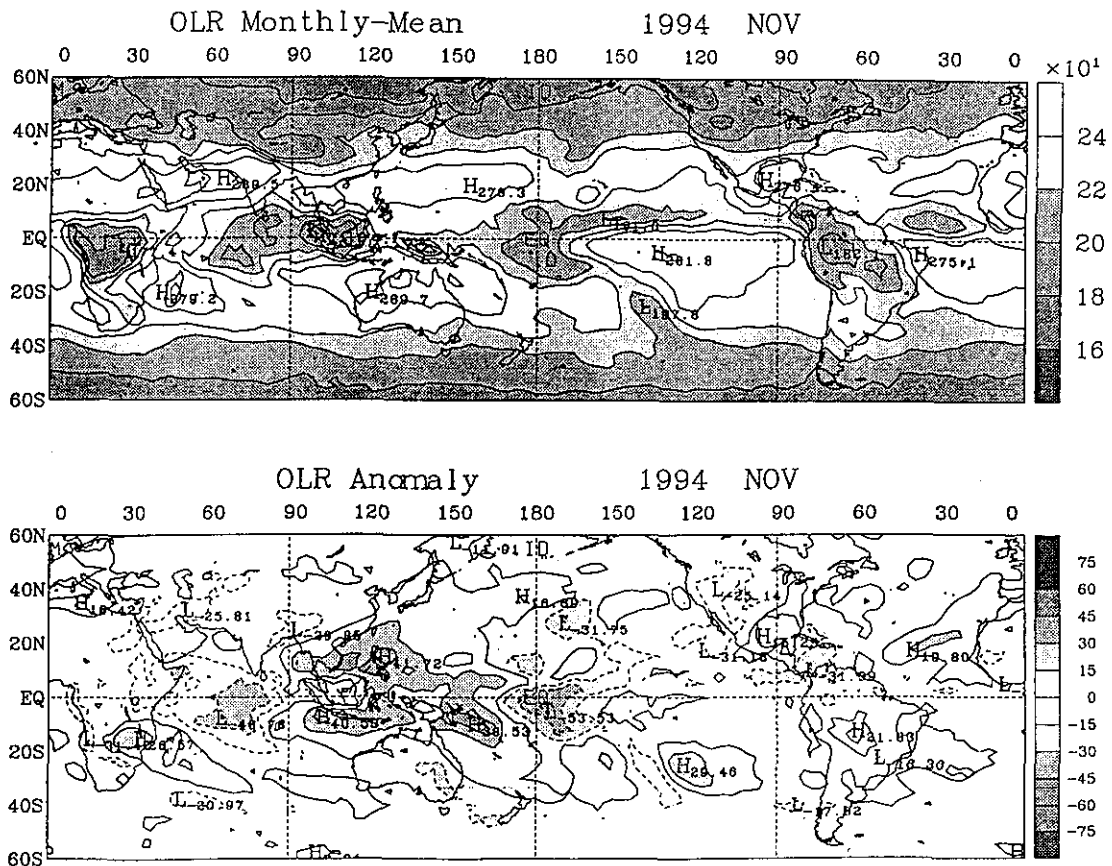


圖 5. 同圖3，但為OLR場。

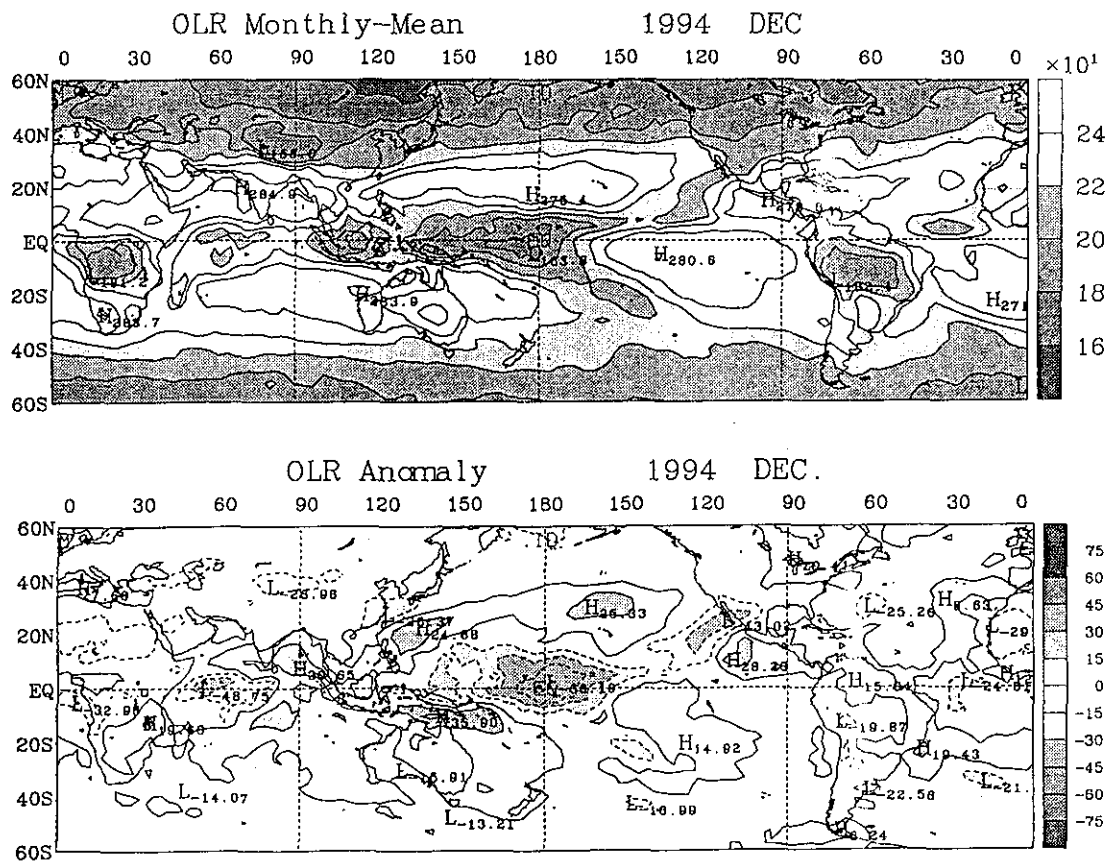


圖 6. 同圖4，但為OLR場。

—80° W)。這些地區與前面在圖3至圖6所顯示的特徵是一致的。在十一月中旬赤道附近的對流特性開始有明顯的轉變。首先是印度洋上的對流運動明顯增強，隨之非洲的對流運動減弱，西太平洋之對流中心稍微往東偏移而且南美的對流運動增強。到了十二月整個對流運動有比較戲劇性的轉變。非洲和南美洲的對流明顯減弱，十一月出現在印度洋的對流中心在十二月不復存在，整個對流系統有往東移的現象，並且在西太平洋換日線附近滯留發展。熱帶地區的對流運動有明顯的類似週期性變化，並且以一至二個月的週期最為明顯。但因為其週期變化範圍甚大，並且移動的特性不一，對於長期天氣預報作業究竟具有何種幫助性，還需要深入研究。在研究的目標中最需要找出關係的可能是如何藉大尺度波動或環流的變化特性來判斷對流在時空上可能的發展趨勢。

### 3. 熱帶風場

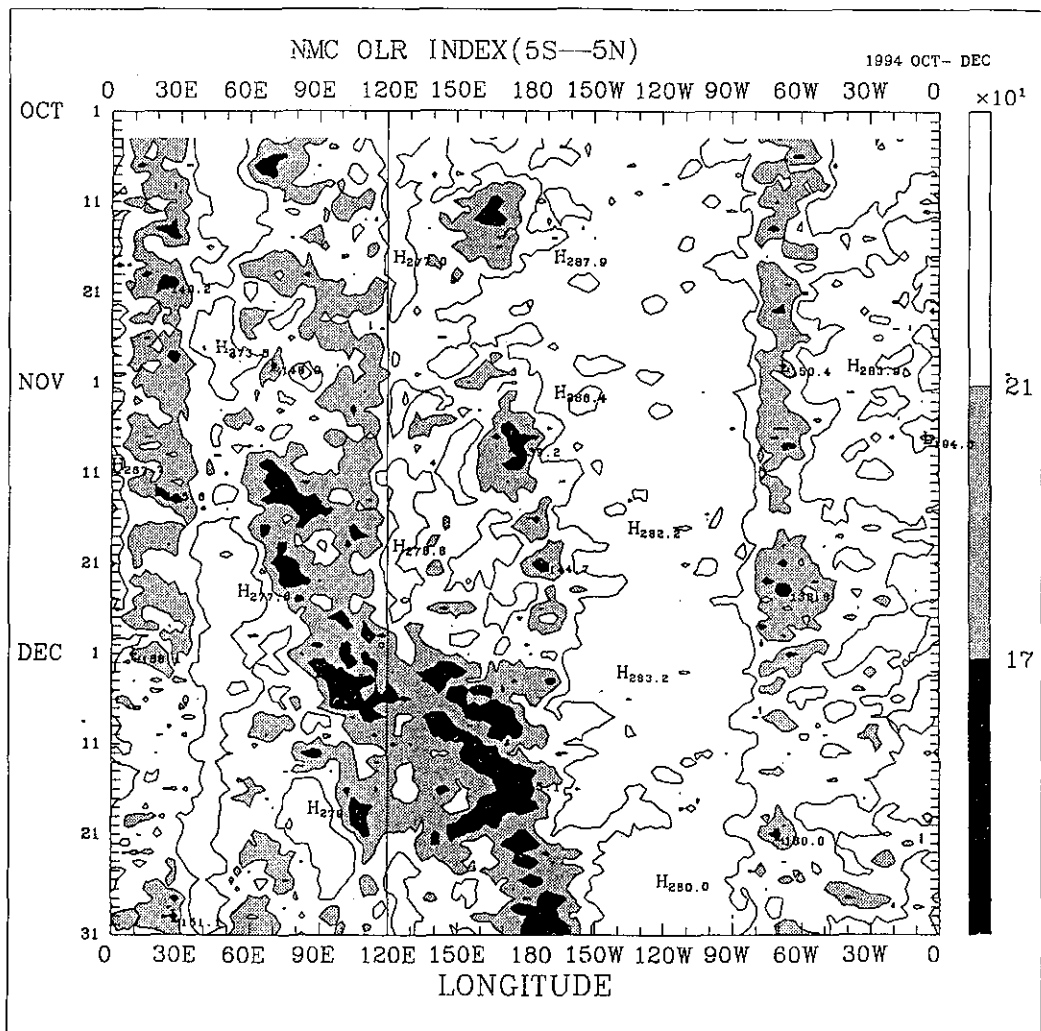
到現在為止我們所討論的熱帶環流主要著重在對流及運動的輻散分量。但是熱帶風場中輻散分量平均僅占總量的五分之一左右，因此並不能直接代表熱帶環流的特性。另外，除了瞭解熱帶環流狀態之外，根據熱帶風場我們還可以推測中低緯度之間可能已存在或即將發生的交互作用。因此，監視熱帶風場的變化是必要的。

在200hPa上從5° S到5° N平均的u在時間和經度上的剖面圖表示在圖8中。圖中顯示因著季節的轉變，u的結構從十月到十一月有明顯的變化其中最清楚的是在東太平洋和南美上西風分量近乎持續地增強。另外，在大西洋上的西風從十月到十一月也在增強。以十一月和十二月為例，大西洋上的西南有週期約為十天到二十天的振盪性變化。對台灣冬季天氣而言，「寒潮」是最重要的天氣系統，因

而大西洋及非洲上的亞熱帶高空噴流強弱是一個重要的監視指標。Hsu et al. (1990)分析 1985/86冬季之季內振盪動力過程時指出，東亞寒潮爆發與高層大氣中羅士培波列之路徑與其活躍程度有關。雖然在Hsu and Lin(1992)中統計出的羅士培波列結構在西歐、北非與西亞附近是呈由西歐往東南而下到西亞走向(參考本文中圖9與圖10之距平圖)，但是要將這個概念直接應用到短期氣候監視工作或是旬預報上，目前尚有困難。另外，統計出的波列結構是針對週期較長的擾動，而非綜觀擾動系統。然而在應用亞熱帶波列與寒潮關係概念到兩週預報過程

中，我們發現亞熱帶地區西風分量之強弱可以代表斜壓擾動的活躍程度，即類似Hsu et al.(1990)中指出的羅士培波列活躍程度。在中高緯度長波配合的情況之下，當十二月中旬大西洋上出現持續的強西風時，可能經過兩週後在亞洲大陸東岸會有強烈寒潮爆發。事實上，在次年一月三日開始，台灣即受到鋒面影響，之後氣溫持續下降；一月六日清晨全省各地出現入冬後的最低溫。

除了在200hPa的u之外，在850hPa的u也是我們監視的對象之一。但是低層風場對中長期天氣預報而言比較不具預報價值，因篇幅的限制在此便不對





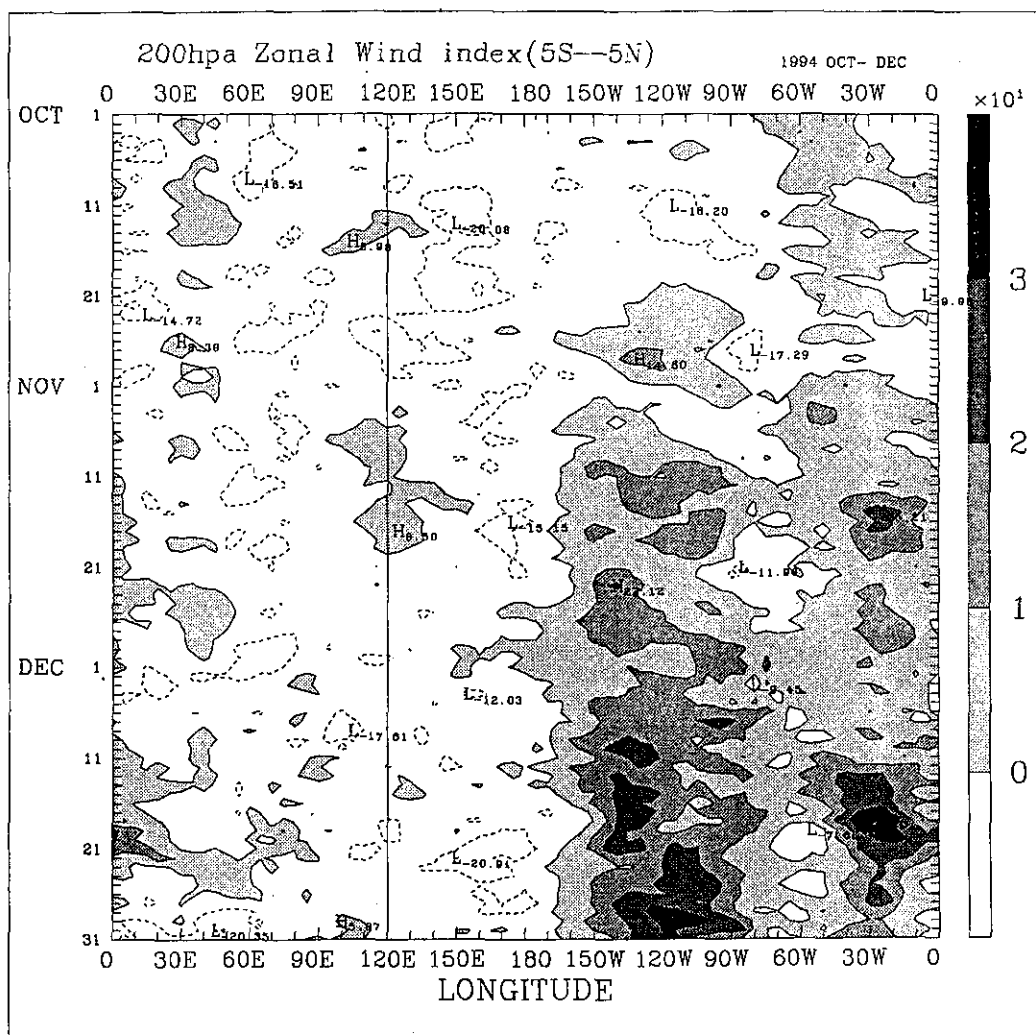


圖 8. 同圖7，但為200hPa u。其中等值線間隔為 $10\text{ms}^{-1}$ ，正值(實線)代表西風，負值(虛線)代表東風，陰影愈深表示西風愈強。

其多作討論。

## 五、中高緯度波動

### 1. 200hPa流函數

中高緯度的波動在傳統上習慣以500hPa的高度場來代表。在中高緯度還可以這麼做是因為大氣基本上是正壓的結構；而熱帶地區的大氣基本上屬斜壓結構並且質量場的擾動非常微弱，台灣正是位於這兩帶大氣之間，即高層亞熱帶噴流的南緣。在能兼顧中高緯及熱帶波動特點的條件下，監視200hPa上流函數的變化可能是較佳的選擇。

圖9和圖10分別是十一月和十二月的平均200hPa流函數場與距平。流函數與周圍值相比偏正的區域表示該區環流場有相對較大的順時鐘旋轉分量，反之偏負的區域表示有逆時鐘旋轉分量。因此，在圖9a中赤道偏北處從非洲到南海有一反氣旋式環流；在西太平洋換日線以東處也有一反氣旋式環流。在東太平洋低緯區有深槽從南北半球向赤道伸入。儘管我們藉此對平均環流可以獲得相當的概念，但是從流函數的平均場還是不容易對波動特性有準確的認識。在這一方面，從月平均的距平圖能彌補一些缺欠的資訊。

從圖9b中我們看到不僅是在中高緯地區有明顯的異常環流，在低緯帶也有清楚的波列結構。一支波列可算是從墨西哥與美國上的西南東北走向的反氣旋式環流開始，接連著北大西洋氣旋、西歐反氣旋、地中海氣旋、阿拉伯半島與阿拉伯海氣旋直到印度和中南半島上的氣旋式環流。另一支波列是從北太平洋跨赤道直到南太平洋換日線附近。但是最醒目的系統仍是北太平洋的強大東西橫向反氣旋式環流。這個反氣旋式環流意義著東亞噴流和東亞

主槽偏弱，也或許是十一月份時台灣各地溫度偏暖並降水偏少的主因。

圖10a顯示十二月的200hPa流函數平均場和十一月有極大的不同。在熱帶地區方面西太平洋印尼群島北方的反氣旋式環流已經形成。但是圖10b的距平場顯示此反氣旋要比氣候場稍弱並且在澳洲上方的反氣旋式環流也還沒有發展出來。這種異常環流的型態與過去許多研究結果顯示ENSO暖期時澳洲季風較弱是一致的。

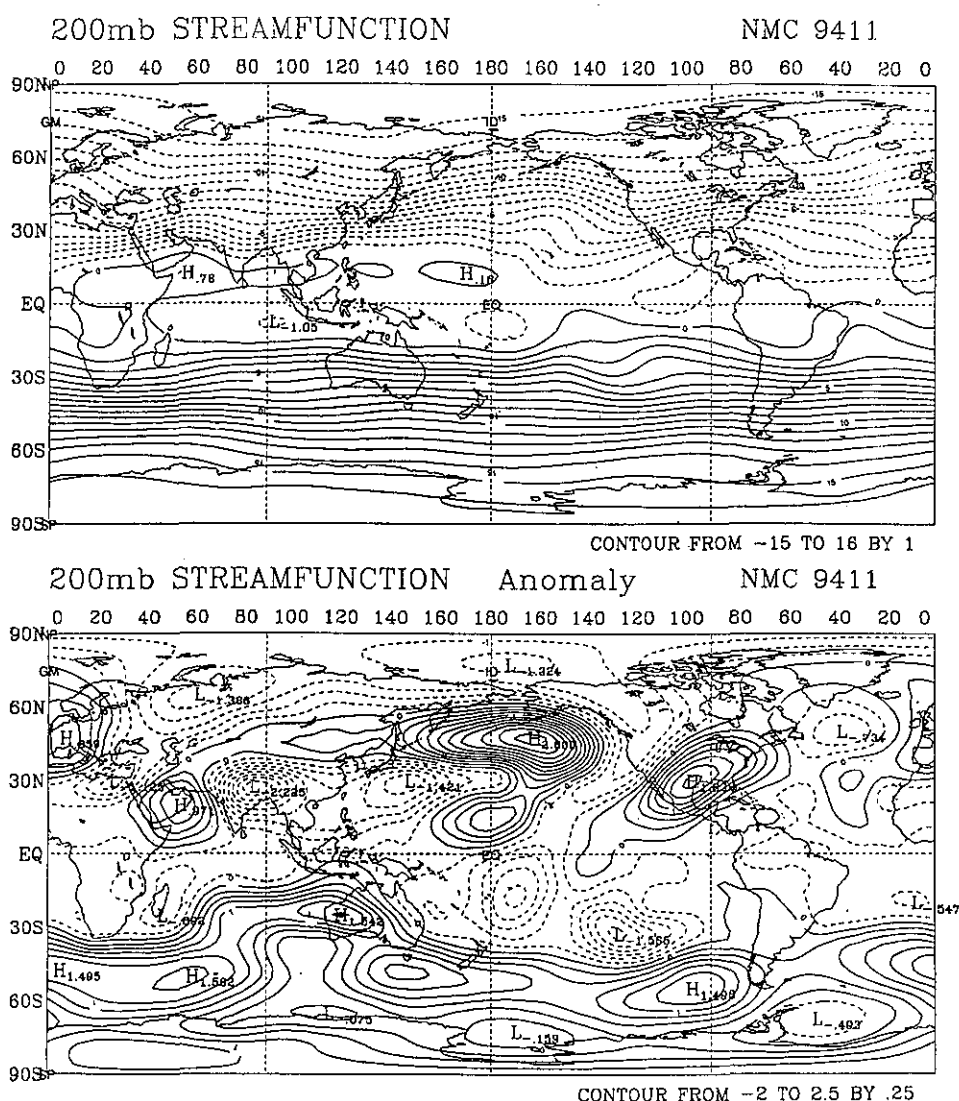


圖 9. 同圖3，但為200hPa流函數。

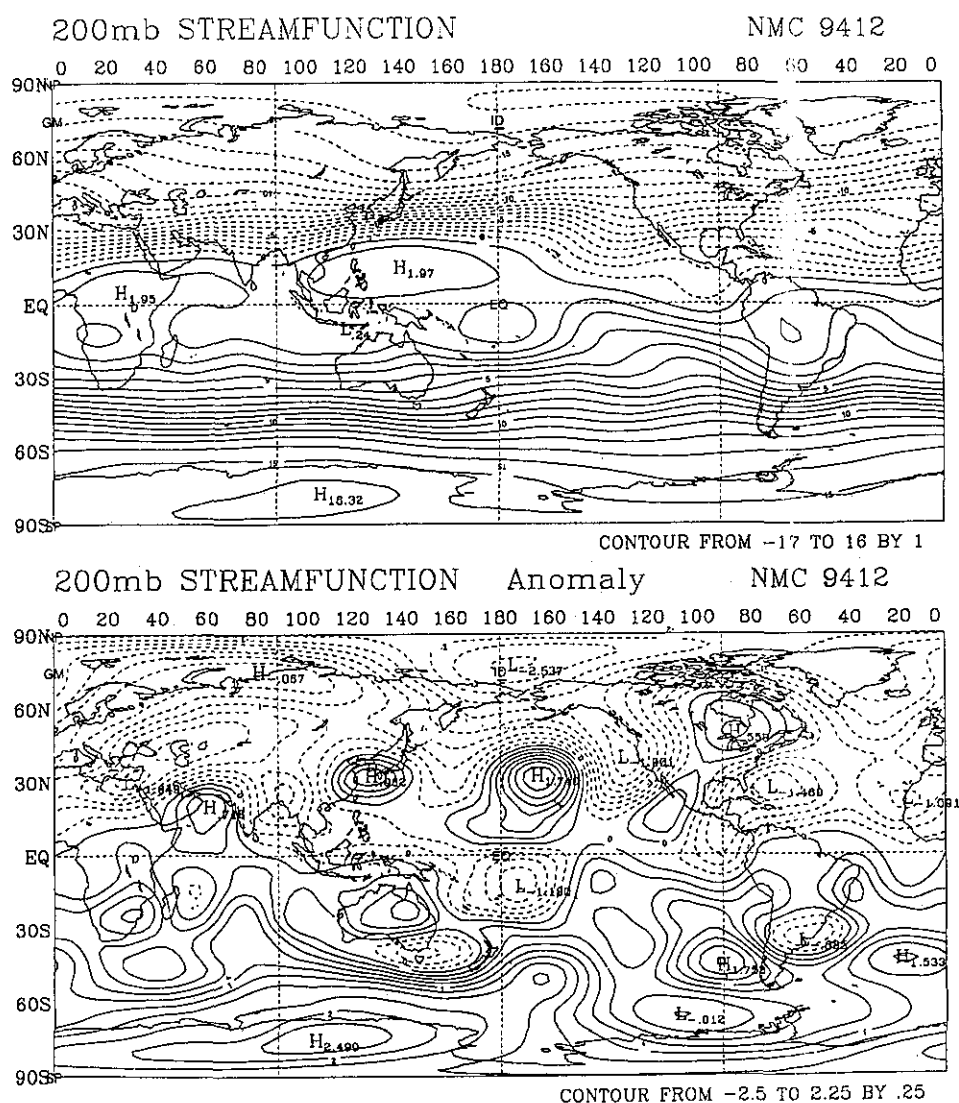


圖 10. 同圖4，但為200hPa流函數。

圖10a中伴隨著西太平洋上反氣旋的發生，在西半球(換日線以東至 $0^{\circ}$ W)赤道上西風與十一月相比變得更強。這種西風增強的現象與前面在圖7看到的南美洲對流減弱和圖8中西半球的西風增強是一致的。究竟是西風增強導致對流運動的減弱或是對流運動的減弱導致西風增強？目前仍是一有爭議性的問題。另外，從圖10b中看到異常環流的分布以熱帶與副熱帶而言相當零亂，其中又以南半球的東半部最為明顯。這也許表示十二月的異常環流還不穩定，其型態隨時間會繼續轉變。

#### 2,500hPa高度場

500hPa高度場是一般中長期天氣預報常使用之變數場之一。在500hPa高度場上表現出的太平洋副熱帶高壓的位置與強度經常是預報台灣天氣的重要指標。一九九四年十一與十二月台灣各地的溫度偏高。從圖11a和圖12a看來，台灣均在5880線的北緣；圖11b和12b更顯出台灣在高度距平的正區內，但是距平的分布型式在十一和十二月份有顯著的不同。在十二月份兩大洋的主槽均已建立，並且深度還比氣候場為深，這和十一月份的情形差別甚大。

究竟高度場在十一和十二月間是如何轉換的，是我們接下來要討論的重點。

爲了追蹤中高緯度長波的變化情形，我們將沿著 $60^{\circ}\text{N}$ 在500hPa上高度場的時間和經向剖面圖表示在圖13中。首先，我們看到十二月與十和十一月最大的差別可稱是在北太平洋和北美洲( $150^{\circ}\text{E}$ — $90^{\circ}\text{W}$ )上冬季滯波(stationary wave)的槽脊配置。北太平洋上的東亞主槽應算是十月底就開始建立，但是在十一月上半旬中高緯環流很不穩定，在北太平

洋出現許多高頻的擾動。到了十一月中下旬，擾動的頻率減低，向東移動的行星波動非常明顯。到了十二月十天左右波數約爲3的滯波結構得以形成，其中脊的位置分別在西歐( $0^{\circ}$ 左右)、西伯利亞( $90^{\circ}\text{E}$ 左右)和北美洲( $130^{\circ}\text{W}$ 左右)，主要的槽線位置在兩個大洋上。另外，十二月中旬出現在西伯利亞上的脊線到了十二月下旬轉爲槽線，並在月底伴有高頻擾動出現。這種不穩定情況也許可作爲強烈寒潮爆發的前訊，在預報應用上特別值得注意。

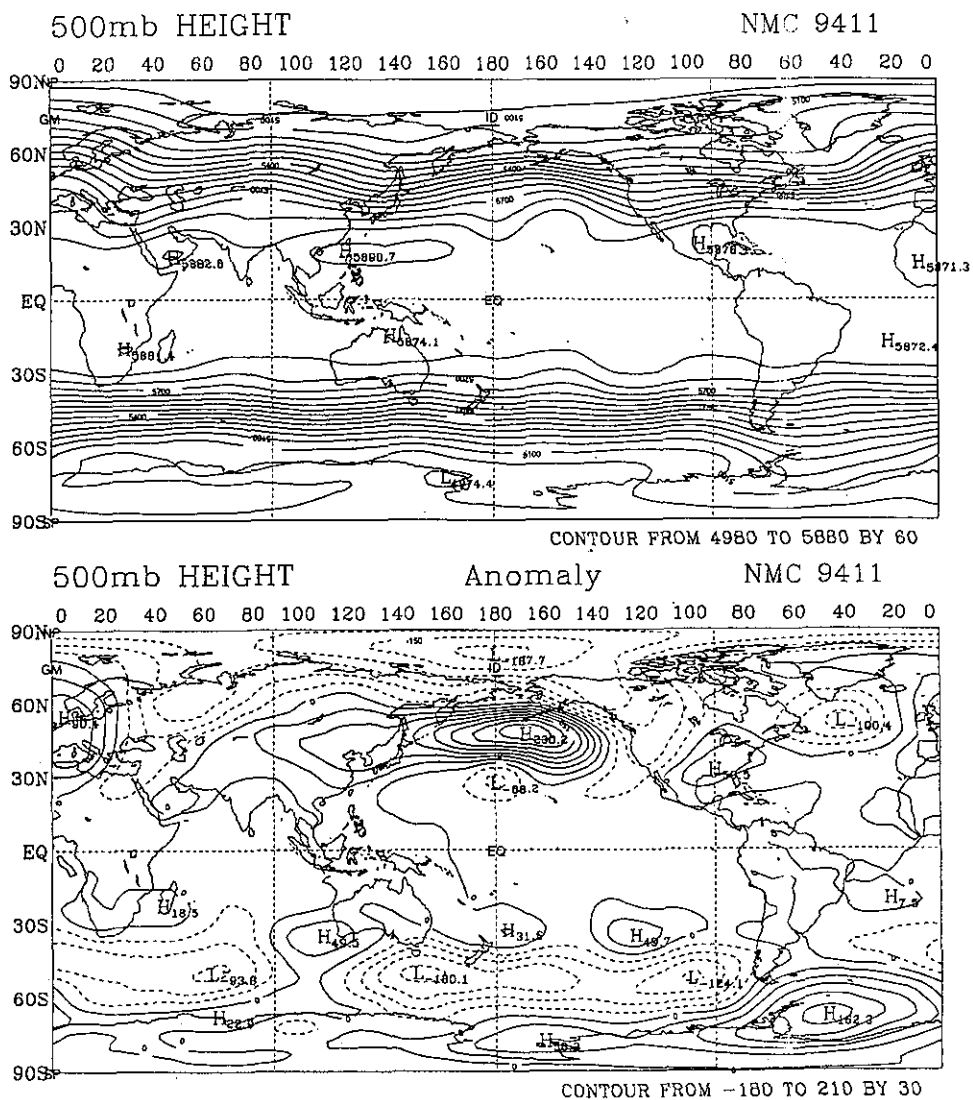


圖 11. 同圖3，但爲500hPa高度場。

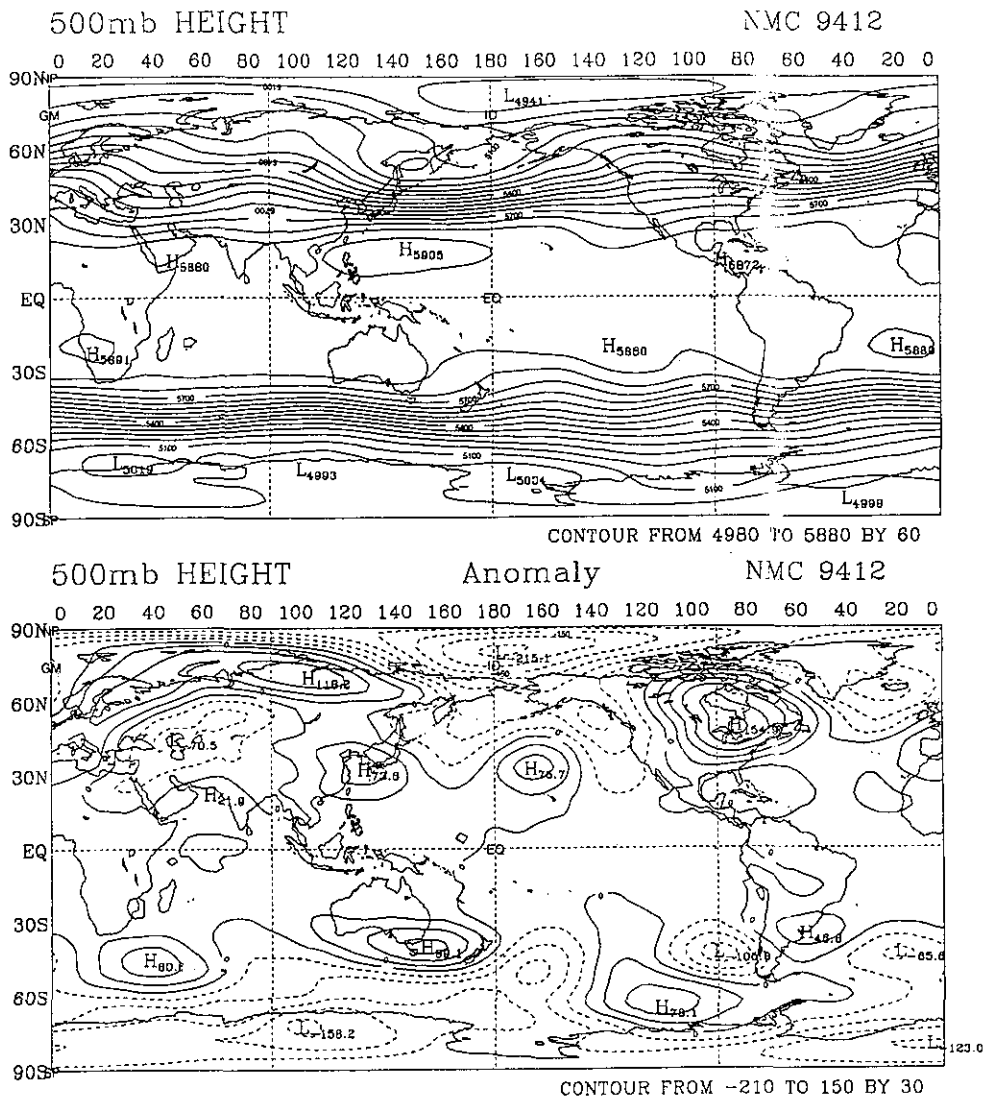


圖 12. 同圖4，但為500hPa高度場。

爲了進一步追蹤中高緯度長波與台灣短波氣候變化的關係，我們將沿著 $25^{\circ}\text{N}$ 的500hPa上高度場時間和經度剖面圖表示在圖14中。圖中顯示從十月到十一月上旬似乎從東向西移動的波仍相當活躍，到了十一月中旬這種西進波已不明顯；直至十二月中旬以後，東移波變得比較清楚。這種亞熱帶波動的特性主要是受到基本環流場變化的影響，基本環流場的改變和前面所討論的中高緯度長波特性的變化是密切相關的。十一月和十二月上旬台灣的氣溫

偏高，雨量偏少，這和圖14中顯示出的強大太平洋亞熱帶高壓勢力及其的變化是相互一致的。在前文中曾提到十一月中下旬向東移動的行星波動在 $60^{\circ}\text{N}$ 的500hPa高度場非常明顯，在圖14中我們看到這段期間在 $25^{\circ}\text{N}$ 的500hPa高度場則主要以「波列」結構向東變化。這種中高緯度的行星波和亞熱帶波列之間的詳細關係有待我們進一步研究。十二月中旬以後，太平洋高壓的平均位置與前兩個多月相比要向東退了約 $30^{\circ}$ 經度，墨西哥高壓(位於 $90^{\circ}$

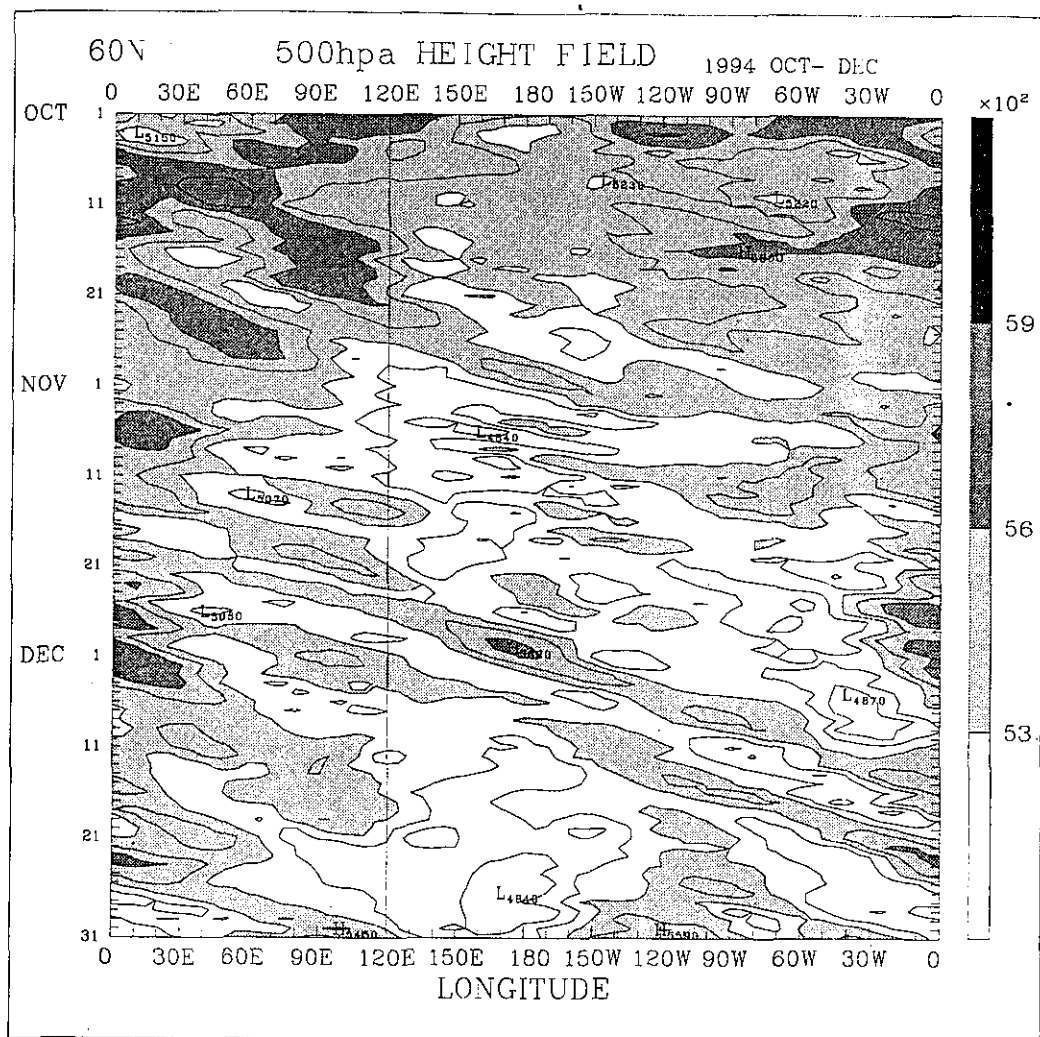
W左右)也明顯減弱，顯示冬季環流結構已大致出現了。

## 六、海面溫度及ENSO

十一月和十二月的月平均海溫距平分別表示在圖15和圖16中。圖15中最明顯的是赤道附近東太平洋的狹長暖海溫，這是聖嬰現象的標誌。根據美國氣象中心出版的氣候診斷學報(Climate Diagnostics Bulletin 1994)所記錄的，十一月已進入ENSO的暖態成熟期。但是除了赤道附近洋面的異常暖溫之外，

分別在北太平洋和南太平洋都有異常的暖溫出現，其中在北太平洋偏東的暖距平幾乎與赤道附近的暖距平相當。在靠近南半球陸塊西岸的洋面也都有暖溫出現，意味信風普遍的偏弱。

圖16與圖15相比非常類似，但在太平洋上正負距平之間的差距在增加。前段中曾提到的在北東太平洋之正距平到了十二月距平值增高到超過 $2^{\circ}\text{C}$ 並超過了在中太平洋的距平值。另外，在亞洲大陸東岸(日本及臺灣附近海域)的海溫從十一月到十二月也有升高的現象。但是，在沿岸部分海溫的可信度



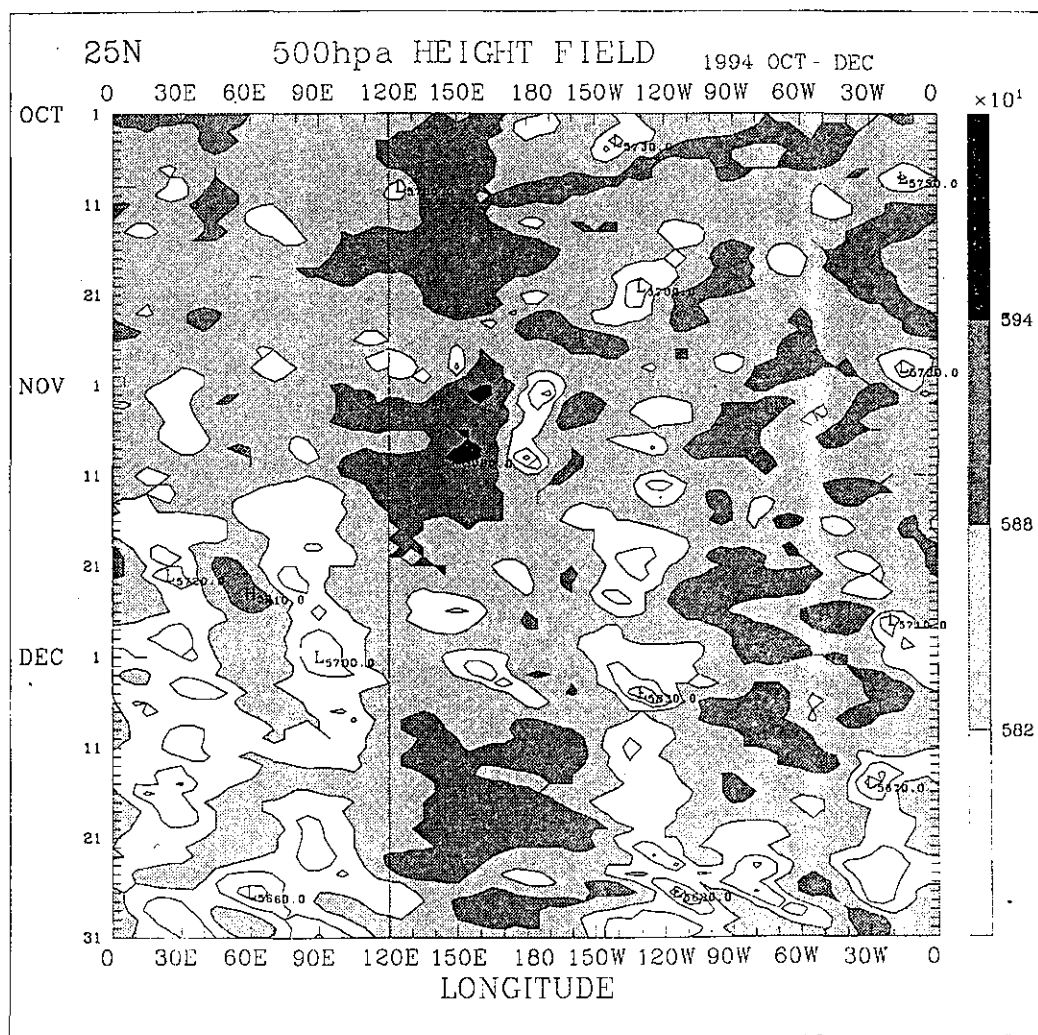


圖 14. 同圖13，但在25° N。其中等值線間隔為60GPM，深陰影區為大於5880GPM之高度，淡陰影區為大於5820GPM之高度。

也許不高。

除了太平洋上的海溫異常，印度洋也有異常的現象。赤道附近的中印度洋海溫稍微偏暖，南印度洋偏東一直到澳洲的西岸均有偏暖的現象，並且十二月時偏暖的幅度比十一月還大。這些異常海溫和環流之間有何關係？在現階段仍不清楚。無論如何，依十一月與十二月海溫之相似程度及大尺度環流之明顯差異來看，大氣與海洋的關係顯然十分複雜，值得深思。

ENSO指標近年來已被各氣象作業位廣泛使用。

以台灣天氣而言，許與陳(1994)發現台灣的春雨與聖嬰有很好的相關性，Chang (1995)發現侵台颱風的個數與聖嬰也有很好的相關性。台灣的冬季在ENSO的暖態時則有偏暖的傾向(Zhu, 1989)。這些關係都值得作為中長期天氣預報的參考。但是從監視氣候變化的工作目標這個角度來看，我們更關心的問題應是在頻率低如ENSO這種大氣下邊界條件影響之下，季節與季節之間變化應該如何掌握？這是我們

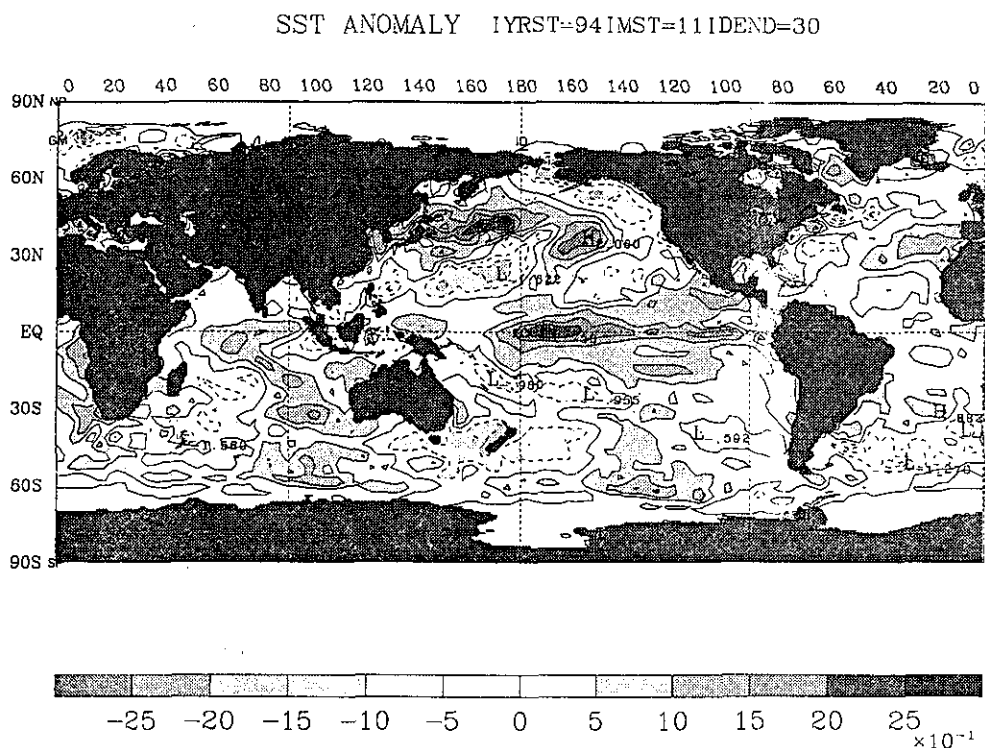


圖 15. 一九九四年十一月月平均海溫距平圖，其中等值線間距為 $0.5^{\circ}\text{C}$ ，實線代表正海溫距平虛線代表負海溫距平。

未來應努力的方向。

## 七、綜合討論

在本報告中，我們分別根據 $200\text{hPa}$ 速度位、OLR、 $200\text{hPa}$ 流函數和 $500\text{hPa}$ 高度場討論了一九九四年十一和十二月熱帶環流與對流以及中高緯度波動的特點。因為一九九四年冬季是聖嬰—南方振盪的暖態，我們對海溫的特點也稍加討論。

從月距平場來看，台灣在十一、十二月均在高層反氣旋的籠罩之下，這或許可以用來解釋十一、十二月的高溫距平，但是無法說明十二月的多雨現象。這種簡單的關係說明了月平均和距平場對於短期氣候變化監視或預報的實際可利用程度是有限的。以十二月為例，高層反氣旋距平的結構在十二月中就轉變了，這種轉變對台灣地區天氣而言是從

一種天氣型態轉入截然不同的另外一種；事實上，以全球尺度的環流而言也是一種型態的轉變，可謂是脫離秋季進入冬季。以十一和十二月份而言，對中長期天氣預報最大的挑戰就是在預報這種形態的轉變。短期氣候變化監視工作的目的就是希望能藉著密切注意大氣狀態的變化，預先獲得轉變的訊息。根據我們目前有限的經驗發現，得到這種訊息的最方便工具便是在時間和經向上的剖面圖。

本報告中提出的沿著 $60^{\circ}\text{N}$ 的 $500\text{hPa}$ 高度場在時間和經度上的剖面圖可能是對監視環流型態轉變的一項有用工具；而其中冬季中高緯滯波的建立和變化則是我們監視的重點所在。在滯波的建立期往往有頻率較高的擾動在其上游發生，而在滯波消散時也往往伴有能量下泄(cascade)的現象，跟隨著的效應則是在其下游有機會發生劇烈天氣。這種滯波



的變化類似於一般所講的緯流指數循環，但是緯流指數循環和亞熱帶短期氣候變化的關係在國內卻一直沒有受到足夠的重視。

本篇報告僅對目前中央氣象局所做的短期氣候變化監視工作的部分場量提出初步的分析和討論。根據這些初步結果，我們日後對於超長波隨時間的

變化會特別密切地追蹤。在這篇報告中我們只討論了兩月中的大氣狀態和變化，因此重點在希望能找出對旬和月預報有幫助的訊息。對季預報而言，是否能從氣候監視上得到一些幫助，仍需要我們繼續思考研究。

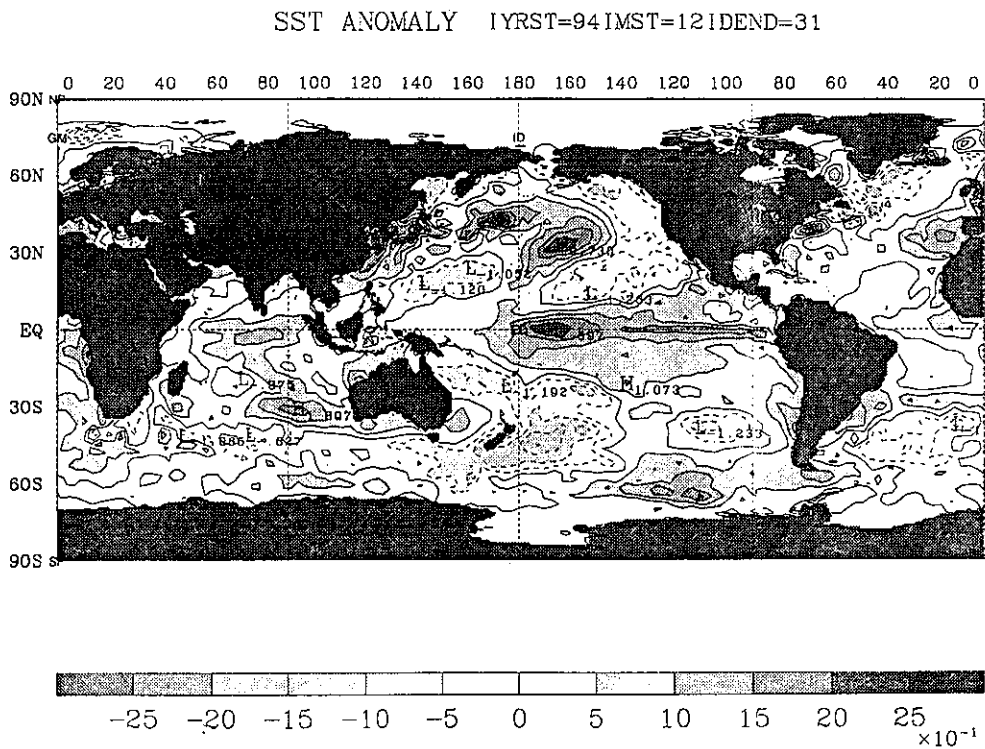


圖 16. 同圖15，但為同年十二月。

## 八、參考文獻

廖志翔 1995：八十三年十二月份天氣與氣候比較分析。通訊，261，中央氣象局，6-7。

許晃雄、陳圭宏 1994：臺灣地區低頻大氣變化與熱帶海洋及大氣的關係。中央氣象局科技研究報告第014號，33-58。

Climate Diagnostics Bulletin, 1994, November and December, Climate Analysis Center, NMC/NOAA.

Chang, J.J.-C., 1995: An exploratory study of annual frequency of invaded typhoon in Taiwan and El Nino/Southern Oscillation. TAO. (in press).

Hsu, H.-H., B.J. Hoskins, and F.-F. Jin, 1990: The 1985 /86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics, J. Atmos. Sci., 47, 823-839.

—, and S.-H. Lin, 1992: Global teleconnections in the 250-mb streamfunction field during the northern hemisphere winter, mon. Wea. Rev., 120, 1169-1190.

Zhu, Y.Z. Tao, T. Ting and G. Hunt, 1989: An investigation of the relationship between winter temperature in China and the global outgoing longwave radiation in 1974-1984, Contributions to Atmospheric Physic, 62, 46-56.

## A REPORT OF CWB SHORT CLIMATE VARIATION MONITOR AND ANALYSES: NOVEMBER AND DECEMBER 1994

Mong-Ming Lu

Research and Development Center  
Central Weather Bureau

Yuen-Nian Chen

Weather Forecast Center  
Central Weather Bureau

### ABSTRACT

The routinely executed short-term climate variation monitor at the Weather Forecast Center of CWB (Central Weather Bureau in Taiwan) can be classified into four major categories: (1)tropical circulation, (2)tropical convection, (3)midlatitude long waves and (4)sea surface temperature and ENSO. The work and results are briefly described in this report using the data of November and December in 1994 as an example. In November, it was warm and dry in Taiwan. The dry condition was particularly clear in the southern and eastern part of the island. In December, it was still warm but less dry (normal to wet). It was particularly wet in the north. We find that the monthly climate states of Taiwan are not completely consistent with the monthly averaged large-scale circulation and the monthly anomalies. It is because the large-scale circulation jumped from one state to the other in December which cannot reflect on the averaged circulation or anomalies. However, the sudden change of circulation is one of the most important target of forecasting for medium and long range weather forecasting. The completeness and possible improvements of current short-term climate variation monitor are, therefore discussed in the report. The possible impact of climate monitor on weather forecasting is also discussed.

Key words: Climate monitoring

# 民國83年颱風調查報告—颱風(9405)提姆

林大偉

中央氣象局預報中心

## 摘要

民國八十三年七月份的提姆颱風(TIM)為當年西北太平洋區所發生的第五個颱風,在菲律賓東方海面上形成後,強度便不斷地增強,並以穩定路徑往西北移動,於其成熟階段橫掠台灣,造成嚴重災害;侵台後其強度逐漸減弱,最後消失於中國大陸的華南。由於其路徑上的下邊界狀況在登陸台灣前皆為洋面,之後陸地占大部分,此一前後明顯的不同,造成提姆颱風的強度變化在衰弱期較發展期為迅速。

提姆颱風通過台灣前曾有加速運動及路徑向北偏移現象,造成較明顯的預報誤差。侵台期間各地最低氣壓的出現時間南先北後,東部較西部為早;最大風速的發生時間則離島較本島先,沿海各地較島內各地早,而中南部又明顯落後於其他地區,最大風速北大南小;累積雨量以花、東最多,東半部及北部較其他地區多。

## 一、前言

民國八十三年七月份的提姆(編號9405)颱風為當年西北太平洋區所發生的第五個颱風,在菲律賓東方海面形成後,強度便不斷地增強至強烈颱風,由綜觀角度來看,氣象環境的持續以及其與另一颱風間的藤原效應,使其穩定地往西北移動,而於其成熟階段橫掠台灣,造成嚴重災害,成為當年內第一個侵台颱風,侵台後強度逐漸減弱,最後消失於中國大陸的華南,總生命期長達90小時。

提姆颱風通過台灣之前後,其路徑及移速具有Yeh and Elsberry (1993)所描述的颱風與中央山脈交互作用之典型特徵。該研究在分析1947至1990年的53個由東向西登陸台灣的颱風個案後,歸納發現颱風與中央山脈的交互作用可能造成颱風登陸前移速的改變,登陸時之平均移速將較72小時前增加三分之一,而其中登陸前12小時中心最大風速超過40m/s、移速超過6.0m/s (21.6Km/hr)之颱風在登陸前會有較明顯的加速現象,另外,他們也指出中央山脈的作用將使颱風接近時之路徑發生偏移現象。

在颱風侵襲台灣時所造成的風雨變化方面,王(1992)將由東向西行之颱風分類為自由過山型及分

裂過山型兩種,指出前者在台灣北部及東部造成最大風速及最長的強風時間,而後者除可造成北部、東部颱風登陸處及其以北各地有最大之風速外,颱風過山時氣壓場尚有由西部之副中心取代的路徑不連續過程。從本文分析發現,提姆颱風具有分裂過山型颱風之特徵。在另一方面,伴隨提姆颱風而來的降雨分布,則類似於林和徐(1988)所發現,向西或西北移動橫越本省中部之颱風,因地形的影響,中央山脈以東有豪雨發生,西南部平地及山區亦在颱風通過中央山脈後發生豪雨。

本報告主要討論提姆颱風的發生、經過、強度、路徑及侵台時的氣象要素變化,並校驗各種主、客觀預報方法的表現。

## 二、颱風發生及經過

提姆颱風於7日0600UTC在菲律賓東方之廣闊海面上初發展為熱帶性低氣壓(T.D.) (表一),之後經歷18小時終於在8日0000UTC增強為輕度颱風,成為民國83年於西北太平洋區所發的第五個颱風(圖一),地面天氣圖顯示提姆颱風係形成於台灣東南方由南海向東延伸經菲律賓至

表 1. 提姆颱風衛星定位及強度估計表(其中T-NO及CI-NO請參考Dvorak, 1975)

Table 1. Fixes for TIM by CWB Satellite Center

時間(Z)		中心位置		定位	強度估計
日	時	緯度	經度	準確度	T-No/CI-No
07	06	13.6	131.0	poor	1.5/1.5
	12	14.6	130.6	poor	2.0/2.0
	18	14.6	130.6	poor	2.0/2.0
	21	14.7	130.3	poor	2.0+/2.0+
08	00	15.3	130.1	poor	2.0+/2.0+
	03	16.1	129.7	poor	2.5/2.5
	06	16.3	129.2	fair	3.0/3.0
	09	16.6	129.2	fair	3.0+/3.0+
09	12	16.6	128.6	fair	3.5/3.5
	15	16.8	128.5	fair	3.5/3.5
	18	17.2	127.9	fair	3.5/3.5
	21	17.5	127.4	fair	4.0/4.0
	00	18.0	127.0	fair	4.0+/4.0+
	01	18.1	126.7	fair	4.0+/4.0+
	02	18.2	126.6	fair	4.5/4.5
	03	18.3	126.4	fair	4.5/4.5
	04	18.4	126.3	fair	4.5/4.5
	05	18.5	126.1	fair	4.5/4.5
	06	18.6	125.7	fair	4.5+/4.5+
	07	18.7	125.6	fair	4.5+/4.5+
	08	18.8	125.5	good	5.0/5.0
	09	18.8	125.5	good	5.0/5.0
	10	18.9	125.4	good	5.0/5.0
	11	18.9	125.4	good	5.0+/5.0+
	12	19.0	125.3	good	5.5/5.5
	14	19.1	125.1	good	5.5/5.5
	15	19.4	124.8	good	5.5/5.5
	16	19.6	124.8	good	5.5/5.5
17	19.8	124.5	good	5.5/5.5	
18	19.9	124.4	good	5.5/5.5	
19	20.0	124.1	good	5.5/5.5	
20	20.0	124.0	good	5.5/5.5	
21	20.2	123.9	good	5.5/5.5	
22	20.4	123.9	good	5.5/5.5	
23	20.5	123.7	good	5.5/5.5	
10	00	20.8	123.6	good	5.5/5.5

時間(Z)		中心位置		定位	強度估計
日	時	緯度	經度	準確度	T-No/CI-No
11	01	21.1	123.4	good	5.5/5.5
	02	21.3	123.3	good	5.5/5.5
	03	21.4	123.1	good	5.5/5.5
	04	21.7	122.9	good	5.5/5.5
	05	21.8	122.8	good	6.0/6.0
	06	21.9	122.6	good	6.0/6.0
	07	22.1	122.5	good	6.0/6.0
	08	22.3	122.3	good	6.0/6.0
	09	22.6	122.3	good	6.0/6.0
	10	22.9	122.0	good	6.0/6.0
	11	23.2	121.8	good	6.0/6.0
	12	23.4	121.6	good	6.0/6.0
	13	23.5	121.3	good	6.0/6.0
	14	23.6	121.2	good	6.0/6.0
	15	23.9	120.9	fair	5.5/6.0
	16	24.1	120.4	fair	5.5-/5.5-
	17	24.4	120.1	fair	5.0/5.5
	18	24.6	119.7	fair	5.0/5.5
	19	24.7	119.3	good	5.0/5.5
	20	24.7	118.8	fair	5.0/5.5
	21	24.8	118.8	fair	4.5/5.0
	22	25.1	118.5	fair	4.5/5.0
	23	25.3	118.5	fair	4.0/4.5
12	00	25.3	118.5	fair	4.5/5.0
	01	25.4	118.3	fair	4.0/5.0
	02	25.8	117.9	fair	4.0/4.5
	03	26.3	117.8	poor	4.0/4.5
	04	26.5	117.5	poor	3.5/4.5
	05	26.5	117.5	poor	3.5/4.5
	06	26.6	117.2	fair	3.0/4.0
	09	26.8	117.1	poor	3.0/4.0
	12	27.2	115.5	poor	3.0-/4.0-
	15	27.4	115.1	poor	2.5/2.5
12	18	27.5	114.4	poor	2.5/2.5
	21	27.8	115.2	poor	2.0/2.0
	00	28.0	115.2	poor	2.0-/2.0

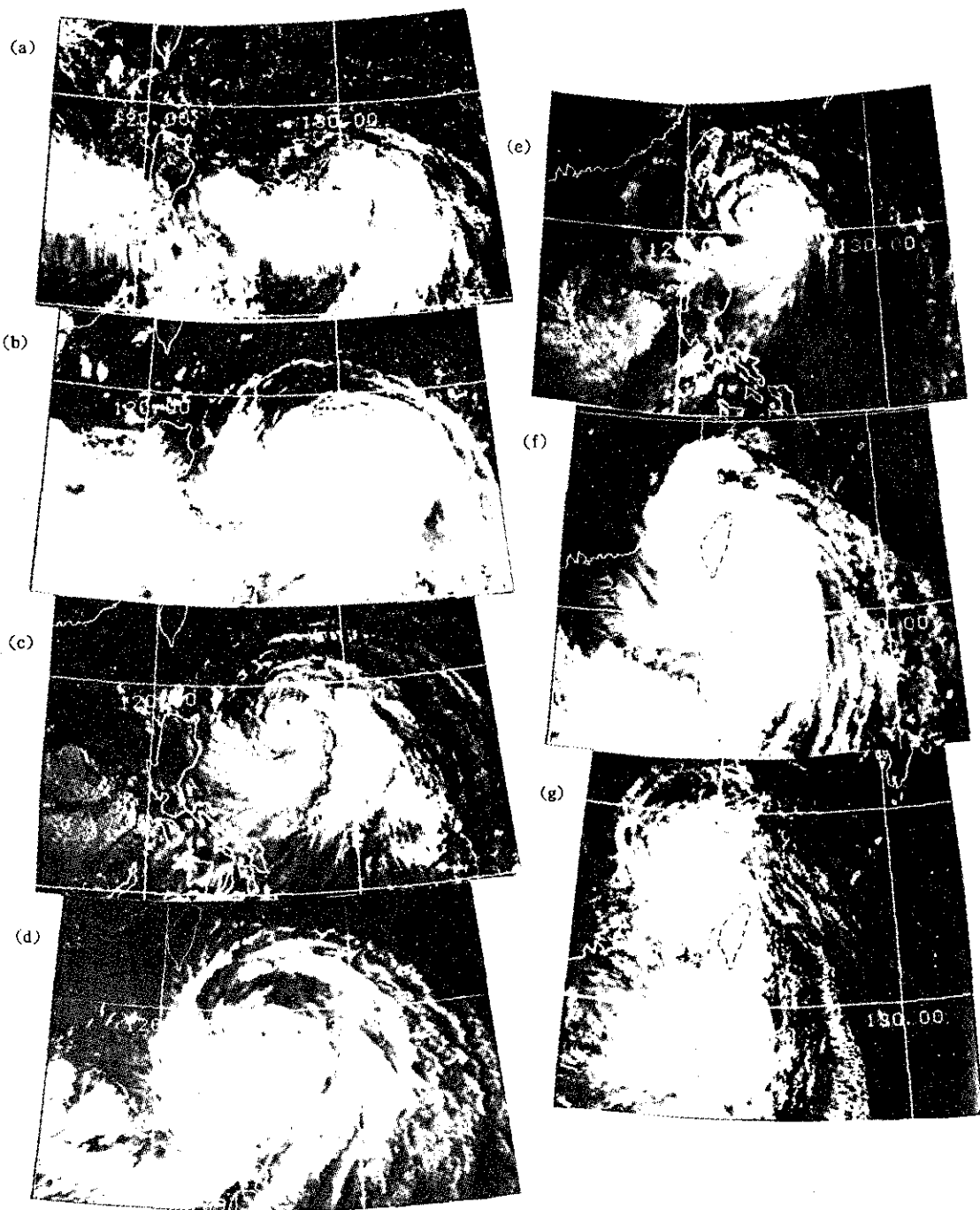


圖 1. 提姆颱風生命期之衛星雲圖變化

Fig 1. The successive satellite images of TIM at (a) 0801UTC-VIS , (b)0813UTC-IR , (c)0900UTC-VIS , (d)0911 UTC-IR , (e)1001UTC-VIS , (f)1012UTC-IR , (g)1101UTC-VIS

西北太平洋之低壓帶上（圖二），500hPa高空圖則顯示當時副熱帶高壓脊大約東西向地伸展於北緯30

度的中國大陸華中至日本附近，而較低緯度的熱帶地區在菲律賓東西兩側皆為低壓區（圖三）。

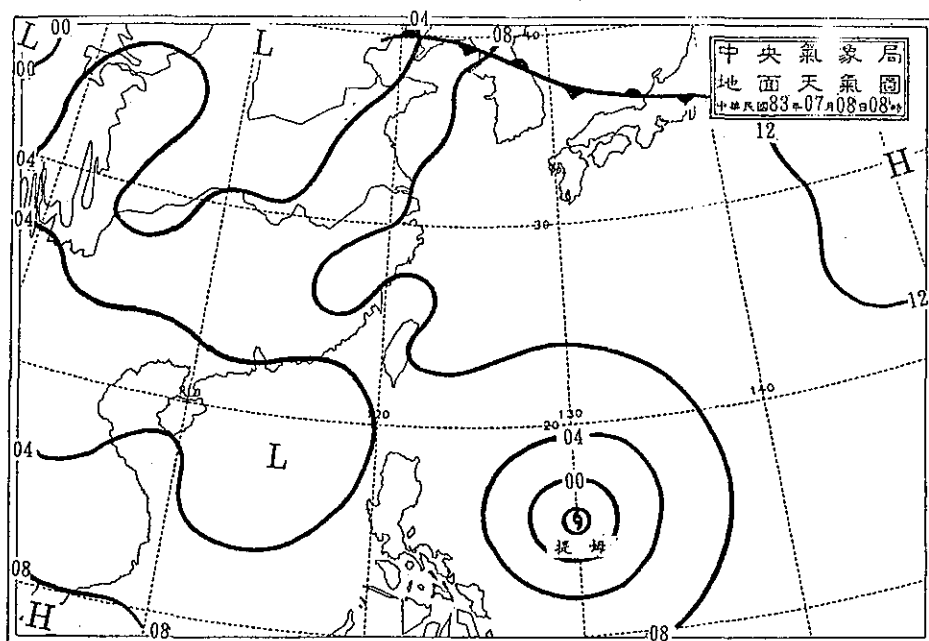


圖 2. 民國83年7月8日8時之地面天氣圖

Fig 2. The surface chart at 0000UTC of July, 1994

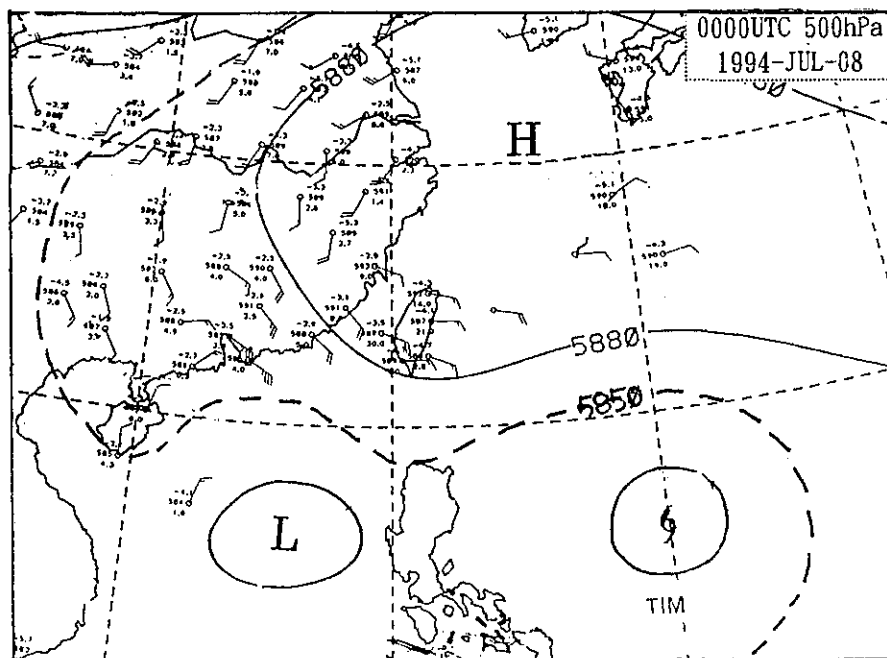


圖 3. 民國83年7月8日8時之500百帕高空天氣圖

Fig 3. The 500hPa chart at 0000UTC of July, 1994

表二 提姆颱風警報發布一覽表

Table 2. warnings issued by CWB for typhoon TIM

警報 種類	強 度	次號		發布時間(L)			警 戒 區 域		附 註
		號	報	日	時	分	海 上	陸 上	
海上	中度	1	1	9	10	20	巴士海峽、台灣東南部海面		
海上	中度	1	1-1	9	12	00	巴士海峽、台灣東南部海面		
海陸	中度	1	2	9	15	00	巴士海峽、台灣東南部海面	恆春半島、台東	
海陸	中度	1	2-1	9	17	50	巴士海峽、台灣東南部海面	恆春半島、台東	
海陸	中度	1	3	9	21	15	巴士海峽、台灣東南部海面	恆春半島、台東	東北部及北部將出現強風
海陸	中度	1	3-1	9	23	50	巴士海峽、台灣東南部海面	恆春半島、台東	東北部及北部將出現強風
海陸	強烈	1	4	10	3	10	巴士海峽、東部海面及海峽南部	恆春半島、花東及高屏	東北部及北部將出現強風
海陸	強烈	1	4-1	10	5	50	巴士海峽、東部海面及海峽南部	恆春半島、花東及高屏	東北部及北部將出現強風
海陸	強烈	1	5	10	9	10	巴士海峽、東部海面及台灣海峽	恆春、花東、高屏、嘉南、宜蘭及澎湖	東北部及北部將出現 強風及山區大雨
海陸	強烈	1	5-1	10	11	40	巴士海峽、東部海面及台灣海峽	恆春、花東、高屏、嘉南、宜蘭及澎湖	
海陸	強烈	1	6	10	15	00	台灣附近各海面	台灣、澎湖、金門及馬祖	
海陸	強烈	1	6-1	10	17	30	台灣附近各海面	台灣、澎湖、金門及馬祖	
海陸	強烈	1	7	10	21	20	台灣附近各海面	台灣、澎湖、金門及馬祖	20時10分登陸秀姑巒溪口
海陸	強烈	1	7-1	10	23	35	台灣附近各海面	台灣、澎湖、金門及馬祖	
海陸	中度	1	8	11	3	20	台灣附近各海面	台灣、澎湖、金門及馬祖	中心已進入台灣海峽北部
海陸	中度	1	8-1	11	5	55	台灣北部海面及台灣海峽	澎湖、金門及馬祖	5時由金門東北方進入大陸
海陸	中度	1	9	11	9	15	台灣北部海面及台灣海峽	金門及馬祖	
海陸	中度	1	9-1	11	11	50	台灣北部海面及台灣海峽	金門及馬祖	
解除	輕度	1	10	11	15	40			強度減弱且暴風半徑縮小

成為輕度颱風後，提姆朝西北方向移動，強度持續增強，暴風圈亦不斷地擴大，至8日1800UTC成為中度颱風，仍朝西北方向往台灣地區接近。9日0000UTC時可見光衛星雲圖顯示已有颱風眼出現（圖一c），中央氣象局認為提姆颱風將對台灣及附近海域構成威脅，遂於9日10時20分（09/0220UTC）發布第一報海上颱風警報，指出台灣東南部海面及巴士海峽未來將首先受其暴風圈侵襲（表二）。繼之於9日15時00分（09/0700UTC）隨提姆颱風逐漸接近，將警戒區域擴增恆春半島及台東等陸地而發布了海上陸上颱風警報。當時提姆颱風仍繼續增強，並持續向西北移動中，就在同一時間，於南海中部則有另一熱帶性低氣壓在低壓帶發展成為輕度颱風范妮莎（VANESSA，編號9406），呈現徘徊打轉的狀態。隨後，中央氣象局考慮提姆颱風外圍環流與台灣地形作用將使東北部及北部地區有較強陣風出現，在警報中亦予強調，籲請注意防範。

9日1800UTC，提姆已增強為強烈颱風，中心即將進入巴士海峽及台灣東南部海面，之後的警戒區域亦隨其逐漸接近及強度增加而擴大到全台灣地區及附近海域。終於，提姆以強烈颱風而且七級風暴風圈籠罩全台的姿態，於10日20時10分（10/1210 UTC）由花蓮秀姑巒溪口登陸並橫掠本省，對各地及各海域造成相當嚴重的威脅。由花蓮氣象雷達站偵測所得之降水回波CV（Column Vector）圖可見到相當清晰的颱風眼（圖四），直徑約20公里左右，已有部分的眼區開始登陸。而回波顯示圍繞在中心附近的颱風眼牆寬度並不均勻對稱，以東側最寬達20公里左右，其他的南側約15公里，西側約9公里，北側約12公里。以此時颱風的東半側而言，較強的降雨帶較集中於東北象限，東南象限則較弱。表三為提姆颱風中心之雷達定位資料。

在穿越中央山脈後，提姆颱風約於11日凌晨0時（10/1600UTC）由台中附近出海進入台灣海峽，而

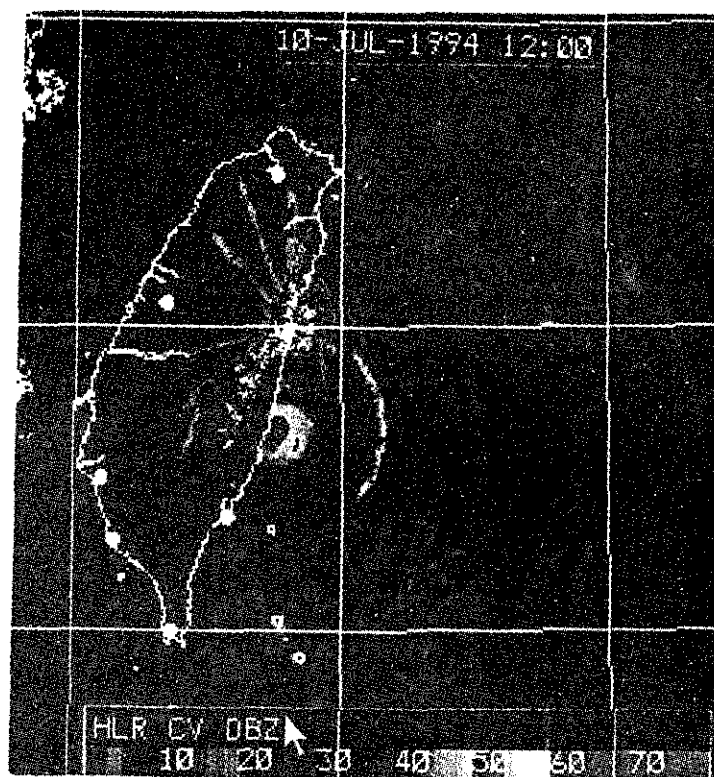


圖 4. 民國83年7月10日20時之花蓮雷達站偵測提姆颱風降水回波CV圖

Fig 4. The radar echoes detected by Hualien radar station at 1012UTC of July, 1994



表 3. 提姆颱風中心之雷達定位表

Table 3. Eye-fixes for typhoon TIM by radar

雷達站 站名	時間(UTC)			中心位置	
	月	日	時	北緯	東經
花蓮	07	10	02	21.1	123.1
"	"	"	03	21.3	123.0
"	"	"	04	21.5	122.8
"	"	"	05	21.7	122.7
"	"	"	06	21.8	122.6
"	"	"	07	22.0	122.5
"	"	"	08	22.3	122.4
"	"	"	09	22.6	122.3
"	"	"	10	22.9	122.1
"	"	"	11	23.1	121.8
"	"	"	12	23.3	121.6
高雄	"	"	13	23.5	121.4
"	"	"	14	23.8	121.1
"	"	"	15	24.1	120.8
"	"	"	16	24.2	120.5
"	"	"	17	24.2	120.1
"	"	"	18	24.4	119.8
"	"	"	19	24.7	119.4
"	"	"	20	24.8	119.0
"	"	"	21	25.0	118.6

於10日1800UTC減弱為中度颱風。同時，輕度颱風范妮莎已移至呂宋島西方海面上，並有向東北移動接近巴士海峽的趨勢，中央氣象局亦於警報中提醒大家注意。

10日2100UTC，提姆颱風經過台灣海峽後，中心在金門東北方進入中國大陸，強度繼續減弱，暴風圈亦隨之縮小而逐漸脫離台灣本島。中央氣象局於11日05時55分(10/2155UTC)解除了台灣本島的陸上警報。提姆則繼續移往中國大陸內陸，於11日0600UTC減弱為輕度颱風，暴風圈更加縮小並且脫離了金門、馬祖地區及海域，而范妮莎颱風亦已減弱為熱帶性低氣壓，中央氣象局遂於11日15時40分(11/0740UTC)發布解除提姆颱風警報。總計警報之歷時為53小時又20分鐘。

解除颱風警報及強度逐漸減弱之後，提姆颱風終於在11日1800UTC減弱為熱帶性低氣壓，結束其為期90小時的颱風生命史（不含TD階段），總移行路徑長約4300公里（表四及圖五）。

### 三、颱風強度及路徑探討

就颱風之強度發展而言，自8日0000UTC初增強為輕度颱風至10日0600UTC達到成熟階段為其發展期（圖六），歷時54小時，平均的中心氣壓加深

表 4. 提姆颱風最佳路徑資料表

Table 4. The best-track positions, intensity and movement of typhoon TIM

發布時間(UTC)			中心位置		中心氣壓	移動方向	移動速度	最大風速(m/s)		暴風半徑(km)		附註
月	日	時	北緯	東經	(hPa)	(deg)	(Km/hr)	持續風	陣風	30 KTS	50 KTS	
7	8	00	15.2	129.8	995	315	20	18	23	100	-	輕度
		06	16.1	129.2	990	325	20	23	30	150	-	
		12	16.7	128.6	988	315	15	28	35	180	-	
		18	17.3	127.8	982	310	18	33	43	200	80	
	9	00	17.9	126.9	970	305	18	35	45	200	80	中度
		06	18.5	126.0	962	305	18	40	50	200	100	
		12	19.2	125.1	952	310	20	48	58	250	100	
		18	19.9	124.3	950	315	18	51	60	250	120	
	10	00	20.9	123.4	950	320	24	51	60	250	120	強烈
		06	22.0	122.5	945	325	26	53	65	250	120	
		12	23.2	121.4	945	320	29	53	65	250	120	
		18	24.3	119.9	955	310	33	45	55	250	100	
7	11	00	25.4	118.3	970	305	33	35	45	200	50	輕度
		06	26.4	116.9	985	310	29	25	35	180	-	
		12	27.2	115.7	993	305	24	18	25	120	-	

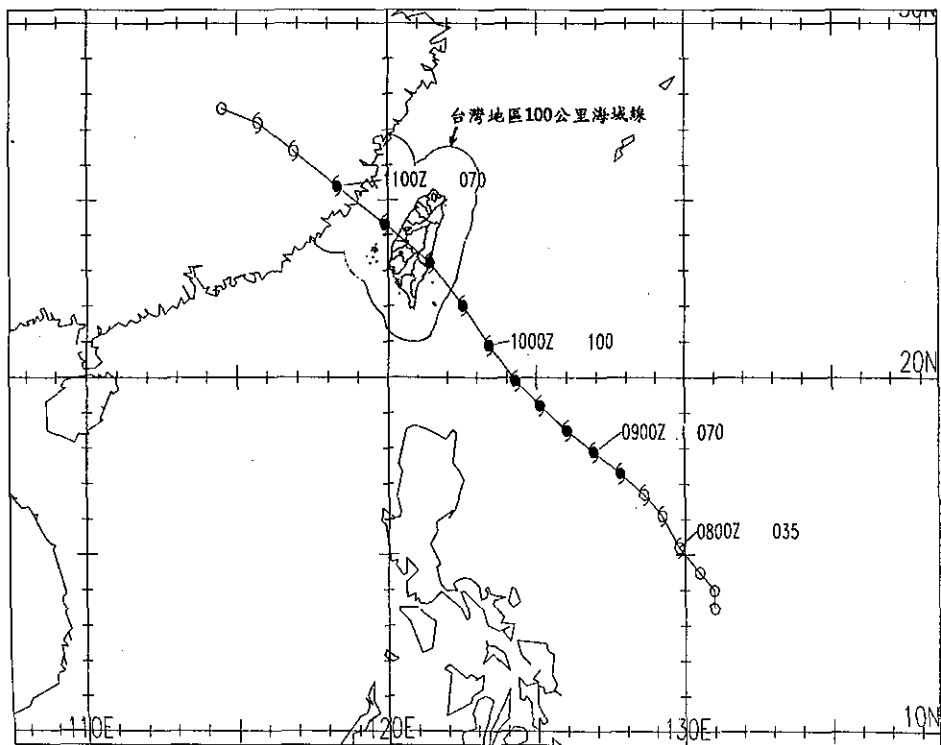


圖 5. 提姆颱風之最佳路徑圖

Fig 5. The best track of typhoon TIM

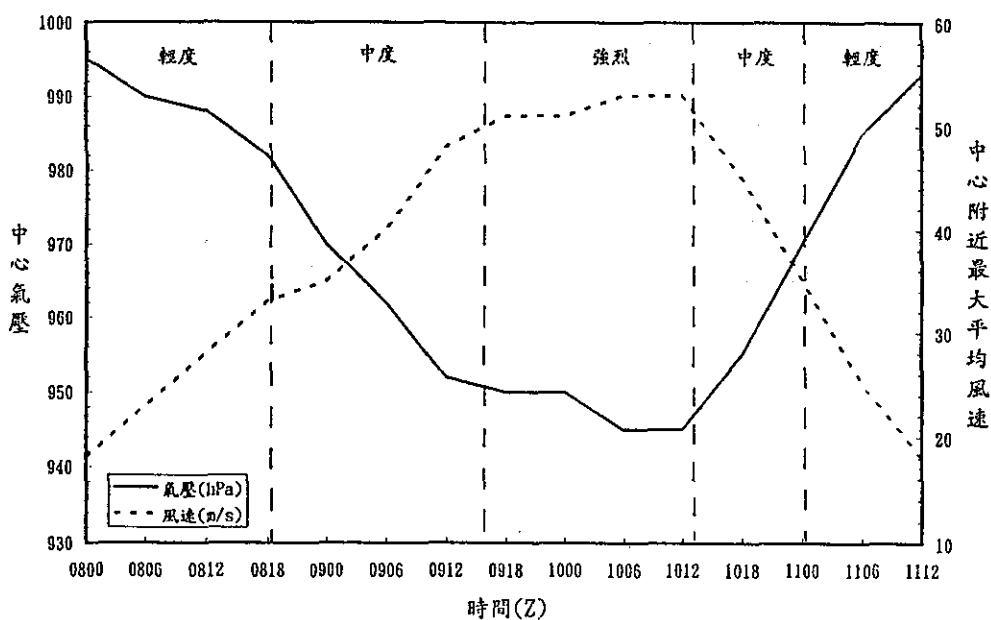


圖 6. 提姆颱風之中心氣壓及最大平均風速變化圖

Fig 6. The variation of the lowest pressure and maximum wind speed of TIM

率約-5.6hPa/6hrs (即-22.4hPa/day)，最大加深率爲-10hPa/6hrs(09/0600UTC—09/1200UTC) (參見表四)；平均的中心最大風速增加率約+3.9(m/s)/6hrs (即+15.6(m/s)/day)，最大風速增加率爲+8.0(m/s)/hrs (09/0600UTC—09/1200UTC)。成熟時中心最低氣壓爲945hPa，最大平均風速爲53m/s (相當蒲福風級之十六級)，七級風暴風半徑250公里，十級風暴風半徑120公里。衰弱期則自10日1200UTC之成熟階段至11日1800UTC減弱爲熱帶性低氣壓，歷時30小時，平均的中心氣壓填塞率約+9.6hPa/6hrs (即+38.4hPa/day)，最大填塞率爲+15.0hPa/6hrs (10/1800UTC—11/0600UTC)；平均的中心最大風速減小率約-8.0(m/s)/6hrs (即-32.0(m/s)/day)，最大風速減小率爲-10.0(m/s)/6hrs (10/1800UTC—11/0600UTC)。以上數據顯示，提姆颱風之衰弱速率約爲發展速率的1.71倍 (根據中心氣壓) 或2.05倍 (根據中心附近最大風速)，由圖六亦可自兩資料曲線看出此一成熟前後不對稱的強度變化情形。概言之，由10日1200UTC成熟的提姆颱風開始登陸台灣至減弱爲熱帶性低氣壓之路徑上的下邊界狀況，陸地已占大部分 (圖五)，因此，地形摩擦、山脈阻擋及地表水汽逐漸斷絕等作用對於提姆颱風之減弱應有明顯的效果。

在颱風路徑方面，就提姆颱風整個生命史而言，其移動方面自生成後即以305度至325度之頗爲穩定的西北方向進行 (表四)，雖然由圖五之路徑仍可發現有振盪 (oscillation) 現象 (Yeh and Elsberry, 1993)，但其振幅相當小。由個生命史期間之地面天氣圖來看，提姆皆位於地面低壓帶內 (圖七a至圖七d)，可能此低壓帶本身環流有使其向北移之分量，加上副熱帶高壓脊始終橫向伸展於其北方 (圖八a至圖八d) 使其有向西移的分量，此兩分量之合成使提姆在生成後朝西北方向移動。再者，9日0600UTC范妮莎颱風形成之後，兩颱風之中心距離約維持在800公里至1200公里左右，雖然范妮莎颱風一直維持中心附近最大風速18m/s (八級風) 之輕度颱風強度、七級風暴風半徑最大時僅100公里，但其與提姆颱風間之藤原效應可能對提姆後來之持續向西北方向移動有所貢獻。

至於颱風移動速度方面，其移動速度平均約23

Km/hr，但在10日0000UTC之後的移動速度明顯較前增大。且9日1800UTC至10日1800UTC之24小時內移動速度爲逐漸增加，顯示提姆颱風在通過台灣之前有一段類似Yeh and Elsberry (1993) 所發現的加速期。由8日至11日之500hPa高空天氣圖 (圖八a~圖八d) 可發現，副熱帶高壓的東南側部分，自8日起即漸次於提姆颱風東方向南伸展，加上提姆颱風與副熱帶高壓間之交互作用，使提姆颱風與副熱帶高壓間之高度梯度逐漸增大，可能因此而導致駛流增強；另外，隨提姆與范妮莎間距離的逐漸減小 (圖七b與圖七c)，兩者間藤原效應的增強應對提姆的加速現象亦有部分正面的作用。

再就提姆颱風通過台灣前後的強度與路徑而言，雷達定位資料頗具參考價值。根據雷達定位所得之台灣附近逐時路徑 (圖九b) 可發現，提姆登陸台灣之前，自10日0600UTC開始即有右偏的現象 (相對於最佳路徑)，當時提姆剛發展到成熟階段，中心與台灣本島陸地之最短距離約150公里。而颱風中心通過中央山脈後，由10日1500UTC至1700UTC則呈現左偏的路徑，至1800UTC時強度已減弱爲中度颱風。如此的前後變化，除了颱風本身移動的振盪現象，或來自於雷達資料 (逐時) 與最佳路徑 (每六小時) 之時間間隔不同外，可能與台灣陸地或高聳陡峭的中央山脈亦有關係 (Yeh and Elsberry, 1993)。

可惜的是，颱風附近及菲律賓附近高空觀測資料的稀少 (圖三及圖八)，使得客觀分析場對颱風周遭氣象環境之描述遭到懷疑，當然也導致本報告對於提姆颱風強度與路徑之探究，皆僅能達於推論的程度，就因其中仍可能有其他未被舉出者，故不能以爲定論。

#### 四、颱風最佳路徑及校驗

本報告對於各種預報方法與最佳路徑間的校驗，係採用向量誤差、直角誤差及角度誤差三項作爲表示。向量誤差爲預報向量與颱風移行向量之差向量長度 (亦即預報位置與同時之颱風位置間的距離)；直角誤差爲預報位置與颱風移行向量之最短距離；角度誤差爲預報向量和颱風移行向量間之夾角。當預報向量在颱風移行向量右方，則角度誤

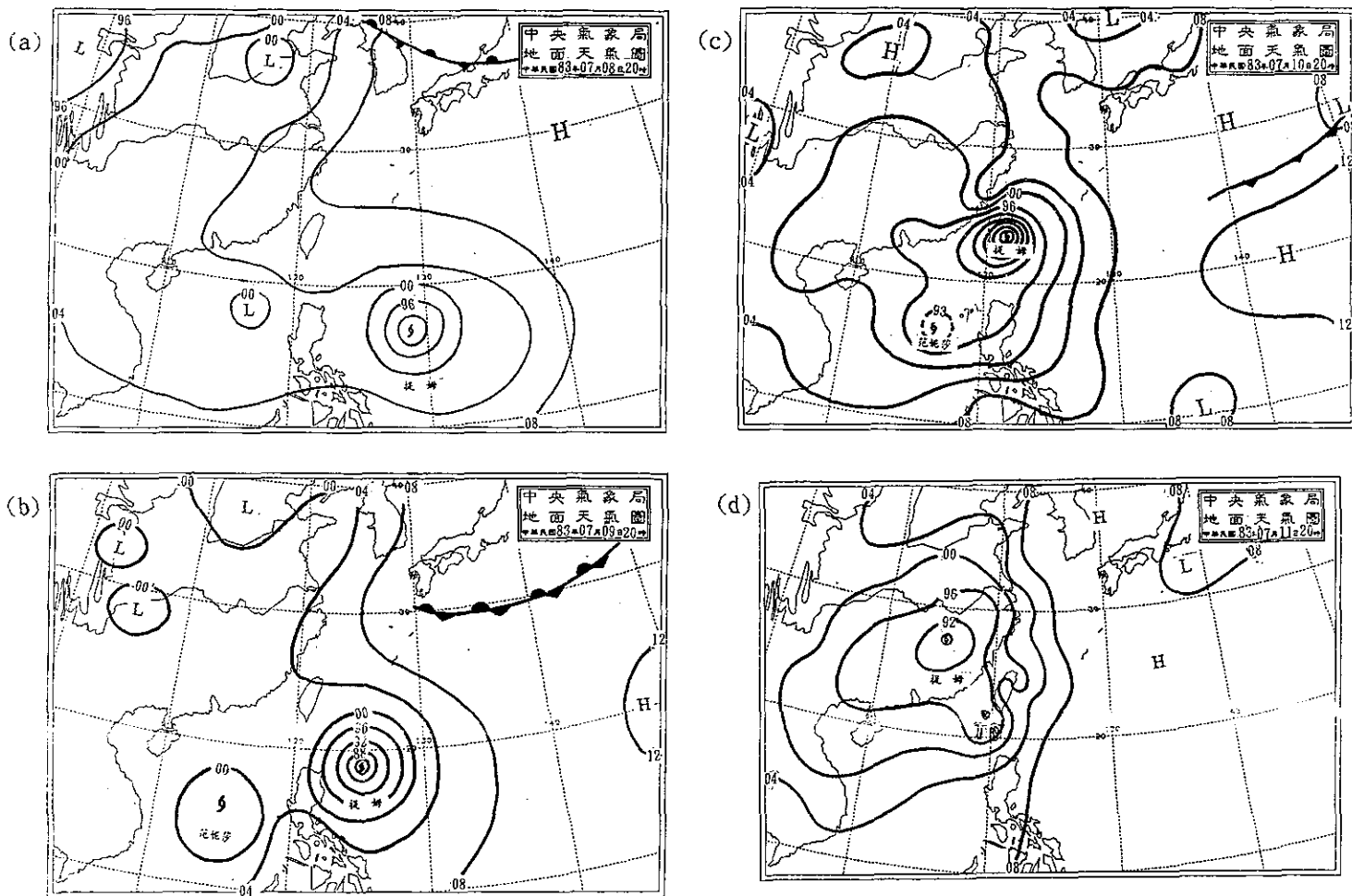


圖 7. 民國83年7月8日至11日之20時地面天氣圖(a)0812UTC , (b) 0912UTC , (c)1012UTC , (d)1112UTC

Fig 7. The surface charts at 12UTC from July 8 to July 11 of 1994.

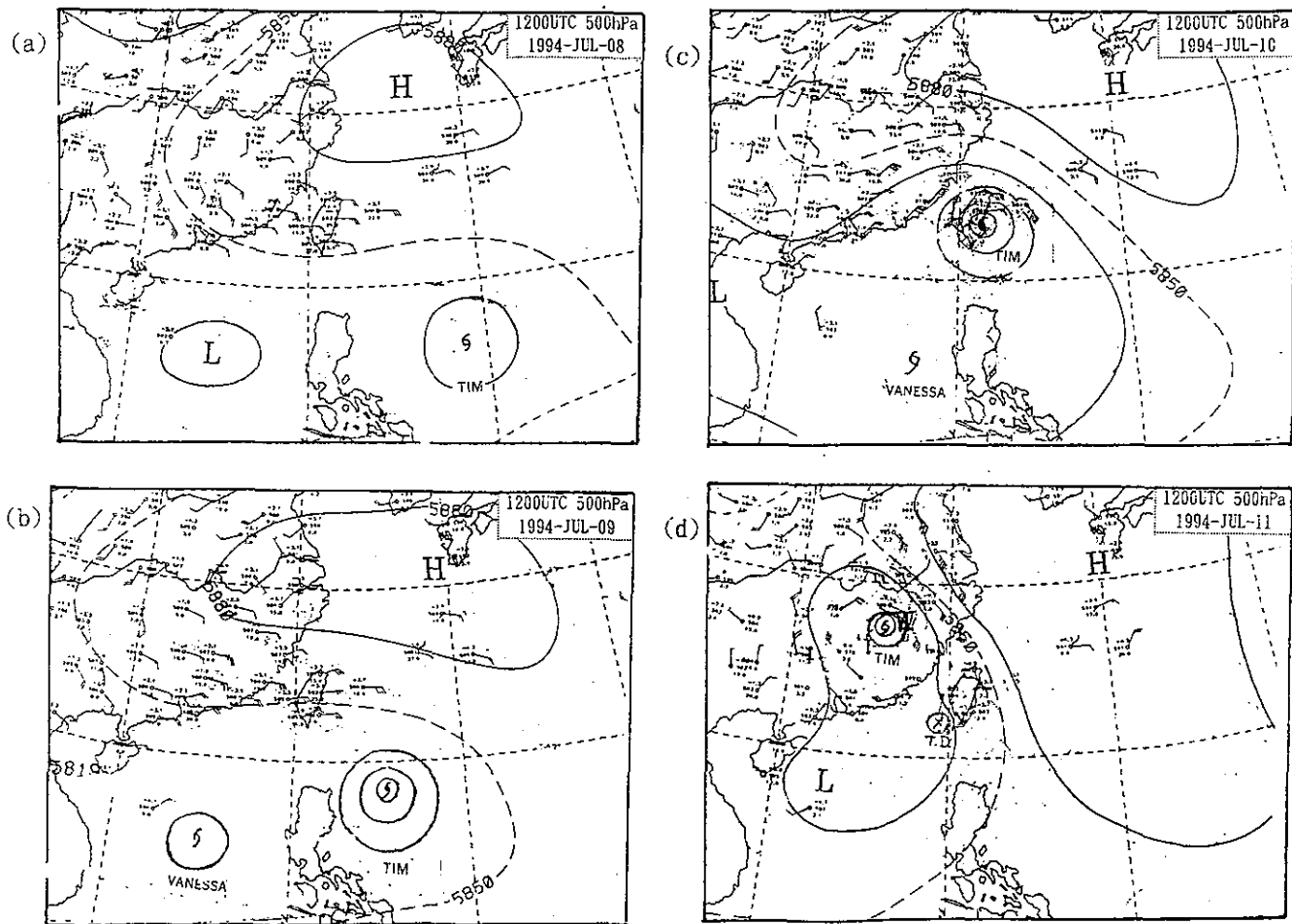


圖 8. 民國83年7月8日至11日之20時之500百帕天氣圖(a)0812UTC , (b) 0912UTC , (c)1012UTC , (d)1112UTC

Fig 8. The 500 hPa charts at 12UTC from July 8 to July 11 of 1994.

表 5. 中央氣象局對提姆颱風的官方預測誤差校驗表

Table 5. The error verification of CWB subjective forecasts for typhoon TIM

種類	24小時			48小時		
預報時間 (UTC)	向量誤差 (km)	直角誤差 (km)	角度誤差 (Deg)	向量誤差 (km)	直角誤差 (km)	角度誤差 (Deg)
0800	116.91	88.76	14.05	109.22	45.39	3.14
06	109.91	102.09	14.63	61.44	9.69	.62
12	77.22	1.70	.25	293.66	-89.69	-6.70
18	137.82	65.70	10.71	310.29	-34.76	-2.42
0900	30.48	2.83	.31	177.49	-84.76	-4.56
06	98.41	-98.49	-10.42	250.43	-115.18	-6.20
12	190.15	-109.72	-14.25	385.00	-103.68	-6.31
18	249.76	-11.06	-1.52	—	—	—
1000	278.62	-66.71	-8.39	—	—	—
06	245.93	3.03	.34	—	—	—
12	199.89	60.12	6.41	—	—	—
平均	157.74	3.48	1.10	226.79	-53.28	-3.20
絕對平均	157.74	55.47	7.39	226.79	69.02	4.28

差及直角誤差均為正值，表示預報偏右的程度；反之則皆為負值，表示偏左的程度。再取其絕對平均，則表示不論左右之總平均偏向程度。

在官方預測方面，24小時之誤差顯示，平均向量誤差約158公里（表五），最大曾達279公里，平均的偏向角度（絕對平均）約7.4度；而由個別預報配合最佳路徑（圖五），可發現大部分較明顯的誤差均出現在颱風偏向反轉的時候（由偏右轉偏左；或反是），但其中在9日0600UTC至10日0000UTC之誤差皆連續偏左，向量誤差亦相對較大，顯示此時段內咸認為駛流作用（圖八b）將使颱風路徑經過台灣附近之較南方的區域而造成，可能對於前述的路徑振盪、藤原效應及中央山脈作用應有更大比重的考慮。48小時之誤差顯示，平均向量誤差約227公里，最大約達385公里，平均的偏向角度約4.3度（較24小時低），其中自8日1200UTC之後為持續偏左預報，亦導致平均角度誤差呈現偏左的特性。

在客觀預報誤差探討對象方面，有統計模式（CLIPER、HURRAN 及外延法）（表六）和動力

模式（EMB及PE）（表七）兩大類。統計模式之校驗部分：24小時之誤差顯示，平均向量誤差以外延法之194公里為最佳，其次分別為HURRAN法及CLIPER法，平均的偏向角度則三者皆接近10度；48小時部分則平均向量誤差仍以外延法最佳（約380公里），惟三者相當接近，而HURRAN法48小時之平均角度誤差顯示其有較為明顯偏左的特色，可見駛流效應在類比的個案中仍是較為突出的因素。統計模式之校驗結果亦顯示，提姆颱風路徑的持續性質較氣候統計或類比性質為強。而動力模式之校驗部分，有相當正壓模式（EBM）及原始方程模式（PE）兩種：顯示平均向量誤差不論24小時或48小時皆以EBM較佳，但就各次預報來看則又顯出EBM之預報並不穩定（向量誤差有時很大有時又很小），而PE之24小時角度誤差平均值與絕對平均值接近之情形，則顯現其較易偏右的特性。

再就以上所有主、客觀預報誤差做一比較（表五～表七），顯示官方預報較客觀預報為佳，而客觀預報方法中又以統計模式較動力模式為優，誤差最嚴重者為PE模式。

表 6. 提姆颱風統計模式預報路徑誤差校驗表

Table 6. The forecasting error verification of statistic models for typhoon TIM

模 式	CLIPER						HURRAN						EXTRAPOLATION					
種 類	24小時			48小時			24小時			48小時			24小時			48小時		
預報時間 (UTC)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)	向量誤差 (KM)	直角誤差 (KM)	角度誤差 (DEG)
0800	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	256.63	170.60	15.32	455.94	340.32	15.45
0806	404.61	-146.07	-10.23	175.69	109.72	7.58	111.20	88.11	10.00	114.01	67.92	4.46	222.41	176.27	17.25	300.43	231.69	11.35
0812	114.18	26.83	4.36	348.02	20.28	1.67	215.93	-52.31	-11.66	476.69	-116.12	-11.31	118.96	17.90	2.97	328.49	46.90	3.74
0818	177.68	10.75	2.11	537.75	56.08	5.37	104.21	22.39	3.49	384.04	-9.98	-0.77	190.84	-22.03	-4.51	559.52	-97.29	-9.52
0900	38.29	4.16	0.52	368.38	32.05	2.16	34.99	18.05	1.97	284.34	1.40	0.09	23.59	22.15	2.60	239.39	5.54	0.32
0906	143.94	-144.10	-15.12	320.05	-151.44	-8.61	167.12	-167.06	-17.66	356.49	-198.36	-11.38	121.99	-112.76	-10.99	189.32	-149.35	-7.31
0912	258.16	-99.61	-15.93	603.89	-11.87	-0.97	347.76	-88.41	-19.41	682.15	-63.35	-5.75	282.76	-145.06	-22.84	589.35	-211.81	-15.61
0918	271.38	41.69	5.97	—	—	—	135.61	-2.46	-0.27	—	—	—	245.92	-33.68	-4.55	—	—	—
1000	256.66	39.96	4.87	—	—	—	284.34	7.75	1.01	—	—	—	194.61	14.14	1.53	—	—	—
1006	314.94	93.94	11.82	—	—	—	255.85	86.49	9.65	—	—	—	237.20	73.44	7.98	—	—	—
1012	312.97	238.47	24.54	—	—	—	294.33	290.32	23.32	—	—	—	243.95	243.01	19.17	—	—	—
平 均	229.28	6.60	1.29	392.30	9.14	1.20	195.13	20.29	0.04	382.95	-53.08	-4.11	194.44	36.73	2.18	380.35	10.31	-1.29
絕對平均	229.28	84.56	9.55	392.30	63.57	4.39	195.13	82.34	9.84	382.95	76.19	5.63	194.44	93.73	9.97	380.35	154.70	9.04

表 7. 提姆颱風動力預報模式預測路徑誤差校驗表

Table 7. The errors verification of dynamic model forecasts for typhoon TIM

模式	EBM						PE					
種類	24小時			48小時			24小時			48小時		
預報時間 (UTC)	向量誤差 (Km)	直角誤差 (Km)	角度誤差 (Deg)	向量誤差 (Km)	直角誤差 (Km)	角度誤差 (Deg)	向量誤差 (Km)	直角誤差 (Km)	角度誤差 (Deg)	向量誤差 (Km)	直角誤差 (Km)	角度誤差 (Deg)
0800	211.52	187.56	29.40	242.74	194.48	13.99	249.06	75.06	21.21	398.71	86.56	9.15
12	212.43	-73.91	-15.65	529.05	-283.78	-25.47	361.67	-7.34	-4.14	692.85	-50.57	-8.17
0900	56.56	34.70	3.67	67.48	-43.51	-2.14	103.65	29.31	4.23	340.72	88.17	5.66
12	325.38	17.57	3.83	680.87	-48.20	-4.38	338.41	100.96	20.91	573.62	189.13	13.86
1000	212.17	89.38	9.57	—	—	—	346.05	87.26	12.69	—	—	—
12	484.13	165.52	7.98	—	—	—	243.48	219.61	19.52	—	—	—
平均	250.37	70.14	6.47	380.04	-45.25	-4.5	273.72	84.14	12.40	501.48	78.32	5.13
絕對平均	250.37	94.77	12.76	380.04	142.49	11.50	273.72	86.59	13.78	501.48	103.61	9.21

## 五、颱風影響期間各地氣象狀況

首先，就提姆颱風通過台灣前後而言，圖九為以台灣及附近地區為主並忽略高山資料所做海平面氣壓分析之颱風詳圖，10日08時(10/0000UTC)當提姆在台灣東南方距恆春尚有320公里時，在台灣西南側即已存在另外的低壓中心(圖九a)，應為颱風環流受中央山脈阻擋所造成。10日21時(10/1300UTC)颱風中心已登陸，根據當時之雷達定位，颱風中心仍位於中央山脈東側(圖九b之A點)，將最佳路徑做時間內插後之位置亦如是(圖九b之B點)，但在中央山脈西側依然可分析出另一低壓中心。而若將此時之兩低壓中心連線劃分，則在中央山脈南北兩側呈現了相反的氣壓槽脊配置。之後隨雷達定位到達西部(10/1600UTC)(圖九c)，此相反雙槽脊的配置方告消失，但另一低壓中心的位置則出現在台灣西北側，後來才逐漸成為單獨的颱風低壓系統(10/1700UTC)。由此上可見提姆颱風通過台灣前後，氣壓場之變化似屬王(1992)的分裂過山型，但在此一變化中，颱風與其他低壓中心間之相對位置與相互關係，究竟是颱風環流受山脈阻擋所造成的自然現象，抑或有相互間的取代關係，則是值得另外深入研究的。

提姆颱風侵台期間，由中央氣象局所屬各氣象站測得氣象要素(表八)可發現，全台平地測站中最低氣壓係發生於成功站(959.7hPa，10日1959LST)，

當時正值颱風中心由其附近登陸之際，加上10日20時(10/1200UTC)成功吹南南西風，而稍北的花蓮吹東風(逐時風向資料未附)，可判斷颱風之地面層中心係由成功與花蓮之間登陸。最大瞬間風速及最大平均風速皆發生在位於東南海面上的蘭嶼(瞬間最大65.0m/s，超過17級風；平均41.4m/s，合13級風)但若配合圖九b可發現其發生時間並非颱風中心距該站最近之時，且該站測得最低氣壓之時間亦如此，可見提姆颱風通過台灣前之底層風場結構與地面氣壓場結構並非均勻對稱。又成功與花蓮之最大風速發生時間差在一小時以上，亦為此佐證。

西部最低氣壓發生於台中，而根據雷達定位顯示颱風中心亦係由該站附近出海(圖九b)，兩者最接近時間應於10日23時(10/1500UTC)左右，但該站最低氣壓卻提早出現(10/1334UTC)。其可能原因有二，一為颱風中心登陸後受地形破壞而減弱，故雖颱風中心於稍後經過其附近，但中心氣壓已大不如前；二為颱風地面層氣壓中心根本未越過中央山脈即減弱消失，而由前曾述及的台灣西部低壓中心取代所致，但取代後的中心氣壓值亦不如先前般低。而台中的風向於10日21時30分(10/1330UTC)已由原本較持續的北風分量轉變為較持續的南風分量，附近的梧棲站則於稍後之10日22時00分(10/1400UTC)發生同樣的現象，此兩站風向的轉變及發生的時間似乎都在支持著後一推論。

各地最低氣壓的出現時間大致上是南先北後，



表 8. 提姆颱風侵台期間氣象要素統計表(時間為地方時)

Table 8. The meteorological summary of CWB's stations during typhoon TIM passage

測站 站名	最低氣壓		瞬間最大風速及當時氣象要素					最大平均風速			強風, 10E/S以上		最大降水量 (mm)				總降水量 (mm)	
	數值 (hPa)	時間 (LST)	風速 (m/s)	風向 (LST)	時間 (LST)	氣壓 (hPa)	氣溫 (°C)	濕度 (R.H.)	風速 (m/s)	風向 (LST)	時間 (LST)	時間(起—止) (LST)	一小時	時間(起—止) (LST)	十分鐘	時間(起—止) (LST)	數量	時間(起—止) (LST)
彰化	991.5	11/00:45	48.0	ESE	10/21:33	993.8	26.7	89%	31.2	ESE	10/21:55	10/06:48 12/05:00	15.8	10/23:00 10/24:00	8.0	10/13:00 10/13:10	56.0	10/01:05 11/01:10
基隆	987.4	10/22:51	32.2	E	10/23:09	987.5	26.0	76%	19.2	SE	11/01:07	10/16:11 11/13:44	18.5	10/12:25 10/13:25	9.0	10/12:25 10/12:35	96.2	10/12:15 11/11:30
板橋	1243.1	10/22:35	49.0	SSW	11/00:45	1263.6	21.0	99%	27.0	S	11/02:16	10/11:40 11/14:07	26.0	10/18:36 10/19:36	10.0	10/19:26 10/19:36	123.1	09/20:20 11/15:00
竹子湖	986.6	10/22:27	20.9	S	10/22:27	987.1	22.0	100%	4.2	ESE	10/22:10	—	24.0	10/18:36 10/19:36	10.0	10/19:28 10/19:38	108.4	09/20:55 11/09:05
台北	983.6	10/22:39	46.1	E	10/22:11	984.9	25.0	90%	17.8	E	10/22:19	10/18:00 11/02:00	18.5	10/18:38 10/19:38	8.0	10/10:20 10/10:30	112.4	10/02:30 11/08:45
新竹	968.3	10/22:04	33.0	ENE	10/21:35	969.6	26.9	72%	18.2	ENE	10/21:37	10/09:04 10/22:41	2.5	11/00:50 11/01:50	10	11/07:00 11/07:10	10.7	10/17:50 11/09:10
梧棲	966.9	10/21:25	27.2	NNE	10/21:23	970.2	28.6	70%	15.2	NNE	10/20:45	10/17:30 11/05:00	8.0	10/23:00 11/00:00	2.0	10/23:15 10/23:25	30.4	10/18:20 11/16:00
台中	963.0	10/21:34	14.0	SW	10/22:27	974.7	25.7	92%	6.0	SSW	10/22:29	—	7.7	10/22:32 10/23:32	1.9	10/23:00 10/23:10	41.4	09/11:10 11/16:00
日月潭	866.8	10/21:16	19.1	SSE	10/22:37	871.4	19.8	92%	6.9	S	10/22:47	—	14.5	10/21:37 10/22:37	3.0	10/22:22 10/22:32	50.1	10/11:45 11/15:00
澎湖	979.6	10/21:13	23.8	NNE	10/20:22	981.2	28.2	82%	12.5	NNE	10/18:15	10/01:30 11/15:00	9.5	11/12:50 11/13:50	3.0	11/13:05 11/13:15	30.0	10/23:10 11/14:20
東吉島	980.5	10/21:00	32.2	NNE	10/19:58	980.7	27.6	84%	22.7	NNE	10/19:55	10/10:32 11/09:00	1.0	10/22:40 10/23:40	0.4	10/23:20 10/23:30	4.4	10/22:08 11/05:50
阿里山	1739.3	10/20:18	31.1	S	10/23:55	1745.0	14.1	96%	10.9	SE	11/00:35	10/23:17 11/01:00	40.5	10/21:26 10/22:26	10.5	10/21:21 10/21:37	175.1	10/08:17 11/16:00
玉山	2829.0	10/21:00	—	—	—	—	—	—	28.9	SSW	11/00:20	10/19:30 11/06:20	32.8	11/20:00 11/21:00	8.5	11/20:10 11/20:20	258.4	10/02:00 11/16:00
嘉義	976.2	10/21:53	25.4	SSE	10/23:09	980.2	27.0	86%	14.7	SSE	10/22:56	10/22:25 11/02:30	5.1	10/22:54 10/23:54	2.5	11/07:59 11/08:09	28.0	10/12:30 11/16:00
台南	976.7	10/20:21	22.4	S	11/02:22	986.3	25.6	97%	12.8	SSE	11/02:19	11/01:54 11/06:17	18.0	11/01:58 11/02:58	12.0	11/13:21 11/13:31	47.1	10/12:30 11/16:00
高雄	980.9	10/19:10	18.2	S	11/14:18	997.0	27.2	85%	11.4	SE	11/05:07	11/04:55 11/05:15	22.0	11/01:18 11/02:18	8.2	11/14:51 11/15:01	37.3	10/01:20 11/15:30
恆春	978.9	10/17:33	19.8	S	11/14:55	996.4	26.4	88%	9.2	S	11/13:39	10/17:50 11/16:00	18.0	10/13:51 10/14:51	8.0	11/11:20 11/11:30	109.0	10/02:18 11/16:00
蘭嶼	971.1	10/14:11	65.0	N	10/12:32	977.4	24.3	94%	41.4	N	10/11:48	09/17:00 11/10:00	28.0	10/16:08 10/17:08	8.5	10/16:27 10/16:37	101.3	09/19:42 11/09:12
大武	976.0	10/19:01	21.5	E	10/07:35	995.0	28.0	87%	8.9	NE	10/07:41	—	51.5	11/04:40 11/05:40	13.0	11/05:10 11/05:20	205.5	10/01:15 11/16:00
台東	970.4	10/20:01	27.7	SW	10/20:01	970.4	27.1	86%	11.4	SSW	10/21:18	10/21:10 10/21:40	59.0	10/23:00 10/24:00	23.0	10/23:42 10/23:52	286.0	10/01:10 11/15:55
成功	959.7	10/19:59	50.8	SSW	10/20:17	966.1	25.5	90%	36.1	SSW	10/20:22	10/09:40 11/05:20	35.0	10/16:50 10/17:50	17.0	10/17:00 10/17:10	257.0	10/00:10 11/15:00
花蓮	976.3	10/20:10	42.1	SE	10/22:34	987.1	25.9	88%	29.4	ESE	10/21:32	10/18:40 11/06:50	38.0	11/00:09 11/01:09	13.0	11/00:46 11/01:56	283.0	09/23:30 11/16:30
蘇澳	983.1	10/21:34	54.0	SE	10/21:22	983.5	25.3	80%	29.0	SE	10/21:38	10/16:45 11/14:50	17.5	10/17:45 10/18:45	10.0	10/18:35 10/18:45	141.7	09/19:40 11/15:40
宜蘭	987.9	10/22:30	34.9	SSE	10/21:24	989.3	25.1	93%	13.7	SE	10/21:33	10/18:10 11/00:20	33.0	10/21:05 10/22:05	14.4	10/12:50 10/13:00	164.5	09/19:22 11/09:00

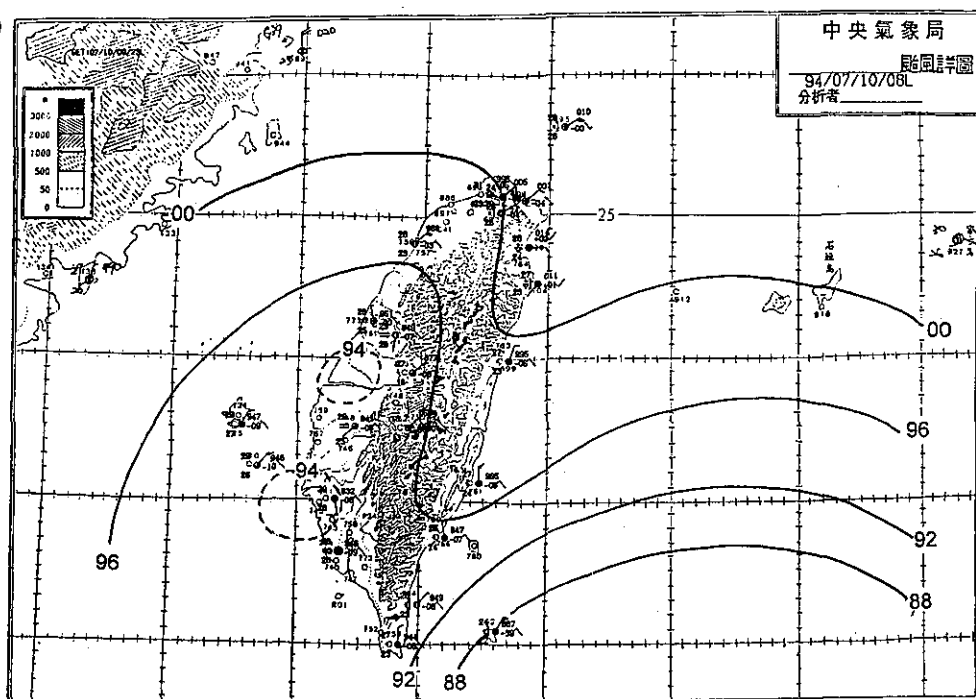
註: \*—表該站屬高山測站, 其氣壓值以重力位高度代表。

'0'—表加強觀測結束時, 該現象仍持續中。

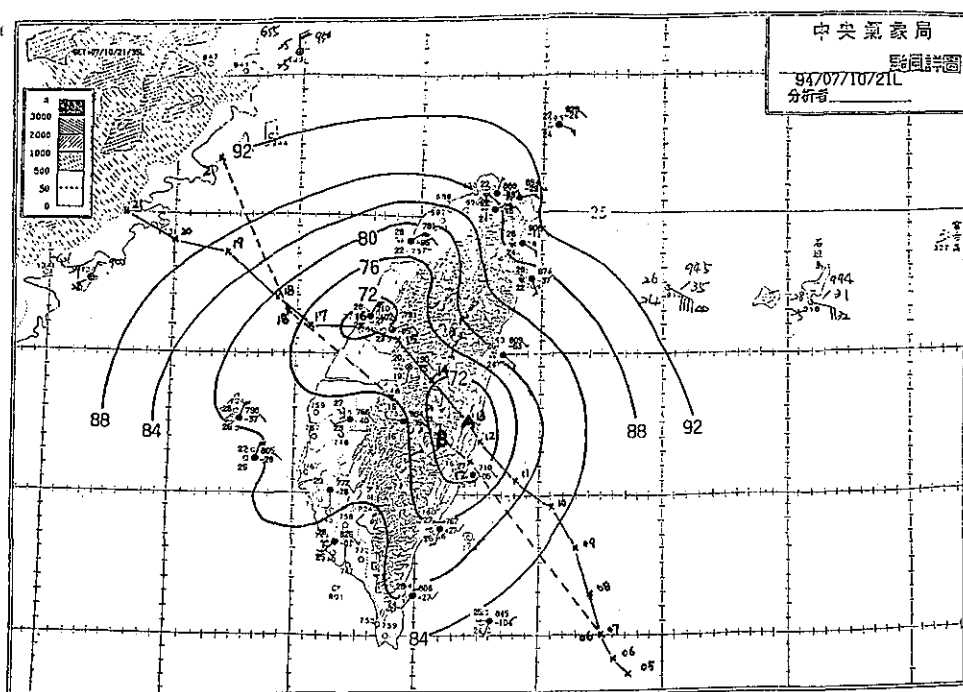
而東部又較西部早，最早出現的是蘭嶼站，最晚者為北部海面的彭佳嶼站。不過，各地最大風速(瞬間及平均)發生時間並未如最低氣壓者之較明顯的東西及南北時間差。就最大平均風速而言，若排除

地勢較高的蘭嶼站(海拔324公尺)，則大於七級風(13.9m/s)的氣象站大致分布於西部的梧棲以北地區、東部的成功以北地區及台灣海峽上的東吉島，所涵括之範圍幾乎全在颱風路徑的右側，大風範圍與王

圖九(a)



圖九(b)



圖九(c)

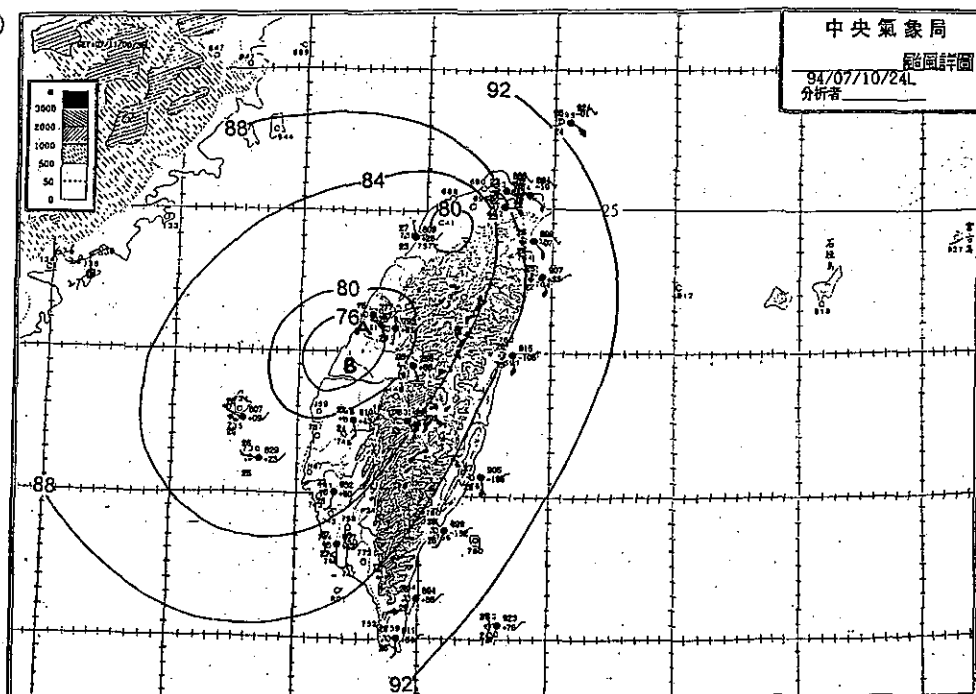


圖 9. 民國83年7月10日提姆颱風通過台灣前後之地面颱風詳圖 (a)08時，(b)21時（其中實線為雷達定位路徑，虛線為最佳路徑），(c)24時。

（圖中A點為雷達定位，B點為對最佳路徑做時間內插所得之位置）

Fig 9. The mesoscale surface pressure charts during TIM passing Taiwan of July 10, 1994 at (a)00UCT, (b)13 UTC, (c)16UTC

(1992)之結果相當一致；而瞬間最大風速超過十一級風(28.5m/s)者亦有類似的分布情形，顯示颱風侵台時的底層風場結構仍以路徑之右側部分較強。

強風開始時間( $\geq 10\text{m/s}$ )較早者乃位於離島的蘭嶼、澎湖、彭佳嶼、東吉島站，以及沿海的新竹及成功站，顯示地形屏障所造成的抑制影響，而中南部地區又明顯落後於其他地區，亦為中央山脈屏障之故。颱風結束時間仍以離島在解除警報後依然持續出現為最晚，中南部和東南部之強風持續時間相對仍較短，其中台中和大武站甚至未出現過強風。

在雨量方面，總雨量以台東的286.0公厘為最多，花、東地區各站皆超過200公厘，宜蘭及台北各站在100公厘以上，基隆站則接近100公厘，西南山區亦有豪雨發生，而其他地區測站之總雨量則小於50公厘，並以東吉島的4.4公厘為最少，總雨量

的分布狀況與林和徐(1988)之結論相同；一小時降雨量之最大值為台東的59.0公厘，花、東仍為相對較大的地區；最大之10分鐘降雨量亦有相同的分布。

另外，由提姆颱風侵台期間，各站逐時氣溫和相對濕度資料分析，未曾發生因氣流越過山脈而造成的焚風現象。

## 六、災情

提姆颱風以強烈颱風的姿態，挾帶大風大雨橫掠台灣，對全台造成相當大的災情：

(一)人員及房屋：依據警政署調查報告，死亡17人，失蹤6人，受傷70人，房屋全倒181間，半倒180間。

(二)農業：依據農委會災情報告，總計農田、農作物、畜牧、漁業、林業、水土保持及水利工程等

損失金額共計新台幣24億5千萬元，全省皆有災情，以花蓮現最為嚴重，次為宜蘭、台東、嘉義及彰化，省農林廳並宣布宜、花、東三縣為災區。花蓮港有三艘漁船沈沒。

②交通與民生：公路因多處坍方或路基流失而中斷；台鐵西幹線停駛30列次，北迴線及花東線共停駛49列次；花蓮縣更因鐵路之停駛或損壞中斷及機場暫停起降，導致對外交通全部中斷；停水共40萬戶；停電200萬戶，宜蘭全縣在內。

## 七、結語

提姆颱風於菲律賓東方海面發展為輕度颱風之後，在路徑上雖有小幅振盪，但因位於東西向低壓帶內，受其環流之作用，加上北方始終為副熱帶高壓脊的綜觀形勢，以及與另一颱風間的藤原效應，使其生成後持續地往西北方向移動，強度並不斷增強，終於以強烈颱風的強度侵襲台灣，造成嚴重災情。地形的破壞使其於通過台灣後強度減弱，並繼續往西北移入中國大陸，最終在華南減弱消失，總生命期為90小時。由於其於路徑上的下邊界狀況在登陸台灣前後之不同，造成提姆颱風的強度變化在衰弱期較發展期為迅速。

侵台期間各地最低氣壓的出現時間南先北後，東部較西部早；最大風速的發生時間則離島較本島先，台灣沿海較島內早，而中南部又明顯落後其他地區；最大風速北大南小；累積雨量以花、東最多，東半部及北部又較其他地區多。

預報方法之校驗顯示官方預報較客觀預報為佳，客觀預報中又以統計方法較動力方法為優；而外延法為客觀預報中表現最佳者，顯示提姆颱風在路徑上有不錯的持續性。

## 參考文獻

- 王時鼎，1992：侵台颱風路徑、強度、結構及風雨整合研究。國科會防災科技研究報告80-73號。
- 林雨我、徐晉淮，1988：侵襲台灣颱風之降雨分佈研究。氣象學報第三十四卷第三期，196-215。
- Dvorak, V.F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from Satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.
- Yeh, T.-C., and R.L.Elsberry, 1993: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3193-3212.

## REPORT ON TYPHOON TIM OF 1994

Ta-Wei Lin

Weather Forecast Center  
Central Weather Bureau

### ABSTRACT

TIM was the fifth typhoon in 1994 that occurred over the western North Pacific in July. After initiating over the sea of east Philippines, it gradually intensified while steadily moving northwestwards. It then landed on and crossed Taiwan while in its mature stage, which caused great damages in Taiwan. Finally it dissipated in south mainland China after passing through Taiwan. The asymmetry in the growing and the decaying rates of intensity, before and after its mature stage, may be resulted from the difference in the land-sea proportion.

During its passage, the deepest surface pressure occurred earlier for the south and the east parts of the island. The strongest wind occurred earlier for the coastal areas and islands around, and was greater for the north part than the south part. The rainfall was mainly concentrated on the east and north parts of Taiwan.

Volume 41 Number 1

March 1995

# Meteorological Bulletin

(Quarterly)



## CONTENTS

### Articles

- Implementation and Application of Background Geographical  
Map of WSR-88D Radar ..... Hao-Chun Hsu (1)
- Computation Procedures for the ARAKAWA-SCHUBERT  
Parameterization ..... Ming-Dean Cheng (17)
- A Report of CWB Short Climate Variation Monitor  
and Analyses : November and December 1994.  
..... Mong-Ming Lu and Yuen-Nian Chen (42)

### Report

- Report on Typhoon TIM of 1994 ..... Ta-Wei Lin (61)

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

統 一 編 號  
〇〇九〇八三八四〇〇六八

ISSN 0255-7785



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

# 氣象學報

季刊

第四十一卷 第二期

目次

## 研究論文

- 台灣附近海域風場之觀測及探討 ..... 王玉懷 莊文思 (81)
- 中央氣象局全球波譜模式的次網格地形  
重力波拖曳力參數化 ..... 蕭志惠 (91)
- 臺灣臭氧量與紫外線(UVB)之分析研究 ..... 徐辛欽 周淑美 (106)
- 台南地區能見度與懸浮微粒之相關研究  
..... 柳中明 沈金清 楊之遠 (123)

## 報 告

- 民國八十年北太平洋西部颱風概述 ..... 陳清得 (131)

+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++												+++++											
+++++																							

# 台灣附近海域風場之觀測及探討

王 玉 懷      莊 文 思

國立台灣大學海洋研究所

## 摘 要

風場資料常被用在氣象預報及自然科學研究上。為瞭解台灣附近海域之風場，我們分析了中央氣象局、海軍及台電公司在台灣沿岸及離島之主要氣象站1993年全年之風速、風向資料。分析結果顯示：1)各離島測站資料之可信度尚稱良好。各沿岸測站風速則普遍偏低，且風向大多不具代表性。2)台灣鄰近海域之風場大致上是相同的，主要是由冬夏季節風所控制。東北季風起自九月至次年四月中，西南季風由五月至九月左右。3)風力最強在烏坵站，年平均風速達9 m/s左右，冬季時常可見25m/s以上之強風持續吹襲數天。4)台灣東北角之風向風速比較變化多端，這可能是受冬季高壓之移動所影響。5)沿岸測站所產生的偏差主要是受到山丘或建築物的遮蔽效應影響。對於沿岸測站觀測所得不具代表性之問題，建議氣象局將風速計改置於不受地形地物遮蔽之高塔上。

關鍵字：沿岸風，遮蔽效應，季節風

## 一、前 言

氣象資料，諸如風、氣溫、氣壓、降雨、雲量等，對我們日常生活有密切關係。在近岸海洋研究上，這些氣象資料更是不可或缺的。例如風對海流有決定性的影響；海氣間的熱量傳輸控制著“海水混合層”的厚度(Wang,1991)。目前這些氣象資料有許多公私立機構在作例行性的觀測，以用於氣象預報、飛航安全、大氣監測等。為瞭解台灣週圍各測站之觀測是否對該站附近海域之風場具有代表性，本文即針對台灣沿岸及離島之主要氣象站之資料進行探討，以作為使用這些資料時的參考。我們也對沿岸測站的觀測結果提出一些探討。

## 二、資料來源

本研究所用之資料主要來自中央氣象局(CWB)及海軍氣象中心(Navy)，測站分佈如圖1所示，包括

宜蘭(CWB)、蘇澳(CWB, Navy)、花蓮(CWB, Navy)、台東(CWB)、恆春(CWB)、梧棲(CWB)、淡水(CWB)、基隆(Navy)等沿岸測站。離島測站則有馬祖(Navy)、烏坵(Navy)、彭佳嶼(CWB)、馬公(CWB, Navy)、東吉島(CWB)、蘭嶼(CWB)及東沙(Navy)。這些測站的選擇，在地理位置上概括了台灣附近海域之風場。在時間上，我們選取1993全年之資料進行分析，檢視其他年的資料結果相似(莊，1994)。此外，我們也應用台電公司在鹽寮的觀測，包括高塔93及63米，低塔63及21米之紀錄。歐洲氣象中心(ECMWF, 1993)之模式客觀分析資料(1992)，也被引用來與台灣東北角之觀測互作比較。

## 三、資料分析

經驗上，澎湖所測得的風常被用來代表台灣海峽的風場(例如：Chuang, 1986)，故我們首先檢視馬公(CWB, Navy)及東吉(CWB)之觀測。圖2為澎湖地區測風站之向量圖，這三站的觀測大致上是相似

的，因各站為獨立觀測其結果基本上是可信的。全年風之速度平均在馬公站為4.62m/s(CWB)及6.78m/s(Navy)，東吉則是7.55m/s。東吉測站位於開闊海域，風速計距海平面約43m，海軍馬公站位於澎湖灣，風速計高17m。東吉及海軍馬公站的風速較強，且二站所得結果差異極小。但是，中央氣象局的測站為在馬公市區之樓頂，高約20m，其測得風速在三站中為最小，且風向較其它二站偏南，雖然鄰近之建築高度並未超過風速計，但如以海軍馬公及東吉為準，測得之風速風向已有明顯偏差。

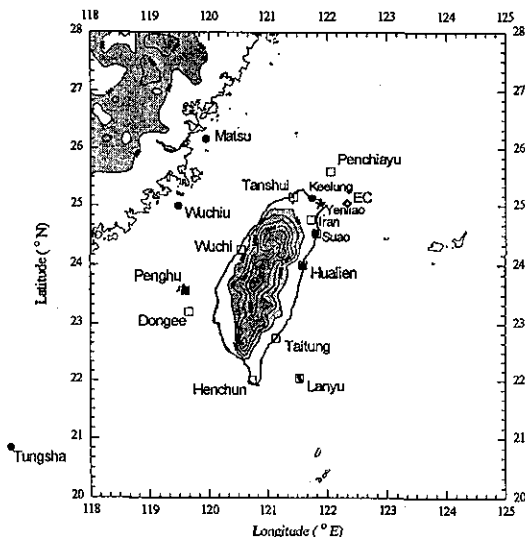


圖 1. 台灣週圍氣象測站位置示意圖，黑點為海軍測站，方形為中央氣象局測站。  
台電鹽寮測站及EC站亦標示圖中。

遮蔽效應所造成的風速減弱在台灣沿岸測站尤其明顯，例如中央氣象局在東北角之測站：包括宜蘭、蘇澳及花蓮(圖3)。宜蘭全年風速均小於2m/s，蘇澳則低於5m/s。至於風向亦有偏差，台灣全島各地或多或少均受到季風影響，但宜蘭站幾乎測不到南風，而蘇澳站則缺少北風，很明顯的乃是受到了建物或山丘的阻隔。花蓮站所測資料略佳，但其最大風速仍僅達10m/s左右而已，明顯的有偏低的現象。

海軍花蓮測站之風比中央氣象局花蓮氣象站大些(圖4)，這是因為海軍測站在花蓮港邊，東面為開闊的太平洋，故遮蔽效應程度已減至最低。但是，其風速仍明顯的比澎湖地區弱。假設儀器操作一切正常，則測站西方之山脈，雖是在十數公里外，已對本站所測之10米風有所影響。再以海軍在

東北角之蘇澳及基隆兩測站為例，如圖4所示，很明顯地，其所測結果亦有偏差。蘇澳站在東北季風期間測到西北風為主。基隆站之風速甚小，尤其是西南季風期間風力甚微。這三站雖同在東北角，所測得風之形態卻大不相同。

在離島觀測的風速、風向很明顯的要較沿岸者佳。圖5為馬祖、彭佳嶼及蘭嶼測風站之向量圖。馬祖測得強烈的東北季風，其變化亦與海軍馬公測站之結果相近。這兩測站的風因不受遮蔽，故對台灣附近海域風場較具有代表性。彭佳嶼之風則比較特殊，其風向變化較大，在東北季風期間常發現旋轉之風場。彭佳嶼位於台灣北端，測站之風速計設在燈塔上，海拔99米，故應不會有遮蔽效應。蘭嶼測站高324米，其風速也最強，冬夏季風明顯；較特殊的是夏季時西風強盛，可能是西南季風在較高處已有轉向西風之趨勢。此外，中央山脈及颱風對蘭嶼夏季風場或許亦有影響。

彭佳嶼特殊之風場可與其南方之鹽寮高塔(93m)的風作比對。結果顯示此二站之風場十分相近，故其觀測可信度應無問題。鹽寮高塔(93m)及低塔(63及21m)三層高度之資料十分可貴。我們進一步用來研究風場隨高度變化之邊界層結構。圖6為此三高度之風向量圖，如所預期的，21m高的風明顯的比高層的小。理論上風速隨高度的變化可以用對數定律(Log-law)來描述(Businger, 1971)。我們以此三組資料來驗證對數定律下之表面粗糙度( $Z_0$ , Surface Roughness)。計算結果得到 $Z_0$ 之平均值為4m左右，此值遠超過文獻記載之陸地 $Z_0$ 值 $10^{-2}$ m及海面 $Z_0$ 值 $10^{-4}$ m。這表示鹽寮的風已經受到附近山丘的影響，風速接近地面時有較大幅度的減弱。

#### 四、台灣附近海域之風場形態

為進一步比較各測站間之風場，我們將各不同高度的風速換算成離地面10米高的風( $U_{10}$ )，其換算方法可參考Jackson et al. (1989)。簡短地說， $U_{10} = U_z \cdot \ln[10/Z_0] / \ln[Z/Z_0]$ ， $U_z$ 為風速計於高度 $Z$ 之實測值。 $Z_0$ 之起始值暫設為 $10^{-4}$ ，應用係數公式 $C_d = [U/U_{10}]^2$ 及 $C_d = [0.49 + 0.065 \cdot U_{10}] \cdot 10^{-3}$ ，可算出地表風速 $U_*$ 。再以公式 $U/U_* = 1/k \cdot \ln[Z/Z_0]$ 計算得出新的 $Z_0$ 值，當重複計算至 $Z_0$ 值不變時則可算出 $U_{10}$ 。若 $U_{10}$ 小於10m/s則以 $U_{10} = 1.55 \cdot U_z \cdot \ln[Z/Z_0]$ 計算，此時 $Z_0$ 取為 $9.67 \cdot 10^{-5}$ m。



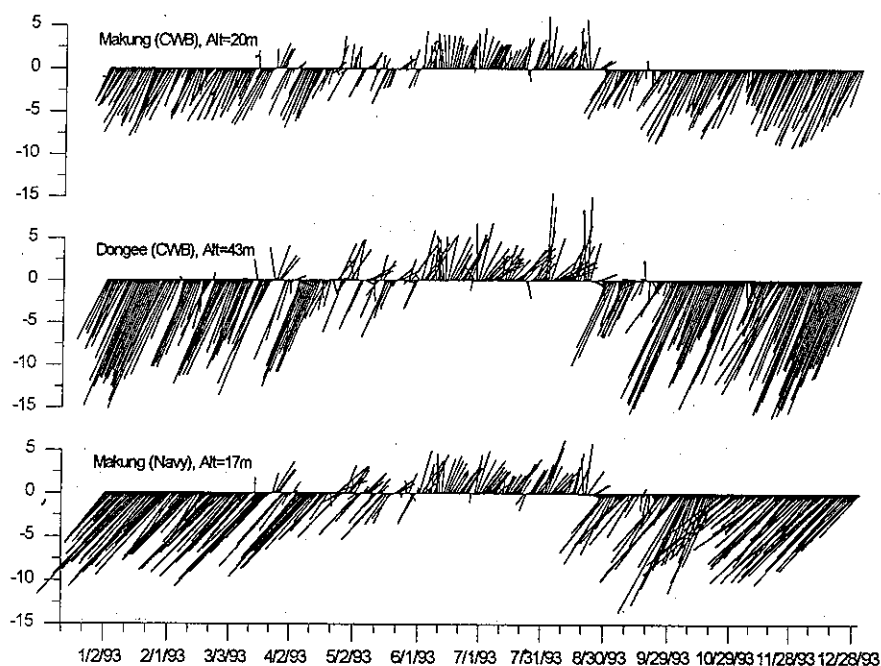


圖 2. 澎湖群島附近三個氣象測站的風向量圖。這三站的觀測大致上是相似的，全年風之速度平均約在5至8m/s間。

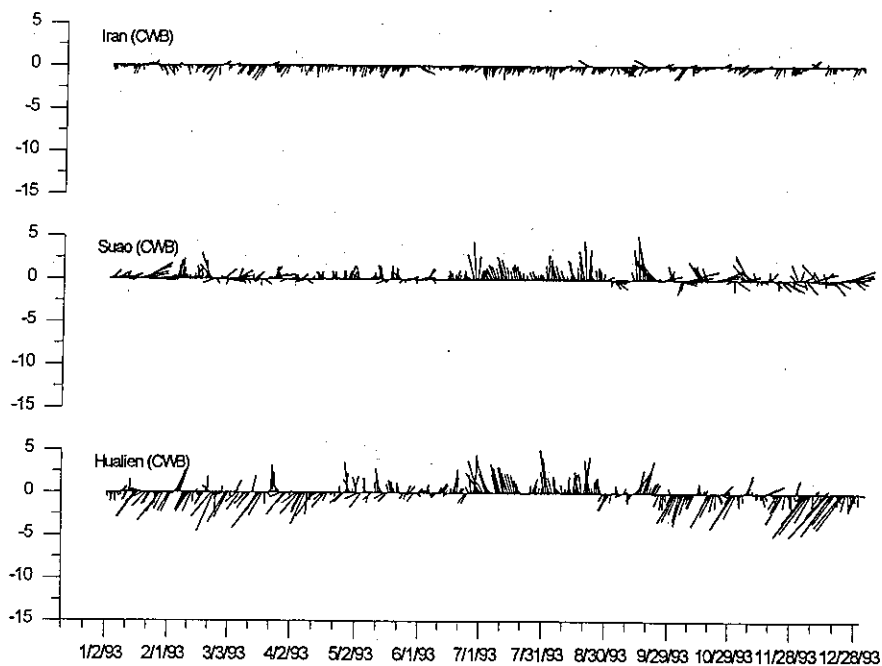


圖 3. 台灣東北角中央氣象局測站，宜蘭、蘇澳及花蓮的風向量圖。遮蔽效應造成風速明顯的有偏低的現象。

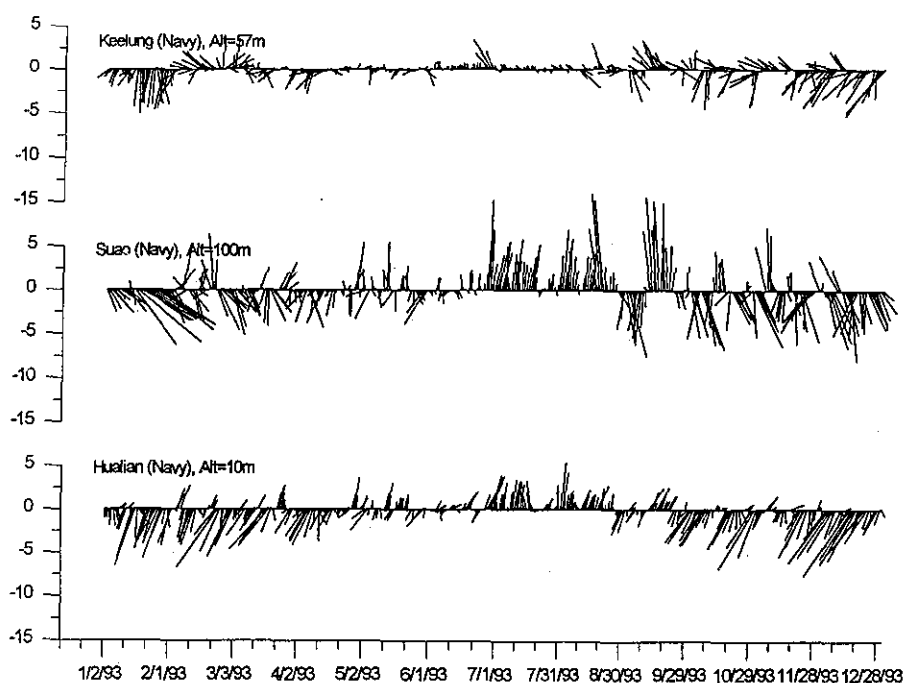


圖 4. 台灣東北角海軍氣象測站，基隆、蘇澳及花蓮的風向量圖。其風速比圖3中之測站略強，但仍明顯的比澎湖地區弱。

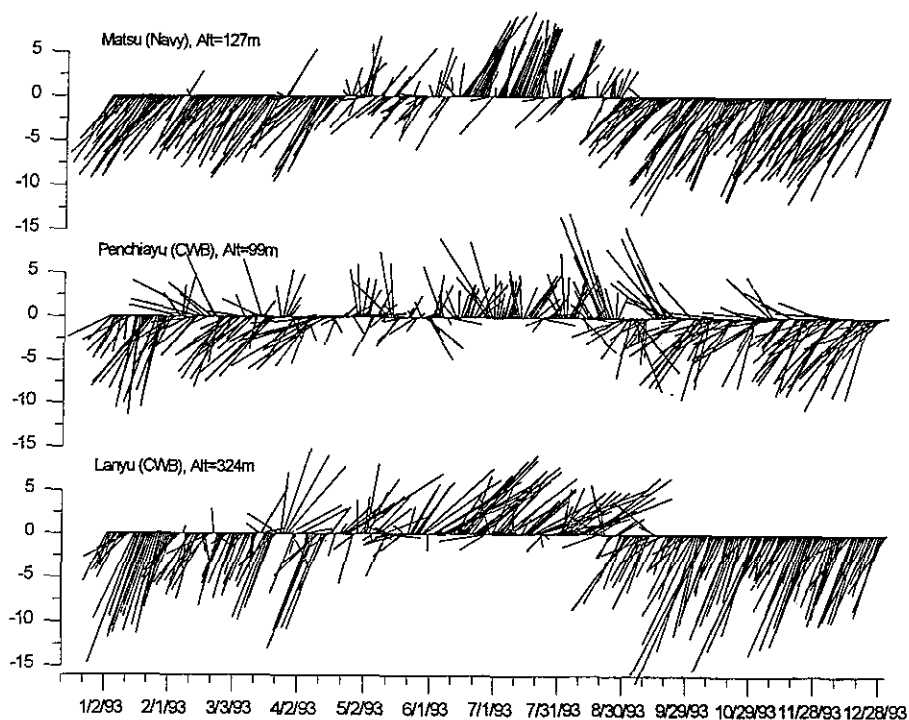


圖 5. 馬祖、彭佳嶼及蘭嶼三個離島測站的風向量圖。這些測站的風因不受遮蔽，故對台灣附近海域風場較具有代表性。

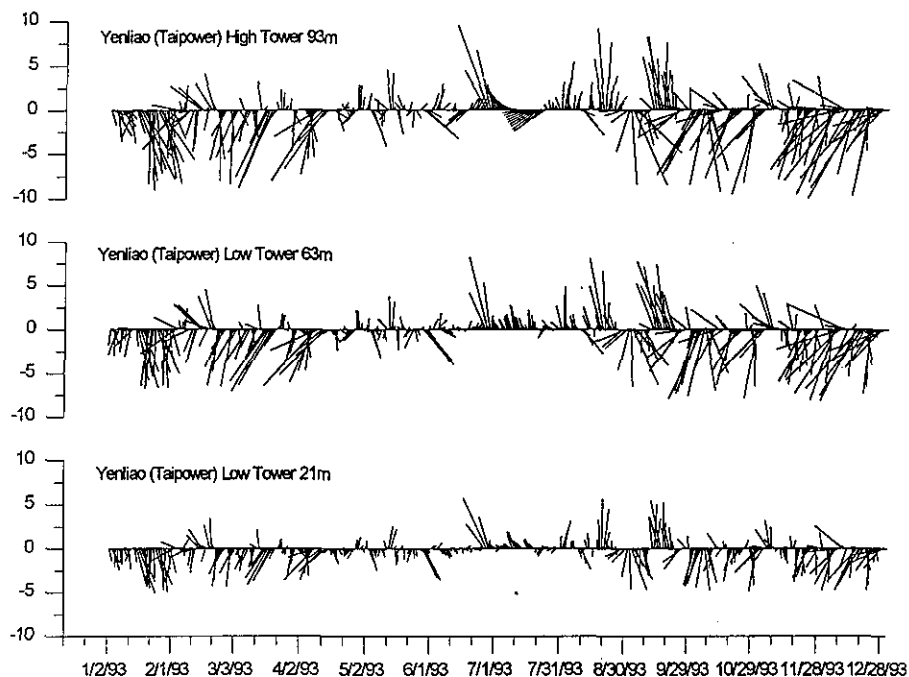


圖 6. 台電鹽寮高低塔所觀測三層高度的風向量圖。21m高的風明顯的比高層的小，這是因受附近山丘的影響，風速接近地面時有較大幅度的減弱。

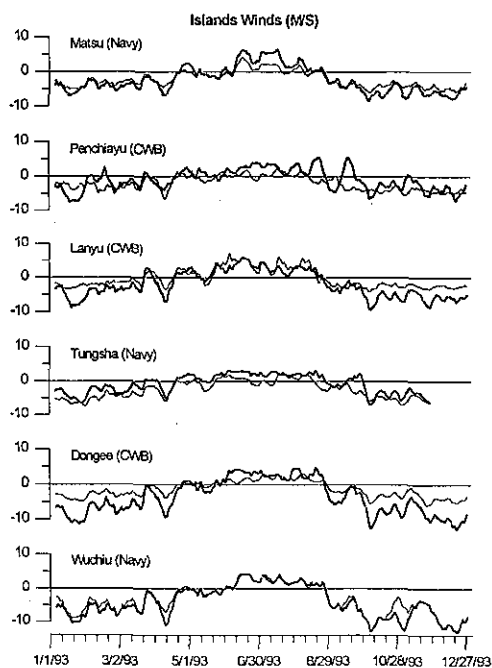


圖 7. 台灣附近六個離島測站的風速時間序列圖（三日平均）。各離島測站的風基本上十分相近。夏季之西南季風起自四月中，持續約4個月的時間，冬季之東北季風始於十月初，止於次年的四月。

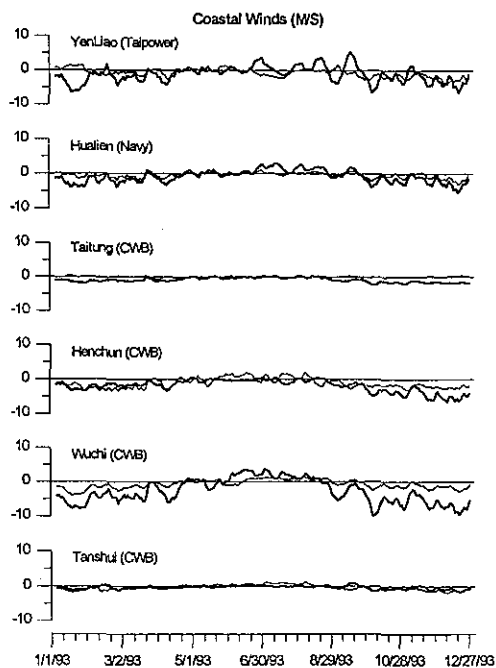


圖 8. 台灣沿岸六個代表測站的風速時間序列圖（三日平均）。只有鹽寮與梧棲有較正常的風，其餘測站如東岸的花蓮、台東，南端的恒春及北部的淡水，風速均甚小，甚至幾乎無風。

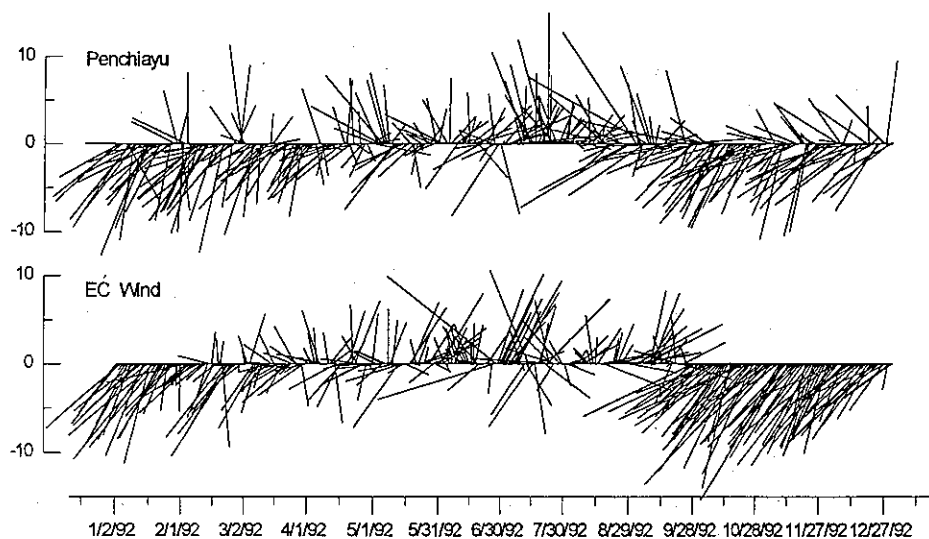


圖 9. 彭佳嶼實測風與EC模式分析結果的比較，其在1992年之風速大小及風向變化均十分相近。

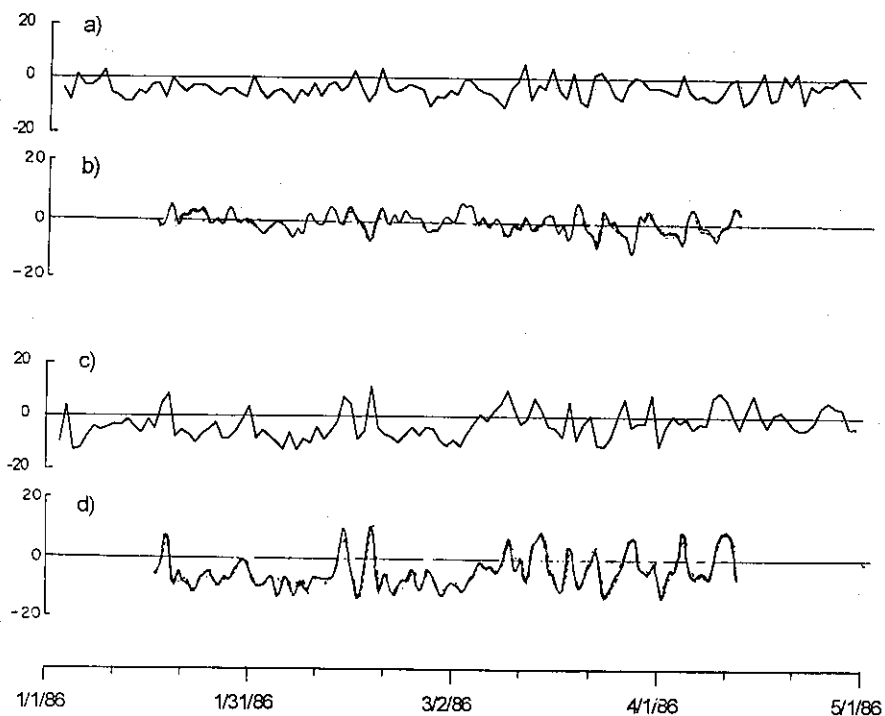


圖 10. 彭佳嶼a)東西分量c)南北分量與日本氣象浮標b)東西分量d)南北分量在1986年的觀測大致上也是相似的。

表 1. 台灣鄰近海域12個代表性氣象測站的風速向量統計結果。

站名	全年			冬季			夏季		
	平均U	平均V	平均速度	平均U	平均V	平均速度	平均U	平均V	平均速度
馬祖	-3.488	-4.390	5.607	-4.265	-5.809	7.207	.857	2.864	2.989
烏坵	-5.431	-7.111	8.947	-7.985	-9.054	12.072	1.898	2.189	2.897
東吉嶼	-3.438	-8.026	8.731	-3.686	-8.598	9.355	1.559	2.871	3.267
蘭嶼	-2.403	-5.006	5.553	-2.469	-5.770	6.276	3.381	2.789	4.383
彭佳嶼	-2.883	-3.543	4.568	-4.180	-3.328	5.343	.265	2.595	2.609
東沙	-5.864	-3.685	6.926	-5.079	-4.300	6.655	.374	2.164	2.197
花蓮	-0.416	-2.220	2.258	-0.934	-2.171	2.363	.168	1.260	1.271
台東	-0.065	-1.314	1.316	-0.005	-1.573	1.573	-.016	-0.088	0.090
恆春	-2.195	-2.233	3.131	-2.079	-4.316	4.790	.420	-0.198	0.465
梧棲	-2.365	-5.471	5.961	-1.462	-6.362	6.527	.618	1.822	1.924
淡水	-0.839	-0.702	1.094	-1.162	-0.636	1.324	.514	0.117	0.527
鹽寮	0.157	-2.858	2.862	-1.976	-2.620	3.281	-.520	0.986	1.114

表 2. 梧棲及六個離島測站的經驗正交函數分析結果。

模數	東西分量振幅		南北分量振幅	
	1	2	1	2
馬祖	-0.32	-0.22	-0.35	0.59
烏坵	-0.64	-0.59	-0.47	0.45
東吉嶼	-0.32	0.10	-0.49	-0.26
蘭嶼	-0.38	0.61	-0.38	-0.02
彭佳嶼	-0.31	0.11	-0.29	-0.52
東沙	-0.35	0.45	-0.27	-0.29
梧棲	-0.15	-0.05	-0.35	-0.16
共扼值	52.78	5.52	118.71	6.68
總變化量	80.43%	8.40%	87.48%	4.92%

圖7及圖8為六個離島測站及六個沿岸測站之10米風，圖中粗線為南北分量(NS)的風，而細線則為東西分量(EW)。其中鹽寮是由高塔93m風換算而來的。為了便於比較，所有資料均經過一個三天的低頻濾波。圖7顯示6個離島測站的風基本上十分相近。夏季之西南季風起自四月中，持續約4個月的時間，冬季之東北季風始於十月初，止於次年的四月。相反的六個沿岸測站中，只有鹽寮與梧棲有較正常的風。其餘測站如東岸的花蓮、台東，南端的恒春及北部的淡水，風速均甚小，甚至幾乎無風(圖8)。梧棲的風與東吉十分相似，兩者之日平均風之相關係數高達0.94(NS)及0.85(EW)。東吉對梧棲之迴歸係數則為1.28(NS)及1.54(EW)，東吉風比梧棲稍強，除了位於開闊海域外，東吉站標高43m而梧棲風速計高約10m，上述對數轉換定律可能也會有些誤差。雖是如此，梧棲站是目前中央氣象局沿岸測站中可信度最好的測風站。

上述沿岸六站及離島六站風速之統計資料列於表1。其計算是根據每三小時一筆之資料，冬季風以該年最後90天為代表，夏季則從第150天至第240天。表一中可見烏坵為風力最強之測站，風速向量之年平均為9m/s。冬季平均風速高達12m/s，夏季則降至3m/s左右。此站冬天可常見到25m/s之強風持續數天。東吉也是一風力較強測站，年平均風速為8.7m/s，冬季平均風速9.4m/s，夏季3.3m/s。沿岸測站只有梧棲之風速與離島相近，年平均風速為6m/s，冬季6.5m/s而夏季為2m/s。其餘測站風均較小。

我們進一步利用經驗正交函數(Empirical Orthogonal Function, 簡稱EOF)來分析梧棲及六離島測站的風。選取此七站之原因是其風較具代表性且地理位置上也平均散佈在台灣週圍，適合做EOF分析。其結果如表2所示，第一模佔80%(EW)及87%(NS)之總變化量；意即這七站的風是相關的。在振幅的變化上，東西分量之振幅以烏坵(0.64)最大，梧棲(0.15)最小。其餘站介於0.31-0.38之間。梧棲之低值可能是因其東向的來風受到中央山脈的影響而減小。南北分量之振幅較平均分佈，東吉0.49，烏坵0.47，彭佳嶼之0.29及東沙之0.27略小。

彭佳嶼測站的風較為特殊，其風向較其他測站

變化多端。前節已述彭佳嶼之風場與鹽寮高塔的風場十分相近。我們更進一步的將彭佳嶼的風與鄰近測站作比較，包括歐洲氣象中心(位置如圖1所示)的分析值(ECMWF, 1993)以及北方海上日本氣象浮標(126°05'E, 28°20')的紀錄(Hsueh and Tinsman, 1987)。圖9顯示彭佳嶼與EC在1992年之風速大小及風向變化均十分相近，圖10顯示彭佳嶼與日本氣象浮標在1986年的觀測大致上也是相似的。這些結果說明彭佳嶼與鹽寮的觀測資料基本上是可信的。然而事實上東北端海域之風較他處明顯不同，對風向之常變的合理解釋是受冬季大陸高壓及夏季太平洋高壓的影響。為加強這點說明，由天氣圖上我們發現冬季鋒面經常是由中國大陸出海沿東南走向通過台灣北部海域。這些冬季氣旋及其與黑潮暖流的交互作用可能是造成台灣北端風向多變的主因。這此推論仍有待進一步的研究探討。

## 五、結 論

為瞭解台灣鄰近海域之風場變化，我們分析了台灣週圍21個測站的紀錄。澎湖附近三個測站的風大致是相似的，其觀測的可靠性應無問題。但是，東吉島的風似乎有受到東側山丘的影響，而中央氣象局馬公站的風速較海軍測站小許多，這是因為氣象局測站位於馬公市區受大樓建築的影響。這種風速受山丘或建物影響而減小的現象在台灣沿岸測站尤其明顯。例如氣象局的宜蘭、蘇澳及花蓮所測風速都很小。淡水更是幾乎無風的狀態。海軍在花蓮、蘇澳及基隆所測風速比氣象局的稍微好些，但仍有受到遮蔽效應的影響。

各離島測站的風速普遍的均較強，烏坵的年平均風速達9m/s左右，所觀測的風速風向也和海軍馬公及馬祖測站相似。這些測站因沒有受到山或建築物的影響，可用來代表台灣附近海域的風場。其季節性變化很明顯，冬季的東北季風從十月起延續到次年的四月。夏季的西南季風則從四月中起，維持四個月左右。其他離島測站之年平均風速約在6m/s左右，經驗正交函數分析結果顯示其第一模的變化量佔總值的80%以上。意即台灣鄰近海域的風場是相似的。唯一的例外是在台灣北端，其風向變化較多，這可能是受冬季鋒面的移動所影響。

鹽寮高低塔三層高度的風速提供一個很好的機

會以研究地面邊界層效應。資料分析結果得到表面粗糙度(surface roughness)的值為4米左右。此值比一般常見的表面粗糙度高出許多。這是因為鹽寮低塔測站的風已經受到附近山丘的影響而大幅減弱。這種山丘的遮蔽效應也可在其他許多沿岸測站發現，例如蘇澳、花蓮等。

地面氣象觀測資料應用於海象預報已是頗為成熟之科技，例如以風場推算流場、波浪場、混合層深度等，但先決條件為測得之氣象資料具代表性，亦即不受小尺度區域性特徵，特別是人為因素之影響。由此次研究檢視21個測站資料之分析結果顯示大部分CWB本島海岸測站(甚至澎湖馬公站)所測得之風速、風向均有疑義，而無法應用於近岸海域之研究或預報。究其原因，測量儀器或方法應無問題，主要仍在站址選擇不當。大部分測站均歷史悠久，設置時可能位於開闊之地，但時至今日，四週已受到建物遮蔽，以致無法測得正確風速及風向，故建議氣象局將風速計改置於不受地形地物遮蔽之高塔上，資料庶幾可為海洋應用研究使用。

## 謝 誌

本文資料由中央氣象局、海軍氣象中心及台電公司所提供。感謝梁文德先生、馬名軍、徐錦珠小姐在資料及文件處理上的協助。本研究由國科會計劃編號NSC 84-2623-D-002A-001經費支助。

## 參考文獻

莊文思，1994。台灣附近海面風浪預報模式之開發

：風場資料評估，中央氣象局報告CWB83-2M-07。

Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmospheric Sciences*, 28, 181-189.

Chuang, W. S., 1986: A note on the driving mechanisms of current in the Taiwan Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 42, 5, 355-361.

ECMWF, 1993: European Center for Medium-range Weather Forecasts, The Description of the ECMWF/WCRP Level III-A Global Atmospheric Data Archive, Technical Attachment, 49pp.

Hsueh, Y. and J. H. Tinsman, III, 1987: A comparison between geostrophic and observed winds at a Japan Meteorological Agency buoy in the East China Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 43, 251-257.

Jackson, O. B., J. A. Amft and D. A. Lee, 1989: Wind stress and heat fluxes observed during winter and spring 1986. *J. Geophysical Res.*, 94, C8, 10686-10698.

Wang, Dong-Ping, 1991: Prediction of coastal ocean thermal variability in "Ocean Variability and Acoustic Propagation", J. Potter and A. Warn-Varnas, eds., Kluwer Academic Pub., 251-260.

## **SURFACE WIND MEASUREMENTS AROUND TAIWAN**

**Yu-Huai Wang and Wen-Ssn Chuang**

Institute of Oceanography, National Taiwan University

### **ABSTRACT**

Wind measurements around Taiwan are examined by using the records of 1993. The results suggest that most of the island stations provide reliable data. The wind pattern over Taiwan is quite coherent, and is dominated by winter (northeast) and summer (southwest) monsoons. The only exception is at the northern tip (Penchaiyu) where winds were more variable. Perhaps, the northern tip of Taiwan (the East China Sea) is affected by winter cyclones. The problems with coastal weather stations are twofold. Many coastal weather stations are located in the middle of the city, and are sheltered by the surrounding structures. Others are located on the foothill of mountains. It appears that the "effective" drag coefficients increase drastically under such conditions leading to a significant reduction of the surface wind. The analysis of Yenliao tower wind data seems to support this hypothesis.

keywords : Coastal winds, Sheltering effect, Monsoons



# 中央氣象局全球波譜模式的次網格地形 重力波拖曳力參數化

蕭 志 惠

中央氣象局氣象科技研究中心

## 摘 要

本研究係敘述中央氣象局全球波譜模式中之次網格地形重力波拖曳力參數化的物理過程及對預報結果的影響。現階段所完成的參數化是以Palmer et al. (1986)之方法為主。

藉由垂直剖面的分析，了解到在參數化過程中次網格地形所引發之重力波如何將下層應力帶往上層，在不穩定大氣條件下( $Ri^* < 1/4$ )如何產生拖曳力，及對大尺度流場之影響等。

在預報誤差的測試方面，經6個個案測試之結果顯示：參數化之植入，對模式預報誤差之消除有其正面的效果，尤其是在較長時間(10天)之積分上。誤差之改進並以海平面氣壓及100 hPa高度場之表現最明顯，其中又以北半球緯向平均之緯向風(西風)之預報為甚。

關鍵詞：次網格地形，重力波拖曳力參數化，預報誤差

## 一、前 言

隨著全球環流模式(GCM)及數值天氣預報(NWP)模式解析度的不斷提高，突顯出大部分的模式對於冬季北半球中緯度之西風帶都有明顯的預報過強的系統性誤差(systematic biases)。

在穩定的大氣條件之下，氣流通過地形時會產生重力波，並由地面向上傳送動量通量(momentum flux)。根據Eliassen-Palm理論(Eliassen and Palm, 1960)：若重力波在垂直傳送的過程沒有遭遇到任何的瞬變(transients)或消散(dissipation)機制，則可將與地面完全相同大小之動量通量傳至上層；但若在向上傳的過程中必需穿過不穩定層，如由風切不穩定或對流不穩定等所造成之擾動層(turbulent layer)，則造成動量通量在該層中之消散。動量通量之大小在垂直方向上之消散，對流場產生一拖曳作用，因而減弱流場之強度。因此次網格地形在適當條件下所產生之重力波拖曳力(drag force)，若能有效地用參數化表現出來，是個彌補西風預報系統性誤差的可行方法。

最早有系統地提出次網格地形重力波拖曳力參

數化的是Palmer et al. (1986)。他以近地面層之風速、大氣穩定度及次網格地形之方差(variance)來假設近地面層之應力(stress)，並以“波修正後的里察遜數”(wave modified Richardson number)為判斷不穩定層之標準。此參數化法現正為英國氣象中心(UKMO)、美國海軍研究院(NRL)及美國加州大學洛杉磯分校(UCLA)等的全球數值模式中所採用。

Palmer et al. (1986)的方法接下來曾受到進一步補充且更廣泛之使用。如Miller et al. (1989)在近地面層應力之參數化時多加考慮了次網格地形標準偏差值之多方向性。此較複雜的方法則被歐洲氣象中心中期(medium-range)天氣預報模式(ECMWF)所使用。Iwasaki et al. (1989)更增加了下層非靜力短波之參數化，此法為日本氣象廳(JMA)使用中。

除了Palmer et al.這一系列參數化方法的研究發展外，還有許多重要的方法也幾乎是同時提出的，如McFarlane (1987)、Pierrehumbert (1986)、Alpert et al. (1988)等。McFarlane (1987)的參數化法，主要的不同點在於是以夫如數(Froude num-

ber,  $Fr=Nh'/U$ ) 為判斷波碎區域及應力大小之標準。Pierrehumbert (1986) 認為次網格地形之重力波在大部分地區是非線性的，非線性波下層之應力無法用解析解求出，而計算剩餘應力(residual flux)之垂直變化。Alpert et al. (1988) 基本上融合了Pierrehumbert (1986) 及 Palmer et al. (1986) 的方法，但允許風切造成之波碎。

90年代之後，參數化的發展將走向更細緻的修正，如Kim and Arakawa (1991) 將方向放在次網格地形特徵對應力之影響等。Kim and Arakawa (1991) 以一中尺度重力波模式比較在不同山脈形狀及尺度時，Stern and Pierrehumbert (1988) 之參數化結果與模式結果之差別；並測試在參數化之底層應力乘上一係數，此係數表現了地形之不對稱度(asymmetry)及凹凸度(convexity)等因子。結果顯示修改後的參數化法，會使下層之應力(stress)有較好的表現。

Kim and Arakawa (1995) 文章中之表1對重力波拖曳力參數化之發展過程及各家參數化之異同有完整及詳細的回顧，是非常重要的參考文獻。整體而言，所有的研究均指出不論是從較長時間之季節預報或中期預報，次網格地形重力波拖曳力參數化對預報結果都有很好的改進作用。

本局之次網格地形重力波拖曳力參數化發展得遠較其他中心晚，開始於1992年8月。研究發展的方向基本上是先從追隨Palmer et al. (1986) 之方法開始著手，而後逐漸發展到較複雜的方法甚至自行研發。本文是屬於研究發展的第一階段，即以Palmer et al. (1986) 之方法為基本，配合本局全球波譜模式發展而得之研究成果報告。

## 二、原理及方法

次網格地形參數化的目地主要是將次網格地形所引發之重力波拖曳力(gravity wave drag)予以參數化。本研究中基本上是追隨Palmer et al. (1986) 之參數化法，計算步驟包括參考層應力之參數化及其他各層之應力參數化二部分。

參考層(reference level)之定義為模式在近地面3層之平均，其應力(stress)以參數化表示為

$$\tau_L = k\rho_L N_L U_L f(h) \quad (1)$$

其中  $k=2.5 \times 10^{-5} \text{m}^{-1}$  為一常數， $\rho_L$ 、 $N_L$ 、 $U_L$  分別為參考層之密度、Brunt-Vaisala frequency 及風速。

$f(h)$  為參考層波的振幅(wave amplitude)，

$$f(h) = \min(h_1^2, h_2^2) \quad (2)$$

取次網格地形之方差(variance)  $h_1^2$  及波碎(wave breaking)發生時之臨界波振幅  $h_2$

$$h_2^2 = [U_L(2\sqrt{\mu} - \mu)]^2 / N_L^2 \quad (3)$$

$$\mu = 2 + R_{iL}^{-1/2} \quad (4)$$

二者之較小值。其中  $R_{iL}$  為參考層之里察遜數(Richardson number)。

參考層以上各層應力之計算係先假設上一層為穩定之大氣沒有波碎的發生，即

$$\tau_k = \tau_{k-1} \quad (5)$$

由此可求出此時之波振幅  $h_k$

$$h_k = \sqrt{\frac{\tau_k}{k\rho_k N_k U_k^*}} \quad (6)$$

及波修正後的里察遜數  $R_{ik}^*$

$$R_{ik}^* = R_{ik} \frac{1 - [N_k h_k / U_k^*]}{[1 + R_{ik}^{1/2} [N_k h_k / U_k^*]]^2} \quad (7)$$

其中， $\rho_k$ 、 $N_k$ 、 $R_{ik}$  為第  $k$  層之密度、Brunt-Vaisala frequency 及里察遜數， $U_k^*$  為第  $k$  層風在參考層風向量上之投影風速。

如果波修正的里察遜數小於  $1/4$ ，則表示大氣為不穩定，因而有波碎發生。此時之波的振幅需重新計算，並令振幅不得大於波發生時之臨界振幅

$$h_k^2 = [U_k^*(2\sqrt{\mu} - \mu)]^2 / N_k^2 \quad (8)$$

$$\delta h^2 = \min(h_1^2, h_2^2) \quad (9)$$

。至此可求出第  $k$  層之應力為

$$\tau_k = kP_k N_k U_k^* \delta h^2 \quad (10)$$

反覆計算(5)至(10)式即可求出自參考層以上至模式頂每一層之應力值。當環境大氣為穩定時，次網格地形引發之重力波可由地面保持相同大小之應力傳至上層。相反的，若是在傳遞的過程中遭遇到不穩定大氣，亦即波碎之發生區域時，則部分之應力會被擾動所吸收，於是此區域內應力在垂直方向上產生輻散。應力在垂直方向上之輻散，就對大氣產生了拖曳力

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = -g \frac{\partial \tau}{\partial p} \quad (11)$$

### 三、結 果

首先選擇1995年1月25日的東亞寒潮暴發之個案作詳細的參數化物理過程分析。圖1為本研究中所使用之次網格地形標準偏差值，係由美國海軍之 $10'' \times 10''$ 地形計算而得。其最大值發生在青康藏高原及南極大陸之山脈較大斜率處。為了解次網格地形重力波作用之過程，在此均以積分24小時後沿 $90^\circ\text{E}$ 之垂直剖面為例。

在北半球中層大氣主要受到二支西風噴流之影響，北支約在 $60^\circ\text{N}$ 至 $70^\circ\text{N}$ 之間，南支位於 $15^\circ\text{N}$ 至 $45^\circ\text{N}$ 涵蓋大部分之青康藏高原。二支西風噴流之間在近地面處為微弱之東風。南半球主要以位於南印度洋之西風帶為主。北半球之經向風在主要陸地之北半部（ $40^\circ\text{N}$ 以北）主要為南風，南半部（ $40^\circ\text{N}$ 以南）為北風。南半球則為微弱南風。在近地面層處，北半球在主要地形附近之平均風向量大致是在 $15^\circ\text{N}$ 至 $40^\circ\text{N}$ 為西南風、 $40^\circ\text{N}$ 至 $55^\circ\text{N}$ 為西北風及 $55^\circ$ 至 $75^\circ\text{N}$ 為西南風；在南半球為微弱東南風。此近地面層之風向風速即為參數化中所稱之參考層風向量（未附圖）。

參考層風通過次網格地形所產生的應力，是次網格地形重力波之動量通量來源。次網格地形重力波動量通量產生於近地面處，能否垂直傳送至高層則受到上層大氣穩定度因素之影響。當某高度之風向量發生逆轉(over-turning)，即與地面參考層風向量相反或為零，此時由波修正後的里察遜數可顯示出為不穩定大氣( $Ri^* < 1/4$ ) (圖2a)，下層之動量通量或應力傳送至此就有部分或全部被消散掉 (圖2b)。而動量通量（或應力）在垂直方向上之輻散即造成大尺度流場之拖曳力，此即是由次網格地形造成之重力波拖曳力。由於應力及拖曳力之作用僅存在於地形之上方，其大小正比於次網格地形標準偏差值，因此是為補充地形處理之不足而加入的一種次網格作用力。

圖2c至圖2f為將地面參考層應力及拖曳力投影回慣用的緯向及經向座標上，由此可更清楚地看出應力及拖曳力發生的位置，其中北半球以亞洲大陸，尤其是青康藏高原為主要拖曳力之來源。而且緯向分量之影響較經向分量明顯。

為與日本氣象廳模式之預報結果相比較，對此個案同樣作8天積分之平均，求出參考層重力波應力緯向平均後之緯向分量、經向分量及緯向平均後拖曳力緯向分量、經向分量之垂直分佈。但由於在此應力之定義與日本模式相差一負號，為方便讀者比較之故，圖3為本局模式乘上負號後之結果。日本模式之結果係參考Iwasaki et al. (1989)文獻中之圖3及圖4，是以1987年1月1日、11日及21日12Z三組初始條件及日本氣象廳T42L16全球模式作8天預報及平均而得。比較二者之結果可知：基本上，應力及拖曳力發生之主要位置及強度二者是差不多的，即緯向分量應力最大發生於 $30^\circ\text{N}$ 至 $60^\circ\text{N}$ 之間，北半球主要陸塊的位置；經向分量應力發生在 $30^\circ\text{N}$ 以北之位置。拖曳力發生之高度主要在15至25公里之間。至於二者之差異處，可能因個案選取之不同所以在移動性天氣系統造成之應力與拖曳力之位置不盡相同；或是地形之處理方式不同以致次網格地形方差值不同；亦可能是不同模式對模式下層大氣條件之處理不同所造成。

由於拖曳力主要發生於北半球中高緯度之高層，因此有、無參數化之差異表現在中高緯度高層之西風強度上（圖4）最明顯，即：在有參數化後西風強度減弱了，而且隨著積分時間的增加，影響也愈深厚。在積分5天時，主要的改變在於北半球中緯度對流層頂的附近，可由高對流層至低平流層間西風之範圍向極值中心縮小及極值略減看出，12至22公里高度間之西風強度在參數化後減弱了。此時22公里以上之西風噴流反而加強，這可能是參數化對短時間預報所造成的負面作用。積分10天後參數化影響之範圍向下可達地面，向上則到較高之平流層。在未加入參數化之前，北半球中高緯度之20M/S等值線約在8公里高，參數化後提高至12公里，亦即下層西風等值線之梯度較原先鬆，低層之西風減弱了。同時，上層之改變亦反應在平流層西風噴流之北移及強度減弱上。至於對流層之西風極值中心值，在大部分個案中是有減弱的情形，但部分個案反而是加強（如本個案），影響並不一定。

為了更進一步驗證參數化的效果，任意選取6個個案分別測試有及無參數化之240小時積分之預報誤差。這6個個案包括1994年11月10日、15日、



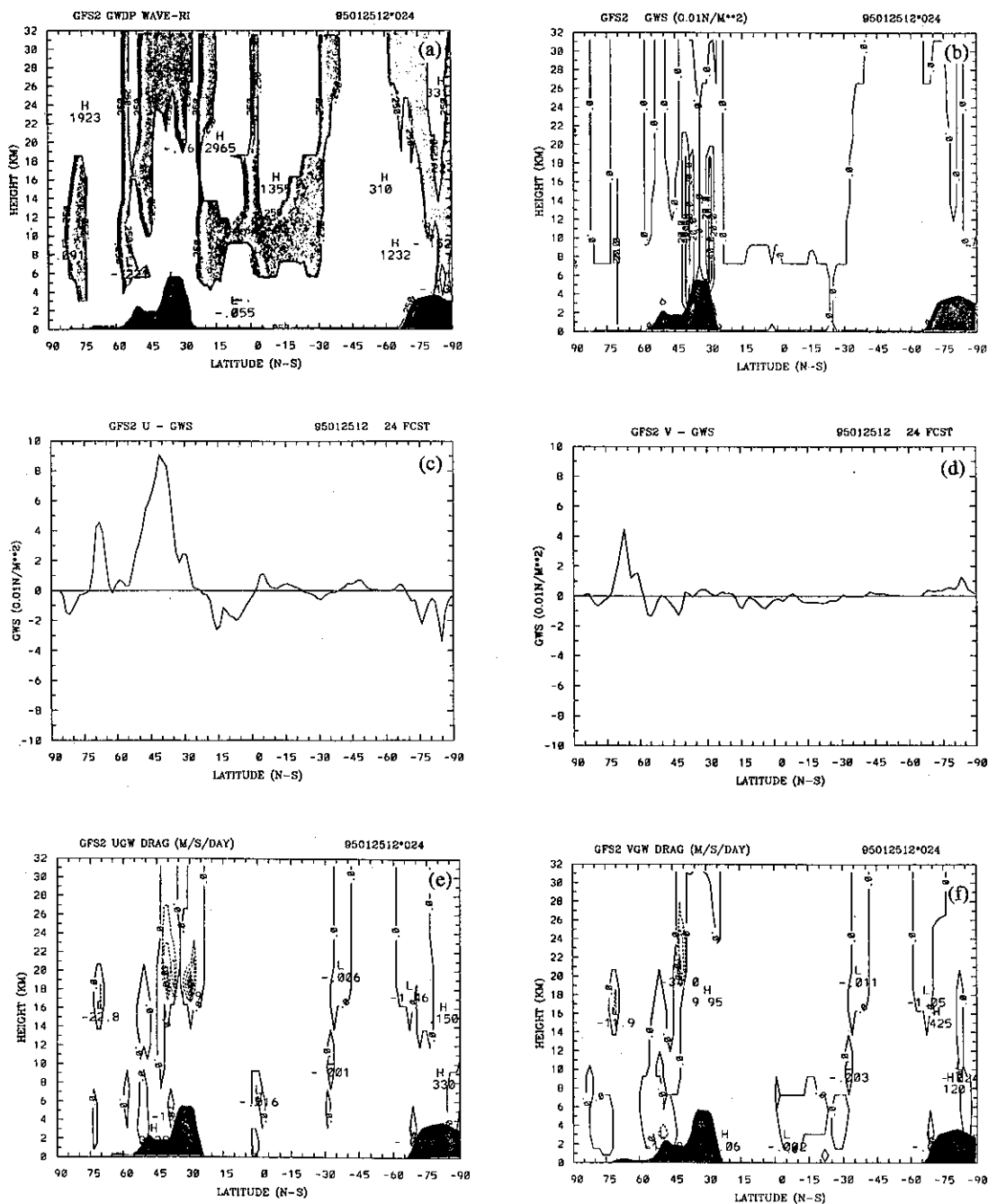


圖 2. 沿90°E垂直剖面之

- (a)波修正後的里察遜數(陰影區為小於0.25)
- (b)重力波應力(等值線間距為 $20 \times 0.01 \text{ N/m}^2$ )
- (c)參考層之緯向重力波應力
- (d)參考層之經向重力波應力
- (e)緯向重力波拖曳力之垂直分布(等值線間距為 $20 \text{ m/s/day}$ )
- (f)經向重力波拖曳力之垂直分布(等值線間距為 $10 \text{ m/s/day}$ )



於圖7之500hPa高度場，誤差減少的情形在積分240小時時更為明顯。

圖8之100hPa高度場則與下層稍微不同，特別是在積分120小時時之太平洋及中亞大陸之正預報誤差，在有參數化時反而增加了。到積分240小時，中亞大陸之正誤差又減少到比無參數化時小，但太平洋上之正誤差仍較無參數化時大。至於其它

地區參數化則是作了正面的改進作用。

由整個緯向平均之緯向風垂直剖面圖來看（圖9），西風預報誤差之極值在5天積分時由未加參數化前之7.42m/s減少為6.12m/s，在10天積分時由14.2m/s減少為10.7m/s；預報誤差的等值線密度亦減小許多。由此可再證明參數化之作用能有效地減弱了原先無參數化時北半球中高緯度西風預報之誤

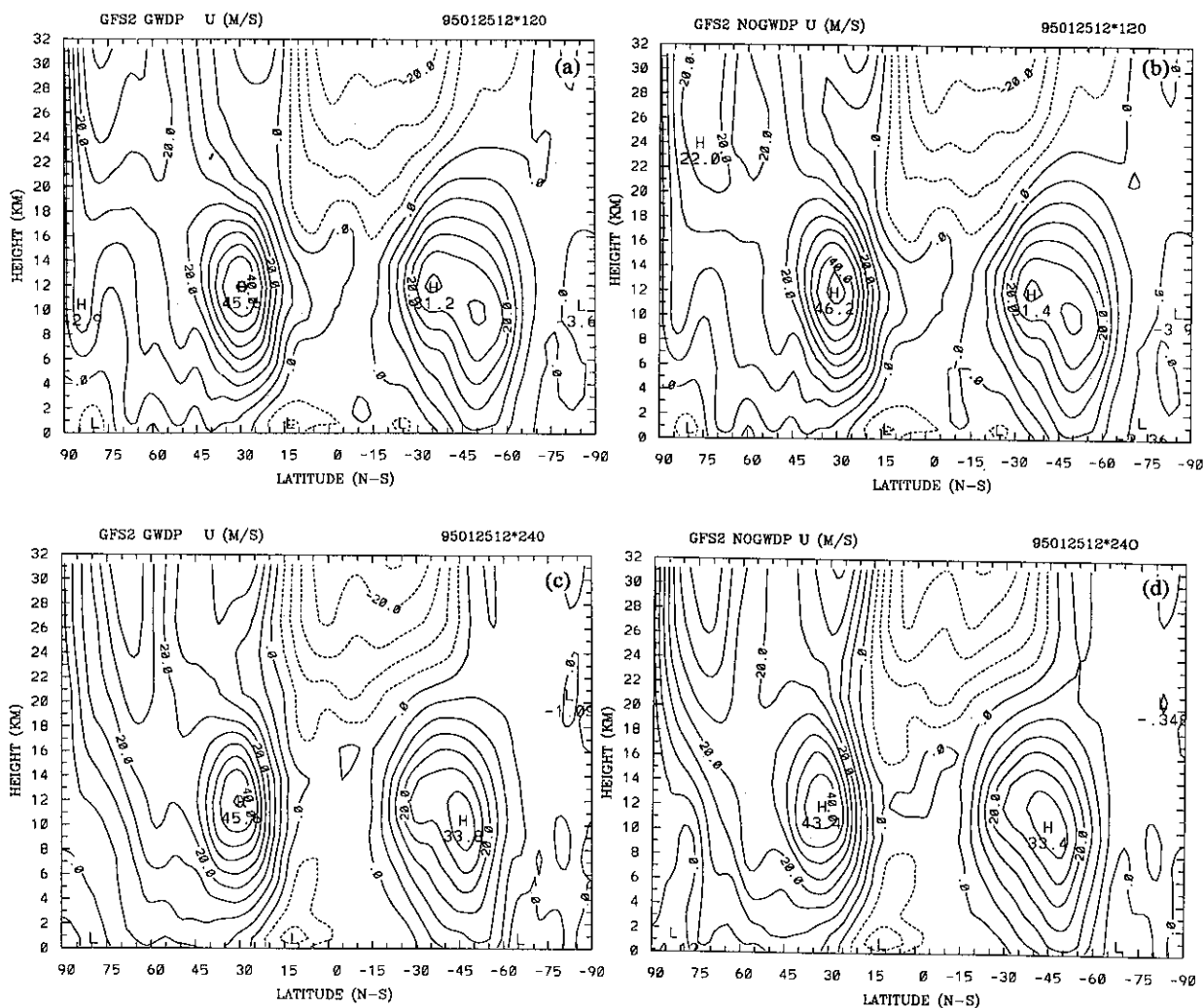


圖 4. 次網格地形重力波拖曳力參數化對緯向平均緯向風之影響

(a)有參數化，積分120小時

(b)無參數化，積分120小時

(c)有參數化，積分240小時

(d)無參數化，積分240小時。

(等值線間距為5m/s)

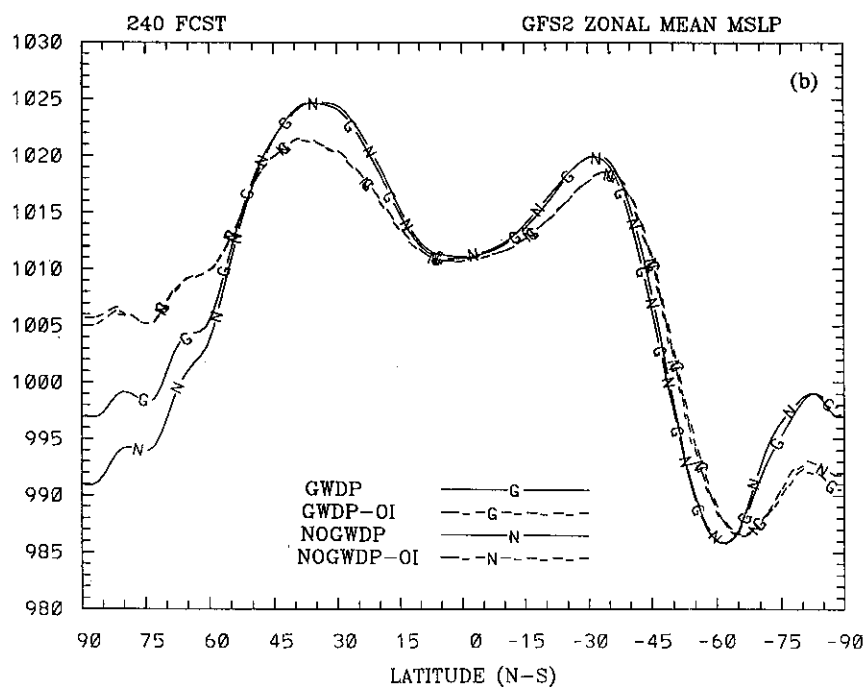
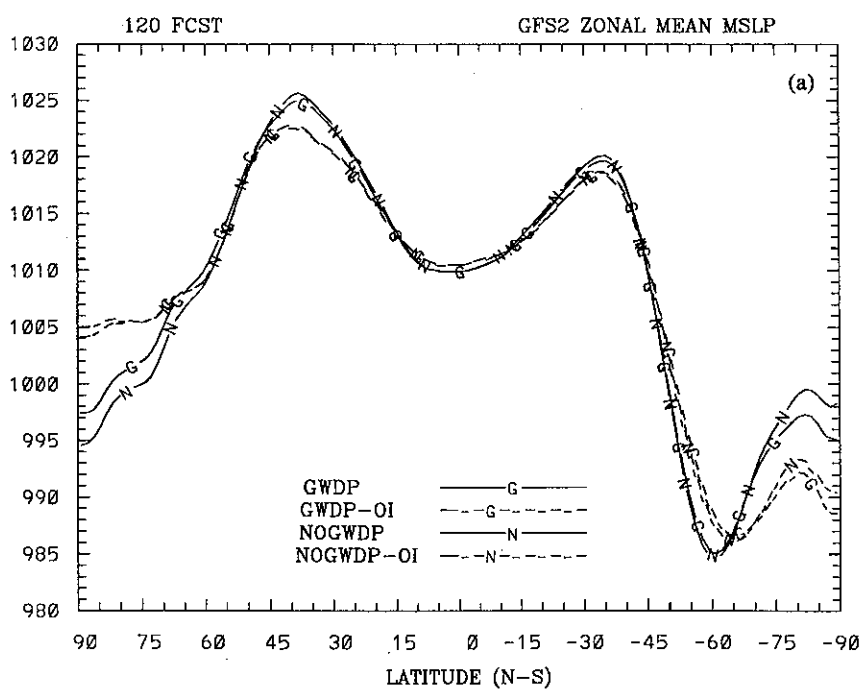


圖 5. 次網格地形重力波拖曳力參數化對緯向平均海平面氣壓之影響  
 (a)積分120小時。 (b)積分240小時。其中實線為預報值，虛線為分析值。



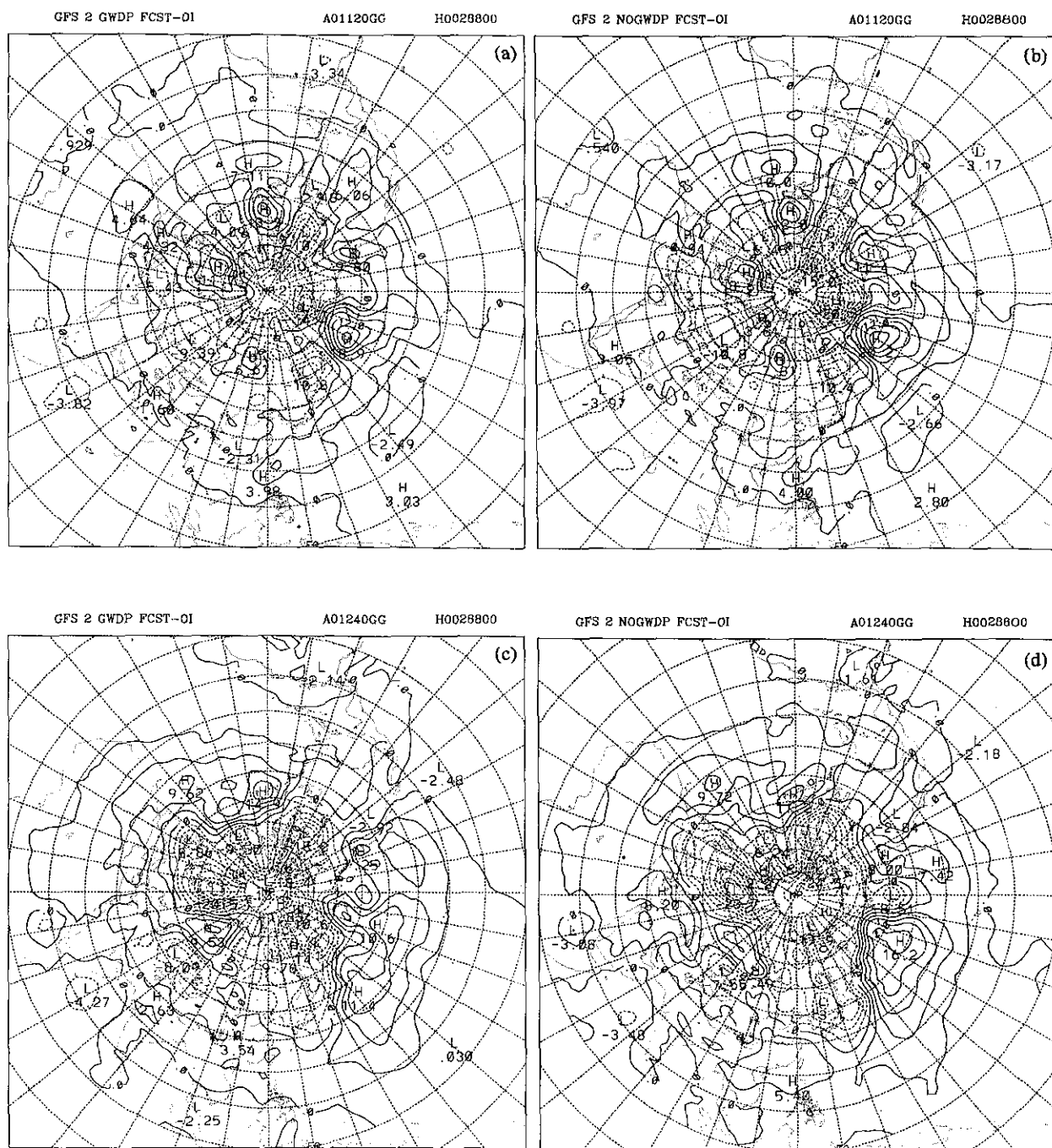


圖 6. 6個個案之海平面氣壓平均預報誤差

(a)有參數化，積分140小時

(b)無參數化，積分120小時

(c)有參數化，積分240小時

(d)無參數化，積分240小時

(等值線間距爲3hPa)

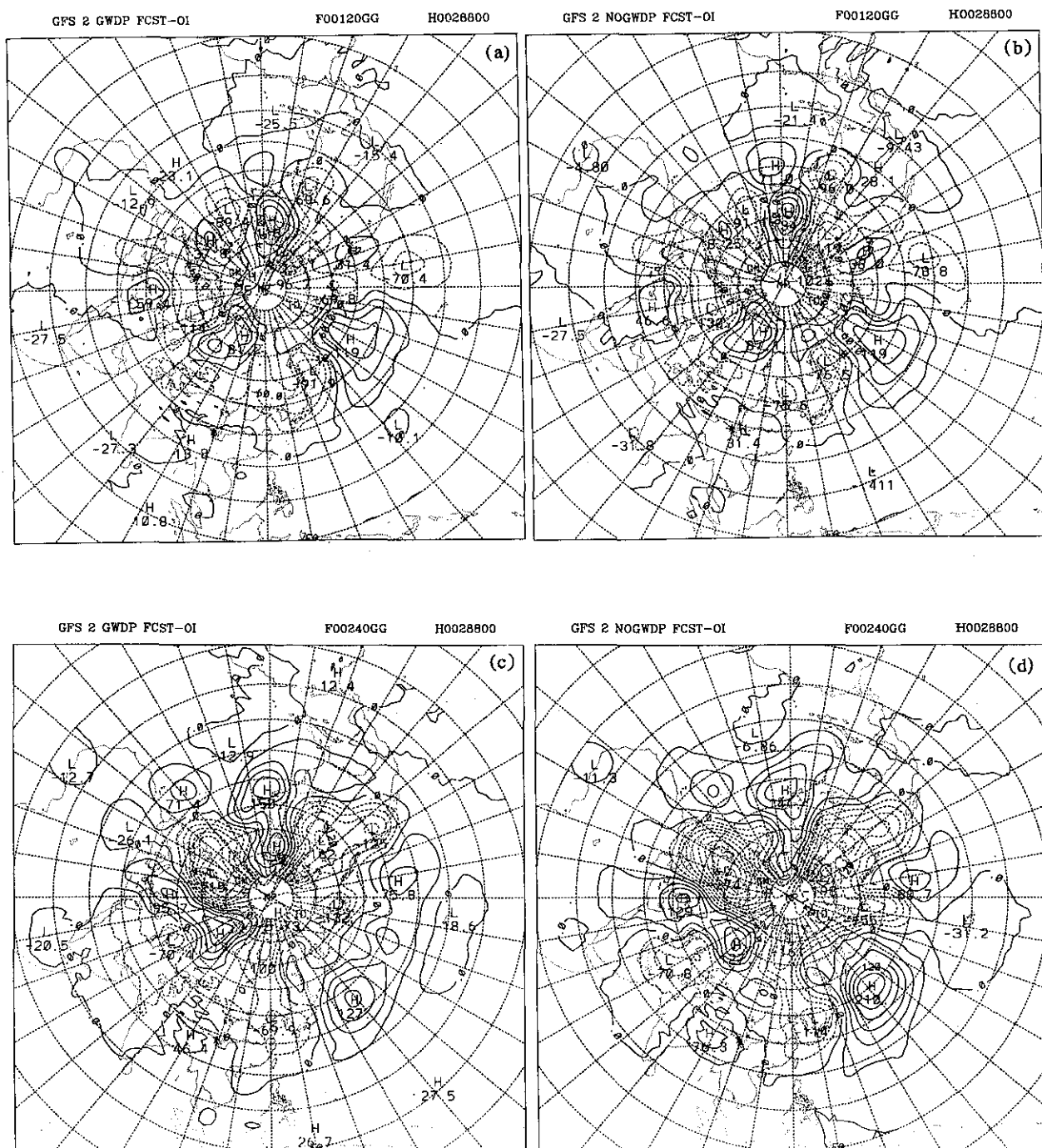


圖 7. 同圖6但為500hPa高度場，等值線間距為30重力位公尺。

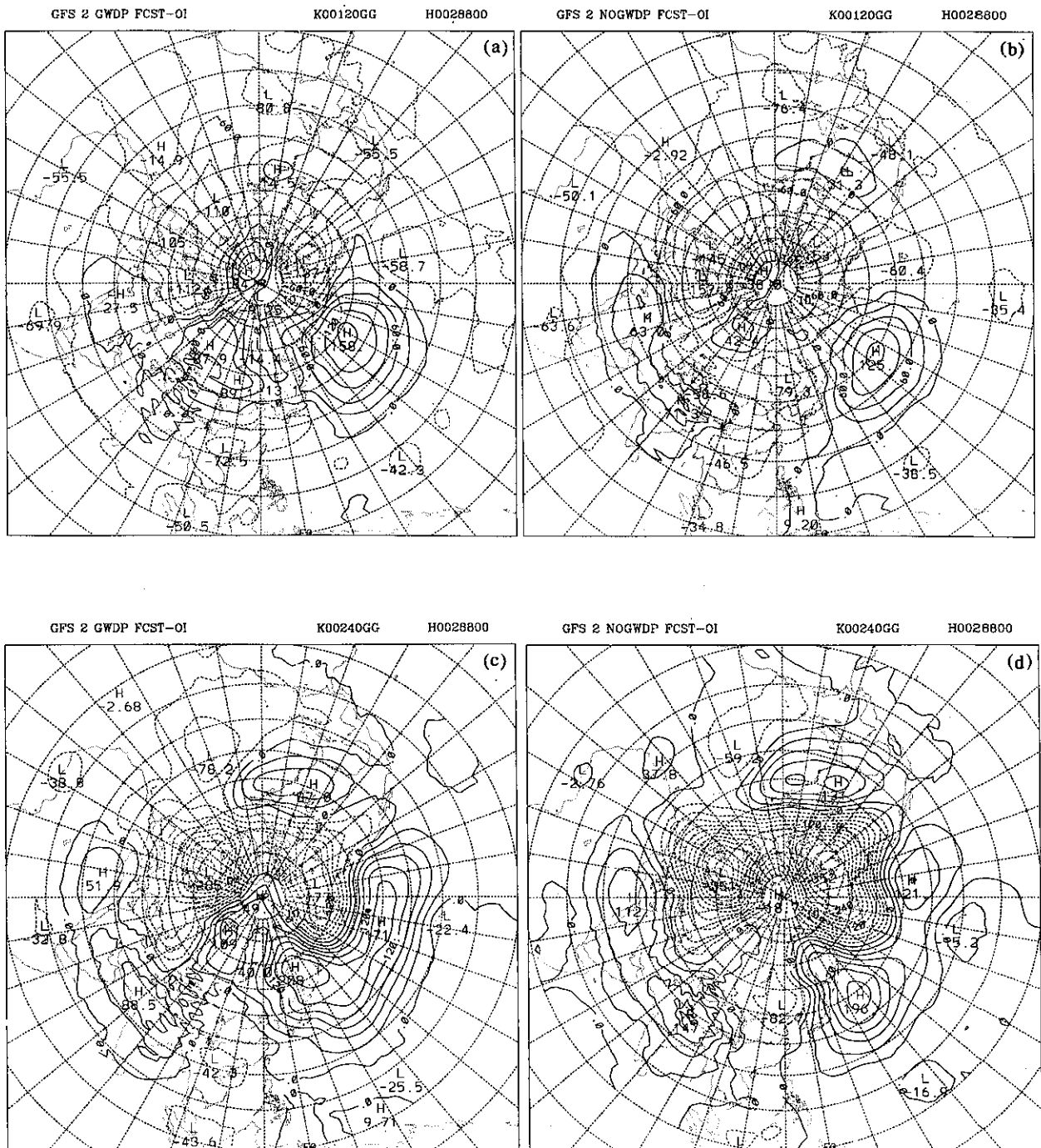


圖 8. 同圖6但為100hPa高度場，等值線間距為30重力位公尺。



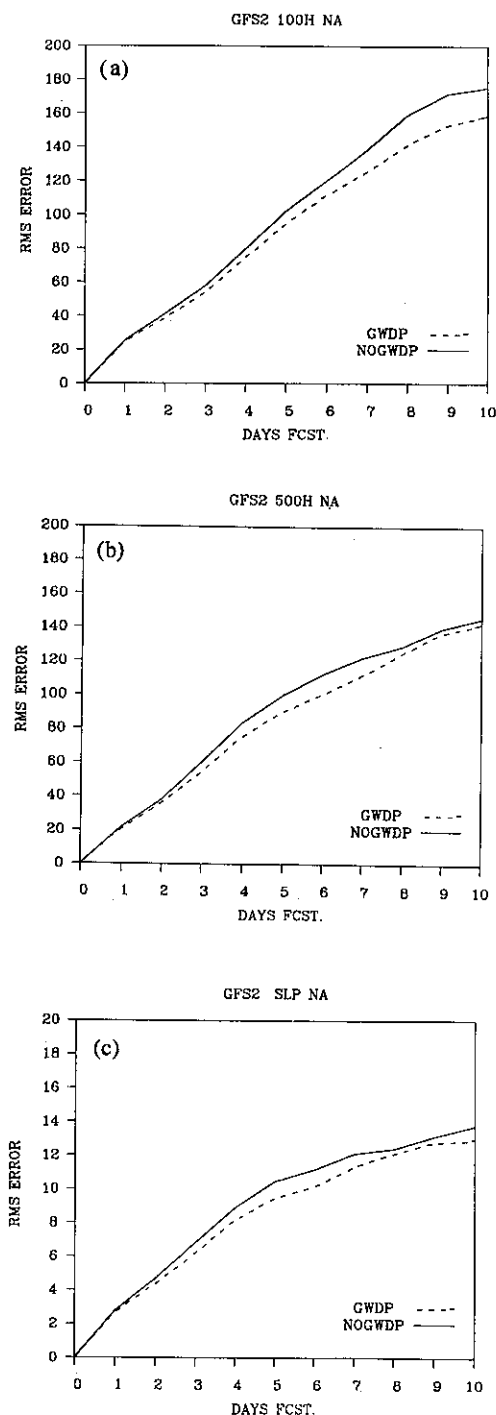


圖 10. 6個個案平均之均方根誤差預報得分。

上圖為100hPa高度場

中圖為500hPa高度場

下圖為海平面氣壓。

#### 四、結論與討論

本局發展次網格地形重力波拖曳力參數化已有二年多的時間，本文為第一階段之研究成果報告。第一階段研究發展的目標為追隨Palmer et al. (1986)之參數化方法，並配合本局第二代全球波譜模式之發展，將參數化植入模式中並上線作業。

參數化方法之物理過程為：當氣流通過次網格地形，在近地面有應力的產生。此應力在穩定大氣可保持一定大小傳遞至高層，而不影響大尺度流場之強度。但若在傳遞過程中遭遇到不穩定層，則部分或全部應力將在此層被消散掉。在此不穩定層之判斷可由風向之逆轉或波修正後的里察遜數小於1/4來決定。應力在垂直方向上之輻散將使大尺度流場之運動產生減速，因此為一種拖曳力之作用。次網格地形作用補充了模式可解析地形所缺乏的次網格拖曳力，因此可有效地減少在北半球中高緯度主要陸塊上空之西風預報過強之誤差。

根據個案分析測試之結果，參數化之植入對模式預報誤差之改進大致上來說是：參數化的修正作用能有效地消除大部分地區之預報誤差，尤其是表現在上層(100hPa)高度場之均方根誤差方面。至於中低層(500hPa以下)及更高層之影響則需在較長時間之積分(如10天以上)才能顯現出來。而且參數化之作用時間以時間愈長之積分(如季節預報)愈為明顯。

由於參數化本身難免有誤差及不完全之處，會與模式之其它誤差混淆在一起，因此要獨立出參數化對模式之影響是很困難的。但藉由簡單模式之動力結構探討(蕭, 1994; Kim and Arakawa, 1995)可了解次網格地形重力波拖曳力之參數化的確可補救部分因模式地形解析度所缺失的動量通量，因此此參數化的加入是具有其物理意義的。

下一階段的研究發展，重點將放在地面應力之次網格地形多方向性作用及下層短波之參數化二方面。青康藏高原及南極大陸為地球上二大特殊地形，若不考慮通過地形時之特殊氣流走向，往往會有高估次網格地形作用力的情形發生。至於下層短波之參數化，根據Iwasaki et al. (1989)之文獻指出，對模式預報之影響(impact)僅略小於長波，而且主

要的改進將在中下層，這正彌補了長波參數化之不足。因此這二項參數化的改進工作為緊接需要進行的。

### 參考文獻

蕭志惠，1994：次網格地形重力波之研究。氣象學報，第40卷，第三期，199-215。

Alpert J.C., M. Kanamitsu, P.M. Caplan, J.G. Sela, G. H. White and E. Kalnay, 1988: Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium-range forecast model. Preprints of the Eighth Conference on NWP, February 22-26, Baltimore, Maryland. 726-733.

Eliassen, A., and E. Palm, 1960: On the transfer of energy in stationary mountain waves. Geof. Pibl. Oslo, 22, 1-23.

Iwasaki, T., S. Yamada and K. Tada, 1989: A parameterization scheme of orographic gravity wave drag with two different vertical partitionings. Part I: Impacts on medium-range forecasts. J. Met. Soc. Japan., 67, 11-27.

Kim, Y-J, and A. Arakawa, 1991: Assessment of gravity wave parameterization schemes using a mesoscale gravity-wave model. Preprints of the Ninth Conference on NWP, October 14-18, Denver, Colorado, 380-383.

Kim, Y-J, and A. Arakawa, 1995: Improvement of orographic gravity wave parameterization using a mesoscale gravity wave model. J. Atmos. Sci., 52, 1875-1902.

McFarlane, N. A., 1987: The effect of orographically excited gravity wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. J. Atmos. Sci., 44, 1775-1800.

Miller, M.J., T. N. Palmer, and R. Swinbank, 1989: Parameterization and influence of subgridscale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Meteorol. Atmos. Phys., 40, 84-109.

Palmer, T. N., G. J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. Q. J. R. Meteorol. Soc., 112, 1001-1039.

Pierrehumbert, R. T., 1986: An essay on the parameterization of orographic gravity-wave drag. Proceedings of the Seminar/Workshop on observation, theory and modeling of orographic effects. ECMWF, Shinfield Park, Reading, U.K., Vol. 1, 251-282.

# **A PARAMETERIZATION ON THE SUBGRID SCALE OROGRAPHIC INDUCED GRAVITY WAVE DRAG IN THE CWB'S GLOBAL SPECTRAL MODEL**

**Chih-Hui Shiao**

Research and Development Center

Central Weather Bureau

## **ABSTRACT**

This study presents the parameterization on the orographic induced gravity wave drag as well as its impacts in the Central Weather Bureau's global spectral model. Implementation of this parameterization is based on the scheme which is developed by Palmer et al. (1986). The evolution of the upward transfer of the drag force, the generation of the drag force in an unstable atmosphere ( $R_i^* < \frac{1}{4}$ ) and its impact on large scale circulations will be studied by a crosssection analysis.

Engaging of the parameterization shows a positive contribution on the error deduction for 10 days integration. The most significant improvement appears on the sea level pressure, 100hPa geopotential height and zonal mean westerlies.

**Key Words:** Subgrid-scale Orography, Gravity Wave Drag Parameterization, Forecast Errors

# 臺灣臭氧量與紫外線(UVB)之分析研究

徐 辛 欽

中央氣象局

周 淑 美

中央氣象局

## 摘 要

本文使用中央氣象局台北站之臭氧總量、紫外線輻射量和板橋站臭氧探空資料進行研究分析。資料時間雖短且不完整，但仍發現在對流層臭氧集中在溫度槽，但在對流層頂以上，臭氧與氣溫關係則不明確。

紫外線輻射的日變化、月變化明顯。以季節論，夏季之紫外線通量密度最強。5~7月則是台北地區最易罹患皮膚紅斑的月份，每日又以中午(11~13點)的紫外線最具威脅。

在紫外線波譜內，波長愈短者，隨著臭氧量的減少，其輻射通量密度有明顯增加；波長在300~295nm間之放大因子較大。當以不同天頂角觀測時，發現天頂角小( $20^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ )時，紫外線通量密度因被臭氧吸收而呈現出與臭氧總量多寡相反的變化。

## 一、前 言

### 1. 引言

大氣中主要成分為氮( $N_2$ )和氧( $O_2$ )，其共佔大氣成分的98%以上，但當太陽輻射傳輸至地球表面大氣時，能吸收太陽輻射的並非上述的二種氣體，而是水汽、二氧化碳、臭氧( $O_3$ )、二氧化氮( $NO_2$ )及懸浮微粒。

水汽對太陽輻射之吸收主要是以遠紫外線(10~200nm)為主，其吸收的波長有16~110nm，105~145nm及145~190等三波段。二氧化碳所吸收的波長為100~200nm間。而臭氧主要吸收紫外線區有哈特利帶(Harty band)(220~320nm)(毫微米，1nm =  $10^{-9}$ m)、韓勤士帶(Huggins band)(300~345nm)和可見光區的賈布衣帶(Chappuis band)(400~750nm)。而易致細胞病變、皮膚病的波長為250~350nm，可見臭氧吸收太陽輻射，其對人類及其他生物影響最大。

高層臭氧會吸收紫外線輻射量，理論上若臭氧減少，紫外線的強度自然會增強。此正為全球臭氧量變化情形受到眾人關切的原因。有關大氣中的溫

度場之於臭氧量的相關情形，亦為本文探討內容。除此之外，另一重心則放在研究紫外線輻射之特徵及與臭氧量的變化情形。

UV-B的強度，會隨著時間、地點不同而異。通常夏季較冬季強，低緯度比高緯度地區強，而海拔則比低海拔地區強。但無論如何，大氣中臭氧減少，理論上全球各地的UV-B都會增強。據估計，臭氧若減少1%，UV-B大約就會增加2%。

### 2. 文獻回顧及問題探討

國內對臭氧和紫外線之探討不多，早期有呂世宗(1979年)的台北臭氧全量之垂直分佈研究，他利用陶伯森分光儀觀測Hmkehr效應，以Walton之A法使用圖解法計算臭氧全量之垂直分布，所得結果為12~24公里高度約有臭氧量之49.34%，24~36公里者約有28.8%，而臭氧量與高層氣溫之關連，在100mb及500mb最高，其回歸係數可至+0.66。呂同時又分析台北臭氧全量與噴射氣流位移之關係，他認為臭氧量之短期變化，應歸為南北移流之效應較為合理。

楊及陳(1989年)曾對台北臭氧全量進行月平均及年變化之分析，其發現臭氧總量在4月、5月最



高，冬天(12月)最低，而年際變化仍在300DU左右，至1987年後稍有減少趨勢。梁(1993年)對於大氣臭氧層與天氣關係進行探討，他認為高氣壓和低氣壓範圍內，臭氧含量較多；在300hPa之氣壓與臭氧為負相關，氣壓槽之臭氧全量較氣壓脊為多，而臭氧最大值出現在地面因錮低壓之上方。

林等(1993年)分析臭氧總量及臭氧垂直剖面之分佈情形，梁等認為台北臭氧總量從1982年至1992年間平均減少3%；臭氧總量在春末夏初最高，冬天最低，二者極值差25%；而垂直分佈大多是雙峰型，主峰在22~25公里高度間，次峰在近地層(可能與污染有關)，臭氧極小值平均在15公里高度。

國外有關臭氧及紫外線之研究很早就開始，當南極及中緯度地區之平流層臭氧逐漸減少的現象被證實後(Farman, 1985)(Stoarski, 1992)，大範圍臭氧和UV監測工作遂受到極大的重視，人們惟恐臭氧的減少會連帶造成紫外輻射量的增加，進而危害到地球上的生物。一連串長期監測計畫於焉展開。

在瑞士高山測站Alps(47°N, 3576m)觀測到UVB以每年1%的速率增加(1981~1989年資料)；Blumthaler將之歸因於平流層臭氧減少的結果。位處低緯度的印度測站Mysore(12.6°N, 76.6°E)，其資料顯示：當太陽天頂角愈小時，固定波段的紫外輻射通量與臭氧全量值有相反的趨勢(B. S. N Prasad, 1990)。另一方面，由美國地區的紫外輻射監測網，卻並未發現紫外線輻射增加的情形，從1974~1985年的資料分析得知UVB約以每年0.5至1.1%的速率減少(Scotto, 1988)；Grant(1988)認為都市地區大量的污染物是造成UVB值下降的主要原因，而美國地區極多的觀測站係設立於市區中心。西德馬克斯·蒲朗克協會最近發表一篇研究報告指出：雖然人為的化學物質破壞了南極上空的臭氧層，但是北半球對流層的臭氧量逐年遞增，竟防堵了可能造成的紫外線輻射傷害。北半球的低空臭氧量現正以每年1%的速率遞增，這些臭氧與其他的空氣污染分子構成光化學煙霧，增加了紫外線的散射機會。而南半球由於工業污染較少，空氣較為乾淨，反而可能造成地面紫外線輻射量的增高，帶來種種傷害。

在大氣中的懸浮微粒、一氧化碳、甲烷等均會

影響紫外線對地球表面的輻射。當然，其他因素如雲量多寡、日地距離、日射角等都很重要。以上所述之各項因素對於到達地面之紫外線輻射量皆有相當份量的影響，但卻無法判定何項因素是最具決定性的。

因此，在不同的條件狀況下觀測太陽輻射，所測得之紫外線輻射量則多寡不一。又臭氧和大氣組成物之相互作用也會影響紫外線觀測值；譬如臭氧總量減少，一般紫外線輻射應增加，但事實卻不一定如此，此是否因懸浮微粒增加或其他污染物增加而使紫外線輻射量減少，這些都是尚待探討的問題。

另外，缺乏標準的觀測工具和校驗程序，對資料之持續性和一致性也有影響，連帶地減低了資料之應用價值。尚有些儀器之細節問題會影響紫外線觀測，如標準燈和儀器之距儀、標準燈之軸向、電流之溫度之穩定與否和儀器之老化等，均可改變紫外線輻射量之觀測值。

## 二、資料處理方法

### 1. 臭氧總量資料處理及校正

本研究所使用之臭氧資料是1993年由中央氣象局在台北用Brewer臭氧分光儀所作的每日觀測。Brewer儀器之觀測原理與Doson儀器觀測原理相似，只是以自動化作業。Brewer儀器的關鍵部份是光譜儀系統，標準的光譜儀系統，標準的光譜儀系統通常是由水平及天頂控制系統、光學自動系統、光電轉換系統三部份所組成。其每日的臭氧總量觀測必須執行二個重要的水銀燈測試(HG TEST)及標準燈檢測(SL TEST)，以測參數，若在合理範圍內，其臭氧總量資料方被採用。

由於太陽位置之改變，觀測時其天頂角亦隨之改變，隨著日出到日落間天頂角的變化，一天內有多次的臭氧總量觀測。為維持資料之品質，除要細心做檢測工作外，尚要考慮因為天氣現象的改變所造成之觀測誤差。例如：雲量多寡的不同會影響日光的散射效果，測得之輻射值便會有所偏差，間接影響到計算之臭氧量。故僅挑選每日標準差小於2.5的觀測值，對其做算術平均，而將此平均值視為當日的臭氧總量，以去除掉振盪性過高的觀測數值。

對臭氧總量之觀測資料先去除標準差大於2.5之資料外，另還用台北之臭氧總量和板橋臭氧剖面觀測資料(垂直積分後，再作經驗函數外延計算其臭氧總量)進行比對，比對結果如相差15%以上，則資料須再與臭氧總量之月平均值相比，以找出何者之值不確而加以去除。本文所用之資料，其比對結果一般都在10%以下，顯示資料準確度尚佳。

## 2. 高空溫度場資料來源

本文所使用之高空溫度資料包括中央氣象局板橋站，每日的探空資料，以及配合ECC臭氧剖面觀測每二週釋放的探空資料。前者採用無線電經緯儀觀測，是屬於單點測風法(Direct on Finder)的一種，後者則是利用Omega導航測風系統(Navigation Aid System)來觀測，二者皆是氣球軌跡測風原理的應用。此二種測量方法所得之垂直剖面結果相當類似(王，1992)。由於時間解析度之不同，本文的溫度場垂直剖面分析部份，係採用Omega系統高空風觀測資料，以便與同時間釋放之ECC臭氧探空資料對照。而在討論臭氧量與高層溫度之相關時，則採用每日OOZ的無線電經緯儀探空觀測來與每日臭氧全量值做比較。

為瞭解高空氣溫資料之準確度，曾將二種方法所得資料作比較，在多次校驗結果，發現二者相差很小，只在近地層和15km以上有略有差異(觀測時間有幾小時誤差)，資料之準確度佳。

## 3. 作用波譜(action spectrum)與放大因子RAF (Radiation Amplification factor)

太陽波譜是太陽輻射能隨波長(或波數、頻率)的分布。對大氣中的輻射傳遞而言，太陽放出的單色輻射強度，其數值太大了，在實用上並不方便。因此，最重要、最通用的太陽單色輻射參數是入射的水平面積上的太陽單色通量密度 $F_{\lambda}$ 。本文重點之一即放在紫外線輻射通量密度之波譜分析。

太陽輻射在高層大氣中主要被 $O_2$ 、 $O_3$ 、 $N_2$ 、 $CO_2$ 、 $H_2O$ 、 $O$ 和 $N$ 所吸數。雖然大氣的臭氧變化對於到達地面的總輻射通量之影響可能極小，但其所造成的UVB波譜之變化，卻會嚴重地影響地球上的生物。科學家實驗發現，某些特殊的UVB幅

射通量密度之波譜分布，會對生物造成不良的效應。在不同程度的生物損傷(DNA被破壞或皮膚遭灼傷、產生紅斑等)，各有其不同的影響特徵。吾人稱這些特徵曲線為作用波譜(Action spectrum)(見圖九(A))。

倘若已知某種生物損害的作用波譜函數 $E(\lambda)$ ，則將輻射通量密度 $F(\lambda)$ 之觀測值乘上 $E(\lambda)$ ，便可藉以將UVB之效應特徵化、量化。

$$\text{Effective UV dose} = \int E(\lambda) F(\lambda) d\lambda$$

本文使用之作用波譜函數有二種，如圖九(B)所示。

我們另以輻射放大因子RAF (Radiation Amplification Factor)的計算，來表示臭氧值與UVB值的影響情形。輻射放大因子的定義如下：

$$RAF = \frac{\Delta \% \text{ daily effective UVB dose}}{\Delta \% \text{ ozone layer thickness}}$$

(1982, Nachtwey and Rundel)

例如：當 $RAF=1$ 時，表示若臭氧量減少1%，同時測得之UVB值將會增加1%。

## 4. 紫外線資料處理

本文係採用中央氣象局台北站(25.0°N, 121.3°E)布魯爾分光儀(Brewer23)每日觀測所得之紫外線UVB資料，所觀測之波段為290-325nm，間距為0.5nm，資料期間為1992和1993兩年。使用光譜儀進行UVB觀測時，其誤差來源為波段設定的誤差、擴散器的靈敏度、假設cosine的誤差等多項，故儀器之絕對精確度不易估算，特別是短波段部分和天氣快速變化所影響的。若總和所有可能之因素可使UVB觀測誤差達20%。然而，對於維護良好且經常校驗的光譜儀而言，其UVB較長波段觀測的精確度可達5%。本文所用之資料是在中央氣象局嚴謹作業的觀測資料，且去除資料明顯太小值波長通量值小於 $12^{-12} \text{ W/m}^2/\text{nm}$ ，因瞬時間雲量變化所致)，故資料品質良好。

# 三、臭氧總量與溫度場之分析

## 1. 臭氧總量分析

### (1) 地面至2公里高度

2公里以下至地面的臭氧是大氣污染物之一，其濃度一般隨生物尤其人類活動和天氣狀況而變

# 1993 OZONE PROFILE IN PANCHIAO STATION, TAIWAN.

(  $\times 10^{10}$  MOLECULES/CM<sup>3</sup> )

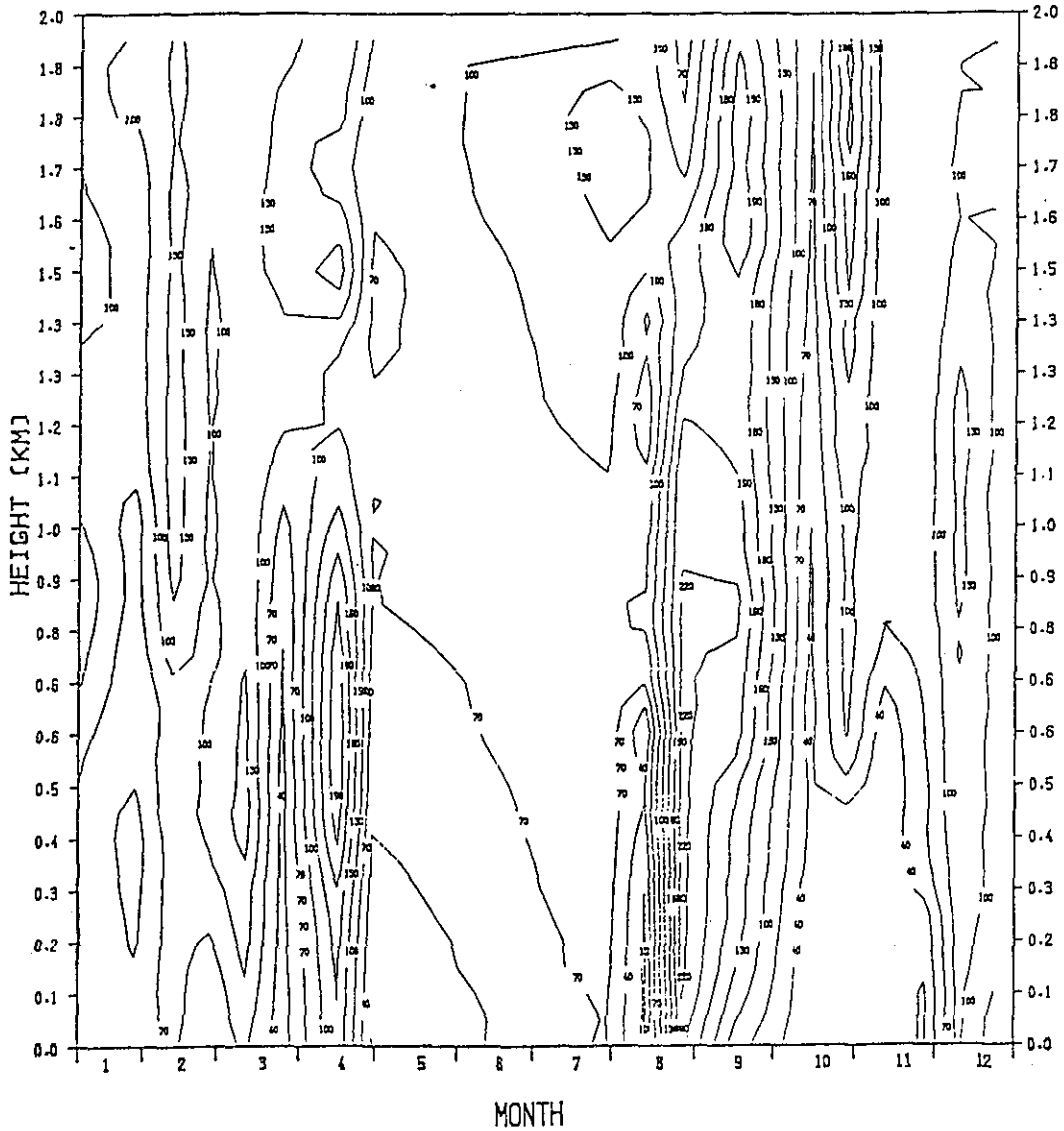


圖 1. 板橋站1993年地面到2Km之臭氧探空垂直剖面圖。

化。圖1顯示，4月、8月、9月及12月初近地層之臭氧濃度明顯地比其他月份大，其濃度達  $100 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup> 以上，在4月及8月間低層高空(0.5~ 1km)其濃度更達  $150 \sim 200 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup>，其他月份則明顯較低。高度在1公里以上之臭氧濃度除初夏(5月~7月)外，其他月份臭氧濃度亦達  $100 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup>。

若以1km高度而言，臭氧濃度從1月至5月呈周期性變化，5月後至7月資料不太完整，8月、9月其濃度最高，達  $200 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup>，10月以後又恢復周期變化，其濃度在  $100 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup> 附近。

## (2) 2公里至20公里高度

圖2顯示，雖然4月、及8~11月初在2公里高度

# 1993 OZONE PROFILE IN PANCHIAO STATION, TAIWAN.

(  $\times 10^{10}$  MOLECULES/CM<sup>3</sup> )

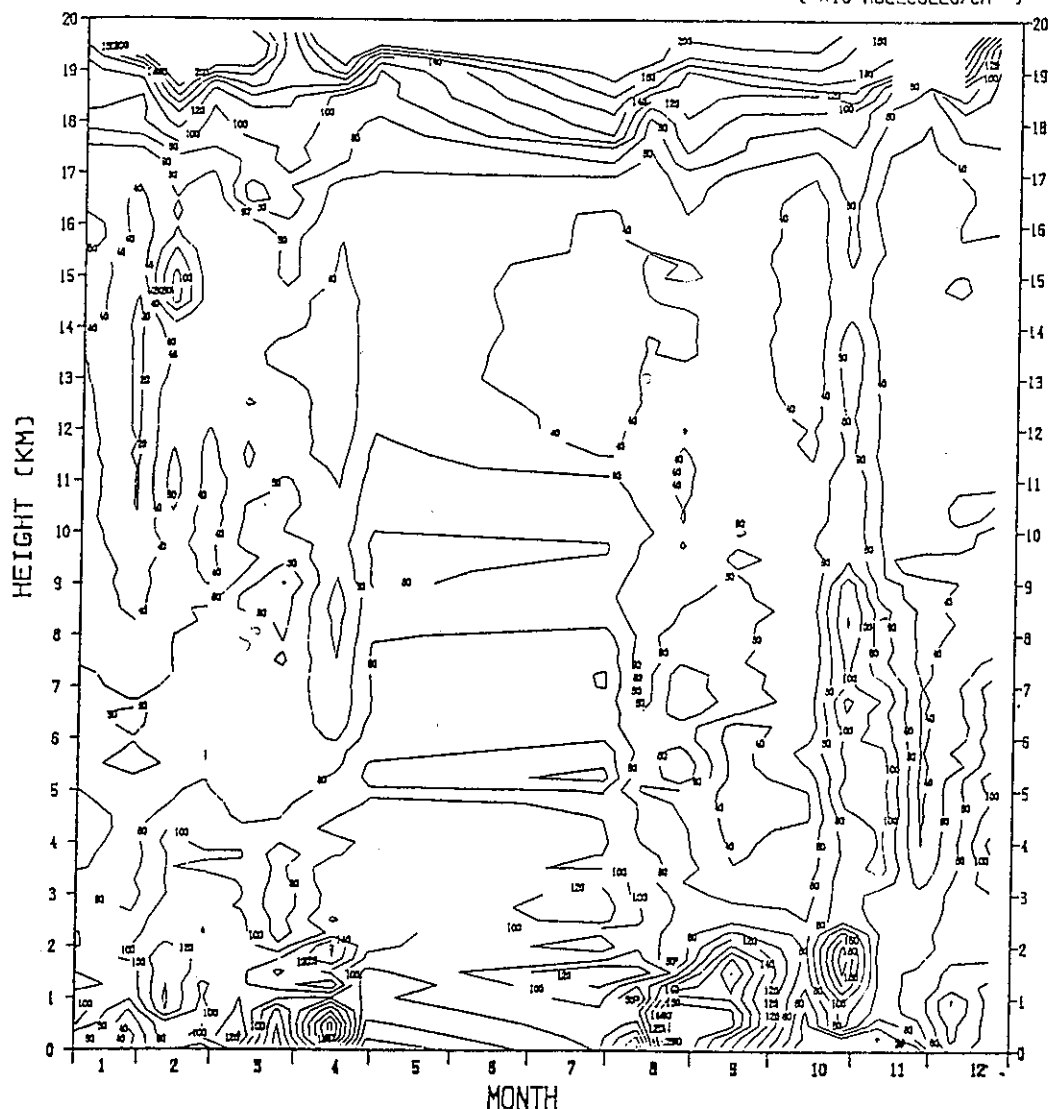


圖 2. 板橋站1993年地面到20Km之臭氧探空垂直剖面圖。

以下至地面其臭氧濃度較高，但到達3公里高空時，臭氧濃度迅速減少，至5公里高空時，這些地區之臭氧量反而比其鄰近少些，最明顯的是9月份，其近地層有極大濃度的臭氧，但至3公里高時已是濃度很低，至4公里高時，竟只有 $40 \times 10^{10}$ 分子數/cm<sup>3</sup>。

一般臭氧濃度低於 $40 \times 10^{10}$ 分子數/cm<sup>3</sup>區，其底層大都出現在8~10公里處，但出現的高度各月份不同。而上層則出現在16~18公里高處，其隨

月份變化較少。至於出現低於 $20 \times 10^{10}$ 分子數/cm<sup>3</sup>的極低值一般在13~16公里處，其出現頻率不多。

若以15km(代表臭氧濃度最低帶)來看，從1月至10月臭氧濃度均在 $30 \sim 55 \times 10^{10}$ 分子數/cm<sup>3</sup>，其濃度變化不大；但11月、12月其濃度減小且穩定，只有 $15 \sim 30 \times 10^{10}$ 分子數/cm<sup>3</sup>間。

## (3)20~40公里高度

臭氧在經過10~17公里之低濃度以後，在17~

表 1. 板橋探空站1993年臭氧濃度極大值的月平均高度

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	
高 度 (km)	25	24	23	24	24	25	26	26.5	26.5	25	25	25	25

23公里間是臭氧急速增加區，其增加之梯度在2~4月和12月最大，在此增加帶之上方即為臭氧濃度最大區，此最大區(以大於 $400 \times 10^{10}$ 分子數/cm<sup>3</sup>之範圍)橫跨在23~30公里之高空，一般以夏季較厚，冬季較薄，而臭氧濃度最大值之軸線(表1)以3月份最低只有23公里高，8月9月的26.5公里最高，平均25公里高。在圖3(A)上，可知1993年在4月、6月和8

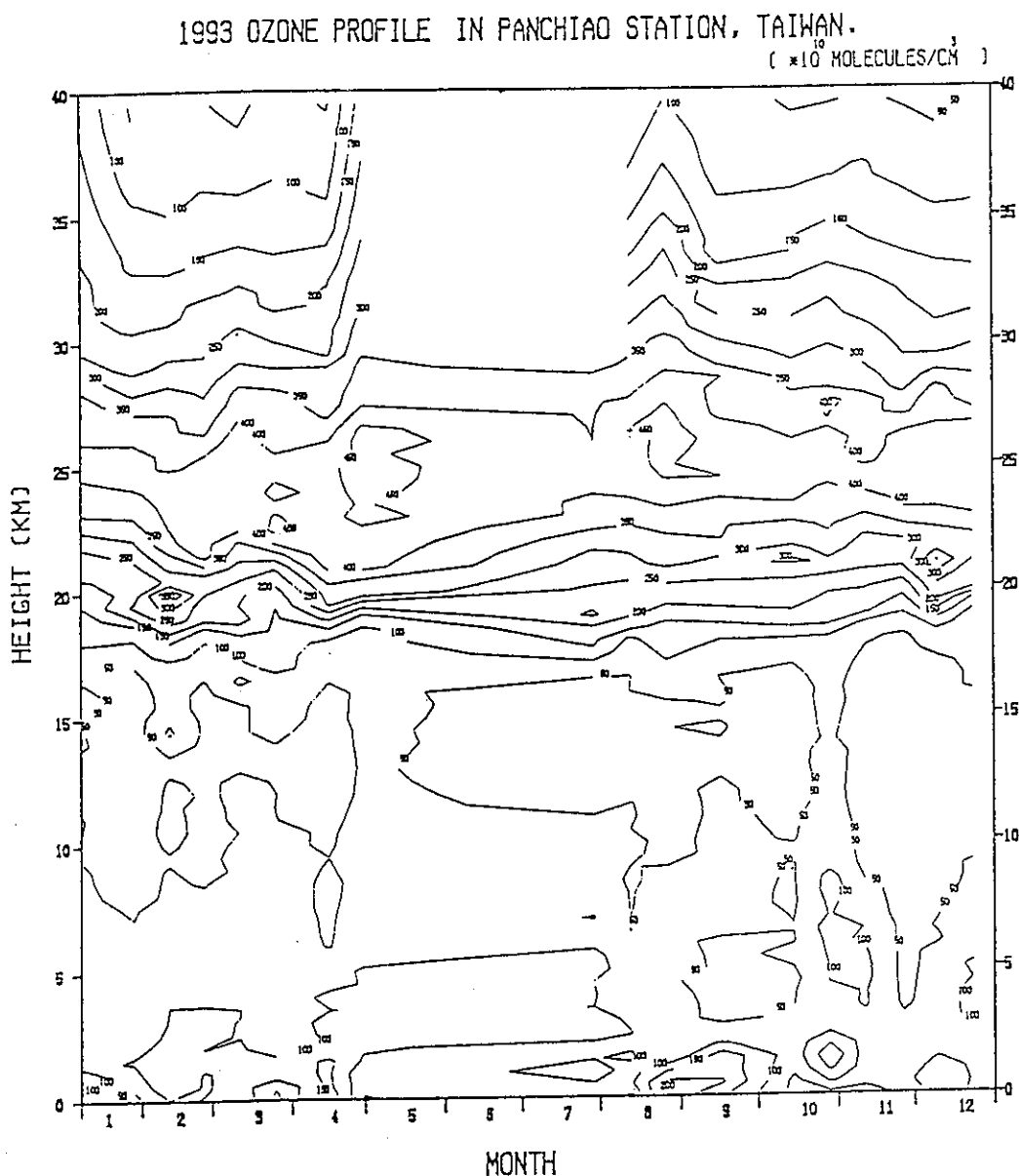


圖 3(A). 板橋站1993年地面到40Km之臭氧探空垂直剖面圖。

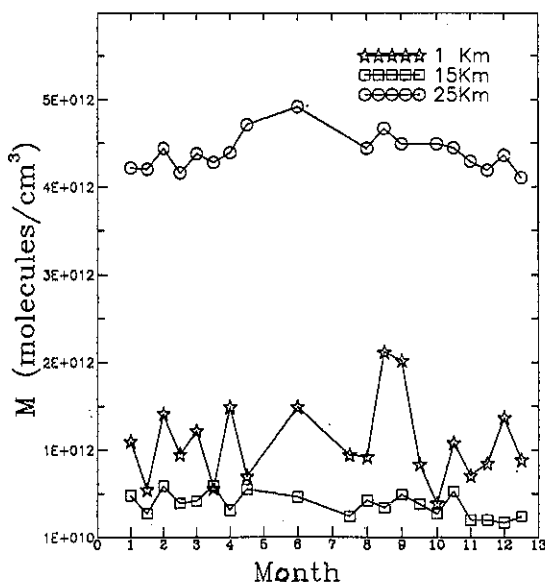


圖 3(B). 1993 年 1Km、15Km、25Km 高度臭氧濃度時間剖面圖

月在 25~26 公里高度處，出現超過  $450 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup> 的濃度區，是 1993 年中最高濃度的區域。

若以 25km (代表臭氧濃度最高帶) 而言，圖 3(B) 顯示 1 月至 4 月臭氧濃度均在  $420 \sim 440 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup> 間；4 月底至 8 月較高，在  $450 \sim 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup> 附近，其中 6 月最高達  $493 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup>。8 月以後臭氧濃度漸減少，至 12 月只有  $411 \times 10^{10}$  分子數/cm<sup>3</sup>。

## 2. 垂直氣溫剖面分析

### (1) 地面至 2 公里高空

圖 4 的溫度剖面圖顯示，1993 年地面最低月份和一般相同，1 月、2 月和 12 月的氣溫最低，4~10 月地面氣溫則超過 25℃，其中 6~9 月近 30℃。至 1 公里高空，元月份有 0℃ 的出現，而 4~9 月仍達 20℃，其他月份均在 10~20℃ 之間。至 2 公里處附近，4~6 月份氣溫仍超過 15℃，其他月份則多在 5~15℃ 間。

### (2) 2~20 公里高空

2 公里以上至 5 公里高空 (圖 5) 仍與底層類似，即冬季氣溫低，夏半年 (5~9 月) 氣溫高。至 10 公里高

空時，其季節之影響仍明顯，冬半年時有溫度槽出現，如 2 月和 3 月間，至 15 公里以上高空，溫度變化受季節影響已不明顯，如 1 月有溫度槽 2 月呈溫度脊，3 月 4 月有呈一大溫度槽 5~7 月氣溫稍高，9 月以後氣溫又下降。

氣溫出現最低的高度，一般在 15~19 公里之間，以 -75℃ 線所圍成的極小低溫帶而言，1~3 月不明顯，4 月至 12 月此極小低溫帶顯著且寬廣，在 11 月 12 月更出現 -80℃ 之極低溫。極低溫之軸線一般在 17 公里處附近，但在 4 月和 11 月 12 月略高。

表 2 為以 -70 線的位置，從表示可知 1993 年低溫層以 2 月最薄，以 4 月、11 月和 12 月最厚。

表 2. 板橋探空站 1993 年 -70℃ 等溫線的月平均位置

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
上 層 (km)	18.5	19	18	20	20	19.5	19	18.5	19	19	19.5	20
下 層 (km)	14.5	16.5	14.5	14	15.5	15	15	15	14.5	14.5	14.5	14.5
厚 度 (km)	4.0	2.5	3.5	6	4.5	4.5	4	3.5	4.5	4.5	5.0	5.5

### (3) 20~40 公里高空

20 公里高空的溫度在 -70℃ 左右，往上溫度緩慢增加，至 40 公里處大約 -40℃，在 1993 年其特徵是 1~4 月氣溫較高 (大於 -40℃)，5 分子數/cm<sup>3</sup> 8 月氣溫較低，9 月份以後則略近 -40℃ (見圖 6)。

## 3. 臭氧量和溫度場之探討

### (1) 在近地層 (0~2km)

在 1993 年的 4 月地面至 1.2 公里是臭氧量集中區，其相對之氣溫雖在 4 月份卻呈現一槽狀，8 月份地面層臭氧濃度亦是較大，亦呈現一溫度槽，在 10 月份 0.8~2km 區亦是同樣情形。但是在 1 月 2 月及 12 月此層雖出現溫度槽，但臭氧濃度卻不大。

### (2) 2~20 公里高空

在較低層 (約 12 公里以下)，1 月至 3 月間的在 5~10 公里有兩個溫度槽，在槽內之臭氧量比其附近之臭氧量大，另在 10 月 11 月間同高度亦有一弱溫度槽，其臭氧量亦較鄰近地區多。

在對流層頂附近，1 月和 4 月各有一溫度槽，但

# 1993 TEMPERATURE PROFILE IN PANCHIAO STATION, TAIWAN.

(°C)

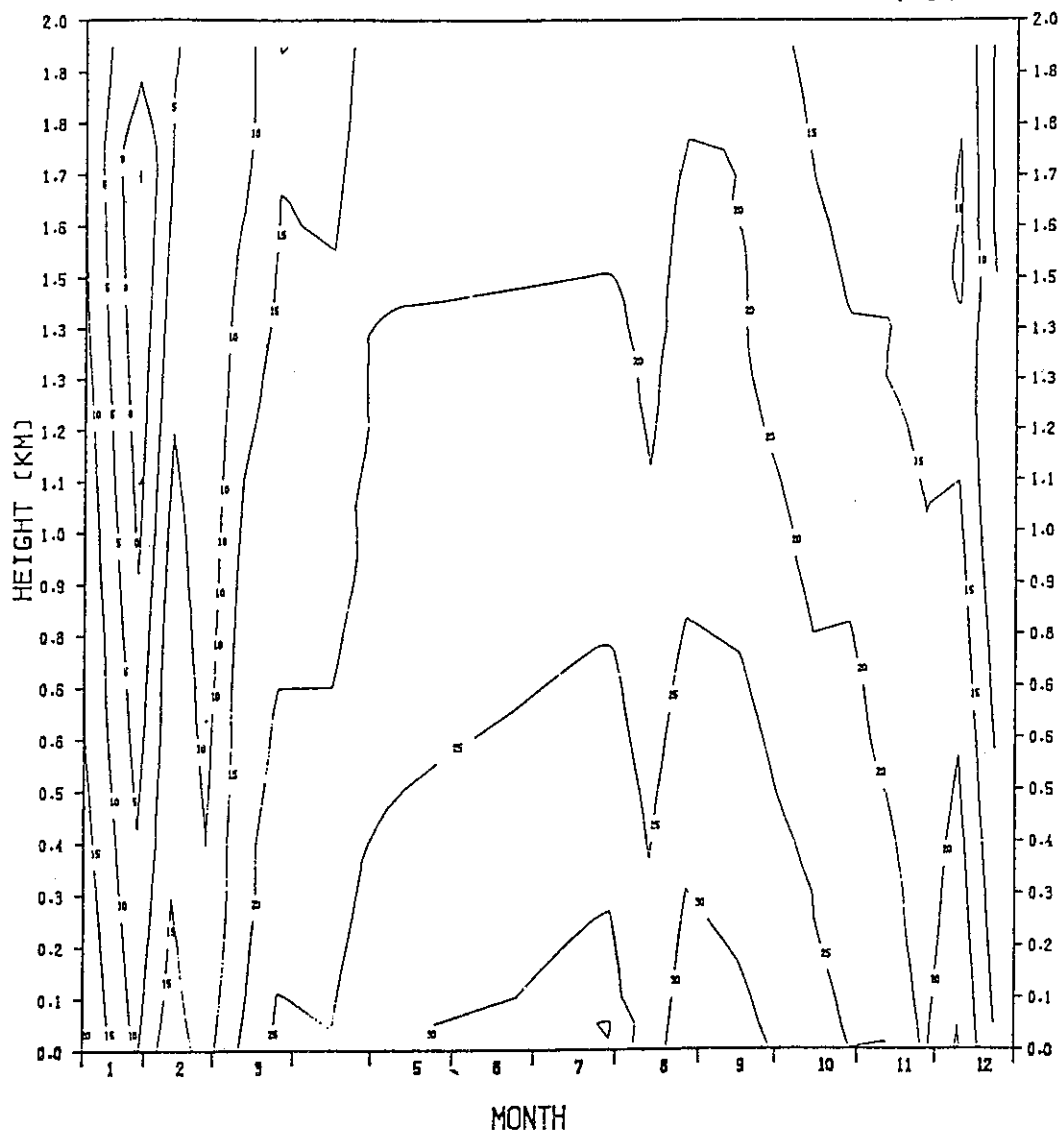


圖 4. 板橋站1993年地面到2Km之溫度探空垂直剖面圖。

其臭氧量卻有偏低跡象，而其鄰近之脊線場，臭氧量則相對偏高。此現象在其他月份因無顯著溫度槽脊，故不明顯。

17公里高度附近極低氣溫軸，對應著臭氧溫度急速增加的開始，17公里至20公里是臭氧量增加梯度最大區，但溫卻只有緩緩向上升。

## (3)20~40公里高空

20公里以上高空氣溫緩慢增加，但在同高度臭氧變化卻不同，臭氧量在20公里以上急速增加，至25公里附近是臭氧的集中區。在1993年4月和8月的25公里處是臭氧濃度最大區，同層之氣溫並無明顯的變化，氣溫在-50°C左右。

#### 四、臭氧量與紫外線分析

##### 1. 紫外線的日變化與月變化

從圖7可看出，每日從早上7~8點開始有紫外線UVB通量密度值，但其量很少，約 $4\sim 5\text{mw/m}^2$ ，

隨著陽光照射，紫外線急速增加，至11點或12點達最高量，13點以後又快速減少，至17點左右其幅射量才消失。

從圖7亦顯示中午11~13點是一日當中紫外線通量密度最強時段，但其幅射亦因月份不同而變

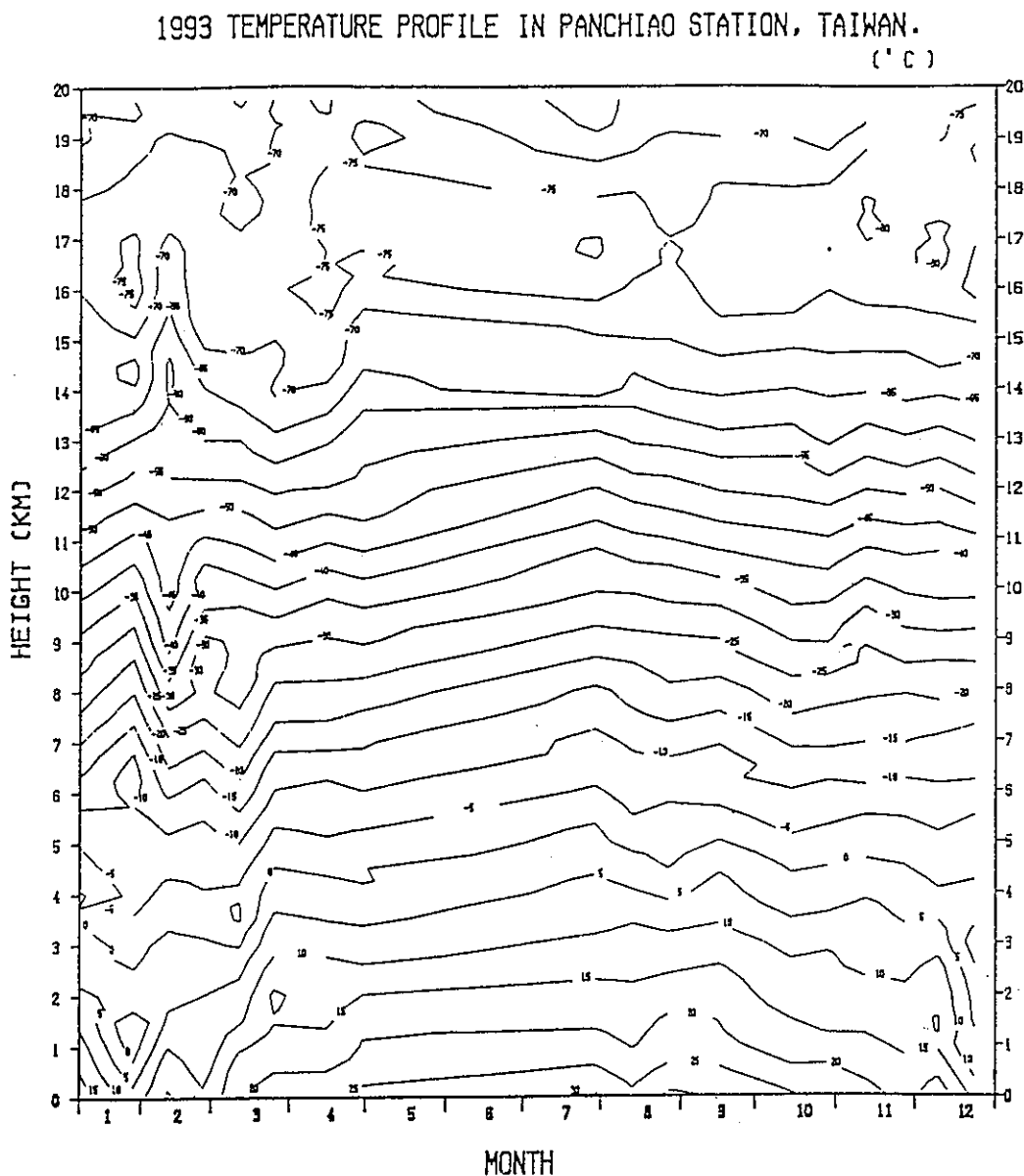


圖 5. 板橋站1993年地面到20Km之溫度探空垂直剖面圖。



# 1993 TEMPERATURE PROFILE IN PANCHIAO STATION, TAIWAN.

(°C)

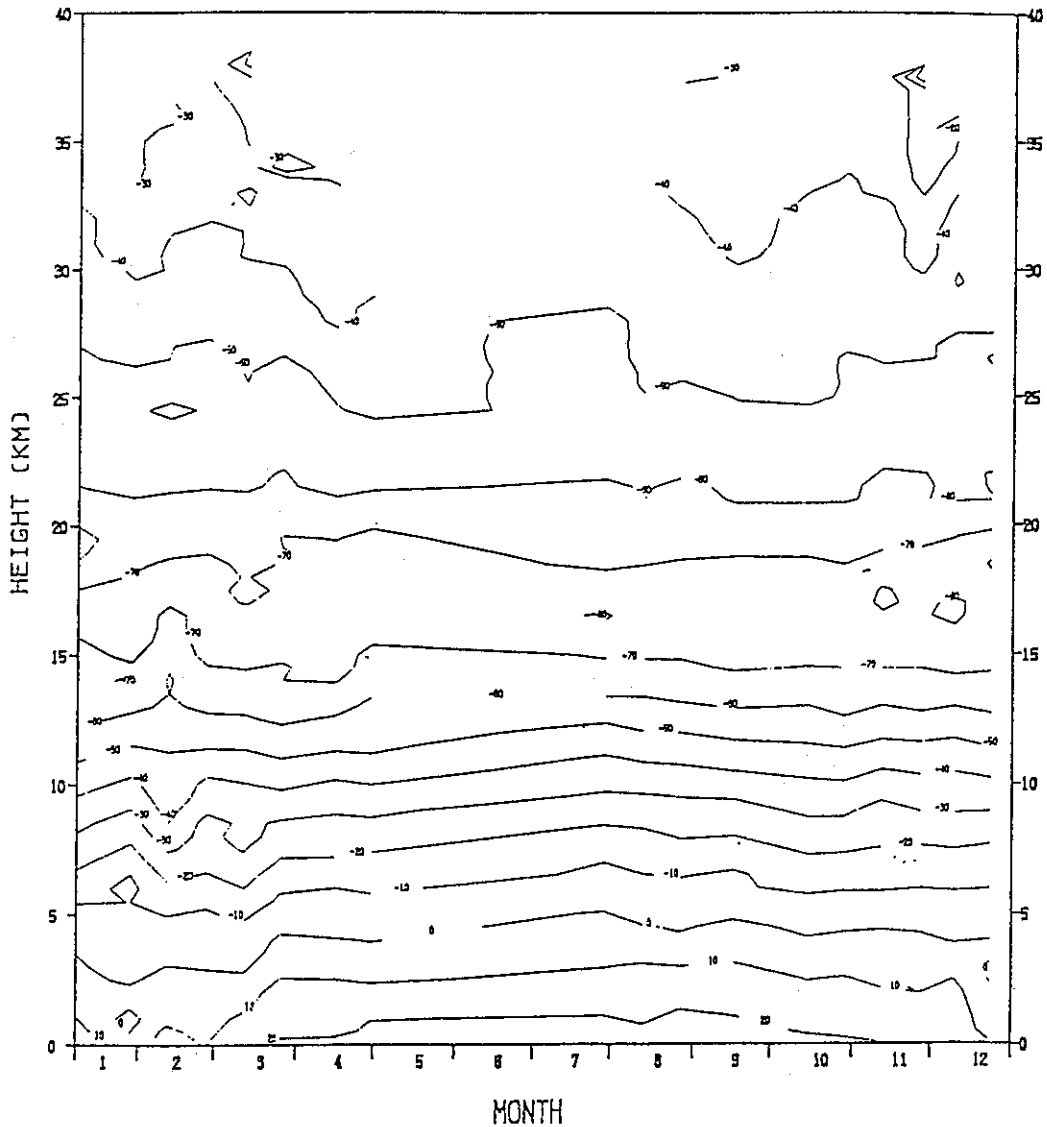


圖 6. 板橋站1993年地面到40Km之溫度探空垂直剖面圖。

化頗大，如圖例中3月份最大量約 $47\text{mw/m}^2$ (在13點)，6月份至 $82\text{mw/m}^2$ (12點)，9月份下降至 $60\text{mw/m}^2$ ，12月時之最大量不到夏天的一半，只有 $33\text{mw/m}^2$ 。很明顯地，在陽光充足之月份，紫外線通量密度較多。吾人挑選夏半季臭氧值相差小於

3%的個案比較，從圖8中發現，7月份的UVB通量密度極大值為最高，8月以後慢慢減少。出現極大值時間在6月是上午11點，7月、8月是中午12點，9月稍提前，10月又回到上午11點。

倘將UVB幅射通量對一日之日照時間積分，吾

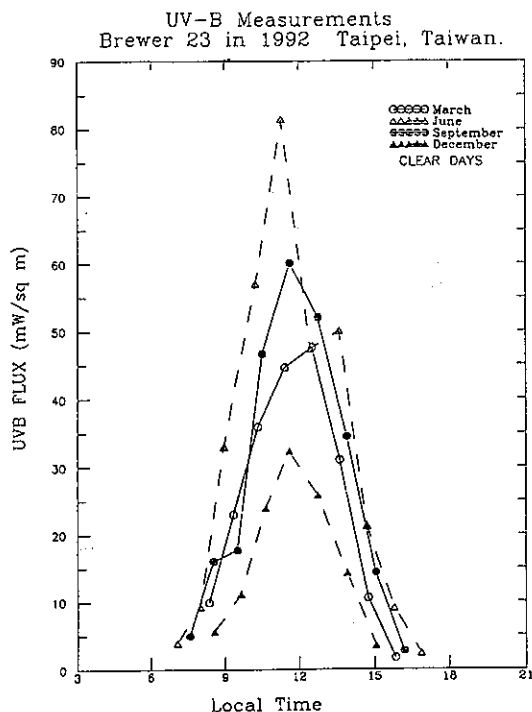


圖 7. 台北站1992年不同季節之紫外線通量密度觀測的實例(所取資料係白天、晴天、臭氧值在240.5-277.5 D.U.之間)。

人可得每日之日射量。表3(缺1、2月資料)中顯示日射量月平均最大值亦發生於7月，其值為1061.7 Joules/m<sup>2</sup>，最小值則發生於12月，其值為390.5 Joules/m<sup>2</sup>，一年中最大與最小月平均日射量相差2.7倍。若將其依Diffey erythemat作用波譜之曲線(圖9(B))加權計算，則日射量月平均較大值在5~7月出現，顯示5~7月份紫外線幅射短波較多且強，此表示5~7月份是台北最易於罹患皮膚紅斑的月份。另圖10以6月為例得知每日中午(11~13點)是對皮膚傷害最大的時段。

表 3. 1992年台北站(Brewer 23)紫外線日射量之月平均值

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
DUV (Joules/m <sup>2</sup> )	—	—	836	718	1022	1021	1062	827	790	761	457	391
Diff-UV (Joules/m <sup>2</sup> )	—	—	3670	3042	4414	4433	4318	3313	3230	3195	2105	1825

## 2. 紫外線波譜特徵

圖11和圖12是對於台北1992年中5月和11月間的UVB波譜分布之二實例。首先UVB波譜分布之一重要特徵即在於一隨波長的變化，其幅射通量密度急劇的遞減。此現象可對臭氧吸收係數在290~325 nm間的指數函數變化做一映證。此外，發現UVB波譜分布的日變化極明顯，特是在波長小於300nm的波段，其一日之極大與極小值變化可達一個數量級以上。而UVB波譜分布隨一日不同時間的變化，同於4.1節所述，於中午11~13點之各波段幅射通量密度達一日之最大值，而於早上8點及下午3點以後之值漸減。若以季節論，夏季和冬季亦不同，夏季的UVB波譜幅射通量密度較冬季的多，特別是在較短波長(300nm以下)尤其明顯。

## 3. 台北臭氧量與紫外線分析

### (1) 臭氧總量與紫外線日射量分布情形

從圖13可得知台北1992年臭氧總量與紫外線日

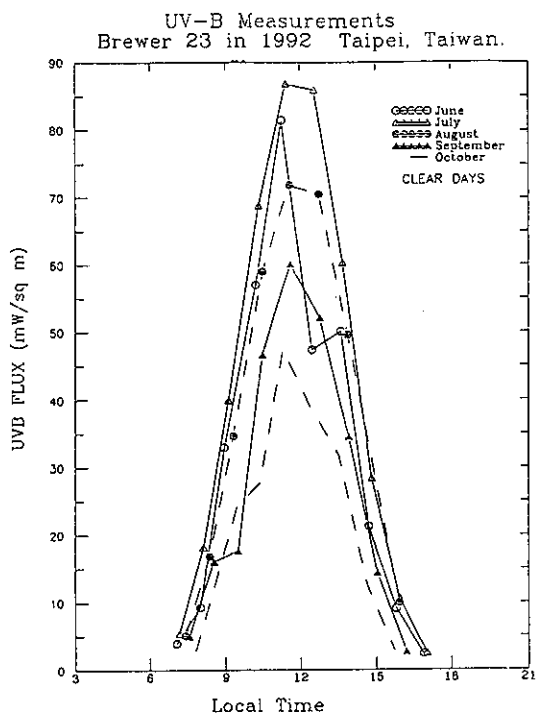


圖 8. 台北站1992年夏半季之紫外線通量密度觀測的實例(所取資料係白天、晴天、臭氧值在272.3-280.6 D.U.之間)。

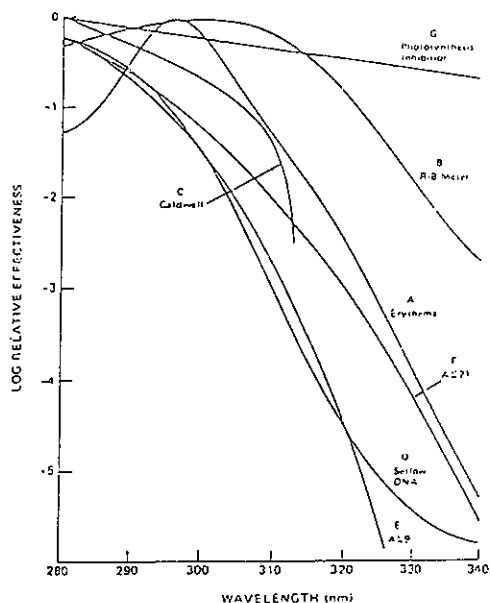


圖 9(A). 目前被廣泛使用有關紫外線對生物效應的作用波譜加權函數(摘錄自 National Research Council, 1979, Protection Against Depletion of Stratospheric Ozone by Chlorofluorocarbons, National Academy of Sciences; Washington, D. C.)。

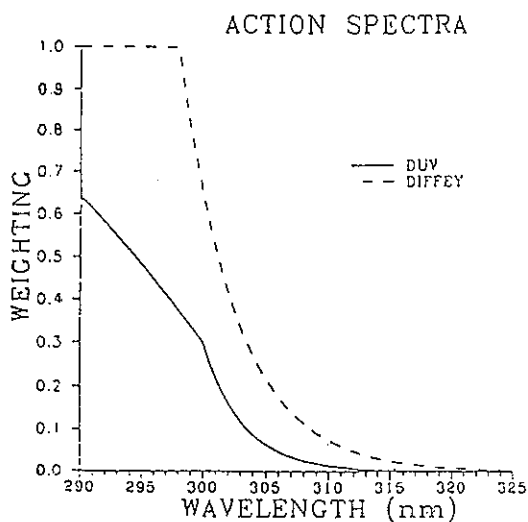


圖 9(B). 本文使用的作用波譜加權函數(資料來源為 Mckinley and Diffey, 1987)。

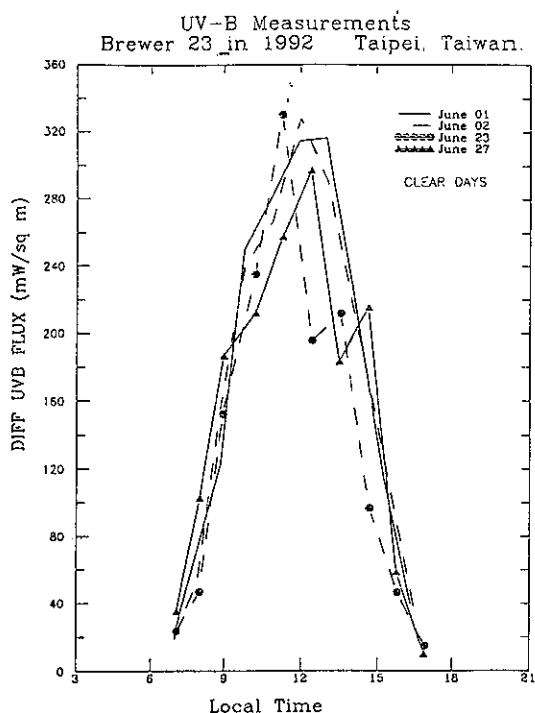


圖 10. 台北站1992年六月份之DIFFEY紫外線通量密度觀測的實例(所取資料係白天、晴天下的觀測)。

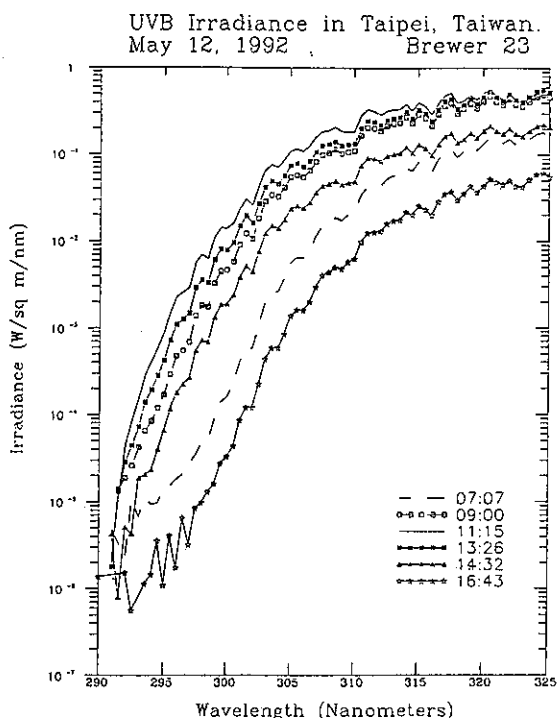


圖 11. 台北站1992年5月12日紫外線(輻射通量密度)波譜觀測實例。

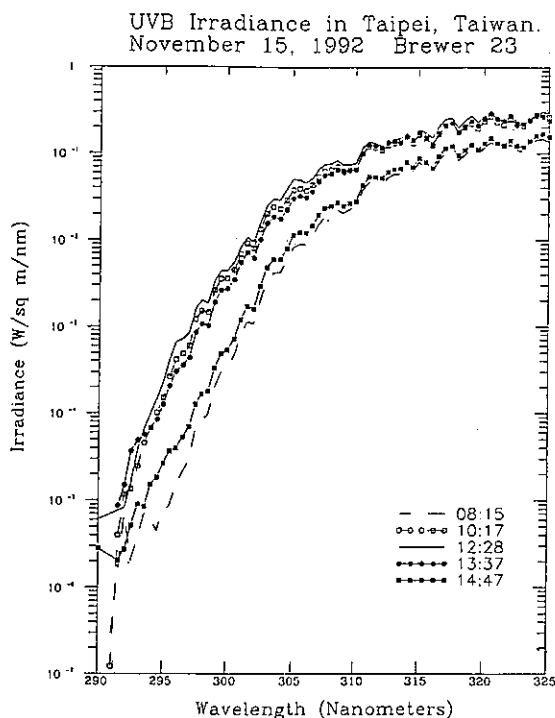


圖 12. 台北站1992年11月15日紫外線(輻射通量密度)波譜觀測實例。

射量分布情形，並沒有理論上所言臭氧總量多時，紫外線則少那麼規律，此乃因日射量不僅需考慮臭氧的吸收情形，尚牽涉到觀測的天頂角變化及隨季節不同的日照時數等。

在3月至7月間，臭氧總量與紫外線日射量變化關係不明顯，而8月以後，臭氧總量與紫外線日射量二者逐漸減少，此可能因為秋冬二季日照時間逐漸減少且又是斜射愈來愈大，能被觀測到的紫外線輻射愈來愈小之故。

## (2) 臭氧總量與紫外線波段輻射量之關係

在紫外線波段中，隨波長漸增，其輻射通量密度愈大，而波長漸減，輻射通量密度亦隨之急劇減少。此與臭氧吸收係數有密切之相關。圖14中取1992年台北站固定天頂角 $SAZ = 50^\circ$ 的晴天下，探討不同的臭氧總量對UVB波段(292~325nm)輻射量造成之不同影響。圖中顯示：波長愈大者(大於305nm)，輻射通量密度值受臭氧總量變化之影響愈小；而波長愈短者(小於305nm)，對臭氧總量愈敏感，隨著臭氧總量得減少其通量密度會明顯的增加。例如對325nm的波長而言，當臭氧總量從305

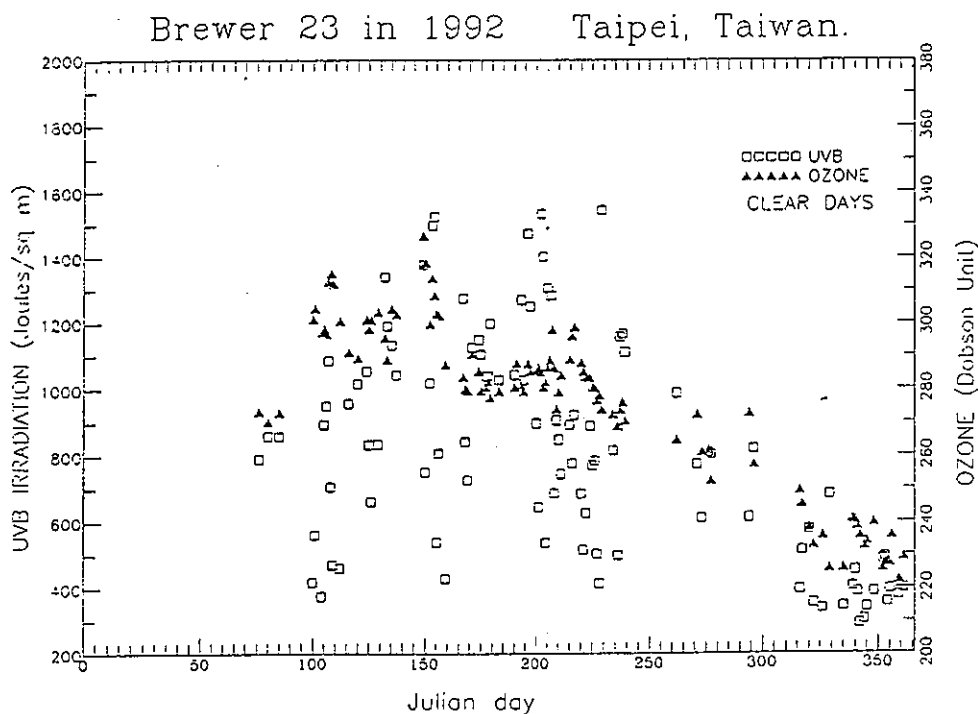


圖 13. 台北站1992年之紫外線日射量與臭氧全量觀測值的逐日變化情形。

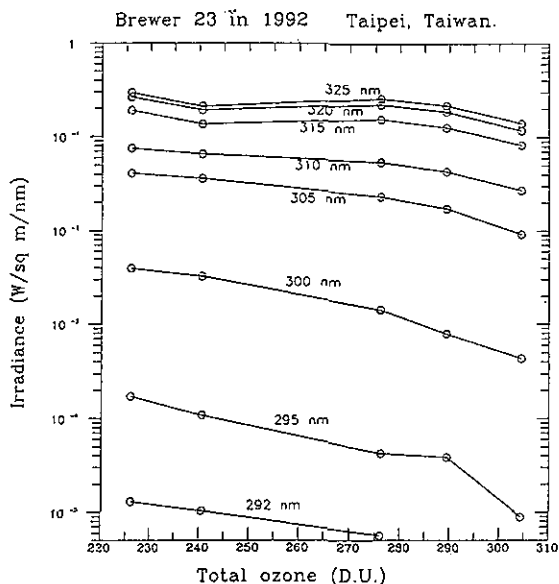


圖 14. 台北站1992年的紫外線輻射通量密度在天頂角50°時對應之臭氧全量隨波長(292nm-325nm)的變化情形。

D.U. 減少為240D.U.時，輻射通量密度由  $1.2 \times 10^{-1} \text{ W/m}^2/\text{nm}$  增加到  $2 \times 10^{-1} \text{ W/m}^2/\text{nm}$ ，輻射量增加1.7倍；對300nm的波長而言，同樣的臭氧總量變化，使其輻射量密度由  $4 \times 10^{-4} \text{ W/m}^2/\text{nm}$  增加到  $3 \times 10^{-3} \text{ W/m}^2/\text{nm}$ ，輻射量增加了7.5倍；同樣的情形發生在295nm波段時，輻射通量密度由  $8 \times 10^{-6} \text{ W/m}^2/\text{nm}$  增加為  $10^{-4} \text{ W/m}^2/\text{nm}$ ，增幅達12.5倍。

(3)不同天頂角下臭氧總量對紫外線波譜分布之影響

圖15、16是分別在天頂角50°及60°的晴空狀態，選取一年中臭氧總量相差懸殊的個案，針對紫外線波譜進行比較。為使紫外線波長之變化被臭氧量吸收的情形更明顯，而強化二者的關係，使用了放大因子(Radiation Amplification Factor)的計算。

$$\text{RAF} = -\frac{dF/F}{dX/X}$$

RAF：放大因子

F：紫外線輻射量

X：臭氧總量

圖15顯示在天頂角50°時，當紫外線波段介於

325~310nm間，放大因子值很小且近乎常數，而隨著波長漸短，放大因子迅速增加，當波長減少到300nm時，放大因子增加為6，繼續減少至296nm時，放大因子達最高值(RAF=10)，此表示臭氧若減少1%，即會造成此波長輻射量密度增加10%。以上所述紫外線波譜因臭氧量變化所造成之RAF差異，可以臭氧吸收係數來解釋。當波長超過305nm時，臭氧對UVB之吸收弱，故其放大因子小，而隨著波長漸減，臭氧對UVB之吸收呈指數倍的增加，當然放大因子亦同時迅速增大。

圖16則是在天頂角65°時之情形。結果類似於圖15，唯其放大因子最高值降低(RAF=6.8)，且發生在299nm波長處。

另外，我們也用RAF的計算方式，來探討93年與92年間臭氧減少趨勢所造成UVB日射量的變化情

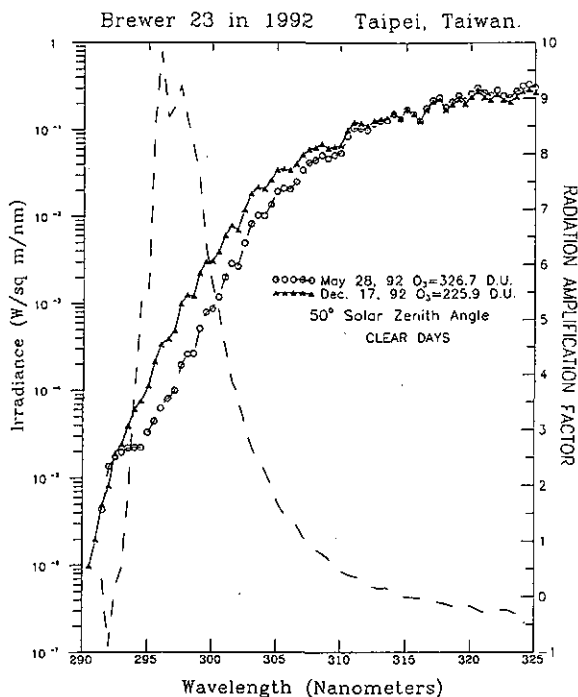


圖 15. 台北站1992年之臭氧極大值( $O_3 = 326.7 \text{ D.U.}$ , 5月28日)與臭氧極小值( $O_3 = 225.9 \text{ D.U.}$ , 12月17日)二日在天頂角50°的紫外線(輻射通量密度)波譜觀測。虛線則代表因臭氧值的不同所引起二日紫外線波譜觀測值之差異的放大因子。

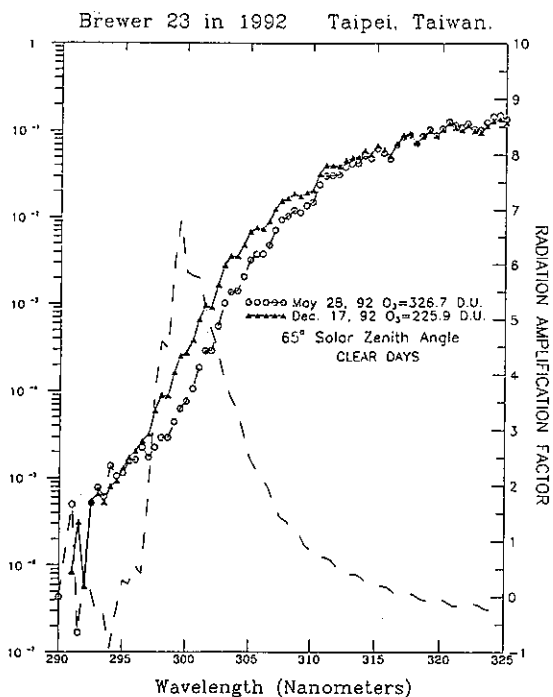


圖 16. 台北站1992年之臭氧極大值( $O_3=326.7D.U.$ , 5月28日)二日在天頂角 $65^\circ$ 的紫外線(輻射通量密度)波譜觀測。虛線則代表因臭氧值的不同所引起二日紫外線波譜觀測值之差異的放大因子。

形, (由於93年5月之UVB資料有問題, 且92年1、2月缺漏資料, 故只有計算3、4月的平均值), 得到3月為-3.9, 4月為-4.8, 亦即93年的臭氧總量和UVB日射量比起92年皆為下降情形。此似乎表示台北的UVB值除了臭氧量的影響外, 還有其它重要的因素(如人為污染排放之懸浮微粒、溫室氣體增加或日照時數減少等)會影響UVB之變化。

#### (4)不同天頂角時臭氧量和紫外線的關係

從事臭氧和紫外線觀測時, 不同之天頂角所得到的結果, 會因光線穿過大氣層厚度不同而有所差異。圖17顯示天頂分別是 $65^\circ$ 、 $50^\circ$ 、 $45^\circ$ 、 $30^\circ$ 、 $20^\circ$ 之晴天的觀測結果, 從圖17可發現當天頂角 $65^\circ$ 時, 臭氧總量的多或寡對紫外線無影響, 但當天頂角是 $50^\circ$ 和 $45^\circ$ 時, 臭氧總量較高者, 其紫外線輻射通量比臭氧總量較低者為少。當天頂角是 $30^\circ$ 和 $20^\circ$ 時, 此現象更明顯; 但在冬天時, 太陽經常處於斜

射狀態, 無法觀測到低天頂角的輻射資料, 故在圖17左上角資料空白。

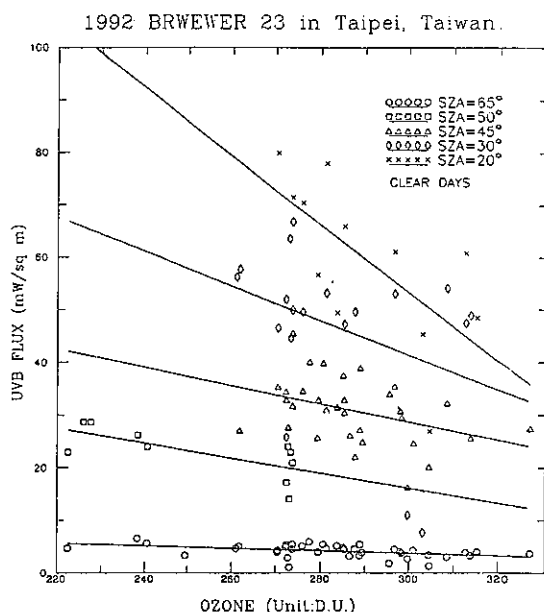


圖 17. 在不同天頂角( $65^\circ$ 、 $50^\circ$ 、 $45^\circ$ 、 $30^\circ$ 、 $20^\circ$ )下觀測的臭氧全量與紫外線通量密度之對應關係圖。實線代表不同天頂角的最佳化曲線(the best fit curves)。

## 五、結論與建議

### 1. 臭氧量與溫度場

- 在近地層：臭氧較易集中在溫度較低處或在溫度槽。
- 在對流層：一般在溫度槽的臭氧濃度較鄰近區域高, 但此現象在對流層頂較不明確, 在對流層以上臭氧迅速增加, 但氣溫只有緩慢上升。在平流層, 臭氧量之變化與氣溫變化關係不明顯, 即使在臭氧濃度最大區(25公里附近)氣溫變化亦不顯著, 均在 $-50^\circ C$ 附近。

### 2. 臭氧與紫外線

- 紫外線通量密度的日變化明顯, 早上和傍晚其值較少, 中午10~14點之間較大。
- 紫外線日射量月平均最大值發生在7月, 最小值發生於12月二者相差2.7倍。而5月至7月是

台北最易罹患皮膚紅斑的月份，又以每日中午(11~13時)對皮膚之影響最大。

- c.在UVB波段中，隨著波長的減少，輻射通量密度急劇的遞減，此乃因臭氧吸收係數在此波段內之指數函數變化所造成。UVB波譜分布之日變化明顯，特別是在波長小於300nm的波段，其一日之極值變化可達一個數量級以上。若以季節論，小於300nm之輻射通量密度夏季亦比冬季多。
  - d.UVB波譜內，波長愈短者(小於305nm)，對臭氧總量愈敏感，隨著臭氧總量的減少其輻射通量密度有明顯的增加；而對波長大於305nm的波段而言，其輻射通量密度受臭氧總量之多寡影響較小。
  - e.以放大因子來討論臭氧量與UVB波譜之輻射通量變化時，發現波長在295nm~300nm之放大因均達5.5以上，且以296nm波長其放大因子達10為最高。亦即當臭氧量減少1%時，波長296nm的輻射通量密度會增加10%。
  - f.當天頂角大時(65°)，臭氧總量多寡對紫外線通量密度無明顯影響；但隨著天頂角漸減，紫外線通量密度因被臭氧吸收而呈現出與臭氧總量多寡相反的趨勢。在太陽近乎直射時(SZA = 20°)，此現象尤為明顯。
- 3.本研究使用的台北紫外線資料，資料時間短，而且台北又是一受到高度污染的都市，人口稠密，人們活動造成的懸浮微粒、對流層溫室氣體、雲覆蓋量、地面反射率等之變化，皆會明顯影響UVB的觀測值。故本文雖也看出臭氧量和UVB波譜間的某些關係，卻無力對平流層臭氧減少之於地面UVB之單一效應提出有效的驗證，宜配合較無人為污染的成功站觀測資料，在做詳細研究。
- 4.台灣目前有台北與成功二站每日進行臭氧與紫外線之觀測。但對觀測儀器的校正及維修方面能力不足，常因儀器故障而致資料欠缺。宜積極培訓相關之檢校維修人員，冀能提高資料之準確性。

## 六、誌謝

本研究承中央氣象局林清洲組長、張修武科長提供寶貴意見，羅金鑑先生幫忙蒐集資料，羅如惠小姐和羅存文小姐幫忙整理資料，特此致謝。中央氣象局板橋探空站提供臭氧剖面資料及探空資料，

亦一併致謝。

## 七、參考文獻：

- 林清洲、柳中明，1993，台灣背景大氣(九)：臭氧總量與臭氧垂直剖面之觀測與分析，行政院國科會專題研究計畫研究報告。
- 梁正章，1993，大氣臭氧層與天氣關係探討，天氣分析與預報研討會論文彙編。
- 王明星，1992，大氣化學，明文書局出版。
- 楊之遠及陳福來，1989，CWB Long-term Air Quality Monitoring, Workshop on long-term air Quality。
- 曾忠一，1988：大氣輻射，聯經出版社。
- 鄭子政，1981，大氣科學概論(上冊)，國立編譯館出版。
- 呂世宗，1970，台北臭氧全量之垂直分佈研究，氣象學報。
- 呂世宗，1970，研究台北臭氧全量與噴射氣流位移之關係，氣象學報。
- Berger, D.S., 1976, The sunburning ultraviolet meter: Design and performance, Photochem. Photobiol. 24:587-593.
- Blumthaler, M. and W. Ambach, 1990: Indications of increasing solar ultraviolet-B radiation flux in the Alpine regions. Science, 248,206-208.
- Bronislaw K. Dichter, 1993: Instrumentation Requirements for Establishing UV Climatology. Yankee Environmental Systems Inc. Turners Falls, Massachusetts.
- Farman, J. C., B. G. Gardiner and J. D. Shanklin, 1985: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction. Nature, 315, 207-210.
- Grant, W. B., 1988: Global stratospheric ozone and UV-B radiation. Science, 242,1111.
- Lange, A. A., 1985: Meteorological observations using navaid method, WMO Technical note No. 185,44 pp.
- McKinley, A. and B. L. Diffey, 1987: A reference action spectrum for ultra-violet induced erythema in human skin. In Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations, Edited by W. F. Passchier and B. F. M. Osnajakovic, pp83-87, Elsevier, Amsterdam.
- Nachtwey, D. S., and R. D. Rundel, 1982, Ozone change: Biological effects, in stratospheric Ozone and Man, vol.2, F. A. Bower and R. B. Ward, eds.,

- CRC Press Boca Raton, Fla., 81-121.
- Prasad, B. S. N., Gayathri, H. B., Muralikrishnan, N., and Murthy, B.N., 1992: Seasonal Variation of Global UVB Flux and Its Dependence of Atmospheric zone and Particulate at a low Latitude Station, *Tellus*, 44B, 237-242.
- Roberertson, D. F., 1972, Solar ultraviolet Radiation in Relation to Human Sunburn and Skin cancer, PhD thesis, No. THE4866, Univ. of Queensland, St. Lucia Queensland.
- Scotto, J. and G. Cotton, 1988: Biologically effective ultra-violet radiation: urface Measurements in the U.S., *Scscience*, 239, 762-764.
- Stolarski, R, R. Bojkov, L. Bishop, C. Zerefos. J. Staehelin, J.Zawodny, 1992: Measured Trends in Stratosperic Ozone. *Science*, 256,342-349.

## STUDY ON THE RELATIONSHIP BETWEEN OZONE AMOUNTS AND UVB IN THE TAIWAN AREA

### ABSTRACT

Data used in this study are from the total amounts of ozone and ultraviolet radiations at the Taipei Observation Station and the Panchiao Sounding Station. Though the time period of the data involved in this study is not complete, the ozone concentrates in the thermal trough easily. From the tropopause upward, the uncertainty still exists between the ozone and the temperature.

The flux density of the ultraviolet reaches its maximum at noons (11~13 local time). Seasonally Speaking, summer is the most intensive among all seasons. May to July are the monthes that the people in Taipei are easily inflicted with red dot on the skin, and the most threatening ultraviolet for each month appears at noons(local time).

Within the ultraviolet spectrum, the radiation flux density of the shorter wavelength, the ozone amount decreased. The magnification factor is larger for the wavelength between 300 and 295 nm. With the different solar zenith angle for observation, it is found that when the zenith angle ( $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ ) is small, the flux density of ultraviolet due to the ozone absorption will inversely change with the total amount of ozone.



# 台南地區能見度與懸浮微粒之相關研究

柳中明 沈金清

國立台灣大學大氣科學研究所

楊之遠

環保署空保處

## 摘要

本文主要目的在分析台南地區能見度變化與氣象因素及懸浮微粒濃度的關係。1993年7月至1994年6月台南地區的月平均能見度，呈現9至4月低(7~12公里)，其他月份高(15~23公里)。以9至4月而言，此時該地區的雲量少，降雨更少，晴朗無雲狀況之出現頻率高，但日照時數(sun shine duration hour)低；同時盛行北風，且風速大，水汽含量低。經分析落塵量與PM10(直徑小於 $10\mu\text{m}$ 之懸浮微粒)濃度，亦發現9至4月時濃度較高。可知此時由於風向、風速和水汽的因素，天乾地旱，台南地區塵土飛揚，空氣中懸浮微粒濃度增加而能見度降低。建議全省各觀測點亦可作類似分析，以對影響台灣地區能見度變化的因素有進一步的了解。

關鍵詞：能見度、地面氣象因子、懸浮微粒。

## 一、前言

懸浮微粒對能見度的影響，Sloane(1982a,b), Trijonis(1982), Trijonis et al.(1990)等均有許多研究成果報告，我國李(1989, 1992, 1993, 1995)、蔣(1995)與簡(1986)亦曾進行實驗觀測分析。中央氣象局(1994)並曾提出近十年來我國各地日照時數減少，認為與空氣品質惡化、懸浮微粒增多有直接關連。事實上，由於懸浮微粒會散射太陽輻射，冷卻溫室效應，其對氣候變遷的影響不容忽視(柳,1994)。

本文分析台南市1993年7月1日~1994年6月30日間，中央氣象局台南氣象站(位於市中心)的能見度觀測資料，期望了解其季節性變化特性與當地懸浮微粒的變化相關，以及可能之氣象影響因子。為配合觀測資料以區分雲的影響，本文取綜觀時間白日8、9、11、14、17時及夜間20、21、23、2、5時的資料作分析。而環保署的PM10(懸浮微粒直徑小於 $10\mu\text{m}$ )濃度則取善化、安南與後甲的逐時資料。本文第二節為能見度分析，第三節為氣象因素分析，第四節為懸浮微粒濃度變化，第五節為結論。

## 二、能見度之氣候特性分析

能見度的決定，中央氣象局是採用目視法，先選定固定距離之不同目標物，再視觀測時可見之最遠目標物的距離，訂定為當時之能見度。因此，能見度均是固定值的公里數。

當然能見度可能受雲、雨、霧、以及懸浮微粒的影響，而致造成不同的視程。因此，要辨明懸浮微粒的影響，就須界定「有雲時」與「晴朗時」的能見度。為進行此項工作，吾人乃採用氣象局之雲量資料為分析依據，也即取雲量為0(無雲)之時為「晴朗時」，否則即為「有雲時」。在此必須說明：氣象局對於雲量的觀測，也是採用目視法，因此有相當主觀的因素在影響其判定。所以吾人也同時考慮放寬「晴朗時」的定義為：雲量在10%以下者，以一方面增加「晴朗時」數，另一方面允許人為主觀判定的誤差在分析過程中被考慮到。

圖1為台南站1993年7月1日~1994年6月30日間，白日平均能見度變化圖。大略上，能見度介於4~26公里間，且明顯地在9月~4月間，能見度多小於15公里；其他月份則多大於15公里，並以7、8月能見度最佳。

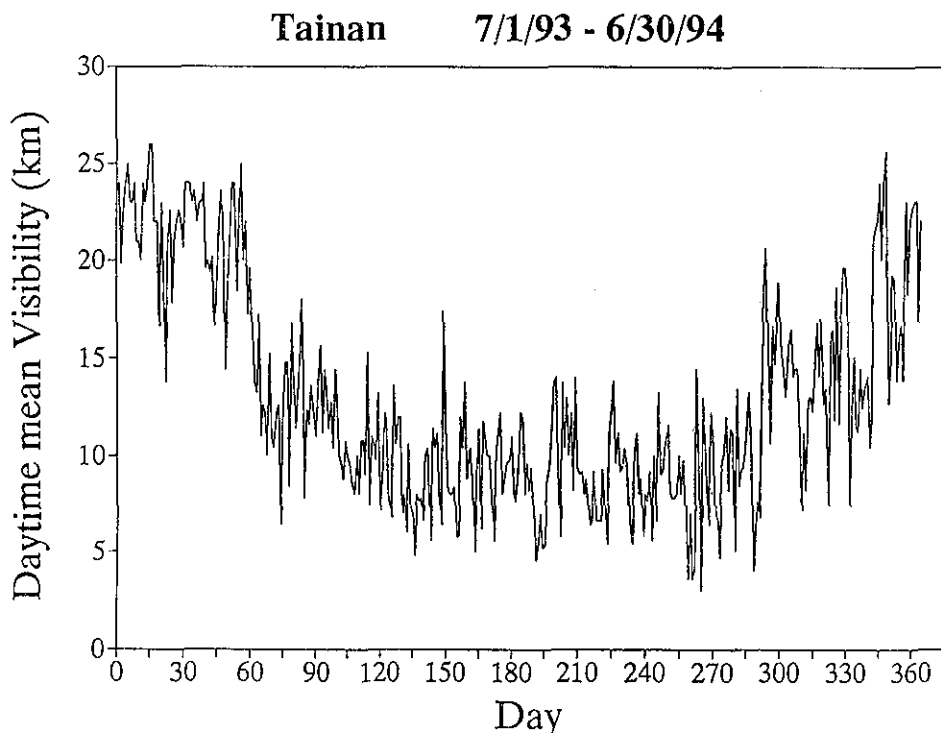


圖 1 台南氣象站1993年7月1日~1994年6月30日逐日平均能見度變化圖。

圖2a為逐月「晴朗時」(clear sky)的月平均能見度變化圖，圖中並且說明「晴朗時」在各月份內所佔的白日觀測時數(8,9,11,14與17時)的百分比(frequency)。另外，圖2a內亦比較放寬「晴朗時」之定義為雲量在10%以下者(clear sky + 10% cloud)，所得逐月之平均能見度與出現百分比。譬如1993年7月份，若只採用雲量為0之定義，則「晴朗時」出現的百分比為約3%，相當於白日觀測時數5小時，所得平均能見度為23公里。若放寬「晴朗時」的定義為雲量小於10%，則出現百分比為11%，相當於17個小時，所得平均能見度為19公里。

顯然，放寬「晴朗時」之定義為雲量小於10%，則一個月內出現符合此條件的小時數會增多，同時平均能見度會略下降。不過，由於吾人的研究興趣是在判定長期性變化特徵，因此若果統計個案數增多，而平均特性並未受到明顯影響，則此放寬條件應是可以接受的。

由圖2a所顯示的1993年7月~1994年6月間，

「晴朗時」平均能見度的變化，顯然並未因為「晴朗時」的定義條件放寬，而出現明顯不同。不過，「晴朗時」的出現百分比倒是在某些月份呈現倍數增加。大略上，吾人可以注意到：

「晴朗時」月平均能見度在9~4月間介於7~12公里，但在5,6,7,8月間，約介於15~23公里，且以7,8月能見度最佳。可是，「晴朗時」的每月出現百分比，卻為9~4月間高，其他月份低，且相差比例相當大。譬如12月~1月「晴朗時」出現百分比為約40%，6,7月才約5~11%。

每一月份內，相對於白日「晴朗時」的資料，即為白日「有雲時」(cloudy)。圖2b顯示白日(day)、白日「有雲時」(day-cloudy)與白日「晴朗時」(day-clear)的月平均能見度變化，均一致地出現9~4月能見度差，其他月份能見度佳的現象。顯然，這個特性，並不會因為有雲或無雲而有所不同！

簡而言之：吾人分析發現9~4月間白日平均能見度確實會較其他月份為差，且無論是在「晴朗

時」或在「有雲時」，其特徵都是一致的。另外，吾人也注意到「晴朗時」的出現百分比在9~4月間，較其他月份為高；也即天氣晴朗無雲的出現情況多，但為何能見度反而較差呢？

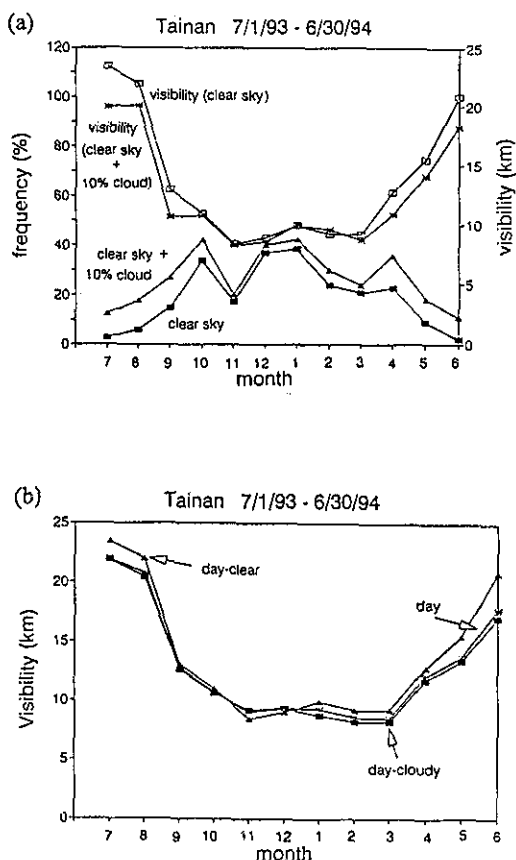


圖 2 台南氣象站1993年7月1日~1994年6月30日

(a)「晴朗時」(clear sky)，與稍放寬定義為雲量在10%(clear sky + 10% cloud)以下者之月平均能見度與出現百分出之比較。

(b)白日(day)，白日「有雲時」(day-cloudy)與白日「晴朗時」(day-clear)之月平均能見度的比較。

### 三、地面氣象因子分析

本節主要分析地面氣象因子的月際變化特性，以了解台南地區能見度在1993年7月~1994年6月間出現9-4月差與其他月份佳的大氣環境，並期望探討其相關性。

能影響能見度的氣候因子有相當多，在前一節吾人已了解雲量的有無，並不影響台南地區能見度的季節性變化。在圖3a~f中，吾人乃分析風向、風速、氣溫、相對濕度、絕對濕度與日照時數的逐月變化情形，並比較白日(day)、白日「晴朗時」(day-clear)、白日「有雲時」(day-cloudy)與夜晚(night)等月平均值的差異。

就風向而言，圖3a顯示10-3月為顯著北風，6-8月偏南風，9月與4-5月則為風向變動期，這些特徵(除6、7月外)並不因為是白日、晴朗、有雲或夜晚而大異。但就風速而言，圖3b顯示夜晚的風速平均小於白日，且有10-3月大於其他月份的情形。換言之，盛行北風在10-3月間確實使得夜晚維持最高風速。不過，就白日、晴朗或無雲等平均狀況而言，風速的逐月變化特性就不若夜晚明顯。其原因是因為白日熱力性區域環流明顯，會影響白日風速的變化；而夜晚時，氣層穩定，比較能反應盛行風場的風速變化情形。

至於在氣溫方面(圖3c)，月平均氣溫在冬季最低、夏季最高的現象，並不因為白日、晴朗、有雲或夜晚之不同而大異。雖然12月白日晴朗下的平均氣溫明顯較11月回升，但並不影響整個季節性變化趨勢。至於相對濕度方面(圖3d)，當然夜晚時因為氣溫低而濕度偏高，但是整體而言，並無明顯季節性變動現象。不過，若分析水汽分壓(圖3e)，也即是單位空氣中水汽的絕對含量，則可注意到1月為水汽分壓最低的月份，6、7月則為最高的月份，也即其變化略似氣溫的變化，如此也即可說明相對濕度為何反而無明顯季節性變化。由於10-3月間空氣相當乾燥，降雨量當然也是非常稀少，此為中南部之乾早期(圖4)。9月與4月則分別為氣候變動期，5-8月反而水汽含量大，降雨亦多。

日照時數(sunshine duration hour)之定義為每1小時內之日照時數，所以為0~1。圖3f顯示：白日與白日「有雲時」的月平均日照時數在11-3月間為低值(介於0.18~0.4)，其他月份多在0.45~0.75之間。而白日「晴朗時」，亦有5、6、7、8月平均日照時數大，而9月~4月平均日照時數較小的現象。此與圖2a所顯示之白日「晴朗時」之出現頻率，在10-4月間較其他月份為高的事實，顯然呈現負相關

現象。為何秋、冬、春季，出現晴朗有雲的機率較5、6、7、8月為大，但平均日照時數卻反而較5、6、7、8月為少呢？

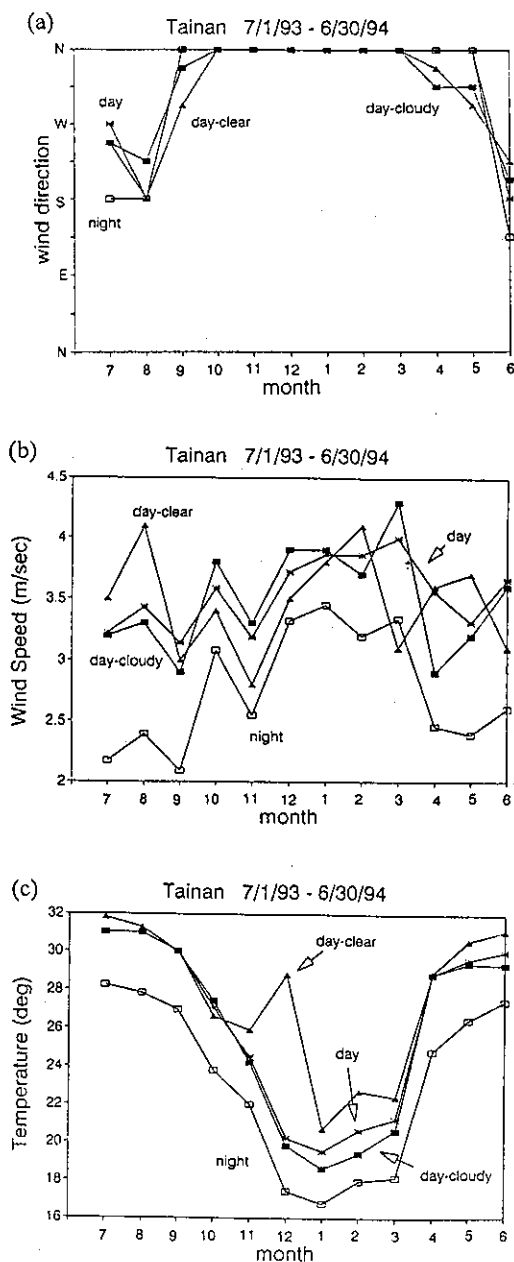


圖 3 台南氣象站1993年7月1日~1994年6月30日  
白日(day)，白日「有雲時」(day-cloudy)與  
白日「晴朗時」(day-clear)下之月平均(a)風  
向，(b)風速，與(c)氣溫

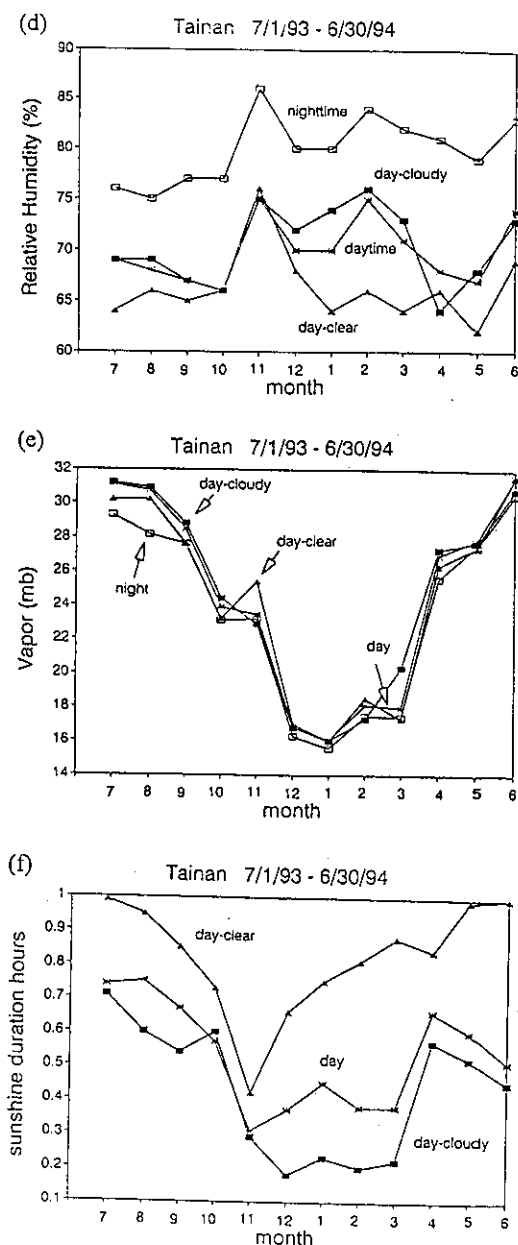


圖 3 台南氣象站1993年7月1日~1994年6月30日  
白日(day)，白日「有雲時」(day-cloudy)與白  
日「晴朗時」(day-clear)下之月平均(d)相對  
濕度，(e)絕對濕度(水汽分壓)，與(f)日照時  
數

整體而言，台南地區在1993年7月-1994年6月出現10-3月氣溫低，盛行北風且夜晚風速大，同時空氣乾燥，水汽含量少，降雨少，因此晴朗時出現頻率亦高。但是天乾物旱，盛行風強，塵埃、枯葉飛揚，因此能見度反而是一年內最糟的。當然，日照因為受到懸浮微粒反射太陽輻射的影響，所以日照時數也同時下降。

以上採用地面氣象測站的資訊來說明能見度的月際變化與氣象因子的相關性，但是否空氣中懸浮微粒的含量確實是在10-3月間為一年中最高呢？

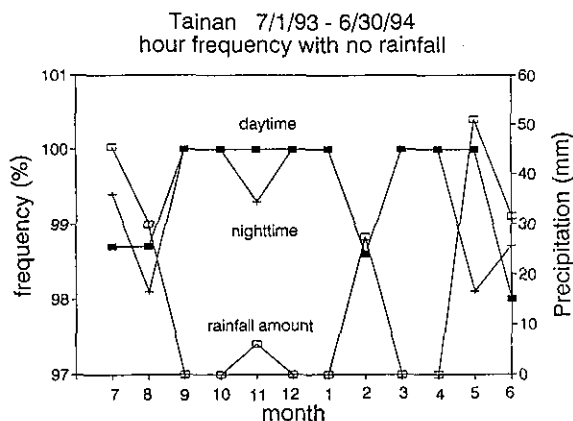


圖 4 台南氣象站1993年7月1日~1994年6月30日，每月白日(day time)與夜晚(night time)未降雨之小時出現頻率，以及月累積降雨量(rainfall amount)。

#### 四、懸浮微粒監測分析

行政院環保署在台南地區的三個空氣品質監測站，分別位於後甲、安南與善化(地理位置見圖5)，其所監測之空氣品質項目為PM<sub>10</sub>、SO<sub>2</sub>、CO、NO、NO<sub>2</sub>、O<sub>3</sub>與NMHC(非甲烷碳氫化合物)。其中PM<sub>10</sub>是直徑小於10 $\mu$ m的懸浮微粒。一般而言直徑小於10 $\mu$ m的粒子，對於人的呼吸器官影響最大，也同時能有效散射太陽輻射。

圖6顯示後甲站之逐日平均PM<sub>10</sub>濃度在1993年7月~1994年12月間的變動情形，明顯地7、8月PM<sub>10</sub>濃度最高在約50 $\mu$ g/m<sup>3</sup>上下，但進入9月就持續上升，11月時曾達245 $\mu$ g/m<sup>3</sup>高污染狀況，3月末亦曾出現類似狀況，不過在4月以後就逐步減少達

100 $\mu$ g/m<sup>3</sup>以下。顯然9-4月間PM<sub>10</sub>濃度明顯高於其他月份的濃度，此與能見度的變化呈現明顯負相關，也即PM<sub>10</sub>濃度高時，能見度也較差。大略上，圖6與圖1呈現明顯之負相關特性。

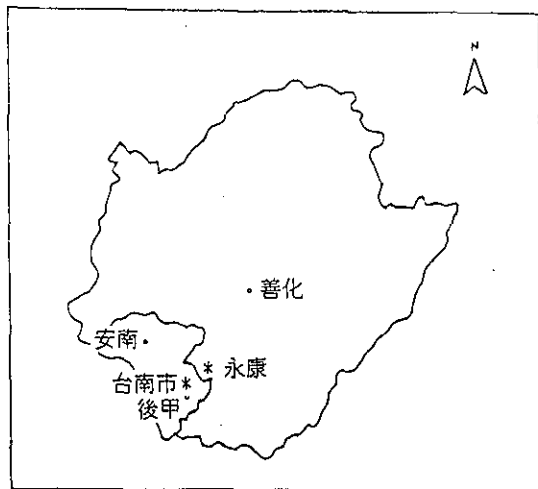


圖 5 台南市與永康鄉中央氣象局地面氣象站(以\*表示)，與環保署後甲、安南與善化空氣品質監測站(以.表示)位置圖。

為與前面分析的結果相互配合，圖7將後甲、安南與善化的PM<sub>10</sub>濃度資料，分為白日、夜晚與總月平均。顯然，無論是在白日或在夜晚，台南地區都出現9-4月濃度高於其他月份的特性，如後甲9-4月白日月平均PM<sub>10</sub>介於100-140 $\mu$ g/m<sup>3</sup>，其他月份則介於55-80 $\mu$ g/m<sup>3</sup>。這顯然支持吾人在前一章所提出之看法：台南地區秋、冬、春季盛行北風，風速強，且水汽含量低，因此塵埃落葉飛揚，應是大範圍地區的特性，而非僅是台南市區單點的特徵。

台南市環保局在市區內約設置六個人工懸浮微粒與落塵採樣站，一個月採樣二次，其在1993年7月~1994年6月間所得月平均結果如下：

	1993年						1994年					
	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月	4月	5月	6月
TSP(總懸浮微粒) ( $\mu$ g/m <sup>3</sup> )	88	107	145	122	208	134	192	177	161	77	92	148
落塵 (噸/平方公里/月)	5.5	3.6	12.8	15	19.4	16.7	21.2	28.6	24.8	16.7	12.3	12.0

大致上，也是呈現9-4月間落塵與總懸浮微粒量較高的現象。

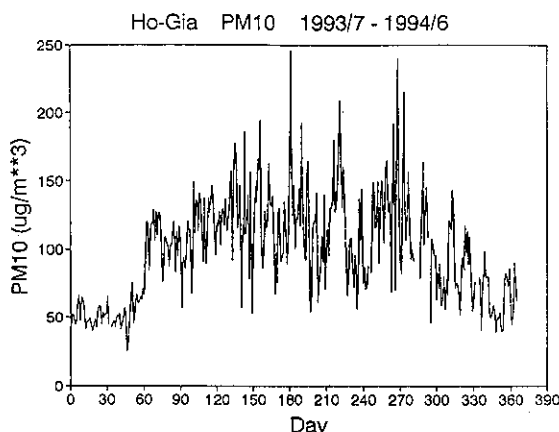


圖 6 台南地區後甲環保署空氣品質監測站，1993年7月1日～1994年6月30日逐日平均PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )之變化圖。

當然，更進一步的研究應該是分析懸浮微粒的化學組成，以了解塵埃落葉的成份，是否在9-4月間特別顯著，而工業、汽機車所排放之懸浮微粒是否並無明顯之9-4月間排放較高的現象。很可惜，目前並無這些資料可供分析。

## 五、結 論

本文嘗試利用台南市區內中央氣象局地面氣象站的綜觀時間觀測資料，分析能見度的季節性變化特性。發現當地月平均白日「晴朗時」能見度9-4月差(約介於7-12公里)，而其他月份佳(15-23公里)，且以7、8月最佳。而且此特徵，事實上並不會因為白日有雲或無雲的分析方式，而呈現不同的結果。此外，更令人驚訝的是：9-4月出現晴朗時的機率，是大於其他月份。如12月-1月「晴朗時」出現百分比約為40%，6-7月才約5-11%。為何台南市區秋、冬、春季天氣多晴朗無雲，但近地面能見度反而差呢？

經分析地面氣象因子之月際變化特性後，發現秋、冬、春季盛行北風，風速大，且水汽含量非常少，因此降雨少。換言之：天乾物旱，盛行風強，塵埃枯葉易於飛揚，因此近地面能見度才可能趨劣。

經與環保署設於後甲、安南與善化的三個空氣品質監測資料相比較，證實在9-4月間直徑小於 $10\mu\text{m}$

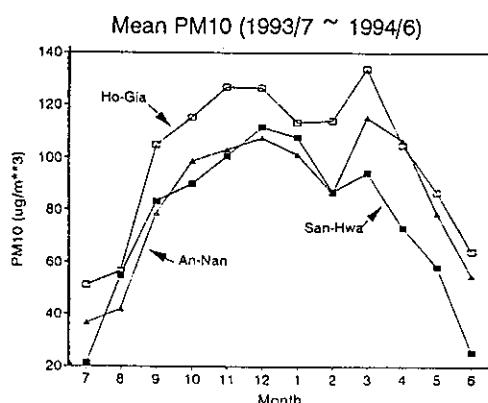
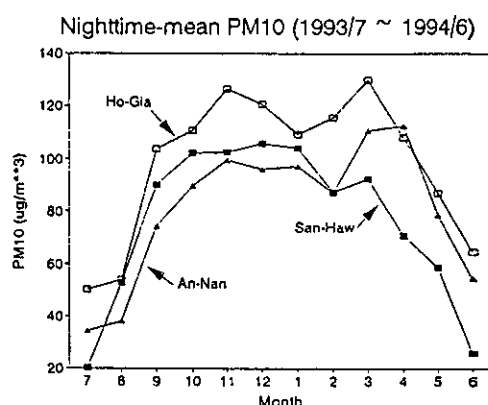
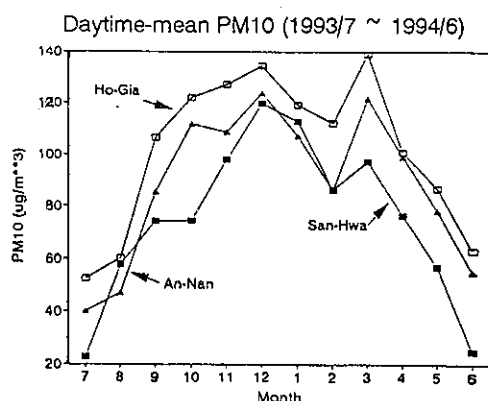


圖 7 台南地區後甲、安南與善化之環保署空氣品質監測站，1993年7月1日～1994年6月30日之各月平均(a)白日(day time)(b)夜晚(night time)與(c)總平均PM10( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )之變化圖。

的懸浮微粒(PM10)濃度，確實是大於其他月份的懸浮微粒。如後甲9-4月白日月平均PM10介於100-140  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ，其他月份介於55-80 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ，類似的結論，亦可在台南市環保局之落塵與總懸浮微粒資料中獲得。可惜，環保署或地方環保局，並無充份之懸浮微粒成份分析資料。所以吾人無法了解9-4月與其他月份間之懸浮微粒成份的差別。

本文僅能視之為拋磚引玉的小品研究，主要目的在探討我國懸浮微粒污染是否已明顯散射太陽輻射，並影響近地面能見度。未來本文所提出之研究方法，當可繼續推廣到全台灣各地，以了解本地長期懸浮微粒增加對日照時數、能見度、甚至近地面太陽輻射通量的影響趨勢。

## 致 謝

本文在國科會專案計劃NSC84-2621-M-002-037支援下完成，並感謝中央氣象局、環保署等單位在資料上的提供，以及黃安城、李貞瑩和李敏瑜等各方面的協助。

## 參考文獻

中央氣象局，1994：台灣地區近百年氣候之變化。

中央氣象局氣象科技研究中心，18頁。

李崇德，1989：台灣地區懸浮微粒濃度與氣象關係之研究。EPA。

李崇德，1992：台北都會區懸浮微粒粒徑分布的物理化學特性(I)。國科會研究報告NSC80-0421-E008-07Z，144頁。

李崇德，1993：台北都會區懸浮微粒分布的物理化學特性(II)。國科會研究報告NSC81-0421-E008-10Z，120頁。

李崇德，1995：台灣地區懸浮微粒空氣污染問題及防治之研究。(III)台灣北部都會區氣懸微粒分佈之污染物特性分析。環保署研究報告EPA-84-E3F1-09-01，154頁。

柳中明，1994：全球氣候變遷之不確定性：對流層內臭氧與懸浮微粒的影響。大氣科學，22，523-544。

簡慶芳，1986：台北市能見度的變異性分析二1980-1984。台大大氣科學系碩士論文，76頁。

蔣本基、張勝祺、樓基中，1995：台北地區懸浮微粒空氣污染問題及防治之研究。環保署研究報告EPA-84-E3F1-09-01，182頁。

Sloane, C. S., 1982a: Visibility trends I: Methods of analysis. Atmos. Environ. 16, 41-51.

Sloane, C. S., 1982b: Visibility trends II: Mideastern United States. Atmos. Environ. 16, 2309-2321.

Trijonis, J. C., 1982: Existing and natural background levels of visibility and fine particles in the rural east, Atmos. Environ. 16, 2431-2445.

Trijonis, J. C., W. C. Malm, M. Pitchford, W. H. White, 1990: Visibility: Existing and Historical Conditions - Causes and Effects. NAPAP (National Acid Precipitation Assessment Program), report 24, 200pp.

# **A PRELIMINARY STUDY ON THE EFFECT OF AEROSOLS ON THE SURFACE VISIBILITY IN TAINAN**

**Chung-Ming Liu, K. C. Sheen**

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University Taipei, Taiwan, R. O. C.

**Chea-Yuan Young**

Division of Air Pollution Protection and

Noise Control, Environmental Protection Administration, Executive Yuan, Taipei, Taiwan, R. O. C.

## **ABSTRACTS**

In this paper, we have tried to relate the variation of the surface visibility with the meteorological factors and the aerosol loading in the Tainan region. In all, the visibility was poor during September and April (about 7-12km), and good during May and August (about 15-23km). Our analysis show that during September and April, the prevailing northerly was strong and dry, with frequent clear condition but low sunshine duration hours. This climatologically dry and windy season must have caused more dust and flying-leaves to flow over the Tainan region and hence resulted in the poorer visibility and lower sunshine duration hours. The PM10 data collected by the local EPA (Environmental Protection Administration) also supports this assumption. It is suggested that similar analysis can be done at other regions.

**Key words:** Visibility, Meteorological Factors, Aerosols



## 民國八十年北太平洋西部颱風概述

陳 清 得

### 摘 要

民國八十年在北太平洋西部計有29個熱帶氣旋發展為颱風，此一總數比1948至1990之43年氣候平均值(27.1個)略高一些。依中央氣象局之颱風分類法，此29個颱風中，達強烈強度的有10個，即華特、艾美、艾薇、密瑞兒、耐特、歐凱特、派特、露絲、席斯及尤瑞；達中度強度的有雪倫、提姆、詠妮亞、季克、布藍登、凱特琳、愛麗、弗雷特、琴納及瑞爾姐等10個；其餘之范妮莎、道格、葛拉絲、哈雷、喬爾、魯克、賽洛瑪、弗恩及薇爾達則為輕度颱風。

民國八十年一年內中央氣象局曾發布颱風警報者共7個，其中僅發布海上警報的有3個(即布藍登、密瑞兒及席斯)，而發布海上陸上警報者有4個(即艾美、愛麗、耐特及露絲)，並且對其中之耐特颱風兩度發布警報；登陸台灣本島者有2個(即愛麗及耐特)；艾美雖未登陸台灣本島，但卻為侵台之颱風；至於露絲雖為既未侵台亦未登陸之颱風，但因盛行之東北季風與露絲颱風環流形成共伴環流，而為台灣地區帶來一場驚擾。在今年侵台颱風中災情較嚴重的是耐特第一次警報時為最大。

本文針對民國八十年各個颱風之生命史、強度、路徑及其綜觀環境做簡要敘述，至於侵台颱風之詳細情形，另請參閱侵台颱風之個別報告。

### 一、前 言

民國80年(以下簡稱本年)，自3月6日18Z(7日2時)第一個颱風——雪倫(SHARON)發生，至11月29日06Z(14時)的最後一個颱風——瑞爾姐(ZELDA)生成，北太平洋西部總計有29個颱風發生(見表1)。期間另有一自東太平洋移入西太平洋的ENRIQUE颱風，則未予計入。若以颱風發生源地而言(圖1)，最西者為在東沙島西方海面的喬爾颱風(JOEL)，最東者為在馬紹爾群島南方海面的瑞爾姐颱風(ZELDA)，也是本年的最後一個颱風，最南者為在加羅林群島東南東方海面的尤瑞颱風(YURI)，最北者為在日本本州南方海面的哈雷颱風(HARRY)。如就大地理區域分布來看，在南海海面(即120°E以西者)有5個，占17.24%；關島(145°E)以西至120°E者有11個，占37.93%；關島(145°E)以東至180°者有13個，占44.83%。由以上統計知，80年颱風發生在關

島以東及以西地區之個數接近，可謂相當均勻地分布在西北太平洋面上。

本年內，中央氣象局共發布了7次颱風警報(耐特颱風期間雖兩度發布警報，但因屬同一颱風，故仍以一次計)，其中三次為海上颱風警報，即布藍登(BRENDAN)、密瑞兒(MIREILLE)及席斯(SETH)颱風，四次海上陸上颱風警報，即艾美(AMY)、愛麗(ELLIE)、耐特(NAT)及露絲(RUTH)颱風。在此七次颱風警報中未侵台者有四次，即布藍登、密瑞兒、露絲及席斯。侵台者有三次，其中有二個颱風之中心直接登陸台灣陸地，即愛麗和耐特颱風，而艾美僅暴風圈掠過台灣南部並未登陸。死傷及財物損失以耐特最大，艾美次之，愛麗雖然登陸但其強度迅速減弱，並未造成災情，其他四個海上警報之颱風則幾乎無傷亡報告，僅部分地區有輕微的災情而已。

本報告就本年所發生的29個颱風，按其編

表 1. 1948年以來北太平洋西部各月颱風次數統計表

Table 1. Summary of typhoon occurrence in the western North Pacific since 1948.

月份 年度	1月			2月			3月			4月			5月			6月			7月			8月			9月			10月			11月			12月			全 年					
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III									
1948	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	1	3	1	0	4	1	3	2	0	6	4	2	6	1	0	3	2	0	2	1	0	35	14	4	
1949	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	6	2	1	8	2	0	5	3	2	3	1	1	4	1	0	2	1	0	25	11	4
1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	0	2	1	1	1	5	1	0	18	2	0	6	4	0	3	2	1	3	1	1	4	1	0	44	13	3	
1951	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	2	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	1	0	3	2	1	2	3	4	3	1	1	0	2	2	0	21	13	3	
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	1	6	5	0	3	3	3	2	4	3	0	27	20	5		
1953	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	1	1	6	5	2	4	1	1	4	0	3	1	0	1	1	0	23	16	5		
1954	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	5	3	1	5	3	1	4	3	0	3	3	2	1	0	21	16	4		
1955	1	1	0	1	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0	2	1	0	7	5	0	7	3	1	5	3	3	3	2	0	1	2	1	1	1	0	28	19	1		
1956	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	2	2	0	5	4	1	6	5	3	1	1	0	5	5	0	1	1	0	24	20	4
1957	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	4	2	0	5	5	1	4	3	0	3	3	0	0	0	22	18	2	
1958	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	3	2	0	7	6	1	0	5	3	1	5	3	1	3	3	0	2	2	0	2	0	0	31	21	3	
1959	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	6	4	3	4	3	1	4	3	1	2	2	1	2	2	0	23	16	7	
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	3	3	1	3	2	1	9	8	3	4	0	0	4	4	0	1	1	0	1	1	0	27	21	5		
1961	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	3	2	1	3	1	0	5	3	1	3	3	2	7	5	2	4	3	0	1	1	0	1	1	0	29	20	6		
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	0	0	0	5	4	1	8	8	2	3	2	1	5	4	1	3	0	2	0	0	29	24	5			
1963	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	4	3	0	5	4	1	3	3	0	5	4	1	4	4	0	3	0	0	3	1	0	24	19	2		
1964	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	2	0	7	6	0	6	3	0	7	5	0	6	3	0	6	3	0	1	1	0	37	25	0		
1965	2	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	0	2	2	1	3	2	1	5	4	1	7	4	1	6	3	0	2	2	0	2	1	0	1	0	1	0	34	18	4		
1966	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	1	1	0	5	3	0	8	6	1	7	4	2	3	2	0	2	1	0	1	1	0	30	20	3		
1967	1	0	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0	0	1	1	0	6	5	1	8	4	1	7	4	0	4	3	1	3	3	1	1	0	0	35	22	4		
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	1	0	3	2	1	8	6	3	3	2	6	5	0	4	4	0	0	0	0	27	23	3			
1969	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	3	2	1	4	3	1	3	3	1	3	3	2	1	2	1	0	0	19	15	4			
1970	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	3	0	0	6	4	0	5	2	1	5	4	0	4	1	0	0	0	26	13	1			
1971	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	0	4	1	0	2	2	0	8	6	2	4	3	0	6	5	2	4	3	0	2	1	0	0	0	0	35	24	4			
1972	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	5	5	0	5	3	1	5	4	0	5	4	0	2	2	0	3	2	0	30	23	1			
1973	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	4	1	5	2	0	2	2	0	4	3	1	4	0	0	0	0	21	11	2				
1974	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	1	1	0	3	1	0	5	2	1	5	2	2	5	3	1	4	4	1	4	2	0	2	0	32	15	5			
1975	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	5	4	1	5	4	1	5	3	1	3	2	0	0	0	20	14	3			
1976	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	2	0	0	2	2	0	4	2	0	2	4	1	5	4	0	1	1	0	0	1	1	0	2	0	25	16	1			
1977	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	3	2	2	0	1	5	2	0	4	3	0	1	1	0	2	2	0	19	11	3			
1978	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	3	0	1	4	3	0	7	3	1	5	4	0	4	3	1	3	1	0	0	0	28	15	3				
1979	1	1	0	0	0	0	1	1	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	4	2	2	2	2	2	6	3	0	3	2	0	2	1	0	2	1	0	23	13	2			
1980	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	2	0	1	0	0	1	0	0	4	3	1	2	2	1	6	5	1	4	2	0	1	1	0	1	0	24	15	3				
1981	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	2	2	5	2	1	7	2	1	4	4	2	2	1	0	3	2	0	2	2	0	28	16	6			
1982	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	0	1	1	0	3	1	0	4	2	1	5	5	2	5	3	0	3	3	0	1	1	0	1	1	0	26	19	3		
1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	2	1	5	2	1	2	1	0	6	4	0	4	2	0	2	0	23	11	2			
1984	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	1	5	4	1	5	2	3	4	1	0	7	5	0	3	0	1	1	0	27	16	5		
1985	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	1	1	1	8	6	1	5	3	1	4	3	1	1	0	0	2	1	0	26	17	5			
1986	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1	0	2	1	0	2	1	1	3	2	1	3	3	1	2	2	1	5	3	0	4	2	0	3	2	0	26	18	4			
1987	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	1	0	4	4	3	4	3	2	6	5	1	2	2	1	3	1	0	1	1	0	24	18	7			
1988	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	2	1	0	2	1	0	5	2	0	8	2	0	4	4	0	2	2	1	1	0	26	14	2				
1989	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	2	0	2	0	7	2	0	5	3	0	5	5	2	1	5	5	0	3	3	0	1	1	32	18	1			
1990	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	1	3	2	1	4	2	0	5	4	2	5	4	1	5	5	2	0	4	3	0	1	1	30	20	5			
總數	24	11	0	9	3	0	18	8	0	33	21	0	44	33	5	75	43	15	174	110	30	238	140	44	207	139	36	172	128	13	111	74	8	61	33	0	1166	741	149			
平均	0.6	0.3	0	0.2	0.1	0	0.4	0.2	0	0.8	0.5	0	1	0.8	0.1	1.7	1	0.3	4	2.6	0.7	5.5	3.3	1	4.8	3.2	0.8	4	3	0.3	2.6	1.7	0.2	1.4	0.8	0	27.1	17.2	3.5			
1991	0	0	0	0	0	0	2	2	0	1	0	1	0	1	1	0	1	0	4	4	1	5	2	1	6	4	1	3	3	0	6	3	0	0	0	29	20	3				

I：表示輕度以上之颱風。II：表示中度以上之颱風。III：表示侵台颱風。

號，發生月份、強度、移向及綜觀天氣特徵等加以分析與討論，藉供各界參考與研究之需。除綜析之外，另按不同月份中所發生之各個颱風逐一予以概述，至於侵台颱風部分，因已散見於不同期別之氣象學報中，本報告不再贅加詳述。

本報告於分析時所參用之資料，除包括中央氣象局各氣象站、氣象雷達站及氣象衛星資料外，尚包括美軍關島聯合颱風警報中心(JTWC)、日本氣

象廳、菲律賓及香港氣象當局之熱帶氣旋、颱風警報和報告。

災情資料係根據內政部警政署及台灣省政府警務處所發布者，台灣省農林廳所發布之災情概況調查報告亦經列入參考引用。

本報告所用時間均以世界標準時(UT)為準，並以Z為指示符號；若用地方時，則以我國中原標準時(即世界標準時間加上8小時)為準。

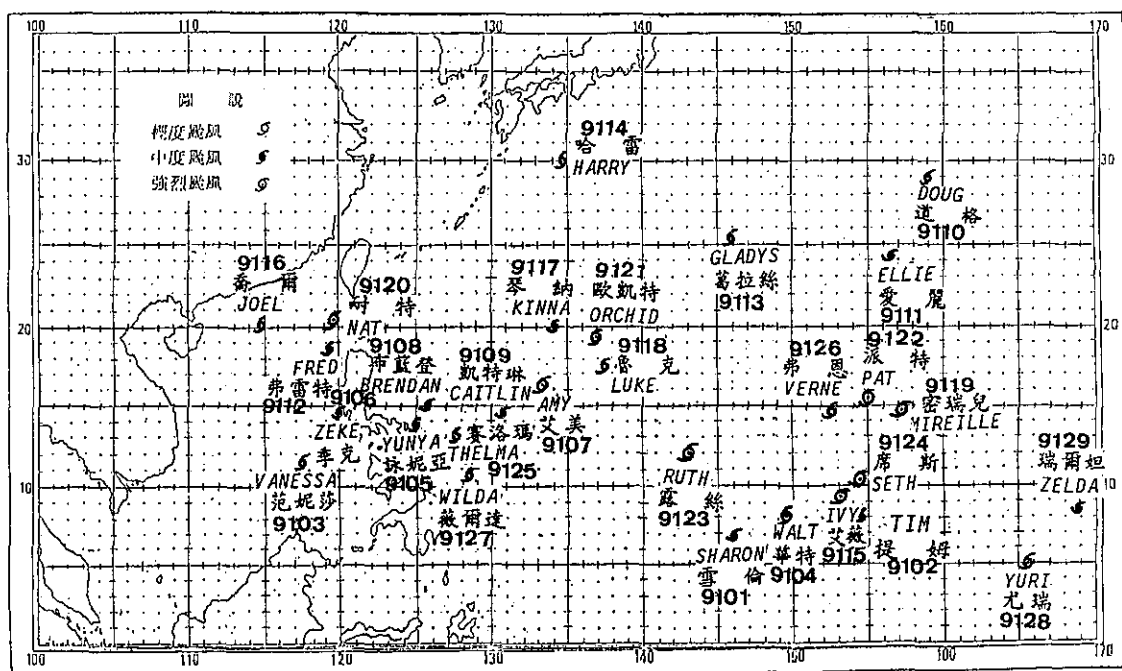


圖 1. 民國八十年颱風生成源地圖

Fig. 1. First identified position of typhoons in 1991.

## 二、綜 析

本年內共有29個颱風在北太平洋西部發生已如前述，茲就發生頻率及強度分類、警報次數、侵台颱風(指颱風中心在臺灣登陸；或雖未登陸，僅在台灣近海經過，但陸上有災情者)之災情、颱風生命期、颱風路徑型式與24小時路徑誤差分述如下：

### (一) 發生頻率及強度分類

就發生數而言，本年較以往43年(1948-1990)之年平均發生數(27.1)為多。本年各月之颱風登陸發生率由表1可知，1、2及12月均無颱風發生；而3月有二個，占6.90%；4、5、6月各有一個，各占3.45%；7月有四個，占13.79%；8月有五個，占17.24%；10月有三個，占10.34%；9月及11月各有六個，各占20.69%(見圖2)。由上述情形看來，本年颱風各月分配相當不均，大部分發生在下半年(七至

十一月)，而9月和11月發生次數較諸往年各該月份平均數為多(見圖3)，為歷年少見之現象。又1、2及12月均無颱風發生，亦無歷年來少見之現象(見表1)。

就強度而言，本年29個颱風中屬於輕度(中心附近風速達17.2m/sec至32.6m/sec)者有9個，占31%；中度(中心附近風速達32.7m/sec至50.9m/sec)者有10個，占34.5%；強烈(中心附近風速達51.0m/sec以上)者有10個，占34.5%(見表2)。

此外，有關各月之平均值與43年(1948-1990)平均比較詳見表1及圖3，除1、2、6、8、10及12月較各該月平均為低外，3、4、9及11均較各月平均為高，而5月及7月則與43年之月平均相同。以颱風發生之總數而言，本年屬於多颱風年，所不同的是本年在3月、9月及11月較43年月平均值多甚多個為一大特色。其他各個颱風之最佳路徑(best track)，中心位置，近中心最大風速，中心氣壓，強度分類及路徑型式詳見表2及各月颱風路徑圖(圖4、5、6、7、8、9)

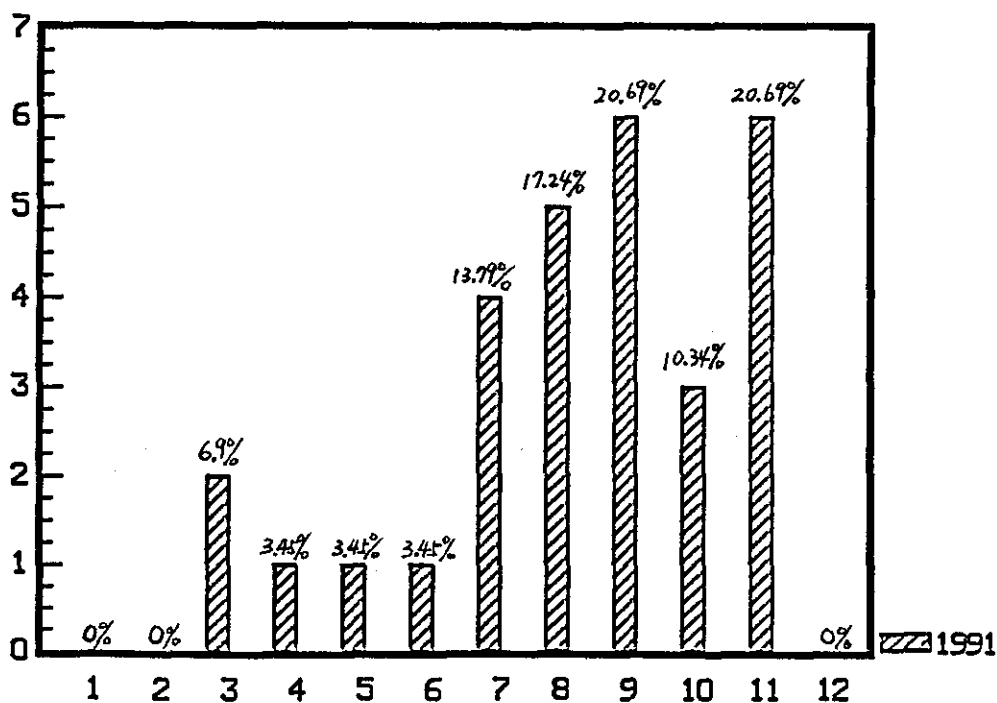


圖 2. 民國八十年各月颱風發生次數及比率(%)

Fig. 2. Occurrence frequency and percentage (%) of typhoons for the western north pacific ocean in 1991.

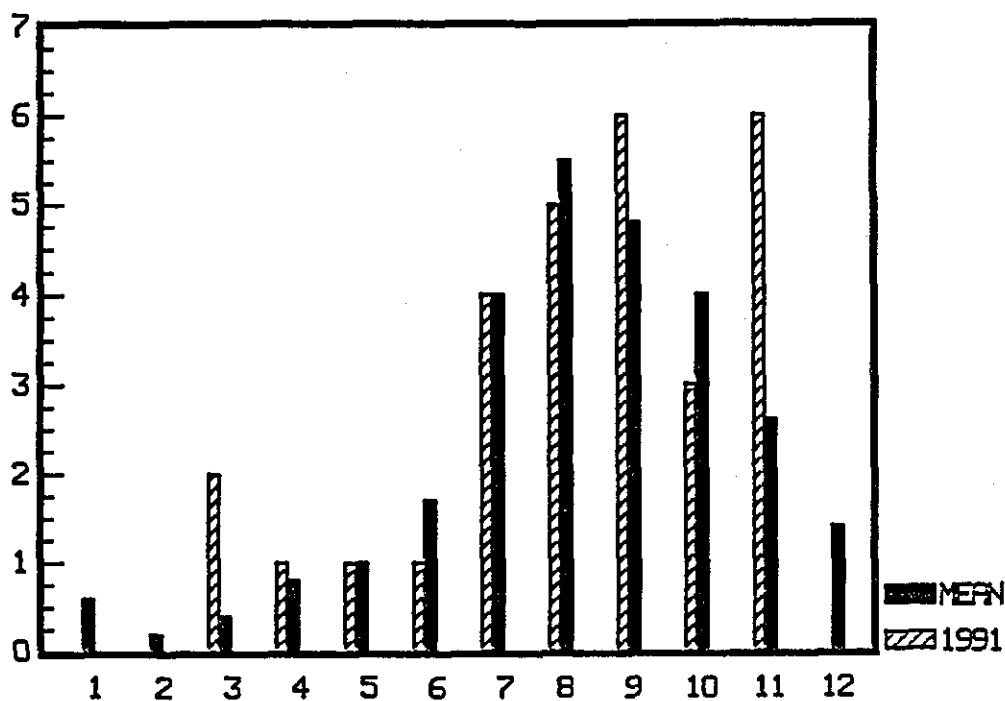


圖 3. 民國八十年各月颱風發生次數與最近43年平均次數之比較

Fig. 3. The monthly comparison between the numbers of typhoons occurred in 1991 with the averages since 1948.

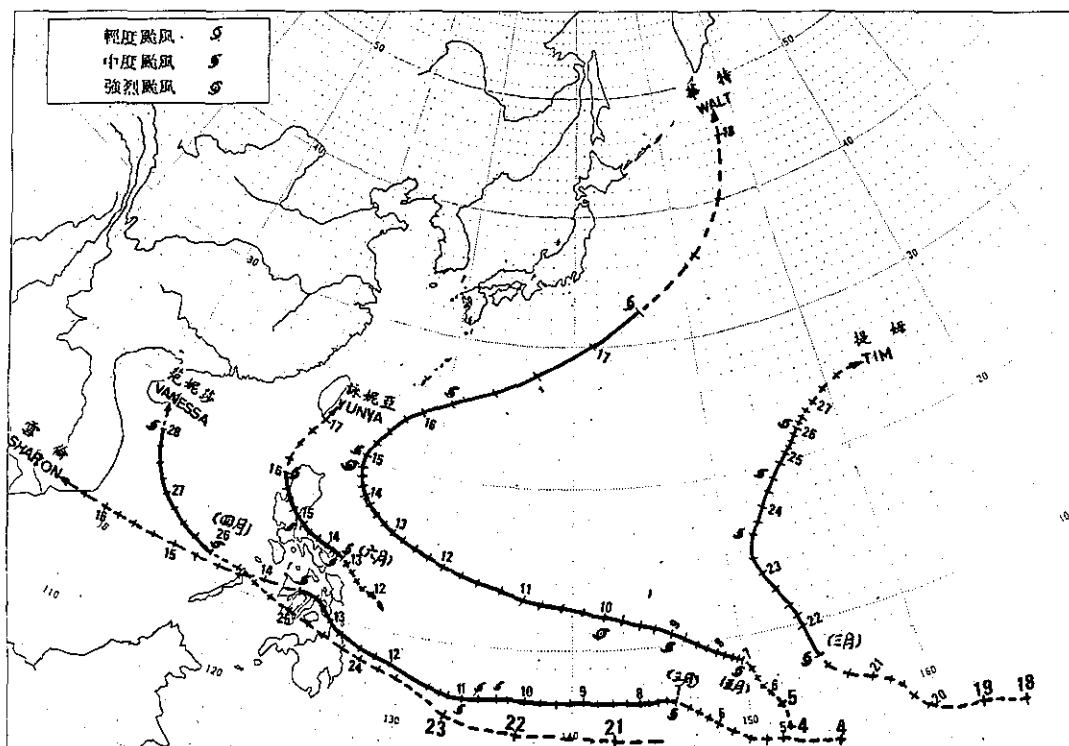


圖 4. 民國八十年一月至六月颱風最佳路徑圖，實線為颱風強度以上之路徑，斷線為T.D或氣旋路徑  
Fig. 4. Best track of typhoons (solid line) for the months from January to June in 1991, dash line is track of T.D or cyclone.

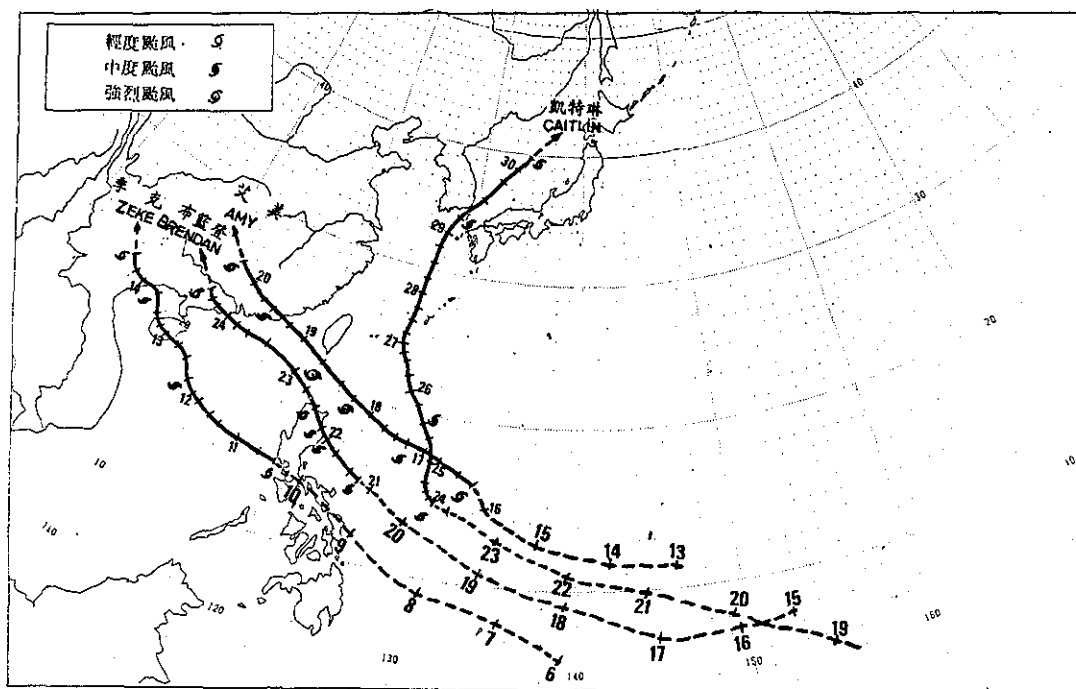


圖 5. 民國八十年七月颱風最佳路徑圖，實線為颱風強度以上之路徑，斷線為T.D或氣旋路徑  
Fig. 5. Best track of typhoons (solid line) for the month of July in 1991, dash line is track of T.D or cyclone

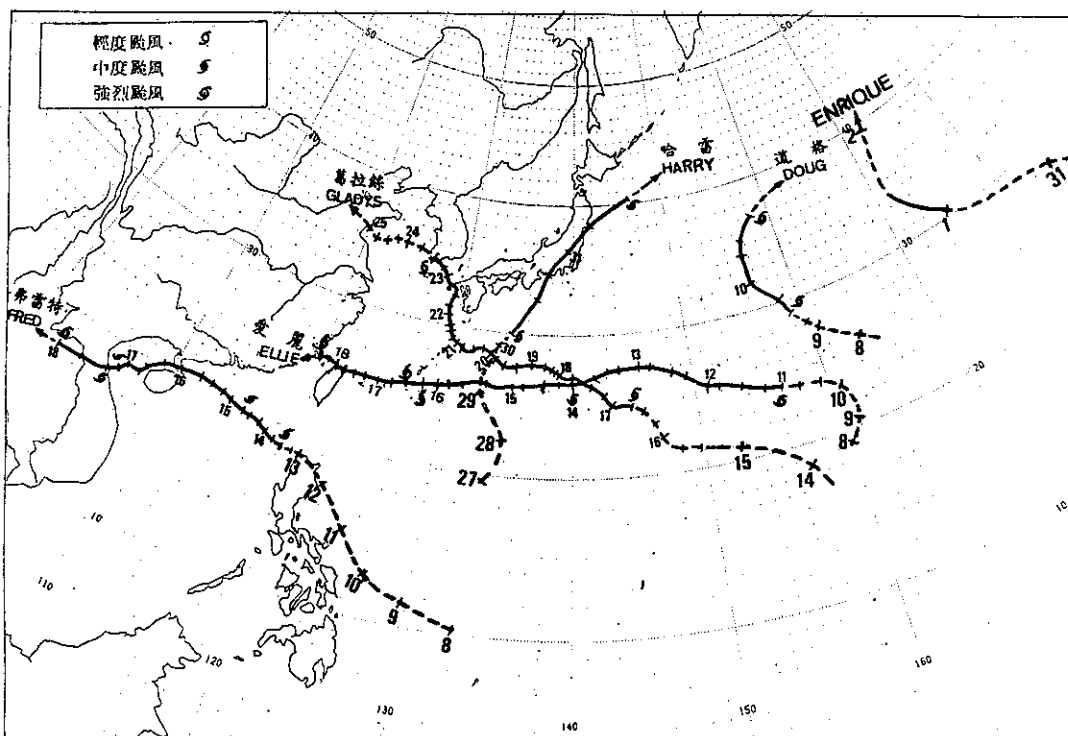


圖 6. 民國八十年八月颱風最佳路徑圖，實線為颱風強度以上之路徑，斷線為T.D或氣旋路徑

Fig. 6. Best track of typhoons (solid line) for the month of August in 1991, dash line is track of T.D or cyclone.

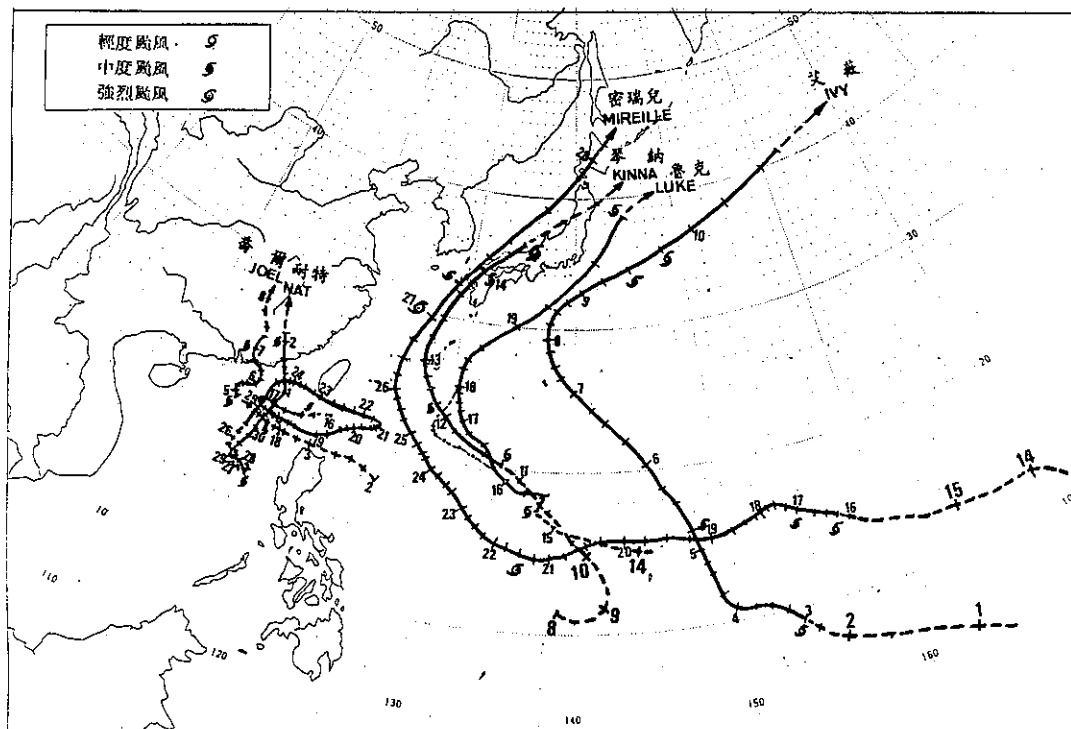


圖 7. 民國八十年九月颱風最佳路徑圖，實線為颱風強度以上之路徑，斷線為T.D或氣旋路徑

Fig. 7. Best track of typhoons (solid line) for the month of September in 1991, dash line is track of T.D or cyclone.

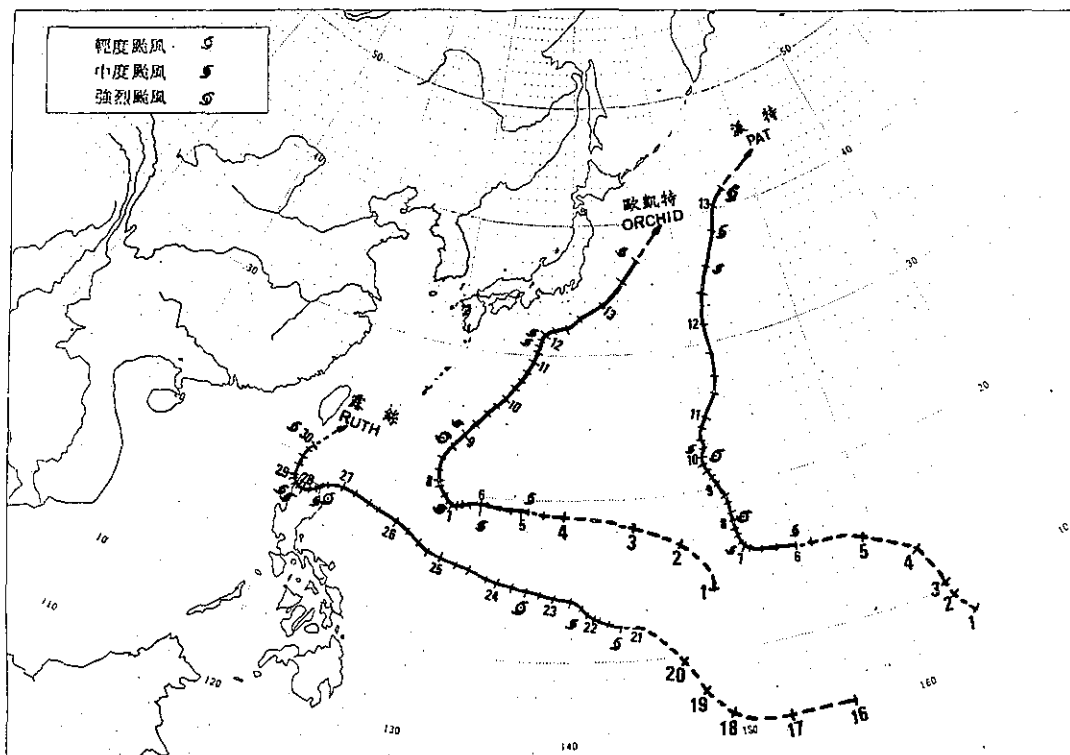


圖 8. 民國八十年十月颱風最佳路徑圖，實線為颱風強度以上之路徑，斷線為T.D或氣旋路徑  
Fig. 8. Best track of typhoons (solid line) for the month of October in 1991, dash line is track of T.D or cyclone.

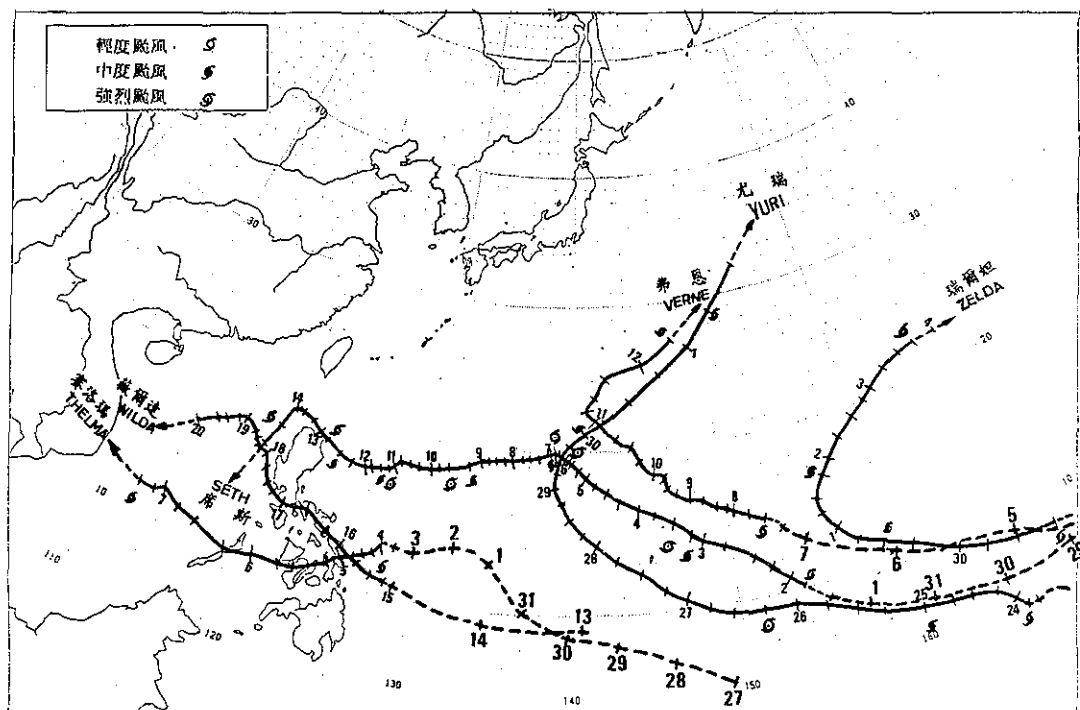


圖 9. 民國八十年十一月颱風最佳路徑圖，實線為颱風強度以上之路徑，斷線為T.D或氣旋路徑  
Fig. 9. Best track of typhoons (solid line) for the month of November in 1991, dash line is track of T.D or cyclone.

表 2. 民國八十年北太平洋西部地區颱風綱要表

Table 2. Summary of typhoon information for the western North Pacific Ocean in 1991

月 份	當 月 次 數	本 年 公 編 元 號	颱風名稱 (typhoon names)	起訖時間			生 命 期 (時)	衍生地區 (Source areas of generation)	成輕度颱風 以上地點	
				全部起訖 (life cycle)	中度以上 (moderate)	強烈以上 (severe)			北緯 (N)	東經 (E)
3	1	9101	雪倫(SHARON)	0618Z~1318Z	1012Z~1018Z	—	168	關島南方海面	7.0	145.9
3	2	9102	提姆(TIM)	2112Z~2600Z	2312Z~2412Z	—	108	加羅林群島東方海面	8.0	154.5
4	1	9103	范妮莎(VANESSA)	2518Z~2800Z	—	—	56	呂宋島西南方海面	11.5	117.4
5	1	9104	華特(WALT)	0618Z~1700Z	0900Z~0918Z 1500Z~1606Z	1000Z~1418Z	248	加羅林群島	8.6	150.0
6	1	9105	詠妮亞(YUNYA)	1300Z~1600Z	1312Z~1500Z	—	72	呂宋島東方近海	13.8	125.0
7	1	9106	季克(ZEKE)	1006Z~1412Z	1206Z~1318Z	—	92	呂宋島西方近海	14.5	120.0
7	2	9107	艾美(AMY)	1600Z~2006Z	1706Z~1800Z 1900Z~1912Z	1806Z~1818Z	102	關島西北方海面	16.1	133.2
7	3	9108	布藍登(BRENDAN)	2100Z~2418Z	2200Z~2206Z	—	90	呂宋島東方海面	15.0	125.7
7	4	9109	凱特琳(CAITLIN)	2318Z~3006Z	2512Z~2906Z	—	132	呂宋島東方海面	14.5	130.8
8	1	9110	道格(DOUG)	0906Z~1018Z	—	—	36	硫磺島東北東方海面	29.0	159.0
8	2	9111	愛麗(ELLIE)	1100Z~1812Z	1400Z~1606Z	—	180	硫磺島東方海面	24.1	156.5
8	3	9112	弗雷特(FRED)	1306Z~1800Z	1418Z~1706Z	—	114	呂宋島西北西方海面	18.6	119.1
8	4	9113	葛拉絲(GLADYS)	1612Z~2312Z	—	—	168	硫磺島東北方海面	25.3	145.8
8	5	9114	哈雷(HARRY)	3000Z~3112Z	—	—	36	日本本州南方海面	30.0	134.7
9	1	9115	艾薇(IVY)	0218Z~1018Z	0506Z~0700Z 0812Z~0912Z	0706Z~0806Z	192	加羅林群島	9.2	153.1
9	2	9116	喬爾(JOEL)	0412Z~0706Z	—	—	66	東沙島西方海面	20.2	114.8
9	3	9117	琴納(KINNA)	1100Z~1406Z	1206Z~1400Z	—	78	琉球東南方海面	20.0	134.0
9	4	9118	魯克(LUKE)	1500Z~1918Z	—	—	114	關島西北方海面	17.5	137.3
9	5	9119	密瑞兒(MIREILLE)	1600Z~2800Z	1700Z~2106Z 2706Z~2800Z	2112Z~2700Z	288	關島東方海面	14.8	157.2
9	6	9120	耐特(NAT)	1606Z~2512Z 2806Z~0206Z	2106Z~2212Z 2300Z~2300Z	2218Z~2218Z	318	東沙島東方海面	20.3	119.8
10	1	9121	歐凱特(ORCHID)	0406Z~1306Z	0600Z~0700Z 0900Z~1112Z	0706Z~0818Z	216	琉球東南方海面	19.3	137.0
10	2	9122	派特(PAT)	0518Z~1306Z	0706Z~0718Z 1006Z~1212Z	0800Z~1000Z	300	關島東方海面	15.3	155.0
10	3	9123	露絲(RUTH)	2100Z~3000Z	2212Z~2306Z 2712Z~2806Z 0306Z~0306Z	2312Z~2706Z	216	關島附近海面	12.0	143.0
11	1	9124	席斯(SETH)	0112Z~1412Z	0700Z~0706Z 1112Z~1212Z	0312Z~0618Z 0912Z~1106Z	312	加羅林群島東方海面	10.1	154.3
11	2	9125	賽洛瑪(HELMA)	0318Z~0712Z	—	—	84	菲律賓群島東方海面	13.0	127.7
11	3	9126	弗恩(VERNE)	0706Z~1206Z	—	—	120	關島東方海面	14.7	152.6
11	4	9127	薇爾達(WILDA)	1500Z~2000Z	—	—	120	菲律賓群島東方海面	10.8	128.3
11	5	9128	尤瑞(YURI)	2312Z~0112Z	2500Z~2600Z 3000Z~0100Z	2606Z~2918Z	192	加羅林群島東南東方海面	5.0	165.5
11	6	9129	瑞爾姐(ZELDA)	2906Z~0318Z	3012Z~0118Z	—	108	馬紹爾群島南方海面	8.3	168.9



表 2. 民國八十年北太平洋西部地區颱風綱要表 (續)

Table 2. Summary of typhoon information for the western North Pacific Ocean in 1991

消 失 或 衰 減 成 TD或溫帶氣旋之地點	觀最 測低 到氣 中壓 心 (mb)	近最 中大 風 心速 (m/s)	出現之最大 暴風半徑 (km)		強 度 分 類	中氣警 報 象階 央局級 (號次)	路徑型式  (track types)	備註  (remarks)
			7級 (30 KTS)	10級 (50 KTS)				
菲律賓群島南部	980	33	250	100	中度	無	直線型	
硫磺島東方海面	970	35	250	100	中度	無	拋物線型	
海南島南方海面	996	23	100	—	輕度	無	拋物線型	
日本本州東南方海面	930	58	250	150	強烈	無	拋物線型	
呂宋島西方近海	965	40	150	80	中度	無	拋物線型	
越南北部	970	35	250	100	中度	無	直線型	
湖南省南部	950	51	300	180	強烈	海陸	直線型	侵台颱風
廣西省東部	978	33	250	100	中度	海上	直線型	
日本海	950	43	250	100	中度	無	拋物線型	
日本本州東方海面	996	18	80	—	輕度	無	拋物線型	
福建省境內	965	38	150	50	中度	海陸	直線型	侵台颱風
寮國北部	965	38	200	100	中度	無	直線型	
韓國南部	970	30	300	150	輕度	無	直線型	
日本本州北部東方海面	994	23	80	—	輕度	無	直線型	
日本北海道東方海面	940	51	200	100	強烈	無	拋物線型	
廣東省境內	990	23	100	—	輕度	無	不規則彎曲型	6日15Z登陸香港與汕頭間
日本海南部	955	45	200	100	中度	無	拋物線型	
日本本州北部東方海面	982	23	200	—	輕度	無	拋物線型	
日本北海道北方海面	925	53	300	150	強烈	海上	拋物線型	
福建與江西省交界處	945	51	200	80	強烈	海陸	不規則彎曲型	侵台颱風22日23Z登陸恒春半島
日本本州東方海面	940	51	300	150	強烈	無	拋物線型	
日本北海道東方海面	940	51	300	150	強烈	無	直線型	
巴士海峽	910	58	350	150	強烈	海陸	直線型	
呂宋島西方近海	920	60	250	120	強烈	海上	直線型	
南沙群島北方海面	990	28	100	—	輕度	無	直線型	
日本本州東南方海面	980	28	150	50	輕度	無	拋物線型	
中沙群島附近	988	25	150	—	輕度	無	直線型	
日本本州東方海面	925	55	300	150	強烈	無	拋物線型	
北太平洋中部	975	33	150	50	中度	無	拋物線型	

表 3. 中華民國八十年（公元1991年）中央氣象局颱風警報發布概況表

Table 3. Summary of typhoon warning issued by the Central Weather Bureau in 1991. [\*：表示侵台颱風]

號次	名稱	編號	生成地點	侵台日期	發布時間	解除時間	發布報數	警報內容		侵台路徑分類	登陸地段	紀要	
								最大強度	近中心最大風速(公尺/秒)			動態	災害
1*	艾美 (AMY)	9107	呂宋島東方海面	7月19日	海上：7月17日16時00分 陸上：7月18日9時45分	陸上：7月19日21時10分 海上：7月19日21時10分	10	強烈	51 (16級)	3	未登陸	形成後一直以西北西的方向行進，於19日上午掠過恆春南方近海，並於晚間在廣東汕頭附近登陸。	詳見表四
2	布藍登 (BRENDAN)	9108	呂宋島東方近海	(7月23日)	海上：7月22日16時10分	海上：7月23日18時30分	6	中度	33 (12級)	—	—	形成後即向西北方向行進，穿越呂宋島北端，進入巴士海峽，仍維持西北方向行進，經東沙島朝向香港離去。	—
3*	愛麗 (ELLIE)	9111	硫磺島東方海面	8月18日	海上：8月16日3時30分 陸上：8月16日15時15分	陸上：8月18日15時45分 海上：8月18日20時10分	12	中度	33 (12級)	1	彭佳嶼至宜蘭間	形成後一直以西略偏西南的方向行進，於18日凌晨1時30分在鼻頭角附近登陸，穿過台灣北端後，繼續西行，於大陸福建漳州灣附近登陸後減弱。	詳見表四
4*	耐特 (NAT)	9112	恒春西南方近海	第9次23發布日	海上：9月22日10時45分 陸上：9月22日15時10分	陸上：9月23日21時10分 海上：9月24日18時30分	20	強烈	51 (16級)	7	台東至恒春間	1.形成後先向西行進，至東沙島附近，返轉向東行，至宮古島南方，又轉西北撲向台灣於23日凌晨7時登陸恒春半島，並迅速穿越恒春半島繼續以西轉西南方向離去，並減弱為熱帶低壓。	詳見表四
			呂宋島西方海面	第(10次)發1布日	海上：9月30日10時45分 陸上：9月30日15時50分	陸上：10月2日6時30分 海上：10月2日6時30分		輕度	30 (11級)		—	2.28日晚間在呂宋島西方海面再度增強為輕度颱風，向北行進進入巴士海峽至東沙島東方近海，轉向西北後，在汕頭附近登陸，解除對本省的威脅。	詳見表四
5	密瑞兒 (MIREILLE)	9119	關島東方海面	(9月26日)	海上：9月25日8時30分	海上：9月27日6時30分	9	強烈	53 (16級)	—	—	形成後以西轉西北的方向行進至宮古島附近轉向北再轉向東北，朝日本方向離去。	—
6	露絲 (RUTH)	9123	關島西南方近海	(10月30日)	海上：10月26日9時50分 陸上：10月27日3時45分 陸上：10月29日9時35分	陸上：10月28日9時20分 陸上：10月30日9時30分 海上：10月30日9時30分	17	強烈	58 (17級)	—	—	形成後以西轉西北方向逼近巴士海峽，至呂宋島東方近海突然轉向西南，登陸菲律賓，穿越呂宋島後以西北西轉北北東方向，朝台灣南部行進，行至恒春南方海上，減弱為熱帶低壓，朝向東北方離去。	詳見表四
7	席斯 (SETH)	9124	關島東南方海面	(11月14日)	海上：11月12日21時45分	海上：11月14日15時0分	8	中度	33 (12級)	—	—	形成後一直以西或西北之方向行進，於13日凌晨行至呂宋島東方近海，緩緩逼近巴士海峽，於14日上午位於呂宋島西北方近海時開始轉向西南離去並減弱為熱帶低壓。	—

## ㊦ 警報次數

在29個颱風中，依其移動方向、路徑及暴風範圍資料，中央氣象局研判颱風可能侵襲台灣陸地或附近海面，而發布「海上」或「海上陸上」颱風警報者共有7個，占80年颱風總數之31%；而此7次颱風警報中除布籃登(BRENDAN)、密瑞兒(MIREILLE)和席斯(SETH)發布海上警報外，其餘四次均為海上陸上颱風警報，依次為7月的艾美(AMY)，8月的愛麗(ELLIE)，9月的耐特(NAT)及10月的露絲(RUTH)，而其中之耐特兩度發布警報。在此7次颱風警報中布籃登、密瑞兒、露絲和席斯颱風未侵台，另三個均侵台，中心登陸於台灣陸地者有愛麗和耐特，愛麗登陸於台灣東北角，而耐特則登陸於恆春半島，艾美之中心雖未登陸，但其暴風圈掠過台灣南端。各個颱風之簡要發布過程及警報總報數見表3。

## ㊦ 侵台颱風之災情

本年內3個侵台颱風曾對台灣地區造成輕重不等之災害，除農漁業損失外，鐵公路、電信等交通設施與電力之破壞亦有災情報告。總計本年內因颱風而引起之災害，人員方面共死亡4人，失蹤23人，輕重傷29人。財物方面有61間房屋全倒，112間房屋半倒，其他有關農漁業、鐵公路、電信及電力之破壞詳見表4及各侵台颱風之個別報告。

## ㊦ 生命期

本年29個颱風生命期之長短依其發生至消滅(變成熱帶性低氣壓或溫帶氣旋)為止，由表2中可發現最長者為9月的耐特(NAT)颱風，共318小時，最短者為8月的道格(DOUG)及哈雷(HARRY)，各36小時。各颱風之總生命時數為4326小時，平均生命期為149.2小時，約為6.2天。如就24小時(一天)之間距分段，可由表5中顯示出：本年之颱風以5天居多，有7個，占24.13%；其次為4天，占13.79%；而3天和8天者各占10.34%；其餘低於10%者有2天、6天、7天、9天、11天、12天、13天和14天者(見表5)。

## ㊦ 24小時預報之向量誤差

為了瞭解中央氣象局颱風警報發布之路徑誤差，特就今年中央氣象局所發布之7個颱風警報(包括海上、海上陸上颱風警報)中24小時預報之誤差

列於表6，由表6中知在7次發布颱風警報之平均誤差為144公里，比過去20年(1971-1990)之平均誤差177公里為小。而在7次颱風警報中以密瑞兒颱風之誤差99公里為最小，而以布籃登及耐特颱風之誤差183公里為最大。然而對路徑特別詭異的耐特颱風來說，其誤差(兩次平均)183公里能與過去20年之平均誤差相近，殊屬不易，可見在80年中央氣象局之颱風預報仍然差強人意，值得一提。

## ㊦ 颱風預報模式之偏差情形

中央氣象局發展的四個數值天氣預報模式自本年開始可謂接近完成，陸續在作業上正常化，因此在以往中央氣象局的原始方程颱風路徑預報系統(簡稱TFS，其特性詳見氣象學報第三十八卷第二期)均在發布海上、海上陸上颱風警報時才納入作業中，本年由於颱風預報系統趨向正常作業化，故於本年29個颱風中有18個颱風作業上提供路徑預報指引供預報中心使用，現就針對此18個颱風路徑預報偏差情形敘述於后：

1. 拋物線型路徑的颱風計有華特(WALT)、詠妮亞(YUNYA)、凱特琳(CAITLIN)、葛拉絲(GLADYS)、艾薇(IVY)、琴納(KINNA)、魯克(LUKE)及密瑞兒(MIREILLE)等8個颱風，其中華特、艾薇和密瑞兒颱風為強烈颱風，路徑預報上與實際相當吻合(見圖10、11、12)；中度颱風有詠妮亞、凱特琳及琴納，而其中以琴納最佳，詠妮亞及凱特琳颱風路徑預報均較偏左(見圖13、14、15)；輕度颱風有葛拉絲和魯克，葛拉絲之路徑預報初期偏右，而末期偏左(見圖16)。至於魯克颱風則因環流高低層分離，故路徑預報上均較偏左(見圖17)。

2. 近似直線路徑者有艾美(AMY)、布籃登(BRENDAN)、愛麗(ELLIE)、露絲(RUTH)、席斯(SETH)及賽洛瑪(HELMA)等6個，其中強烈颱風有艾美、露絲及席斯，艾美路徑預報較偏右(見圖18)，露絲颱風則初期偏右，登陸後偏左(見圖19)，至於席斯颱風則在整個預報上均較偏左(見圖20)；中度颱風有布籃登及愛麗，此兩颱風預報均偏右(見圖21、22)；輕度颱風賽洛瑪則初期偏右，末期偏左(見圖23)。

3. 南海海面及巴士海峽形成的颱風有季克(ZEKE)、弗雷特(FRED)、喬爾(JOEL)及耐特(NAT)

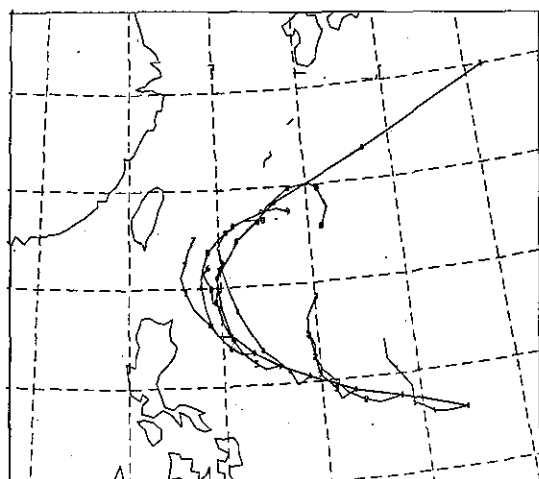


圖 10. 民國八十年五月十一日00Z至五月十五日12Z  
中央氣象局颱風路徑預報模式對華特颱風路  
徑預報情形圖

Fig. 10. The chart of typhoon track forecast from 110000Z  
May to 151200Z May for Walt by the CWB  
typhoon track forecast model in 1991.

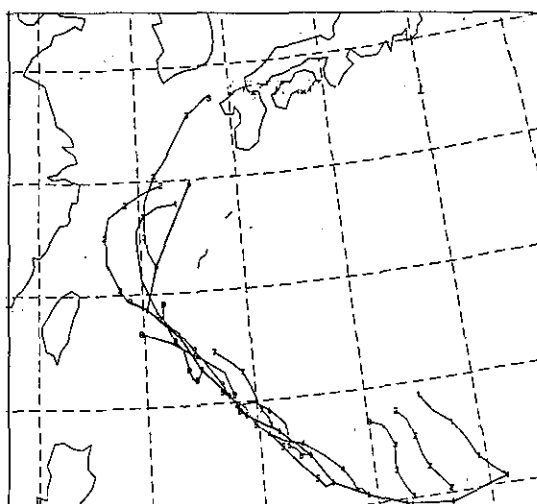


圖 12. 民國八十年九月二十日12Z至九月二十六日  
12Z中央氣象局颱風路徑預報模式對密瑞兒  
颱風路徑預報情形圖

Fig. 12. The chart of typhoon track forecast from 201200Z  
September to 261200Z September for Mireille by the  
CWB typhoon track forecast model in 1991.

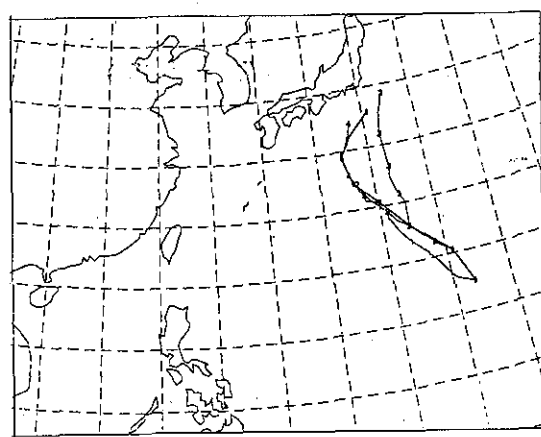


圖 11. 民國八十年九月五日12Z至九月七日00Z中  
中央氣象局颱風路徑預報模式對艾薇颱風路  
徑預報情形圖

Fig. 11. The chart of typhoon track forecast from 051200Z  
September to 070000Z September for IVY by the  
CWB typhoon track forecast model in 1991.

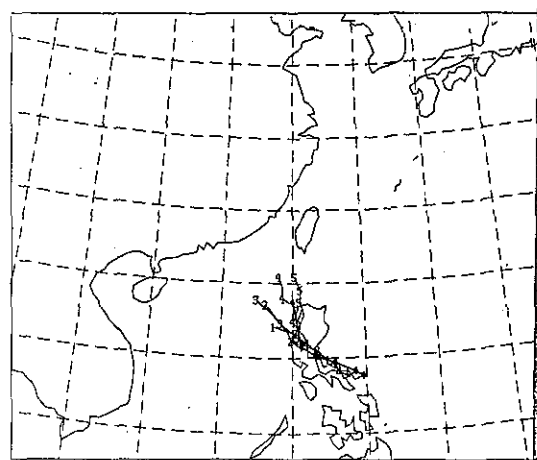


圖 13. 民國八十年六月十三日12Z至六月十五日12  
Z中央氣象局颱風路徑預報模式對詠妮亞颱  
風路徑預報情形圖

Fig. 13. The chart of typhoon track forecast from 131200Z  
June to 151200Z June for Yunya by the CWB  
typhoon track forecast model in 1991.

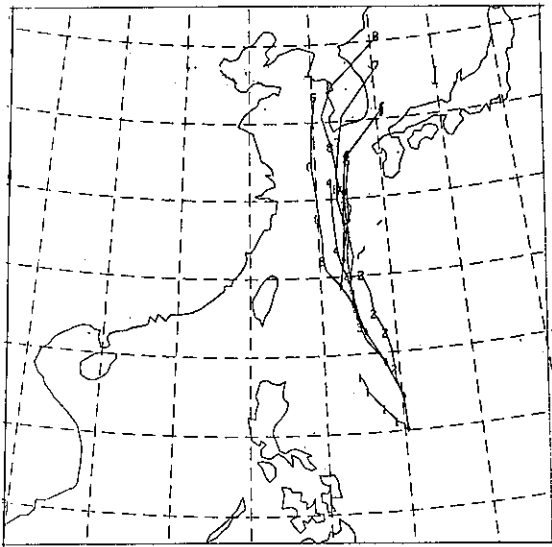


圖 14. 民國八十年七月二十四日12Z至七月二十八日00Z中央氣象局颱風路徑預報模式對凱特琳颱風路徑預報情形圖

Fig. 14. The chart of typhoon track forecast from 241200Z July to 280000Z July for Caitlin by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

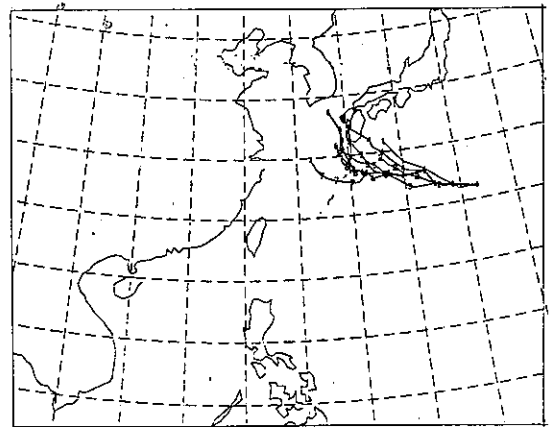


圖 16. 民國八十年八月十七日12Z至八月二十一日12Z中央氣象局颱風路徑預報模式對葛拉絲颱風路徑預報情形圖

Fig. 16. The chart of typhoon track forecast from 171200Z August to 211200Z August for Gladys by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

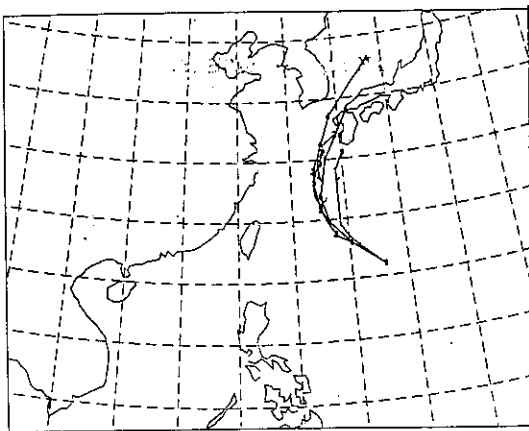


圖 15. 民國八十年九月十一日12Z至九月十三日00Z中央氣象局颱風路徑預報模式對琴納颱風路徑預報情形圖

Fig. 15. The chart of typhoon track forecast from 111200Z September to 130000Z September for Kinna by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

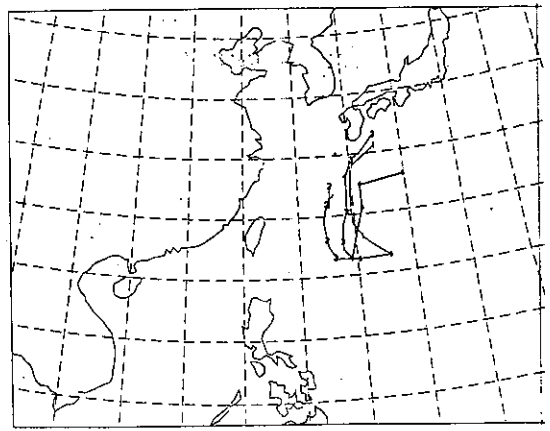


圖 17. 民國八十年九月十六日12Z至九月十七日12Z中央氣象局颱風路徑預報模式對魯克颱風路徑預報情形圖

Fig. 17. The chart of typhoon track forecast from 161200Z September to 171200Z September for Luke by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

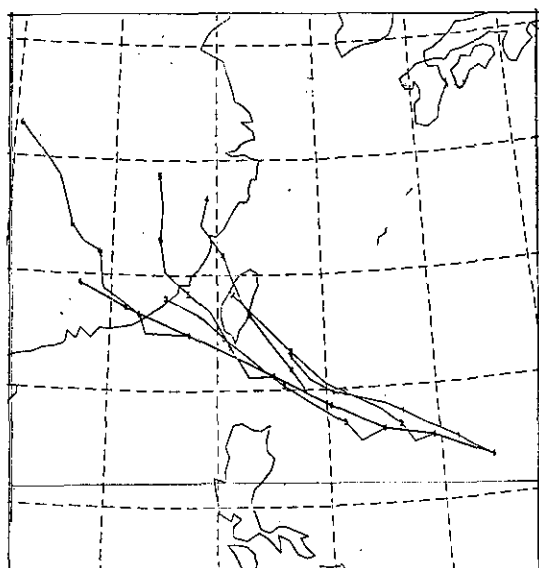


圖 18. 民國八十年七月十六日12Z至七月十九日00Z中央氣象局颱風路徑預報模式對艾美颱風路徑預報情形圖

Fig. 18. The chart of typhoon track forecast from 161200Z July to 190000Z July for Amy by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

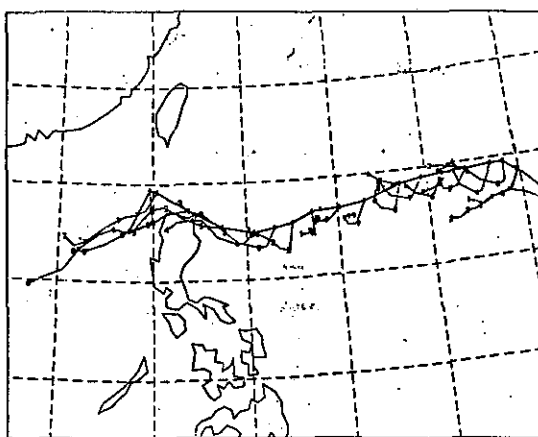


圖 20. 民國八十年十一月五日00Z至十一月十四日00Z中央氣象局颱風路徑預報模式對席斯颱風路徑預報情形圖

Fig. 20. The chart of typhoon track forecast from 050000Z November to 140000Z November for Seth by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

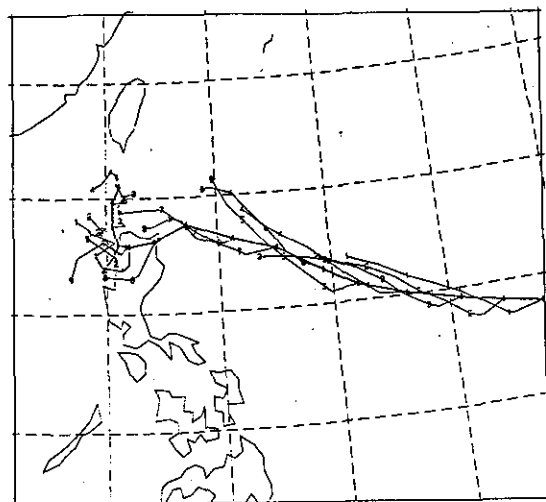


圖 19. 民國八十年十月二十三日00Z至十月二十九日12Z中央氣象局颱風路徑預報模式對露絲颱風路徑預報情形圖

Fig. 19. The chart of typhoon track forecast from 230000Z October to 291200Z October for Ruth by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

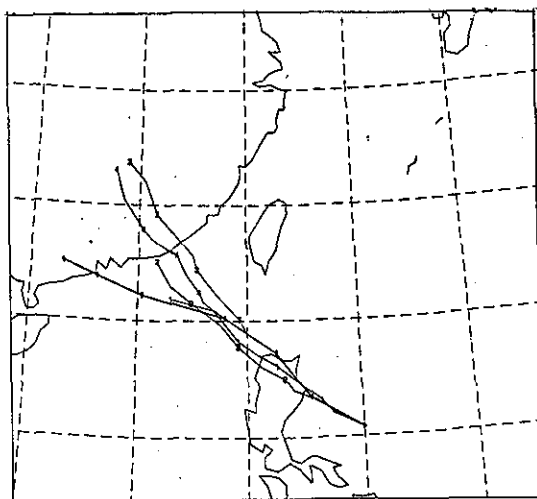


圖 21. 民國八十年七月二十一日12Z至七月二十三日00Z中央氣象局颱風路徑預報模式對布藍登颱風路徑預報情形圖

Fig. 21. The chart of typhoon track forecast from 211200Z July to 230000Z July for Brendan by the CWB typhoon track forecast model in 1991.

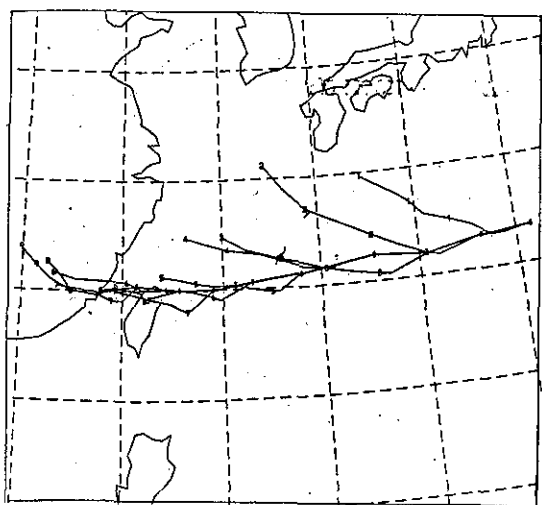


圖 22. 民國八十年八月十四日00Z至八月十八日00Z  
中央氣象局颱風路徑預報模式對愛麗颱風路  
徑預報情形圖

Fig. 22. The chart of typhoon track forecast from 140000Z  
August to 180000Z August for Ellie by the CWB  
typhoon track forecast model in 1991.

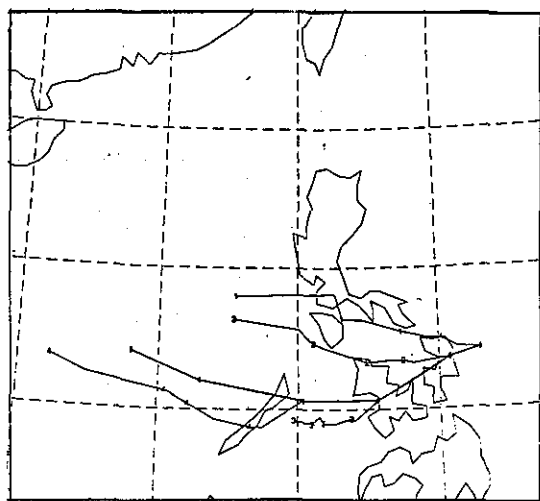


圖 23. 民國八十年十一月四日12Z至十一月六日00Z  
中央氣象局颱風路徑預報模式對賽洛瑪颱風  
路徑預報情形圖

Fig. 23. The chart of typhoon track forecast from 041200Z  
November to 060000Z November for Thelma by the  
CWB typhoon track forecast model in 1991.

等4個，其中強烈颱風耐特因為路徑特殊，初期預報較差，大部分偏右，但難能可貴的在耐特轉回頭之情況，本局模式預報不惡，亦曾指出轉回頭，但路徑偏左，侵台期間則都偏右(見圖24)，然而在第二次發布警報時，模式預報都偏左(見圖25)。中度颱風有季克和弗雷特，其中弗雷特路徑預報略偏右，偏右情形很小(見圖26)，故與實際路徑相當一致，而季克則預報偏右，且向量差較大(見圖27)。輕度颱風喬爾路徑預報則偏左(見圖28)。

### 三、各月颱風概述

根據地面、高空天氣圖與雷達及衛星定位等資料，繪成本年度29個颱風之最佳路徑(BEST TRACK)圖(圖中之路徑係依中央氣象局對外發布之位置為優先考量，有些異於JTWC之路徑)如圖4、5、6、7、8、9等以供參考，由於各月之環流特性不同，故發生於各月的颱風特性亦不同，現依照其發生順序分別敘述於后：

(一)3月：本年在1、2月均無颱風形成，而3月有兩個颱風形成，為編號9101號的雪倫(SHARON)和編號9102號的提姆(TIM)颱風。

#### 1. 雪倫(SHARON)颱風

雪倫颱風為1991年第一個颱風。3月初，低層西風帶從新幾內亞到國際換日線間，沿赤道向東延伸，於3日06Z雪倫雛型出現，由於低層環流逐漸加強，在5日0451Z形成熱帶性低氣壓，由於其東方對流雲上方有高層風切，使得此熱帶性低氣壓發展甚為緩慢，在衛星資料上亦顯示高低層均有風切現象，一直無法發展成颱風，然其環流仍繼續向西移動，至7日00Z始發展為輕度颱風，仍穩定地向西移動，當它抵雅浦島南方海面時增強為中度颱風，仍向西進行，但僅在10日12Z至18Z間維持中度強度而已(JTWC分析為9日18Z至10日00Z)11日00Z即減弱為輕度颱風，在12日12Z，因逐漸接近菲律賓群島，受地形破壞、環流逐漸減弱，12日18Z至13日18Z間接連受菲律賓群島南部的各島嶼破壞，而於14日00Z減弱為熱帶性低氣壓，但仍向西移動，14日00Z至16日00Z間穿過南海南部海面，於16日06Z左右登陸越南南部後環流逐漸消失，結束其生命，其生命路徑呈直線型(詳見圖4)。

表 4. 民國八十年颱風災情統計表

Table 4. Damages caused by typhoons in Taiwan area in 1991

颱風名稱	日期	人員傷亡			房屋倒塌		其 他	資料來源
		死亡	失蹤	輕重傷	全倒	半倒		
艾 美 AMY	7月19日	0	3	3	19	53	交通受損以東部較為嚴重，電力方面計有台北、桃園、台東及屏東等46萬餘戶停電。	取自艾美颱風個別報告
愛 麗 ELLIE	8月17日 至 8月18日	0	0	0	0	0	迴龍三龍橋沖斷橋墩。新竹縣關西鎮約50公頃農田及30餘戶工廠及民宅淹沒及流失，損失逾億元。基隆一艘海關緝私艇遭強風吹襲翻覆。台北縣、桃園縣及新竹縣四千用戶停電。	取自愛麗颱風個別報告
耐 特 NAT	9月22日 至 10月2日	3	2	26	42	59	農業損失有台東達一億四千餘萬，花蓮達二千萬元，高雄縣大樹鄉溪埔、大坑、台廿一路附近稻田倒伏嚴重達百分之八十以上。電力損失有屏東、台東約27057戶中斷，蘭嶼電桿全倒15支，傾斜80支，750戶電力中斷。 電訊損壞情形有台東、屏東兩縣計15496戶電訊中斷，蘭嶼全島電訊中斷。漁業方面蘭嶼漁船4艘沈沒，4艘受損，竹筏8艘損壞。堤防損壞台東縣沖毀約150公尺。鐵公路因坍方多處中斷。	取自耐特颱風個別報告
露 絲 RUTH	10月29日 至 10月30日	1	18	0	0	0	農作物損失達65400萬元。離島蘭嶼、綠島及澎湖海空交通中斷1至4天，電力中斷。澎湖鎮港地區二艘漁船沈沒。	取自露絲颱風個別報告
總 計		4	23	29	61	112		

表 5. 民國八十年颱風生命期統計表

Table 5. Statistics of typhoon life period for 1991

時 數 (天)	次 數	百分比 (%)
1-24 ( 1)	0	0
25-48 ( 2)	2	6.9
49-72 ( 3)	3	10.34
73-96 ( 4)	4	13.79
97-120 ( 5)	7	24.13
121-144 ( 6)	1	3.45
145-168 ( 7)	2	6.9
169-192 ( 8)	3	10.34
193-216 ( 9)	2	6.9
217-240 (10)	0	0
241-264 (11)	1	3.45
265-288 (12)	1	3.45
289-312 (13)	2	6.9
313-336 (14)	1	3.45
337-360 (15)	0	0
361-384 (16)	0	0
合 計	29	100

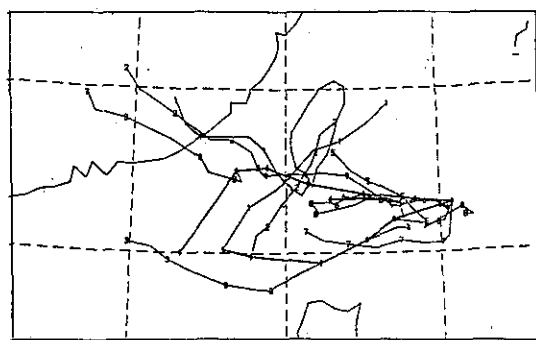


圖 24. 民國八十年九月十八日00Z至九月二十四日00Z中央氣象局颱風路徑預報模式對耐特颱風路徑預報情形圖

Fig. 24. The chart of typhoon track forecast from 180000Z September to 240000Z September for Nat by the CWB typhoon track forecast model in 1991.



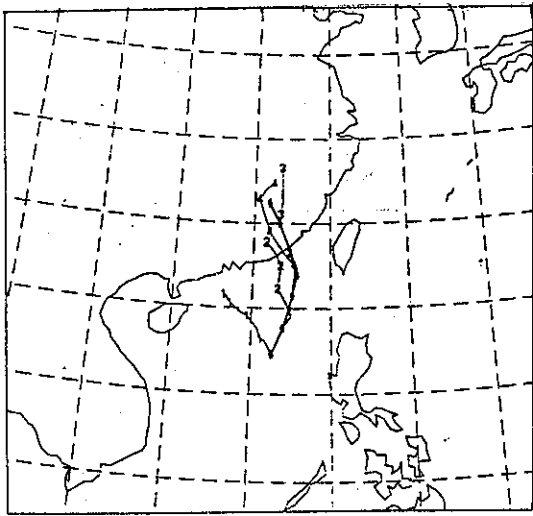


圖 25. 民國八十年九月二十九日12Z至十月一日00Z  
中央氣象局颱風路徑預報模式對耐特颱風路  
徑預報情形圖

Fig. 25. The chart of typhoon track forecast from 291200Z  
September to 010000Z October for Nat by the CWB  
typhoon track forecast model in 1991.

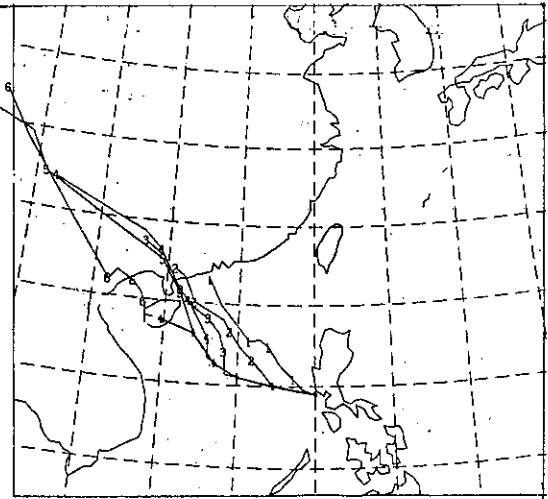


圖 27. 民國八十年七月十日12Z至七月十三日00Z中  
央氣象局颱風路徑預報模式對季克颱風路徑  
預報情形圖

Fig. 27. The chart of typhoon track forecast from 101200Z  
July to 120000Z July for Zeke by the CWB  
typhoon track forecast model in 1991.

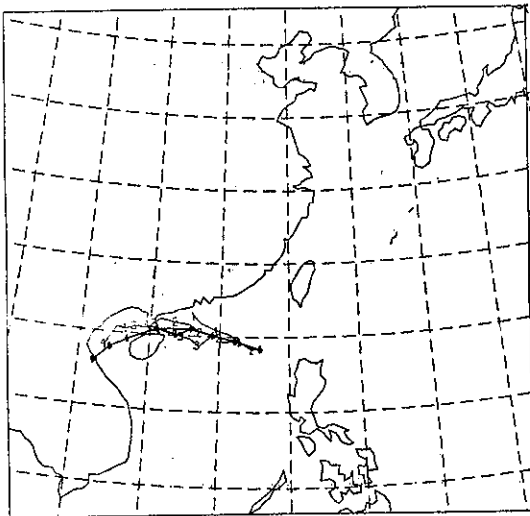


圖 26. 民國八十年八月十四日00Z至八月十五日12Z  
中央氣象局颱風路徑預報模式對弗雷特颱風  
路徑預報情形圖

Fig. 26. The chart of typhoon track forecast from 140000Z  
August to 151200Z August for Fred by the CWB  
typhoon track forecast model in 1991.

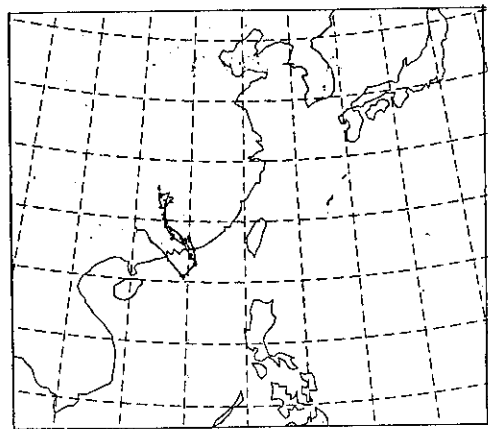


圖 28. 民國八十年九月五日12Z至九月七日00Z中央  
氣象局颱風路徑預報模式對喬爾颱風路徑預  
報情形圖

Fig. 28. The chart of typhoon track forecast from 051200Z  
September to 070000Z September for Joel by the  
CWB typhoon track forecast model in 1991.

## 2.提姆(TIM)颱風

提姆颱風是本年3月份於卡羅林群島東部發展的第二個颱風，18日在南半球第16個颱風增強之際，由於低層赤道地區梯度風增大，在新幾內亞東方近赤道槽上逐漸發展，20日06Z發展為熱帶性低氣壓，環流亦逐漸增強，21日00Z時已可分析出環流中心，至21日18Z時增強為輕度颱風，朝西北進行，其強度亦隨之加強，此時其北方有一快速短波槽移近提姆，因之促使提姆之行徑偏北進行，並穿過副熱脊線而轉向北進行，23日12Z增強為中度颱風，因受快速短波槽之導引，而在23日12Z後轉向北北東進行，呈現出轉向颱風的姿態，此時提姆颱風亦發展到其最強之時刻，近中心風速達每秒35公尺，24日00Z後，強度逐漸減弱，愈向北移動，其高低層間之風切愈大，致使其高低層中心有偏離之情形，其強度因之減弱，而於24日18Z時減弱為輕度颱風，朝東北進行，26日00Z後變性為副熱帶低氣壓而結束其颱風生命，但環流仍然存在，繼續朝東北移動，至27日18Z環流才逐漸消失，總觀其行徑為一拋物線型的轉向颱風(路徑見圖4)。

㊦4月：本月僅有一個颱風形成，為編號9103號

的范妮莎(VANESSA)颱風。

在提姆颱風消失後，由於低緯度的近赤道槽始終不活躍，經過將近一個月後，才於4月21日在關島南方海面上再度出現對流雲活躍情形，隨後在對流雲中漸有熱帶擾動發展，23日06Z逐漸有環流形成，朝西移動，23日12Z發展成熱帶性低氣壓，但此時已移近菲律賓群島南部之陸地，發展受阻，始終無法增強為輕度颱風，在24日至25日間環流穿過菲律賓南部，25日06Z移出陸地，進入南海南部海面後環流才逐漸增強，終於在26日00Z增強為輕度颱風，為本年南海海面形成的第一個颱風，朝西北西進行，因受溫暖的南海海面供給充足的水汽，使范妮莎逐漸增強，在27日00Z至12Z間其強度達於最盛，近中心風速達每秒23公尺，隨後因高低層產生風切，而迫使其強度迅速減弱，在24小時內穿過副熱帶高壓脊線，28日00Z抵海南島南方海面，受地形破壞其環流而減弱為熱帶性低氣壓，06Z環流消失，而結束其颱風生命，其路徑為一近似拋物線型(行徑見圖4)。

㊦5月：本月只有一個颱風形成，為編號9104號的華特(WALT)颱風。

表 6. 民國八十年中央氣象局發布警報之颱風24小時預報平均向量誤差總表

Table 6. List of 24 hour average vector errors for issued warning typhoons by CWB in 1991.

月 份	颱風名稱	編 號	警報發佈時間	報 數	本局24小時預報誤差(KM)
7	艾美(AMY)	9107	海上：7月17日16時0分 陸上：7月18日9時45分	10	119
7	布藍登(BRENDAN)	9108	海上：7月22日16時10分	6	183
8	愛麗(ELLIE)	9111	海上：8月16日3時30分 陸上：8月16日15時15分	12	135
9	密瑞兒(MIREILLE)	9119	海上：9月25日8時30分	9	99
9	耐特(NAT)	9120	第一次 海上：9月22日10時45分 陸上：9月22日15時10分 第二次 海上：9月30日10時45分 陸上：9月30日15時50分	20	第一次：142 第二次：223 } 平均183
10	露絲(RUTH)	9123	海上：10月26日9時50分 陸上：10月27日3時45分	17	149
11	席斯(SETH)	9124	海上：11月12日21時45分	8	138
平 均					144

華特颱風是今年的第一個強烈颱風，亦是五月份唯一在北太平洋西部海面形成的颱風，在華特颱風出現之同時南半球亦有一LISA颱風形成。華特颱風的雛型於5月4日06Z出現在關島東南方海面上，系統初期甚為微弱，並沿著副熱帶高壓脊線邊緣向西北移動，6日03Z增強為熱帶性低氣壓，從6日18Z起因副熱帶高壓增強而改向西北西移動，7日00Z增強為輕度颱風，仍朝西北西進行，9日00Z增強為中度颱風，由於當時副熱帶高壓甚強盛，故華特仍穩定地向西北西移動，而強度逐漸增強，至10日00Z成為強烈颱風，在12日06Z至18Z達最強時刻，近中心風速達每秒58公尺，仍沿副熱帶高壓邊緣向西北西穩定前進，14日中心移近脊線附近，受中緯度槽線移入之影響，其移動方向逐漸偏北，15日移至脊線位置，由於垂直風切加大，使高低層環流中心分開，強度逐漸減弱為中度颱風，由於已抵20°N以北漸受高層西風影響，移向轉為北北東至東北，移速加快，16日起與中緯度鋒面雲系相遇而結合，受強勁西風導引而加速向東北移動，復因冷空氣之灌入而強度減弱，16日12Z變為輕度颱風，並逐漸變性，17日06Z移至日本本州東南方海面變為溫帶氣旋而結束颱風生命，然其環流仍未消失，直至18日00Z抵堪察加半島南方海面時，才逐漸消失，其全部路徑為一標準拋物線狀之轉向型颱風，其行徑見圖4。

4月6月：本月亦僅有一個颱風形式，為編號9105號的詠妮亞(YUNYA)颱風。

詠妮亞颱風為六月唯一的颱風，其擾動首先出現在11月06Z，其後於11日12Z日至12日12Z間低層有環流中心，但風速不大，直到12日18Z才增強為熱帶性低氣壓，其時衛星雲圖上已顯示有螺旋雲帶出現，若依衛星資料估計其中央密雲區之風速應有45KTS，但當時附近船舶報告卻只出現30KTS，而其中心氣壓卻又相當低，因之仍判斷其為熱帶性低氣壓，朝西北移動，13日06Z移近呂宋島東南方近海時增強為輕度颱風詠妮亞，仍向西北進行，六小時後之13日12Z增強為中度颱風，沿副熱帶高壓邊緣朝呂宋島接近中，14日06Z其強度達最強，近中心風速每秒40公尺(JTWC報告為每秒55公尺)，然而此時高層有強烈的北北東風與副熱帶高壓脊線的

偏東風間產生強烈的風切(shear)，因而促使詠妮亞颱風強度開始減弱，且其減弱速率甚快，又在15日00Z至06Z間登陸呂宋島中部後，環流受地形破壞，強度迅速減弱，就在此時在呂宋島上的皮那土波(Pinatubo)火山爆發，使環境場的溫度增高，高低層產生更強烈的風切，因而使原先就極為小型的詠妮亞颱風急速減弱，於15日12Z變為輕度颱風，16日移出呂宋島進入南海，沿副熱帶高壓脊線邊緣向北移動，16日00Z減弱為熱帶性低氣壓，16日06Z後穿過副熱帶高壓脊線，改為向北北東移動，17日00Z移至台灣南端近海時，環流逐漸消失而結束其整個颱風生命史。其路徑為一拋物線型，其行徑見圖4。

(5)7月：本月計有四個颱風形成，為編號9106號的季克(ZEKE)颱風、編號9107號的艾美(AMY)颱風、編號9108號的布藍登(BRENDAN)颱風及編號9109號的凱特琳(CAITLIN)颱風，且有一由東太平洋入侵的ENRIQUE颱風。茲分別敘述於后：

#### 1. 季克(ZEKE)颱風：

季克颱風是今年七月份的第一個颱風，它起源於關島西南方的季風槽裡，在6日06Z於季風槽內生成熱帶擾動，中心有強的對流發展，環流沿著副熱帶高壓邊緣向西北西移動，在9日04Z至06Z間發展為熱帶性低氣壓，由於已近菲律賓群島陸地，無法迅速發展，仍朝西北西移動，10日00Z至06Z間穿越呂宋島南端，10日12Z出海，進入水汽充足且海溫高的南海海面，強度增強並發展為輕度颱風，但仍沿副熱帶高壓邊緣向西北西進行，於初期由於環流風場不對稱(其東南方七級風可達400公里，而其西北方卻不及200公里)，因之其強度宛如季風低壓一般，但因有豐沛的水汽供應，故於12日06Z發展為中度颱風，朝西北進行，其強度在將移近海南島陸地時達最強，中心風速達35m/sec，13日清晨登陸海南島13日12Z左右進入東京灣，改向北北西進行，14日00Z又登陸越南北部，環流再受到地形破壞而減弱為輕度颱風，仍偏北進行，14日12Z再減弱為熱帶性低氣壓，環流逐漸消失而結束颱風生命史，其路徑近乎直線(詳見圖5)。

#### 2. 艾美(AMY)颱風：

艾美颱風是七月份生成的第二個颱風，是中

中央氣象局本年發布第一號颱風警報，也是第一個侵台的颱風。當季克颱風登陸於海南島之際，於關島附近海面出現擾動，14日環流一度增強為熱帶性低氣壓，惟因雲團組織不結實而無法立即發展為輕度颱風，但其環流系統仍沿副熱帶高壓邊緣向西北西移動，直至16日06Z才發展為輕度，但其後幾乎以每6小時增強5至10KTS(3~5m/sec)之中心最大風速變率發展，而於17日06Z增強為中度颱風，仍以每小時20公里之速度穩定地朝巴士海峽而來，中央氣象局鑑於其對台灣附近海域將構成威脅，乃於17日08Z發布海上颱風警報，而艾美於18日00Z發展為強烈強風，此時已近巴士海峽，且朝台灣南端陸地而來，其移動速度並有逐漸加速之勢，因此，中央氣象局於18日0145Z發布海上陸上颱風警報，而其強度則於18日06Z至18Z間達於最強，19日00Z艾美抵台灣海峽南部時強度才逐漸減弱為中度颱風，但此刻其颱風眼仍可由高雄雷達站之雷達回波圖上清晰看出(見圖29)，續朝西北西移動。在19日06Z至12Z間登陸於福建與廣東省交界的丘陵地上，強度受地形破壞迅速減弱，中央氣象局於19日1310Z解除警

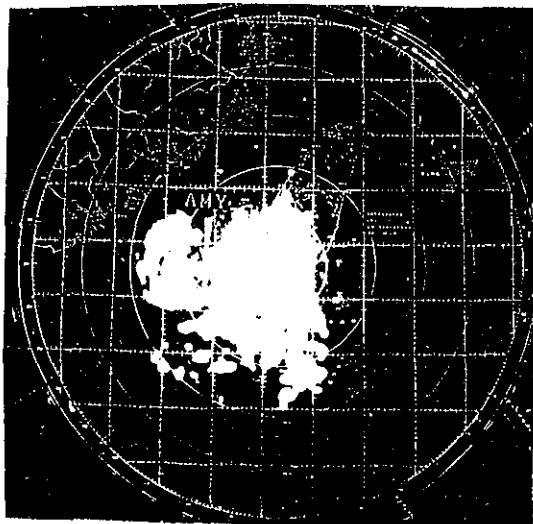


圖 29. 民國八十年七月十九日0100Z高雄氣象雷達觀測到艾美颱風眼之降水回波圖

Fig. 29. The radar at Kaohsiung at 190100Z July reveals tightly-curved concentric surrounding Amy's eye.

報，艾美隨後於19日18Z減弱為輕度颱風，20日06Z減弱為熱帶性低氣壓，結束其颱風生命史，其全部路徑近乎直線，且在侵台時其移動速度卻突然加快(超過氣候平均值)，著實令人不解，有待深入研究，而有趣的是其路徑幾乎完全平行於季克颱風的移動路徑，其行徑見圖5。其詳細情況請參見氣象學報第四十卷第四期之個別報告。

### 3. 布籃登(BRENDAN)颱風：

布籃登颱風是今年七月第三個形成的颱風，也是路徑近似直線的第三個颱風，7月15日衍生於加羅林群島的地面微弱環流雲系，向西北西移動數天後，當19日移至菲律賓海中部時，因高層有極佳的輻散配合，使低壓系統得以發展為熱帶性低氣壓，直到21日06Z才增強為編號9108號的布籃登颱風，仍朝西北西移動，22日00Z布籃登移至台灣東南方海面時增強為中度颱風，其路徑受呂宋島之地形影響，移向有略為偏北之趨勢，改為向西北北進行，中央氣象局以其有影響台灣附近海域之慮，乃於22日0810Z發布海上颱風警報，然因其於22日06Z左右登陸呂宋島時，受地形破壞、環流減弱，於22日12Z強度減弱為輕度颱風，且於此時移出呂宋島，進入巴士海峽，仍朝西北北進行，但移速有加快之勢，23日00Z抵東沙島附近海面時，移向又改朝西北西進行，23日06Z移至香港東南方海面時，仍朝西北西移，暴風圈逐漸離開台灣附近海域，中央氣象局乃於23日1030Z解除海上颱風警報，布籃登於24日00Z左右登陸廣東省，但仍向西北西進行，環流再度受地形破壞，強度再度減弱，於24日18Z減弱為熱帶性低氣壓，25日00Z變為普通低氣壓，而結束其整個颱風生命史，其行徑見圖5。

### 4. 凱特林(CAITLIN)颱風：

於七月中旬在卡洛林群島的南方存在著季風槽，於季風槽中發現有擾動正在發展，且朝西北西移動，20日06Z發展為熱帶性低氣壓，但僅在其中心西方有一低層環流存在，但於22日因高層風切，導致低層環流減弱變為普通低壓，惟其對流仍相當活躍，至23日05Z因廣闊洋面水汽供應充足，使環流系統能增加，因而再度發展為熱帶性低氣壓，更於24日00Z發展為編號9109號的凱特林颱風，其行進路徑為西北西，但此時副熱帶高壓脊線自130° E

處減弱且東退，導致凱特林移向改為偏北的西北進行，在隨後四天因副熱帶高壓仍不強，因而凱特林行徑逐漸偏北，由西北轉為北北西，而強度仍逐漸增強，其環流雲系呈現不規則狀，故無法在短時間內增強為中度颱風，直到25日12Z才增強為中度颱風，移向仍為北北西，27日06Z移向改為西北進行，到27日12Z左右強度達最強，移向仍為向北，而在經過那霸後，因逐漸接近中緯度的西風帶，受高層西風牽引，移向改為北北東，仍沿副熱帶高壓邊緣移動，29日06Z再改向東北進行，全部路徑呈現拋物線型，後因進入西風帶，故移速加快，通過大韓海峽後逐漸變性，29日12Z減弱為輕度颱風，朝日本海移動，在30日06Z變為溫帶氣旋而結束其颱風生命史，其行徑見圖5。

#### 5. ENRIQUE 颱風：

ENRIQUE 颱風為自東太平洋入侵到西太平洋的颱風，故我們沒有加以譯名，此為20年來第二個橫渡過國際換日線而入侵西太平洋的颱風(第一個為1986年的GEORGETTE 颱風)，其最初在7月15日18Z於墨西哥東南方海面形成輕度颱風，移向為西北西。在17日06Z移至120°W時強度減弱，19日12Z變為熱帶性氣壓，21日移向改為西北，往後五天通過夏威夷群島北方海面，27日作一順時針方向的打轉後，改向西南移動，強度再增強，而於29日二度成為輕度，仍朝西南移動，30日06Z再度減弱為熱帶性低氣壓，移向改偏西進行，30日13Z接近國際換日線，直到8月1日00Z第三度增強為輕度颱風，移向改為北北西到北，1日12Z因高層強大的風切迫使ENRIQUE 颱風減弱為溫帶低氣壓，並且環流逐漸消失而結束其颱風生命史，其在通過國際換日線後之行徑見圖6。

○8月：本月計有五個颱風形成，為邊號9110號的道格(DOUG)颱風、編號9111號的愛麗(ELLIE)颱風、編號9112號的弗雷特(FRED)颱風、編號9113號的葛拉絲(GLADYS)颱風及編號9114號的哈雷(HARRY)颱風，茲分別敘於后：

#### 1. 道格(DOUG) 颱風：

道格颱風是本年八月中形成的五個颱風的第一個，衍生於7日06Z在中緯度太平洋洋面上的具有環流的低氣壓，7日18Z發展為熱帶性低氣壓，因處於較高緯度，故在環流中僅於其中心附近有雲發

展，直到8日12Z後其環流才逐漸增強，移向為西北，即沿副熱帶高壓邊緣移動，9日12Z發展為輕度颱風，由於其形成颱風時處於冷水溫的海域中，故其強度發展有限，強度僅維持在輕度颱風的程度，10日00Z起改為偏北進行，受中緯度西風導引，於10日12Z起移向轉為北北東，即其路徑係在較高緯度形成拋物線型，10日18Z變性為溫帶氣旋，而結束其颱風生命史，其行徑見圖6。

#### 2. 愛麗(ELLIE) 颱風：

在這格颱風雛型生成後，其南方有另一環流逐漸發展，在8日06Z於威克島和南鳥島(Minami-Torishima)間形成微弱擾動，直到10日03Z在可見光雲圖上看到一相當均勻的密雲區在發展，於低層存在一環流系統，而地面圖上可繪出中心為1002百帕的熱帶性低氣壓，11日00Z發展為輕度颱風，朝西北西進行，沿副熱帶高壓邊緣走了兩天，13日00Z改為向西進行，14日00Z增強為中度颱風，隨後改朝西南西移動了24小時，逐漸向琉球群島逼進，此時其強度亦逐漸增強，但範圍仍未擴大，14日06Z至18Z達其颱風生命史中之最強時期，中心附近風速達每秒38公尺，隨後其強度逐漸減弱，15日00Z其移向又轉為向西，朝台灣東部海面逐漸接近，中央氣象局乃於15日1930Z發布海上颱風警報，其後愛麗仍朝西進行，有對台灣東北部陸地構成威脅的趨勢，因而中央氣象局於16日0715Z發布海上陸上颱風警報，但此刻其強度正在減弱中，至16日12Z減弱為輕度颱風，仍朝西進行，終於在17日1730Z登陸於本省鼻頭角附近，環流受地形破壞，在18日12Z減弱為熱帶性低氣壓，中央氣象局遂於18日1210Z解除海上陸上颱風警報，也為愛麗颱風生命史劃下休止符，有關其詳細情形及災情請參考愛麗颱風的侵台報告(氣象學報第三十八卷第一期)。愛麗為由東向西移動的西進直線型颱風，其行徑見圖6。

#### 3. 弗雷特(FRED) 颱風：

就在8月8日愛麗颱風雛型形成的同時，在菲律賓群島中部東方的季風槽雲系中有一相當微弱的環流正在發展，於9日06Z發展成為熱帶性低氣壓，並隨季風槽向西北移動，因處於季風槽雲系中，在短時間內無法發展為輕度颱風，而於往後三天仍朝

西北移動，在12日06Z至12Z間此熱帶性雲團登陸呂宋島北部，受地形影響，其移向改為西北西，13日00Z移出呂宋島陸地，進入海溫較高的南海海面，由於有充足的水汽供應，其環流增強，13日12Z發展為弗雷特颱風，仍朝西北西移動，14日18Z移至東沙島西方海面時，增強為中度颱風，仍朝西北西進行，15日12Z達最強時期，15日18Z至16日00Z登陸海南島，16日06Z改向西到西南西移動，17日06Z至12Z間再度登陸越南北部，受地形破壞，減弱為輕度颱風，18日00Z變為普通低壓，而結束其颱風生命史，其行徑見圖6。

#### 4. 葛拉絲(GLADYS)颱風：

葛拉絲颱風為八月生成颱風中的第四個颱風，也是影響範圍最大的一個。葛拉絲衍生於八月中旬活躍並持續向北移動的單一季風槽中的雲系，其整個生命史中之移向均為西北西，是沿著東西走向的副熱帶高壓脊南方邊緣移動的颱風。它源於8月13日18Z硫磺島東北方海面的一微弱環流，起初向西北西緩慢移動，而後組織逐漸加強，經過二天後，於16日00Z增強為熱帶性低氣壓，仍朝西北西移動，由於該系統向北移動，而曲率效應加強其螺旋對流雲帶之旋轉，使其強度再行加強，16日18Z發展成為輕度颱風，沿著副熱帶高壓邊緣向西北西移動，往後四天其進行方向不變，而其強度則以平均一天增強5KTS的變率改變，其中心環流雖不甚結實，但是其外圍風力已甚強勁，直到21日00Z移至日本九州南方海面時，由於在中對流層有一快速東移的槽線逼近葛拉絲，誘使葛拉絲改朝西北進行，甚至於更偏北，由西北轉北北西再轉向北進行，22日06Z當槽線通過後，由於垂直風切增加，使葛拉絲向極方的雲團逐漸被破壞，然而此時位於日本海的副熱帶高壓並不因槽的通過而減弱，反而向西移動，因而迫使葛拉絲轉向的機會減小，終於在22日18Z改向西北西移動而侵襲韓國南方的陸地，在23日12Z由於風切增加及韓國南方地形對葛拉絲環流的破壞，其強度及環流迅速減弱為熱帶性低氣壓，結束其颱風的生命史，其行徑見圖6。

#### 5. 哈雷(HARRY)颱風：

哈雷颱風為八月發生颱風中的最後一個，亦是本年度形成颱風中發生緯度最高的一個。哈雷源

於菲律賓海北部的一個微弱環流，直到27日06Z其雲系才漸有組織，且向北逐漸移動，28日18Z發展為熱帶性低氣壓，仍向北移動，然而此時副熱帶高壓分裂成為二胞型，在此二胞間存在一空隙，熱帶性低壓穿過其間而於30日06Z移至本州南方海面時，發展成為輕度颱風，然因此時哈雷受日本東南方之副熱帶高壓之牽引而使其移向轉為北北東加速向日本本州接近，在30日18Z中心登陸本州陸地，於31日04Z至05Z間再度出海，由於其強度原即不強，且又發生在高緯度，故登陸本州後，受地形破壞而使其環流減弱，於31日12Z逐漸變性為溫帶氣旋而結束其颱風之生命史，其行徑見圖6。

(E)9月：本月計有六個颱風形成，分別為編號9115號的艾薇(IVY)颱風、編號9116號的喬爾(JOEL)颱風、編號9117號的琴納(KINNA)颱風、編號9118號的魯克(LUKE)颱風、編號9119號的密瑞兒(MIREILLE)颱風及編號9120號的耐特(NAT)颱風，其中喬爾颱風生成於南海海面。而耐特颱風生成於巴士海峽，其生命期之長乃自1972年的莉泰(RITA)及1986年的韋恩(WAYNE)颱風以來最長的一個颱風，生命期長達16天之久，又其路徑之怪異亦是繼韋恩之後的另一個，一度衰微而後又復活，並且兩次登陸陸地，迫得中央氣象局兩度發布颱風警報，分別敘述如后：

#### 1. 艾薇(IVY)颱風：

艾薇颱風是本年九月份六個颱風形成中的第一個颱風，衍生自位於卡特琳群島的季風槽中之雲系，在1日06Z此低壓系統漸成型，2日02Z起逐漸發展，至18Z時發展成為熱帶性低氣壓並繼續發展，3日00Z成為輕度颱風，由於其密雲區甚寬廣，因而其強度之增長甚為緩慢，到4日西南季風湧動與艾薇颱風環流雲系聯接，產生更多的高層輻散，並迫使艾薇向西北西移動(因沿副熱帶高壓西南象限移動)，而其強度亦迅速地增長，5日00Z颱風眼漸形成，06Z增強為中度颱風，改向西北移動，7日06Z再增強至強烈颱風，直到8日06Z後才再逐漸減弱，而此時艾薇仍沿副熱帶高壓邊緣朝西北移動，7日12Z移向轉為北北西，18Z再轉向北移動，為轉向型的拋物線移動的颱風，8日06Z減弱為中度，並朝北北東轉東北進行，9日06Z因高空北方高

壓脊迫使艾薇轉向偏東的東北東方向進行，9日18Z再減弱為輕度颱風，10日18Z變性為溫帶氣旋而結束其生命史，行徑見圖7。

#### 2. 喬爾(JOEL)颱風：

喬爾颱風是今年在南海海面形成的第三個颱風，亦是九月份生成的第二個颱風，同時也是今年發生在最西邊的颱風，其最初的微弱環流在1日06Z即可看出，但因近呂宋島故一直沒有條件讓它發展，該系統向西移動，2日穿過巴士海峽，進入南海海面，受到暖濕洋面水汽挹注才漸發展，仍朝西移動，3日18Z發展為熱帶性低氣壓，再經過24小時後在4日18Z發展成輕度颱風，仍偏西進行，由於受到西南季風湧動的影響，致使其中心對流增強，此時有一中對流層高空槽移入，自5日00Z起導引喬爾向西北移動，並有偏北之勢，終於5日18Z改為向北進行，其強度亦於此時達最強，但因已接近廣東省陸地，其環流受地形影響而無法增強，仍偏北進行，6日15Z登陸於香港與汕頭間，登陸後，環流再度受地形破壞，強度減弱，於7日06Z減弱為熱帶性低氣壓，結束其颱風生命史，行徑見圖7。

#### 3. 琴納(KINNA)颱風：

琴納颱風為今年九月份生成的第三個颱風，為自1986年薇拉(VERA)颱風直接橫掃過琉球後，另一個侵襲琉球的颱風，隨後又侵襲日本九州及本州而造成嚴重災害的颱風。琴納衍生於西卡洛琳群島的季風槽內，8日在關島西南方發現其環流，但僅能由衛星雲圖上看出在其中心對流增強，尚未成為熱帶性低氣壓，當它移至關島西方時，環流增強，結構漸佳，10日12Z發展為熱帶性低氣壓，朝西北移動，11日06Z增強為輕度颱風，仍朝西北進行，但因此時其北方有一微弱副熱帶高壓脊移入，使其高層輻散增強，因而導致琴納於12日06Z增強為中度颱風，仍朝西北進行，而此刻東海有一中對流層槽線移入，迫使微弱的副熱帶高壓脊分裂並退至125° E，使琴納之移向發生改變，12日12Z至18Z轉為向北移動，13日00Z直接侵襲琉球，並續向北北東移，13日06Z強度達最盛時期(90KTS)，為受中對流層槽導引而轉變為拋物線走向的轉向型颱風，13日12Z仍向北北東進行，但其移速受西風影響而加速，並直撲九州，在13日18Z至14日00Z

間登陸九州，仍加速朝東北進行，掃過日本本州的川崎(NAGASAKI)，造成嚴重的損害，隨後琴納受中對流層西風的導引而繼續加速朝東北移動，但此時因已進入中緯度西風帶內，迫使其中心逐漸變性，於14日12Z變性為溫帶氣旋而結束其颱風生命史，其行徑見圖7。

#### 4. 魯克(LUKE)颱風：

魯克颱風是九月份生成的第四個颱風，也是今年颱風定位中誤差最大的一個颱風。魯克源自14日在塞班島附近的一個擾動，向西北西移動，由於在其移動過程中高層輻散外流增強，導致此系統在低層海平面氣壓下降，於14日18Z發展為熱帶性低氣壓，15日06Z增強為輕度颱風，仍朝西北西進行，但由於魯克是於季風低壓槽中發展出來的，故其增強過程甚為緩慢，移動亦受季風槽之牽動，然在16日至18日間作業單位產生甚大定位誤差，究其原因乃由於魯克源自季風低壓槽，並有高層雲系覆蓋在低層中心之上，故於16日06Z誤以高層雲系定位，而此時高層雲系均向西北西移動，而16日12Z後仍以高層雲系定位，其路徑如路徑圖中之點線(圖7)，直到17日23Z由可見光雲圖看出其高低層中心分離，此時其低層中心已抵25° N，而高層中心仍在23° N附近，南北相差緯度2度，因而造成定位誤差，為歷年來罕見現象，經於事後研究，其低層中心因受中緯度槽加深南下達25° N，因而導致低層中心向北北西移動，而當時平均環流之高壓脊線在26° N，故高層雲系向西北西移動，因而產生高低層中心位置有很大差異(圖7中實線為低層路徑，而點線為高層路徑)，在18日後受中緯度槽之導引，致使魯克行徑由向北轉北北東，最後轉為向東北移動，使魯克成為拋物線路徑的轉向型颱風。19日因魯克已進入西風帶中，移速加大而快速向東北移動，直到19日18Z抵本州東方時變性為溫帶氣旋而結束其颱風生命，行徑見圖7。

#### 5. 密瑞兒(MIREILLE)颱風：

密瑞兒颱風乃源自13日06Z在馬歇爾群島南部的一個季風槽中的微弱雲系，在往後的72小時均朝西北西移動，直到16日06Z才發展成為輕度颱風，仍朝西北西移動，並迅速增強，於17日00Z增強為中度颱風，移向仍為西北西，17日12Z其移向

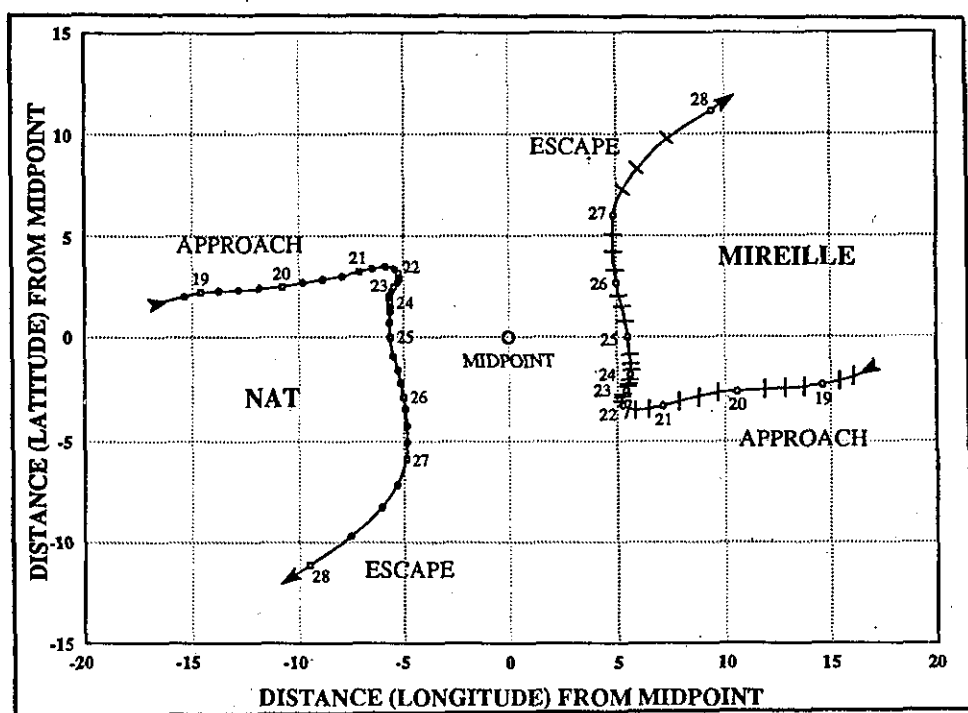


圖 30. 密瑞兒和耐特颱風互相牽引之每六小時相對於中心點之位置圖(取自JTWC報告)

Fig. 30. A plot of 6-hourly positions relative to the common midpoint shows the binary interaction between Typhoon Mireille and Nat. (The chart comes from JTWC's report).

改為西南西，18日12Z後又改為向西移動，而強度卻沒有明顯的增強，直到21日12Z才再增強為強烈颱風，同時開始受耐特颱風的牽制，又因位於副熱帶高壓的西南部，受東南氣流影響，移向有偏北之趨勢，進行方向又改為朝西北西到西北，而與耐特颱風發生藤原效應(見圖30)，而此時密瑞兒颱風的範圍增大已較耐特颱風範圍大甚多，因之迫使耐特颱風改向南移動而進入南海海面，密瑞兒颱風則轉為向西北移動，其範圍及暴風半徑均增大，對台灣東部海域有影響之趨勢，因此，中央氣象局於25日0030Z發布海上颱風警報，直到此兩個颱風互相牽制結束後，密瑞兒才受中對流層的西南風導引而更偏北進行，逐漸演變成轉向型颱風，終於在26日12Z後改為向東北進行，其暴風半徑對台灣東部海域的影響逐漸減輕，中央氣象局因於26日2230Z解除海上颱風警報，密瑞兒則朝琉球北方加速向東北移動，漸漸向日本九州逼近，惟其強度則逐漸減弱，

於27日00Z成為中度颱風，仍向東北移動，因漸近中緯度地帶，其秉性受冷空氣之加入而逐漸變性，惟仍於27日06Z至12Z間侵襲日本九州島並影響本州，隨後進入日本海，受冷海影響而變性，強度繼續減弱，又受中緯度氣流導引而向東北加速進行，28日00Z後影響北海道南部，加速變性，於28日00Z後成為溫帶氣旋，續向東北移動。而結束其颱風生命史，行徑見圖7。

#### 6. 耐特(NAT)颱風：

耐特颱風係源於16日在恆春東南方近海的一個熱帶性低氣壓雲系，向西南西移動，16日12Z移至恆春西南方海面時增強為輕度颱風，以每小時9公里的速度向西進行，朝東沙島方向前進，抵東沙島東南方海面時速度突然減緩，此時在琉球東南方海面有正北上之中度颱風魯克，耐特受魯克颱風的牽引於18日00Z開始轉而向東移動，穿越巴士海峽，經過二天忽快忽慢的進行，由東再轉東北東方



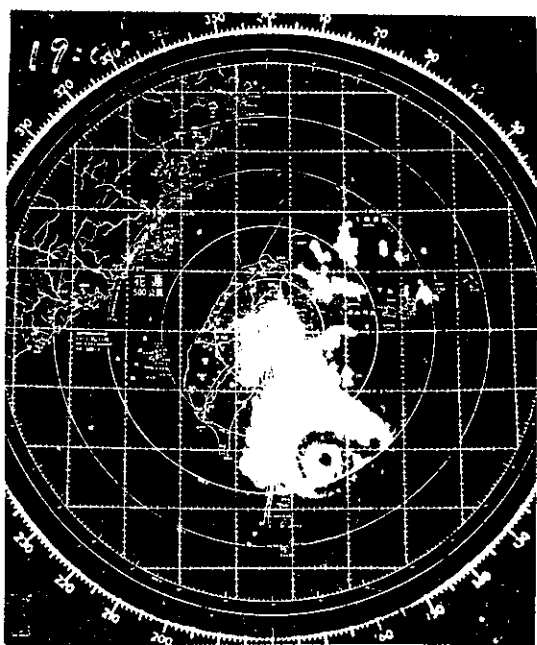


圖 31. 民國八十年九月二十二日1100Z花蓮氣象雷達觀測到耐特颱風眼之降水回波圖

Fig. 31. The 221100Z September radar image from Hualien paints Nat's eye wall concentric rainbands.

向進行，20日18Z移到恆春東方海面時，因牽引它的魯克颱風已快速往東北方向朝日本而去，耐特在頓失牽引情況下在原地呈現滯留狀態，強度卻繼續增強，21日06Z增強為中度颱風，而21日12Z耐特颱風的路徑發生變化，由滯留狀態轉變為向西進行，22日00Z耐特又移回到恆春東方海面時，有朝台灣東南部海面直撲而來之勢，對台灣東部海面及巴士海峽構成威脅，因此中央氣象局於22日0245Z發布海上颱風警報，然而此時由於太平洋高壓西伸與大陸高壓的東移，兩者合併形成一東西走向的高壓帶，使得耐特北方的東風增強，因此耐特隨此強勁東風的導引而向西加速進行，故中央氣象局乃於22日0710Z發布海上陸上颱風警報，而耐特颱風則在22日12Z增強為強烈颱風，繼續快速地向西進行，朝台灣東南部而來，此時由中央氣象局花蓮雷達站之雷達已可以清楚地看出耐特的颱風眼(圖31)，耐特之暴風圈亦已逐漸影響到台灣陸地，其中心約在22日18Z左右通過蘭嶼附近，並朝恆春半

島直撲而來，於22日23Z登陸恆春半島，受地形影響而減弱為中度颱風，暴風範圍亦隨之縮小，23日00Z中心進入台灣海峽南部，仍朝西北西移動，強度繼續減弱，23日12Z減弱為輕度颱風，移動速度亦減慢，中央氣象局於23日1310Z解除陸上颱風警報，耐特仍繼續以緩慢的速度向西移動，24日09Z暴風圈脫離台灣海峽南部，中央氣象局於24日1030Z解除海上颱風警報。25日00Z移到東沙島南方海面時，受到密瑞兒颱風之影響(見圖30)，耐特颱風改而偏南移動，強度也減弱至輕度颱風邊緣，26日00Z減弱為熱帶性低氣壓，移動仍相當緩慢，26日12Z由於密瑞兒颱風已由北轉北北東遠離台灣而去，耐特受密瑞兒的影響，移向由南開始轉向東南移動，而後再轉向偏東進行，因密瑞兒快速離開，與耐特間之牽制作用消失，在沒有明顯駛流場的導引下，耐特於27日06Z至28日12Z間在原地附近打轉，也由於在原地停留，吸取大量的暖濕水汽，故於28日12Z再度增強為輕度颱風，並開始向西北西進行，29日06Z耐特轉向偏北進行，29日12Z由偏北轉向北北東移動，30日00Z耐特移到恆春西南方約530公里的海面上時，仍以每小時16公里的速度向東沙島海面接近，對東沙島海面、台灣海峽南部及巴士海峽再度構成威脅，因此中央氣象局於30日0245Z再度發布海上颱風警報，耐特仍繼續向北北東進行，速度亦加快，30日06Z移至恆春西南西方海面時，對澎湖及金門構成威脅，因此中央氣象局於30日0750Z再度發布海上陸上颱風警報，但當耐特移到東沙島東方近海時，暴風圈擴大，對台灣中南部陸地也構成威脅，因之，警戒區包含了中南部，但於30日12Z後耐特之動向起了變化，由原來的北北東方向轉向偏北進行，移動速度也緩慢，於10月1日06Z耐特移到金門南南西方海面，對台灣中南部陸地已不具威脅，中央氣象局於10月1日08Z解除中南部地區的陸上颱風警報，但此時耐特仍繼續向北朝大陸方向進行，於10月1日16Z登陸於福建詔安附近，環流受地形破壞，強度減弱，暴風範圍縮小，對澎湖威脅解除，中央氣象局於1日1910Z解除澎湖陸上警報，耐特進入大陸後強度繼續減弱，對金門及台灣海峽已不具威脅，於是中央氣象局在1日2230Z同時解除海上及陸上颱風警報，

耐特則於10月2日06Z減弱為熱帶性低氣壓而結束其漫長且路徑詭異的生命過程，有關耐特詳細報告請參閱氣象學報第三十八卷第二期之耐特颱風個別報告，其行徑見圖7及圖32。

(v)10月：本月計有三個颱風形成，分別為編號9121號的強烈颱風歐凱特(ORCHID)，編號9122號的強烈颱風派特(PAT)及編號9123號的強烈颱風露絲(RUTH)，茲分別敘述於后：

#### 1. 歐凱特(ORCHID)颱風：

當耐特颱風在中國大陸東南部消失後，於低緯度的南方季風槽又重新建立，從南海海面起向東發展，經卡洛琳群島至馬歇爾群島形成一寬廣的雲區，在此雲區內又有擾動形成，在10月1日06Z有一中緯度槽線移入，使得中對流層的副熱帶高壓脊減弱，因之寬廣雲區內的擾動得以緩慢向北移動，由

於季風湧動迫使低層輻合增強，導致此一熱帶擾動發展，於4日00Z增強為熱帶性低氣壓，仍向北移動，直到關島北方海面時增強為歐凱特颱風，就在同一時間原先減弱的副熱帶高壓又增強，並向西伸展，以致歐凱特改為向西移動，由於其北方的輻散增強，使歐凱特亦隨之增強，在6日00Z成為中度颱風，仍朝西進行，並繼續增強中，於7日06Z成為強烈颱風，也改向西北西轉西北移動，甚至於向北進行，成為一轉向型颱風，而其強度亦於此時達於最強，8日06Z至12Z間歐凱特在130°E以東轉向(此乃因中對流層副熱帶高壓減弱東退而迫使它轉向)，於8日18Z減弱為中度颱風。歐凱特在轉向後因受高層西風之導引而有加速向東北進行之趨勢，直到10日06Z與其東南方之強烈颱風派特相互牽引，而使其移速再減慢並呈現階梯狀路徑，直到12

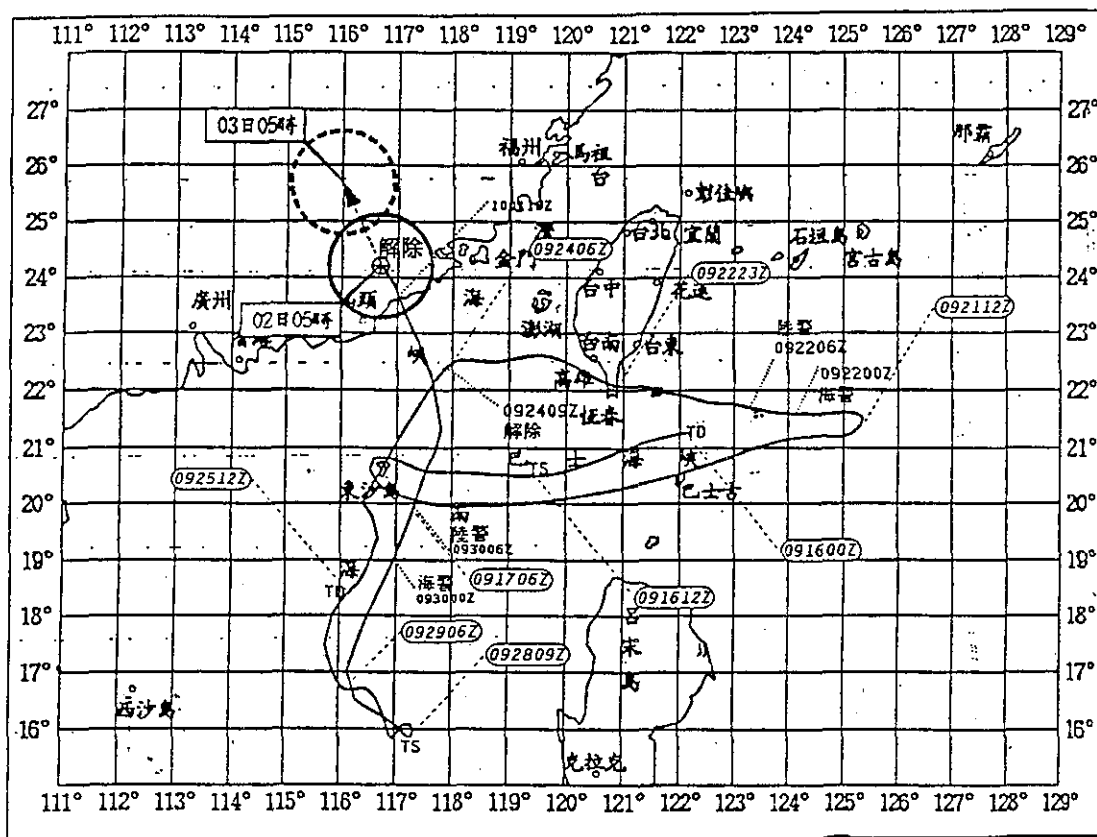


圖 32. 耐特颱風全部生命史之相關位置詳圖

Fig. 32. Best track of typhoon Nat With specific time marked for recurring points and warning issues.

日00Z派特移動至歐凱特東方後，歐凱特才恢復加速並尾隨派特之後向東北進行。11日18Z歐凱特減弱為輕度颱風，並繼續逐漸減弱，13日06Z以後變性為溫帶氣旋而結束其颱風生命史，其行徑見圖8。

## 2. 派特(PAT)颱風：

耐特消失後，南方季風槽之寬廣雲區內有兩個擾動形成，其中一個後來發展為歐凱特颱風，另一個則於馬歇爾群島西方發展為派特颱風。於初期之擾動階段因環境垂直向風切甚強，故擾動不易發展，直到4日風切減弱，後者才得以逐漸發展，對流組織穩定地增強，先於5日06Z發展為有組織的熱帶系統，5日12Z至18Z間再發展為熱帶性低氣壓，6日00Z增強為輕度颱風派特，然而，此時副熱帶高壓脊減弱並向北移，故派特的移向於72小時內由西北西改變為西北到北北西，此期間派特在7日06Z增強為中度颱風，8日00Z增強為強烈颱風，而在9日12Z再減弱為中度颱風，在此同時位於其東方的副熱帶高壓維持其強度，並且位置穩定，因而迫使派特逐漸向歐凱特靠近，10日06Z和歐凱特開始發生相互牽引作用，派特受歐凱特外圍南風的導引，於11日00Z後加速向北進行，於12日18Z減弱為輕度颱風，其移向亦轉為北北東並且快速移動，成為一轉向型颱風，最後在13日06Z後變性為溫帶氣旋而向東北移動，結束其颱風生命史，行徑見圖8。

## 3. 露絲(RUTH)颱風：

在歐凱特及派特颱風相繼消失之後，16日在塞班島東南方海面上有一封閉的地面環流形成，該系統以每24小時氣壓下降1至2百帕的速率發展，在18日及19日間穩定地增強，並且向西北西移動，直到通過卡洛琳群島後其強度才開始明顯地增強，於20日03Z後成為一發展性的熱帶系統，此時依Dvorak T-number法估計其最大風速約為25KTS，而其強度仍在增強中，21日00Z發展為熱帶性低氣壓，惟改為向西北移動，21日06Z發展為輕度颱風露絲，移向為西北西，隨後其強度逐漸增強，22日颱風眼逐漸形成，其後露絲颱風呈現階梯狀朝西北西進行，22日12Z增強為中度颱風，24小時後(即23日12Z)再增強為強烈颱風，續向西北西進行，逐漸向呂宋島東方逼近，24日12Z強度達於最強，其中

心風速為58m/sec，仍向西北西進行，由於其暴風半徑達350公里，中央氣象局基於露絲對台灣東南部海面及巴士海峽構成威脅，乃於26日0150Z發布海上颱風警報，後因其仍朝西北西移，逐漸對台灣東部地區構成威脅，中央氣象局於26日1945Z發布海上陸上颱風警報，然而露絲行徑在27日00Z有了輕微的改變，改朝偏西進行，直接撲向呂宋島直撲北端，27日12Z至18Z間登陸呂宋島北部，此時又恰有一股冷空氣南衝，並灌入露絲環流，其強度遂受地形及冷空氣雙重影響而逐漸減弱，於27日06Z減弱為中度颱風，故中央氣象局基於露絲強度減弱且偏西進行，對台灣陸地影響減少，乃於28日0120Z解除陸上颱風警報，露絲則仍朝西緩慢進行，是時東亞地區高空出現強勁的西北氣流，冷平流貫入其環流，因使其於28日12Z再減弱為輕度颱風，露絲於28日12Z至18Z間移出呂宋島，適有一中對流層深層的槽線接近，故改為偏北進行，有朝台灣南端而來的趨勢，中央氣象局於29日0120Z二度發布海上陸上警報，露絲則朝北緩慢進行，29日18Z移向改為北北東，漸呈轉向型颱風，自巴士海峽南部往北緩移，斯時東亞地區在槽後有股較強的冷空氣南下，再度貫入露絲環流，故其強度再減弱，30日00Z成為熱帶性低氣壓，中央氣象局遂於30日0130Z解除海上陸上颱風警報，其環流雖存惟仍在繼續減弱，最後消失於巴士海峽中，而結束其颱風生命史，有關詳細情形請參考第三十八卷第四期氣象學報之侵台颱風露絲的颱風調查報告，其行徑見圖8。

0011月：本月計有六個颱風形成，分別為編號9124號的強烈颱風席斯(SETH)，編號9125號的輕度颱風賽洛瑪(HELMA)，編號9126號的輕度颱風弗恩(VERNE)，編號9127號的輕度颱風薇爾達(WILDA)，編號9128號的強烈颱風尤瑞(YURI)及編號9129號的中度颱風瑞爾坦(ZELDA)，分別敘述於后：

### 1. 席斯(SETH)颱風：

本年11月份太平洋西北部颱風之形成相當活躍，此乃自1964年以來最活躍的一年，而席斯為本年11月颱風生成的第一個，它源自馬歇爾群島南部的一個微弱擾動，先於10月28日06Z形成有發展性

的熱帶系統，然而由綜觀及衛星資料顯示在往後數日發展相當緩慢，直到10月31日18Z其環流之對流雲系組織才漸好，而於11月1日12Z發展為熱帶性低氣壓，朝西北西移動，1日18Z增強為輕度颱風席斯(SETH)，由於形成時其高空環境場甚佳(高層外流之輻散場籠罩在席斯上)，故其強度增強甚為迅速，在3日06Z即增強為中度颱風，而6小時後(即3日12Z)再增強為強烈颱風，仍朝西北西進行，於4日06Z至12Z間其強度達最高峰，中心風速60m/sec，氣壓低達920百帕，隨後即漸減弱，斯時席斯移近副熱帶高壓脊線，移速轉慢，行徑則偏向西北進行，有逐漸為轉向型颱風之勢，然而此刻副熱帶高壓脊線之伸展卻反因席斯移近而變弱，使席斯處於高層鞍型場下，移速更慢幾乎呈滯留狀態，並達24小時之久，直到6日00Z其行進方向才轉為向西到西南西，7日00Z席斯減弱為中度颱風，並維持西南西移向，在9日移近呂宋島東方海域時，因黑潮之高水溫，供給席斯動能，使席斯再增強為強烈颱風，但仍向西南西進行，11日12Z移近呂宋島近海，環流受地形破壞，再轉弱為中度颱風，然而中央氣象局考慮席斯受地形角隅效應將轉為西北西移，對巴士海峽及台灣東部海面構成威脅，故於12日1345Z發布海上颱風警報，但到12日18Z席斯受地形繼續破壞，強度再減，成為輕度颱風，移向仍為西北西，其中心在12日18Z至13日00Z間掠過呂宋島東北角而進入巴士海峽，其時在台灣西方之脊場減弱，席斯有轉向之傾向，然而此時在東亞地區低層東北季風增強，席斯受東北季風之衝擊，並沒繼續北偏，反而向西到西南西移動，最後甚至於向西南西移動，復受風切及地形之雙重影響，強度繼續減弱，對巴士海峽、台灣海峽南部及東沙島海面威脅減輕，中央氣象局於14日07Z解除海上颱風警報，而席斯受冷空氣的衝擊於14日12Z減弱為熱帶性低氣壓，朝南海海面行進，強度繼續減弱，在14日18Z至15日00Z間變為普通低氣壓，而結束其生命史，其行徑見圖9。

## 2. 賽洛瑪(THELMA)颱風：

賽洛瑪颱風為1991年太平洋西北部形成颱風中造成死傷最大的一個輕度颱風，它在行經菲律賓群島南部時，強烈的地形雨，造成6,000人死亡，

20,000人無家可歸。賽洛瑪衍生於10月27日06Z在卡洛琳群島東部的一個熱帶擾動，向西北西移動，四天後擾動對流雲系迅速增強，導致其組織漸好，環流形成，依衛星資料估計其中心風速為13m/sec，接近熱帶性低氣壓之邊緣，終於在11月3日增強為熱帶性低氣壓，朝西移動，4日00Z增強為輕度颱風移向改為西南西，4日12Z強度達最強，同時接近菲律賓群島南部陸地，其環流導致強烈的地形雨，形成嚴重的水災，造成菲律賓重大之人員傷亡，4日18Z登陸菲律賓群島南部陸地，環流受地形破壞而強度減弱，但仍朝西南西進行，於5日12Z至18Z間，中心脫離陸地，進入南海海面，此時它雖處於高水溫海域，有動能供應，強度應可增強，但因受垂直風切之作用，以致無法再增強，時又轉為向西進行，7月12Z減弱為熱帶性低氣壓，8日06Z到12Z間賽洛瑪環流影響越南之湄公河三角洲，再度受地形破壞變為普通低壓而結束其颱風生命史，行徑見圖9。

## 3. 弗恩(VERNE)颱風：

當賽洛瑪颱風正侵襲菲律賓群島之際，於北半球接近國際換日線的低緯地區，有一持續性發展的雲系，在11月3日此雲系發展為熱帶擾動，兩天後(即5日18Z)移至馬歇爾群島時發展為熱帶性低氣壓，朝西北西移動，惟因其東半部之高層風切持續而抑制熱帶性低氣壓的發展，直到7日12Z因高層高壓籠罩，輻散增強而導致熱帶性低氣壓增強為輕度颱風弗恩，依衛星資料估計近中心風速為35KTS，朝西北西進行。8日18Z弗恩移到馬里亞納群島北部時，其強度達最強，風速為55KTS(28m/sec)，仍朝西北西進行，此時弗恩距席斯颱風僅有1480公里，行徑受席斯的牽制，移速減慢，直到10日席斯環流侵襲菲律賓北部時，弗恩才漸脫離席斯外圍環流牽制，改而受副熱帶高壓駛流場導引，移速加快，移向亦改為西北，11日因有中緯度槽線移近，弗恩受槽線導引，漸成轉向型，11日06Z移向改為北轉東北而順利地成為拋物線路徑的轉向型颱風，移速因強勁西風導引而加速向東北進行，於12日06Z變性為溫帶氣旋而結束其颱風生命史，行徑見圖9。

## 4. 薇爾達(WILDA)颱風：

薇爾達颱風為一迷你型的颱風，其對菲律賓

中部的影響幾乎與二週前的賽洛瑪颱風無二致，豐沛的地形雨造成嚴重的損失。薇爾達颱風衍生於13日06Z開始形成的一個小範圍對流雲團，14日0600Z此雲團顯示為一穩定發展且有組織的系統，14日18Z該系統依衛星資料估計其強度達熱帶性低氣壓(30KTS)，朝偏西移動，15日06Z發展為輕度颱風薇爾達，移向為西北西，漸向菲律賓群島中部接近，由於移經黑潮的高水溫海域，故強度隨其移動而增強，16日12Z達最強，風速為50KTS(26m/sec)，而薇爾達颱風在16日00Z至17日00Z間達最盛強度，登陸菲律賓群島中部，造成菲律賓中部再一次的損失，於17日00Z至06Z間移出海，行徑偏北，改朝北北西移動，17日12Z後強度漸減弱，18日00Z朝西北進行，19日00Z受蒙古高壓南下影響，低層出現強勁的東北風，迫使薇爾達改朝西南進行，又由於冷空氣灌入其環流，強度大減，於20日00Z減弱為熱帶性低氣壓而結束其颱風生命史，行徑見圖9。

#### 5. 尤瑞(YURI)颱風：

尤瑞颱風為本年形成位置最南的颱風，亦為本年達強烈颱風的最後一個颱風。尤瑞衍生於11月16日在低緯度國際換日線附近(5° N, 160° E—175° E)的一個擾動，最初以緩慢的速度向西移動，在11月19日至23日間一直在6° N附近徘徊，雲系組織漸佳，強度亦漸增，23日00Z發展為熱帶性低氣壓，23日18Z增強為輕度颱風尤瑞，隨後其強度迅速增強，最大風速增加率幾乎達每日增35KTS程度，朝西北西加速進行，25日00Z增強為中度颱風，26日06Z再增強為強烈颱風，因位於副熱帶高壓脊的西半部，沿副熱帶高壓邊緣朝西北西到西北進行，27日06Z強度達最強，風速為55m/sec，其暴風雨圈漸影響關島，移向為西北，從關島南方掃過並經過馬里亞納島後，移向更偏北，而強度卻漸減弱，28日12Z後改向北北西到北移動，漸呈轉向型颱風，29日06Z尤瑞颱風穿過脊線後受中緯度槽線及副熱帶高壓西北方的強盛西南風導引，尤瑞颱風轉為向東北進行，成為拋物線型的轉向颱風，30日00Z強度減弱為中度颱風，因冷空氣加入其環流，使尤瑞颱風變性，強度再減，12月1日06Z減弱為輕度颱風，1日12Z後變性為溫帶

氣旋而結束其颱風生命史，行徑見圖9。

#### 6. 瑞爾姐(ZELDA)颱風：

瑞爾姐颱風為今年最後一個颱風，亦為今年颱風形成經度最東而近國際換日線的一個颱風。11月25日當尤瑞颱風增強為中度颱風且向西北西移動之際，在國際換日線附近有有一擾動在發展，由於當時環境有強大的風切，因而抑制了它的發展，直到26日12Z因高層輻散加強，而導致低層的擾動有發展的條件，於27日18Z發展成熱帶性低氣壓，向西北西移動，29日06Z增強為輕度颱風瑞爾姐，隨後其強度在移動中吸取大量水汽而迅速增強，30日12Z當它通過馬歇爾群島時增強為中度颱風，仍朝西北西進行，其強度亦於此時達最強，風速為33m/sec，而當時因尤瑞颱風位於瑞爾姐颱風之西北方，使得尤瑞颱風環流恰似一深槽移近一般，迫使副熱帶高壓脊減弱，瑞爾姐在此兩種因素導引下，於12月1日12Z後移向改為北北西到北，呈現轉向之勢，尤瑞颱風已變性為溫帶氣旋，其所伴隨的鋒面雲帶逼近瑞爾姐颱風，使瑞爾姐颱風之移向轉為北北東到東北，成為轉向型颱風，2日00Z瑞爾姐減弱為輕度颱風，而高層西風強勁，迫使瑞爾姐颱風中心之高層對流雲系脫離低層中心，僅存低層環流伴隨鋒面雲帶移動，導致瑞爾姐變性，3日18Z變為溫帶氣旋而結束其颱風生命史，也為本年颱風劃下一個休止符，其行徑見圖9。

由以上各月颱風之生命史路徑探討而知，本年29個颱風之行進路徑共有三類，第一類為拋物線型計有14個，占全年總數的48.4%，第二類為近似直線型者有13個，占全年總數的44.8%，第三類為不規則彎曲線型計有2個，占6.9%，此二個不規則彎曲線型颱風均出現在九月份(見表1)。

## 四、結 論

民國八十年內生成的颱風共有29個，以往43年氣候平均值(27.1)略高一些，中央氣象局在這一年內共發布了四次海上、陸上颱風警報(對其中耐特二度發布警報，但僅算一號)，依次為艾美、愛麗、耐特及露絲等四個颱風；三次海上颱風警報，依次為布籃登、密瑞兒及席斯等三個颱風。其中直

接登陸台灣者有二個，即愛麗和耐特颱風；財務損失及人員傷亡最嚴重者為耐特颱風，其次為艾美和露絲颱風。綜觀本年內之颱風特點如下：

1.依地理區分布而言，衍生在南海海面(120° E以西)者有5個，占17.24%；120° E至關島(145° E)者有11個，占37.93%；關島以東者有13個，占44.83%。

2.就強度而言，強烈颱風有10個，占34.5%；中度颱風有10個，占34.5%；輕度颱風有9個，占31%。

3.發生頻率而言，以9月及11月最高(各有6個)，各佔20.69%；8月份有5個，占17.24%；7月有4個，占13.79%；10月有3個，占10.34%；3月有2個，占6.9%；4、5、6月各有一個，各占3.45%，而1月、2月及12月無颱風發生。11月份發生6個，乃自1964年以來最多的一次，為一大特色。

4.就颱風生命期而言，平均為6.2天，最長者為9月的耐特(NAT)颱風，有13.25天，最短者為8月的道格(DOUG)及哈雷(HARRY)，只有1.5天。

5.就路徑分析而言，以拋物線型居多，占48.3%；而近似直線型居次，占44.8%；不規則彎

曲形占6.9%，而不規則彎曲線型均發生在9月，足以顯示近秋天生成的颱風路徑預報的困難度。

6.中央氣象局發布的海上及海上陸上颱風警報中，24小時預報平均誤差為144公里，其中密瑞兒的海上警報誤差只有99公里，極為難得，而侵台颱風中以艾美的119公里誤差最小。

## 五、參考文獻

- (一)陳圭宏等，1994：民國八十年颱風調查報告—侵台颱風(9107)艾美，氣象學報第四十卷第四期，P313-330。
- (二)林秀雯，1992：民國八十年颱風調查報告—侵台颱風(9111)愛麗，氣象學報第三十八卷第一期，P80-95。
- (三)廖志翔，1992：民國八十年颱風調查報告—侵台颱風(9120)耐特，氣象學報第三十八卷第二期，P153-201。
- (四)呂國臣，1992：民國八十年颱風調查報告—侵台颱風(9123)露絲，氣象學報第三十八卷第四期，P367-378。
- (五)JTWC, 1992: 1991 Annual Tropical Cyclone Report, P1-149.

## **SUMMARY OF WESTERN NORTH PACIFIC OCEAN TYPHOONS FOR 1991**

**Ching-Te Chen**

Central Weather Bureau

### **ABSTRACT**

There were 29 tropical cyclones (TCs) occurred in the western North Pacific Ocean in 1991. The total amount was above the climatological annual mean value of 27.1 taken from the period of 1948-1990. Twenty out of these twenty-nine TCs reached typhoon intensity on JTWC'S classification. However, according to the typhoon intensity classification defined by the Central Weather Bureau (CWB) of the ROC, ten TCs (Walt, Amy, Ivy, Mireille, Nat, Orchid, Pat, Ruth, Seth and Yuri) were in the severe class; ten (sharon, Tim, Yunya, Zeke, Brendan, Caitlin, Ellie, Fred, Kinna and Zelda) were in moderate; and the rest (Vanessa, Doug, Gladys, Harry, Joel, Luke, Thelma, Verne and Wilda) were weak ones.

During that year, CWB issued 7 typhoon warnings, in which four typhoons (Amy, Ellie, Nat and Ruth) affected Taiwan and two typhoons (Ellie and Nat) made landfall on the island. These typhoons caused 33 casualties, 23 missing people and 173 houses destroyed. The most destructive one was Nat.

In this report, we simply summarize each typhoon's life, intensity, track, synoptic situation, warning issuance, and damage. Details of the four threatening typhoons (Namely, Amy, Ellie, Nat and Ruth) are revealed in their individual reports separately.

Volume 41 Number 2

June 1995

# Meteorological Bulletin

(Quarterly)



## CONTENTS

### Articles

- Surface Wind Measurements Around  
Taiwan ..... Yu-Huai Wang and Wen-Ssn Chuang ( 81 )
- A Parameterization on the Subgrid Scale Orographic Induced  
Gravity Wave Drag in the CWB's Global Spectral Model ..... Chih-Hui Shiao ( 91 )
- Study on the Relationship Between  
Ozone Amounts and UVB in the Taiwan Area ..... (106)
- A Preliminary Study on the Effect of Aerosols on the Surface  
Visibility in Taiwan ... Chung-Ming Liu, K. C. Sheen and Chea-Yuan Young (123)

### Reports

- Summary of Western North Pacific Ocean  
Typhoons for 1991 ..... Ching-Te Chen (131)

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

統 一 編 號  
〇〇九〇八三八四〇〇六八

ISSN 0255-7785



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



# 氣象學報

季刊

第四十一卷 第三期

目次

## 研究論文

中央氣象局短期氣候變化監視報告：

一九九五年五月與六月(梅雨季)..... 盧孟明 陳雲蘭 (163)

一九八六年五月二十日及十一月十五日花蓮烈震的

前震和餘震之時空分佈特徵 ..... 余貴坤 黃瑞德 (187)

利用GMS-5水汽頻道資料分析與校驗費依

颱風環境場 ..... 盧孟明 潘琦 (198)

嘉義地區八十三年降雨分布相關性之初步分析

..... 李炳和 黃天成 (211)

## 報 告

民國八十二年颱風調查報告——塔莎颱風(9311) ..... 伍婉華 (219)

出版者  
社 人  
編 長  
輯 委  
主 員  
任 委  
委 員

中央氣象局氣象學報社

謝信良  
謝信良  
鄭明典  
王乾盈  
李汴軍  
李清勝  
李賢文  
林民生  
林松錦  
柯文雄  
陳台琦  
黃玉絲

臺北市公園路六十四號

電話：3491091

陳張泰然  
張張隆男  
莊文廣  
莊文廣  
劉永  
葉義  
葉明  
葉素  
鄭蘭  
韓素蘭

(按姓氏筆劃排列)

幹 事

# 中央氣象局短期氣候變化監視報告： 一九九五年五月與六月（梅雨季）

盧 孟 明      陳 雲 蘭

中央氣象局 科技中心      中央氣象局 預報中心

## 摘 要

1995年梅雨季臺灣地區的降水平均而言是正常偏少，但是降水日數明顯偏少。根據中央氣象局短期氣候監視資料，我們討論了梅雨季中大氣環流的特徵。在這一季內，太平洋副高「西進」與「東退」的「20至30日」週期性甚強，亞洲大陸的高空反氣旋緯向的尺度比氣候平均尺度小。在熱帶擾動方面，北半球的熱帶地區擾動普遍偏弱，其中以6月間從東孟加拉灣到菲律賓附近熱帶擾動的偏弱和臺灣地區降水偏少有最直接的關係。本文的結果顯示，若能善加利用熱帶對流運動及副熱帶行星波變化特徵等資訊，應能增進對臺灣地區中長期天氣趨勢的判斷能力。

關鍵詞：氣候監視、梅雨

## 一、前 言

臺灣的水資源是否足以應付民眾所需，乃一當前備受矚目之課題。而水資源充足與否，端視「雨季」中雨量是否豐沛而定。對中央山脈以西的中南部而言，「雨季」僅在每年的5、6月的梅雨季與6至10月的颱風性降水可能期間。短短數月即決定了全年水資源裕與不裕狀態，顯示出臺灣民生用水依賴正常氣候之深。既然「水」是人類最基本之生存必需品，是以根據氣候資料來研究臺灣各區降水特徵的年際變化這項工作，其重要性與迫切性是非常明顯的。另一方面，根據「即時」短期氣候資料來監視降水特徵同時做合理的旬與月降水預測，可提高預報決策者對不同方法所得預報結果的判斷能力，因而實具應用價值；這也是中央氣象局預報中心長期預報課在梅雨季的短期氣候監視工作最主要之目標。本報告即是利用例行的短期氣候變化監視資料簡單分析1995年梅雨季之降水與大尺度環流的特徵，目的在於期望對日後改進監視與預報的紮根工作有所貢獻。有關中央氣象局之例行短期氣候監視的主要內容，可參考盧與陳(1995)。

## 二、台灣短期氣候特徵

台灣短期的氣候特徵可以各測站的氣溫、降水與降水日數距平值為代表。我們按北、中、南、東等各區及東北角與北部、中部山區和澎湖共挑選16個測站，分別將其5月與6月之月平均和距平資料表示在表1a及表1b，由表1a可知5月份各地之月平均溫度均略為偏低(梧棲除外)，其中以新竹測站偏低的幅度最大，但也僅有0.8℃之差。在降水方面，東部(臺東除外)與東北角和北部山區均呈現出正距平，而其他地區則為負距平。依降水比率(降水量除以降水氣候值)來看，正距平最顯著的地點在蘭嶼(196%)，其次為宜蘭(142%)，而負距平則以臺南(47%)最為明顯。在降水日數距平方面，除了宜蘭、臺東與蘭嶼為正距平，臺中、日月潭、臺南、高雄與澎湖與氣候平均相同之外，其餘測站均顯示出負距平。降水與降水日數同時出現正距平者僅有宜蘭及蘭嶼二站。

因此，綜合看來，5月份之降水特徵可說是屬於正常偏少，氣溫則是正常偏低。特別值得注意的是在中南部地區(臺中與臺南)，雖然降水日數正常

且氣溫呈現負距平，但是降水比率僅有47%，可能是因為來自熱帶的西南氣流偏弱所致。在接下來的兩章中我們將繼續討論這個現象。

爲了進一步了解造成今年梅雨季氣候特徵的天氣因素，我們將5、6月份的日降水量與日氣溫之氣候值和距平表示在圖1中。爲了方便討論，我們以臺北、臺中、高雄和花蓮四個測站的資料爲代表。圖1顯示出，以臺北測站爲代表的北區降水主要發生在三個時段：5月3日至5日，5月14日至18日及5月21日至24日。三次降水期均是因北方鋒面系統過境而造成的(參考月長期天氣展望第287期)，在圖1中也可看到有明顯的溫度下降(幅度均超過5°C)現象伴隨著顯著降水。類似的降水與溫度關係也出現在5月的臺中測站資料中，但其降水量和降溫幅度均較臺北爲小。高雄與花蓮的測站資料則顯示出不同的氣候特徵。高雄測站有明顯降水的日子較臺北與臺中測站爲分散，溫度上也沒有清楚表現出三次主要鋒面過境的影響，可見高雄的降水主要來自於熱帶擾動或是區域性對流系統。花蓮測站在5月的降水日數雖然明顯地較其他三個測站爲多，但是與氣候平均值相比，距平仍爲負2日(表1)。鋒面過境的效應在花蓮測站的溫度資料中仍可清楚辨認出，其降水型態包括了鋒面和熱帶擾動或區域性系統造成的降水。

依日氣候值來看，5月的最後一候應仍有相當大的降雨機會，但是1995年資料顯示出5月的最後一候以及6月的第1候全省普遍是高溫少雨的情況。在第四章中我們將要討論為何在梅雨季內的降水，會有這段約長達10日的間歇期。6月份的降水和氣溫特徵，依表1看來在氣溫距平方面普遍爲正值；在降水方面除了臺中、梧棲、花蓮、蘭嶼和澎湖等測站之外，其餘的測站的距平均爲負值。按照降水比率來看，澎湖的降水正距平最爲顯著(191%)，而負距平方面以新竹(46%)最明顯。降水日數距平方面除了宜蘭一站以外，其餘者均爲負距平，日月潭測站之負值竟達10日之多，阿里山測站之負值也有9日，不可謂之爲不鉅。

圖1顯示出6月份的降水主要集中在6月8日至18日這段期間，降水的原因是受到荻安娜颱風引進的旺盛西南氣流與鋒面雙重影響(廖，1995)。除了

這段時間之外，全省均處在高溫少雨的狀態中。

### 三、熱帶環流與對流平均特徵

#### 1. 外溢長波輻射

衛星觀測資料近年來已成爲氣候研究者高度依賴之資料來源，從衛星資料推導出的外溢長波輻射(OLR)更是被視爲最能顯示熱帶地區大範圍對流特徵的資料。

爲了能更爲熟知熱帶對流運動平均特徵的變化，我們也提出4月的資料一併在此討論。因此，雖然本監視報告的主要監視時段是5月與6月，但是爲了討論上的完整性，也包括了4月的環流與熱帶對流特徵。我們將1995年4、5與6月之月平均和月距平OLR表示在圖2a，b與c中。圖2a中的上圖顯示在4月份時熱帶對流運動主要發生在非洲、印尼群島及南美；幾個帶狀的對流區，如南太平洋之SPCZ、北半球太平洋近赤道處和大西洋上的ITCZ都可在圖中清楚辨認出。在OLR月距平方面，我們看到對流運動比較旺盛的明顯區域主要在從新幾內亞往東到中美洲西岸的太平洋ITCZ，另外還有大西洋上南半球近赤道處的ITCZ。從臺灣往西包括華南、中南半島、孟加拉灣，直到南半球熱帶東印度洋整片區域對流運動均偏弱。

4月份的對流運動氣候特徵，到了5月(圖2b上)雖不盡相同，但仍有許多類似之處。以在太平洋上150°E以東之OLR距平爲例，其距平值的空間分布特性從4月到5月的變化很小，但是概括地說距平值在5月較4月減弱了許多。在大西洋上距平的變化趨勢則恰恰相反，赤道大西洋近乎對赤道反對稱的正負距平結構在5月時比4月清楚。另外，在巴西和加勒比海(約60°E)一帶也分別有負和正距平，其正負配置結構在5月也比4月明顯。對臺灣而言，雖然OLR的距平在5月是正值，但是在東海卻呈現出OLR負距平。這種正負距平的配置關係，以4月而言是正距平比較明顯，但5月則是負距平比較清楚。若僅根據OLR月距平圖來推測降水特徵，臺灣地區(特別是南部)在5月應是少雨。東海上之帶狀負距平結構乃爲4月之延續。由於在中緯度地區OLR的低值多半是伴隨有鋒面系統的綜觀尺度低壓擾動所造成，因此東海上之帶狀負距平表示在5月時該

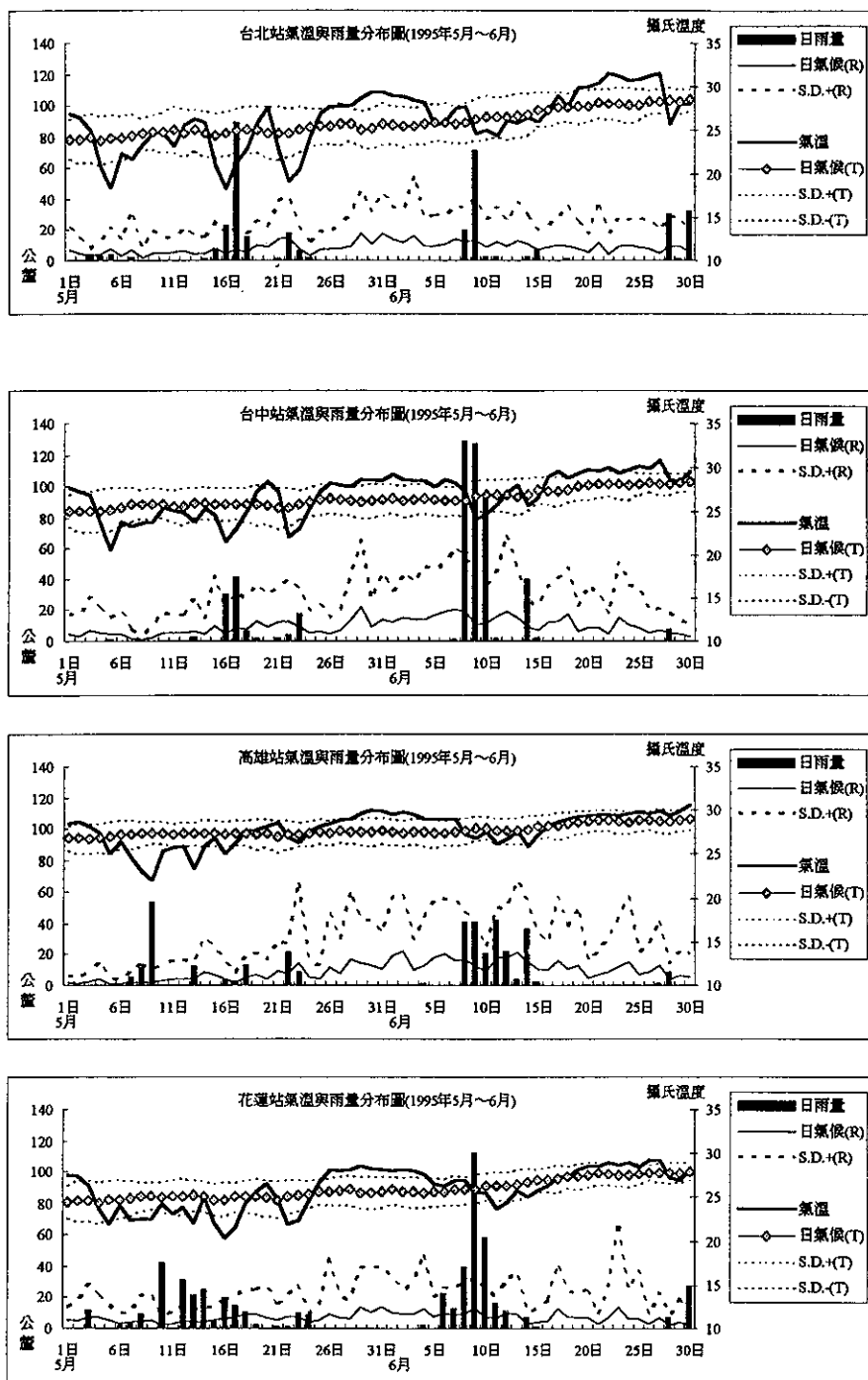


圖 1. 1995年5月及6月臺灣地區北中南東四個測站雨量與溫度和日氣候比較分布圖

Fig. 1. Time series of daily temperature and precipitation and daily climate during May and June at four major stations in Taiwan: Taipei (north), Taichung (central), Tainan (south), Hualien (east).

區從大陸移入海上發展的擾動應是較為活躍的。另外，從東歐經裏海到印度半島也有一帶狀的OLR負距平結構，可能這條路徑也是5月的瞬變擾動常經之途。雖然這種猜測可從本章第四節中的200hPa流線場距平(圖5b下)中伊朗與波斯灣上的氣旋距平得到支持，但是否確實如此仍需證實。另外，因為孟加拉灣上的對流運動活躍與否對臺灣的降水多寡有直接的影響(陳與周，1988)，前述帶狀的OLR負距平特徵和5月在阿拉伯海和孟加拉灣出現的OLR正距平是否有什麼關聯，更有待我們進一步研究之。

6月的OLR月平均與距平圖(圖2c下)與5月的仍有許多相似處。在西太平洋部分，對臺灣來說6月和5月最大的不同是臺灣從5月的正距平區轉入6月的負距平區，但是在從西太平洋經菲律賓到中南半島甚至孟加拉灣一帶的正距平和印尼爪哇島一帶的

負距平則變得更為明顯。從東孟加拉灣到菲律賓的對流運動明顯偏弱，顯示可為臺灣中南部甚至東部帶來降水的熱帶擾動在這一個梅雨季甚不活躍，因此減少了臺灣地區降水的機會。阿拉伯海的正距平在6月也變得甚為清楚，而在前段中提到的從東歐到印度半島之帶狀負距平結構則不復存在。這與北半球瞬變擾動的發展路徑在5月和6月時通常隨亞洲夏季季風的發展緯度漸漸偏高是一致的。

綜合而言，根據4、5和6月的OLR月平均和距平圖可歸納出的比較持續之短期氣候特徵為以東南亞而言從東孟加拉灣經菲律賓到西太平洋的對流運動較不活躍(OLR正距平)，而在東海的對流運動則比較活躍(OLR負距平)。在阿拉伯海和從加勒比海到非洲的北赤道大西洋對流也比較不活躍(OLR正距平)，赤道附近的巴西和大西洋上對流則明顯偏強。因此，以對流運動而言，在這個梅雨季太平洋

表 1a. 1995年5月中央氣象局16個測站溫度與雨量月平均及距平一覽表

Table 1a. Monthly means and anomalies of station temperature and precipitation for 16 Taiwan stations, (a) May, (b) June of 1995.

站 號	站 名	氣 溫 (°C)	氣溫 距平 (°C)	降 水 量 R(公釐)	降水 距平 (公釐)	降水 比率 RR(%)	降水 日數 (天)	降水 日數 距平 (天)
694	基隆	23.8	-0.4	322.2	+45.1	116	14	-5
708	宜蘭	23.9	-0.3	304.5	+90.5	142	22	+2
691	鞍部	18.9	-0.4	374.2	+69.8	123	15	-2
693	陽明山	20.4	-0.6	296.6	+39.5	115	15	-1
692	台北	24.4	-0.4	173.1	-60.2	74	15	-1
757	新竹	23.9	-0.8	208.7	-53.3	80	11	-3
749	台中	25.5	-0.2	105.3	-116.5	47	13	0
777	梧棲	25.3	0.1	140.1	-77.1	65	7	-5
765	日月潭	20.8	-0.4	236.2	-107.6	69	19	0
753	阿里山	12.4	-0.2	405.5	-131.6	75	19	-2
741	台南	26.6	-0.6	86.0	-95.1	47	10	0
744	高雄	26.9	-0.3	129.5	-55.0	70	9	0
699	花蓮	24.7	-0.2	213.0	+10.2	105	17	-2
766	台東	25.4	-0.7	148.6	-19.2	89	19	+3
762	蘭嶼	23.7	-0.6	479.5	+235.3	196	17	+1
735	澎湖	25.3	-0.4	76.9	-46.2	62	10	0

表 1b. 同表1a，但為1995年6月資料

Table 1b. Monthly means and anomalies of station temperature and precipitation for 16 Taiwan stations, (a) May, (b) June of 1995.

站 號	站 名	氣 溫 (°C)	氣溫 距平 (°C)	降 水 量 R(公釐)	降水 距平 (公釐)	降水 比率 RR(%)	降水 日數 (天)	降水 日數 距平 (天)
694	基隆	27.5	+0.8	123.8	-166.0	43	11	-4
708	宜蘭	27.0	+0.6	161.9	-52.7	75	12	+4
691	鞍部	22.3	+0.7	188.8	-136.5	58	12	-3
693	陽明山	23.6	+0.5	139.5	-145.8	49	11	-3
692	台北	28.1	+1.1	167.6	-114.3	59	12	-4
757	新竹	27.8	+0.8	130.5	-154.3	46	8	-5
749	台中	28.4	+1.2	400.0	+38.5	111	8	-7
777	梧棲	28.6	+1.1	250.5	+33.1	115	7	-4
765	日月潭	22.6	+0.4	395.4	-129.7	75	11	-10
753	阿里山	14.4	+0.6	721.5	-22.3	97	13	-9
741	台南	29.0	+0.8	209.1	-148.8	58	8	-6
744	高雄	28.7	+0.6	215.9	-149.1	59	11	-3
699	花蓮	27.2	+0.5	314.1	+68.8	128	12	-3
766	台東	28.0	+0.5	182.5	-73.6	71	10	-4
762	蘭嶼	25.6	+0.1	392.1	+94.3	132	13	-3
735	澎湖	27.8	+0.4	334.9	+159.6	191	6	-5

上的ITCZ應是普遍偏弱及偏南，北半球的亞熱帶高壓(15°—20°N)則偏強。這些特徵與我們在上一章中討論到梅雨季中臺灣地區降雨日數偏少，雨量也不甚豐沛是一致的。從4、5和6月的OLR月平均與距平圖的連續性看來，熱帶對流運動的特性在同一季中仍有相當大程度之相似性。這多少象徵著監視熱帶對流的短期氣候特性對預報作業應有助益的。換句話說，若我們在臺灣梅雨季開始之先能預估當季熱帶對流運動之特性，則可助預報員對預報結果的判斷能力。目前我們僅依據OLR的月平均值與距平以及OLR在不同緯度的時間與經度剖面圖從事監視；如何更有效地將監視中獲得資訊應用到預報工作上，仍有待我們的努力。

## 2. 200hPa速度位

近二十餘年來隨著數值天氣預報模式之快速進步和發展，「速度位」已被廣泛地應用到研究短期

氣候變化的工作中，並多以其代表大氣對流運動的特性。但是速度位是否為用以監視短期氣候變化的一種合適場量，仍有待觀察。

我們把4、5和6月的200hPa速度位的月平均和距平值分別表示在圖3a、b與c中。圖中正區表示有輻散中心，負區表示有輻合中心。速度位是根據美國國家氣象中心(NMC)的格點資料計算而得。比較三張月平均圖，我們可看到赤道附近的主要輻散區從4月時的西太平洋(150°E到180°E附近)，漸漸往西北移動。到6月份，主要的輻散中心呈一類似向東傾斜的L形狀分布在以菲律賓為轉折點之大陸東岸和印尼群島北方。4月與5月的月平均圖中，赤道大西洋上也有輻散中心，並在6月轉變成以加勒比海為轉折點的另一類似L形狀之正區。

圖3a、b和c中的月距平圖顯示出在這三個月當中，熱帶大西洋上是正距平，而赤道附近的西印度

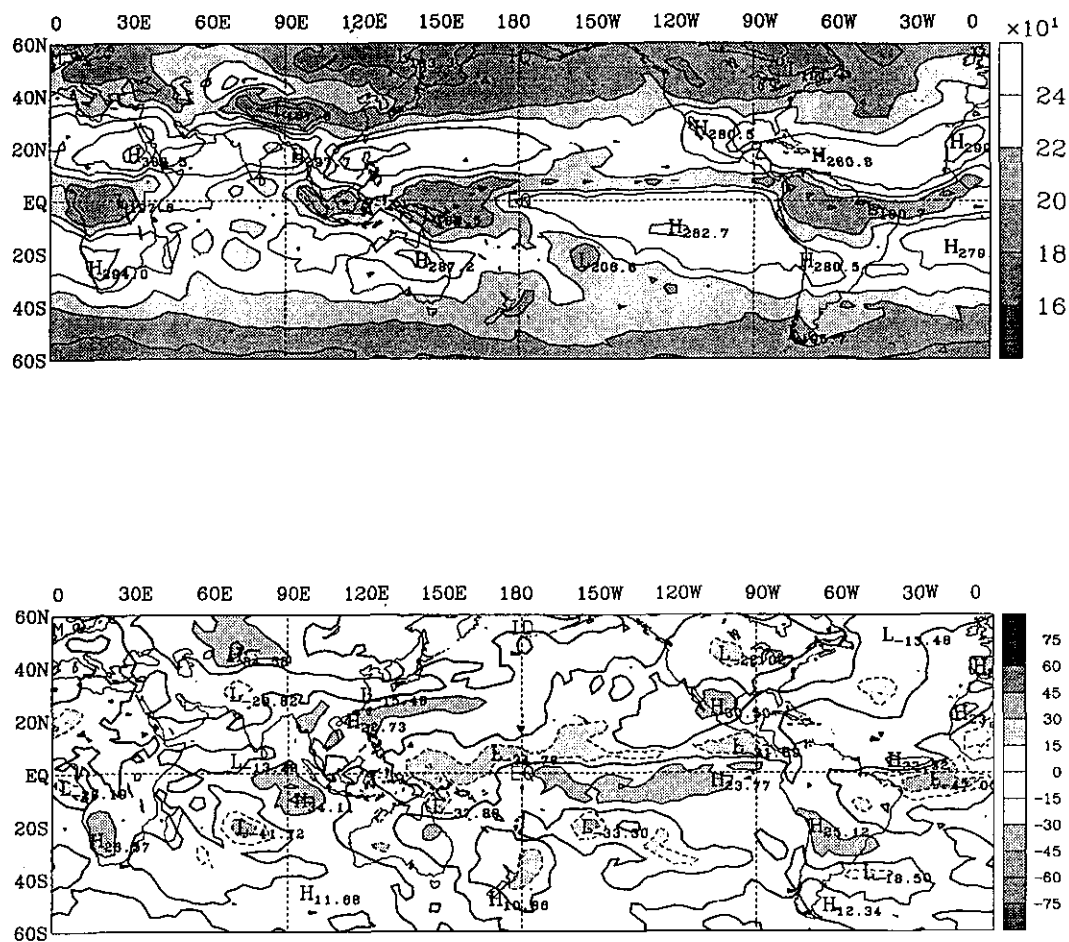


圖 2a. 上圖：1995年4月平均OLR；下圖：1995年4月OLR距平，氣候值是1979到1988的十年月平均值  
 Fig. 2a. OLR contours for April 1995, (Top) monthly mean, (bottom) anomalies. Anomalies are based on the monthly mean values averaged over the period between 1979 and 1988.





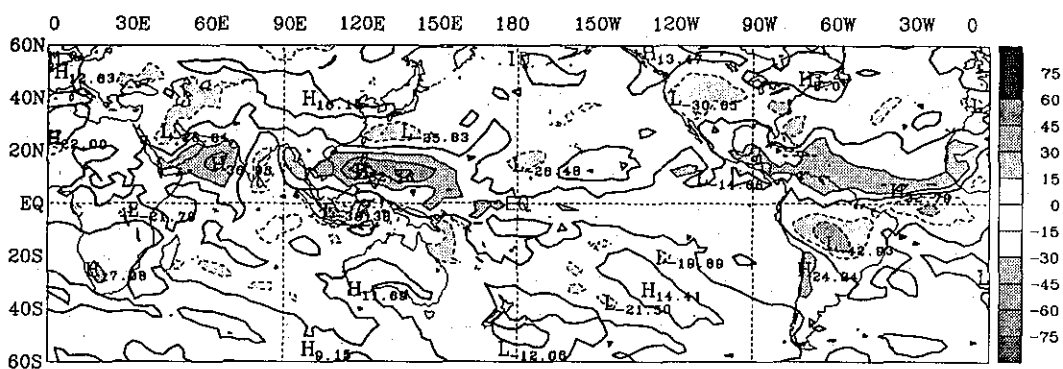
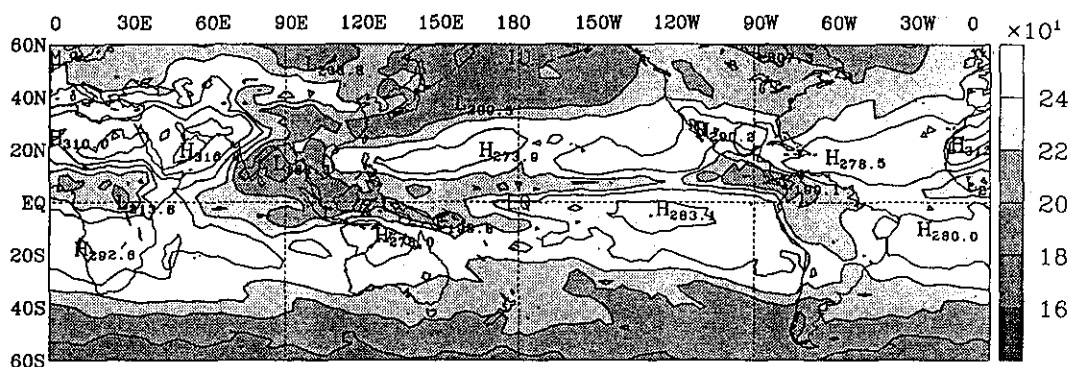
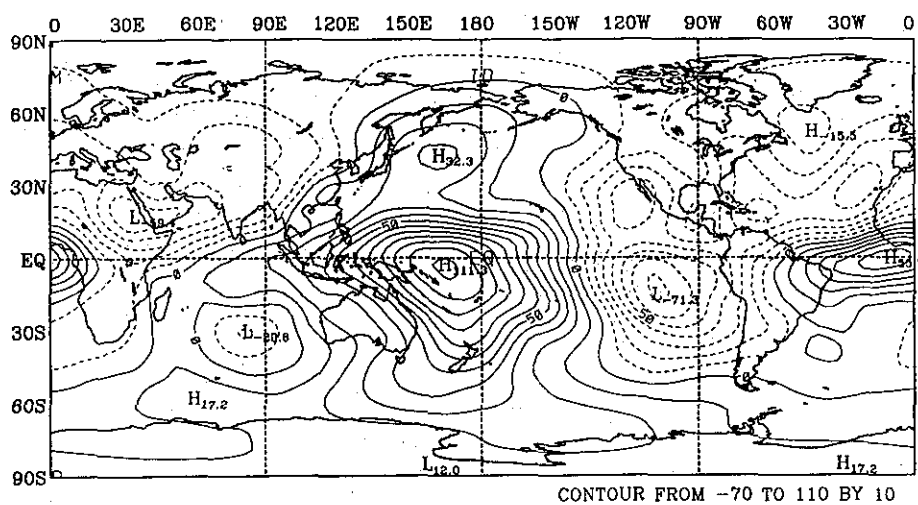
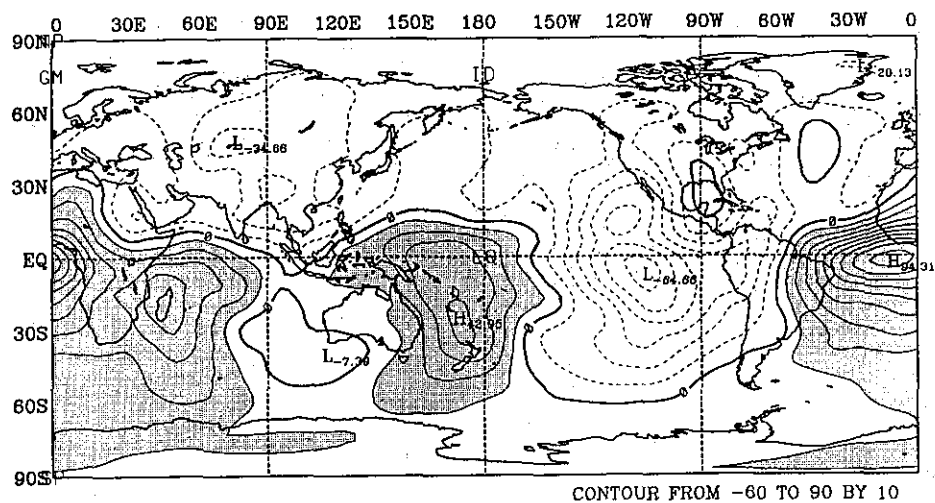


圖 2c. 同圖2a, 但為1995年6月

Fig. 2c. Same as Fig. 2a, but for June 1995.



CONTOUR FROM -70 TO 110 BY 10



CONTOUR FROM -60 TO 90 BY 10

圖 3a. 同圖2a, 但為200hPa速度位

Fig. 3a. Same as Fig. 2a, but for 200hPa velocity potential.

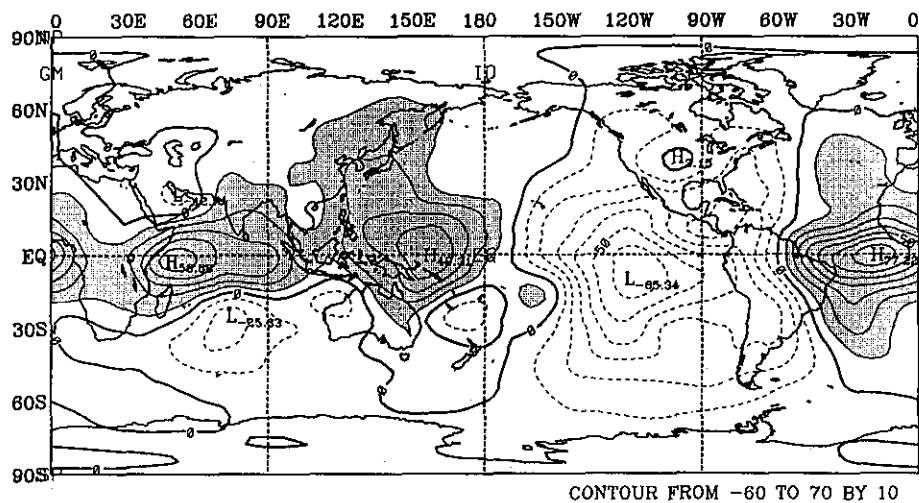
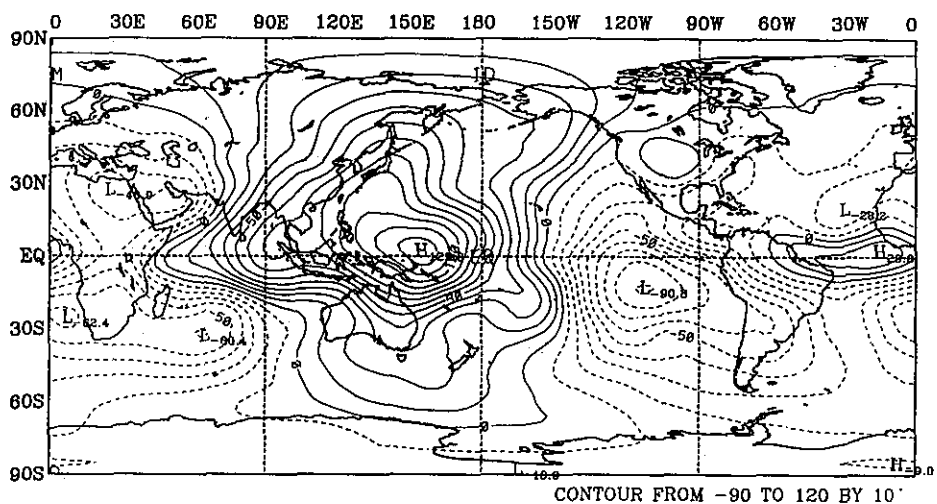


圖 3b. 同圖3a，但為1995年5月

Fig. 3b. Same as Fig. 3a, but for May 1995.

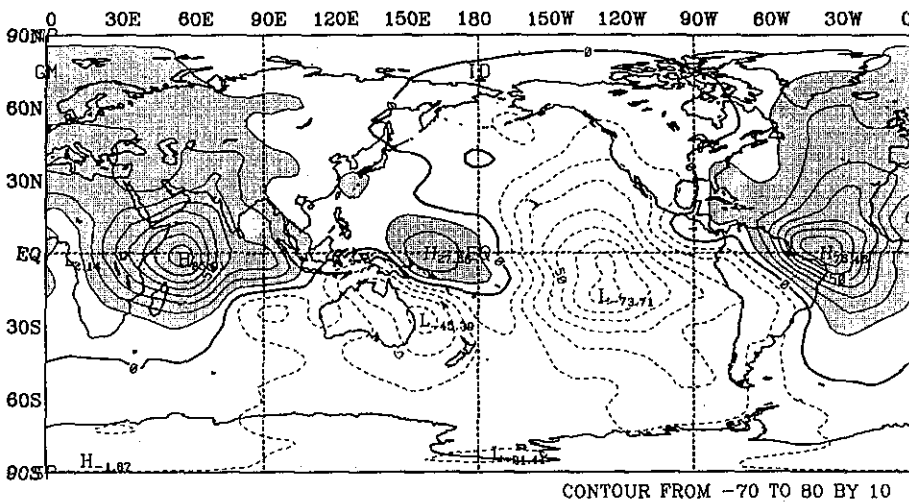
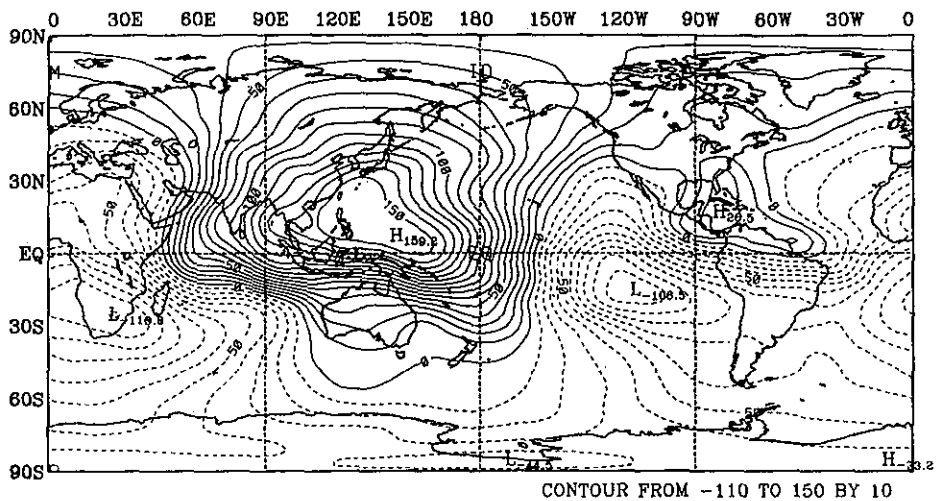


圖 3c. 同圖3a，但為1995年6月

Fig. 3c. Same as Fig. 3a, but for June 1995.

洋上也是正距平；另外，在西太平洋上另有一廣大的正距平區。這些特徵和前一節中討論過的圖2a，b和c中顯示出的OLR距平特徵似乎不盡一致，其中以阿拉伯海和菲律賓附近的不一致性最大。造成這種不一致性可能有以下兩種主要原因。第一，數值天氣預報模式對於熱帶深對流運動的模擬能力不足，造成速度位本身的誤差。第二，速度位是一全球定義量，不能合理的反映實際大氣中對流運動所造成之較小尺度的高層輻散氣流。然而，不論造成這種不一致之原因為何，圖2與圖3的差異已顯示出在利用速度位來研究氣候問題時需要格外謹慎。尤其要注意到研究的系統之尺度是否適合速度位之應用。若根據圖3b與3c的距平值來推測梅雨季時臺灣降水的特性，我們不能得到雨量正常偏少及兩日明顯偏少之結論。因此，是否速度位對監視短期氣候變化有參考的價值，仍有待繼續觀察。

### 3. 850hPa流線場

要從環流場來解釋梅雨季中臺灣降水的特性，低層流場可能可以提供最直接的訊息。因此，我們將東半球(0°E—140°W)的850hPa流線場表示在圖4a，b和c中。

圖4a，b與c顯示，在北半球的西太平洋，從4月到6月均有一範圍甚廣的反氣旋，也是我們慣稱之「太平洋副高」。副高中心(脊線)的緯度，從4月到6月並沒有明顯的變化，但副高西緣的特徵卻隨著月份轉變明顯的不同。4月(圖4a)時印度洋和中南半島附近低層風之東西分量仍以東風為主，到了5月則轉為西風，並其強度隨時間增強。4月(圖4a上)時副高的西緣沒有輻合氣流的跡象，到了5月(圖4b上)在大陸上有明顯的氣旋式環流，海上則是反氣旋。因而在南海上吹的是南風，亞洲大陸的東岸成為海上的副熱帶高壓與南亞熱低壓及東北亞低壓環流間的明顯輻合區。圖4c的上圖顯示，6月時除了大陸上有氣旋式環流之外，在印度洋上則有強勁的順時針方向環流，此環流系統的北側氣流在南海及大陸東岸西太平洋一帶併入副高環流中。這些環流的演變過程相當符合一般東亞季風發展典型(陳隆勛等，1991)。

這一年梅雨季中的東亞季風環流特徵在月距平圖上可以看得更清楚。圖4a中的下圖顯示出在臺灣

的東方西太平洋上有一反氣旋環流距平，伴隨這反氣旋環流在熱帶太平洋緯度從赤道到20°N，經度從90°E向東到180°E的範圍內均為東北風距平。這種東北風距平特徵到了5、6月時雖有些改變，但是東風距平在三個月當中均非常明顯。4月時(圖4a下)西太平洋(180°E以西)有反氣旋環流距平，而從160°W到140°W是氣旋式環流距平，表示此時的副高平均而言位置比氣候值偏西了許多。這種副高偏西的特徵在6月的距平圖(圖4c下)中更為明顯。圖4c中的下圖顯示6月的環流距平，除了西太平洋副高偏強之外，從30°N到50°N之西北太平洋還有氣旋式環流距平，表示副高在西太平洋的位置不僅偏西並且偏南。這種環流距平與我們在圖2c的下圖中看到的OLR距平特徵是一致的。菲律賓附近的低層反氣旋環流使得低層輻合氣流偏弱以致於OLR出現正距平；而西北太平洋的氣旋式環流距平顯示出這段期間在這個地區有利於氣旋發展，因此OLR距平值亦為負值。對臺灣而言，因為地理位置恰巧在南北反氣旋和氣旋環流距平中間之西風距平帶上，可以推測出(參考陳與周，1988；潘，1995)降水不致於偏多，中南部可能會更傾向於偏少。

另外，在阿拉伯海與西印度洋在6月(圖4c)出現了結構完整之一對反氣旋與氣旋相連的環流距平。在赤道印度洋之東部有明顯的跨赤道流距平，而阿拉伯海灣中部有明顯的東風距平。這種距平環流和在圖2c中的下圖所看到的在阿拉伯海OLR有顯著之正距平特徵是一致的。與東印度洋強跨赤道流相對應的OLR距平是負值。這種對應關係顯示跨赤道流的特徵或許可以相當程度地決定亞洲季風之降水特徵。

### 4. 200hPa流線場

雖然低層風場與對流運動有比較直接的關係，但是有關短期(時間尺度從旬到月或是季)氣候變化的主要訊息仍來自於高層風場。這主要是因為高層風場受到比較少的高頻擾動干擾，使得低頻擾動可以比較清楚地從資料中辨識出來。因此，我們接著要討論在200hPa風場的月平均與距平在三個月當中變化的情形。

從月平均流線場(圖5a，b與c之上圖)看來，4月時亞熱帶西風噴流的位置約在20°N到35°N之間。在

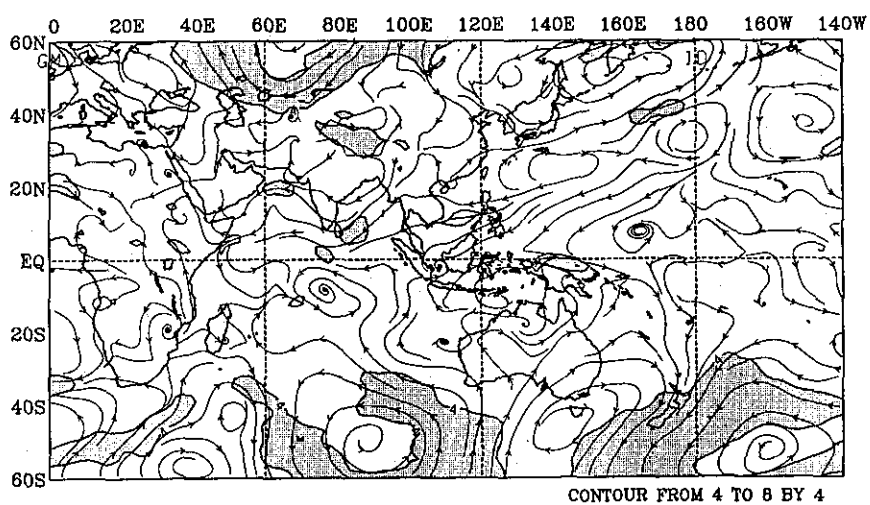
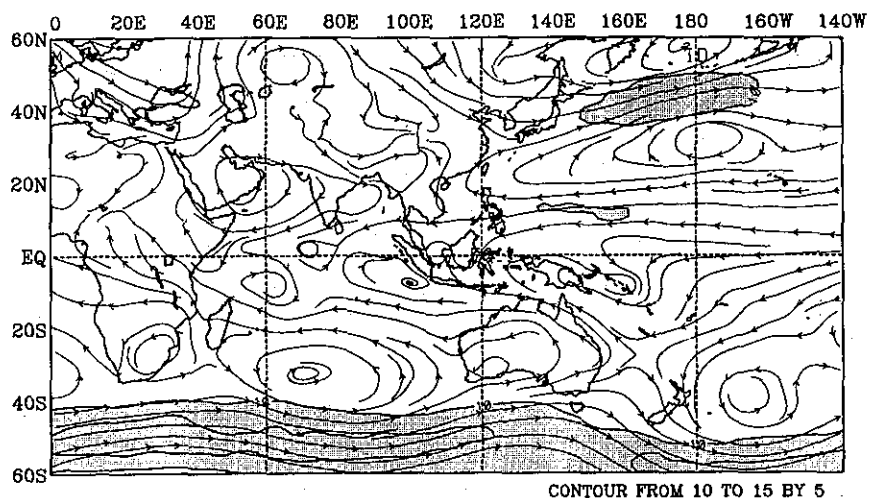


圖 4a. 同圖2a, 但為850hPa流線場及等風速線。其中陰影區為上圖風速大於 $10\text{ms}^{-1}$ , 下圖風速大於 $4\text{ms}^{-1}$

Fig. 4a. Same as Fig. 2a, but for 850hPa streamline and wind speed. Wind speed above  $10\text{ ms}^{-1}$  (top) and  $4\text{ms}^{-1}$  (bottom) areas are shaded.

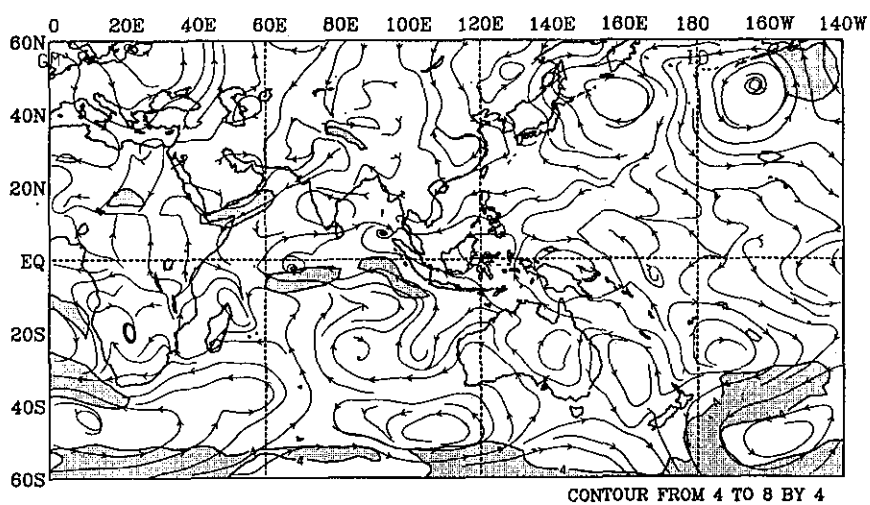
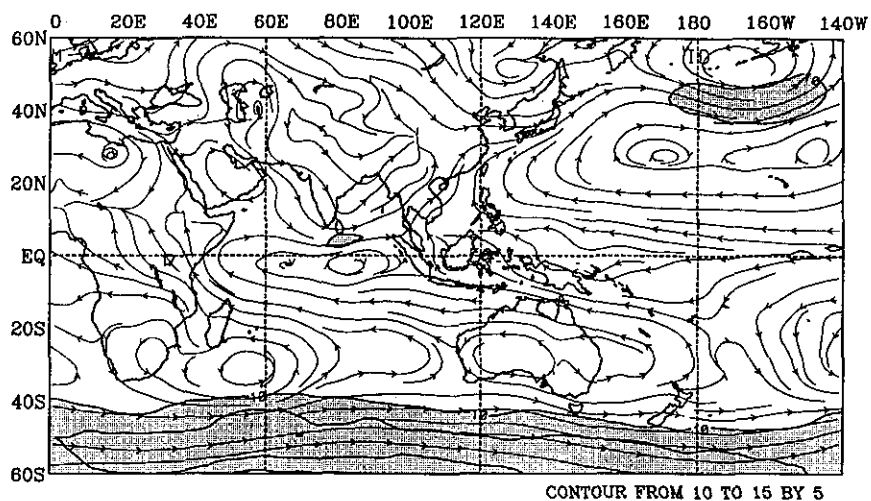


圖 4b. 同圖4a，但為1995年5月

Fig. 4b. Same as Fig. 4a, but for May 1995.

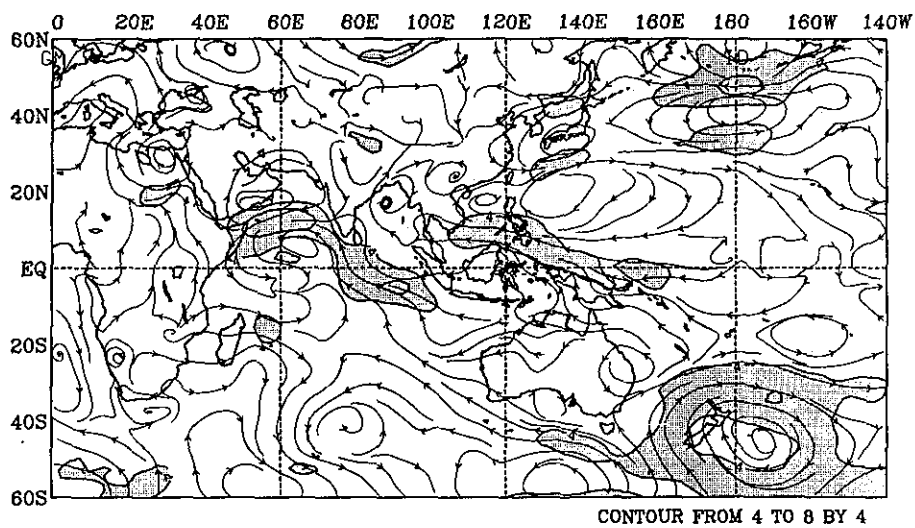
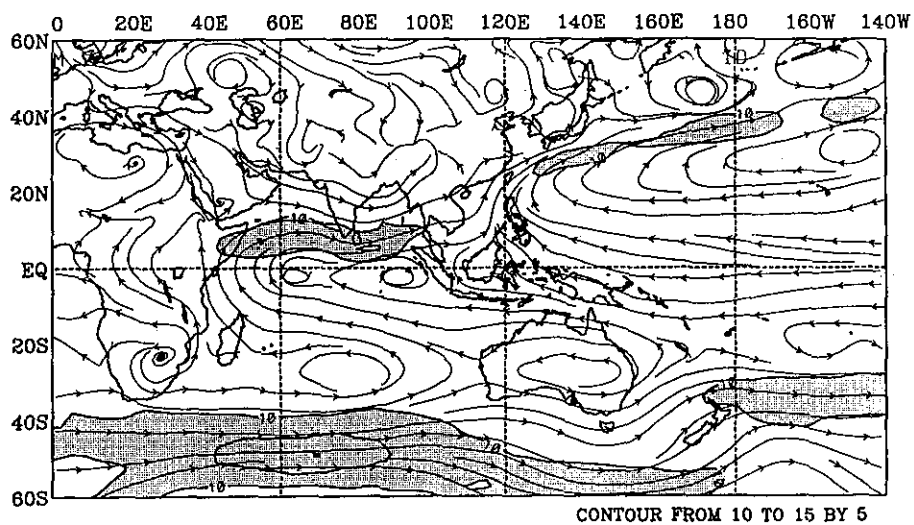


圖 4c. 同圖4a，但為1995年6月

Fig. 4c. Same as Fig. 4a, but for June 1995.



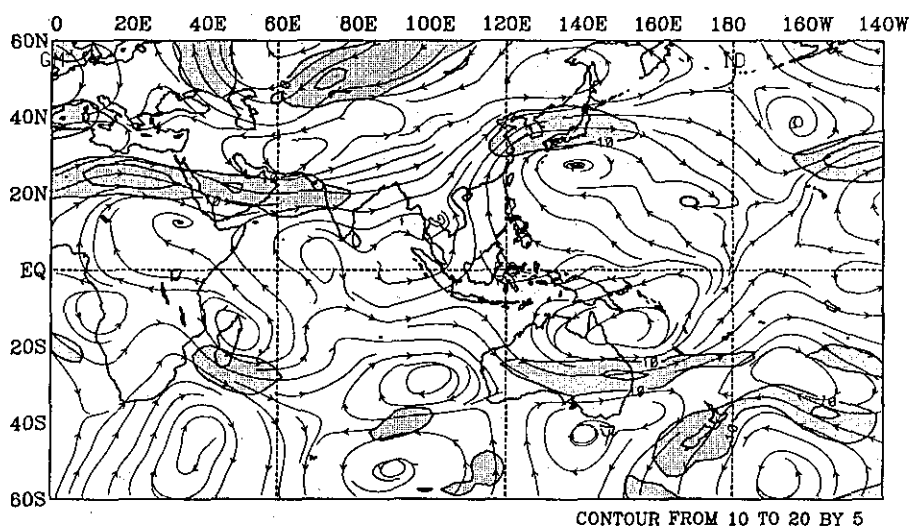
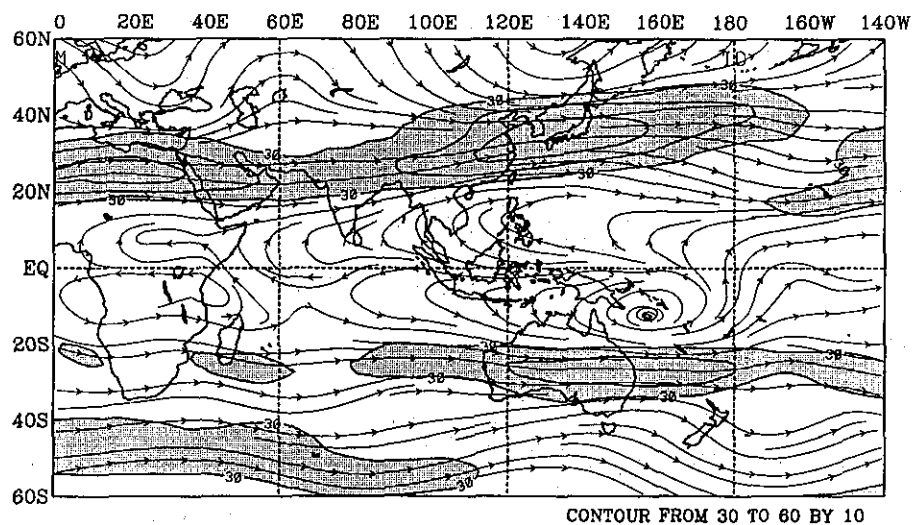


圖 5a. 同圖2a，但為200hPa流線場及等風速線。其中陰影區為上圖風速大於 $30\text{ms}^{-1}$ ，下圖風速大於 $10\text{ms}^{-1}$

Fig. 5a. Same as Fig. 2a, but for 200hPa streamline and wind speed. Wind speed above  $30\text{ ms}^{-1}$  (top) and  $10\text{ms}^{-1}$  (bottom) areas are shaded.

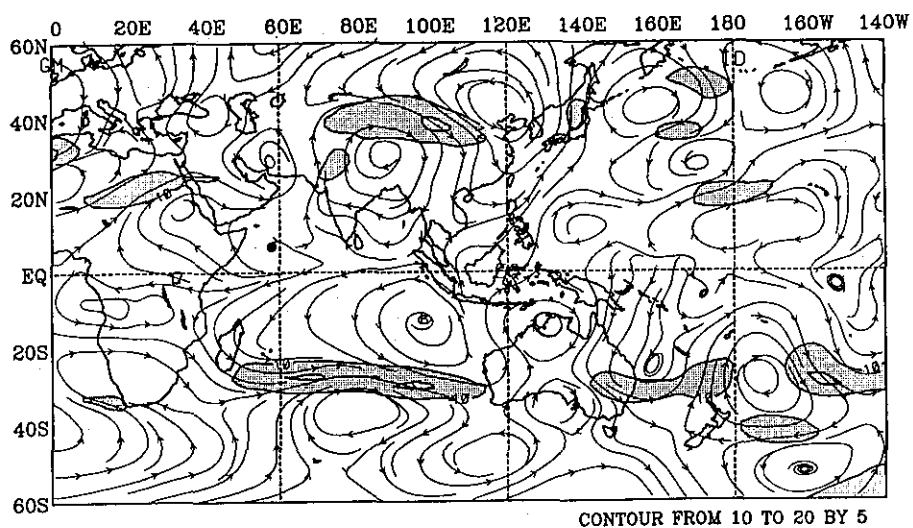
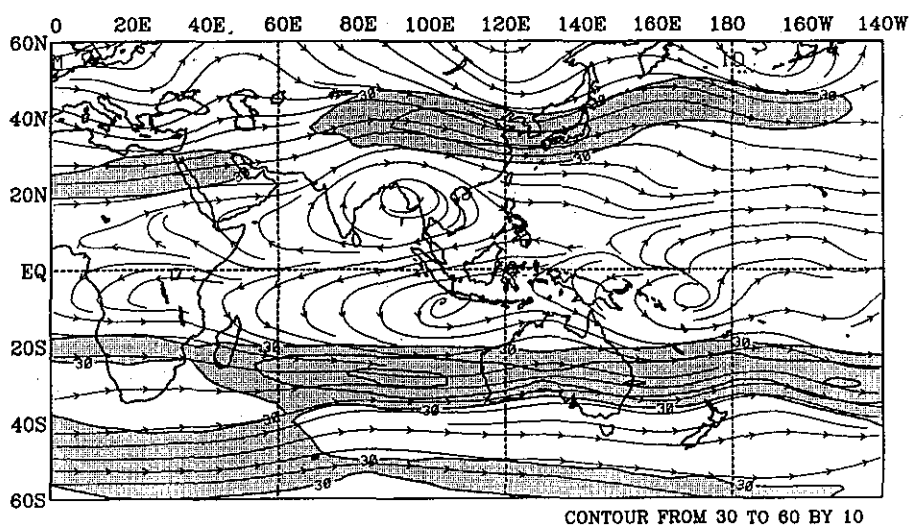


圖 5b. 同圖5a，但為1995年5月

Fig. 5b. Same as Fig. 5a, but for May 1995.

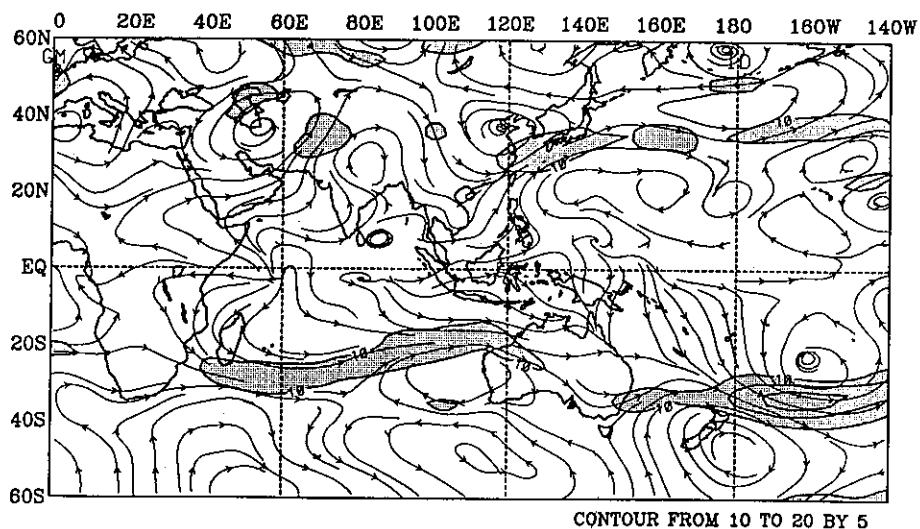
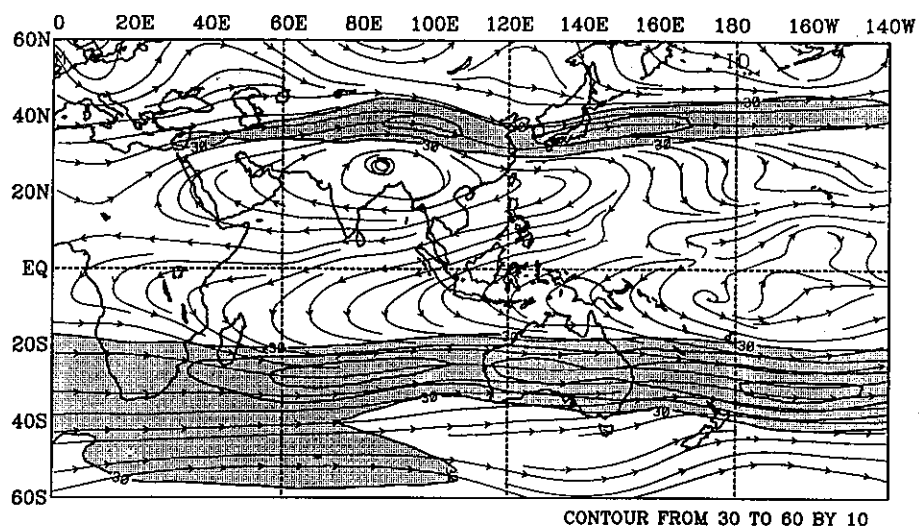


圖 5c. 同圖5a，但為1995年6月

Fig. 5c. Same as Fig. 5a, but for June 1995.

噴流的南側北半球熱帶地區有反氣旋式環流，並在南半球近赤道區亦有反氣旋式環流與之對應。南半球之熱帶反氣旋中心位置在澳洲與所羅門群島之間。比照圖2a的上圖來看，可以發現旺盛對流區與南北半球熱帶反氣旋構成之高空輻散流場(東風區)位置配合得甚好。4月時太陽直射的位置正在赤道附近，這或許是造成南北反氣旋反對稱於赤道的主要原因。

隨著月份的改變，在圖5a和圖5c的上圖中我們可以看到北半球的反氣旋環流日益擴大並其中心向西北方(亞洲大陸)移動；南半球的反氣旋結構則日漸轉變成彷彿單純是北方反氣旋造成的跨赤道流一般。如果配合圖2b與圖2c來看，可發現除了ITCZ之外，有兩個旺盛的對流區：一在北半球副熱帶噴流的出口處(也就是亞洲反氣旋的東北角)，另一處在南北半球反氣旋環流之分流處。高層的輻散流場有利於熱帶深對流運動的發展。因此根據亞洲與西太平洋地區高空環流特徵或許可以推測出季風(梅雨)期間東亞地區的降水特性(潘，1995)。然而環流特徵有很大一部分是由對流特性決定的，其間的動力過程非常複雜，涉及到多重尺度之間的交互作用。討論其動力過程是遠超出本文目的，我們在此要強調的是現象上的特徵。

和氣候值相比，圖5a的下圖顯示從非洲北部經阿拉伯半島到印度半島西部有一狹長的帶狀西風距平。距平值在印度半島以東明顯減少，從南海到華南地區呈現出明顯的南風距平；而在熱帶東印度洋上完全是西風距平。另外，在韓國和日本的上方有明顯的西風距平。5月的環流距平和4月明顯不同。前述之狹長西風距平帶已不存在，取而代之的是在非洲和東印度洋以及亞洲上分別有兩組對赤道反對稱之反氣旋式環流，使得在南半球印度洋上30°S和北半球青藏高原北邊40°N附近分別有明顯的西風距平出現。臺灣正處在從蒙古向南延伸的氣旋式環流距平之「槽底」位置。在4月出現的西太平洋反氣旋距到5月時已完全轉變。在太平洋上從160°E(阿留申群島東南方)到換日線有一西北東南走向的波列狀結構，其中在緯度40°N與經度160°N附近為一反氣旋距平，25°N與170°E附近為一氣旋式距平而從赤道到20°N與換日線附近有反氣旋距平。在北半

球熱帶地區從菲律賓往東到150°W的區域呈現出龐大的反氣旋距平，但中心分裂為二。在下一章中，我們還會繼續討論5月時在這個地區西太平洋副高的活躍程度。在這裏看到的環流距平結構顯示出西太平洋上的高層熱帶反氣旋偏強，並且緯度偏低。中南半島上的南亞反氣旋偏弱；或者說南亞反氣旋的發展比氣候平均位置要偏西北，因此高空亞洲噴流的「北跳」比氣候上要早。按照這種解釋，臺灣在6月份的降水大致不會偏多。

5月的熱帶西太平洋上之反氣旋距平在6月(圖5c的下圖)時仍然存在。6月時在西北太平洋30°N附近出現了一狹長之強西風軸，位置在西太平洋反氣旋距平的北側。在亞洲反氣旋的特徵方面，圖5b和c和均顯示出有一個以青藏高原西側為中心之反氣旋環流距平。有趣的是在5月時，也就是亞洲反氣旋系統的月平均中心位置仍在孟加拉灣上時，反氣旋環流距平中心位置卻已在6月之平均中心位置，而在相同的地方6月的距平環流也有一反氣旋。這是否表示亞洲反氣旋的發展很大一部分是由較為低頻之大氣特性所決定的，仍有待進一步的研究來確定。但是在現象上，我們可以確定，在預測亞洲反氣旋的發展時，環流距平圖具有很高的參考價值。另外，伴隨在以青藏高原西端為中心之反氣旋距平的東西兩側各有一氣旋式環流距平。這種氣旋與反氣旋之配置關係分別在5、6兩月均存在。參考圖2b和c的OLR距平圖來看，我們發現在高空有氣旋環流距平時，OLR有負距平與之對應。再一次顯示瞬變擾動(造成OLR負距平的原因)的發展位置可以根據高層環流特徵推測出。

綜合看來，5、6月的環流距平顯示出在這個梅雨季亞洲反氣旋與氣候值相比其發展的範圍在東西軸向上較窄，而南北之尺度較大。因此，亞洲反氣旋所伴隨之副熱帶高空噴流之強風軸位置距離臺灣比較遠，故伴隨噴流之擾動亦減少。在這種情況下，臺灣梅雨季的降水偏多的可能性似乎也不高。這和第二章中顯示出的實際降水紀錄是一致的。

#### 四、系統隨時間的變化特徵

若期望短期氣候變化監視對預報能有直接的幫助，必須要藉助於掌握系統隨時間的變化特徵。在

這一方面的工作，目前我們尚在起步階段。在第二章中我們曾提到，梅雨季的降水主要集中在5月中旬至下旬前段以及6月上旬後段至中旬前段的兩個時期。從5月25日到6月4日及6月18日以後為明顯的乾期。在梅雨季中出現連續長達10日以上的乾期，是特別值得注意的。在本章中，我們準備針對梅雨季中伴隨有這種乾濕變化的環流特徵加以討論。希望經由這樣的討論，可以為日後在梅雨期時的環流監視提出一注意的方向，並檢驗對預報工作可幫助之程度。

### 1. 850hPa渦度

我們在第三章中已指出太平洋副高在這個梅雨季有持續偏強的特徵，高壓的低層反氣旋環流距平西伸達南海。為了解直接關係到臺灣天氣的副高環流隨時間的變化特徵，我們將4、5、6三個月當中沿著25°N的850hPa渦度在東西方向上的變化表示在圖6中。若以負渦度值的大小代表反氣旋環流的強弱，而正渦度值的大小代表氣旋環流之強弱，圖6顯示出從120°E以東到150°W主要是大的負值區，也就是反氣旋式的環流。在三個月當中，負值以4

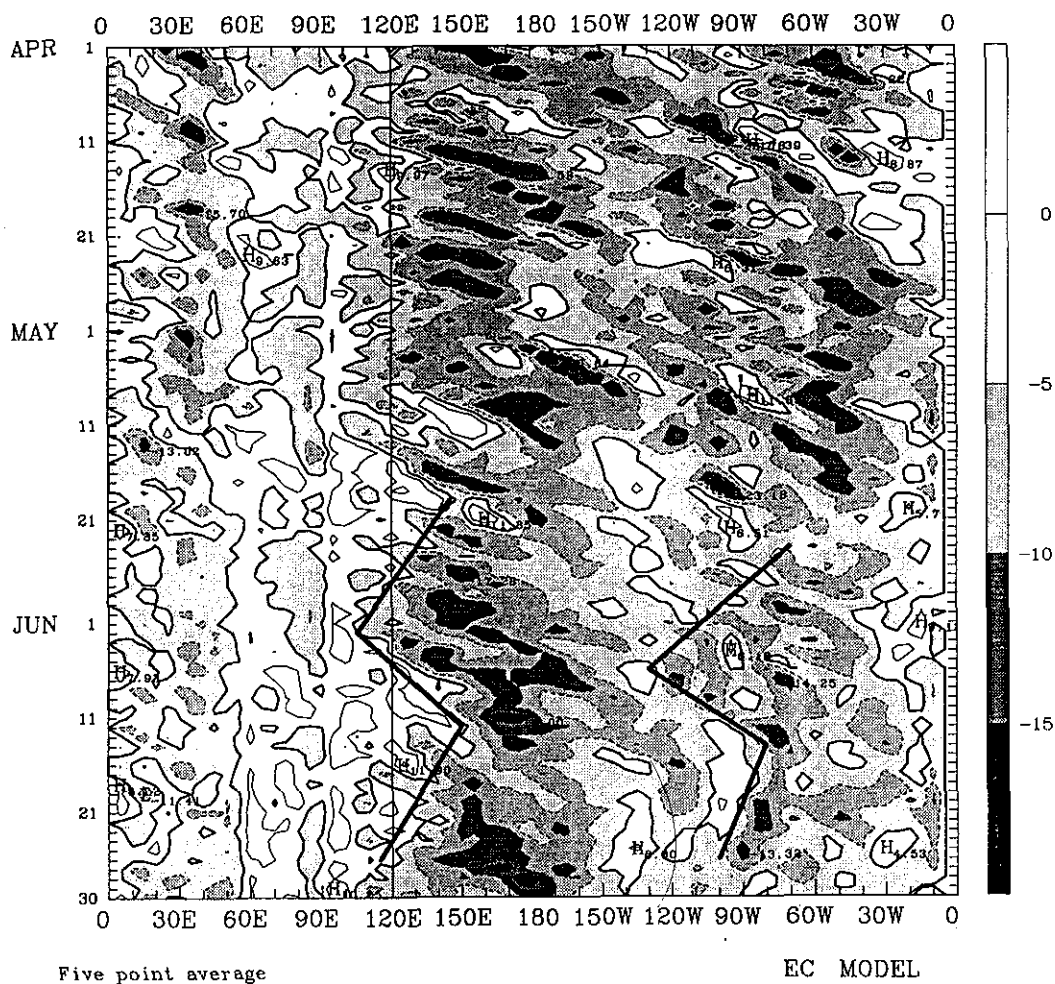


圖 6. 850hPa渦度場(25°N)的時間與經向剖面圖。其中等值線單位為 $10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，間隔為5單位。粗實線的解釋請參考內文第四章第1節

Fig. 6. Time-longitude section of 850hPa vorticity along 25°N. The unit is  $10^{-6} \text{ s}^{-1}$  and contour interval is 5 units. Please read the text (Chapter 4) for the explanation for the thick lines.

月最顯著，5月最弱。第三章的圖4a, b和c顯示出依850hPa月平均流線場來看，4月和6月的太平洋副高脊線在位置與方向上的相似性也比4月和5月的為高。特別值得注意的是圖6中的太平洋副高西側常有許多向東移動的高頻擾動發生，這和一般印象中副高的變化特徵屬於較為平緩的變化不盡一致，顯示出我們對副高還有許多不了解的地方。在4、5月中，副高的「北緣」大約就在 $25^{\circ}\text{N}$ 到 $30^{\circ}\text{N}$ 附近(參考圖2及圖4)，而到6月時副高的勢力向北大大擴張。在圖6中我們也看到高頻擾動多集中在4月和5月，而在6月份擾動的頻率較低，持續性也比較強。

過去有許多研究結果指出，太平洋副高的「東退」與「西進」和華南地區的天氣關係密切(參考陳隆勛等，1991中第四章)，太平洋副高的西進與東退又有一種「準40天」的週期性。這種副高的「準40天」週期性變化，在圖6中大致可以看得出來，但是週期要比40天短了許多(約為20到30天的週期)。在圖6中，我們以粗實線標示出在 $120^{\circ}\text{E}$ 附近正負渦度區的大致邊界位置用以代表副高的西緣；另外，在東太平洋及中美洲( $120^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$ )附近我們也以粗實線標示出墨西哥高壓反氣旋的西緣位置。從這兩條粗實線東西向的變化，我們看到不僅太平洋副高有某種「20到30天」變化的特徵，墨西哥副高也具有同樣的特徵，並且在相位上近乎同相。由此可見，太平洋副高位置的變化和行星尺度環流(波動)有密切的關係。還值得一提的是在6月初太平洋副高「西進」最深時，颱風荻安娜在菲律賓東方海面上形成，這是1995年影響到臺灣的第一個颱風。副高在6月的第一旬明顯「東退」。6月中臺灣的降水主要集中在6月8日到18日這段期間，也是副高東退至離臺灣最遠位置後瞬變擾動在西太平洋甚為活躍的一段時期。雖然這段期間的降水可以大致解釋成受到颱風引進的旺盛氣流與鋒面的雙重影響，鋒面得以在此期間頻繁出現顯然受惠於低頻擾動提供的條件因素。這種低頻規律正是旬預報工作中的最重要參考資訊，但困難的是週期究竟應如何預估仍是一大問題。

事實上，若將圖6對照圖1來看，臺灣在梅季比較顯著的降水期間均開始於高壓「東退」趨勢出現

之後，而降水期的結束在高壓「西進」趨勢出現之後。臺灣北部有明顯持續降水時，在圖6中均可以在 $120^{\circ}\text{E}$ 附近找到正渦度值(低壓環流)與之對應。其中特別有趣的是，根據圖1我們知道花蓮站在5月上旬即出現降水，連續降水出現的日期(5月6日)也比其它三站要早。從5月7日到5月9日，僅有高雄和花蓮兩站有明顯降水。在圖6中我們則看到5月6日在 $120^{\circ}\text{E}$ 出現了正渦度值，並這個正渦度系統出現在 $120^{\circ}\text{E}$ 附近且很快的向東移動。在這個正渦度系統的東側伴隨有負渦度系統一同發展，表示副高中心已移到換日線附近。

本文之重點並不在於討論造成臺灣降水的系統有何特性，而是在於歸納出一些適合臺灣地區降水的大尺度環流場與其變化特徵。因此，雖然5月上旬臺中與花蓮測站之降水是受鋒面系統影響(月長期天氣展望第287期)，但是若從大尺度環流的觀念來思考，那段期間在西太平洋有一低壓系統並且副高的發展明顯偏東就是適合降水的條件之一。簡而言之，若能適當地預測太平洋副高的進退特徵，可以增加對臺灣降水預測的信心。

## 2. 赤道對流運動

影響副高進退的因子很多，我們認為在梅雨季中相當重要並且可能關係最為密切的一個因子是熱帶的對流運動。我們將從 $5^{\circ}\text{N}$ 平均的OLR時間序列表示在圖7中。圖7顯示在印度洋上對流比較旺盛的時期有二：一在4月下旬和5月上旬，另一個時期在5月底和6月上半；對流系統有明顯向東移動的特徵。在4月上旬西太平洋( $150^{\circ}\text{E}$ 左右)的對流偏強，4月下旬時強對流區東移至 $170^{\circ}\text{E}$ 左右。

為了方便討論，我們將圖6中表示太平洋副高西緣的粗實線也標示在圖7中。根據圖7中OLR與副高的東退西進關係，我們可歸納出以下結論。西太平洋副高的「西進」發生在西太平洋熱帶對流運動旺盛發展之後，而副高的「東退」則發生在印度洋熱帶流運動旺盛發展之後。Lau and Chan (1986)在他們的統計研究中曾指出冬季時在印度洋和西太平洋上的對流運動有反相關係；在圖7中我們也隱約可以看到這種關係，其中又以5月的中旬和下旬最為明顯。因此，若是西太平洋上熱帶對流運動和副高的加強是同相位，而印度洋上和西太平洋上的熱

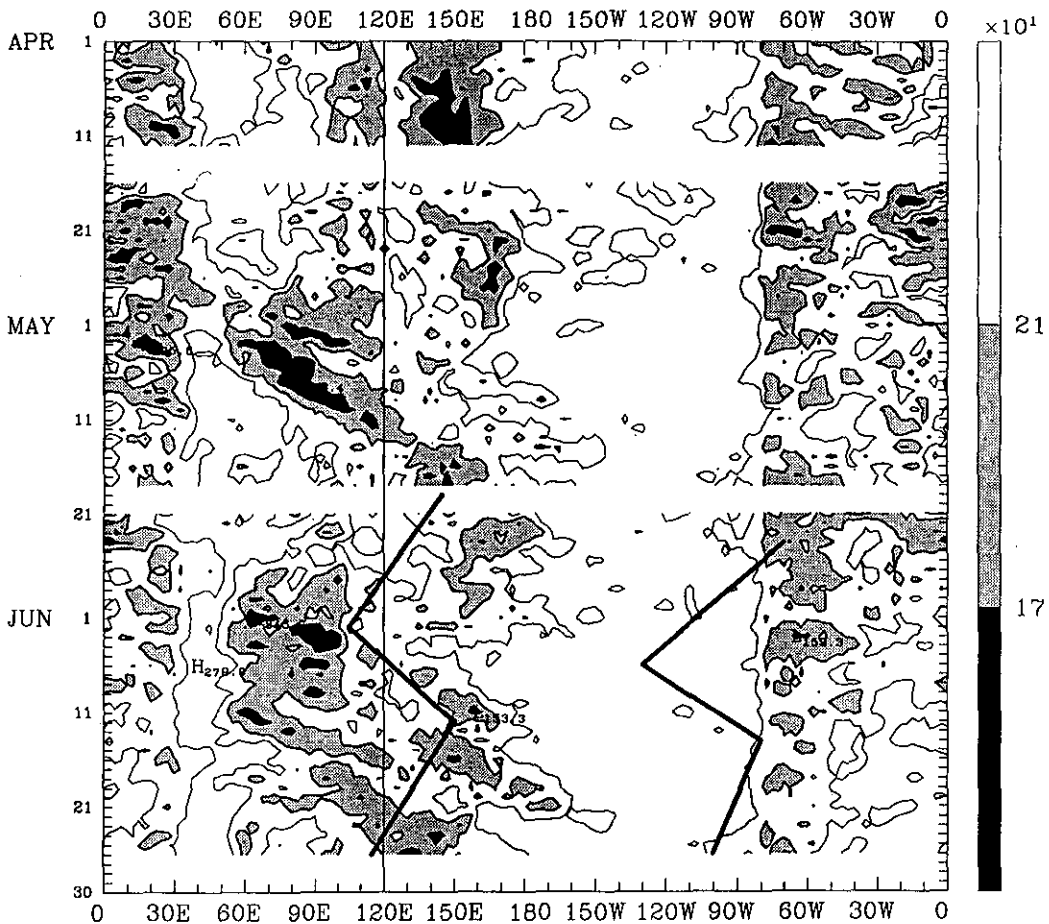


圖 7. OLR場(5°S—5°N平均)的時間與經向剖面圖。其中等值線單位為 $\text{Wm}^{-2}$ ，間隔為30單位，陰影愈深可解釋成對流愈深。

Fig. 7. Time-longitude section of OLR averaged from 5°S to 5°N. The unit is  $\text{Wm}^{-2}$  and contour interval is 30. Darker shading can be interpreted as deeper convection.

帶對流運動為反相位，則副高的東退西進趨勢應當可以從熱帶對流運動的變化推測出來。1995年梅雨季中北半球熱帶地區對流運動普遍弱(圖2b與c)，副高東退西進的「20到30日」變化甚是清楚。在這種情況之下，臺灣地區雨量是正常偏少以及雨日明顯偏少，可能都是因為熱帶瞬變(高頻)擾動不活躍所致。6月份在印尼群島的對流運動旺盛(圖2c)而

菲律賓附近的對流運動甚不活躍，使臺灣的中南部不易出現季風型持續性降水。若在中南半島及孟加拉灣能有旺盛之對流運動，表示在臺灣南方海面上的大氣傾向於對流性不穩定，臺灣中南部降水的機會則可能增加。至於在何種氣候條件之下，中南半島及孟加拉灣可有較為旺盛的對流運動？目前仍是一沒有解答的問題。

## 五、結 語

本文僅根據中央氣象局例行氣候監視工作的資料，整理出一些可供日後監視及預報工作參考之結果，梅雨季降水與溫度之預報，對臺灣的氣象預報工作者是項極艱難的挑戰。對臺灣北區而言，預報人員需預估太平洋副高脊線之大致位置如何，以及北方擾動活躍程度如何。對南區而言，南方擾動活躍的程度以及其活動的集中地區決定了降水的特性。可惜目前我們在太平洋副高脊的位置及熱帶擾動之特性這些方面的知識仍不足以應付預報所需，以目前世界上領先之數值天氣預報技術也難以在中長期預報方面掌握這些系統的特性。因此，投入更多的研究工作以探尋不同系統之間的相互作用實有其必要性。

根據本文的結果，我們認為在預估太平洋副高脊線位置方面，應要密切地觀察低層(850hPa)流線場的特性，流線場距平更是重要。隨著季節的轉變，副高脊的緯度必定是漸漸的由低緯向高緯變化。因此，在季節完全轉變之前，若能掌握到脊線緯度是否有偏高或偏低的傾向，以及其經度是否有偏東或偏西的特徵甚為要緊。北方擾動的活躍程度(相對於臺灣而言)一方面是與副高脊線位置直接相關，更重要的是參考高層(200hPa)亞洲西風噴流的特徵。西風噴流的緯度變化決定於南亞(西藏)高壓反氣旋的特徵。若西風噴流的緯度偏北，則可預期北方擾動不易直接影響到臺灣地區。至於南方擾動方面，則要注意低層風場與OLR的特徵。低層風場在亞洲大陸東岸一帶的輻合方式直接控制了是否利於臺灣地區深對流運動發展的條件。而從OLR的特

徵，我們也可以估計熱帶地區對流運動主要的活躍區域何在。密切地注意各種大尺度環流或對流系統隨時間的變化，可以隨時調整我們藉由已發生之現象所建立的概念性圖像，以期能對預報結果做更為正確的判斷。

或許唯一可值得慶幸之處是太平洋副高還有如「20至30日」之類較為低頻之準週期性的變化特性，並且這種變化與熱帶深熱帶運動和臺灣地區降水特徵有密切的關係。根據本文的結果，我們發現臺灣在這一個梅雨季中比較顯著的降雨期間均開始於高壓「東退」趨勢之後，而降水期的結束在高壓「西進」趨勢出現之後。但是這類低頻變化是否在每一個梅雨季中都清晰可見，仍有待觀察。日後梅雨季之氣候監視工作，應以此為主要的監視對象，可望能提昇對於旬預報之判斷能力。

## 六、參考文獻

- 廖志翔，1995：八十四年六月份天氣與氣候比較分析。通訊，267，中央氣象局，3-4。
- 盧孟明、陳雲蘭，1995：中央氣象局短期氣候變化監視報告：1994年11月與12月。氣象學報，41，42-59。
- 陳隆助、朱乾根、羅會邦、何金海、董敏、馮志強 1991：東亞季風。氣象出版社出版，362頁。
- 陳泰然、周仲島，1988：不同性質梅雨鋒面系統之大尺度環流特徵。大氣科學，16，309-321。
- Lau, K. -M. and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation, Mon. Wea.Rev., 113, 1889-1909.



**A REPORT OF CWB SHORT-TERM CLIMATE VARIATION MONITOR AND  
ANALYSES: MAY AND JUNE 1995 (THE MAY-YU SEASON)**

**Mong-Ming Lu**

Research and Development Center  
Central Weather Bureau

**Yuen-Nian Chen**

Weather Forecast Center  
Central Weather Bureau

**ABSTRACT**

Taiwan's precipitation during the May-yu season of 1995 is slightly below normal. However, the number of raining days is much less than the climatological average value. Corresponding characteristics of large-scale circulation are discussed in this report. Clear signal of the "westward march" and "eastward retreat" of the low-level Pacific subtropical High is observed. Moreover, the subtropical High is found to oscillate with a period of about "20-30" days in the east-west direction. On the other hand, the scale of the upper-level Asian anticyclone is smaller than its normal scale. The tropical disturbances are weaker than normal. The disturbances are particularly weak in June over the tropical area from the Bay of Bengal eastward to the Philippines. This may result in the deficiency of Taiwan's precipitation. Our analyses suggested that the information of tropical convection and planetary-scale waves is of importance for forecasting long-term tendency of Taiwan's weather.

**Keywords :** Climate monitoring, May-yu

# 一九八六年五月二十日及十一月十五日花蓮 烈震的前震和餘震之時空分佈特徵

余 貴 坤    黃 瑞 德

國立中央大學地球物理研究所

## 摘 要

本研究初步分析1986年5月20日及11月15日花蓮烈震的前震和餘震之時空分佈情形，前震和餘震的資料分別選自這兩個烈震發生前後各60天內，且位於烈震周圍半徑50公里內的小地震。結果顯示，5月20日發生在花蓮市近郊陸上的烈震是因斷層錯動而產生，其前震的分佈除具一些群震特性外，並自5月1日起呈現一地震空白(seismic gap)特徵，空白的範圍涵蓋烈震周圍半徑約8公里的區域，空白區外的小地震也日漸減少。然而，11月15日發生在花蓮近海的烈震卻是受板塊間的擠壓作用而產生，其前震的時空分佈雖不是很均勻，但亦無明顯的特徵可言。至於餘震的分佈特徵，在空間上亦呈現與地質構造及板塊運動有密切關連，在時間上兩者的餘震次數都大致日漸減少且符合大森(Omori)的遞減公式，但5月20日烈震的餘震分佈比11月15日烈震的餘震分佈有較小的遞減係數及較大的遞減曲線偏差。本研究的分析結果，可提供未來地震預警研究及何時宣告餘震危害解除之參考。

關鍵詞：前震，餘震，地震空白

## 一、前 言

根據中央氣象局地震測報中心的觀測紀錄，台灣地區每年約有萬餘次地震，其中也有幾個地震造成一些災害，因此，尋找災害性烈震的前兆特徵，進而預測地震，是地震學者努力追求的目標之一。分析災害性烈震的前震時空分佈特徵，是尋找地震前兆的方法之一(Jones and Molnar, 1979; Von Seggern et al., 1981)。一般而言，在烈震後的幾天內餘震次數較多，之後才日漸減少，但餘震發生的時間往往受地質構造的特性影響，可能延續數月之久，且其中有些時段餘震的次數反而增加。因此，分析餘震的時空分佈，不僅有助於瞭解烈震附近的地質構造特性，也可提供餘震危害終止判定之依據。

由1900至1994年間台灣地區的中、大規模( $M \geq 6.0$ )地震震央分佈圖(圖1)可知地震的分佈大多集中

在台灣東部及嘉南地區，此顯示台灣地區的地震大部分是受菲律賓海板塊的衝撞作用而產生(Tsai et al., 1977; Tsai, 1986)。本研究初步選取1986年5月20日及11月15日發生在花蓮市附近的兩個烈震，分析烈震前後各60天(11月15日烈震的餘震，由於資料不全，僅取48天)內發生在烈震周圍半徑50公里內的微小地震在時空上的分佈特徵，一方面藉此瞭解烈震附近的地質構造特性，另一方面也期望能發現一些具有地震前兆意義的特徵及餘震次數衰減的規律，提供未來地震預警研判及何時宣告餘震危害解除之參考。本研究選用這兩個烈震的理由是這兩個烈震的震央位置相距不遠，但一個發生在陸上，另一個發生在近海，且都使花蓮、台北地區造成災害，值得優先分析。此外，根據前人的研究(e.g. Chen and Wang, 1988; Hwang and Kanamori, 1989; Pezzopane and Wesnousky, 1989; Shin et al., 1989; Wu et al.,

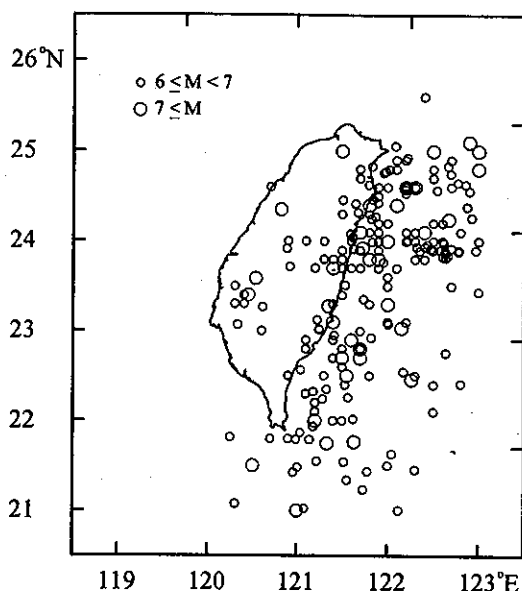


圖 1. 1900至1994年間台灣地區中、大規模( $M \geq 6.0$ )地震的震央分佈圖。

1989)得知，這兩個烈震的震源機制都是逆衝斷層型態，且主應力也都大致呈東南—西北方向，因此，這兩個烈震的前震和餘震是否有類似的時空分佈型態，也是值得進一步探討。

## 二、前震分析

根據中央氣象局地震測報中心提供的資料，

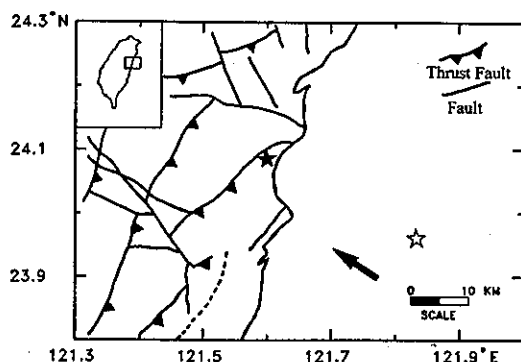


圖 2. 1986年5月20日及11月15日烈震的震央位置及花蓮市附近的地質構造略圖。圖中實心星號★和空心星號☆分別表示5月20日和11月15日烈震的震央位置，箭號表示菲律賓海板塊相對於台灣島的運動方向。

1986年5月20日的烈震，震央位置在北緯 $24.082^\circ$ ，東經 $121.592^\circ$ ，即在花蓮市北方約10公里的陸上，發震時間為台北時間13時25分46.9秒，震源深度約15.8公里，近地規模 $M_L = 6.5$ 。11月15日的烈震，震央位置在北緯 $23.975^\circ$ ，東經 $121.833^\circ$ ，即在花蓮市東南東方約27公里的海底，發震時間為台北時間5時20分10.5秒，震源深度約15公里，近地規模 $M_L = 6.9$ ，這兩個烈震的相關位置及附近的地質構造概況(Hsu, 1962)見圖2所示。

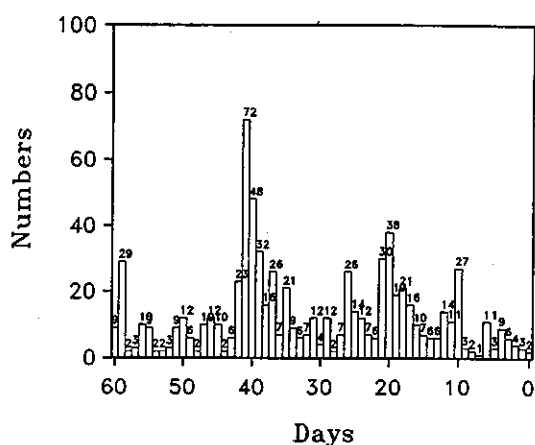


圖 3. 1986年5月20日烈震前60天內發生在烈震附近的小地震之時間分佈圖。

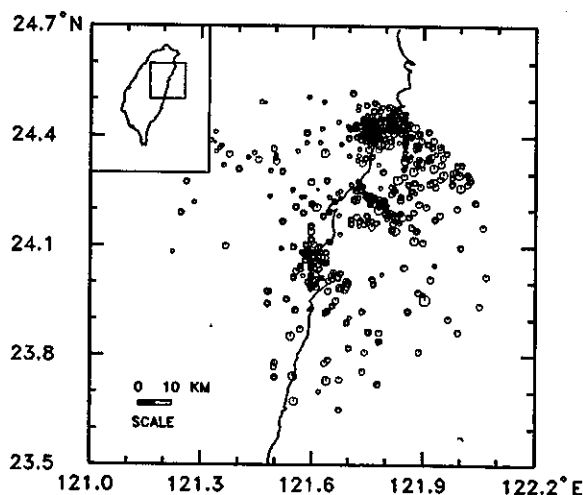


圖 4. 1986年5月20日烈震前60天內發生在烈震附近的小地震之震央分佈圖。

為瞭解這兩個烈震的前震時空分佈特徵，本研究選取烈震前60天內在烈震周圍半徑50公里內的小地震分別作時空分佈圖(圖3至圖8)。由圖3及圖4可知，5月20日烈震的前震在時間和空間上都大致呈現兩群的分佈，即烈震前約40天左右(4月9日至13日)，在烈震附近發生七十餘次類似群震的地震序列( $M_L=3.0\sim 4.8$ )， $h\leq 10$ 公里)，以及前約20天左右(4月29日至5月4日)，在烈震東北方約25公里及

40公里附近陸續發生百餘次的群震序列( $M_L=3.0\sim 4.7$ )， $h\leq 20$ 公里)。而其他時間僅在烈震周圍發生一些零散小地震，且自5月1日以後，烈震附近呈現了地震空白區(seismic gap)，空白區大致呈一半徑約8公里的範圍，空白區外的小地震數目也逐漸相對減少(見圖5)。至於11月15日烈震的前震時空分佈雖不是十分均勻，但也看不出有任何具體的特徵(見圖6至圖8)。

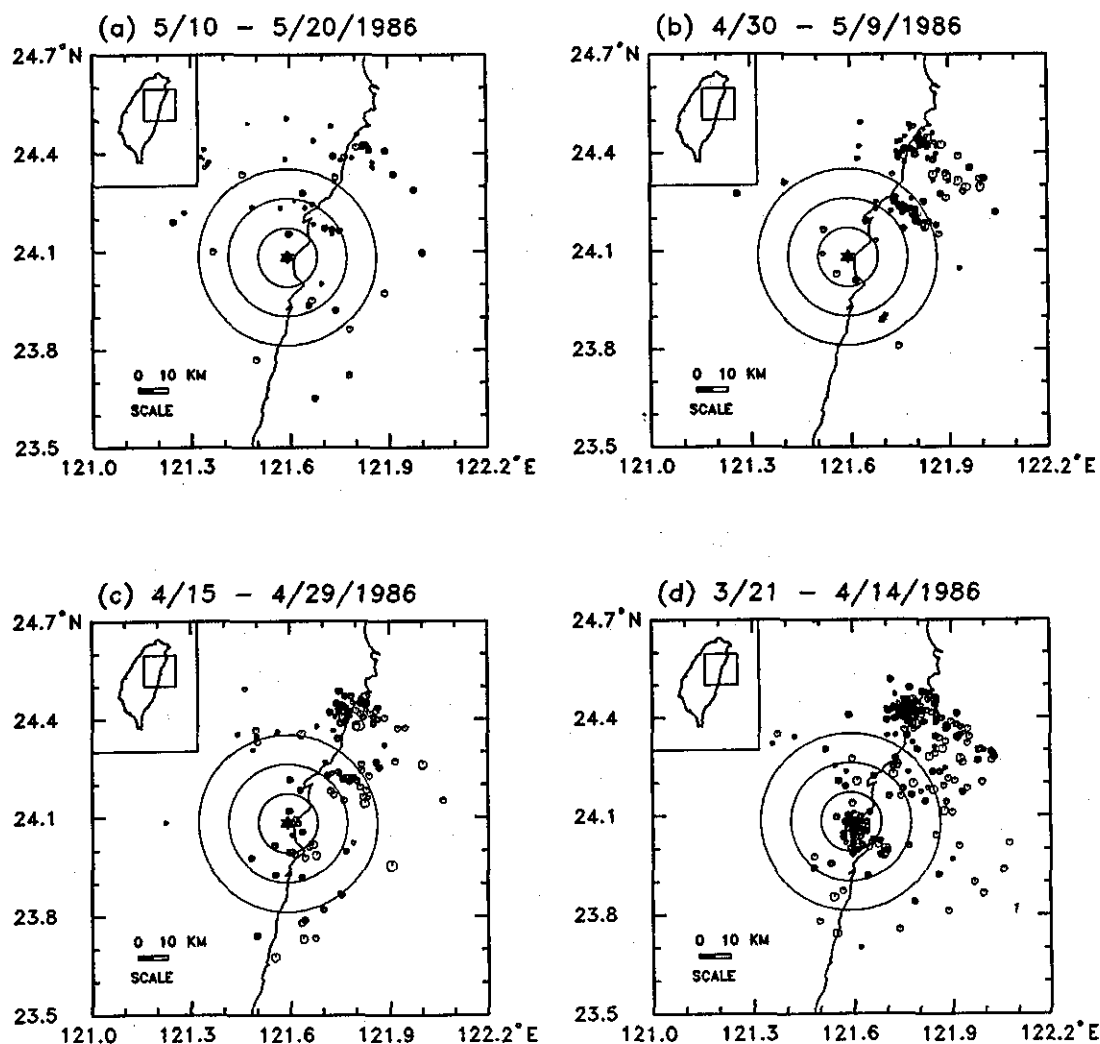


圖 5. 1986年5月20日烈震前60天內在烈震附近的小地震之震央分佈與時間關係圖。(a)0~10天前，(b)11~20天前，(c)21~35天前，(d)35~60天前。圖中三個同心圓是以烈震震央為圓心，距離分別以10、20及30公里為半徑作圓。

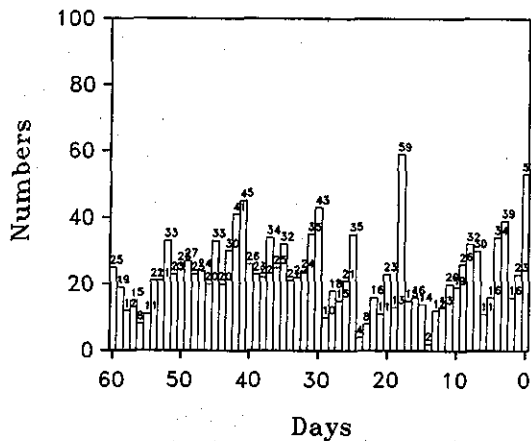


圖 6. 1986年11月15日烈震前60天內發生在烈震附近的小地震之時間分佈圖。

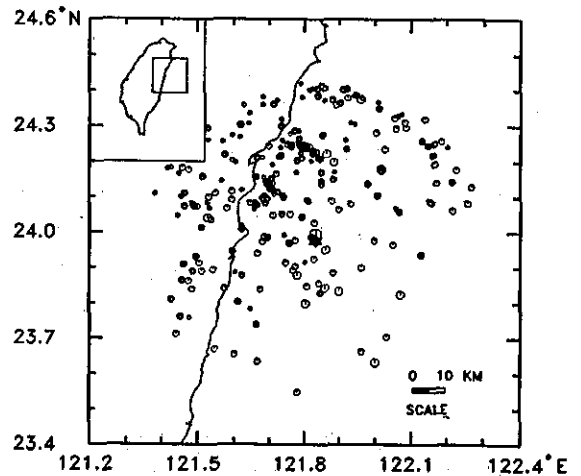


圖 7. 1986年11月15日烈震前60天內發生在烈震附近的小地震之震央分佈圖。

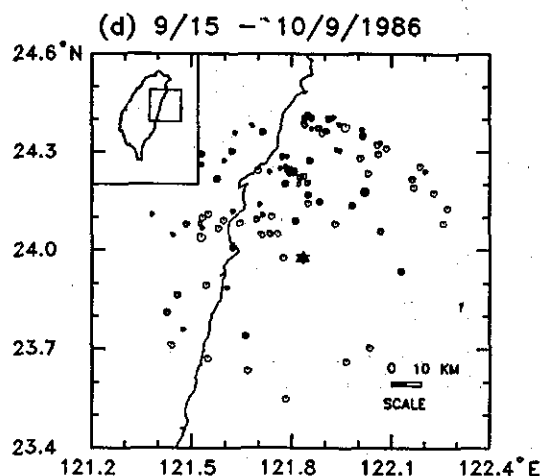
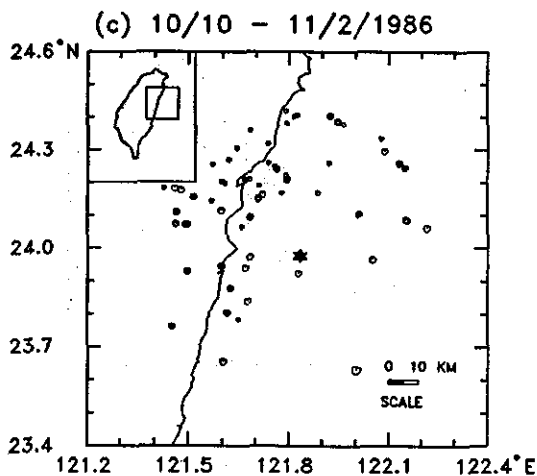
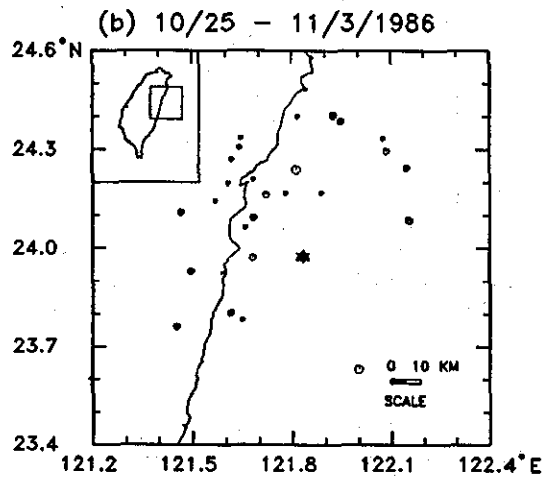
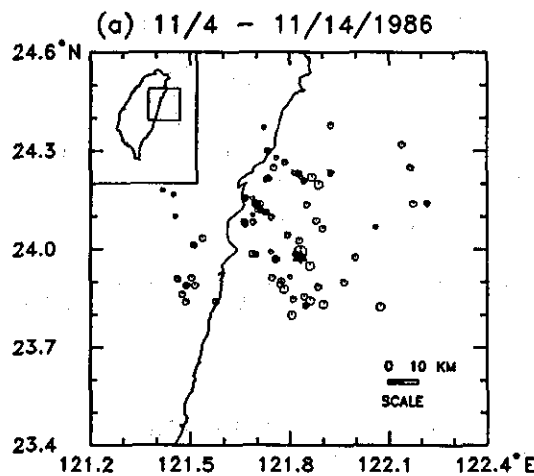


圖 8. 1986年11月15日烈震前60天內發生在烈震附近的小地震之震央分佈與時間關係圖。(a)0~10天前, (b)11~20天前, (c)21~35天前, (d)35~60天前。

### 三、餘震分析

有關5月20日烈震的餘震空間分佈，過去已有多人研究(e.g. Chen and Wang, 1986; Liaw et al., 1986)，但餘震的時間分佈及餘震次數的衰減特性則未見探討。至於11月15日烈震的餘震時空分佈，似乎也未見論文發表。基於此，本研究乃分別分析這兩個烈震的餘震時空分佈，並比較其間的差異及特徵。圖9至圖11及圖14至圖16分別表示這兩個烈震的餘震時空分佈情形。由圖9可知，5月20日烈震發生後的第一天就陸續發生百餘次的餘震，5天內共記錄到七百餘次的餘震，此後，餘震的次數大幅減少，但第15天又發生八十餘次的餘震，之後餘震再次減少，第25天起又連續三天每天發生約三、四十次的群震序列。在空間分佈上，餘震的震央也大致分成兩群，一群位於烈震附近，另一群位於烈震東北方約20公里附近(見圖10)。再仔細分析這些餘震的時空分佈，發現烈震後五天內發生的餘震多集中在烈震震央附近，而第25天起發生的群震序列卻是分佈在烈震東北方約20公里附近(見圖11)，依震源的分佈看，這群地震可能是受烈震引發的地層局部錯動而產生，但也有可能和烈震無關，僅由地震的時空分佈實不易推斷。

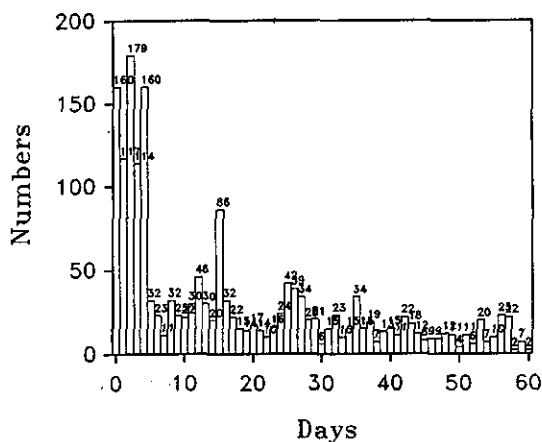


圖 9. 1986年5月20日烈震後60天內發生在烈震附近的小地震之時間分佈圖。

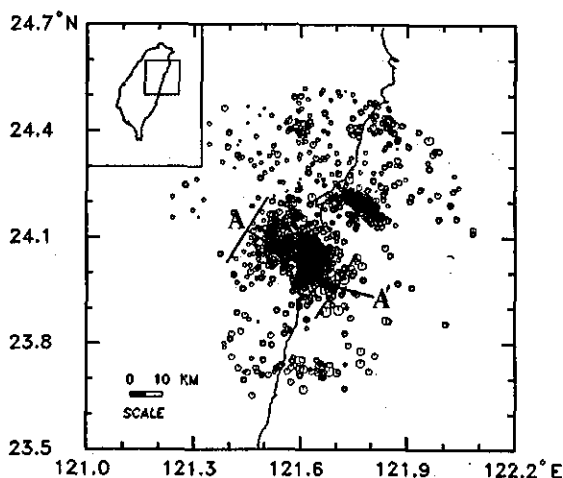


圖 10. 1986年5月20日烈震後60天內發生在烈震附近的小地震之震央分佈圖。

將烈震附近的餘震依發震時間的先後分析，發現這群餘震的震央分佈有先向東再向東南移位的現象。若再將這群餘震的震源投影到垂直地質構造的剖面(圖10中的AA'剖面)上，則發現這些餘震又可大致分成兩群(見圖12)，第一群餘震由烈震的震源附近向西北以約78°的仰角往上及向東南以約45°的傾角往下延伸，形成一傾斜的帶狀分佈(即斷層形態，亦即Chen and Wang (1986)及Liaw et al. (1986)所謂的主斷層)。第二群餘震發生在烈震震央的東南方約3公里附近，震源深度均小於10公里且震源分佈近似碗形(Chen and Wang(1986)及Liaw et al. (1986)所謂的正斷層)。將這些餘震依發生的先後繪成圖13後，可發現這兩群餘震大多發生在烈震後的五天內，第六日以後的餘震次數日漸減少。若仔細分析烈震後五天內發生的餘震震源分佈(見圖14)，又可發現烈震後的第一天所發生的餘震大多位於烈震附近的第一群餘震，且震源深度較淺，第二天以後的餘震則多集中在第二群(碗形部份)，而位於第一群的餘震卻日漸減少，推測第二群的餘震可能因烈震及第一群餘震所引起的地層斷裂所產生。烈震後十五天的餘震震源深度均小於23公里，第十六天以後才陸續有較深的餘震發生，這些深層地震可能是因菲律賓海板塊的持續擠壓作用所造成。再將這

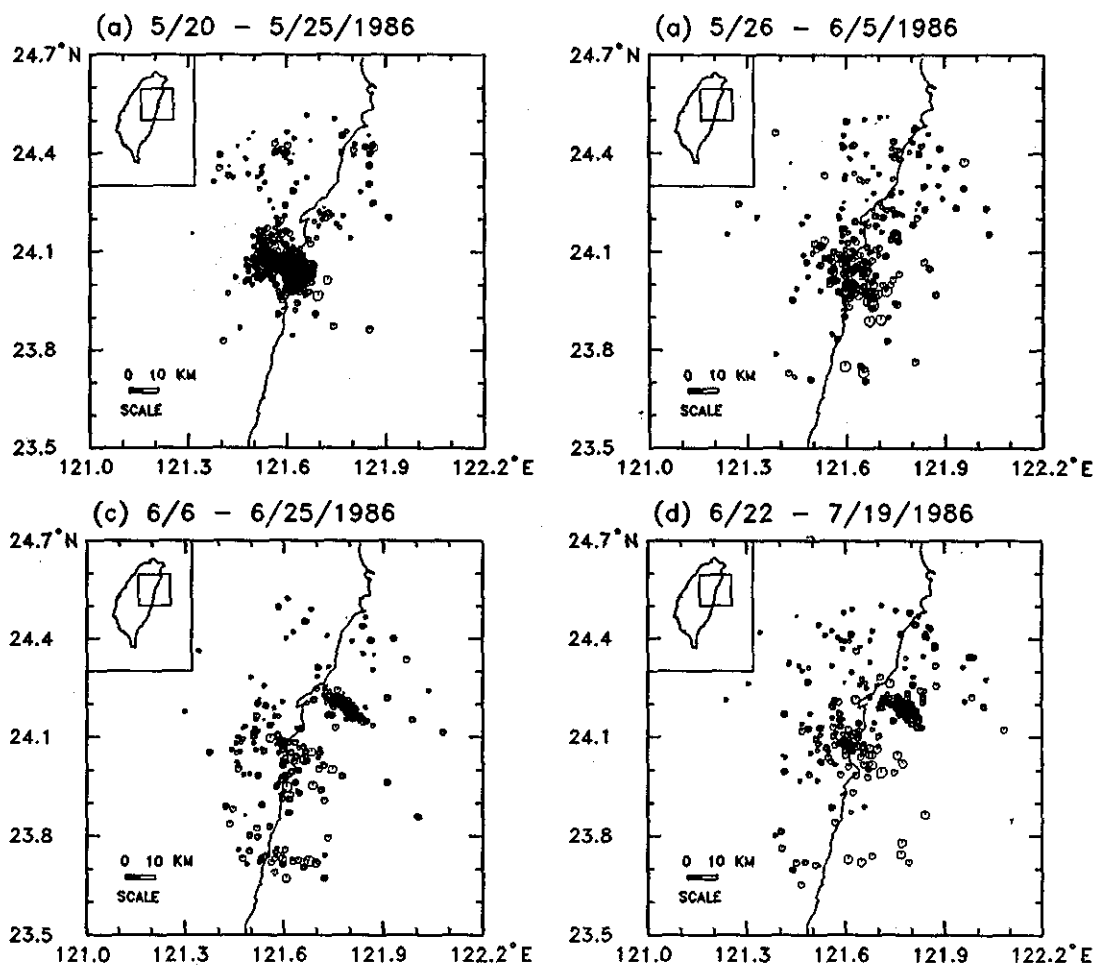


圖 11. 1986年5月20日烈震後60天內發生在烈震附近的小地震之震央分佈與時間關係圖。(a)0~5天後，(b)6~15天後，(c)16~30天後，(d)31~60天後。

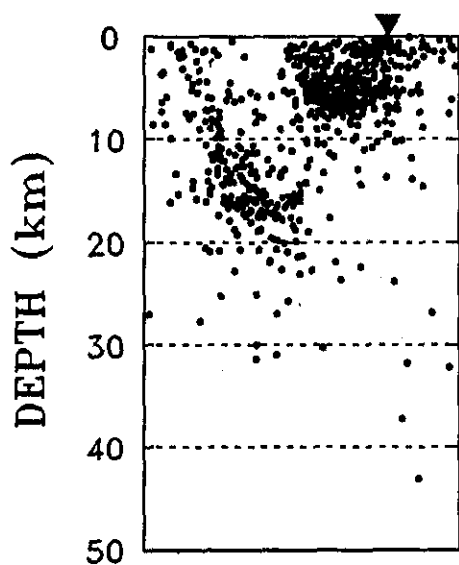


圖 12. 圖10中烈震附近的餘震震源投影在AA'剖面上的分佈圖。實心三角形表海岸線位置。

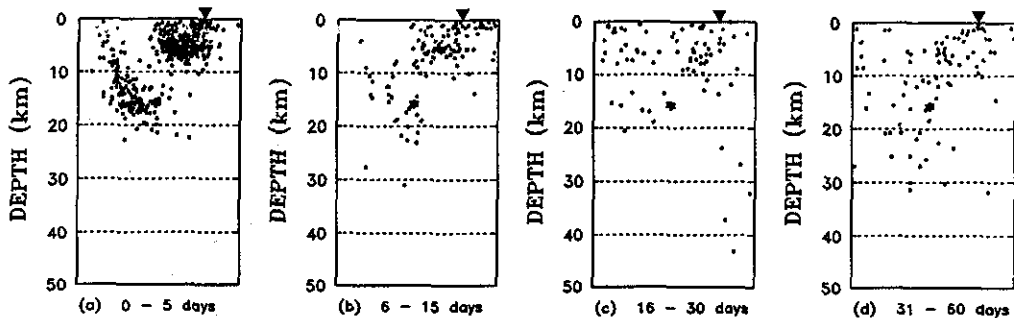


圖 13. 圖12的餘震震源剖面之時間分佈圖。(a)0~5天後, (b)6~15天後, (c)16~30天後, (d)31~60天後。實心三角形表海岸線位置。

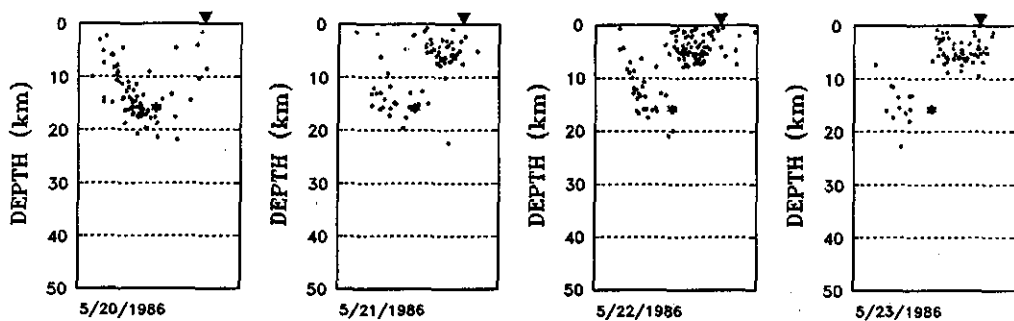


圖 14. 圖13(a)之餘震剖面時間分佈圖。實心三角形表海岸線位置。

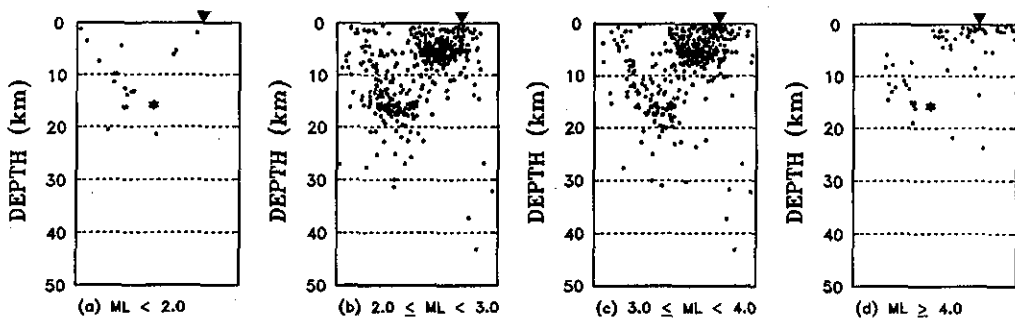


圖 15. 圖12的近地規模分佈圖。(a) $M_L < 2.0$ , (b) $2.0 \leq M_L < 3.0$ , (c) $3.0 \leq M_L < 4.0$ , (d) $M_L \geq 4.0$ 。

些餘震依近地規模( $M_L$ )的大小繪其震源分佈圖如圖15, 發現這些餘震的規模大多集中在2到4之間, 且 $M_L \geq 4.0$ 的地震都發生在淺部, 最大的餘震規模為 $M_L = 5.3$ , 其震源深度約23公里。

11月15日烈震的餘震比5月20日的餘震更多, 烈震後的第一天就記錄到將近七百次的餘震, 十天

內共累計約三千次之多, 此烈震的餘震持續了近兩個月才稍止(見圖16)。這些餘震的空間分佈甚廣, 除了烈震附近外, 餘震亦延伸到東北海域數十公里遠(見圖17), 且部份餘震的震源深度達四、五十公里, 顯示11月15日的烈震是受菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的碰撞擠壓而產生, 它的餘震活動則與菲





律賓海板塊在花蓮附近朝北隱沒的運動有關(Tsai et al., 1977; Tsai, 1986)。再將這些餘震的時空分佈作進一步分析，發現餘震的震央分佈大多集中在烈震附近及烈震的東北方，餘震的次數隨時間之增長逐漸減少，震央也逐漸分散，並無明顯的特徵(見圖18)。

為了進一步瞭解餘震活動的遞減情形，提供判斷何時宣告餘震危害解除之參考，本研究參用大森(Omori, 1894)的遞減公式。

$$N(t) = kt^{-p} \quad (1)$$

式中 $N(t)$ 為 $t$ 時間內的震次數， $k$ 為常數， $p$ 為遞減係數(decay constant)。將(1)式兩邊取對數，使它變成線性方程式，即

$$\log N(t) = \log k - p \log t \quad (2)$$

利用(2)式以最小二乘法(least square method)分別分析這兩個烈震的餘震在時間上的分佈情形後，發現這兩個烈震的餘震次數隨時間的遞減特性大致相似(見圖19及20)，其對應的遞減係數 $p$ 值分別為0.87及0.93。惟11月15日烈震的餘震次數遞減曲線比5月20日烈震的餘震次數遞減曲線較為平順，顯示11月15日烈震的餘震比較單純，而5月20日烈震引發了附近多處小斷層局部錯動，造成餘震次數在時間上的分佈有時突然增加，也因此使該烈震的餘震次數遞減係數 $p$ 值較小，且餘震次數與遞減曲線的偏離度較大。

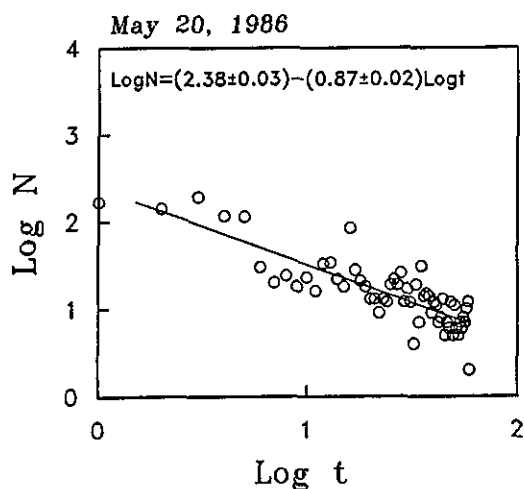


圖 19. 1986年5月20日烈震的餘震次數衰減曲線圖。

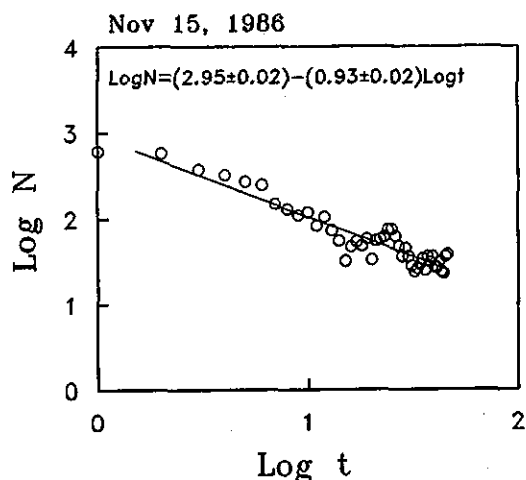


圖 20. 1986年11月15日烈震的餘震次數衰減曲線圖。

#### 四、討論與結論

本研究雖然只初步分析1986年5月20日及11月15日兩個烈震的前震和餘震的時空分佈情形，但也發現一些值得進一步探討的差異特徵，這些特徵可作為本研究的初步結論：

1. 5月20日位於花蓮市附近陸上的烈震是因斷層錯動而產生，烈震附近呈現明顯的前震空白特徵，且其餘震分佈受烈震引發附近多處小斷層局部錯動，使餘震次數的遞減係數較小，且餘震遞減曲線的偏離度較大。

2. 11月15日位於花蓮近海的烈震是受菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的碰撞擠壓而產生，看不出有前震空白或其他具體的前震特徵。在餘震的分佈上也僅呈現與菲律賓海板塊朝北隱沒的運動有關，其餘震次數的遞減曲線比較平順，但遞減係數較大。

由以上分析結果顯示，烈震的前震和餘震時空分佈特徵，似乎和烈震附近的地層構造有某種程度的關連，但這種關連是否具有實質的意義，則仍待分析更多烈震的資料後才能加以推斷。

#### 五、誌謝

本研究部分經費是由中央氣象局支助，計畫編號CWB83-2E-03，該局地震測報中心並提供所需地震資料，謹致謝意。

## 六、參考文獻

- Chen, K. C. and J. H. Wang, 1986: The May 20, 1986 Hualien, Taiwan earthquakes and its aftershocks. Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica, ROC, 6, 1-14.
- Chen, K. C. and J. H. Wang, 1988: A study on aftershocks and focal mechanisms of two 1986 earthquakes in Hualien, Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 31, 65-72.
- Hsu, T. L., 1962: Recent faulting in Longitudinal Valley of eastern Taiwan. Mem. Geol. Soc. China, 1, 95-102.
- Hwang, L. J. and H. Kanamori, 1989: Teleseismic and strong-motion source spectra from two earthquakes in eastern Taiwan. Bull. Seism. Soc. Am., 79, 935-944.
- Jones, L. M. and P. Molnar, 1979: Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on fault. J. Geophys. Res., 84, 3596-3608.
- Liaw, Z. S., C. Wang and Y. T. Yeh, 1986: A study of aftershocks of the 20 May 1986 Hualien earthquake. Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica, ROC, 6, 15-27.
- Omori, F., 1894: On the aftershocks of earthquakes. J. Coll. Sci. Imp., Tokyo University, 7, 111-200.
- Pezzopane, S. K. and S. G. Wesnousky, 1989: Large earthquakes and crustal deformation near Taiwan. J. Geophys. Res., 94, 7250-7264.
- Shin, T. C., Z. S. Chang and G. K. Yu, 1989: The complex rupture of the 20th May, 1986 Taiwan earthquake. Proc. Geol. Soc. China, 32, 233-253.
- Tsai, Y. B., 1986: Seismotectonics of Taiwan. Tectonophysics, 125, 17-25.
- Tsai, Y. B., T. L., Teng, J. M. Chiu and H. L. Liu, 1977: Tectonic implications of the seismicity in the Taiwan region. Mem. Geol. Soc. China, 2, 13-41.
- Von Seggern, D., S. S. Alexander and C. E. Baag, 1981: Seismicity parameters preceding moderate to major earthquakes. J. Geophys. Res., 86, 9325-9351.
- Wu, F. T., K. C. Chen, J. H. Wang, R. McCaffrey and D. Salzberg, 1989: Focal mechanisms of recent large earthquakes and the nature of faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan. Proc. Geol. Soc. China, 32, 157-177.

# THE TIME AND SPACE DISTRIBUTION FEATURES OF THE FORESHOCKS AND AFTERSHOCKS OF THE MAY 20 AND NOVEMBER 15, 1986 HUALIEN MAJOR EARTHQUAKES

Guey-Kuen Yu and Ruey-Der Hwang

Institute of Geophysics  
National Central University

## ABSTRACT

The time and space distribution of the foreshocks and aftershocks of the May 20 and November 15, 1986 Hualien major earthquakes are analyzed in this study. Data of the foreshocks and aftershocks are selected for those small earthquakes occurred within 60 days before and after each major earthquake, respectively, and located within a radius of 50 km from epicenter of each major earthquake.

The results show that the May 20 major earthquake is located on the land closed to Hualien city and is produced by dislocation of the fault. Its foreshock distribution has formed a seismic gap with radius about 8 km around epicenter of the major earthquake since May 1, and numbers of small earthquakes outside the gap are also decreased day by day. However, the November 15 major earthquake is located at the off-shore near Hualien city and is produced by the collision between plates. Although its foreshock distribution is not even enough, there still no obvious feature can be concluded.

As to the distributions of aftershocks, there are also correlated much to geological structure and plate motion in the space distributions. In the time distributions, the numbers of their aftershocks are both decreased day by day and followed the Omori's decay formula, but the aftershocks of the May 20 earthquake have a smaller decay constant and larger variance in decay curve than those of the November 15 earthquake. Results of this study will provide some references to the earthquake early warning studies and the time to announce the aftershock hazard relief.

Keywords : foreshock, aftershock, seismic gap

## 利用GMS-5水汽頻道資料分析與 校驗費依颱風環境場

盧 孟 明

中央氣象局科技中心

潘 琦

中央氣象局資訊中心

### 摘 要

1995年初，日本進行GMS衛星之汰換工作，並在六月完成測試，順利進行例行觀測。第五代衛星與前一代最明顯不同處，乃是新增了一水汽頻道，使得中層大氣的水汽分布狀態得以迅速地顯示出來。經過一段時間的觀察，我們發現水汽頻道資料，是現階段臺灣用以監視副熱帶高壓運動之最佳依據。爲了熟悉水汽頻道資料特性，我們利用該資料分析1995年7月費依颱風靠近臺灣與轉向時副熱帶高壓系統的特性，也同時用以診斷中央氣象局全球預報模式之分析與預報場對副熱帶高壓的掌握情形。結果顯示，水汽頻道資料可以準確地標示出副熱帶高壓的邊緣位置，因此可以作為判斷颱風走向的重要根據。另外，就判斷太平洋高壓特徵而言，我們認為500和850hPa上的風場可較高度場更爲準確地表示出高壓之水平結構。在模式的表現方面，結果顯示，不論是模式的分析或預報場，均無法準確掌握副熱帶高壓一些細微卻非常重要的特性。進一步確定模式在分析和預報副高方面的系統性誤差，以及瞭解造成這種誤差的原因，對改進和發展中央氣象局全球模式來說，是一項非常重要的工作。

關鍵詞：水汽頻道、太平洋副熱帶高壓、颱風

### 一、前 言

1995年初，日本進行CMS衛星之汰換工作，並在六月完成測試順利進行例行觀測。第五代衛星與前一代不同處，除了加寬原有可見光頻寬及將紅外線頻道分爲兩個通道之外，還新增了一水汽頻道(6.5 $\mu$ m—7.0 $\mu$ m)(Japan Meteorological Agency,1993)。水汽頻道資料代表中層大氣的累積水汽含量，對於位處亞熱帶又濱臨大洋的臺灣而言，這組資料自然是顯得彌足珍貴。另外，因爲預報模式中完全沒有用到水汽資料或其導出場量，對模式校驗的目的而言該資料甚爲理想。本報告中，我們初步嘗試利用水汽頻道資料來診斷中央氣象局全球數值分析與預報系統(陳建河等，1994)對副熱帶高壓的掌握情況。

我們選取1995年7月經過臺灣東方的費依(Faye

)颱風環境場爲個案。費依雖然沒有對臺灣造成任何損傷，但其外圍之下沉氣流致使基隆在7月21日出現三十年來的最高溫(38℃)；並在7月23日颱風橫掃南韓，造成該國近三十七年來最嚴重的颱風災害。本報告中分析的時間計有四天(7月19日至22日)，分析的範圍在經度上從100°E到180°E，緯度則從赤道到50°N。水汽頻道資料因受中央氣象局衛星中心例行儲存資料量的限制，經度範圍向東僅達140°E左右。至於模式產品方面，因是初次嘗試，我們選取來接受校驗之場量力求簡單並具參考價值。在此原則下，500hPa高度與風場以及850hPa風場是最自然的選擇。500hPa高度中的5880線常是預報人員在夏季中用以捕捉副熱帶高壓範圍之慣常依據。但是，在如臺灣之緯度較低的區域，高度值的變化量甚是微小，不易在等高線圖中辨識出來，因而風場(流線場)可能比高度場

更具參考價值。另外，850hPa風場常用以作為「水汽輸送」特徵的參考。水汽頻道反應之水汽主要來自中層大氣所含的水汽量，我們一方面想要大略瞭解水汽頻道資料分別與低層和高層風場的關係，另一方面也想知道颱風在明顯轉向時其路徑與低層和高層風場是否有清楚不同的關係。

本報告主要分為兩部分。在第一部分中，我們討論副熱帶太平洋高壓在這段時間內的特性；而第二部分重在模式產品的校驗。

## 二、副熱帶高壓特徵

### 1. 水汽與500hPa高度場

圖1a至h分別是從7月19日到22日每隔12小時一張的水汽資料與模式500hPa高度分析場。水汽的原始資料是由256色階表示，而圖1中僅標示出色階高於176的資料，陰影最深的部分色階約相當於250，可以代表垂直積分的水汽最豐沛的區域。費依颱風（圓形深影）的位置可在圖中辨認出來。費依在7月19日00Z位於菲律賓的東方海面上，中心位置約在135°E與18°N附近。接下來的24小時當中，費依緩慢地朝西北方向移動，在7月20日00Z時（圖1c）颱風中心的緯度已達20°N以北，而經度在131°E附近。颱風在7月20日12Z之後出現明顯的轉向，從原來朝西北方向行進轉為朝北方前進，而在7月21日經過臺灣東方的太平洋。雖然颱風外圍環流夾帶著一些水汽掃過臺灣東部，但是並沒有為臺灣帶來明顯的降水；反倒是颱風外圍下沉氣流造成基隆出現30年來的最高溫度(38°C)，到了7月22日，颱風遠離臺灣往韓國而去。

根據水汽資料，我們可診斷模式分析出的500hPa高度場。我們在本文中討論的重點地區集中在副熱帶太平洋與東亞。圖1a到h顯示出，以5880線為代表之副熱帶高壓系統，在這四天當中有非常顯著的變化。因為我們沒有140°E以東的水汽資料，確實說來，只能診斷副高在140°E以西的特性。首先，我們注意到5880線的確可以相當有效地代表副高的範圍，亦即在5880線的範圍之內，水汽明顯偏少。在颱風附近，高度場明顯偏低。7月21日00Z之前，副高從太平洋上向西延伸到華南地區；之後，海上與陸上的副高分為兩個系統，二系統的中間正是費依的通道。從圖1h中我們可以看出來，颱風是沿著副高的邊緣在發展。

但是若仔細觀察圖1，我們注意到5880線實際上並不能很精確的標示出高壓的特徵。例如，圖1a至f中，在日本南方，就是緯度從25°N到30°N並經度約從130°E到140°E的位置附近，水汽並不算稀少，但是5880線在該區並沒有槽狀結構與之配合。在圖1c中有一更明顯的例子，即颱風及其外圍環流夾帶之水汽穿透了5880線，與副熱帶高壓系統的結構有所抵觸。

據推測，造成高度場與水汽資料出入至少有兩種可能的原因。第一，因為洋面上的觀測資料非常缺乏，高度場以模式的預報結果成分居多，並不足以反應實際的觀測。另外，本局全球模式的資料同化週期(update cycle)為12小時，而衛星資料的傳遞是近乎即時的，因此在環境場變化快速的情況下，模式分析結果和衛星資料之間必然會有出入。第二，在緯度較低的區域，高度場與風場缺乏簡單的平衡關係。水汽變化看似受風場的影響甚大（在下一節中會繼續討論），至於與高度場之間的確切關係仍有待澄清。無論如何，資料顯示水汽的確可以反應一些無法在高度場辨識出之副高特徵。

### 2. 水汽與500hPa風場

既然高度場與水汽資料並不能完全配合，在這一節中，我們繼續討論利用水汽資料來校驗模式分析風場的可行性。圖2a至h分別為7月19日到22日，每隔12小時一張的水汽資料與根據模式分析風場導出的500hPa流線場。比較圖2與圖1，立即可以看出，由流線場所表示出的副熱帶高壓結構要比高度場所表示的要精細了許多。前一節中曾提到，在7月21日00Z以前，副高是從太平洋上向西延伸到華南地區；然而圖2表示出的副高，在7月21日00Z以前，海上與陸地上的副高卻分別屬於不同的環流系統，這一點差別對於判斷颱風路徑的趨勢是尤其重要的。在兩個副高環流系統之間，正是較不穩定之低壓與強風切（東西向之南北風分量切變）帶，利於颱風發展。但是若為一連續之高壓系統，因多為穩定下沉氣流，對颱風反有阻擋作用。

從副高的環流系統變化來看，在我們所分析的四天當中，不論是海上或是陸地上的副高均有明顯的變化。圖2a到d顯示出，從7月19日00Z到7月20日12Z，根據高壓環流的範圍來判斷，陸地上

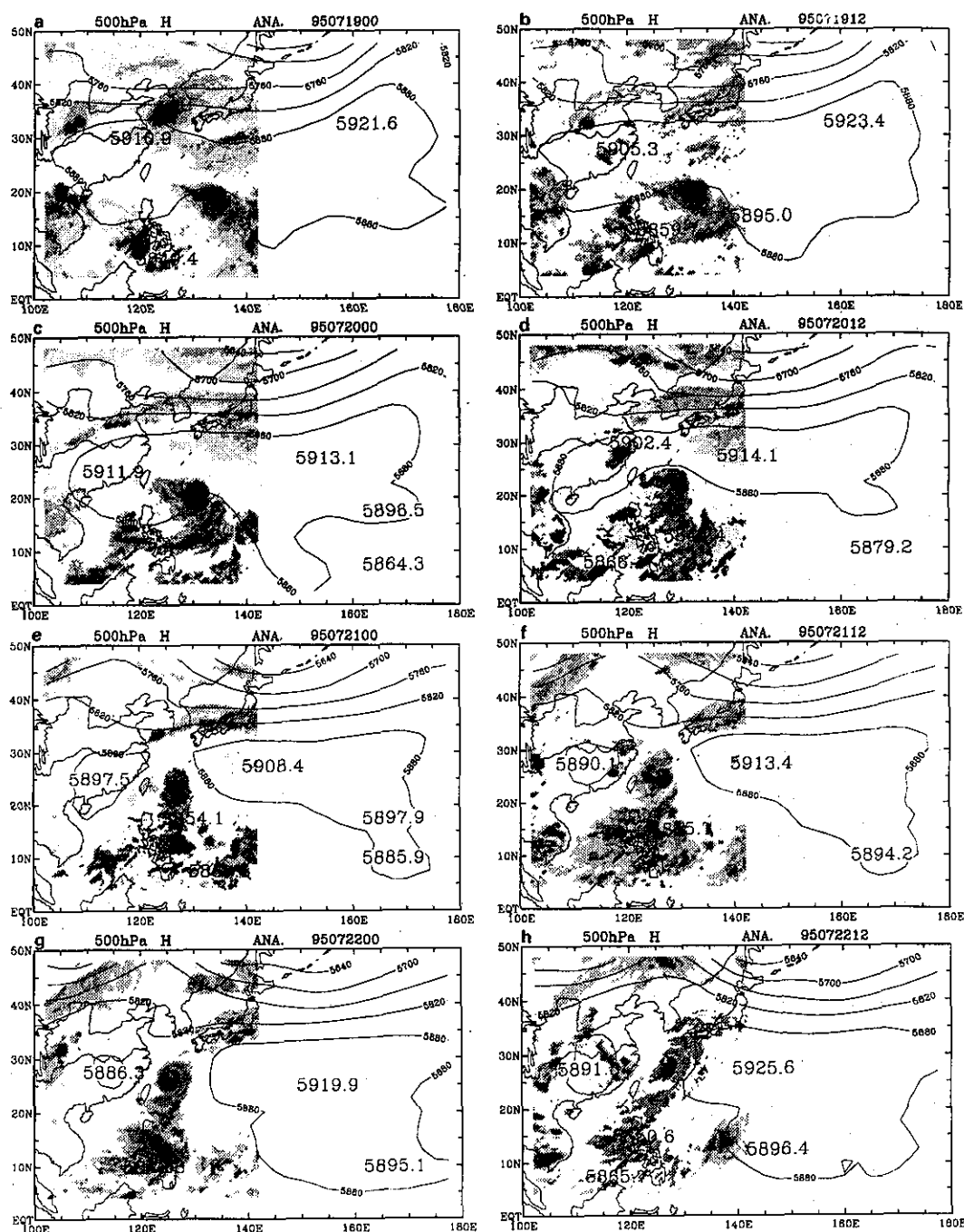


圖 1. 500hPa高度分析場(等值線)與水汽頻道資料(陰影)。高度等值線間距為60m。水汽資料之原始資料以256灰度值計，圖中僅標出灰度值高於176的資料，陰影最深部分相當於灰度值為250。(a)7月19日00Z，(b)7月19日12Z，(c)7月20日00Z，(d)7月20日12Z，(e)7月21日00Z，(f)7月21日12Z，(g)7月22日00Z，(h)7月22日12Z。

Fig 1. The contours of the model analyzed 500hPa height and the satellite measured water vapor channel data (shadings). Contour interval for the height is 60m. The original water vapor channel data is represented by 256 gray levels. The data with gray level higher than 176 are shaded, the darkest shade corresponds to the gray level of 250. (a)00Z,19,July, (b)12Z,19,July, (c)00Z,20,July, (d)12Z,20,July, (e)00Z,21,July, (f)12Z,21,July, (g)00Z,22,July, (h)12Z,22,July.

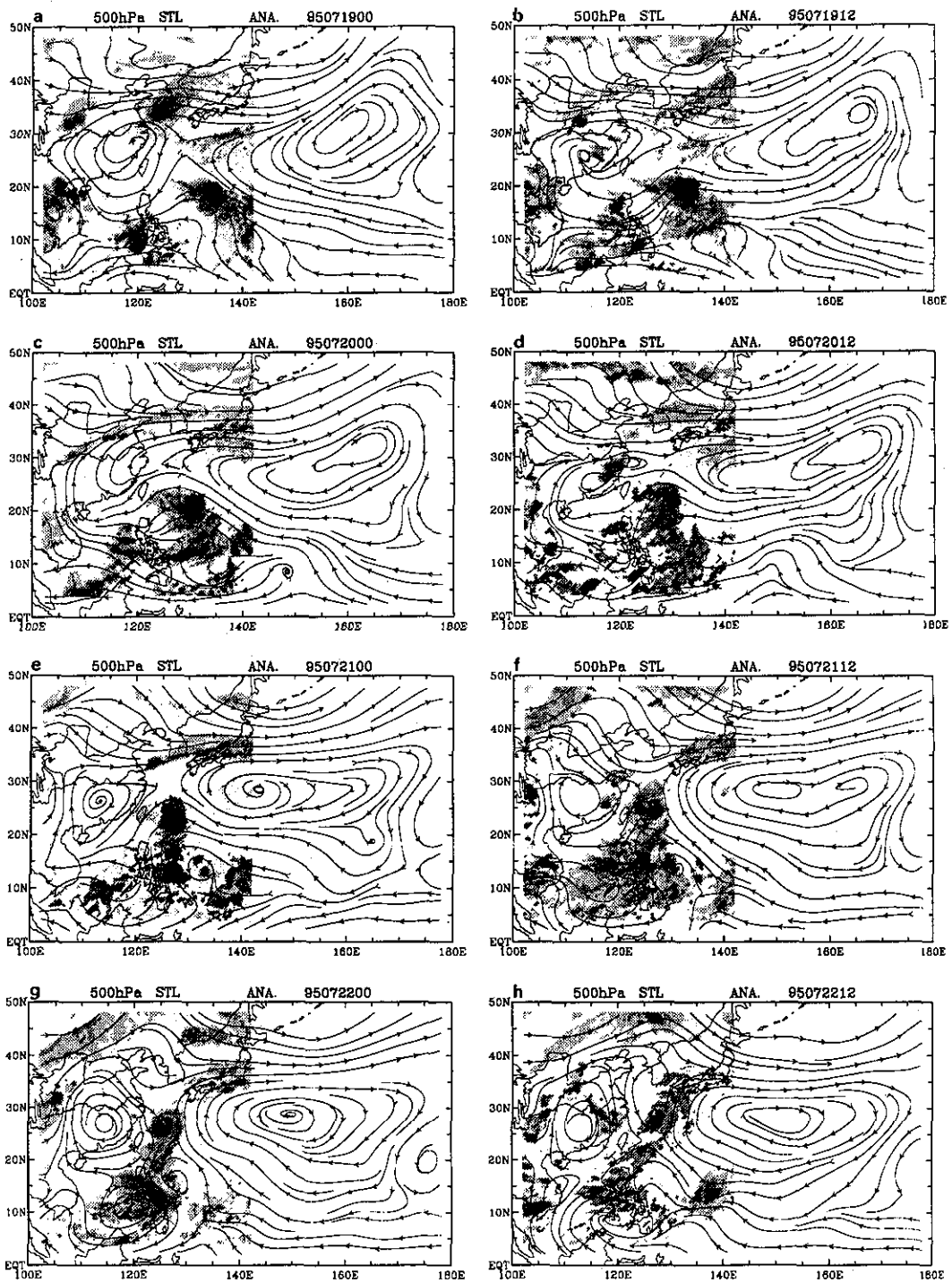


圖 2. 同圖1，但為500hPa流線場。

Fig 2. Same as Fig.1, but for the 500hPa streamlines.



的高壓系統強度隨著時間在減弱。到了7月21日00Z(圖2e)，陸地上的高壓環流強度開始加強，並在7月22日00Z(圖2g)達到最強。另外一方面，圖2a到h顯示出海上的高壓環流系統中心的方位隨著時間也有明顯的變化。在7月19日00Z，環流大致上是呈東北西南走向；而到了7月22日12Z，環流轉變成東西走向。這種環流方位的變化，可能主要是受到北方“短波”(緯向波數以槽寬估計約為8)運動所控制。圖2a中的北方短波槽槽底位在東北與蒙古一帶，圖2c中槽底已移到北日本海與日本附近，而在圖2e中，槽底位在日本東方海面上。同理，在7月22日00Z，陸上的高壓環流之所以達到最強，從現象上看來很有可能是因為北方短波脊與反氣旋環流相位相疊所致。因此，費依颱風之路徑趨勢，可說除了直接受到副熱帶高壓的影響，也間接地受到中緯度波動的運動特性所左右。在這個例子中，這些作用造成影響的時間約在3天左右。或許，由此我們可以看出，颱風路徑模式預報的準確程度，實在有相當程度要依賴全球模式的結果。

根據比較500hPa高度場與風場的結果，我們建議在研判副高特性時，應當多參考流線場。高度場和流線場相比顯得過度平滑，容易造成對高壓特性的誤判。

### 3. 水汽與850hPa風場

颱風路徑除了受到高層風場的影響之外，低層風場也有很大的導駛(steering)作用。在本節中，我們利用水汽資料來診斷模式分析的850hPa風場；除了觀察環境風場對颱風的影響之外，也可以再進一步來觀察副高的特性。特別要提出注意的是，水汽資料的水汽主要來自中層大氣(500-300hPa)，用以校驗850hPa風場有其根本上的限制。在本報告中，我們著重在明顯環流系統(颱風、副高)的定性比較。

圖3a至h分別為從7月19到22日，每隔12小時一張的水汽資料與模式分析的850hPa流線場。比較圖3與圖2，我們發現，大陸上的副高環流無法在850hPa的流線場中辨認出來；而海洋上的副高系統則較深且有近似正壓的垂直結構，但是高壓環流的中心隨高度稍微向東傾斜。太平洋高壓在850hPa流線場也顯示出方位有從東北西南走向轉為東西走向的變化特性，這種特性與前面看到的

500hPa流線場特徵變化類似，北方短波移動所造成的影響應是同樣的重要。

圖3顯示出，費依颱風與環境風場的關係在低層比高層看得更為清楚。特別是7月20日00Z(圖3c)之後，颱風有如在一低壓渠中行進。附帶一提的是，出現在緯度較低位置(如圖3e至g中菲律賓附近)的對流系統，我們找不到適當的風場與之配合。這種不一致性，一方面可能是因觀測資料缺乏所造成的，另一方面也可能是因為中層水汽與低層風場事實上不完全相關；在本報告中，我們不準備進一步探討這個問題，但是如何能正確地解讀水汽與風場之間的關係，顯然是一非常重要之課題，有待繼續研究。

綜合以上三節的討論，我們可以做成以下結論：(1)500hPa高度場並不完全適用於判斷副高系統的特性。(2)將500與850hPa的風場配合起來觀察，可以對副高有比較準確的掌握。(3)副高的變化對颱風路徑有決定性的影響作用(Carr and Elsberry, 1994)；而副高的變化除了受到熱帶對流運動影響之外，也受到中緯度波動的影響。在本報告的第二部分中，我們將根據以上的簡單結論來討論中央氣象局的全球預報系統的預報場特性，及其對颱風路徑預報可能造成的影響。

## 三、模式預報校驗

本章中我們要校驗的場包括500hPa上的高度和風的24、48、72小時之預報場，並以GMS-5測量到之水汽量為校驗的依據。重點仍是在了解模式對副高的掌握情況。

### 1. 500hPa高度場

#### (1) 24小時預報結果

圖4a至d中的高度場分別是以7月19、20、21、22日的12Z為目標的24小時預報場，水汽資料則是對應於目標時間的觀測值。從颱風與副高的關係位置來看，模式的24小時預報場並不太差，颱風基本上位在副高(5880線)的外部。接下來，我們要逐一比較模式預報場的特性。

圖4b中預報高度場的初始場即為圖1b中的高度場。同理，圖4c的初始高度場在圖1d中，而圖4d的初始高度場在圖1f中。我們可以把圖1b至d的高度場變化看為是實際上發生的情況，而高度從圖1b到4b的變化是模式預報出的24小時變化。比

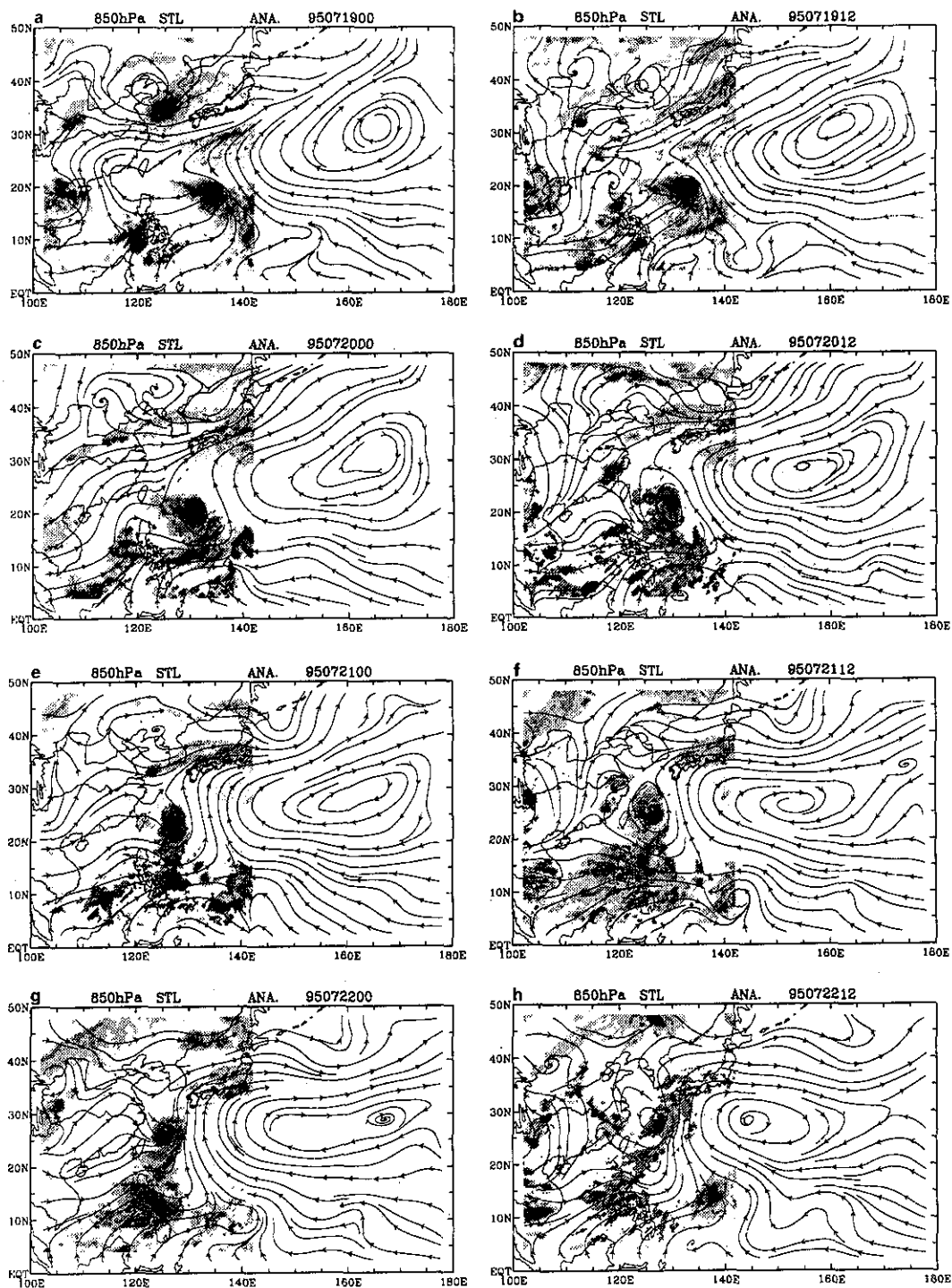


圖 3. 同圖2，但為850hPa流線場。

Fig 3. Same as Fig.2, but for the 850hPa streamlines.

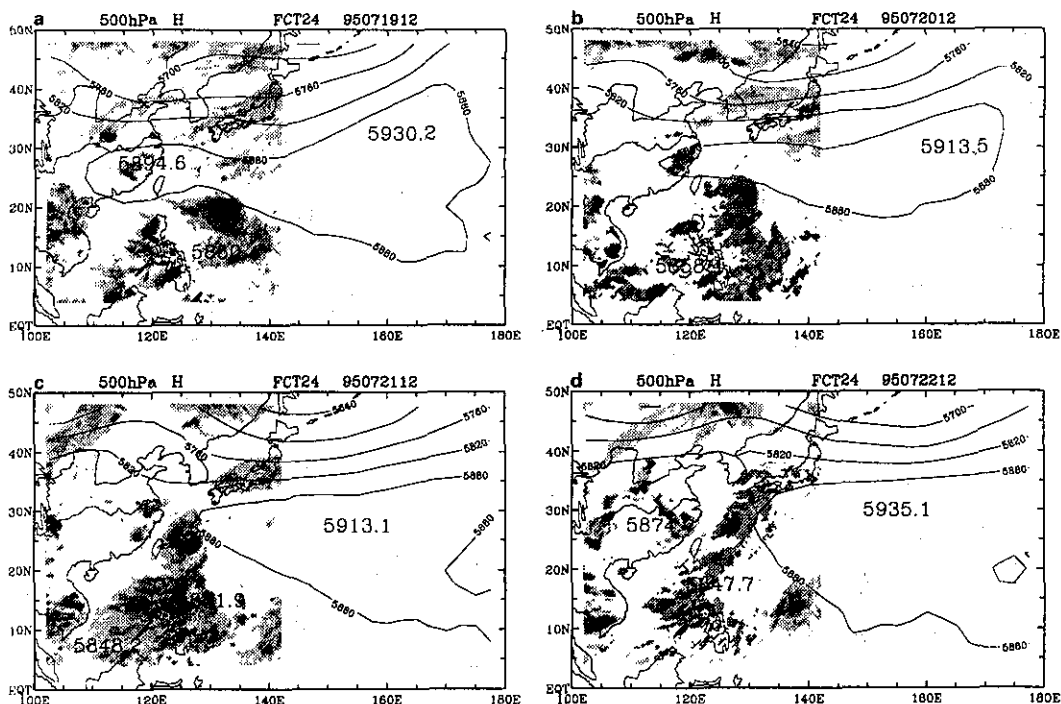


圖 4. 同圖1，但為500hPa高度之24小時預報場。校驗(目標)時日分別為(a)7月19日12Z，(b)7月20日12Z，(c)7月21日12Z，(h)7月22日12Z。

Fig 4. Same as Fig.1, but for the 24 hour forecasted 500hPa height. The target dates and time are (a)12Z, 19, July, (b)12Z,20,July, (c)12Z,21,July, (d)12Z,22,July.

較圖1d與圖4b，我們發現，在副高方面，模式預報結果在靠近大陸部分的高壓系統偏弱；而在中緯波動特性方面，模式預報的短波移動速度也比較慢。以5700線為例，圖1d中的槽底大約在日本島陸上，圖4b中預報場的槽底卻仍留在亞洲大陸東北海岸附近，並且深度不如圖1d中那麼深。中緯短波的移動過慢，可造成副高的東北區強度過強。中緯短波移動過慢的特性，在分別以圖1d和圖1f為初始場，來比較圖4c與1f及圖4d與1h的結果時，也可以得到相同的結論。另外，在比較圖1h與4d時，我們還注意到兩項特點。其一，在大陸東北的高壓脊太弱，這和過去一年多來模式預報結果(根據氣象局數值預報小組之統計結果，圖略)在大陸上的高度場有偏弱之系統性傾向是一致的。其二，以圖1f中的高度場為初始場來觀察太平洋副高的24小時變化，我們發現預報場對於高壓的掌握還相當好。特別是副高向西南伸展的特

性，模式不但是預報出來了，並且從5880線跨經菲律賓東方(經度約在135°E)之雲簇發展的程度來看，預報場與水汽的關係比分析場還更為合理。目前我們繼續在利用更完整之水汽資料，追蹤研究模式的24小時預報場對副高的掌握是否確實不錯。

#### (2)48小時預報結果

我們接下來校驗模式的48小時預報結果。圖5a至d的高度場分別是以7月19、20、21、22日的12Z為目標的48小時預報場，水汽資料則是對應於目標時間的觀測值。圖5b中高度場的前24小時之預報值表示在圖4a中，同樣地，圖5c與4b及圖5d與4c有相同之後與前的預報結果之關係。首先，觀察颱風與副高的關係，我們發現在20°N到30°N的緯度範圍內，副高有極為明顯的預報偏差，其中又以7月21與22日的結果最為明顯。由於颱風路徑預報模式的初始與邊界值是全球模式所提

供(陳得松等, 1994), 因此, 圖5所顯示出的全球模式預報誤差, 對於颱風路徑預報的準確度或許有相當程度的影響, 需要我們進一步的研究以澄清其間的關係。比較圖5與圖1, 我們看到副高的東北區仍是明顯偏強, 中高緯波動不論是在相位或強度上的表現也均不甚理想, 在下一小節中我們將繼續討論這些偏差。

### (3) 72小時預報結果

圖6a至d中的高度場分別是以7月19、20、21、22日的12Z為目標的72小時預報場, 水汽資料則是對應於目標時間的觀測值。水汽與高度場的相對位置顯示, 前一小節中所描述的副高偏差在72小時的預報結果中繼續存在。比較圖6與圖1, 我們看到副高的東北區強度偏強, 其偏差在圖6a與b中最為明顯, 而以圖6d中的情況較好。但是, 比較圖6d與1h, 我們發現事實上情況並不樂觀。模式的預報場不論是在副高特性或中緯度波動的掌握上, 均不理想。以日本東方低壓槽為例, 預報

所得的結果(圖6d)尺度較小(和圖1h相比), 但深度不夠(少了一條等高線)。另外, 我們還注意到有多處的等高線出現了一些尖銳的轉折點(如圖6c中的10°N和165°E附近以及45°N和170°E附近), 值得我們注意並找出原因。

### 2. 500hPa風場

在第二章中我們提到, 高度場與風場可以表示出的副高特性不盡相同。在前一小節中, 我們也看到, 模式的高度場預報結果並不理想, 其中包括副高在大陸上的強度偏弱、海上副高之東北區偏強還有中緯度波動的移動過慢且強度偏弱等等缺失。在這一節中, 我們要根據500hPa風場討論模式對太平洋高壓的預報結果。本節的重點在於討論全球預報偏差對颱風路徑預報可能造成的影響, 至於關於副高與中緯度波動本身的特性, 討論將盡量簡略以避免重複。

### (1) 24小時預報結果

圖7a至d中的流線場分別是以7月19、20、21

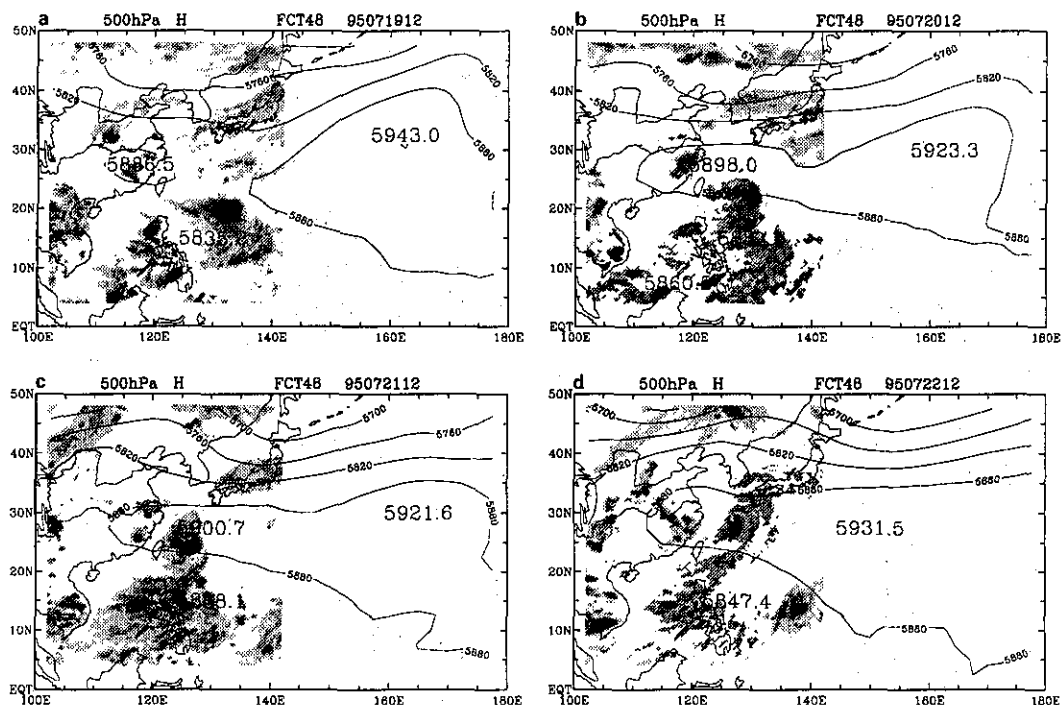


圖 5. 同圖4, 但為48小時預報高度場。

Fig 5. Same as Fig.4, but for the 48 hour forecasted height.

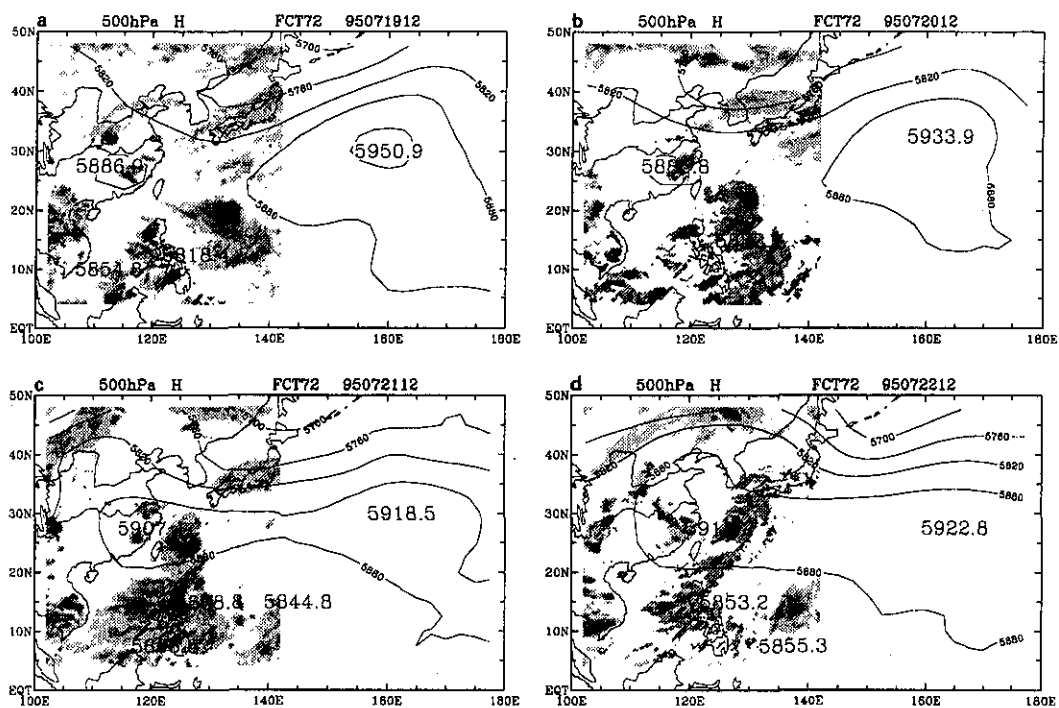


圖 6. 同圖4，但為72小時預報高度場。

Fig 6. Same as Fig.4, but for the 72 hour forecasted height.

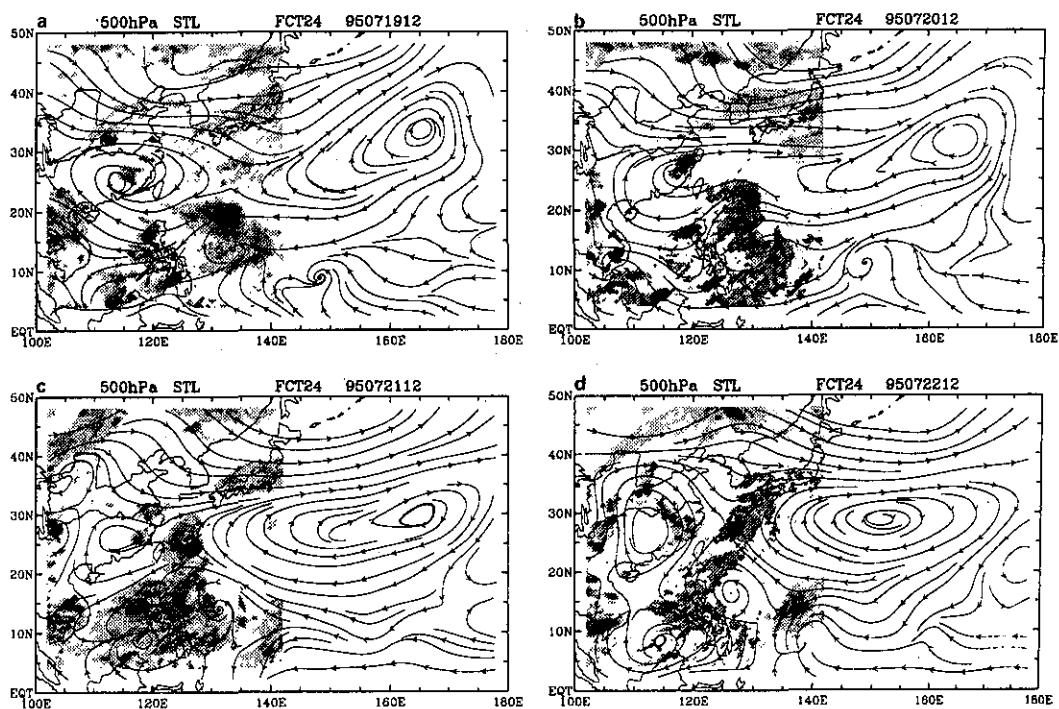


圖 7. 同圖4，但為500hPa 24小時預報流線場。

Fig 7. Same as Fig.4, but for 500hPa streamlines.

、22日的12Z為目標的24小時預報場，水汽資料則是對應於目標時間的觀側值。首先，從水汽與副高的相對位置來看，模式的24小時的流線場預報結果相當合理。水汽深厚的區域多在高壓環流系統之間或者是擾動較為明顯的區域。比較圖7與圖2，我們也發現預報的流線場與分析結果非常類似。因而，單就500hPa風場來看，全球模式的預報結果對颱風路徑的預報應沒有太大的負面影響。

#### (2)48小時預報結果

圖8a至d中的流線分別是以7月19、20、21、22日的12Z為目標的48小時預報場，水汽資料則是對於目標時間的觀測值。比較圖8與圖7，我們發現副高在24小時內已有顯著的變化，其變化特徵在前一節中已討論過，不在此重複。比較圖8與圖2，我們發現，預報與分析的風場對颱風路徑預報可能有非常不同的影響。首先，比較圖8a與2b，我們看到對預報的風場而言，颱風正在鞍型場的邊緣；但是對分析的風場而言，颱風卻在鞍型場

外的低壓槽區內。接著比較圖8b與2d，我們發現對於預報的風場而言，颱風在靠大陸的副高南緣東風區內；而對分析的風場而言，颱風卻仍在兩個高壓系統之間的低壓槽區內。繼續比較圖8c與2f，可以看到其間差異之顯著。圖8c顯示出颱風在副高區內的東南風區域，圖2f則明白顯出颱風是在兩個高壓環流系統之間的低壓區內。類似的顯著差異同樣出現在圖8d與2h之間。

#### (3)72小時預報結果

圖9a至d中的流線場分別是以7月19、20、21、22日的12Z為目標的72小時預報場，水汽資料則是對應於目標時間的觀測值。比較圖9與圖2，我們發現對觀測到之颱風而言，置於預報和分析的風場之中有如置於兩種截然不同的環境當中。比較圖9a與2b，前圖中颱風位於太平洋高壓與熱帶低壓環流之間的輻散流場附近，與後圖中颱風位於由低緯延伸到高緯的淺槽區內成為對比。圖2d中的颱風也位在淺槽區內，但是圖9b中的颱風

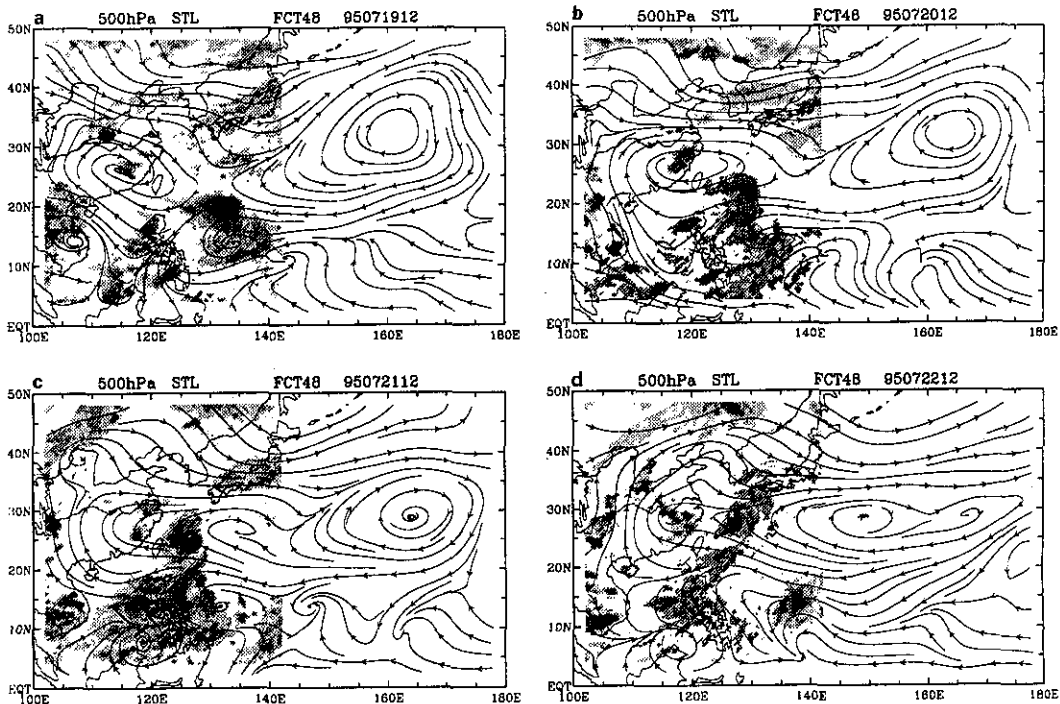


圖 8. 同圖7，但為48小時預報流線場。

Fig 8. Same as Fig.7, but for 48 hour forecasted streamlines.

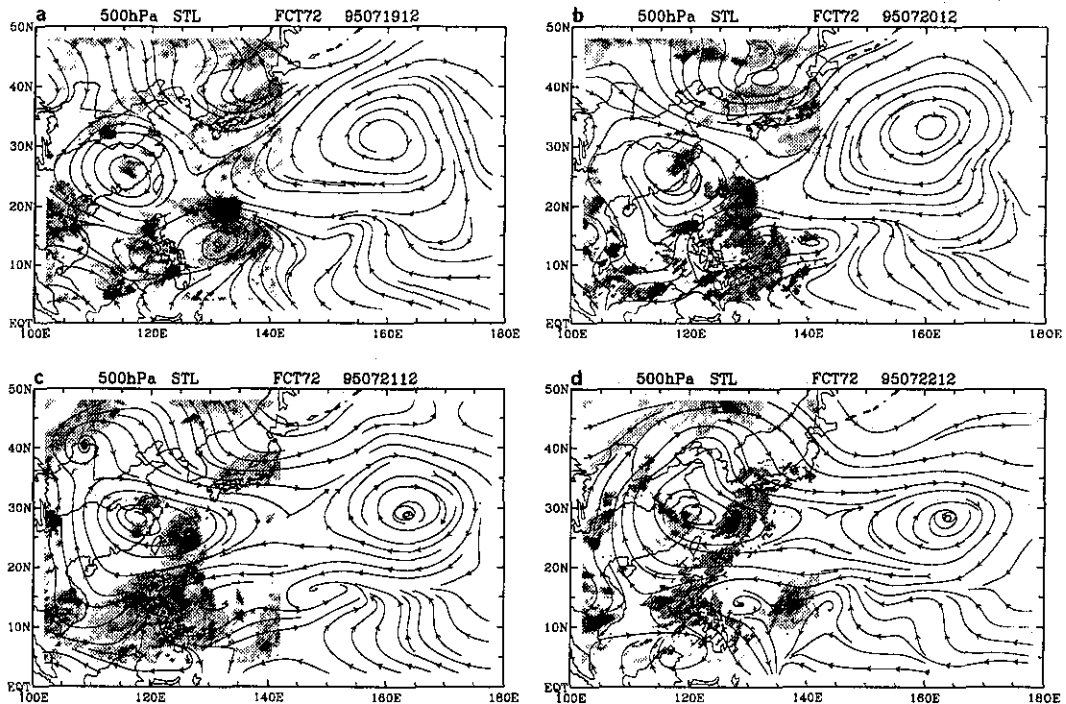


圖 9. 同圖7，但為72小時預報流線場。

Fig 9. Same as Fig.7, but for 72 hour forecasted streamlines.

位在靠近大陸的副高之東南角。圖9c與9d中的颱風均位在預報場之高壓環流區內，與圖2f與h中颱風位在分析場之副高的低壓區大相逕庭。

除了颱風與副高相對位置的異同之外，我們還注意到預報與分析的流線場在低緯地區也表現出非常明顯的差異。圖9a至d中在菲律賓的東方(緯度約為15°N，經度約從125°E到150°E或更東)均有明顯的氣旋式環流；同一時間的分析場(圖2b、d、f、h)中則沒有這種環流結構。造成這種差異的原因，有待日後進一步的觀察與研究之。

#### 四、總 結

我們初步嘗試了利用GMS-5新增之水汽頻道資料，來分析1995年7月費依颱風接近臺灣及轉向時的副熱帶高壓特性，並同時診斷中央氣象局全球數值分析與預報系統的結果。結果顯示，水汽頻道資料不論是對了解副高特性，或診斷模式分析與模擬的結果，均具有非常高的利用價值。

報告主要分為兩部分。在第一部分中，我們討論副熱帶太平洋高壓在這段時間內的特性；而第二部分重在模式產品的校驗。在副熱帶太平洋高壓特性的這一方面，我們發現(1)500hPa高度場並不完全適用於判斷副高系統的特性，(2)將500與850hPa的風場配合起來觀察，可以對副高有比較準確的掌握，(3)副高的變化除了受熱帶對流運動影響之外，也明顯受到中緯度波動的影響。在第二部分中，我們發現本局全球模式對於副高與中緯度波動的預報，在24小時之後，已趨於不理想。校驗模式的500hPa風場的分析與預報結果之後，我們相當肯定，就費依颱風個案而言，中央氣象局現階段的全球數值分析與預報系統並不能適當預報出(24小時之後)決定颱風路徑發展趨勢的環境場。這個論點可以藉由圖10表示出來。

圖10是經度從125°E到140°E及緯度從15°N到25°N的範圍中之平均風場的垂直剖面圖，其橫軸座標為時間(間隔12小時)。圖10a是分析場，圖

10b到d分別是24、48與72小時的預報場。風場經緯範圍的選取乃依照在我們討論的四天當中，費依颱風大約的中心位置而定。圖10a顯示，約在7月21日00Z左右，平均風場出現了一次較大的變化，從1000hPa到500hPa的南風分量明顯增強，高層東風分量減弱，南風分量加強。這種深層風場的變化對颱風路徑特徵的決定性影響，可以從圖1中颱風路徑的轉折得到證明。24小時的預報風場(圖10b)和分析場變化趨勢非常類似，可見預報風場仍具高度參考價值。但是48與72小時的預報特徵

則與分析場卻相去漸遠。特別是在7月21日風場特徵出現明顯轉變之時，類似的轉變完全沒有表現在預報場中，顯示模式的預報仍有待加強。

GMS-5水汽頻道資料應多加利用於模式的診斷工作中。本文僅是在這方面工作的初步嘗試，更完整的診斷工作計畫目前仍在規劃與進行中。另一方面，我們也深刻體會到一個理想的全球數值預報系統對預報颱風路徑預報的重要性。因此，中央氣象局的全球數值分析與預報系統之研發和改進工作，絕對仍有加強的必要。

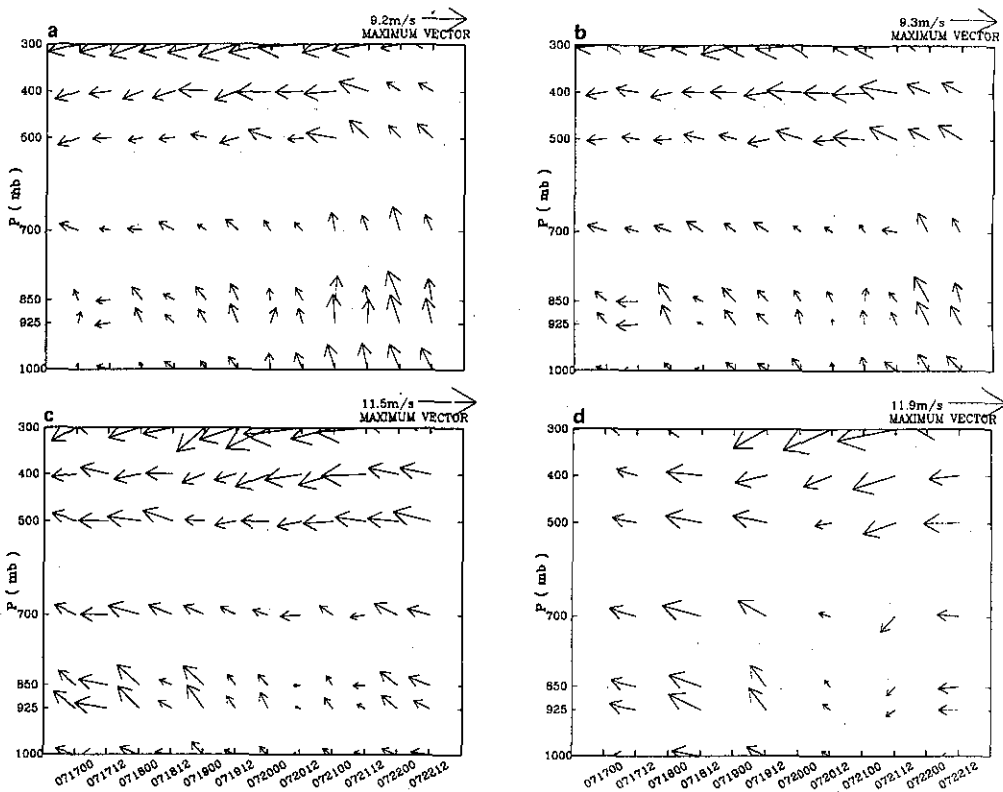


圖 10. 區域平均水平風場之高度與時間切面圖，橫軸座標為時間，從7月17日00Z到7月22日12Z。平均的區域範圍經度從125°E到140°E及緯度從15°N到25°N。(a)分析場，(b)24小時預報場，(c)48小時預報場，(d)72小時預報場。

Fig 10. The height and time cross section of the area averaged horizontal wind vectors. The abscissa is time, from 00Z, 17 July to 12Z, 22, July. The area for making the averaged is from 125°E to 140°E in longitudes and from 15°N to 25°N in latitudes. (a)the analyses, (b)24 hour forecast,(c)48 hour forecast, (d)72 hour forecast.



## 誌 謝

本研究承中央氣象局衛星中心王光華先生協助提供水汽頻道資料，特此致謝。

## 參考文獻

陳建河，劉其聖，馮欽賜，汪鳳如，蕭志惠，  
1994：中央氣象第二代全球波譜模式之介紹。  
天氣分析與預報研討會論文集編。1-10。  
陳得松，葉天降，黃康寧，彭順台，張偉正，  
1994：中央氣象第二代颱風陸徑預報模式之介

紹與評估。天氣分析與預報研討會論文集編。  
21-30。

Carr, L.E., and R.L. Elsberry, 1994: Systematic and integrated approach to tropical cyclone track forecasting part 1. Approach overview and description of meteorological basis. Naval Postgraduate School, Monterey, California. pp.273.

Japan Meteorological Agency, 1993: Revision of GMS Stretched-VISSR Data Format.

# USING GMS-5 WATER VAPOR CHANNEL DATA TO ANALYZE AND DIAGNOSE THE ENVIRONMENTAL FIELDS OF TYPHOON FAYE

Mong-Mnig Lu<sup>1</sup> and Chi Pan<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Research and Development Center, Central Weather Bureau

<sup>2</sup>Computer Center, Central Weather Bureau

## ABSTRACT

The GMS-5 replaced the GMS-4 in June, 1995. A completely new channel, the water vapor channel, was implemented in the new satellite. Therefore, to display spatial distribution of the middle tropospheric integrated water vapor has become possible on a real-time basis. After carefully watching the data for few months, we found that water vapor data should be perfect for monitoring movements and developments of the subtropical highs. In this report, the data is utilized for analyzing and diagnosing the characteristics of subtropical highs based on products of the CWB global forecast model. The study period includes only four days (7/19/1995-7/22/1995) during which a typhoon (Faye) first approached Taiwan and then sharply turned to the north, moving towards Korea. Our results show that the water vapor channel data can clearly mark the boundaries of subtropical highs. The data is, therefore, particularly valuable for detecting possible moving directions of typhoons. On the other hand, using the water vapor channel data as a reference, we find that the wind fields (at 500 and 850hPa) actually can represent the subtropical highs better than the height fields. Concerning the model results, we find that neither the analyzed nor the forecasted results can fully capture variations of the subtropical highs. To identify possible causes for the modelling deficiencies is an extremely important task in the future.

Keywords : Water Vapor Channel Data, Pacific Subtropical High, Typhoon

# 嘉義地區八十三年降雨分布相關性之初步分析

李 炳 和

中央氣象局嘉義氣象站

黃 天 成

國立嘉義農業專科學校

## 摘 要

本文依嘉義地區之地理位置不同，將之區分為沿海、平原、山區，各選取二個測站為代表，分別是鰲鼓、布袋、嘉義、溪口、奮起湖、阿里山等六站，以民國八十三年之日降雨資料，依不同之降雨方式，分析各站間降雨分布及相關程度，結果顯示：(1)冬季冷鋒雨之分布不甚平均，以山區最多、其次是平原、沿海地區最少；而且各測站間之降雨相關程度均達極顯著正相關。(2)五、六月間之滯留鋒降雨（梅雨）分布與冷鋒雨相似，各站之降雨相關程度，在同一地理位置間有極顯著正相關。(3)發生於夏季之熱雷雨因受各區地形影響，分布不均，以奮起湖最多、鰲鼓最少，各站間降雨量之相關程度在同一地理位置間亦有極顯著正相關。(4)颱風引進強盛西南氣流所形成之地形雨，在山區之阿里山及奮起湖最高，達1200-1500公釐之間；平原及沿海較少，約250-350公釐，降雨相關隨站與站之距離而異，越相近者相關程度越高。

關鍵字：降雨分布，相關程度。

## 一、前 言

降雨源於大氣中所含之水汽飽和而引致，惟降雨現象並非僅為空氣中水汽含量之多寡，而是另有其它因素綜合促成。雨量之分布受氣象及地形二大原因所支配，何謂氣象原因？如氣流、風向、氣溫、氣壓……等（姜，1989）。而地形上的原因如海拔高度差、山地坡向、開闢度、地形起伏及距海岸之遠近等（徐，1991）。由於上述原因相互影響而形成降雨分布的差異。

嘉義位於東經120°10'50"，北緯23°10'40"，海拔高度由二公尺至二千多公尺，北回歸線橫貫而過，且居嘉南平原中心，為台灣主要農業縣之一。本地區東接阿里山脈，西臨台灣海峽，因地理環境之特性，可區分成山區、平原、沿海三個地區，各區氣候變化迥異，尤以降雨量多寡對農業灌溉、民生給水、治山防洪及水資源開發利用影響甚大。

## 二、測站選定與資料蒐集分析

本研究依地理環境特性，共選取六個測站，包括氣象局所屬地面觀測站二個、自動雨量站三個，以及一個專用氣象站，分別是嘉義、溪口二站代表平原；鰲鼓、布袋代表沿海；奮起湖、阿里山代表山區。各站詳細位置列如表1。

由於本文以定性之探討為主，且受客觀因素限制，僅以民國83年之日降雨量資料（取用日期詳如附表1）進行整理及統計分析，統計分析採用Pearson積差相關分析法。

積差相關公式：

$$\gamma_{xy} = \frac{\text{Cov}(x, y)}{S_x S_y} \\ = \frac{\sum(x - \bar{x})(y - \bar{y})(N - 1)}{S_x S_y}$$

$$r = \frac{\sum(x - \bar{x})(Y - \bar{Y})}{N-1} \div \sqrt{\frac{\sum(X - \bar{X})^2}{N-1}} \sqrt{\frac{\sum(Y - \bar{Y})^2}{N-1}}$$

式中r：變數X與變數Y之相關係數

s：樣本之標準差

N：樣本數

顯著性測驗（雙尾）公式：

$$\begin{cases} H_0: \rho = 0 (X, Y \text{ 無直線關係}) \\ H_1: \rho \neq 0 (X, Y \text{ 有關係}) \end{cases}$$

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

當  $t < t_{(1-\frac{\alpha}{2}, n-2)}$  或  $t > t_{(1-\frac{\alpha}{2}, n-2)}$  時，則拒絕虛無假

設  $H_0$ ，接受對立假設  $H_1$ ，亦即表示X、Y有關係。

表 1. 各測站地理位置

站 名	經 緯 度	海 拔 (m)	所 在 地	備 註
嘉 義	23° 29'N, 120° 25'E	27	嘉義市北湖里	氣象局測站
溪 口	23° 36'N, 120° 24'E	14	嘉義縣溪口鄉	自動雨量站
鰲 鼓	23° 30'N, 120° 08'E	23	嘉義縣東石鄉	自動雨量站
布 袋	23° 20'N, 120° 10'E	2	嘉義縣布袋鎮	專用氣象站
奮起湖	23° 29'N, 120° 42'E	1,404	嘉義縣竹崎鄉	自動雨量站
阿里山	23° 31'N, 120° 48'E	2,413	嘉義縣阿里山鄉	氣象局測站

附表1. 各類降雨形式分析之取用日期

降雨形式	取 用 日 期	合計日數
鋒面雨	1/13, 2/12, 2/14-22, 2/25-28 3/19, 4/14, 4/27-29	20
梅 雨	5/3-5, 5/11-12, 5/18-19, 5/27-28, 5/31 6/1-6, 6/13-15, 6/17-20	23
雷 雨	7/3-5, 7/15-22, 7/25-26, 7/29, 7/31 8/1, 8/11, 8/29	18
地形雨	7/11-12, 8/4, 8/8-10	6

### 三、結果與討論

大氣中水汽凝結成雨滴之過程中，最重要的步驟為冷卻至飽和之際，水汽先凝結成水珠，然後於適當環境中，降落於地面中，姜承吾(1989)將降雨形成方式分為：(1)山嶺降雨(2)直流降雨(3)氣旋降雨—(a)鋒面型(b)非鋒面型。而徐森雄(1991)則依降雨生成原因分為鋒面雨(或稱溫帶氣旋雨)、颱風雨(或稱熱帶氣旋雨)、地形雨、雷雨等四種。民國八十三年台灣雖發生多次颱風，且有直接侵襲本省者，但本文不討論颱風雨、只分析颱風雨外之降雨，即鋒面雨(含冷鋒及滯留鋒降雨)、雷雨、地形雨三種，茲依發生時期先後分述如下：

#### (一)鋒面雨

當降雨與氣旋(cyclone)併在一起者，稱為氣旋降雨，氣旋降雨分為鋒面型(frontal type)與非鋒面型(nonfrontal type)二種，在本省鋒面型降雨，又可分為冬季之冷鋒雨及春末夏初之滯留鋒面(通稱梅雨)。

#### 1. 冷鋒雨

冷鋒雨為一冷氣團向前移動時遇上一較高溫氣團，因其密度較大，常沿地面自暖氣團下部楔入，當暖氣團被冷氣團楔入時即被迫上升，因而發生冷卻而降雨。台灣冬季期間，即受大陸冷氣團向東南

移動影響，每當冷氣團前緣之冷鋒經過本省時，北部、東北部及東部地區較常降雨，而西南部地區因受中央山脈影響所以降雨較少，在民國83年1-4月中，除2月17-19日之冷鋒有較多降雨之外，每月均有少量之降雨。圖1為本期間總降雨量分布，以山區之阿里山及奮起湖最多，分別是292及231公釐，其次是平原之溪口與嘉義各為134及116公釐，沿海之鰲鼓與布袋最少，分別為95及84公釐。以上資料顯示，冷鋒雨之多寡受地形效應影響很大，越近山區或離海岸線越遠者，降雨量越多。進而求取各站間降雨量之相關程度，由表2得知，站與站間有極高的相關係數(r)值，且均達1%顯著水準，即表示各站間之降雨量均有極高之正相關，並未因地理位置或地形不同而受影響。

#### 2. 梅雨

每年春末夏初時節(即五、六月間)台灣進入梅雨期，梅雨期間在天氣圖上常見一道滯留鋒，我們稱為梅雨鋒。梅雨鋒主要是由於熱帶性氣團和極地冷氣團相遇所形成的一個風切線。梅雨鋒系統之特徵是高空沒有明顯的噴流，低層有強的西南氣流，因此環境的垂直風切較弱，同時有較大的對流不穩定度(周等，1992)。

上述梅雨鋒雲系常伴隨旺盛的對流活動，因這些對流活動的組織、發展、移動常使鄰近地區發生豪大雨。嘉義地區在83年5月3日即受明顯梅雨鋒影

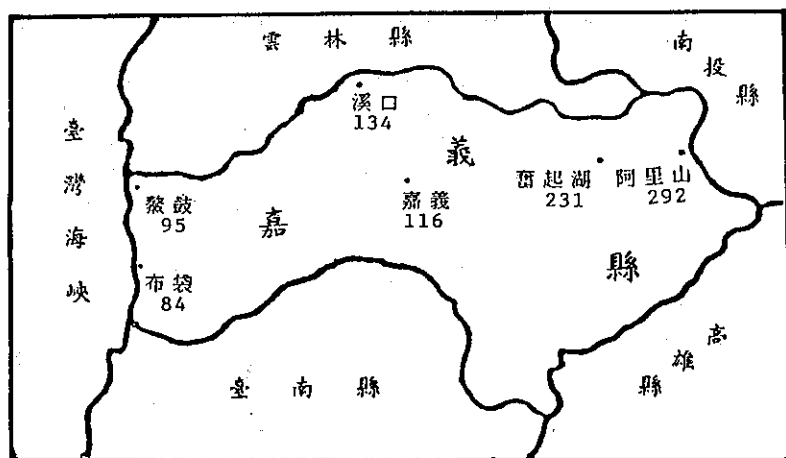


圖 1. 民國83年1月13日—4月29日冷鋒過境時嘉義地區之降雨量分布

表 2. 各測站間冷鋒降雨量之相關係數

地點	嘉義				
溪口	0.9200**	溪口			
鰲鼓	0.9547**	0.9507**	鰲鼓		
布袋	0.8606**	0.8457**	0.8290**	布袋	
奮起湖	0.8985**	0.8095**	0.8768**	0.8417**	奮起湖
阿里山	0.8837**	0.8811**	0.9073**	0.7794**	0.9021**

\*:  $p < 0.05$

\*\* :  $p < 0.01$

響而降雨，至6月20日止計有23天降雨，各地區之總降雨量以奮起湖最多，高達898公釐，其中5月4日即降下245公釐之豪雨，同月31日又有110公釐之大雨發生；阿里山位居第二，總計雨量是668公釐；嘉義416公釐再次之；降雨最少者為鰲鼓187公釐(圖2)。由以上雨量分布知，地形效應在梅雨鋒降雨中扮演相當重要的角色。再由表3各站降雨量之相

關係數得知，嘉義與溪口、奮起湖、阿里山三地之降雨量有百分之一極顯著之正相關；而嘉義與沿海之鰲鼓、布袋則呈顯著正相關(達百分之五)。由此可證明，各站降雨量之相關程度，因地理環境差異而有顯著的影響。而同一地理位置間，如鰲鼓與布袋、嘉義與溪口、奮起湖與阿里山之梅雨降雨量相關程度，均呈極顯著正相關。

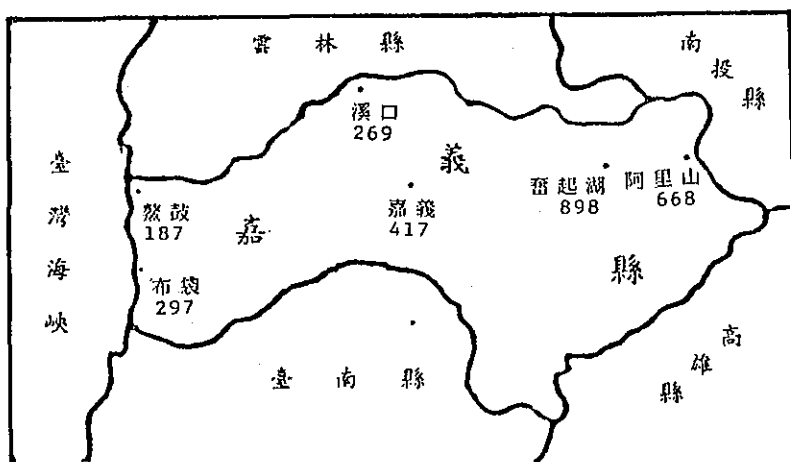


圖 2. 民國83年5月3日－6月20日梅雨期嘉義地區之降雨量分布

表 3. 各測站梅雨雨量之相關係數

地點	嘉義				
溪口	0.6209**	溪口			
鰲鼓	0.4903*	0.4824*	鰲鼓		
布袋	0.4617*	0.2265	0.5379**	布袋	
奮起湖	0.6877**	0.3139	0.1024	0.1204	奮起湖
阿里山	0.6589**	0.2683	0.1342	0.1131	0.9319**

\*:  $p < 0.05$

\*\* :  $p < 0.01$

## (二) 雷雨

雷雨型式大體上可分為氣團雷雨及鋒面雷雨。台灣地區發生之雷雨以氣團雷雨居多，原因是台灣四面環海，夏季受熱帶性海洋氣團影響，各地日間局部地面受熱，使溫度直減率變峻（戚，1979），故其大都在午後發生局部性雷陣雨。在民國83年7-8月期間，即有18天較明顯雷雨發生，日降雨量以

嘉義最多，其中有3天日雨量超過100公釐以上，分別是7月5日及8月1日均為128公釐，8月11日甚達224公釐，可能是因強烈雷陣雨的發展常與局部環流帶進的豐沛水汽，以及地形輻合抬升有密切的關係（林等，1992），在本期間總降雨量分布（如圖3）仍以嘉義673公釐最多，再依序是奮起湖（561公釐）、溪口（497公釐）、阿里山（300公釐），

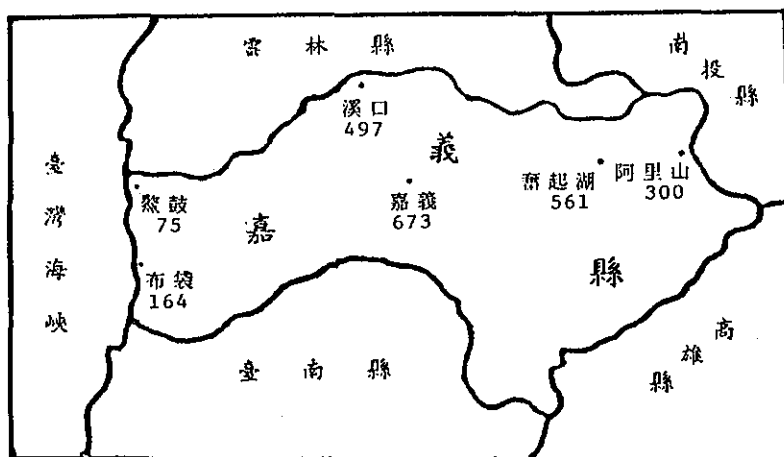


圖 3. 民國83年7月3日-8月29日期間嘉義地區雷雨之雨量分布

布袋及鰲鼓最少(164、75公釐)。在降雨相關程度方面，因雷雨屬局部性發生型態，所以各站降雨之相關係數較低，且站與站之相關程度無一定規則可循。但是同一地理位置間，如嘉義與溪口、鰲鼓與布袋、奮起湖與阿里山之雷雨降雨量相關程度，均呈極顯著正相關(表4)。

#### (三)地形雨

地形雨(orographical rain)意指地面氣流因受山坡之障礙向上騰升而成者，多出現於迎風面之山坡(徐，1991)。本文所指之地形雨：即嘉義地區受颱風過後外圍環流影響，引進旺盛的西南氣流，濕熱空氣沿山坡上升所造成降雨者謂之。民國83年7、8月間，嘉義地區計有三個颱風侵襲後之外圍環流引進較為旺盛之西南氣流，因而在山區降下地形雨，

表 4. 各測站雷雨雨量之相關係數

地點	嘉 義				
溪口	0.9023**				
鰲鼓	0.4838*	0.6178**			
布袋	0.5085*	0.5954**	0.8682**		
奮起湖	0.6403**	0.7425**	0.4206	0.4694*	
阿里山	0.3801	0.4671	0.3203	0.4889*	0.6873**

\*:  $p < 0.05$

\*\* :  $p < 0.01$

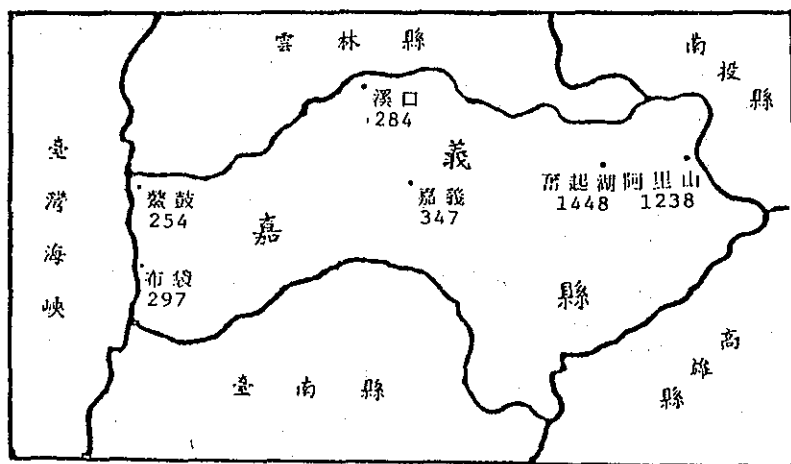


圖 4. 民國83年7月11日—8月10日西南氣流造成之地形雨在嘉義地區之降雨量分布

分別是7月11-12日之提姆(TIM)颱風，8月4日之凱特琳(CAITLIN)颱風及8月8-10日道格(DOUG)颱風。以上三個颱風之降雨量，山區之奮起湖及阿里山因地形的關係，累計達1448與1238公釐、其中道格颱風在三日之累積降雨量即達1015與1036公釐，尤以8月8日之降雨量就高達486與545公釐；在此期間平原和沿海之降雨量較山區低很多，約在250-350公釐之間（圖4）。各站之降雨量相關程度方

面，如表5所示，同屬山區性質之奮起湖、阿里山，其相關係數(r)值高達0.9887，呈極顯著的正相關；又同屬沿海性質之鰲鼓、布袋，相關係數值亦高達0.9930，亦呈極顯著之正相關；同平原性質之嘉義、溪口之相關係數為0.8282，兩地之降雨量呈顯著正相關。而平地及沿海地區與山區間之地形雨降雨量則呈負相關，但未達5%顯著水準。

表 5. 各測站地形雨雨量之相關係數

地 點	嘉 義				
溪 口	0.8282	溪 口			
鰲 鼓	0.6871	0.8829	鰲 鼓		
布 袋	0.6310	0.8287	0.9930	布 袋	
奮 起 湖	-0.4076	-0.6573	-0.4611	-0.3693	奮 起 湖
阿 里 山	-0.4689	-0.7430	-0.5290	-0.4376	0.9887

\*:  $p < 0.05$

\*\* :  $p < 0.01$

#### 四、結 論

嘉義地區由於地理環境差異甚大，在降雨預報準確上有實質上的困難，因而造成居民對預報準確率認知之差距。經由民國83年之日降雨量資料初步分析結果，得知冬季冷鋒過境在嘉義地區所造成之降雨，其分布視各站地理環境而定，以沿海地區最少，山區最多，平原則介於其中，亦即距離海岸線愈遠者降雨愈多。進入梅雨期後，滯留鋒所造成之降雨分布，在山區之降雨較平原與沿海多，而平原地區與沿海地區各站之降雨量差異則不明顯。梅雨期後之雷雨，仍以沿海地區較少，而平原地區和山區均有較多的雨量，推測其原因，可能是七、八月間從下午到黃昏，在中央山脈西側山腳附近常有強

烈的雷雨對流胞發展，再加上地形的抬升作用，在山區造成較大的雨勢，平原地區受到山區地形的延伸作用，亦經常有午後雷雨發生，尤以嘉義站最常見，因而平原地區之雨量時有超過山區之情形。颱風引進之西南氣流所造成的地形雨，其分布差異甚大，顯然的以山區最多，統計資料顯示，奮起湖與阿里山之累積雨量皆超過1200公釐，此乃山區地形之效應，也因豐沛的雨量常為嘉義之水庫注入大量水量，解決居民水荒之苦。本地區各降雨量之相關程度，除鋒面雨（各地均呈極顯著正相關）之外，不同降雨方式則各地有不同之相關程度。本研究僅取83年一年之降雨資料，此乃限於時間因素，以及本局該地區自動雨量站資料在本年之前尚未完整（新設立），本分析雖略獲初部結果，但代表性仍



稍嫌不足，他日如再進一步以多年之平均資料進行分析則更具意義。

## 五、誌 謝

本研究承中央氣象局嘉義氣象站技士楊昌峰及預報中心技士陳家明兩位先生大力協助，在此謹申謝忱。

## 六、參考文獻

1. 林沛練、陳台琦、梁丕賢、盛揚帆，1992：台灣地區局部環流之特性及其與深對流關係之探討。天氣分析與預報研討會論文彙編PP. 69-75，交通部中央氣象局主辦。

部中央氣象局主辦。

2. 周仲島、洪景山、鄧秀明，1992：梅雨鋒面雨帶之中尺度特徵：TAMEX個案研究。天氣分析與預報研討會論文彙編PP.129-133，交通部中央氣象局主辦。
3. 姜承吾，1989：應用水文學。中國土木水利工程學會出版，台北市。
4. 徐森雄，1991：農業氣候資源之調查與分析PP. 135-139。國立屏東技術學院資源保育技術系印。屏東縣。
5. 戚啓勳，1979：普通氣象學PP.247-250。國立編譯館出版。台北市。

# A PRELIMINARY STUDY OF THE CORRELATION ANALYSIS OF THE RAINFALL DISTRIBUTION IN THE CHIAYI AREA IN 1994

Bing—Her Lee

Chiayi Weather Station, Central Weather Bureau

Tien—Chung Hwan

National Chiayi Agricultural Institute

## ABSTRACT

In this study, the Chiayi area is geographically divided into 3 different regions: (1) the coastal region, (2) the plain region, and (3) the mountainous region. Two observation stations are selected to represent each region; and they are Au-ko, Bu-dai; Chiayi, Si-kou; Fen-chi-hu and A-li-shan, respectively. The daily rainfall data of 1994 are used. An analysis is proceeded according to different rainfall types in order to investigate the rainfall distributions and correlations among all stations. The results show: (1) The rainfall of the cold fronts is not evenly distributed; it attains a maximum in the mountainous region, the terrain region ranks the second place and the coastal region has the least amount of rainfall. Besides, the rainfall correlation shows an obviously significant positive correlation among six stations. (2) The rainfall distribution and the rainfall correlation among six stations are similar to those in the cold fronts with an obviously significant correlation within the same geographic location. (3) The rainfall due to the heat-induced thunderstorms in summer is not evenly distributed owing to specific geographic differences, but with a maximum in Fen-chi-hu and a minimum in Au-ko. A significant positive correlation of the rainfall amount within the same geographic location is also observed. (4) The orographic rainfall caused by the typhoon-induced, intense southwesterly flow to a maximum of 1200mm-1500mm in A-li-shan and Fen-chi-hu; and a less amount of 250mm-350mm on the plain and the coastal regions. This rainfall correlation will be varied according to the distances among stations; the nearer the stations, the higher the correlation.

Keywords: the rainfall distribution, the correlation.

# 民國八十二年颱風調查報告——塔莎颱風(9311)

伍 婉 華

中央氣象局氣象預報中心

## 摘 要

塔莎颱風是民國82年8月在西北太平洋上形成的第11個颱風，也是中央氣象局在82年對社會大眾發布颱風警報的第一個颱風。塔莎颱風於民國82年8月16日晚上8時在呂宋島東方海面形成以後，沿著太平洋高壓的南緣向西北方向移動，在接近呂宋島時，向西北西方向通過巴士海峽、東沙島海面及廣東海面，最後轉向西北在廣東省登陸，然後逐漸減弱。中央氣象局從8月17日下午4時10分開始發布此颱風的颱風警報，至8月19日上午9時40分解除此颱風之颱風警報，總計警報時間共歷時41小時30分鐘；期間陸續對台灣東南部海面、巴士海峽、台灣海峽南部、東沙島海面發布了海上颱風警報及陸續對台東地區、恆春半島發布了陸上颱風警報。而在塔莎颱風的影響下，台灣東部地區、東南部地區及中部以南的地區都有降雨發生；此外，北部山區及東北部地區也有強風發生。而台灣各地在塔莎颱風移經巴士海峽期間並沒有重大災情發生。

## 一、前 言

塔莎(TASHA)颱風是民國82年在西北太平洋上生成的第11個颱風，也是中央氣象局在82年對社會大眾發布警報的第一個颱風。塔莎颱風於民國82年8月16日晚上8時在呂宋島東方海面形成，然後沿太平洋高壓的南緣向西北方向移動，在接近呂宋島時，沿著呂宋島陸地的北緣向西北西通過巴士海峽、東沙島海面，再轉向西北朝廣東海面移動，最後在廣東省登陸，然後逐漸減弱。其最佳路徑示於圖1及表1。

本文將針對輕度颱風塔莎的發生、經過、強度的變化、颱風影響期間內中央氣象局各氣象站氣象要素的變化、中央氣象局對颱風的處理過程以及各種模式的預報校驗結果做分析說明。

## 二、颱風發生、經過及處理過程

### (一) 颱風之發生與經過：

塔莎颱風於82年8月15日下午2時發展為熱帶性低氣壓，之後於16日晚上8時增強為輕度颱風，是民國82年在西北太平洋上形成的第11個颱風。當時

之綜觀環境場顯示：在500hPa方面，太平洋高壓的勢力（即5880gpm等高線之範圍）自太平洋向西延伸經台灣地區、華南地區、一直到四川省附近，北方槽線由我國東北向西南延伸至安徽省，而塔莎颱風正位於太平洋高壓的西南緣，另外在海南島附近有一低壓環流（圖2）。由圖3可分析出700hPa槽線也從我國東北向西南延伸至安徽省附近，另外於北緯28度、東經115度～北緯18度、東經108度有一風切帶存在。在850hPa方面，也可分析出槽線由我國東北向西南延伸至黃海，在華南地區亦有一風切帶存在（圖4）。而地面圖顯示中緯度低壓中心位於韓國西南方海面，鋒面由此中心向西南延伸至湖南省附近，塔莎颱風位於呂宋島東方海面，而台灣地區正處於鋒面與颱風中間之高壓脊下（圖5）。16日晚上8時至18日晚上8時期間，500hPa位於高原東側的短波槽以每天近15個經度的速度沿著北緯30度向東移動，不過這些系統較強的結構均位於北緯30度以北，無法影響到太平洋高壓的強度，所以自16日晚上8時至18日晚上8時期間，塔莎颱風一直沿著太平洋高壓的南緣穩定地向西北西的方向移動，至18日晚上8時移動至北緯19.8度、東經119.1度。另

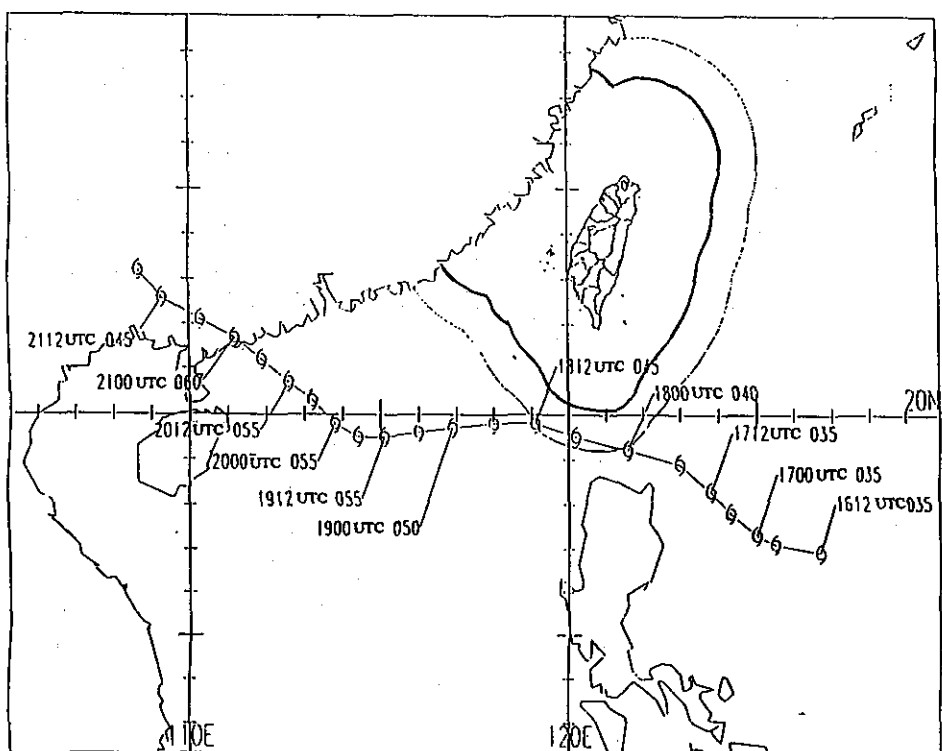


圖 1. 塔莎颱風之最佳路徑(空心表示颱風強度為輕度颱風)，指標表示時間(UTC)及中心最大風速(Kts)  
(台灣外圍之實/虛線各表示距台灣陸地200/300公里之距離)

Fig. 1. The best track of tropical storm TASHA.

(The solid/dashed line around Taiwan indicates the distance of 200/300km from Taiwan).

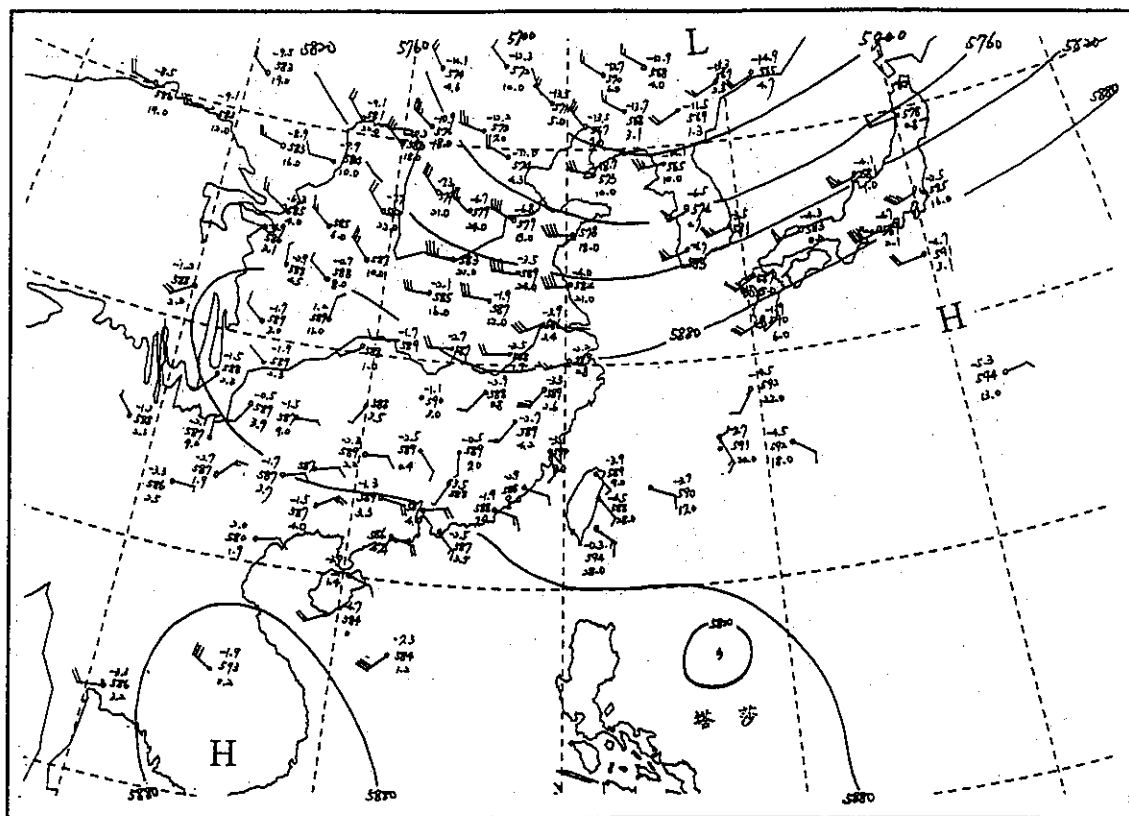


圖 2. 82年8月16日20時之500hPa觀測資料及等高線（間距為60gpm.）分析。

Fig. 2. The observation data and geopotential height of 500hPa at 12UTC on 16th of August, 1993. Contour interval is 60gpm.

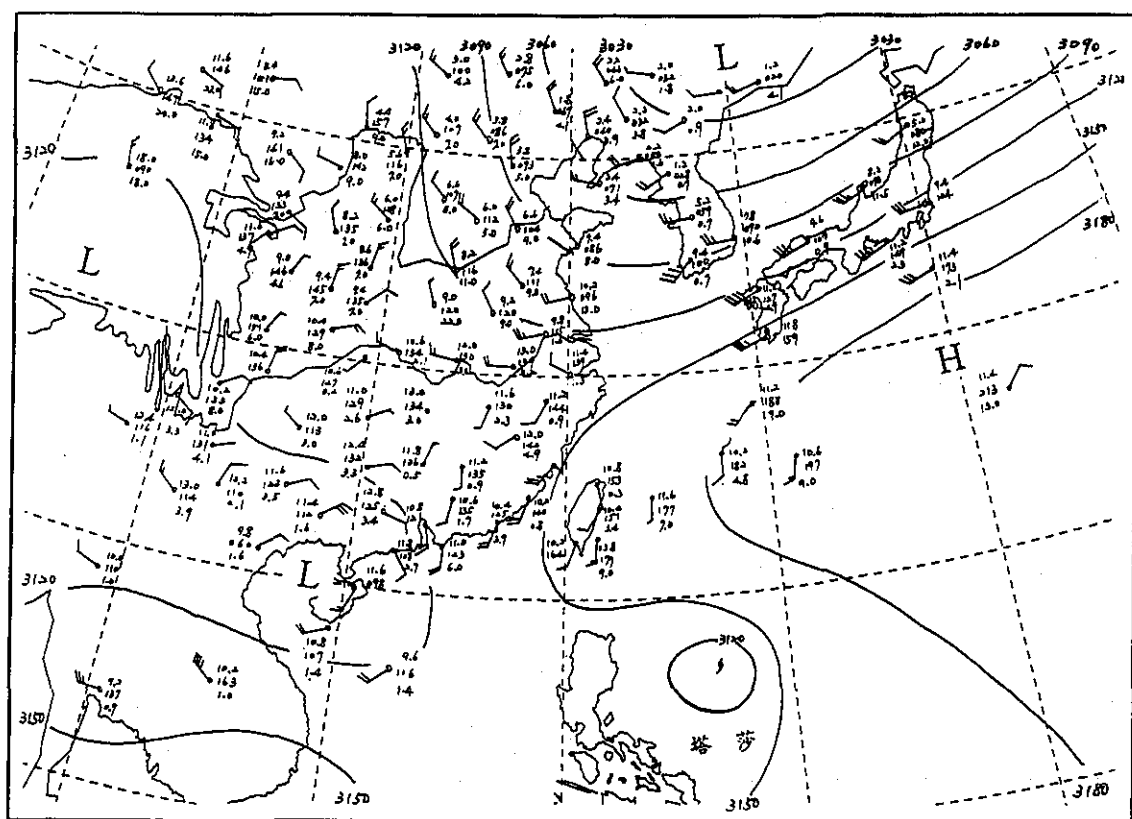


圖 3. 如圖2，唯為700hPa之資料。

Fig. 3. as in figure 2, except for 700hPa and the contour interval is 30gpm.

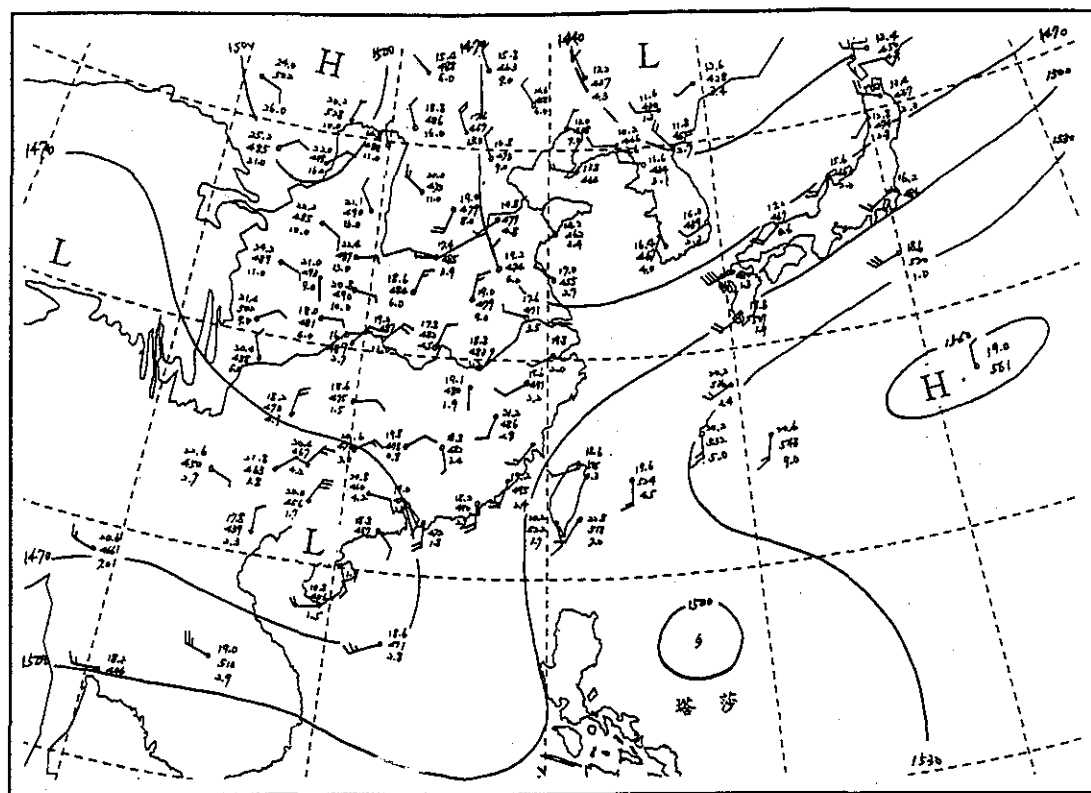


圖 4. 如圖3，唯為850hPa之資料。

Fig. 4. as in figure 3, except for 850hPa and the contour interval is 30gpm.

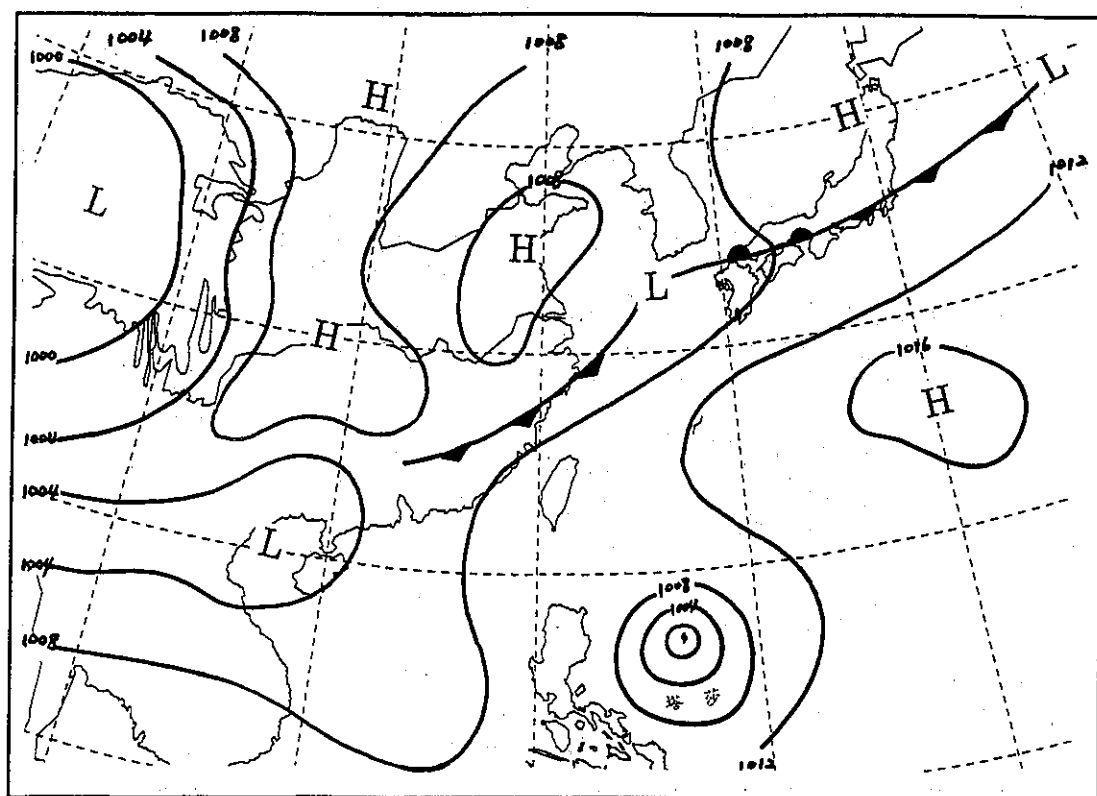


圖 5. 82年8月16日20時之地面圖（等壓線間距為4hPa）

Fig. 5. Surface chart (mean surface pressure interval is 4hPa) at 12UTC on 16th of August, 1993.

外，我們發現17日早上8時至18日晚上8時，500hPa上位於海南島之低壓環流有逐漸西移的現象，且從18日晚上8時500hPa之資料分析發現：華南沿海附近氣象站的24小時高度變差均有上升的趨勢。顯示隨著低壓西移，華南沿海逐漸被高壓勢力籠罩，而受到華南地區高壓勢力的影響，塔莎颱風自18日晚上8時至19日晚上8時有短暫的偏西運動現象出現，至19日晚上8時颱風中心已移到了北緯19.5度、東經115.1度。而自18日晚上8時以後，位於青康藏高原東側的槽線東移且加深，使太平洋高壓西緣的強度逐漸減弱（由圖6可見，到了19日晚上8時500hPa上之5880gpm等高線已東退至東經120度附近），受到高壓減弱的影響，在颱風附近的平均氣流轉為東南風，使得塔莎颱風於20日凌晨開始轉向西北方向移動，並於21日上午7時左右在廣東省登陸，而後受到地形破壞，強度逐漸減弱成熱帶性低氣壓。

#### (二)作業處理過程：

塔莎颱風前身之熱帶性低氣壓是在民國82年8月15日下午2時形成的，之後中央氣象局即開始守視。中央氣象局發布警報的準則是當颱風之七級風暴風半徑在未來24小時之內將侵襲台灣或金門、馬祖一百公里以內之海域時，即發布海上颱風警報；而當颱風之七級風暴風半徑於未來18小時之內將侵襲到台灣或金門、馬祖陸地時，即發布陸上颱風警報。中央氣象局預報中心經過不斷地監視颱風運動及大氣環流變化，並分析討論各種觀測資料及客觀模式資料後，判斷塔莎颱風暴風圈將影響本島，因此首先於8月17日下午4時10分對台灣東南部海面及巴士海峽發布海上颱風警報；然後隨著颱風繼續朝西北方向移動，再於18日清晨3時30分增加對台灣海峽南部之海上颱風警報，同時並對台東地區及恆春半島發布陸上颱風警報；當颱風通過巴士海峽以後，中央氣象局預測其將朝西北方向移動，暴風圈將逐漸脫離台灣陸地，所以於18日晚上9時解除塔莎颱風的陸上颱風警報；再隨颱風逐漸離開，最後於19日早上9時40分解除塔莎颱風的海上颱風警報。總計警報發布時間共歷時41小時30分鐘。警報發布期間更詳細之警報發布情形記錄於表2。

### 三、颱風強度的探討

塔莎颱風前身的熱帶性低氣壓形成時，附近海面的溫度大約是27°C至28°C，隨後此熱帶性低氣壓不斷地增強，於16日晚上8時增強為輕度颱風，但此時，其暴風圈已接近呂宋島陸地，且之後其在經過巴士海峽及東沙島海面的過程中，可能因為受到呂宋島地形摩擦因素的影響，颱風強度無法快速增強。由表1的資料可知其風速增強的速度緩慢，風速最強時只達到30m/s（8月21日清晨2:00至21日下午2:00前），而中心氣壓大約只維持每天加深3hPa至5hPa的情況，颱風強度最強時中心氣壓曾降到975hPa（亦在8月21日清晨2:00至21日下午2:00間），但其強度最強的時間只維持12小時左右，隨後在廣東省登陸後，強度很快地減弱。所以在整個生命過程中，塔莎颱風都只維持輕度颱風的強度。

表3的資料是中央氣象局衛星中心人員依據衛星觀測資料所估計的颱風強度資料，其中定位準確度是衛星人員主觀判斷颱風中心的定位誤差，excellent表示誤差小於10公里，good表示誤差在10公里至30公里間，fair表示誤差在30公里至60公里間，poor表示誤差大於60公里，定位準確度的誤差越少，其定位資料的可信度越高；另外表中之T-number（Dvorak, 1975）是衛星人員依衛星雲圖之颱風環流資料來判斷颱風的強度，T-number值越大表示颱風強度越強。由表3之資料可知18日上午11時當塔莎颱風之T-number達到3.5時，其定位準確度達到fair，一直到21日下午2時T-number值開始下降時，其定位準確度亦下降，T-number在塔莎颱風的整個生命期中均在4.0以下，塔莎颱風強度最強（即T-number是4.0）的時候是在18日晚上9時至19日清晨1時，就是在塔莎颱風進入東沙島海面的時候；但維持的時間很短暫，之後其強度很快就減弱了。

由以上的討論可發現，表3中由T-number定出之颱風強度增強的時間、最強時間與減弱時間與表1預報中心官方預報發布的資料不完全一樣，造成兩者不同的原因主要是因為作業人員在決定表1颱風之中心定位及判斷其強度時，必須參考許多其他客觀資料，而氣象局衛星中心所提供之定位資料，



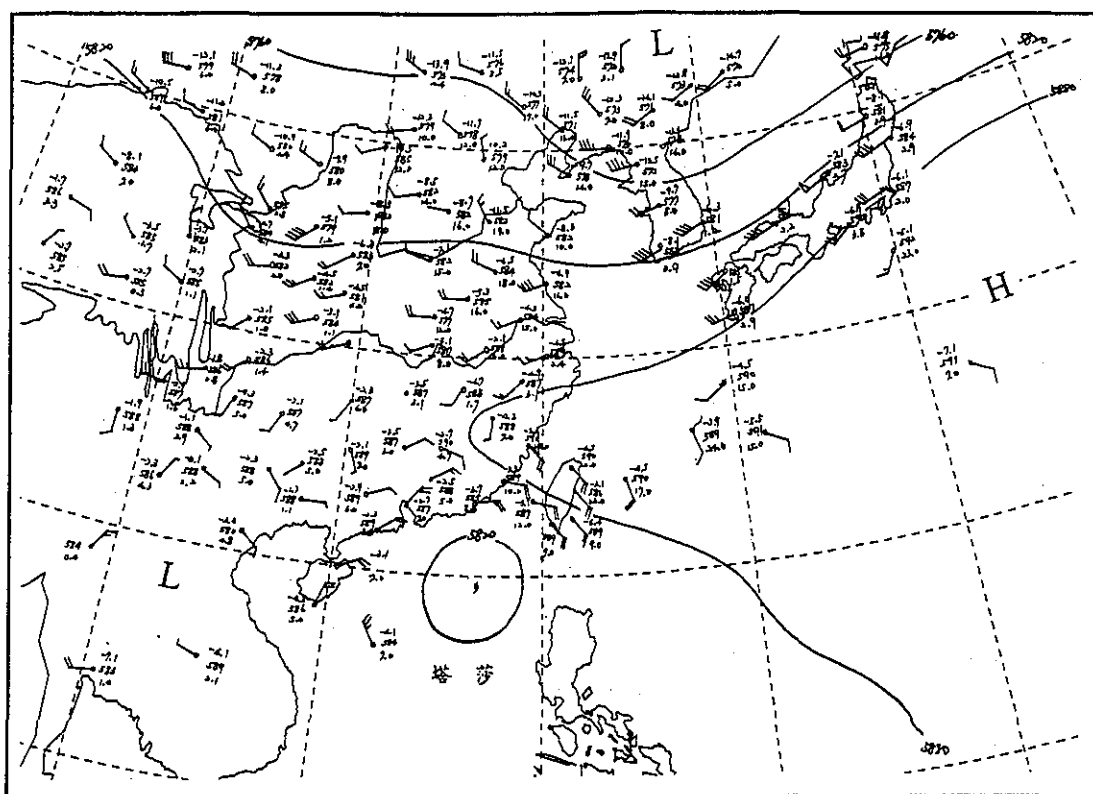


圖 6. 如圖2，唯資料時間為82年8月19日8時。

Fig. 6. as in figure 2, except for 00UTC on 19th of August, 1993.

表 1. 塔莎颱風之最佳路徑、中心氣壓、移動方向、移動速度、最大風速與暴風半徑資料。

Table 1. The best track、center pressure、movement direction、movement speed、the maximum wind speed and the radius of tropical storm TASHA.

時間(UTC)			中心位置		中心氣壓 (HPA)	移動方向 (DEG)	移動速度 (KMOTS)	最大風速(M/S)		暴風半徑(KM)		備註
月	日	時	北緯	東經				持續風	陣 風	30 KTS	50KTS	
8	16	12	16.9	126.7	1002	—	—	18	23	100	—	輕度
		18	17.1	125.5	998	280	12	18	23	150	—	〃
8	17	00	17.3	125.0	998	295	5	18	23	150	—	〃
		06	17.8	124.3	998	305	8	18	23	150	—	〃
		12	18.3	123.8	998	315	7	18	23	150	—	〃
		18	18.9	123.0	995	310	10	20	25	150	—	〃
8	18	00	19.2	121.6	995	285	14	20	25	150	—	〃
		06	19.5	120.2	992	285	14	23	28	200	—	〃
		12	19.8	119.1	992	285	11	23	28	200	—	〃
		18	19.8	118.0	990	270	10	25	30	200	—	〃
8	19	00	19.7	116.9	990	265	10	25	30	200	—	〃
		06	19.6	116.0	985	265	9	28	33	200	—	〃
		12	19.5	115.1	985	265	9	28	33	200	—	〃
		18	19.5	114.4	985	270	7	28	33	200	—	〃
8	20	00	19.8	113.8	985	300	6	28	33	200	—	〃
		06	20.3	113.2	985	310	8	28	33	200	—	〃
		12	20.7	112.6	985	305	7	28	33	200	—	〃
		18	21.2	111.9	975	310	8	30	38	200	—	〃
8	21	00	21.7	111.2	975	310	8	30	38	200	—	〃
		06	22.1	110.3	980	295	9	23	28	200	—	〃
		12	22.6	109.3	990	300	11	23	28	200	—	〃
		18	23.2	108.7	990	315	8	23	28	200	—	〃

只是許多參考資料中之一種，其他我們還必須參考實際觀測資料、雷達定位資料（由於此颱風中心距離台灣陸地較遠，所以中央氣象局之雷達站無法觀測到任何有關中心定位之資料）及其他國家之衛星定位資料等，而每一種資料都會有其準確度限度，在面對準確度較高之資料時，我們使用時所占的比例就較高，因此表1中的所有資料是一種經過預報人員綜合分析判斷的結果，和任何一種參考資料都沒有線性的關係。

#### 四、颱風影響期間各地的氣象狀況

在塔莎颱風影響台灣地區期間內，中央氣象局所屬氣象站各種氣象要素的觀測結果如表4所示，以下分別以氣壓、降雨及風速等三方面來進一步討論：

##### (一)氣壓

表4資料中鞍部氣象站的觀測資料為高度資料，阿里山、日月潭及玉山氣象站的資料為測站氣壓，所以在之後的討論中不與其他氣象站作比較討論。而中央氣象局氣象站中首先觀測到最低氣壓的是蘭嶼站於18日2時39分所觀測到的1005.5

hPa，隨後其他氣象站之最低氣壓均在18日下午觀測到，其中氣壓值最低的氣象站是離颱風中心距離最近之恆春站（1002.0hPa）及位於北部地區之台北站（1001.8hPa）與基隆站（1001.5hPa）。塔莎颱風於18日早上8時至18日晚上8時之間通過巴士海峽時，是颱風中心最接近台灣地區的時段，當時颱風的中心氣壓從995hPa降到992hPa。但由表4中之資料可發現：中央氣象局氣象站觀測到之最低氣壓值均介於1001.0hPa～1008.0hPa之間，這些觀測到之氣壓值與颱風中心實際氣壓相差許多，那是由於塔莎颱風的中心只通過巴士海峽，距離台灣本島較遠，而且強度只是輕度颱風而造成的。

##### (二)雨量

##### (1)降雨時間

由於塔莎颱風是從台灣東南方海面移近台灣地區的，所以位於台灣東南方海面上的蘭嶼站是中央氣象局所屬測站中最早（17日下午3時25分）觀測到發生下雨現象的地方，而台灣東南部陸地則在颱風暴風圈接近台灣陸地後（於18日清晨開始）才有較明顯的降雨現象，各地的降雨情形一直

表 2. 塔莎颱風警報發布經過一覽表

Table 2. Warnings issued by Central Weather Bureau for tropical storm TASHA.

種類	次序		發布時間(L)			警 戒 地 區		備註
	號	報	日	時	分	海 上	陸 上	
海上	1	1	17	16	10	台灣東南部海面、巴士海峽	—	輕度
海上	1	2	17	21	00	台灣東南部海面、巴士海峽	—	〃
海陸	1	3	18	3	30	台灣東南部海面、巴士海峽及臺灣海峽南部	台東地區及恆春半島	〃
海陸	1	4	18	9	20	台灣東南部海面、巴士海峽及臺灣海峽南部	台東地區及恆春半島	〃
海陸	1	5	18	16	15	台灣東南部海面、巴士海峽、東沙島海面及臺灣海峽南部	恆春半島	〃
海上	1	6	18	21	00	台灣海峽南部、巴士海峽及東沙島海面	—	〃
海上	1	7	19	2	55	巴士海峽西部、東沙島海面及臺灣海峽南部	—	〃
解除	1	8	19	9	40	颱風中心已進入東沙島海面，對巴士海峽及台灣海峽南部之威脅解除		〃

表 3. 中央氣象局塔莎颱風中心之衛星定位及強度估計表。

Table 3. Satellite fixes for tropical storm TASHA by the Satellite Center, Central Weather Bureau.

時間(L)				中心位置		定 位	強度估計
月	日	時	分	緯度	經度	準確度	T-NO/CI-NO
08	16	23	00	16.5	125.2	poor	T2.5/2.5
08	17	02	00	16.6	124.8	poor	T2.5/2.5
08	17	05	00	17.0	123.9	poor	T2.5/2.5
08	17	08	00	17.1	125.1	poor	T2.5/2.5
08	17	11	00	17.5	124.8	poor	T2.5/2.5
08	17	14	00	17.8	124.4	poor	T2.5/2.5
08	17	17	00	18.1	124.5	poor	T2.5/2.5
08	17	18	00	18.1	124.0	poor	T2.5/2.5
08	17	19	00	18.1	124.0	poor	T2.5/2.5
08	17	20	00	18.3	123.8	poor	T3.0/3.0
08	17	21	00	18.7	123.4	poor	T3.0/3.0
08	18	02	00	18.8	122.7	poor	T3.0/3.0
08	18	05	00	19.1	122.2	poor	T3.0/3.0
08	18	08	00	19.3	121.9	fair	T3.0+/3.0+
08	18	11	00	19.4	120.9	fair	T3.5/3.5
08	18	14	00	19.5	120.3	fair	T3.5/3.5
08	18	17	00	19.9	119.7	fair	T3.5/3.5
08	18	18	00	19.9	119.3	fair	T3.5/3.5
08	18	19	00	19.9	119.3	fair	T3.5/3.5
08	18	20	00	19.9	119.1	fair	T3.5/3.5
08	18	21	00	20.0	118.8	fair	T4.0/4.0
08	18	22	00	20.0	118.7	fair	T4.0/4.0
08	18	23	00	19.9	118.6	fair	T4.0/4.0
08	19	00	00	19.9	118.5	fair	T4.0/4.0
08	19	01	00	19.9	118.3	fair	T4.0-/4.0-
08	19	02	00	19.8	118.1	fair	T3.5/4.0-

時間(L)				中心位置		定 位	強度估計
月	日	時	分	緯度	經度	準確度	T-NO/CI-NO
08	19	03	00	19.8	118.0	poor	T3.5/4.0
08	19	04	00	19.8	117.9	poor	T3.5/4.0
08	19	05	00	19.9	117.8	poor	T3.5/4.0
08	19	06	00	19.8	117.5	poor	T3.5/4.0
08	19	07	00	19.6	117.3	poor	T3.5/4.0
08	19	08	00	19.5	116.6	fair	T3.5/4.0
08	19	11	00	19.5	116.5	fair	T3.5+/4.0
08	19	14	00	19.6	116.2	fair	T3.5+/4.0
08	19	17	00	19.4	115.6	fair	T3.5/4.0
08	19	20	00	19.5	114.9	fair	T3.5/4.0
08	19	23	00	19.4	114.6	fair	T3.5/4.0
08	20	02	00	19.3	114.4	fair	T3.5/4.0
08	20	05	00	19.6	114.2	fair	T3.5/4.0
08	20	08	00	19.8	114.1	fair	T3.5/3.5
08	20	11	00	20.0	113.8	fair	T3.5/3.5
08	20	14	00	20.3	113.2	fair	T3.5/3.5
08	20	17	00	20.6	113.2	fair	T3.5/3.5
08	20	20	00	20.9	112.7	fair	T3.5/3.5
08	21	02	00	21.1	112.0	fair	T3.5/3.5
08	21	08	00	21.8	114.4	fair	T3.5/3.5
08	21	11	00	21.8	110.7	fair	T3.5/3.5
08	21	14	00	22.0	110.5	poor	T3.0/3.0
08	21	20	00	22.5	109.5	poor	T2.5/3.0
08	22	02	00	23.2	108.7	poor	T2.0/2.0
08	22	08	00	22.3	107.4	poor	T2.0/2.0

表 4. 塔莎颱風侵台期間中央氣象局各氣象測站氣象要素統計表。

Table 4. Summary of observations recorded by the 24 stations in Taiwan area during the passage of tropical storm TASHA.

測 站	最低氣壓 (hPa)		瞬 間 最 大 風 速 (m/s)				最大風速 (m/s)				強風 (10m/s 以上)		最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量 (mm)	
	數量	時間 (L)	風速	風向	時間 (L)	氣 壓	氣 溫	溼 度	風速	風向	時間 (L)	時間 (開始-終止) (L)	一小時	時間 (開始-終止) (L)	十分鐘	時間 (開始-終止) (L)	數量	時間 (開始-終止) (L)
彭佳嶼	1004.6	18/17:00	24.9	SSE	18/20:48	1006.1	28.1	85 %	19.5	SSE	18/20:58	18/13:18 - 18/21:00	-	-	-	-	-	-
基 隆	1001.5	18/15:22	23.4	ESE	18/14:59	1001.8	32.0	59 %	11.0	SE	18/15:08	18/14:04 - 18/15:20	-	-	-	-	-	-
鞍 部	1454.3	18/15:06	25.9	S	18/10:25	1468.5	26.7	72 %	15.0	S	18/11:27	18/07:35 - 18/15:40	-	-	-	-	-	-
竹子湖	1002.6	18/13:33	10.0	S	18/12:29	1002.9	30.0	58 %	3.0	SSW	18/14:41	-	-	-	-	-	-	-
台 北	1001.8	18/14:46	21.9	SE	18/11:50	1003.0	32.9	55 %	8.7	SE	18/12:00	-	-	-	-	-	-	-
新 竹	1003.0	18/14:00	8.3	W	18/14:53	1003.1	31.9	68 %	5.2	WSW	18/15:02	-	-	-	-	-	-	-
梧 棲	1003.5	18/15:36	9.0	W	18/14:34	1003.7	32.6	69 %	6.3	WSW	18/14:36	-	-	-	-	-	-	-
台 中	1003.5	18/15:44	7.0	WSW	18/13:45	1004.0	31.4	68 %	4.1	WSW	18/14:06	-	-	-	-	-	-	-
日月潭	895.3	18/14:02	6.0	WSW	18/13:21	895.5	27.0	78 %	3.4	SW	18/19:06	-	-	-	-	-	-	-
澎 湖	1004.2	18/16:30	7.8	N	18/07:56	1006.0	29.1	83 %	4.8	N	18/18:01	-	-	-	-	-	-	-
嘉 義	1003.6	18/15:24	7.9	WSW	18/15:18	1003.6	31.6	67 %	5.6	WSW	18/15:21	-	0.5	17/14:01 - 17/15:01	0.4	17/14:15 - 17/14:25	0.5	17/14:01 - 17/15:20
阿里山	757.9	18/20:28	8.6	SE	18/22:50	763.4	16.1	60 %	2.8	E	18/03:56	-	0.2	18/03:40 - 18/03:50	0.2	18/03:40 - 18/03:50	0.2	18/03:40 - 18/03:50
玉 山	640.8	18/21:00							18.3	SE	18/21:00	18/16:00 - 18/21:00	1.1	18/12:00 - 18/13:00	0.7	18/12:20 - 18/12:30	4.9	18/08:00 - 18/17:30
台 南	1003.7	18/15:48	8.0	W	18/16:48	1003.9	30.1	72 %	5.1	W	18/16:52	-	0.2	18/14:10 - 18/14:20	0.2	18/14:10 - 18/14:20	0.2	18/14:10 - 18/14:20
高 雄	1003.9	18/15:28	13.8	SEE	18/16:11	1004.6	29.9	69 %	8.2	SEE	18/16:16	-	5.5	18/11:25 - 18/12:00	4.5	18/11:28 - 18/11:38	5.5	18/11:25 - 18/12:00
東吉島	1004.5	18/16:48	9.8	SW	18/18:40	1006.0	28.6	86 %	8.2	SSW	18/18:50	-	-	-	-	-	-	-
恆 春	1002.0	18/15:48	17.7	E	18/11:33	1006.3	29.5	79 %	8.6	NE	18/05:08	-	10.5	18/11:25 - 18/12:25	7.5	18/21:33 - 18/21:43	36.0	18/02:58 - 19/03:00
蘭 嶼	1005.5	18/02:39	27.8	NE	18/00:42	1006.6	24.8	97 %	16.8	E	18/07:53	17/22:42 - 18/12:05	22.1	18/19:12 - 18/20:12	15.5	18/19:19 - 18/19:29	67.7	17/15:25 - 18/21:00
大 武	1005.5	18/15:17	17.8	NNE	19/05:08	1006.0	26.0	86 %	8.0	NNE	18/12:19	-	22.6	19/05:50 - 19/06:50	10.4	19/06:30 - 19/06:40	78.5	18/08:29 - 19/09:30
台 東	1007.1	18/15:00	11.6	N	18/02:12	1007.6	27.7	79 %	4.5	NNE	18/10:00	-	18.0	19/03:00 - 19/04:00	9.0	19/03:40 - 19/03:50	83.6	18/01:10 - 19/09:20
成 功	1007.1	18/16:29	8.3	NNE	18/09:15	1008.7	28.6	70 %	5.5	NNE	18/09:10	-	13.5	19/04:18 - 19/05:05	7.4	19/04:26 - 19/04:36	38.5	18/01:15 - 19/07:35
花 蓮	1004.5	18/16:59	13.4	SSE	18/13:32	1007.8	29.9	79 %	9.5	SSE	18/13:37	-	-	-	-	-	-	-
宜 蘭	1002.6	18/15:39	14.7	ESE	18/12:30	1005.8	32.5	64 %	6.9	ESE	18/14:29	-	-	-	-	-	-	-
蘇 澳	1004.7	18/16:55	16.0	SSE	18/13:50	1006.0	31.0	71 %	9.9	S	18/14:54	-	0.7	18/00:30 - 18/01:30	0.3	18/00:50 - 18/01:00	1.2	18/00:30 - 18/04:50

表 5. 各預報單位對塔莎颱風二十四小時預測誤差之比較，其中各數字之意義解說右上角。

(CLIP：中央氣象局統計模式預報。 CWB：中央氣象局官方預報。  
 TFSS：中央氣象局原始方程模式預報。 EBM：中央氣象局相當正壓模式預報。  
 HURA：中央氣象局統計模式。 PGTW：關島之客觀預報。  
 RJTD：日本之客觀預報。 BCGZ：廣州之客觀預報。  
 VHHH：香港之客觀預報。 RPMM：菲律賓之客觀預報。)

Table 5. 24-hour forecast error statistics for tropical storm TASHA.

In the table, forecast errors from objective forecast techniques and different official forecasts from the Central Weather Bureau and other Centers are included.

24-HOUR MEAN FORECAST ERROR (KM)

	CLIP	CWB	TFSS	EBM	HURA	PGTW	RJTD	BCGZ	VHHH	RPMM
CLIP	18 172									
	172 0									
CWB	12 187	12 242								
	242 55	242 0								
TFSS	8 175	6 238	8 366							
	366 190	337 98	366 0							
EBM	8 175	6 238	8 366	8 361						
	361 185	412 174	361 5	361 0						
HURA	18 172	12 242	8 366	8 361	18 174					
	174 1	194 -48	237 -129	237 -124	174 0					
PGTW	15 183	11 250	6 370	6 388	15 183	15 166				
	166 -16	187 -62	166 -203	166 -222	166 -16	166 0				
RJTD	16 181	12 242	7 362	7 374	16 192	15 166	16 190			
	190 9	203 -38	181 -181	181 -192	190 -1	196 29	190 0			
BCGZ	13 185	10 257	6 396	6 418	13 196	12 166	13 201	13 205		
	205 20	214 -42	198 -198	198 -220	205 9	216 50	205 3	205 0		
VHHH	14 181	11 244	7 362	7 374	14 200	13 161	14 196	13 205	14 237	
	237 55	253 9	240 -122	240 -133	237 37	211 83	237 40	242 37	237 0	
RPMM	4 161	3 237	2 329	2 225	4 166	4 183	4 222	3 244	4 266	4 142
	142 -18	185 -51	142 -187	142 -83	142 -24	142 -40	142 -79	153 -90	142 -124	142 0

A	B
C	D

A表示X和Y預報時間相同的次數

B表示X軸上預報方法之24小時誤差(KM)

C表示Y軸上預報方法之24小時誤差(KM)

D表示Y軸預報方法比X軸預報方法好的程度

表 6. 如表5，唯係對塔莎颱風四十八小時預測誤差之比較。

( CLIP：中央氣象局統計模式預報。 CWB：中央氣象局官方預報。  
 TFSS：中央氣象局原始方程模式預報。 EBM：中央氣象局相當正壓模式預報。  
 HURA：中央氣象局統計模式。 PGTW：關島之客觀預報。  
 RJTD：日本之客觀預報。 BCGZ：廣州之客觀預報。  
 VHHH：香港之客觀預報。 RPMM：菲律賓之客觀預報。 )

Table 6. As in Table 5, except for 48-hour forecast.

48-HOUR MEAN FORECAST ERROR (KM)																			
	CLIP		CWB		TFSS		EBM		HURA		PGTW		RJTD		BCGZ		VHHH		
CLIP	14	303																	
	303	0																	
CWB	10	324	10	490															
	490	166	490	0															
TFSS	7	346	6	520	7	718													
	718	372	711	190	718	0													
EBM	7	346	6	520	7	718	7	722											
	722	375	811	290	722	3	722	0											
HURA	14	303	10	490	7	718	7	722	14	387									
	387	83	425	-64	513	-205	513	-209	387	0									
PGTW	13	288	9	483	6	737	6	748	13	320	13	298							
	298	9	301	-181	268	-468	268	-479	298	-22	298	0							
RJTD	13	320	10	490	7	718	7	722	13	405	12	279	13	390					
	390	70	405	-85	368	-350	368	-353	390	-14	411	131	390	0					
BCGZ	12	331	9	481	6	761	6	774	12	411	11	287	12	398	12	390			
	390	59	444	-37	401	-359	401	-372	390	-20	390	103	390	-7	390	0			
VHHH	13	320	10	490	7	718	7	722	13	405	12	279	13	390	12	390	13	481	
	481	161	518	27	496	-222	496	-225	481	75	492	212	481	90	468	77	481	0	

A	B
C	D

A表示X和Y預報時間相同的次數

B表示X軸上預報方法之48小時誤差(KM)

C表示Y軸上預報方法之48小時誤差(KM)

D表示Y軸預報方法比X軸預報方法好的程度

到19日清晨颱風暴風圈離開台灣陸地時停止。

#### (2) 降雨分布與雨量

伴隨塔莎颱風的降雨現象，主要發生在台灣東部、東南部及中部以南的地區，而中部以北及花蓮以北的地區則無降雨現象發生。降雨量則以東南部地區較多（其中台東站總雨量為83.6mm、大武站總雨量為78.5mm、蘭嶼站總雨量為67.7mm），而中南部平地及山區雨量分布零星且雨量很少。

#### (3) 風速

在塔莎颱風侵台期間，中央氣象局所屬氣象站中，蘭嶼站最先觀測到有強風出現，其於17日夜間開始受到颱風影響時有大於10m/s的強風出現，其瞬間最大風速27.8m/s則是在18日清晨零時42分出現的，平均風速及瞬間最大風速的風向均為東北風至偏東風。隨著塔莎颱風進入巴士海峽後，受到地形的影響，在北部山區及東北部平地於18日上午也開始有強風發生，如鞍部於18日上午10時25分出現瞬間風速25.9m/s（風向為偏南風），基隆則於18日下午2時59分出現瞬間風速23.4m/s（風向為東南東風）。西部各氣象站因受到中央山脈的阻擋，直到18日傍晚後，當塔莎颱風快進入東沙島海面，西部地區的風向轉為偏南風時，才開始有較大風速出現，但因此時颱風距離台灣本島較遠，所以各氣象站普遍沒有大於10m/s以上的平均風速發生。

### 五、最佳路徑及各種預報方法之校驗

塔莎颱風之最佳路徑如圖1所示。由於塔莎颱風一直維持輕度颱風的強度，所以塔莎颱風衛星定位的中心定位準確度常較差（見表3），以下進一步就中央氣象局的統計模式中之HURRAN模式預報、動力模式中之相當正壓模式與原始方程模式兩預報及中央氣象局發布之官方預報等分別對塔莎颱風的24小時及48小時預測之校驗來討論：

(1) 由表5廿四小時的預測誤差統計來看，中央氣象局官方預測對塔莎颱風24小時預測位置之平均誤差為242公里。HURRAN模式的表現比官方預測好，預測的誤差較官方預測少48公里。動力模式的表現則比官方預測差，其中相當正壓模式預測的誤差比官方預測多174公里，而原始方程模式預測的誤差則比官方預測多了98公里。

(2) 由表6四十八小時的預測統計誤差來看，中央氣象局官方預測對塔莎颱風48小時預測位置之平均誤差為490公里。HURRAN模式的表現仍比官方預測好，預測的誤差比官方預測少64公里。而動力模式的表現仍然比較差，其中相當正壓模式預測的誤差比官方預測多290公里，原始方程模式預測之誤差則比官方預測多190公里。

### 六、災情報告

由於塔莎颱風強度一直只是輕度颱風，且颱風中心的路徑距離台灣本島較遠，所以只有在台灣東部以南的地區帶來些降水現象，並且在蘭嶼、北部山區及東北部地區造成短時間的強風現象，但是這些風雨並未在台灣地區造成嚴重的災情。

### 七、結 語

塔莎颱風是中央氣象局在1993年對社會大眾發布警報的第一個颱風，其特性和對台灣地區之影響可歸納為以下幾點：

- (一) 塔莎颱風的發展性不大，在五天的生命期中，一直維持輕度颱風的強度。
- (二) 塔莎颱風之運動方向主要受到太平洋高壓的控制，與其他在西北太平洋上形成之颱風的運動一樣。
- (三) 由於塔莎颱風的強度不強，且所走之路徑離台灣本島較遠，造成的天氣現象，在降雨方面，只發生在台灣東部及東南部地區，其中較明顯的累積雨量在台東站為83.6mm、大武站為78.5mm及蘭嶼站之67.7mm。而在風速方面只有在蘭嶼、玉山以及在北部山區及東北部地區因受到地形的影響，有比較大的風速發生。
- (四) 在中央氣象局對塔莎颱風的各種路徑預測中，以統計模式中之HURRAN模式的表現最好、誤差最少，中央氣象局所發布的官方預測居次，而動力模式的表現較差。

### 八、參考文獻

- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from Satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.



## **REPORT ON TROPICAL STORM "TASHA" OF 1993**

**Woan-Hwa Wu**

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

### **ABSTRACT**

Tropical storm TASHA was the 11th typhoon occurred on the northwest Pacific Ocean in 1993. The system was first found over the sea east of Luzon. After the formation, it intensified to a tropical storm intensity at 1200UTC on the 16th of August. Later, it moved westnorthwestward along the southern edge of Pacific Subtropical High. When TASHA approached to Luzon, it turned northwestward and passed Bashi Channel and Pratas, finally it made landfall on Kwangtung, and then dissipated.

Central Weather Bureau ever issued sea warnings for the southeast sea of Taiwan, Bashi Channel, southern Taiwan Strait, and Pratas, and issued land warnings for Taitung and Hengchun during the period of 162010UTC and 190140UTC. Within this period, moderate precipitation was observed over the eastern and southern parts of Taiwan. Strong winds were recorded at Lanyu, Yushan and the stations over the mountain area's of northern Taiwan. However, no serious damage was reported.

Volume 41 Number 3

September 1995

# Meteorological Bulletin

(Quarterly)



## CONTENTS

### Articles

- A Report of CWB Short-Term Climate Variation Monitor and Analyses:  
May and June 1995(The May-Yu Season)··· Mong-Ming Lu and Yuen-Nian Chen (163)
- The Time and Space Distribution Features of the Foreshocks and Aftershocks  
of the May 20 and November 15, 1986 Hualien Major  
Earthquakes······ Guey-Kuen Yu and Ruey-Der Hwang (187)
- Using GMS-5 Water Vapor Channel Data to Analyze and Diagnose the  
Environmental Fields of Typhoon Faye ····· Mong-Ming Lu and Chi Pan (198)
- A Preliminary Study of The Correlation Analysis of the Rainfall Distribution  
in the Chiayi Area in 1994 ····· Bing-Her Lee and Tien-Chung Hwan (211)

### Report

- Report on Tropical Storm "Tasha" of 1993 ····· Woan-Hwa Wu (219)



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

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

統 一 編 號  
〇〇九〇八九八四〇〇六八

ISSN 0255-7785

# 氣象學報

季刊

第四十一卷 第四期

目次

## 研究論文

利用類神經網路法辨識強震訊號 …… 吳逸民 蔡義本 辛在勤 (235)

氣候改變對台灣地區蒸發散量影響的模

擬研究 …… 梁仁有 劉復誠 耿旭 林深林 (246)

地震消息自動傳播系統之建立與探討 …… 吳逸民 陳承俊

…………… 蕭乃祺 辛在勤 蔡義本 (272)

四維資料同化週期對中央氣象局全球預報模式

結果之影響 …… 陳雯美 李尙武 (281)

## 報告

民國83年颱風調查報告—輕度颱風凱特琳(9412) …… 謝明昌 (295)

中央氣象局氣象學報社

臺北市公園路六十四號

出版者 謝信良

電話：3491091

發行 謝信良

編輯委員 鄭明典

主任委員 王乾

委員 李汴清

李賢民

林松文

林柯陳

黃台玉

幹事

黃玉

絲

韓

陳

張

莊

劉

葉

葉

鄭

韓

泰

隆

文

廣

永

義

明

素

然

男

思

英

田

雄

典

蘭

(按姓氏筆劃排列)

# 利用類神經網路法辨識強震訊號

吳逸民

蔡義本

辛在勤

中央氣象局地震測報中心  
國立中央大學地球物理研究所

國立中央大學地球物理研究所

中央氣象局

## 摘要

本文利用類神經網路法(artificial neural network; ANN)從事臺灣地區強震紀錄之辨識，所選用的模式為反向傳遞網路(Back-propagation network; BPN)，訓練樣本共有3750個，其中地震及雜訊樣本各占一半，採監督方式學習。輸入的特徵向量為100個頻譜參數，是自動擷取自南北分量的強震紀錄中。結果顯示經訓練後的模式，可完全辨識3750個訓練樣本，辨識433個未經訓練的樣本其正確率為98%。以10672筆地震紀錄進行測試，其正確率為94%，這些資料是臺灣地區從1993到1995年間，IDS-3602、IDS-3602A、A900及A900A四型強震儀所記錄之所有地震紀錄。對未能辨識部分，經進一步分析顯示震央距離小於30公里且芮氏規模小於4.0的地震紀錄最不易辨識。相對地，本模式對芮氏規模大於4.0的地震紀錄(7654筆)有很好的辨識能力，其正確率可達99%。

關鍵字：類神經網路、反向傳遞網路及強震紀錄。

## 一、前言

中央氣象局之強地動觀測網至今已完成612站的自由場強震站(圖1)，強震站所蒐集的紀錄包含雜訊及地震之信號，一般都需由處理人員檢視波譜方式加以區分，由於地震站數目眾多所耗費的人力也多，所以本研究嘗試以類神經網路法辨識強震訊號，評估是否能將辨識強震紀錄的過程自動化，以減少人力的耗費。

類神經網路的發展已有多多年，也廣泛的應用到各個領域(盧炳勳與曹登發，1992；葉怡成，1993)。近年來也有人應用於地震方面的研究，例如：Dowla等(1990)應用多層感知機網路(Multi-Layered Perceptron Neural Network)辨識地下核爆與天然地震；Katz and Aki (1992)應用類神經網路發展出一套地震預測的方法；Wang and Teng (1995)用類神經網路從事地震的偵測；Musil and Plesiger (1996)結合多層感

知機及Kohonen maps兩種類神經網路法辨識微震及採石場的爆炸訊號；蔣偉寧等(1996)應用反向傳遞網路(Back-Propagation Network; BPN)從事地震波衰減的研究。由於此方法已經成熟，坊間可供參考的資料也相當豐富(焦李成，1989；盧炳勳與曹登發，1992；葉怡成，1993；林昇甫與洪成安，1993)，所以我們認為可以使用類神經網路法進行強震紀錄的辨識。

## 二、類神經網路法之簡介

類神經網路之原文為artificial neural network，是一計算系統，使用大量相連結的人工神經元模仿生物神經網路之功能。生物之神經網路是由巨量的神經細胞(或稱神經元)所組成。神經細胞與一般的細胞不同，它包括神經核、神經軸、神經樹及神經節(圖2a)。當神經細胞透過神經節與神經樹從其他神經元輸入脈波訊號後，經由神經核的處理後會產

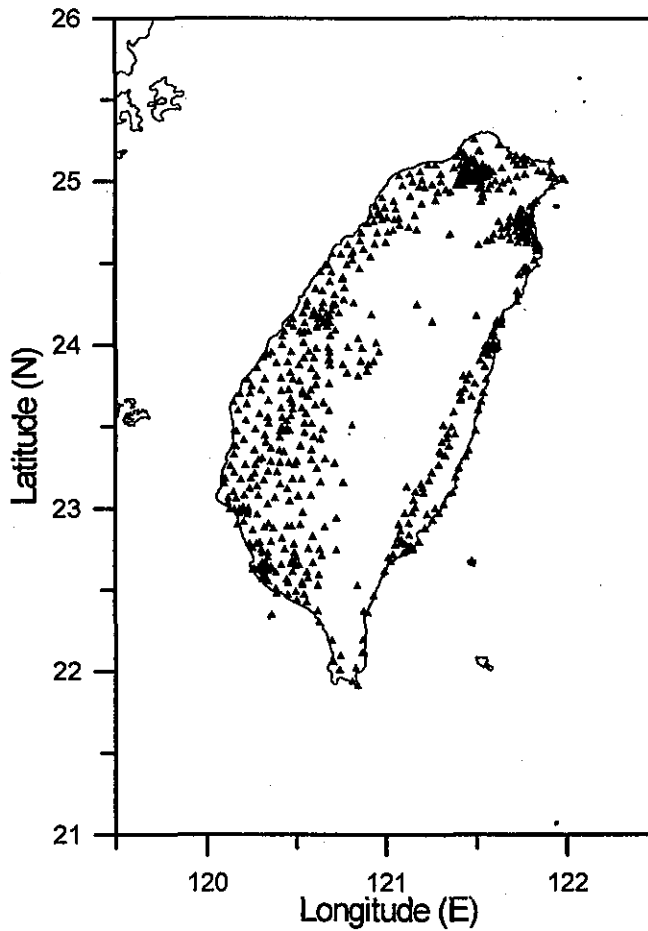


圖 1. 台灣地區強地動觀測網612個自由場強震站分布圖。

Fig. 1. Locations of 612 free-field digital strong motion stations in Taiwan.

生新的脈波訊號。若這個脈波訊號足夠強，它會由神經軸傳送到神經樹，再傳送到其它的神經元，眾多神經元以此形式構成神經網路。其中神經節的強度可視為神經網路上儲存資訊的位置，而神經網路的學習即在調整神經節的強度。

類神經網路是由許多人工神經元(圖2b)所組成。一個人工神經元有許多其他單元的輸入。其輸出以扇狀的方式送出，成為其它單元的輸入，以此方式構成網路。人工神經元的輸入與輸出之關係，可以下列數學式表示：

$$Y_j = f(\sum W_{ij} X_i - \theta_j)$$

其中

$Y_j$  = 輸出訊號。

$f$  = 轉換函數，模仿生物神經元模型中神經核之處理。

$W_{ij}$  = 連結加權值，模仿生物神經元模型中的神經節強度。

$X_i$  = 輸入訊號。

$\theta_j$  = 閾值。

類神經網路是由許多人工神經元相連結所組

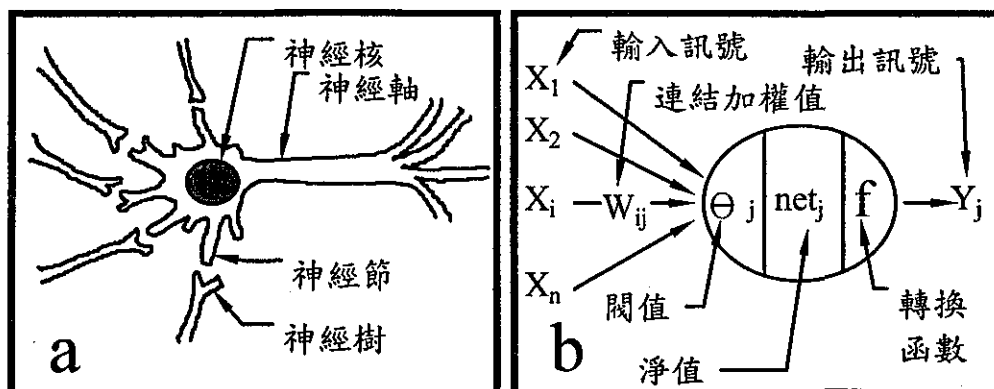


圖 2. (a)生物與(b)人工神經元模型。

Fig. 2. (a)Biological and (b) Artificial neuron model.

成，一般稱為網路模式。發展至今已有很多的模型推出，其中以反向傳遞網路(BPN)之應用最為廣泛，圖3所示為其模型，BPN前後端各有一輸入層及一輸出層，中間則有一或多層的隱藏層。各層間的處理單元以加權指數相連結。一般類神經網路之訓練(學習)，就是在調整相連結的加權指數及各處理單元的閾值。

### 三、強地動觀測網所記錄的雜訊

本文主要的目的在發展辨識雜訊及強震訊號之方法，因此先將強地動觀測網這幾年所記錄的雜訊在此介紹。強地動觀測網之設站地點，主要以有人文活動之地區為主(吳逸民、劉坤松和吳健富，

1995)，因此所記錄之雜訊大都是人為產生的。強震儀所記錄的雜訊主要可分為兩大類：一類為交通工具所產生的雜訊；另一類為施工機器所產生的雜訊。茲詳述如下：

(一)交通工具所產生之雜訊：記錄到這類型雜訊之測站，其站址都位於道路旁，且道路之路面有凹洞或路面下有不均勻體(如涵洞等)，當大型車輛經過時會造成1至4秒之震動(圖4a)，這樣的雜訊其主要頻率分佈於10至25Hz之間(圖5a)，在都會區測站的強震儀常被這類雜訊觸發。除了這樣的交通雜訊之外，強地動觀測網也有一測站位於鐵路旁，以往也記錄了火車經過時所造成的雜訊(圖4b)，這種雜訊的主要頻率分

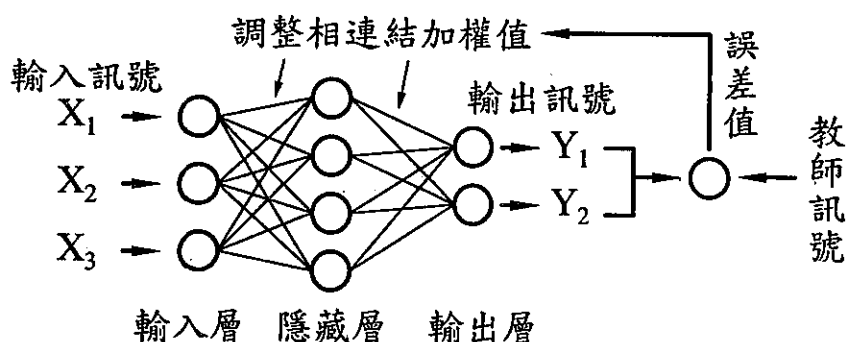


圖 3. 反向傳遞網路(BPN)模型。

Fig. 3. Model of back-propagation neural network (BPN).

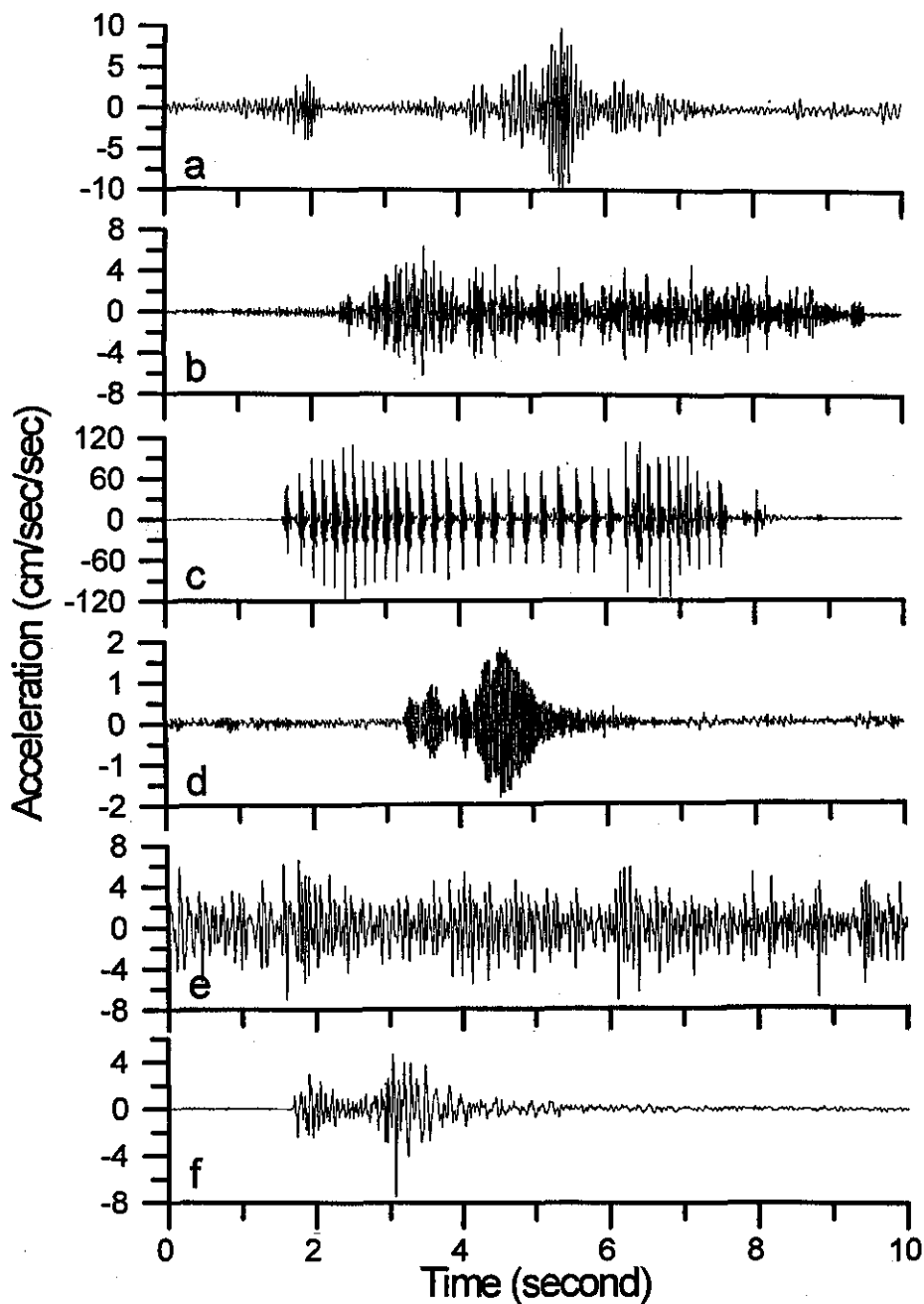


圖 4. 台灣強地動觀測網所記錄五種雜訊及一個地震之加速度波形紀錄樣本：(a)大型車輛經過所造成之雜訊，(b)火車經過所造成之雜訊，(c)施工機器撞擊地面所造成之雜訊，(d)施工機器所造成之雜訊，(e)施工場所產生較複雜的雜訊與(f)近距離的地震紀錄。

Fig. 4. Recorded sample waveforms of five types of noise and an earthquake signal, They are (a) Noise caused by a heavy moving truck, (b) Noise caused by a moving train, (c) Noise caused by a ground striker at a construction site, (d) Noise caused by an operating machine at a construction site, (e) Complex noise recorded at a construction site and (f) Near-field earthquake seismogram.

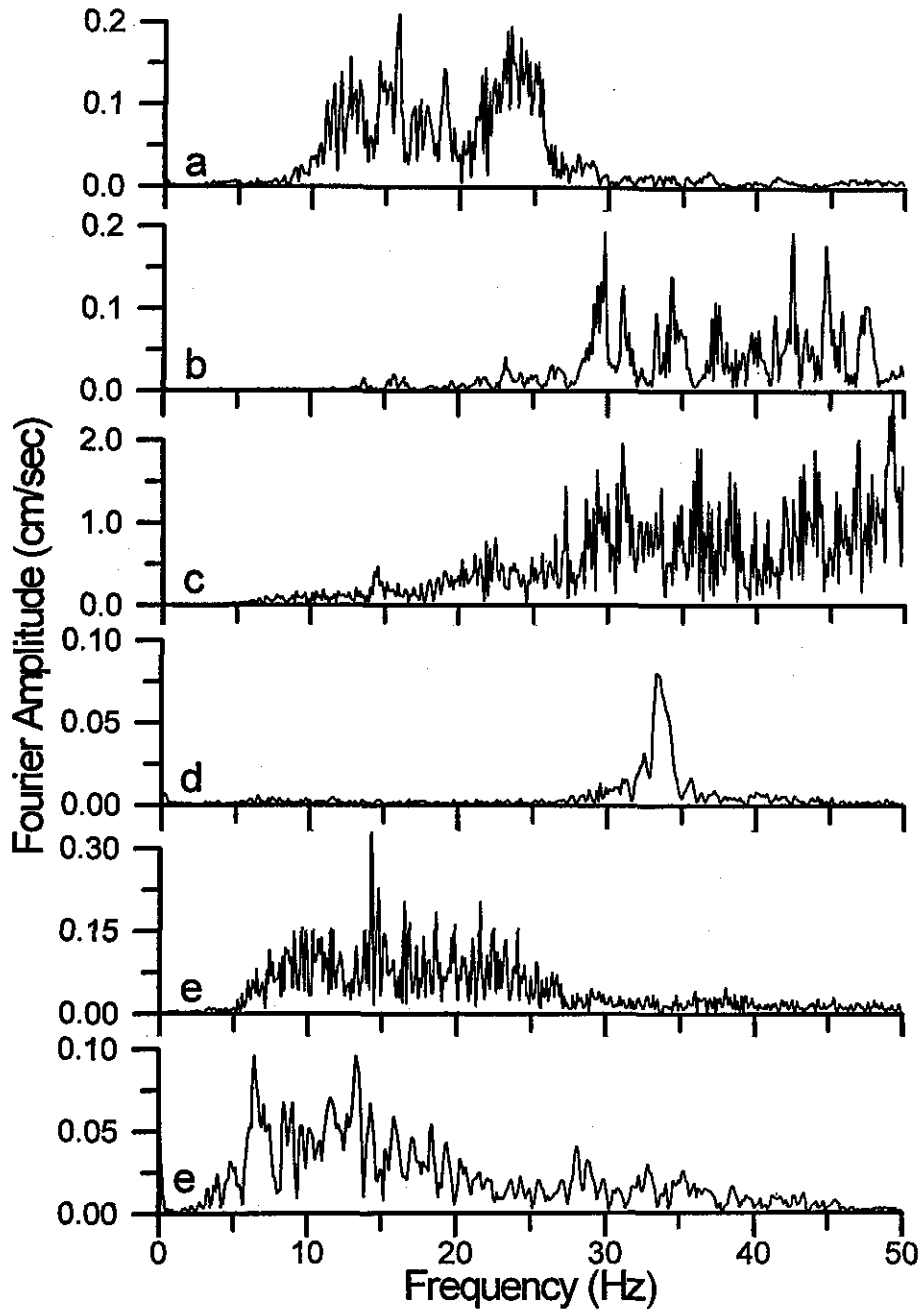


圖 5. 台灣強地動觀測網所記錄五種雜訊及地震之加速度頻譜樣本：(a)大型車輛經過所造成之雜訊，(b)火車經過所造成之雜訊，(c)施工機器撞擊地面所造成之雜訊，(d)施工機器所造成之雜訊，(e)施工場所產生較複雜的雜訊與(f)近距離之地震紀錄。

Fig. 5. Spectra of five types of noise and an earthquake signal. They are (a) Noise caused by a heavy moving truck, (b) Noise caused by a moving train, (c) Noise caused by a ground striker at a construction site, (d) Noise caused by an operating machine at a construction site, (e) Complex noise recorded at a construction site and (f) Near-field earthquake seismogram.



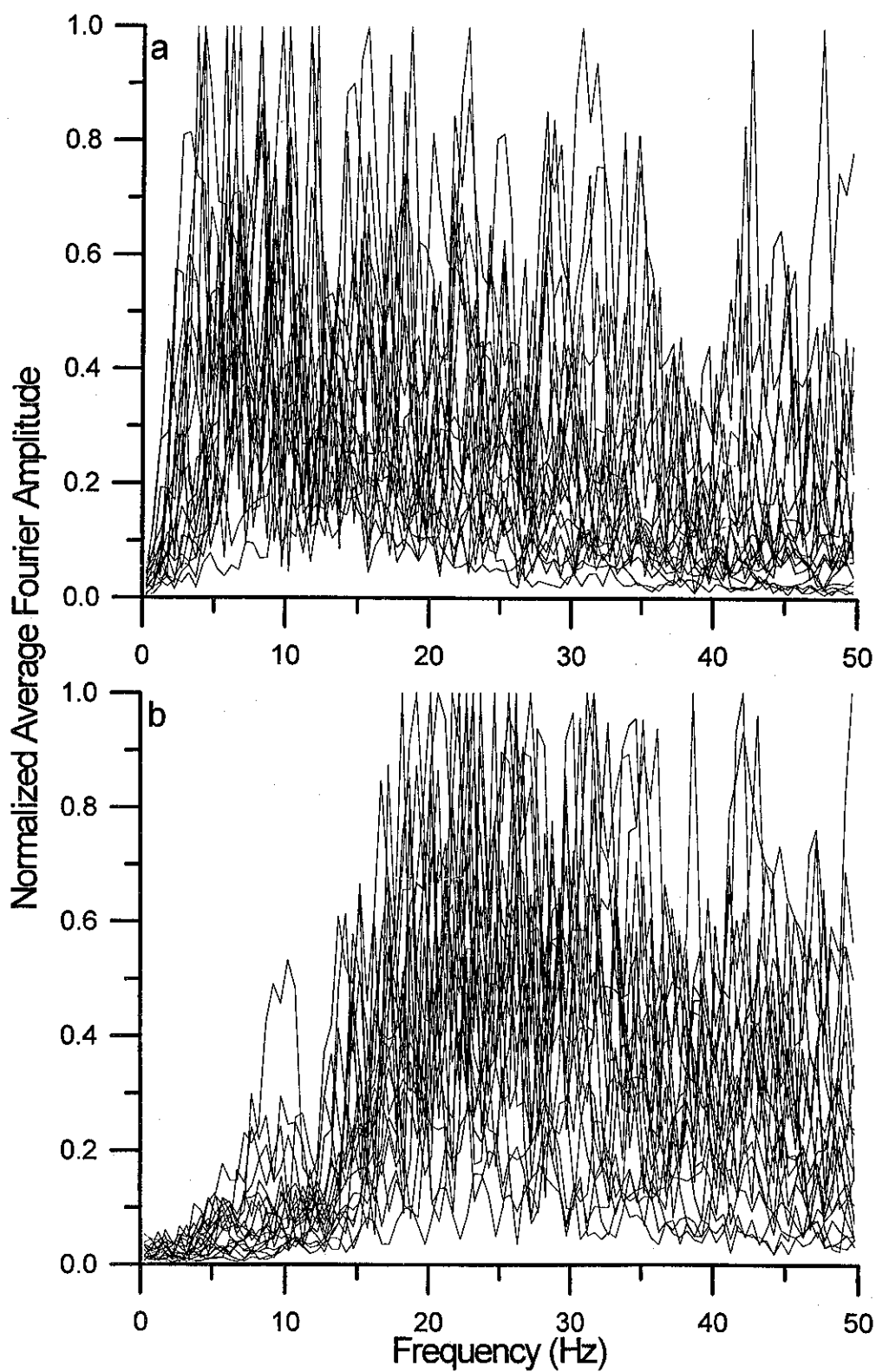


圖 6. (a)20組地震與(b)20組雜訊之輸入訊號。

Fig. 6. Input signals for (a) 20 sets of earthquake and (b) 20 sets of noise, respectively.

佈於20Hz以上的，頻帶(圖5b)。由於火車經過時所造成的訊號頻率較高，因此，該測站的儀器IDS-3602(Terra Technology Corp., 1992)，經原廠修改觸發機制後，目前已經可以避開火車經過時之觸發(吳逸民、劉坤松和吳健富，1995)。

(二)施工機器所產生之雜訊：強地動觀測網設站都以國民小學校園為主，隨著人口增多，教室漸漸不敷使用，因此校園重新規劃及改建等施工所造成的雜訊也記錄於強震儀中，此外校園附近之施工雜訊也被記錄。這類型之雜訊可分為兩種，一種為施工機器撞擊地面所造成訊號(圖4c)，其頻率分佈於15Hz以上之區域(圖5c)；另一種為施工機器本身震動所造成之單頻訊號(圖4d與圖5d)。這兩種雜訊為較基本的型態，若兩種混和或連續密集的地面撞擊，則會造成較複雜的雜訊(圖4e與圖5e)。

以上所敘述之雜訊，占全部紀錄之雜訊九成以上，就一般而言，這些雜訊在頻率域上之分佈都較地震為高(圖4f與圖5f)，所以目前的強震儀，在判斷觸發之前都有一12Hz的低通濾波器，以避開高頻訊號的觸發(Teledyne Geotech, 1993; Teledyne Geotech, 1994; Terra Technology Corp., 1994)。圖4f與圖5f分別表示一個近距離強震紀錄在時間域及頻率域之實例，它與上述各種雜訊明顯有差別。

#### 四、強震訊號之辨識

一般強震資料收回後，都是將波譜繪於電腦螢幕上，採人工方式將地震及雜訊加以區分，這樣的處理方式是最佳的，但是處理速度極為緩慢。由於強震站增多以及人工智慧也已經發展到相當高程度，因此本文嘗試運用類神經網路法辨識強震紀錄，以期能減少人力耗費及作業處理時間。

(一)網路的建立

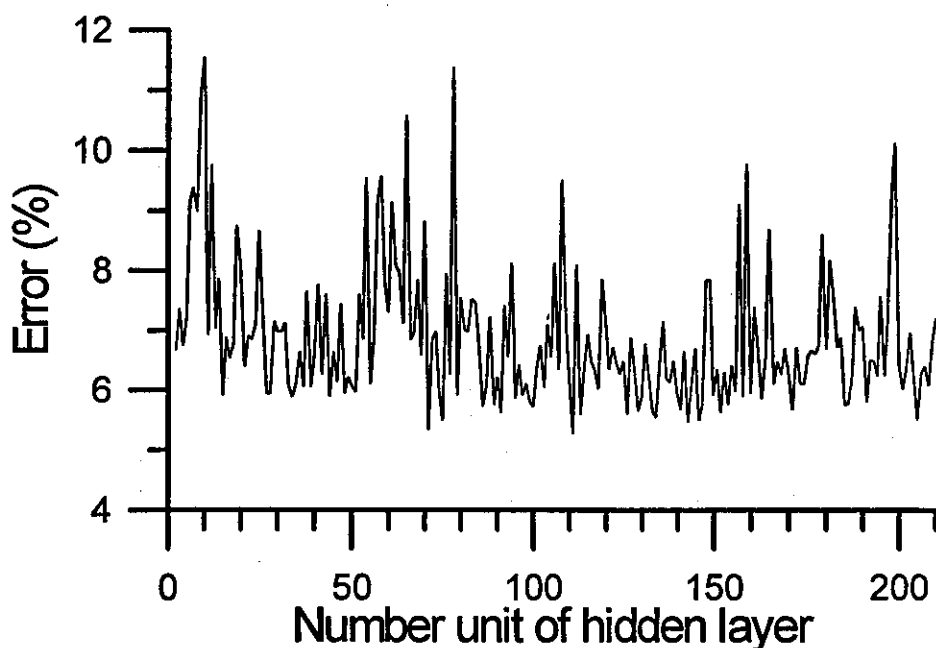


圖 7. 3750筆訓練樣本，通過不同隱藏層單元經10個學習循環後，辨識錯誤率之分布圖。

Fig. 7. Error distribution of different units of hidden layer after 10 cycles of learning for the 3750 training samples.

本文採用的類神經網路模式為反向傳遞網路(圖3)，軟體為作者根據反向傳遞網路之邏輯，以FORTRAN電腦語言所寫成，由於介紹該模式的書籍相當多(焦李成，1989；盧炳勳與曹登發，1992；葉怡成，1993；林昇甫與洪成安，1993)，因此本文不另外介紹。本研究所採用的網路架構，可分為三層：輸入層有100個單元、隱藏層有111個單元及2個單元的輸出層，其中100個單元的輸入參數為截取自強震訊號之頻譜，而2個輸出單元，則代表地震及雜波訊號的輸出分量。

#### ㊟輸入訊號特徵之萃取

人工辨識大多是由波型去區分是地震或雜訊，波型為時間域的特徵。惟根據Wand and Teng (1995)利用類神經網路法從事地震偵測的研究，其結果顯示以頻率域的特徵為輸入，優於時間域。本文從對雜訊的分析，亦可發現雜訊與地震訊號於頻率域上的分佈特性有較大差異。因此，本文對輸入訊號特徵之萃取是取強震儀所收集時歷(time history)紀錄之頻譜。

本文所採用的資料由IDS-3062、IDS-3602A、A900及A900A等型強震儀所記錄。這四型強震儀之動態記錄範圍均為96dB，可記錄±2G範圍的加速度訊號。儀器之頻率響應範圍為DC至50 Hz，其中IDS-3602及IDS-3602A的取樣率為每秒250點，A900及A900A的取樣率為每秒200點。輸入資料之處理為取每筆紀錄的南北分量，從觸發位置前一秒開始取2048點，經傅立葉轉換至頻率域，以每0.5Hz為單位求平均傅氏振幅，再以50Hz以內的最大平均振幅值做為正規化因子加以正規化後當作輸入訊號。圖6a及圖6b分別表示20組地震及雜波之輸入訊號。

#### ㊟隱藏層單元個數之決定

隱藏層單元個數，一般建議為輸入層單元的2倍加一(葉怡成，1993)，但並無系統化的標準方法可以決定。因此本文中隱藏層單元的決定，是以3750個訓練樣本，採10個學習循環(learning cycle)，嘗試2至210隱藏層單元，採用錯誤率最低之單元數為之(圖7)，所選的隱藏層單元數目為111。

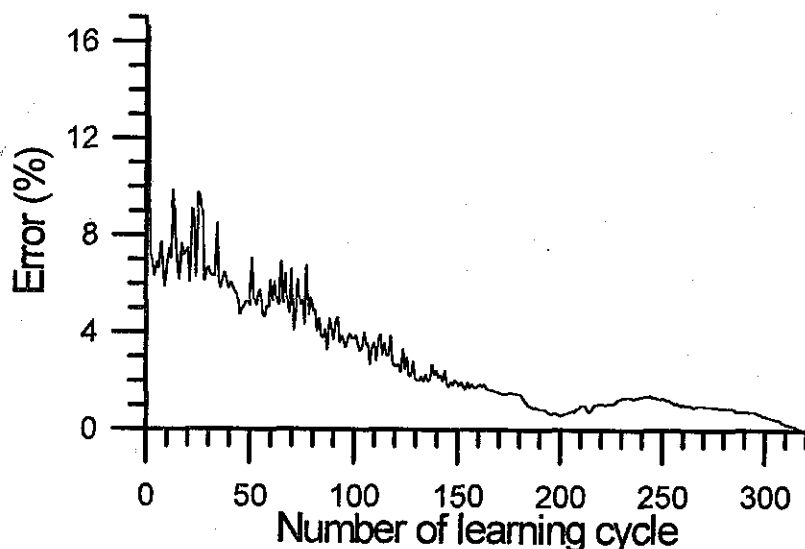


圖 8. 辨識錯誤率對應學習循環的分布圖。

Fig. 8. Relationship of error V. S. learning cycles. It shows that the error decreases with increasing learning cycles.

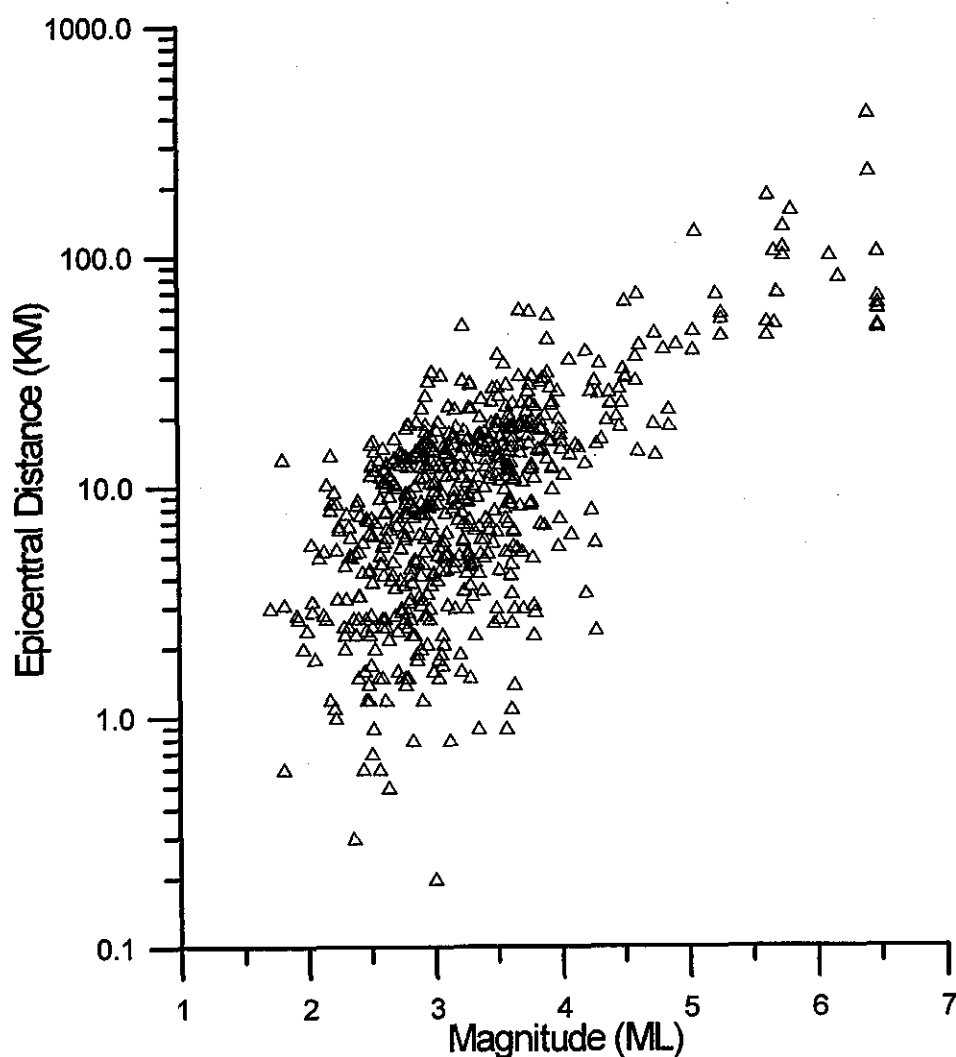


圖 9. 620筆未經正確分辨地震之震央距離與規模的分布情形。

Fig. 9. Epicenter distance-magnitude distribution of 620 misclassified earthquake signals among a total of 10672 analyzed earthquake signals. Most of the misclassified signals were recorded from small, near earthquakes (i.e. epicentral distance < 30 km; magnitude  $M_L < 4.0$ ).

#### 四學習程序及結果

本研究採用了3750個訓練樣本，其中雜訊及地震的樣本及占一半。網路模式的初始加權值以隨機亂數設定，學習過程以一次一個訓練樣本的方式進行。採地震及雜訊樣本交互方式訓練，學習完所有的訓練樣本為一學習循環。反覆數個學習循環，直到無錯誤才結束訓練(圖8)。所使用的轉

換函數為雙彎曲函數(Sigmoid function)，慣性因子為0.5，初始的學習速率為2.0，結束一次學習循環後，學習速率降低一成，最低的學習速率為0.05。

經319次的學習循環後，完全辨識3750個訓練樣本。辨識433個未經學習之樣本，有6個雜訊紀錄誤判為地震，正確率可達98.4%。本研究將

臺灣地區從1993到1995年間，IDS-3602、IDS-3602A、A900及A900A等四型強震儀所記錄之所有地震紀錄10672筆進行測試，只有620筆辨識錯誤，其正確率為94.2%。若將620筆未能辨識之地震紀錄標示於芮氏規模及震央距離的關係圖中(圖9)，則可發現震央距離小於30公里且芮氏規模小於4.0的地震紀錄較不易辨識。相對地，本研究所訓練的模式對芮氏規模大於4.0的地震紀錄有很好的辨識能力。在全部10672筆紀錄中有7654筆為芮氏規模大於4.0之地震紀錄，其中僅有79筆辨識錯誤，正確率達99%。

## 五、討論與結論

分辨地震及雜訊紀錄之工作，一般都以人工的方式進行，極為費時費力。經本研究訓練後的類神經網路，辨識的正確率可達近九成五，可見強震紀錄辨識自動化的可行性是相當良好。

雜訊及地震訊號有很多型態，本文僅將所有訊號初步以二分法的方式加以分類。今後，應該可以將地震及雜訊做更細的分類，以提高辨識能力。例如遠距離與近距離的地震紀錄在型態上都有所不同，P波及S波觸發的紀錄在型態上亦有所不同；此外，對雜訊而言，正如本文中所述也可分成幾種不同的分類。

對類神經網路的訓練而言，本文所採用的模式為反向傳遞網路(BPN)，為一監督式的學習方式，採用二分法的分類。由於訊號的種類很多，強制二分法的分類，其辨識效果可能受某種程度的影響。雖然本文所建立的類神經網路可完全學習所有的訓練樣本，但是我們認為訓練類神經網路辨識強震紀錄，應模擬人的思維模式，也就是除了分辨雜訊與地震之外，還讓類神經網路對訊號做類聚。所以本文認為較佳的模式設計應採兩段式的訓練，第一段採無監督式網路學習，由網路自行學習對訊號做類聚。第二階段再針對不同的分類採監督式之學習，區分雜訊及地震紀錄，藉由二段式的學習，做更細的分類以提高分辨能力。Musil and Plesinger (1996)從事分辨微震及採石場爆炸訊號的研究中，即是結合監督式及無監督式兩種類神經網路進行辨識工作，其結果顯示應用兩種網路的結合，可有效地提

高辨識能力及可信度。

根據本研究的結果，認為只要再加強類神經網路的學習，強震紀錄辨識之自動化是可行的。運用類神經網路法應可有效地減少人力耗費及縮短作業時間。此外類神經網路法除了做分類的工作之外，在地震研究方面也可應用到其它的用途，例如預測及逆推(Katz and Aki, 1992; Wang and Teng, 1995)等方面。

## 六、誌謝

作者感謝中央氣象局地震中心鍾仁光博士對本文的指正及強震課同仁提供強震紀錄，亦感謝兩位審查委員提供寶貴意見。

## 七、參考文獻

- 吳逸民、劉坤松、吳健富，1995：IDS-3602強震儀觸發機制之研究。中央氣象局研究發展專題，八十四年度研究報告第CW84-1A-12號，32頁。
- 林昇甫與洪成安，1993：神經網路入門與圖樣辨視。全華科技圖書股份有限公司，台北，324頁。
- 焦李成，1989：類神經網路系統理論。儒林圖書有限公司，台北，449頁。
- 葉怡成，1993：類神經網路模式應用與實作。儒林圖書有限公司，台北，651頁。
- 蔣偉寧、陶文平、劉玉龍、陳燕玲，1996：地震波衰減研究。中央氣象局地震測報中心技術彙編，十二卷，115-160頁。
- 盧炳勳與曹登發，1992：類神經網路理論與應用。全華科技圖書股份有限公司，台北，439頁。
- Dowala, F. U., S. R. Taylor, and R. W. Anderson, 1990: Seismic discrimination with artificial neural networks: preliminary results with regional spectral data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1346-1373.
- Katz, S. and K. Aki, 1992: Experiments with a neural net based earthquake alarm. *EOS*, 73, 366.
- Musil, M. and A. Plesinger, 1996: Discrimination between local microearthquakes and quarry blasts by multi-layer perceptrons and Kononen maps. *Bull. Seism. Bull. Soc. Am.*, 86, 1077-1090.
- Teledyne Geotech, 1993: Accelocorder III/A-900 op-

- eration & maintenance manual. Doc. No. 990-59400-9800.
- Teledyne Geotech, 1994: Accelocorder III/A-900A operation & maintenance manual. Doc. No. 990-60000-9800.
- Terra Technology Corp., 1992: IDS-3602 integrated digital seismograph. Terra Technology Corp., Doc. No. 95-310309, Release 3.25.
- Terra Technology Corp., 1994: IDS-3602A 16 bit digital seismograph. Terra Technology Corp., Doc. No. 95-310351, Release 1.1.
- Wang, J. and T. L. Teng, 1995: Artificial neural network-based seismic detector. Bull. Seism. Soc. Am., 85, 308-319.

## DISCRIMINATION BETWEEN EARTHQUAKE AND NOISE SIGNALS ON STRONG MOTION RECORDS BY ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS

**Yih-Min Wu**

Seismology Center, Central Weather Bureau, Taipei, R. O. C.  
Institute of Geophysics, National Central University, Chung-li, R. O. C.

**Yi-Ben Tsai**

Institute of Geophysics, National Central University, Chung-li, R. O. C.

**Tzay-Chyn Shin**

Central Weather Bureau, Taipei, R. O. C.

### ABSTRACT

The capability of using a method of artificial neural network (ANN) to discriminate earthquake and noise signals is investigated in this paper. Actual strong motion records obtained in Taiwan were used. The input vector, automatically extracted from the N-S component of accelerogram, consists of one hundred spectral parameters. The back-propagation network (BPN) trained by 1875 earthquakes and 1875 noise signals in supervised-mode was used as a discriminator. The trained network can correctly classify all of trained samples, whereas the correct rate reduces to 98% for a separate set of 433 untrained samples. We applied this model to classify 10672 strong motion accelerograms which were recorded in Taiwan during 1993-1995 by four types of accelerometer (i. e. IDS-3602, IDS-3602A, A900 and A900A). The correct rate of classification reach to 94%. The two possible conditions causing misclassification of signals are: 1) A seismogram was recorded at near distance (epicentral distance < 30km). 2) The magnitude of earthquake is smaller than 4.0. The correct rate of classification reaches excellently 99% for  $M_L > 4.0$  earthquakes. In conclusion, the ANN method can serve as a good tool for automatic processing of digital seismograms when advanced training and designing are implemented based on this structure.

**Keywords :** artificial neural network, back-propagation network and strong motion records.

# 氣候改變對台灣地區蒸發散量影響的模擬研究

梁 仁 有

交通部中央氣象局

劉 復 誠

交通部中央氣象局

耿 旭

美國加州大學戴維斯分校

林 深 林

國立中興大學園藝系

## 摘 要

大氣中微量氣體的持續上升將會對地球物理、化學、水文及生物環境的循環系統造成一定的干擾。這些干擾所造成的改變，尤其是在氣候上的改變，對地面上的有機或無機活動的影響，絕不僅限於局部或區域，而是一個全球性的問題。然而這些影響並不是一個平均分佈的地理現象，其影響程度是隨各地的環境而有所不同。雖然環境問題是全球性的，但其對地球衝擊的量化評估卻要從局部瞭解著手，因此研究全球氣候變化對局部或區域的影響是對整體影響的判斷所不能或缺的步驟。蒸發散量(ET)是水份經由土壤蒸發和植物蒸散至大氣中過程的一個綜合指標。蒸發散量是隨植物、氣候和土壤狀況而有所改變。因此評估蒸發散量在不同氣候下的變化情況，可提供作物生產和水資源管理利用所需的訊息。因詳細蒸發散資料獲得困難，潛在和參考蒸發散量被普遍採用來當作一般性的評估依據。本研究之主要目的在決定氣候變化對台灣的潛在蒸發散量的衝擊。這些訊息不僅對台灣很重要，並且對於瞭解全球氣候變遷在局部及區域基礎基料的建立上有高度利用價值。ET的模擬是在現在的氣候狀況及 $CO_2$ 濃度倍增兩種假定情況下進行。本文取台灣九個地區（包括台北、台中、嘉義、台南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮及台東）的資料來模擬氣候變化對ET的影響。模擬結果顯示氣候改變對台灣農業及水資源有二方面的影響：(1)由於呼吸作用增加及光合成效率的減低，作物產量也將隨之降低；(2)由不成比例的蒸發散量的增加及非農業用水的提高，農業及城市水資源短缺問題將更形嚴重。

## 一、前 言

大氣中微量氣體的持續上升將會對地球物理、化學、水文及生物環境的循環系統造成一定的干擾。這些干擾所造成的改變，尤其是在氣候上的改變，對地面上的有機或無機活動的影響，絕不僅限於局部(local)或區域(regional)的問題，而是全球性的問題(Clark, 1989; Charlson and Wigley, 1994; Schneider, 1994)。更甚之，對生命的永續性亦可能造成巨大的衝擊和傷害(ASA書刊53號，1990, 55號

，1993及59號，1995；UNEP 10號報告，1993; Bongaarts, 1994; Pimm and Sugden, 1994)。微量氣體增加對氣象的直接影響是增加大氣溫度，提高植物、陸地及海洋水份的蒸發速率，並且增加全球的降雨量。然而這些影響並不是一個平均分佈的地理現象，且其影響程序將隨各地的環境而有所不同(UNEP 10號報告，1993)。雖然環境問題是全球性的，但其對地球衝擊的量化評估卻要從局部瞭解著手，因此研究全球氣候變化對局部或區域的影響是對整體影響的判斷所不能或缺的步驟。本文是研究氣候改變對

台灣地區蒸發散量的影響。其結果不但是對台灣地區有特殊應用價值，並對全球蒸發散現象的瞭解亦將有所助益。

蒸發散量(ET)是水份經由土壤蒸發和植物蒸散至大氣中過程的一個綜合指標 (Penman, 1948; Monteith, 1964; Campbell, 1977; Loomis and Connor, 1992)。蒸發散量是隨植物、氣候和土壤狀況而有所改變。因此評估蒸發散量在不同氣候下的變化情況，可提供作物生產和水資源管理利用所需的訊息 (Baker et al., 1990; Jenson et al., 1990; Nie et al., 1992)，因詳細蒸發散資料獲得困難，潛在(potential)和參考(reference)(指標準狀況下)蒸發散量被普遍採用來當作一般性的評估依據(Dickinson et al., 1991; Mckenney and Rosenberg, 1993)。

在一葉面完全覆蓋且水份供應充足的條件下，氣孔對蒸散速度的控制將降低到最小程度。在這種情況下蒸散率完全由大氣對蒸發的需要來決定，而作物可能的最大水利用率是謂之潛在蒸發散量 (potential evapotranspiration) (Loomis and Connor, 1992)。一般所謂參考蒸發散量 (reference ET) (Jenson et al., 1990) 是指參考作物 (通常是指短草類或紫花苜蓿) 的潛在蒸發散量。一個特定作物ET(ET<sub>c</sub>)和參考ET間的關係及蒸發散量的成份(Component)，表示如下：

$$ET_c = C(ET)$$

$$ET = E_s + E_p$$

$$E_s = \tau ET$$

$$E_p = (1 - \tau)(ET)$$

$$\tau = R_n \exp(-K LAI)$$

此處C是作物係物(a crop coefficients)

E<sub>s</sub>是土壤蒸發量

E<sub>p</sub>是植物蒸散量

τ 是一調和係數(a proportionality coefficient)

K是淨輻射的補償係數，通常值約0.4

LAI是葉面積指數(leaf area index)

植物生長初期E<sub>s</sub>是主要成份支配其蒸發散量，後期則是E<sub>p</sub>為主要成份決定其蒸發散量。蒸發散量和產量及水份利用效率的關係如下：

$$\text{產量} = \alpha EP \sim \alpha ET$$

$$\text{作物水份利用率(WUE)} = \text{產量} / ET$$

其中α為一調和係數，上二式說明了蒸發散量和產量以及作物水利用率的關係。因為蒸發散量及其成份和產量與水利用率(WUE)有關，因此在設計一灌溉系統的效率，適合於作物和森林生產系統，以及河水流域和其他自然資源管理方法時，蒸發散量必需要考慮進去(Campbell, 1977; Barros and Hanks, 1993; Torres and Hanks, 1989)。

許多研究指出，蒸發散量是受氣候的影響，也因此蒸發散量的改變可對氣候改變提供一重要的訊息(Nie et al., 1992; Baker et al., 1990)。Hsiao(1993)對CO<sub>2</sub>濃度提高時，植物如何進行同化作用(assimilation)和蒸散作用提供了一個解說。他表示，提高CO<sub>2</sub>濃度會促進同化作用和葉面積的發育，因而減少氣孔密度，以致於降低了有效葉面積的蒸散率，進而提高光合作用的用水效率。而其效率提高的程度是與二氧化碳增加的濃度成正比。可預期的是在CO<sub>2</sub>增加時，蒸發散量的減少和光合作用用水效率的提高，在量(magnitude)上相似，在方向(direction)上則相反。因為蒸發散量在水平衡上有重要的影響，Dickinson et al.(1991)建議在所有的氣象模式中都應加添一個蒸發散量的子模式(submodel)。這樣的模式會對地面能量變動的參數估計有所助益。並使得該氣象模式對未來氣候改變的評估更為實際。

台灣是西南太平洋群島邊緣的最大島之一，中央山脈縱貫南北，將全島分割成不同的氣候帶。台灣的氣候特性溫暖多雨，多屬於亞熱帶氣候，是一個天然的農業區（在1991年農業總生產額為120億美元），以及非常活躍的國際貿易；出口約35億美元、進口約6億美元。但因地形奇特，河流急峻而短促，很難將水資源充分儲積，年平均雨量雖達2500 mm，堪稱豐沛，但降雨地區分佈和時間分配不均，常導致夏潦冬旱情形發生，且近幾年來，由於氣候的改變，時有長期的乾旱(如1992年夏)及雨季(如1994年夏季颱風及西南氣流引進的豪雨)，威脅著農業生產及貿易的穩定性。

本研究之主要目的在決定氣候變化對台灣的蒸



發散量的潛在衝擊，它不僅對台灣很重要，並且對瞭解全球氣候變遷在局部及區域基礎資料的建立上有高度利用價值。研究結果可作為計劃台灣未來水資源利用的重要參考文獻。

## 二、方法

蒸發散量大部分是由蒸發皿量測所得，也可由土壤和作物水份平衡關係上而測得。ET<sub>0</sub>普遍已由皿型蒸發皿係數(E pan)估算得。理論上的pan係數(k)建立於估算ET<sub>0</sub>上(=k E pan)。ET<sub>0</sub>由一些公式估算得出，且不斷地利用蒸發皿修正，這些公式如

Penman(1948)

$$ET_0 = \{s(R_n - G) + \gamma f(u)(e^* - e_a)\} / (s + \gamma)$$

Monteith(1964)

$$ET_0 = \{s(R_n - G) + \rho_a C_p (e^* - e_a / r_a)\} / \{(s + \gamma)(1 + r_a / r_a)\}$$

Priestly and Taylor(1972)

$$ET_0 = \alpha S(R_n - G) / (s + \gamma)$$

此處 $r_a$ ：氣體動力學阻抗(aerodynamic resistance)

$r_c$ ：作物冠蓋阻抗(canopy resistance)

$f(u)$ ：風速的函數

$R_n$ ：淨輻射(net radiation)

$G$ ：相關於水或植物的可感熱通量(heat fluxes)

$\rho_a$ ：濕空氣的密度

$C_p$ ：定壓下空氣之比熱(specific heat)

$\alpha$ ：為一平衡蒸發參數(equilibrium evaporation parameter)

$e^*$ ：飽和水汽壓

$$= 6.11 \exp \{ (17.27T) / (T + 237.3) \} \text{ (mbar)}$$

$e_a$ ：由濕球溫度 $T_w$ 所測得的實際水汽壓

$$= e^*_{w} - \gamma (T_a - T_w) \text{ (bar)}$$

此處 $e^*_{w}$ ：為在 $T_w$ 溫度時的飽和水汽壓

$T_a$ ：實際溫度

$\gamma$ ：是由 $e_a$ 到 $e^*_{w}$ 的斜率(slope)

或是濕度計(psychrometric)常數

$T_w$ 和 $e^*_{w}$ 由濕度計測得

$S$ 是飽和蒸汽壓在葉溫 $T$ 溫度下的曲線斜率(slope)

現在有許多簡化的公式可利用不同的氣候資料來計算潛在蒸發散量(potential ET)(Allen et al., 1989; Allen and Pruitt, 1991; Hargreaves, 1994; Snyder and Pruitt, 1994)。一般通用的方法是利用蒸發散量和一個或更多個氣候因子的相關關係，例如和溫度、日照時數、日射量、蒸發量、相對濕度、水汽壓缺失係數及風速等的相關關係。Snyder和Pruitt(1994)發展了一套程式，包括10種不同的常用的方程式，計算月參考蒸發散速率。他們的程式中包含下列公式：

Original Penman、Penman-Monteith、Priestley-Taylor、Jensen-Haise、Hargreaves、SCS Blaney-Griddle和另外4個修正的FAO公式。此4個修正的FAO公式是FAO Penman、FAO Blaney-Griddle、FAO Radiation和FAO Pan Method。

因為這些方程式的適用性並沒有在潮濕熱帶地區作過測驗，而且台灣的氣候資料比較完整不受方程式的限制，因此所有這些方程式皆可用來估計台灣的潛在蒸發散量。在本文中我們利用這些方程式算出的平均值來討論氣候變化在蒸發散量上的影響。這些方程式之間的比較將在另文討論。為了模擬氣候對ET的影響，本文將此10個方程式套入一個FORTRAN程式—SIMMETEO(Geng et al., 1988)來計算ET。這些方程式可用來計算一個地區的參考蒸發散量，因這些公式是根據氣象資料來計算蒸發散量，因此如果輸入的氣象資料是日平均資料，則輸出也是日平均的蒸發散量。如果輸入的是月平均氣象資料，則輸出的亦為月平均蒸發散量。由於Simmeteo是一個動力模式，因此連上去的ET公式也可成為動力公式去模擬每日ET的變化。在本文中除了應用以上十個公式計算ET值之外，也計算了這十個公式模擬出的ET算術平均值。需要輸入Simmeteo的氣候因子值為：

- 當月雨日／當月天數；
- 當月總降雨量／當月降雨日數；
- 絕對最高溫度；
- 絕對最低溫度；

- (e) 日輻射量；
- (f) 蒸汽壓；
- (g) 平均風速；
- (h) 月平均最高相對濕度；
- (i) 月平均最低相對濕度；
- 和(j) 日／夜風速比。

除此之外其他有關地區的基本資料包括經度、緯度、標高(m)、代表作物高度(cm)、上風緩衝帶(wind fetch)、溫度計高度(cm)及風速計高度(cm)也需輸入程式中。

ET的模擬是在現在的氣候狀況及CO<sub>2</sub>濃度倍增兩種假定情況下進行。在行政院環境保護署委託研究報告(EPA-83-E3-02-03-20)(中央氣象局, 1994)中推導了台灣在2050年的氣候變化。其指出屆時冬天將增溫3.5~4.0°C, 夏天增溫3.0~3.5°C; 降雨量冬天減少5~10%, 夏天增加5~10%。本文的模擬試驗中, 採用了4.0°C及3.5°C的冬季及夏季的溫度增加度數, 降雨量則在冬季減少7.5%, 在夏季增加7.5%, 代表CO<sub>2</sub>倍增時的狀況。本文取台灣九個地區(包括台北、台中、嘉義、台南、高雄、恆春、宜蘭、花蓮及台東)的資料來模擬氣候變化對ET的影響。

### 三、結果和討論

由於公式繁多, 在蒸發散量的估計方法上, 本文僅討論到平均估算的結果。至於各別公式的結果, 將另文詳述。以下將結果分別討論:

#### (一) 模式的有效性

為檢查模式的合適性, 我們首先評估此模式對氣候因子的模擬的表現。圖1顯示台北地區降雨模擬的結果。月降雨日數顯示在上面的圖中, 月降雨量顯示在下面的圖中。電腦模擬算出的二十年平均值和二十年實測平均值之間的差異, 很明顯的這個差異是很小。圖2顯示溫度和日射量的月平均值。上圖表示台北之最高和最低月平均溫度, 下圖則表示台北之月日射量。溫度曲線圖的結果指出實測值和模擬值極為接近。但日射量曲線圖顯示在早春時模擬值比觀測值略低, 這個偏低的原因可能是因為在同一時期內模擬的雨量稍高所致。圖3顯示台北

之平均水汽壓及風速模擬的結果。上圖表示平均水汽壓, 下圖表示風速。實測月平均值和模擬值並無顯著的差異。在比較台北實際觀測的ET值和模擬ET值時, 模擬的年ET值是每日3.54mm, 實測值是每日2.44mm, 此偏高估計的結果並不令人訝異, 因為這些方程式的導由大部分是適用於半乾旱地區(semi-arid area)。在比較不同氣候情況下的ET, 更重要的是保持模擬值和觀測值的差異在不同地區和改變氣候條件下的一致性, 若模擬和觀測值的差異是一致的話, 那在兩種不同氣候條件下的ET差異仍可被無偏地估計出。為評估其一致性, 我們用迴歸分析(regression analysis)來測量模擬月平均值和觀測蒸發值間的直線關係。表1指出各站迴歸的結果, 除了恆春, R<sup>2</sup>值皆高於90%。這結果指出, 在氣候變化之間有效的比較是可能的。但如果要精確估算ET值, 這些模式仍需進一步改良。

#### (二) 氣候變化測試

雖然我們的模擬分析是針對每站每月進行的, 但因結果繁多, 本文僅報告討論每站的平均數及各站的月平均數。圖4至圖7表示不同地區各站長期氣候變化的結果。圖8至圖10表示每月不同季節的變化。

#### (三) CO<sub>2</sub>濃度加倍時的地區效應

降雨結果(圖4)顯示東部和西部城市之間有不同的差異變化, 凡有較大平均雨量的城市和地區, 在CO<sub>2</sub>濃度倍增時他們的雨量變化亦較小。因此台中、嘉義、台南與高雄有較大幅度的變化。除了花蓮顯示一負的變化外, 所有站的年平均雨量皆略有增加。圖5和圖6是高溫和低溫的變化情況, 由圖顯示其結果有由北往南減少的趨向。最高氣溫的百分比變化從宜蘭的7.1%到台東的6.1%, 最低氣溫則由台北的9.1%至高雄的7.7%。當CO<sub>2</sub>濃度倍增時, 台北平均最高氣溫將從25.9°C增至27.8°C, 高雄從28.4°C至33.3°C; 最低氣溫台北從18.9°C上升至20.8°C, 高雄從21.5°C上升至23.3°C。這些變化將對未來民眾的健康、能量的消耗以及農業的生產都有巨大的影響。因這些氣候變化所導致的潛在ET變化, 則表現於圖7中。大部份站的氣溫和降雨量在CO<sub>2</sub>濃度倍增時會同時增加, 換言之, 對ET的影響是有正有負

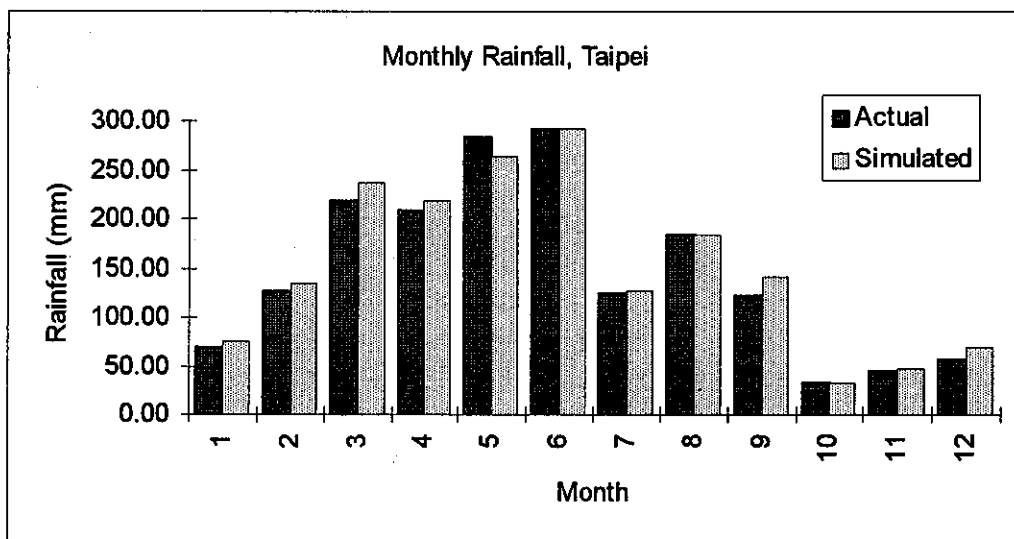
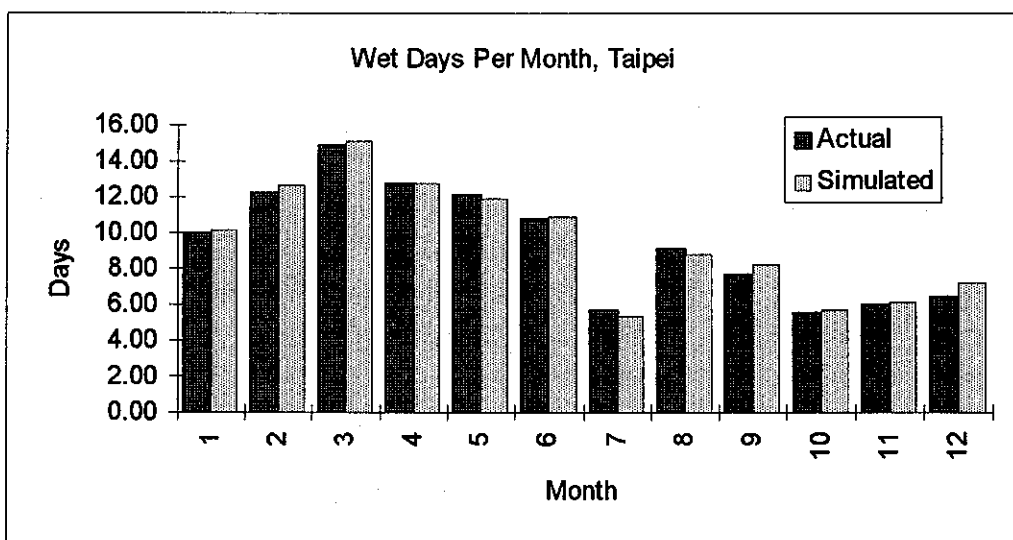


圖 1. 台北地區降雨模擬的結果：上圖為每月降雨日數，下圖為月平均降雨量。

Fig. 1. Rainfall simulation for Taipei: the number of rain days per month is shown in the top picture and the amount of monthly precipitation is shown on the bottom picture.

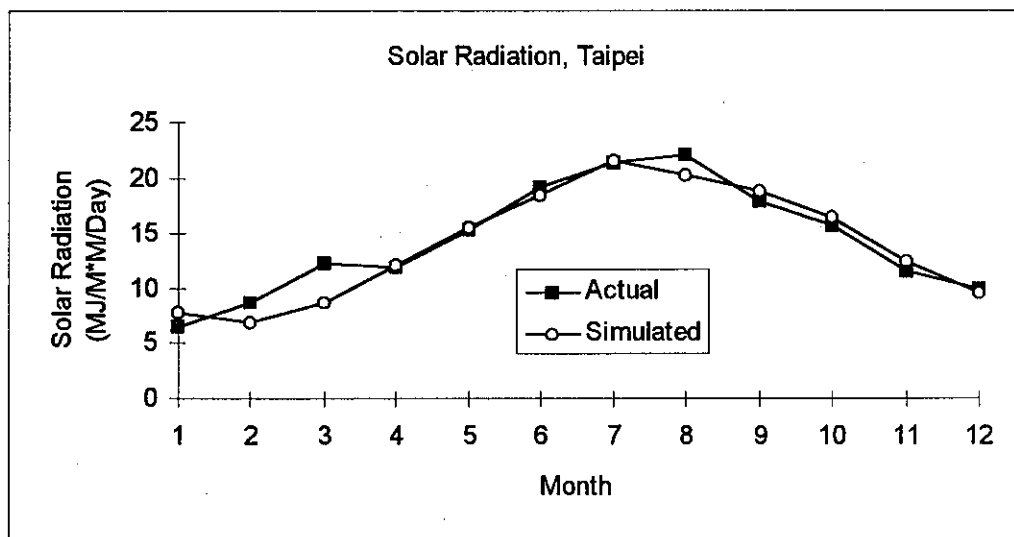
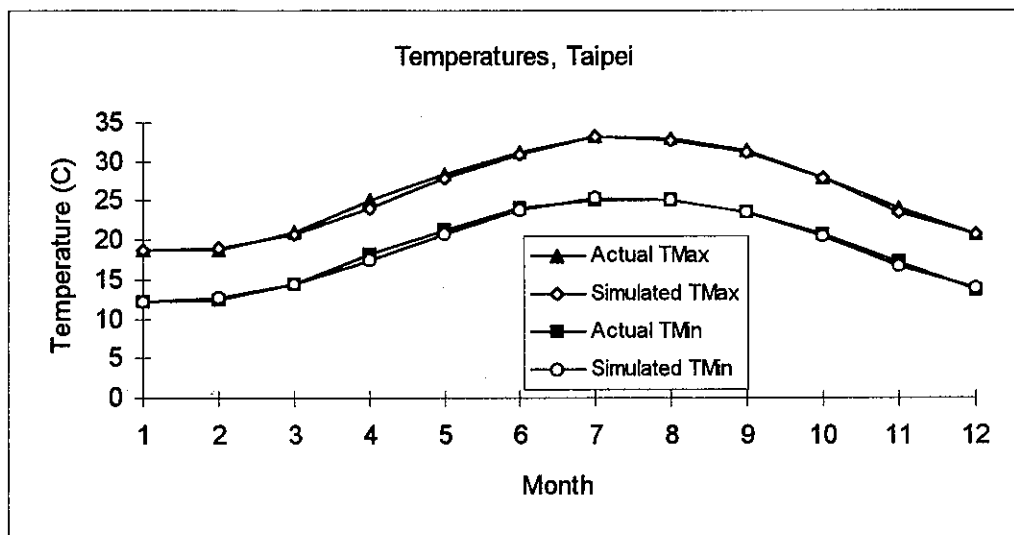


圖 2. 台北地區溫度及日射量的月平均模擬值：上圖為最高、最低月平均溫度的模擬值，下圖為日射量的月平均模擬值。

Fig. 2. Temperature and Solar radiation simulation for Taipei. The top picture shows the maximum and minimum monthly mean temperatures and the bottom picture shows the monthly solar radiation averages.

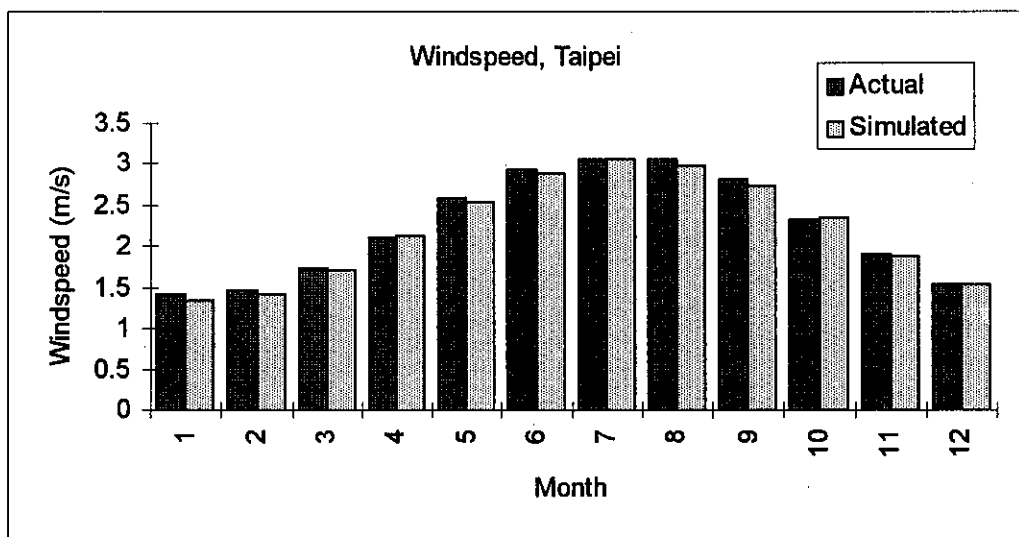
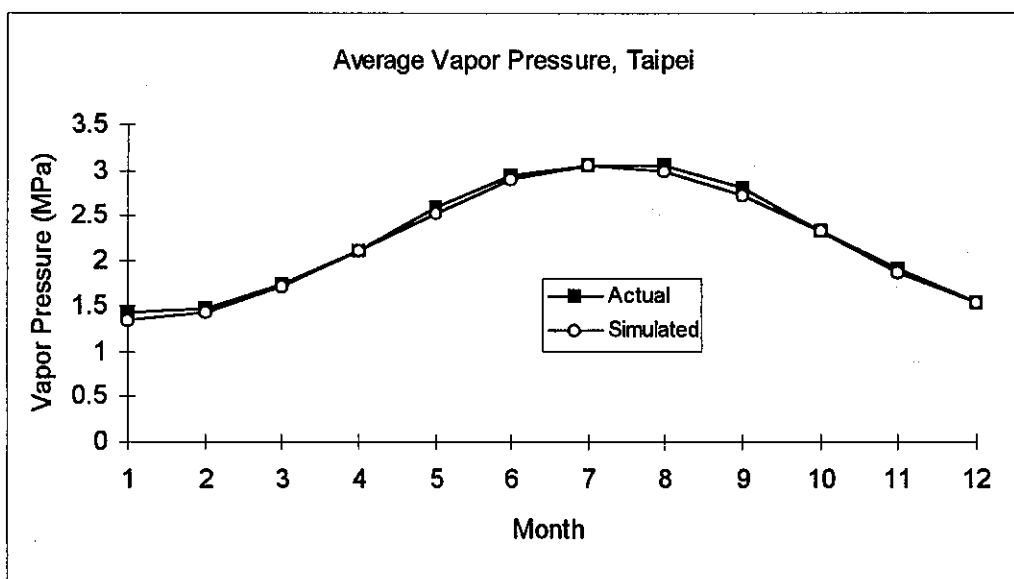


圖 3. 台北地區平均水汽壓及風速模擬的結果：上圖為平均水汽壓，下圖為風速。

Fig. 3. Vapor pressure and wind speed simulations. The average vapor pressure is presented on the top and the windspeed is shown at the bottom.

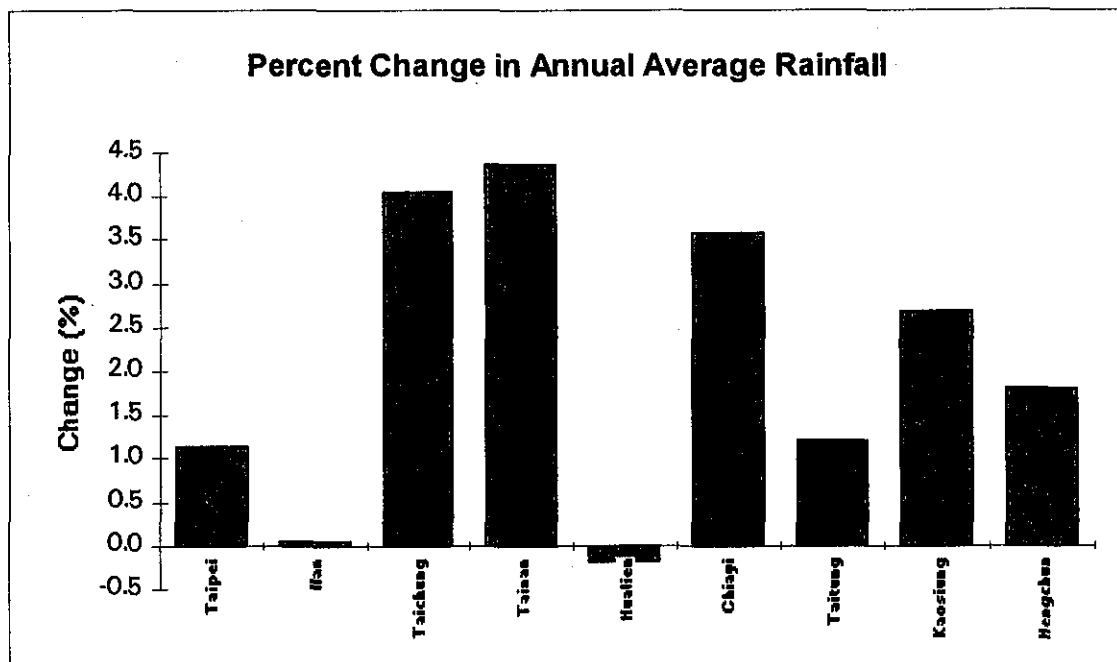
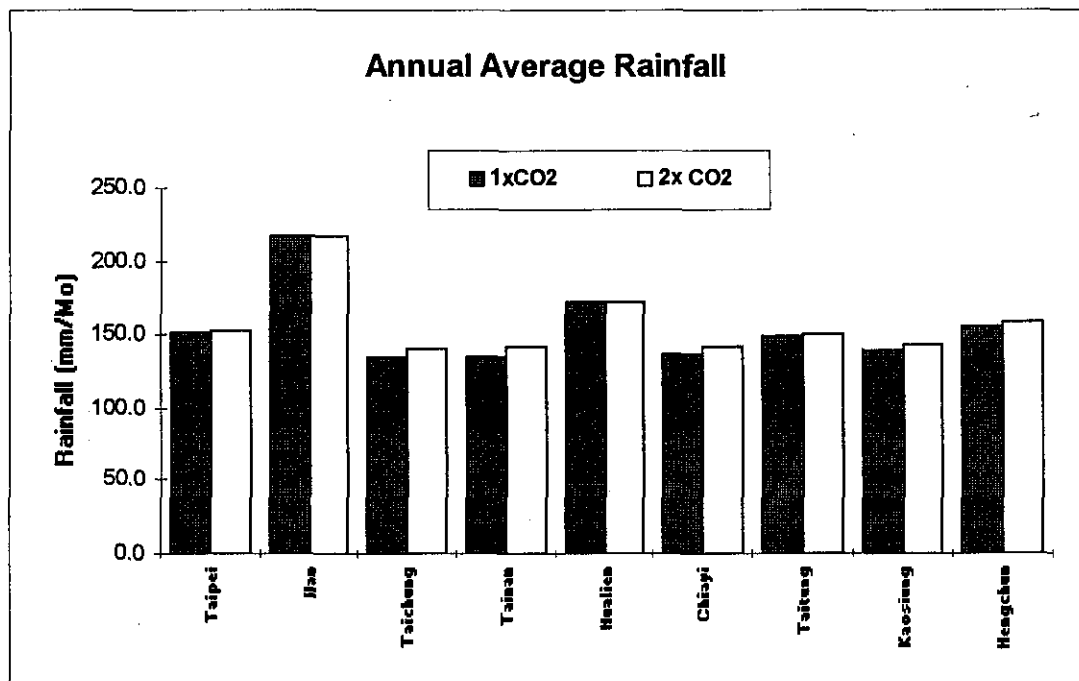


圖 4. 台灣地區台北等9個氣象站的年平均降雨量及降雨百分比變化的模擬結果。

Fig. 4. Annual averages of Rainfall and percent rainfall changes for nine locations in Taiwan.

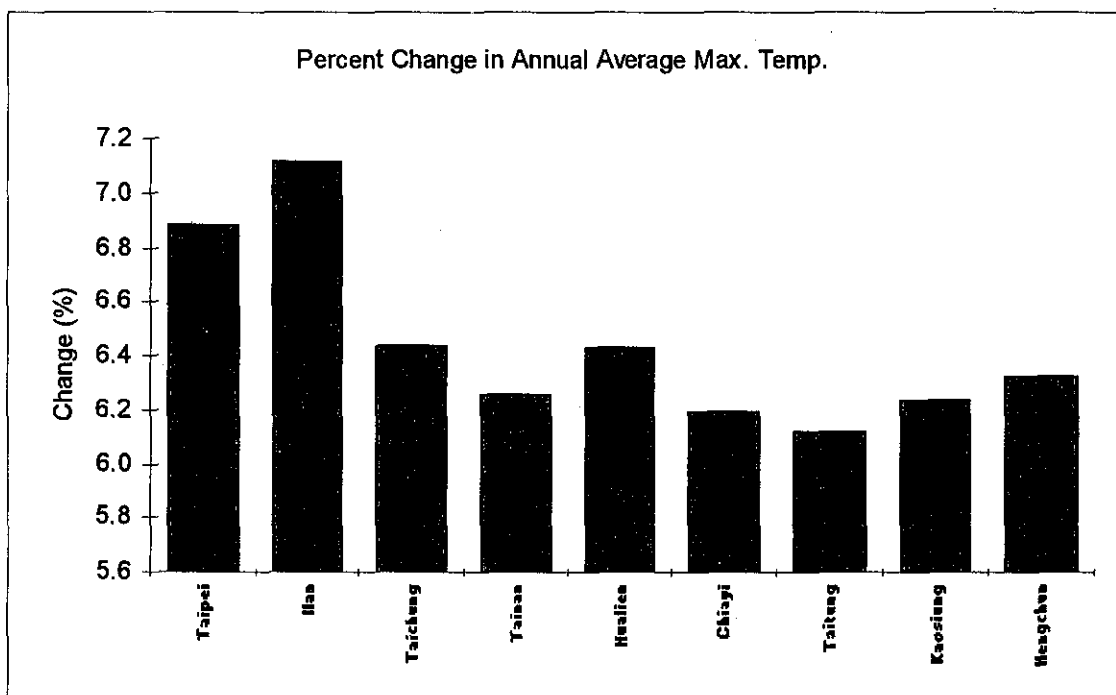
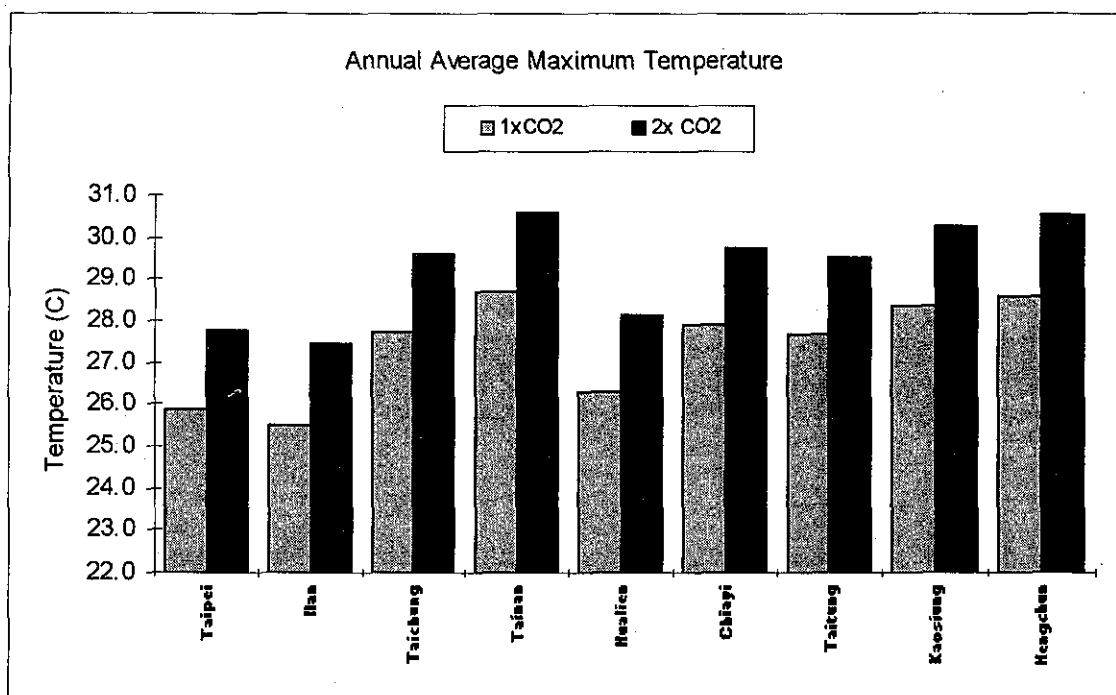


圖 5. 台灣地區台北等9個氣象站的年平均最高溫度及百分比變化的模擬結果。

Fig. 5. Annual Average and percent of maximum temperature changes for nine locations in Taiwan.

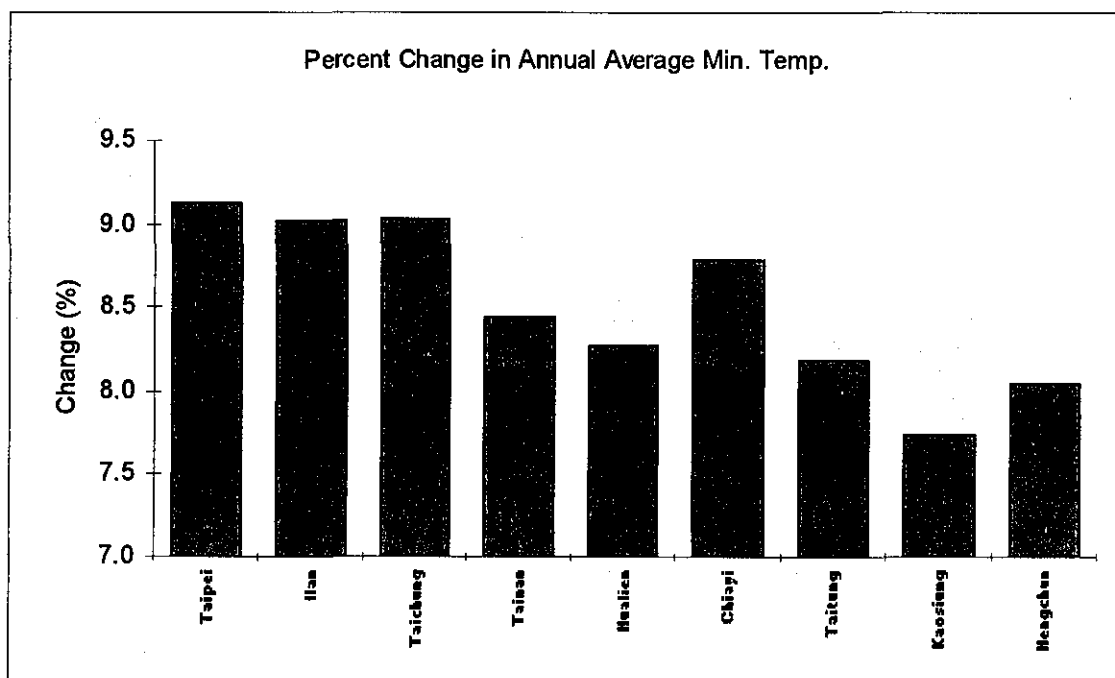
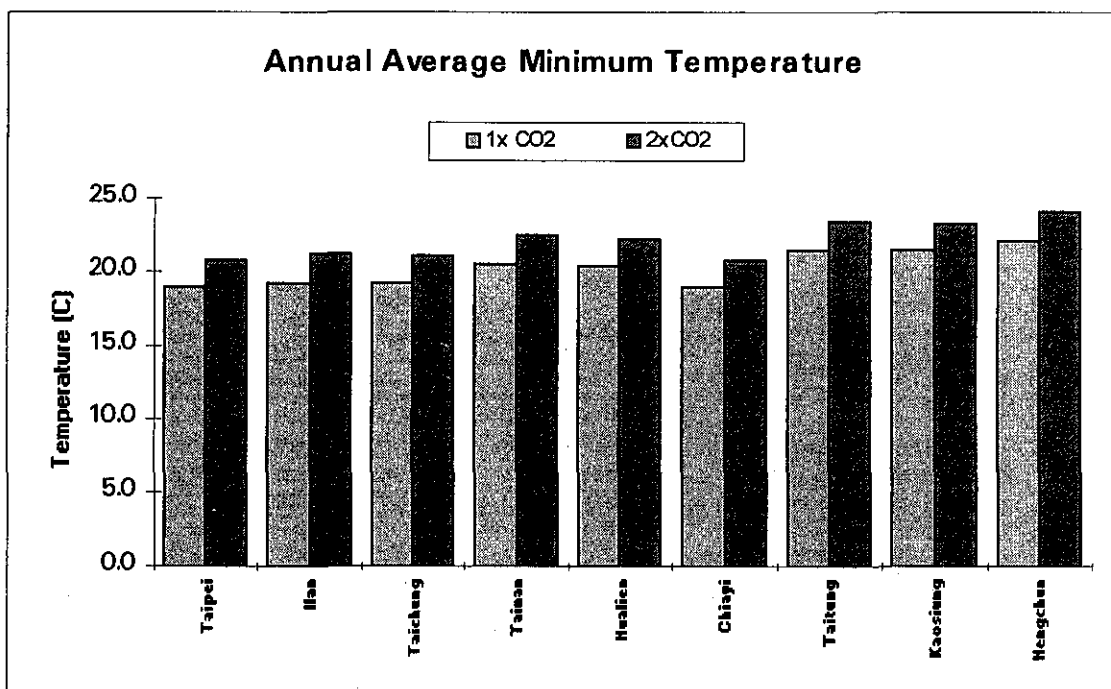


圖 6. 台灣地區台北等9個氣象站的年平均最低溫度及百分比變化的模擬結果。

Fig. 6. Annual Average and percent of maximum temperature changes for nine locations in Taiwan.



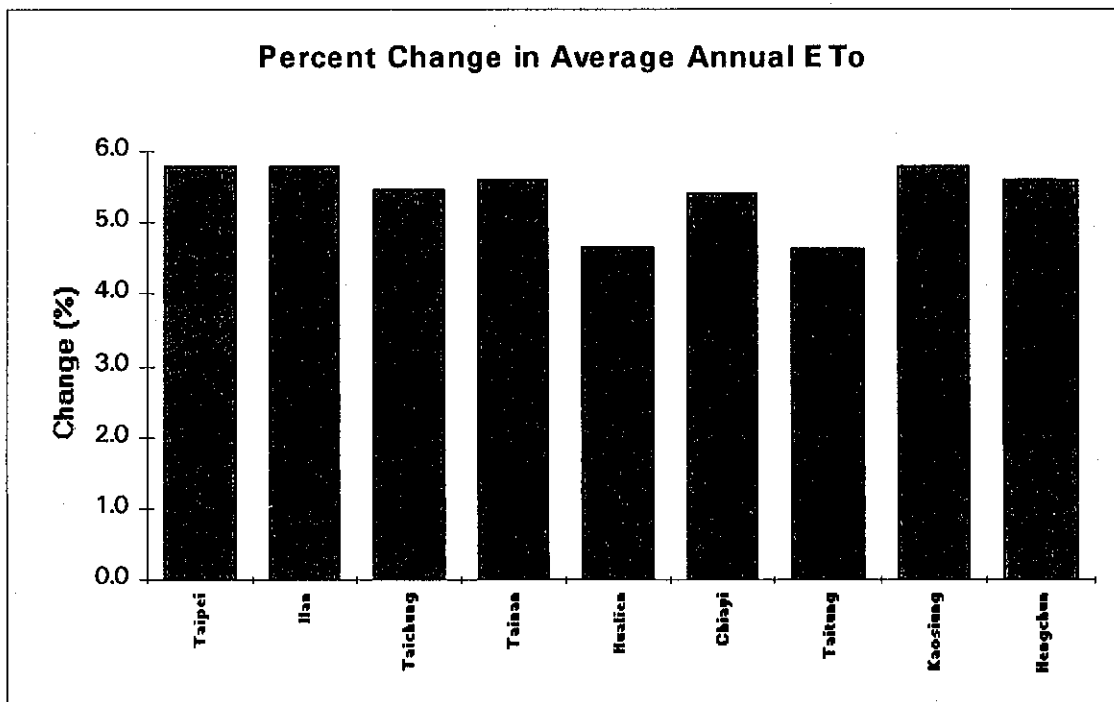
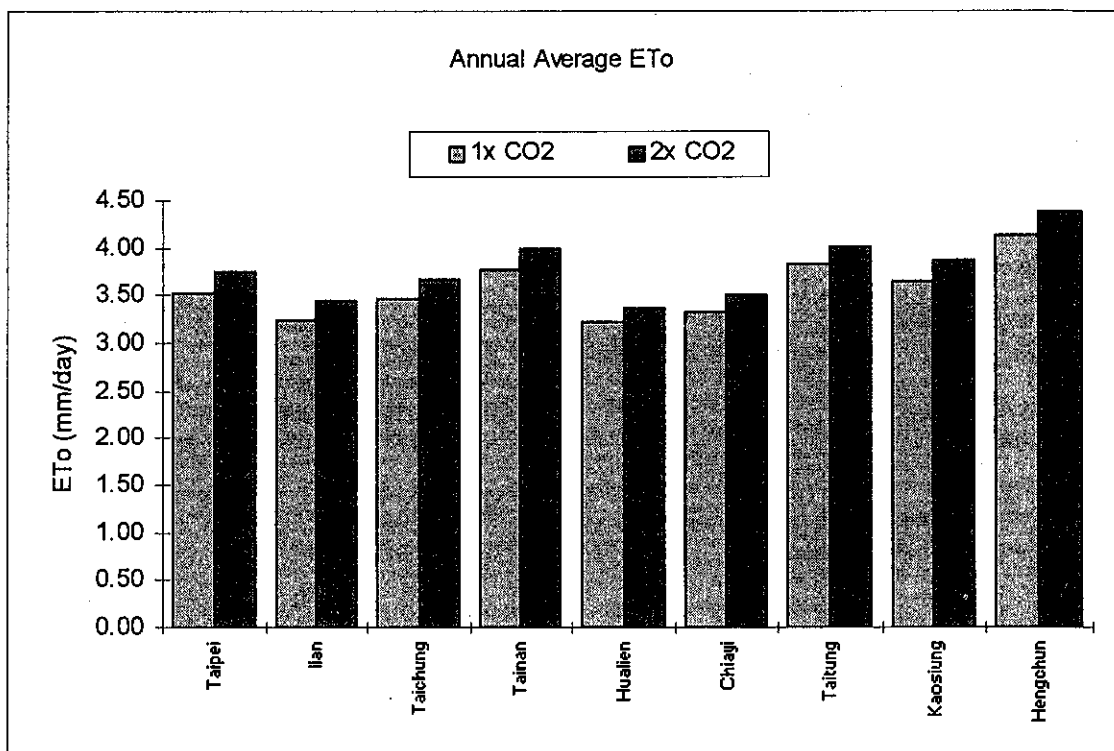


圖 7. 台灣地區台北等9個氣象站的年平均蒸發散量及百分比變化的模擬結果。

Fig. 7. Annual Average and percent of evapotranspiration changes for nine locations in Taiwan.

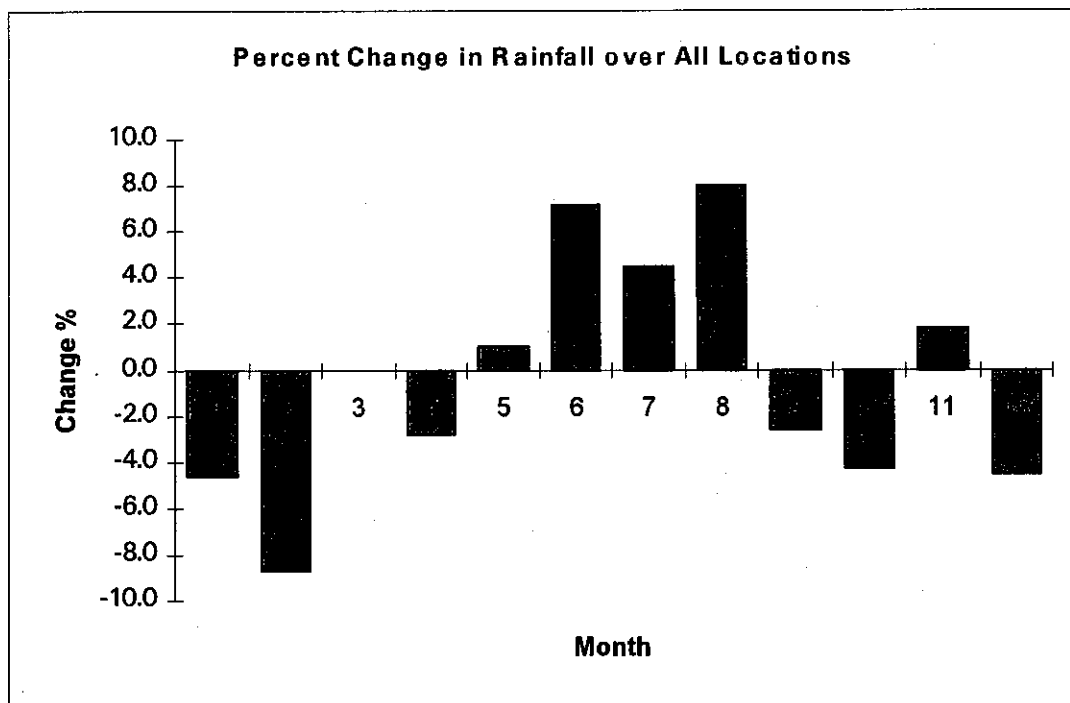
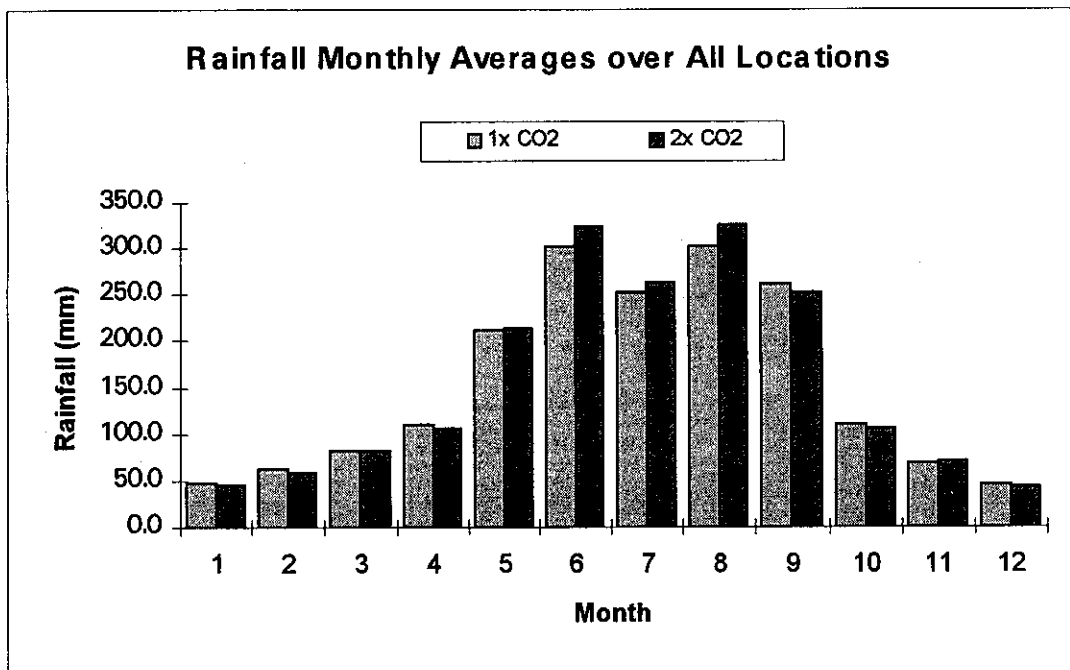


圖 8. 台灣地區月平均降雨量及降雨百分比變化的模擬結果。

Fig. 8. Monthly average rainfall and percent rainfall changes in Taiwan.

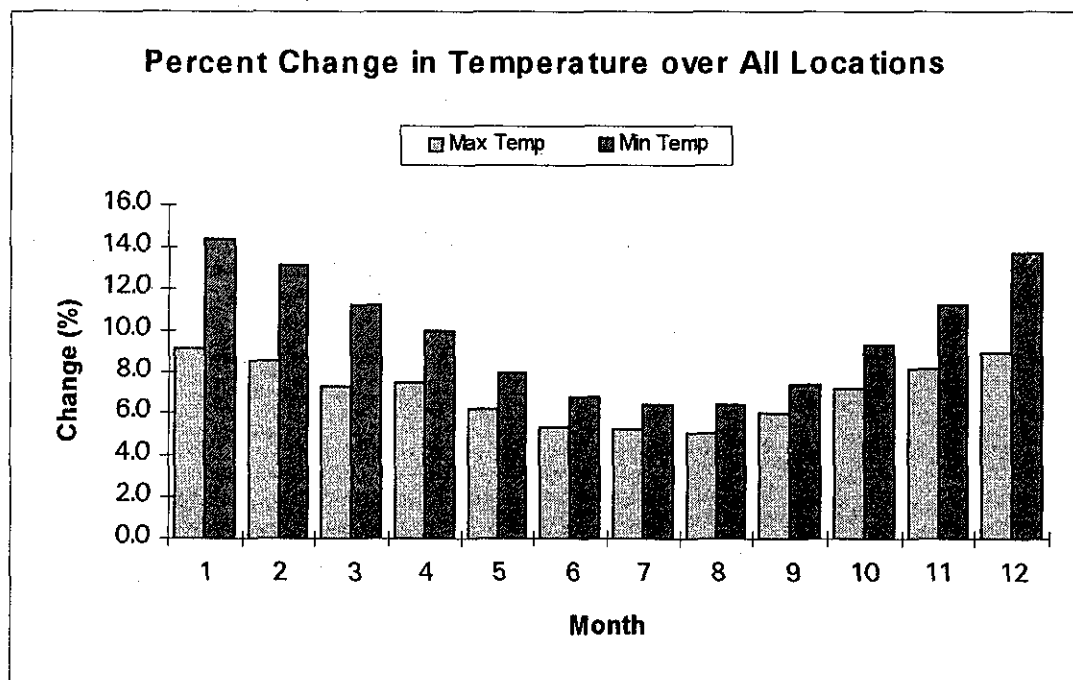
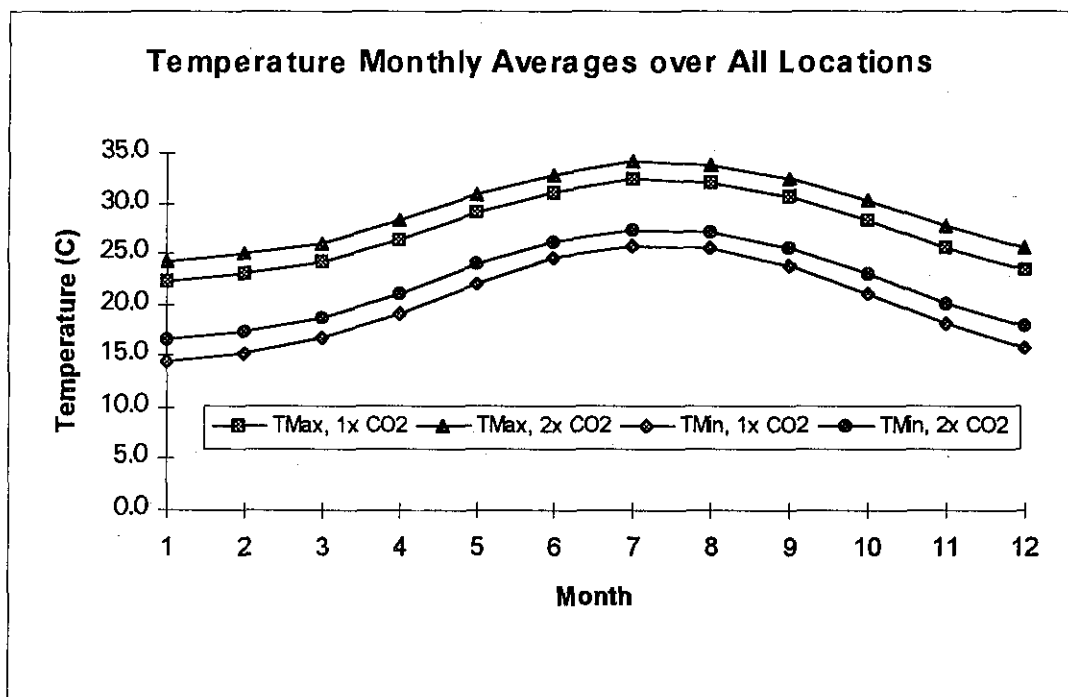


圖 9. 台灣地區月平均溫度及溫度百分比變化的模擬結果。

Fig. 9. Monthly temperature and percent temperature changes in Taiwan.

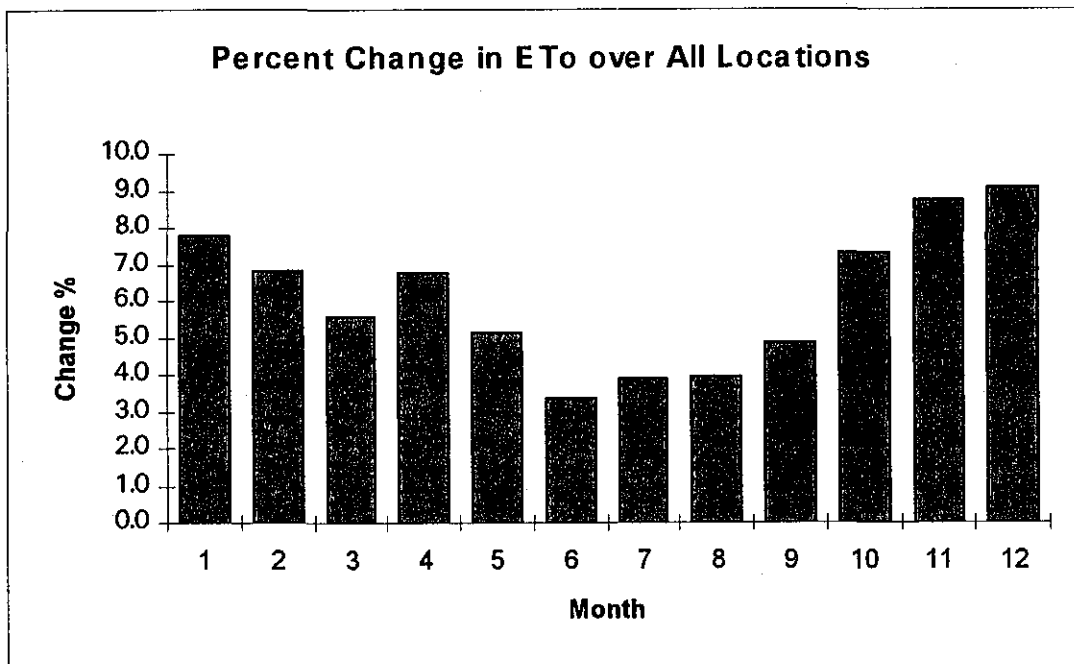
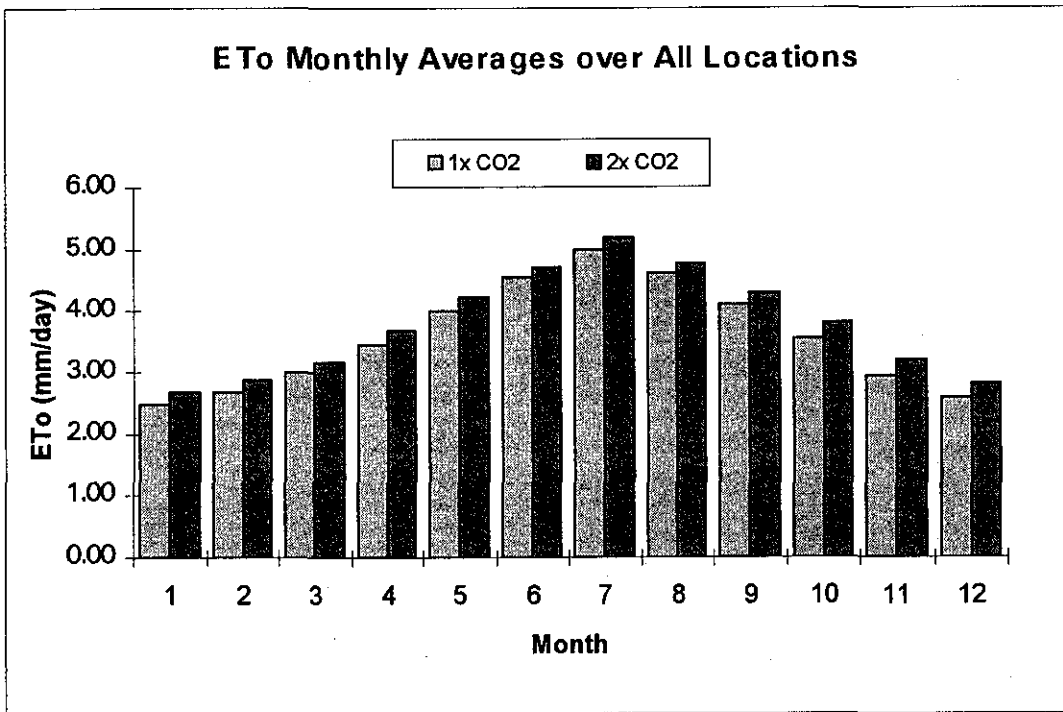


圖 10. 台灣地區月平均潛在蒸發散量及其百分比變化的模擬結果。  
 Fig. 10. Monthly potential ET and percent ET changes in Taiwan.

表1.台灣地區台北等9個氣象站的ET模擬平均值和實際觀測值之迴歸分析值。  
Table 1. Percent  $R^2$  values of regression analysis between the simulated averages and the observed mean ET for 9 stations in Taiwan

Taipei	97	Ilan	95
Taichung	98	Hualien	98
Chiayi	93	Taitung	91
Tainan	97		
Kaohsiung	96		
Hengchun	35		

，但淨ET值的改變卻是明顯上升。ET增加範圍在4.6%到5.8%之間，當CO<sub>2</sub>濃度倍增時蒸發散量的增加暗示台灣水份的需求和消耗量也會上升。

#### 四、當CO<sub>2</sub>濃度加倍時的季節效應

當對所有站之月平均值繪圖時，所有氣候因子都有一個明顯的季節趨勢(圖8、9、10)。在CO<sub>2</sub>濃度增加一倍時，夏季的降雨增加，冬天則減少；增加最多在八月份有8%，減少最多則在二月，減少8.7%。各月的溫度均上升。以百分比來計算，最低氣溫的增加會高於最高氣溫的增加；最低氣溫變化範圍在6.4%（七月和八月）和14.4%（一月）之間，而最高溫變化在5.1%（八月）和9.1%（一月）之間(圖9)。CO<sub>2</sub>濃度倍增在淨ET方面呈正反應，在各月份均有增加(圖10)，最高在十二月(9.1%)，最低在六月(3.3%)

整體來說，當CO<sub>2</sub>濃度增加一倍時，台灣的溫度會上升約1.9到4.9℃，降雨量將約略增加2%，淨ET將會上升5.8%。

## 四、討 論

從以上模擬結果可得到以下五點討論：

(一)最低氣溫的變化將比最高氣溫的變化更顯著。整體而言，最低氣溫可能上升9.3%，最高氣溫僅為7.0%(圖9)；此現象對作物產量將有負面的衝擊，因為夜間呼吸作用將會加強。

(二)降雨量將增加2%，但其增加量不足以補償由於氣溫的升高所導致蒸發散量可能提高5.7%所流失的水份。此氣候變化情況如成真，將使現今水資源供應已緊逼的狀態，隨著未來對水要求量的增加而更形惡化。

(三)台灣地區在地區間的變化差異並不顯著。一般來說，台灣北部溫度改變將大於台灣南部，東部降

雨量增加將比西部為多。

(四)以季節性來說，冬季的變化將比夏季為明顯。

(五)在此預測下，氣候改變對台灣農業及水資源的影響將有二方面：

1.由於呼吸作用增加及光合成效率的減低，作物產量也將隨之降低。

2.由於不成比例的蒸發散量的增加及非農業用水的提高，農業及城市水資源短缺問題將更形嚴重

## 五、誌 謝

本文在交通部中央氣象局朱曙光組長大力支持下才得以進行，表示由衷感謝。又中央氣象局預報中心陳家明技士之協助，使報告得以順利完成，在此一併誌謝。

## 六、參考文獻

- 台灣地區氣候變化之分析與評估 1994，交通部中央氣象局，p49-58.
- Allen, R.G., M.E. Jensen, J.L. Wright, and R.D. Burman. 1989. Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agron. J.* 81:650-662.
- Allen, R.G., and W.O. Pruitt. 1991. FAO-24 Reference Evapotranspiration Factors. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 117 (5):758-773.
- ASA Special Publication Number 53. 1990. Impact of Carbon Dioxide, Trace Gases, and Climate Change on Global Agriculture. American Society of Agronomy, Inc., Crop Science Society of America, Inc., and Soil Science of America, Inc., Madison, WI, USA.
- ASA Special Publication Number 55, 1993. Agricultural Ecosystem Effects on Trace Gases and

- Global Climate Change. American Society of Agronomy, Inc. Crop Science Society of America, Inc., and Soil Science Society of America Inc., Madison, WI, USA.
- ASA Special Publication Number 55. 1995. Climate Change and Agriculture: Analysis of Potential International Impacts. American Society of Agronomy, Inc, Crop Science Society of America Inc., and Soil Science Society of America Inc., Madison, WI, USA.
- Baker, J. T., L.H. Allen, Jr., K.J. Boote, P. Jones, And J.W. Jones. 1990. Rice Photosynthesis and Evapotranspiration in Subambient, Ambient, and Superambient Carbon Dioxide Concentrations. *Agron. J.* 82:834-840.
- Barros L.C.G. and R.J. Hanks. 1993. Evapotranspiration and Yield of Beans as Affected by Mulch and Irrigation. *Agron. J.* 85:692-697.
- Bongaarts, J. 1994. Can the Growing Population Feed itself. *Scientific America.* 270(3):36-42.
- Campbell, G. S. 1977. *An Introduction To Environmental Biophysics.* Springer-Verlag, New York.
- Charlson R.J. and T.M.L. Wigley. 1994. Sulphate aerosol and climatic change. *Scientific American* Feb. 48-57.
- Clark W.C. 1989. Managing plant earth. *Scientific American* 261(3):47-54.
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, C. Rosenzweig and P.J. Sellers. 1991.
- Geng, S., Auburn, E. Brandstetter and B. Li. 1988. A program to simulate meteorological variables: Documentation for SIMMETEO. Agronomy Progress Report No.204. Department of Agronomy and Range Science, University of California, Davis.
- Hargreaves, G.H. 1994. Defining and Using Reference Evapotranspiration. *J. Irrigation and Drainage Engineering* 120(6):1132-1139.
- Hsiao T.C. 1993. Effects of drought and Elevated CO<sub>2</sub> on plant water use efficiency and Productivity. In *Interacting Stresses on Plants in a Changing Climate.* Edited by M.B. Jackson and C.R. Black, NATO ASI Series(Spinger-Verlag Berlin Heidelberg), VOL 116, Pages 435-465.
- Jenson, M.E., R.D. Burman. R.G. Allen (Editors). 1990. *Evapotranspiration. and Irrigation Water Requirements. Manual and Reports on Engineering Practice No.70,* American Society of Civil Engineers, New York, NY.
- Loomis, R.S. and D.J. Connor. 1992 *Crop Ecology: Productivity and Management in Agricultural Systems.* Cambridge University.
- Mckenney M.S. and N.J. Rosenberg. 1993. Sensitivity of Some Potential Evapotranspiration Estimation Methods to Climate Change *Agricultural and Forest Meteorology* 64:81-110.
- Monteith, J.L. 1964. *Evaporation and Environment.* Symp. Soc Exp. Biol. 19:205-234.
- Nie, D., H. He, G. Mo, M.B. Kirkham, and E.T. Kanemasu. 1992 Canopy photosynthesis and Evapotranspiration of Rangeland Plants Under Double Carbon Dioxide in Closed-Top Chambers. *Agricultural and Forest Meteorology* 61:205-217.
- Penman, H.I., 1948. natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proc. R. Soc. A* 194: 220.
- Pimm S.L. and A. Sugden. 1994. Tropical diversity and global change. *Science* 263:933-934.
- Schneider, S.H. 1994. Detecting climate change signals : are there any "fingerprints"? *Science* 263 : 341-247.
- Snyder R.L. and W.O. Pruitt. 1994. Users Guide and Program Documentation of Eto. Report of Department of Land, Air and Water Resources, University of California, Davis, CA 95616.
- The Impact of Climate Change. 1993. United Nations Environment Programme. UNEP/GEMS Environment Library No. 10, P.O.Box 30552, Nairobi, Kenya.
- Torres J.S. and R.J. Hanks. 1989. Modeling Water Table Contribution to Crop Evapotranspiration. *Irrigation Science* 10:265-279.

## 附 錄

### ETO Calculation formulas and definitions

#### PENMAN-MONTEITH FAO METHOD (Smith, 1990)

saturation vapor pressure at the maximum air temperature ( $e_{ax}$ )

$$e_{ax} = 0.6108 e^{[17.27 T_x / (T_x + 237.3)]}$$

saturation vapor pressure at the minimum air temperature ( $e_{an}$ )

$$e_{an} = 0.6108 e^{[17.27 T_n / (T_n + 237.3)]}$$

mean saturation vapor pressure at the dew point temperature ( $e_{dp}$ )

$$e_{dp} = \{e_{ax}(H_n/100) + e_{an}(H_x/100)\} / 2$$

mean daily saturation vapor pressure ( $e_{ap}$ )

$$e_{ap} = (e_{ax} + e_{an}) / 2$$

net solar radiation ( $R_{ns}$ )

$$R_{ns} = 0.77(R_s / \lambda)$$

net terrestrial radiation ( $R_{lp}$ ) modified from Doorenbos and Pruitt (1977)

$$R_{lp} = [-\sigma(T_{kx}^4 + T_{kn}^4) / 2\lambda] [0.9(n/N) + 0.1] [0.34 - 0.14(\sqrt{e_d})]$$

where  $T_{kx} = T_x + 273.16$  and  $T_{kn} = T_n + 273.16$ .

net radiation ( $R_{np}$ )

$$R_{np} = R_{ns} + R_{lp}$$

modified psychrometric constant ( $\gamma^*$ )

$$\gamma^* = \gamma (1 + 0.34 u_2)$$

radiation term of ET<sub>0</sub> equation ( $R_{dp}$ )

$$R_{dp} = [\Delta / (\Delta + \gamma^*)] [R_{np} - G]$$

aerodynamic term of ET<sub>0</sub> equation ( $A_{dp}$ )

$$A_{dp} = \{[\gamma / (\Delta + \gamma^*)] (e_{ap} - e_{dp}) (900) u_2\} / (T_m + 275)$$

evapotranspiration ( $E_{PENM}$ )

$$E_{PENM} = R_{dp} + A_{dp}$$

### ORIGINAL PENMAN METHOD (Penman, 1963)

net solar radiation ( $R_{ns}$ )

$$R_{ns} = 0.77(R_s/\lambda)$$

net terrestrial radiation ( $R_L$ )

$$R_L = [-\sigma T_k^4/\lambda][0.9n/N][0.34 - 0.14\sqrt{e_d}]$$

$$\text{where } T_k = T_m + 273.16.$$

net radiation ( $R_{no}$ )

$$R_{no} = R_{ns} + R_L$$

radiation term of  $ET_0$  equation ( $R_{do}$ )

$$R_{do} = [\Delta/(\Delta + \gamma)](R_{no} - G)$$

aerodynamic term of  $ET_0$  equation ( $A_{do}$ )

$$A_{do} = \{[\gamma/(\Delta + \gamma)][e_{am} - e_d][6.43][1 + 0.536u_2]\}/\lambda$$

evapotranspiration ( $E_{EPEN}$ )

$$E_{EPEN} = R_{do} + A_{do}$$

### FAO PENMAN METHOD (Doorenbos and Pruitt, 1977)

net solar radiation ( $R_{ns}$ )

$$R_{ns} = 0.77(R_s/\lambda)$$

net terrestrial radiation ( $R_L$ )

$$R_L = [-\sigma T_k^4/\lambda][(0.9n/N) + 0.1][0.34 - 0.14\sqrt{e_d}]$$

$$\text{where } T_k = T_a + 273.16$$

net radiation ( $R_{nr}$ )

$$R_{nr} = R_{ns} + R_L$$



radiation term of  $ET_0$  equation ( $R_{df}$ )

$$R_{df} = [\Delta / (\Delta + \gamma)] R_{nf}$$

aerodynamic term of  $ET_0$  equation ( $A_{df}$ )

$$A_{df} = \{ [\gamma / (\Delta + \gamma)] [e_{am} - e_d] [6.61] [1 + 0.864 u_2] \} / \lambda$$

evapotranspiration ( $E_{EFAO}$ )

$$E_{EFAO} = R_{df} + A_{df}$$

### CORRECTED FAO PENMAN METHOD (Doorenbos and Pruitt, 1977)

All of the  $ET_0$  equations sometimes fail to provide good estimates in regions where large differences and daytime and nighttime wind speed occur. Adjustments are also needed for locations with extreme humidity, daytime wind speeds and solar radiation. A table was provided in Doorenbos and Pruitt (1977) to provide a correction factor (C) that is multiplied by  $E_{EFAO}$  to adjust for extreme conditions. Recently, Allen and Pruitt (1991) reported an equation for determining this correction factor (C).

$$\begin{aligned} C = & A0 + A1 (U_{dy}) + A2 (U_{dy} S_{rd}) + A3 (RH_x S_{rd}) + A4 (DN_w U_{dy} RH_x) \\ & + A5 (DN_w U_{dy} RH_x S_{rd}) + A6 (U_{dy}^2 RH_x S_{rd}) + A7 (DN_w^2 U_{dy} RH_x) \\ & + A8 (DN_w U_{dy}^2 RH_x^2 S_{rd}) + A9 (RH_x S_{rd}^2) \end{aligned}$$

where  $DN_w$  is the ratio of daytime (0700h-1900h) to nighttime (1900h-0700h) average wind speeds (if  $DN_w > 4$  then  $DN_w = 4$ ),  $RH_x$  is the maximum daily relative humidity ( $30\% \leq RH_x \leq 90\%$ ),  $U_{dy}$  is the average daytime wind speed ( $U_{dy} \leq 10 \text{ m s}^{-1}$ ), and  $S_{rd}$  is the solar radiation ( $3 \text{ mm d}^{-1} \leq S_{rd} \leq 12 \text{ mm d}^{-1}$ ).

Values for the coefficients in Eq. 58 are:

$A0 = 0.892$ ;  $A1 = -0.0781$ ;  $A2 = 0.00219$ ;  $A3 = 0.000402$ ;  $A4 = 0.000196$ ;  $A5 = 0.0000198$ ;

$A6 = 0.00000236$ ;  $A7 = -0.00000860$ ;  $A8 = -0.0000000292$ ;  $A9 = -0.0000161$ .

The corrected FAO Penman  $ET_0$  ( $E_{CPEN}$ ) is calculated as:

$$E_{CPEN} = C E_{EFAO}$$

## **PRIESTLEY/TAYLOR METHOD**

net solar radiation ( $R_{ns}$ )

$$R_{ns} = 0.77 R_s / \lambda$$

net terrestrial radiation ( $R_L$ )

$$R_L = [-\sigma T_k^4 / \lambda][0.9 n/N + 0.1][0.34 - 0.14 \sqrt{e_d}]$$

$$\text{where } T_k = T_m + 273.16$$

net radiation ( $R_{no}$ )

$$R_{no} = R_{ns} + R_L$$

evapotranspiration ( $E_{PT}$ )

$$E_{PT} = 1.26 [\Delta / (\Delta + \gamma)] [R_{no} - G]$$

## **FAO RADIATION METHOD (Doorenbos & Pruitt)**

constants

$$B_0 = 1.066; B_1 = -0.0013; B_2 = 0.045; B_3 = -0.0002; B_4 = -0.0000315; B_5 = -0.0011$$

correction factor

$$B = B_0 + B_1 H_m + B_2 U_d + B_3 H_m U_d + B_4 H_m^2 + B_5 U_d^2$$

evapotranspiration ( $E_{FAORD}$ )

$$E_{FAORD} = \{B [\Delta / (\Delta + \gamma)] [R_s / \lambda]\} - 0.3$$

## **FAO BLANEY/CRIDDLE METHOD (Doorenbos & Pruitt)**

constants

$$A_0 = 0.908; A_1 = -0.00483; A_2 = 0.7949; A_3 = 0.00768; A_4 = -0.0038; A_5 = -0.000443; A_6 = 0.281;$$

$$A_7 = -0.00975$$

correction factors

$$A = 0.0043 H_n - (n/N) - 1.41$$

$$\begin{aligned} B = & A_0 + A_1 H_n + A_2 (n/N) + A_3 [\ln(U_d + 1)]^2 + A_4 H_n (n/N) \\ & + A_5 H_n U_d + A_6 \ln(U_d + 1) \ln[(n/N) + 1] \\ & + A_7 \ln(U_d + 1) (\ln(H_n + 1))^2 \ln((n/N) + 1) \end{aligned}$$

monthly percentage of annual sunshine hours (P)

$$P = N_m/N_a$$

where  $N_m$  is the monthly total maximum sunshine hours and

$N_a$  is the annual total maximum sunshine hours

evapotranspiration ( $E_{FAOBC}$ )

$$E_{FAOBC} = A + B (0.46T_m + 8.13) P$$

### JENSEN/HAISE METHOD

Using the warmest month mean maximum ( $T_{max}$ ) and minimum ( $T_{min}$ ) temperatures.

$$e_{a2} = 0.6108e^{[(17.27T_{max})/(T_{max} + 237.3)]}$$

$$e_{a1} = 0.6108e^{[(17.27T_{min})/(T_{min} + 237.3)]}$$

$$T_{XJ} = -2.5 - 1.4 (e_{a2} - e_{a1}) - (E_L/550)$$

$$C_1 = 38 - 2(E_L/305)$$

$$C_2 = 7.3$$

$$C_H = 5.0/[e_{a2} - e_{a1}]$$

$$C_T = 1/[C_1 + C_2 C_H]$$

evapotranspiration ( $E_{EJH}$ )

$$E_{EJH} = [0.87/\lambda] [C_T (T_m - T_{XJ}) R_s]$$

### SCS BLANEY/CRIDDLE METHOD

$$K_c = 1.0$$

correction factors

$$K_T = 0.0173T_F - 0.314$$

$$T_F = 1.8T_m + 32$$

evapotranspiration ( $E_{SCSBC}$ )

$$E_{SCSBC} = (25.4/100) K_T K_C T_F P$$

where P is the monthly percentage of annual sunshine hours.

### **HARGREAVES METHOD**

mean temperature range by month ( $T_d$ )

$$T_d = T_x - T_n$$

evapotranspiration ( $E_{HARG}$ )

$$E_{HARG} = (0.0023/\lambda) R_a (\sqrt{T_d})(T_m + 17.8)$$

### **FAO EVAPORATION PAN METHOD**

variable limits for use in correcting pan evaporation

mean relative humidity ( $H_m$ )

$$30 \leq H_m \leq 84$$

daily wind run ( $W_R$ )

$$84 \leq W_R \leq 700$$

upwind fetch of bare ground or low-growing vegetation

$$1 \leq |F| \leq 1000$$

pan evaporation correction when surrounded by vegetation (when  $F > 0$ )

$$P_C = 0.108 - 0.000331 W_R + 0.0422 \ln(F)$$

$$+ 0.1434 \ln (H_m) - 0.000631 (\ln (F))^2 \ln (H_m)$$

pan evaporation correction when surrounded by bare soil (when  $F < 0$ )

$$\begin{aligned} P_C = & 0.61 + 0.00341 H_m - 1.87 \times 10^{-6} W_R H_m - 1.11 \times 10^{-7} W_R F \\ & + 3.78 \times 10^{-5} W_R \ln (F) - 3.32 \times 10^{-5} W_R \ln (W_R) \\ & - 0.0106 \ln (W_R) \ln (F) + 0.00063 (\ln (F))^2 \ln (W_R) \end{aligned}$$

evapotranspiration ( $E_{CPAN}$ )

$$E_{CPAN} = E_p P_C$$

where  $E_p$  is the measured evaporation from the pan.

## REFERENCES

- Allen, R.G., M.E. Jensen, J.L. Wright, and R. D. Burman. 1989. Operational estimates of evapotranspiration. *Agron. J.* 81: 650-662.
- Allen, R.G. and W.O. Pruitt. 1991. FAO-24 Reference evapotranspiration factors. *J. of Irrig. and Drainage Engineering.* 117(5) : 758-773.
- Doorenbos, J. and W.O. Pruitt. 1977. Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, United nation Food and Agriculture Organization, Rome.
- Iqbal, M. 1983. An Introduction to Solar Radiation. Academic Press, Toronto, Canada.
- Jensen, M.E., R.D. Burman, and R.G. Allen, Eds. 1990. Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. Amer. Soc. of Civil Eng., New York.
- Smith, M. 1991. Report on the expert consultation on procedures for revision of FAO Guidelines for prediction of crop water requirements. United Nations - Food and Agriculture Organization, Rome, Italy.
- Tetens, V.O. 1930. Über einige meteorologische Begriffe, *Zeitschrift für Geophysik.* 6: 297-309.

# LIST OF SYMBOLS AND DEFINITIONS

Equation Symbol	Greek Name	Program Symbol	Description
$\pi$	pie	PI	3.1415927
	delta	DEC	Sun declination in radians
$\phi$	phi	PHI	Latitude in radians
$\omega_s$	omega	WS	Sunrise hour angle in radius
$\gamma$	gamma	GAM	Day angle in radius
$I_0$		IO	Solar constant
$E_0$		E0	Earth Sun distance
$\lambda$	lambda	LAM	Latent heat of vaporization
		MI( )	Mean monthly extraterrestrial radiation
N		N( )	Mean monthly potential sunshine hours
P		P( )	Percent of annual sunshine hours
$T_{max}$		TMAX	Maximum temperature in the hottest month
$T_{min}$		TMIN	Minimum temperature in the hottest months
		SH	Sunshine hours
$R_s$		RS	Solar Radiation ( $\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ )
$T_x$		TX	Maximum temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )
$T_n$		TN	Minimum temperature ( $^{\circ}\text{C}$ )
$H_x$		HX	Maximum relative humidity (%)
$H_n$		HN	Minimum relative humidity
$W_1$		W1	Wind run ( $\text{km d}^{-1}$ ) at input height
$R_{dn}$		RDN	Day/night wind ratio
		EP	Evaporation pan ( $\text{mm d}^{-1}$ )
$R_n$		RN	Net radiation ( $\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ )
		SF	Soil heat flux ( $\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ )
		LY	Lysimeter data ( $\text{mm d}^{-1}$ )
$E_{PEN}$		EPEN	Original Penman estimate
$E_{FAO}$		EFAO	FAO Penman estimate
$E_{PENM}$		PENM	Penman-Monteith estimate
$E_{CFAO}$		CFAO	Corrected FAO estimate
$E_{EPT}$		EPT	Priestley-Taylor estimate
$E_{EJH}$		EJH	Jensen-Haise estimate
$E_{FAORD}$		FAORD	FAO radiation estimate
$E_{FAOBC}$		FAOBC	FAO Blaney-Criddle estimate
$E_{SCSBC}$		SCSBC	SCS Blaney-Criddle estimate
$E_{HARG}$		HARG	Hargreaves estimate
$E_{CPAN}$		CPAN	FAO corrected pan estimate
$R_a$		RA	(extraterrestrial radiation $\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$ )
$n/N$		NN	ratio of actual to potential sunshine ( $n/N$ )
P		P	percent of annual sunshine hours
$W_t$		WR	wind run adjusted to 2.0 meters ( $\text{km d}^{-1}$ )
$u_2$		U	wind speed at 2.0 meters ( $\text{m s}^{-1}$ )
$u_d$		UD	day time wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ )



## **A SIMULATION STUDY OF TAIWAN'S EVAPOTRANSPIRATION UNDER WEATHER CHANGE SCENARIOS**

**Jen-yu Liang and Henry Fu-cheng Liu**

Central Weather Bureau

**Shu, Geng**

University of California-Davis, CA, USA

**Shen-lin Lin**

National Chung-Hsing University, Taiwan

### **ABSTRACT**

Evapotranspiration (ET) is a composite index which conceptually describes the processes of water loss to the atmosphere from soil by evaporation and from vegetation by transpiration. Thus ET is a function of plant, weather and soil conditions. An assessment of ET in response to a changed climate will, therefore, provide the necessary information for an understanding of needed crop production systems and resource management strategies. Because the difficulty in obtaining detailed ET data, potential and reference ET are commonly used for general evaluation. The purpose of this study is to determine the potential impact of climate change on ET in Taiwan. This information is important not only to Taiwan's people and government but also to the database development of needed local and regional contributions which are essential to realistically understand the overall impact of global climate change. Simulations were performed for two scenarios: current weather condition and double CO<sub>2</sub> condition. Nine locations that cover a wide range of geographic representation were chosen as a sample to evaluate the impact of weather change on ET in Taiwan. The locations studied were: Taipei, Taichung, Chiayi, Tainan, Kaohsiung, Hengchun, Ilan, Hualien, and Taitung. The following conclusions can be deduced from this study; the impact of weather change on agriculture and water resource would be two folds; The productivity could reduce due to a reduction of photosynthetic efficiency and water shortage problem would magnify due to a disproportionally increased evapotranspiration and an increasing non-agricultural water use.

Key words : evapotranspiration, simulation, agriculture, impact.



# 地震消息自動傳播系統之建立與探討

吳逸民

中央氣象局地震測報中心  
國立中央大學地球物理研究所

陳承俊 蕭乃祺

中央氣象局地震測報中心

辛在勤

中央氣象局

蔡義本

國立中央大學地球物理研究所

## 摘要

中央氣象局地震測報中心近年來積極投入地震自動定位之研發工作，目前已經可以在地震發生後約一分鐘內得到電腦自動定位之結果。我們進一步經由四種消息傳播管道與自動地震定位系統相結合，從而建立一個全自動化的地震資訊傳播系統。這四個消息傳播管道為電子郵件、全球資訊網站、檔案下載伺服器及電子傳呼系統。透過這些消息傳播管道，國內的用戶可於地震發生後約一分三十秒即獲得地震消息。這些消息傳播管道目前已經上線測試中，將來經評估後，可提供防救災單位使用，進而提升地震時緊急應變之能力。

關鍵詞：地震自動定位、消息傳播管道、電子郵件、全球資訊網站、檔案下載伺服器及電子傳呼系統。

## 一、前言

中央氣象局地震測報中心近年來已積極投入地震自動定位之研發工作(Shin, tsai and Wu, 1996; Teng et al., 1996; 吳逸民等, 1996)，技術發展至今，已經可以在地震發生後一分鐘內計算出震源參數及各地震度（等震度圖）等結果，而其正確性也較舊有的系統大幅提升。本局發布地震消息的主要途徑為傳真方式，並且已由過去之一對一傳真改進為一對多傳真方式（透過中華電信公司的傳真存轉服務系統），有效地提升了消息傳遞的功能，也節省了大量人力。然而目前傳真存轉系統仍需由人員操作，無法與地震觀測系統相結合，形成一個自動化地震資訊系統，將消息自動送出。為了突破此一瓶頸，本研究成功地將數個自動的消息傳播途徑與即時加速度型地震觀測網及自動化地震定位技術相結合，

使地震消息能快速地送達各防救災單位，為救災單位爭取時效，也能滿足一般民眾知的需求。鑑於近年來網際網路(Internet)發展相當迅速完善，本研究乃選用網際網路做為主要的傳播媒介。

## 二、即時加速度型地震觀測網之簡介

### （一）系統之發展

此觀測網的建立是由鄧大量院所提出，原傳輸地震信號之電信專線為9600baud，其中4800baud用以傳輸S13速度型地動信號，尚有4800baud之傳輸空間可供使用。因此，他建議利用此傳輸空間，將測站之強震信號即時傳回，構成一個有感地震之觀測網，所用的信號為臺灣地區強地動觀測網A900A型強震儀(Teledyne, 1994)的即時數位信號輸出(real time digital stream output)。信號送回中心站後，由個人電腦所構成的LANtastic區域網路(Artisoft, 1995)

```

graph TD
    A[accelerograph] --> B[4800 baud modem]
    C[accelerograph] --> D[4800 baud modem]
    B -.-> D
    B --> E[modem]
    D --> F[modem]
    E -.-> F
    F --> G[Digi-boards]
    G --> H[PC triggered recording system]
    G --> I[PC continuous recording system]
    H --> J[PC data processing]
    I --> K[PC data processing]
    J -- LAN --> L[modem]
    L -- dial-up pager message --> M[PC communication system]
    K -- LAN --> N[PC data processing]
    N -- LAN --> O[PC data processing]
    M -- Null modem line --> P[PC communication system]
    P -- DEC PathWorks --> Q[VAX/6520 communication system]
    O --> R[FAX machine broadcast]
    Q --> S[INTERNET]
    R -.-> S
    SUN1[SUN WWW] --> S
    SUN2[SUN FTP] --> S
  
```

**Fig. 1. Hardware and signal transmission paths of the Taiwan Automatic Earthquake Information Broadcast System.**

## (二) 作業系統

The map displays the island of Taiwan with a grid of latitude and longitude. Latitude is marked from 22°N to 25°N, and longitude is marked from 120°E to 122°E. 35 meteorological stations are marked with triangles and labeled with three-letter codes. The stations are distributed across the island, with a higher density in the northern and central regions. Major cities like Taipei, Taichung, and Keelung are indicated by larger symbols. The stations are distributed across the island, with a higher density in the northern and central regions.

Station Code	Approximate Latitude (N)	Approximate Longitude (E)
TAI	23.0	120.8
TAU	23.1	120.9
CHN	23.2	121.0
CHN3	23.3	121.1
CHN4	23.4	121.2
CHN5	23.5	121.3
CHY	23.6	121.4
CHN6	23.7	121.5
CHN7	23.8	121.6
CHN8	23.9	121.7
CHN9	24.0	121.8
CHN10	24.1	121.9
CHN11	24.2	122.0
CHN12	24.3	122.1
CHN13	24.4	122.2
CHN14	24.5	122.3
CHN15	24.6	122.4
CHN16	24.7	122.5
CHN17	24.8	122.6
CHN18	24.9	122.7
CHN19	25.0	122.8
CHN20	25.1	122.9
CHN21	25.2	123.0
CHN22	25.3	123.1
CHN23	25.4	123.2
CHN24	25.5	123.3
CHN25	25.6	123.4
CHN26	25.7	123.5
CHN27	25.8	123.6
CHN28	25.9	123.7
CHN29	26.0	123.8
CHN30	26.1	123.9
CHN31	26.2	124.0
CHN32	26.3	124.1
CHN33	26.4	124.2
CHN34	26.5	124.3
CHN35	26.6	124.4

Fig. 2. Location of the 46 stations of the Taiwan Automatic Earthquake Information Broadcast System.

第二套作業系統為觸發記錄方式，為一個完全自動化的作業系統，從地動訊號的蒐集到地震消息之發布，完全由電腦處理。本系統使用三部工業級個人電腦、一部雷射印表機及部分VAX/6520和SUN工作站之功能，第一部個人電腦加裝數位板接收各

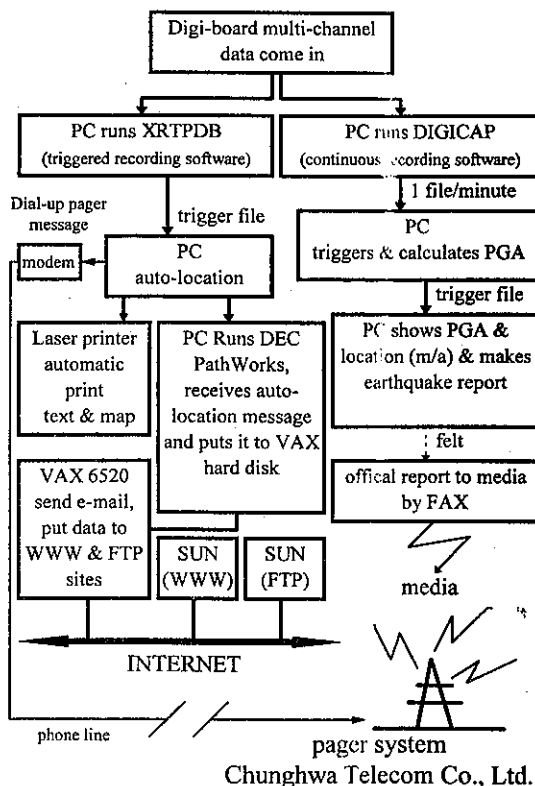


圖 3. 台灣即時加速度型地震觀測網作業流程圖。

Fig. 3. Data processing flow chart of the Taiwan Automatic Earthquake Information Broadcast System.

測站傳回之數位訊號，當地動信號超過觸發標準，該電腦即將其記錄成檔案；第二部個人電腦則透過 LANtastic 區域網路，將第一部個人電腦已記錄完成的檔案搬至其虛擬磁碟並進行判讀，若為地震觸發的紀錄，則進行地震定位及規模計算等工作，並將地震位置、規模大小及各地震度以圖文方式列印。系統中採用了自動定位的技術，因此，可有效地縮短作業處理的時間。一般而言，可於檔案結束記錄後 15 秒內得到自動定位結果，時間約於地震發生後一分鐘 (Teng et al., 1996)。定位中若能挑取六個站以上的初達波到達時間 (arrival time)，系統會藉由通訊埠將信息傳送到第三部個人電腦，第三部個人電腦執行 DEC Pathworks 分享 VAX/6520 之硬碟，因此，當消息傳送到第三部個人電腦即送上 VAX/6520

(架在網際網路上)，再由 VAX/6520 對用戶發出電子郵件及送中文和影像檔案至 WWW 及 FTP 站。

觸發記錄作業系統中，第二部及第三部個人電腦利用通訊埠傳遞訊息的理由為：第一部與第二部個人電腦是以 LANtastic 區域網路相連接，而第三部個人電腦則執行 DEC Pathworks 之網路作業系統，這兩種網路於 DOS 的環境是不相容的，因此，需要利用通訊埠建立兩個網路系統之間的橋樑。利用通訊埠為傳輸橋樑，雖然其傳輸速率較一般網路為慢，但其安全性極高。以此系統而言，為單方向的傳輸，只容許資訊傳出，不容許進入，可隔絕網路悍客 (Hacker) 的侵入，具有絕對的安全性。

### (三) 硬體設備

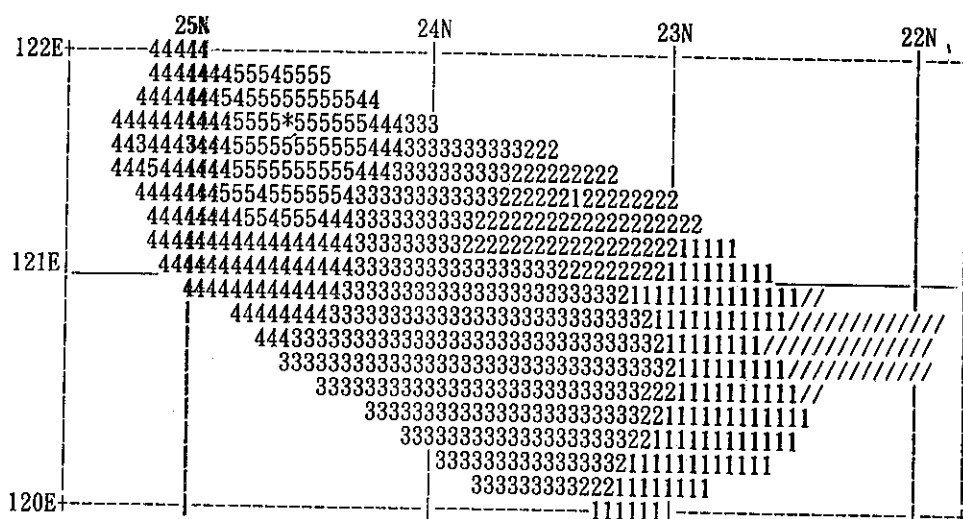
本系統的主要硬體設備為六套工業級個人電腦、8 片數位板及一部雷射印表機，遠端的感應器則與強震觀測系統共用 A900A 型強震儀，資料傳輸的設備與速度型地震觀測網共用 9600baud 的數據機及數據線路。此外，本系統還使用到 VAX/6520 及二部 SUN 工作站的部分功能。

## 三、地震消息的轉換

地震觀測系統所輸出之資料為數據資料，較難為一般人所接受。因此，本研究中再開發幾個程式，將地震消息轉換為中、英文字報告及圖形影像之報告。茲分述如下：

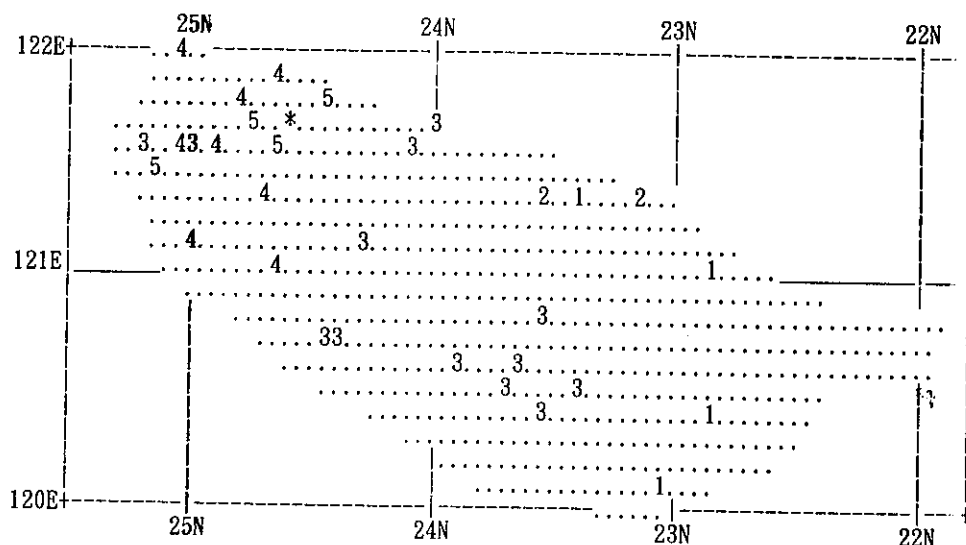
1. 英文報告：報告中除含有地震震央位置、規模及各地震度之文字敘述外，還以文字型態顯示台灣地區之震度圖 (圖 4)。本報告以英文的型態表示，主要是方便電子郵件的傳送。
2. 中文報告：報告中含有地震震央位置、規模及各地震度資訊。本報告以中文碼的型態表示，主要是方便在國內網際網路上顯示。
3. 圖形影像報告：主要是將地震震央位置、規模及各地震度標示於臺灣地圖上 (圖 5)。轉換程式是以 TURBO-C 寫成，而圖檔則是以 GIF (Graphics Interchange Format) 格式儲存，有利於 WWW 上閱覽。圖形影像報告的製作程序 (1) 將圖繪於螢幕上，(2) 以擷取影像的方式將圖形擷取，(3) 以位元映射格式 (BitMap; BMP) 儲存於檔案中，(4) 利用圖形轉換程式將 BMP 檔案轉換成 GIF 格

Intensity Map (calculated) :



Number is intensity, / -> No data  
 \* -> Epicenter

Next map raw data post:



--- Number is intensity.  
 --- \* -> Epicenter.

圖 4. 使用電子郵件發布地震消息所採用的文字型震度圖。

Fig. 4. An example of earthquake information transmitted through the E-mail, where the intensity map is represented by letters.



圖 5. 在網際網路所使用之圖形影像地震報告。

Fig. 5. An earthquake report shown on the Internet.

式檔案(吳逸民、陳承俊、蕭乃祺，1997)。

#### 四、地震消息的傳遞途徑

##### (一) 電子郵件

即時加速度型地震觀測網為一群個人電腦所構成之區域網路，當地震發生後系統會蒐集地動訊號並加以處理計算，所得的結果先藉由通訊埠傳送(楊玄周和楊玄彰，1995)到網際網路的電腦主機(VAX/6520)，再由VAX/6520主機對使用者發出電子郵件。

目前所傳送的資料除了基本的震源參數(位置及規模)及各地震度外，本系統還計算各地區的地表最大加速度(PGA)，將台灣地區的地震圖以文字的方式傳送到使用者(圖4)。

##### (二) 全球資訊網站(World Wide Web; WWW)

中央氣象局地震測報中心為求能將地震消息以多管道的方式傳播給社會大眾，除了使用傳真方式

之外，並選擇以全球資訊網(World Wide Web; WWW)做為地震消息的發布管道之一。全球資訊網可以同時儲存文字、圖片、聲音、影像等資料並具有快速資訊交流及雙向溝通的特點。因此，WWW為目前網際網路上最具有發展性的資訊發表平台。地震測報中心全球資訊網所使用之伺服器為昇陽公司(Sun Microsystems)的Sparc10，記憶體有128 MB，伺服器所使用的軟體為NCSA的HTTPd 1.5.2版。

地震發生後，即時加速度型地震觀測網會在短時間內將自動定位之結果儲存成文字檔及圖形檔，並藉由網路將檔案傳送到地震測報中心的全球資訊網上。因此，一般民眾可以在短時間內初步瞭解地震發生位置及各地震度等參數。當中心人員以人工方式重新定位後，正式的報告也會再傳送至全球資訊網，並取代先前自動定位的報告。

全球資訊網除了能成為地震消息傳播管道以

外，也可以成為提供地震資料及地震防災宣導的媒介，加強這二個方向的服務也是地震測報中心今後努力的目標。目前地震中心全球資訊網的位址為 <http://deca.cwb.gov.tw/>。

### (三) 檔案下載伺服器(FTP Server)

檔案傳輸協定(File Transfer Protocol; FTP)是國際網路上最被廣泛使用的工具之一。FTP站可以提供大量檔案供人下載(down load)。因此，我們也選擇FTP站做為地震消息傳遞之管道。本站所使用之伺服器為昇陽公司的Sparc2存放的資料以已發表的有感地震報告為主，內容有英文報告、中文報告，圖形影像報告和地震相關參數等。本站為不具名(anonymous)之FTP站，因此，任何人不需要在該主機擁有帳號，只要登入(login)"ftp"即可進入並下載資料。

在不具名的ftp目錄中，除了標準的子目錄bin、dev、etc、lib、pub外，另外還有bg5txt、mapgif、pha、rapid四個子目錄。在ftp的母目錄下有rapidbg5.txt、rapidmap.gif和rapid.pha三個檔案，其內容分別為最近一次發布的地震之中文報告、圖形報告及其相關參數。地震發生後，自動定位系統得到結果後，先以FTP方式將這些檔案上載；等正式報告出來後，工作人員會再將正式報告的檔案上載，以取代自動定位的報告。bg5txt子目錄中存放過去(1997年以後)的中文地震報告；mapgif子目錄中存放過去的地震圖形報告；pha子目錄中存放過去的地震相關參數；rapid子目錄中存放過去的自動定位英文地震報告。目前地震中心FTP的位址為ss2.cwb.gov.tw。

### (四) 電子傳呼系統(Pager System)

電子傳呼系統於近年來廣泛地被國人使用，並且使用人口仍在急速增加中。目前的電子傳呼系統已由數字型顯示發展到中文顯示。電子傳呼系統屬無線通訊，訊息傳輸迅速，受空間限制的程度亦小。因此，本中心也選用電子傳呼系統發布地震消息。目前中文顯示型電子傳呼系統可傳送20個中文字，勉強可以將簡化的地震消息有效地傳遞出去。

此項功能已測試完成必準備上線中，其主要的做法是在地震觀測系統電腦的通訊埠加裝數據機與電話線連接(如圖3)。當有感地震發生後，系統會將

所觀測的結果以20個中文字表示並寫入一檔案，以本研究撰寫的軟體將檔案的內容利用數據機撥號送出。此軟體為使用TURBO-C語言所寫成(吳逸民、陳承俊、蕭乃祺，1997)，其主要的功能是利用數據機所使用的AT指令，將消息以撥號的方式送到中華電信公司的電子傳呼系統，由其發出傳呼訊號。

## 五、討 論

目前本局地震消息之發布主要以傳真方式，且已由早期的對各用戶一一傳真方式改為一對多個用戶自動傳真，也就是透過中華電信公司的傳真存轉系統加速服務。對多個用戶的傳真方式已經可以有效地縮短消息傳遞的時間，但是傳真存轉目前仍需由人員操作，無法與地震觀測網直接結合成一個全自動化的地震資訊系統。因此，本研究採用了四種流行的消息傳播管道與地震網相結合，這四種管道為電子郵件、全球資訊網、檔案下載伺服器及電子傳呼系統。這四種消息管道之前三種是建立在網際網路上，主要的考量為使用的人口越來越多，而且以後必會成為資訊傳播的主流；而另一考量為在國際上可以完整明白的將消息表達。對於使用電子傳呼系統，其考量為擁有大量的使用者且消息傳遞迅速。茲將以上四種消息傳播管道之優劣分述如下：

1. 電子郵件：使用電子郵件傳遞消息，對網路使用者具有主動告知的特性，可以傳輸大量的資料。但是，使用者必須事先建立網路地址於本中心電子郵件之伺服器中。因此，本傳播管道較適合政府之防災及研究單位使用，比較不適合一般民眾之使用。
2. 全球資訊網路：是一種被動的消息傳遞方式，此方法可以很清楚友善地讓使用者得到消息，而且使用的對象不受限制，非常適合提供給一般民眾使用，但其缺點為當網路忙線時傳輸速率降低，耗時較久。
3. 檔案下載伺服器：也是一種被動的消息傳遞方式，此方法可以比全球資訊網站更快地將消息檔案下載。使用的對象不受限制，也適合提供給一般民眾使用。其缺點則是在使用上較不友善。
4. 電子傳呼系統：是本文探討的各種方法中最快

速的消息傳遞方式，具有主動性及不受空間的限制，只要使用者佩戴呼叫器，在台灣地區都可立即收到消息。電子傳呼系統為對多個使用者的通訊方式，訊息由無線電發出後，只要同一頻率的接收器都可以接收到消息。但是，其最大缺點為目前傳輸的消息容量太少，以中文顯示型而言，一次傳輸只能傳送20個中文字。因此，並不能很有效地將所有訊息一次完整地傳出。

將消息傳播管道建立於網際網路上雖然很好，但是它為固定點的傳輸，機動性及使用的層面難免受到相當的限制；電子傳呼系統則充分的掌握迅速及機動性，但其缺點為傳輸的資訊太少，而未能充分完整的將消息傳遞出去。這幾種管道各有其優缺點，聯合使用則具有互補性。因此，本文認為最佳的傳遞方式為：以電子傳呼系統先告知有地震消息及初步結果，如需要更詳細消息，再到我們的全球資訊網站及檔案下載伺服器抓取資料。對於擔負緊急應變的防災機構，除了由我們發出電子郵件及電子傳呼訊號外，這些機構還可以主動檢查本局地震測報中心之檔案下載伺服器，若有新的資料即可立即下載，以掌握時效。除了這四種傳遞方式以外，本工作小組正積極建立與傳真回覆系統(Fax On Demand; FOD)相結合，以服務到更廣泛的使用者。

本文中所發展及討論的消息傳播管道都為有線（網際網路）或半無線（電子傳呼系統）之傳輸。有線的傳輸系統於強震來襲時，有可能因震動過大而遭受破壞。因此，未來有必要發展無線的消息傳播管道，以避免遭強震破壞，尤其是未來要發展的地震速報系統(Lee, 1994; Lee, 1995; Teng et al., 1994; Teng et al., 1995; Teng et al., 1996; Shin, Tsai and Wu, 1996; Lee, Shin and Teng, 1996)。在世界各國中目前唯一從事地震預警成功的為墨西哥(Anderson et al., 1996; Espinosa-Aranda et al., 1995a; Espinosa-Aranda et al., 1995b)，其系統從野外訊號的傳輸，到預警消息的發布，都採用無線電的通訊其消息傳播系統值得我們的參考。未來除了考慮利用無線電通訊外，利用衛星傳輸(Mueller et al., 1995)也是值得評估的。

## 六、結 論

以減少災害的觀點而言，正確且快速之消息傳遞可降低地震後的二度災害；就有感地震而言，民眾有知的權利，而中央氣象局有告知的義務。在此前提下本研究建立了電子郵件(E-Mail)、全球資訊網(WWW)、檔案下載伺服器(FTP Server)及電子傳呼系統(Pager)四種與地震觀測系統相結合之自動消息發布管道。由於這幾種消息傳播管道的加入，對防災救災單位提供地震消息將更能掌握時效性，對一般民眾也能提供多元化的地震消息取得途徑。

## 七、誌 謝

第一作者特別感謝南加州大學李泓鑑教授對於地震觀測的訓練及技術的轉移。作者感謝中央氣象局地震中心鍾仁光博士及鄭文彬先生對本文的指正。本文由中央氣象局局內專題計畫補助，計畫編號：CW86-1A-14。

## 八、參考文獻

- 吳逸民、辛在勤、李泓鑑、蔡義本，1996：台灣即時加速度型地震觀測網的系統設計與發展。台灣地區強地動觀測計畫研討會（二）論文摘要，台北，106-112頁。
- 吳逸民、陳承俊、蕭乃祺，1997：地震消息發布管道的開發與探討。中央氣象局研究報告第CW86-1A-14號，台北，45頁。
- 楊玄周、楊玄彰，1995：TURBO C通訊程式設計—技巧與實務。波全資訊股份有限公司，台北，320頁。
- Anderson, J., R. Quaa, S. Krishna-Singh, J. Manuel-Espinosa, A. Jiminez, J. Lermo, J. Cuenca, F. Sanchez-Sesma, R. Meli, M. Ordaz, S. Alcocer, B. Lopez, L. Alcantara, E. Mena and C. Javier, 1995: The Copala, Guerrero, Mexico earthquake of September 14, 1995 (Mw=7.4): A primary Report. Seism. Res. Lett., 66(6), 11-39.
- Artisoft, Inc., 1995: LANtastic installation and Management guide (Version 6.0). Tucson, Arizona,

- U.S.A., 355pp.
- Espinosa-Aranda, J.M., A. Jimenez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza and S. Maldonado, 1995: Mexico City Seismic Alert System. *Seism. Res. Lett.*, 66(6), 42-53.
- Espinosa-Aranda, J. M., A. Jimenez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza and S. Maldonado, 1995: Results of the Mexico City early warning system. 11th World Conference of Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
- Digi International Inc., 1993: DigiBoard software Manual. Eden prairie, Minnesota, U.S.A., Doc. No .92000162A, 64pp.
- Lee, W.H.K., 1994: A project operation plan for an advanced earthquake monitoring system. Research Report of the Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, R.O.C., No. 445, 69pp.
- Lee, W.H.K., 1995: A project implementation plan for an advanced earthquake monitoring system. Research Report of the Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, R.O.C., No.448, 411pp.
- Lee, W.H.K., T.C. Shin and T.L. Teng, 1996: Design and implementation of earthquake early warning system in Taiwan. 11th World Conference of Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
- Mueller, R.J., M.Y. Lee, M.J.S. Johnston, R.D. Borchardt, G. Glassmoyer, and S. Silverman, 1995: Near real-time monitoring of seismic events and status of portable digital recorders using satellite telemetry. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol.85, pp.640-645.
- Shin, T.C., Y.B. Tsai and Y.M. Wu 1996: Rapid response of large earthquakes in Taiwan using a real-time telemetered network of digital accelerographs. Paper No.2137, 11th World Conference of Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.
- Teledyne Geotech, 1994: Accelocorder III/A-900A operation & maintenance manual. Dallas, Texas, U.S.A., Doc. No.990-60000-9800.
- Teng, T.L., M. Hsu, W.H.K. Lee, Y.B. Tsai, F.T. Wu, Y.T. yeh and G. Liu, 1994: Annual report to the Central Weather Bureau on earthquake early warning system and implementation of the strong motion instrumentation program. Research Report of the Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, R. O.C., No.446, 147pp.
- Teng, T.L., M. Hsu, W.H.K. Lee, Y.B. Tsai, F.T. Wu and G. Liu, 1995: Annual report to the Central Weather Bureau on earthquake early warning system and implementation of the strong motion instrumentation program. Research Report of the Contral Weather Bureau. Taipei, Taiwan, R.O.C., No.449, 191pp.
- Teng, T.L., M. Hsu, W.H.K. Lee, Y.B. Tsai, F.T. Wu and G. Liu, 1996: Annual report to the Central Weather Bureau on earthquake early warning system and implementation of the strong motion instrumentation program. Research Report of the Contral Weather Bureau. Taipei, Taiwan, R.O.C., Vol.13, 214pp.
- Teng, T.L., Y.M. Wu, T.C. Shin, Y.B. Tsai and W.H.K. Lee, 1996: One minute afterintensity map, epicenter, and magnitude. *Bull. Seism. Soc. Am.*(in press)



# **ON THE ESTABLISHMENT OF AN AUTOMATIC EARTHQUAKE INFORMATION BROADCAST SYSTEM**

**Yih-Min Wu**

Seismology Center, Central Weather Bureau, Taipei, R.O.C.  
Institute of Geophysics, National Central University, Chung-li, R.O.C.

**Chen-Chun Chen, Nai-Chi Hsiao**

Seismology Center, Central Weather Bureau, Taipei, R.O.C.

**Tzay-Chyn Shin**

Central Weather Bureau, Taipei, R.O.C.

**Yi-Ben Tsai**

Institute of Geophysics, National Central University, Chung-li, R.O.C.

## **ABSTRACT**

An efficient earthquake auto-location algorithm has been developed and tested by the Central Weather Bureau (CWB). The CWB can now routinely obtain earthquake information in one minute after the occurrence of an earthquake using this new algorithm. In order to take full advantage of this capability, four automatic information broadcast media, namely, E-mail, World Wide Web, and FTP server and pager system, have been configured to receive and transmit automatically the earthquake information from the CWB seismic monitoring system. This new automatic earthquake information broadcast system will enable the CWB to disseminate information about felt earthquakes even more quickly and widely than its current practice through fac and paper reports.

**Keywords :** earthquake auto-location, information broadcast path, E-mail, World Wide Web, FTP server and pager system

# 四維資料同化週期對中央氣象局全球預報 模式結果之影響

陳 雯 美

中央氣象局

李 尙 武

中央氣象局

## 摘 要

本研究探討6小時同化週期對中央氣象局全球預報模式的影響。中央氣象局全球預報模式以間歇式四維資料同化進行預報作業，同化週期為12小時，分別在0000UTC及1200UTC執行客觀分析及數值預報作業。在我們的實驗中將資料同化週期縮短成6小時，增加0600UTC及1800UTC的分析。由於其最初始之分析場採用目前作業之12小時同化週期的分析場，為避免二者之間的相關性，我們先維持6小時同化週期兩週後再分析其結果。不同資料同化週期在資料來源上有明顯的差異。依目前的客觀分析之資料選取方式，傳統觀測資料是12小時同化週期分析場的主要資料來源，而衛星觀測資料則是6小時同化週期在0600UTC及1800UTC分析的主要資料來源。以ECMWF的分析場為校驗場，6小時同化週期的分析場有較高的距平相關，其改進在南緯40度以南尤其顯著。在預報方面，南半球的預報成效也有極為明顯的進步，在北半球的整體預報成效也有一些改進，唯東亞地區略呈負面的影響。

## 一、前 言

在數值模式各方面均有長足進步的今天，模式初始場對預報結果的影響也越顯重要。影響初始場品質的因素，除了觀測資料的質與量外，如何以有限的觀測資料得到模式的最佳初始場，則是近年來四維資料同化（4 dimensional data assimilation）之主要研究課題。

四維資料同化可以區分成兩大類，一為連續式資料同化（continuous data assimilation），例如納近或緩和植入法（Nudging or Relaxation Method；Anthes 1974）及四維變分法（4 Dimensional Variational Method；Ledimet and Telegrand 1986）等。另一類則為一般數值預報中心使用的間歇式資料同化（intermittent data assimilation）即利用預報模式的預報場為初始猜測場（first guess），經客觀分析結合觀測

資料，提供預報模式之初始場，目前中央氣象局也是採用間歇式資料同化進行數值預報作業。

在間歇式資料同化方法中，縮短資料同化的週期（update cycle）往往可以縮短模式和觀測資料之間的差距，而縮短的程度則受限於觀測資料。Andersson（1991）及Petersen（1989）在發表的論文中分別提到當時ECMWF及NMC的數值預報作業已分別採用6小時資料同化週期，而目前中央氣象局則採用12小時同化週期，因此我們認為在發展連續性資料同化週期的同時，值得先去探討將資料同化週期由12小時縮為6小時對中央氣象局全球預報模式結果的影響。

首先面臨的是資料的問題，李等人（1994）及陳等人（1995）指出目前中央氣象局數值預報作業使用的資料有傳統探空觀測（US）、高空風觀測（UP）、飛機觀測（UA）、地面陸地（SM）及船

舶觀測 (SH)、衛星風 (TS) 及探空 (TT; 主要是厚度資料) 觀測。其中傳統探空觀測以00Z及12Z的觀測為主, 高空風及衛星風為6小時測一次, 地面、船舶及衛星探空則為每3小時觀測一次, 而飛機觀測則每小時都有觀測。由此可知, 除傳統探空資料以外, 其餘資料在時間上均足以提供6小時資料同化週期。本文的目的即在探討資料同化週期由12小時縮短6小時對中央氣象局全球預報模式的影響。文中第二部分為模式介紹及縮短同化週期的實驗設計, 第三部分則為結果的分析討論, 最後是總結。

## 二、模式介紹及實驗設計

中央氣象局的全球數值預報系統採用最佳客觀分析法 (滕等, 1988; 黃等, 1994) 進行客觀分析提供預報模式初始場。全球預報模式為一波譜模式, 其水平解析度為三角形截斷方式的T79, 垂直為18層, 使用原始方程組。模式的初始化方法為非線性正模初始化。在物理參數化方面, 輻射參數化採Harsvardhan的方法, 行星邊界層參數化採TKE- $\epsilon$ 法, 積雲參數化採Relax Arakawa-Schubert法, 另外尚考慮淺積雲對流參數化與次網格地形效應、大尺度降水參數化等。詳細的介紹請參考陳等人 (1994)。目前以12小時資料同化週期進行數值預報作業。

在12小時資料同化週期部分, 由於正是目前的作業方式, 基於電腦資源的考慮, 不再重新執行預報, 而直接由作業的備份資料取得。在6小時資料同化週期方面, 則以作業12小時同化週期的客觀分

析開始6小時同化週期的預報, 即在此之後改為以6小時預報為初始猜測場, 藉客觀分析提供預報模式初始場進行預報, 因此除了每天00Z及12Z的預報外, 06Z及18Z亦須做6小時預報以維持6小時資料同化週期之進行。為避免與12小時資料同化週期之相關 (Mo et al.1995) 我們先維持2週的6小時資料同化週期作業再進行分析討論。

我們任選1995年6月為實驗期間, 由6月1日12小時資料同化週期的客觀分析場開始, 至6月14日維持6小時資料同化週期。6月15日至6月30日則於00Z及12Z進行較長時間的預報, 並分析比較此6小時及作業的12小時資料同化週期的結果。

## 三、分析與討論

在這部分我們分別討論資料同化週期由12小時縮短成6小時之資料使用的差異及其對中央氣象局全球預報模式分析場及報場所造成的影響。

### (一) 觀測資料

不同的資料同化週期在資料的使用方式上並不相同, 如圖1所示, 同樣為一天 (24小時) 的觀測資料 (時間並非完全重疊), 12小時資料同化週期將之分成兩次使用, 而6小時同化週期則分成四次使用, 這將使部分資料被使用的權重不同。對各類觀測資料的量而言, 由實驗期間任一個案之資料量的垂直分佈 (圖2) 可以知道12小時同化週期00Z的各類資料量約為6小時同化週期00Z及06Z之資料量的總和。在傳統探空資料方面, 主要的觀測是在00Z及12Z, 相較之下06Z及18Z的資料量則非常少, 100 hPa以下各層約只有00Z的4%左右 (圖2 (a)) 因

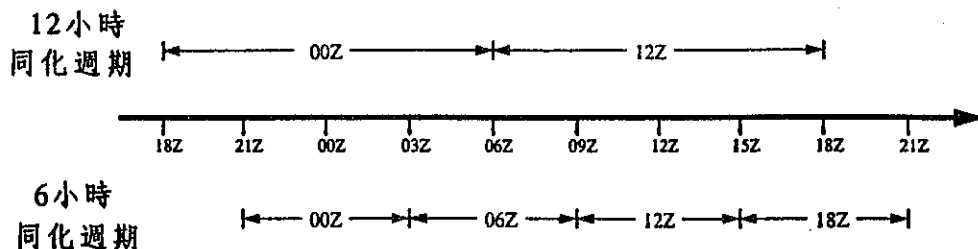


圖 1. 6小時及12小時資料同化週期使用之觀測資料的時間涵蓋範圍。

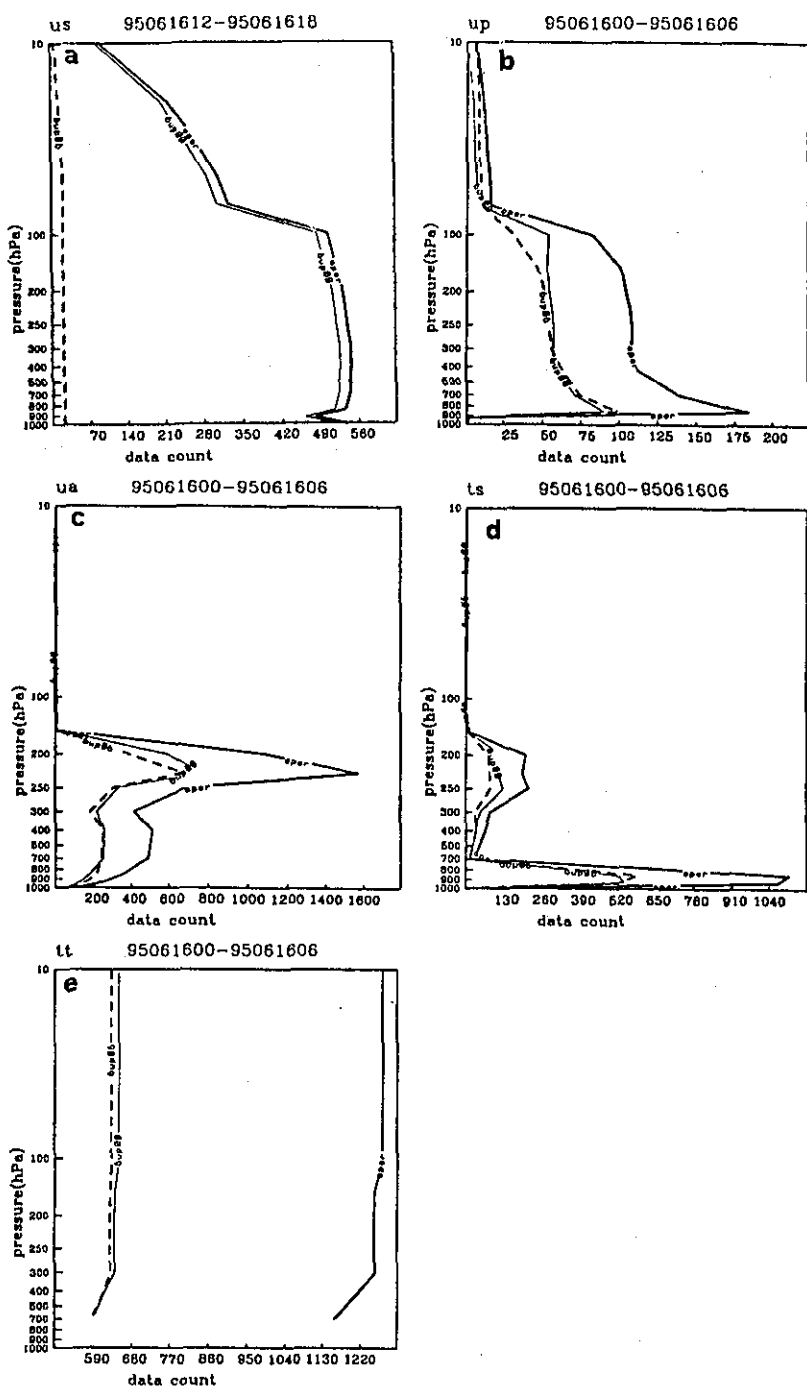


圖 2. 84年6月16日各類資料6小時同化週期(00Z及06Z)及12小時同化週期(00Z)垂直各層的资料量分佈。(a)傳統探空資料(us)。(b)高空風觀測(up)。(c)飛機觀測(ua)。(d)衛星風觀測(ts)。(e)衛星探空觀測(厚度資料)(tt)。粗實線(標以oper)為12小時同化週16日00Z的资料量,細實線(標以6up.00)為6小時同化週期16日00Z的资料量,虛線(標以6up.06)為16日06Z的资料量。

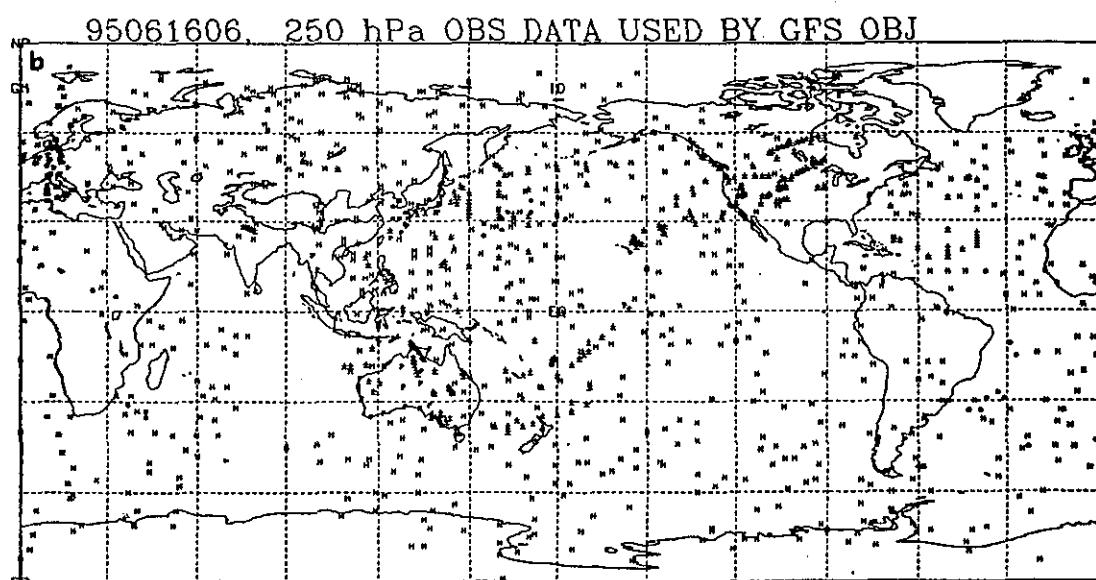
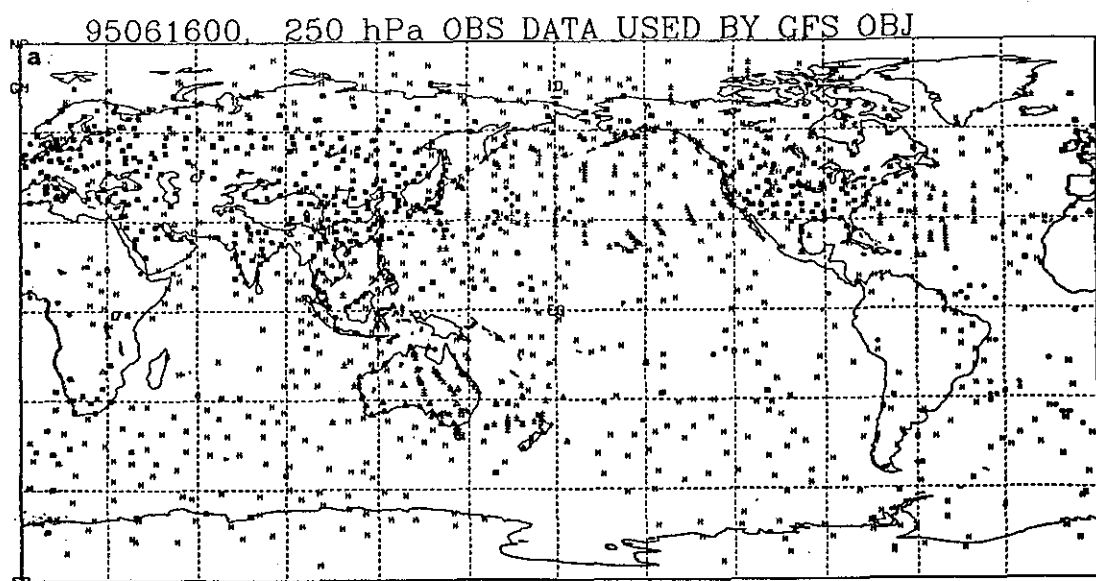


圖 3. 84年6月16日250hPa等壓面上最佳客觀分析實際使用之資料分佈。

(a) 00Z, (b) 06Z。圖中符號標示為如下：△—傳統探空高度觀測、■—傳統探空風度及風觀測、▽傳統探空風觀測、P—高空風觀測、±飛機觀測、Θ—衛星風觀測、H—衛星探空觀測（厚度）。

此不同資料同化週期造成資料使用方式不同的情況並不顯著。其他資料在6小時同化週期作業時，00Z及06Z的資料量相當（圖2（b）至（c）），表示除了傳統探空資料，各類資料都有一半的資料被使用之權重與12小時同化週期時不同，這其中衛星探空資料的資料量最多，是使用差異最顯著的一種資料。

最佳客觀分析法使用資料時須依狀況做時間及空間之權重及資料之篩選（黃等，1994），圖3是6小時同化週期250hPa等壓面上00Z及06Z客觀分析所使用的資料之水平分佈。在00Z（圖3（a）），12小時同化週期使用之資料分佈（圖未示）與6小時週期類似，傳統探空觀測分佈二者幾乎完全相同，主要分佈於北半球的陸地（陳，1993），其他資料之差異在於6小時資料同化的資料密度較小；由圖可以知道衛星探空是北半球洋區及南半球的主要觀測資料來源。6小時同化週期06Z所使用的資料分佈如圖3（b）所示，最顯著的差異是幾乎完全沒有傳統探空資料，在前面資料量分析也顯示06Z的傳統探空資料只有00Z的4%，在圖3（b）則顯示其分佈集中於西歐；其他類別資料的分佈和00Z相近，而以衛星探空資料的量最多。因此，對6小時同化週期而言00Z及12Z為以傳統探空及衛星探空資料為主要資料來源，06Z及18Z則僅以衛星探空資料來源進行客觀分析，李（1995）對這兩種資料對客觀分析結果之影響有詳細的分析。

#### （二）分析場

實驗期間（1995年6月15日至30日）不同資料同化週期之高度、溫度及東西分量風速之平均分析場差值的緯向平均剖面圖如圖4所示。就高度場而言（圖4（a）），主要的差值出現在南半球南緯40度以南以及北半球北緯80度以北地區，其中以南北半球的差值尤其顯著。在這些地區，除了接近南極（南緯70度以南）900hPa以下為6小時同化週期的分析場較低外，其餘在縮短同化週期為6小時後均使高度分析場偏高。配合圖2觀測資料的分佈，可以知道這些差值較大的區域乃缺乏傳統探空觀測的地區，即不論00Z、12Z或06Z、18Z衛星探空觀測均為其主要的資料來源。在溫度分析場方面（圖4（b）），差值較大的地區與高度場相同，縮短同化週期為6小時使這些地區溫度分析偏暖，在接近

南極地區甚至偏暖達 $8^{\circ}\text{C}$ 。相對的，在這些地區以外（南半球低緯度及北半球中、低緯度地區），中、低層大氣的溫度分析普遍偏低，致使南、北溫度梯度變小。Andersson（1991）在對衛星探空資料的分析結果也顯示衛星探空資料的觀測誤差與氣團之特性有關，有減小溫度梯度的情形，也就是相對而言，對暖氣團的觀測溫度過冷而冷氣團則過暖。在東西向風速方面（圖4（c）），配合南北向溫度梯度的變化，也出現風速度變強或變弱的情形。

進一步分析不同資料同化週期的500hPa高度分析場及850hPa溫度分析場差值的水平分佈（圖5），同樣的差值較大的地區分佈於南半球南緯40度以南，相較之下北半球北緯80度以北的差值則較不顯著。此外，不論南、北半球海洋區的差值則普遍較陸地顯著。這可能因為傳統探空觀測主要分佈於陸地且改變同化週期對其使用方式並無太大影響所致。

對差值最為顯著的南半球南緯40度以南地區，以傳統探空觀測進行驗證，這些測站的位置圖6所示。表一列出6小時及12小時同化週期500hPa高度分析場與傳統探空觀測資料於實驗期間之平均誤差、均方根誤差及二者之平均偏差值。縮短資料同化週期為6小時幾使所有測站上之高度分析值偏高，17個測站中僅有位於較低緯度的紐西蘭的測站93417及南非的測站68906例外，平均而言，偏高20重力公尺。在其各別與傳統探空觀測資料的平均誤差方面，幾乎都以6小時資料同化週期的分析與傳統探空觀測較接近，較差的幾個測站是89532、89564、61998及93417，其中前三個測站位置集中於同一地區，位於非洲大陸東南方的海島或南極洲上，顯示縮短資料同化週期對此區為負面的；另一測站93417屬此區之較低緯度，且相差值並不大；平均而言，在南緯40度以南地區與傳統探空觀測之平均誤差由原先的-17.96重力公尺降為2.11重力公尺，有顯著的正面影響。均方根誤差也顯示相的結果，平均誤差值由62重力公尺降為39重力公尺，改進相當顯著。對850hPa的溫度場而言（表2）也有相同的結果，除了2個測站上為負面影響外，其餘均為正影響，此區平均誤差由 $-1.03^{\circ}\text{C}$ 降為 $-0.60^{\circ}\text{C}$ ，均方根誤差則由 $3.95^{\circ}\text{C}$ 降為 $2.96^{\circ}\text{C}$ ，改進相當顯著。

表 1. 84年6月15日至6月30日6小時及12小時資料同化週期500hPa高度分析場在南緯40度以南的探空測站上二者的差值及其各別與觀測資料的平均誤差和均方根誤差。

測站	觀測時間	緯度	經度	6小時同化週期與觀測之差	12小時同化週期與觀測之差	6小時與12小時同化週期之差	6小時同化週期與觀測之均方根差	12小時同化週期與觀測之均方根差	資料點數
89002	10	-70.62	351.63	-22.90	-47.39	24.49	71.0	92.4	14
89532	12	-69.00	39.58	15.36	3.05	12.30	32.0	11.0	14
89571	12	-68.57	77.95	1.71	-9.50	11.21	9.9	19.5	13
89564	12	-67.60	62.87	30.77	23.84	6.93	84.7	83.7	15
89611	12	-66.28	110.52	1.48	-25.28	26.77	51.4	68.4	15
89055	12	-64.23	303.28	.63	-2.64	3.27	8.4	11.9	4
94998	11	-54.48	158.93	5.29	-37.90	43.19	27.60	107.8	15
85934	12	-53.00	289.15	-8.75	-50.73	41.98	35.3	97.9	13
88889	11	-51.82	301.55	-9.41	-21.94	12.53	39.8	60.9	16
61998	11	-49.35	70.25	35.35	-17.33	52.67	70.4	94.8	15
68994	11	-46.88	37.87	.18	-36.29	36.47	32.1	104.6	15
93844	11	-46.42	168.33	-5.41	-18.39	12.98	8.9	48.2	16
87860	12	-45.78	292.50	1.64	-27.93	29.56	28.0	76.0	14
94975	11	-42.83	147.48	3.81	-21.46	25.27	26.2	68.3	16
85799	12	-41.42	286.92	.04	-6.22	6.26	44.2	72.0	14
93417	11	-40.90	174.98	-4.78	-2.08	-2.71	9.0	19.2	16
68906	12	-40.35	350.12	-9.11	-7.20	-1.91	16.6	26.4	16
平均	----	----	----	2.11	-17.96	20.07	39.03	62.53	----

在天氣場的型態 (pattern) 方面，我們以ECMWF的分析場為校驗場，6小時及12小時資料同化週期的500hPa高度分析場在北半球（北緯20度至80度）的距平相關值 (Anomaly Correlation; AC) 非常接近 (參考圖9 (a))，約為0.94；而南半球（南緯20度至80度）則相差很大 (參考圖9 (b))，6小時同化週期的分析場與ECMWF分析場之距平相關為0.90，12小時同化週期的則僅為0.75左右。以84年6月15日12Z的個案為例，不同資料同化週期500hPa的高度分析場 (圖7 (a) 及 (b)) 北半球除低緯度地區及高緯度接近極區附近以外，整個大氣形勢、槽脊位置均非常一致，當然，仍有差異之處，例如

青藏高原一帶之等高線及太平洋中幾個槽脊的位置及強度均略有不同。在南半球二者的差異就非常顯著，尤其非洲大陸南部至澳洲之間以及南美洲一帶的槽脊配置有非常明顯的不同。再與ECMWF的分析場 (圖7 (c)) 比較，以6小時同化週期分析場較為接近，尤其前面提到差別非常明顯的兩個地區，12小時同化週期的分析場所呈現的形勢與其他二者的差別很大，因此，就天氣場形勢而言，縮短資料同化期對北半球分析場的影響不大，但對南半球的分析場則有非常顯著的正面影響。這可能是因為衛星探空資料是南半球的主要觀測資料來源，而資料同化週期的縮短對衛星探空資料的使用影響最

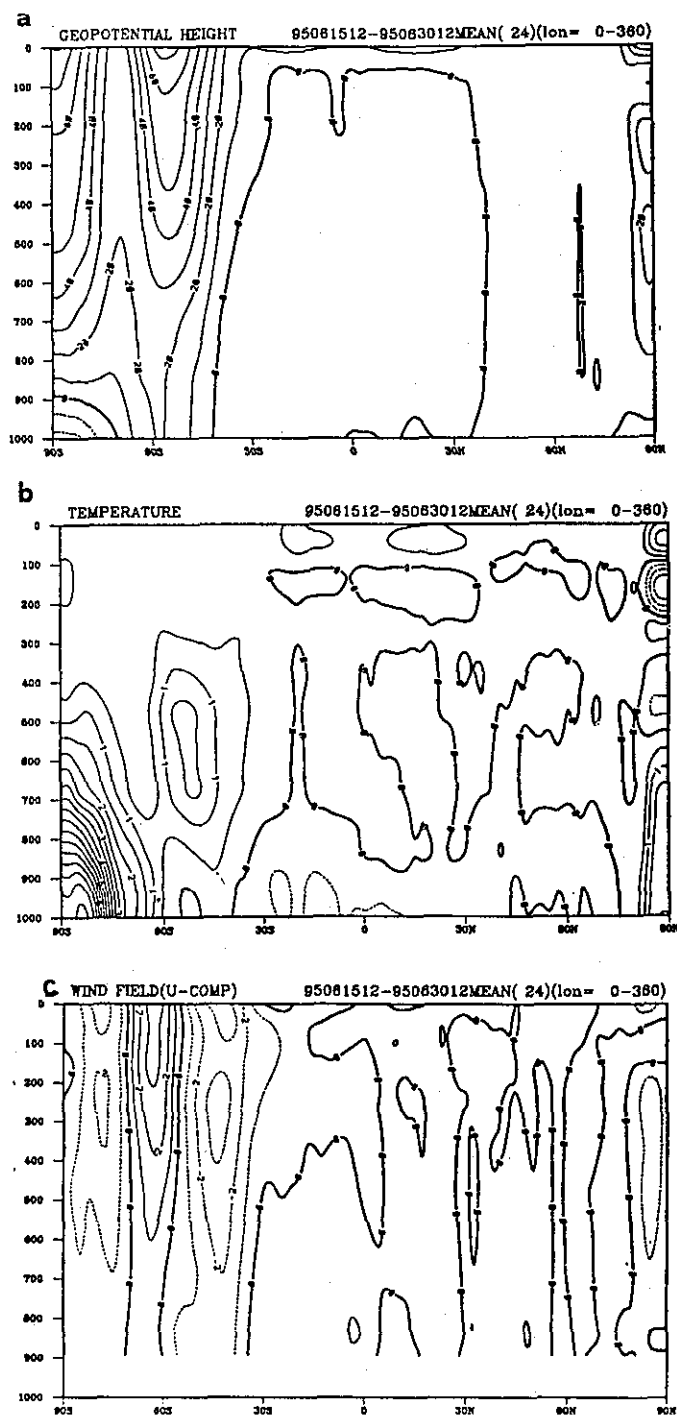


圖 4. 84年6月15日至6月30日6小時與12小時同化週期平均分析場差值之緯向平均剖面圖。(a) 高度分析場，等值間距為10公尺，(b) 溫度分析場，等值間距為0.5度，(c) 東西分量風速分析場，等值間距為1公尺/秒。



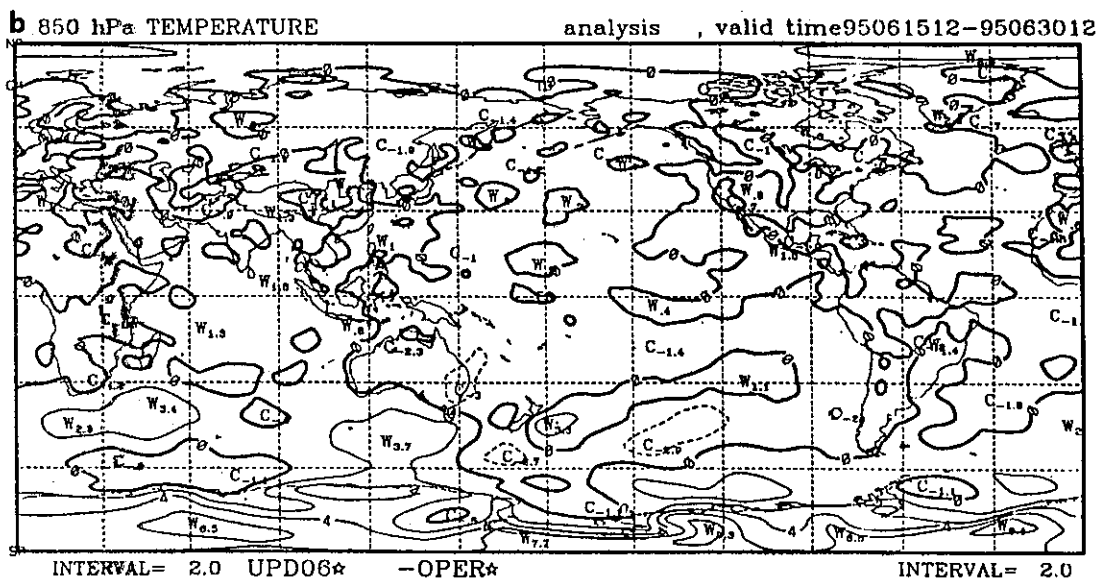
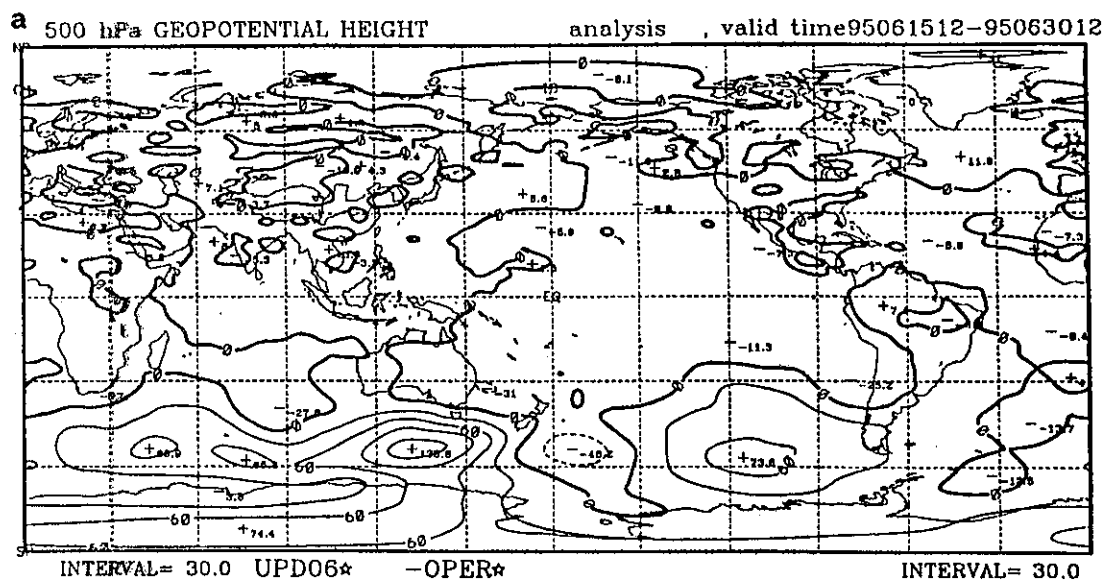


圖 5. 84年6月15日至6月30日6小時與12小時同化週期平均分析場差值。

(a) 500hPa高度場，等值間距10公尺，(b) 850hPa溫度場，等值間距為0.5度。

表 2. 同表一，但為850hPa的虛溫。

測站	觀測時間	緯度	經度	6小時 同化週 期與觀 測之差	12小時 同化週 期與觀 測之差	6小時 與12 小時同 化週期 之差	6小時 同化週 期與觀 測之均 方根差	12小時 同化週 期與觀 測之均 方根差	資料點 數
89002	10	-70.62	351.63	-1.42	-3.17	1.75	4.6	5.6	14
89532	12	-69.00	39.58	.98	-.03	1.01	1.6	3.4	14
89571	12	-68.57	77.95	.86	.58	.28	2.7	3.3	14
89564	12	-67.60	62.87	.56	.45	.11	1.9	3.8	15
89611	12	-66.28	110.52	.19	-3.88	4.06	3.5	5.6	15
89055	12	-64.23	303.28	-.38	.46	-.84	.8	1.3	4
94998	11	-54.48	158.93	-.19	2.07	-2.26	2.8	4.6	15
85934	12	-53.00	289.15	-1.64	-.53	-1.11	3.4	2.6	13
88889	11	-51.82	301.55	-1.00	-1.60	.60	4.7	4.5	16
61998	11	-49.35	70.25	-1.23	-2.76	1.64	3.5	4.6	16
68994	11	-46.88	37.87	-2.09	-4.26	2.17	3.9	6.3	15
93844	11	-46.42	168.33	-.38	.24	-.62	1.7	3.1	16
87860	12	-45.78	292.50	-.94	-.25	-.69	3.8	3.1	15
94975	11	-42.83	147.48	-1.35	-2.78	1.43	2.5	5.1	16
85799	12	-41.42	286.92	-1.69	-.65	-1.04	5.5	3.8	14
93417	11	-40.90	174.98	-.10	.47	0.57	1.5	1.9	16
68906	12	-40.35	350.12	-.44	-2.02	1.57	2.0	4.5	16
平均	----	----	----	-0.60	-1.03	0.43	2.96	3.95	----

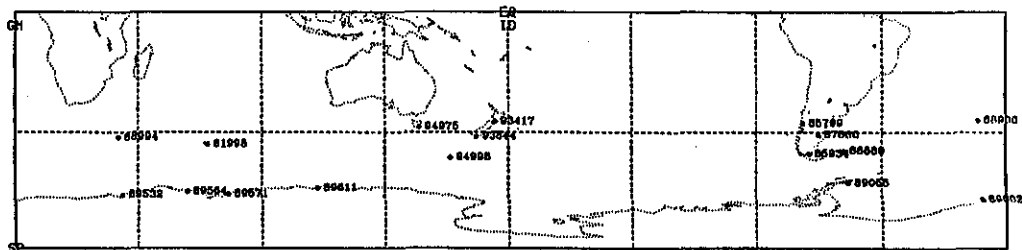


圖 6. 南緯40度以南探空觀測站的分佈圖。圖中並標示測站號碼。

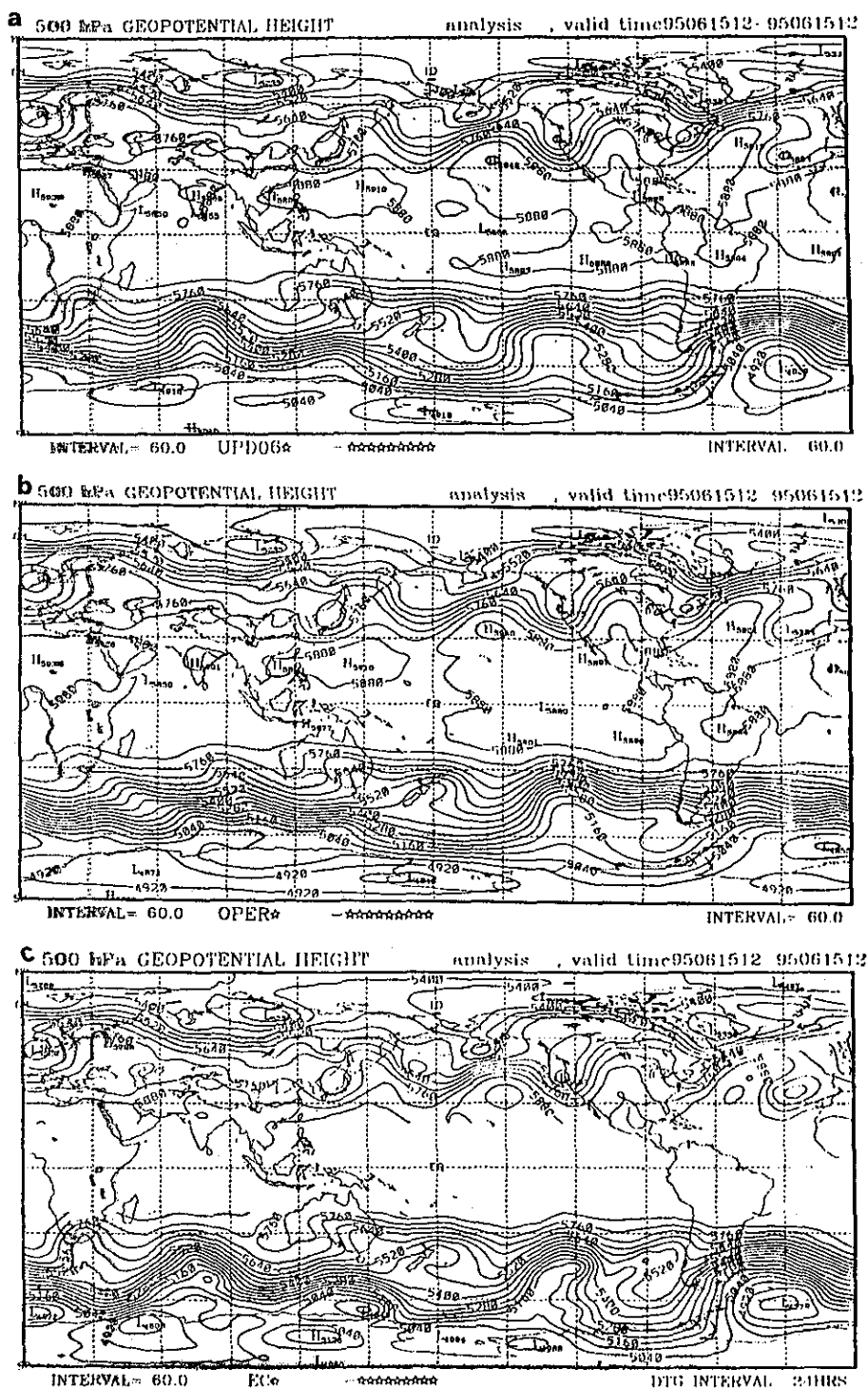


圖 7. 84年6月15日12Z500hPa高度分析場。(a) 6小時同化週期，(b) 12小時同化週期，(c) ECMWF的分析場。等值間距為60公尺。

顯著之故。

### (二) 預報場

我們以ECMWF的分析場來校驗縮短資料同化週期對中央氣象局全球預報模式預報結果的影響。首先將全球分成七個區域，北半球（NA）及南半球（SA）各為緯度20至80度之間的北半球及南半球地區，對北半球傳統觀測資料較充足的陸地再細分成東亞（EA）、歐洲（EU）及美洲（US），而傳統觀測資料稀疏的北太平洋（PO）及北大西洋（AO）則自一區，分區如圖8所示。由實驗期間（6月15日至30日）500hPa高度場的平均距平相關，在北半球（NA）（圖9（a）），不同的資料同化週期對分析場至5天的預報並無顯著的影響，二者的平均距平相關值幾乎相同；在南半球（SA）（圖9（b））則如前面對分析場的討論，6小時同化週期的分析場之距平相關值（0.90）明顯較12小時的（0.75）改進許多，而模式初始場的改進也使得預報模式之5天以內的預報有明顯的改進，足見模式初始場對預報結果之影響。在圖中亦繪出

ECMWF預報之距平相關值，明顯的均較中央氣象局全球模式表現較佳，這一方面固然是以自己的分析場為校驗場所致，但實際上ECMWF模式在各方面之表現均為國際所肯定；因此，本局預報模式在與ECMWF在初始場上的差異，顯示在模式初始場方面仍有相當的改進空間，並進而能改進模式的預報結果。

以北半球分區的距平相關值（圖9（c）至（g））來看，基本上不論分析或預報不同資料同化週期的距平相關值均非接近，其中僅東亞區（EA）以12小時同化週期的預報結果表現略好，其餘各區則是6小時同化週期的預報結果有較好的表現，其中太平洋地區（PO）尤其顯著，這可能也是因為在這個地區衛星探空資料為其主要資料來源。在Kelley（1991）等人對衛星探空資料的研究中也指出在某些地區或某種大氣狀況下，衛星資料的品質會較差，造成數值預報模式對北半球的預報呈現部份地區為正影響而部分地區為負影響的情形。

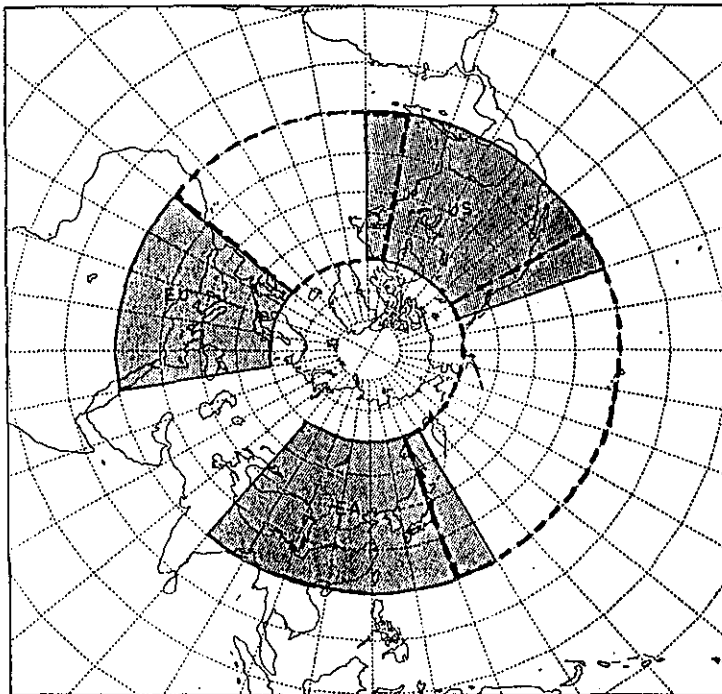


圖 8. 距平相關值計算的分區示意圖。陰影區分別表示EA（東亞）、US（美國地區）及EU（歐洲區）、AO（大西洋區）及PO（太平洋區）則分別以粗虛線標示其涵蓋範圍。

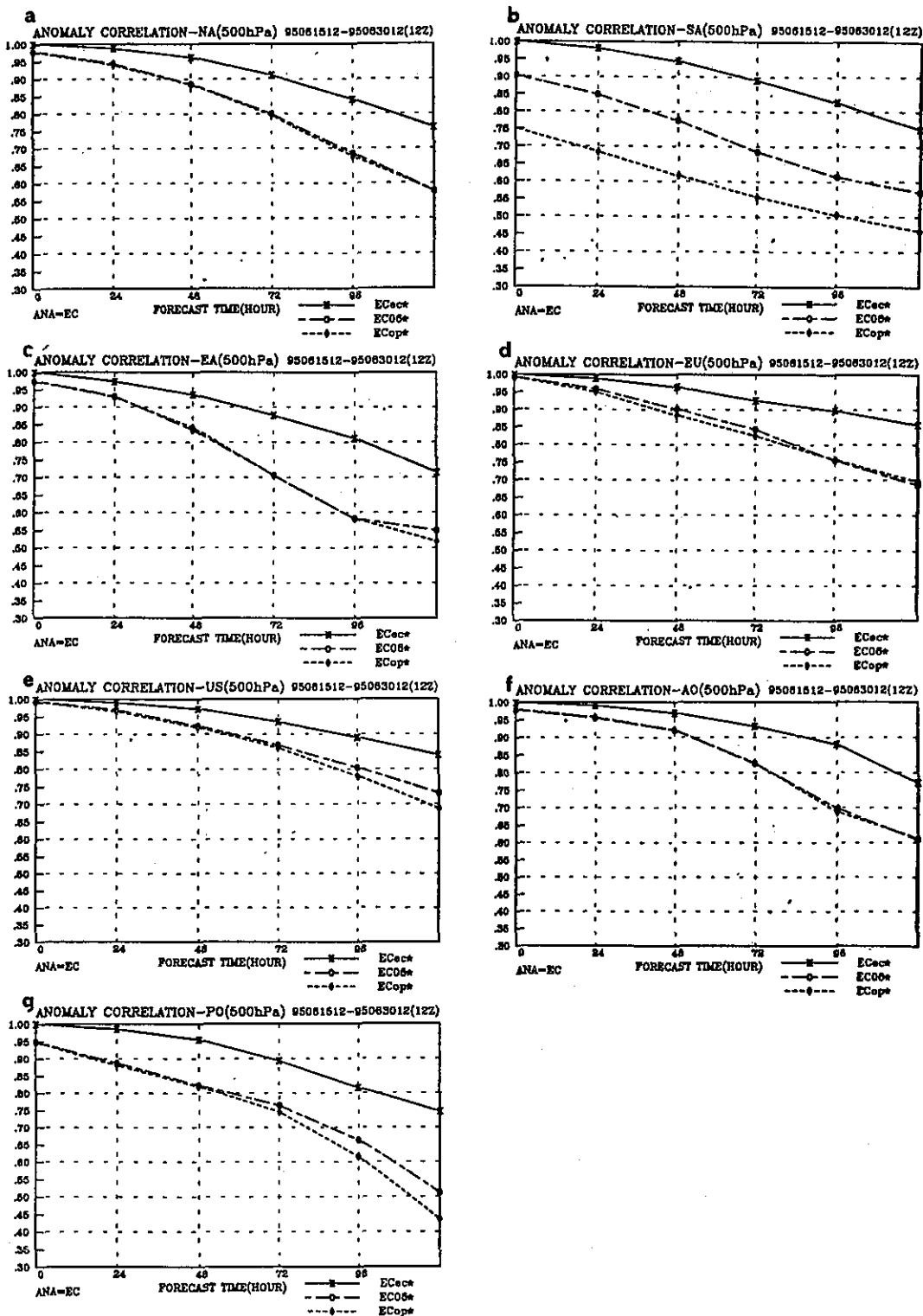


圖 9. 以ECMWF為校驗場，CWB全球模式各分區6月15日至30日12Z之分析與預報之平均距平相關。(a) 北半球 (NA)，(b) 南半球 (SA)，(c) 東亞區 (EA)，(d) 歐洲區 (EU)，(e) 美洲區 (US)，(f) 大西洋區 (AO)，(g) 太平洋區 (PO)。

#### 四、結 論

由以上的分析討論可以知道將資料同化週期由12小時縮短為6小時對衛星探空資料的使用方式有最顯著的改變。因此，它對預報模式結果的影響和一些有關衛星探空資料對數值預報模式之影響的研究結果（Andersson 1991；Mo et al.1995）非常類似。例如，不論使用傳統探空資料來校驗分析值或使用ECMWF來校驗大氣場的型態，均顯示它對南半球有顯著的正面影響，相較之下，北半球則影響不明顯。在北半球方面大部分地區有些微正面影響，其中又以太平洋地區略為明顯，當然也有部分地區有一些負面影響，如東亞地區6小時同化週期之距平相關就略低於12小時同化週期的結果。

整體而言，縮短資料同化週期為6小時對中央氣象局全球預報模式以正面的影響較為顯著，值得實際作業的採行。但仍須考慮幾個問題，首先，基於電腦資源的考慮，以上分析所使用的12小時同化週期的資料乃取自實際作業的備份資料，由於作業時在時效的需求約有5%的傳統探空資料於作業啟動後才抵達而未被預報作業使用（李等人，1994），而6小時同化週期為事後進行，故無此問題，雖資料量所占比率很小，但其影響仍值得注意。其次，因為6小時同化週期的預報結果在亞洲略遜於12小時的預報結果，且由於全球預報模式提供邊界資料給下游的有限區域模式及颱風模式，此改變對其影響亦有待進一步評估。

#### 五、誌 謝

本研究主要的電腦計算與資料儲存在中央氣象局資訊中心的電腦設備下進行。本文由資訊中心葛行旺小姐悉心打字特此誌謝。本研究的部分經費由國科會NSC85-2111-M-052-004 AP4計畫支助。

#### 六、參考文獻

- 李尙武、陳雯美、黃麗玫、滕春慈、周鑑本、洪景山、1997：中央氣象局數值預報系統四維資料同化之現況與展望－資料性質與客觀分析。氣象學報，40，271-280。
- 李尙武、陳雯美，1995：衛星資料與傳統探空資料在四維資料同化結果之比較。天氣分析與預報研討會論文集編，246-250。
- 陳建河、劉其聖、馮欽賜、汪鳳如、蕭志惠，1994：中央氣象局第二代全球波譜模式。天氣分析與預報研討會論文集編，1-10。
- 陳雯美，1993：CWB地面與探空資料現況及數值天氣預報成效的客觀評估。中央氣象局數值預報小組技術報告第82003號，46頁。
- 陳雯美、李尙武、葉莉貞、劉姿惠、鄭明典，1995：中央氣象局GTS資料接收與同化。氣象雷達應用與四維資料同化研討會論文集編，1994，95-106。
- 黃麗玫、滕春慈、劉其聖，1994：最佳客觀分析法於中央氣象局第二代有限區域模式之使用現況，天氣分析與預報研討會論文集編，95-106。
- 滕春慈、劉其聖，1988：中央氣象局最佳客觀分析法的發展現況。天氣分析與預報研討會論文集編，17-22。
- Andersson, E., A. Hollingsworth, G. Kelly, P. Lonnberg, J. Pailleux and Z.Zhang, 1991: Global observing system experiments on operational statistical retrievals of satellite sounding data. Mon. Wea. Rev., 119, 1851-1867。
- Anthes, R. A., 1974: Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. J. Atmos. Sci. 31,702-719。
- Kelly, G., E. Andersson, A. Hollingsworth, P. Lonnberg, J. Pailleux and Z.Zhang, 1991: Quality control of operational physical retrievals of satellite sounding data. Mon. Wea. Rev., 119, 1866-1880。
- LiDomet, F. X. and O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observation; theoretical aspects, Tellus, 38A, 97-110。
- Mo. K. C., X. L. Wang, R. Kistler, M. Kanamitsu and E. Kalnay, 1995: Impact of satellite data on the CDAS-Reanalysis system. Mon. Wea. Rev., 123, 124-139。

## **IMPACTS OF THE UPDATE CYCLE IN THE GLOBAL FORECAST SYSTEM OF THE CENTRAL WEATHER BUREAU(CWB)**

Wen-Mei Chen and Shang-Wu Li  
R & D Center, Central Weather Bureau

### **ABSTRACT**

The impacts of the 6 hours update cycle for the CWB's global forecast system are studied in this experiment. The intermittent four-dimensional data assimilation has been operated in the Central Weather Bureau with a 12 hours update cycle that performs the analysis at 0000UTC and 1200UTC. We have modified the update cycle with an interval of 6 hours by performing two more analysis times at 0600 UTC and 1800UTC. The very initial field of the 'cold start' of this experiment was obtained from the operational 12h update cycle forecasting system. In order to reduce the effects from this initial field, We have maintained a persistent assimilation with 6 hours update cycle for two weeks as the spin-up period.

Data source is a significant difference between these two assimilation procedures. The conventional observation dominates the source of the 12 hours update cycle's analysis, while a satellite observation is the major source of the 6 hours scheme at 0600UTC and 1800UTC.

By comparing with the ECMWF's analysis, our analysis fields show a higher anomaly correlation in the 6 hours update cycle experiment. It also shows much improvement in the southern hemisphere, especially in the area south to 40° S. We also evaluate the forecast performance by comparing it with the ECMWF's analysis field. The forecast performance shows a significant positive contribution on the southern hemisphere by using the 6 hours update cycle experiment. It also a positive contribution to the northern hemisphere, however; a minor negative impact was found in the east Asian region.

# 民國83年颱風調查報告—輕度颱風凱特琳(9412)

謝 明 昌

中央氣象局氣象預報中心

## 摘 要

本文針對凱特琳(CAITLIN)颱風的發生經過、路徑、侵台時間風雨與氣壓變化的情形和各種主、客觀路徑預報的校驗做分析與探討。

凱特琳颱風是在菲律賓東北方海面形成，隨後即持續而快速地向西北方朝台灣接近，其中心在台灣花蓮秀姑巒溪口附近登陸後，再由台中附近出海，進入台灣海峽後登陸大陸地區，而後減弱為熱帶性低氣壓。

從凱特琳颱風侵台期間的風雨情形分析顯示，由於此颱風從台灣東部登陸，所以台灣東部及東南部地區有較大雨量，但南部地區則受颱風環流及西南氣流所帶來之雲雨帶影響，降雨量亦甚顯著，台南之累積降雨量達472公釐，為颱風侵台期間降雨量最多的地區；在風速方面，則以彭佳嶼出現之12級陣風最大。凱特琳颱風雖為輕度颱風，但其伴隨著廣闊之雲雨帶，仍具有威脅性。所幸的是，其移速較快，影響台灣時間較短，使災情未進一步擴大。

中央氣象局(CWB)對凱特琳颱風路徑預測各種客觀方法中，以相當正壓模式(EBM)的24小時平均誤差169公里表現最佳，統計方法以HURRAN的211公里表現較好，而就我們所搜集各單位官方(CWB, PGTW, RJTD, BCGZ)發布的預報24小時平均誤差中，則以中央氣象局的205公里最小，表現較佳。

## 一、前 言

凱特琳(CAITLIN)颱風為民國83年西北太平洋海面上發生的第12個颱風，也是該年第2個侵襲台灣地區的颱風，其在8月2日21UTC於菲律賓東北方海面上，由熱帶性低氣壓增強為輕度颱風。斯時適逢太平洋高壓增強西伸，形成颱風後明顯地受到太平洋高壓駛流場導引，快速且穩定地向台灣地區接近，中央氣象局隨即對其發布海上陸上颱風警報。此颱風登陸台灣地區後出海，再進入大陸地區後其強度迅速減弱，於8月4日12UTC變為熱帶性低氣壓。從其生成、發展至消散，前後不到2天，強度也僅達輕度，而在登陸台灣前，其行進方向可能受到地形之影響有偏北之情形，而移速亦有先行放慢而後加快之情形。當颱風中心進入陸地後，其環流結構受到中央山脈及地表摩擦作用的破壞，颱風中心

不太明顯，所以在定位工作上曾一度造成困擾，但依據氣壓及風場分佈狀況，大致可推判颱風中心係由台中附近出海。凱特琳颱風的最佳中心定位和強度資料如表1，具路徑則如圖1。

本文針對凱特琳颱風的發生經過、路徑、侵台期間之風雨與氣壓之變化情形，以及各種主、客觀預報的校驗做分析與探討。

## 二、資料與分析過程

本文所採用的資料包括：

(一)凱特琳颱風的動向方向：

1. 有中央氣象局氣象衛星中心每三小時一次之定位資料，在發布海上颱風警報後有每一小時之定位資料(表2a)，以及關島聯合颱風警報中心(PGTW)、日本(RJTD)、琉球美國空軍基地(RODN)等之衛星定位資料(表2b)。



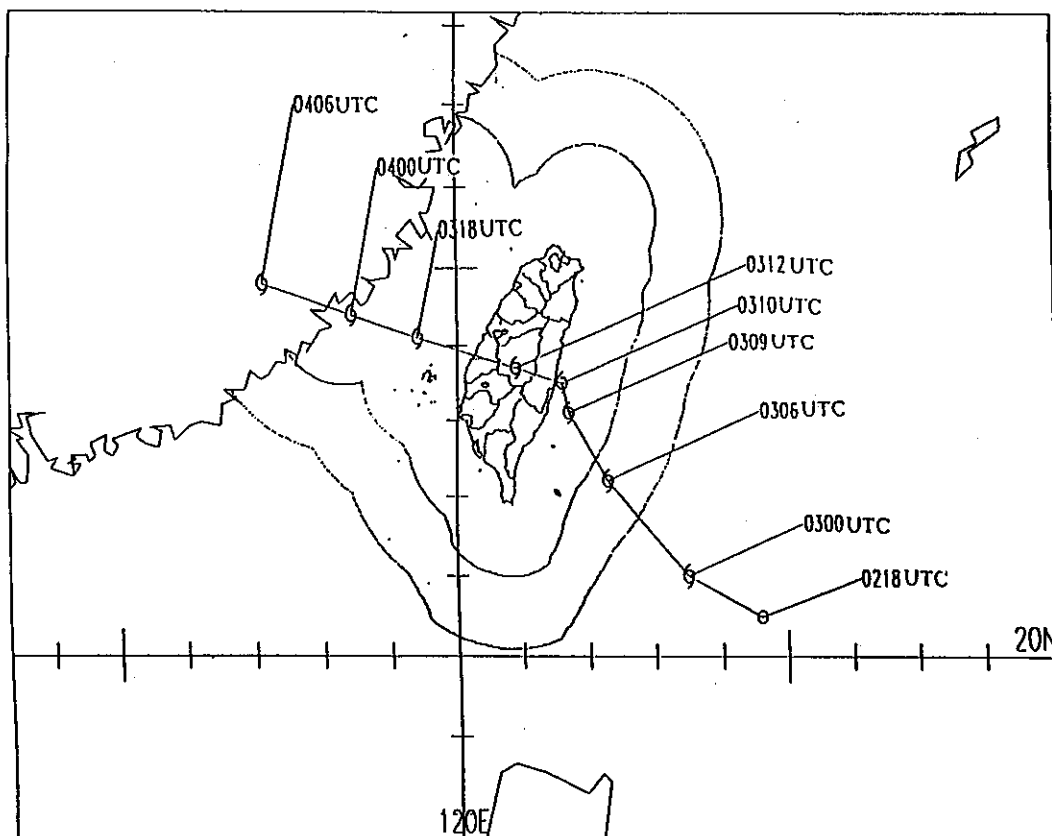


圖 1. 凱特琳颱風之最佳路徑。

Fig 1. The best track of tropical storm CAITLIN

表 1. 凱琳颱風之最佳路徑、強度變化及動態資料

Table 1. The best track center positions, intensity and movement of the tropical storm CAITLIN

時間(UTC)			中心位置		中心氣壓	移動方向	移動速度	最大風速(m/s)		暴風半徑(km)		備 註
月	日	時	北緯	東經	(hPa)	(DEG)	(KNOTS)	持續風	陣 風	30 KTS	50 KTS	
8	02	18	20.5	124.6	998	.	.	.	.	.	.	TD
8	03	00	21.0	123.5	990	295	11	23	29	120	.	輕 度
		06	22.2	122.3	987	315	16	25	30	120	.	輕 度
		12	23.7	120.9	990	320	20	20	25	120	.	輕 度
		13	24.1	119.4	993	295	14	20	25	120	.	輕 度
8	04	00	24.4	118.4	993	290	10	20	25	120	.	輕 度
		06	24.8	117.1	995	290	12	18	23	100	.	輕 度

表 2a. 中央氣象局凱特琳颱風中心之衛星定位  
，其中T/Ci-No之定義依據Dvorak (1975)

Table 2a. Satellite fixes of the tropical storm  
CAITLIN based on the Satellite Center  
CWB. Definition of T/Ci-No follows  
Dvorak (1975)

時間(UTC) MMDDHHMM	緯度	經度	T/Ci-No
8020900	20.8N	121.6E	3.5/3.5
8021200	20.3N	125.4E	3.5/3.5
8022100	20.7N	123.5E	2.5/2.5
8022200	20.7N	123.5E	2.5/2.5
8022300	20.8N	123.4E	2.5/2.5
8030000	20.8N	123.4E	3.0/3.0
8030100	21.0N	123.3E	3.0/3.0
8030200	21.2N	123.1E	3.0/3.0
8030300	21.4N	122.9E	3.0/3.0
8030400	21.7N	122.7E	3.0/3.0
8030500	22.0N	122.5E	3.0/3.0
8030600	22.3N	122.4E	3.5/3.5
8030700	22.6N	122.0E	3.5/3.5
8030800	22.7N	122.0E	3.5/3.5
8030900	22.8N	121.9E	3.5/3.5
8031000	23.1N	121.6E	3.5/3.5
8031100	23.3N	121.2E	3.5/3.5
8031200	23.4N	120.9E	3.5/3.5
8031300	23.5N	120.8E	3.5/3.5
8031400	24.0N	120.6E	3.5/3.5
8031500	24.0N	120.5E	3.5/3.5
8031600	24.0N	120.0E	3.0/3.5
8031700	23.8N	119.8E	3.0/3.5
8031800	23.8N	119.6E	3.0/3.0
8031900	23.7N	119.2E	3.0/3.0
8032000	23.5N	118.8E	3.0/3.0
8032100	23.6N	118.6E	3.0/3.0
8032200	23.7N	118.5E	3.0/3.0
8032300	23.8N	118.5E	3.0/3.0
8040000	23.8N	118.5E	3.0/3.0
8040100	24.2N	118.1E	3.0/3.0
8040200	24.6N	117.5E	3.0/3.0
8040300	25.1N	117.7E	2.5/2.5
8040400	25.3N	116.6E	2.5/2.5
8040500	25.3N	116.5E	2.5/2.5
8040600	25.3N	116.5E	2.0/2.0

表 2b. 關島聯合颱風警報中心、日本、琉球美國  
空軍基地之凱特琳颱風中心衛星定位

Table 2b. Satellite fixes of the tropical storm CAITLIN  
based on PGTW、RJTD、RODN

時間(UTC) MMDDHHMM	20.8N	125.4E	PGIW
8021430	21.4N	124.5E	PGTW
8021430	21.4N	124.5E	PGTW
8022030	20.6N	124.0E	PGTW
8030000	20.7N	124.3E	CCAA
8030530	22.4N	122.2E	PGTW
8030830	23.0N	121.9E	PGTW
8030846	22.8N	122.1E	RODN
8031103	23.4N	121.5E	RODN
8031430	23.6N	119.7E	PGTW
8031500	24.0N	120.6E	CCAA
8031730	23.0N	119.0E	PGTW
8031800	24.0N	119.6E	CCAA
8032100	24.0N	119.2E	CCAA
8032330	23.0N	117.9E	PGTW
8040230	24.7N	117.7E	PGTW
8040530	24.7N	116.8E	PGTW
8041030	24.8N	117.6E	PGTW
8041430	24.3N	117.0E	PGTW
8041730	24.8N	116.3E	PGTW
8042030	25.2N	113.7E	PGTW

2.在雷達的有效偵測距離內，中央氣象局花蓮氣象雷達站及高雄氣象雷達站有每小時之定位資料，以及空年綠島雷達站之每小時定位資料(表3)。

(二)在風雨資料和氣壓變化的分析方面：

有中央氣象局所屬氣象站於颱風警報期間的逐時天氣觀測報告。

(三)在主、客觀路徑預報的校驗方面：

有中央氣象局所引進之電腦輔助颱風決策系統(CATDS)，可對各預報單位每次所做的預測及誤差做詳細的比較分析，另即是由中央氣象局氣象資訊中心所提供之各種模式的誤差校驗。

### 三、凱特琳颱風的發生與經過

凱特琳颱風在8月1日00UTC於菲律賓東北方海面上發展為熱帶性氣壓(TD)，由十天海水溫度距平圖(圖2)來看，在8月2日00UTC以前，該熱帶性低氣壓皆在冷水區(圖2之陰影區域)中移動，因此僅維持著熱帶性低氣壓之強度，而無進一步發展，8月2日00UTC以後則開始移入暖水區(圖2之白色區域)，而於8月2日21UTC發展為輕度颱風，當時在其東方另有一低氣壓(註：其後增強為強烈颱風道格，並緊接著凱特琳颱風侵台後影響台灣地區，造成台灣地區嚴重災情)。至於颱風之生成與十天海溫正距平之關係如何，則有待做深入探討。圖3為8月3日00UTC之衛星雲圖，圖4、圖5為8月3日00UTC之地面圖及500百帕高空圖。當時在凱特琳颱風附近海面平均水溫約29°C左右。由低層之綜觀環境場來看(圖4)，太平洋則熱帶高壓中心位於北緯30度地區，而北緯20至40度間約為高壓勢力範圍，台灣地區大致位於太平洋高壓之西南側，而北緯20度以南則屬於低壓帶，由衛星雲圖亦顯示熱帶系統非常活躍。另由500百帕的觀測資料(圖5)配合衛星雲圖(圖3)可看出，太平洋高壓脊線約在北緯30度附近，由於太平洋高壓強度逐漸增強並西伸，使凱特琳颱風受駛流之導引，在形成颱風後便沿著太平洋高壓邊緣向西北移動，由於其發展成為颱風之位置距離台灣地區很近，中央氣象局稍後就接著發布颱風警報。從8月2日12UTC之300/500/700hPa三層(圖6)及500/700/850hPa三層的平均氣流

場(圖7)資料顯示，高低層平均氣流場環流皆支持凱特琳颱風沿著高壓邊緣穩定且持續地往西北移動，不過在其登陸台灣之前約5至6小時，此時颱風中心距離最近陸地約150公里左右(凱特琳颱風之七級風暴雨半徑120公里)，可能受到地形之影響，其移動速度逐漸放慢，但當在登陸前3至4小時，颱風中心距離最近陸地約120公里時，其移速有明顯加快並且移動方向偏北之情況，此可由颱風登陸前花蓮雷達站之定位資料(表3)及其所偵測到登陸前、後的降水回波大幅向北拱之現象(圖8a、b)證之。

在中央氣象局警報發布方面(以下文內敘述之時間為地方時)，凱特琳颱風於8月3日清晨5時(地方時)發展為輕度颱風，中央氣象局隨即於3月6時15分(地方時)發布了海上颱風警報，緊接著在3日8時30分(地方時)發布海上陸上颱風警報，而凱特琳颱風亦在3日18時30分(地方時)於花蓮秀姑巒溪口附近登陸(圖9)，並在3日23時15分(地方時)由台中附近出海，進入台灣海峽後，朝西北西方向移動，當澎湖、金門依序脫離暴風圈後，中央氣象局於是在4日14時30分(地方時)解除海上陸上颱風警報，詳細警報發布經過參見表4。凱特琳颱風進入大陸地區後，便逐漸減弱為熱帶性低氣壓。

### 四、凱特琳颱風侵台期間各種氣象要素分析

(一)氣壓：颱風侵台期間，以平地氣象站而言，台灣各地區最低壓出現時間如下：以東部地區的成功在3日17時20分(地方時)所觀測得之986.2hPa最低；花蓮之最低氣壓為992.8hPa，出現時間為3日17時52分(地方時)；西部地區，新竹之最低氣壓988.8hPa(3日19時47分)；梧棲之最低氣壓為991.6hPa(3日18時17分)；高雄之最低氣壓992.8hPa(3日16時28分)；而台北在3日19時56分(地方時)出現994.5hPa之最低氣壓(表5)。再由逐時氣壓趨勢圖(圖10)可看出，成功氣象站在3日17時和18時(地方時)間之氣壓最低，隨後立即上升，同時參考花蓮、成功氣象站之氣壓變化情形及風向轉變狀況(圖11)，可推判颱風由花蓮、成功之間登陸。凱特琳颱風之結構在遭受中央山脈破壞後，在台灣西部沿海地區似乎有出現低壓中心情形，而由颱風通過台灣前後氣壓場

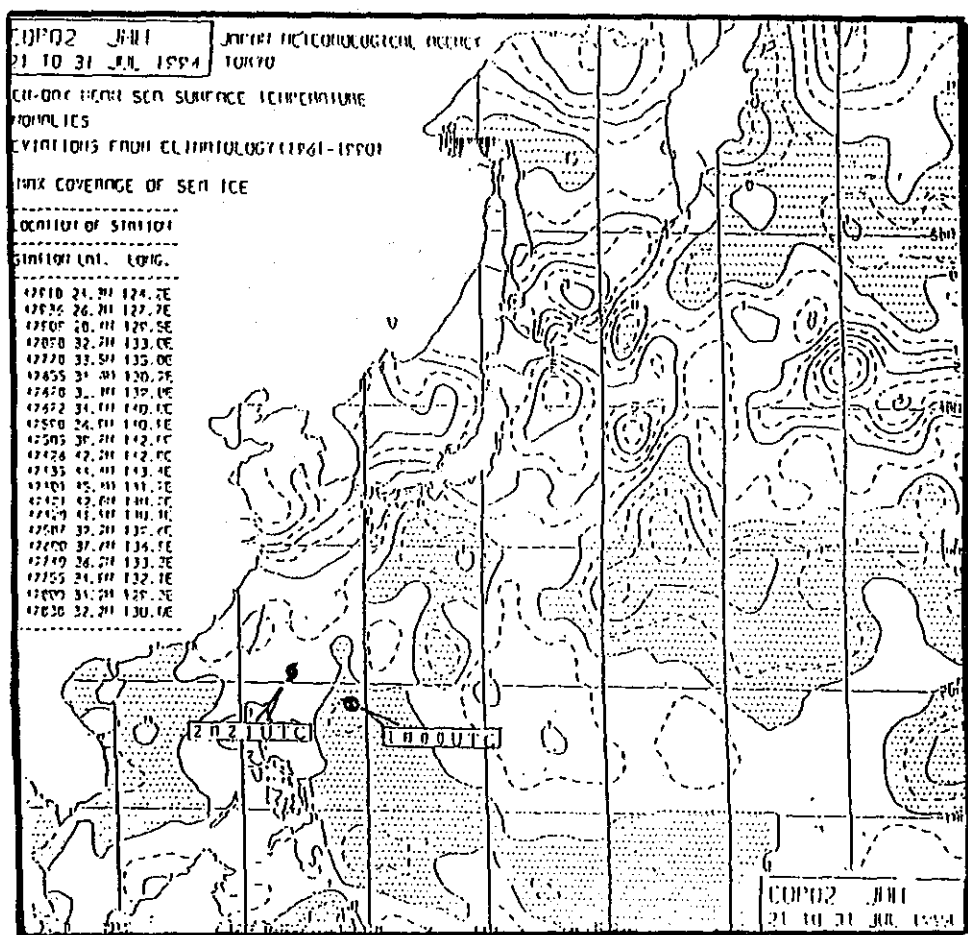


圖 2. 凱特琳颱風發展前之十日海溫距平圖與系統中心之大致位置。等值線間距為 $0.5^{\circ}\text{C}$ ，陰影部分表負區。  
 Fig 2. 10-day mean sea surface temperature anomalies from 21 to 31 July of 1994 (provided by JMA). Contour interval is  $0.5^{\circ}\text{C}$ . Shadow area indicates negative. In the figure, the center of CAITLIN at two different time are also indicated.

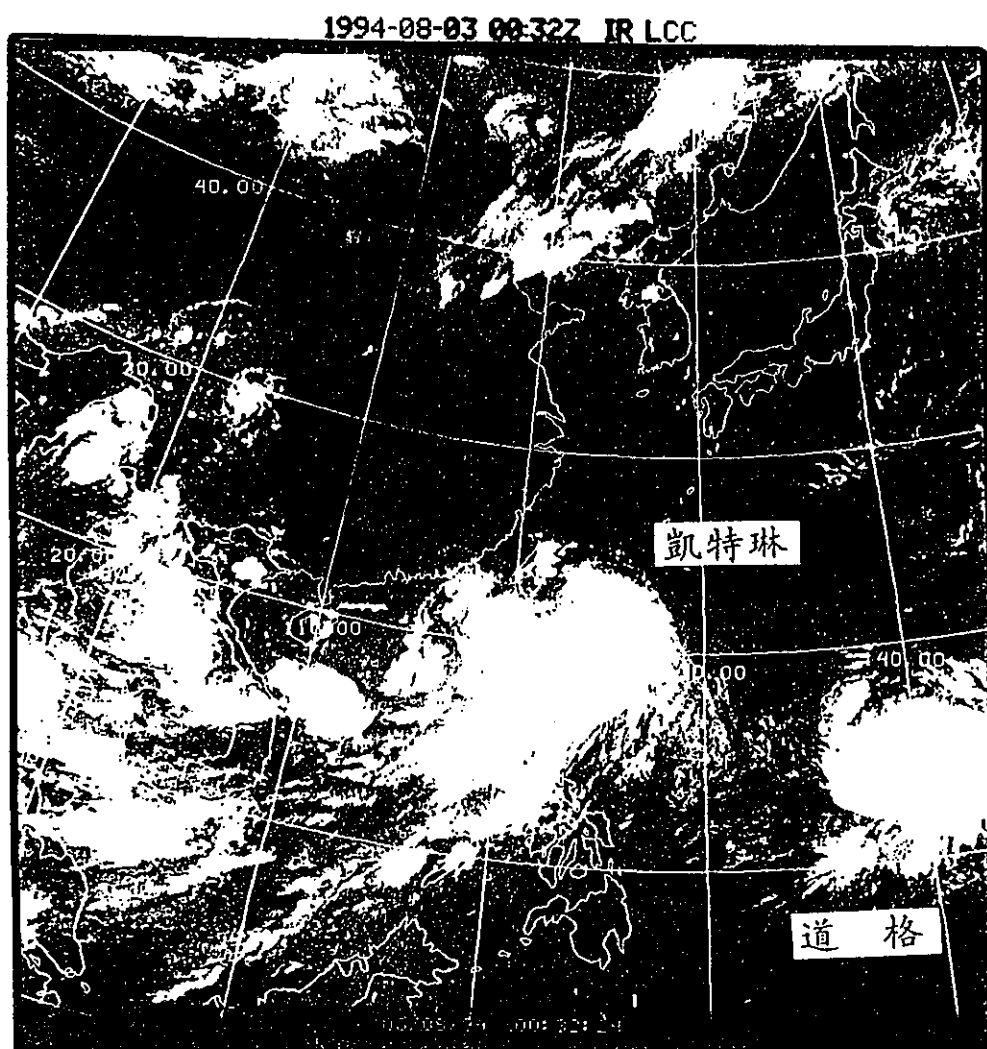


圖 3. 83年8月3日8時之紅外線衛星雲圖。

Fig 3. GMS IR image at 00UTC August 3 of 1994.

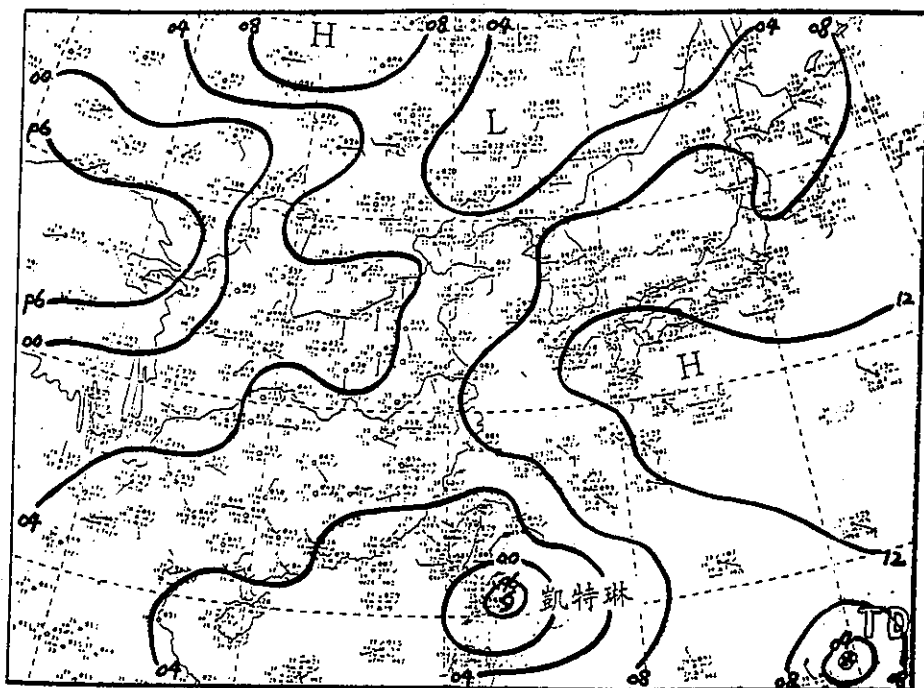


圖 4. 83年8月3日8時之地面天氣圖。

Fig 4. The surface chart at 00UTC August 3 of 1994.

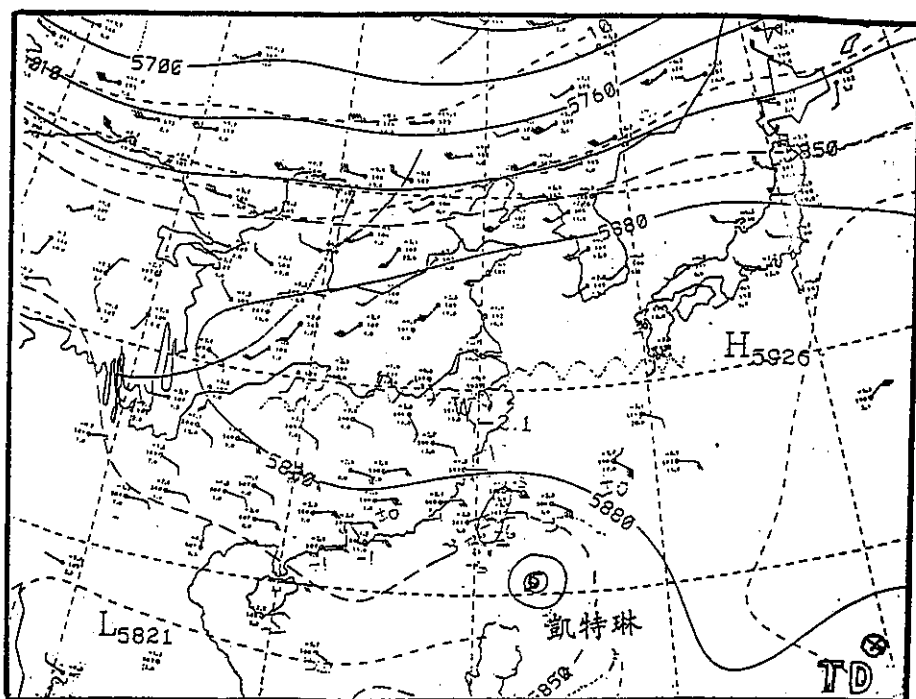


圖 5. 83年8月3日8時之500hPa高空。

Fig 5. The 500hPa chart at 00UTC August 3 of 1994.

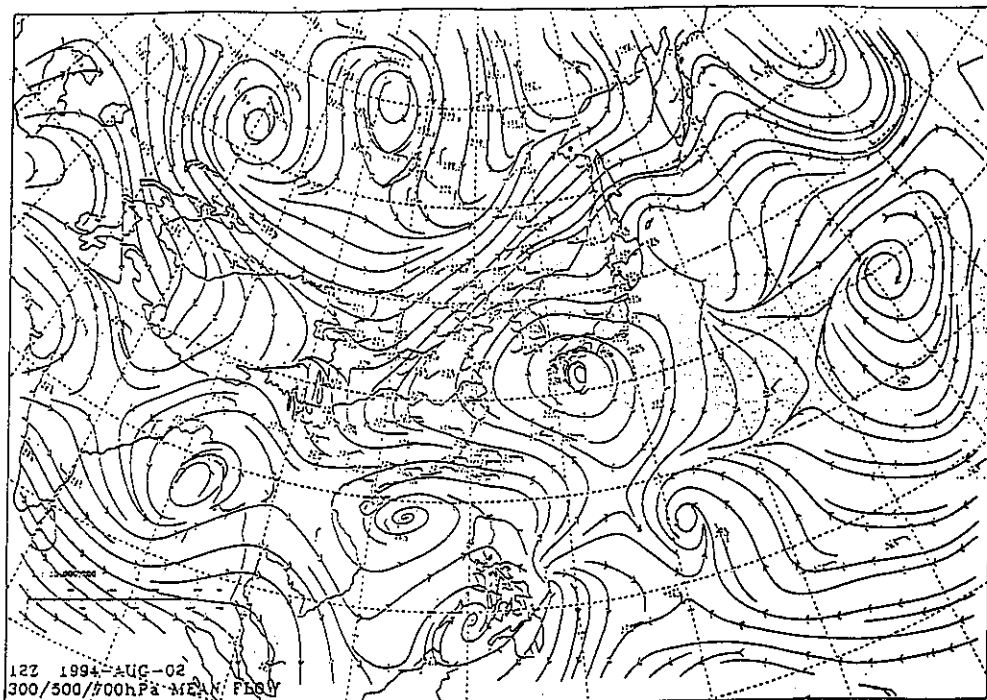


圖 6. 83年8月2日20時之300/500/700hPa平均氣流圖。

Fig 6. The 300/500/700hPa mean flow stream lines at 12UTC August 2 of 1994.

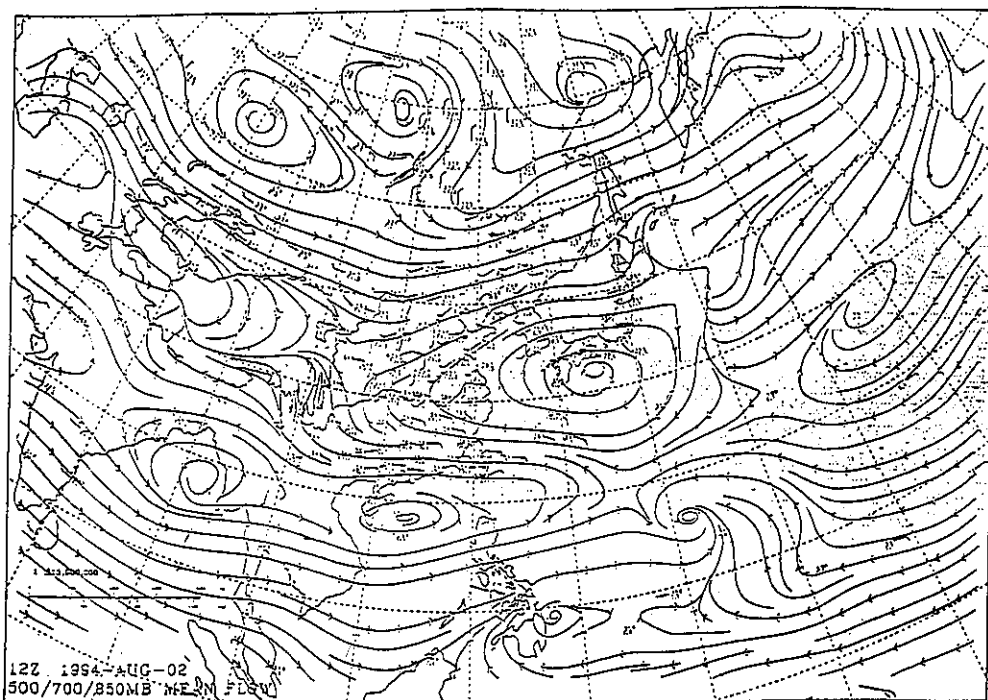


圖 7. 83年8月2日20時之500/700/850hPa平均氣流圖。

Fig 7. The 500/700/850hPa mean flow stream lines at 12UTC August 2 of 1994.

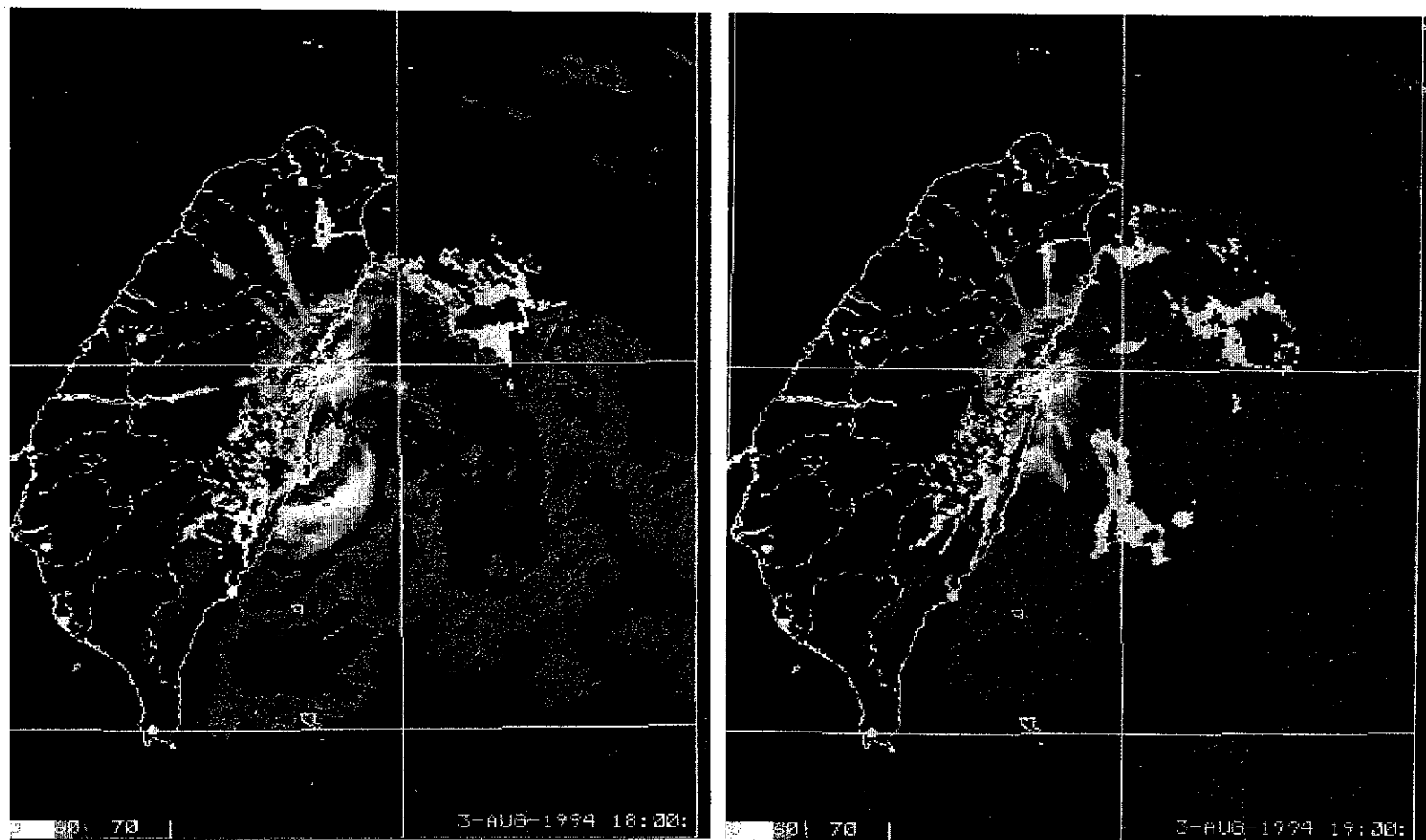


圖 8. (a)凱特琳颱風登陸前(3日10UTC)及(b)登陸後(3日11UTC)，由花蓮雷達站所觀測之降水回波。

Fig 8. The rader echoes from Hualien station at (a)10UTC (b)11UTC August 3 of 1994.



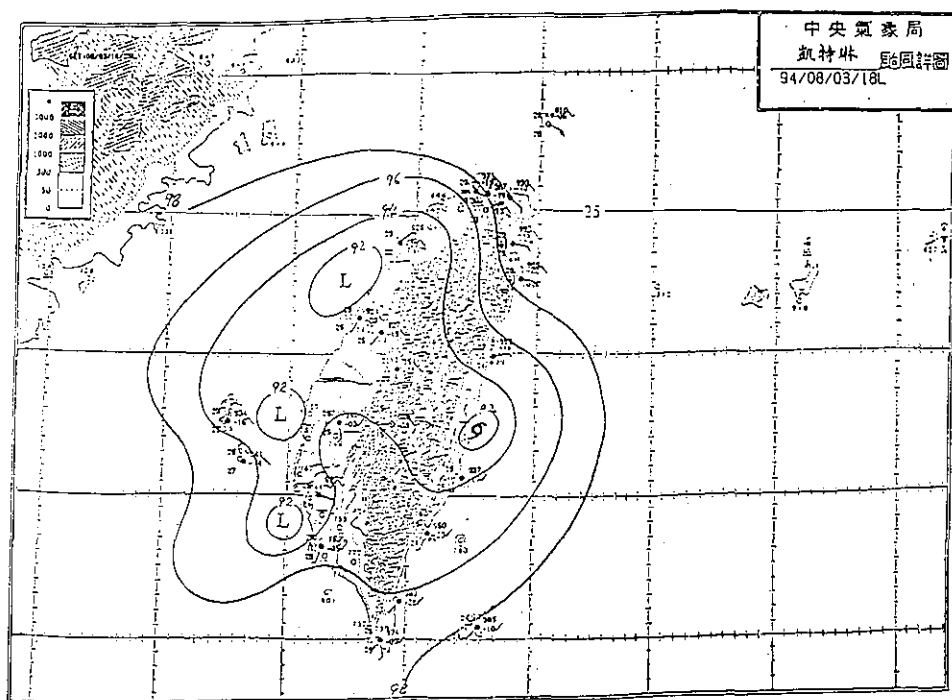


圖 9. 凱特琳颱風之中尺度地面分析圖(登陸前)。

Fig 9. Mesoanalysis surface chart of tropical storm CAITLIN at 10UTC August 3.

氣壓趨勢圖

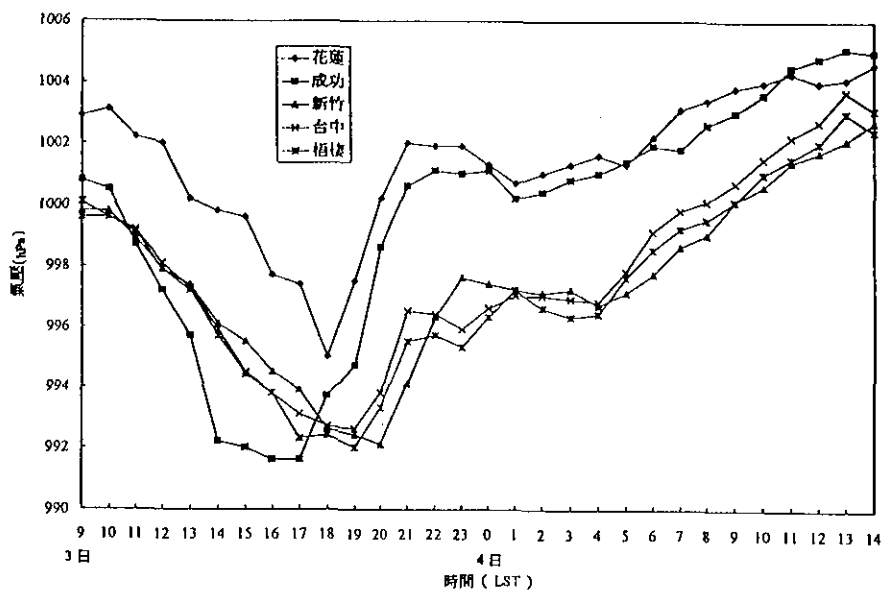


圖 10. 花蓮(46699)、成功(46761)、新竹(46757)、台中(46749)、梧棲(46777)在凱特琳颱風侵襲期間之時氣壓趨勢圖。

Fig 10. The pressure tendency at Hualien (46699)、Chengkung(46761)、Hsinchu(46757)、Taichung(46749)、Wuchi(46777) during the invasion of tropical storm CAITLIN.

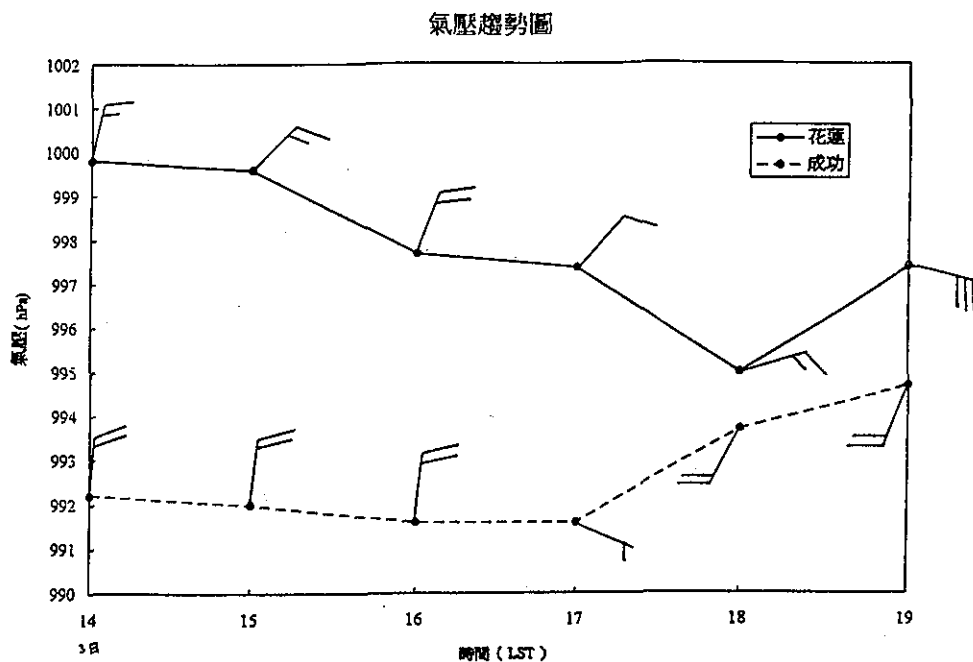


圖 11. 凱特琳颱風登陸前花蓮(46699)、成功(46761)之風向變化及氣壓趨勢圖。

Fig 11. Wind direction and surface pressure at Hualien(46699) 、Chengkung(46761) from 14LST to 19LST August 3 of 1994.

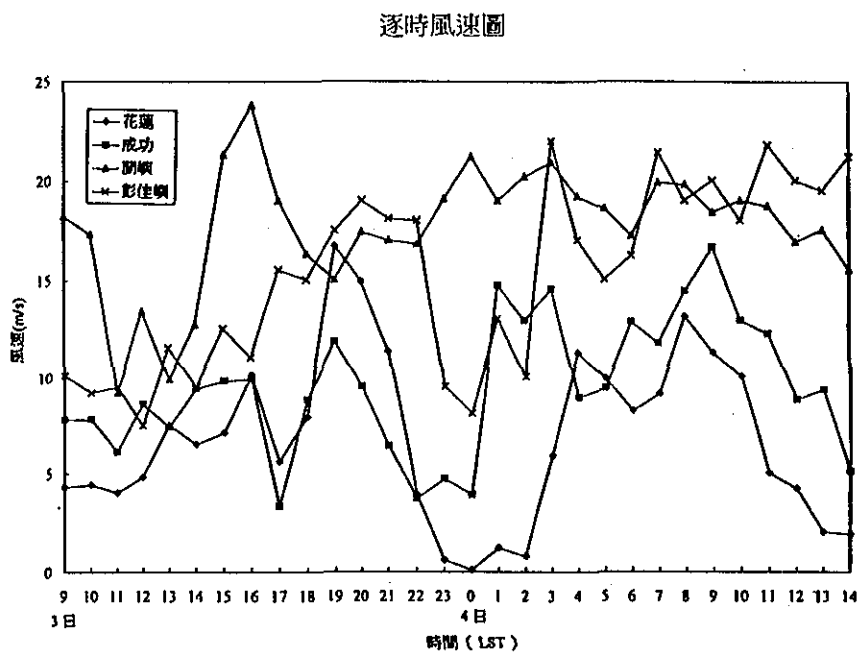


圖 12. 蘭嶼(46762)、彭佳嶼(46695)、花蓮(46699)、成功(46761)在凱特琳颱風侵襲期間之逐時風速圖。

Fig 12. Wind speed at Lanyu(46762) 、Pengchiayu(46695) 、Hualien(46699) 、Chengkung(46761) during the invasion of tropical storm CAITLIN.

表 3. 凱特琳颱風之雷達定位，測站46699、46744及46780分別為花蓮、高雄及綠島雷達站

Table 3. Radar fixes of the tropical storm CAITLIN. Station 46699, 46744 and 46780 are Hualien, Kaohsiung and Green island Radar station, respectively.

站號	時間 (UTC)	定位位況	
		北緯	東經
46699	03/06	21.8	122.4
46780	03/06	21.6	122.8
46699	03/07	21.9	122.3
•	03/08	22.0	122.4
•	03/09	23.21	121.7
•	03/10	23.50	121.7
•	03/11	23.55	121.5
•	03/12	22.90	120.8
46744	03/12	22.9	120.8
•	03/13	24.8	120.2
•	03/14	24.3	120.0
•	03/15	24.0	120.0
•	03/16	23.8	120.0
•	03/17	23.8	119.8
•	03/18	24.1	119.6

表 4. 凱特琳颱風警報發布經過一覽表

Table 4. Warnings issued by CWB for the tropical storm CAITLIN

種類	次序 號	發布時間 日 時 分	警 戒 地 區		備註
			海	陸	
海上	2 1 3	6 15	台灣東南部海面、巴士海峽		輕度
海陸	2 2 3	8 30	台灣東部海面、巴士海峽	台東地區、恆春半島及高屏地區	
海陸	2 3 3	11 55	台灣東部海面、巴士海峽及台灣海峽	花東地區、恆春半島、高屏地區及嘉南地區	
海陸	2 4 3	14 55	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽及金門海面	花東地區、恆春半島、高屏地區、台中、嘉南、金門及澎湖地區	
海陸	2 5 3	17 55	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽及金門海面	花東地區、恆春半島、新竹以南、金門及澎湖地區	
海陸	2 6 3	20 55	台灣東部海面、巴士海峽、台灣海峽及金門海面	花東地區、恆春半島、新竹以南、金門及澎湖地區	
海陸	2 7 3	23 55	台灣海峽及金門海面	花東地區、恆春半島、新竹以南、金門及澎湖地區	
海陸	2 8 4	2 50	台灣海峽及金門海面	金門及澎湖地區、台中以南至台南地區地區	
海陸	2 9 4	5 45	台灣海峽及金門海面	金門及澎湖地區、台中沿海地區	
海陸	2 10 4	8 40	台灣海峽及金門海面	金門及澎湖地區	
海陸	2 11 4	11 45	台灣海峽及金門沿海	金門地區	
解除	2 12 4	14 30	凱特琳颱風已進入大陸，對金門及台灣海峽威脅解除		

之變化觀之，與王(1992)所述的分裂過山型相似，但此變化中，颱風與低壓中心間相對位置與互相關係，究竟是颱風環流受山脈之阻擋所造成之自然現象，抑或有互相間的取代關係，則有待進一步研究。

(二)風速：颱風侵台期間，各氣象站所觀測到之最大風速及發生時間詳如表5。另選取台灣東、西半部各四個氣象站之風速變化作一說明比較，圖12為蘭嶼、彭佳嶼、花蓮、成功等台灣東半部地區逐時風速變化圖，而圖13為台灣西半部新竹、台中、台南、高雄等四個地區之逐時風速變化圖。蘭嶼氣象站因為其位置偏高(海拔323.3公尺)，而颱風又通過其附近，所以有較強之風速，最大風速每秒25.9公尺(出現於當地3日8時34分，當時風向NNE)，為此次颱風侵台期間出現之最大風速，而蘭嶼地區所觀測到之陣風(於當地3日14時41分出現每秒35.5公尺之最大陣風，當時風向為WSW)雖亦強，不過最大陣風係發生在彭佳嶼地區，高達每秒38.3公尺(出現於當地4日8時38分，當時風向為SSE)，此可能是受到地形之影響，使得彭佳嶼地區雖然位處颱風之外圍，卻能出現最大陣風。若以台灣本島的風速來看，花蓮氣象站在3日18時23分(地方時)，所測得之最大風速為每秒21.5公尺(當時風向為E)，成功氣象站之最大風速為每秒19.6公尺(當時風向為SSW)，出現時間在3日18時29分(地方時)，此乃凱特琳颱風此時正由花蓮、成功之間登陸之故(圖11)，颱風進入陸地後，風速隨之變小；台灣西半部地區位於中央山脈之背風側，風速較東半部地區為小，不過大致皆有7至8級陣風出現，一直到颱風出海逐漸遠離台灣本島後，風速才減弱下來。颱風侵台期間，台中地區則始終維持較小風速。

(三)雨量：從3日8時30分(地方時)陸上警報發布後，至4日14時30分(地方時)颱風警報解除止，各氣象站累積雨量(表5)，主要以東部、東南部及南部地區之降雨量最多，其中以台南氣象站之總雨量478公釐最高，成功氣象站之468公釐次之，台東氣象站之總雨量也有424公釐，宜蘭以北及新竹以北地區降雨量較少，其中台北氣象站只量測到約6公釐的降雨量，而新竹氣象站之累積雨量則不

到5公釐，為此次颱風侵台期間降雨最少的地區。由於凱特琳颱風從台灣東部登陸，所以東部及東南部地區之降雨量較多，而颱風西南側因有旺盛的水汽提供，加上偏南氣流受地形抬升作用，當台灣南部地區位於颱風之西南象限，時有較強對流雲系影響該區，所以降雨量亦相當可觀。台中氣象站所測得之風速雖小，但總降雨量卻有64公釐之多。

## 五、災 情

依據內政部消防署籌備處、行政院農業委員會、台灣省政府及高雄市政府等有關單位之災情統計，輕度颱風凱特琳於8月3日傍晚由花蓮秀姑巒溪口附近登陸，引進豐沛水汽，致使部分地區豪雨成災，以東部及南部地區的災情較重，計有12人死亡，4人失蹤，房屋倒塌11間，鐵、工路受損雖較輕微，不過仍有交通中斷的情形發生，航空交通停擺。農業損失較為嚴重，總損失金額為新台幣六億二千萬元，其中農漁牧損失約新台幣四億五千萬元，災情以高雄縣最為嚴重，損失達新台幣二億七千萬元，其次是台南縣，損失約新台幣六千萬元，屏東縣損失約新台幣四千三百萬元，其他縣市亦略有損失。

## 六、凱特琳颱風的路徑探討

凱特琳颱風之中心位置起初不太容易掌握，直到移入雷達偵測範圍內，再配合衛星定位及風場環流分析，對於颱風中心位置始有較準確的定位(圖1，表1)。凱特琳颱風在登陸台灣前，受到地形之影響，其移動速度先行放慢而後有加快之情況，其移動方向亦有北偏的情形，也是造成預報誤差的原因之一。當颱風登陸後，其環流結構受到中央山脈的破壞，出海後之中心位置亦有不易掌握的情形，加上颱風的行進速度較快，且生命期較短，使得可用以校驗之颱風預報路徑次數較少，所以各官方單位及客觀模式與統計方法對颱風之預報路徑，整體而言，雖皆有不錯的預報，不過，由於上述等原因導致在路徑預測方面略產生誤差。凱特琳颱風之24小時路徑預測誤差方面，以客觀模式表現較佳，其中又以相當正壓模式(EBM)平均誤差169公里表現最好，主觀預測方面以中央氣象局(CWB)之誤差最

表 5. 凱特琳颱風氣象要素統計表

Table 5. A summary of some extreme values observed by CWB stations during the passage of the tropical storm CAITLIN.

測 站	最低氣壓 (hPa)			瞬 間 最 大 風 速 (m/s)				最大風速 (m/s)			強風(10M/S 以上)		最 大 降 水 量 (mm)				降 水 總 量 (mm)	
	數 量	時 間	風 速	風 向	時 間	氣 壓	氣 溫	濕 度	風 速	風 向	時 間	時間(開始-終止)	一小時	時間(開始-終止)	十分鐘	時間(開始-終止)	數量	時間(開始-終止)
彭佳嶼	1000.5	3/18:20	30.3	SSE	4/08:38	1001.4	24.6	96 %	25.2	SSE	4/08:38	2/19:00 • 5/11:20	3.4	4/05:10 • 4/05:55	2.8	3/11:35 • 3/11:45	16.3	3/10:30 • 4/14:00
基隆	999.0	3/18:00	18.5	SE	3/23:10	999.9	27.6	80 %	9.5	SE	3/23:07	3/15:10 • 4/11:40	5.0	3/18:40 • 3/19:40	2.6	3/18:25 • 3/19:35	21.5	3/02:01 • 4/09:30
鞍 部	1381.1	4/02:07	10.1	S	3/19:20	1191.5	21.5	100 %	16.4	S	3/20:34	3/15:42 • 4/09:40	3.6	3/16:16 • 3/17:16	2.0	3/09:50 • 1/10:00	19.1	3/09:00 • 4/14:00
竹子湖	998.0	4/02:24	15.5	MME	1/16:59	999.2	23.3	91 %	2.7	ENE	3/19:25		2.6	3/19:24 • 3/19:24	1.0	3/19:11 • 3/19:21	11.9	3/08:45 • 4/13:58
台 北	994.5	3/19:56	22.9	E	3/20:49	995.0	28.2	71 %	10.4	ENE	3/20:04		0.7	3/14:12 • 3/14:54	0.5	3/14:32 • 3/14:42	5.3	3/10:05 • 4/14:10
新 竹	983.7	2/19:47	21.4	ENE	3/14:46	995.6	31.3	69 %	11.9	ENE	3/14:47	3/10:25 • 3/19:50	1.3	4/13:29 • 4/14:29	0.5	4/13:55 • 4/14:05	4.7	3/19:35 • 4/14:00
梧 樓	991.5	3/18:17	13.5	S	3/21:13	995.6	24.9	86 %	11.2	SSE	3/21:24		10.5	3/20:18 • 3/21:13	5.0	3/21:00 • 3/21:10	35.4	3/10:40 • 4/14:00
台 中	992.3	3/18:10	9.1	S	4/12:29	1003.2	25.3	92 %	2.7	S	4/12:30		17.0	3/20:05 • 3/21:05	4.6	4/12:37 • 4/12:47	63.9	3/13:25 • 5/00:40
日月潭	885.1	3/13:50	8.7	SSW	3/18:38	885.2	20.3	96 %	5.9	SWW	3/18:44		7.3	3/19:14 • 3/20:14	2.2	3/19:14 • 3/19:24	41.3	3/13:55 • 4/15:00
澎 湖	992.0	3/13:43	20.8	SSW	4/12:48	1001.0	25.5	91 %	11.5	S	4/12:58		16.3	4/12:10 • 4/13:10	7.3	4/12:20 • 4/12:20	75.4	3/10:50 • 4/14:00
嘉 義	993.2	3/15:41	13.2	S	3/21:08	994.9	26.5	88 %	8.8	S	3/19:46		15.5	4/09:25 • 4/10:35	6.0	4/10:20 • 4/10:30	91.0	3/14:55 •
阿里山	752.8	3/30:01	13.5	SE	3/20:39	753.6	14.9	99 %	6.8	SE	3/20:41		17.5	4/08:14 • 4/09:14	4.0	4/08:36 • 4/09:35	98.0	3/09:45 •
玉 山	3022.4	2/20:00							19.0	S	3/20:00	1/19:00 •	9.3	3/16:05 • 3/17:05	3.5	3/16:45 • 3/15:55	100.3	3/09:00 • 4/14:00
台 南	992.5	3/15:25	22.0	S	3/13:49	993.5	25.1	89 %	12.4	SSW	3/19:03	3/13:20 • 3/22:20	119.0	3/18:10 • 3/19:10	34.0	3/18:30 • 3/18:40	478.0	3/14:45 • 4/15:00
高 雄	992.8	3/15:28	22.7	S	3/15:43	993.9	28.3	93 %	11.2	SSW	3/16:14	3/14:42 • 3/19:00	35.0	4/05:30 • 4/06:30	9.0	4/05:52 • 4/06:02	219.0	3/11:05 • 4/14:30
東吉島	992.9	3/19:00	23.3	SWW	4/18:43	1000.4	24.5	100 %	20.3	SW	4/07:12	3/17:10 •	15.3	4/12:52 • 4/14:52	6.0	4/09:53 • 4/10:03	52.4	3/20:25 •
恆 春	996.4	3/15:25	19.1	S	4/11:08	1004.9	26.7	100 %	9.3	S	4/12:88		47.0	4/08:58 • 4/09:53	20.0	4/09:21 • 4/09:31	173.5	3/07:52 •
蘭 嶼	956.7	3/14:42	35.5	WSW	3/14:41	956.7	22.4	99 %	25.9	MME	3/08:04	3/08:00 •	11.8	3/12:56 • 3/13:56	4.0	3/14:28 • 3/14:48	45.1	3/08:15 • 4/12:40
大 武	991.2	3/16:22	12.3	NNE	3/12:30	996.2	28.0	76 %	4.5	SW	4/03:21		35.5	4/10:45 • 4/11:45	12.5	4/11:01 • 4/12:01	209.9	3/12:20 • 4/14:00
台 東	991.5	3/15:43	20.0	SSW	4/04:37	999.2	26.0	89 %	9.1	SSW	3/13:34		49.5	3/17:00 • 3/19:00	12.0	3/17:30 • 3/17:40	424.0	3/09:00 • 4/14:00
成 功	926.2	3/17:20	11.2	SSW	3/18:45	989.5	26.8	91 %	19.5	SSW	3/18:29	3/18:20 • 3/21:20	54.0	4/02:57 • 4/03:57	17.5	4/13:42 • 4/13:52	467.9	3/08:01 • 4/14:00
花 蓮	992.3	3/17:52	10.5	E	3/18:19	995.8	25.5	82 %	21.5	E	3/18:20	3/15:55 • 4/10:25	24.5	3/19:01 • 3/20:01	10.0	3/19:01 • 3/19:11	253.5	3/10:30 • 4/15:00
宜 蘭	997.4	4/02:15	17.3	SE	3/20:02	1000.5	26.3	89 %	3.3	E	3/18:13		7.7	3/18:30 • 3/19:30	5.9	3/08:20 • 3/08:10	20.3	3/08:02 • 4/14:00
蘇 澳	995.8	4/01:59	11.3	S	4/09:28	1002.1	24.0	87 %	19.0	SSE	4/08:08	3/16:30 • 4/11:45	13.5	3/19:05 • 3/20:05	6.9	3/00:20 • 3/00:30	94.4	3/03:45 • 4/13:50

逐時風速圖

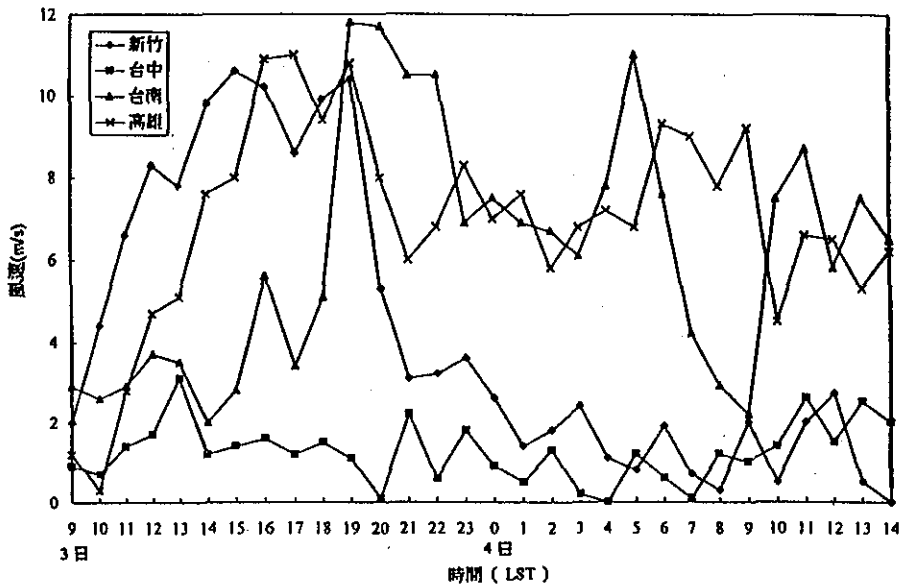


圖 13. 新竹(46757)、台中(46749)、台南(46741)、高雄(46744)在凱特琳颱風侵襲期間之逐時風速圖。

Fig 13. Wind speed at Hsinchu(46757)、Taichung(46749)、Tainan(46741)、Kaohsiung(46744).

表 6. 各單位對凱特琳颱風24小時預報誤差比較

Table 6. Error of selective techniques for the tropical storm CAITLIN

STATISTICS FOR STORMS:

WP1294

	CLIP		CWB		HURA		24-HOUR MEAN FORECAST ERROR			
	2	237	2	205	2	211	PGTW	RJTD	BCGZ	
CLIP	2	237								
	237	0								
CWB	2	237	2	205						
	205	-31	205	0						
HURA	2	237	2	205	2	211				
	211	-25	211	5	211	0				
PGTW	2	237	2	205	2	211	3	292		
	333	96	333	127	333	122	292	0		
RJTD	2	237	2	205	2	211	3	292	3	227
	200	-37	200	-5	200	-11	227	-64	227	0
BCGZ	1	235	1	142	1	218	1	237	1	92
	48	-187	48	-94	48	-170	48	-188	48	-44
										48

HUMBER OF CASES	X-AXIS TECHNIQUE ERROR
Y-UIS TECHNIQUE ERROR	ERROR DIFFERENCE Y-X

小，平均誤差在205公里左右，日本(RJTD)次之，統計方法以HURRAN的平均誤差211公里較好。不過，除相當正壓模式(EBM)外，誤差皆略有偏高的情形，誤差之比較如表6及表7所示。

表 7. 凱特琳颱風路徑原始方程(PE)與相當正壓(EBM)兩數值預報法預報誤差校驗表。單位分別是距離(公里)，角度(度)，速度(公尺/秒)

Table 7. Position errors forecasted by primitive equation (PE) and equivalent barotropic (EBM) models for the tropical storm CAITLIN. The unit for distance, angle and speed is km, degree and m/s, respectively.

PE HODEL (PS CEHTER)						
CAITLIHS						
ERRORS	12HR			24HR		
	DIST	AHG	SPO	DIST	AHG	SPO
94080300	231	-9	-19	17	-6	-7
				1		
				23		
94080312	97	5	8	19	3	
				0		
HCASE	2	2	2	2	2	2
				20		
HEAH:	164	-2	-6	7	-2	
				0		
ABSMEAH:	7	13		12	5	
EBM MODEL						
CAITLIN						
ERRORS	12HR			24HR		
	DIST	AHG	SPO	UIST	AHG	SPO
94080300	118	-10	-9	85	-6	-2
94080312	114	16	7	253	18	5
HCASE:	2	2	2	2	2	2
HEAH:	116	-3	-1	169	6	1
ABSMEAH:	3	1		6	1	

\* ABSMEAN—絕對平均

## 七、結 論

由上述之分析及探討，可歸納數點結論如下：

(一)凱特琳颱風於行進過程中，其間雖受地形影響及山脈破壞，導致預報上的誤差，不過大致上仍太平洋高壓的控制而順著駛流場移動。

(二)凱特琳颱風從花蓮秀姑巒溪口附近登陸，由台中附近出海，所以東部及東南部地區有較大雨量，而南部地區當其位於颱風行進方向之西南象限時，受颱風引進之旺盛西南氣流影響，加上地形之抬升作用，致使南部地區發生豪雨的現象，釀成嚴重災情。

(三)凱特琳颱風登陸前受地形影響，移速先行減慢，而後又有加快之情形，其移動方向亦有北偏情況。由於偏離幅度的大小皆無法有較確切的掌握，因此仍有待進一步研究地形對颱風路徑的影響。

(四)凱特琳颱風路徑預測，在24小時主觀預測方面，以中央氣象局(CWB)最好，日本(RJTD)次之。客觀預報方法中，以相當正壓模式(EBM)表現最佳，原始方程模式(PE MODEL)次之，統計預測方法以HURRAN較佳，而CLIPPER次之。

## 參考文獻

- 王時鼎，1992：侵台颱風路徑、強度、結構及風雨整合研究。國科會防災科技研究報告80-73號。
- Dvorak, V.F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. Mon. Wea. Rev., 103, 420-430.

## REPORT ON TROPICAL STORM CAITLIN (1994)

MING-CHANG HSIEH

Forecast Center Weather Central Weather Bureau

### ABSTRACT

This article mainly deals with Tropical Storm Caitlin about its origination, evolution, track, distribution of rainfall, and variations of central pressures. Discussions on its verifications of various subjective and objective tracking forecasts are also included.

Caitlin originated over the ocean northeast to the islands of Philippines and then moved northwestwardly toward Taiwan. Its center landed around the outlet of the Show-Gu-Luean Brook and later on moved away to the sea from the Taichung area. After passing through the Taiwan Strait, Caitein its second landfall but on the mainland China, and finally dissipated as a tropical depression over land.

The observations shows show that there was a heavy raining over the eastern and southeastern parts of Taiwan when the Caitlin is nearby. And, owing to the effects of the rainbands within the southwestquadrant of Caitein's circulation, heavy precipitation was also observed over the southern portion of the island. The maximum accumulated rainfall observed is 472 mm during the storm's invasion. As to the winds a maximum value of 37 m/s was observed at the Penchiayu island. With vigorous rainbands and strong gustg winds, Caitlin had the potential to make a more severe damage than it did to the Taiwan area. Fortunately, this did not happen partly because Caitlin's passage through Taiwan in a relatively short period.

To all objective track-forecasts for Caitlin done by the Central Weather Bureau (CWB), the equivalent barotropic model was the best one. The averaged 24hr forecast error is 169 km Among the statistical methods, the HURRAN was the best with distance-error of 211 km for a 24-hour forecast. And, among all the official forecasts we collected, the CWB had the better results with an averaged 24-hour forecast error of 205 km.



## 中央氣象局氣象學報出版辦法

(七十七年九月十五日氣象學報編輯委員會議通過)

- 一、中央氣象局氣象學報社為推動氣象學術之應用研究及技術發展特出版「氣象學報」期刊一種。
- 二、本刊暫定每年出版四次，分別在三、六、九、十二月發行。
- 三、本刊之收稿、交審、複審、退稿、修正、交排、送校等，均由編輯人員備專冊登記，審查人及審查意見不對外公開。審查委員由主編視稿件性質商請各該學科之學者專家擔任。倘兩位委員之審查意見有較大之出入，主編得另請第三者評審之。
- 四、審查通過之稿件、編輯人員應與原作者取得連繫，商討有關付印等事宜。
- 五、論文一經由本刊發表、贈送作者該期氣象學報五本及抽印本五十本，如需增加抽印本，應另付工本費。
- 六、本刊之出版費暫由中央氣象局編列預算支付之。
- 七、本辦法經氣象學報編輯委員會通過後實施，其修改亦同。

## 氣象學報徵稿簡則

- 一、本刊以推動氣象學術之應用研究及技術發展為目的，凡有關(一)氣象業務之技術發展(二)氣象作業方法之改進(三)天氣分析，預報及氣象理論之應用研究論文，均所歡迎。
- 二、本刊稿件分為三大類：(一)研究論文(二)綜評(三)報告。
- 三、本刊文字務求簡明，文體以中文為主，每篇以不超過十五印刷頁為原則。
- 四、稿件須以中英文註明作者之真實姓名、服務機關及職稱。
- 五、稿件在參考文獻之後，應附英文五百字以內之摘要。
- 六、稿件之圖表名稱，須以中英文對照說明。
- 七、稿件內容過長或內容、文字、圖表有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得予以必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
- 八、來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
- 九、稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印或轉載。
- 十、來稿請逕寄中華民國臺北市公園路六十四號，中央氣象局學報社收。

Volume 41 Number 4

September 1997

# Meteorological Bulletin

(Quarterly)

---

## CONTENTS

### Articles

- Discrimination Between Earthquake and  
Noise Signals on Strong Motion Records  
By Artifical Neural Networks  
..... Yih-Min Wu, Yi-Ben Tsai and Tzay-Chyn Shin (235)
- A Simulation Study of Taiwan's Evapotranspiration  
Under Weather Change Scenarios  
..... Jen-Yu Liang, Henry Fu-Cheng Liu, Shu geng and Shen-Lin Lin (246)
- On The Establishment of an Automatic Earthquake Information  
Broadcast System ..... Yih-Min Wu, Chen-Chun Chen, Nai-Chi Hsiao,  
..... Tzay-Chyn Shin and Yi-Ben Tsai (272)
- Impacts of The Update Cycle in the Global Forecast System  
of the Central Weather Bureau (CWB) ..... Wen-Mei Chen and Shang-Wu Li (281)

### Report

- Report on Tropical Storm Caitlin (1994) ..... Ming-Chang Hsieh (295)



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

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號  
中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類  
統 一 編 號  
〇〇九〇八九八四〇〇六八

ISSN 0255-7185