題名	作／譯者	卷期號	頁碼		出版年
變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析	吳宗堯　王時鼎	32/01	1		1986.03
衛星遙測海面溫度和海況儀資測值的比較	劉瑞貞　劉倬騰	32/01	17		1986.03
民國七十四年颱風調查報告－－－侵台颱風（8409號）海爾	林燕璋	32/01	24		1986.03
民國七十四年颱風調查報告－－－侵台颱風（8412號）傑夫	江緣貴	32/01	41		1986.03
---	---	---	---		---
颱風路徑客觀預報方法及鄰近地區應用之初步研究	謝信良　劉復誠　王忠山	32/02	1		1986.06
中東地區劇烈天氣之個案研究	李培君	32/02	26		1986.06
氣象因素對台灣地區農作物安全栽培期限影響之研究	曾文炳　朱鈞　楊之遠	32/02	44		1986.06
民國七十四年颱風調查報告－－－侵台颱風（8510號）尼爾森	郭俊巖	32/02	62		1986.06
---	---	---	---		---
探討台北盆地對季風之修正效應	戚啓勳	32/03	89		1986.09
台灣地區月平均日射量分佈之研究	林憲德　蘇瑞泉	32/03	99		1986.09
美國中西部密西西比地震網的Lg規模修正	呂佩玲　辛在勤	32/03	109		1986.09
資料壓縮在IDMS上的研究	李南文	32/03	119		1986.09
民國七十四年颱風調查報告－－－侵台颱風（8519號）白蘭黛	王世堅	32/03	127		1986.09
---	---	---	---		---
台北近百年來氣候變遷之初步探討	戚啓勳	32/04	1		1986.12
全球緯向平均能量平衡之研究	劉文俊	32/04	13		1986.12
民國七十三年台灣北部地區「六三豪雨」之診斷分析	陳來發	32/04	29		1986.12
阻塞高壓之診斷分析	廖志翔	32/04	61		1986.12

氣 象 學 報

季 刊

第三十二卷 第 一 期

目 次

研究論文

變易季節臺灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及
結構之初步分析……吳宗堯 王時鼎（1）
衛星遙測海面溫度和海況儀實測值的比較……劉瑞貞 劉倬騰（17）

報 告

民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風（8504號）海爾……林燕璋（24）
民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風（8506號）傑夫……江緣貴（41）

出 版 者 中央氣象局氣象學報社 臺北市公園路六十四號
發 行 人 吳 宗 堯 電 話：3713181
社 長 吳 宗 堯
編審委員會主任委員 喬 鳳 倫
委 員 王 時 鼎 楊 之 遠
曲 克 恭 廖 學 鎰
呂 世 宗 鄭 邦 傑
胡 仲 英 謝 信 良
陳 泰 然 蔡 清 彥
戚 啓 勳 蔡 義 本
張 隆 男 （按姓氏筆劃排列）
幹 事 楊 之 遠 徐 君 明
印 刷 者 文英印刷企業有限公司
地 址 臺北市萬大路 486 巷10弄40號
電 話 3016802 • 3018572

變易季節臺灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析*

吳宗堯[1]　王時鼎[2]

摘　要

本研究經分析臺灣北部於變易季期間四次鋒面豪雨案例後，發現臺灣北部地形對豪雨之發生機制擔負多重角色。民73年梅雨季「6・3水災」主要原因爲淺薄鋒面（shollow front）移行至臺灣西北部地區時，因受地形影響，在北部山脈迎風面生成 Meso-β 尺度波動；再由此波動引發多個雷雨胞出現位於暖區之臺灣北部；更因地形增强之西南氣流使雷雨加劇而成災。同年梅雨季中之「6・10水災」，亦爲淺薄鋒面遭受北部地形影響而扭曲，並因接境時係在午後對流最盛時，雷雨特强而成災。兩次個案均以鋒面受阻於地形，過境時間增長，猛烈降雨時間亦然，故肇生水災。另兩次秋季基隆豪雨，一爲民69年「9・23水災」豪雨，一爲同年10月19日豪雨，其成因與上述二例不同，係屬深厚鋒面（deep front）之豪雨，降雨均局限北部東北角一帶，係直接受地形迫擧造成强烈對流所致，鋒後東風層甚厚，但風速不大。

上述四次有關鋒面豪雨，具有相類似之處，如鋒前之氣流，或爲來自南海之西南季風，或來自太平洋之信風氣流，低層溫濕均高且接近飽和，原已在潛在不穩定狀態中；不同之點則爲初夏梅雨鋒乃淺薄鋒面，而秋季者則爲深厚鋒面，所受地形影響之結果，亦隨之而不同。

一、前　言

民73年臺北市於6月3日及6月10日接連遭受兩次鋒面豪雨，造成慘重水災。特以「6・3水災」因豪雨係出現於午夜以後至凌晨之間，猝不及防，受災更劇。本文卽擬就兩次初夏梅雨季豪雨及另兩次秋季豪雨卽民69年9月23日凌晨鋒面引起基隆水災豪雨及同年10月19日另一鋒面引起之基隆區豪雨作一較詳細之探討。有關地形降雨，Browning（1979）及Badar與Roach（1977）等曾就英國情形作過頗爲深入研究。臺灣雖亦屬海島，但緯度遠爲偏低，故情形多有不同。又 Anthes與 Warner（1978）討論中尺度數值模式時曾特別强調，就中小尺度系統言，「原始條件」遠不若「局地强迫（local forcing）作用」之重要。而其所列四項局地强迫函數（local forcing functions）之首項卽爲「複雜地形之效應」（complex terrain effects）。由此可知地形影響對中小尺度系統之重要性。此在臺灣情形，尤爲眞實。特以國科會大力支持防災計畫中之「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」卽將展開。另外本局數值天氣預報系統之中尺度系統亦已在設計中。故本項研究有多重目的，期望本項研究對下述各項目標，能均獲助益：

(1)臺灣氣象界卽將展開豪雨觀測與分析之實驗計畫。

(2)本局適用於臺灣區域之中尺度數預報模式之設計。

(3)臺灣局部地區之豪雨預報。

* 收稿日期：74年12月3日　送審日期：74年12月3日

1. 中央氣象局局長。

2. 中央氣象局簡任技正兼科技中心主任。

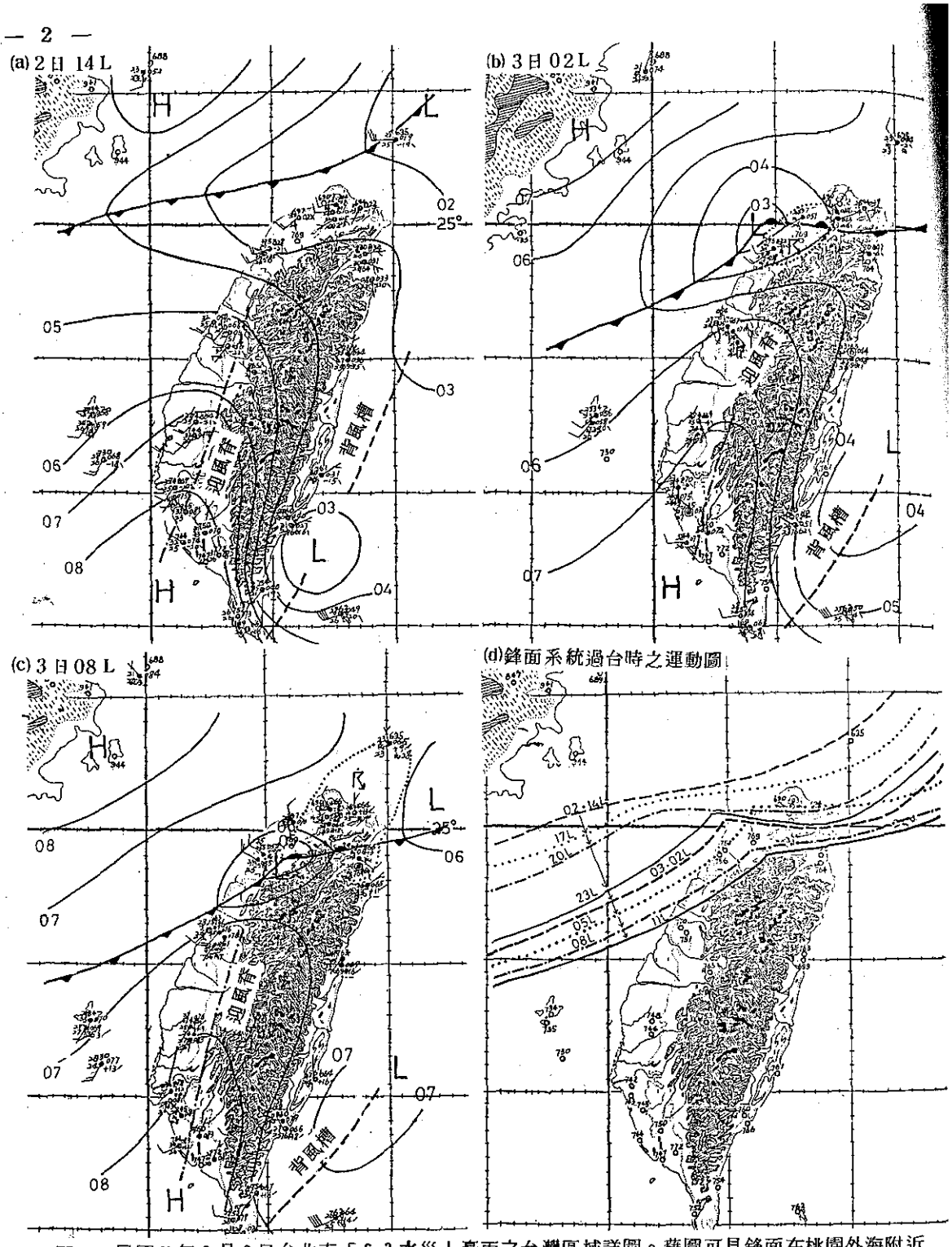


圖 1　民國73年6月3日台北市「6.3 水災」豪雨之台灣區域詳圖。藉圖可見鋒面在桃園外海附近衍生meso-β 尺度之擾動，因而加劇北區猛烈雷雨。圖中斷點線爲山脈迎風面之脊線，斷線爲背風面之槽線。

Fig. 1　Meso-scale analysis of the"6.3 torrential rain event" in Northern Taiwan for 3 June 1984, showing that a meso-β scale wave formed causing multi-cell thunderstorms in the warm sector of wave—case 1.

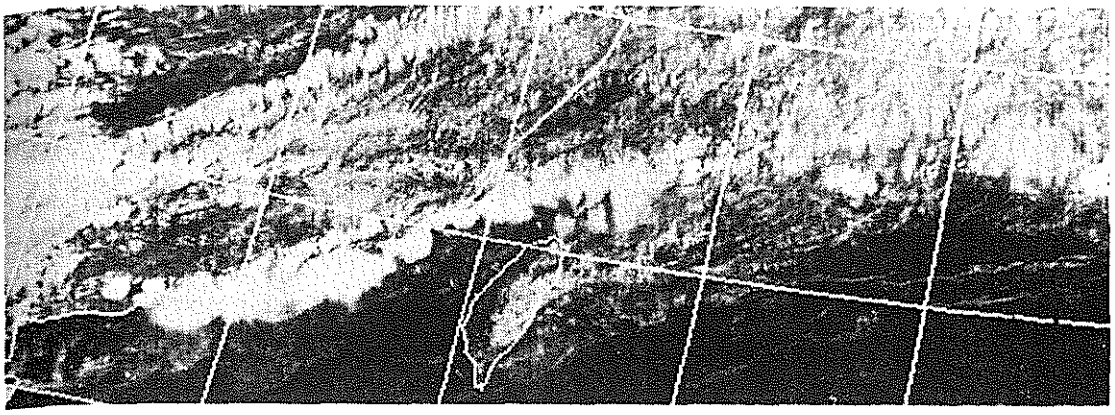
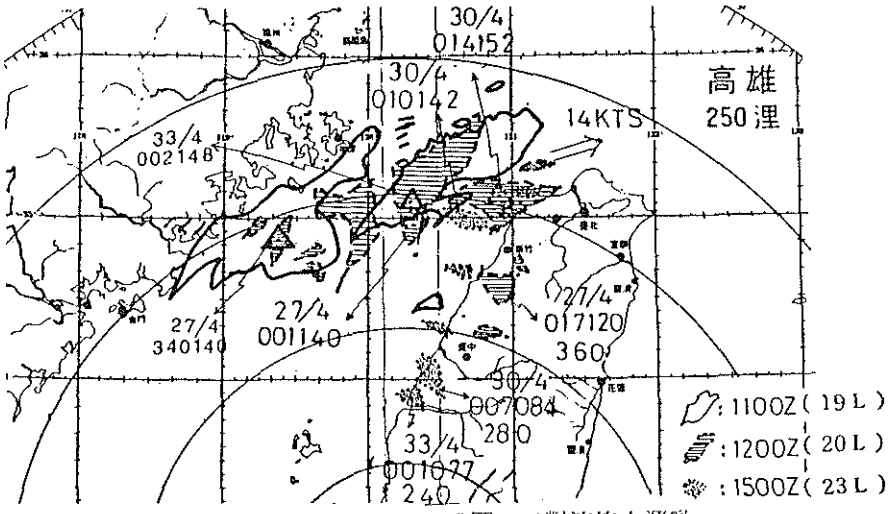


圖 2　民國73年6月2日15L中央氣象局所收NOAA 衛星可見光雲圖。示台灣北方海上至廣東沿海已有呈帶狀對流雲簇發展。

Fig. 2　NOAA-7.8 VIS imagery for 15L 2 June 1984 Showing that a squall line occurred over the sea north of Taiwan–case 1.



(a)高雄 2 日 19L, 20L 及 23L PPI 回波合成圖，示對流簇之運動。

(b)花蓮 3 日 03L 及 05L PPI 回波圖，示雖有山脈阻隔，但因北區之對流雲發展甚厚，故仍可見。

圖 3　「6.3 水災」期間，高雄與花蓮所攝 PPI 雷達回波圖。

Fig. 3　Radar PPI echoes of Kaohsiung and Hwalien, respectively, of "6.3 torrential rain event"—case 1.

二、臺北市梅雨期間「6.3 水災」豪雨——中央山脈迎風面衍生 Meso-β 波動釀成

此處分析目的爲確定「6・3豪雨」成因，作爲今後類此型式豪雨預報之參考。經詳細分析認爲本次豪雨係由於鋒面移至臺灣北方海面附近後，由於海峽北上之强盛西南氣流受阻於地形，產生迎風脊及背風槽，迎風脊處之西南氣流使鋒面南移減緩，並在臺灣北部生波，氣流輻合增强，兼受地形影響致肇生豪雨。以下爲其分析：

圖 1a-d 爲本次豪雨前後之地面詳細天氣圖，圖中包括氣象局與空軍測站之資料，並以 1mb 爲間隔作出詳細分析。圖1a爲6月2日14L天氣詳圖。藉圖可見鋒面係略呈東北至西南西方向橫貫於海峽北部。臺灣北部迄至臺南以北之中南部均爲一致之西南風，風速最大爲新竹，20kt。由等壓線分析，可見由於動力效應，山脈西側有一「迎風脊」以及東側有一「背風槽」發展。因氣流來自南海，溫濕均高，露點溫度一般均在26°C 上下。故在鋒面侵襲前，臺灣全區已均在潛在不穩定之中，且低層水汽接近飽和，基本上已具備豪雨之條件。在圖2所示15L 之可見光雲圖中，顯見沿鋒面上已出現胞狀之對流雲雲簇。2日17L 鋒面移至桃園西方海面，似已呈現波狀彎曲（圖略）。20L 鋒面已至臺灣北部，桃園出現雷雨，臺北，竹子湖亦開始有雨，臺北並出現 39kt 陣風（參見圖10）；同時彭佳嶼風向已由西風30 kt 轉爲西北風30 kt，三小時氣壓上升3.7mb，出現雷雨。至6月3日02L（圖1-b），新竹以北至彭佳嶼已普遍出現雷雨。鋒面仍滯留臺北盆地。新生波中心仍在桃園外海附近，故桃園仍吹西南風。05L（圖略），雷雨區已擴至臺中，波動中心仍在桃園外海，桃、新及臺北仍吹西南風。天氣圖上波動中心一帶可繪出05及04mb之封閉等壓線。至08L，此時臺北西側已露陽光該時之天氣圖型式則見圖 1-c。藉圖可明顯見出，該造成臺灣北部午夜至清晨雷陣雨之小波動中心係在龍潭附近，水平尺度僅有一百公里。雷雨區已移至臺灣東部。值得注意的該屬於 meso-β 尺度小低壓至11L 後，因移至龍潭一帶之北部山區而趨減弱消失（參見圖1-d 鋒面運動圖）。即由於該 meso-β尺度低壓在近臺灣北部之海峽之鋒面上衍生，並在北部滯留約12小時，造成北部一帶之深厚對流，產生猛烈雷雨，造成臺北市之慘重水災。此處玆附6月2日19L，20L，及23L高雄雷達 PPI 回波運動圖如圖3a及花蓮6月3日03,05L 雷達 PPI 圖如圖 3b，以爲印證。值得注意的，產生豪雨地區包括臺北、桃、新及龍潭區（見圖4a 6月3日雨量分布），但臺北市無法適應如此持續猛烈降雨之排水系統，而造成水災。

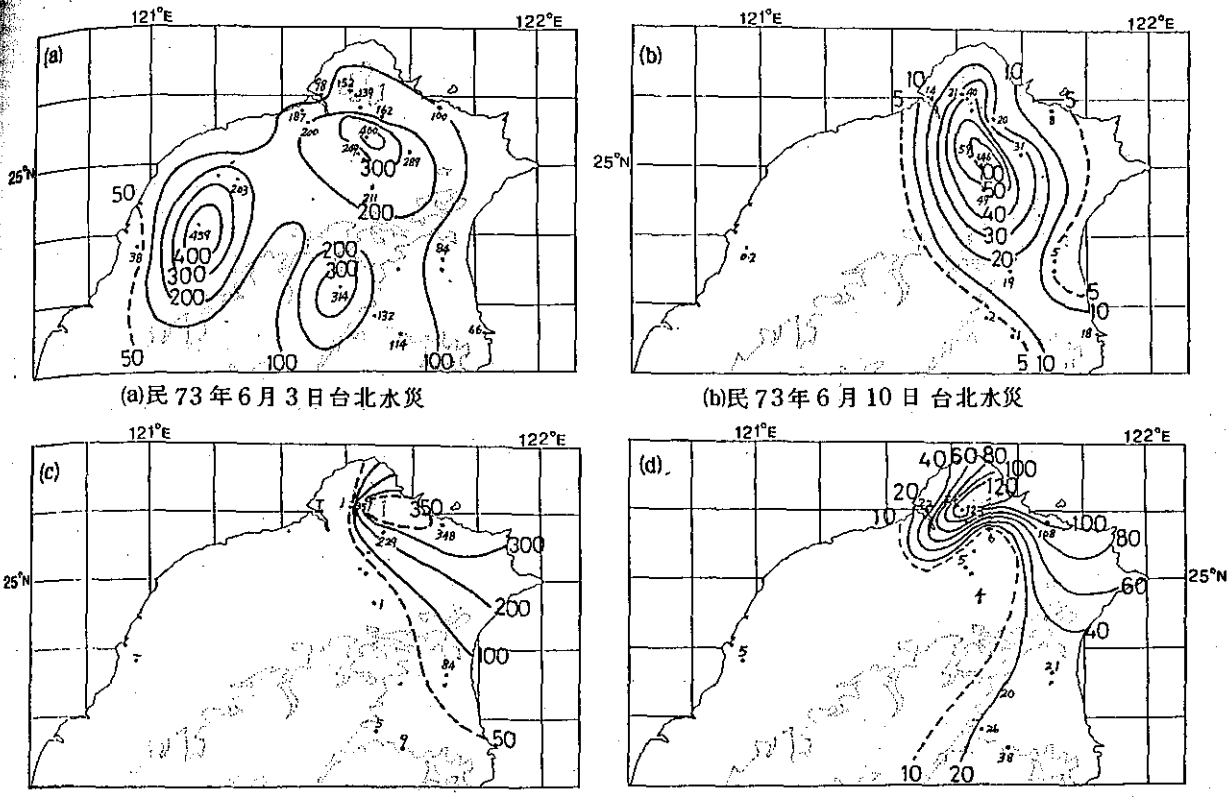
以上討論，可見北部之猛烈雷雨係由於鋒面上衍生meso-β 波動造成。雖在臺灣海峽北部生成時，該處無資料以資證實，但於圖 1-c 該系統已明顯移入臺灣北部陸上，故可證明其存在。此爲山脈迎風面生成波動之例（參見陳・紀1980），其全部生命史僅十餘小時。而其成因相信係與上所述之溫濕均高之西南氣流，因中央山脈動力影響而局部增强，兼之鋒面南下，加强局部輻合，致使渦度局部增加而衍生 meso-β 波動。此造成渦度增加之「輻合」作用亦同時造成强烈對流；而臺灣北部係位於波動曖區，兼之西南氣流因其東側東北至西南向山脈之存在而更加强輻合，故猛烈陣雨普遍持續達八小時以上。

三、臺北市梅雨季期間「6.10水災」豪雨——鋒面因北部山區造成扭曲兼午後對流而使北部雷雨成災

民73年臺北市距「6・3水災」僅及一週復有「6・10水災」。其淹水範圍雖不及「6・3水災」之廣，但某些地區淹水程度仍不亞於「6・3」。所幸該次水災係在週日午後，故損失遠爲輕微而已。

該次水災豪雨之氣象因素此處經分析，認爲乃係由於淺薄鋒面移入臺灣溫濕均高之赤道氣團中，本身已具備極端不穩定之條件；復因當其移入臺北受阻大屯山區，鋒面扭曲，在臺北盆地造成氣流輻合。過境時兼在午後，故雷陣雨極爲猛烈並持久，致釀成水災。以下爲對其分析。

此處所用資料同「6・3水災」，主要係利用具有密集觀測紀錄，並經詳細分析之臺灣地區天氣詳圖，見圖 5a-d。資料時間各爲民73年6月10日11L（圖5a），14L（圖5b），17L（圖5c）及圖5d 鋒面運動圖。藉圖 5a11時資料可見，鋒面在彭佳嶼以北，臺灣區普遍均爲西南風，露點溫度一般在25°～27°C之間。至14時（圖5b）鋒面已過彭佳

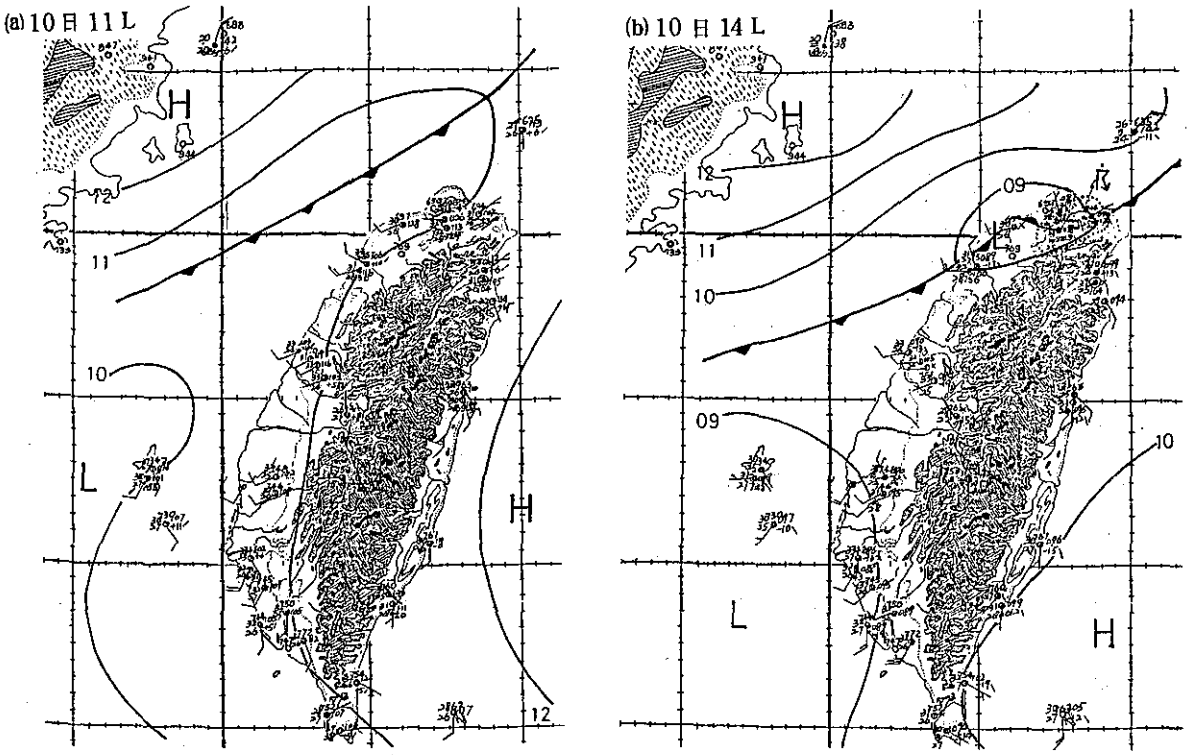


(a)民 73 年 6 月 3 日台北水災　　(b)民 73 年 6 月 10 日 台北水災

(c)民 69 年 9 月 23 日基隆水災　　(d)民 69 年 10 月 19 日基隆豪雨

圖 4　台北、基隆豪雨個例之日雨量分布。藉圖可見(a)(b)兩例豪雨集中於台北市，(c)(d)兩例係集中於基隆一帶之東北山區。

Fig. 4 Distribution of total rainfall associated with 4 cases discussed in this paper.



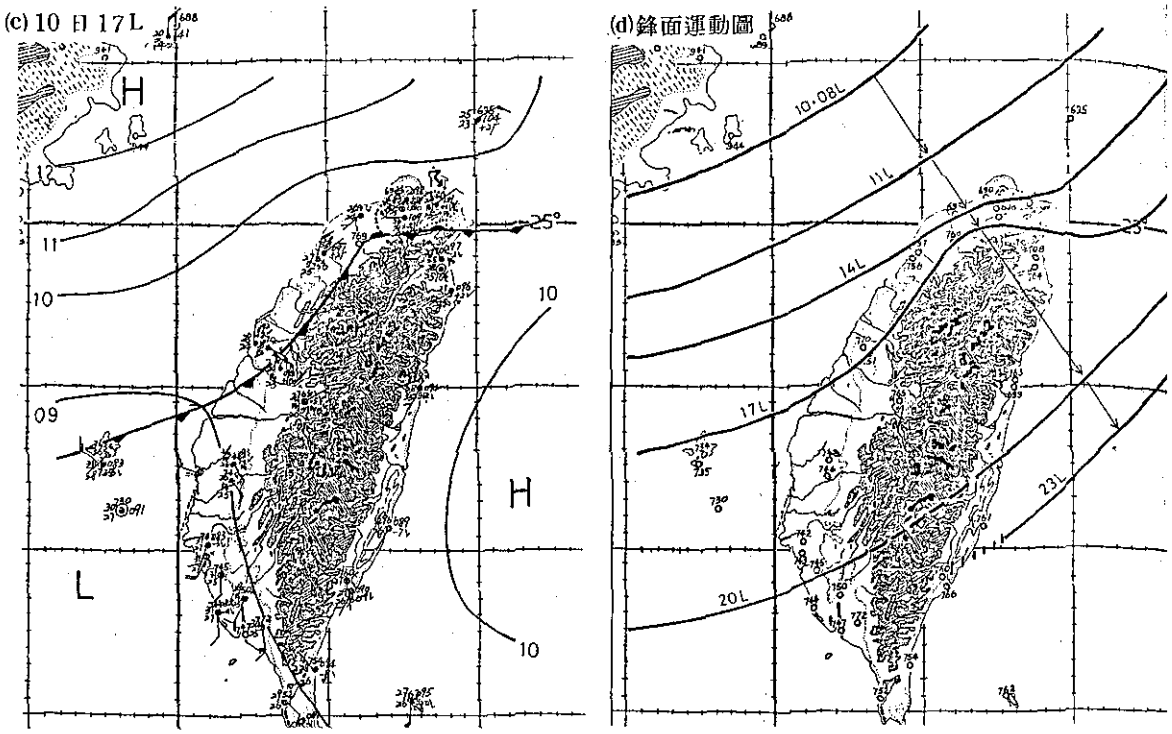


圖 5　民國73年 6 月10日台北市「6.10水災」豪雨時之台灣區域詳圖。藉圖顯見鋒面在北部作局性滯留，致造成台北區之大雷雨。

Fig. 5　Meso-scale analysis of the "6.10 torrential rain event" for 10 June 1985, showing heavy rain caused by local distortion of the shallow, slow-moving cold front in northern Taiwan—case 2.

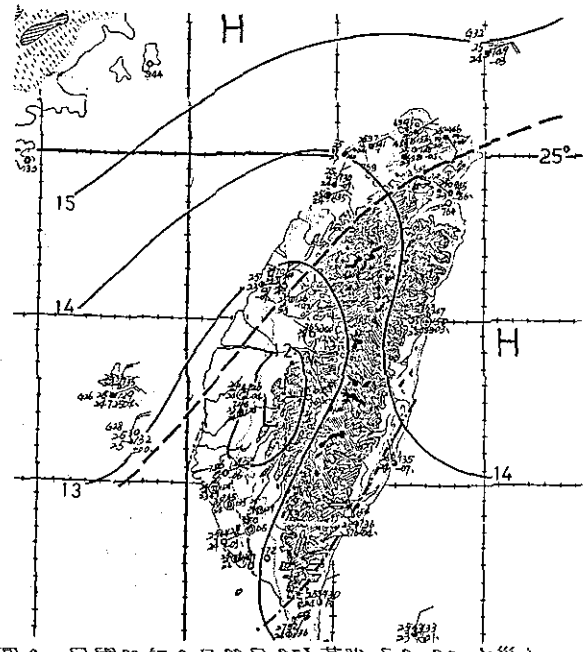


圖 6　民國69年 9 月23日 05L基隆「9.23 水災」豪雨時之台灣區域詳圖。

Fig. 6　Meso-scale analysis of the heavy rain event in northern Taiwan for 05L 23 Sept. 1980 in autumn —case 3.

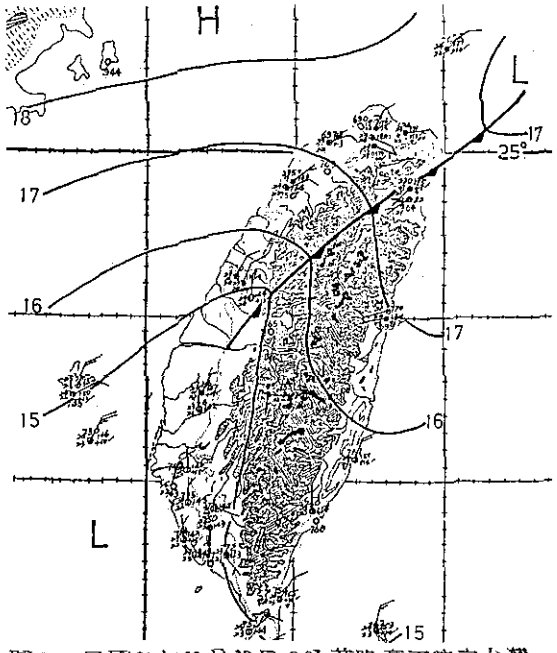


圖 7　民國69年10月19日 20L基隆豪雨時之台灣區域詳圖。

Fig. 7　Meso-scale analysis of the heavy rain event for 20L 19 Oct. 1980 in autumn season—case 4.

嶼並已至臺北大屯山區，臺北市、基隆及宜蘭一帶均有雷雨，惟鋒面尚未過桃園。至 17L（圖 5c）顯見鋒面因山脈阻滯影響，仍滯留於臺北盆地。臺北區各測站風力均弱，主要仍吹微弱西風。大雷雨已趨停止，惟在西部測站，鋒面已南下過臺中。因南北氣流輻合極爲顯著，故中南部均有雷雨。至20時鋒面已至高雄，北部之風方轉爲東北風。藉圖4d可見鋒面除在北市外，其他部分之移速每時均在20浬以上，惟顯見鋒面滯留於臺北至少達 5 小時。本次臺北午後水災之因素可歸納爲：

1. 淺薄鋒面（參見圖 15b）在臺北市盆地因地形影響而滯留。
2. 鋒面過境之時恰在午後，日中對流增加雷陣雨强度。
3. 鋒前爲西南氣流、高溫、高濕，且近飽和，故本次鋒面過境全區均有雷陣雨。

四、基隆市秋季「9.23水災」豪雨——冷鋒與信風輻合釀成

藉圖4c本次鋒面過境日雨量分布可見，降雨幾乎完全集中於陽明山與基隆。基隆雨量爲 348 公厘，陽明山竹子湖爲 357 公厘；而近在咫尺之臺北市與淡水均僅有雨跡。與臺北市「6・3水災」及「6・10水災」之降雨分布完全相反。此項事實可藉圖 6 天氣詳圖及圖 15c 所示之探空屬性獲得說明。

由圖 15c 所示高空風分布明顯見出係冷鋒突入信風中。信風方向原來自東南，迄至 500 mb 層均然，在 500 mb 層之輻合尤顯。由於鋒前鋒後均爲東來風（850 mb 層以下），故雨區僅限東側山區。西半部幾均無雨量。因此時鋒前之東南信風屬熱帶海洋氣團，故陣雨極爲猛烈，23日基隆早上 6 時之雨量曾高達 92.7公厘。

五、基隆市秋季10月19日豪雨——鋒面過境之迎風面地形雨

本次降雨機制又與其他三次不同。本次完全係由於鋒面後深厚東北季風所造成。圖 7 爲該次鋒面過境時（民69年10月19日20 L）之地面詳圖。藉以見地面風場結構。另外圖15 d爲豪雨期間高空風及高空壓溫分布。藉圖可見，於19日顯著降雨之時，係在鋒面過後，具有明顯之風系變換。對流層上層西風帶增强並出現噴射氣流。顯係西風帶隨冷鋒以俱移，基隆降雨顯係爲冷鋒後東北氣流之地形雨。

六、變易季四次豪雨個例之地面逐時天氣要素一覽圖比較研究

爲求了解變易季期間北部鋒面豪雨之結構及成因，此處特製繪該四次鋒面豪雨地面逐時天氣要素一覽圖（如圖 8a—d）。圖中之天氣要素包括溫度（塡於測站左上角），露點（測站右下角），風向，風速及陣風（塡於測站右上角，單位kt）。所用測站包括馬祖，松山、中正、桃園、新竹、臺中與淸泉崗等空軍測站。氣象局測站因屬三小時一次資料，故僅錄基隆一地（惟地面詳圖中臺北、竹子湖、鞍部等三小時一次之資料已均加利用）。藉該各圖可得：

㈠6・3水災豪雨——在逐時天氣一覽圖中可極易作出分析。於 2 日20時前後可明顯分析出於第一波雷雨所造成之陣風鋒面（gust front）。因雷雨中下衝氣流使北部各站氣溫一小時下降 4—5°C（28°降至24°，23°C），並出現陣風。最大出現於中正，45 kt，松山爲 39 kt（見圖8a之斷點線區），該波雷雨係出現陽明山區至松山、中正機一帶（見圖 9 北部各測站之逐時雨量分布圖）。至臺北市區最大係在 3 日晨間 5 時。降雨中心在公館、木柵一帶（參見圖 9）。至 8 時鋒面過境（圖 8a 之粗實線），雷雨卽行中止。藉圖可見北部雷雨持續共10至11小時。藉圖 la-d 地面天氣詳圖可見略與該 meso-β 度波動生命史一致，雷雨並出現於該波動之暖區。又藉圖 9 所示北部逐時雨量分布圖可見，雷雨至少計有三波。有兩次在陽明山區，出現較早，略在 2 日21時及 3 日 1 時左右（雨量最大），最後一波中心在臺北南郊公館山區一帶。另外此處玆附本次豪雨期間臺北自記風向風速資料，如圖10，供上述討論之引證。

㈡6・10水災豪雨——前已言及因鋒面過境時係在午後，並與日中加熱時間一致，致加劇對流。藉圖 8b 可見，鋒面過境時溫度變化顯著，氣流變化亦然。雷雨主要僅局限臺北盆地，並出現於鋒面帶中（見圖中粗實線），持續近六小時。

㈢9・23基隆水災豪雨——該次水災主要係冷鋒後深厚東北氣流突入東來信風中，輻合明顯，並由地形直接迫擧造成。故雨勢雖大，但僅限東北部山區，且係雷雨。桃園出現閃電計達九小時，基隆則均爲雷雨。雷雨時間自22日20時至23日 8 時（根據三小時之觀測資料），達十二小時以上。雷雨持

續期間，中正機場有8小時出現 20kt 以上之陣風。雷雨出現之主要時間中，臺北盛行風向爲東南，基隆爲東北，此反映東北季風與東南信風氣流之輻合（參看圖 15c 所示之高空風時間剖面圖）。

㈣10・19基隆豪雨——主要亦係出現於深厚鋒面過境之時，其情形基本上略同於「9・23水災」，僅鋒面前氣流來源不同。

七、四次鋒面豪雨之環境條件比較

㈠ 大範圍天氣圖型式

1. 6・3水災——參見圖11(a)～(b)民73年6月2日20L(12Z) 地面圖與 850mb 圖，地面屬波動鋒面，鋒前有（850mb）來自南海之强烈西南氣流，且低層噴射氣流卽在臺北上空。

2. 6・10水災——參見圖12(a)～(b)，民73年6月10日08L（00Z）地面圖與同日20L 之 850mb 圖。臺灣區域氣流來自南海並有氣旋式曲度，冷鋒前後氣流均弱，無低空噴射氣流。

3. 9・23基隆水災——參見圖13(a)～(b)民69年9月22日20L(12Z) 地面圖與850mb圖。藉圖可見鋒面前後均爲東風，惟鋒前風向稍偏東南，屬東南信風，鋒前後氣流均不大，惟厚度則甚厚，溫差不著，基本上近似爲風切線型式。

4. 10・19基隆豪雨——參見圖14(a)～(b)民69年10月19日20L(12Z) 地面圖與850mb圖。藉圖可見，基本上略同 9・23水災，鋒前鋒後均屬東風氣流，但仍略可見風向之輻合。

㈡ 臺灣區域高空風場及氣團屬性

此處玆繪製該四次豪雨期間臺北高空風時間剖面圖如圖15(a)～(d)及豪雨之前（鋒前）之氣團屬性，如圖16(a)～(d)。藉圖及表可見：

1.豪雨之前之環境風場，四次個例均不相同。但臺北初夏兩次水災（6・3及6・10）有一共同特徵，卽：鋒面本身强度厚度均小，溫度變化（圖中地面層資料）與氣壓變化亦不著。且鋒後低層之風均不足10kt。但由於鋒前氣團均在潛在不穩定狀態中，鋒面之接近僅提供强迫（forcing）作用，使不穩定釋放。

2.基隆秋季豪雨之兩次個例（69年9月23日與10月19日），其風場特徵與臺北初夏豪雨者完全不同。氣團不穩定之釋放，端賴地形强迫作用。故兩次個例，豪雨時均伴隨有厚度甚大之鋒後東風層（一爲6000呎，一爲 16000呎）。且降雨極爲集中，

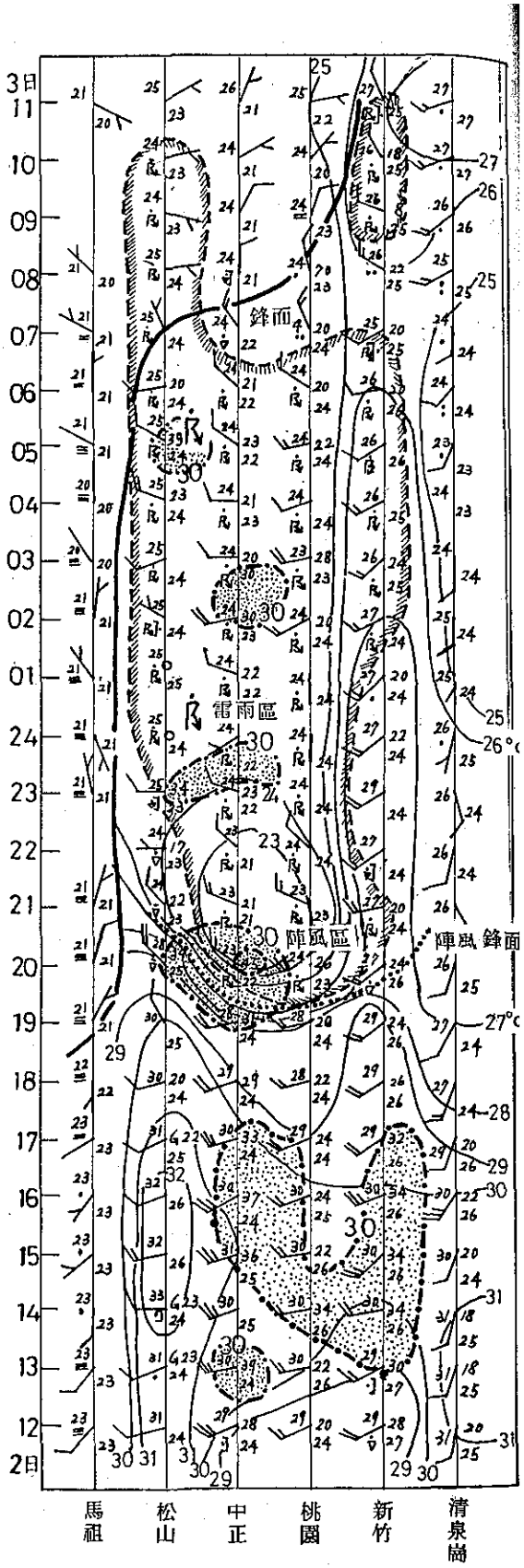
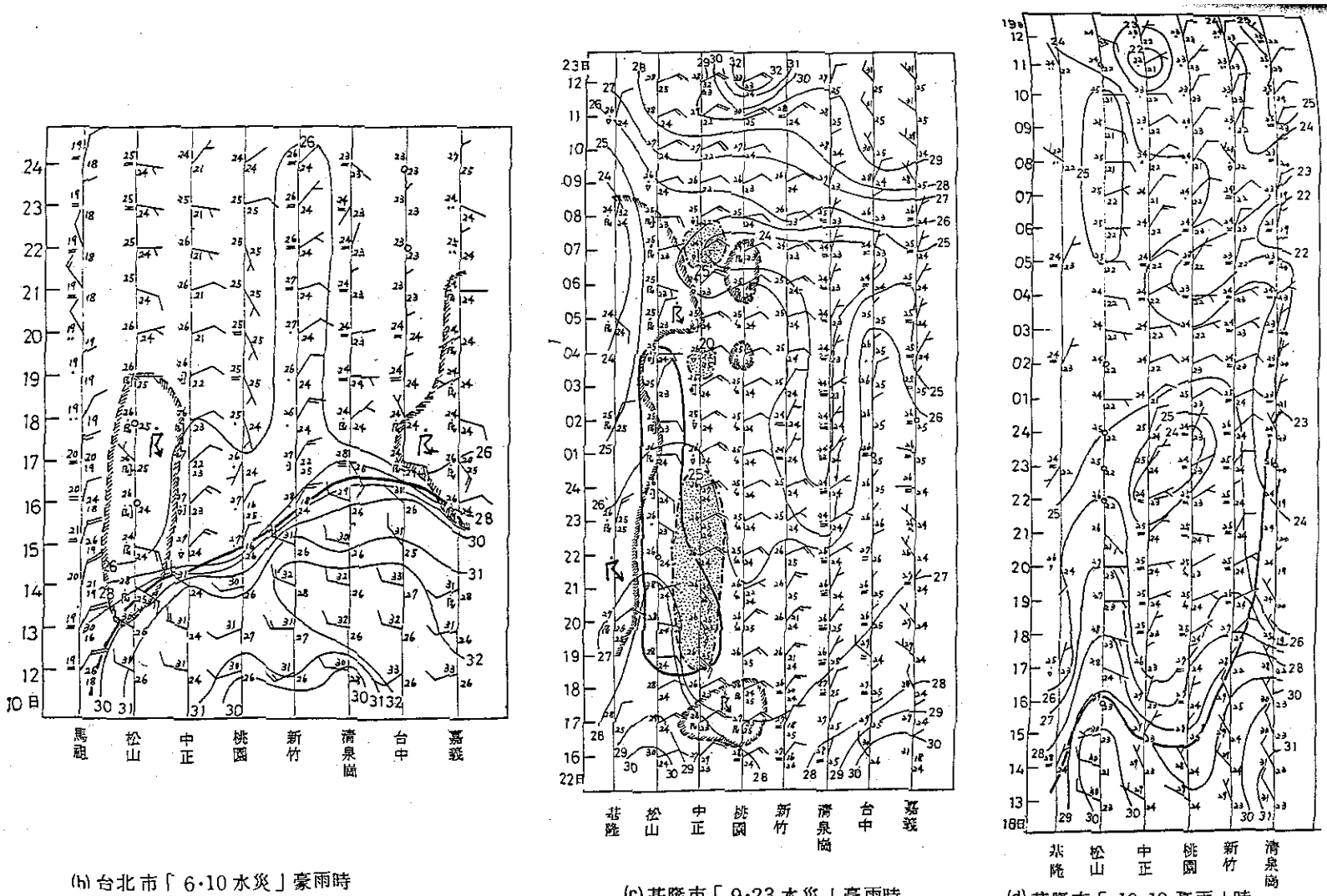


圖 8 (a)台北市 6.3水災豪雨時（參見圖10）。



(h) 台北市「6·10 水災」豪雨時

(c) 基隆市「9·23 水災」豪雨時

(d) 基隆市「10·19 豪雨」時

圖 8　四次豪雨個例期間台灣北部各測站地面天氣因子逐時變化圖。圖中各時間資料包括：溫度（左上角），露點（右下角），陣風（右上角），天氣，風向及風速。另外，圖中細實線為等溫線，粗實線為鋒面線，粗斷線為雷雨區，粗斷點線為等陣風線。

Fig. 8 Hourly sequence of weather elements for the stations in *Northern Taiwan* showing the four cases of heavy rain events associated with front passages.

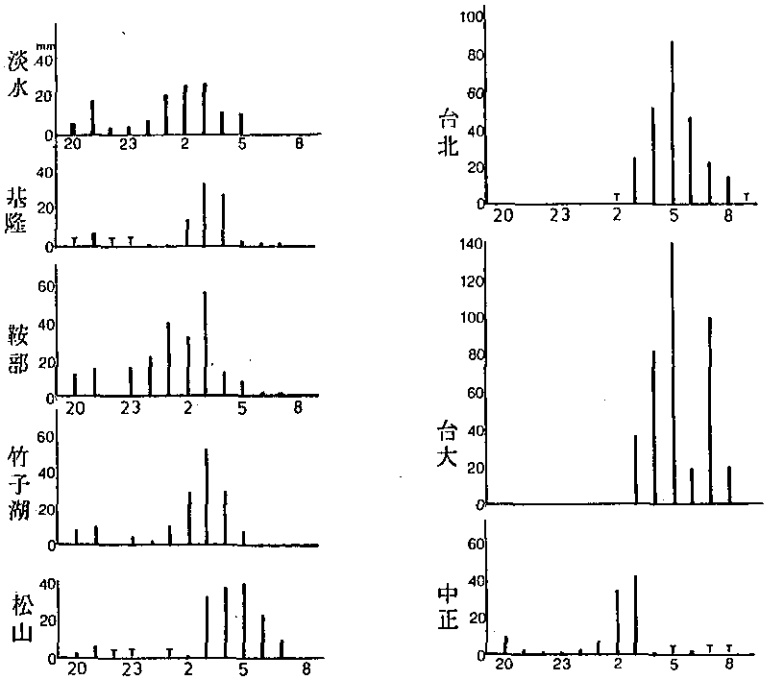


圖 9　民國73年6月3日「6·3水災」期間，台灣北部各地時雨量分布圖。

Fig. 9 Distribution of the hourly rainfall for the stations in northern Taiwan on 3 June 1984—case 1.

表 1　該四次鋒面豪雨兩個例大範圍環境條件摘要——風系與氣團

個　例	低層風系（500呎以下）		當時鋒面厚度（呎）	鋒際對流層中上層風系	鋒前氣團性質
	鋒面	鋒後			
6・3豪雨	强西南氣流 (40kt)	東風 (5kt)	2000	西風 60kt	850mb以下近乾絕熱，以上濕絕熱，極不穩定。
6・10豪雨	風力弱，不定 (10kt)	東風 (5kt)	2000	西風 20kt	300mb以下近濕絕熱，700mb以下T-Td一般小於3°C,
9・23豪雨	東風 (20kt)	東風 (20kt)	16000	西風 10kt	略同上。
10・19豪雨	西風 (20kt)	東北風 (10kt)	6000	西風 80kt 有Jet	700mb層以下穩定，以上不穩定。

均局限於東北部。此時藉圖15(c)～(d)可見對流層中層以下風力均不大，以保持對流之集中。其中9月23日者迄至平流層內風力均小，故基隆暴雨成災。

3. 6・3水災於早兩天內(6月1日及2日)自對流層低層迄至中層均有極强之西南風，使南海之暖濕氣流長驅直入，此爲臺灣豪雨預報一項極重要條件。

八、結　　論

於五、六月份及九、十月份之變易季中，臺灣北部極易出現與鋒面有關之豪雨，此處係就4次明顯豪雨實例作出分析，以下爲其結論：

(一) 就本研究四次個例可得，臺灣北部地形對鋒面之影響爲：(a)因北部地形使鋒面造成局部扭曲並滯留，北部盆地氣流輻合增强，因之造成猛烈雷陣雨，此爲「6・10水災」豪雨之例，因鋒面過境時恰在午後，日中對流加劇降雨强度。(b)因海峽「暖風」效應及北部地形「迎風脊」效應均使鋒前西南氣流局部增强，因而造成鋒面波動，此爲「6・3水災」之例。此時猛烈輻合係在擾動之暖區，故雷陣雨强大而持久。

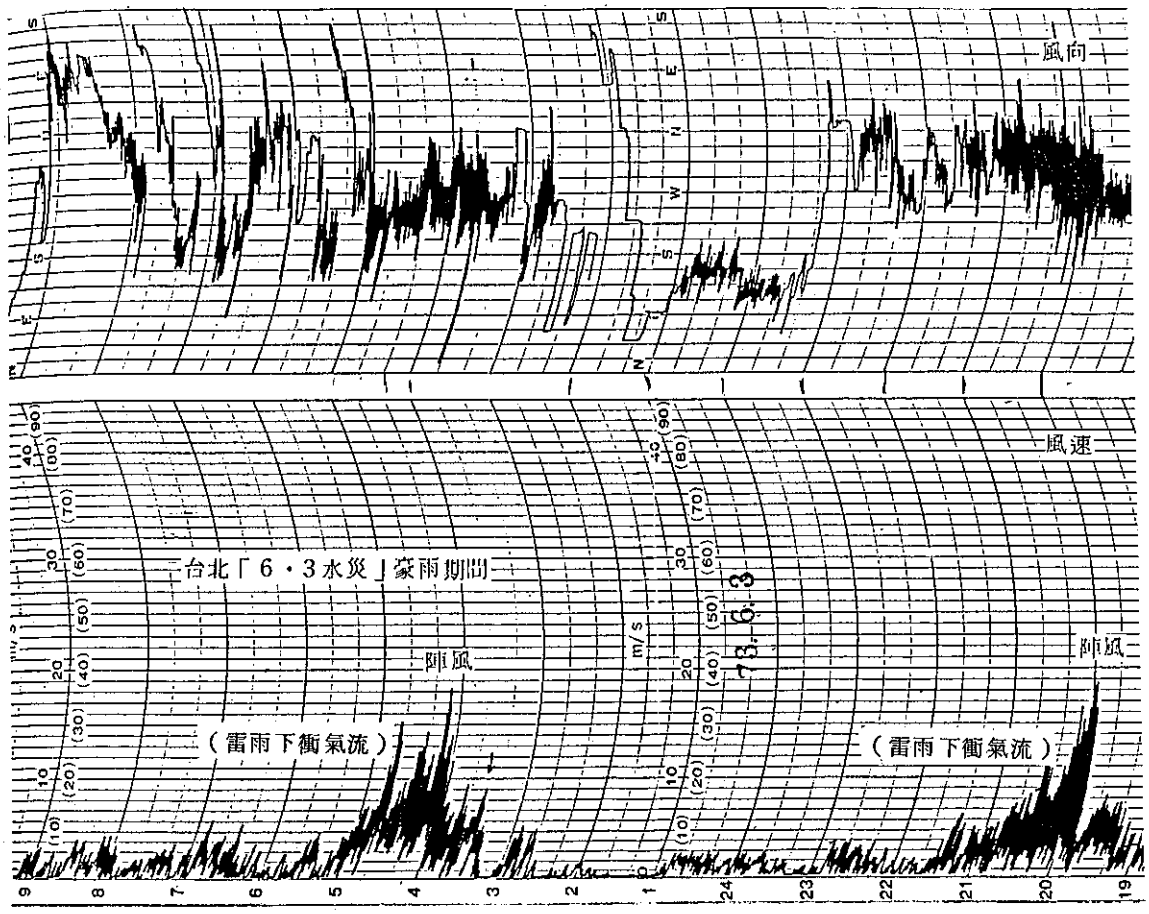
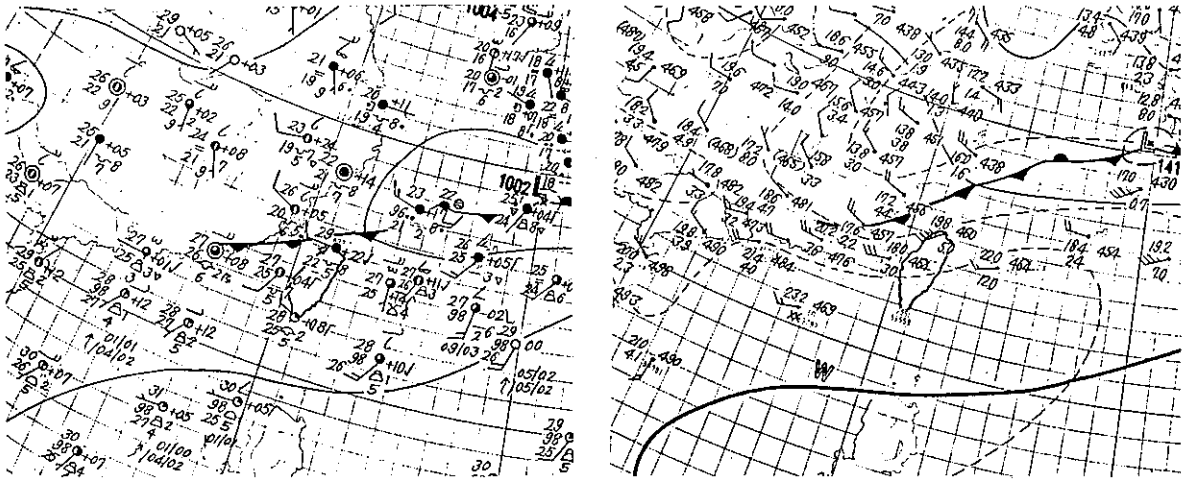
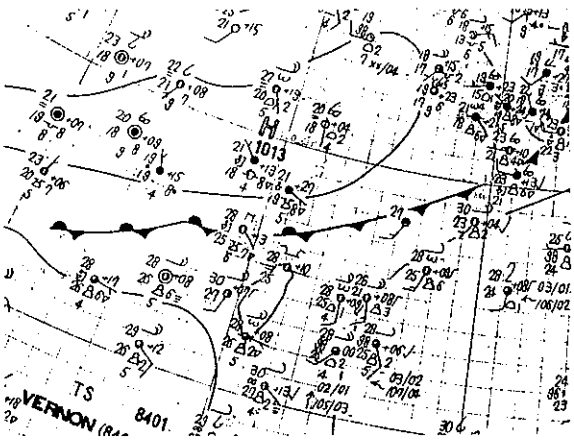


圖10　民國73年「6·3水災」期間台北風向風速自記記錄。（參見圖8a及圖9）
Fig. 10 Records of wind at Taipei for case 1.

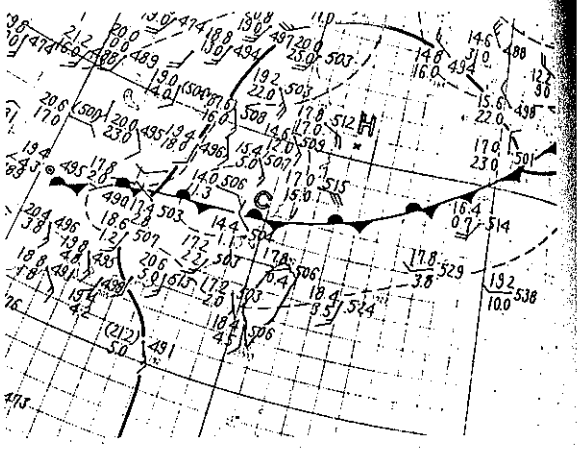


(a) 6月2日20L之地面天氣圖　　(b) 6月2日20L之850mb天氣圖

圖11　73年台北「6.3水災」期間之大範圍天氣圖型式，示豪雨時之環境條件。
Fig. 11 Synoptic patterns of case 1.



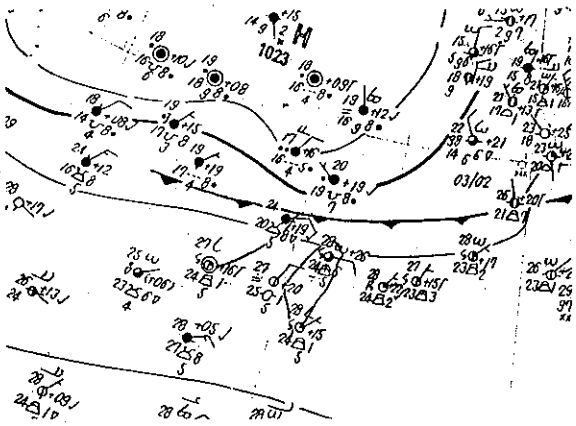
(a) 6 月 10 日 08L 之地面圖



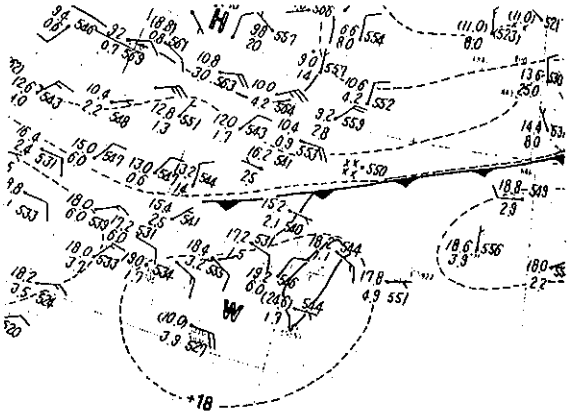
(b) 6 月 10 日 20L 之 850mb 天氣圖

圖 12　民國73年台北「6.10 水災」期間之大範圍天氣圖型式，示豪雨時之環境條件。

Fig. 12 Synoptic patterns of case 2.



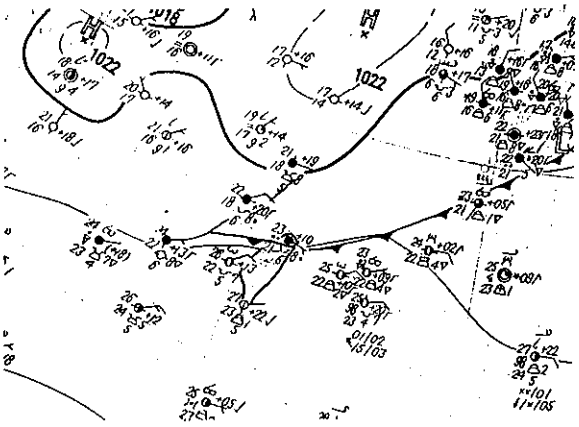
(a) 9 月 22 日 20L 之地面圖



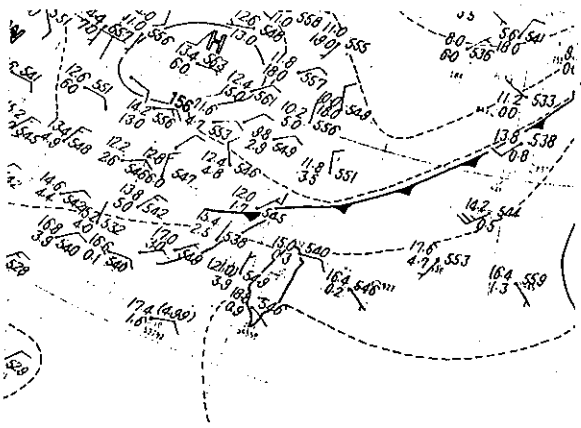
(b) 9 月 22 日 20L 之 850mb 天氣圖

圖 13　民國69年「9.23 水災」期間之大範圍天氣圖型式，示豪雨時之環境條件。

Fig. 13 Synoptic patterns of case 3.



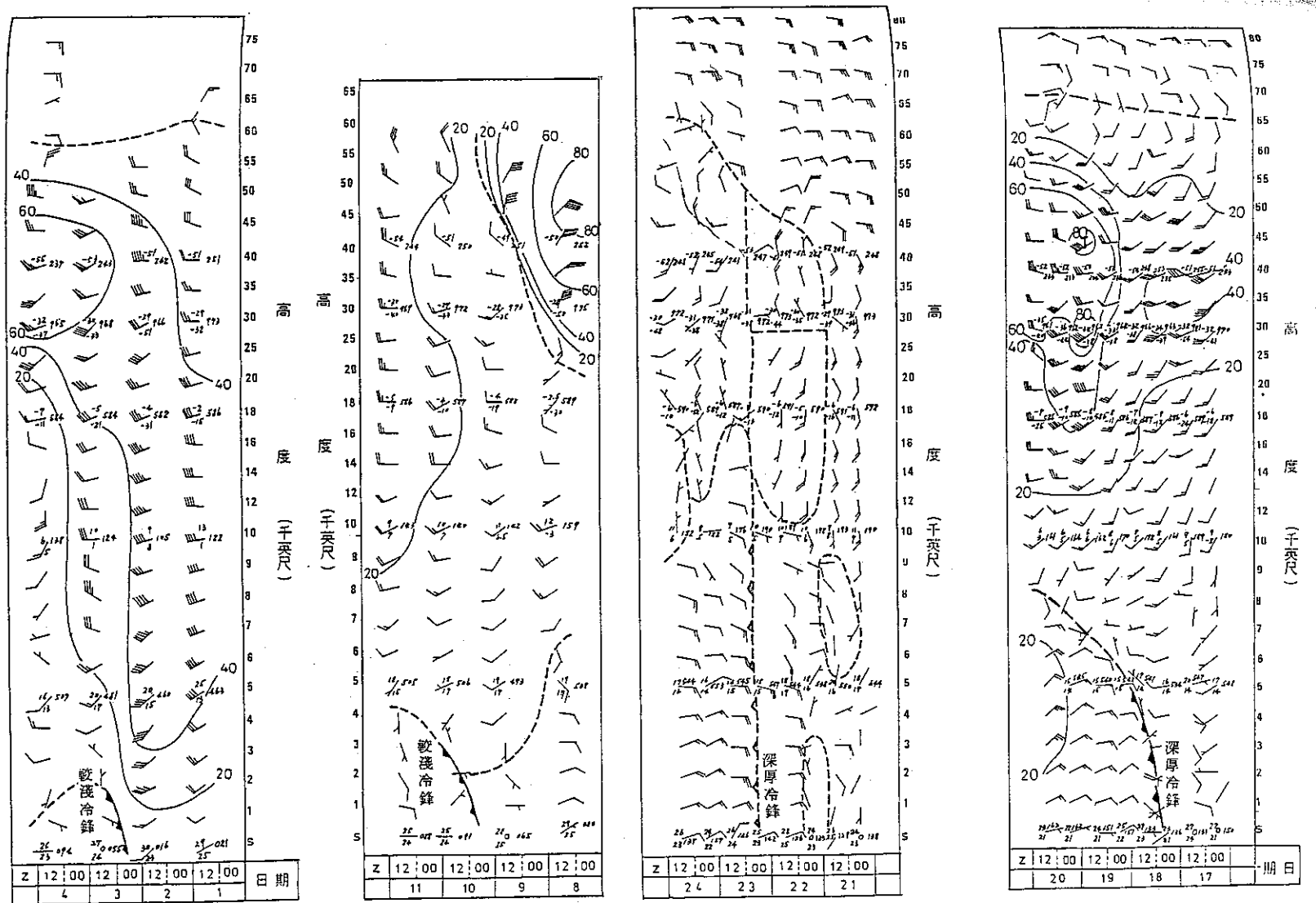
(a) 10 月 19 日 20L 之地面圖



(b) 10 月 19 日 20L 之 850mb 天氣圖

圖 14　民國69年基隆 10 月 19 日豪雨期間之大範圍天氣圖型式，示豪雨時之環境條件。

Fig. 14 Synoptic Patterns of case 4.



(a)民 73 年台北「6.3水災」豪雨期間。

(b)民 73 年台北「6.10 水災」豪雨期間。

(c)民 69 年基隆「9.23 水災」豪雨期間。

(d)民 69 年基隆 10 月 19 日豪雨期間。

圖 15　四次豪雨期間台北逐日高空資料時間剖面圖。各圖中符號說明：粗斷線爲風系間分界綫，細實線爲等風速線，單位浬／時。注意初夏之兩次豪雨係與「淺薄鋒面」（Shallow front）相聯，而秋季之兩次豪雨係與「深厚鋒面」（Deep front）有關。

Fig. 15 Vertical cross section of winds at Taipei for the four cases studied.

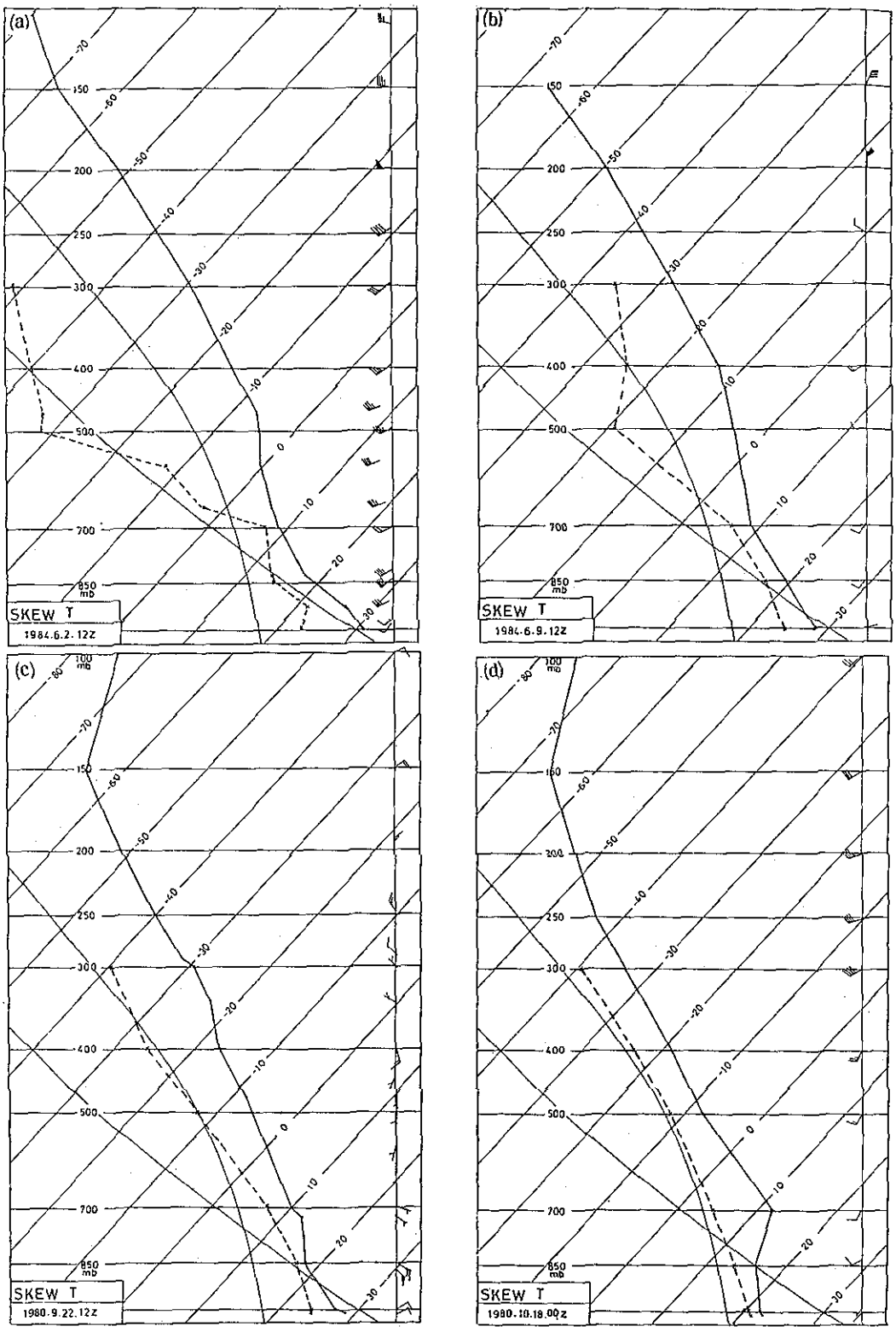


圖 16　四次豪雨期間前之台北氣圖屬性。

(a)「6・3水災」豪雨前，時間爲民73年6月2日20L。(b)「6・10水災」豪雨前，時間爲民73年6月9日20L。(c)「9・23水災」豪雨前，時間爲民69年9月22日20L，及(d)民69年10月18日08L基隆豪雨前。各圖中含溫度，露點及高空風資料。

Fig. 16 Soundings of Taipei before the occurrence of heavy rain for the four cases studied.

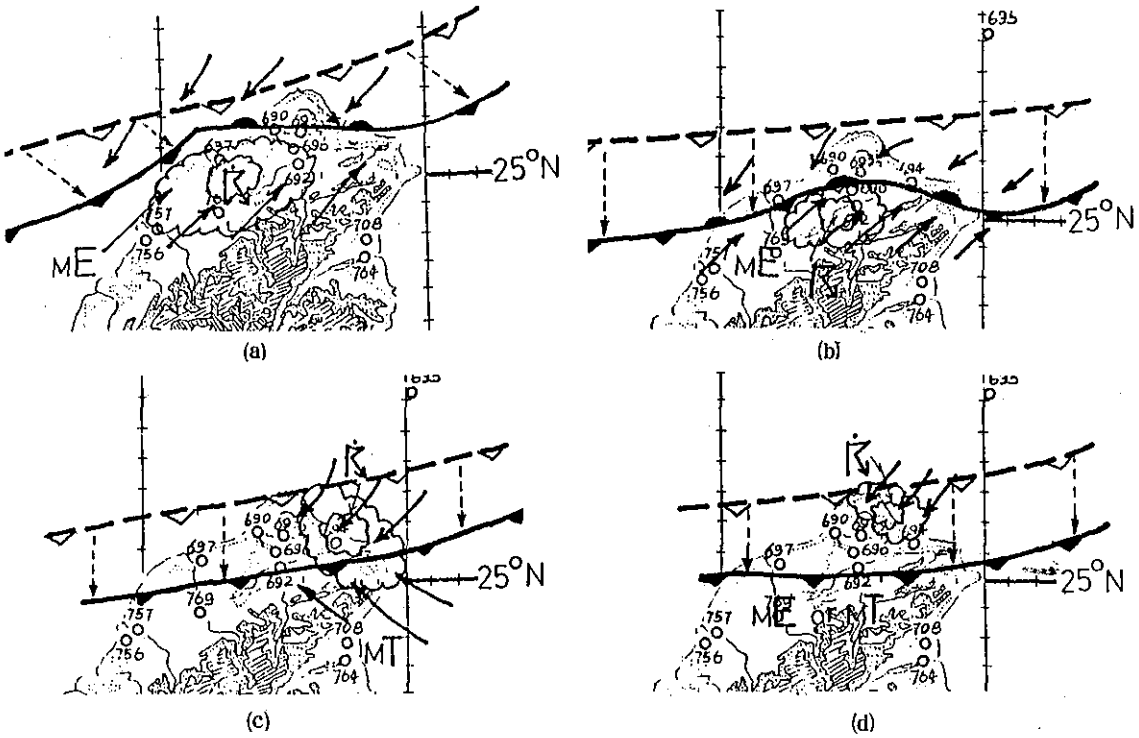


圖 17 變易季節，台灣北部地形加劇鋒面性質降雨之四種模式。(a)梅雨季淺薄鋒面因地形影響衍生波動，暖區降雨，(b)梅雨季淺薄鋒面受阻於地形衍生短暫擾動降雨，(c)秋季深厚鋒面突入東南信風中之北部東區地形雨，(d)秋季深厚鋒面之東北山區地形雨。圖中粗斷綫表示受地形影響前之鋒面型式，細斷綫表鋒面運動。附有箭頭短綫表地面流綫，圖中並附雲雨區。

Fig. 17 Schematic flow patterns of orographically enhanced frontal-rain in Northern Taiwan during transitional seasons.

㈡ 四次個例鋒前之氣流均極端不穩定，其風系或爲西南季風或爲東來信風，溫濕均高，接近飽和。此項環境條件實爲豪雨之基本條件。

㈢ 就本研究四次個例可見，臺灣北部地形對鋒面降雨影響計有：(a)地形對迎風面之氣流直接迫舉上升，多出現於基隆一帶之東北部。此時氣流特徵必須東風層深厚，風力不大。此四例中兩次秋季之例均滿足該項條件，因之降雨極爲集中。(b)鋒面因地形扭曲，使臺北盆地造成局部輻合氣流而肇生豪雨。此時鋒面厚度通常甚淺，見「6・10水災」豪雨。(c)鋒面因北部地形而衍生波動，造成暖區猛烈降雨，見「6・3水災」豪雨。

㈣ 初夏與秋季北部鋒面豪雨不同點爲：秋季者屬深厚型之鋒面雨，集中於迎風面之東北山區。反之初夏梅雨鋒屬淺薄型鋒面，北部降雨均與鋒面阻滯有關，雨大而持久，且每在鋒前或鋒際，並易出現於臺北盆地。

㈤ 由此處四例討論可得，於變易季中，北部鋒面雷陣雨之天氣圖模式如圖17。圖中 a,b 爲初夏淺薄梅雨鋒面型豪雨模式，圖 c,d 爲秋季深厚鋒面型之豪雨模式。藉供實際預報應用之參考。

致　　謝

本研究承科技中心及有關單位同仁協助蒐集部分資料及製圖，以及衛星測站提供雲圖，尤以鍾孝林先生出力爲最多，特此一併致謝。

參 考 文 獻

陳泰然，紀水上，1980：臺灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究。大氣科學，7, 39-48.

Anthes, R. A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev., 106*, 1045-1078.

Bader, M. J. and W. T. Roach, 1977: Orographic rainfall in warm sectors of depressions, *Quart. J. R. Met. soc, 103*, 269-280.

Browning, K. A.,1980: Structure, mechanism and prediction of orographically enhanced rain in Britain. Orographic effects in planetary flows, GARP Publications Series No. 23, pp. 85-114.

Mechanism and Structure of Orographically Enhanced Frontal-rains in Northern Taiwan during Transitional Seasons

Tsung-Yao Wu and Shih-Ting Wang

Central Weather Bureau

ABSTRACT

Four prominent heavy rainfall events associated with the frontal activities in Northern Taiwan during the transitional seasons have been selected for the study. It is found that the orography in Northern Taiwan plays multiple roles in the events. The first two cases both occurred in the early summer season. For the case on 3 June 1984, heavy rainfall was caused by a meso-β scale wave which formed along the shallow, slow-moving cold front, and induced by the orography of Northern Taiwan. For the second case on 10 June 1985, heavy rainfall was caused by the distortion of shallow, cold front due to the obstruction of hills in northern tip of the island. The other two cases both occurred in the autumn season. The heavy rainfalls in the two cases in Northern Taiwan were caused by the passage of the deep cold fronts with rainfalls concentrted directly on the wind ward side of the mountain.

The prerequisite condition of these 4 cases is the existence of unstable air mass ahead of the fronts. However, the orography in Northern Taiwan played different roles in these 4 cases as metioned above.

In this paper, both synoptic and meso-scale analysis techniques are applied. In addition, hourly sequence of weather reports and soundings of these four cases are also discussed. Finally, four schematic types of orographically enhanced frontal-rain events in Northern Taiwan during transitional seasons are worked out to meet practical forecast purposes.

衛星遙測海面溫度和海況儀實測值的比較*

劉 瑞 貞[1]　　劉 倬 騰[2]

摘　　要

海面溫度的高低可在衛星上遙測海面熱（紅外）輻射而決定。本文採用 Strong and McClain (1984) 發表之經驗公式，以 AVHRR 兩個頻道的資料作水汽訂正以求取海面溫度。衛星資料是由中央氣象局提供的72年9月14日06Z之 NOAA-7/AVHRR 海面數位輻射資料，本文以每12×12像素，約相當 12.9km×13.2km（以本文研究區域計算）範圍，求取一個海面溫度代表值。由於衛星資料中，預報的軌道參數準確度有限，本文選擇小島及地形的尖端作爲地面校準點，與衛星軌道方程式作衛星資料的定位，以利比較由衛星資料推導出之海面溫度（T_S）及由海況儀 CTD 實測所得海面溫度（T_C）。由44對溫度值得到 T_S 平均偏低 0.35°C，而均方根差爲 0.6°C，遠優於船舶報告的 1.5°C 準確度。Mc Clain (1985) 亦認爲其多頻道求取海面溫度的公式有 0.3-0.4°C 的偏差，及 0.5-0.6°C 的均方根差，與本研究成果完全吻合。將 T_S 的分布繪製在麥開脫投影海圖上，再與日本海況旬報之海面溫度分布相比較，兩者分布型態亦相當吻合。

一、前　　言

海面溫度在氣象與海洋的研究應用上均是一個重要的參數，在過去十年衛星遙測的發展中，海溫遙測是最早也是最成功的應用之一。目前，在美國與日本已廣泛的利用衛星收集海面熱輻射資料推算海面溫度，將之與船測及各種浮筒記錄海面溫度同時發表，提供海上作業及研究參考之用。遙測海面溫度所使用的儀器，最普遍的是 NOAA 衛星系列上的極精密高解像度輻射儀AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)以及地球同步衛星之可見光與紅外掃描儀 VISSR (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer)。經過近十年的研究，對於由 AVHRR 亮度溫度值推算海面溫度，無論利用理論近似法作大氣校正，或使用實測的海面溫度作迴歸分析都已經得到較船舶報告更爲精確的結果。

我國中央氣象局衛星資料接收站於民國70年1月28日正式啓用，可以直接接收美國 NOAA 及日本 GMS 系列衛星所觀測雲圖及輻射數位資料。中央氣象局衛星站早在民國71年已經解讀出AVHRR的輻射强度，並進行海面溫度的計算（曾及曹，1982），當時利用 McClain (1981) 發表的經驗公式作水汽訂正，求得 NOAA-6/AVHRR 遙測海面溫度與臺灣水產試驗所發布的海況旬報比較，曾及曹認爲誤差在 1°-2°C 之間。而 Strong and McClain (1984) 利用浮筒資料與 NOAA-7/AVHRR 導出海面溫度作迴歸分析，所得到的結果是遙測與船測值比較，均方根差爲 0.6°C。我們認爲遙測海面溫度的精度與應用可行性的決定，首先需具備有足够精確的海眞值 (Sea Truth) 供作校驗；同時海洋研究的要求則還需要有精確的定位。本文遂以中央氣象局提供的 AVHRR 數位資料，利用 Strong and McClain (1984) 發表的經驗公式作水汽訂正求取海面溫度，再精確的決定每個溫度資料的位置，以繪製臺灣附近海域的海面溫度分布圖。將遙測所得海面溫度與目前最精確的海溫探測儀器——海況儀 CTD (Conductivity Temperature-Depth) 於同時間在海中實測所得海面溫度，及日本氣象廳發布的海況旬報相比較，

* 收稿日期：74年9月4日　送審日期：74年10月24日　修改日期：74年11月19日

1. 臺灣大學，海洋研究所專任助理
2. 臺灣大學，海洋研究所副教授

以了解衛星遙測海面溫度在臺灣附近海域應用的可行性及其精度。

二、衛星遙測海面溫度的求取

AVHRR 計有5個頻道的感測器，其中第1、第2頻道在可見光及近紅外波段，主要以偵測地表（或雲頂）反射的太陽輻射，提供地表（或雲區）的反照率資料；第3、第4及第5頻道則屬紅外波段，主要是接收地表熱輻射，除可製作紅外雲圖之外，數位輻射資料主要用以推算雲量、雲頂溫度及無雲區之海面溫度。

由衛星偵測輻射強度來換算海面溫度，基本上是根據普朗克定律，但是由於海面並非完全黑體，而且海面輻射在到達衛星感測器之前會受到大氣的吸收和散射，加上太陽輻射的污染、雲區的覆蓋，因此必須作適當的假設與訂正，而後才能求得海面溫度。

AVHRR 的三個紅外頻道分別位於 3.7μm, 11μm 和 12μm 波段，此三波段在海面的放射率都很接近於 1.0，且均屬大氣窗區波段，亦即大氣的吸收率很微小，因此海面放射率以及大氣吸收的影響可以略而不計，只有水汽的吸收較爲嚴重，不可忽視，必須作水汽訂正（曾，1983），（但在火山爆發等某些特殊狀況下的大氣，氣溶膠及懸浮物質含量過高的情況下，只作水汽的訂正以求海面溫度則是不够的）。至於太陽熱輻射只對第3頻道的影響較大（曾，1983），因此在白天第3頻道不用來求取海面溫度。由於紅外光不能穿透雲層，我們僅能求得無雲地區的海面溫度。

雲區的判定可由反照率決定。一般而言海面的反照率均在15%以下，因此我們以反照率大於15%視爲雲區，不予處理，至於薄雲和碎雲則靠適當的過濾處理濾除。水汽訂正一般採用多頻道法，即計算所謂的 MCSST (Multi-Channel Sea Surface Temperature)。Prabhakara et al. (1974)提出利用兩個頻道的亮度溫度作水汽訂正以推算海面溫度。對頻率爲 ν 的電磁波而言，大氣透射函數 T_ν 和大氣含水量W的關係爲：

$$T_\nu(W,T) \cong 1 - K_\nu A \qquad (1)$$

其中T爲溫度，K_ν 爲吸收係數，A在特定大氣狀態下爲一常數。將(1)式代入輻射傳遞方程，再將普朗克函數對海面溫度T_S作泰勒展開，Prabhakara et al. (1974)得到亮度溫度 $T_{B\nu}$ 可以下式表示：

$$T_{B\nu} \cong T_S - AK_\nu(T_S - \overline{T}) \qquad (2)$$

其中$\overline{T}$爲大氣平均溫度。因此，利用兩個以上頻道的亮度溫度即可求得海面溫度。

對 NOAA-7/AVHRR 而言，第3頻道在白天因受太陽輻射影響較嚴重，因此僅使用第4及第5頻道；晚上則使用第3～第5頻道的亮度溫度求取海面溫度。Strong and McClain (1984) 利用浮筒記錄溫度與衛星推算亮度溫度作迴歸分析，得到推算遙測海面溫度的經驗公式爲：

$$\text{白天：} MCSST = -0.61 + 1.0346\ T_4 + 2.58(T_4 - T_5) \qquad (3a)$$

$$\text{晚上：} MCSST = 1.21 + 1.0170\ T_4 + 0.97(T_3 - T_5) \qquad (3b)$$

其中 Ti 表示第 i 個頻道的亮度溫度（°C），MCSST 則爲海面溫度（°C）。將此式求得的海面溫度與實測值比較，均方根差爲 0.6°C。

三、衛星遙測海面溫度的定位

在求得遙測海溫之後，海溫資料的定位則是同等重要的工作，因爲唯有確定了位置的海面溫度，其在海洋環境的認識與研究上才有利用的可能。

Ruff and Gruber (1975) 曾提出一個簡便的軌道預報模式來作衛星資料的定位，然而根據 Ruff and Gruber 本身的計算結果顯示，此預報模式的誤差大約在0.2°（相當約 22km）範圍內，最高則可達0.4°-0.6°，這樣的準確度在海洋研究上顯然是不足的，(黑潮寬度在臺灣東岸約 50-100km，湧昇流範圍離岸不到 50km）。我們認爲誤差的來源主要是由於採用預報的衛星昇交經度和昇交時間所至，而地球與衛星軌道的偏心率亦會產生較小量的誤差，因此我們考慮以地面校準點來反求昇交點經度，同時將定位參考點自赤道往北移到臺灣附近，以取代原來預報的昇交經度與昇交時間，以提高定位的準確度。

Ruff and Gruber (1975) 在地球爲完全球體，而衛星軌道爲大圓的假設下，建立一個以衛星軌道面爲赤道面，而輻射儀掃描線爲經線之衛星軌道座標系統，利用球面三角公式求得軌道座標與地球座標之關係如下：

$$\sin\phi = \cos i \sin\phi - \sin i \cos\phi \sin\left(\lambda_D - \frac{360t}{P_E}\right) \qquad (4a)$$

$$\sin\tau=(\sin i\sin\phi+\cos i\cos\phi\sin(\lambda_D-\frac{360t}{P_E}))/\cos\phi \qquad (4b)$$

式中 ϕ 及 τ 分別爲軌道座標緯度與經度，ϕ 爲地球緯度，λ_D 爲地球座標之衛星昇交點經度與像點所在經度之差，向西爲正*。i, P_E 及 t 分別爲衛星軌道傾斜角、地球自轉週期以及衛星昇交時間與掃描時間差。因此在衛星軌道高度、傾斜角、掃描速度、昇交經度及時間已知的條件下，若已知地球上某一點之經緯度則可以求得其在衛星影像上之位置，同時亦可將影像投影到地球座標上。

令 τ_0 爲參考掃描線之軌道經度，λ_0 爲昇交點地球經度，則(1)式表爲：

$$\sin\phi=\cos i\sin\phi-\sin i\cos\phi\sin(\lambda_0-\lambda-\frac{360t}{P_E}) \qquad (5a)$$

$$\sin(\tau'+\tau_0)=(\sin i\sin\phi+\cos i\cos\phi\sin(\lambda_0-\lambda-\frac{360t}{P_E}))/\cos\phi \qquad (5b)$$

設衛星週期爲 P_S，則飛行速度爲 $\frac{360}{P_S}$，經度 τ 可表爲：

$$\tau=\frac{360t}{P_S} \qquad (5c)$$

選擇幾個小島或地形的尖端作爲地面校準點，找出它們在衛星影像上的像點位置和地球座標之經緯度，本文共選用 7 個地面校準點。以第 1 組像點所在掃描線爲參考掃描線，令其 τ'_1 值爲 0，則其餘 τ'_i, i=2,……,7 爲已知，然後利用(2)式分別求得 7 組 (τ_0, λ_0)，計算結果（詳見劉（1984）文）：

$\tau_0=22.227°$ $\delta\tau_0=0.0077°$

$\lambda_0=124.564°$ E $\delta\lambda_0=0.0052°$

據此，再利用(5)式作影像之定位。

田中總太郎等（1982）製作黑潮流動向量圖，指出其定位誤差之標準差約爲 0.9km，但其定位過程十分複雜，且仍須地面校準點。而本文計算結果求得 λ_0 的標準差 0.0052°（約 0.55km，相當於像點的一半寬），τ_0 的標準差 0.0077°（約0.85km），顯示此簡便的定位模式應用於臺灣附近 500×500km 海域亦具有相當高的準確度。

註：〔各個參數之定義以衛星南下之考慮請參閱原文。又，劉文俊、沈秀蓉（1984）亦曾將該模式在國內介紹。〕

四、資料處理的結果

本文所使用的船測資料是國立臺灣大學海洋研究所九連號研究船第 395航次的 CTD 探測資料，其航線如圖 1。遙測資料則爲中央氣象局提供72年 9 月14日NOAA-7/AVHRR 5 個頻道的海面輻射資料。我們取用其中 750 條掃描線，每一條掃描線 1000個像點的資料以分析處理，資料涵蓋臺灣四週及東太平洋海域（參閱圖 2）。

AVHRR 資料推算海面溫度的步驟：

1.首先將 AVHRR 原始數位資料，由第 2 頻道去除雲區後，計算第 4 及第 5 頻道亮度溫度值。

2.由公式（3a）計算海面溫度值。

3.經由過濾處理，每12×12個像點求出一個海面溫度值。

4.利用預先選定的校準點求出昇交點經度 λ_0和參考掃描線軌道經度 τ_0。

5.將 λ_0 和 τ_0 代入Ruff and Gruber (1976) 的公式，計算每一個溫度值的位置。

6.利用套裝繪圖程式 NCAR 繪製海面溫度分布圖。圖 2 即爲結果，其中點線爲 28°C 等溫線，實線爲 29°C 等溫線，虛線爲 30°C 等溫線。

7.根據各個 CTD 測站的經緯度，以內差法自衛星觀測海面溫度分布中，求出相同位置的海面溫度俾便比較。

我們首先將 CTD 實測海面溫度與衛星遙測海溫比較，其中離臺灣東岸 25km 以內之實測溫度皆被捨棄不用（因其易受陸地溫度及沿岸流的影響，海溫隨時間與空間的變化較大，不同時間測得之 CTD 海溫不能當作海眞值。）共取得44對溫度值加以比較，各測站遙測及船測海面溫度之變化（見圖 3）顯示兩者關係良好。計算其平均偏差及均方根差分別爲 -0.35°C 及 0.6°C，衛星遙測海溫偏低（劉，1984）。

再將海溫分布與日本氣象廳發布之海況旬報比較。圖 4 爲九月中旬海況旬報之海面溫度分布，其中29°C 等溫線自臺灣西南海域向東北延伸，大體而言，臺灣東岸高於 29°C 而西岸之臺灣海峽西半部則低於 28°C。由圖 2 亦可見上述顯著之溫度差異，兩者的海溫分布型態亦相當吻合。

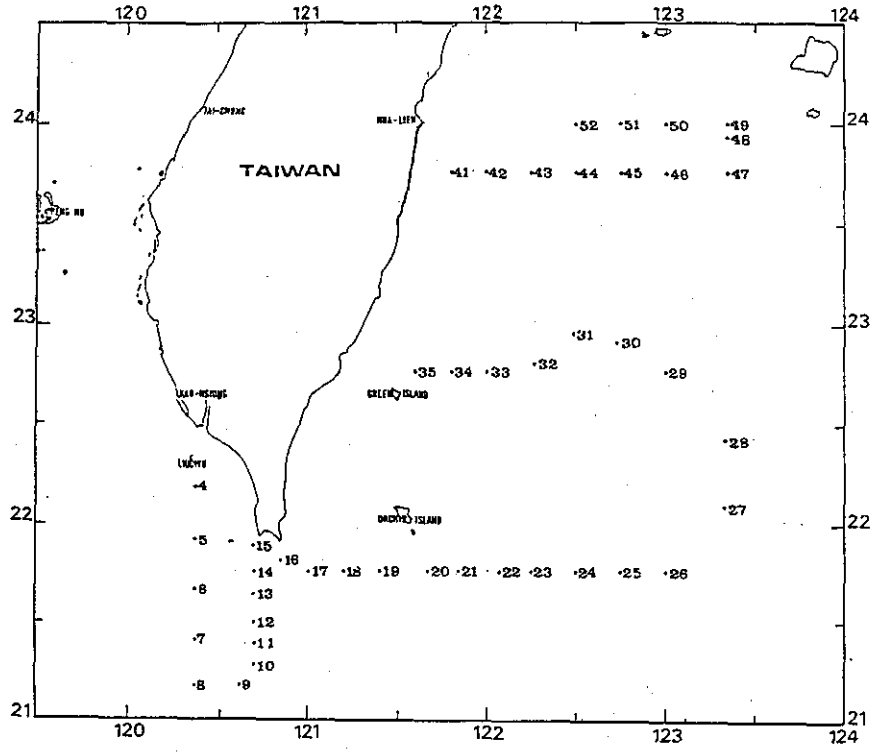


圖 1. 44個船測海眞值位置圖(台大海洋所九連號研究船第 395 航次 CTD 測站位置)。

Figure 1. Map of the 44 sea-truths for the satellite derived sea surface temperatures. These are the CTD stations of cruise 395, R/V Chiu-Lien of Institute of Oceanography, National Taiwan University.

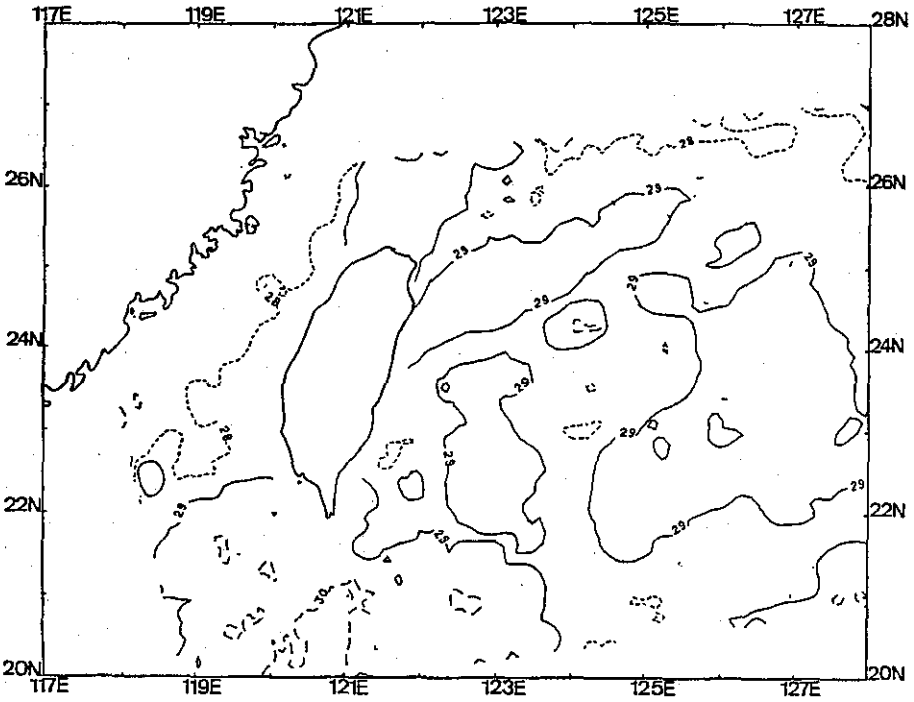


圖 2. NOAA-7/AVHRR 導出 SST 分布圖 (說明見本文)。

Figure 2. Sea surface temperature distribution derived from NOAA-7/AVHRR data (see text for discussion).

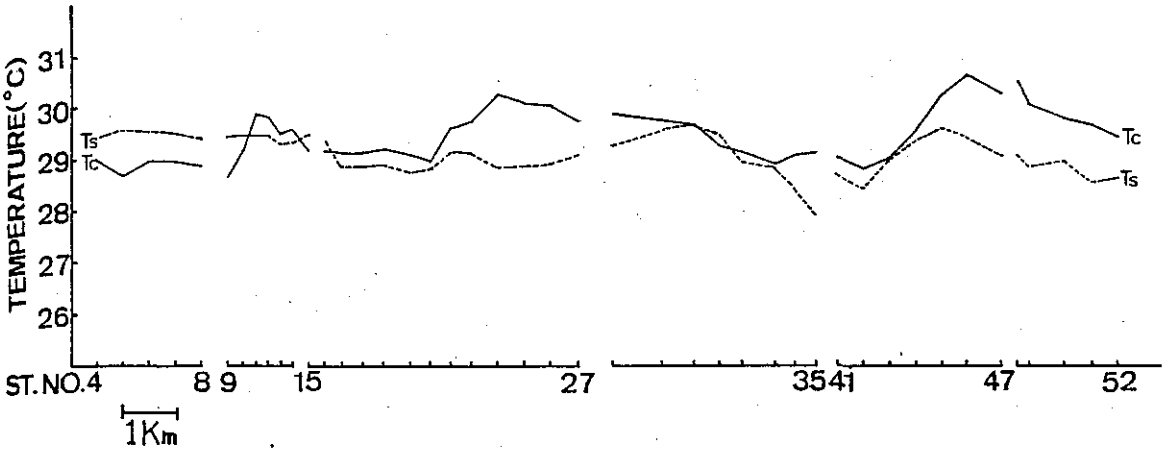


圖3. AVHRR 推導海溫(T_s)與CTD實測值(T_c)之比較。

Figure 3. AVHRR-derived SST (T_s) vs CTD-measured SST (T_c).

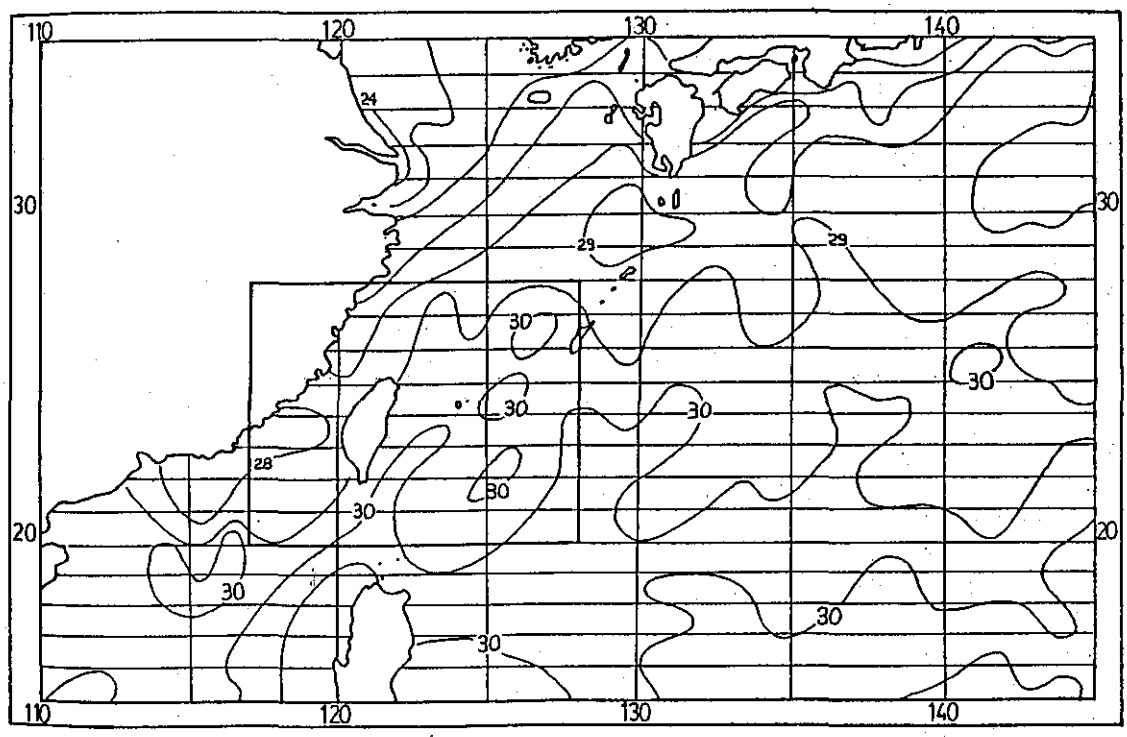


圖4. 日本氣象廳發布海況旬報9月中旬海面溫度分布圖(部分)。圖中粗線方塊爲本文研究區域。

Figure 4. SST distribution for Mid-September, 1983; replottd from Japan Meterological Agency's publication. The rectangle enclosed by the heavy lines is the studied area as in Figure 2.

五、討　　論

用以作爲遙測海面溫度校準的海眞值是決定遙測值準確度的關鍵要素之一。我們選用 Strong and McClain (1984) 發表的經驗公式求取海面溫度，再與目前最精密的海溫探測儀器海況儀 CTD 實測值比較，遙測海面溫度平均偏低 0.35°C，而均方根差只有 0.6°C，較船舶報告的 1.5°C 要好得多。McClain (1985) 表示，由M CSST 的公式 (3a) 及(3b) 計算所得之海面溫度，較船舶報告之海面溫度平均偏低 0.3°C 至0.4°C，標準誤差爲 0.5-0.6°C。因此，只要修正推算遙測海溫的廻歸方程，卽可獲得偏差值在0.05°C以下的遙測海溫。最直接的方式爲修改公式 (3a) 中的常數項，卽

$$MCSST = -0.26 + 1.0346\ T_4 + 2.58(T_4 - T_5) \qquad (6)$$

但是，若要同時改進（減低）標準誤差，我們得重作廻歸分析，或者更精確地計算水汽效應。前者需要許多對涵蓋了各個地區及季節，且同時測得的遙測及實測海面溫度值，再由理論推導之公式推算海面溫度。而後者需要卽時的水汽剖面資料，如 TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) 資料，但是 TOVS 的解析度不佳，不適用於臺灣海峽。所以目前較爲可行，亦卽國內研究人員所採用的途徑爲尋求較適於臺灣附近海域的經驗性公式。其方法如下：1.收集臺灣附近在不同季節裏的遙測及實測海面溫度對，再用廻歸分析法微調 Strong and McCalin 的經驗性公式，使其較適合臺灣附近海域；或者 2.由臺灣附近海域的歷史性探空資料（應包括陸上及海上各個區域，尤其是黑潮流域內外水汽含量差異較大的海域），以理論或數學模式推導出遙測及實測海溫的關係。兩種方法各有其優點，其成果將指日可待。

誌　　謝

本文承中央氣象局衞星站提供衞星資料；黃鴻榮、顏泰崇與劉文俊三位先生提供衞星軌道及儀器參數；國立中央大學太空及遙測研究中心提供 VAX-IDIMS 機器使用時間；以及邱爾文教授提供處理海溫之經驗，謹表最深之謝忱。

參 考 文 獻

曾忠一 (1983) 大氣遙測——原理與應用。中央研究院物理研究所：287pp.

曾忠一、曹幼民 (1982) 氣象衞星遙測資料之應用——海面溫度之求取。第三屆大氣科學學術研討會論文彙編：402-406.

劉文俊、沈秀蓉 (1984) 繞極衞星之軌道預報及其應用。氣象學報，第三十卷第三期：31-39.

劉瑞貞 (1984) 衞星遙溫海面溫度之初步研究。國立臺灣大學海洋研究所碩士論文：78pp.

田中總太郎、杉村俊郎、西村　司、二宮　泰及畠山祐二 (1982) NOAA-6/AVHRR データによる 黑潮流動ベクトル圖の作成と海洋渦および短週期蛇行に關する考察。日本リモートセニシニグ學會誌 Vol. 2 No. 3: 11-32.

McClain, E. P. (1981) Multiple atmospheric-window techniques for satellite derived sea surface temperature. In "Oceanography from space", edited by J. F. R. Gower, Plenum: 73-85.

McClain, E. P. (1985) Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. Amer. Geophys. Union Trans. EOS, Vol. 66, No. 18, p. 284.

Prabhakara, C., G. Dalu and V. G. Kunde (1974) Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11-to 13-μm window region. J. Geophys. Res. 79 (33): 5039-5044.

Ruff, I. and A. Gruber (1975) Geographical relations between a satellite and a point viewed perpendicular to the satellite velocity vector (side scan). NOAA Tech. Memo. NESS 65, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C.: 14pp.

Strong, A. E. and E. P. McClain (1984) Improved ocean surface temperatures from space-comparisons with drifting buoys. Bull. of Amer. Meteorol. Soc., 65:138-142,

The Comparison between Satellite Derived and in Situ Measured Sea Surface Temperatures

Pay-Jen Liu and Cho-Teng Liu

Research Associate Associate Professor

(NTU/Institute of Oceanography)

ABSTRACT

The thermal radiation of the sea surface can be remotely sensed up on the satellite and used to derive the sea surface temperature (SST). To remove the atmospheric moisture contamination on the measurements, we adopted Strong and McClain's (1984) empirical method of deriving SST with two infrared channels of AVHRR data. The satellite data, provided by the Central Weather Bureau, are NOAA-7/AVHRR High Resolution Picture Transmission (HRPT) data at 06 Z of September 14, 1983. Each derived SST represents an area of the size of 12 pixels×12 pixels, which is about 12.9km×13.2km in this study. To overcome the inaccuracy imbedded in the forecasted satellite orbital parameters, we use small islands and satellite's orbital equations to pinpoint the geographical position of each pixel, in order to compare satellite derived SST(T_s) against co-located SST (T_c) measured by the Conductivity-Temperature-Depth (CTD) instrument. From the comparison of 44 pairs of T_s and T_c, T_s is biased 0.35°C lower than T_c, with rms difference of 0.6°C, which is much better than the 1.5°C accuracy of ship injection temperatures. McClain (1985) reached similar conclusion: T_s, computed from their empirical formula, is biased lower than the ship-observed SST by 0.3-0.4°C, with rms deviation of 0.5-0.6°C. The computer-contoured SST distribution, derived out of this single satellite image, agrees well with the 10-day (September 11-20, 1983) mean SST distribution published by Japan Meteorological Agency.

民國七十四年颱風調查報告*

——侵臺颱風（8504號）海爾

林　燕　璋[1]

一、前　言

本（74）年自六月中旬以後，太平洋高氣壓南側的熱帶擾動逐漸開始活躍。於6月17日先後於海南島及呂宋島東方海面上，出現二個熱帶性低氣壓。其中於呂宋島東方海面的熱帶性低氣壓，於6月20日00Z發展成爲輕度颱風命名海爾（HAL）。爲本年五月份以來在西太平洋上所形成的第二個颱風，同時也是侵襲臺灣地區的第一個颱風。

海爾颱風於6天的生命期中，其大部份的時間其威力均維持中度颱風的强度，其中心附近最大風速曾達每秒48公尺。所幸此颱風路徑穿過巴士海峽，僅其暴風圈之邊緣掃過本省南端，因此並未帶來嚴重災害。

二、海爾颱風之發生經過

6月20日00Z 位於呂宋島東方海面的熱帶性低氣壓，增强變成了輕度颱風海爾（HAL），編號8504，當時中心位置在北緯15.2度，東經130.9度，中心氣壓爲984毫巴。在海爾颱風形成初期，其上空300毫巴上（圖一）有良好的輻散場支持，加上處於高溫的暖洋面，使其威力得於短短15小時內迅速增强變爲中度颱風（見圖二），中心附近最大風速由每秒23公尺，增强到每秒35公尺。由於海爾颱風向西北西進行，朝臺灣東南方海面逼近，中央氣象局（以下簡稱本局）乃於21日上午9時50分（地方時），發佈了今年第一次海上颱風警報。自6月21日起太平洋高壓明顯增强西伸，高壓脊位置維持約在25°N至28°N附近（比較圖三及圖四），使海爾颱風始終保持西北西的方向移動。於21日00Z至22日00Z之間並有加速的現象（圖五，圖六及表一），而且其暴風半徑亦擴大爲350公里，對於臺灣東南部及南部地區已經構成威脅，本局遂於22日4

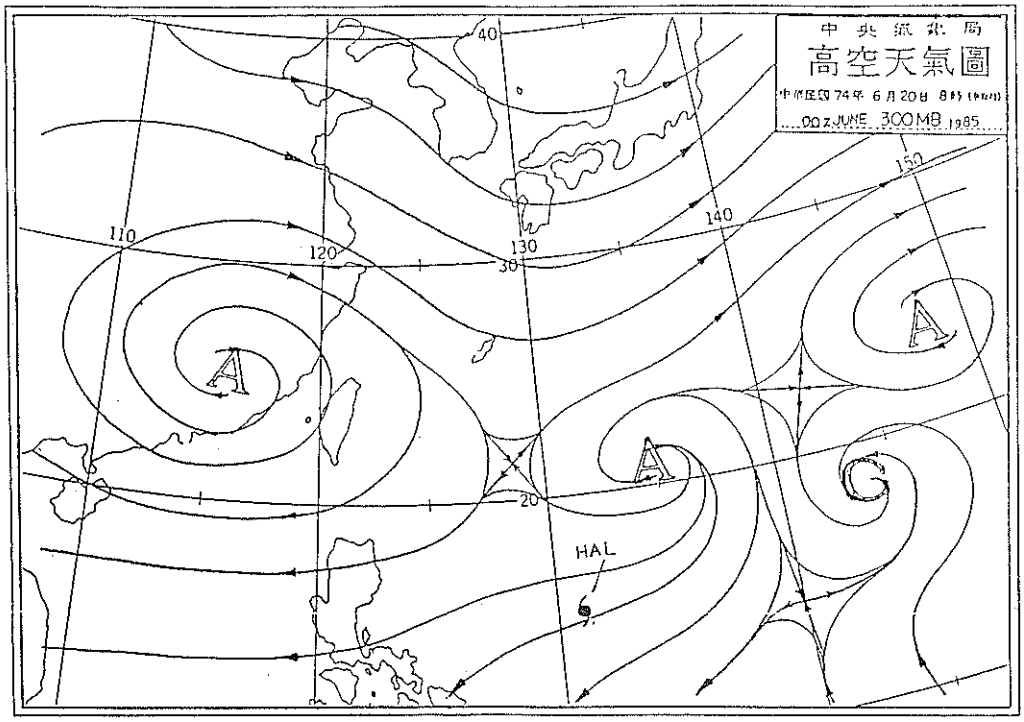
表一　海爾颱風之最佳路徑資料表（6月20日00Z至6月25日00Z）

Table 1, The best track positions of typhoon HAL (2000Z-2500Z June 1985)

時間 日	時間 時(Z)	中心位置 北緯	中心位置 東經	中心氣壓 (mb)	最大風速 (m/s)	行進方向	速度 (km/hr)
20	00	15.0	130.6	984	23	280	15
20	06	15.2	129.8	979	30	285	15
20	12	15.5	128.8	976	30	290	16
20	18	15.9	127.8	975	35	295	18
21	00	16.3	126.8	969	35	295	18
21	06	16.9	125.6	969	43	295	20
21	12	17.9	124.2	965	48	305	28
21	18	18.7	122.8	965	48	305	30
22	00	19.1	121.3	965	48	285	28
22	06	19.3	120.3	965	48	280	22
22	12	19.7	119.7	965	48	295	16
22	18	20.4	119.0	961	45	315	16
23	00	21.1	117.9	961	45	310	18
23	06	21.4	116.9	965	45	285	18
23	12	21.7	116.1	965	45	300	16
23	18	21.8	115.4	965	45	280	14
24	00	22.1	115.3	970	45	360	8
24	06	22.8	115.3	975	30	360	8
24	12	23.3	115.1	975	30	340	10
24	18	23.9	115.1	980	25	360	10
25	00	24.2	115.1	988	20	360	8

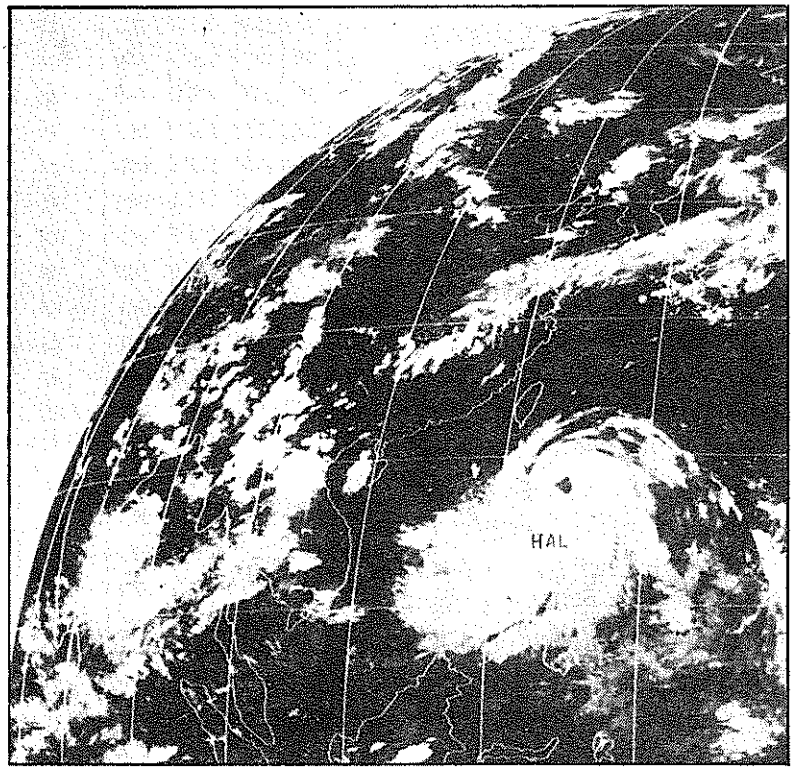
* 收稿日期：74年11月13日　送審日期：74年11月14日　修改日期：75年1月20日

1 中央氣象局預報測站技佐。



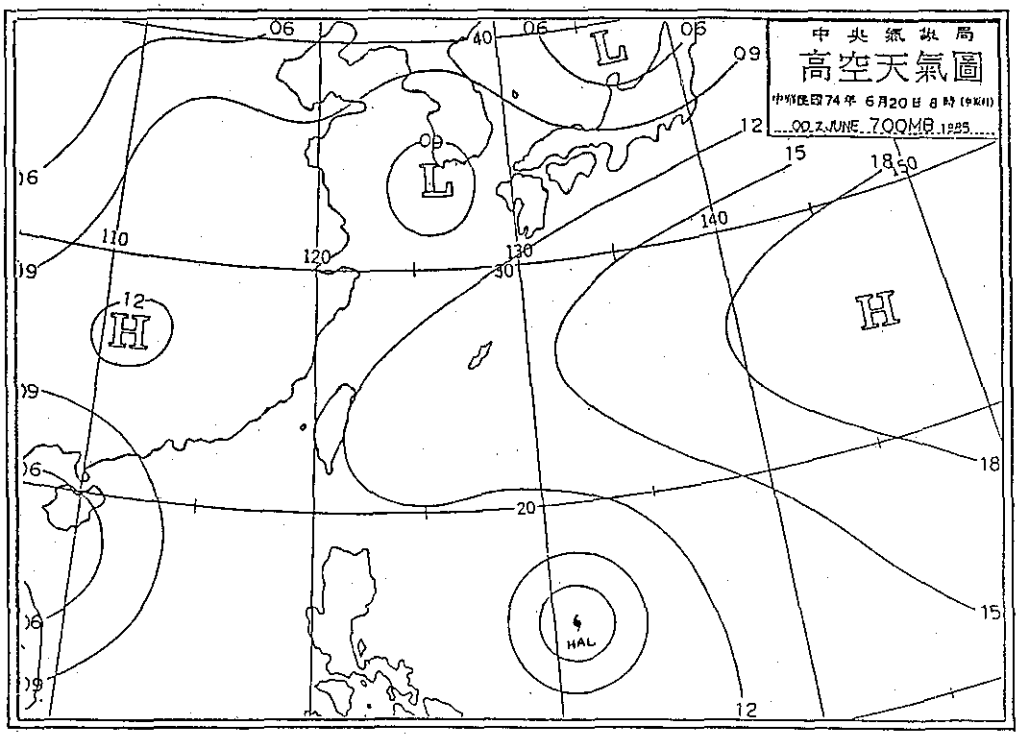
圖一、 74年6月20日 00Z 300 mb 氣流線圖

Fig. 1 300mb Stream-line chart at 2000Z June 1985



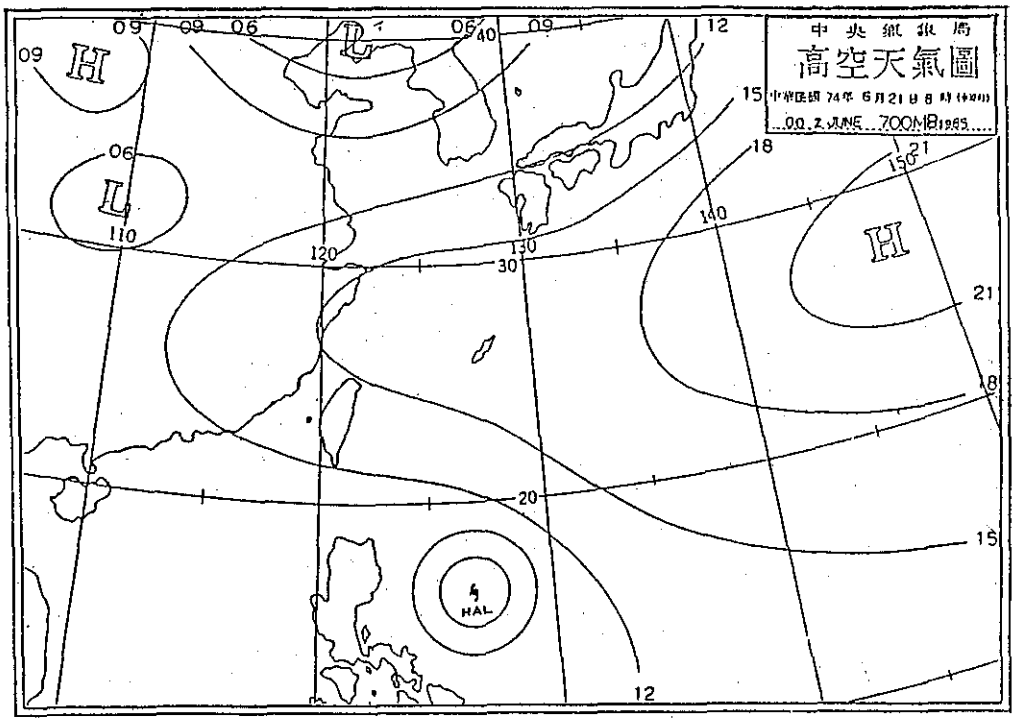
圖二、 海爾颱風衛星雲圖 (74年6月21日 12Z GMS 衛星所攝)

Fig. 2 Typhoon HAL (211200Z June 1985 GMS IR Imagery)



圖三、 74年6月20日 00Z 700mb 天氣圖

Fig. 3 700mb chart at 2000Z June 1985



圖四、 74年6月21日 00Z 700mb 天氣圖

Fig. 4 700mb chart at 2100Z June 1985

時（地方時）發佈了陸上颱風警報。22日 2時（地方時）颱風之中心位置在北緯18.7度，東經123.3度，中心氣壓 965 毫巴。在21日20時（地方時）此颱風中心附近最大風速已達每秒48公尺，强度接近强烈颱風下限的 51m/s。從海爾颱風的速率變化曲線及最佳路徑圖（圖五，圖六），可以發現，當海爾颱風到達呂宋島北方後，由於受地形的阻擋，使其移動的速度減緩了下來，强度也沒有持續的發展。

在22日由於海爾颱風環琉的影響，蘭嶼地區出現了 82kts（相當於14級）的陣風，風向北北東，同時彭佳嶼亦有 48kts（相當於10級）的陣風。爾後海爾颱風掠過呂宋島北方近海，持續以西北西方向前進。23日當其接近東沙島海面時，太平洋高壓的勢力，開始有減弱的跡象（見圖七及圖八），使得海爾颱風轉向偏北，於24日 2時（地方時）在汕頭與香港之間登陸。在登陸前其中心附近最大風速維持45m/s，在登陸以後其威力迅速減弱，於25日14時（地方時）減弱成爲熱帶性低氣壓。在海爾颱風侵襲期間（21日 8時至24日 2時止）本局共發警報12報，發布時間及警戒地區詳見表二。

表二 海爾颱風警報處理過程

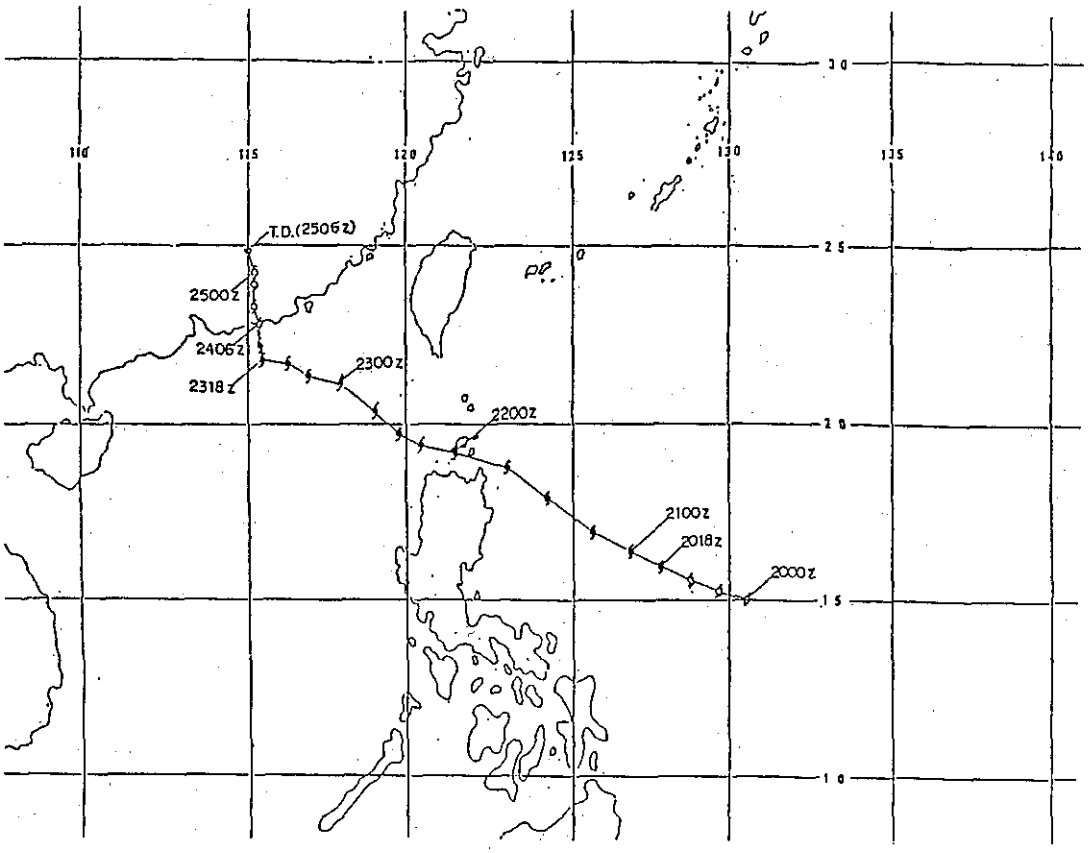
Table 2. Sequance of typhoon warnings issued by CWB for typhoon HAL (21-24 June 1985)

警報種類	次序		資料時間		發布時間			警戒地區		備註
	號	報	日	時	日	時	分	海上	陸上	
海上	1	1	21	8	21	9	50	巴士海峽臺灣東部海面	—	
〃	1	2	21	14	21	15	10	〃	—	
〃	1	3	21	20	21	21	15	〃	—	
海上陸上	1	4	22	2	22	4	0	臺灣附近各海面東沙島海面	臺灣各地；尤其南部及東南部地區	
〃	1	5	22	8	22	9	40	臺灣附近各海面，東沙島海面，金門海面	〃	西南部地區應防海水倒灌
〃	1	6	22	14	22	15	30	〃	〃	〃
〃	1	7	22	20	22	21	0	臺灣附近各海面，東沙島海面，金門、馬祖海面	〃	〃
〃	1	8	23	2	23	4	10	〃	〃	〃
〃	1	9	23	8	23	9	0	〃	臺灣各地，尤其中南部地區	〃
〃	1	10	23	14	23	15	0	臺灣海峽，巴士海峽，東沙島，金門海面	臺灣南部地區	〃
海上	1	11	23	20	23	21	30	臺灣海峽南部，東沙島，金門海面	—	
解除	1	12	24	2	24	4	0	—	—	

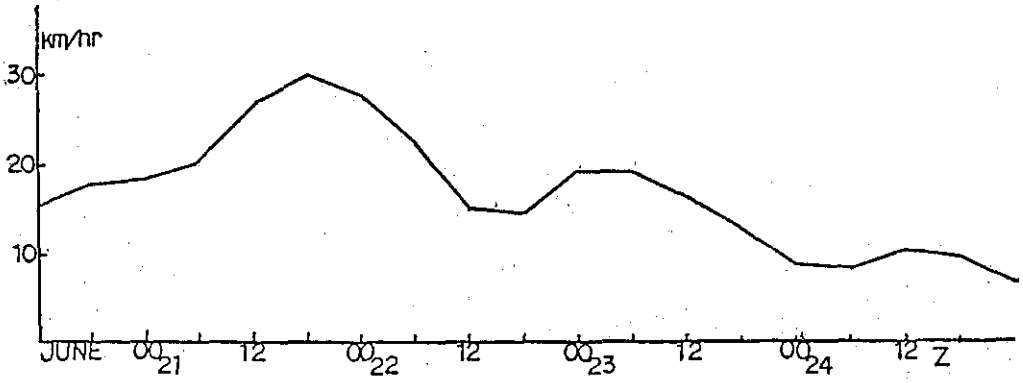
三、海爾颱風路徑及强度

(一)路徑

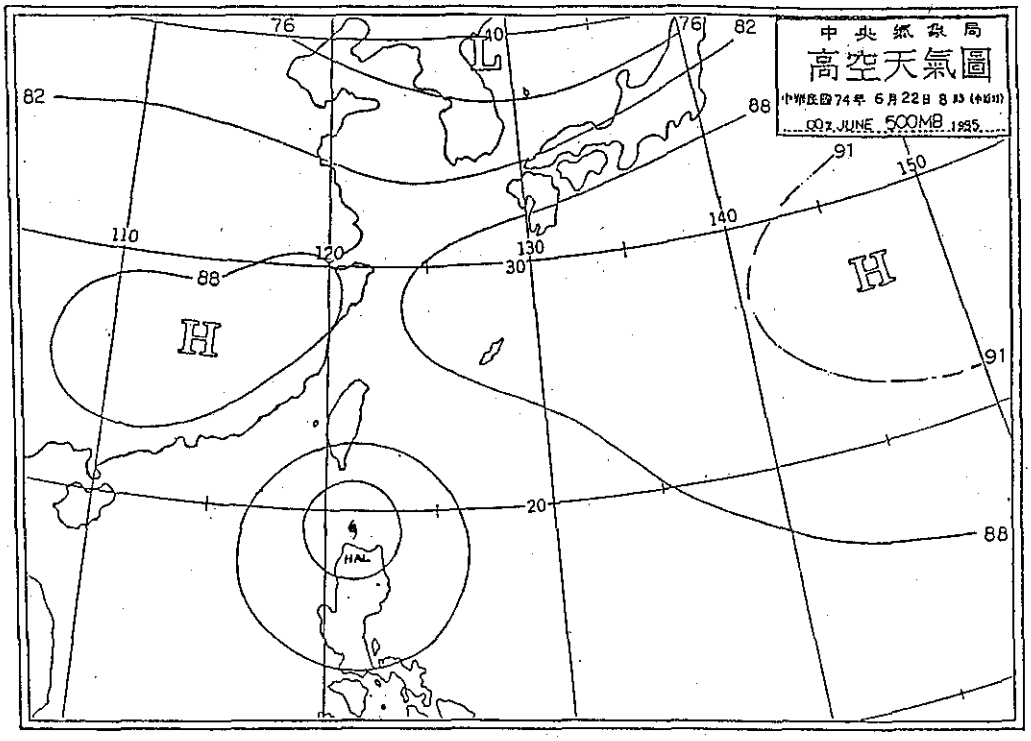
海爾颱風其路徑可說是相當穩定，在其形成之際，正值臺灣地區梅雨期結束，太平洋高壓勢力迅速增强往西伸展，高壓脊一直伸展至臺灣北部海面及華南地區。從 700 毫巴天氣圖上（圖九），太平洋高壓的脊線，由高壓中心向西延伸至東經 115 度，緯度在28度左右。在 22日 00Z，500 毫巴上有短槽通過韓國，導致太平洋高壓分裂成二個中心（圖九），此時雖有利於颱風轉向偏北，但此期間海爾颱風仍繼續向西北西進行，由此顯示主要導引氣流



圖五、 海爾颱風之最佳路徑圖（6月20日 00Z 至6月25日 06Z）
Fig. 5 The best track of typhoon HAL (2000Z-2506Z June 1985)

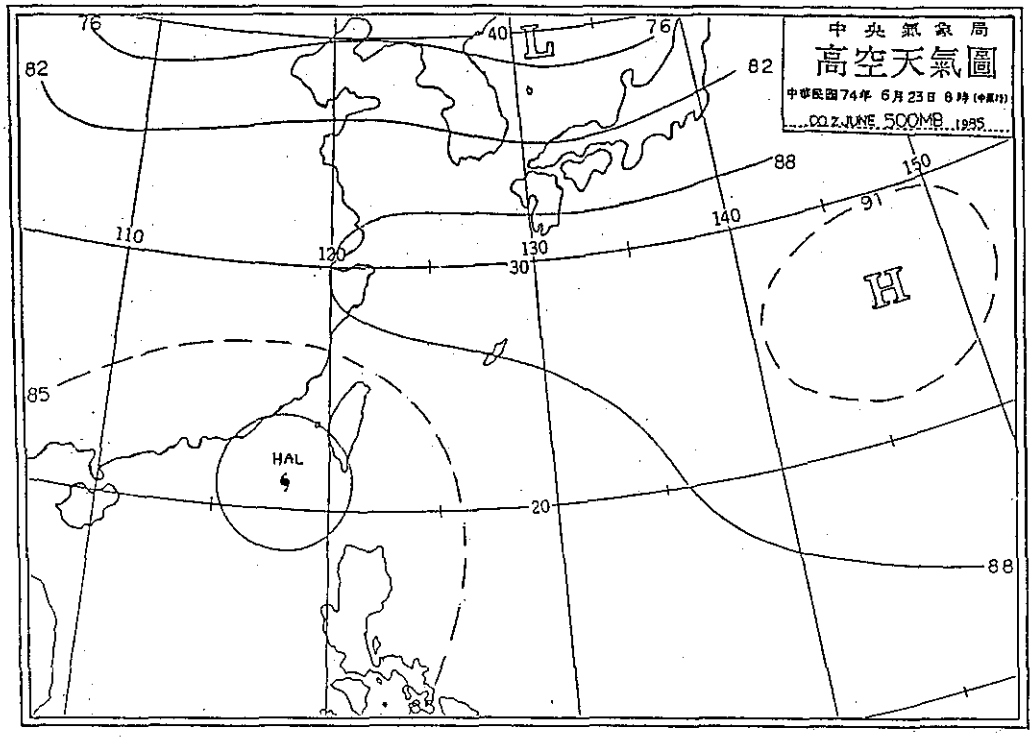


圖六、 海爾颱風之移動速率變化曲線（6月20日 00Z 至6月25日 00Z）
Fig. 6 Speed variation of typhoon HAL during 2000Z-2500Z June 1985



圖七、 74年6月22日 00Z 500mb 天氣圖

Fig. 7 500mb chart at 2200Z June 1985



圖八、 74年6月23日 00Z 500mb 天氣圖

Fig. 8 500mb chart at 2300Z June 1985

作用在 500 毫巴以下的中低對流層。從23日00Z 以後太平洋高壓的勢力有較顯著的東退，海爾颱風移速開始減慢，（見圖六），此移速的減緩似爲海爾颱風轉向的前奏。配合太平洋高壓減弱東退，海爾颱風於24日 2時（地方時）轉爲偏北（圖五）。另外從300毫巴圖上（圖十），在23日 00Z至24日00Z之間，臺灣北方之高壓在23日 00Z至23日 12Z 仍向西伸展，而於24日 00Z 則急速向東退去。此刻也正是海爾颱風轉向偏北之際（圖五），另外颱風有移向最大高度（氣壓）下降區之趨勢，在此颱風亦獲得佐證（圖十一）。

㈡强度之變化

海爾颱風的强度變化如圖十二所示。從飛機觀測資料（表三）顯示在接近呂宋島前（在21日 06Z至21日 12Z）達最强。另由 700 毫巴颱風中心高度變化時間剖面圖（圖十三）可知高度最低值是出現在21日21Z，爲2732GPM。而在地面中心氣壓值，最低值則落後在22日 18Z 左右出現。由於海爾颱風高低層環流並不配合，且結構不很結實，其颱風眼甚大見圖二（直徑達80海浬左右），其發展威力僅止於中度颱風。表四爲本局高雄雷達觀測之颱風中心定位表，表五爲本局衛星颱風中心定位表，圖十四爲海爾颱風地面圖分析。

表三　海爾颱風中心飛機定位及地面最大風速與海平面氣壓表

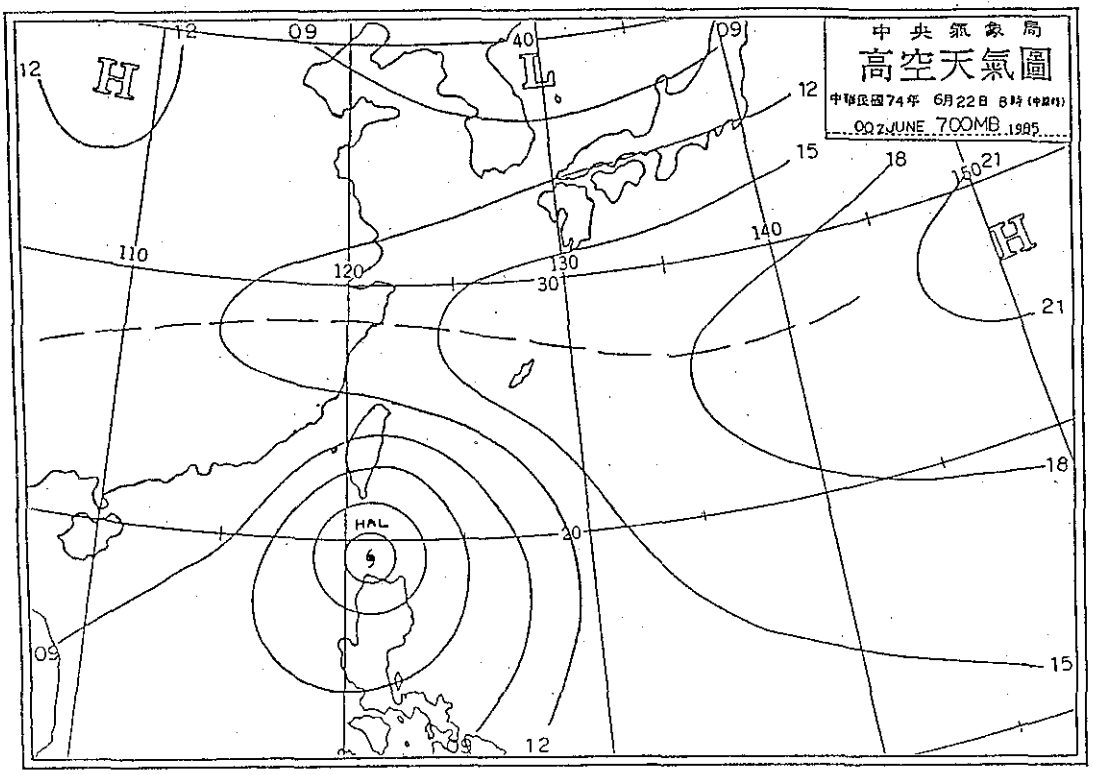
Table 3. Eye fixes for typhoon HAL by aircraft

日	時(Z)	分	北緯	東經	地面最大風速(KTS)	海平面氣壓(mb)
19	23	13	15.0	130.7	55	984
20	06	15	15.2	129.8	65	979
20	08	51	15.0	129.8	65	976
20	21	37	16.0	127.3	65	—
20	23	44	16.2	127.0	65	969
21	09	00	17.0	125.2	90	964
21	11	32	17.7	124.3	—	—
21	20	56	19.0	121.6	—	—
21	23	33	19.1	121.4	65	961
22	08	41	19.0	120.2	75	—
22	11	28	19.7	119.8	80	961
22	19	31	20.4	118.8	—	—

表四　海爾颱風高雄雷達定位資料

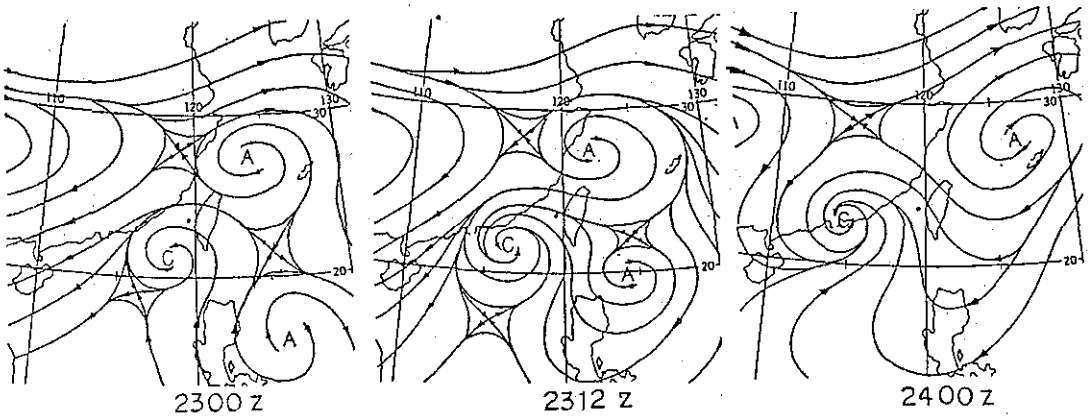
Table 4. Eye fixes for typhoon HAL by the Radar station at kaohsiung

日	時(Z)	分	北緯	東經	進行方向	速度(KTS)	日	時(Z)	分	北緯	東經	進行方向	速度(KTS)
22	06	00	19.2	120.2	—	—	22	21	00	20.8	118.8	320	13
22	08	00	19.5	120.5	INITIAL	—	22	22	00	20.9	118.6	300	9
22	09	00	19.6	120.4	300	6	22	23	00	21.0	118.4	300	13
22	12	00	19.7	120.1	310	8	23	00	00	21.2	118.1	320	19
22	13	00	19.8	119.9	320	8	23	01	00	20.9	117.9	290	16
22	14	00	19.9	119.8	320	9	23	02	00	21.1	117.7	300	17
22	15	00	19.9	119.5	320	9	23	03	00	21.2	117.4	300	17
22	16	00	19.9	119.5	320	2	23	04	00	21.3	117.2	280	10
22	17	00	20.1	119.4	340	9	23	05	00	21.4	117.1	310	12
22	18	00	20.2	119.3	340	9	23	06	00	21.5	116.9	310	12
22	19	00	20.5	119.2	340	9	23	07	00	21.6	116.8	310	13
22	20	00	20.7	119.0	340	9	23	08	00	21.7	116.6	310	10



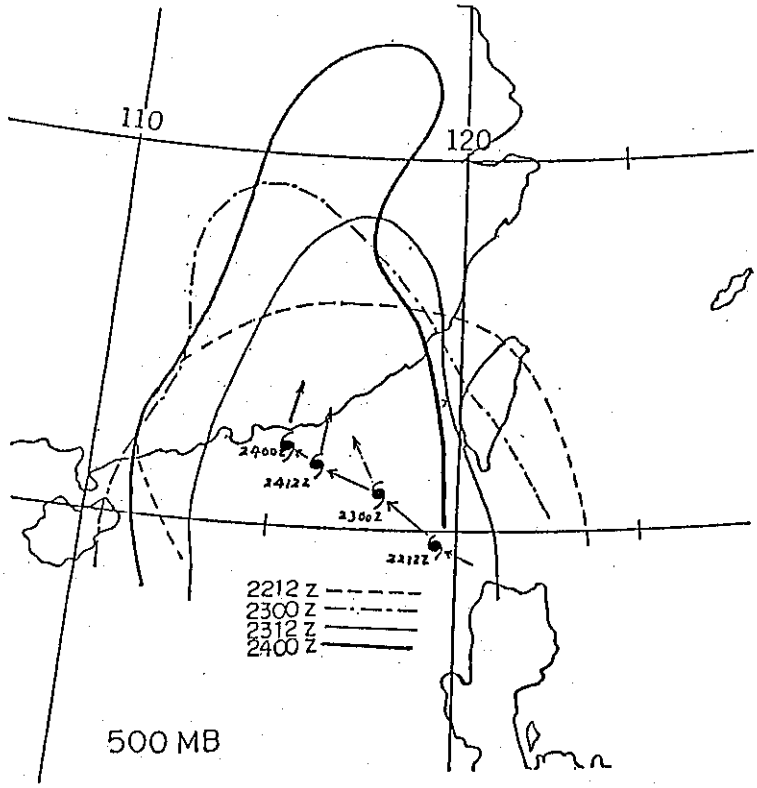
圖九、 74年6月22日 00Z 700mb 天氣圖

Fig. 9 700mb chart at 2200Z June 1985



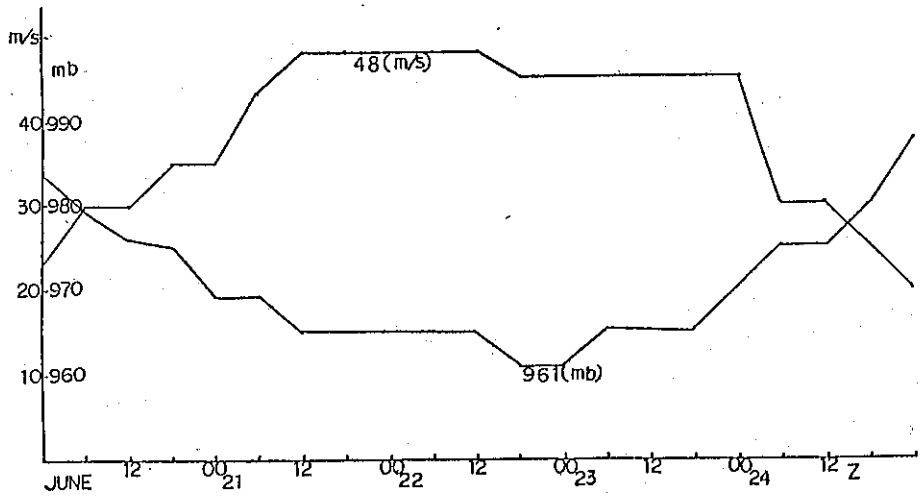
圖十、 74年6月23日 00Z 至6月24日 00Z 300mb 氣流線圖

Fig. 10 300mb Stream line chart from 2300Z to 2400Z June 1985



圖十一、500mb 24小時最大高度下降區與颱風路徑圖
(海爾颱風於23日12Z轉向偏北)

Fig. 11 The time requance of maximum 24h variations of 500mb height field



圖十二、海爾颱風近中心最大風速與中心氣壓變化曲線圖

Fig. 12 The variation of sea level lowest pressure and maximum wind speed of typhoon HAL

表五　海爾颱風本局衛星定位表

Table 5. Eye fixes for typhoon HAL by satellite

日	時(Z)	分	北緯	東經	日	時(Z)	分	北緯	東經	日	時(Z)	分	北緯	東經
20	00	00	15.2	130.8	21	18	00	18.9	122.5	23	12	00	21.6	116.0
20	03	00	15.2	130.1	21	21	00	19.2	122.0	23	16	00	21.7	115.7
20	06	00	15.2	129.9	22	00	00	19.2	121.0	23	18	00	21.8	115.3
20	09	00	15.4	129.6	22	03	00	19.1	120.6	23	21	00	21.8	115.2
20	12	00	15.7	129.4	22	06	00	19.2	120.5	24	00	00	22.1	115.3
20	16	00	15.7	129.4	22	09	00	19.5	120.0	24	03	00	22.7	115.5
20	18	00	16.2	128.1	22	12	00	19.8	119.8	24	06	00	23.1	115.5
20	21	00	16.2	127.0	22	16	00	20.2	119.5	24	09	00	23.3	115.3
21	00	00	16.6	126.7	22	18	00	20.4	119.2	24	12	00	23.3	115.2
21	03	00	16.7	126.3	22	21	00	20.7	118.7	24	16	00	23.9	115.5
21	06	00	17.2	125.9	23	00	00	20.9	117.9	24	18	00	23.9	115.8
21	09	00	17.3	125.3	23	03	00	21.1	117.2	24	21	00	23.8	115.8
21	12	00	17.9	124.2	23	06	00	21.4	117.0	25	00	00	24.0	115.2
21	16	00	18.9	123.4	23	09	00	21.6	116.5	25	06	00	24.5	115.7

四、海爾颱風侵臺期間氣象狀況

海爾颱風主要影響範圍爲東南部及南部地區，風雨之狀況也以上述地區較爲顯著。各地區氣象狀況參見表六。

㈠氣壓

由於海爾颱風路徑距本省較遠，在平地測站除彭佳嶼曾出現 987.1毫巴之最低值外。其餘均在991毫巴以上。東南部及南部地區，最低氣壓出現時間，是在22日14時至22日20時（地方時）之間，餘則在23日凌晨這段時間，詳見表六。

㈡風

以平均風而言以蘭嶼的 25.3m/s 爲最强，以臺中的 3.5m/s 最小。陣風仍以蘭嶼測站出現的 41.2m/s 最强，臺中出現的 6.5m/s 最小。前者爲迎風面，離島且位置上距颱風經過的路徑較近，而後者乃背風面爲中央山脈所阻隔。出現時間蘭嶼測站與彭佳嶼測站相差24小時左右。

㈢降水

降水的情況仍集中於東南部地區（圖十五），平地測站以新港 150.2 公厘及大武154.8公厘較多。山區則以玉山測站 158 公厘爲首，雨量並不算充沛。在嘉義以北地區，都僅在10公厘以下，新竹測站更無雨量記錄，餘詳見表六。

五、最佳路徑及各種預報之校驗

㈠中心訂位

本局 (CWB)、關島(JTWC)及日本 (RJTD) 之中心訂位與最佳路徑比較，大致而言均有偏右及落後的現象。以平均向量誤差言，分別爲26公里及28公里。表七爲本局，關島及日本，中心訂位與最佳路徑比較，其誤差的情形。

㈡預報校驗

在24小時主觀預報上，與最佳路徑比較。本局與關島的預測約略相近（表八）。圖十六爲上述三單位所作24小時預報路徑與最佳路徑之比較。在預報路徑上本局與關島甚爲接近，但本局的預報路徑較趨近於最佳路徑。以平均向量誤差言，分別爲230公里，256公里及 175 公里。誤差較大是出現在轉向點附近所作之預測。

客觀預報之校驗，結果詳見表九及表十。在12小時預報上，平均而言以 HURRAN 最佳，直角誤差亦以 HURRAN 最小，偏角誤差則是 ARAKAWA 較小。12小時預報偏左的趨勢較明

表六 颱風氣象統計表

Table 6. The meterological summary of CWB stations during Typhoon HAL'S Passage

颱風海爾 (HAL) 8504 民國74年 (1985年)

測站	最低氣壓 (mb)		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)	
	數值	日時分	風向	風速	日時分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日時分	日時分至日時分	一小時內值	日時分至日時分	十分鐘內值	日時分至日時分	數量	日時分至日時分
彰佳嶼	987.1	23 04 18	SE	30.3	23 01 34	1000.3	25.6	94	SE	21.0	23 05 10	21.14.00—23.24.00	3.7	23.09.00—23.10.00	3.2	23.09.00—23.09.10	6.2	23.05.01—23.10.39
基隆	997.1	23 16 00	SE	26.3	23 05 15	997.8	28.5	78	SSE	14.2	23 10 51	22.09.39—23.18.20	2.6	22.19.00—22.20.00	1.5	22.19.22—22.19.32	17.4	22.06.00—23.08.40
鞍部	904.4	23 04 05	S	33.0	23 04 03	904.4	21.6	98	S	21.4	23 07 30	22.05.00—23.17.00	2.3	22.18.00—22.19.00	0.9	22.18.20—22.18.30	7.6	22.12.50—23.06.50
竹子湖	996.7	23 07 10	SE	13.7	23 07 30	996.9	24.0	88	SW	6.0	22 11 10		2.8	22.18.00—22.19.00	1.1	22.18.20—22.18.30	11.0	22.12.32—23.06.30
臺北	995.3	23 04 05	SE	23.0	23 06 52	995.9	29.1	83	SE	10.0	23 07 00	23.06.50—23.07.00	2.5	23.00.00—23.01.00	1.3	23.00.41—23.00.51	6.0	22.11.25—23.07.10
新竹	991.7	23 01 15	E	15.0	22 22 50	992.2	30.2	64	E	10.7	22 23 10	22.19.30—23.02.30					0.0	
臺中	991.9	22 15 37	NNW	6.5	23 14 41	997.2	29.9	73	NNW	3.5	23 15 00		8.0	23.17.20—23.18.20	7.8	23.17.58—23.18.08	10.4	22.15.10—23.18.20
梧棲	992.5	22 20 38	SW	11.5	22 12 20	994.9	29.5	80	SW	7.6	22 12 03		5.5	23.18.00—23·19.00	2.0	23.18.35—23.18.45	5.6	23.02.40—23.19.45
日月潭	885.9	23 03 00	E	21.8	22 21 40	886.4	23.1	75	E	11.7	22 21 40		3.2	22.16.20—22.17.00	1.6	22.17.40—22.17.50	7.3	22.16.20—23.11.20
澎湖	992.0	22 18 10	SE	22.3	23 08 52	996.8	28.0	81	SE	12.5	23 13 45	23.08.40—23.16.40	0.6	22.16.00—22.17.00	0.4	22.16.30—22.16.40	1.0	22.13.20—23.12.15
嘉義	992.0	22 18 00	SSW	11.9	23 13 25	994.2	28.4	78	SSW	8.3	23 13 00		1.8	23.09.40—23.10.40	0.6	23.09.50—23.10.00	3.8	22.11.39—23.13.00
阿里山	753.4	23 01 45	SE	13.3	23 17 01	756.3	15.7	79	W	3.5	23 00 00		4.4	23.00.00—23.01.00	2.0	23.09.54—23.10.04	39.5	23.05.40—23.18.05
玉山	301.0	22 21 50							SE	22.7	23 18 50	22.19.00—24.08.00	14.0	22.18.00—22.19.00	2.4	22.11.00—21.11.02	158.0	22.03.00—23.20.00
臺南	992.2	22 20 36	SSE	23.7	23 10 59	997.7	28.1	78	SSE	14.5	23 15 49	23.07.22—繼續中	35.0	23.08.00—23.09.00	17.0	23.08.20—23.08.30	78.0	22.11.15—23.12.40
高雄	991.8	22 16 22	SSE	24.0	23 05 43	994.4	27.7	75	SSE	14.2	23 05 50	23.05.50—23.16.50	11.0	22.14.05—22.15.05	3.5	22.14.40—22.14.50	37.9	22.08.05—23.15.20
東吉島	992.2	22 17 53	SE	31.4	23 07 55	996.1	26.8	84	SE	24.3	23 07 58	22.07.00—繼續中	1.5	23.09.00—23.09.55	0.4	23.09.10—23.09.20	3.3	22.13.20—23.09.55
恒春	991.9	22 17 00	NE	19.0	22 08 12	996.0	28.0	80	NE	12.0	22 08 15	22.02.00—23.02.00	14.1	22.08.50—22.09.50	4.6	22.09.40—22.09.50	89.9	22.04.00—23.11.03
蘭嶼	993.2	22 17 00	NNE	41.2	22 06 32	994.8	25.3	100	NNE	25.3	22 06 34	22.01.50—23.16.50	7.4	22.05.56—22·06.56	2.0	22.06.07—22.06.17	24.7	22.04.58—23.13.25
大武	994.4	22 15 52	NNE	25.6	22 11 44	996.6	26.2	96	NNE	11.4	22 04 40	22.04.30—22.04.40 22.08.52—22.09.40	28.9	23.19.10—23.11.10	12.5	23.07.18—23.07.28	154.8	21.04.00—24.05.00
臺東	996.2	22 16 35	NE	16.7	22 05 59	998.7	27.7	81	NE	9.0	22 06 51		30.6	23.08.20—23.09.10	12.7	23.08.28—23.08.38	134.8	22.04.00—23.14.30
新港	997.8	22 14 25	NNE	17.5	22 08 02	1001.5	26.2	89	NNE	10.5	22 08 10	22.01.30—23.13.20	23.9	22.18.59—22.19.55	11.0	22.18.57—22.19.07	150.2	22.04.35—23.16.10
花蓮	1000.2	23 05 00	S	13.0	23 11 17	1001.0	29.2	84	SSE	7.3	23 60 00		11.0	23.16.00—23.17.00	6.0	23.16.30—23.16.40	96.3	22.04.30—23.16.10
宜蘭	999.0	23 06 00	ESE	15.0	23 00 07	999.1	26.7	95	ESE	9.0	22 23 50	22.06.24—23.19.22	6.0	23.04.00—23.05.00	3.0	23.04.40—23.04.50	24.4	20.23.20—23.05.10
	998.1	23 04 01	SE	24.0	23 04 02	998.2	27.2	85	SE	13.2	23 04 10	22.08.53—23.12.34	5.3	23.03.21—23.04.21	5.1	23.03.21—23.03.31	39.6	22.04.50—23.17.20

表七　海爾颱風各氣象機構中心定位誤差校驗表

Table 7. Eye-fixed error summary for typhoon HAL.

日期		BEST TRACK			CWB			JTWC			RJTD		
日	時 (Z)	N	E	誤差 (km)	N	E	誤差 (km)	N	E	誤差 (km)	N	E	誤差 (km)
20	00	15.0	130.6		15.2	130.9	35	15.1	130.8	25	15.0	130.5	11
20	06	15.2	129.8		15.2	129.9	11	15.4	129.8	22	15.2	129.8	0
20	12	15.5	128.8		15.7	129.3	54	15.6	129.1	33	15.5	129.1	33
20	18	15.9	127.8		16.2	128.3	64	16.2	128.3	64	16.3	128.4	75
21	00	16.3	126.8		16.3	126.8	0	16.3	126.9	11	16.3	126.7	11
21	06	16.9	125.6		16.9	125.9	33	16.9	125.7	11	16.6	125.8	42
21	12	17.9	124.2		17.9	124.6	44	17.7	124.5	40	17.3	124.5	75
21	18	18.7	122.8		18.7	123.3	55	18.6	123.4	65	18.4	123.0	40
22	00	19.1	121.3		19.3	121.0	40	19.3	121.2	25	19.4	121.0	50
22	06	19.3	120.3		19.4	120.5	20	19.4	120.1	20	19.2	120.2	12
22	12	19.7	119.7		19.8	119.8	12	19.7	119.7	0	19.7	119.8	11
22	18	20.4	119.0		20.4	119.4	44	20.5	119.0	11	20.2	119.0	22
23	00	21.1	117.9		21.1	117.9	0	21.2	117.9	11	21.0	117.9	11
23	06	21.4	116.9		21.5	116.9	11	21.7	117.0	35	21.6	116.9	22
23	12	21.7	116.1		21.7	116.1	0	21.7	116.1	0	21.6	116.1	11
23	18	21.8	115.4		21.8	115.4	0	21.9	115.1	35	21.7	115.6	25
平均誤差 (km)		—			26			26				28	

表八　海爾颱風各氣象機構24小時預報位置誤差校驗

Table 8. Summary of forecast position errors for typhoon HAL

日期		BEST TRACK			CWB			JTWC			RJTD		
日	時(Z)	N	E	誤差 (km)	N	E	誤差 (km)	N	E	誤差 (km)	N	E	(km)
21	00	16.3	126.8		18.5	126.8	240	18.5	126.7	242	17.0	127.0	80
21	06	16.9	125.6		18.4	125.8	165	18.6	126.2	200	18.0	126.0	130
21	12	17.9	124.2		18.4	125.6	155	18.0	126.1	200	18.0	126.0	190
21	18	18.7	122.8		18.7	124.6	190	18.6	125.2	255	18.5	125.0	230
22	00	19.1	121.3		18.6	123.3	210	19.2	123.1	176	18.5	123.5	236
22	06	19.3	120.3		19.2	122.8	258	20.4	122.1	220	19.0	122.0	176
22	12	19.7	119.7		20.3	121.3	170	21.2	121.3	175	19.2	120.8	127
22	18	20.4	119.0		21.7	120.0	176	22.9	120.1	297	20.9	119.0	55
23	00	21.1	117.9		22.9	117.2	209	23.4	118.3	253	22.2	116.3	200
23	06	21.4	116.9		22.3	117.5	121	24.1	118.7	264	22.5	115.0	231
23	12	21.7	116.1		23.3	117.8	242	22.9	118.3	253	22.5	115.0	145
23	18	21.8	115.4		23.8	119.3	451	24.1	118.8	418	23.0	116.0	143
24	00	22.1	115.3		25.1	115.1	330	25.1	115.5	330	23.5	114.5	176
24	06	22.8	115.3		25.1	113.4	308	24.9	113.0	314	24.0	114.0	179
24	12	23.3	115.1		24.4	113.8	176	24.5	113.1	237	23.0	113.0	242
24	18	23.9	115.1		23.5	112.2	291	24.2	112.5	259	23.5	112.5	264
平均誤差 (km)		—			230			256				175	

表九　海爾颱風各法預測位置誤差之校驗

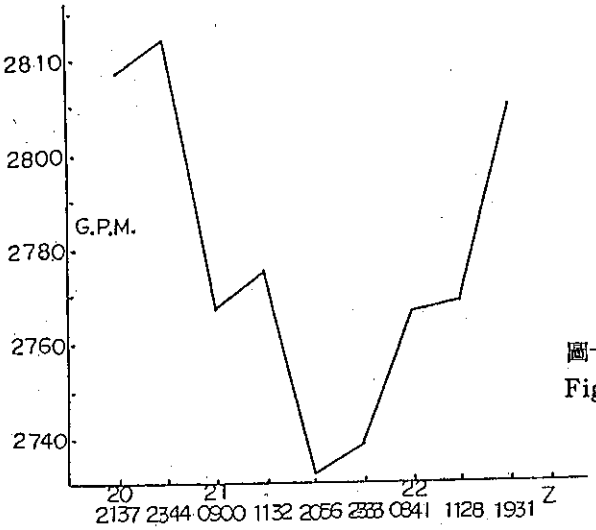
Table 9. Forecast error summary for typhoon

	Initial date	HURRAN			P. C.			CWB-81			ARAKAWA			CLIPER		
		Vector error	R. Angle error	Angie dev.	V.	R.A.	A.	V.	R.A.	A.	V.	R.A.	A.	V.	R.A.	A.
12HRS	6.20.18	21.0	10.9	2.1	63.1	29.4	7.6	43.5	29.5	7.1	62.2	6.9	− 2.3	—	—	—
	6.21.00	102.4	39.2	− 11.2	106.4	18.5	− 6.5	106.4	18.5	− 6.5	106.4	18.5	− 6.5	—	—	—
	6.21.06	123.5	4.9	0.8	170.6	0.0	2.6	123.5	4.9	0.8	114.4	38.1	− 7.6	—	—	—
	6.21.12	83.9	77.6	14.7	136.8	58.1	18.9	102.1	99.0	17.7	89.4	54.7	13.3	—	—	—
	6.21.18	99.6	86.8	19.3	131.7	122.8	29.0	121.0	99.1	21.6	117.5	113.9	24.6	—	—	—
	6.22.00	264.3	116.4	− 5.4	113.0	7.5	8.4	279.5	98.5	− 3.1	228.1	77.1	22.0	—	—	—
	6.22.06	101.2	52.8	− 31.1	118.2	91.2	− 22.3	88.6	67.9	− 29.2	137.9	48.4	− 11.9	—	—	—
	6.22.12	63.1	28.1	− 7.2	87.3	41.5	− 11.7	90.4	20.6	− 4.4	55.9	36.7	− 10.5	—	—	—
	6.22.18	128.3	36.5	− 10.9	99.6	91.4	− 24.0	135.2	45.6	− 16.2	48.5	35.7	− 8.4	—	—	—
	6.23.00	127.8	72.7	7.0	111.8	105.6	21.1	128.2	88.6	12.3	60.0	56.2	17.8	—	—	—
	6.23.06	67.4	67.4	7.4	107.2	107.2	15.8	83.4	83.4	12.4	97.0	97.0	18.3	—	—	—
	6.23.12	82.2	101.8	− 9.5	101.6	127.7	− 1.5	82.2	101.8	− 9.5	149.3	179.8	8.3	—	—	—
	6.23.18	170.8	156.6	− 77.5	152.5	152.9	− 68.7	161.8	146.6	− 76.7	226.8	300.8	− 39.4	—	—	—
	AVERAGE	110.4	65.5	− 7.8	115.4	73.4	− 2.4	118.9	69.5	− 5.7	114.9	81.8	1.4	—	—	—
24HRS	6.20.18	138.3	7.2	− 1.2	242.3	59.3	7.4	185.7	45.5	5.4	192.8	61.4	7.5	321.7	271.2	14.9
	6.21.00	191.2	56.5	− 3.1	282.9	4.9	3.6	208.6	45.8	− 2.0	202.7	14.1	2.3	259.4	67.3	− 5.7
	6.21.06	176.5	40.9	9.3	251.6	29.0	11.4	197.6	38.5	9.7	167.7	17.5	6.3	305.6	127.9	25.9
	6.21.12	154.4	93.4	13.6	166.8	154.9	18.7	231.0	141.1	19.8	111.9	90.3	11.7	178.1	129.3	18.1
	6.21.18	131.5	4.4	7.3	145.7	121.9	18.5	238.5	38.7	14.8	225.9	69.4	17.3	120.4	120.3	15.8
	6.22.00	390.0	148.5	− 14.2	93.0	19.5	− 0.5	458.8	194.3	− 10.3	234.8	63.7	1.1	135.7	38.8	7.7
	6.22.06	226.0	82.8	− 15.1	75.2	83.2	− 9.7	127.8	148.8	− 13.9	235.9	98.6	− 12.5	90.2	5.8	12.3
	6.22.12	55.6	15.5	1.0	195.3	3.1	23.1	187.1	39.7	14.2	195.6	127.1	− 11.1	157.3	77.8	21.4
	6.22.18	174.9	29.3	19.2	265.7	262.6	32.2	227.3	43.6	17.1	194.2	194.2	1.7	313.9	165.3	47.8
	6.23.00	365.3	396.7	27.6	463.0	495.4	63.4	376.6	410.5	37.0	306.8	341.3	37.7	434.6	468.3	38.2
	6.23.06	251.6	308.9	− 12.6	249.0	347.9	7.7	248.0	320.6	− 6.4	257.1	328.1	− 7.1	263.9	362.3	7.8
	6.23.12	242.1	282.6	− 41.4	157.6	277.5	− 18.8	117.5	236.7	− 34.0	365.6	418.0	− 42.3	210.6	337.1	− 17.7
	6.23.18	308.1	318.1	− 65.9	206.9	251.1	− 50.4	283.8	260.7	− 69.9	396.4	419.1	− 68.1	151.2	303.0	− 29.2
	AVERAGE	215.8	137.3	− 5.8	215.0	162.3	8.2	237.6	151.0	− 1.4	237.5	172.5	− 4.3	226.4	190.3	12.1

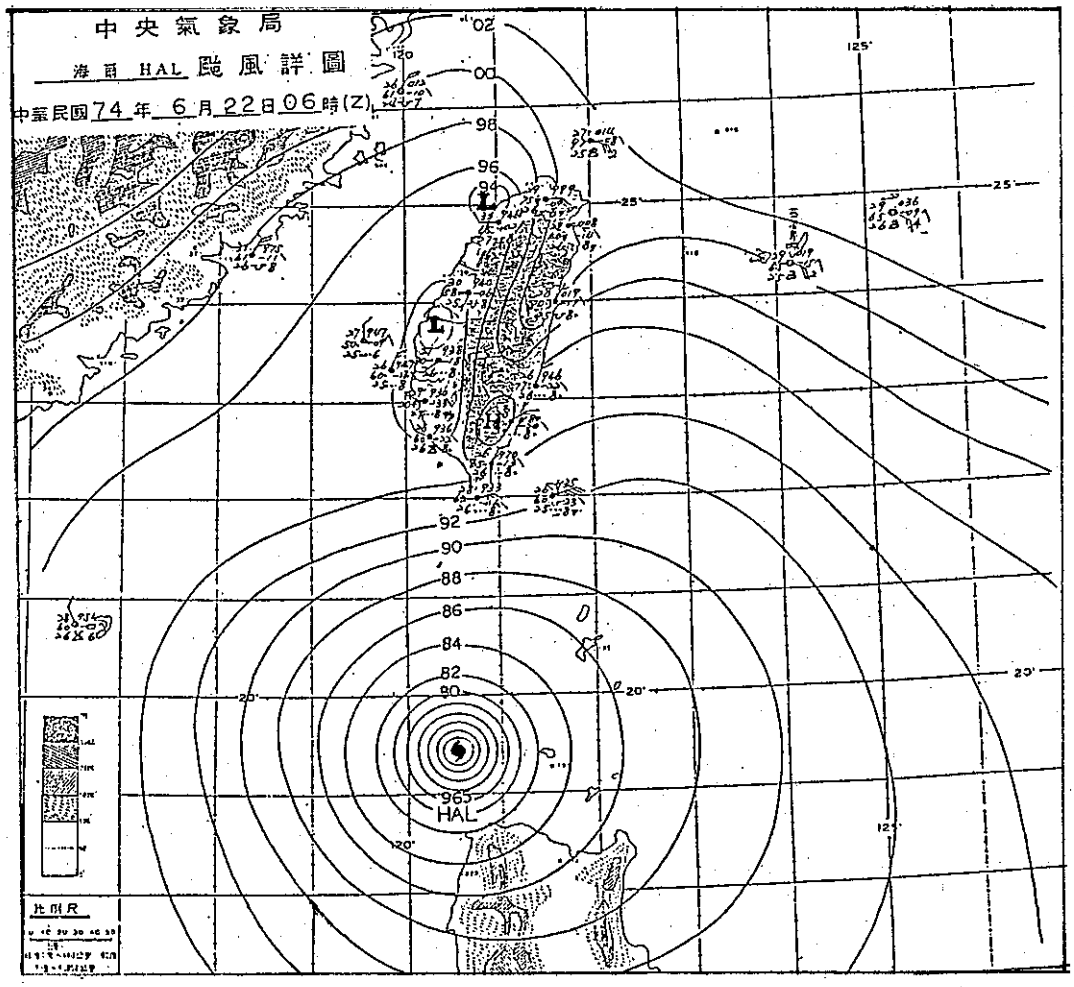
表十 海爾颱風各法預測位置誤差之校驗

Table 10. Forecast error summary for typhoon HAL

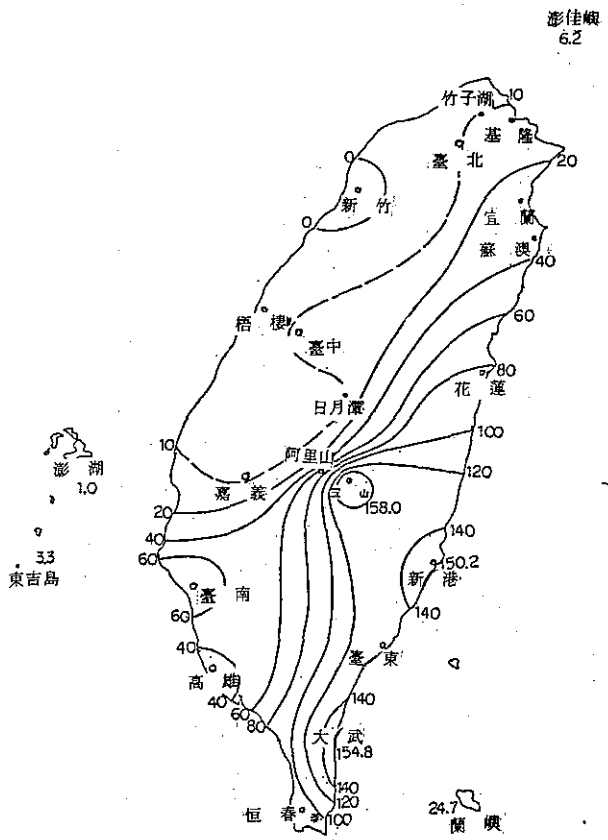
	Initial date	HURRAN			P. C.			CWB-81			ARAKAWA			CLIPER		
		Vector error	R. Angle error	Angie dev.	V.	R.A.	A.	V.	R.A.	A.	V.	R.A	A.	V.	R.A.	A.
36HRS	6.20.18	208.9	28.4	5.7	394.5	126.5	18.0	332.7	112.9	15.4	—	—	—	—	—	—
	6.21.00	141.8	15.4	1.6	333.3	77.1	12.7	214.6	22.3	3.8	—	—	—	—	—	—
	6.22.06	144.7	113.9	6.7	311.4	125.9	13.4	227.0	148.5	11.2	—	—	—	—	—	—
	6.22.12	143.0	136.1	9.0	251.3	205.9	18.1	298.6	292.0	18.1	—	—	—	—	—	—
	6.22.18	133.6	114.9	8.4	226.5	211.4	19.5	366.5	331.4	19.4	—	—	—	—	—	—
	6.23.00	380.2	380.2	— 7.6	157.0	157.0	3.6	596.1	596.1	— 2.8	—	—	—	—	—	—
	6.23.06	319.8	76.7	— 6.5	15.2	84.6	0.6	69.1	75.1	— 5.3	—	—	—	—	—	—
	6.23.12	58.6	142.0	3.8	296.6	248.0	34.4	258.2	143.4	27.0	—	—	—	—	—	—
	6.23.18	68.3	214.1	2.5	207.0	242.5	26.7	214.2	141.3	20.6	—	—	—	—	—	—
	6.24.00	466.0	626.0	— 14.0	496.6	685.4	26.3	356.7	559.9	9.9	—	—	—	—	—	—
	6.24.06	402.6	557.3	— 31.5	360.2	618.0	— 1.6	275.6	531.8	— 2.9	—	—	—	—	—	—
	6.24.12	354.4	551.6	— 42.3	245.6	515.9	— 15.3	115.3	322.3	— 20.9	—	—	—	—	—	—
	AVERAGE	235.2	246.4	— 5.4	274.6	274.9	13.0	277.1	273.1	7.8	—	—	—	—	—	—
48HRS	6.20.18	176.8	105.4	4.0	405.2	235.8	18.2	428.7	262.6	20.5	—	—	—	321.5	271.2	16.4
	6.21.00	172.4	30.3	0.4	381.5	189.5	12.2	303.1	146.9	7.0	—	—	—	244.7	30.1	— 1.2
	6.21.06	229.3	133.4	9.6	420.8	212.3	15.3	351.9	212.2	15.8	—	—	—	487.3	353.0	26.5
	6.21.12	224.2	293.2	13.3	364.8	271.5	22.1	503.2	568.3	24.7	—	—	—	318.7	232.5	18.8
	6.21.18	193.8	333.3	12.6	356.3	365.3	24.8	562.7	799.6	27.3	—	—	—	307.3	312.2	21.6
	6.22.00	445.7	731.0	— 5.8	232.5	505.6	5.6	764.3	1046.4	4.4	—	—	—	341.2	576.1	13.6
	6.22.06	318.2	11.1	2.8	92.4	375.6	— 7.0	81.1	394.1	— 3.8	—	—	—	233.0	478.5	15.2
	6.22.12	96.6	470.5	0.5	469.2	526.7	42.4	388.3	413.1	38.0	—	—	—	320.9	582.4	21.8
	6.22.18	101.1	500.7	— 5.5	412.7	532.7	41.4	338.9	420.0	37.1	—	—	—	260.0	603.2	18.2
	6.23.00	550.7	943.7	— 20.6	690.1	990.8	37.1	492.0	903.7	15.9	—	—	—	432.8	870.5	6.7
	AVERAGE	250.9	355.3	1.1	382.6	420.6	21.2	431.4	516.7	18.7	—	—	—	326.7	431.0	15.8



圖十三、海爾颱風在 700mb 中心高度時間變化曲線
Fig. 13 The variation of lowest height at 700mb level for typhoon HAL

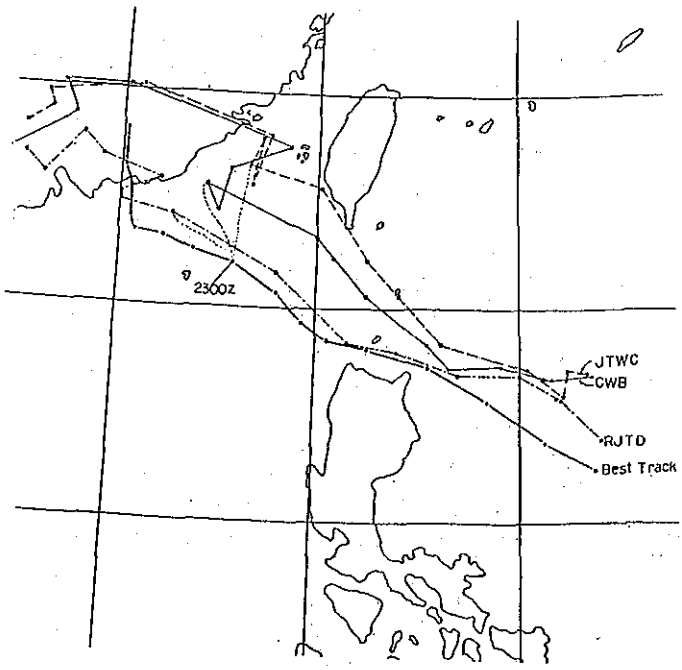


圖十四、74年6月22日 06Z 海爾颱風地面圖
Fig. 14 Surface chart of typhoon HAL at 2206Z June, 1985



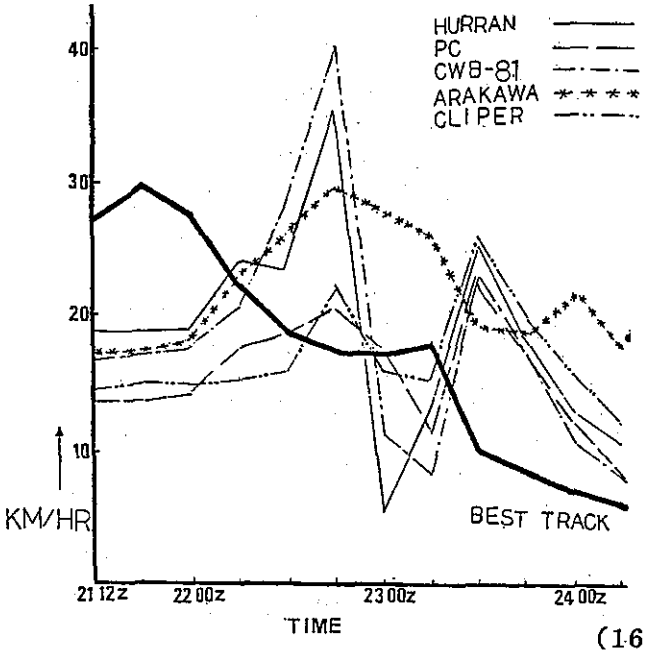
圖十五、海爾颱風侵台期間（6月22—23日）雨量分佈圖（單位mm）

Fig. The distribution of total rainfable during typhoon HAL's passage (22-23 June 1985)



圖十六、海爾颱風之本局、關島及日本24小時主觀預測路徑圖

Fig. 16 24-hour forecast positions for typhoon HAL by CWB, JTWC and RJTD respectively



圖十七、五種客觀預報移速變化曲線與最佳路徑之比較圖

Fig. 17 Comparison of moving speeds of typhoon HAL predicted by five objective methods (HURRAN,PC, CWB-81 ARAKAWA and CLIPER) with the actual speeds

顯。在24小時預報上，平均誤差而言，向量誤差以PC及 HURRAN 二方法預報誤差較小，直角誤差仍以HURRAN結果較佳。偏角誤差則是CWB-81最小，大致而言均有較大偏右的趨勢。隨着預報時間的加長，除了誤差加大外，其偏右落後的現象更明顯。圖十七爲最佳路徑與五種客觀預測，移速變化之比較。對於速度變化，客觀預報均有延遲的現象，以此一颱風而言延遲時間爲 6—18 小時。變化上 HURRAN 與 CWB-81 相近，但程度上 CWB-81 較明顯。

六、災　　情

海爾颱風之路徑雖距本省較遠，但其七級風暴風半徑達 350 公里，其暴風邊緣仍掃過本省南端。統計死亡 3 人，失踪 7 人，26人受傷，36人遭水圍困，山洪爆發。南廻、花東、中橫等公路多處坍方中斷。東港、林邊、枋寮、佳冬及高雄鹽埕區海水倒灌積水。海堤沖毀250公尺，魚塭淹沒150公頃，流失 110 公頃。房屋全倒 9 戶，半倒 3 戶。竹筏沖失10艘。屏東地區有35%香蕉倒伏或腰折。另外海爾颱風亦橫掃了呂宋島北部，造成嚴重災情。

七、結　　論

㈠海爾颱風之强度與路徑，屬於較穩定。其自生成至消失，正好處於太平洋高壓從增强至減弱的一個變化週期。在 6 天的生命期中其强度幾乎一直維持在45至48m/s之間。移動速度稍有起伏，大致說來比較具有規則。

㈡風雨情況不嚴重，但其於過境後的48小時，却給南部地區引進强勁的西南風。及東南部地區的豪雨，累積達306公厘（臺東測站）。

在颱風路徑預報上均有偏右落後的現象，而且隨着預報時間加長，此一現象更爲明顯。比較五種客觀預報，以 HURRAN 所作之結果，較爲理想。對於加（減）速及方向變化的反應時間均向後延遲，時間約爲 6—18小時。

Report on typhoon "HAL" in 1985

Yann-Jang Lin [1]

Junior Meteorologist, Forecasting, Center, Central Weather Bureau

ABSTRACT

HAL, the fourth typhoon occurred in the North-western Pacific in this year and it was the first tropical cyclone invading Taiwan area in 1985.

HAL's maximum wind speed near center reached 48m/s, its moving direction kept steady but moving speed was varied when it drew near Luzon Island and crossed Bashi Channel.

Only a few damage was reported in the southern Taiwan during its passage. After HAL passing away Taiwan, it induced the southwestern airflow that brought the very strong wind force in Tainan and Kaohsiung area and the heavy rainfall in Taitung area.

To verify the mean error's of HAL position prediction by five objective typhoon track forecasting methods will be discussed in this report. Comparatively, the results show that HURRAN's method was the best one.

民國七十四年颱風調查報告*

—侵臺颱風（8506號）傑夫

江　緣　貴[1]

一、前　　言

傑夫（Jeff）颱風編號8506，是今（74）年第六個發生在西太平洋上的颱風，同時也是侵襲臺灣地區的第二個颱風。傑夫最初發生在硫磺島東南方海面，於7月23日2時發展爲輕度颱風。經多日的長途跋涉，於30日凌晨其中心通過彭佳嶼東北方海面。此颱風侵襲期間，由於僅暴風邊緣掠過臺灣東北部及北部陸地，及各界防範得宜，而臺灣地區並未有重大災害發生。但綜觀傑夫颱風的動態，發現其具有九十年來北太平洋西部颱風所罕見的特色，值得作深入的探討。

㈠發生於較高緯度的海面上：侵襲臺灣地區的颱風大部是從太平洋上來的，發生的地點以北緯10度到15度的加羅林羣島、馬利安納羣島和帛琉羣島附近一帶，而傑夫颱風是發生在北緯23度，與臺灣約同緯度的較高緯度海面。

㈡生命期長：傑夫颱風從形成到消失，經歷十二日之久，比颱風平均壽命七日多了五日。傑夫颱風曾兩度增强至中度颱風，而其强度的增强與減弱，與所經過海域之海水溫度有密切關係。

㈢路徑詭異：傑夫颱風最初移動方向爲北到東北，然後轉爲西到西南，直逼琉球與臺灣東部海面，當其侵臺期間又轉爲西北進行。而分析其整個路徑的變化，主要受太平洋高壓增强西伸與減弱東退的影響。

本文將針對傑夫颱風的特性及發展經過作一分析，並校驗各種颱風路徑預報方法，以供日後偶有類似路徑的颱風時之預報作業之參考。

二、傑夫颱風之發生與經過

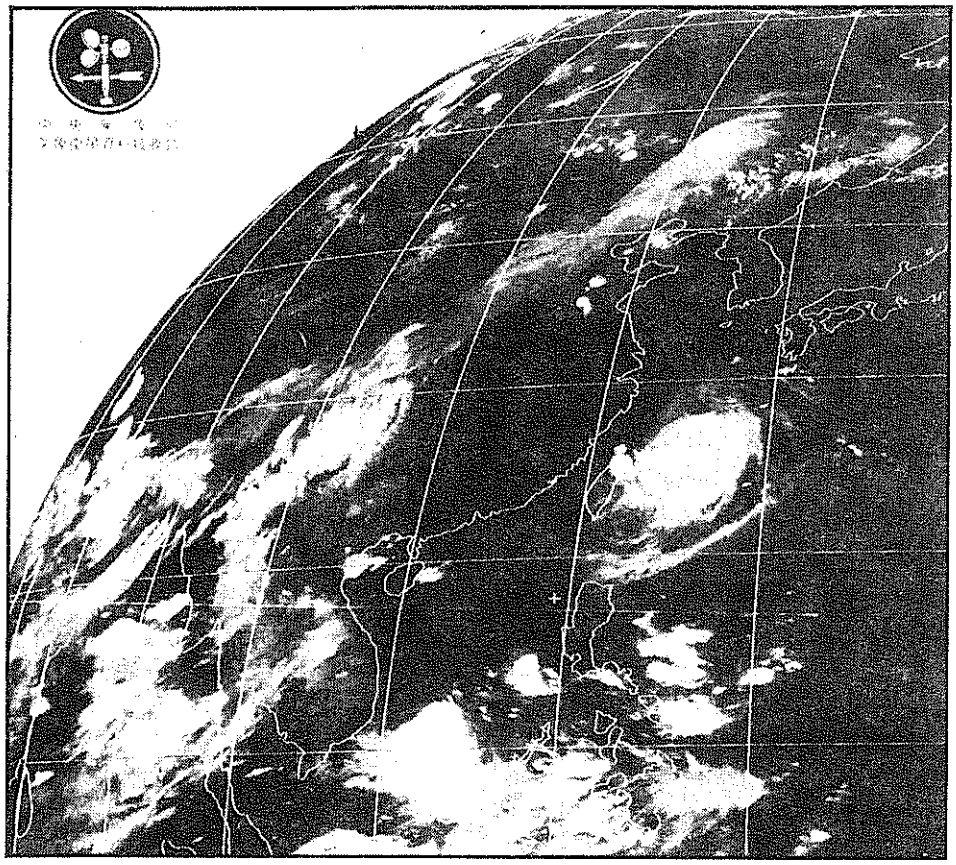
七月中旬末期在硫磺島東南方海面就有熱帶擾動在孕育，經多日的醞釀於23日2時發展爲輕度颱風，並命名爲傑夫（圖一）。當時中心氣壓爲999mb，中心位置在北緯23.1度，東經145.8度，中心最大風速18m/s，暴風半徑100公里，以6KTS的速度向北北東進行。由於當時該海面海水溫度高達28°C（圖二），有利於傑夫颱風的發展，因此在當天下午2時就增强爲中度颱風，中心氣壓下降至986mb，中心最大風速增强爲33m/s，暴風半徑亦擴大爲250公里，並維持以北北東方向進行。於23日20時至24日2時，其中心最大風速曾增强至35m/s。

24日下午由於傑夫颱風高空與地面環流脫離，24日14時又減弱爲輕度颱風，其中心位置爲北緯27.7度，東經147.5度，即在硫磺島東北方海面，以7KTS的速度轉爲西北方向進行，16時再轉爲向西進行。此時傑夫颱風的强度已逐漸減弱，而該海面海水溫度又較低，未能適時供給傑夫颱風發展所需的能量，經過二天的時間，於26日14時再減弱爲熱帶性低氣壓（TD），中心位置爲北緯27.4度，東經139.2度，向西南移動直逼琉球海面，速度加快，在12小時之內曾經走了410km，相當於17KTS。

27日14時當其到達南大東島附近海面時，由TD再增强爲輕度颱風，此時中心位置爲北緯25.5度，東經132.9度，暴風半徑150公里，向西移動，時速已減慢爲10KTS。傑夫颱風向西移動，逐漸朝臺灣東方海面接近，28日8時中心位置已抵達北緯24.8度，東經129.1度，即在臺北東方約750公里的海面上，對臺灣東部及北部海面構成威脅，中央

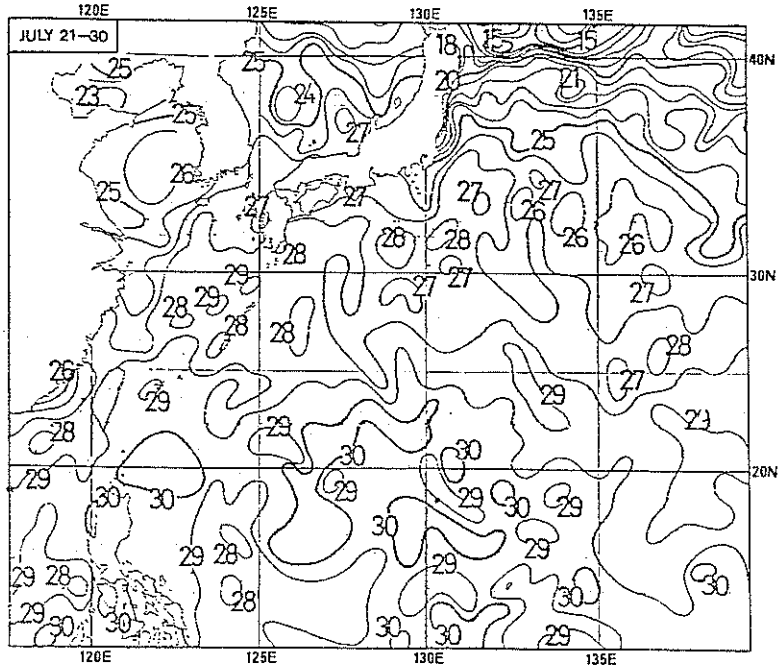
* 收稿日期：75年1月15日　送審日期：75年1月16日

1 中央氣象局預報測站技佐



圖一、 民國74年7月24日8時紅外綫衛星雲圖

Fig. 1 Satellite cloud picture(IR)at 00Z 29 July 1985.



圖二、 民國74年7月21日至30日10天平均海水溫度圖

Fig. 2 Mean sea surface temperature chart of ten days during the period of July 21-30 1985.

氣象局乃於28日9時發布第一報海上颱風警報，呼籲臺灣東部及北部海面航行船隻均應戒備。到了下午傑夫颱風已到達琉球那覇島南方海面，其威力已稍見增强，並有繼續發展爲中度颱風的趨勢，對臺灣北部及東部陸地將構成威脅。因此中央氣象局在15時5分發布第二報海上陸上颱風警報，呼籲臺灣北部（苗栗及以北地區）、東部（宜蘭、花蓮地區）地區應戒備並防豪雨。

由於琉球南方海面當時海水溫度高達 29°C ，有利於颱風的發展，使傑夫颱風於29日8時增强爲中度颱風，中心最大風速爲33m/s，行進速度稍爲減慢，以8KTS 向西北移動。29日下午臺灣東北部及北部地區受颱風雲雨帶影響，已有局部性豪雨出現。29日20時傑夫颱風繼續向西北移動，逐漸進入臺灣北部海面，此時北部海面已有十一級暴風及六公尺之浪高出現。30日3時2分彭佳嶼測站出現41.9m/s 的最大陣風，當時風向爲西風，顯示颱風中心就在彭佳嶼北方海面上，8分鐘後彭佳嶼又出現 979.7mb 的最低氣壓，與傑夫颱風當時中心氣壓970mb只差9.7mb。

30日8時傑夫颱風對臺灣地區陸地的威脅已解除，到了晚上8時已移至我國浙江省近海，此時已減弱爲輕度颱風，對臺灣北部海面的威脅亦已解除，因此本局於30日20時50分發布解除颱風警報（見表一）。

傑夫颱風於31日凌晨登陸浙江省，隨後轉向北進行，經由江蘇省出海，進入黃海再轉向東北，於8月3日在朝鮮半島北部登陸，此時已減弱爲溫帶氣旋。此颱風從形成到消失共經歷十二日之久，此爲傑夫颱風的特性之一，實爲罕見。

三、傑夫颱風之路徑與天氣圖形勢

路徑詭異是傑夫颱風特性之一，分析傑夫颱風之動向大致可分爲北到東北，西到西南及西北到北三個階段，現在就此三個階段之路徑檢討如下（圖三）：

(一)北到東北階段

七月下旬初期太平洋副熱帶高壓的形勢已逐漸減弱並東退，在高緯度雖仍有一高壓脊線滯留日本，但其中心位置偏高約在北緯35度附近，並有繼續減弱的趨勢（圖四、圖五）。因此當23日2時傑夫颱風形成後仍以北北東方向進行。且此時500mb高空正好有一槽線由日本附近東移，通過傑夫颱風北方，使傑夫颱風受到牽引曾一度偏東北方向移動。但由於500mb高空槽線位置偏北，傑夫颱風尚未進入西風帶，因此並沒有繼續往東北移動，反而到了24日下午，由於傑夫颱風東側之太平洋副熱帶高氣壓的增强西伸（圖六、圖七），使得傑夫颱風轉爲偏北方向進行，14時傑夫已移至槽線後面的高壓南側，受到此高壓南緣向西氣流影響，進行方向已見轉爲西北，16時已轉爲向西進行。

(二)西到西南階段

此一階段主要受到滯留於日本附近高壓脊線影響，由於此一高壓脊線呈東北西南走向（圖八），使得傑夫颱風以西到西南方向進行，但因此脊線勢力時有消長，致使傑夫颱風路徑時有起伏變化。27日晚當傑夫颱風移至南大東島附近海面時，此高壓脊線轉呈東西向，使得傑夫以偏西方向沿着高壓南緣進行。

(三)西北到北階段

在此階段裏，由於滯留於日本的高氣壓勢力已減弱，並在渤海近分裂出另一高氣壓（圖九～圖十二），28日20時 700mb 高空滯留日本的高壓已退到東經128度， 500mb 高空在颱風西北邊正有一支槽線向東移動，對傑夫颱風轉向北進行更爲有利。

四、傑夫颱風侵臺期間各地氣象要素情況

(一)氣壓

中央氣象局各測站測得最低氣壓出現時刻，除嘉義、高雄及恒春在29日16時～17時外，其餘各測站出現之時刻均在30日2時至6時之間。而此期間正好爲傑夫颱風通過臺灣東北方海面的時間，最低氣壓值北部（除新竹外）、東北部及東部地區均降至1000mb 以下，其中以彭佳嶼於30月3時10分測得之979.7mb爲最低，其他測站都在 998mb 左右。而新竹及中南部最低氣壓值均在 1000mb以上，此與颱風路徑有密切關係。表二，彭佳嶼測站30日3時10分測得之最低氣壓 979.7mb ，與30日3時2分測得之 992.3mb 比較，8分鐘之內該站氣壓下降 12.5mb，顯示傑夫颱風中心通過彭佳嶼附近就在30日3時10分左右（如圖十三）。圖十四爲傑夫颱風侵臺期間，彭佳嶼、花蓮及宜蘭之逐時氣壓與風變圖。

表一　傑夫颱風警報發布過程表

Table 1. Warning Procedures issued by the CWB for typhoon Jeff

警報種類	次序 號	次序 報	資料時間 日	資料時間 時	發布時間 日	發布時間 時	發布時間 分	警戒地區 海上	警戒地區 陸上	備註
海上	2	1	28	8	28	9	0	臺灣東部海面及北部海面		
海上陸上	2	2	28	14	28	15	5	〃	臺灣北部及東部地區	
〃	2	3	28	20	28	21	0	臺灣北部海面、東部海面、臺灣海峽北部及馬祖海面	〃	
〃	2	4	29	2	29	4	45	〃	〃	
〃	2	5	29	8	29	9	0	〃	〃	
〃	2	6	29	14	29	15	0	〃	〃	
〃	2	7	29	20	29	21	25	〃	〃	
〃	2	8	30	2	30	4	0	臺灣北部海面、馬祖海面、臺灣海峽北部及臺灣東北部海面	臺灣北部地區	
海上	2	9	30	8	30	9	0	臺灣北部海面馬祖海面及臺灣海峽北部海面	〃	
〃	2	10	30	14	30	15	35	臺灣北部海面	〃	
解除	2	11	30	20	30	20	50	—	〃	

㈡風

傑夫颱風侵臺期間各地出現風速情形，平均風速以彭佳嶼最大有11級，其次爲蘭嶼9級，鞍部、玉山7級，基隆、高雄6級，竹仔湖、臺南5級，其他地區爲2至4級。瞬間最大風速亦以彭佳嶼14級最大，其次爲蘭嶼12級，鞍部9級，基隆8級，臺北、蘇澳及恒春7級，竹仔湖6級，宜蘭5級，其他地區則在5級以下。出現10m/s以上的强風地區（表二），其出現時間從29日2時某些地區就已開始，直到30日9時止。臺北地區因受大屯山阻擋，起風時間於30日5時以後才開始。

㈢降水量

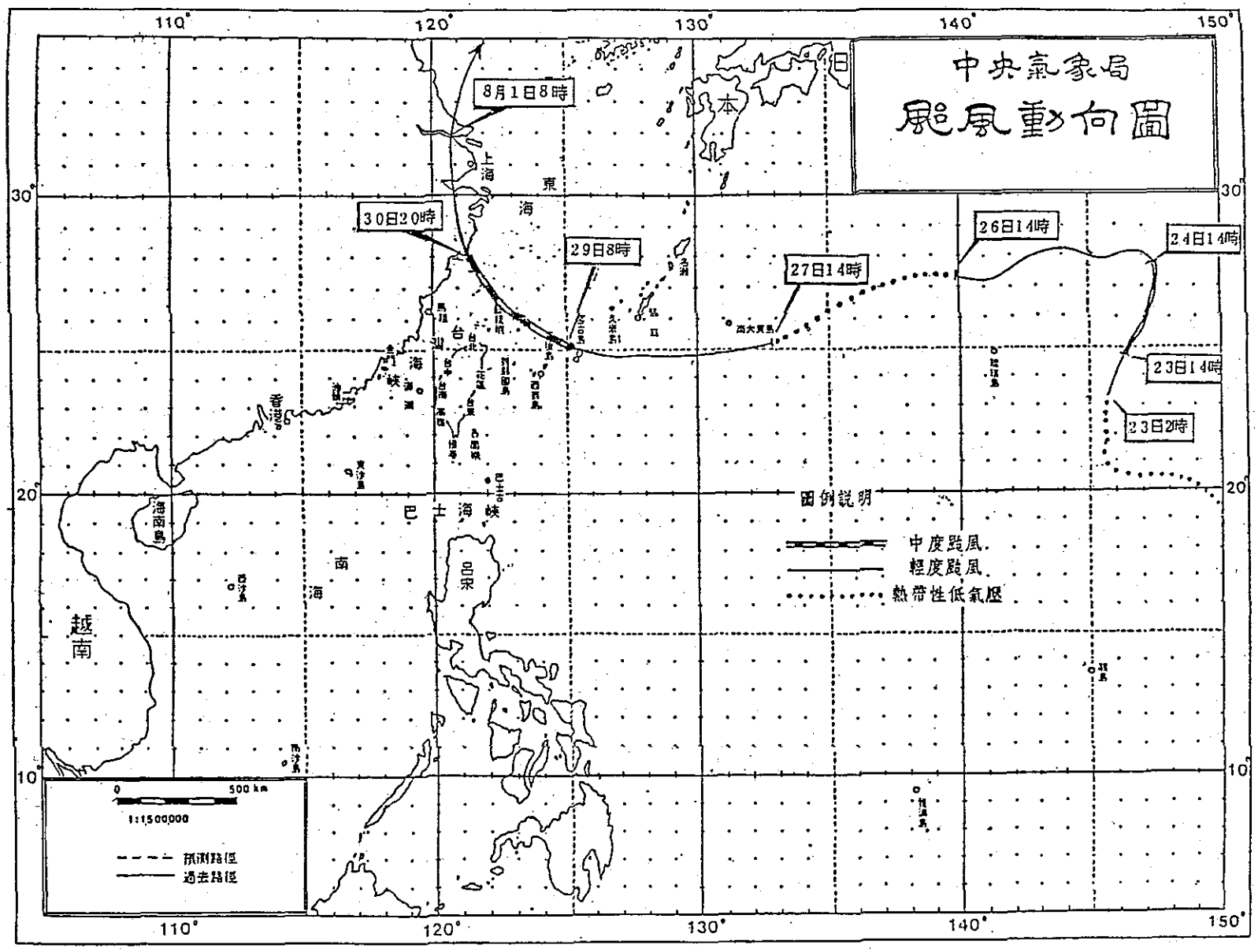
各地雨量如圖十五及表二，大致可分爲

1.北部、東北部地區雨量集中區域

表二　傑夫颱風氣象統計表

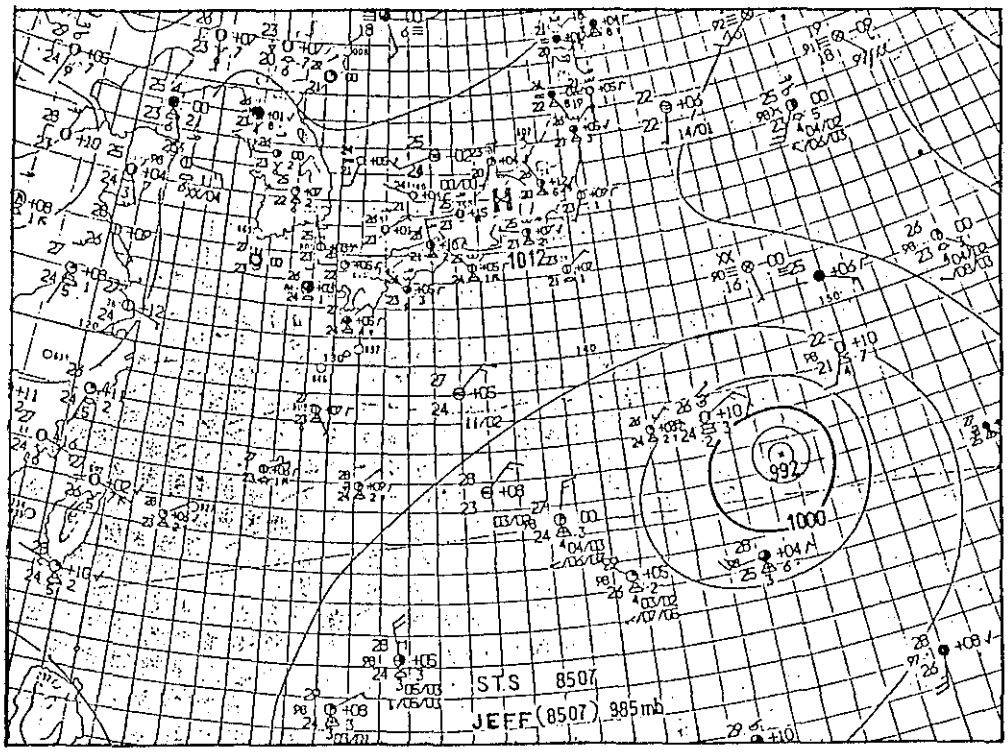
颱風傑夫 (Jeff)　編號8506　民國74年　(1985年)　　Table 2. The meterological summary of CWB stations during Typhoon Jeff's Passage

測站	最低氣壓(mb)		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)	
	數值	日時分	風向	風速	日時分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日時分	日時分至日時分	一小時內	日時分至日時分	十分鐘內	日時分至日時分	數量	日時分至日時分
彭佳嶼	979.7	30.03.10	W	41.9	30.03.02	992.3	24.1	100	W	29.8	30.05.09	29.15.00～30.12.55	50.4	30.03.38～30.04.38	13.4	30.04.13～30.04.23	247.9	29.02.05～30.07.35
基　隆	997.5	30.04.25	SW	18.9	30.04.25	997.5	26.3	87	SW	12.0	30.04.27	30.04.15～30.08.34	70.8	29.07.10～29.08.10	18.0	24.08.00～29.08.10	225.8	29.03.30～30.09.40
鞍　部	908.0	30.02.25	NNW	22.0	30.02.35	908.5	21.1	100	NNW	14.5	29.16.32	29.16.00～30.02.00	82.5	29.07.40～29.08.40	17.2	29.07.50～29.08.00	178.8	29.03.36～30.08.52
竹子湖	997.9	30.03.15	NW	16.8	29.22.51	1000·0	23.1	98	NW	10.0	29.22.00	—	60.3	29.07.30～29.08.30	14.0	29.08.00～29.08.10	153.9	29.03.15～30.08.50
臺　北	997.9	30.05.30	W	16.0	30.05.43	998.2	26.7	82	W	7.2	30.06.00	—	52.0	29.14.10～29.15.10	21.0	29.14.40～29.14.50	153.2	28.16.28～30.02.55
新　竹	1001.0	30.04.15	NW	10.4	29.11.40	1004.0	26.3	90	NW	6.7	29.11.50	—	30.6	29.11.15～29.12.15	16.0	29.12.00～29.12.10	40.3	29.10.45～30.00.40
臺　中	1001.9	30.03.30	NE	6.4	29.11.50	1004.3	29.9	61	N	3.2	29.12.20	—	1.7	30.03.25～30.03.45	1.5	30.03.30～30.03.40	1.7	30.03.25～30.03.45
梧　棲	1001.4	30.03.10	NNW	8.6	29.10.02	1004.8	30.7	71	NNW	7.0	29.11.45	—	2.7	30.08.08～30.09.08	2.0	30.08.28～30.08.38	2.7	30.08.08～30.08.38
日月潭	892.7	30.04.00	SSE	6.5	30.04.40	892.9	19.2	96	SSE	4.7	30.03.40	—	19.2	30.04.30～30.05.30	8.0	30.05.00～30.05.10	24.4	28.17.00～30.07.20
澎　湖	1001.2	30.04.00	NNW	6.5	29.13.48	1004.0	31.4	71	NNW	4.1	30.13.40	—	—	—	—	—	—	—
嘉　義	1001.5	29.17.30	N	10.8	29.13.53	1002.5	31.5	67	N	7.5	29.14.00	—	7.5	28.16.40～28.17.40	2.0	28.16.40～28.16.50	8.0	28.16.36～28.23.00
阿里山	758.0	30.04.00	E	7.0	29.06.05	759.8	12.2	98	E	4.4	29.06.50	—	8.0	28.17.00～28.18.00	3.1	28.17.30～28.17.40	19.7	28.12.40～29.17.05
玉　山	3 60.5	30.05.00	—	—	—	—	—	—	NNW	15.7	29.23.40	29.04.00～30.07.00	3.0	28.16.49～28.17.30	1.8	28.17.10～28.17.20	4.1	28.13.47～30.07.00
臺　南	1002.2	30.03.50	NNW	12.6	29.13.37	1003.6	31.6	63	NNW	9.2	29.13.13	—	—	—	—	—	—	—
高　雄	1001.0	29.16.00	NW	16.3	29.14.03	1002.8	30.8	68	NW	10.8	29.14.10	29.14.10～29.15.00	—	—	—	—	—	—
東吉島	1001.8	30.04.10	NW	9.2	29.12.04	1004.2	30.0	76	NW	7.6	29.11.38	—	—	—	—	—	—	—
恒　春	1000.2	29.16.50	NW	10.2	29.14.42	1001.0	29.6	77	NW	7.4	29.12.25	—	—	—	—	—	—	—
蘭　嶼	998.2	30.02.00	WSW	32.9	30.02.46	998.5	25.8	88	WSW	24.4	30.01.36	29.02.50～ —	—	—	—	—	—	—
大　武	997.6	30.04.00 30.05.00	S	10.2	30.07.30	999.2	30.9	55	S	5.0	30.05.20	—	—	—	—	—	—	—
臺　東	997.9	30.04.00	ENE	8.0	29.13.01	1001.3	32.3	60	ENE	5.2	29.13.03	—	0.6	28.17.20～28.18.20	0.4	28.17.20～28.17.30	0.6	28.17.20～28.18.30
新　港	997.6	30.03.47	NE	8.3	28.09.11	1006.6	30.2	69	NE	6.2	29.11.20	—	—	—	—	—	—	—
花　蓮	998.2	30.04.00	NE	8.0	28.16.20	1008.1	30.5	69	NE	4.7	29.16.30	—	0.8	29.10.45～29.11.45	0.4	29.10.45～29.10.55	1.9	28.18.45～29.13.05
宜　蘭	998.6	30.02.00 03.00	N	13.0	29.05.05	1002.5	29.5	65	W	6.7	29.03.50	29.03.10～30.05.30	10.0	29.09.00～29.10.00	2.8	29.09.10～29.09.20	33.9	29.07.10～29.19.20
蘇　澳	998.9	30.03.00	W	14.4	29.05.06	1002.3	29.9	52	WSW	7.2	29.03.50	—	4.2	29.17.00～29.18.00	3.0	29.17.20～29.17.30	19.2	29.07.20～30.00.40



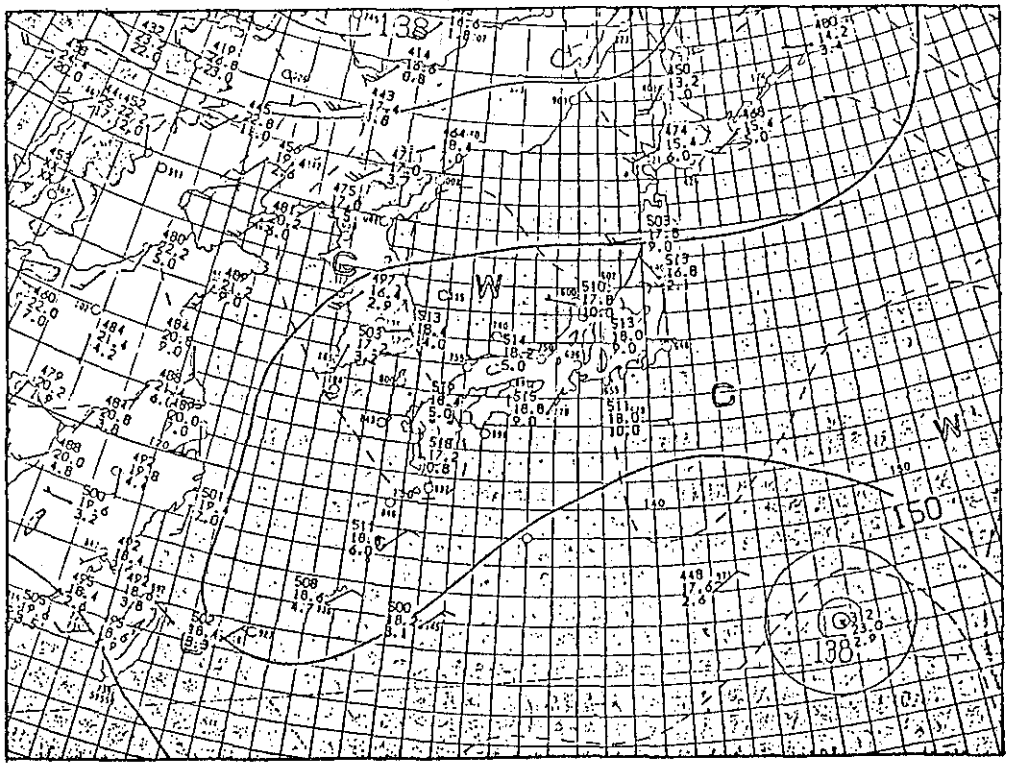
圖三、 傑夫颱風動向圖

Fig. 3 The track of typhoon Jeff



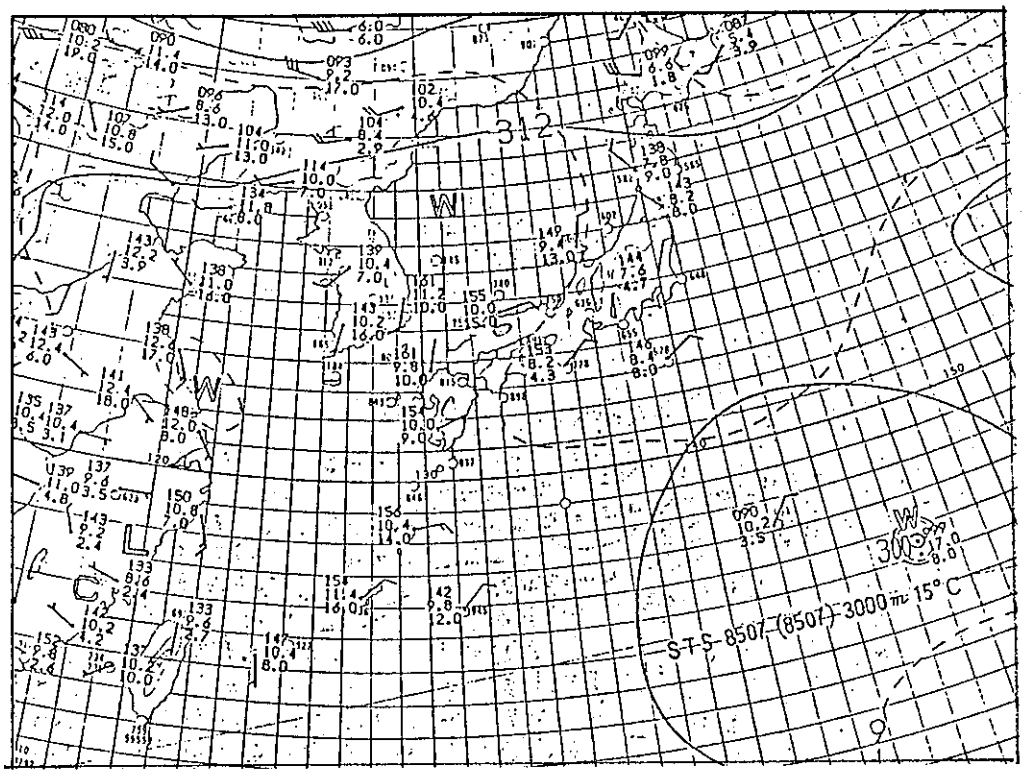
圖四、 民國 74 年 7 月 23 日 20 時地面天氣圖

Fig. 4 Surface synoptic chart at 12Z 23 July 1985



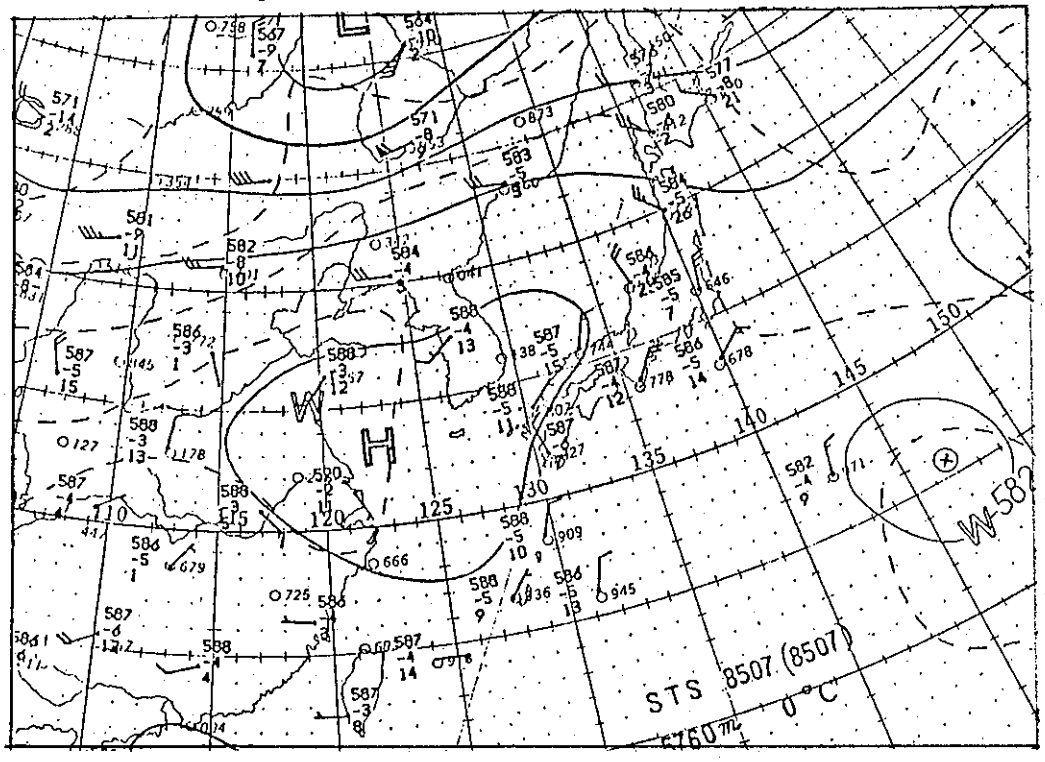
圖五、 民國 74 年 7 月 23 日 20 時 850 毫巴高空圖

Fig. 5 850mb chart at 12Z 23 July 1985



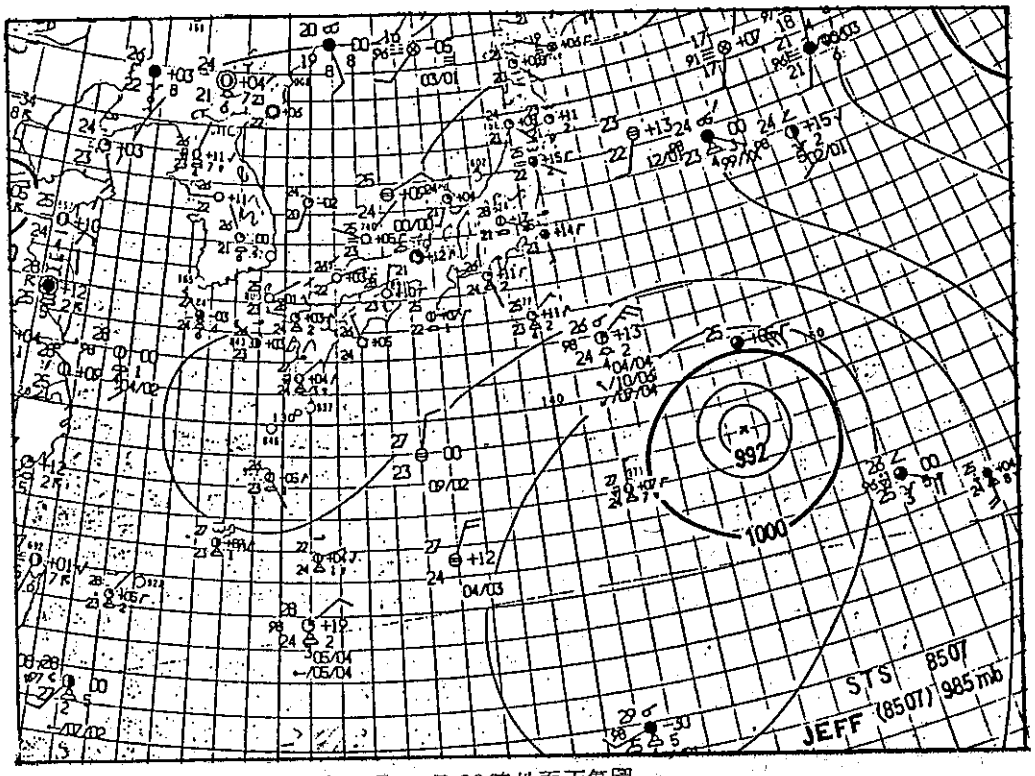
圖六、 民國74年7月23日20時700毫巴高空圖

Fig. 6 700mb chart at 12Z 23 July 1985



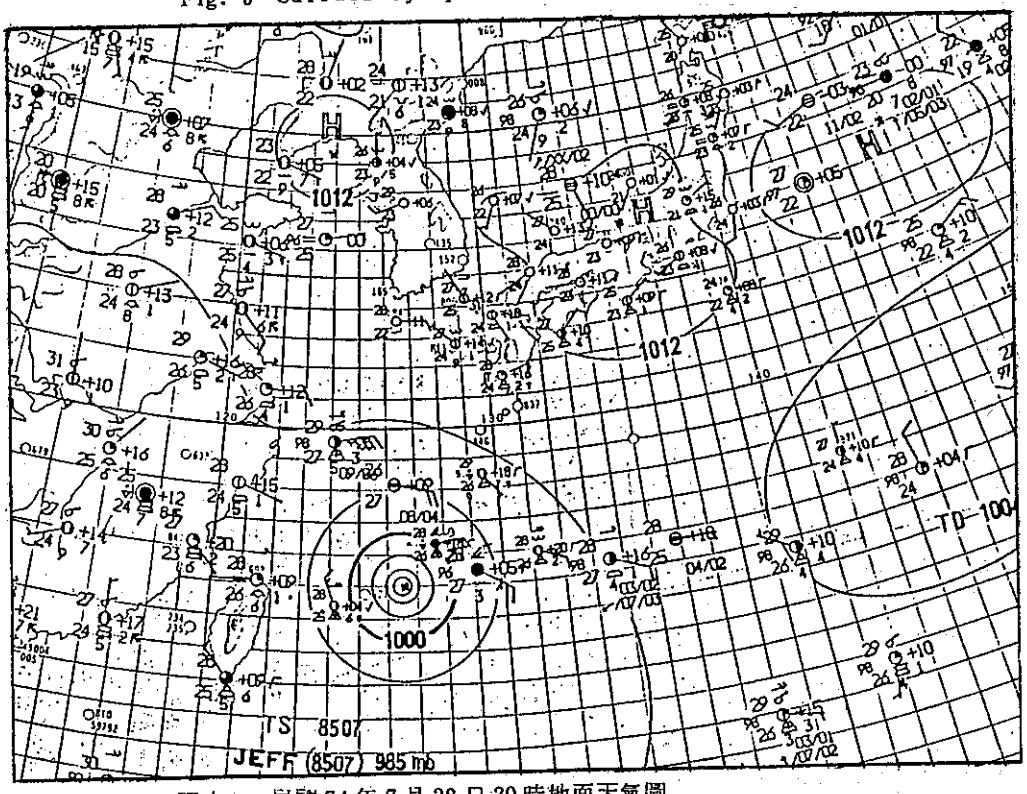
圖七、 民國74年7月23日20時500毫巴高空圖

Fig. 7 500mb chart at 12Z 23 July 1985



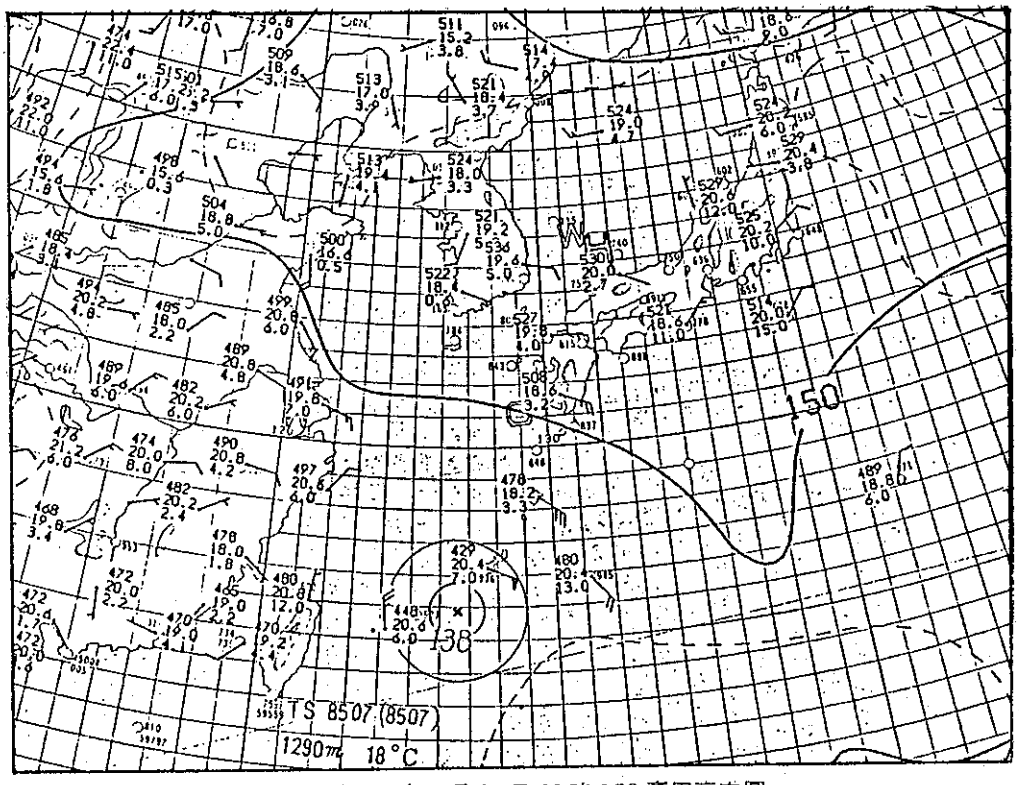
圖八、 74年7月24日20時地面天氣圖

Fig. 8 Surface synoptic chart at 12Z 24 July 1985



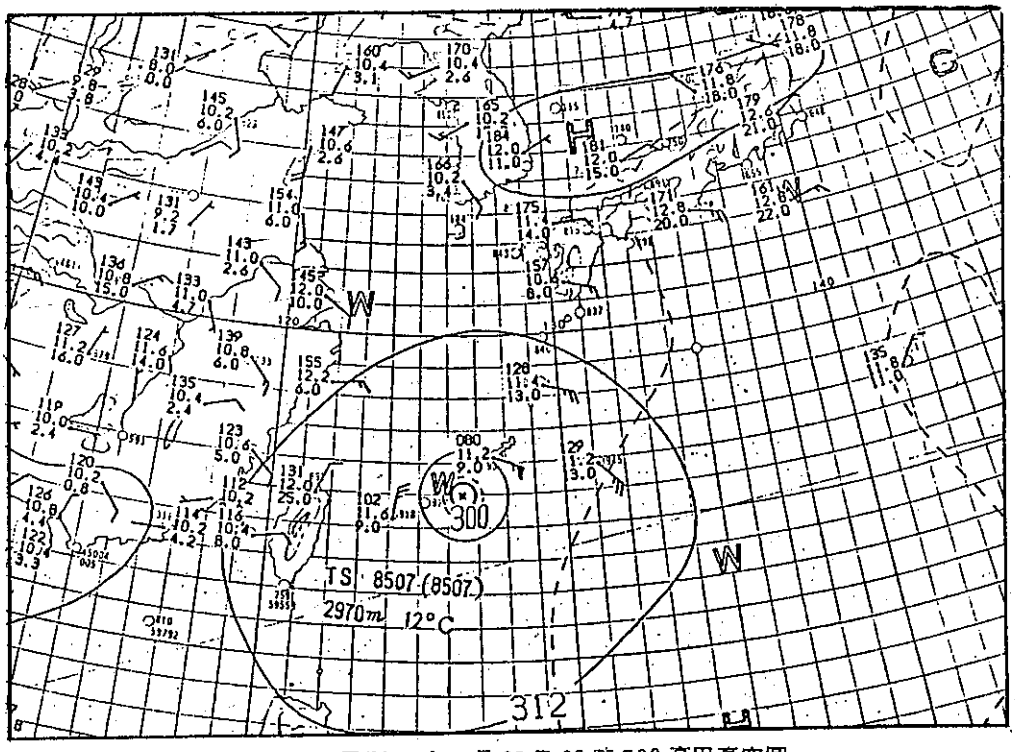
圖九、 民國74年7月28日20時地面天氣圖

Fig. 9 Surface synoptic chart at 12Z 18 July 1985



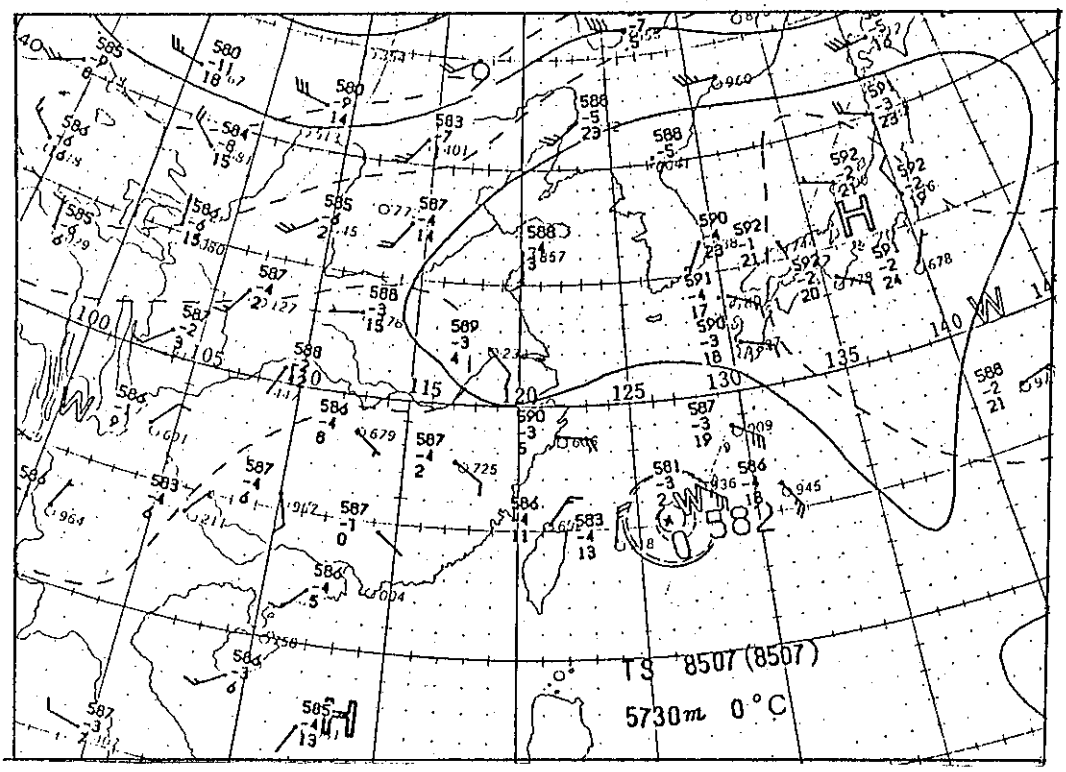
圖十、 民國 74 年 7 月 28 日 20 時 850 毫巴高空圖

Fig. 10 850mb chart at 12Z 28 July 1985



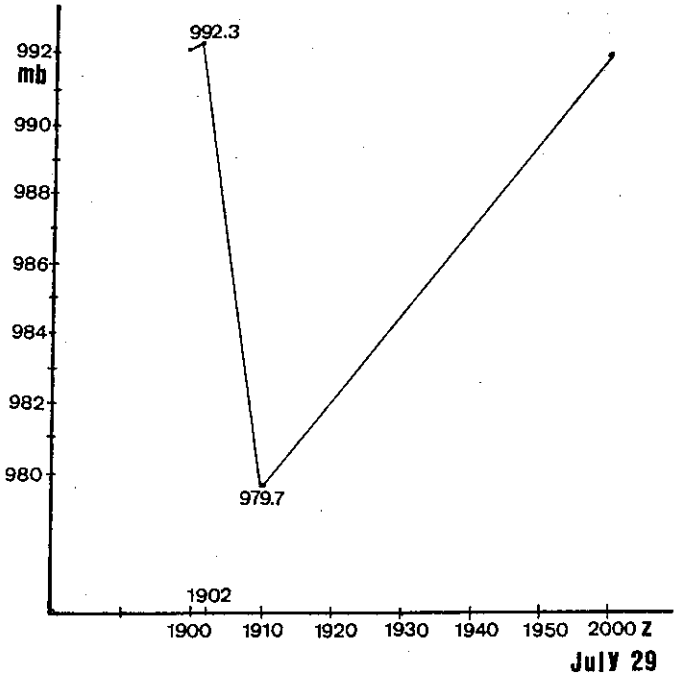
圖十一 民國 74 年 7 月 28 日 20 時 700 毫巴高空圖

Fig. 11 700mb chart at 12Z 28 July 1985



圖十二　民國74年7月28日20時500毫巴高空圖

Fig. 12　500mb chart at 12Z 28 July 1985



圖十三　彭佳嶼30日3時2分與3時10分氣壓急遽下降圖

Fig. 13　Diagram showing sharp drop point of the pressure between 1902Z and 1910Z July 3. at　Pergchiayu

表三、各氣象機構24小時預報位置誤差校驗

Table 3. Summary of 24 hour's subjective forcast position errors for typhoon Jeff

誤差單位：km

日期		BEST TRACK		CWB			PGTW			RJTD		
日	時(Z)	N	E	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差
29	00	25.2	125.2	24.8	124.7	70.1	25.6	124.4	95.6	26.2	125.1	110.4
	06	25.5	124.3	24.9	122.8	177.4	25.4	123.0	136.3	25.9	124.1	48.0
	12	25.8	123.7	24.9	122.1	198.3	25.4	122.4	135.0	25.6	122.7	95.3
	18	26.3	123.1	25.6	121.8	124.5	25.7	122.4	82.7	25.5	121.8	135.4
30	00	26.9	122.5	25.9	121.6	113.9	26.3	121.4	67.2	26.1	121.8	89.4
	06	27.6	121.8	26.4	120.9	135.1	26.4	120.8	132.2	26.3	121.4	143.4
	12	27.9	121.5	27.3	120.3	99.1	27.4	121.0	51.0	27.2	121.4	66.5
	18	28.5	121.0	28.0	119.9	132.9	28.7	120.3	76.2	30.5	120.0	223.1
31	00	29.3	120.6	29.4	119.9	38.2	29.2	120.2	27.0	29.3	121.3	40.0
	06	30.1	120.5	30.4	120.4	33.3	29.5	120.2	66.0	30.0	121.0	15.7
平均誤差				112.3			86.9			96.7		

表四、颱風路徑客觀預報法24小時預報位置誤差校驗

Table 4. Summary 24 hour's objective forcast position errors for typhoon Jeff

誤差單位：km

日期		BEST TRACK		ARAKAWA			HURRAN			CLIPER			CWB-80			PC		
日	時(Z)	N	E	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差	N	E	誤差
28	00	25.0	128.9	24.8	127.4	162.0	22.9	127.4	239.3	23.1	126.3	248.3	21.8	124.9	359.0	23.0	126.8	240.8
	06	24.9	127.6	24.9	126.9	74.9	24.2	129.9	224.8	24.8	128.8	64.3	23.5	128.7	170.0	23.0	126.9	211.0
	12	24.8	126.8	24.8	126.8	0.0	23.3	127.7	171.4	24.7	125.0	184.0	23.0	128.0	202.8	23.3	127.4	167.9
	18	24.9	125.9	25.2	125.6	46.6	24.8	125.0	95.7	24.6	123.7	226.9	24.0	125.0	125.3	23.4	124.8	178.1
29	00	25.2	125.2	25.9	124.8	86.9	25.5	124.4	39.4	25.2	125.4	22.0	25.1	124.9	34.8	24.5	124.0	148.3
	06	25.5	124.3	25.8	122.8	147.2	25.1	122.2	232.0	24.9	123.5	109.8	—	—	—	24.7	122.1	257.4
	12	25.8	123.7	25.4	123.1	73.5	24.6	122.9	158.5	24.8	122.5	170.4	—	—	—	24.6	121.8	246.8
	18	26.3	123.1	25.8	122.1	86.6	25.7	123.1	66.0	25.0	122.2	166.9	—	—	—	25.4	122.6	107.3
30	00	26.9	122.5	26.6	122.3	33.0	26.1	122.3	88.1	25.2	121.9	191.3	27.3	123.5	61.2	26.0	122.4	99.0
	06	27.6	121.8	27.4	121.6	27.0	26.8	120.2	121.5	26.4	121.0	134.5	28.1	121.6	58.5	26.7	121.1	104.4
	12	27.9	121.5	27.5	120.8	78.2	27.5	122.0	63.8	29.0	118.8	316.5	28.4	123.5	225.0	27.3	121.6	66.6
	18	28.5	121.0	28.8	120.2	88.3	29.6	120.1	140.1	28.1	120.0	118.4	29.3	120.4	103.0	28.7	121.1	24.3
31	00	29.3	120.6	29.7	120.1	47.8	30.0	119.8	78.9	29.4	119.7	48.3	30.1	119.9	88.7	29.6	119.7	50.4
平均誤差				73.2			132.3			154.0			142.8			146.3		

表五、各種客觀颱風路徑預報法預報之方位誤差比較

Table 5. Summary of 12 24 48 hour's forcast vector error for typhoon Jeff

單位：km

預報法 / 誤差（公里） / 預報時間（Z）	CWB-80			PC			HURRAN			CLIPER		ARAKAWA	
	12小時	24	48	12	24	48	12	24	48	24	48	12	24
2700	278.2	533.6	987.1	159.8	300.2	618.6	212.5	259.4	105.3	337.9	375.2	124.1	192.0
06	32.9	162.0	470.8	89.0	246.5	494.6	54.6	186.7	333.4	60.9	221.2	133.3	129.7
12	127.5	213.7	473.8	95.7	166.2	331.5	130.9	172.5	379.0	104.1	150.5	156.9	39.9
18	34.5	118.5	292.5	54.6	180.6	332.4	22.7	90.4	101.1	37.2	175.4	99.5	62.6
2800	48.3	51.0	44.0	45.1	150.1	265.4	67.9	113.5	81.6	22.0	118.1	45.1	115.5
06	45.1	37.0	58.3	68.3	232.2	344.8	110.3	211.4	315.2	96.7	257.7	91.2	155.0
12	44.1	76.7	146.2	59.8	208.0	406.6	67.9	134.9	307.2	140.3	345.9	96.9	51.6
18	37.0	88.1	299.9	31.8	110.7	188.7	29.6	66.0	323.2	168.6	360.7	86.7	113.1
2900		112.3	385.5		88.6	121.4		79.5	68.7	185.7	384.1		29.5
06		55.9	594.7		115.1	125.1		171.1	294.6	148.8	349.0		24.0
12		189.4	202.4		77.0	23.9		67.4	43.9	87.6	230.8		95.3
18		73.1	110.4		22.3	113.9		116.9	210.9	116.4	252.0		67.6
3000		81.5	275.9		68.0	55.7		79.5	258.9	68.1	151.6		36.3
06		80.0	181.9		30.5	138.9		66.7	209.2	105.4	254.8		133.9
平均誤差	81.0	133.8	323.1	75.5	142.6	254.4	87.1	129.7	216.6	120.0	259.1	104.2	89.0

表六、各種客觀颱風路徑預報法預報之正角誤差比較

Table 6. Summary of 12 24 48 hour's forcast right angle error for typhoon Jeff

單位：km

預報法 / 誤差（公里） / 預報時間（Z）	CWB-80			PC			HURRAN			CLIPER		ARAKAWA	
	12小時	24	48	12	24	48	12	24	48	24	48	12	24
2700	86.0	319.3	936.7	16.4	146.9	560.1	51.7	155.3	19.9	141.9	355.6	21.3	51.8
06	32.9	157.7	465.9	60.5	202.6	464.5	17.3	84.7	92.7	17.1	40.0	95.7	5.8
12	117.7	207.1	330.2	26.5	166.2	324.2	116.7	170.4	265.5	85.0	72.3	151.0	5.8
18	31.3	108.1	271.9	26.5	177.0	333.5	8.4	27.5	89.0	18.5	96.4	99.5	37.1
2800	41.3	7.5	29.9	42.4	101.3	249.4	49.8	14.3	80.9	20.8	3.8	45.1	72.4
06	35.8	30.9	51.7	4.4	189.9	344.8	34.4	150.3	315.2	86.7	229.4	74.3	53.0
12	41.7	62.5	178.3	48.3	204.7	419.5	65.4	134.9	287.5	140.5	317.2	79.2	51.2
18	31.0	88.0	391.3	3.1	107.3	151.9	14.1	48.6	257.9	166.3	295.7	87.2	110.7
2900		110.3	535.0		66.4	125.7		66.6	167.9	163.1	264.2		29.5
06		55.9	801.3		110.6	261.8		17.11	313.2	139.6	314.1		21.9
12		176.6	512.6		44.1	308.5		4.4	329.5	98.1	337.4		107.8
18		201.8	504.7		110.3	479.1		245.4	592.3	159.2	403.3		174.8
3000		291.4	810.8		257.3	591.9		287.0	774.6	240.9	520.1		243.8
06		227.5	727.5		291.4	693.1		349.6	888.4	342.9	620.4		363.0
平均誤差	52.2	146.0	467.7	28.5	155.4	379.1	44.7	136.4	319.6	130.0	276.4	81.7	94.9

2.東部地區稀少區

3.南部無雨區

造成此種分佈的原因，與颱風强度、路徑及雲帶涵蓋面積有關，雨量主要集中在暴風圈範圍內的北部、東北部地區。以彭佳嶼 247.9公厘爲最多，其次爲基隆225.8公厘，淡水200公厘，中部以山區較多。東部地區花蓮1.9公厘，臺東0.6公厘，雨量極微。南部地區從臺南到恒春則無降水。而傑夫颱風遠離臺灣地區後，並沒有帶來雨量，此主要乃由於其移動路徑始終偏北的原因。

五、最佳路徑與各種颱風路徑預報方法之校驗

㈠主觀、客觀預報位置與最佳路徑中心位置誤差

中央氣象局CWB、關島 PGTW及日本 JMA 24小時主觀預報位置誤差校驗，以關島誤差86.9公里爲最佳，其次爲日本誤差96.7公里，中央氣象局誤差爲 112.3公里（表三）。各機構預報位置與最佳路徑位置比較見圖十五，可發現各機構預報轉向時間比實際延後，且路徑偏左。

目前中央氣象局採用的客觀預報方法有 ARAKAWA, HURRAN, CLIPER, CWB-81, 及 PC 等五種，其 24 小時預報位置誤差，以 ARAKAWA 法誤差最小爲 73.2 公里，其次的 HURRAN, 誤差132.3 公里，第三爲 CWB-81 誤差爲142.8公里其中以 CLIPER 誤差154.0公里爲最大（表四）。

㈡客觀預報與最佳路徑方位，正角及偏角誤差

此次應用於傑夫颱風的五種方法中，以方位誤差、正角誤差及偏角誤差分別校驗，其結果如（表五～七）。除了 ARAKAWA 僅有12、48小時預報；CLIPER 僅有24、48 小時預報外，其餘三種皆有12、24、48小時預報。

方位誤差校驗結果顯示（表五）：(1)12小時預報的平均誤差值，以PC 法誤差 75.5公里爲最小，其次爲CWB-81誤差81.0公里。(2)24小時預報的平均誤差值以 ARAKAWA 誤差89.0公里爲最小，其次爲CLIPER 誤差120.0公里。(3)48小時預報的平均誤差值以HURRAN 誤差216.6公里爲最小，其次爲PC誤差254.4公里。

正角誤差校驗結果顯示（表六）：(1)12小時預報的平均誤差值以PC 法誤差28.5公里最小，其次爲HURRAN誤差44.7公里。(2)24小時預報的平均誤差值以ARAKAWA 誤差94.9公里爲最小，其次爲CLIPER 誤差130.0公里。(3)48小時預報的平均誤差值以CLIPER 誤差276.4公里爲最小，其次爲HURRAN誤差319.6公里。

角度偏差校驗的結果顯示（表七）：(1)12小時預報的平均誤差值以PC誤差－1.7度（左偏）爲最小，其次爲CWB-81 誤差＋2.8度（右偏）。(2)24小時預報的平均誤差值以 HURRAN 誤差－1.5度（左偏）爲最小，其次爲PC誤差－3.4度（左偏）。(3)48小時預報的平均誤差值以PC誤差－7.4度（左偏）爲最小，其次爲 CWB-81誤差－8.4度（左偏）。

綜合以上校驗結果，方位誤差、正角誤差及角度偏差12小時之預報皆以PC 法爲最佳。而角度偏差由表㈦可發現除了 CWB-81 在12及24小時預報時平均誤差值爲正（右偏）以外，其餘的皆爲負值（左偏），此與本局、關島及日本24小時預報皆向左偏有相同的現象（圖十六）。

六、災　　情

此颱風侵襲期間，由於只有暴風邊緣掠過臺灣東北部及北部陸地，對臺灣地區並未造成嚴重災害。根據內政部警政署天然災害防救中心之災情報告，如下述：

1.臺北縣金山鄉有一名男童被洪水沖失。

2.桃園地區有二處坍方。

3.基隆市因排水系統受阻，致中山區積水盈尺。

4.北橫公路29K路段發生坍方。

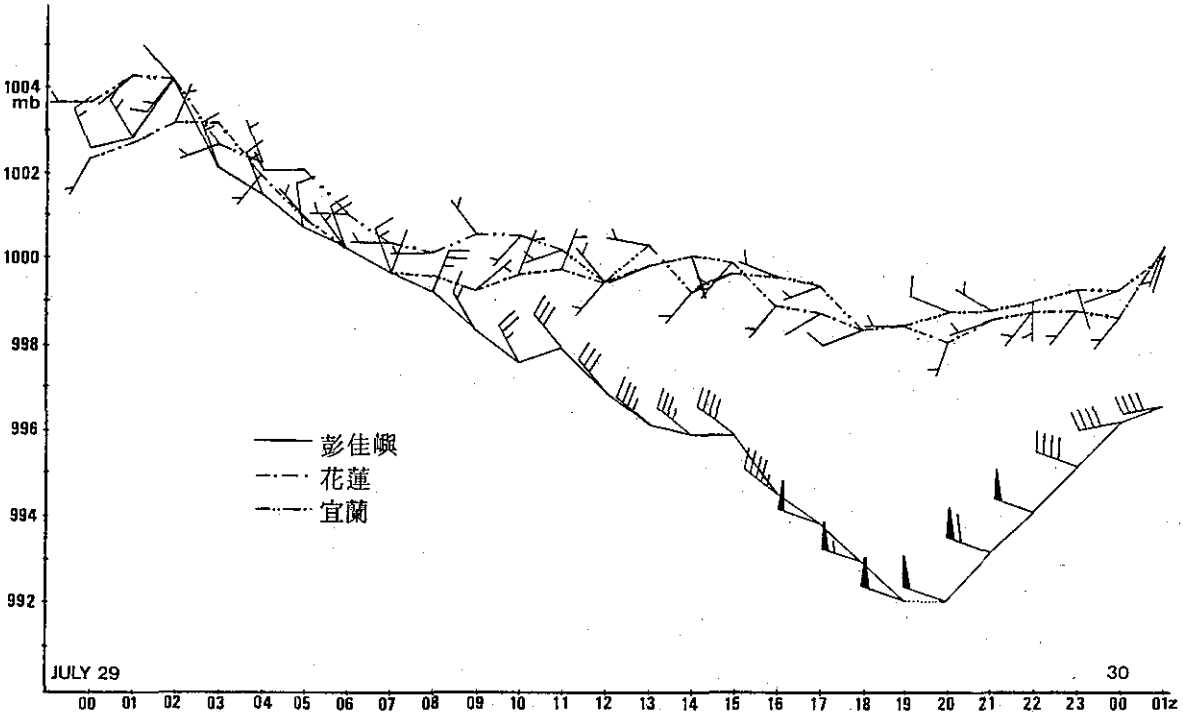
七、結　　論

㈠傑夫颱風雖然發生在較高緯度一度減弱爲熱帶性低氣壓，但移至琉球南方海面時，由於該海面海水溫度高達 28°C 以上，使得傑夫侵臺期間，再度增强爲中度颱風。

㈡侵臺期間風雨情形，以雨的影響較風爲顯著，主要降雨區集中在臺灣北部及東北部地區，以彭佳嶼測站測得247.9公厘爲最多。

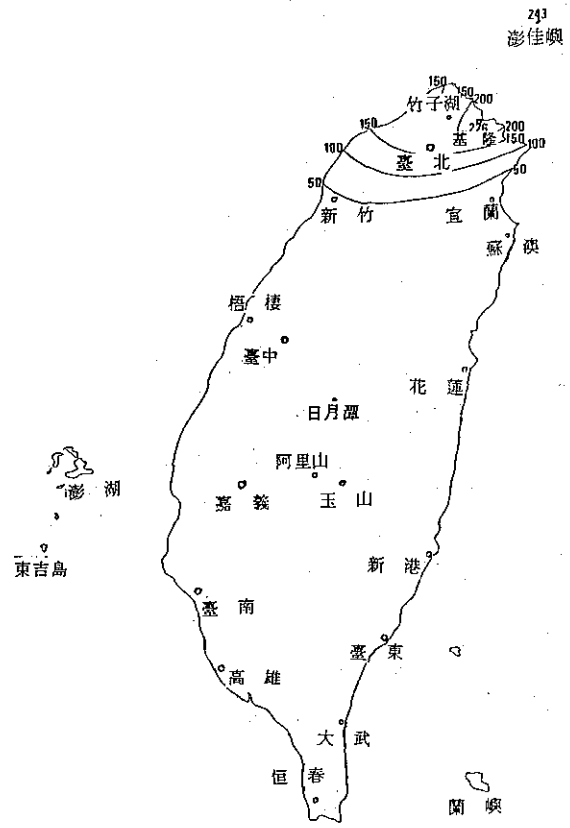
㈢中央氣象局、關島及日本24小時主觀預報位置於颱風侵臺期間都向左偏。

㈣各種客觀預報法檢結果顯示，12小時的預報以PC 的結果最好。平均角度偏差除了CWB-81在12及24小時預報向右偏外，其餘皆向左偏。



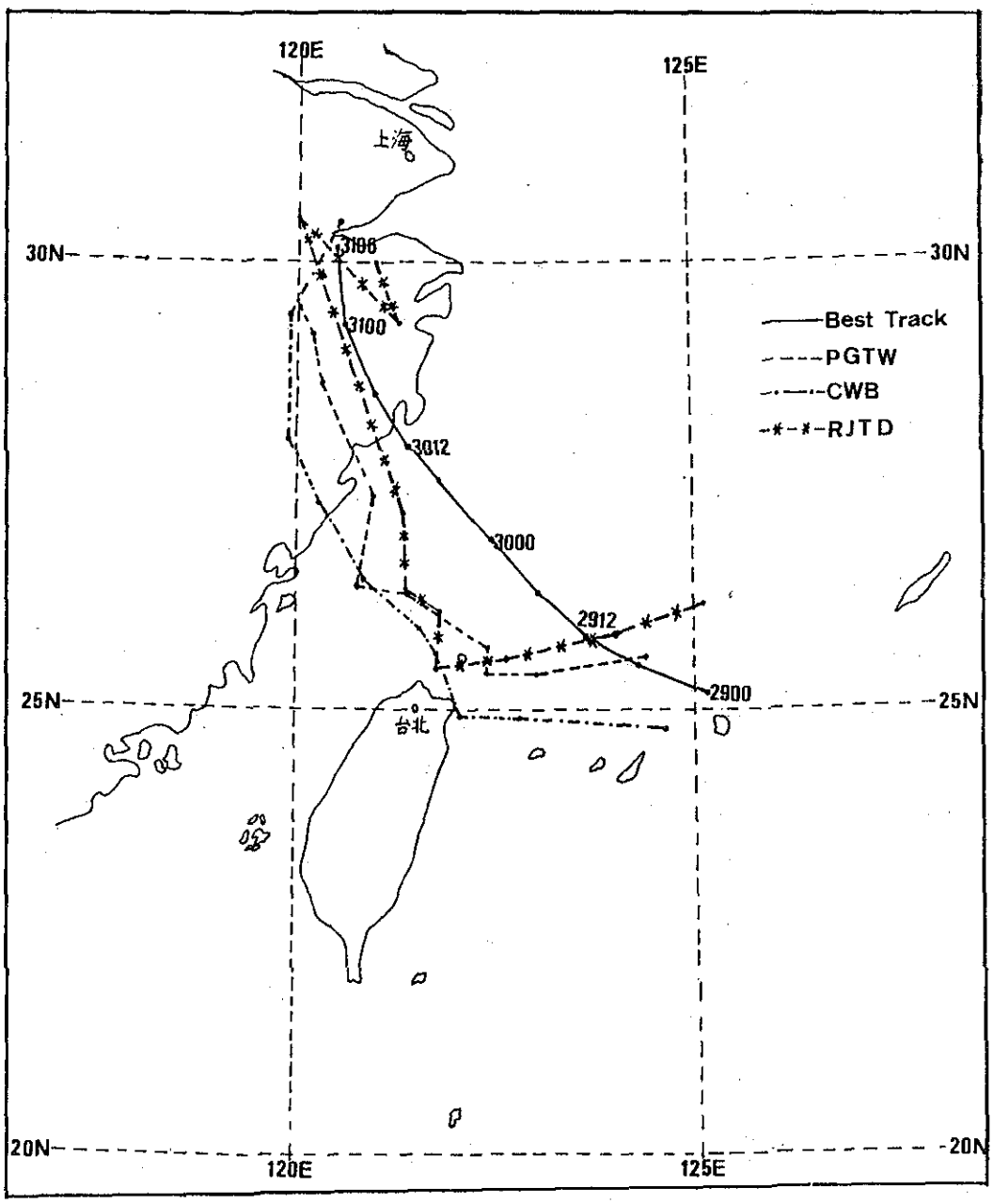
圖十四　傑夫颱風侵臺期間，彭佳嶼、花蓮及宜蘭之逐時氣壓與風變圖

Fig. 14 The variation of the pressure and wind at Pergchiayu, Hwalien and Yilan during Jeff's passage



圖十五　傑夫颱風侵臺期間各地雨量圖

Fig. 15 The distribution of rainfall during Jeff's passage



圖十六 各機構 24 小時主觀預報位置誤差示意圖

Fig. 16 Diagram 24 hour's subjective forcast position error for typhoon Jeff

表七　各種客觀颱風路徑預報法預報之角度偏差比較

Table 7. Summary of 12. 24 48 hour's forcast angle deviation for typhoon Jeff

單位：角度

預報法 / 誤差（度） / 預報時間（Z）	CWB-80			PC			HURRAN			CLIPER		ARAKAWA	
	12小時	24	48	12	24	48	12	24	48	24	48	12	24
2700	−13.2	8.9	19.2	−15.1	6.5	12.5	−13.7	9.4	5.3	4.3	22.2	−17.7	−7.9
06	8.6	20.0	−27.6	7.6	17.2	−12.5	11.5	17.0	−17.9	2.4	−3.2	11.1	−1.4
12	−30.3	27.6	−37.6	−9.2	20.5	−21.6	−31.4	22.0	−29.4	8.1	−9.3	−30.1	0.1
18	6.7	8.1	−20.4	5.8	14.3	−14.9	2.1	1.4	−2.7	3.1	−13.3	20.9	6.8
2800	11.5	1.2	−3.7	12.3	−6.8	−10.7	13.6	6.2	−4.9	3.4	−6.2	10.7	12.6
06	13.8	5.0	−5.2	8.3	−12.1	−17.0	2.5	−7.4	−20.8	−9.7	−22.6	9.8	1.9
12	13.5	11.2	−6.7	−12.3	−20.6	−21.5	−18.5	−21.2	−26.4	−17.9	−30.0	−17.9	−7.1
18	11.7	16.0	−11.2	0.9	−19.4	−17.7	−5.0	−11.5	−30.9	−27.1	−34.3	−25.6	−14.1
2900		20.0	−14.3		−15.4	−9.6		−14.0	−5.8	−33.0	−37.9		−5.1
06		5.1	−20.8		−19.8	−11.7		−23.0	−27.6	−25.7	−33.4		−4.0
12		35.4	−6.1		−11.0	−0.4		−1.8	−4.2	−14.9	−22.3		−15.7
18		−0.6	3.6		1.7	8.5		−0.8	9.2	−20.4	−24.9		−8.4
3000		−0.7	−0.9		−8.1	0.8		−2.8	9.2	−10.5	−13.9		−2.1
6		10.5	14.4		6.0	11.6		6.1	3.3	−16.8	−21.9		−20.1
平均誤差	2.8	12.0	−8.4	−1.7	−3.4	−7.4	−4.9	−1.5	−10.3	−11.1	−17.9	−4.9	−4.6

Report on the Typhoon "Jeff" in 1985

Yung-Kuei Chiang

Junior Specialist of Weather Forecasting Center, C. W. B.

ABSTRACT

Jeff, the sixth typhoon in the western North Pacific, was the second one which attacked Taiwan in 1985. It oringinated on the southeastern sea of Chichijima at 221800Z July. After seven days it swept the northern and northeastern parts of Taiwan.

Although Jeff's center passed across the Pengchiayu between 3am. and 4am. 30, July, only a few damage was reported. Except that the northern and northeastern parts of Taiwan got the more rainfall, other parts got less during it's passage.

統一編
0908575

ISSN 0255-5778

Volume 32, Number 1 Mar. 1986

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Originals

Mechanism and Structure of Orographically Enhanced Frontal-rains in North Taiwan during Transitional Seasons ..... *Tsung-Yao Wu and Shih-Ting Wang* (1)

The Comparison between Satellite Derived and in Situ Measured Sea Surface Temperatures ..... *Pay-Jen Liu and Cho-Teng Liu* (17)

Reports

Report on Typhoon "HAL" in 1985 ..... *Yann-Jang Lin* (24)

Report on Typhoon "Jeff" in 1985 ..... *Yung-Kuei Chiang* (41)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

氣 象 學 報

季 刊

第三十二卷　第 二 期

目 次

研究論文

颱風路徑客觀預報方法在臺灣及鄰近地區應用之初步研究……謝信良　劉復誠　王忠山（1）
中東地區劇烈天氣之個案研究……李培君（26）
氣象因素對臺灣地區農作安全栽培期限影響之研究……曾文柄　朱　鈞　楊之遠（44）

報　告

民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風（8510）尼爾森……郭俊巖（62）

出版者　中央氣象局氣象學報社　臺北市公園路六十四號
發行人　吳宗堯　電話：3713181
社長　吳宗堯

編審委員會主任委員　喬鳳倫
委員　王時鼎　曲克恭　呂世宗　胡仲英　陳泰然　戚啓勳　張隆男　楊之遠　廖學鎰　鄭邦傑　謝信良　蔡清彥　蔡義本
（按姓氏筆劃排列）
幹事　楊之遠　楊惠珍

印刷者　文英印刷企業有限公司
地址　臺北市萬大路486巷10弄40號
電話　3016802・3018572

颱風路徑客觀預報方法在臺灣及鄰近地區應用之初步研究*

謝信良[1]　劉復誠[2]　王忠山[3]

摘　要

本文引用1959-1977年北太平洋西部颱風最佳路徑資料，針對四種客觀預報方法作有系統的校驗，以了解每一種客觀預報方法誤差之大小及其特性，以便尋求最佳的客觀預報指引，藉以改進颱風路徑預報作業。

經以 HURRAN 法、CLIPER 法、PC 法及 ANALOG(CWB-81)法校驗結果顯示，以 HURRAN法之平均誤差最小，最有應用價值，以 PC 法之平均誤差最大，應用時應予特別注意。CLIPER 及 ANALOG (CWB-81) 兩方法的結果介於中間。就整體而言，了解上述四種方法之誤差特性，應用時能作適當的修正，其結果將可作爲颱風路徑預報上的重要參考指引。

一、前　言

颱風爲臺灣四大天然災害（其他爲梅雨、寒潮、乾旱）之首，因爲它所帶來之强風、豪雨及暴潮 (storm surge) 均足以引起建築物或房屋倒塌、交通阻斷、山崩、洪水及海水倒灌等災害，並造成人畜重大傷亡。

以國內而言，根據謝信良及陳正改（1985）統計，臺灣地區近廿二（1961～1982）年來所發生的氣象災害以颱風災害最爲嚴重。就農業災害而論，颱風造成之災害有 78 次，損失總金額高達新臺幣 432 億元（平均每年約 20 億元），其他如水利工程、鐵公路等均常受颱風破壞或影響。此外因颱風導致人命財產損失，22 年間共有 2,104 人死亡、6,966 人受傷，84,999 幢房屋倒塌。

以國外而言，1959年9月的薇拉（Vera）颱風侵襲日本中部，曾造成 5,000 人死亡，40,000人失蹤或受傷，以及 827 處的鐵路遭受破壞，導致 40,000幢房子倒塌 (Lane, 1965)。1965年 9 月 9，日的晚間，颶風佩斯(Petsy)曾以35m/s的風速侵襲美國的路易斯安那（Louisiana）東南海岸，估計損失高達美金14億元之鉅，堪稱美國有史以來最重大的颶風災害。最近1985年 5 月24～25日，侵襲孟加拉的熱帶氣旋，也曾造成强風、豪雨及暴潮，導致近 2 萬人以上死亡或失蹤，30萬人無家可歸之慘劇。

颱風之災害爲所有氣象災害之冠，正確之風雨預報則有賴於正確的颱風路徑預報。本研究針對目前中央氣象局所用之主要颱風路徑客觀預報方法包括：(1)HURRAN法，(2) CLIPER 法，(3) PC法，(4) ANALOG (CWB-81)法等 4 種方法，引用1959～1977年颱風原始資料，利用中央氣象局VAX-11/750 電腦加以校驗，以比較各種客觀預報方法之誤差幅度及其特性，藉以選用其優點汰除其缺點，進而作爲颱風路徑預報之重要參考。

二、資料來源

本文引用之颱風資料爲求自1959～1977年發生在西太平洋的颱風，總共有 120 個（表一）。其中包括輕度颱風20個、中度颱風53個、强烈颱風 47 個，選定之資料範圍（圖一）主要爲北太平洋西部（即 10～40°N及110～150°E 間所發生的颱風）。

* 收稿日期：75年 1 月27日　送審日期：75年 1 月30日

1. 中央氣象局預報測站主任
2. 中央氣象局長期預報課課長
3. 中央氣象局資訊測站課長

CENTRAL WEATHER BUREAU

表一 引用之颱風案例名稱表 (1959～1977)

Table 1. List of selected typhoons for this study (1959-1977)

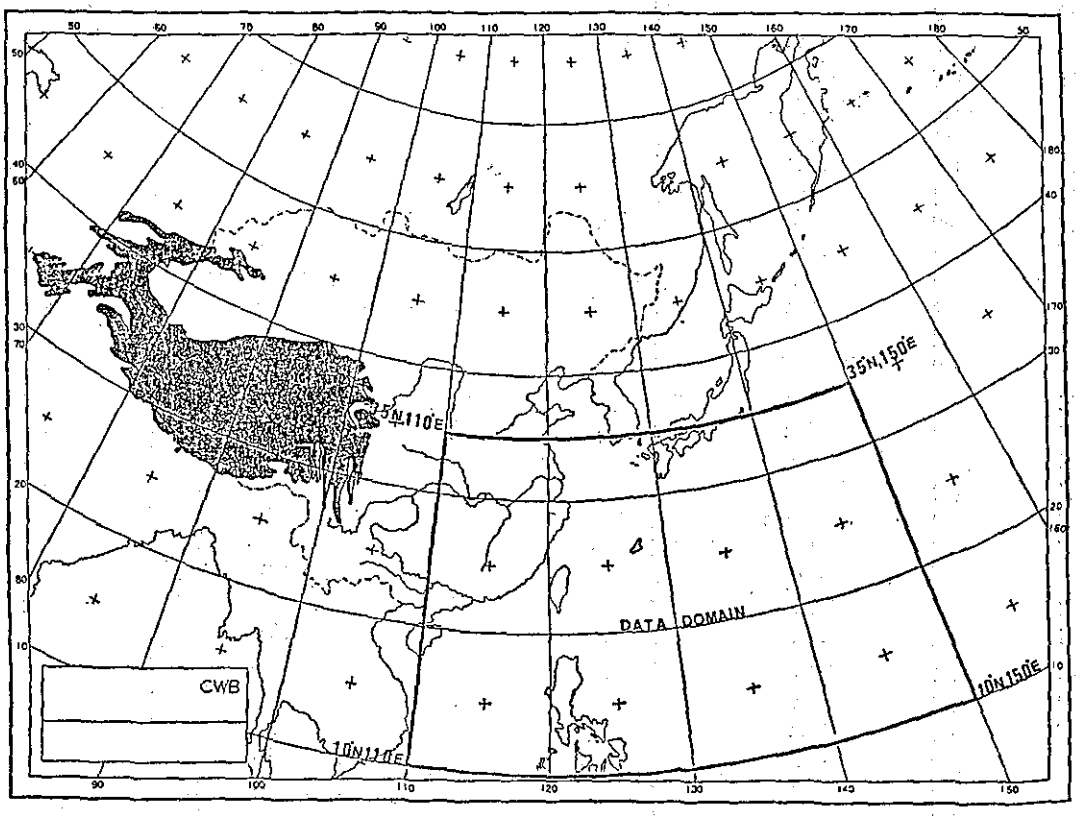
編號	强度	颱風	名稱	年代	起迄日期	警報
1	中度	Billie	(畢莉)	1959	7.12.00Z～ 7.17.06Z	海陸
2	中度	Ellen	(艾倫)	〃	8. 2.06Z～ 8. 9.06Z	海陸
3	中度	Iris	(艾瑞絲)	〃	8.19.00Z～ 8.23.00Z	海陸
4	强烈	Joan	(瓊安)	〃	8.26.06Z～ 8.30.18Z	海陸
5	中度	Lousie	(魯依絲)	〃	8.30.06Z～ 9. 6.18Z	海陸
6	强烈	Sarah	(莎拉)	〃	9.12.12Z～ 9.17.00Z	海陸
7	中度	Amy	(愛美)	〃	10、3.06Z～10. 7.06Z	海
8	强烈	Harlotte	(夏綠蒂)	〃	10、9.00Z～10.18.18Z	海陸
9	中度	Emma	(鶯瑪)	〃	11、7.06Z～11.13.12Z	海
10	中度	Freda	(芙瑞達)	〃	11.13.00Z～11.20.00Z	海陸
11	中度	Mary	(瑪麗)	1960	6. 3.18Z～ 6.11.18Z	海
12	强烈	Shirley	(雪莉)	〃	7.29.12Z～ 8. 2.18Z	海陸
13	强烈	Trix	(崔絲)	〃	8、4.00Z～ 8.10.00Z	海陸
14	中度	Elaine	(艾琳)	〃	8.20.00Z～ 8.25.06Z	海陸
15	强烈	Betty	(貝蒂)	1961	5.22.06Z～ 5.28.12Z	海陸
16	中度	June	(裘恩)	〃	8. 1.06Z～ 8. 8.12Z	海陸
17	强烈	Lorna	(勞娜)	〃	8.20.12Z～ 8.26.12Z	海陸
18	强烈	Pamela	(波密拉)	〃	9. 8.12Z～ 9.12.18Z	海陸
19	中度	Sally	(沙莉)	〃	9.25.06Z～ 9.29.18Z	海陸
20	中度	Hope	(賀普)	1962	5.16.06Z～ 5.22.12Z	海陸
21	中度	Joan	(瓊安)	〃	7. 7.06Z～ 7.10.12Z	海
22	中度	Kate	(凱蒂)	〃	7 18.12Z～ 7.24.00Z	海陸
23	中度	Nora	(娜拉)	1962	7.26.06Z～ 8. 2.12Z	海陸
24	强烈	Opal	(歐珀)	〃	8. 2.06Z～ 8. 6.12Z	海陸
25	强烈	Sarah	(莎拉)	〃	8.15.06Z～ 8.22.12Z	海陸
26	中度	Wanda	(萬達)	〃	8.27.12Z～ 9. 1.18Z	海陸
27	强烈	Amy	(愛美)	〃	8.31.06Z～ 9. 7.12Z	海陸
28	强烈	Dinah	(黛納)	〃	9.26.18Z～10. 4.06Z	海陸
29	强烈	Gilda	(吉達)	〃	10.20.06Z～10.25.12Z	海
30	强烈	Karen	(凱倫)	〃	11.12.12Z～11.16.12Z	海陸
31	强烈	Shirley	(雪莉)	1963	6.13.06Z～ 6.20 18Z	海陸
32	中度	Trix	(崔絲)	〃	6.26.06Z～ 7. 1.06Z	海陸
33	强烈	Wendy	(范迪)	〃	7.12.12Z～ 7.18.18Z	海陸
34	中度	Agnes	(艾妮絲)	〃	7.19.12Z～ 7.22.18Z	海陸
35	强烈	Faye	(費依)	〃	9. 1.06Z～ 9. 8.12Z	海陸
36	强烈	Gloria	(葛樂禮)	〃	9. 5.12Z～ 9.13.12Z	海陸
37	中度	Betty	(貝蒂)	1964	7. 2.06Z～ 7. 6.18Z	海陸
38	中度	Doris	(都麗絲)	〃	7.12.00Z～ 7.15.12Z	海陸
39	强烈	Ida	(艾達)	〃	8. 4.00Z～ 8. 9.06Z	海陸
40	强烈	Sally	(沙莉)	〃	9. 6.06Z～ 9.10.18Z	海陸
41	中度	Babe	(寶佩)	1965	5.30.18Z～ 6. 4.12Z	海
42	强烈	Dinah	(黛納)	〃	6.13.00Z～ 6.19.18Z	海陸
43	强烈	Freda	(芙瑞達)	〃	7 .8.06Z～ 7.16.00Z	海
44	强烈	Harriet	(哈莉)	〃	7.23.06Z～ 7.27.00Z	海陸
45	中度	Jean	(琴恩)	1965	7.31.06Z～ 8. 7.00Z	海
46	强烈	Mary	(瑪麗)	〃	8.15.06Z～ 8.19.12Z	海陸
47	中度	Rose	(羅絲)	〃	9. 1.06Z～ 9. 5.18Z	海

表一 (續) Table 1 (continued)

編號	强度	颱風	名稱	年代	起訖日期	警報
48	强烈	Trix	(崔絲)	1965	9.10.12Z～ 9.17.18Z	海
49	中度	Irma	(伊瑪)	1966	5.11.18Z～ 5.21.12Z	海
50	中度	Judy	(裘迪)	1966	5.25.12Z～ 5.31.18Z	海陸
51	輕度	Mamie	(瑪美)	〃	7.16.00Z～ 7.17.18Z	海
52	中度	Nina	(妮娜)	〃	7.17.12Z～ 7.19.18Z	海陸
53	中度	Susan	(蘇珊)	〃	8.12.12Z～ 8.16.06Z	海陸
54	中度	Tess	(蒂絲)	〃	8.13.18Z～ 8.17.00Z	海陸
55	中度	Alice	(艾麗絲)	〃	8.30.00Z～ 9. 3.12Z	海陸
56	强烈	Cora	(寇拉)	〃	8.31.12Z～ 9. 8.12Z	海陸
57	中度	Elsje	(艾爾西)	〃	9.11.18Z～ 9.18.00Z	
58	輕度	Helen	(海倫)	〃	9.19.00Z～ 9.24.00Z	海
59	强烈	Violet	(薇萊特)	1967	4. 3.06Z～ 4.11.12Z	海陸
60	中度	Anita	(艾妮達)	〃	6.26.00Z～ 6.30.06Z	海陸
61	中度	Billie	(畢莉)	〃	7. 2.00Z～ 7. 8.00Z	海
62	中度	Clara	(葛萊拉)	〃	7. 7.00Z～ 7.11.12Z	海陸
63	强烈	Marge	(瑪芝)	〃	8.24.12Z～ 8.28.12Z	海陸
64	中度	Nora	(娜拉)	〃	8.27.12Z～ 8.29.18Z	海陸
65	强烈	Carla	(解拉)	〃	10.12.18Z～10.19.12Z	海陸
66	中度	Dinah	(黛納)	〃	10.18.12Z～10.27.18Z	海陸
67	强烈	Gilda	(吉達)	1967	11.14.00Z～11.17.18Z	海陸
68	輕度	Babe	(寶佩)	1971	5. 3.00Z～ 5. 7.06Z	海
69	中度	Dinah	(黛納)	〃	5.25.06Z～ 6.30.06Z	
70	中度	Freda	(芙瑞達)	〃	6.14.12Z～ 6.18.00Z	
71	中度	Gilda	(吉達)	〃	6.24.12Z～ 6.28.06Z	
72	中度	Harriet	(哈莉)	〃	7. 2.06Z～ 7. 7.00Z	
73	强烈	Lucy	(露西)	〃	7.16.06Z～ 7.22.12Z	海陸
74	强烈	Nadine	(娜定)	〃	7.20.00Z～ 7.26.12Z	海陸
75	中度	Rose	(羅絲)	〃	8.10.00Z～ 8.17.00Z	
76	中度	Agnes	(艾妮絲)	〃	9.15.06Z～ 9.19.06Z	海陸
77	强烈	Bess	(貝絲)	〃	9.17.00Z～ 9.23.06Z	海陸
78	强烈	Inma	(伊瑪)	〃	11. 8.00Z～11.15.12Z	
79	中度	Susan	(蘇珊)	1972	7.7.00Z～ 7.14.06Z	海陸
80	中度	Rita	(莉泰)	〃	7.16.00Z～ 7.25.18Z	
81	輕度	Winnie	(溫妮)	〃	7.31.12Z～ 8. 2.00Z	海
82	强烈	Betty	(貝蒂)	〃	8.12.00Z～ 8.17.12Z	海陸
83	輕度	Wilda	(魏達)	1973	7. 1.12Z～ 7. 3.12Z	海
84	强烈	Billie	(畢莉)	〃	7.13.06Z～ 7.19.00Z	海陸
85	輕度	Fran	(芙安)	〃	7.29.00Z～ 7.30.00Z	海
86	輕度	Georgia	(喬琪亞)	〃	8. 9.06Z～ 8.12.18Z	
87	中度	Iris	(艾瑞絲)	〃	8.10.06Z～ 8.17.12Z	
88	輕度	Joan	(瓊安)	〃	8.18.06Z～ 8.20.12Z	
89	强烈	Nora	(娜拉)	1973	10. 2 00Z～10.10.06Z	海陸
90	强烈	Patsy	(白西)	〃	10. 6.06Z～10.14.00Z	海
91	輕度	Vera	(薇拉)	〃	11.19.12Z～11.26.06Z	
92	輕度	Emma	(鶯瑪)	1974	6.13.06Z～ 6.18.06Z	海
93	中度	Gilda	(吉達)	〃	6.30.06Z～ 7. 7.00Z	
94	輕度	Jean	(琴恩)	〃	7.17.00Z～ 7.20.00Z	海陸
95	輕度	Lucy	(露西)	〃	8. 9.00Z～ 8.11.06Z	海陸
96	輕度	Rose	(羅絲)	〃	8.28.06Z～ 8.31.06Z	
97	輕度	Wendy	(范迪)	〃	9.24.06Z～ 9.30.00Z	海陸
98	輕度	Bess	(貝絲)	〃	10. 9.06Z～10.14.00Z	海

表一（續）Table 1 (Continued)

編號	強度	颱風	名稱	年代	起訖日期	警報
99	中度	Della	(黛拉)	1974	10.21.00Z～ 10.27.00Z	海
100	強烈	Elaine	(艾琳)	〃	10.24.06Z～ 10.31.06Z	海
101	強烈	Gloria	(葛樂禮)	〃	11. 3.18Z～ 11. 9.12Z	海陸
102	中度	Irma	(伊瑪)	〃	11.22 12Z～ 12. 2.06Z	
103	強烈	Nina	(妮娜)	1975	7.31.12Z～ 8. 4.00Z	海陸
104	中度	Ora	(婀拉)	〃	8.10.06Z～ 8.12.06Z	海陸
105	中度	Betty	(貝蒂)	〃	9.18.00Z～ 9.23.12Z	海陸
106	強烈	Elsie	(艾爾西)	〃	10. 9.00Z～10.15.00Z	海陸
107	輕度	Flossie	(芙勞西)	〃	10.20.00Z～10.23.06Z	海
108	輕度	Dot	(戴特)	1976	8.18.18Z～ 8.23.00Z	海
109	中度	Marge	(瑪芝)	〃	11. 6.00Z～11.11.00Z	海
110	輕度	Ruby	(魯碧)	〃	6.23.06Z～ 7. 3.00Z	海陸
111	強烈	Billie	(畢莉)	1976	8. 3.00Z～ 8.10.12Z	海陸
112	強烈	Fran	(芙安)	〃	9. 4.00Z～ 9.13.12Z	海
113	中度	Thelma	(賽洛瑪)	1977	7.21.00Z～ 7.26.00Z	海陸
114	強烈	Vera	(薇拉)	〃	7.28.00Z～ 8. 1.06Z	海陸
115	輕度	Amy	(愛美)	〃	8.20.00Z～ 8.23.18Z	海陸
116	強烈	Babe	(寶佩)	〃	9. 2.00Z～ 9.10.18Z	海
117	輕度	Carla	(解拉)	〃	9. 3.00Z～ 9.5.00Z	
118	中度	Dinah	(黛納)	〃	9.14.12Z～ 9.23.18Z	海陸
119	輕度	Freda	(芙瑞達)	〃	9.23.00Z～ 9.25.00Z	海
120	強烈	Kim	(開梅)	〃	11.8.00Z～11.17.00Z	



圖一　校驗所選取之颱風範圍

Fig. 1 Selected Typhoon data domain (10～35°N, 110～150°E) used in this study

三、颱風路徑客觀預報方法

茲將本研究所引用之四種主要客觀預報方法闡釋如下：

(一)颱風類比法 (HURRAN)

此法原爲美國國家颶風中心 (NHC)所發展之新技術。HURRAN (Hurricane Analogs) 可以說是美國太空計畫的副產品，它是 Hope and Neumann (1969, 1970) 根據 Haggard et. al. (1965) 計算颱風侵襲甘廼廸角發射場之或然率的方法研究發展而成的 (Hope and Neumann, 1977) ；隨後美國海軍也發展出類似但本質不同的TYFOON法，並於1970年8月在關島聯合颱風警報中心 (JTWC)正式作業 (Jarrell and Somervell, 1970) 。由於使用類比法預報颱風路徑成效頗佳 (Neumann and Hope, 1972, Jarrell and Wagoner, 1973) ，故目前很多國家均採用此法做爲颱風路徑預測 (Hope and Neumann, 1977) 主要客觀預報方法之一；以國內而言，汪群從及張月珠 (1974) 首先引介 HURRAN 法，胡仲英及陳熙揚 (1976) 加以改進後將之應用到中央氣象局的颱風例行作業中。

颱風類比法 (Hurricane Analog) 係應用統計或然率理論，尋找與當前颱風類似之歷史颱風，將這些颱風置於目前位置，並爲共同起點，以預測未來12、24、36、48、60及72小時可能到達位置之或然率（以橢圓圖表示）在所預測之前6小時根據持續性原理，其後歷史颱風路徑影響比重愈來愈增加，至36小時後颱風將最接近所選出之歷史颱風路徑之平均。

本法模式之建立（胡仲英及陳熙揚1976），首先輸入預測颱風的日序(T)，現在位置 (X_k, Y_k)*，過去6小時位置 (X_{k-1}, Y_{k-1}) 、過去12小時位置 (X_{k-2}, Y_{k-2}) ，並立即由下式將預測颱風的速率 (V) 、方向 (θ_1) 、加速率 (a) 、及加速度方向 (θ_2) 求出：

$$\left.\begin{aligned} V &= [(X_k-X_{k-1})^2+(Y_k-Y_{k-1})^2]^{\frac{1}{2}}/6 \\ \theta^1 &= \mathrm{Tan}^{-1}|(Y_k-Y_{k-1})/(X_k-X_{k-1})| \\ a &= [(X_k-2X_{k-1}+X_{k-2})^2+(Y_k-2Y_{k-1}+Y_{k-2})^2]^{\frac{1}{2}}/6 \\ \theta_2 &= \mathrm{Tan}^{-1}|Y_k-2Y_{k-1}+Y_{k-2})/(X_k-2X_{k-1}+X_{k-2})| \end{aligned}\right\} \cdots\cdots\cdots\cdots(1)$$

然後在歷史颱風中逐個尋找合乎下列條件之類似颱風：

1.求出歷史颱風路徑最接近 (X_k, Y_k)之點，令爲 (X_k', Y_k') ，而 (X_k', Y_k') 與(X_k, Y_k)間之距離不得大於300海浬。

2.計算歷史颱風在 (X_k', Y_k')點的方向θ_1'，且須滿足：

$$|\theta_1-\theta_1'| \leq 22.5^\circ \cdots\cdots\cdots\cdots(2)$$

3.計算歷史颱風在 (X_k', Y_k')點的速率V'，令$\triangle V = |V-V'|$，須滿足：

$$\left.\begin{aligned} &a.\triangle V<5\ (\text{海浬/時}),\ \text{當}\ V<10 \\ &b.\triangle V<10\ (\text{海浬/時}),\ \text{當}\ 10\leq V\leq 20 \\ &c.\triangle V<15\ (\text{海浬/時}),\ \text{當}\ V>20 \end{aligned}\right\} (3)$$

4.計算歷史颱風在 (X_k', Y') 點的加速度方向θ_2'，且須滿足：

$$|\theta_2-\theta_2^1| < 90^\circ \cdots\cdots\cdots\cdots(4)$$

5.計算歷史颱風在 (X_k', Y_k')點的加速率a'，令$\triangle a = |a-a'|$，須滿足：

$$\left.\begin{aligned} &a.\triangle a<2.5\ (\text{海浬/時/時}),\ \text{當}\ a<5 \\ &b.\triangle a<5.0\ (\text{海浬/時/時}),\ \text{當}\ 5\leq a\leq 10 \\ &c.\triangle a<7.5\ (\text{海浬/時/時}),\ \text{當}\ a>10 \end{aligned}\right\} \cdots\cdots\cdots\cdots(5)$$

6.歷史颱風在 (X_k', Y_k') 的日序T'，須滿足：

$$|T-T'| \leq 30 \cdots\cdots\cdots\cdots(6)$$

歷史颱風如不能滿足上述條件，則被濾掉，否則進一步利用現在颱風位移的持續性 (persistence) 及與歷史個別颱風的相似性 (similarity) 來作權重修正，俾決定12至72小時歷史颱風的修正位置。在初始時 ($t=0$) 首先將所選到的類似歷史颱風平移到現在颱風位置，開始時依照現在颱風位移的持續性前進，每6小時持續性降低⅙，而歷史颱風位移的權重則增加⅙，直到36小時後，完全依循歷史颱風運動方向前進。用公式表示則爲：

* 實際位置係輸入經度 (λ) ，緯度 (Ψ) ，利用Mercator投影可換算成直角座標 (X，Y)

$$\begin{cases} X''_k = X_k \\ Y''_k = Y_k \end{cases} \quad \text{當 } \ell = 0 \text{ 時〔※ } \ell \text{ 表示預測時間〕}$$

$$\begin{cases} X''_{k+l} = X''_{k+l-1} + (X_k - X_{k-l}) \times (36-6\ell)/36 + (X'_{k+l} - X'_{k+l-1}) \times 6\ell/36 \\ Y''_{k+l} = Y''_{k+l-1} + (Y_k - Y_{k-l}) \times (36-6\ell)/36 + (Y_{k+l} - Y'_{k+l-1}) \times 6\ell/36 \end{cases} \quad \text{當 } 0 < \ell < 6 \cdots\cdots(7)$$

$$\begin{cases} X''_{k+l} = X''_{k+l-1} + X'_{k+l} - X'_{k+l-1} \\ Y''_{k+l} = Y''_{k+l-1} + Y'_{k+l} - Y_{k+l-1} \end{cases} \quad \text{當 } \ell \geq 6 \cdots\cdots(8)$$

式中，（X″，Y″）爲修正歷史颱風位置，（X，Y）爲現在颱風位置，（X′，Y′）爲歷史颱風位置。當 $\ell = 1$，爲自K點後6小時，$\ell = 2$，爲自K點後12小時，依此類推。

依照上述修正公式，可得所有合乎條件的歷史颱風6至72小時的修正位置，吾人假設歷史颱風的中心位置合乎雙變常態分配（bivariate normal distribution），亦卽在X－Y平面颱風中心位置散佈爲一橢圓，該橢圓的長軸動差（K_a）及短軸動差（K_b），可由下行列式K值二根求出。

$$\begin{vmatrix} S_x^2 - K^2 & \gamma_{xy} S_x S_y \\ \gamma_{xy} S_x S_y & S_y^2 - K^2 \end{vmatrix} = 0$$

其中S_x爲經向標準差，S_y爲緯向標準差，γ_{xy}爲經向與緯向的相關係數。或然率爲P的橢圓長軸（2a）及短軸（2b）可由下式求出：

$$2a = K_a \times [\ln(1-P)^{-2}]^{\frac{1}{2}}$$
$$b = K_b \times [\ln(1-P)^{-2}]^{\frac{1}{2}} \qquad P = 0.25 \text{或} 0.5 \cdots\cdots(9)$$

該橢圓長軸與緯度夾角Ψ可由下式求出：

$$\Psi = \tfrac{1}{2} + \tan^{-1} \frac{2\gamma_{xy} S_x S_y}{S_x^2 - S_y^2} \cdots\cdots(10)$$

橢圓的中心，卽爲預測颱風的中心位置，如滿足上述條件的颱風有N個，則預測颱風中心位置爲：

$$\bar{X}'' = \sum X''/N$$
$$\bar{Y}'' = \sum Y''/N \cdots\cdots(11)$$

計算流程圖參見圖二。圖三爲HURRAN預報例子，圖上橢圓表示出現機率50%及25%之範圍。

㈡ CLIPER 法

Neumann (1972) 改良 HURRAN法，而同時考慮颱風之氣候學（CLImatological）性質及持續性（PERsistence），同時取兩者前面三個英文字，叫做 CLIPER 法。所用的基本預測因子（predictor），有颱風之現在經度（度）x_0，現在緯度（度）y_0，現在速度之東西分量（節）u_0，12小時前速度之東西分量（節）u_{-12}，現在速度之南北分量（節）v_0，12小時前速度之南北分量（節）v_{-12}，最大風速（英里／小時）W，日序（135～334）D等計八個，以及這些因子二次及三次之組合。預測值（predictand)爲12、24、36、48、60及72小時後之預測位置（徐明同，1977）。

所獲得的預報公式，也就是預報因子和預報值之回歸式如下：

$$X_{121} = C_{11} + \sum_{i=1}^{6} \sum_{j=2}^{8} C_{ij} \cdot P_j \cdots\cdots(12)$$

$$Y_{121} = C_{11} + \sum_{i=1}^{6} \sum_{j=2}^{14} C_{ij} \cdot P_j \cdots\cdots(13)$$

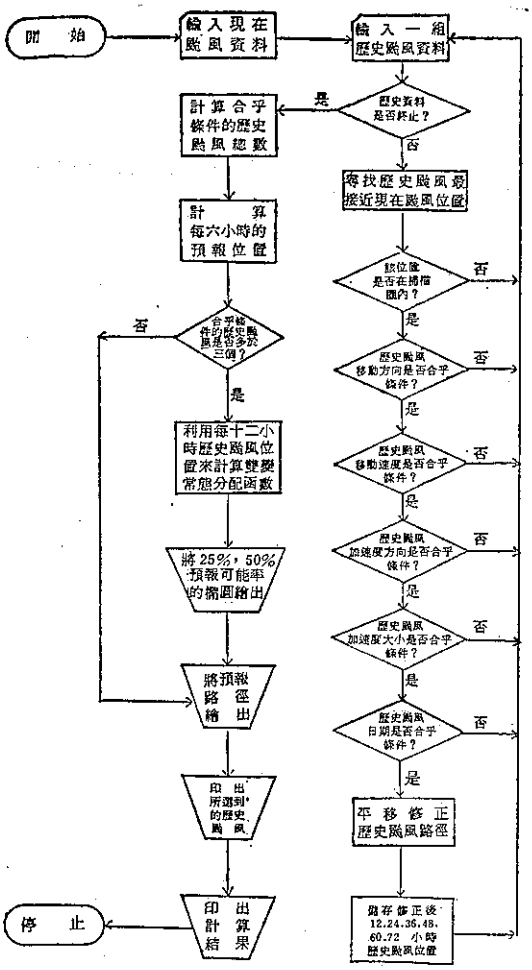
上式中 X，Y，依次表示東進及北上距離（單位爲海里），P_j（或P（j）表示預測因子，C_{11}表示常數，C_{ij} 表示迴歸係數，其數值如表二a及二b。

例如二十四小時（i＝2）後東進距離X_{24}之預報公式如下：

$$X_{24} \doteqdot -13.1 + 23.3uo - 3.2u_{-12} + 3.58(yo-24) + 3.9v_0 - 0.008v_0^2 \cdot u_{-12} - 0.007(y_0-24)v_0 \cdot u_{-12} + 0.51(x_0-68) \cdots\cdots(14)$$

卽使用表二ai＝2欄的常數及迴歸係數。而 Y_{24} 卽使用表二bi＝2欄的常數及迴歸係數，卽

$$Y_{24} \doteqdot 30.3 + 22.9v_0 - 2.48v_{-12} + 0.005v_0 \cdot v_{-12}^2 + 0.009(W-71)v_{-12} + 0.025v_0(W-71) - 0.008v_0^2 \cdot v_{-12} - 0.006(y-24)^2 v_0 - 0.0004(D-248)^2 \cdot v_{-12} + 0.0002v_0$$



圖二　颱風路徑預報客觀比擬模式流程圖

Fig. 2　Flow chart of the typhoon track forecast for HURRAN method

$$(D-248)^2-0.001(y_0-24)^2(D-248)+0.0005(W-71)(D-248)v_{-12}-0.388u_0-0.0007(D-248)^2 \quad \cdots\cdots(15)$$

CLIPER法由我國氣象學者陳毓雷等（1976）引入加以改進，並使用太平洋地區颱風資料篩選作出之迴歸方程式（表二c），可預測颱風未來12至48小時之位置，其結果如圖三所示。

㈢ PC 法

PC 法是應用在北太平洋西部颱風之客觀預報法，類似CLIPER法。基本的觀念是來自過去被日本採用之「考慮颱風路徑之氣候學的性質爲主觀的外延法」將其變成客觀化。(Aoki and Nomoto, 1977)。在後面將說明預報因子(predictor)之選擇方法與 CLIPER 法之不同處。PC法中PC兩字是採用 Persistency 與 Climatology 兩字之第一個字母合併而得，其發展過程如下：

1.資料與計算方法

本法對象如圖四所示範圍之颱風來作分析。預報方程式使用下面之基礎資料而挑選之預報因子爲複式迴歸預報(方程)式。以1951～1970年之20年00Z及12Z之颱風，該颱風之中心經緯度及中心氣壓爲基礎資料，選用之預報因子計有下列48個（此等預報因子均爲現在及過去之狀況資料，不含綜觀場之要素與數值預報所得之要素）。

Ⓐ有關中心位置之因子（10個）——

現在及12、24、36、48小時前之颱風中心之經緯度。

Ⓑ有關颱風之强度因子（9個）——

表二a　CLIPER法東進距離X_{121}之預測因子，迴歸係數及常數

Table 2a. List of predictors, regression coefficients and constants for CLIPER method used in eastward distance X_{121}

j	P(j)	C_{ij}					
		i = 1	i = 2	i = 3	i = 4	i = 5	i = 6
1	常　　數	− 3.5259	− 13.12392	− 24.4816	− 44.1376	− 55.8091	− 60.2307
2	u_0	13.6931	23.3026	32.3736	38.9367	43.2710	46.2606
3	u_{-12}	− 2.6374	− 3.2155	− 5.3429	− 6.8198	− 7.8610	− 8.8089
4	(y_0-24)	0.8151	3.5845	8.0739	14.1080	21.2714	29.1163
5	v_0	0.6863	3.9494	9.3212	16.3548	24.0725	32.9118
6	$v^2_0 u_{-12}$	− 0.0022	− 0.0079	− 0.0132	− 0.0197	− 0.0225	− 0.0218
7	$(y_0-24)v_0u$	− 0.0006	− 0.0068	− 0.0204	− 0.0385	− 0.0599	− 0.0355
8	(x_0-68)	0.1242	0.5136	1.0445	1.6980	2.4776	3.2912

表二b　CLIPER 法北上距離Y_{121}之預測因子，廻歸係數及常數

Table 2b. Same as Table 2a except for northward distance Y_{121}

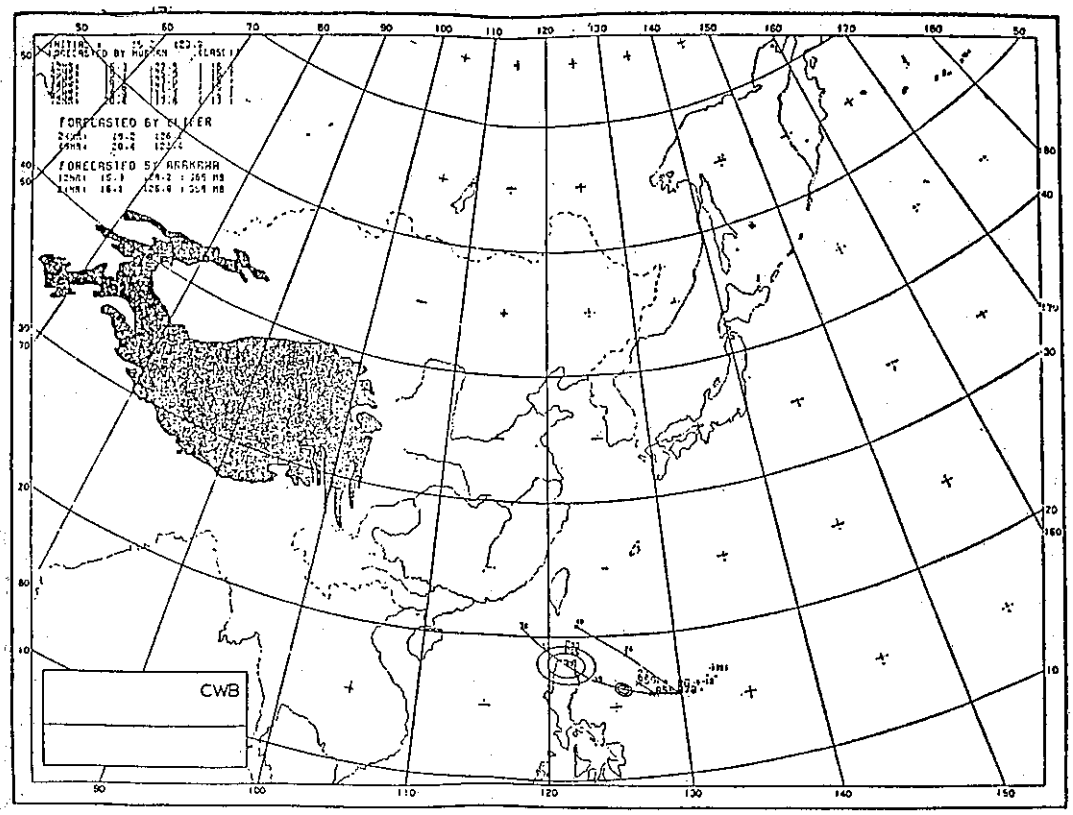
j	P(j)	C_{ij}					
		i = 1	i = 2	i = 3	i = 4	i = 5	i = 6
1	常　　數	7.6055	30.3085	67.6932	120.2714	186.0261	263.1565
2	v_0	13.5991	22.9154	31.9428	38.9470	44.4839	18.4173
3	v_{-12}	− 2.5751	− 2.4846	− 3.6976	− 4.3809	− 4.7250	− 4.4567
4	$v_0(v_{-12})^2$	− 0.0002	0.0050	0.0097	0.0132	0.0107	0.0113
5	$(W-71)v_{-12}$	0.0046	0.0093	0.0095	0.0229	0.0320	0.0430
6	$v_0(W-71)$	0.0023	0.0251	0.0632	0.0953	0.1338	0.1696
7	$(v_0)^2v_{-12}$	− 0.0015	− 0.0078	− 0.0133	− 0.0166	− 0.0161	− 0.0176
8	$(y-24)^2v_0$	− 0.0003	− 0.0060	− 0.0161	− 0.0320	− 0.0487	− 0.0649
9	$(D-248)^2v_{-12}$	− 0.0001	− 0.0004	− 0.0007	− 0.0012	− 0.0017	− 0.0022
10	$v_0(D-248)^2$	0.0004	0.0002	0.0002	0.0003	0.0004	0.0004
11	$(y_0-24)^2(D-248)$	− 0.0002	− 0.0010	− 0.0028	− 0.0055	− 0.0088	− 0.0127
12	$(W-71)(D-248)_0v_{-12}$	0.0001	0.0005	0.0012	0.0019	0.0027	0.0037
13	u_0	0.1431	0.3880	0.8941	1.6667	2.7682	4.1213
14	$(D-248)^2$	− 0.0001	− 0.0007	− 0.0022	− 0.0044	− 0.0073	− 0.0110

表二c　適合於西太平洋區 CLIPER 法之預測因子及廻歸係數

Table 2c. List of predictors and regression coefficients used for western Pacific area

預報目標	預報因子	廻歸係數	預報目標	預報因子	廻歸係數
					243.36670
Y_{24}		19.40045	Y_{48}	L_0V_0	1.46905
(南北位移)	V_0	21.67126	(南北位移)	L_0U_0D	−0.00189
				$V_0V_{-12}U_{-12}$	0.08111
	$U_0^2V_0$	− 0.01571		L_0D	−0.10198
				L_0WD	0.00013
				$L_0\ell_0D$	0.00053
	$L_0^2U_0$	− 0.00197		D^2U_{-12}	0.00006
				$V_0U_0U_{-12}$	0.04328
X_{24}		5.51924	X_{48}		19.50797
(東西位移)	U_0	22.44386	(東西位移)	U_0	48.31984
				V_0^2W	−0.01479
				V_0U_0W	0.01089
				$L_0^2U_{-12}$	−0.01478
				U_0^2	−0.03215

單位：海浬



圖三　以 HURRAN 法及CLIPER法所計算之海爾(HAL)颱風客觀預測圖、1985年 6 月20日06Z）

Fig. 3　Objective forecasting chart computed by HURRAN and CLIPER method for HAL typhoon at 200600Z June 1985

現在及12、24、36、48小時之中心氣壓及前12、24、36、48小時之氣壓變差量。

(C)有關速度之因子（20個）——

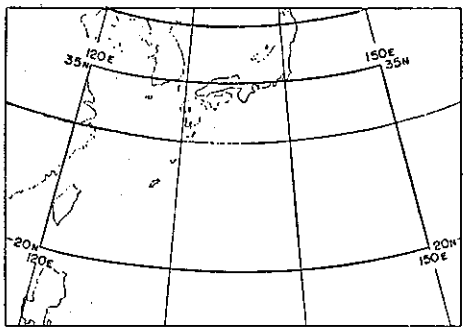
前12、24、36、48小時之速度及方向，東西向分速與南北向分速及這些因子24小時至48小時前之速度。

(D)有關加速度之因子（8個）——

前24及48小時之加速度之方向及大小，東西向分速及南北向分速。

(E)氣候學的因子（1個）——

日序一年中各日以號碼表示之，即1月1日爲1，2月1日變爲32。



圖四　PC法分析颱風範圍

Fig. 4. Domain of analysis typhoons for PC method

由於 CLIPER 法之預報因子是現在位置之經緯度最大風速、日期、東西向分速、南北向分速，前12小時之東西向和南北向分速，共8個基本預報因子以及此8個因子3次項（平方及立方）之數值，亦即這些數值相乘之值爲預報因子，所以 CLIPER 法只是由算術計算所得之值，較不具有物理意義。相反的，PC 法則採用上述之「選擇性預報因子」，即含有颱風運動之持續性之重要意義在內。有關 PC 法中採用之氣候學因子之日期是基於颱風路徑之季節性變化，而該變化乃受太平洋高壓與西風帶

之季節變化之影響而變化，故可謂綜觀氣象學 (Synoptic meteorology) 之實際經驗事實而構成之預報法。

2.預報式之製作與若干考慮

用上述 PC 法之資料，把12、24、36、48小時後之經緯度作爲預報因子，再以選擇之預報因子製作複式廻歸方程式。此時之有效項數約有10個。

實用上爲提高其精確度，預報式以月單位製成之。如此可避免發生月間之不連續性，分析資料時前後重疊15天，卽 7 月之預報式含有 6 月16日至 8 月15日間之資料。資料數目 7 月計有 437 (77個颱風) 8 月計有852 (115個颱風) 9 月計有711個 (115個颱風) 。

24小時之預報式爲表三所示，表三中之預報因子順序是以選擇法所得之順序爲準。各月複相關係數緯度0.95，經度0.97，因爲12、36、48小時預報式與中心氣壓預報式等均在 JMATF 76 中說明 (徐晉淮譯，1979)，故本文予以省略。在表三中之預報式之第一因子爲颱風之現在經緯度，第二因子爲前12小時之速度。這一點是表示單純外延法對於颱風路徑預報爲最重要部份。日期被選擇爲次優先因子之理由是基於颱風路徑有顯著之季節變化之故。且加速度或前24小時及48小時之速度被選擇的意義是與預報上最有效的經驗事實一致。緯度預報式中現在經度和經度預報式中現在緯度，多數被採用之點是很有趣的現象。

3.預報式之計算步驟

表三之預報因子之符號如下：

Lat ：緯度　Lon ：經度　Prs ：中心氣壓

V_x ：速度之東西向分速

V_y ：速度南北向分速

A_x ：加速度之東西向分速

A_y ：加速度之南北向分速

$|A|$ ：加速度之大小　Date ：日期

表三 a　PC 法使用24小時預測之迴歸係數

Table 3a. List of predictors and regression coefficients of PC method for 24 hour prediction

緯度		經度	
預測因子	係數	預測因子	係數
constant	3.114	constant	16.840
Lat_{00}	1.106	Lon_{00}	0.6277
V_{y-24}	1.835	V_{x-12}	2.343
A_{x-24}	0.5455	V_{y-24}	0.3748
Date	0.01734	Lat_{00}	0.2661
$V_{y-24-48}$	−0.2134	Date	0.4380
Prs_{00}	−0.009451	Lon_{-36}	0.3221
		$\|A\|_{-48}$	0.2244
mul. cor. coe.	0.95	mul. cor. coe.	0.97

表三 b　PC 法在不同月份之預報因子及相關係數

Table 3b. List of predictors, regression coefficients and multiple correlation coefficients of PC method for 24 hour prediction in different month

季節	一月至八月				九月至十二月			
預報期間	緯度		經度		緯度		經度	
	預報因子	相關係數	預報因子	相關係數	預報因子	相關係數	預報因子	相關係數
24 小時	Const	1.308	Const	0.730	Const	9.150	Const	0.473
	Lat_{00}	0.997	Lon_{00}	0.974	Lat	1.006	Lon	0.9834
	V_{y-12}	1.143	V_{x-12}	1.758	V_{y-12}	1.139	V_{x-12}	1.679
	V_{x-12}	0.215			V_{x-12}	0.2595		
					Prs_{00}	0.0482		
	(0.959)		(0.982)		(0.958)		(0.982)	

Lat—緯度　Lon—經度　Prs—中心氣壓

V_x、V_y—颱風移動速度之緯度、經度成分

註脚號碼00—12—24，各爲現在值，12小時以前值，24小時以前值

。括弧內值爲方程式之複相關係數值。

附加數字表示時間

00：現在　　−12：12小時前

−24：24小時前　　−36：36小時前

−48：48小時前　　−24～−48：24小時前

之24小時前經緯度以度爲單位（但經度不含百位數），例如135.0度爲35.0度，氣壓單位爲mb。

有關速度之因子計算法如下，例如12小時前之東西向（指Zonal）分速（V_{x-12}）及南北向（指meridional）分速（V_{y-12}），爲：

$$V_{x-12}=Lon_{oo}-Lon_{-12} \quad \cdots\cdots(16)$$

$$V_{y-12}=Lat_{oo}-Lat_{-12} \quad \cdots\cdots(17)$$

進行方向及速度與風向、向速之東西、南北向分速之計算方法與V_{x-12}及V_{y-12}之計算法相同。

V_{y-24}及$V_{y-24\sim-48}$：爲速度之緯流分速（量），定義爲：

$$V_{y-24}=Lat_{oo}-Lat_{-24} \quad \cdots\cdots(18)$$

$$Vy_{-24\sim-48}=Lat_{-24}-Lat_{-48} \quad \cdots\cdots(19)$$

有關加速度之因子計算如下，例如要計算前24小時之加速度之東西向分速（A_{x-24}）及南北向分速（A_{y-24}）可由下式求之。

$$A_{x-24}=Lon_{oo}+Lon_{-24}-2\,Lon_{-12} \quad \cdots\cdots(20)$$

$$A_{y-24}=Lat_{oo}+Lat_{-24}-2\,Lat_{-12} \quad \cdots\cdots(21)$$

加速度之方向及大小，與速度可用同樣方法計算之。

$|A|_{-48}$指x速度大小，定義爲

$$|A|_{-48}=\sqrt{(A_{x-48})^2+(A_{y-48})_2} \quad \cdots\cdots(22)$$

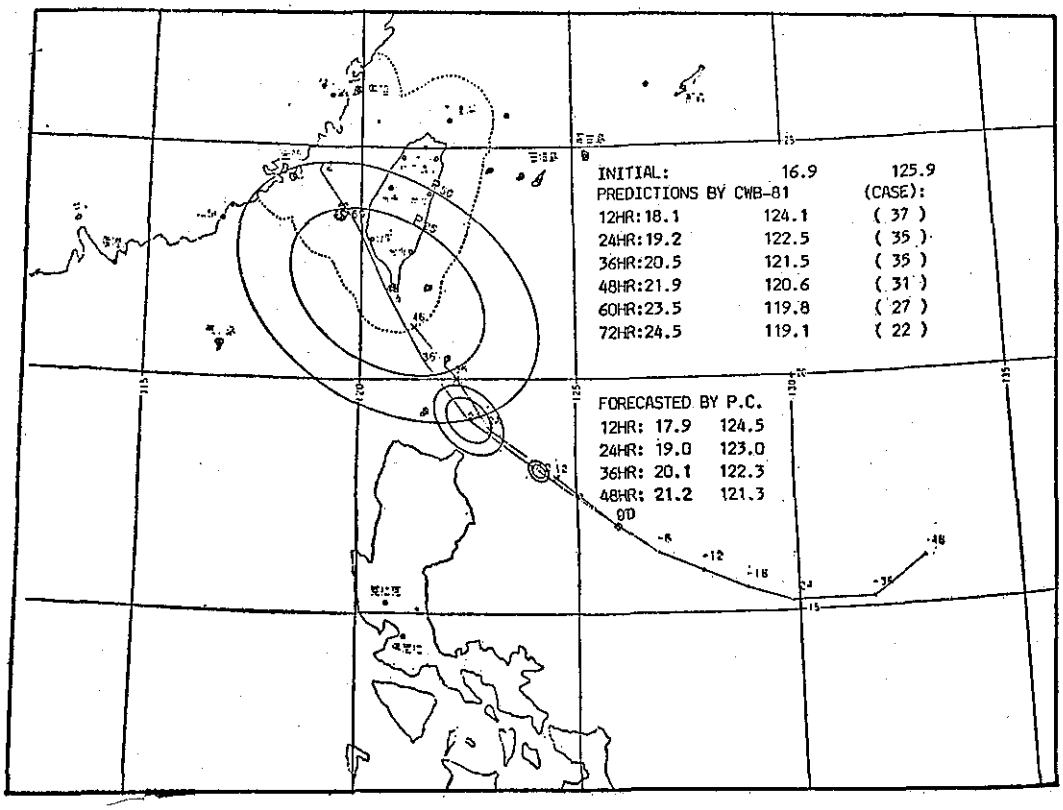
上式，$A_{x-48}=Lon_{oo}+Lon_{-48}-2Lon_{-24}$ …(23)

$$A_{y-48}=Lat_{oo}+Lat_{-48}-2\,Lat_{-24} \quad \cdots\cdots(24)$$

圖五爲以PC法所作之預報例子。

(四) ANALOG (CWB-81) 法

類比（ANALOG）法乃中央氣象局陳熙揚（1980)引入，此法係參考日本JMA PC法來加以修正而得之。其基本觀念以時空範圍（Space-time envelop）爲主。就歷史颱風與現在颱風相似的程度以「類比參數」的選擇來決定其物理意義，以作爲本方法之基礎。玆將陳氏之建立過程介紹如下：



圖五　以PC法及ANALOG (CWB-81)法所計算之颱風客觀預報圖

Fig. 5. Objective forcasting chart by PC and ANALOG (CWB-81) method

1.類比選擇

因 PC (Persistency and Climatology) 颱風路徑預報法係由與颱風運動之持續性及氣象學特性有關之48個具有良好物理意義的預報因子，依不同之區域及月份導出預測颱風路徑及中心氣壓之迴歸方程。由於此種分區域及分月份導出的迴歸方程，不但在統計上更爲合理而且選出的預報因子也眞正具有良好的物理意義，故陳氏參考此法的預報因子，選取類比參數。

由於 JTWC 歷史颱風資料檔是1959～1977年分析的颱風最佳路徑，其內僅儲存颱風的時間及位置（經緯度），在此種限制下，陳氏選取下述28個因子作爲類比參數：

1.過去12小時緯度位移；

$C(1)=LAT_{00}-LAT_{-12}$

2.過去24小時緯度位移；

$C(2)=LAT_{00}-LAT_{-24}$

3.過去36小時緯度位移；

$C(3)=LAT_{00}-LAT_{-36}$

4.過去48小時緯度位移；

$C(4)=LAT_{00}-LAT_{-48}$

5.過去24至48小時緯度位移；

$C(5)=LAT_{-24}-LAT_{-48}$

6.過去24小時加速度的經向分量；

$C(6)=LAT_{00}+LAT_{-24}-2LAT_{-12}$

7.過去48小時加速度的經向分量；

$C(7)=LAT_{00}+LAT_{-48}-2LAT_{-24}$

8.過去12小時經度位移；

$C(8)=LON_{00}-LON_{-12}$

9.過去24小時經度位移；

$C(9)=LON_{00}-LON_{-24}$

10.過去36小時經度位移；

$C(10)=LON_{00}-LON_{-36}$

11.過去48小時經度位移；

$C(11)=LON_{00}-LON_{-48}$

12.過去24至48小時經度位移；

$C(12)=LON_{-24}-LON_{-48}$

13.過去24小時加速度的緯向分量；

$C(13)=LON_{00}+LON_{-24}-2LON_{-12}$

14.過去48小時加速度的緯向分量；

$C(14)=LON_{00}+LON_{-48}-2LON_{-24}$

15.過去12小時的移動方向；

$C(15)=\text{Arc tan}\ (C(1)/C(8))$

16.過去24小時的移動方向；

$C(16)=\text{Arc tan}\ (C(2)/C(9))$

17.過去36小時的移動方向；

$C(17)=\text{Arc tan}\ (C(3)/C(10))$

18.過去48小時的移動方向；

$C(18)=\text{Arc tan}\ (C(4)/C(11))$

19.過去24至48小時的移動方向；

$C(19)=\text{Arc tan}\ (C(5)/C(12))$

20.過去24小時加速度的方向；

$C(20)=\text{Arc tan}\ (C(6)/C(13))$

21.過去48小時加速度的方向；

$C(21)=\text{Arc tan}\ (C(7)/C(14))$

22.過去12小時移動速度；

$C(22)=[C(1)^2+C(8)^2]^{1/2}$

23.過去24小時移動速度；

$C(23)=[C(2)^2+C(9)^2]^{1/2}$

24.過去36小時移動速度；

$C(24)=[C(3)^2+C(10)^2]^{1/2}$

25.過去48小時移動速度；

$C(25)=[C(4)^2+C(11)^2]^{1/2}$

26.過去24至48小時移動速度；

$C(26)=[C(5)^2+C(12)^2]^{1/2}$

27.過去24小時加速度；

$C(27)=[C(6)^2+C(13)^2]^{1/2}$

28.過去48小時加速度；

$C(28)=[C(7)^2+C(14)^2]^{1/2}$

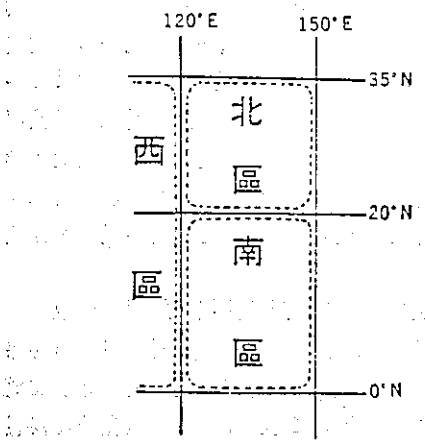
其中LON_{00}、LAT_{00} 爲颱風現在經、緯度，而LON_{-12}、LAT_{-12}、LON_{-24}、LAT_{-24}、LON_{-36}、LAT_{-36}、LON_{-48}、LAT_{-48}則分別爲過去12、24、36、48小時的經緯度。

2.類比參數的權重

囿於前述28個參數對現在颱風未來的路徑影響有大小之別，故必須賦予不同的權重（Weighting）。

陳氏鑒於各國現行颱風路徑類比預報法中，類比參數的權重大多根據個人的經驗猜測決定(Educated guesses)，不但主觀，而且殊無標準，故嘗試由 PC 法的迴歸方程式中，依據類比參數的先後次序及其出現的次數，客觀決定各個參數的權重，玆將其分區（見圖六）按月份以 W(i) 表示如下，其中括號內的數字 i 表示第 i 個類比參數，而未

列出者其權重爲1：



圖六　決定類比參數的權重時分區簡圖

Fig. 6. Divided area diagram of determining weighting for ANALOG(CWB-81)method

㈠北　區：

現在颱風位於20°N至35°N，120°E至150°E之間。

1.1至6月：

W(1)=W(10)=W(16)=W(17)=W(18)
=W(28)=W(21)=W(24)=W(25)
=W(26)=2

W(13)=W(15)=W(19)=W(27)=3

W(2)=W(3)=W(8)=W(22)=4

2.7月：

W(15)=W(20)=W(27)=W(28)=2

W(2)W(4)=W(6)=W(13)=W(16)=3

W(1)=W(8)=4

3.8月：

W(2)=W(3)=(4)=W(5)=W(9)=W(12)
=W(15)=2

W(1)=W(8)=W(13)=4

4.9月：

W(2)=W(5)=W(10)=W(20)=W(22)
=W(28)=2

W(13)=3

W(1)=W(8)=4

5.10至12月：

W(12)=W(14)=W(16)=W(17)=W(19)
=2

W(2)=W(7)=W(13)=W(22)=W(23)
=W(25)=W(27)=W(28)=3

W(1)=W(8)=4

㈡南　區：

現在颱風位於 0°N至20°N，120°E至150°E之間。

1.1至8月：

W(3)=W(8)=W(13)=W(16)=W(17)
=W(18)=W(23)=W(25)=W(27)
=W(28)=2

W(9)=W(20)=3

W(1)=4

W(11)=5

2.9至12月：

W(10)=W(19)=2

W(4)=W(22)=W(24)=3

W(1)=4

W(8)=5

㈢西　區：

現在颱風位於120°E以西。

1.1至8月：

W(3)=W(4)=W(5)=W(11)=W(16)
=W(18)=W(24)=W(25)=2

W(14)=W(17)=W(22)=W(27)=3

W(1)=W(8)=W(16)=4

2.9至12月：

W(7)=W(13)=W(16)=W(20)=W(21)
=W(24)=W(25)=W(27)=W(28)
=2

W(1)=W(2)=4

W(8)=5

3.歷史颱風的類比選擇及排列

首先輸入欲預測颱風之年、月、日、現在經、緯度及過去12、24、36、48小時經、緯度，並計算日序及C(1)、C(2),……C(28)等28個類比參數，供作類比選擇的基礎。

其次，以「時空範圍」爲取捨之條件，在歷史颱風中逐一比較，選取類似颱風，如某一歷史颱風無任一位置位於其內，則予以捨棄，否則選取位於其內之所有位置，並分別計算前述28個類比參數P(1), P(2),……P(28)，再以公式

$$S.\ I.=\sum_{i=1}^{28} W(I)\,|\,C(I))-P(I)\,|\cdots\cdots(25)$$

計算每一位置的相似指數 (similarity index)，相似指數最小之位置即爲最佳位置。

最後，依據最佳位置相似指數的大小決定「類似颱風」類似現在颱風的程度，相似指數最小的颱風即爲最類似颱風，其順序號碼 (Rank Number) 爲 1，餘往下類推 (表四)

4.類似颱風路徑的平移及修正

經類比選擇的類似颱風，決定其最佳位置並賦與順序號碼後，即做路徑的調整。

首先，將最佳位置及其以後的路徑平移，直至最佳位置與現在颱風位置重壓爲止，如圖七所示。

由於現在颱風與類似颱風初始的移動方向或速度如有顯著的差異，則隨著時間的增長，兩者間的差別將會愈來愈大，此時如進一步修正平移後的路徑，將可得到更佳的預報結果 (Jarrell and Somervell, 1970)，故陳氏亦仿此以現在颱風及類似颱風12小時前速度的向量誤差作爲修正向量，然後再以此量之二、四、六倍分別加到平移後的24、48、72小時位置，據以修正平移後的路徑，如圖八所示。

5.現在颱風路徑的預報及概率橢圓的繪製

所有類似颱風經調整路徑後，吾人即可獲得每一類似颱風初始位置後的所有位置，利用這些位置即可依下式求得未來 12 至 72 小時的權重平均路徑 (Jarrell and Wagoner, 1973)：

表四　以 ANALOG (CWB-81) 法所計算出之類似颱風名稱格式表 (時間：1985年 6 月19～21日海爾颱風)

Table 4. Format of similar typhoon calculated by ANALOG (CWB-81) method

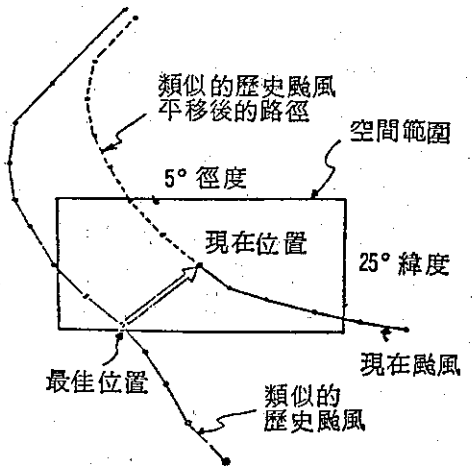
```
8504 HAL     8S 6210016.3126.8
                6201815.9127.8
                6201215.5128.8
                620 615.2129.8
                620 015.0130.6
                6191216.1132.2
                619 012.5135.0

*****************************
   0.80     1.30     0.20     3.80     2.50     0.30    -1.20    -2.00    -3.80    -5.40    -8.20    -4.40    -0.20     0.60
 111.80   108.89    92.12   114.86   119.60   146.31   333.43    21.54    40.16    54.04    90.38    50.61     3.61    13.42
   4.00     1.00     2.00     1.00     1.00     1.00     1.00     2.00     3.00     1.00     5.00     1.00     2.00     1.00
   1.00     2.00     2.00     2.00     1.00     3.00     1.00     1.00     2.00     1.00     2.00     1.00     2.00     2.00

      1959          BILLIE          DATA NO.=  22  K=  7  NXWW=  15
      7 13       17.2  128.0

      1960          NADINE          DATA NO.=  23  K=  5  NXWW=  18
      6  4       18.6  129.1

      1960          OLIVE           DATA NO.=  26  K=  11  NXWW=  15
      6 26       14.1  122.8

      1961          BETTY           DATA NO.=  26  K=  11  NXWW=  15
      5 24       16.4  125.1

      1961          FLOSSIE         DATA NO.=  16  K=  5  NXWW=  11
      7 17       16.4  123.9

      1962          IRIS            DATA NO.=  16  K=  9  NXWW=  7
      5 28       15.9  124.2

      1962          KATE            DATA NO.=  23  K=  3  NXWW=  20
      7 19       18.5  123.2

      1963          POLLY           DATA NO.=  19  K=  4  NXWW=  15
      6  1       17.5  131.5

      1963          SHIRLEY         DATA NO.=  31  K=  11  NXWW=  20
      6 15       16.8  130.4

      1963          TRIX            DATA NO.=  21  K=  7  NXWW=  16
      6 27       16.5  122.5

      1963          AGNES           DATA NO.=  22  K=  12  NXWW=  10
      7 20       18.0  122.3

      1965          EMMA            DATA NO.=  18  K=  9  NXWW=  9
      6 23       16.4  123.5

      1964          WINNIE          DATA NO.=  29  K=  15  NXWW=  14
      6 29       14.5  122.3

      1964          DORIS           DATA NO.=  15  K=  6  NXWW=  9
      7 13       17.0  131.3

      1964          ELSIE           DATA NO.=  17  K=  9  NXWW=  8
      7 16       14.1  126.8

      1965          AMY             DATA NO.=  24  K=  13  NXWW=  11
      5 24       15.3  123.4
```

$$LAT_p = \frac{\sum_{i=1}^{N}[N-(Rank)_i+1][Latitude]_i}{\frac{1}{2}N(N+1)} \quad \cdots\cdots(26)$$

$$LON_p = \frac{\sum_{i=1}^{N}[N-(Rank)_i+1][Longitude]_i}{\frac{1}{2}N(N+1)} \quad \cdots\cdots(27)$$

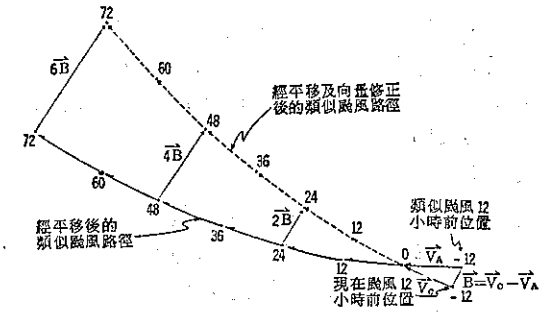
上式中P代表12、24、36、48、60及72小時，N則爲類似颱風的個數，$(Rank)_i$指第 i 個類似颱風的順序號碼

$[Latitude]_i$ 是第 i 個類似颱風對應於P時的緯度數。



圖七　類似颱風路徑之平移

Fig. 7. Track translation of the analog typhoon



圖八　類似颱風路徑平移後的向量修正圖（參照 Jarrel and Somervell, 1970）

Fig. 8. Vectorial modified diagram of the track translation of the analog typhoon

$[Longitude]_i$ 則爲第i個類似颱風對應於P時的經度數。

至於LAT_p及LON_p 則爲對應於P的權重平均預測位置。

此時，如吾人假設上述各類似颱風調整路徑後12至72小時的位置合乎雙變異常態分配 (Bivariate normal distribution)，亦卽在x－y平面上颱風中心的分佈爲一橢圓，則可由下列式k值的二根求出長軸動差（ka）及短軸動差（kb）。

$$\begin{vmatrix} S_x-K^2 & r_{xy}S_xS_y \\ r_{xy}S_xS_y & S^2_y-K^2 \end{vmatrix} = 0 \quad \cdots\cdots(28)$$

其中S_x爲經向標準差，S_y爲緯向標準差，r_{xy}爲經向與緯向的相關係數。

而或然率爲P的橢圓其長軸2a及短軸 2b 可由下式求出：

$$2a = Ka \times [\ell n\ (1-P)^{-2}]^{\frac{1}{2}} \quad \cdots\cdots(29)$$

$P=0.25$或0.5

$$2b = Kb \times [\ell n\ (1-P)^{-2}]^{\frac{1}{2}} \quad \cdots\cdots(30)$$

此外，該橢圓長軸與緯度夾角Ψ 則可由下式求得：

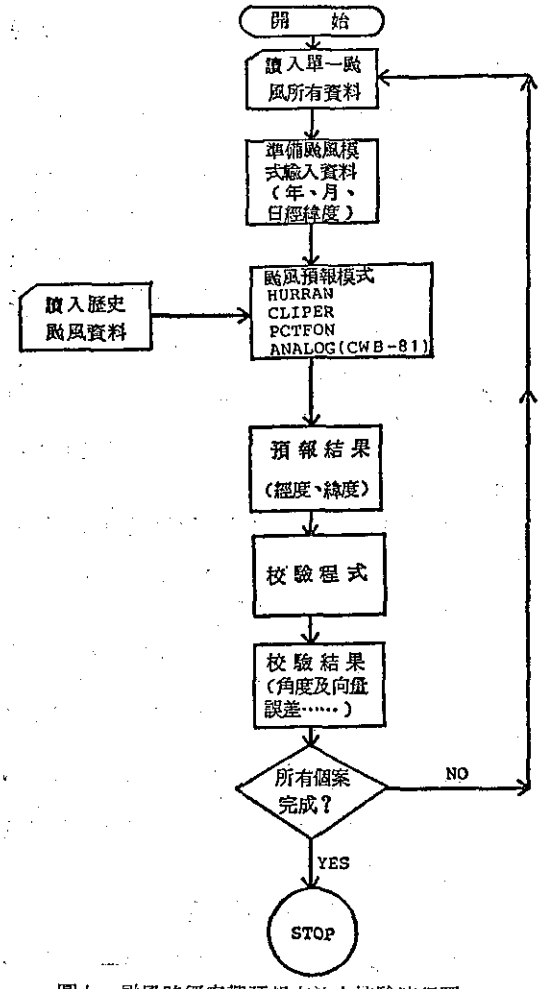
$$\Psi = \frac{1}{2} + \tan^{-1}\frac{2r_{xy}S_xS_y}{S^2_x-S^2_y} \quad \cdots\cdots(31)$$

有關ANALOG (CWB-81) 法所作出之預報例子可參考圖五。

四、校驗結果

本研究以前述之四種客觀預報方法—(1)HURRAN、(2) CLIPER、(3) PC及 (4) ANALOG (CWB-81)爲校驗準則，經使用中央氣象局VAX-11/750電腦，應用圖九之流程圖，把 120 個颱風案例最佳路徑資料輸入電腦，計算各種方法所得之不同預報時間（12、24、36、48、60及72小時）之平均向量誤差（Vector error ，代號 VECERR）、平均直角誤差（Right angle error，代號 RANERR）、左右向平均偏角誤差 (Deviation

error，代號ANGLE，其中角度偏左以"－"號表示，偏右以"＋"號表示）。經計算結果如表五a（12小時，缺CLIPER）、表五b（24小時）、表五c（36小時，缺 CLIPER）、表五d（48小時）、表五e（60小時，缺 CLIPER及PC），表五f（72小時，缺 CLIPER及PC）。玆將各種方法，依預報時間比較其誤差大小如下，（參考圖十a、十b、十c、十d）：



圖九　颱風路徑客觀預報方法之校驗流程圖
Fig. 9. Flow chart of verification for this study

㈠12小時預報誤差

就12小時預報誤差而言，因缺 CLIPER 法，故比較三者之向量誤差（圖十a），結果以 HURRAN最佳（誤差只有70.6 公里）、PC 次之（86.4公里）、ANALOG 誤差最大（達103.1公里）。直角誤差比向量誤差小，約13～19公里（圖十c），其誤差大小與向量誤差相似，依序爲 HURRAN最小，PC 次之，ANALOG(CWB-81)最大。偏角誤差（如圖十c、十d）三者比數，依序爲HURRAN最小（左偏－14.5°，右偏12.7°），ANALOG (CWB-81) 次之（左偏－15.6°，右偏15.8°），PC最大（左偏－16.7°，右偏16.7°）。

㈡24小時預報誤差

就24小時預報誤差而言，比較四種方法之向量誤差（圖十a），以HURRAN 最小（誤差150.7公里），CLIPER 次之 (164.5公里)、ANALOG (CWB-81)居第三（176.1公里），PC誤差則較前三種方法大一倍以上（高達394.2公里），顯示24小時客觀預報，使用 PC 法時需特別注意。直角誤差（圖十b）則以 CLIPER 最小（誤差僅138.1公里），其次爲 HURRAN（140.7 公里），再次爲 ANALOG (CWB-81)，其誤差爲 153.4 公里，PC 之誤差則最大，高達 287.2 公里。左向偏角誤差（圖十c）以 HURRAN 最小（－16.4°）、PC 居次（－16.2°）、ANALOG (CWB-81) 次之（－16.5°），CLIPER 偏差最大（－18.8°）；至於右向偏角誤差（圖十d），除 PC 法偏向太大外（29.4°），其餘三法相差不多，依序爲 HURRAN (14.6°)、CLIPER (14.8°)、ANALOG (16.5°)。

㈢36小時預報誤差

就36小時預報誤差而言（缺CLIPER），向量誤差（圖十a）以HURRAN 最小（231.6公里）、ANALOG次之（296.8公里）、PC 誤差最大（379.1公里）。直角誤差（圖十b），各依序爲 HURRAN (237.4公里)、ANALOG (276.1公里)、PC (389.5公里)。左右向偏角誤差，兩者相似，偏向最小者爲H URRAN（－17.0°，14.5°），其次爲 ANALOG (18.8°，18.2°)，PC 爲（－23.1°，22.5°）。

㈣48小時預報誤差

以48小時預報誤差而言，因預報時間加長，故誤差值與24小時比較，除 PC 法外，約增加了近2倍以上之多。向量誤差（圖十a），各依次爲 HURRAN 最小 (306.0公里)，CLIPER (363.2公里)、ANALOG (410.7公里)、PC (421.3公里)。直角誤差（圖十b）與向量誤差大小排列相同，依序爲 HURRAN (344.3公里)、CLIPER (350.5公里)、ANALOG (396.5 公里)、PC

表　五a　預報時間爲12小時之校驗結果

Table 5a　Verified results of 12 hour prediction

CASE	HURREN VECERR	HURREN RANERR	HURREN ANGLE		CLIPER VECERR	CLIPER RANERR	CLIPER ANGLE		PETRON VECERR	PETRON RANERR	PETRON ANGLE		ANALOG VECERR	ANALOG RANERR	ANALOG ANGLE	
1	67.5	58.2	-11.6	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	105.0	86.4	-19.6	10.4	67.7	62.4	-11.8	7.3
2	90.1	55.1	-21.1	22.3	0.0	0.0	0.0	0.0	100.7	58.7	-22.6	25.5	100.9	58.8	-21.3	26.7
3	49.6	49.1	-8.0	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	92.8	58.3	-6.7	5.9	66.5	69.5	-8.2	7.5
4	74.9	50.6	-4.2	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	48.7	59.5	-4.4	3.3	50.2	56.3	-4.0	1.5
5	82.5	65.2	-14.5	11.1	0.0	0.0	0.0	0.0	102.2	68.7	-13.5	21.2	115.7	65.4	-13.1	16.5
6	90.9	73.5	-10.8	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	44.7	50.3	-4.1	1.1	83.0	70.4	-7.3	2.9
7	94.2	52.4	-7.5	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	94.6	51.6	-16.4	8.6	95.6	42.1	-6.8	14.1
8	77.6	56.1	-10.0	27.0	0.0	0.0	0.0	0.0	92.5	52.2	-11.3	28.0	90.7	64.5	-15.2	20.0
9	90.8	75.7	-14.9	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	79.5	77.8	-13.0	12.9	86.2	80.5	-16.2	11.8
10	73.8	69.8	-9.4	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	65.4	58.8	-7.1	2.7	67.4	72.8	-3.5	2.3
11	68.4	60.5	-19.7	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	102.4	77.7	-17.1	14.0	168.9	107.4	-15.0	20.6
12	57.2	59.8	-12.2	12.7	0.0	0.0	0.0	0.0	80.4	56.5	-12.0	22.6	83.9	91.8	-12.8	39.8
13	63.8	49.6	-8.3	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	95.0	78.7	-9.8	16.1	83.6	81.8	-28.3	7.1
14	83.5	60.9	-16.0	34.5	0.0	0.0	0.0	0.0	213.4	150.5	-75.8	44.9	267.5	213.9	-39.2	21.4
15	80.2	66.9	-11.2	8.7	0.0	0.0	0.0	0.0	85.0	58.8	-9.7	11.6	86.8	67.9	-10.7	9.7
16	64.6	52.3	-13.8	16.3	0.0	0.0	0.0	0.0	67.2	47.2	-13.6	20.6	90.2	66.4	-14.5	19.7
17	58.5	46.7	-10.1	19.3	0.0	0.0	0.0	0.0	63.8	38.0	-6.7	16.4	86.8	59.3	-58.4	30.2
18	76.2	66.5	-11.1	10.7	0.0	0.0	0.0	0.0	119.1	71.5	-9.5	14.7	96.2	88.9	-11.1	15.4
19	49.9	51.5	-6.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	88.1	60.3	-4.0	11.5	58.3	61.8	-5.1	8.5
20	57.2	57.9	-18.3	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	113.4	100.8	-26.4	17.6	65.2	66.6	-15.9	8.3
21	131.0	98.5	-20.5	19.5	0.0	0.0	0.0	0.0	163.1	99.6	-22.4	7.8	136.7	107.2	-20.6	17.7
22	70.2	63.6	-10.1	26.6	0.0	0.0	0.0	0.0	108.5	82.4	-55.0	38.5	79.9	70.3	-44.1	30.1
23	71.0	57.2	-17.8	13.0	0.0	0.0	0.0	0.0	81.2	49.0	-18.2	18.1	80.4	73.5	-21.2	14.3
24	84.9	81.5	-11.3	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	82.9	102.1	-10.0	7.4	80.7	109.8	-16.9	5.7
25	47.1	35.5	-17.0	15.9	0.0	0.0	0.0	0.0	65.8	39.3	-26.2	31.3	50.9	39.8	-12.6	5.1
26	49.1	50.1	-10.0	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	49.3	59.9	-6.8	11.3	55.5	55.9	-8.6	9.7
27	78.9	62.7	-16.7	10.2	0.0	0.0	0.0	0.0	86.0	50.9	-15.3	13.9	90.9	71.1	-17.9	10.3
28	56.2	38.3	-12.3	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	77.8	40.0	-5.2	14.1	64.0	42.0	-7.1	10.3
29	57.2	50.2	-22.0	27.9	0.0	0.0	0.0	0.0	75.8	62.1	-22.9	39.8	63.0	49.4	-27.3	33.5
30	102.2	115.2	-16.6	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	87.8	122.6	-19.4	3.2	104.6	130.0	-16.7	9.4
31	60.0	56.2	-12.3	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	99.3	61.0	-11.9	24.0	60.1	37.4	-11.7	11.3
32	67.1	61.7	-15.8	20.6	0.0	0.0	0.0	0.0	66.2	60.8	-17.5	21.4	70.5	60.7	-14.9	23.0
33	56.4	40.3	-11.0	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	69.1	49.9	-7.8	23.0	64.4	46.8	-8.8	13.6
34	48.3	45.8	-9.4	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	70.7	45.4	-6.0	11.3	53.1	46.1	-9.0	7.9
35	62.8	33.6	-7.1	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	53.2	31.9	-8.6	8.9	57.3	35.9	-5.1	9.9
36	49.4	39.4	-7.6	19.9	0.0	0.0	0.0	0.0	68.7	46.9	-24.6	19.5	63.9	42.4	-19.2	22.1
37	62.0	46.4	-10.5	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	60.2	36.6	-7.0	9.5	61.4	43.0	-9.1	4.0
38	69.1	76.9	-10.4	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	45.6	91.4	-6.6	0.0	67.9	77.0	-11.5	5.5
39	66.6	52.0	-7.4	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	53.6	48.5	-6.4	8.2	78.6	64.1	-7.3	12.0
40	63.9	54.0	-6.7	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	50.3	33.1	-4.7	3.3	63.0	49.4	-5.1	6.2
41	53.8	52.6	-17.1	20.2	0.0	0.0	0.0	0.0	66.4	81.0	-16.6	23.6	233.6	206.7	-27.4	24.1
42	83.9	66.9	-14.6	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	75.5	59.8	-11.7	6.6	81.8	69.0	-13.1	10.7
43	99.9	55.3	-23.0	12.7	0.0	0.0	0.0	0.0	133.0	71.2	-20.8	17.7	105.0	66.0	-20.2	19.8
44	60.3	68.7	-9.4	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0	76.6	92.3	-15.7	7.0	75.5	106.6	-11.9	9.7
45	69.8	39.9	-13.8	14.9	0.0	0.0	0.0	0.0	50.7	26.4	-14.1	3.8	81.2	32.5	-15.8	11.9
46	80.5	53.1	-14.7	9.5	0.0	0.0	0.0	0.0	81.9	58.2	-14.7	8.8	152.9	136.2	-24.8	7.7
47	53.3	41.2	-8.9	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	56.6	30.6	-7.2	7.7	58.0	44.9	-7.4	13.0
48	82.1	54.4	-23.3	19.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.4	63.1	-25.4	18.7	82.7	55.5	-25.3	16.1
49	65.1	53.7	-17.3	13.7	0.0	0.0	0.0	0.0	75.6	63.7	-25.0	15.9	65.7	57.7	-19.1	13.7
50	126.4	60.5	-31.0	27.3	0.0	0.0	0.0	0.0	151.2	104.6	-22.9	30.3	284.3	207.6	-32.7	29.1
51	59.1	122.2	-6.8	10.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	703.6	690.6	-7.3	55.4
52	95.1	100.7	-22.2	15.6	0.0	0.0	0.0	0.0	72.9	117.1	-28.8	3.6	74.2	89.4	-14.8	0.0
53	38.8	41.3	-16.1	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	64.8	62.1	-8.7	0.0	354.6	275.4	-12.5	14.3
54	36.0	30.4	*****	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	77.1	33.1	0.0	13.2	69.0	104.6	0.0	2.5
55	17.9	36.3	-2.5	3.4	0.0	0.0	0.0	0.0	59.7	41.9	-1.2	7.5	19.3	70.0	-3.9	3.0
56	79.4	58.7	-18.5	13.3	0.0	0.0	0.0	0.0	85.5	60.4	-18.2	20.9	87.1	59.4	-11.9	9.1
57	54.1	52.5	-18.4	15.9	0.0	0.0	0.0	0.0	86.9	87.4	-33.7	21.3	199.9	153.3	-26.1	27.3
58	60.5	58.7	-21.4	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	74.3	71.5	-40.5	16.3	65.9	61.5	-24.9	17.7
59	37.4	56.1	-9.5	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	98.6	65.3	-37.8	14.1	64.7	64.5	-13.9	10.7
60	67.8	50.3	-11.9	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	67.5	64.7	-11.2	11.2	68.3	54.8	-10.2	10.3
61	65.8	61.8	-15.2	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	62.6	66.7	-22.8	5.9	70.4	64.1	-15.3	11.0
62	57.4	51.8	-7.2	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	66.0	44.3	-2.8	14.5	64.8	52.5	-9.0	10.5
63	118.4	60.7	-23.5	25.0	0.0	0.0	0.0	0.0	121.0	108.4	-27.3	22.6	139.5	59.7	-35.8	26.0
64	86.6	116.0	-14.9	11.8	0.0	0.0	0.0	0.0	69.2	135.8	-6.5	8.9	67.3	62.5	0.0	13.4
65	64.5	59.6	-5.1	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	70.4	33.3	-4.0	5.8	69.1	42.2	-5.2	6.1
66	59.3	67.4	-26.1	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	97.4	82.8	-28.1	28.5	88.9	71.6	-30.9	16.9
67	50.1	42.7	-6.0	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	49.0	40.8	-5.4	22.6	49.6	37.0	-4.3	6.1
68	80.1	59.7	-13.2	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	119.1	150.7	-16.5	14.4	288.1	201.3	-13.8	39.8
69	62.9	38.7	-6.7	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	57.7	22.9	-4.7	4.0	66.9	38.2	-7.8	7.5
70	50.7	39.0	-6.1	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	67.2	69.5	-9.5	0.0	58.3	36.1	-5.9	2.8
71	53.1	37.7	-8.0	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	60.2	59.8	-10.3	12.7	68.7	45.4	-7.1	8.9
72	76.5	38.4	-7.7	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	75.3	45.6	0.0	8.6	87.7	46.5	-7.0	10.3
73	44.1	30.5	-6.2	7.9	0.0	0.0	0.0	0.0	59.3	44.5	-4.4	12.4	47.3	29.0	-6.2	8.6
74	30.2	33.4	-5.6	4.8	0.0	0.0	0.0	0.0	55.0	40.5	-5.1	7.4	31.8	37.4	-4.5	7.5
75	62.1	48.4	-11.8	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	57.3	49.0	-13.6	8.4	65.2	53.2	-10.5	10.4
76	37.4	45.3	-16.6	12.6	0.0	0.0	0.0	0.0	66.1	49.7	-15.8	20.5	47.3	49.4	-17.0	15.3
77	39.3	37.5	-4.8	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	60.7	36.4	-3.5	6.2	63.5	38.0	-3.9	6.3
78	75.6	65.9	-10.2	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	82.5	71.2	-8.4	12.4	72.2	66.0	-7.3	9.2
79	75.3	58.5	-31.9	25.8	0.0	0.0	0.0	0.0	70.7	39.9	-34.2	70.2	195.0	161.9	-62.9	54.5
80	61.4	51.1	-23.5	17.5	0.0	0.0	0.0	0.0	85.7	52.8	-32.4	33.0	58.9	47.2	-14.4	20.1
81	40.9	131.3	-2.3	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0	45.1	227.0	0.0	8.4	62.8	206.8	-2.2	0.0
82	61.5	44.4	-10.5	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0	55.5	50.6	-9.8	10.8	65.4	58.4	-7.9	8.4
83	49.7	72.9	-8.6	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	545.6	544.1	-8.5	38.6
84	55.9	44.4	-13.1	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	68.4	51.8	-12.5	16.0	58.3	55.6	-13.5	14.4
85	172.8	141.2	-52.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
86	38.2	31.5	-20.8	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	37.2	51.7	-25.4	8.4	288.7	266.2	-21.5	38.3
87	68.0	42.1	-26.3	34.3	0.0	0.0	0.0	0.0	79.2	33.0	-26.5	47.9	67.8	42.3	-39.9	43.4
88	83.5	55.9	-33.4	20.6	0.0	0.0	0.0	0.0	90.0	52.2	-40.0	27.5	89.2	57.6	-43.9	23.8
89	65.4	39.0	-8.0	12.2	0.0	0.0	0.0	0.0	75.5	40.2	-8.2	12.9	73.5	42.8	-17.3	10.2
90	46.4	33.4	-12.8	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	46.5	26.9	-12.5	13.0	38.0	21.9	-12.2	6.4
91	69.1	63.6	-13.1	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	99.3	97.5	-27.7	13.8	69.5	66.0	-13.4	6.9
92	38.8	23.8	-9.9	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	41.3	20.6	-7.8	3.3	36.7	16.4	-7.5	1.6
93	68.6	69.1	-12.9	11.2	0.0	0.0	0.0	0.0	92.7	72.2	-11.8	5.0	69.9	75.1	-10.8	0.9
94	57.0	56.8	-8.0	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	-32.2	0.0	*****	*****	-1.0	63.4
95	110.7	74.5	-37.0	38.3	0.0	0.0	0.0	0.0	152.6	83.9	-29.1	60.0	151.7	89.9	0.0	72.2
96	62.7	53.3	-22.0	21.4	0.0	0.0	0.0	0.0	74.3	59.3	-17.3	42.4	70.4	54.8	-37.8	28.2
97	43.6	26.6	-5.9	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	55.2	25.6	-8.3	7.7	46.1	26.1	-7.1	7.5
98	66.7	56.2	-10.9	20.7	0.0	0.0	0.0	0.0	50.1	58.1	-12.3	23.0	80.6	65.7	-11.5	29.1
99	51.1	35.6	-5.9	14.3	0.0	0.0	0.0	0.0	61.8	36.7	-7.5	22.6	54.2	35.3	-9.7	12.8
100	101.2	76.2	-20.2	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0	112.6	73.6	-22.6	21.5	113.3	89.6	-20.2	20.2
101	40.7	28.5	-12.0	6.3	0.0	0.0	0.0	0.0	59.7	40.0	-18.7	11.3	68.5	37.4	-11.3	9.5
102	67.9	66.3	-14.4	7.5	0.0	0.0	0.0	0.0	57.4	72.5	-5.6	8.1	88.2	107.1	-3.5	12.7
103	129.6	110.8	-17.6	32.4	0.0	0.0	0.0	0.0	212.5	162.1	-48.6	46.2	0.0	0.0	0.0	0.0
104	83.0	59.2	-28.2	11.3	0.0	0.0	0.0	0.0	101.2	62.3	-24.7	17.4	86.6	58.3	-30.6	10.0
105	47.7	50.2	-8.1	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	63.0	58.7	-8.1	14.7	47.7	50.2	-4.9	9.9
106	115.0	102.6	-54.3	17.5	0.0	0.0	0.0	0.0	120.4	59.0	-51.6	47.8	357.0	321.0	-52.9	51.8
107	55.4	46.7	-12.0	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	42.5	31.7	-12.9	5.7	91.3	68.3	-19.0	16.7
108	124.4	89.7	-17.8	15.8	0.0	0.0	0.0	0.0	114.1	96.8	-15.6	18.6	122.8	94.8	-16.5	21.6
109	58.8	45.2	-15.5	21.3	0.0	0.0	0.0	0.0	86.3	68.0	-21.5	30.4	61.3	49.4	-16.7	19.4
110	67.2	58.0	-10.8	13.8	0.0	0.0	0.0	0.0	69.8	48.3	-5.4	10.8	60.3	53.5	-12.3	16.2
111	62.5	39.5	-18.0	22.2	0.0	0.0	0.0	0.0	77.6	44.7	-15.5	24.1	63.8	38.1	-16.4	23.9
112	58.2	53.3	-13.4	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	74.7	69.6	-26.5	13.3	52.7	48.2	-13.8	7.4
113	65.5	67.3	-14.7	18.9	0.0	0.0	0.0	0.0	90.7	57.4	-21.9	25.6	72.7	171.0	-8.4	2.7
114	141.5	70.5	-22.6	19.9	0.0	0.0	0.0	0.0	603.0	299.2	-69.0	13.7	463.4	291.0	-43.5	45.3
115	126.7	91.1	-22.8	19.1	0.0	0.0	0.0	0.0	157.3	122.6	-18.2	28.4	139.4	123.3	-13.8	20.2
116	54.7	34.8	-9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	308.1	20.2	*****	0.0	*****	*****	-6.3	178.3
117	71.5	38.6	-19.9	47.1	0.0	0.0	0.0	0.0	81.6	40.0	-26.7	42.3	77.6	37.1	-32.3	31.5
118	65.9	78.6	-9.3	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	110.2	118.1	-6.6	8.9	54.0	89.9	-7.8	6.4
119	139.6	78.2	-23.8	22.8	0.0	0.0	0.0	0.0	166.4	103.4	-23.5	9.0	147.5	103.3	-22.0	30.4
120	52.8	35.9	-7.8	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	72.9	57.7	-17.1	12.9	60.1	49.2	-10.3	9.2
MEAN :	70.6	57.3	-14.5	12.7	0.0	0.0	0.0	0.0	86.4	67.2	-16.7	16.7	103.1	87.8	-15.6	15.8

註：(1) ***** 表示誤差超過1,000公里或100度以上者。

(2) 0.0 表示無案例可尋或沒有校驗者。

表　五b　預報時間爲 24 小時之校驗結果

Table 5b Verified results of 24 hour prediction

CASE	HUPPAN VECERR	HUPPAN RANERR	HUPPAN ANGLE	CLIPER VECERR	CLIPER RANERR	CLIPER ANGLE	PETFON VECERR	PETFON RANERR	PETFON ANGLE	ANALOG VECERR	ANALOG RANERR	ANALOG ANGLE
1	160.0	117.3 -13.7	11.1	145.1	112.4 -14.8	7.5	445.9	281.6 -19.0	18.0	166.5	137.5 -12.7	12.7
2	261.6	147.0 -30.0	25.0	225.5	148.2 -35.3	25.1	243.8	170.5 -25.8	35.3	236.0	177.0 -32.5	26.6
3	116.3	114.1 -10.2	4.7	118.4	98.3 -9.6	3.3	653.7	500.3 -6.3	1.3	111.8	121.0 -10.2	3.2
4	137.3	119.7 -4.2	8.3	122.2	130.6 -6.5	0.0	432.6	280.8 -2.8	5.7	152.6	200.2 -6.9	3.3
5	162.8	172.9 -12.1	19.9	202.3	161.3 -16.4	18.1	394.0	234.8 -23.0	21.1	299.4	201.6 -17.4	13.9
6	192.0	149.6 -16.3	11.6	171.6	164.0 -15.1	0.0	103.3	263.4 -0.6	7.6	237.5	235.6 -15.0	1.3
7	239.6	102.8 -8.7	9.6	243.5	96.7 -8.9	11.6	291.1	359.3 -0.4	20.6	285.0	92.7 -9.5	22.2
8	142.4	110.9 -11.7	22.2	162.0	94.8 -13.9	20.2	327.0	167.7 -14.5	21.8	160.4	130.8 -12.6	19.7
9	223.7	157.0 -20.6	15.9	257.3	141.0 -25.9	17.3	422.2	344.0 -17.3	39.4	220.6	171.4 -21.9	17.0
10	164.5	139.2 -12.0	6.5	217.1	143.3 -17.3	3.9	491.8	239.2 -10.1	50.6	170.4	151.8 -12.2	1.4
11	154.0	145.5 -18.7	6.7	189.2	137.8 -23.4	10.0	344.5	220.0 -21.4	27.3	173.7	168.6 -13.5	23.3
12	97.3	108.4 -10.2	10.0	113.4	106.3 -15.9	9.9	427.2	369.3 -16.6	55.2	133.2	176.3 -9.7	8.1
13	181.3	140.4 -13.2	15.4	175.4	131.2 -9.1	12.5	455.9	189.6 -26.9	23.6	283.7	276.3 -31.5	15.6
14	204.8	145.3 -18.6	44.4	221.3	135.3 -23.0	45.6	519.1	330.5 -42.6	64.1	161.8	95.2 -22.3	28.5
15	160.6	139.6 -10.0	11.3	217.3	148.5 -16.0	16.4	428.9	338.8 -5.0	20.6	177.7	136.8 -8.5	11.9
16	127.3	107.3 -12.2	29.9	127.2	91.7 -12.0	27.3	335.3	162.0 -14.4	23.5	214.5	132.5 -13.3	27.7
17	123.8	109.9 -10.9	26.6	143.8	110.2 -31.9	26.4	380.8	186.5 -17.7	12.7	182.7	143.2 -72.6	27.8
18	170.0	171.0 -7.8	14.4	189.2	171.8 -11.4	16.7	468.8	327.3 -16.0	15.3	249.6	247.9 -7.7	30.2
19	129.7	139.1 -3.0	8.0	121.8	145.8 -4.3	7.9	450.8	266.5 -18.8	10.7	169.7	191.0 0.0	12.0
20	129.9	151.9 -19.2	7.6	159.5	156.4 -22.9	8.2	468.8	459.4 -28.1	18.3	164.6	191.3 -21.3	7.3
21	209.4	160.7 -10.2	9.5	215.3	156.3 -9.2	16.4	714.9	629.1 -12.5	66.4	234.4	214.9 -9.4	17.1
22	166.8	139.4 -82.0	17.5	199.5	137.0 *****	21.1	208.0	170.4 -42.3	25.4	217.3	167.5 *****	27.5
23	150.8	113.1 -18.1	12.3	148.7	98.4 -16.1	11.2	373.0	199.1 -19.8	17.7	164.2	142.5 -19.2	16.5
24	146.0	173.5 -11.9	10.1	143.5	179.3 -11.6	9.8	506.1	476.6 -8.5	10.5	218.3	144.9 -21.9	6.8
25	126.1	101.0 -18.0	31.3	149.4	101.6 -29.3	44.4	194.7	134.9 -41.5	45.3	129.5	216.2 -15.4	5.9
26	85.9	100.1 -9.5	4.9	92.8	99.1 -9.5	5.6	405.4	203.7 -2.3	8.9	111.7	122.8 -7.9	9.0
27	169.1	133.1 -18.6	8.6	186.1	131.4 -19.2	8.0	186.7	102.4 -16.6	23.6	206.3	170.5 -18.0	12.4
28	129.3	122.4 -12.2	13.0	143.4	122.7 -10.9	13.1	299.3	218.6 -10.4	22.7	177.0	150.8 -6.7	17.9
29	136.8	118.2 -30.1	28.5	159.3	119.8 -32.2	45.6	419.5	333.5 -26.6	31.2	154.5	121.0 -31.7	43.6
30	272.0	226.6 -20.8	0.0	314.9	231.6 -25.4	0.0	174.0	316.0 -6.0	5.0	264.4	252.7 -20.5	3.7
31	122.2	72.4 -16.6	11.2	133.2	75.6 -15.8	12.8	378.2	234.4 -24.2	20.2	124.9	72.0 -10.9	17.0
32	139.5	94.6 -22.3	12.1	143.6	109.3 -20.8	17.3	388.1	273.7 -8.1	17.9	146.0	109.3 -15.5	21.9
33	113.7	95.9 -13.0	9.9	129.3	100.3 -11.8	7.4	390.1	148.9 -9.8	16.9	168.5	139.6 -9.9	17.8
34	95.3	109.8 -1.9	5.3	106.7	82.5 -6.0	4.3	182.4	137.2 0.0	10.9	105.6	125.8 -3.1	7.1
35	112.9	76.2 -7.1	10.0	103.2	67.6 -7.4	8.0	519.3	417.7 0.0	21.5	160.9	103.2 -9.9	10.8
36	120.8	78.6 -18.6	23.6	134.5	78.1 -24.9	28.0	198.7	110.6 -65.0	31.3	165.4	85.4 -34.9	25.0
37	104.7	127.1 -11.7	2.8	142.0	117.2 -15.4	0.0	366.9	337.6 -5.2	48.1	96.5	109.1 -10.0	6.7
38	140.3	203.1 -13.4	5.2	167.0	223.8 -16.1	6.4	780.5	857.7 -10.1	0.0	150.0	260.8 -10.2	5.4
39	117.3	138.5 -10.0	8.6	101.8	113.6 -10.2	4.3	439.2	198.0 -5.4	7.3	197.5	154.7 -8.7	7.8
40	115.0	115.2 -8.6	3.9	104.9	123.0 -8.4	2.1	155.2	178.1 -13.4	13.3	146.2	95.6 -9.5	6.9
41	*114.4*	*110.9*	*-21.3*	*19.7*	*135.5*	*113.4*	*-28.2*	*30.9*	*442.4*	*385.6*	*-26.8*	*34.2*
42	169.6	125.7 -16.1	9.4	177.2	117.2 -17.1	7.9	370.9	150.3 -9.9	11.0	171.2	129.4 -15.7	11.2
43	211.4	112.4 -29.4	19.3	213.0	108.7 -27.1	19.6	489.6	113.8 -16.0	25.5	230.9	135.3 -30.6	21.4
44	121.3	177.7 -9.3	7.7	149.9	194.3 -11.5	6.6	503.4	452.6 -8.6	6.0	168.8	217.8 -11.0	12.2
45	152.8	99.8 -17.3	15.0	165.2	101.0 -18.7	16.7	237.9	161.7 -18.0	16.7	159.0	72.6 -13.9	12.4
46	141.0	148.7 -15.1	6.9	154.0	140.7 -12.8	9.1	375.2	234.5 -2.5	16.6	0.0	0.0 0.0	0.0
47	100.6	86.4 -7.9	9.5	105.7	105.8 -8.0	10.2	173.6	141.3 -7.2	25.1	120.8	139.3 -15.9	10.0
48	135.2	140.2 -23.9	17.5	190.9	128.4 -22.3	19.8	186.9	138.6 -22.9	26.2	189.1	143.8 -24.2	20.9
49	128.1	100.0 -20.4	13.0	139.3	101.0 -23.4	14.9	275.1	109.9 -17.9	17.5	130.5	110.5 -18.7	19.2
50	215.3	166.6 -29.5	30.8	248.9	156.8 -36.6	32.5	412.6	342.2 -34.7	21.9	235.4	193.7 -26.3	29.9
51	179.5	638.8 -0.4	15.0	143.4	396.9 -5.9	10.7	*****	***** 0.0	112.4	169.6	616.8 0.0	10.7
52	263.8	310.9 -31.9	21.5	239.1	267.8 -34.4	15.2	677.2	548.3 -11.6	69.0	275.6	334.3 -22.8	0.0
53	94.0	97.2 -18.9	4.6	121.9	91.1 -23.6	1.7	613.2	530.0 -13.2	4.5	76.5	70.5 -16.0	6.1
54	89.6	73.7 -9.1	51.3	103.2	67.9 0.0	26.1	462.5	172.5 0.0	121.1	0.0	0.0 0.0	0.0
55	51.0	99.5 -3.1	5.3	65.3	97.8 -6.1	5.4	322.7	151.1 0.0	62.5	55.4	23.1 -5.5	5.1
56	147.7	92.3 -17.3	17.3	156.3	95.5 -21.4	17.5	190.3	127.7 -22.6	23.6	194.9	105.6 -14.5	13.9
57	119.7	132.2 -29.5	10.4	151.4	134.7 -45.2	12.8	396.7	318.4 -40.1	55.1	140.9	151.4 -35.3	14.4
58	176.6	173.1 -29.2	9.2	122.3	113.3 -22.2	10.0	212.5	226.6 -38.2	40.7	136.6	139.7 -23.3	14.0
59	108.0	77.8 -9.8	17.3	154.6	96.9 -23.9	11.9	400.0	147.8 -33.9	19.3	146.2	90.2 -17.2	10.4
60	107.7	117.0 -7.1	3.8	119.8	113.2 -7.2	6.3	561.5	422.3 -4.3	9.7	169.1	125.6 -2.0	6.3
61	141.7	16.9 -16.1	15.6	157.4	154.9 -16.6	16.8	398.3	256.5 -24.2	18.5	176.3	156.2 -25.4	14.7
62	116.1	149.2 -11.3	7.4	125.6	144.8 -12.3	7.4	512.1	387.2 -2.2	8.4	144.6	177.3 -14.9	10.3
63	262.2	198.7 -27.2	17.0	245.4	189.0 -20.7	23.2	379.0	231.5 -22.9	42.2	350.0	288.7 -29.7	29.6
64	208.1	317.7 0.0	16.0	206.4	307.7 0.0	16.0	475.8	217.8 0.0	46.7	255.4	169.9 0.0	23.3
65	124.2	75.7 -4.2	5.4	139.4	74.3 -5.0	7.1	507.5	427.7 -0.6	20.5	150.9	88.4 -4.5	8.1
66	150.9	139.0 -21.8	22.4	208.4	121.8 -35.8	19.5	430.9	214.0 -33.0	42.3	207.3	140.0 -22.8	36.6
67	88.3	129.4 -7.6	1.7	114.7	152.8 -6.9	0.0	214.7	179.6 0.0	31.1	98.6	142.2 -2.8	8.3
68	179.4	204.8 -17.2	0.0	235.0	206.9 -24.2	0.0	619.2	511.2 -21.8	31.8	171.6	239.3 -16.5	0.0
69	121.6	65.2 -8.5	7.0	139.4	96.3 -10.3	6.2	114.5	85.2 -1.9	10.8	142.8	95.6 -5.9	7.1
70	108.6	143.9 -10.0	2.9	172.7	129.7 -8.2	2.1	102.9	225.9 -6.0	0.0	141.7	157.9 -4.7	5.4
71	111.2	79.6 -5.3	5.4	123.7	96.6 -7.2	4.6	110.0	219.0 0.0	8.4	143.3	124.0 -7.2	5.8
72	153.9	75.5 -5.7	8.7	170.5	61.8 -8.6	5.3	179.6	177.2 0.0	15.8	174.4	75.5 -2.7	8.8
73	68.7	85.3 -3.7	6.7	85.1	81.3 -5.8	7.3	370.0	121.7 -2.9	15.6	97.1	91.8 -6.3	7.8
74	76.1	90.0 -6.6	5.5	81.5	92.7 -6.6	7.3	395.0	106.5 -0.3	9.9	85.3	50.9 -5.6	9.2
75	140.5	120.9 -15.9	13.0	127.9	109.7 -15.0	9.8	361.1	233.5 -17.0	12.7	192.0	131.7 -13.8	12.4
76	91.1	120.5 -24.5	15.3	99.1	109.3 -23.1	16.4	382.7	342.1 -73.1	29.6	133.5	132.4 -20.5	25.6
77	76.6	92.9 -3.6	6.4	93.4	82.9 -6.1	4.7	201.6	150.9 0.0	17.7	98.5	93.8 -3.3	5.1
78	168.3	131.9 -12.8	7.7	242.0	189.2 -21.5	18.6	492.3	297.6 -2.3	16.3	179.1	140.4 -10.3	12.9
79	186.4	118.6 -56.9	42.9	197.7	125.4 -66.9	54.3	289.3	220.8 -37.1	54.6	194.5	115.2 -73.9	67.5
80	135.2	97.4 -24.0	24.7	187.0	114.7 -49.4	35.9	233.3	113.8 -78.8	62.1	172.2	99.2 -24.2	37.3
81	80.7	487.2 -4.3	1.4	115.9	456.3 -6.8	0.0	0.0	0.0 0.0	0.0	0.0	0.0 0.0	0.0
82	87.8	104.6 -10.1	6.6	93.6	100.0 -9.2	7.3	439.5	214.6 -12.7	11.0	218.8	104.3 -7.9	1.9
83	*90.4*	*215.0*	*-14.4*	*0.0*	*124.7*	*172.6*	*-15.2*	*0.0*	*****	*****	*0.0*	*32.7*
84	109.0	84.4 -8.9	18.7	103.2	79.9 -9.2	16.9	319.4	272.2 -24.1	25.1	95.8	70.8 -1.8	12.6
85	0.0	0.0 0.0	0.0	225.3	314.3 -41.8	0.0	0.0	0.0 0.0	0.0	0.0	0.0 0.0	0.0
86	107.1	107.4 -27.4	7.0	98.5	90.8 -20.8	5.5	712.2	596.2 -21.5	97.6	119.9	93.3 -27.4	8.4
87	158.6	89.7 -21.9	43.5	187.5	80.9 -53.2	50.8	216.7	111.0 -39.4	34.1	167.2	76.4 -42.9	86.0
88	175.8	142.6 -27.6	19.8	158.4	116.4 -34.4	19.1	432.0	329.7 -27.7	33.8	161.5	127.9 -35.7	21.6
89	127.9	82.8 -7.0	13.9	141.7	85.2 -7.1	14.0	442.8	366.1 -8.0	21.8	152.3	75.5 -12.8	14.2
90	99.7	92.3 -8.4	13.4	112.3	99.1 -10.0	11.4	447.9	370.0 -12.1	65.0	94.0	76.1 -11.7	7.8
91	182.8	148.6 -21.1	4.6	189.1	130.4 -22.9	2.1	538.2	467.0 -19.8	1.7	180.7	141.1 -20.9	5.7
92	101.3	91.5 -11.3	6.1	113.6	73.5 -13.5	5.1	324.6	178.0 -7.7	7.9	88.9	47.9 -7.6	4.7
93	177.6	158.1 -17.0	20.0	178.1	139.2 -18.4	16.5	614.7	492.5 -19.4	56.7	182.6	185.8 -16.3	6.2
94	152.2	231.1 -23.4	14.5	158.5	219.7 -4.6	14.3	*****	***** 0.0	50.5	0.0	0.0 0.0	0.0
95	307.2	182.1 -37.8	51.9	306.4	211.2 -57.3	49.2	518.6	517.4 -11.2	48.7	434.6	243.3 0.0	73.7
96	160.1	138.7 -19.6	41.3	160.8	129.4 -29.0	31.1	232.4	192.8 -20.4	62.1	178.7	142.9 -24.2	39.8
97	100.1	83.9 -5.0	8.4	-118.5	87.2 -6.4	10.8	583.3	398.1 -2.6	28.4	122.9	81.9 -4.5	25.3
98	174.5	124.3 -12.9	30.5	182.7	125.9 -11.9	34.5	486.5	361.7 -10.2	51.4	231.6	145.7 -13.6	38.7
99	111.5	90.0 -10.4	12.8	130.4	98.6 -7.7	19.3	167.1	74.3 -10.5	17.8	128.2	93.0 -7.4	21.9
100	229.2	174.5 -19.2	18.3	253.7	177.8 -21.7	15.7	348.3	283.6 -28.4	24.1	288.9	232.2 -20.7	23.4
101	93.9	72.3 -14.1	7.2	117.8	78.1 -14.2	12.5	395.5	321.7 -21.3	25.6	126.6	87.3 -14.4	13.2
102	153.4	189.1 -11.0	10.3	158.5	181.0 -9.0	10.5	297.9	293.6 0.0	27.2	245.3	137.1 0.0	15.3
103	286.3	220.6 -11.7	31.6	274.6	178.0 -8.4	36.2	884.4	645.3 0.0	96.6	0.0	0.0 0.0	0.0
104	171.1	174.8 -24.2	12.6	175.3	162.1 -23.5	12.5	281.9	179.1 -0.7	30.0	207.6	167.7 -27.5	15.5
105	99.3	111.5 -8.5	7.8	108.5	122.8 -9.3	10.1	301.1	268.4 -2.0	24.6	110.4	122.0 -4.7	11.7
106	266.6	266.6 -75.2	27.2	280.5	266.6 -62.5	38.1	876.5	729.6 -4.8	91.6	242.2	193.8 *****	42.5
107	129.6	127.0 -15.0	5.1	184.5	150.7 -23.2	2.3	244.0	184.6 -11.3	53.6	197.9	176.6 -18.1	0.0
108	236.6	189.4 -17.6	16.8	329.1	246.0 -27.0	25.5	544.2	401.9 -12.8	27.1	246.4	214.3 -16.9	20.1
109	125.1	113.5 -15.1	21.7	147.9	111.0 -14.6	25.7	302.2	292.2 -23.6	51.5	140.4	136.0 -16.0	18.1
110	141.4	123.0 -10.2	15.2	131.4	108.7 -13.2	18.6	383.0	122.5 -5.1	15.6	167.0	96.0 -15.5	25.3
111	157.4	95.6 -17.4	28.1	169.3	94.3 -21.1	24.7	399.4	238.0 -10.2	29.8	175.8	141.2 -9.2	30.1
112	139.7	128.9 -25.6	8.0	134.7	115.2 -23.4	8.9	445.1	336.9 -16.3	11.1	121.6	78.1 -23.2	10.1
113	170.4	122.0 -20.6	25.2	181.0	120.2 -27.0	25.3	528.1	366.7 *****	75.3	0.0	0.0 0.0	0.0
114	278.5	288.5 -23.4	12.5	347.5	186.2 -40.9	10.9	808.1	500.9 -4.3	33.1	388.4	359.2 -48.8	7.0
115	231.9	143.3 -17.5	30.0	266.4	166.9 -19.8	30.3	304.8	192.2 -19.1	33.3	233.1	143.4 -11.4	27.6
116	0.0	0.0 0.0	0.0	108.1	75.9 -10.7	0.0	*****	454.5 *****	173.7	0.0	0.0 0.0	0.0
117	173.0	159.9 -28.5	41.1	173.4	94.5 -32.8	34.4	458.0	286.5 -56.9	59.1	191.0	109.4 -34.0	44.6
118	143.6	395.3 -8.5	5.8	99.2	288.3 -10.1	3.0	*****	158.8 0.0	137.3	108.3	511.3 -13.3	1.2
119	331.9	244.0 -27.6	11.6	324.7	260.0 -29.4	22.4	447.0	509.6 -9.5	28.0	379.6	364.6 -26.8	27.1
120	136.4	61.1 -16.9	8.6	156.0	99.1 -18.5	7.3	455.3	386.6 -33.1	28.4	165.8	105.6 -18.4	8.4
MEAN :	150.7	140.7 -16.4	14.6	164.5	128.1 -18.8	14.8	394.2	287.2 -16.2	29.4	176.1	153.4 -16.5	16.5

註：(1) ***** 表示誤差超過 1,000 公里或 100 度以上者。

(2) 0.0 表示無案例可尋或沒有校驗者。

表　五c　預報時間爲 36 小時之校驗結果

Table 5c　Verified results of 36 hour prediction

CASE	HURRAN				CLIPER				PETTON				ANALOG			
	VECERR	RANERR	ANGLE		VECERR	RANERR	ANGLE		VECERR	RANERR	ANGLE		VECERR	RANERR	ANGLE	
1	212.5	211.1	-12.5	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	286.5	444.9	-10.8	19.7	250.2	295.5	-23.8	0.4
2	275.6	214.7	-29.0	17.4	0.0	0.0	0.0	0.0	323.9	299.0	-28.8	16.2	356.2	317.9	-36.0	16.3
3	212.9	223.8	-11.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	383.4	364.3	-5.0	1.2	232.5	179.5	-10.8	9.7
4	237.4	273.2	-5.2	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	149.9	553.3	-1.5	11.8	310.0	193.4	-9.4	0.7
5	242.1	234.8	-16.2	12.0	0.0	0.0	0.0	0.0	240.7	366.2	-36.5	31.7	490.2	661.9	-12.5	15.3
6	212.6	242.1	-20.4	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	225.7	465.6	-7.5	4.3	484.5	572.5	-16.0	0.3
7	388.9	291.6	-11.4	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	706.6	*****	+38.5	30.0	522.2	399.5	-8.7	37.0
8	192.5	211.7	-11.5	16.5	0.0	0.0	0.0	0.0	359.6	312.2	-12.8	23.8	237.8	250.9	-11.8	13.5
9	340.9	251.0	-24.0	19.4	0.0	0.0	0.0	0.0	442.5	415.4	-36.8	0.0	388.7	240.0	-28.7	23.9
10	182.3	186.3	-10.7	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	652.2	447.3	-14.8	54.7	265.3	211.4	-15.1	1.4
11	127.0	159.5	-4.8	8.6	0.0	0.0	0.0	0.0	422.0	235.6	-19.2	21.8	272.5	314.6	-10.2	29.9
12	132.3	232.8	-9.2	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	533.7	542.3	-16.9	44.5	202.9	416.5	-4.5	6.2
13	338.5	244.0	-11.3	24.3	0.0	0.0	0.0	0.0	473.6	388.8	0.0	32.3	674.1	429.1	-29.9	26.7
14	307.9	220.0	-13.5	48.0	0.0	0.0	0.0	0.0	647.0	436.4	-39.4	27.4	252.4	141.0	-19.1	32.7
15	176.7	164.2	-7.1	7.3	0.0	0.0	0.0	0.0	281.4	348.3	-0.0	12.3	229.6	223.9	-8.2	11.2
16	173.0	180.6	-14.9	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0	154.8	168.7	-18.8	12.8	351.2	216.2	-12.7	14.9
17	176.7	149.5	-27.0	12.0	0.0	0.0	0.0	0.0	176.3	195.9	0.0	11.1	310.1	187.8	-86.6	24.6
18	209.5	316.3	-9.3	19.3	0.0	0.0	0.0	0.0	545.1	661.2	0.0	24.0	506.9	341.5	-11.8	36.8
19	371.8	255.5	-0.1	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	738.8	244.7	0.0	32.2	369.6	334.0	0.0	19.5
20	203.5	277.0	-20.2	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	387.6	438.6	-22.6	17.8	268.8	355.1	-18.0	10.9
21	360.3	294.1	-9.2	17.8	0.0	0.0	0.0	0.0	879.1	896.1	0.0	46.8	439.9	331.2	-11.7	14.1
22	265.0	290.1	-34.4	18.3	0.0	0.0	0.0	0.0	303.0	364.7	-55.6	22.5	336.5	229.9	*****	27.5
23	249.1	193.0	-17.2	13.2	0.0	0.0	0.0	0.0	237.3	178.5	-6.4	19.0	297.8	235.4	-22.1	19.6
24	200.7	230.1	-12.4	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	210.5	539.2	-8.6	0.0	416.0	430.9	-12.5	8.5
25	216.9	221.8	-12.4	41.9	0.0	0.0	0.0	0.0	252.4	266.3	-36.5	4.2	229.9	572.6	-17.1	6.8
26	134.8	188.2	-8.7	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	174.0	387.9	-0.9	10.6	174.6	275.0	-9.3	9.2
27	266.9	182.0	-14.3	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	308.0	193.6	-35.7	8.9	363.1	322.8	-17.4	12.1
28	234.1	205.6	-14.1	19.1	0.0	0.0	0.0	0.0	460.3	237.3	-52.1	31.8	329.8	193.5	-10.0	29.1
29	245.1	207.5	-38.8	27.4	0.0	0.0	0.0	0.0	399.6	323.7	-44.4	39.7	281.9	201.8	-37.8	68.1
30	460.6	333.8	-27.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	628.3	448.1	-82.9	11.0	646.3	430.5	-25.0	0.0
31	272.2	114.9	-15.0	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	403.0	348.1	0.0	24.3	225.1	137.6	-8.5	32.1
32	169.4	198.2	-13.0	12.5	0.0	0.0	0.0	0.0	128.0	339.1	-7.3	14.5	198.9	217.6	-14.0	19.6
33	190.4	182.6	-16.9	13.7	0.0	0.0	0.0	0.0	238.6	256.7	-9.8	26.7	292.8	289.2	-14.3	21.5
34	149.6	275.9	-0.6	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	301.7	285.1	0.0	13.7	205.0	201.2	-1.4	8.9
35	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
36	168.5	123.2	-9.5	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	355.6	163.5	*****	15.3	297.7	169.4	-8.9	17.5
37	192.5	127.0	-24.5	11.8	0.0	0.0	0.0	0.0	346.7	202.5	+94.8	24.8	276.7	169.5	-22.7	16.9
38	152.8	227.7	-10.5	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	448.9	586.8	-1.2	38.8	142.3	212.7	-10.5	6.0
39	195.0	380.3	-11.9	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	111.9	713.4	-8.4	0.0	302.0	621.3	-9.9	6.7
40	148.7	225.5	-13.2	6.5	0.0	0.0	0.0	0.0	136.2	370.8	-6.3	8.2	183.6	295.8	-9.3	7.3
41	161.3	245.0	-6.1	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	308.4	362.9	-95.3	8.7	161.4	337.9	-4.2	6.2
42	147.6	143.3	-21.9	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	557.5	508.7	-16.5	42.0	324.6	331.1	-52.4	22.3
43	243.0	126.7	-22.6	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	226.4	211.9	-16.7	8.5	261.3	189.1	-19.5	8.1
44	334.5	159.6	-12.4	21.6	0.0	0.0	0.0	0.0	345.7	175.9	-16.1	18.4	628.0	205.7	-44.3	27.1
45	214.6	335.3	-4.8	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	241.0	561.6	-2.0	6.6	234.5	342.6	0.0	11.1
46	230.1	177.6	-18.2	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	214.7	152.4	-17.1	0.0	244.0	160.2	-11.1	12.2
47	225.8	219.2	-13.4	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	170.1	471.8	0.0	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0
48	142.3	155.7	-15.5	7.6	0.0	0.0	0.0	0.0	504.0	487.2	*****	6.2	202.7	228.4	-13.7	14.3
49	305.4	191.0	-29.9	16.8	0.0	0.0	0.0	0.0	402.7	287.3	-52.7	24.1	326.4	209.9	-25.1	25.5
50	152.5	164.9	-16.2	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	123.1	166.4	-11.8	16.4	140.3	142.7	-11.3	16.9
51	228.0	222.9	-29.9	30.4	0.0	0.0	0.0	0.0	496.0	494.2	-21.1	30.8	258.7	304.7	-17.9	37.9
52	302.4	775.1	0.0	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
53	363.5	225.2	-29.5	13.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	522.8	807.0	-27.3	0.0
54	121.3	123.7	-12.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	844.1	975.3	-22.9	0.0	125.2	239.6	-10.6	5.7
55	185.8	223.8	-87.2	26.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
56	94.5	199.1	-2.0	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	453.1	380.3	0.0	37.4	176.1	53.7	-7.0	0.0
57	219.2	171.7	-16.9	22.0	0.0	0.0	0.0	0.0	279.4	235.2	-9.8	30.0	310.0	229.4	-14.2	18.1
58	197.1	226.5	-37.5	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	280.0	280.8	-36.7	7.7	245.2	277.4	-46.3	15.7
59	216.8	265.9	-33.5	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	486.8	494.7	-84.2	16.1	240.6	256.9	-44.3	0.4
60	146.9	108.2	-7.8	17.5	0.0	0.0	0.0	0.0	345.1	233.8	-41.7	26.8	220.4	155.6	-17.3	13.3
61	151.4	261.8	-6.3	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	187.0	427.6	0.0	9.4	182.1	331.8	-0.5	8.0
62	230.8	274.5	-21.8	14.9	0.0	0.0	0.0	0.0	259.9	378.6	-28.4	10.0	324.0	362.2	-30.5	20.3
63	148.3	230.0	-8.2	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	132.1	407.4	0.0	9.4	214.7	225.2	-18.1	6.7
64	409.9	359.6	-10.4	24.6	0.0	0.0	0.0	0.0	509.6	666.8	0.0	26.0	566.3	590.1	-7.1	18.7
65	401.2	619.4	0.0	22.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	657.4	706.0	0.0	29.7
66	198.7	152.7	-3.8	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	687.4	552.0	*****	23.8	269.4	170.7	-7.3	10.6
67	279.5	241.2	-21.0	30.8	0.0	0.0	0.0	0.0	598.0	397.4	-41.5	51.4	367.8	256.0	-17.3	41.8
68	97.0	272.5	-5.1	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	574.5	239.7	*****	15.1	137.5	327.2	-3.7	10.0
69	299.0	328.5	-19.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	827.6	991.7	-27.2	3.4	331.2	396.6	-19.1	0.0
70	162.8	84.5	-4.6	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	144.0	159.6	0.0	11.2	242.9	126.6	-8.2	8.0
71	129.9	267.2	-14.7	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	135.0	688.6	-1.9	0.0	209.8	309.9	-6.4	10.2
72	180.3	176.8	-4.6	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	231.8	173.6	-11.4	2.3
73	237.8	86.7	-3.1	8.0	0.0	0.0	0.0	0.0	322.5	330.2	0.0	19.7	319.0	141.6	-8.4	12.4
74	100.1	144.1	-8.8	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	281.5	288.5	0.0	24.6	179.6	166.2	-4.9	11.5
75	126.4	152.5	-4.6	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	232.6	259.4	0.0	15.8	127.2	86.8	-4.0	10.5
76	229.8	200.9	-19.1	13.2	0.0	0.0	0.0	0.0	223.7	260.9	-14.4	13.4	286.2	241.9	-16.1	12.6
77	180.7	208.8	-29.8	19.7	0.0	0.0	0.0	0.0	454.1	387.9	0.0	52.0	286.5	216.0	-23.2	36.4
78	122.1	177.2	-3.7	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	445.6	320.1	*****	22.2	176.0	211.3	-3.1	8.0
79	216.5	204.1	-12.0	5.3	0.0	0.0	0.0	0.0	629.8	430.4	-3.5	14.8	276.5	227.2	-11.2	16.0
80	279.0	183.3	-68.9	46.2	0.0	0.0	0.0	0.0	414.4	352.3	-37.9	46.4	337.2	225.7	-68.9	71.5
81	207.5	127.5	-23.4	30.2	0.0	0.0	0.0	0.0	439.1	241.7	*****	83.8	336.6	149.5	-40.1	64.3
82	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
83	124.0	173.1	-8.8	9.7	0.0	0.0	0.0	0.0	182.7	291.7	-9.7	15.5	442.7	314.9	-9.2	0.0
84	226.9	215.1	-20.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.2	518.6	-6.5	0.0
85	189.6	216.3	-8.8	25.7	0.0	0.0	0.0	0.0	311.0	348.0	0.0	20.4	194.5	240.9	-2.8	18.5
86	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
87	175.4	129.9	-37.5	17.8	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	0.0	114.2	190.2	153.6	-35.6	7.5
88	224.1	139.6	-74.0	34.8	0.0	0.0	0.0	0.0	290.6	207.6	-34.9	17.8	283.7	193.5	-49.0	67.3
89	274.7	249.9	-24.1	28.3	0.0	0.0	0.0	0.0	542.2	454.8	-25.6	26.0	247.3	236.0	-39.4	25.0
90	188.4	118.8	-7.4	11.2	0.0	0.0	0.0	0.0	360.7	159.1	*****	15.8	251.4	133.4	-17.6	14.7
91	158.5	145.0	-11.3	24.7	0.0	0.0	0.0	0.0	598.0	495.1	-15.2	79.9	172.4	123.8	-11.8	12.4
92	296.7	238.8	-23.0	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	426.7	245.5	-31.0	0.0	287.7	198.5	-20.4	9.5
93	156.2	181.3	-13.2	2.2	0.0	0.0	0.0	0.0	151.6	217.2	-9.0	4.5	145.1	135.5	-6.9	1.0
94	286.7	304.0	-24.3	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	618.1	877.0	0.0	31.6	345.9	319.9	-21.0	0.0
95	279.7	479.5	-16.2	22.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
96	638.5	387.9	-10.4	56.6	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	*****	171.5	0.0	0.0	0.0	0.0
97	225.8	205.5	-18.0	30.3	0.0	0.0	0.0	0.0	524.7	386.3	-47.0	60.3	334.5	277.1	-21.0	58.8
98	158.5	178.7	-3.1	10.3	0.0	0.0	0.0	0.0	524.7	224.4	*****	14.4	224.9	177.7	-7.5	12.1
99	294.3	185.9	-11.4	41.3	0.0	0.0	0.0	0.0	448.6	199.2	-32.6	65.7	432.1	270.3	-24.1	45.0
100	153.3	128.6	-8.8	9.7	0.0	0.0	0.0	0.0	316.8	170.6	-34.4	14.2	219.2	152.2	-8.7	21.9
101	305.9	259.4	-20.1	16.3	0.0	0.0	0.0	0.0	430.2	260.0	-39.5	20.6	432.2	381.2	-19.5	25.9
102	140.1	109.4	-14.1	9.6	0.0	0.0	0.0	0.0	328.4	163.0	-43.8	22.2	256.7	156.7	-13.3	23.3
103	286.8	342.9	-8.5	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	213.6	827.7	0.0	13.3	435.2	358.1	0.0	22.5
104	308.9	353.0	0.0	16.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
105	291.7	323.6	-23.1	16.7	0.0	0.0	0.0	0.0	705.1	313.6	*****	38.2	417.8	366.6	-31.0	21.0
106	146.3	195.6	-6.0	10.2	0.0	0.0	0.0	0.0	487.1	341.6	-84.0	35.1	216.7	218.5	-5.2	16.3
107	358.9	305.5	-51.0	36.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	506.5	272.8	-57.6	71.9
108	163.1	167.5	-15.8	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	112.2	296.9	-9.2	0.0	279.6	422.5	-20.4	0.0
109	294.7	302.6	-15.6	15.5	0.0	0.0	0.0	0.0	717.6	592.0	-75.2	18.6	358.9	366.4	-19.7	15.1
110	224.1	190.1	-17.7	22.0	0.0	0.0	0.0	0.0	399.1	421.3	-33.6	45.1	243.7	250.7	-20.9	14.6
111	264.0	174.4	-7.6	13.0	0.0	0.0	0.0	0.0	269.5	217.1	-7.8	12.7	295.4	166.0	-17.1	23.7
112	263.3	167.4	-24.3	23.7	0.0	0.0	0.0	0.0	411.5	281.9	-26.1	28.0	344.5	286.4	-9.6	31.2
113	220.3	128.7	-24.5	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	141.4	255.3	-20.5	9.4	178.9	151.2	-18.6	10.7
114	218.0	216.6	-20.4	18.8	0.0	0.0	0.0	0.0	501.1	453.3	-93.1	72.3	0.0	0.0	0.0	0.0
115	332.1	423.4	-37.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	718.8	879.4	-5.7	0.0	518.9	446.6	-59.6	7.0
116	391.7	232.2	-17.5	25.0	0.0	0.0	0.0	0.0	343.5	299.2	-10.5	36.5	283.0	174.8	-13.4	18.9
117	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
118	318.4	200.6	-32.5	58.3	0.0	0.0	0.0	0.0	601.2	421.7	-59.3	79.2	365.5	243.8	-41.9	61.8
119	240.2	872.6	-4.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
120	547.8	345.2	-35.4	4.7	0.0	0.0	0.0	0.0	714.8	576.5	-30.8	0.0	492.0	328.4	-30.0	21.0
MEAN :	231.6	237.4	-17.0	14.5	0.0	0.0	0.0	0.0	379.1	389.5	-23.1	22.5	296.8	276.1	-18.8	18.2

註：(1) ***** 表示誤差超過 1,000 公里或 100 度以上者。

(2) 0.0 表示無案例可尋或沒有校驗者。

表　五d　預報時間爲 48 小時之校驗結果

Table 5d　Verified results of 48 hour prediction

CASE	HURRAN				CLIPER				PETFON				ANALOS			
	VECERR	RANERR	ANGLE		VECERR	RANERR	ANGLE		VECERR	RANERR	ANGLE		VECERR	RANERR	ANGLE	
1	237.6	317.1	-8.5	5.8	290.0	314.0	-11.8	6.9	359.3	720.8	-2.2	21.4	298.3	500.4	-16.3	10.8
2	261.4	233.4	-26.1	14.5	347.5	281.5	-29.6	13.5	369.5	329.3	-32.4	9.3	362.4	310.5	-28.8	12.2
3	284.0	420.6	-12.0	4.0	260.5	314.2	-11.9	10.5	463.8	611.5	-7.8	0.0	319.6	302.1	-11.2	0.0
4	337.4	363.5	-7.0	4.5	288.5	397.9	-7.4	0.0	119.2	953.9	-2.2	6.4	309.5	295.8	-7.0	0.0
5	321.7	354.3	-18.2	10.6	492.4	404.1	-26.5	18.9	520.7	594.4	-31.7	27.1	461.9	586.1	-17.6	15.4
6	443.2	395.1	-24.8	3.5	391.7	468.2	-19.8	0.0	528.5	671.8	*****	5.4	469.0	491.2	-21.1	0.0
7	441.9	552.6	-4.7	6.3	701.0	261.5	-4.0	11.5	*****	*****	-66.3	4.1	830.5	544.9	-2.1	37.4
8	237.8	290.6	-15.0	15.6	272.9	286.3	-16.9	27.0	299.8	399.4	-16.9	1.5	307.2	324.9	-11.5	14.9
9	485.2	314.7	-35.1	17.3	569.3	327.6	-35.6	33.6	622.7	405.1	-36.6	0.0	547.4	298.3	-34.9	30.2
10	252.0	247.7	-12.3	5.4	492.0	247.6	-26.3	1.2	494.4	361.1	-18.6	0.0	379.2	277.5	-16.3	2.1
11	132.4	307.8	-5.1	5.7	505.5	290.5	-34.6	6.6	391.0	316.8	-14.4	11.8	356.4	467.9	-14.0	28.6
12	177.0	365.4	-2.2	11.5	194.2	334.6	-15.7	11.0	303.7	629.0	0.0	17.3	185.5	752.0	0.0	10.8
13	560.0	310.1	-14.9	31.7	539.1	353.8	-6.4	27.6	747.3	563.8	0.0	41.6	*****	673.4	-64.3	35.9
14	376.2	261.2	-5.1	53.2	459.7	270.7	-17.9	63.2	684.5	682.9	-30.0	87.1	413.6	278.4	0.0	36.9
15	253.5	353.4	-9.0	7.5	376.4	367.6	-16.4	19.0	316.5	456.0	-1.5	6.8	278.1	421.6	-4.5	11.6
16	224.2	267.9	-14.5	15.0	186.0	219.7	-8.8	16.7	139.7	248.1	-8.2	8.4	274.3	148.8	-11.5	13.6
17	259.1	259.2	-27.6	14.7	279.4	269.5	-19.9	21.9	230.5	310.2	0.0	10.6	435.2	226.2	+94.0	28.2
18	467.7	434.7	-1.7	24.0	561.9	385.1	-9.2	28.5	759.2	735.7	0.0	31.3	826.0	456.3	0.0	46.0
19	456.7	388.0	0.0	15.6	412.0	345.5	-6.1	12.3	*****	465.5	0.0	50.2	611.9	450.7	0.0	24.9
20	343.6	455.2	-24.0	8.9	444.5	460.8	-29.6	13.7	499.1	626.1	-20.9	18.7	328.1	532.9	-19.9	11.6
21	503.5	513.1	-10.3	17.2	544.1	382.5	-23.4	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	671.6	511.3	-14.7	20.2
22	345.8	419.2	-24.2	15.1	443.4	350.5	-63.7	20.4	400.1	582.1	-30.3	28.6	473.2	343.4	-43.9	37.3
23	335.0	249.6	-16.8	12.1	319.4	243.5	-13.9	13.3	331.3	299.7	-6.6	21.7	476.8	327.5	-23.6	23.0
24	249.8	503.0	-11.5	6.2	252.7	508.3	-9.7	7.1	276.6	890.6	-9.9	0.0	294.8	813.1	-5.4	5.9
25	239.4	302.0	-19.4	42.8	345.5	219.2	-69.6	52.1	417.1	250.7	-61.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
26	185.7	317.7	-2.2	6.9	179.9	313.0	-4.4	8.6	243.6	585.3	0.0	11.9	250.8	463.1	-2.3	12.9
27	392.8	239.3	-18.2	12.6	335.6	217.1	-18.3	10.9	425.7	352.2	-39.6	11.1	442.9	426.6	+20.3	11.3
28	354.9	343.0	-17.1	19.4	375.6	256.0	-8.0	25.9	695.7	436.5	-47.6	38.7	508.7	337.4	-11.2	33.5
29	377.7	316.3	-35.4	34.0	438.9	275.6	-43.1	55.5	480.7	369.5	-61.6	36.8	462.7	284.3	-44.0	70.4
30	705.6	455.1	-37.7	0.0	799.9	608.0	-41.7	0.0	*****	314.8	-67.6	0.0	719.1	629.6	-36.3	0.0
31	345.1	212.9	-16.3	10.8	267.8	214.5	-11.5	19.6	444.1	464.5	-31.8	18.0	375.6	316.5	-12.9	38.1
32	203.6	275.9	-17.6	11.2	197.2	307.4	-14.8	12.3	134.8	495.1	0.0	9.9	270.9	399.3	-8.0	20.9
33	255.6	279.6	-13.3	15.1	258.2	325.1	-13.1	14.2	321.7	462.1	-10.5	26.2	372.2	446.4	-11.9	23.5
34	251.5	584.5	0.0	6.5	250.5	567.6	0.0	4.0	499.8	415.3	0.0	17.4	348.4	523.3	0.0	9.8
35	232.4	192.3	-4.8	12.4	242.6	175.2	-5.8	13.0	614.7	286.9	*****	21.3	339.4	276.3	-4.3	18.5
36	213.4	180.6	-10.5	13.7	250.6	192.4	-25.5	11.9	566.8	424.3	*****	31.8	407.0	287.5	-15.2	20.8
37	174.9	396.7	-8.2	7.4	258.7	380.7	-15.5	0.0	220.0	695.9	0.0	16.0	168.8	374.8	-8.3	9.3
38	219.3	706.8	-9.2	0.0	259.3	696.0	-10.6	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0	445.2	*****	-7.8	8.0
39	184.0	376.9	-7.3	7.1	148.1	363.1	-6.8	5.5	185.6	609.3	0.0	7.1	228.7	576.7	-5.0	7.2
40	206.9	472.4	-7.6	5.4	126.9	460.3	-4.4	2.1	733.8	598.0	*****	10.3	243.9	760.6	-5.8	4.9
41	171.8	193.6	-14.1	13.1	257.6	265.1	-16.6	34.5	199.7	396.0	-9.2	0.0	536.4	470.3	-66.1	31.3
42	298.0	229.5	-24.0	4.2	317.3	258.5	-27.1	8.2	359.1	256.4	-26.1	5.9	337.0	255.8	-19.1	7.5
43	497.4	269.1	-10.6	19.4	485.3	258.3	-7.5	25.1	471.7	269.6	-11.1	19.1	650.8	355.0	-29.8	32.0
44	372.5	573.6	-6.8	7.3	341.5	613.3	-8.4	11.8	0.0	0.0	0.0	0.0	334.5	919.7	-3.0	14.9
45	374.0	290.7	-18.3	15.7	344.0	274.2	-23.5	14.8	393.2	317.3	-26.4	0.0	320.7	230.5	-43.6	10.4
46	288.7	343.9	-10.7	11.2	316.6	348.7	-13.3	10.1	362.6	653.6	-27.9	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0
47	229.3	359.7	-10.8	9.5	209.9	347.4	-6.9	9.2	859.1	433.2	*****	6.3	336.6	483.9	-4.7	18.7
48	430.6	248.8	-15.8	13.4	448.3	277.3	-36.1	23.0	602.5	469.1	-64.2	21.6	461.9	252.5	-45.7	18.7
49	203.5	233.7	-17.4	14.0	295.9	258.6	-24.3	19.9	160.7	244.3	-14.3	13.2	192.0	236.6	-13.1	20.5
50	300.2	292.8	-22.1	37.6	439.6	389.1	-31.7	44.1	352.1	547.8	-22.2	4.4	395.0	457.5	-31.2	38.6
51	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
52	261.3	916.3	0.0	10.1	288.1	965.2	-4.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
53	190.2	382.7	-19.2	1.1	297.0	293.6	-31.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	102.6	480.7	-5.8	0.0
54	224.1	330.6	0.0	27.3	273.8	221.3	0.0	39.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
55	164.2	359.0	-2.4	6.9	275.6	264.5	-5.8	5.7	650.5	448.0	-20.1	52.0	241.6	175.6	-13.2	0.0
56	254.3	239.7	-9.9	17.4	343.3	270.4	-29.3	21.6	367.5	444.1	-12.9	32.2	395.1	337.1	-24.7	16.5
57	296.0	725.6	-25.2	40.9	352.1	288.2	-49.4	58.7	404.2	345.6	-28.0	0.0	351.5	301.7	-49.9	25.3
58	387.5	377.5	-45.3	6.6	352.7	341.4	-48.4	10.5	839.3	838.6	-75.5	18.7	432.2	327.0	-56.4	19.0
59	206.3	165.3	-7.9	20.0	389.7	304.2	-62.9	12.6	482.2	342.6	-38.1	31.9	374.0	235.3	-29.8	19.7
60	181.0	450.5	-6.3	6.6	218.7	444.1	-5.0	3.3	193.7	740.3	0.0	10.6	267.2	628.7	0.0	10.2
61	305.7	384.1	-23.4	13.3	360.1	392.8	-26.0	19.4	360.1	531.8	-31.3	10.5	453.3	519.4	-32.7	22.3
62	151.8	373.0	-5.9	7.3	156.9	366.9	-10.2	5.4	247.3	677.9	0.0	16.9	251.9	527.1	-17.4	8.3
63	566.0	557.6	0.0	30.7	466.3	461.1	-19.8	26.1	418.0	947.1	-3.9	27.8	602.3	559.6	0.0	23.5
64	711.3	*****	0.0	36.8	651.6	886.3	0.0	33.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
65	270.8	244.1	-6.2	7.2	273.6	263.9	-2.7	9.1	386.9	297.1	0.0	21.8	394.7	287.4	-12.4	13.2
66	332.4	299.4	-14.0	44.3	470.3	271.9	-42.7	33.7	584.7	526.5	-21.6	61.1	470.2	354.9	-14.9	39.1
67	141.2	596.6	-5.9	6.8	256.6	637.7	-10.4	0.0	*****	179.7	*****	0.0	144.6	683.9	-5.3	5.0
68	424.0	546.8	-22.7	0.0	771.8	484.5	+49.6	0.0	807.0	*****	-32.1	0.0	466.8	533.5	-21.9	0.0
69	237.3	153.7	-3.6	7.5	180.0	105.4	-4.6	0.0	204.0	462.3	0.0	12.6	382.8	145.1	-11.0	5.7
70	131.1	525.4	-3.0	6.8	136.0	498.9	-4.9	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	297.0	485.3	0.0	14.9
71	276.7	440.0	-2.8	0.0	271.9	406.6	-7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	338.2	456.6	-9.7	4.9
72	342.7	197.1	-0.3	6.9	357.1	112.5	-4.6	3.8	0.0	0.0	0.0	0.0	456.6	261.4	-6.8	15.2
73	150.6	226.6	-5.2	8.2	193.8	249.9	0.0	10.8	443.8	378.4	0.0	29.8	292.5	254.3	-1.9	16.4
74	171.3	243.2	-3.6	5.2	197.7	281.3	-1.4	9.3	362.5	367.0	0.0	17.6	197.9	203.9	-4.0	8.8
75	323.0	302.6	-14.9	15.2	291.5	248.6	-12.4	17.8	260.5	348.5	-9.8	11.9	353.5	347.2	-17.4	14.3
76	237.3	366.4	-18.4	22.6	294.4	217.5	-22.8	31.0	802.7	745.1	0.0	65.1	467.5	254.1	-2.4	52.1
77	179.8	285.8	-3.0	7.8	237.5	274.1	-2.9	7.5	785.2	468.8	*****	31.0	248.4	371.3	-5.1	6.0
78	278.5	235.3	-12.6	5.0	529.1	340.8	-23.7	36.1	322.0	406.4	-1.6	13.4	416.7	342.2	-12.1	21.2
79	295.5	236.2	-27.8	54.3	372.2	312.6	-54.4	31.2	442.6	423.4	-29.6	33.0	419.1	334.4	-55.6	51.6
80	286.3	176.0	-24.6	40.5	458.9	194.8	-97.8	65.2	654.6	363.8	*****	102.7	466.8	186.8	-71.1	90.4
81	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
82	153.5	278.7	-9.0	7.7	146.2	261.5	-8.0	6.3	146.2	596.5	-3.5	10.7	696.9	630.0	-11.4	0.0
83	0.0	0.0	0.0	0.0	264.1	607.9	-24.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
84	248.3	317.1	-10.9	18.1	188.6	273.3	-11.9	13.7	461.3	634.6	0.0	19.7	208.1	266.8	0.0	14.1
85	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
86	121.4	207.7	-22.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	253.6	307.4	-50.1	27.4
87	292.2	158.0	-47.8	24.7	420.0	274.1	-61.8	33.6	616.3	256.9	*****	24.1	398.6	139.3	-73.1	73.9
88	390.5	333.2	-23.3	34.7	315.1	302.1	-18.8	31.2	264.2	293.7	-17.1	21.2	339.4	323.2	-33.6	27.8
89	280.2	247.2	-6.1	12.9	321.0	266.2	0.0	17.0	461.0	270.0	0.0	19.7	422.2	235.2	-54.5	15.8
90	200.5	214.6	-10.8	29.2	170.5	147.0	-6.5	15.0	242.2	196.0	-17.5	0.0	290.6	189.5	-8.9	21.6
91	429.7	373.6	+29.3	3.1	449.9	365.9	-25.6	0.0	614.3	404.7	-42.5	0.0	399.3	377.7	-25.1	8.2
92	172.5	234.3	-10.7	0.0	240.1	240.6	-15.5	10.6	174.9	304.7	-5.8	7.4	243.5	223.4	-27.3	12.4
93	360.0	512.7	-24.4	4.2	384.7	404.0	-22.2	4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	465.4	466.4	-14.7	0.0
94	373.0	716.2	0.0	30.7	493.0	799.0	0.0	33.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
95	327.7	488.9	-19.9	24.1	534.4	683.1	-39.1	21.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
96	320.3	796.0	-30.4	27.9	385.5	341.9	-28.6	50.1	904.8	792.3	-68.6	41.8	447.2	378.8	-23.0	38.3
97	199.9	218.0	-4.0	8.7	218.8	328.0	-6.2	10.7	927.8	432.9	*****	16.4	313.9	331.8	-12.1	14.2
98	401.3	293.5	-9.2	40.9	457.4	276.2	-12.7	38.1	763.9	378.7	-50.0	59.6	700.2	438.5	-39.0	45.8
99	209.7	236.4	-8.2	10.9	279.6	258.0	-10.0	10.6	219.5	190.2	-10.8	7.3	302.8	221.2	-9.6	16.0
100	392.3	380.2	-21.7	18.0	428.4	333.2	-19.6	14.9	676.7	370.6	-68.5	20.5	589.6	589.8	-18.6	29.3
101	214.0	176.7	-19.8	12.6	261.4	175.2	-9.2	17.1	635.8	197.4	-26.7	28.8	442.9	236.0	-15.2	35.2
102	460.4	507.4	0.0	14.1	517.7	452.9	0.0	15.4	365.0	879.0	-4.9	0.0	716.9	493.7	0.0	31.0
103	0.0	0.0	0.0	0.0	425.8	396.5	0.0	24.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
104	423.4	440.4	-25.2	18.2	427.7	387.1	-16.5	17.3	*****	534.2	*****	47.0	708.5	677.5	-29.5	26.0
105	182.9	319.8	-3.9	9.7	209.9	308.7	-10.9	10.8	982.7	594.5	*****	57.1	356.8	343.5	0.0	21.2
106	349.8	452.5	-34.2	26.7	689.3	491.7	-40.4	77.8	0.0	0.0	0.0	0.0	741.7	291.9	0.0	72.1
107	298.3	225.0	-14.1	0.0	480.4	378.9	-31.3	0.0	513.1	223.4	-34.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
108	394.8	400.8	-17.7	20.5	592.3	487.6	-29.7	32.7	785.9	547.9	-87.1	9.9	511.7	610.7	-21.5	18.6
109	317.4	238.9	+28.8	10.3	348.7	295.2	-28.5	3.6	594.2	761.1	-34.7	10.0	406.9	396.2	-23.8	14.4
110	347.6	236.2	-5.0	14.4	372.5	290.9	-3.5	19.4	409.6	315.6	-7.4	20.4	427.9	302.2	-21.0	20.8
111	345.0	231.3	-31.4	17.1	404.8	266.5	-26.0	11.7	537.5	340.3	-38.3	18.7	415.1	390.0	-9.2	23.5
112	271.8	263.7	-36.6	4.4	269.8	295.6	-20.7	10.6	176.3	441.3	-14.6	0.0	228.3	276.7	-12.4	17.5
113	183.9	378.8	-12.1	12.3	307.0	238.9	-33.4	24.2	133.5	671.4	-12.4	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0
114	455.6	749.0	-53.7	0.6	772.9	564.0	-80.2	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	812.9	528.6	-69.6	2.9
115	592.1	339.8	-7.6	20.3	384.6	429.6	-12.0	27.1	259.5	507.0	-5.5	20.9	366.6	467.0	-8.4	55.2
116	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
117	483.1	318.9	-35.7	72.2	494.7	280.9	-45.5	58.9	602.5	391.2	-57.9	83.4	594.9	343.6	-56.2	90.3
118	0.0	0.0	0.0	0.0	373.3	*****	-10.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
119	990.3	376.2	-48.8	11.3	823.4	448.4	-46.5	14.7	809.0	989.2	-39.5	2.2	703.6	680.2	-36.4	19.9
120	375.6	242.6	-43.6	13.5	421.3	293.2	-45.7	17.0	489.2	307.0	-66.4	20.5	456.0	244.9	-51.3	15.5
MEAN :	306.0	344.3	-16.0	15.0	363.2	350.5	-20.9	17.7	421.3	482.6	-21.1	18.7	410.7	396.5	-20.3	21.4

註：(1) ***** 表示誤差超過 1,000 公里或 100 度以上者。

(2) 0.0 表示無案例可尋或沒有校驗者。

表　五e　預報時間爲 60 小時之校驗結果

Table 5e　Verified results of 60 hour prediction

CASE	HURRAN VECERR	HURRAN RANERR	HURRAN ANGLE		CLIPER VECERR	CLIPER RANERR	CLIPER ANGLE		PCTFCN VECERR	PCTFCN RANERR	PCTFCN ANGLE		ANALOG VECERR	ANALOG RANERR	ANALOG ANGLE	
1	293.7	439.7	-8.1	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	328.5	621.8	-1.7	12.6
2	263.4	270.7	-22.5	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	398.4	298.9	-21.7	8.5
3	367.2	628.3	-15.3	14.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	440.1	689.1	-18.3	0.0
4	440.7	592.2	-4.8	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	389.6	729.2	-8.3	0.0
5	383.6	476.3	-15.6	19.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	564.1	664.1	-18.2	33.8
6	600.0	597.5	-25.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	725.1	*****	-28.7	0.0
7	640.7	812.0	-6.4	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	699.4	0.0	40.4
8	318.6	383.6	-15.6	25.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	368.0	434.8	-13.0	17.3
9	695.3	435.1	-42.0	22.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	785.9	379.5	-46.1	39.8
10	473.0	205.8	-22.0	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	491.1	371.7	-18.8	2.5
11	119.3	532.2	-5.9	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	502.6	689.7	-8.4	31.5
12	267.9	569.0	-18.8	14.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	773.1	391.6	-14.6	31.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	668.7	-27.4	42.6
14	140.7	178.5	-5.8	24.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	756.9	545.3	0.0	53.6
15	259.8	443.9	-7.4	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	345.7	652.1	-7.5	15.9
16	257.0	341.9	-13.4	13.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	339.1	288.7	-9.0	21.7
17	352.4	416.5	-77.1	12.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	579.0	356.5	-98.1	29.9
18	653.1	640.8	-1.9	24.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	636.9	0.0	55.7
19	721.7	580.1	0.0	22.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	920.6	569.1	0.0	32.3
20	421.4	513.8	-24.5	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	381.7	760.3	-20.7	8.9
21	554.7	794.2	-2.3	12.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	942.5	640.5	0.0	30.7
22	454.6	545.6	-32.7	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	597.7	431.6	-37.7	31.3
23	390.9	313.1	-12.1	13.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	541.1	301.2	-22.1	19.4
24	305.6	812.9	-8.8	6.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	365.6	*****	-3.3	6.3
25	511.0	427.4	-15.8	40.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
26	302.1	475.3	-1.1	11.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	337.1	710.8	-0.2	15.8
27	441.9	291.7	-14.2	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	599.2	428.3	-25.0	9.0
28	463.4	413.4	-20.9	17.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	710.4	481.8	-12.4	37.7
29	527.0	605.3	-42.1	35.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	676.3	390.5	-53.5	90.7
30	951.4	710.6	-46.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	971.6	-49.8	0.0
31	442.5	305.7	-20.1	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	538.4	482.9	-29.7	40.4
32	200.4	389.8	-9.5	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	364.8	575.7	-16.9	21.4
33	979.9	286.2	-10.1	8.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	362.3	-15.1	12.7
34	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
35	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
36	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
37	319.0	258.7	-2.6	12.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	425.7	443.2	-0.7	19.2
38	209.3	196.2	-4.3	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	390.3	302.7	-16.8	22.8
39	211.5	595.5	-12.3	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	217.5	557.2	-11.5	6.0
40	366.4	*****	-14.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	705.2	*****	-10.8	0.0
41	248.5	629.1	-5.2	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	343.6	*****	-6.2	10.1
42	247.8	747.0	-9.2	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	309.0	*****	-6.6	6.0
43	167.9	291.8	-19.0	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	936.3	833.7	-68.6	56.1
44	574.0	394.1	-20.0	8.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	416.8	363.5	-19.1	8.6
45	633.0	306.7	-6.7	18.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	883.9	460.2	-29.8	36.5
46	500.2	979.2	0.0	5.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	447.0	*****	0.0	13.1
47	413.6	355.2	-15.3	14.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	343.1	216.5	-43.9	8.4
48	361.4	569.7	-4.2	12.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
49	301.9	548.3	-4.3	11.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	444.6	726.1	0.0	20.5
50	529.6	325.1	-59.7	14.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	592.7	350.8	-43.9	25.7
51	257.3	288.6	-18.1	15.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	274.7	341.0	-12.3	22.4
52	330.5	451.2	-11.5	26.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	511.1	709.7	-19.3	40.6
53	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
54	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
55	300.4	536.1	-25.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	226.3	716.9	-14.7	0.0
56	513.4	449.2	0.0	47.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
57	249.4	540.3	-2.4	5.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	385.7	442.5	-17.5	0.0
58	305.8	295.3	-13.4	17.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	534.3	554.0	-5.2	23.9
59	341.3	264.4	-18.1	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	440.5	390.0	-51.5	15.1
60	588.3	602.8	-47.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	678.4	330.7	-89.4	0.0
61	577.0	422.6	-6.3	22.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	585.5	380.5	-45.5	22.2
62	227.5	411.9	-4.7	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	359.7	939.4	0.0	11.5
63	379.2	532.9	-24.0	14.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	597.4	706.4	-34.8	26.4
64	177.1	643.0	-1.9	7.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	282.4	826.0	-16.4	6.1
65	726.9	818.3	0.0	35.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	799.2	*****	0.0	28.9
66	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
67	344.9	372.0	-3.0	10.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	526.3	415.8	-6.9	16.2
68	314.8	279.6	-16.7	34.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	591.8	484.9	-11.6	35.1
69	129.1	867.7	-5.6	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	228.8	*****	-4.8	0.0
70	495.3	812.3	-22.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	585.2	858.0	-23.8	0.0
71	360.5	367.5	-3.2	11.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	537.8	328.3	-19.5	11.7
72	215.2	788.1	-5.8	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	436.7	729.1	0.0	20.5
73	391.2	919.3	-5.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	455.7	*****	-12.1	3.2
74	635.3	355.1	0.0	8.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	657.7	433.0	-6.0	23.1
75	307.4	353.6	-2.2	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	408.7	365.9	-0.2	18.4
76	208.5	355.0	-2.1	6.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	297.7	366.6	-1.9	10.6
77	425.1	458.0	-16.8	15.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	483.6	541.0	-14.1	15.0
78	291.8	555.3	-3.6	38.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	627.6	258.2	0.0	51.5
79	260.9	396.6	-2.5	6.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	325.6	650.9	-4.9	9.2
80	416.3	336.0	-20.4	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	609.9	518.4	-21.6	21.6
81	236.5	203.2	-22.7	42.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	662.9	645.4	-7.5	37.2
82	302.1	142.0	-51.9	49.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	638.9	322.5	-85.5	112.7
83	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
84	144.6	447.0	-6.7	2.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	307.0	386.8	-11.1	0.0
85	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
86	257.6	400.3	-15.3	14.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	354.7	503.4	0.0	19.5
87	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
88	391.1	316.6	-60.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	103.5	480.4	0.0	11.5
89	383.2	273.5	-44.9	13.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	589.5	257.4	-75.9	74.1
90	490.6	420.7	-20.9	35.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	428.9	390.4	-27.8	32.0
91	349.8	350.8	-4.8	13.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	555.4	340.2	-53.0	16.1
92	185.2	300.4	-9.8	16.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	398.5	231.9	-8.4	27.3
93	577.1	585.6	-28.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	557.9	648.5	-32.5	6.1
94	212.4	311.8	-10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	308.9	377.6	-7.9	16.8
95	458.2	634.6	-10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	597.6	558.7	0.0	1.6
96	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
97	341.2	324.3	-24.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
98	397.5	440.7	-55.7	24.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	459.1	441.4	-40.3	28.8
99	255.1	532.6	-2.9	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	425.1	493.8	-14.5	15.8
100	511.2	498.3	-8.9	35.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	994.6	603.2	-47.4	60.5
101	289.4	367.2	-7.0	9.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	424.7	280.9	-11.7	19.9
102	447.3	538.9	-16.8	17.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	753.8	553.9	-17.6	28.8
103	281.8	280.5	-13.6	16.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	666.3	330.4	-27.2	37.3
104	630.0	807.8	0.0	16.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	897.0	867.8	0.0	31.2
105	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
106	568.1	818.1	-23.2	18.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	878.9	690.9	-36.7	34.5
107	239.1	474.3	-1.7	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	472.3	559.7	0.0	24.1
108	195.6	676.3	-7.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	780.8	120.5	0.0	89.0
109	406.3	493.5	-21.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
110	535.5	676.9	-24.0	16.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	762.2	958.1	-26.9	25.0
111	361.6	319.3	-26.3	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	491.6	537.8	-31.8	13.1
112	459.7	320.3	-7.8	11.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	580.3	510.6	-20.2	19.6
113	385.8	279.9	-28.5	11.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	487.4	470.2	-10.8	18.7
114	302.1	519.5	-22.6	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	255.4	458.4	-14.1	15.3
115	158.1	444.2	-12.7	7.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
116	*****	539.0	-78.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	473.7	-86.7	0.0
117	353.5	567.8	-7.7	6.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	292.6	752.0	-8.0	12.0
118	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
119	565.6	348.6	-33.0	69.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	855.4	363.8	-83.7	93.2
120	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MEAN :	381.7	466.9	-15.6	13.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	522.9	508.0	-21.4	25.1

註：(1) ***** 表示誤差超過 1,000 公里或 100 度以上者。

(2) 0.0 表示無案例可尋或沒有校驗者。

表　五f　預報時間爲 72 小時之校驗結果

Table 5f　Verified results of 72 hour prediction

CASE	HURRAN VECERR	HURRAN RANERR	HURRAN ANGLE		CLIPER VECERR	CLIPER RANERR	CLIPER ANGLE		PCTRON VECERR	PCTRON RANERR	PCTRON ANGLE		ANALOG VECERR	ANALOG RANERR	ANALOG ANGLE	
1	336.5	721.8	-6.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	347.0	948.2	0.0	10.2
2	226.6	342.2	-13.2	6.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	494.2	416.9	-29.6	7.8
3	214.1	*****	-10.7	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	639.8	615.1	-22.7	0.0
4	544.6	985.0	-3.5	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	529.5	*****	-10.3	0.0
5	502.2	525.6	-18.3	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	717.2	659.2	-21.3	53.8
6	769.9	924.9	-29.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	-35.4	0.0
7	944.8	905.7	-11.1	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	866.7	0.0	41.5
8	421.1	497.2	-20.1	30.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	353.3	483.2	-17.6	19.0
9	816.6	637.1	-47.7	16.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	951.3	533.0	-50.8	41.0
10	772.9	326.5	-36.1	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	643.6	473.6	-22.4	6.2
11	155.0	651.2	-4.8	10.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	738.5	994.4	-5.1	37.1
12	348.3	808.6	0.0	16.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
13	914.2	488.5	-10.8	30.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	687.2	0.0	46.2
14	74.6	249.8	-6.9	3.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	935.6	719.2	0.0	68.4
15	454.6	512.9	-13.7	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	495.8	786.5	-9.2	36.4
16	299.2	534.7	-14.6	9.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	381.8	489.4	-10.5	17.5
17	310.4	648.7	-2.5	13.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	775.3	474.9	-97.6	39.3
18	619.7	*****	-1.6	17.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	768.4	0.0	83.7
19	962.7	764.7	0.0	24.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	846.4	0.0	38.7
20	543.4	682.6	-30.7	4.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	468.5	915.6	-23.2	3.6
21	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
22	492.8	643.9	-51.9	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	659.1	485.9	-41.7	25.7
23	382.4	514.9	-9.7	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	595.7	294.7	-16.0	26.6
24	358.8	*****	-6.6	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	492.4	*****	-1.9	7.0
25	392.2	371.8	-20.1	13.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
26	612.1	751.5	0.0	11.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	509.3	*****	0.0	16.1
27	530.5	416.6	-15.8	12.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	822.8	541.4	-43.8	8.3
28	578.3	481.4	-17.3	20.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	607.3	-14.1	66.7
29	701.4	515.6	-45.6	55.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	912.2	517.9	-76.8	97.1
30	*****	984.0	-48.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	-56.1	0.0
31	495.4	501.5	-24.4	18.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	697.8	731.9	-3.5	67.4
32	216.2	585.9	-9.9	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	461.1	807.8	-2.5	23.5
33	271.3	533.9	-6.1	7.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	369.0	820.7	-12.5	12.7
34	356.2	*****	0.0	7.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	521.6	*****	0.0	8.9
35	433.8	388.1	0.0	14.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	612.3	441.3	0.0	21.5
36	259.7	305.2	-6.3	11.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	411.6	383.4	-7.3	22.9
37	249.1	938.0	-12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	369.6	726.0	-18.2	0.0
38	352.7	*****	-11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	850.5	*****	-3.4	0.0
39	299.5	950.3	-5.7	8.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	511.0	*****	-10.7	9.7
40	326.2	*****	-5.1	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	395.2	*****	-4.2	4.9
41	614.4	681.3	-1.9	6.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	-44.4	51.0
42	443.3	612.5	-21.0	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	446.5	563.1	-18.9	10.9
43	725.3	549.1	-4.2	14.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	595.4	-33.0	36.5
44	587.3	*****	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	698.6	*****	0.0	17.6
45	548.7	509.4	-16.6	14.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	441.2	415.8	-49.5	12.0
46	383.9	314.1	-4.0	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
47	425.9	740.8	0.0	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	635.1	952.7	0.0	26.6
48	612.7	329.7	-33.5	12.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	683.8	503.6	-42.0	28.7
49	391.9	392.5	-18.5	18.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	410.8	731.8	-19.9	29.0
50	390.6	908.2	-2.5	29.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	791.4	944.6	-20.1	73.3
51	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
52	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
53	438.0	533.0	-35.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	297.3	872.6	-16.9	0.0
54	687.3	545.0	0.0	39.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
55	644.1	716.5	-2.5	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	610.9	901.0	-16.2	0.0
56	344.5	343.0	-7.2	17.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	812.5	759.2	0.0	22.0
57	485.2	376.5	-24.3	9.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	664.1	683.8	-53.8	12.3
58	622.1	646.3	-42.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	914.1	320.3	-85.1	0.0
59	352.3	342.5	-1.3	29.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	733.4	511.3	-42.6	28.1
60	337.1	*****	-3.7	13.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	377.0	*****	0.0	11.4
61	422.5	667.8	-24.1	11.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	767.7	977.9	-39.2	26.9
62	207.5	916.4	-0.7	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	392.2	*****	-15.9	0.0
63	859.4	*****	0.0	30.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	927.9	*****	0.0	31.7
64	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
65	421.0	469.3	-4.0	10.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	667.4	537.8	-11.7	17.7
66	302.4	731.9	-14.8	23.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	602.1	646.8	-9.7	29.6
67	256.5	*****	-4.4	10.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	395.6	*****	-9.5	0.0
68	660.2	578.6	-25.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	628.3	*****	-21.8	0.0
69	477.2	757.4	0.0	8.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	461.7	659.8	-9.4	7.0
70	309.0	957.7	-2.8	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	659.9	893.9	0.0	28.1
71	385.9	*****	-4.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
72	419.1	886.9	0.0	6.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	851.1	450.2	-10.0	0.0
73	298.7	511.9	-0.9	12.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	645.7	459.1	0.0	25.4
74	258.8	593.2	-0.5	5.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	438.9	535.9	0.0	14.1
75	491.9	620.9	-14.0	16.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	611.7	725.8	-2.2	20.1
76	293.6	603.0	-10.9	27.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	622.7	320.8	0.0	31.2
77	327.4	557.3	-2.4	7.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	418.6	796.6	-3.4	10.1
78	596.0	438.4	-29.2	6.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	800.3	712.0	-30.1	21.6
79	254.6	251.0	-15.3	36.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	821.7	887.3	-12.9	29.1
80	422.3	275.7	-25.5	89.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	742.6	414.8	-75.9	127.6
81	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
82	178.2	750.3	-4.0	3.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	410.1	762.8	-13.5	0.0
83	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
84	348.7	611.5	-12.1	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	559.7	892.7	0.0	26.4
85	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
86	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
87	424.1	404.4	-27.9	12.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	836.8	420.5	-52.5	86.8
88	603.5	595.6	-22.0	37.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	518.1	484.1	-12.4	37.6
89	472.8	492.6	-4.0	16.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	773.9	430.5	-53.8	19.7
90	223.7	412.4	-5.0	20.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	652.3	330.4	-24.6	35.5
91	604.5	868.6	-30.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	789.9	*****	-24.2	0.0
92	270.3	440.7	-12.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	506.9	402.5	-11.5	33.9
93	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
94	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
95	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
96	516.9	597.1	-70.2	21.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	419.6	515.1	-40.4	24.4
97	316.1	825.7	-0.1	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	680.2	611.5	-11.5	21.7
98	623.8	594.8	-17.9	37.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	871.4	-80.4	61.1
99	311.1	542.4	-4.7	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	536.3	497.7	-13.1	25.4
100	501.3	786.2	-17.6	15.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	-29.6	31.1
101	405.6	409.8	-14.4	20.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	978.7	659.5	-34.6	50.4
102	803.1	*****	0.0	16.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	710.1	0.0	25.8
103	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
104	637.3	753.1	-17.5	21.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	704.9	-35.3	43.1
105	318.1	618.4	0.0	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	571.7	881.0	0.0	23.3
106	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
107	443.0	760.0	-20.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
108	670.1	836.5	-32.5	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	*****	-35.5	23.5
109	330.1	519.9	-20.6	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	562.0	750.8	-35.6	10.9
110	509.8	453.0	-4.0	10.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	686.2	650.5	-22.4	17.2
111	385.4	303.7	-19.0	11.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	525.9	414.2	-10.1	8.4
112	297.2	763.8	-18.3	1.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	375.8	612.8	-21.4	13.3
113	213.3	561.4	0.0	10.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
114	*****	641.9	*****	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	716.0	*****	0.0
115	496.5	794.5	-13.3	9.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	401.7	*****	-7.5	14.4
116	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
117	759.6	392.5	-27.3	92.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	243.2	*****	92.0
118	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
119	*****	822.9	-65.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	*****	850.0	-54.7	8.2
120	546.2	483.0	-48.1	18.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	722.0	374.1	-53.9	26.7
MEAN :	443.4	587.9	-14.8	14.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	617.4	608.9	-22.9	26.3

註：(1) ***** 表示誤差超過 1,000 公里或 100 度以上者。

(2) 0.0 表示無案例可尋或沒有校驗者。

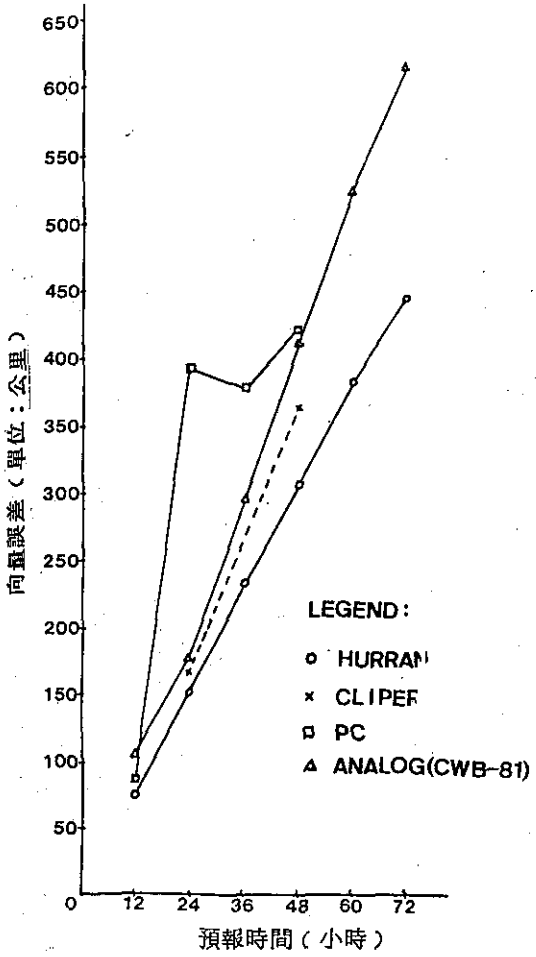


圖　十a　向量誤差（ vector error ）

Fig. 10a　Diagram of verified results for vector error

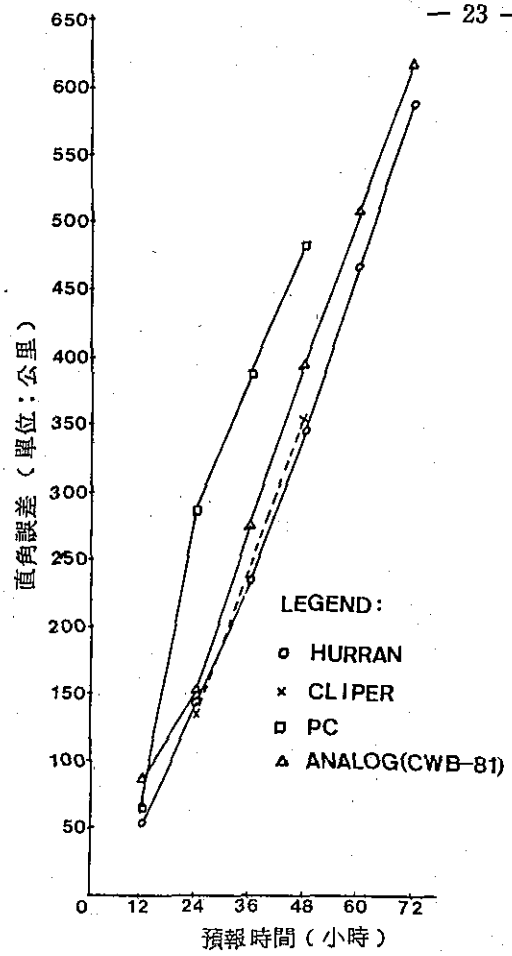


圖　十b　直角誤差（ right angle error)

Fig. 10b　Same as Fig 10a except for right angle error

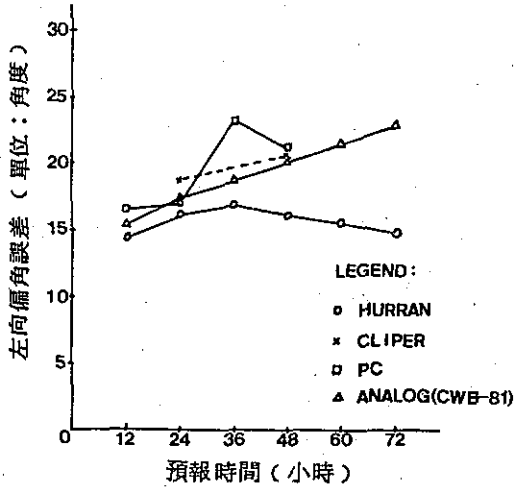


圖　十c　左向偏角誤差（ left deviation angle error)

Fig. 10c　Same as Fig 10a except for left deviation angle error

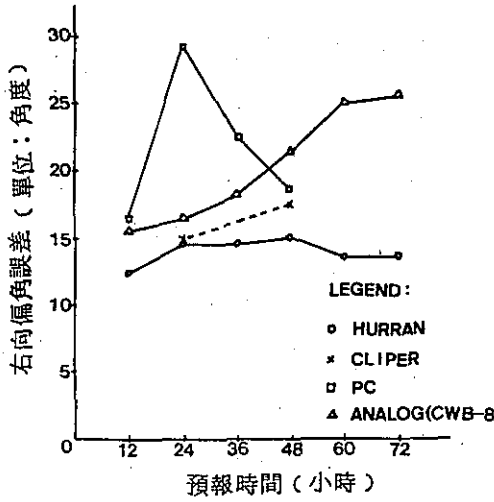


圖　十d　右向偏角誤差（right deviation angle error)

Fig. 10d　Same as Fig 10a except for right deviation angle error

(482.6公里)。左向偏角誤差(圖十c),以HURRAN最小(−16.0°)與24小時預報比較且有減小之趨勢。其次爲ANALOG(−20.3°),再次爲CLIPER(−20.8°),PC最大(−21.1°),右向偏角誤差依次爲HURRAN(15.0°)、CLIPER(17.7°)、PC(18.7°)、ANALOG(21.4)。

(五)60小時預報誤差

以60小時預報誤差而言,僅有HURRAN及ANALOG兩種方法之校驗結果,比較其向量誤差(圖十a)各爲HURRAN(381.7公里)、ANALOG(522.9公里)、直角誤差(圖十b)HURRAN(466.9公里)、ANALOG(508.9公里)、左右向偏角誤差(圖十c、十d)則以HURRAN較ANALOG爲佳,各爲HURRAN(−15.6°,13.7°),ANALOG(−21.4°,25.1°),其中HURRAN且有隨預報時間增長而減小之趨勢。

(六)72小時預報誤差

以72小時預報誤差而言,亦僅有HURRAN及ANALOG兩種方法之校驗結果。比較上向量誤差(圖十a)各爲HURRAN(443.4公里)、ANALOG(617.4公里)。直角誤差(圖十b),與向量誤差類似,HURRAN爲587.9公里,ANALOG爲608.9公里。左右向偏角誤差(圖十c、十d)各爲HURRAN(−14.8°,14.7°)、ANALOG(−22.9°,26.3°)

五、結　　論

由以上所作四種客觀預報方法(HURRAN、CLIPER、PC及ANALOG(CWB-81)之校驗結果顯示,就平均誤差而言,以HURRAN誤差最小,且其向量誤差及直角誤差隨預報時間之增長而加大,其偏角誤差則隨預報時間之增長而趨小,顯示此種方法一般在應用上可信度較高。其次爲ANALOG(CWB-81)及CLIPER。ANALOG(CWB-81)法尙稱穩定,其各種誤差亦隨預報時間之增長而加大,其中偏角誤差與HURRAN不同。至於PC法較不穩定,例如它的36小時預報向量誤差竟然比24小時爲小,其48小時左向偏角誤差及36或48小時右向偏角誤差亦同時顯示比36及24小時爲小。

颱風路徑客觀預報結果,代表一種客觀性(Objective)的參考資料,在實用上必須配合其他資料,如飛機報告(RECON)、衞星(Satellite)、雷達(Radar)及綜觀分析圖,再加上主觀研判作適當的修正,才能決定颱風中心預測位置。本文之校驗結果爲一算術平均,誤差大小具有統計上的意義,其中當然每種方法在不同颱風案例中也會因其他氣象條件(如大氣環流、高低氣壓配置不同等),而有不同之結果;故就整體而言,能了解上述四種方法之誤差特性,並作適當的修正,其結果將可作爲颱風路徑預報上的重要參考指引。

致　　謝

本計畫進行期間承中央氣象局資訊測站陳副主任熙揚、李尙武技士等之協助,並使用中央氣象局VAX-11/750電腦計算,談慧姝小姐之幫忙整理資料及打卡,預報中心鄭月娥、劉淑珍小姐之協助繪圖,使得本研究得以順利完成,在此一併致謝。

參考文獻

徐晉淮譯 1979: JMA颱風預報作業,31pp.

汪群從及張月珠,1974:颱風中心之運動,*Proceedings National Sci. Counc.*, *7*, 93-108.

胡仲英及陳熙揚,1976:利用客觀比擬法預報颱風路徑之研究,氣象學報,22, 8-16.

徐明同,1977:颱風之路徑與其預報,氣象學報,23卷2期,24-34.

陳毓霈及雷萬清,1976蘭陽溪流域洪水預報研究計畫——颱風暴雨降雨量之推估,*Proceedings National Sci. Counc.*, 9.

陳熙揚,1980:利用類比法預測颱風路徑之研究,氣象學報,26卷4期,1-13.

謝信良及陳正改,1985 臺灣地區氣象災害之調查研究,國科會防災報告73-40號。

Aoki, Tand and S. Nomoto, 1977: A statistical prediction of Tropical cyclone position based on Persistence and Climatological Factor (The PC method). J. Met. Soc. Japan, 55.

Hope, J. R., and C. J., Neumann 1969: "Climatology of Atlantic Tropical Cyclones by Two and One-Half Degree Latitude-Longitude Boxes", Technical Memorandum WBTM-SR 44, Weather Bureau, Southern Region, U. S. Department of Commerce, ESSA, 48 pp.

_____, and C. J Neumann, 1970: An operational technique for relating the movement of existing tropical cyclones to past tracks. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 925-933.

_____, and C. J. Neumann, 1977: A survey of word wide tropical cyclone prediction models. Postprint Volume, AMS 11th Tech. *Conf. on Hurricane and Tropical Meteror.*, Miami, Dec. 13-16, 1977, 367pp.

Haggard, William H., Crutecher, Harold L., and Whiting, Georgia C., 1965:"Storm Strike Probabilities,"paper presented at the Fourth Technical Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Fla., Nov. 22-24.

Jarrell, J. D. and W. L. Somervell, Jr., 1970: A computer technique for using typhoon analogs as a forecast aid, Navy Weather Research Facility, Tech. Paper No. 6-70.

_____, and Wagoner, R. A., 1973:The 1972 Typhoon Analog program(TYFOON-72), E. P. R. F. Technical paper No. 1-73.

Neumann, C. J., and J. R. Hope. 1972: Performance analysis of the HURRAN tropical cyclone forecast system, *Mon. Wea. Rev.*, 100, No. 4, 245-254.

Neumann, C. J., 1972: An alternate to the HURRAN tropical cyclone forecast system. NOAA Tech. Memo. NWS SR-62 32pp.

Lane, F. W., 1965:The Element Rage.(Revised edition), Chilton Boors, Phila., Penn., 346pp.

Preliminary Study on the Application of Typhoon Track Objective Forecasting Methods Used for Taiwan and Its Vicinity Area

Shinn-Liang Shieh[1], *Henry Fu-Cheng Liu*[2], *Chung-Shan Wang*[3]

ABSTRACT

This study is to find out a most objective prediction guidance to improve the operational typhoon forecasting technique by examining and analyzing various typhoon track forecasting methods (HURRAN、CLIPER、PC and ANALOG (CWB-81) which have been used to predict typhoons occurred in the western North Pacific ocean in 1959-1977.

According to this approach, the mean error of the HURRAN method is smaller than those of the other three methods and the mean error of the PC method appears to be the largest in four methods. It is very important to recognize the characteristics of each method and to apply these methods on the proper occasion.

1 Director, Weather Forecast Center, Central Weather Bureau

2 Section Chief of Long-Range Forecast Section, Central Weather Bureau

3 Section Chief of Computer Center, Central Weather Bureau

A CASE STUDY OF A SEVERE WEATHER OUTBREAK OVER THE MIDDLE EAST REGION*

Tiros Pei-jiun Lee [1]
Central Weather Bureau

ABSTRACT

It was decisively wintry weather for the eastern Mediterranean countries during the beginning of March 1980. Torrential precipitation along with high winds, damaging hails, and severe thunderstorms stunned most of the areas of Lebanon, Syria, Israel, and Jordan. A 20 cm snowfall accumulated in Jerusalem, Israel while Amman airport, Jordan received 60 cm (unconfirmed). At the same time, gusty winds of up to 50 kts were reported in Israel and Jordan. A Cypriot cargo ship snak 200 km south of Cyprus. Fortunately, the crew was rescued by the Israeli Navy.

Aside from the strong synoptic scale setup, the intriguing aspect of the storm was its development in the presence of a rather complicated environment where air-sea interaction and orographic effect may have played a crucial role in convective activity. Results indicate:

(1) The forcing mechanisms are provided by the synoptic troughs and upper level divergence along with the propagating jet streaks,
(2) When the cold air funnels through the Aegean Sea, the differential moistening and heating processes from the Mediterranean Sea in combination with the cooling aloft ahead of a cold cutoff low destablizes the entire troposphere of the storm environment, favorable for a convective response,
(3) A branch of low level jet (LLJ) brings warm and moist air from the northern coast of Egypt into storm area,
(4) Two surface troughs pass through the Middle East region. The first one brings about the primary convective outbreak. The second one, which is initiated downstream of the maximum oceanic heat fluxes in the wake of the cyclonic flow aloft results in a renewed surge of the convection,
(5) A mesocyclone moves into the storm environment.

* 收稿日期：75年3月1日　送審日期：75年3月5日　修正日期：75年3月28日

1 中央氣象局衛星站技士

1. INTRODUCTION

To gain a physical understanding of significant weather events has always been the most challenging task of meteorologists. Maddox (1980) uses the term mesoscale convective complex (MCC) to document the quasi-circular convective cloud systems of the Central United States that may produce heavy precipitation, flash floods, and all sorts of severe weather phenomena. In Asia, researchers are making every endeavor to seek for the possible mechanisms in association with heavy rainfall of the Meiu front during the late spring and early summer (Ninomiya and Akiyama, 1971), which often brings about tremendous human life losses and property damage. The mechanisms for this heavy rainfall may include, wave-wave interaction between quasi-stationary front and migratory subsynoptic waves, diabatic effects in maintaining frontal intensity, and interaction of tropical and mid-latitude systems.

In the spectacular Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979, Bosart (1981) presents the evidence that the incipient cyclone is a shallow baroclinic disturbance which forms along a Carolina coastal front. He suggests that differential heating and moistening due to land-sea contrast in combination with cold air damming to the east of Appalachian mountains are important physical mechanisms for incipient cyclogenesis. In the same case study, Uccellini et al. (1984) have shown that an unbalanced intensifying subtropical jet streak and a developing LLJ characterize the pre-cyclogenetic environment.

The eastern Mediterranean severe weather case was also noted by its development under the prominent influences of polar jet (PJ) and subtropical jet stream (STJ). In addition, the presence of mountain chains and warm sea complicate the storm environment.

The impacts of orography on atmosphere cyclogenesis have been extensively investigated and considerable literature exists on this subject, e.g., Petterssen (1956), Petterssen and Smebye (1971), Tibaldi et al. (1980), Buzzi and Tibaldi (1982), and McGinley (1982). It is widely accepted that cyclogenesis on the synoptic or subsynoptic scale cannot be explained by the barotropic process of lee trough genesis alone. Rather, a finite amplitude baroclinic instability process, acting with the mountains, may be responsible for an amplification of the initial disturbances.

The paper is organized as follows: Data and methodology are described in section 2, followed by a synoptic overview in section 3. Section 4 includes detailed subsynoptic and mesoscale analysis and oceanic heat flux computations. Cross-section analysis is described in section 5. The discussion appears in section 6 and concluding remarks in section 7.

2. DATA AND METHODOLOGY

In order to look into the temporal evolution of the vertical motion, and vorticity structure, a south-north-cross-section is chosen approximately along 30°E with grid distance equal to 1.5° latitude (~165 km). The vertical interval is every 50 mb starting from 1000 mb up to 200 mb. All sounding stations are assumed located right on the cross-section. The vertical motion is obtained by kinematic method while the contribution to vertical motion in the direction normal

to the cross-section is neglected.

One of the important purposes of this study is to examine that to what extent the modification of the continental air has undergone when the cold air funnels through the Aegean Sea into the Mediterranean basin. By this reason, oceanic sensible (F_s) and latent heat fluxes (F_l) are computed according to the standard bulk aerodynamic formula given by

$$F_s = \rho C_p C_h (Tsea - Tair) |\vec{V}|$$

$$F_l = \rho L C_e [qs(Tsea) - q(Tair)] |\vec{V}|$$

where C_h and C_e are exchange coefficients taken equal to 1.6×10^{-3} (Brown and Liu, 1982).

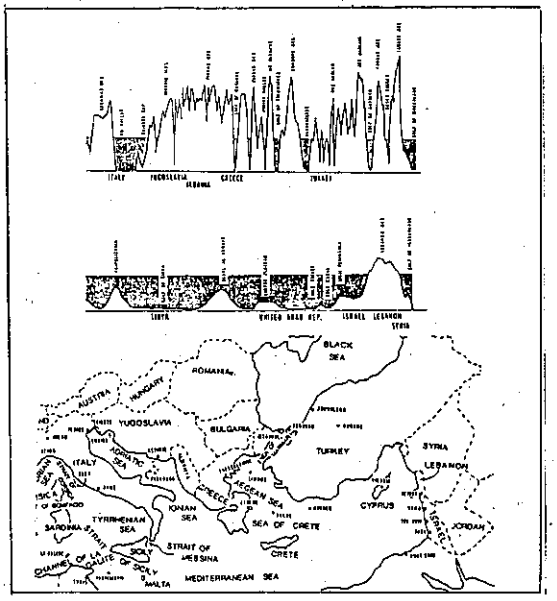


Fig. 1. Geographic map and orographic obstacles over the Mediterranean area (Reiter, 1975).

3. SYNOPTIC OVERVIEW

Fig. 1 shows the geographic map and the major orographic obstacles along the Mediterranean area. Fig. 2 shows the locations of the surface and the rawinsonde stations mentioned in the text. The stations used in the cross-section analysis are also illustrated.

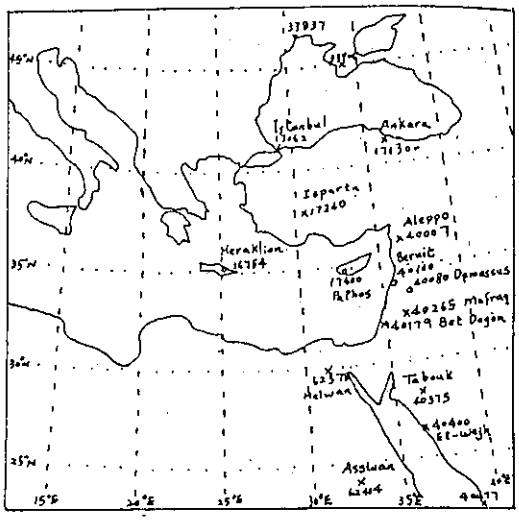


Fig. 2. Surface and rawinsonde station location map. Crosses indicate stations used in south-north cross-section analysis.

On 00Z/29, the 500 mb chart (not shown) indicates a huge low pressure system centers over northern Bulgaria covering most of eastern Europe. The large scale flow closely resembles an inverted Ω with northerly flow behind and southerly flow ahead of the low. In the ensuing 24 h (Fig. 3), the low pressure system appears quasi-stagnant. Fig. 4 illustrates 1000/500 mb thickness pattern on 00Z/1. The near coincidence of the 1000/500 mb thickness and 500 mb geopotential field is an indication of the equivalent barotropic structure of the vortex. Another significant feature in the first 24 h is that the 500 mb trough axis, which is located upstream of the Aegean Sea on 00Z/29, is lifted out through the Crete Island. Two consecutive

soundings of Heraklion, Crete (16754) on 12Z/29 and 00Z/1 (Fig. 5) portray nicely the windshift and the cooling below 650 mb after the passage of the trough. Note also the low tropopause characteristic along with a cold cutoff vortex.

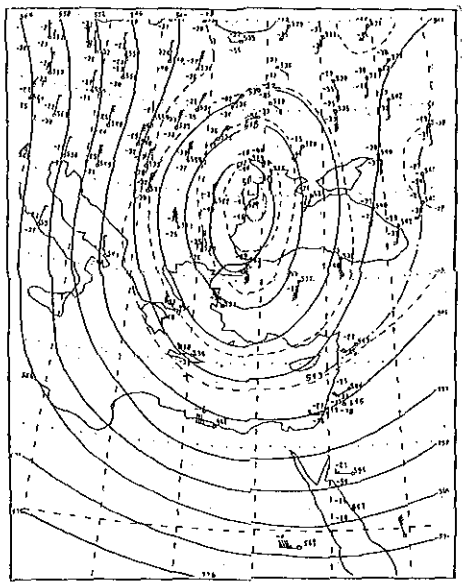


Fig. 3. 500 mb analysis for 00Z/1 March.

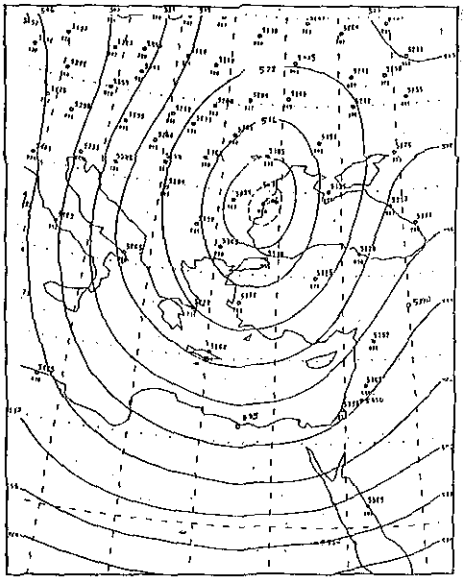


Fig. 4. 1000-500 mb thickness (solid/dash lines) every 6/3 dam for 00Z/1 March.

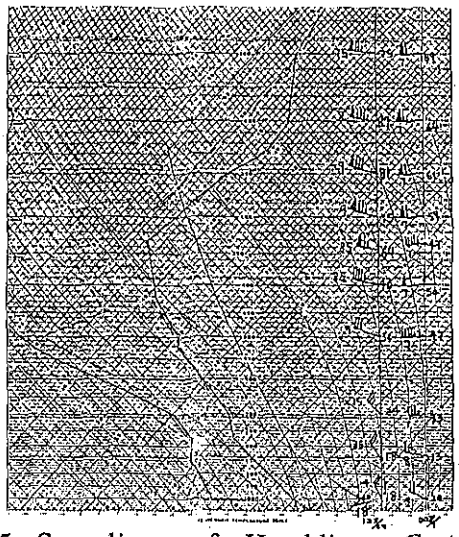


Fig. 5. Soundings of Heraklion, Crete (16754) for 12Z/29 February (solid lines) and 00Z/1 March (dashed lines).

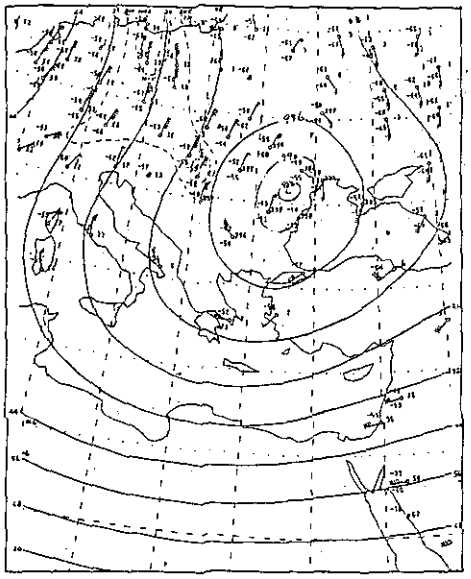


Fig. 6. 250 mb analysis valid 00Z/29 February. Heights (solid/dot dashed) every 12/6 dam, isotach (dashed) every 10 m s^{-1} if wind speed $\geqslant$ 40 m s^{-1}.

The most dominant feature at 250 mb is the appearance of the strong PJ which is turning anticyclonically into central Europe on 00Z/29 (Fig. 6). The maximum

wind speed exceeds 140 kts at Scandinavian peninsula (off the map). In the exit region of the jet streak the air cuts across the height contours toward the higher heights, suggective of a thermally indirect circulation near the Alps. Further to the south, a powerful STJ is meandering around 24-34°N with maximum winds exceeding 150 kts.

The 850 mb chart (Fig. 7) at 00Z/29 depicts two well-defined low pressure systems over the Turkish plateau and eastern Europe. A uniform baroclinic zone extends from Romania southward into northern Africa. One weak trough, embedded in the baroclinic zone, is situated over the Aegean Sea in correspondence to the short wave trough aloft. Another weak trough is located in the Middle East. In general, the Mediterranean region, northern Africa, and Middle East countries are experiencing cold advection, except neutral or slightly warm advection is prevailing ahead of the Aegean trough. The onshore flow along the southeastern Mediterranean is starting to pick up 24 h later due to the increasing pressure gradient in association with the approaching trough. A 50 kts wind is observed along the northern coast of Egypt.

At 500 mb, the situation becomes more interesting on 12Z/1 (Fig. 8) as the cut-off system eventually starts to move southward in response to the southward digging jet streak. The slow-moving trough between Crete and Cyprus has acquired a negative (north-northwest to south-southeast) tilt. This trough has sharpened further by 00Z/2 with the development of strong northwesterlies to the rear of the trough axis.

The 850 mb low center on 12Z/1 is over northern Turkey and the trough is

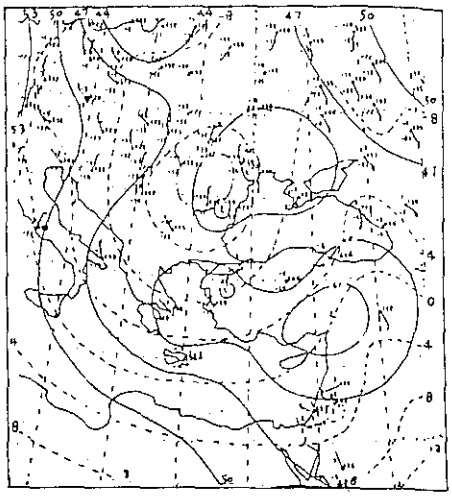


Fig. 7. 850 mb analysis valid 00Z/29 February. Heights (solid) every 3 dam, isotherms (dash/dot dashed) every 4°/2°C. Solid circles indicate a temperature-dew point difference of ≤4°C.

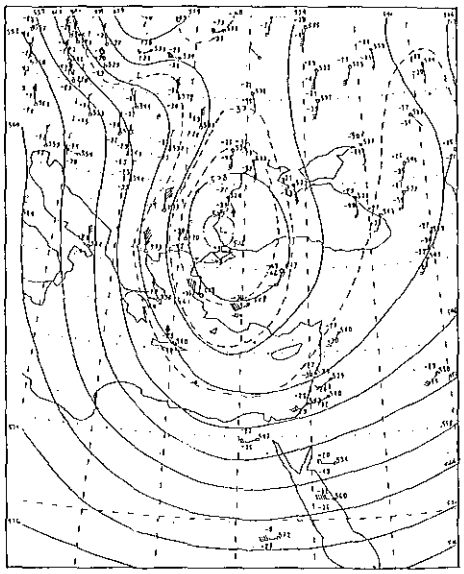


Fig. 8. 500 mb analysis for 12Z/1 March.

just off the coast of Israel and Lebanon (Fig. 9). The first convective outbreak starts about 6h earlier. The winds are increasing noticeably and turning more meridionally. The southern half of the trough, however, seems to be already

passing the northernmost tip of the Red Sea where strong low level northerly flow has replaced west-southwesterlies. By 00Z/2, the low separates into two centers (Fig. 10). The wind direction along the coast suggests that the trough axis still anchors next to Lebanon but just reaches the Israeli coastal line. Clearly, the cold advection is dominating most of the region even in front of the trough.

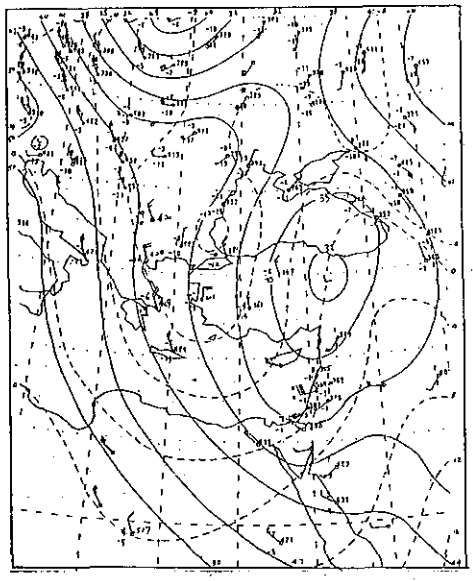


Fig. 9. 850 mb analysis for 12Z/1 March.

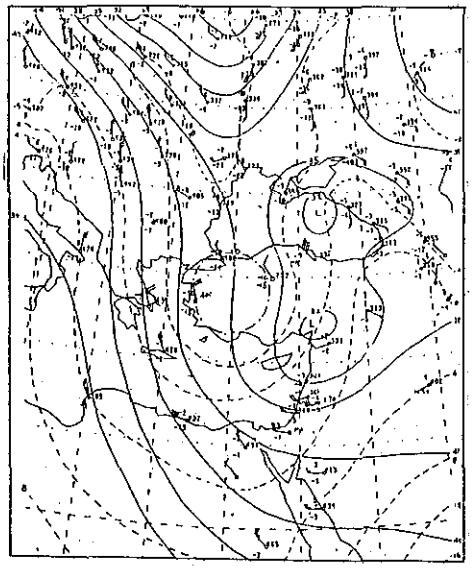


Fig. 10. 850mb analysis for 00Z/2 March.

The most drastic change of the synoptic situation occurs between 00-12Z/2 when the 500 mb cut-off low develops southward over the Middle East and there remains another weak center over central west Turkish plateau (Fig. 11). Meanwhile, the wind is increasing by 41 kts at Bet Dagen, Israel (40179) in 12 h while the temperature report at Damascus, Syria (40080) is −35°C which indicates a pool of cold air right over Lebanon.

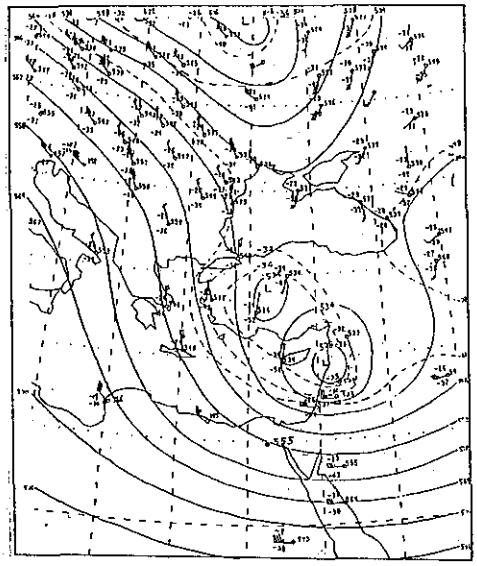


Fig. 11. 500 mb analysis for 12Z/2 March.

The 250 mb chart at 12Z/2 (Fig. 12) in general depicts a very similar flow pattern to that at 500 mb, yet there is no evidence of the cut-off low appearing over the Middle East. Strong winds are reported south of the cold pool over Israel and Jordan in accordance to the low level thermal gradient. The core of the STJ is still confined to the northern border of Saudi Arabia while the PJ is creeping southeastward with an average wind speed close to 100 kts. These two branches of the flow come across each other near the northern border of Egypt.

Palmen and Newton (1969) assert that the maximum ascent/descent often occurs immediately in front of/behind the trough when the strongest winds are present at the base of the trough axis. In this case, therefore, we may speculate that the subsidence would be reinforced over the southeastern Mediterranean Sea.

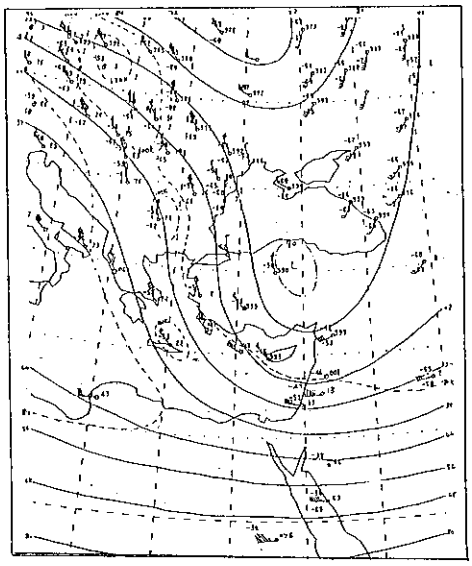


Fig. 12. 250 mb analysis for 12Z/2 March.

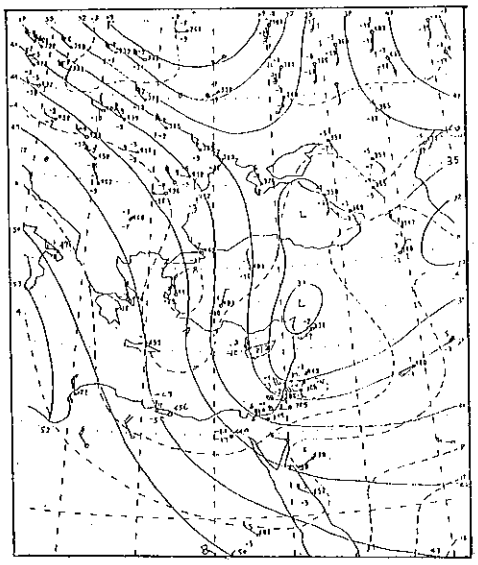


Fig. 13. 850 mb analysis for 12Z/2 March.

At 850 mb (Fig. 13), a subsynoptic low center is located over the northeastern corner of the Mediterranean Sea. A separate center remains over the eastern Black Sea. Cold advection has ceased over Israel and Lebanon. In fact, weak warm advection is indicated from the coast of Israel inland in the strong, moist westerly flow ahead of the off-shore trough.

4. SUBSYNOPTIC AND MESOSCALE ANALYSES

4.1 Surface Analysis

In this section a close look at the organization of the surface disturbances is depicted by a series of detailed surface analyses beginning 00Z/29 and ending 12Z/2.

The 00Z/29 surface analysis portrays a rather benign pressure pattern (Fig. 14). The Turkish plateau is occupied by a low pressure system. Across the sea, two weak troughs can be recognized. The westernmost one, sitting immediately under the 850 mb trough representing the leading edge of the cooler polar air,

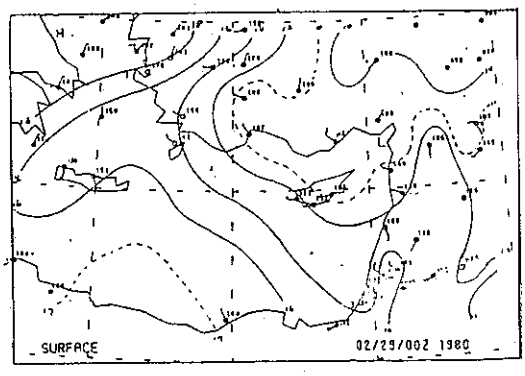


Fig. 14. 2 mb interval surface isobar analysis for 00Z/29 February. Dashed lines are intermediated values.

is moving steadily toward the east. 12 h later, ship reports indicate that the main trough is close to 28°E while the pressure gradient behind this trough is increasing gradually as a result of cold advection.

The situation becomes more exciting on 00Z/1 (Fig. 15) as the trough passes 30°E and the pressure pattern becomes more asymmetric. Thunderstorms stretch from southern Turkey southwestward into the Mediterranean Sea along with the trough axis. Note that the diurnal effect is unfavorable for the development of convection since locally it is early morning. The surface-based lifting index (SBLI) analysis at the same time (Fig. 16) reveals a swath of unstable air along with the surface trough over the eastern Mediterranean Sea and apparently demonstrates high correlation with the observed thunderstorms.

During the following 6 h, the SBLI minimum and the surface trough maintain close coincidence (not shown) and the most unstable air reaches the coastal region on 12Z/1 (Fig. 17). The convective activity is basically outlined by the contour 2. Another important feature during this period is the spawning of a mesocyclone to the northeast of Cyprus (Fig. 18), which is probably due to the strengthening northerly flow impinging upon the Turkish plateau after the eastward propagation of the 850 mb low (see Fig. 9). Noticeable windshifts in

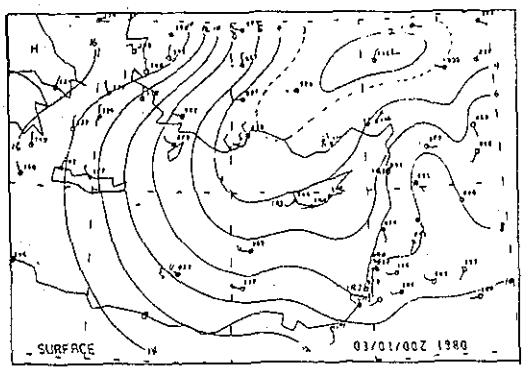


Fig. 15. Surface analysis for 00Z/1 March.

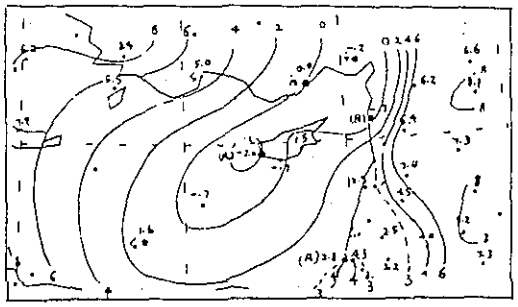


Fig. 16. Surface-based lifted indices (SBLI) analysis for 00Z/1 March. Shaded stations report convective precipitation.

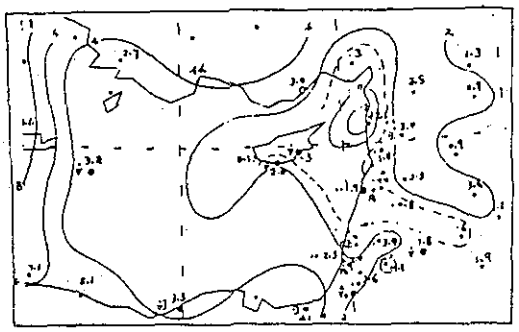


Fig. 17. SBLI analysis for 12Z/1 March.

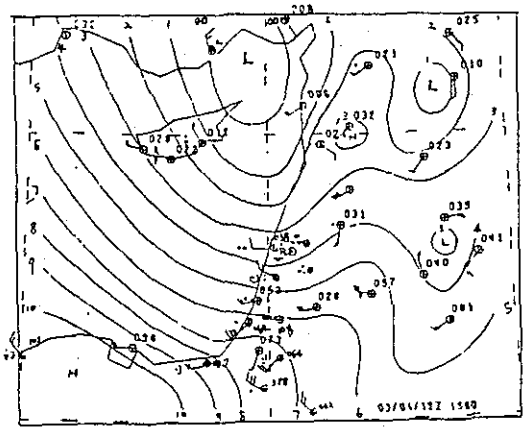


Fig. 18. Surface sectional map every 1 mb interval for 12Z/1 March.

northern Israel suggest that part of the trough (hereafter referred to as T1) has moved inland though some coastal stations still report southwesterly winds. High winds are observed in southern Israel and a closed circulation forms on the lee side of the mountains characterizing the increase of cross-mountain wind component.

During the next 12 h, thunderstorms and heavy snow overspread most of the Middle East area and the pressure of the mesocyclone falls below 1000 mb on 00Z/2 (Fig. 19). Meanwhile a new trough (hereafter referred to as T2) develops in the eastern Mediterranean Sea in response to oceanic sensible and latent heat fluxes in the cool, cyclonic flow. The fluxes, which will be discussed later in this section, maximize on 06Z/2 as the pressure gradient over the Mediterranean Sea strengthens.

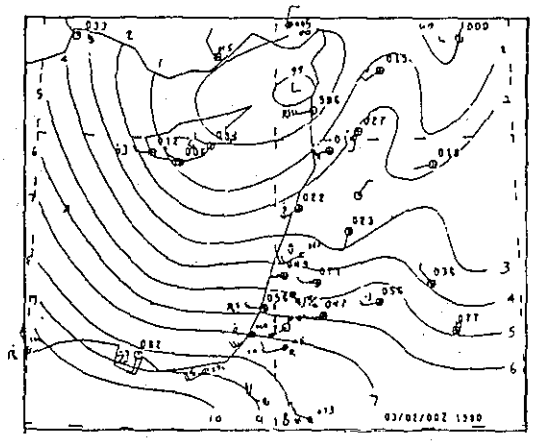


Fig. 19. Surface sectional map for 00Z/2 March.

The surface map at 06Z/2 (Fig. 20) reveals the approach of T2 and very strong onshore flow throughout the southern Lebanon and Israel. Heavy snow at Sechem, Israel (438, elevation ~700m) reaches 43mm (liquid water) during the past 6 h. Recall that at this moment the 500 mb cutoff low is starting to enter this area. The 12Z/2 sounding at Aleppo, Syria beautifully captures this critical situation (Fig. 21). Comparison with the 00Z/2 sounding, it reveals a layer of easterly wind components in the 700-500 mb layer at 12Z/2, strongly suggective of a cyclonic circulation to the south.

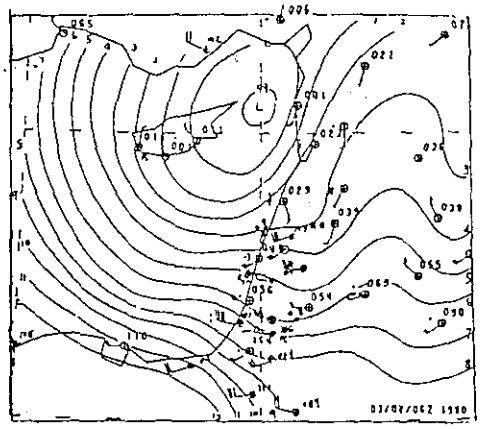


Fig. 20. Surface sectional map for 06Z/2 March.

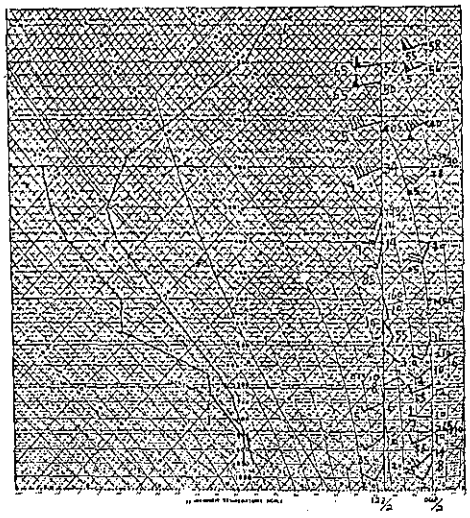


Fig. 21. Soundings of Aleppo, Syria (40007) for 00Z/2 March (solid lines) and 12Z/2 March (dashed lines).

At 12Z/2 (Fig. 22), the mesocyclone is moving south-southeastward parallel to the coast of Lebanon. Sustained winds of 70 kts at Jerusalem, Israel (40184, elevation 809m) and 35 kts with gusts up to 47 kts at Amman Airport, Jordan (40270, elevation 768m) are reported. The SBLI (not shown) basically depicts a similar pattern; the most unstable air is situated in the vicinity of Israel.

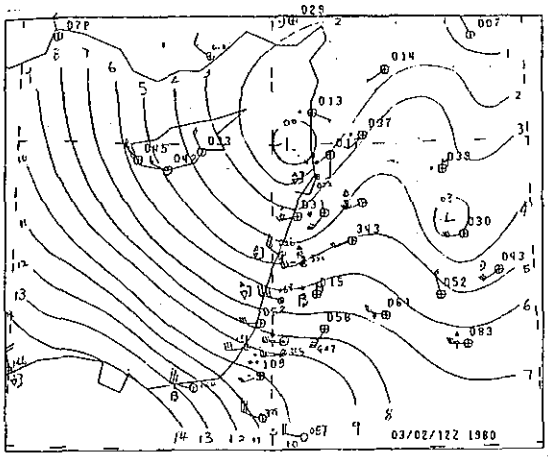


Fig. 22. Surface sectional map for 12Z/2 March.

4.2 Oceanic Heat and Moisture Fluxes

It was noted that although the middle and upper troposphere have experienced dramatic cooling over the Middle East during the period, the surface temperature and dew point show much less change in the boundary layer. Apparently, appreciable air-sea interaction has been going on as the cold air travels across the Mediterranean Sea. A quantitative assessment of oceanic heat transfer will be surveyed in this section.

Fig. 23 illustrates the composite SST during 29 February to 3 March. The average temperature is between 14-17°C over the Mediterranean Sea while the Aegean Sea is about 5°C colder. Basically both F_s and F_l start to pick up on 18Z/29 (not shown). The center of maximum F_s/F_l is positioned to the southeast of Greece while the magnitude of F_l is about two times that of F_s. By 06Z/1 (Fig. 24), the heat fluxes have

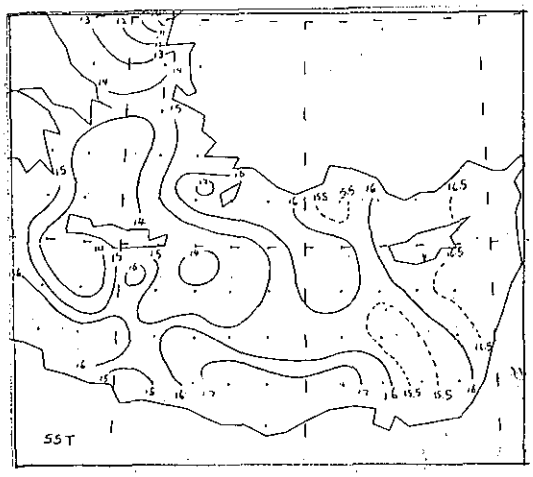


Fig. 23. Composite sea surface temperature from 00Z/29 February to 00Z/3 March.

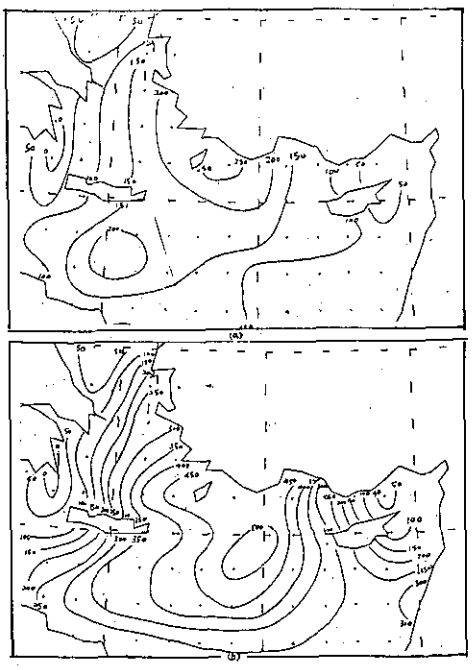


Fig. 24. (a) Sensible heat flux.
(b) Latent heat flux for 06Z/1 March.

steadily increased and at the same time the axis of the maximum heat fluxes has rotated from northwest-southeast to east-west. It is suggested that the first cold surge has been funneling through the Aegean Sea into open water. Comparing with surface analysis, eg., Fig. 15, we can picture a very nice relationship between the surface trough (T1) and the fluxes where the maximum value is positioned behind the trough. The relative miximum fluxes on the northernmost portion of the Aegean Sea imply that the air is not subjected to enough warming and moistening processes until it is some distance offshore.

The fluxes are greatest at 06Z/2 (Fig. 25) as the total flux exceeds 1100 W m^{-2} over the central Mediterranean. In addition to the channeling effect, part of the cold air also crosses the western plateau (the plateau slopes down to the west as shown in Fig. 1) after the 850 mb low advances to the east. The increase of the sensible heat flux is due to the increasing wind speed as well as the air-sea temperature contrast while the increase of the latent heat flux is mainly contributed by the increasing wind speed.

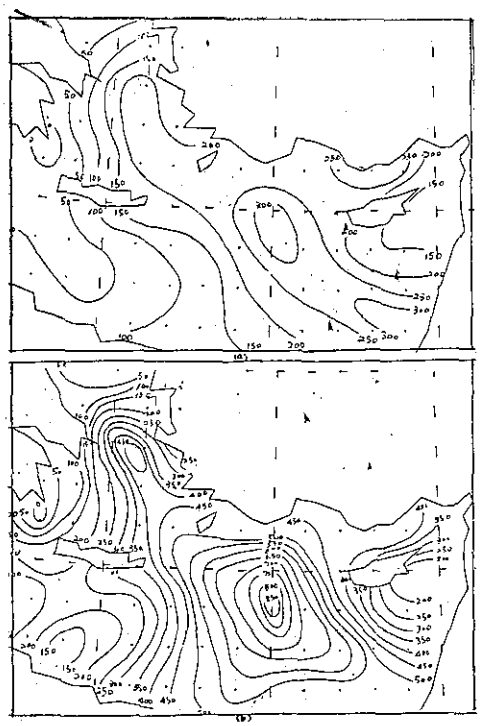


Fig. 25. Same as Fig. 24. Except for for 06Z/2 March.

5. CROSS SECTION ANALYSIS

In this section, the diagnostic ageostrophic circulation are investigated along the south-north oriented cross-section. θ, θe, and ω on 00Z/1 are shown in Figs. 26 and 27. Along the cross-section,

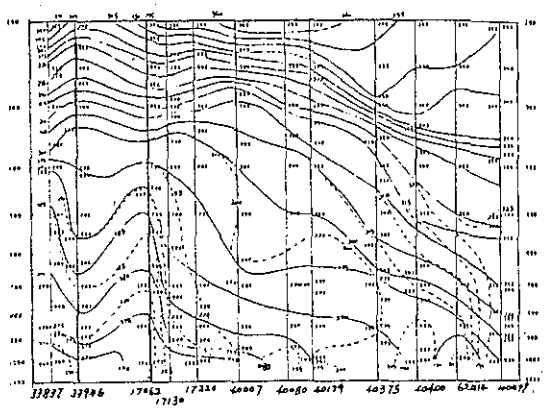


Fig. 26. South-north cross-section analysis for θ (solid lines) and θe (dashed lines) for 00Z/1 March.

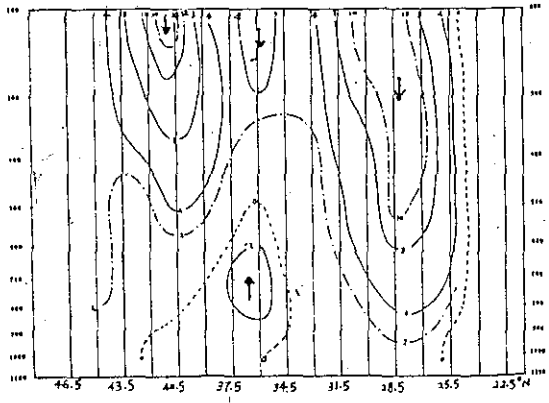


Fig. 27. South-north cross-section analysis for vertical motion ($\times 10^{-3}$ mb s^{-1}) for 00Z/1 March.

it indicates relatively low static stability and less baroclinicity throughout the troposphere over the Middle East (Fig. 26). Noted that the strong temperature gradient between Istanbul, Turkey (17062) and Ankara, Turkey (17130) is mainly caused by the deviation of the stations from the cross-section since the coldest temperature is very close to Istanbul. In reality, the isotherms are south-southeast to north-northwest oriented, i.e., cross-section-perpendicular θ gradient should be greater. The vertical motion (Fig. 27) depicts low level weak ascent between 35-42°N and descent elsewhere.

On 12Z/1, θe analysis (Fig. 28) reveals a convectively unstable layer in the lower troposphere near 40179. The ascending motion becomes more vigorous and the maximum center is located to the south of the strongest baroclinic zone (Fig. 29). The vorticity diagram (not shown) implies a LLJ, flanked by the maximum cyclonic vorticity $2.7 \times 10^{-5} s^{-1}$ at 700 mb, transversing through this region. Recall that T1 arrives in the Middle East around 12Z/1 when convective activity starts. This low level vorticity maximum provides additional evidence of the approaching trough.

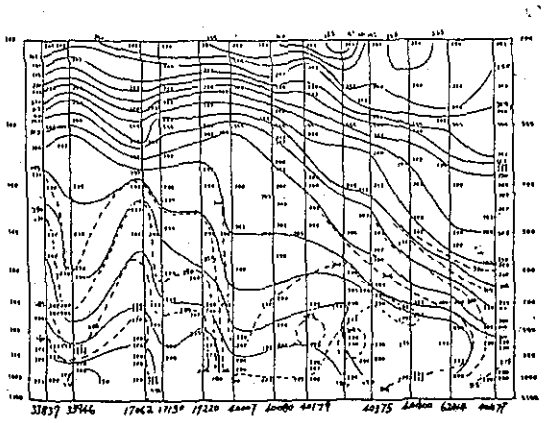


Fig. 28. Same as Fig. 26. except for 12Z/1 March.

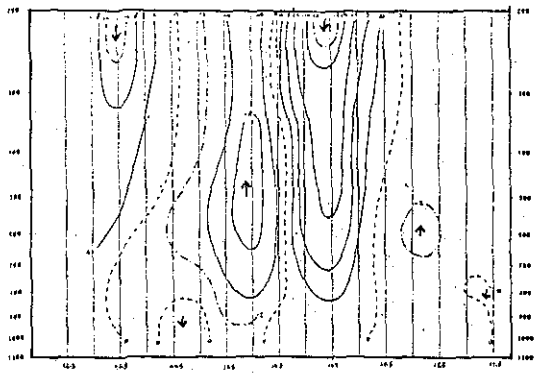


Fig. 29. Same as Fig. 27. except for 00Z/2 March.

In the following 12h, the θ surfaces become more and more separated over the Middle East while the south-north temperature contrast remains weak along the cross-section (not shown). The upward motion is still constrained between 34-42°N with strongest ascent near 450 mb (Fig. 30). By 12Z/2, u-component wind shows that a jet with maximum wind speed 81 m s^{-1} emerges at the 250 mb level over Israel (Fig. 31). Moreover, this jet is extending downward as 270°/154 kts at 400 mb 270°/63 kts at 700 mb, and 270°/42 kts at 900 mb are reported at 40179. As one can

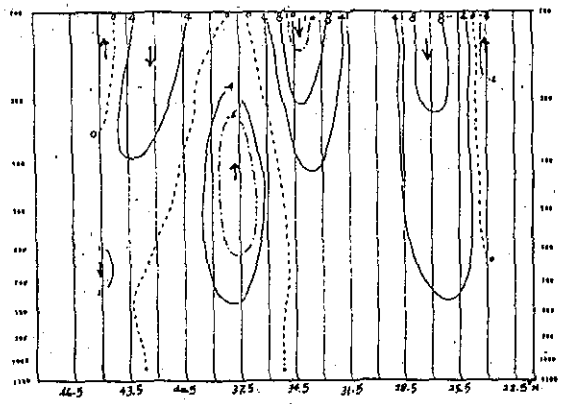


Fig. 30. Same as Fig. 27. except for 12Z/2 March.

imagine, the vorticity map (Fig. 32) reflects a spectacular shear vorticity (since the winds are basically zonal) on both sides of the jets. The $-8.8 \times 10^{-5} s^{-1}$ vorticity at 32.5°N implies the absolute vorticity less than zero, so inertial instability would be present on the anticyclonic shear side of the jet. Thus, upper level divergence is enhanced. The most striking phenomenon is the couplet of cyclonic/anticyclonic vortex tube near 800 mb which strongly suggests that some sub-synoptic scale disturbances exist above the Middle East. The vertical motion (Fig. 33) shows that the rising area has shifted to the south and separates into two maximum centers while all of Turkey is experiencing subsidence. Ascent/Descent to the south/north implies a thermally direct circulation as would be expected as this region lies in the entrance region of a strong jet forced by confluence between the polar and subtropical westerlies.

6. DISCUSSION

In this section, an overview of the Mediterranean case is conducted to unveil the probable mechanisms involved in this severe weather outbreak in the beginning of March 1980.

As we saw in section 4, the large scale is dominated by a strong mid-troposphere cutoff low in association with a southward digging jet streak toward the Middle East region. The upward motion with the trough axis spreads over the Middle East area on 00Z/1 to set off the first convective activity. Kinematic vertical motion suggests that the upward motion is maximized in the middle and upper troposphere. By 12Z/2, as the storms continue, the 850 mb analysis for the

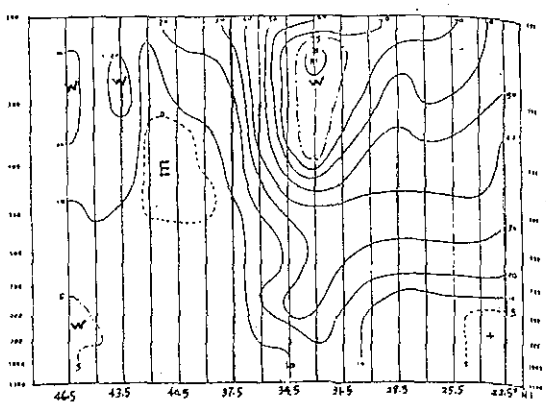


Fig. 31. South-north cross-section analysis for cross-section-perpendicular winds for 12Z/2 March.

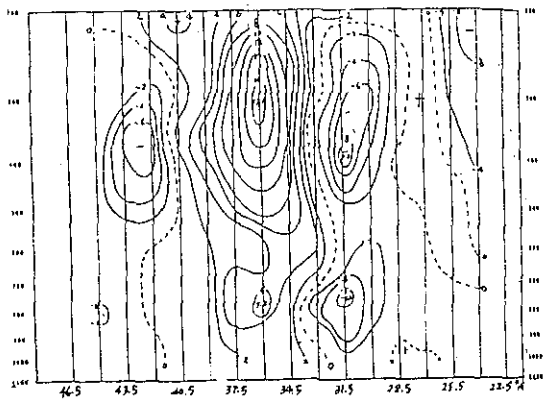


Fig. 32. South-north cross-section analysis for vorticity distribution for 12Z/2 March.

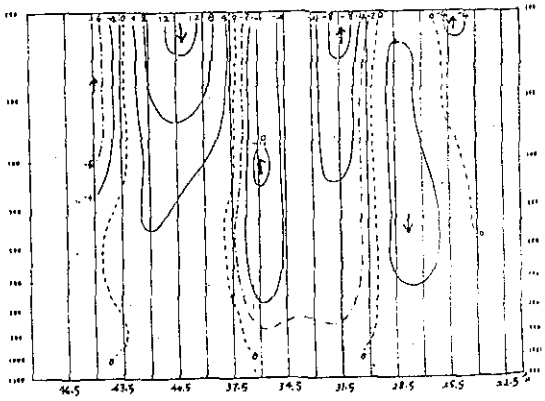


Fig. 33. Same as Fig. 27. except for 12Z/2 March.

first time reveals that a branch of a highly ageostrophic LLJ originating from the north African coast into Iraq brings weak warm advection into Israel. This point is further reinforced by the 12Z/2 sounding at Aleppo, Syria (40007) which nicely delineated the easterly components as well as the veering of the winds (see Fig. 21).

Bosart and Lin (1984b), in their diagnostic study of the intense Presidents' Day storm, discover that the cyclogenesis along the eastern coastal front is initiated by surface air that has been most subjected to warming and moistening. The F_l is roughly 3 times of F_s in their study. In Bosart's Texas coastal rainstorm case (1984a), the ratio of F_l and F_s is up to 5:1. In this case, the flux pattern is similar to that mostly seen in the wake of the cyclone/trough system as drier air flows offshore in a manner described by Petterssen et al. (1962). The magnitude of F_l is about twice as much as F_s. Also, the environment outlined here is quite different from the continental U.S. where in a strong cold outbreak the air may be subjected to a long history of subsiding and drying over the continent before the latent heat flux begins. Here, in contrast, the air parcels do not have a long upwind continental trajectory, therefore, they do not have enough time to be dried out as shown in the remnant moisture at 850 mb. This can be one of the reasons of relatively small difference between F_s and F_l.

Despite of the strong oceanic heat fluxes, there does not appear to be any substantial cyclogenesis in the surface analysis which presumably is due to the cold advection prevailing in the lower levels. Nevertheless, as the warm and moist air arrives in the Middle East, *in situ* with the upper air cold pool, it results in a convectively unstable environment over the Middle East. The synoptic trough provides the overall forcing mechanism while the mesocyclone delineated in the surface analysis very likely acts to further enhance the subsynoptic scale convergence. Moreover, the topographic lifting helps to concentrate the activity upwind of the higher elevations.

Over the continental U.S., it is well-known that winter cyclones tend to accelerate as they approach the Great Lakes and slow down while moving away (Petterssen and Calabrese, 1959). The warmer water acts as an important source of vorticity generation in the winter, which tends to modify the speeds of winter cyclones. As shown in section 4, the 850 mb trough moves from the Aegean Sea into the central Mediterranean then quasi-stagnates just offshore of the Middle East for about 24-36 h before it advances inland. The isochrones of the surface trough (T1) also show a tendency to be slowed down when it reaches 30°E (Fig. 34). Thus, the modification

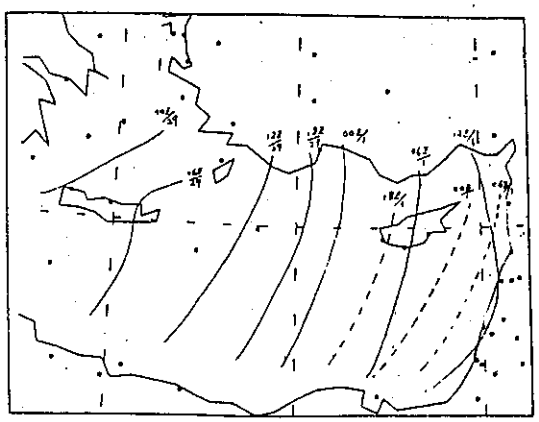


Fig. 34. Isochrones of surface troughs T1 (solid lines) and T2 (dashed lines) from 00Z/29 to 12Z/1 March.

of the relatively drier and colder continental air by the underlying warm water must have been appreciable. A set of *soundings will be examined here to* demonstrate the consequence of differential heating/cooling process. The soundings of 12Z/1 and 00Z/2 for Beruit, Lebanon (40100) are shown in Fig. 35. At 500 mb, the temperature has cooled ~5°C and ~3.5°C at 700 mb in 12 h whereas the temperature remains nearly unchanged from the surface to 850 mb. Clearly, the differential cooling/warming process tends to destabilize the entire troposphere. Fig. 36 shows the same pair of soundings for Bet Dagen, Israel (40179). Again, mid-level cooling of ~4°C is seen with no temperature change at 850 mb. The importance of boundary processes can be also well-justified as we examine the Q vector computation (Hoskins et al., 1978) in Fig. 37. The maximum ascent (-9×10^{-3} mb s^{-1}) is located at 300 mb over northern Syria, yet the storms are mainly concentrated to the south and southwest along the coastal region where the synoptic scale forcing mechanisms (quasi-geostrophically) are weaker.

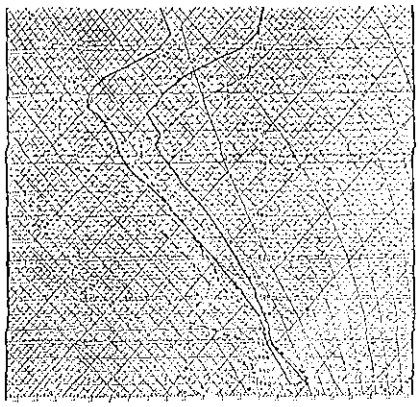


Fig. 35. Sounding of Beirut, Lebanon (40100) for 12Z/1 March (solid lines) and 00Z/2 March (dashed lines).

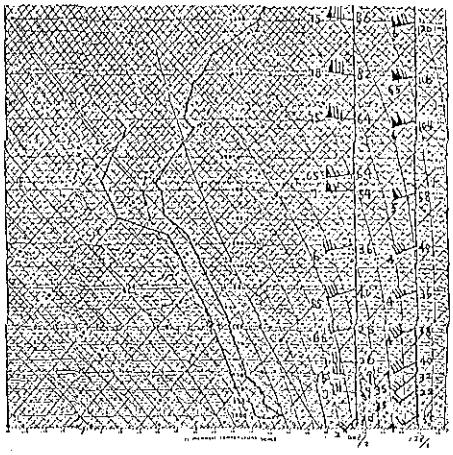


Fig. 36. Soundings for Bet Dagen, Israel (40179) on 12Z/1 (solid lines) and 00Z/2 (dashed lines).

McGinley (1982) in his diagnostic study of the lee cyclone concludes that the lee cyclogenesis often involves two or more distinct stages in which barotropic and baroclinic processes may act together. Tibaldi et al. (1980) in their case study of Alpine lee cyclogensis (also frequently referred to as Genoa cyclogenesis) indicate that the cyclogenesis is a result of conditional baroclinic instability process. They also conclude that the relative orientation of the barrier with respect to the oncoming synoptic flow is crucial to the formation of the cyclone.

There is hardly any literature studying the cyclogenesis in the lee of the Turkish plateau although the climatological study does show a relatively high frequency over this area (Petterssen, 1956). In section 4.1, we have noticed that a lee trough lies along the southern Turkish coast and a mesocyclone manifesting itself along the coastal region of Syria on 00Z/2. This cyclone maneuvers further inland onto Lebanon. Although there is no additional development of this cyclone, the environment is ripened and convectively unstable, thus any

forcing mechanism would further enhance the convective activity.

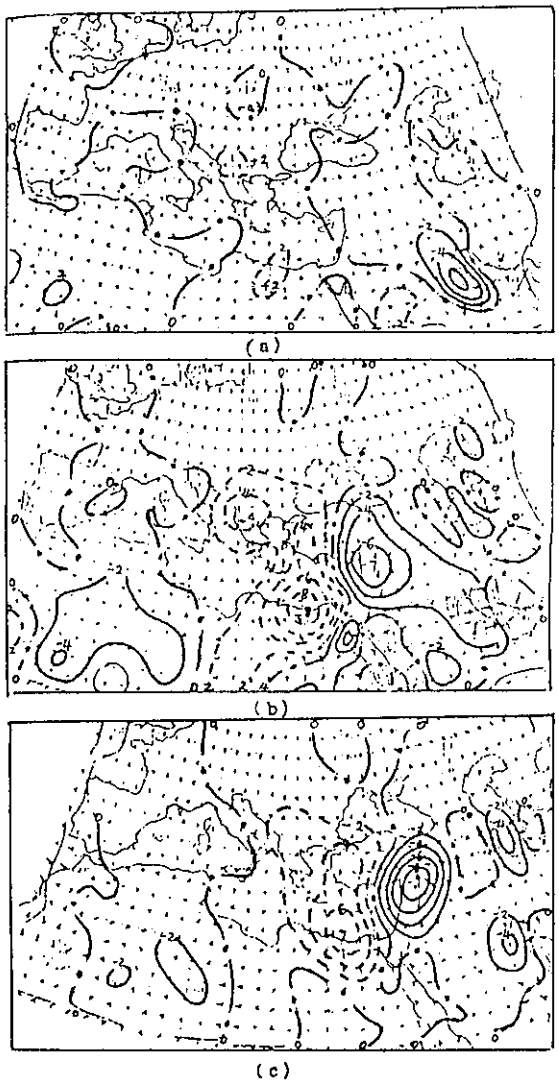


Fig. 37. Q vectors at (a) 850 mb, (b) 500 mb, and (c) 300 mb for 00Z/2 March. Arrows are Q vectors. Solid lines/dashed lines indicate ascent/descent with the unit 10^{-3} mb s^{-1}.

7. CONCLUDING REMARKS

A detailed case study has been made of an interesting Mediterranean subsynoptic scale cyclone based on various analysis schemes for the period 00Z/29 February to 12Z/2 March 1980. The purpose of this study was to shed some light on the probable mechanisms of severe weather outbreak in the presence of strong synoptic scale forcing (jet streaks), air-sea interaction, and topographic effects.

The results clearly demonstrate the role of boundary layer processes in warming and moistening cold, dry air over the eastern Mediterranean Sea. In conjunction with cooling aloft ahead of a cold cutoff cyclone, a steeper temperature lapse rate is established, favorable for a convective response. Secondly, these heat and moisture fluxes help to maintain a persistent trough offshore of the Israeli coast. Thirdly, the initiation of the trough (T2) downstream of the maximum oceanic heat fluxes in the wake of the cyclonic flow aloft brings about a renewed surge of convection as the principal short wave trough crosses the coast.

At 00Z/29 February, the large scale flow presents a quasi-stationary cut-off low system over eastern Europe and a benign baroclinic zone is in place over the pre-storm environment. As a strong polar jet heads southward, the trough axis associated with the low system starts to rotate counterclockwise and becomes northwest-southeast oriented in resemblance to the difluent trough described by Palmen and Newton (1969). At 12Z/2, the 50 mb low center crosses Lebanon. Meanwhile, warm advection is seen at 850 mb in a strong southwesterly flow from the north African coast to the storm area. The kinematic ω in the cross-section analysis which utilizes all the mandatory and significant level winds portrays the southward displacement and intensifica-

tion of the low level upward motion.

Evidently, the mesoscale cyclonic circulation is spawned within the lee trough area south of the Turkish plateau. The relationship of large scale flow and the terrain, the steepness of the mountain, and the shape of the coastline may be the contributors for its debut. Hardly any suggestion of the baroclinic instability, e.g., perturbed temperature fields as the function of time, along with the mesocyclone is outlined in this study. This agrees with the findings of other scientists, e.g., Tibaldi et al. (1980), who believe that a finite-amplitude baroclinic process is needed to organize the lee cyclogenesis.

Several aspects for future study are suggested. The variety of physical processes such as diabatic effects, differential roughness along the coastal lines, involved in the formation of mesoscale cyclonic circulation need to be further investigated with better observational network and temporal resolution. The role of the mesocyclone in association with the severe weather event also requires quantification. In addition, the interaction of PJ, STJ, and LLJ in connection with the cyclogenetic processes also need to be documented in the future.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is a part of the author's master thesis during his study at State University of New York at Albany. The author greatly appreciate Dr. Lance Bosart for his instruction and encouragement during the preparation of this paper. Thanks are indebts to Dr. Song-chin Lin of the National Central University, Taiwan for his help with Q vector calculations.

REFERENCES

Bosart, L.F., 1981: The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1542-1566.

Bosart, L.F., 1984a: The Texas coastal rainstorm of 17-21 September 1979: An example of synoptic-mesoscale interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1108-1133.

Bosart, L.F., and S.C. Lin, 1984b: A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2148-2177.

Brown, R.A., and W.T. Liu, 1982: An operational large-scale marine planetary boundary layer model. *J. Appl. Meteor.*, 21, 261-269.

Buzzi, A., and S. Tibaldi, 1978: Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 271-287.

Hoskins, B.J., I. Draghici, and H.C. Davies, 1978: A new look at the omega-equation. *Quart. J. Roy. Metero. Soc.*, 104, 31-38.

Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.

McGinley, J., 1982: A diagnosis of Alpine lee cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1271-1287.

Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu front. *J. Meteor. Soc.*, Japan, Ser. II, 49, 663-677.

Palmen, E., and C.W. Newton, 1969: *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation.* International Geophysical Series, Vol. 13, Academic Press, 603 pp.

Petterssen, S., 1956: *Weather analysis and forecasting*, Vol. 1, McGraw-Hill, New York, 428 pp.

Petterssen, S., D.L. Bradbury, and K. Pedersen, 1962: The Norwegian cyclone models in relation to heat and cold sources. *Geofys. Publ.*, 24, 243-280.

Petterssen, S., and P.A. Calabrese, 1959: On some weather influences due to warming of the air by the Great Lakes in winter. *J. of Meteor.*, 16, 646-652.

Petterssen, S., and S.J. Smebye, 1971: On the

development of extratropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 457-482.

Reiter, E.R., 1975: Handbook for forecaster in the Mediterranean., ENVPREDRSCHFAC, Tech. Report, No. 5-75.

Tibaldi, S., A. Buzzi and P. Malguzzi, 1980: Orographically induced cyclogenesis: Analysis of numerical experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1302-1314.

Uccellini, L.W., P.J. Kocin, R.A. Petersen, C.H. Wash and K.F. Brill, 1984: The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.* 112, 31-55.

中東地區劇烈天氣之個案研究

李 培 君

中 央 氣 象 局

摘 要

本研究主要係探討1980年3月初發生於地中海東岸地區劇烈天氣現象之原因，研究結果發現：

(1)主要動力强迫上升機制是由綜觀尺度槽線及高空噴射氣流所伴隨之輻散所提供。

(2)當冷空氣自東歐經愛琴海進入地中海後，暖海面對大氣不斷地加溫加濕，再配合中層大氣（400～500mb）冷却，使該區大氣呈現潛在性不穩定。

(3)劇烈天氣發生時，有一股低空噴射氣流自埃及北岸向風暴區傳送暖濕空氣。

(4)最大潛熱與可感熱通量區下游誘生之地面槽線與劇烈天氣之持續有密切之關係。

(5)風暴發生時，地面上有中尺度低壓移入。

氣象因素對臺灣地區農作安全栽培期限影響之研究*

曾文柄[1]　朱　鈞[2]　楊之遠[3]

摘　要

由於臺灣農作物歷年罹受寒（霜）害、風害、水（雨）害之頻率很高，同時此等災害亦有地域性及季節性，因此本研究乃根據中央氣象局所屬測站，1961—1980 年氣候資料，以各旬之(1)每日絕對最低氣溫(2)日平均風速(3)連續降雨三項氣候因素之致害頻率，釐訂各地之農作安全栽培期限及農業氣候區農作安全栽培期限如下：

(1)東北區：本區全年各旬之日平均風速頻率未超過安全界限。如同時考慮低溫及連續性降雨兩項限制因素，則本區農作安全栽培期限應自3月上旬至9月上旬。

(2)西北區：如同時考慮低溫、連續性降雨及强風頻率，則本區之農作安全栽培期限應自3月中旬至10月上旬，同時一期水稻、蔬菜及雜糧作物愼防6月上、中旬梅雨所帶來之連續性降雨。

(3)中彰區：本區內陸地區之農作安全栽培期限應自3月中旬至11月下旬，但是一期水稻及蔬菜之栽培期應予適當調整，避免於6月上、中旬成熟，以免罹受水（雨）害。本區沿海地區全年均有罹受風害之慮，如無適當之防風設施，則本區沿海地區不適農作栽培，尤以冬季爲甚。

(4)雲嘉區：本區內陸地區農作安全栽培期限係自3月中旬至12月上旬。但是一期水稻及春季作物應調整種植期，避免於6月上、中旬成熟，以免遭遇連續性降雨而受害。

(5)西南區：本區內陸地區農作栽培不受季風限制，而溫度亦僅臺南地區有兩個月之低溫期，故農作安全栽培期間很長，惟6月上、中旬之連續性降雨發生機率很高。故一期水稻、蔬菜及春作雜糧作物均應調整種植期，避免於成熟期罹受水（雨）害。

(6)南部區：如僅考慮風速則本區農作安全栽培期限係自4月上旬至9月下旬，但是偶發性之颱風對本區所造成之連續性降雨致害頻率很高，需加以考慮。本區農作栽培雖無低溫限制，但是冬季風及夏秋兩季颱風之連續性降雨，均可使作物栽培受影響，故其農作安全期較西南區及雲嘉區爲短。

(7)東岸區：本區如分花蓮及臺東兩地區討論，則花蓮地區之農作安全栽培期限爲12月上旬至翌年11月中旬，二期水稻、蔬菜及秋作雜糧作物之栽培應調整其種植期，避免10月中旬之颱風及東北季風之連續性降雨帶來災害。臺東地區之農作安全栽培期係自1月中旬至10月上旬，惟二期水稻、秋作雜糧作物等亦需愼防7月下旬可能有颱風帶來連續性降雨造成之災害。

一、前　言

臺灣爲一海島，位於亞洲大陸之邊緣，在氣候上兼受大陸性氣團與海洋性氣團的相互影響，加上地形複雜，故面積雖然不大，但是各地氣候類型頗爲複雜。由於島中央之山系爲南北走向，與盛行季風相斜交，形成東北部與西南部氣候秉性迥異。多

* 收稿日期：75年3月7日　送審日期：75年3月12日　本研究經費係行政院農業發展委員會補助（計畫編號71農建—4.1—源—38，72農建—4.1—源—32，73農建—4.1—源—09）謹此致謝。

1. 3.分別爲中央氣象局農業氣象科科長及簡任技正。
2. 臺灣大學農藝系教授兼農藝研究所所長。

季受蒙古高壓控制，形成東北季風型天氣，寒潮爆發時之低溫，常使熱帶作物及果樹罹受寒（霜）害。春夏之交受滯留鋒徘徊影響，造成陰雨連綿的梅雨天氣，適值中南部地區一期水稻、果樹及蔬菜之成熟期，常因連續降雨，造成倒伏發芽、落果或腐爛。夏秋兩季常受颱風不定期之侵襲，臺灣栽培之農作物及果樹歷年罹受颱風肆虐，損失頗鉅。西南部平原地區冬半年有較長的旱季，常使沿海田地之作物發生旱害。根據民國55～72年的農業災害資料統計，臺灣農作物於該期間罹受颱風之災害損失達新臺幣213億元，雨害之損失亦達96億元，旱害之損失約10億元，寒（霜）害約8億元，見表1。由上述可知，臺灣地區雖具高溫、多雨等豐富之氣候資源，使得農作物栽培期間較長，栽種作物種類之限制亦較不嚴，但是由於受季風、地形之影響，農業氣象災害亦多。

近年來由於人口壓力急增，人類對於糧食需要日益殷切，因此不適栽植土地之過份開發，及在不適時期冒險從事農作，使得農業氣象災害發生頻率更爲增加，且此等農業氣象災害有明顯之地域性及時間性，意味臺灣現行之農作栽培時序是否考慮到如何避免前述之各種災變天氣。因此本研究欲瞭解臺灣各地現行農作時序，除派員親赴各地訪問農會及農友以外，並寄發作物栽培資料調查表至480戶農家記帳戶，調查各地農作物栽培資料。

二、臺灣各地現行農作栽培時序

爲配合各地之氣候特性，本研究之現行農作栽培時序之調查係根據郭及楊（1980）所將臺灣區分之九個農業氣候區包括(1)東北區(2)西北區(3)中彰區(4)雲嘉區(5)西南區(6)南部區(7)東岸區(8)東部山區(9)中部山區見圖1，將各地之農作物栽培時序資料予以歸納，分區說明如下：

㈠東北區：本區包括淡水河、基隆河、新店溪以東，七星山以北之地區，位居本省東北角，東側臨海，三面環山。本區平地（蘭陽平原）之栽培作物以水稻爲主，一年二作，一期作種植略晚，於2月下旬至3月下旬挿秧，6月下旬至7月下旬收穫。二期作於7月下旬至8月下旬挿秧，11月上旬至12月中旬收穫。蔬菜類全年種植，山坡地種植茶及綠竹。本區最大之特色爲氣象災害頻繁，7～9月間之颱風常造成二期稻作及蔬菜嚴重損失；9月下旬至10月下旬因東北季風在迎風坡面常造成連續性降雨，影響蘭陽平原二期稻作的成熟、收穫，及秋（裏）作作物的生育；12月下旬至翌年2月上旬山坡地常有低溫災害。本區各種主要農作物現行栽培時序，見圖2。

㈡西北區：本區包括淡水河、基隆河、新店溪以西，大安溪以北地區，地形複雜。由於冬季最冷月的平均氣溫低於 15°C，同時沿海地區冬季季風强勁，導致栽培作物發生寒害或風害，因此一般熱帶作物或果樹於大安溪以北極少栽培。大部份農田於二期水稻收穫後卽行休耕，因此一期水稻及春作作物之種植期均較其餘各區爲遲。苗栗、新竹內陸地區挿秧稍早，於2月下旬至3月上、中旬挿秧。而桃園、臺北地區則多遲於3月上旬或以後才挿秧。部份靠近山坡地的看天田亦常因缺水而影響一期作挿秧，一期作收穫自6月下旬至7月上、中旬。二期作挿秧亦晚，於7月下旬至8月上、中旬種植，於11月中旬至12月中旬收穫。本區蔬菜栽培種類繁多，栽培期間亦長，各類主要作物現行栽培時序，見圖3。

㈢中彰區：本區包括大安溪以南，西螺溪以北，中央山脈西側的平原地區，氣候多乾夏濕。多季雖偶有寒霜害，但最冷月平均最低氣溫亦達 15°C，同時各季的日照充足，不僅適合一般熱帶作物如鳳梨、甘蔗的栽培，同時各種雜糧作物如玉蜀黍、高粱、大豆、落花生、甘諸、大麥、小麥等亦有推廣栽培，各類蔬菜及瓜類的種植也很多。本區一期水稻受前期秋（裏）作栽培或灌溉的影響，故種植稍遲，於2月下旬至4月上旬挿秧，6月上旬至7月上旬收穫。二期作於7月中旬至8月中旬挿秧，於10月上旬至12月上旬收穫。其餘各類主要作物現行栽培時序，見圖4。

㈣雲嘉區：本區包括西螺溪以南，八掌溪以北，中央山脈西側的平原地區，氣候雖然與中彰區相似，但氣溫較高，年溫較差亦小，故可全年栽培作物。秋（裏）作多以玉蜀黍、甘諸等雜糧作物爲主，熱帶果樹如荔枝、芒果等栽培亦多。本區冬季旱季很長，尤其沿海地區常發生旱害，因此栽培作物多需配合水庫灌溉，故栽培制度及時序甚爲複雜。5、6月的梅雨，雖可爲二期水稻挿秧帶來水源，但亦常爲本區的一期水稻及蔬菜造成水（雨）害。本區雙期作地區一期水稻挿秧期間較長，一般早期

稻（嘉義區）於12月下旬至翌年2月中旬揷秧；晚植稻（雲林地區）有遲於4月中旬才揷秧，故嘉義地區可早於5月上旬至6月下旬收穫；雲林地區則於6月上旬至7月下旬收穫。二期作嘉義地區於6月下旬至8月上旬揷秧；雲林地區則於7月上旬至8月中旬揷秧，嘉義地區於10月上旬至11月下旬收穫，雲林地區於10月下旬至12月上旬收穫。各主要作物現行栽培時序，見圖5。

(五)西南區：本區包括八掌溪以南，屏東縣東港、南州以北，中央山脈西側之平原地區，氣候暖和，故全年栽培作物，一期水稻及秋（裏）作甚少受低溫之影響，故一期水稻種植較早，高屏地區早於12月下旬至2月上旬揷秧，臺南地區稍遲於1月中旬至3月上旬揷秧，高屏地區早於5月上旬至6月上旬收穫，臺南地區則於6月中旬至7月中旬收穫，二期作則高屏地區於6月上旬至6月下旬揷秧，臺南地區於7月中旬至8月上旬揷秧，高屏地區於9月上旬至10月下旬收穫，臺南地區於11月上旬至下旬收穫。本區冬季旱期甚長，各類秋（裏）作均賴水庫灌溉，裏作多以豆類（紅豆、毛豆）爲主，旱田多係甘蔗，部份則爲玉蜀黍、大豆、落花生、甘藷輪作，熱帶果樹如香蕉、木瓜等栽培很廣，本區氣象災害除夏季颱風以外，5月至6月間之梅雨常使一期水稻、蔬菜及熱帶果樹造成災害，各主要作物現行栽培時序，見圖6。

(六)南部區：本區包括中央山脈南端之恒春半島，分界線經過屏東縣新園、東港、南州、牡丹及臺東線之達仁、仁武，由於位於本省南端，氣候近似熱帶，夏季高溫多雨，全年無霜日及低溫影響（楊，1979），栽培作物以水稻、甘蔗及香蕉爲主，本區冬季風强勁，同時乾旱，一期作物均需水庫灌溉，夏秋兩季颱風災害頻繁，本區一期水稻揷秧雖無低溫限制，但受灌溉及季風之影響，故自12月下旬至2月上旬均有揷秧，於5月上旬至6月上旬收穫，二期作於6月上旬至7月上旬揷秧，於9月上旬至10月下旬收穫，秋（裏）作在恒春、車城一帶，爲避免季風之影響，多以洋葱、豆類爲主。各主要作物現行栽培時序，見圖7。

(七)東岸區：本區包括北起宜蘭縣南澳，經過花蓮、臺東縱谷，南至臺東大武之沿海及平原地區，南北狹長。南端臺東地區之氣溫高於北端花蓮地區，因此其栽培作物除水稻、玉蜀黍外，多以熱帶作物如香蕉、甘蔗、鳳梨爲主。花蓮地區除水稻外，雜糧作物及蔬菜栽培亦多。縱谷地區的河床地多種植西瓜。本區灌溉系統欠佳，旱作雜糧常發生旱害，除冬季風影響以外，夏秋兩季颱風爲本區栽培作物最主要天然災害。本區一期水稻於1月中旬至2月中旬揷秧，6月中旬至7月上旬收穫，二期作於7月上旬至7月中旬揷秧，於10月下旬至11月下旬收穫。本區主要作物現行栽培時序，見圖8。

(八)東部山區：本區包括中央山脈陵線以東，大南澳溪以南，東岸區以西之山脈地區，地勢陡峭，山勢迂迴錯綜，故山地的農業栽培以林木、竹筍及雜作較多，水稻栽培面積很小，雜作中包括香水茅、鳳梨、玉蜀黍、柑桔、梅、李、瓊麻、香蕉、薑、芋、香菇等。本區東臨太平洋，每當颱風來襲時皆首當其衝，農作物罹受颱風災害的損失很大，故本區農作栽培比較粗放，栽培作物種類及面積常視市場價格而變異。本區水稻栽培時間亦受海拔高度及緯度之影響，一期水稻揷秧期間很長，自12月中旬至3月上旬；收穫期自4月下旬至7月下旬。二期水稻揷秧期自7月中旬至8月中旬；收穫期自10月上旬至12月上旬。本區各主要作物的農作時序，見圖9。

(九)中部山區：本區包括中央山脈陵線西側海拔500公尺以上的山區，涵蓋山區範圍最廣，由北綿亙至南。本區北端（南投、臺中山區）高海拔地區（1,500公尺以上）除林木外，多栽培溫帶果樹如蘋果、梨、桃、梅等，香菇、馬鈴薯亦多。低海拔地區則以水稻、洋菇、竹筍、茶、薑等爲主。本區南端（高雄——屏東山區）除水稻以外，多種植薑、竹筍、花生、粟、芋等。本區水稻栽培時期由南至北而遲延，並隨海拔高度增加而遲延。北端山區一期水稻種植較晚，於1月上旬至2月上旬揷秧，6月中旬至7月下旬收穫；二期作於6月下旬至7月上旬揷秧，10月上旬至11月上旬收穫。南端山區一期水稻種植較早，於1月上旬至1月中旬揷秧，5月上旬至5月中旬收穫；二期作於5月中旬至6月上旬揷秧，9月上旬至9月中旬收穫。本區各主要作物的農作時序，見圖10。

由前述各農業氣候區之現行栽培資料顯示，臺灣各地農作栽培可歸納於下列數點特性：

(1)除雲嘉區及西南區因配合水庫灌溉，栽培制度及時序甚爲複雜以外，其餘各區大部份農地均以

雙期水稻爲主，或以雜糧及蔬菜進行輪作及裏作。

(2)各區栽培作物種類以往均會考慮氣候的適應性，例如甘蔗、香蕉、鳳梨等熱帶作物及芒果、荔枝等熱帶果樹在中彰區（大安溪）以北極少種植，同時其產量、品質亦較西南區、南部區爲差，但是近年來各區農友則常視市場價格而選擇作物，往往忽視氣候條件。

(3)各區栽培時序及期間，除受氣候（低溫、季風）及輪作制度的影響外，亦受灌溉的限制，例如西北區山坡田地及東岸區的看天田常因缺水而無法進行一期水稻插秧，而影響後序作物之種植時期。

(4)臺灣各地栽培作物受異常天氣包括寒潮、梅雨、颱風、東北季風等之影響，農業氣象災害頻繁，惟受地形及地理位置的影響，各地罹受各種災害的機率不同，具有顯著的地域性及季節性差異。此等異常天氣（災變天氣）即爲臺灣農作栽培之氣候限制因子。

三、臺灣各地農作安全栽培期限之釐訂

由於臺灣地區栽培作物於冬末春初受到寒潮低溫之影響，春夏交替期間之梅雨常常導致中南部地區作物發生水（雨）害，夏季不定期之颱風更對全島作物構成嚴重之威脅，秋末冬初之東北季風限制了沿海地區之農作栽培。因此要釐討臺灣各地農作安全栽培時序，必須考慮上述各種農業氣象災害發生頻率，評估農業氣象災害發生頻率有兩種方式：㈠根據歷年各地各種農作物實際罹受各種氣象災害次數，計算該地區各種作物之各種農業氣象災害實際發生頻率（actural frequency），㈡根據各地歷年各種農作物之生育臨界氣象條件發生次數，計算該地某種氣象災害之可能發生頻率(potential frequency)，此兩種災害頻率評估方式均具有應用上之意義，氣象災害實際發生頻率可顯示現有農作制度下，栽培農作物罹受異常天氣之影響程度；而根據災害可能發生頻率，則可瞭解農作物發生災害之異常天氣發生機率，藉以估算某地於某時間內栽培農作物罹受災害之冒險程度，郭與楊（1980）曾估算臺灣地區各主要作物歷年逐月之各種氣象災害實際發生頻率，但是由於各地實際栽培作物種類不同，在比較同一作物之某種災害頻率時並不客觀。因此本研究乃根據各地氣候資料，估算可能導致作物發生災害或生育不良之低溫、强風及連續性降雨發生頻率，作爲釐訂農作安全栽培期限之參考。

㈠ 研 究 方 法

(1)根據中央氣象局所屬測站，1961～1980年氣候資料，以旬爲單位，分別計算其可能致害之低溫、風、連續降雨頻率，由於東部山區、中部山區地形複雜，測站較少，缺乏合適之代表性測站，故該兩區之農作安全栽培期限本研究不予釐訂。各農業氣候區代表測站，見圖1。

(2)低溫頻率係以各旬逐日最低氣溫按下列5種等級來分別計算。≤5°C，5.1～10.0°C，10.1～15.0°C，15.1～20.0°C，≥20.1°C。

(3)風速頻率係以各旬之日平均風速按下列4種等級分別計算。≤1.0ms^{-1}，1.1～3.0ms^{-1}，3.1～6.0ms^{-1}，≥6.1ms^{-1}。

(4)降雨頻率係以各旬發生連續降雨3日，每日降雨量≥10mm，3日總降雨量≥60，80，100mm（X_1，X_2，X_3≥10mm，$X_1+X_2+X_3$≥60，80，100mm）。

(5)根據(2)，(3)，(4)項所計算之歷年各旬之各種等級頻率，分別以下列原則來決定其致害界限以釐訂農作安全期限。

①各旬之日絕對最低溫度以≦5°C與5.1～10.0°C之頻率總和達10%爲界限，超過10%即屬非安全期，例如1月上旬≦5°C發生5次，5.1～10.0°C發生21次，合計爲26次，除以歷年各旬總次數200（20年×10日），頻率爲13%，大於10%，非屬於安全期限。

②日平均風速以3.1～6.0ms^{-1}與≧6.1ms^{-1}之頻率總和低於50%爲安全期限。

③各旬連續降雨，則以各旬連續3日降雨（每日雨量≧10mm）總量≧60mm之頻率5.5%爲安全界限。由於各旬10日內可能發生連續降雨之次數爲8次，則各旬20年內可能發生總次數爲20×8＝160（次），如5月上旬發生3日連續降雨18次，則其頻率爲18÷160＝11.3（%），超過安全界限。

㈡ 各農業氣候區農作安全栽培期限

(1)東北區：本區各旬低溫（≦5°C＋5.1～10.0°C）發生頻率自12月下旬至翌年2月下旬期間均超過安全界限（10%），在此期間不適合一般作物播種或移植作業，本區全年各旬日平均風速頻率（3.1～6.0ms^{-1}＋≧6.1ms^{-1}）均未超過安全界限，而各

旬連續性降雨（3日總雨量≧60mm），以9月下旬至10月中旬，以及11月中旬各發生15、16、14及12次爲最高，頻率分別爲9.4%、10%、8.8%及7.5%，超過安全界限，在此期間二期水稻、蔬菜及雜糧作物極易遭受水（雨）害，發生倒伏、腐爛等現象，如同時考慮低溫及連續性降雨兩項限制因素，則本區農作安全栽培期限應自3月上旬至9月上旬，見圖11。

(2)西北區：如以淡水及新竹兩測站作爲本區代表，則淡水測站各旬低溫發生頻率自12月中旬至翌年3月中旬期間均大於安全界限10%，日平均風速頻率則自10月中旬至12月下旬（10月上旬除外）期間均超過安全界限50%，連續性降雨雖以5月下旬、6月上、中旬及10月上旬發生頻率較高，但均未超過安全界限，故如考慮低溫及風速兩因素，則淡水區農作安全栽培期限爲3月下旬至10月上旬，見圖12。新竹測站低溫頻率爲12月中旬至翌年3月上旬期間均超過安全界限，日平均風速則自10月中旬至12月下旬期間（12月上旬除外），均超過安全界限，而連續性降雨則以6月上、中旬發生11次，頻率爲5.5%，達安全界限，因此新竹地區之農作安全栽培期限係自3月中旬至10月上旬，惟一期水稻、蔬菜及雜糧作物應注意預防6月上、中旬梅雨所帶來之連續性降雨，見圖13。由上述可知本區北端（淡水）受低溫影響，農作安全栽培期限較南端（新竹）少了一旬，但南端農作遭受梅雨之水（雨）害機率較高。

(3)中彰區：本區內陸地區（臺中測站）冬季低溫頻率自12月上旬至翌年3月上旬期間均超過10%，由於本區東側有雪高山，北側有火炎山，西南側有大肚臺地之屏障之影響，各旬之日平均風速頻率均未超過安全界限，而連續降雨頻率以6月上、中旬最高，達12.5%（分別發生19、20次），超過安全界限。故本區內陸地區之農作安全期應自3月中旬至11月下旬，但是一期水稻及蔬菜之栽培期應適宜調整，避免於6月上、中旬成熟，以免罹受水（雨）害，見圖14。本區沿海地區冬季各旬低溫頻率與內陸地區相同，自12月上旬至翌年3月上旬期間超過10%，各旬發生連續性降雨之機會甚少，但是歷年各旬日平均風速頻率則均超過50%，表示沿海地區全年均有罹受風害之慮，如無適當之防風設施，則本區沿海地區不適農作栽培，尤以冬季爲最，見圖15。

(4)雲嘉區：本區內陸地區各旬低溫頻率自12月中旬至翌年3月上旬期間均超過10%，由於本區農地開濶平坦，冬季東北季風甚强，日平均風速頻率則自12月下旬至翌年2月下旬期間均超過50%，在此期間不適合高莖作物栽培，各旬連續降雨頻率以6月上、中旬最高，達13.5%及11.4%（12年內各發生13、11次），因此一期水稻及蔬菜等極易罹受水（雨）害，如同時考慮溫度及風速兩項限制因素，則本區內陸地區農作安全栽培期限係自3月中旬至12月上旬，見圖16。但是一期水稻及春季作物應調整種植期，避免於6月上、中旬成熟，以免遭遇連續性降雨而受害。本區沿海地區風勢甚强與中彰區相似，如無防風設施，全年均不適宜栽培作物。

(5)西南區：如以臺南及高雄兩測站作代表，則本區各旬歷年之日平均風速頻率均在安全程度以內，而高雄地區各旬低溫頻率均在安全界限以內，此表示高雄地區農作栽培並不受低溫之限制，見圖17。但臺南地區各旬之低溫頻率則自12月下旬至翌年2月中旬均超過安全界限，見圖18。該兩站各旬連續性降雨頻率均以6月上旬之11.3%(發生18次)爲最高，其次爲6月中旬，頻率爲8.1%，均超過安全界限。由於本區內陸地區農作栽培不受季風限制，而溫度亦僅臺南地區有兩個月之低溫期限，故農作安全栽培期間很長，惟6月上、中旬之連續性降雨發生機率很高，故一期水稻、蔬菜及春作雜糧作物均應調整種植期，避免於成熟期罹受水(雨)害。

(6)南部區：本區各旬歷年最低氣溫均在10°C以上，故全年農作栽培無低溫限制，但冬季季風甚强，尤其恒春地區自10月上旬至翌年3月下旬日平均風速頻率均超過50%，本區夏季颱風頻繁，颱風侵襲前後常造成連續降雨，尤其在7月下旬、8月上旬及下旬，其頻率均在9～11%之間，見圖19。因此如僅考慮風速則本區農作安全栽培期限係自4月上旬至9月下旬期間，但是偶發性之颱風對本區所造成之連續性降雨致害頻率很高，亦需加以考慮。由上述可知本區農作栽培雖無低溫限制，但是冬季季風以及夏季颱風之連續性降雨（風速不包括）均使作物栽培受到影響，故其農作安全期限較西南區及雲嘉區爲短。

(7)東岸區：本區雖然地形狹長，所跨緯度較多，北端花蓮地區之各旬溫度低於南端臺東地區，但

表 1　台灣歷年（民國55～72年）罹受各類農業氣象災害損失（新台幣仟元）

Table1 The financial loss caused by various meteorological diasters of Taiwan during 1966～1973. (N.T.$1,000)

年別＼災害別	風害	雨害	旱害	寒（霜）害
55	474,546	315,273		
56	887,301	58,238	6,552	
57	549,200	434,742	3,904	98,014
58	3,502,746	137,717	23,303	
59	396,056	45,751	143,439	354,352
60	1,412,818	41,619	420,914	21,930
61	232,928	753,198	180	17,147
62	670,158	19,701		
63	419,949	962,001	102	4,334
64	3,759,438	1,083,980		
65	280,744	672,760	32,521	
66	1,770,935	469,826	112,858	
67	225,459	32,848		
68	149,268	43,489	66,608	
69	794,884	12,987	170,699	
70	2,468,436	272,065		
71	3,312,942	408,369		
72	61,536	3,831,243	3,372	323,049
總計	21,369,344	9,595,807	984,452	818,826

資料來源：農業年報

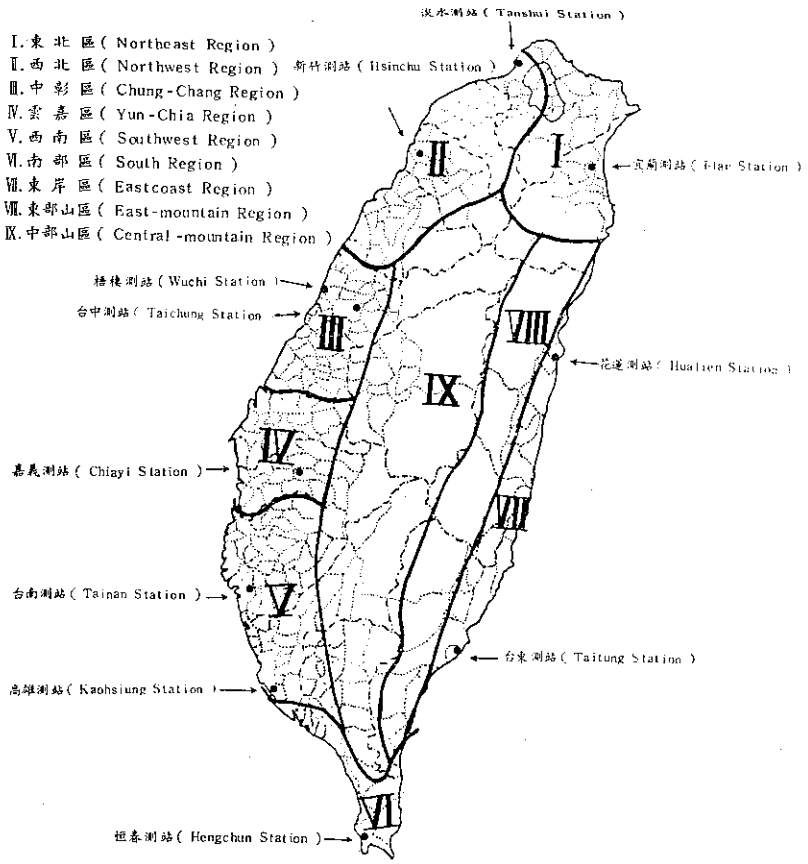


圖1　台灣之農業氣候分區（郭與楊，1980）

Fig.1 The agroclimatic divisions of Taiwan (Kuo & Young, 1980)

圖 2　東北區現行主要作物栽培時序

Fig.2　The current crop schedule in Northeast region.

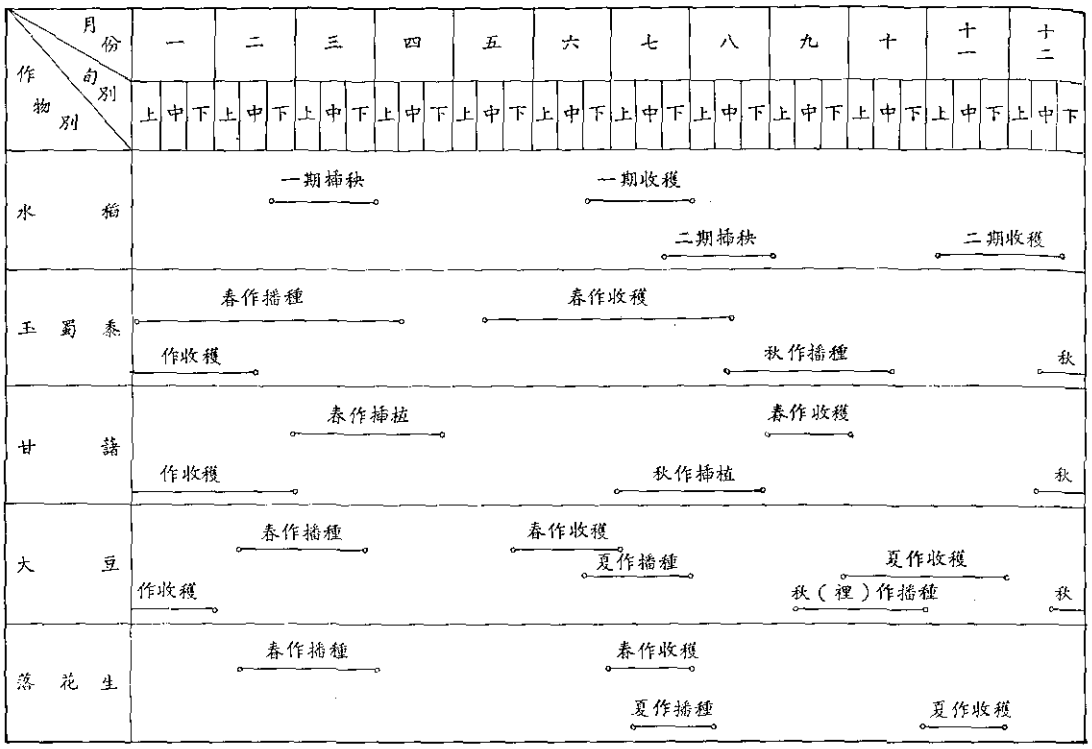


圖 3　西北區現行主要作物栽培時序

Fig.3　The current crop schedule in Northwest region.

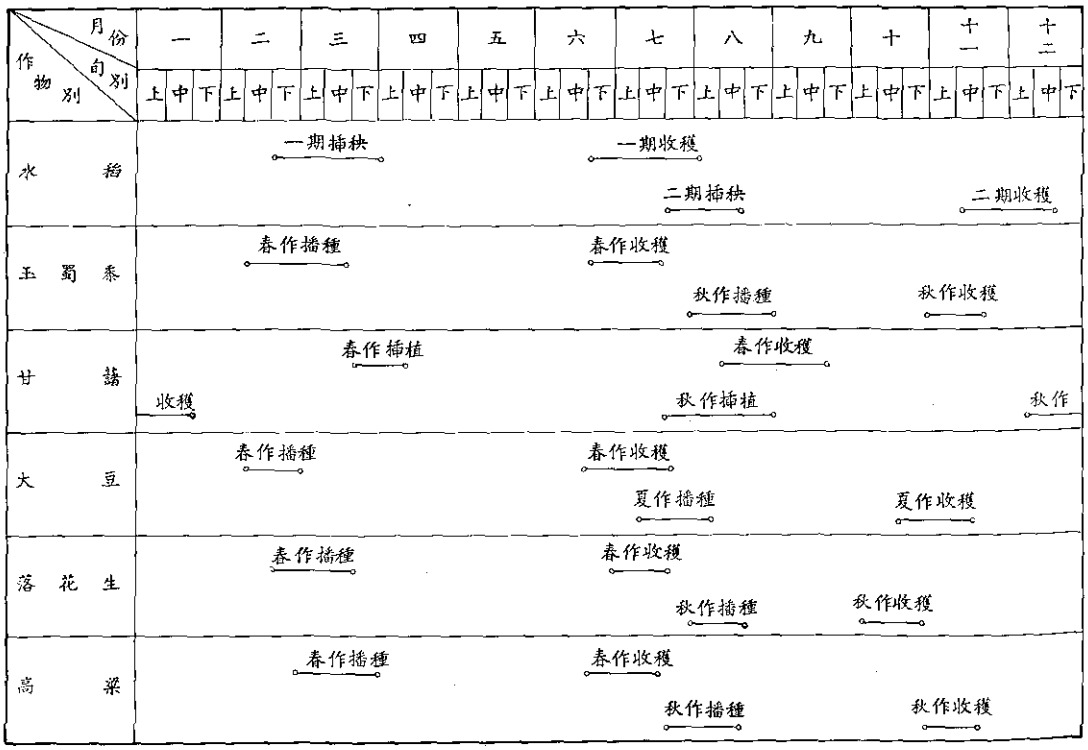


圖 4　中彰區現行主要作物栽培時序

Fig. 4　The current crop schedule in Chung-Chang region.

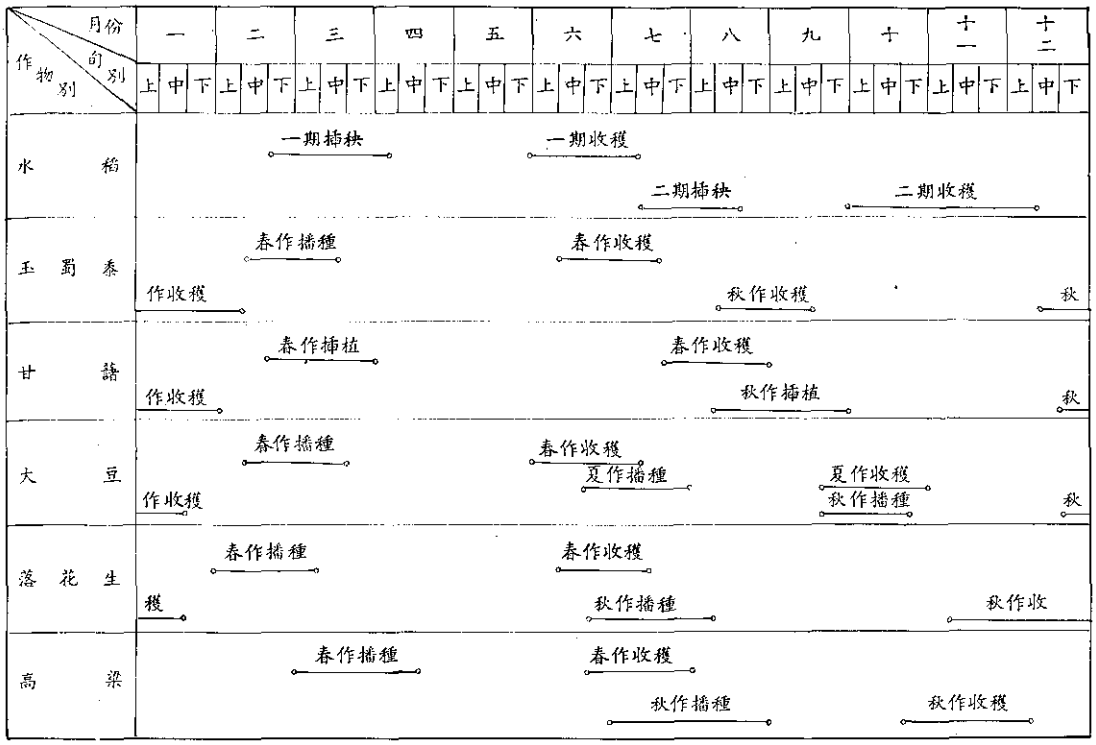


圖 5　雲嘉區現行主要作物栽培時序

Fig. 5　The current crop schedule in Yun-Chia region.

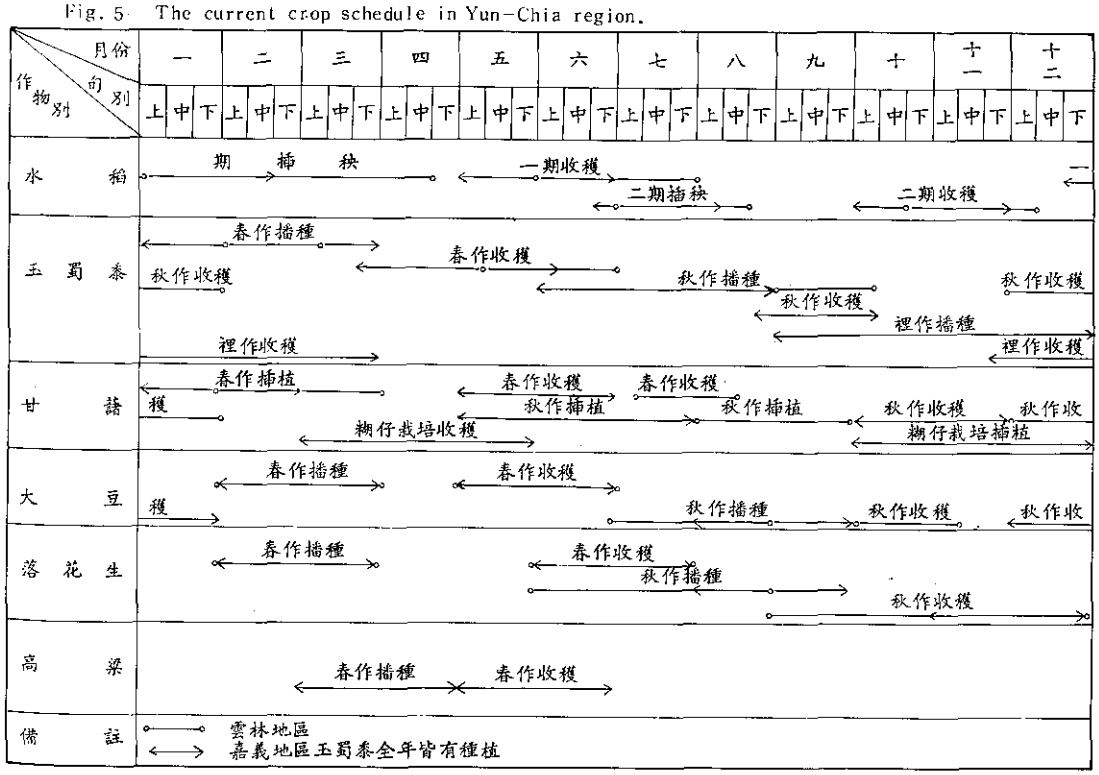


圖 6　西南區現行主要作物栽培時序

Fig. 6　The current crop schedule in Southwest region.

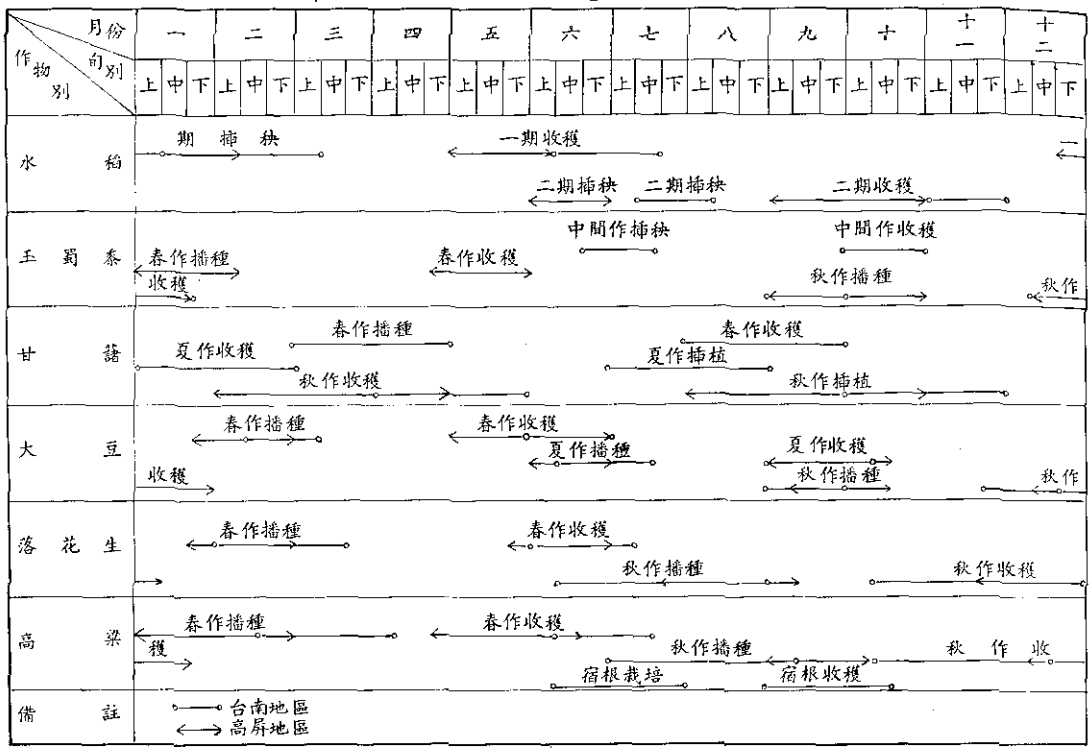


圖 7　南部區現行主要作物栽培時序

Fig. 7　The current crop schedule in South region.

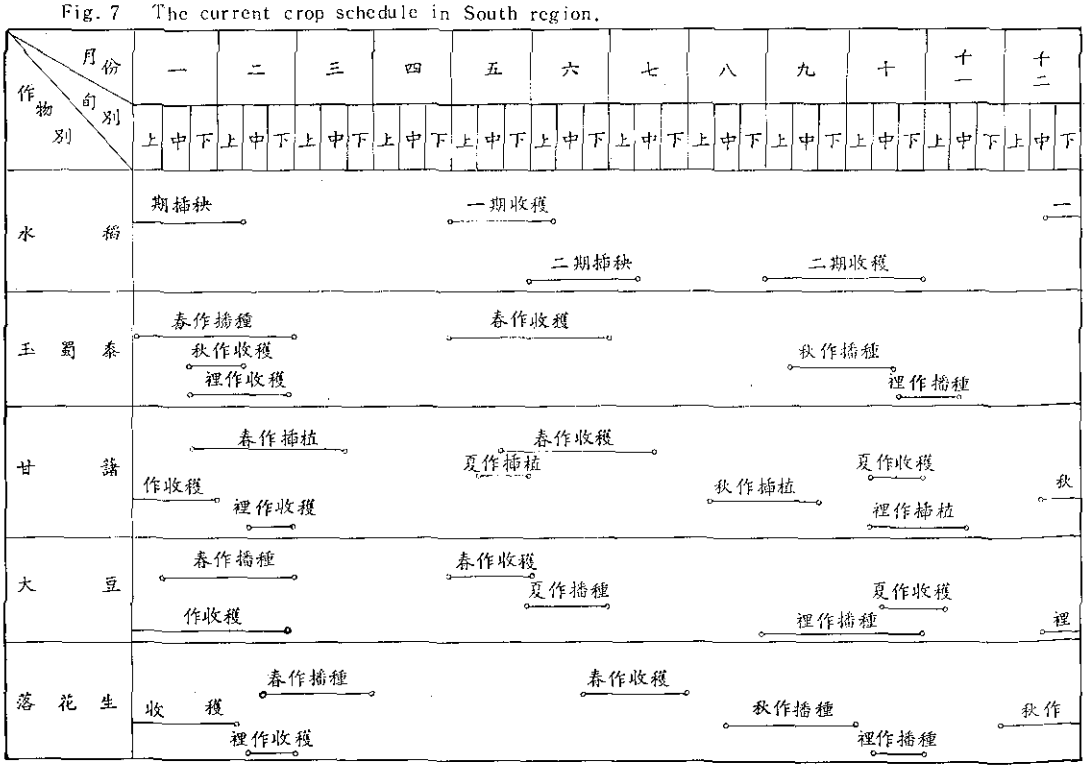


圖 8　東岸區現行主要作物栽培時序

Fig. 8　The current crop schedule in Eastcoast region.

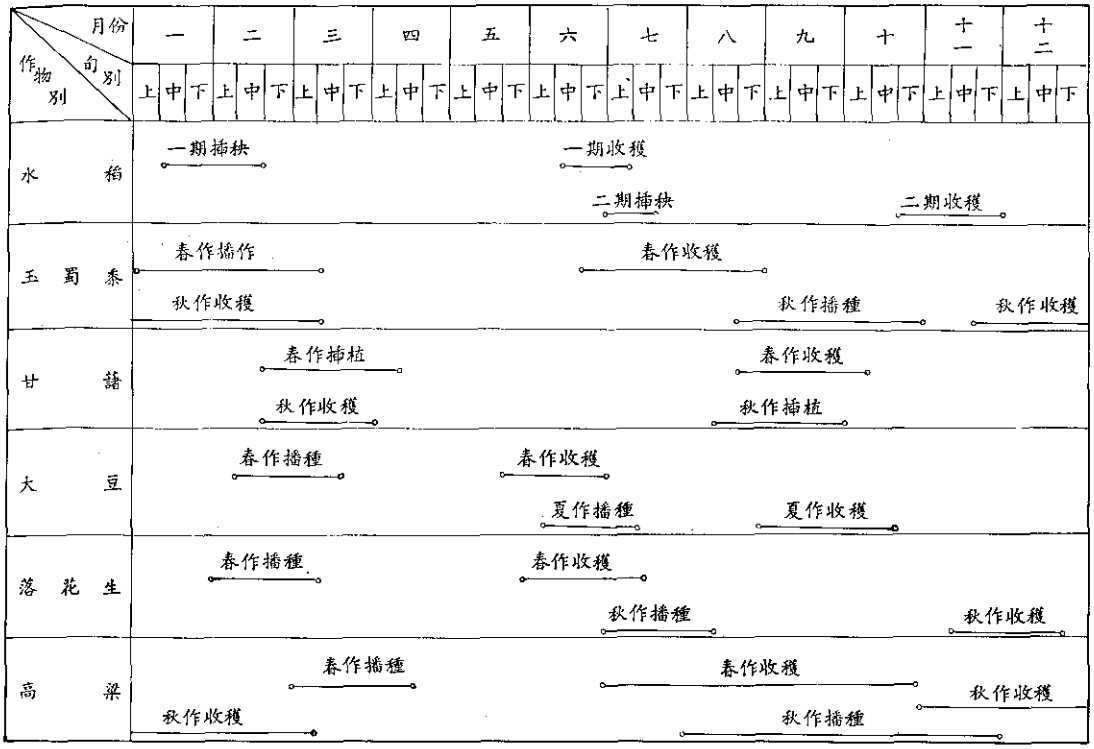


圖 9　東部山區現行主要作物栽培時序

Fig. 9　The current crop schedule in East-mountain region.

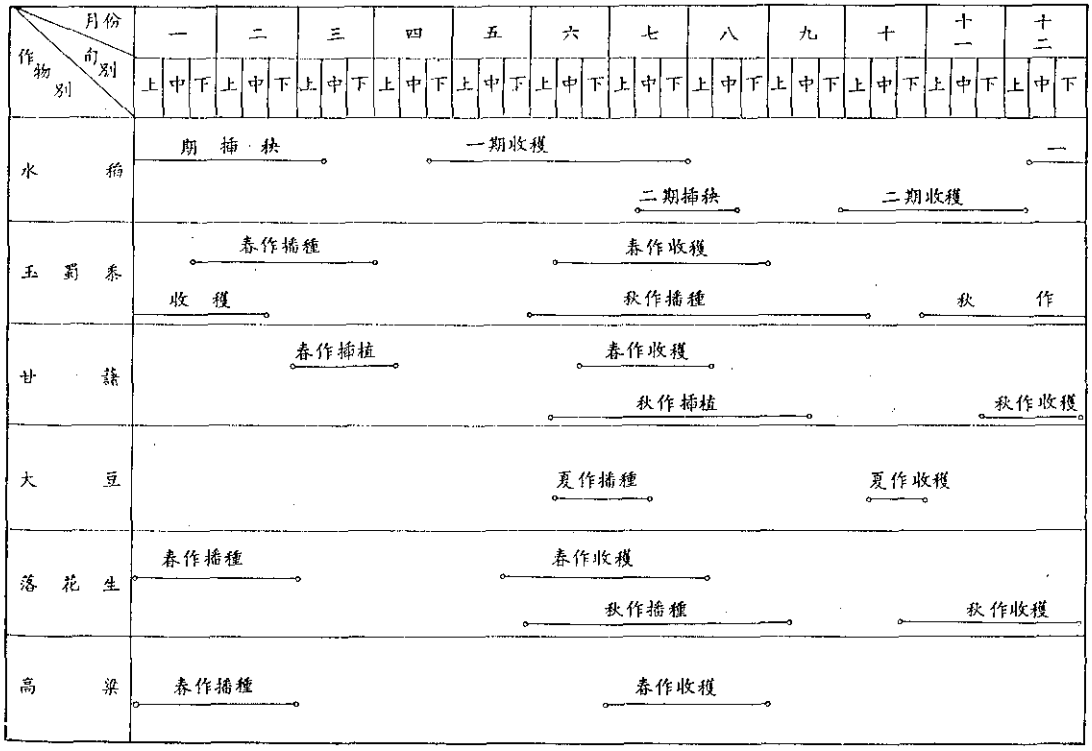


圖 10　中部山區現行主要作物栽培時序

Fig. 10　The current crop schedule in Central-mountain region.

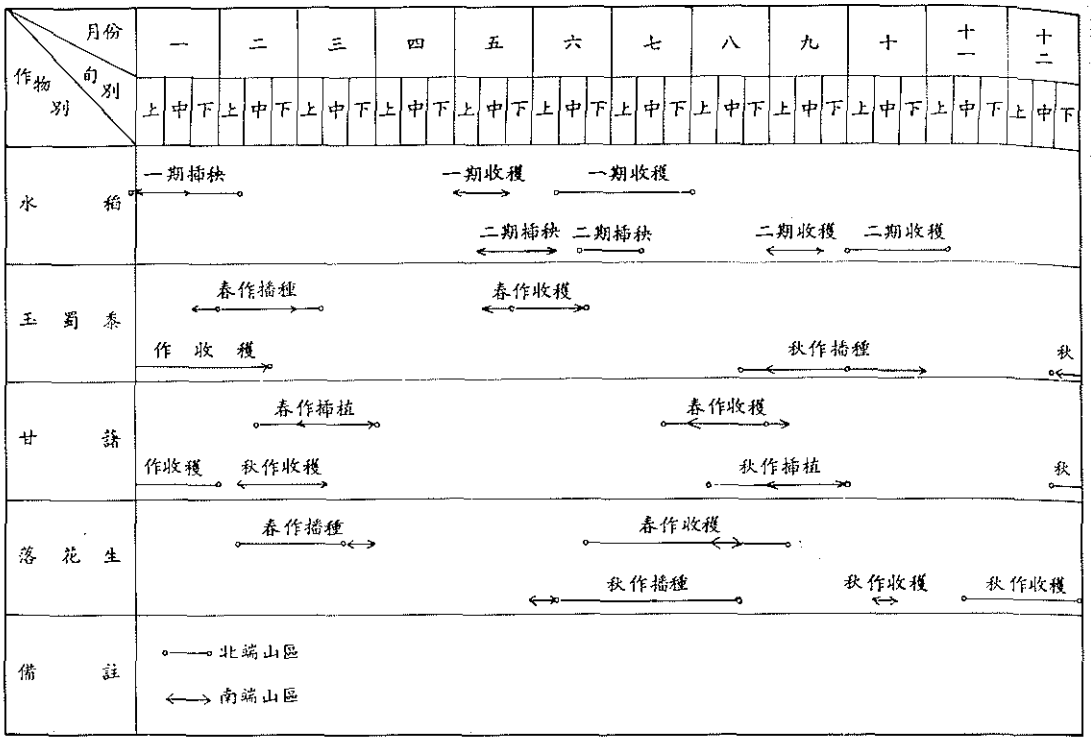


圖 11　東北區之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig. 11　The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Northeast region.

安全期

危險期

原係安全期，因受紅色部份影響，成為非安全期。

項目	月份	一 上	一 中	一 下	二 上	二 中	二 下	三 上	三 中	三 下	四 上	四 中	四 下	五 上	五 中	五 下	六 上	六 中	六 下	七 上	七 中	七 下	八 上	八 中	八 下	九 上	九 中	九 下	十 上	十 中	十 下	十一 上	十一 中	十一 下	十二 上	十二 中	十二 下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	0	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	5.1～10.0	33	34	34	40	24	21	16	8	5	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7	17	33
	10.0～15.0	134	125	127	115	110	90	85	86	86	44	17	12	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	8	20	81	75	87	103
	15.1～20.0	33	40	65	44	66	53	98	102	115	125	113	99	60	53	36	26	4	0	0	0	0	0	0	0	0	9	17	48	70	127	142	145	115	114	95	84
	≥ 20.1	0	0	0	1	0	1	1	4	14	27	70	89	137	147	184	174	196	200	200	200	220	200	200	220	200	191	183	152	130	81	50	35	3	4	1	0
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	50	42	53	43	41	37	52	59	58	54	60	61	66	80	94	89	92	58	47	22	34	29	27	39	29	34	35	44	43	39	42	40	37	50	48	48
	1.1～3.0	141	153	154	150	152	119	142	133	152	140	139	135	133	117	120	110	105	137	143	161	159	143	156	165	150	150	146	137	134	175	153	156	161	149	140	165
	3.1～6.0	9	5	13	7	7	9	6	8	10	6	1	4	1	3	6	1	3	5	9	15	22	22	17	14	20	12	13	15	17	6	5	3	2	1	3	7
	≥ 6.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	5	4	0	2	1	4	6	4	6	0	0	1	0	0	0	0
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
降雨（mm）	X ≥ 60	3	3	2	7	1	0	0	3	3	0	0	0	0	0	3	5	3	1	1	2	7	3	1	1	3	7	15	16	14	3	10	12	7	0	6	5
	X ≥ 80	2	3	1	5	1	0	0	1	2	0	0	0	0	0	3	3	1	1	1	2	6	2	1	1	3	6	12	15	12	2	8	12	4	0	4	5
	X ≥ 100	2	3	0	5	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	3	3	0	1	0	2	6	2	1	1	3	6	10	13	11	1	6	10	4	0	1	4
安全期限																																					

圖12　西北區（北端）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig. 12 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Northwest (north part) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	3	4	6	3	3	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
	5.1～10.0	62	66	53	66	42	32	33	21	16	11	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	8	15	33	50
	10.0～15.0	110	103	120	104	117	102	101	102	108	54	30	12	7	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	13	13	39	72	82	74	97
	15.1～20.0	25	27	41	27	38	31	61	73	90	112	114	94	58	45	42	25	9	1	0	0	0	0	0	1	2	8	17	48	79	115	117	117	107	101	91	70
	≥ 20.1	0	0	0	0	0	0	2	4	6	23	56	93	135	154	178	175	191	199	200	200	220	200	200	219	198	192	183	151	120	92	69	43	13	2	2	2
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	7	8	11	7	4	0	6	2	6	3	6	7	8	6	4	6	8	4	2	3	3	1	2	3	5	7	3	3	4	2	1	7	2	1	6	2
	1.1～3.0	92	100	96	85	90	71	92	103	116	114	128	136	143	139	155	140	146	148	146	113	133	103	121	148	125	103	100	100	85	100	72	73	62	93	85	106
	3.1～6.0	95	85	107	104	103	93	95	90	92	80	59	52	46	49	59	52	44	41	48	70	65	71	63	51	54	77	86	80	96	105	111	109	122	100	95	105
	≥ 6.1	6	7	6	4	3	1	7	5	6	3	7	5	3	6	2	2	2	7	4	14	19	25	14	18	16	13	11	17	15	13	16	11	14	6	14	6
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
降雨（mm）	X ≥ 60	5	1	5	9	1	4	4	0	3	2	1	0	0	2	6	9	8	1	2	1	2	3	3	0	1	5	5	9	7	1	1	3	1	0	1	0
	X ≥ 80	3	1	3	4	0	2	1	0	1	2	1	0	0	1	5	9	6	1	2	1	2	3	3	0	1	5	5	9	7	1	1	3	0	0	1	0
	X ≥ 100	2	1	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	4	8	5	1	2	1	2	3	3	0	1	5	4	9	7	0	1	1	0	0	0	0
安全期限																																					

圖13　西北區（南端）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig. 13 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Northwest (south part) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	2	5	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2
	5.1～10.0	51	68	47	60	42	31	25	13	8	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2	2	12	25	50
	10.0～15.0	124	106	128	113	126	107	115	107	115	49	21	9	6	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	12	27	80	89	83	104
	15.1～20.0	23	21	33	25	32	24	37	74	88	120	123	102	57	35	37	18	6	2	0	0	0	0	0	1	0	11	18	38	73	125	136	133	115	96	89	64
	≥ 20.1	0	0	0	0	0	3	3	6	9	23	56	89	137	164	183	181	194	198	200	200	220	200	200	219	200	189	182	162	127	79	52	38	3	3	2	0
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	23	25	32	24	19	17	29	28	17	39	45	41	35	26	35	29	18	28	11	18	34	32	34	48	37	34	17	26	26	25	25	26	18	24	23	25
	1.1～3.0	88	92	100	80	107	63	100	110	136	112	115	128	136	130	142	119	118	118	125	137	141	129	125	134	128	115	115	87	73	91	73	67	63	90	78	94
	3.1～6.0	78	78	86	86	65	74	69	55	63	45	37	31	29	40	39	49	53	42	55	35	34	29	36	34	31	44	56	69	84	91	85	92	87	80	89	95
	≥ 6.1	11	5	2	10	9	11	2	7	4	4	3	0	0	4	4	3	11	12	9	10	11	10	5	4	4	7	12	18	17	13	17	15	32	6	10	6
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	1	2	0	1	3	2	6	1	0	0	2	3	1	11	11	2	2	1	2	0	4	2	1	1	2	3	1	0	0	0	0	2	0	0
	X ≥ 80	0	0	0	2	0	0	1	0	5	1	0	0	2	2	1	11	10	2	2	1	0	0	4	2	1	1	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 100	0	0	0	1	0	0	0	0	4	1	0	0	2	2	1	9	8	2	2	1	0	0	4	2	1	1	2	2	1	0	0	0	0	0	0	0
安全期限																																					

圖 14　中彰區（內陸）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.14　The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Chung-Chang (inland) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二			
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下		
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	9	12	13	2	1	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	4
	5.1～10.0	46	73	53	70	45	20	21	6	3	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6	21	35	56	58
	10.0～15.0	133	104	124	105	114	105	95	95	85	41	13	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	28	14	37	106	102	101	106	106
	15.1～20.0	12	11	30	23	39	36	77	90	117	117	114	68	37	16	18	6	0	0	0	0	0	0	0	1	0	9	15	40	78	111	137	130	86	75	63	52	52
	≥ 20.1	0	0	0	0	1	3	3	9	15	38	73	125	163	184	202	194	200	200	200	200	220	200	200	219	200	191	185	160	121	81	49	31	2	2	1	0	0
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	39	32	46	37	27	22	32	21	36	31	40	31	32	23	51	45	35	22	18	20	28	17	27	33	29	33	19	28	20	41	38	31	34	40	49	41	
	1.1～3.0	113	129	125	127	137	100	131	158	160	156	148	161	164	171	167	154	161	176	179	175	186	177	164	185	165	151	164	143	147	151	139	128	121	121	108	133	
	3.1～6.0	48	38	49	36	36	43	37	21	24	13	12	8	4	6	2	1	4	2	3	4	6	6	8	2	4	13	16	26	30	28	23	41	45	39	43	46	
	≥ 6.1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	2	3	1	3	3	0	0	0	0	0	0	0	
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	0	0	0	0	0	0	6	1	0	0	1	2	5	20	19	3	3	1	5	14	6	7	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 80	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	1	2	5	19	19	3	3	1	3	9	6	7	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 100	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	2	4	17	17	3	3	1	3	6	6	7	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
安全期限																																						

圖 15　中彰區（沿海）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.15　The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Chung-Chand(coastland) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二			
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下		
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	5.1～10.0	7	21	13	10	12	6	5	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	3	2	7	7
	10.0～15.0	51	43	41	52	44	37	36	15	15	15	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	3	14	31	45	38	42	12
	15.1～20.0	12	6	22	8	14	10	28	49	50	36	35	24	9	25	5	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	15	22	35	54	49	42	32	32	28	28
	≥ 20.1	0	0	0	0	0	4	1	4	11	19	29	46	61	45	72	68	69	70	70	70	77	70	70	77	70	70	68	55	48	36	23	14	6	0	0	0	
	Total	70	70	77	70	70	57	70	70	77	70	70	70	70	70	77	70	70	70	70	70	77	70	70	77	70	70	70	70	70	77	80	80	80	80	72	77	
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	0	1	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	1	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	
	1.1～3.0	6	6	11	8	11	11	15	15	14	16	25	27	35	26	34	22	25	24	37	40	29	36	31	41	35	28	19	29	11	22	14	7	8	9	8	11	
	3.1～6.0	25	20	28	18	20	18	28	36	32	39	32	33	27	28	34	36	43	40	26	26	42	31	30	30	30	24	19	8	20	20	27	23	18	22	23	21	
	≥ 6.1	39	43	38	44	38	27	27	18	31	15	13	9	7	15	8	10	2	6	7	4	6	3	9	5	5	17	31	31	39	35	39	50	54	49	41	45	45
	Total	70	70	77	70	70	57	70	70	77	70	70	70	70	70	77	70	70	70	70	70	77	70	70	77	70	70	70	70	70	77	80	80	80	80	72	77	77
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	1	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
安全期限																																						

圖16　雲嘉區之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.16 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Yun-Chia region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	9	2	1	1	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	6
	5.1～10.0	25	35	24	35	15	15	11	3	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	12	10	27	27
	10.0～15.0	78	77	82	66	68	49	50	56	48	35	9	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	12	43	74	69	72	78
	15.1～20.0	8	6	25	18	34	34	55	60	76	61	73	55	18	13	4	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	6	33	55	82	93	72	43	47	31	32
	≥ 20.1	0	0	0	0	1	1	1	1	8	21	38	62	100	107	128	119	120	120	120	120	132	120	120	131	130	129	124	97	75	41	25	14	1	3	0	0
	Total	120	120	132	120	120	99	120	120	132	120	120	120	120	120	132	120	120	120	120	120	132	120	120	132	130	130	130	130	130	143	130	130	130	130	130	143
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	2	0	1	1	3	1	0	0	0	1	0	0	3	1	0	5	1	0	1	6	5	1	0	1	2	0
	1.1～3.0	46	53	54	42	55	40	62	65	80	73	93	93	100	90	103	89	77	65	68	68	81	79	78	104	116	112	107	106	103	113	97	76	76	87	69	78
	3.1～6.0	72	61	71	72	62	56	55	50	52	44	25	26	19	29	26	28	43	53	51	44	44	34	33	23	13	8	17	21	23	23	28	49	49	41	55	58
	≥ 6.1	2	6	7	6	3	3	2	5	0	1	0	1	0	0	0	2	0	2	1	7	7	7	6	4	1	5	5	3	3	1	0	4	5	1	4	7
	Total	120	120	132	120	120	99	120	120	132	120	120	120	120	120	132	120	120	120	120	120	132	120	120	132	130	130	130	130	130	143	130	130	130	130	130	143
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	3	13	11	3	3	2	3	8	4	6	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	3	8	10	3	3	2	3	5	4	5	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	6	9	3	3	2	3	5	3	5	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
安全期限																																					

圖17　西南區（高雄）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.17 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Southwest (Kaohsiung) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
	5.1～10.0	7	13	5	12	6	7	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	7
	10.0～15.0	106	113	106	102	69	46	38	23	10	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	5	24	38	54	82
	15.1～20.0	86	70	101	77	112	91	121	125	135	71	34	20	6	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6	36	39	88	123	141	126	123
	≥ 20.1	1	4	8	9	13	21	38	52	75	119	166	180	194	198	220	198	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	198	194	182	161	107	47	21	17	7
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	3	8	5	4	8	8	7	10	11	8	14	9	18	13	14	4	9	7	0	2	6	3	6	2	3	5	6	14	17	12	21	9	18	12	6	9
	1.1～3.0	107	102	131	131	119	102	129	127	145	137	143	147	122	133	151	136	117	114	122	128	129	130	133	160	132	150	159	155	157	180	156	141	117	130	135	140
	3.1～6.0	82	86	76	62	73	52	64	63	63	52	43	42	60	54	50	60	65	71	64	49	64	53	48	43	59	33	28	23	24	28	21	48	65	57	57	66
	≥ 6.1	8	4	8	3	0	3	0	0	1	3	0	2	0	0	5	0	9	8	14	21	21	14	13	15	6	12	7	8	2	0	2	2	0	1	2	5
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	5	18	14	9	6	5	9	9	5	7	2	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 80	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	4	14	13	8	6	5	9	8	5	7	2	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 100	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	3	12	12	8	6	5	9	7	5	6	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
安全期限																																					

圖18　西南區（台南）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.18 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Southwest (Tainan) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二			
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
	5.1～10.0	32	52	39	35	24	13	10	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	18	30	30
	10.0～15.0	130	109	117	119	100	79	77	68	43	24	5	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	3	18	61	72	81	100	100
	15.1～20.0	37	36	63	42	74	60	100	107	138	94	66	44	16	7	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	6	11	25	91	103	114	126	114	97	89	89
	≥ 20.1	0	1	1	3	3	13	13	24	38	81	129	154	184	193	217	198	200	200	200	200	220	200	200	220	200	199	194	189	175	125	94	68	12	10	4	0	0
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	4	5	4	1	0	0	1	1	3	0	0	0	4	1	3	1	1	0	2	2	4	1	3	8	5	5	8	2	6	6	10	5	9	7	2	2	
	1.1～3.0	104	113	124	118	110	88	130	137	148	154	175	179	181	176	199	183	178	181	175	169	183	177	175	196	182	175	174	172	162	190	164	138	123	137	128	137	
	3.1～6.0	90	80	90	81	89	76	66	62	69	46	25	21	15	23	17	16	21	17	23	26	30	20	20	14	11	16	14	21	29	23	26	54	60	56	68	79	
	≥ 6.1	2	2	2	0	1	1	3	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	3	3	2	2	2	2	4	4	5	3	1	0	3	3	0	2	2	
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	8	18	13	8	10	5	6	10	2	4	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 80	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	8	15	12	7	10	5	6	10	2	4	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	8	11	8	7	10	5	6	9	2	4	3	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
安全期限																																						

圖19　南部區之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.19 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in South region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二			
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	5.1～10.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	10.0～15.0	0	2	4	1	2	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	15.1～20.0	88	102	75	88	52	41	32	20	16	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	11	23	41	63	
	≥ 20.1	112	96	141	111	146	123	166	180	204	189	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	219	200	197	189	177	159	157	
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	10	11	6	7	8	0	7	10	9	4	2	5	13	8	10	12	14	19	9	11	21	11	19	36	27	19	19	13	7	8	2	3	4	5	6	10	
	1.1～3.0	49	50	71	64	63	48	87	93	98	97	111	136	136	136	141	136	133	119	119	111	128	166	111	122	120	100	82	70	42	48	39	52	20	46	43	59	
	3.1～6.0	79	82	100	87	83	76	71	62	78	77	72	53	45	46	61	48	50	60	70	67	55	66	62	48	41	65	81	72	83	90	92	77	70	89	60	78	
	≥ 6.1	62	57	43	42	46	41	35	35	35	22	15	6	6	10	8	4	3	2	2	11	16	7	8	14	12	16	18	45	68	74	67	68	106	69	85	73	
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	220
降雨（mm）	X ≥ 60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	8	6	10	7	5	5	16	15	5	18	9	3	6	3	1	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	5	9	9	4	5	14	12	4	14	9	3	6	3	1	0	0	0	0	0	0	0	
	X ≥ 100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	4	7	4	2	5	14	11	3	9	9	2	4	3	1	0	0	0	0	0	0	0	
安全期限																																						

圖20　東岸區（北端）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全栽培期限

Fig.20 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Eastcoast (north part) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	5.1～10.0	7	9	7	10	5	6	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	6
	10.0～15.0	107	129	105	115	85	73	67	53	40	20	9	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	2	7	20	48	60	90
	15.1～20.0	86	62	108	74	110	83	120	137	157	138	97	73	45	26	15	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	6	19	37	91	113	120	171	145	135	118
	≥ 20.1	0	0	0	1	0	3	9	10	23	42	94	126	155	174	205	179	200	200	200	200	220	200	200	220	200	194	194	181	163	125	85	73	9	7	3	6
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	2	2	1	1	0	2	4	1	2	0	1	0	3	3	5	3	3	3	3	1	5	2	3	0	0	0	5	1	0	3	1	1	1	1	4	1
	1.1～3.0	120	135	147	136	127	101	131	140	149	137	149	162	159	176	189	181	183	160	173	170	178	179	175	209	168	163	139	136	134	143	125	116	100	118	116	143
	3.1～6.0	70	52	67	56	69	59	60	55	66	57	48	38	38	20	24	16	14	37	24	27	33	17	21	11	28	35	53	58	56	68	69	68	85	75	69	61
	≥ 6.1	8	11	5	7	4	3	5	4	3	6	2	0	0	1	2	0	0	0	0	2	4	2	1	0	4	2	3	5	10	6	5	15	14	6	11	15
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
降雨（mm）	X ≥ 60	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4	5	3	2	3	4	9	2	0	2	3	6	8	6	14	1	1	2	0	0	0	0
	X ≥ 80	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	3	2	3	4	9	2	0	2	3	6	8	6	14	1	0	2	0	0	0	0
	X ≥ 100	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	2	2	3	4	9	2	0	2	3	6	8	6	11	1	0	2	0	0	0	0
安全期限																																					

圖21　東岸區（南端）之各種致害氣象因素發生頻率及農作安全之栽培期限

Fig.21 The frequency of various hazardous meteorological elements and the safety cultivation period in Eastcoast (south part) region.

項目	月份	一			二			三			四			五			六			七			八			九			十			十一			十二		
	旬別	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下	上	中	下
日絕對最低氣溫（℃）	≤ 5.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	5.1～10.0	1	1	0	1	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	10.0～15.0	69	93	73	83	50	40	37	18	16	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	9	19	34	56
	15.1～20.0	129	104	141	101	134	101	119	141	137	93	59	31	19	7	4	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	9	62	56	81	154	152	146	145
	≥ 20.1	1	2	6	15	15	22	43	41	67	95	141	169	181	193	216	193	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	198	197	191	158	144	117	37	29	20	17
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
日平均風速（m/s）	≤ 1.0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	1	1	1	0	1	5	3	5	2	2	4	4	2	3	1	4	0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	0
	1.1～3.0	100	101	123	122	120	96	131	133	151	142	146	159	169	172	176	168	177	171	172	157	188	161	181	186	160	159	138	116	91	109	94	91	84	110	98	113
	3.1～6.0	99	96	96	78	78	69	68	65	69	56	53	40	31	27	35	28	18	27	24	34	20	30	14	27	35	37	56	75	104	110	105	106	111	88	101	106
	≥ 6.1	1	3	0	0	0	0	1	2	0	1	0	0	0	0	4	1	0	0	2	5	8	7	2	6	1	4	5	7	5	0	1	3	5	2	1	1
	Total	200	200	220	200	200	165	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	220	200	200	200	200	200	220	200	200	200	200	200	220
降雨（mm）	X ≥ 60	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	4	3	5	2	3	7	14	8	2	8	6	3	9	6	6	1	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 80	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	5	2	3	7	12	7	1	8	6	3	7	6	6	0	0	0	0	0	0	0
	X ≥ 100	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	4	2	3	7	12	7	1	8	5	3	7	6	6	0	0	0	0	0	0	0
安全期限																																					

是兩地各旬之低溫頻率均未超過安全界限，故本區農作栽培受低溫之影響甚少，而花蓮地區各旬日平均風速頻率除11月下旬達49.5%以外，其餘各旬均未超過安全界限，連續性降雨則僅10月中旬發生14次，頻率爲8.8%，超過安全界限，見圖20。而臺東地區自10月中旬至1月上旬期間（12月上旬除外），各旬日平均風速頻率均超過50%，連續性降雨以7月下旬發生14次爲最高，頻率達8.8%，見圖21。因此本區如分花蓮及臺東兩地區來討論，則花蓮地區之農作安全栽培期限爲12月上旬至翌年11月中旬，但是二期水稻、秋作雜糧作物及蔬菜之栽培應調整其種植期，以避免10月中旬之颱風及東北季風造成之連續性降雨帶來之災害。臺東地區之農作安全栽培期限係自1月中旬至10月上旬，惟二期水稻、秋作雜糧作物等亦需慎防7月下旬之颱風帶來連續性降雨造成之災害。

四、討　　論

由於臺灣農作物歷年罹受寒（霜）害、風害、水（雨）害之頻率很高，同時此等災害亦有地域性及季節性，因此本研究係以各旬之(1)每日絕對最低溫度(2)日平均風速(3)連續降雨三項氣候因素之致害頻率，來釐訂各地之農作安全栽培期限。由於各種農作物均有生育之臨界氣候條件，當氣候環境超過作物之臨界氣候條件時，不僅會使作物生育不良，亦可導致災害損失。

一般熱帶作物如水稻等在氣溫低於10°C時，即會罹受冷害（chilling injury），低於5°C受害益形嚴重（Levitt, 1980）（楊與朱，1982），如果在該期間內低於10°C之發生頻率愈高，則表示該期間栽培作物受害之機率愈大，本研究以≦10°C之頻率達10%爲安全界限，即該期間（旬）內≦10°C發生頻率超過10%時爲危險期，不適合一般熱帶作物之種植。楊（1979）利用年溫變化曲線以平均溫度17°C標訂臺灣地區一期水稻安全插秧期限，該研究所標訂各地之安全期間之各旬≦10°C發生頻率均少於10%。

本研究採用日平均風速做爲釐訂農作安全栽培期限之風速限制項目，主要原因係由於導致臺灣風害之強風有冬季之東北季風及夏季之偶發性颱風兩種。後者對於栽培作物致害程度雖然很大，但是其可能發生時期長達4～5個月，同時各個颱風之影響時間並無持續性，如果在氣候上以颱風發生頻率或瞬間最大風速發生頻率來釐訂農作安全栽培期限，並不適用。因此本研究採用各旬之日平均風速頻率分析，可明顯地表示出冬季東北季風之影響期間，由圖11至圖21亦可看出東北季風愈强的時期，其3.1～6.0ms^{-1}及≧6.1ms^{-1}之頻率亦愈高。本研究以日平均風速3.1～6.0ms^{-1}與≧6.1ms^{-1}頻率之和達50%爲安全界限，係爲經驗性之設定值，可能對高莖作物較爲適合，但對低莖作物則該值可能略高。

短暫性之陣雨通常對作物生育甚有裨益，但是連續性降雨則容易使農田積水，使土壤通氣不良，同時亦常導致植株倒伏而發生腐爛，尤其對成熟期之作物造成之災害損失愈大。事實上臺灣歷年農作物發生之水（雨）害均由連續性降雨所造成。本研究以各旬之日降雨量≧10mm，且連續3日之總雨量≧60mm發生頻率達5.5%爲安全界限，亦爲經驗性之設定值，該安全界限值理論上應視農田土壤之排水性質、作物種類、作物生育階段不同而異，但是由圖11至圖16可發現中彰區、雲嘉區、西南區在6月上、中旬期間，梅雨造成之持續性降雨頻率均超過5.5%很多，同時9月下旬、10月上旬東北季風及颱風在東北區所造成之連續性降雨頻率亦都超過5.5%，此與前述地區於該期間歷年發生水（雨）害頻率最高之實際情形完全符合（郭與楊，1980；楊，1980）。

由於中部山區及東部山區地形複雜，測站資料之代表性差，同時山區之測站數目很少，故本研究對上述該兩區之農作安全期限不予釐訂。

五、結　　論

臺灣一般農友現行採用之農民曆所載之各項農事作業，均依節氣行事，適用之區域約在北緯30°～35°，即長江流域與黃河流域一帶。在上述地區作物栽培之氣候限制因素，主要爲溫度，故節氣反映之氣候具有實際之意義。而臺灣除了低溫之影響外，亦有季風、梅雨等異常天氣之限制，且臺灣耕地面積有限，農友爲了增加收入，農地使用效率很高，尤其在中南部地區幾乎全年栽培作物，往往無法考慮氣候之安全性，以致栽培作物遭受氣象災害之機會亦高，尤其冬季之强勁季風及偶發性之寒潮低溫，常常成爲局部地區之農作栽培限制因子。因

此本研究係針對臺灣之農業氣候特性，以各旬之各種可能致害之異常天氣（低溫、强風、連續性降雨）發生頻率，作爲判定該旬栽培作物之安全指標，應較符合臺灣農友安排農事作業之實際需要。

本研究以農業氣候學的觀點，釐訂臺灣地區農作安全栽培期限，提供安全適宜之栽培期間，以期能避免或減少農業氣象災害。惟作物本身對不良環境之適應能力亦屬重要，如作物育種學家能針對臺灣各農業氣候區特殊之不良氣候環境，選拔耐濕、抗風、抗寒之作物品種，再配合農業氣象所提供之微氣象（農地微氣象改造）預防方法，則不僅可延長臺灣各地農作栽培期間，使栽培時序能做彈性之調整，並可將異常天氣所造成之災害機會減至最低程度，使臺灣豐富之氣候資源得以充份之運用。

誌　　謝

本研究進行期間承中央氣象局農業氣象科葉容君小姐，張佑芳小姐整理資料，資料處理科李南文技士協助電腦統計，始得順利完成，謹此致謝。

參 考 文 獻

1. 農業氣象旬報 1961—1980 中央氣象局農業氣象科編印。
2. 郭文鏘、楊之遠 1980 臺灣農業氣候區域規劃 行政院國科會補助計劃 NSC-69B - 0409 - 24 (01)中央氣象局 pp. 55-107。
3. 楊之遠、朱鈞 1982 植物之冷寒與抗冷性 科學農業第 30 卷第 11—12 期 pp. 444-457。
4. 楊之遠 1979 臺灣地區霜日頻率與霜期分析及其在農作物霜害預防之應用 中央氣象局氣象學報 第25卷 第 3 期 pp. 11-23。
5. 楊之遠 1979 臺灣地區溫度年變化與水稻安全栽培期限之關係 中央氣象局氣象學報 第25卷 第 4 期 pp. 21-27。
6. 楊之遠 1980 梅雨期間本省農業氣象災害之分析異常氣候研討會論文彙編 pp. 209-218。
7. Levitt, J. 1980 Responses of plant to environmental stress (2nd ed.) vol. 1, pp. 23-55.

The Study of the Influence of Meteorological Factors on the Safety Crop Cultivation Period in Taiwan

Wen-Ping Tseng, Chun Chu, Chea-Yuan Young

ABSTRACT

There are lots of hazardous weathers, such as cold wave, "Mei-Yu", typhoon and monsoon, which frequently cause serious damages to crops in Taiwan. These damages also have regional and seasonal occurrence. This study intended to develop protecting methods against these meteorological disasters in the viewpoint of agroclimatology. Thereby, a safety crop cultivation period for each agroclimatic region in Taiwan is scheduled, according to the frequency of daily absolute lowest temperature, daily average windspeed, and continuous rainfall in ten days. The results can be applied by farmers to arrange farming operation safely, so as to efficiently utilize the aboundant agroclimatic resources in Taiwan.

民國七十四年颱風調查報告
—侵臺颱風(8510)尼爾森*

郭　俊　巖[1]

一、前　言

中度颱風尼爾森，編號(8510)，是民國七十四年第三個侵臺的颱風，也是本年度對臺灣地區影響最爲嚴重的颱風。在8月23日清晨以穩定的速度向西北西移動，貫穿臺灣北部近海，使臺灣北部、東北部地區飽受强風、豪雨的侵襲，但是由於氣象局快速、準確地提供預報，以及各地民衆均能確實做好防颱準備工作，使此颱風對臺灣地區並未造成嚴重的災害。在此颱風侵臺期間，創下了歷年來颱

附錄一石垣島、高雄及花蓮雷達訂位資料

Appendix I　Fix positions from radars for typhoon Nelson

石垣島 (47918)								高雄 (46744)				花蓮 (46699)			
日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經	日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經	日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經	日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經
21日	17	24.3	127.1	22日	11	24.8	124.1	23日	03	25.6	121.3	22日	06	24.8	124.6
	18	24.2	126.8		12	24.8	123.9		04	25.6	121.1		07	24.7	124.5
	19	24.2	126.8		13	24.8	123.7		05	25.7	120.8		08	24.8	124.5
	20	—	—		14	24.9	123.6		06	25.6	120.6		09	24.8	124.3
	21	24.3	126.5		15	25.1	123.4		07	25.5	120.5		10	24.7	124.2
	22	24.4	126.2		16	25.1	123.3		08	25.5	120.5		11	24.8	124.1
	23	24.4	126.0		17	25.4	123.1		09	25.5	120.3		12	24.9	124.0
22日	00	24.3	125.8		18	25.5	122.8		10	25.6	120.2		13	24.9	123.7
	01	24.5	125.8		19	25.5	122.7		11	25.7	120.0		14	24.8	123.5
	02	24.5	125.6		20	25.5	122.4		12	25.8	119.9		15	25.1	123.4
	03	24.7	125.3		21	25.5	122.2		13	25.7	119.6		16	25.1	123.2
	04	24.6	125.1		22	25.5	121.9		14	25.6	119.3		17	25.4	123.1
	05	24.6	124.9		23	25.4	121.8		15	25.6	119.0		18	25.5	122.7
	06	24.7	124.8	23日	00	—	—		16	25.5	118.7		19	25.5	122.6
	07	24.7	124.6		01	25.5	121.4						20	25.6	122.3
	08	24.7	124.5		02	25.4	121.3								
	09	24.7	124.3		03	25.6	121.3								
	10	24.8	124.2												

* 收稿日期：75年2月4日　送審日期：75年2月5日　修正日期：75年4月12日

1.中央氣象局預報測站技士

風路徑預報誤差最小的紀錄（24小時平均向量法誤差僅48公里），同時對強風發生的時間、風力大小，以及豪雨的預測，亦相當準確。

二、尼爾森颱風發展史

1.最佳路徑選定

本颱風之最佳路徑（BEST TRACK）定位，計採用 NOAA, DMSP 及 GMS 三種衛星定位、關島美軍飛機偵察報告及宮古島（47927）、那覇（47937）、石垣島（47918）、高雄（46744）、花蓮（46699）等雷達觀測資料（附錄一、二）。其定位方法則以連續性較良好者爲主，其他資料爲輔，如在東經130°以西（參考圖一），雷達資料非常密集，每小時分別有花蓮、高雄、那覇、宮古島及石垣島等雷達觀測網交互重疊，連續性相當良好，故在此區域之颱風路徑定位，以雷達資料爲主，飛機和衛星資料爲輔。而在其他區域，由於無雷達網涵蓋，則以衛星定位爲主，因爲衛星資料較飛機偵察資料密集，並以飛機報告資料來修定衛星定位之偏差。

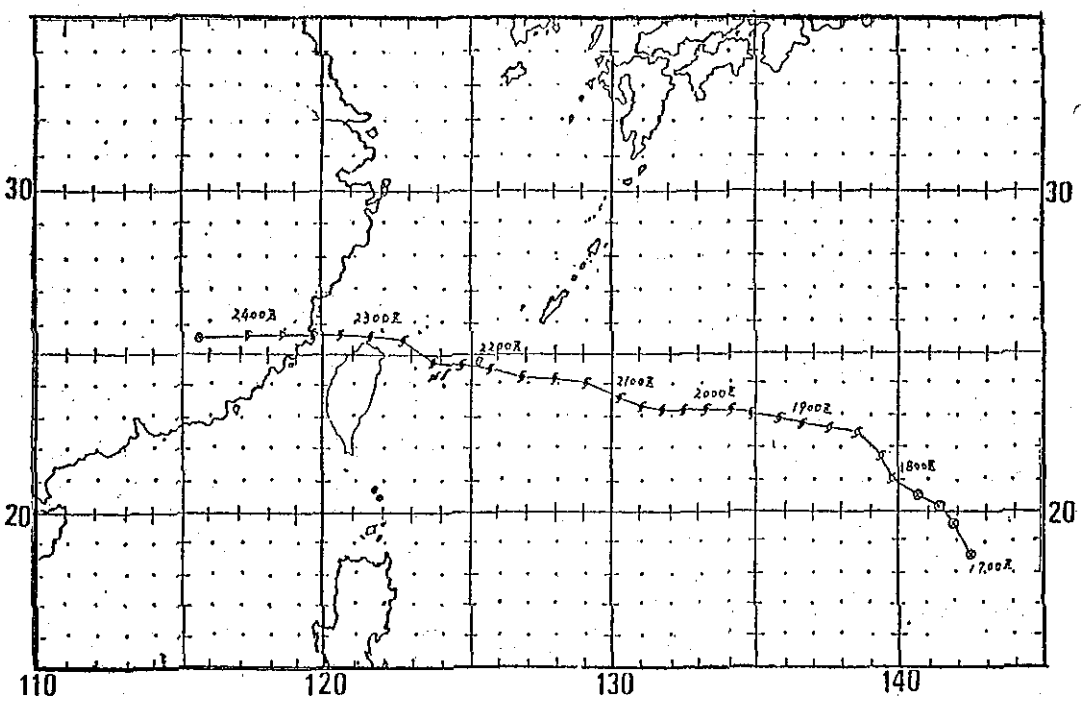
2.颱風路徑

尼爾森颱風起源於關島西南方的低氣壓擾動。8月16日00Z位於 14°N, 143°E，卽在關島西北西方約 200 公里之海面，形成了熱帶性低氣壓（TD），此時低氣壓中心尙未穩定，17日 00Z 北跳至 18.6°N 142.4°E（見圖二a），此時組織結構仍未完整。17日12Z 移至 20.1°N 141.3°E，恰爲一高海溫區，如圖三所示，其十天平均海面水溫高達

附錄二　那覇及宮古島雷達訂位資料

Appendix II　Fix positions from radars for typhoon Nelson

那覇 (47937)								宮古島 (47927)							
日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經	日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經	日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經	日期	時間(Z)	訂位位置 北緯	訂位位置 東經
21日	03	24.1	129.5	22日	21	24.4	126.4	21日	11	24.1	128.0	22日	05	24.6	124.9
	04	24.1	129.2		22	24.4	126.2		12	24.1	128.0		06	24.6	124.6
	05	24.1	129.0		23	24.4	126.1		13	24.1	127.9		07	24.6	124.4
	06	24.1	128.9		00	24.5	125.9		14	24.1	127.7		08	24.7	124.4
	07	24.1	128.8		01	24.5	125.7		15	24.1	127.4		09	24.7	124.2
	08	24.1	128.7		02	24.6	125.5		16	24.2	127.3		10	24.7	124.1
	09	24.1	128.4		03	24.6	125.2		17	24.3	127.0		11	24.7	124.0
	10	24.1	128.3		04	24.6	125.0		18	24.2	126.9		12	24.8	123.8
	11	24.1	128.2		05	24.6	124.8		19	24.3	126.8		13	24.7	123.6
	12	24.1	128.1		06	24.7	124.7		20	24.4	126.6		14	24.9	123.5
	13	24.1	127.9						21	24.4	126.4		15	25.0	123.4
	14	24.1	127.6						22	24.5	126.2		16	25.1	123.3
	15	24.1	127.4						23	24.5	126.0		17	25.4	123.1
	16	24.2	127.2						00	24.5	125.9		18	25.4	122.9
	17	24.2	127.0						01	24.5	125.7		19	25.5	122.7
	18	24.2	126.8						02	24.5	125.5		20	25.5	122.4
	19	24.2	126.6						03	24.6	125.3				
	20	24.3	126.5						04	24.6	125.1				



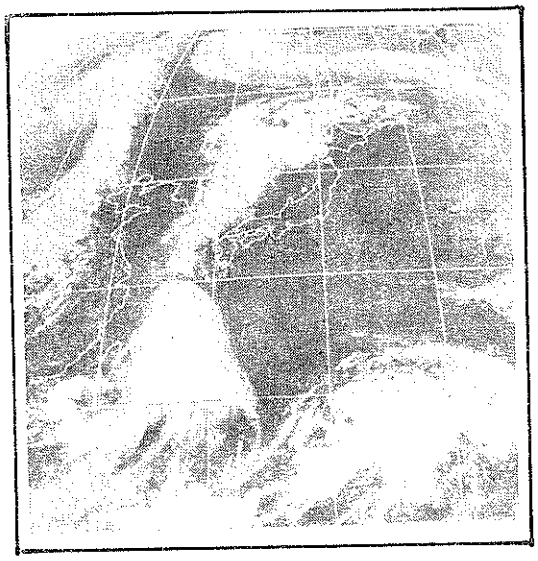
圖一 尼爾森颱風最佳路徑圖

Fig. 1 The best track for typhoon Nelson in Aug. 1985

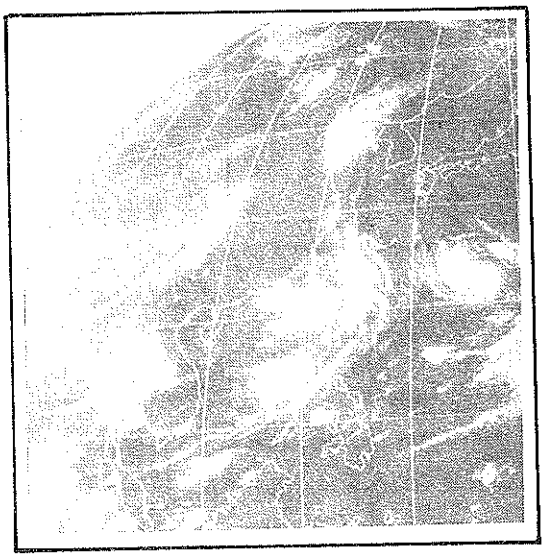
30°C，故此TD開始發展，但衛星定位仍然十分困難（精確度約100 公里）。關島遂於17日18Z 發布TD 警報，復於18日00Z發布熱帶性風暴（Tropical storm）警報，如圖二b所示，其强度已相當於中央氣象局輕度颱風的標準，於是本局在18日06Z 亦發布颱風警報，颱風命名「尼爾森」，編號（8510），經最佳路徑定位，位置在 21.7°N 139.4°E，以每小時17公里的平均速度，向 310 度方向進行。18日12Z 颱風中心開始由西北轉向偏西（280°）移動，平均時速18公里。18日18Z 颱風强度繼續增强，中心最大風速達 65KTS，成爲了中度颱風。19日00Z 颱風中心位於 22.7°N 136.6°E，向西北西（285°）進行，此時颱風中心雲塊脫離了東面的雲團獨立發展（見圖二c），暴風半徑縮小（見表一），颱風結構也更加結實。19日06Z 隱約可見颱風眼開始形成（見圖二d），位置在22.9°N 135.8°E，其移動方向逐漸由西北西傾向偏西，平均每小時15公里。20日06Z 颱風中心由 23.1°N 132.4°E 朝275度指向臺灣東部海面而來，於是本局發布海上颱風警報，預計21日傍晚起，此颱風將對臺灣東部海面及北部海面構成威脅。20日18Z 由於尼爾森颱風西北方高度場有下降的現象（參考圖六a及圖七b），因此颱風移動方向略有變動，由280度轉爲300度，時速也稍爲減慢每小時13公里。21日00Z 颱風運行速度加快爲每小時18公里，並恢復偏西（280 度）方向進行，然後以穩定的速度及方向前進，直至22日12Z 颱風中心位於 24.8°N 123.8°E，此時尼爾森颱風僅距臺北市約 240 公里，可能由於地形作用，以及300mb場南風向量增强的影響，其運行路徑先轉爲西北西（300 度），然後於22日18日起復向偏西進行，此時颱風中心（25.4°N 122.8°E）只離臺北市約 130 公里，由 GMS-3 紅外線衛星圖（圖四a～d）可以看出尼爾森颱風逐漸逼近臺灣的情況，朝着臺灣東北角逼近，北部地區在颱風中心西南緣，處於西北氣流區，受中央山脈地形抬升影響，加劇烈降水現象，造成北部山區的豪雨，此種路徑颱風卽俗稱「西北颱」。由圖一及表一顯示尼爾森颱風在通過臺灣北部近海後，一直以偏西方向進入中國大陸，23日 18Z 減弱爲輕度颱風，24日06Z 再減弱爲 TD。

3.颱風半徑及强度分析

尼爾森颱風之中心氣壓、最大陣風、平均風速

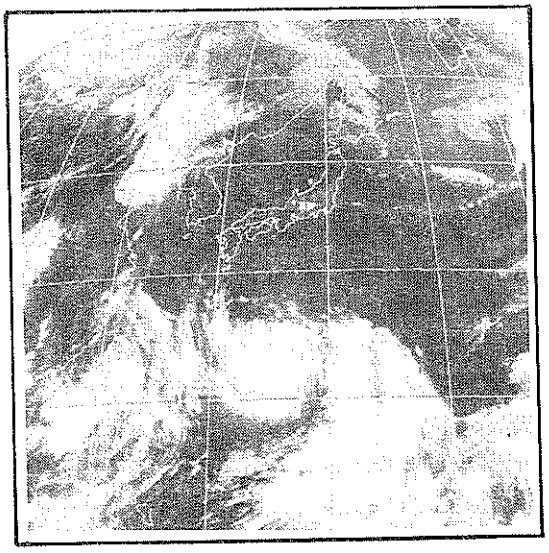


圖二 a　民國74年 8 月17日00Z 紅外線衛星雲圖
Fig. 2a GMS-3 IR imagery at 00Z Aug. 17, 1985

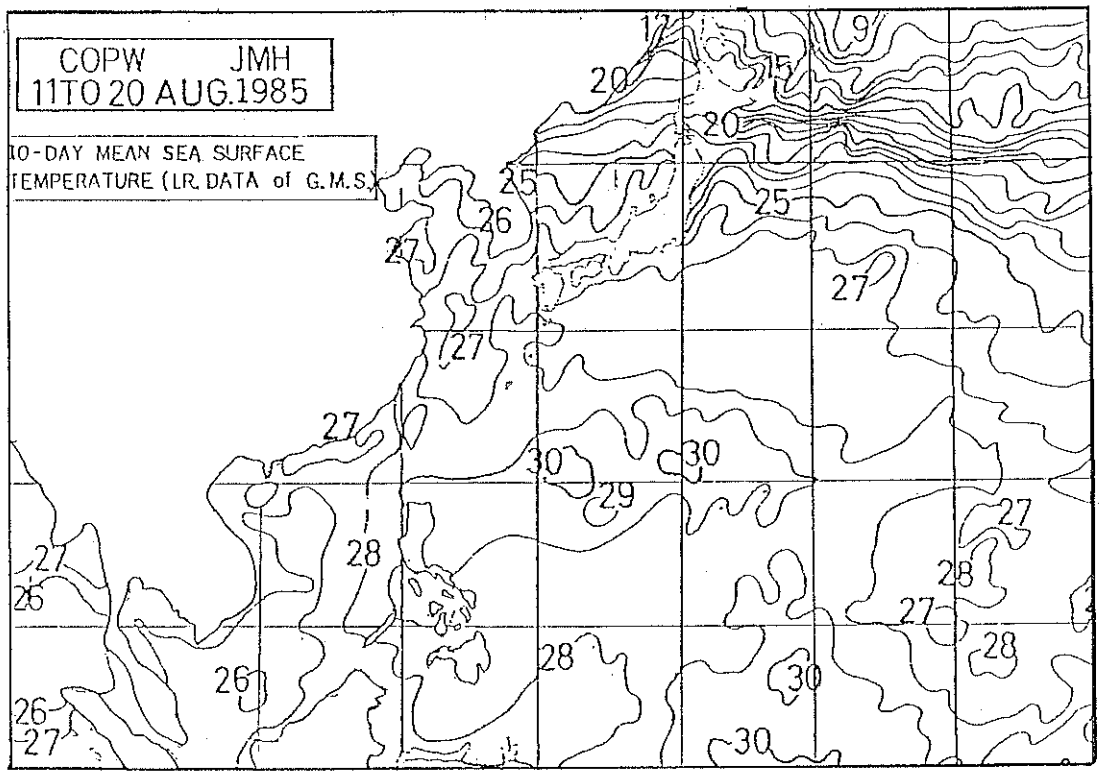


圖二 c　民國74年 8 月19日00Z紅外線衛星雲圖
Fig. 2c GMS-3 IR imagery at 00Z Aug. 19, 1985

圖二 b　民國74年 8 月18日00Z衛星雲圖
Fig. 2b GMS-3 IR imagery at 00Z Aug. 18, 1985



圖二 d　民國74年 8 月19日06Z 紅外線衛星雲圖
Fig. 2d GMS-3 IR imagery at 06Z Aug. 19, 1985



圖三 民國74年8月11～20日平均海面水溫

Fig. 3 10-day mean sea surface temperature from 11 to 20 Aug. 1985

及暴風半徑詳如表一。由表一資料顯示此颱風之穩定度極高。

(a)就中心氣壓而言，每日氣壓變差均在10毫巴以內，由18日 00Z 的990毫巴逐漸緩慢下降，至23日00Z 達最低點950毫巴，5天內共降低40毫巴，平均每天下降8毫巴。23日00Z 以後，由於颱風暴風圈已進入臺灣陸地，底層環流遭到中央山脈的破壞，中心氣壓開始回升，尤其是在尼爾森登陸中國大陸後，中心氣壓即迅速升高，23日18Z～24日00Z 6小時內共上升了22毫巴。

(b)就中心附近持續最大風速而言，其增强、減弱的幅度均不大，18日00Z 到19日00Z 間，持續風速增强較快，19日12～18Z 則有稍微減小的現象，20日06Z起平均風速又逐漸增加(75 KTS)，至21日12～18Z時平均風速達最大值90 KTS，然後持續緩慢下降，24日00Z平均風速 35 KTS，恰爲輕度颱風邊緣强度，24日06Z 尼爾森颱風便減弱爲熱帶性低氣壓。

(c)最大陣風大致上與持續風速成正相關，持續風速增强（減弱），最大陣風亦隨之增大（減小），其大小差值約在10～20 KTS 之間。

(d)七級暴風半徑在18日06～12Z 間迅速增大，由200公里擴張至350公里，18日18Z達最高值400公里，主要是因爲颱風周圍對流組織的劇烈增强，且颱風中心附近環流結構尚未十分完整穩定。至19日00Z尼爾森颱風脫離了其東邊的大塊雲團(見圖二c)後，其環流結構愈爲結實，七級暴風半徑反而縮小爲300公里，此時十級暴風半徑爲100公里，以後七級及十級暴風半徑都十分穩定未有明顯變化。至23日06Z，因尼爾森颱風逐漸接近中國大陸，距東南沿海僅100公里左右，故暴風半徑開始縮小，七級半徑爲250公里，十級半徑仍然爲100公里。23日12Z，七級半徑剩200公里，十級半徑80公里，俟23日18Z 颱風中心進入大陸後，十級暴風半徑更由6小時前的80公里縮小爲30公里，七級半徑也由200公里遞減爲120公里。24日00Z 十級半徑消失，七級半徑只剩60公里，然後於24日06Z 亦相繼消失。

(e)由衛星雲圖顯示除了颱風發展之初，18日12Z～19日06Z强度增加較快外（如表一），19日06Z～21日00Z 其强度一直沒有變動（T4.5），其他時間由21日06Z 到23日 18Z 强度也都維持在T4.5～T5.0之間，24日00Z 才減弱爲 T3.0。

表一 尼爾森颱風詳細資料表

Table 1 Fix positions for typhoon Nelson

時(Z)間			中心位置		中心氣壓	移動		最大風速		暴風半徑 km		衛星強度估計
月	日	時	°N	°E	mb	方向	速度 KM/H	持續風 KTS	陣風 KTS	七級	十級	
8	18	00	21.0	139.8	990	330	17	40	50	200	—	T2.5
8	18	06	21.7	139.4	990	310	17	45	55	200	—	T2.5
8	18	12	22.4	138.5	980	280	18	55	70	350	80	T2.5
8	18	18	22.6	137.5	975	275	17	65	80	400	100	T4.0
8	19	00	22.7	136.6	980	285	15	65	80	300	100	T4.0
8	19	06	22.9	135.8	980	275	15	75	90	300	100	T4.5
8	19	12	23.0	134.9	975	275	16	75	85	300	100	T4.5
8	19	18	23.1	134.0	975	270	16	70	85	300	100	T4.5
8	20	00	23.1	133.1	970	270	14	70	85	300	100	T4.5
8	20	06	23.1	132.4	970	275	12	75	90	300	100	T4.5
8	20	12	23.2	131.6	970	280	12	75	90	300	100	T4.5
8	20	18	23.3	131.0	970	300	13	80	100	300	100	T4.5
8	21	00	23.7	130.2	970	285	18	80	100	300	100	T4.5
8	21	06	24.0	129.0	970	275	19	85	105	300	100	T5.0
8	21	12	24.1	128.0	965	275	18	90	110	300	100	T5.0
8	21	18	24.2	126.9	965	285	19	90	110	300	100	T5.0
8	22	00	24.5	125.8	960	280	19	80	100	300	120	T5.0
8	22	06	24.7	124.7	965	280	17	80	100	300	120	T4.5
8	22	12	24.8	123.8	960	300	18	80	100	300	120	T4.5
8	22	18	25.4	122.8	955	275	20	75	90	300	120	T5.0
8	23	00	25.5	121.6	950	275	19	70	85	300	120	T5.0
8	23	06	25.6	120.6	955	270	16	70	85	250	100	T4.5
8	23	12	25.6	119.8	960	265	18	70	85	200	80	T4.5
8	23	18	25.5	118.4	970	270	22	50	65	120	30	T4.5
8	24	00	25.5	117.2	992	270	25	35	45	60	—	T3.0

三、大氣環流結構

今年夏季大氣環流存在着一異常現象，便是太平洋高氣壓所在緯度較季節平均值偏北，且持續穩定向西伸入亞洲大陸。遠自傑夫颱風形成之時，在日本東方海面一直爲高氣壓場所蟠踞，至尼爾森颱風發生後，此副熱帶高壓的勢力更爲强盛，並隨着尼爾森颱風的西進連續向西伸展，西風帶則北退至40°N以北，故該颱風能在20°N以北，尤其在25°N附近，保持穩健的向西至西北西方向運行。玆將地面氣壓場及高空高度場的分佈情況略述如下：

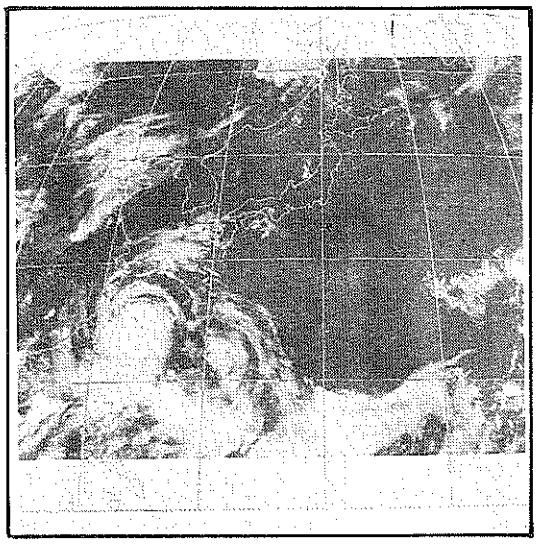
1. 地面氣壓場分佈

本年大陸高氣壓形成相當早，由圖五a可以看

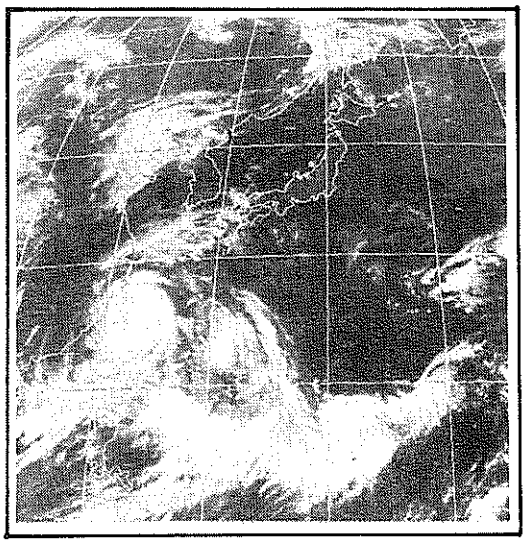
表二 尼爾森颱風氣象統計表

颱風 (Nelson)編號8510民國74年(1985年)　　Table 2 The meterological summary of CWB stations during typhoon Nelson passage

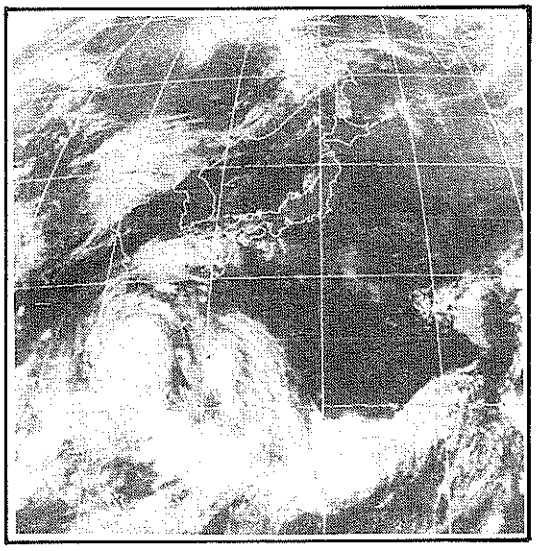
測站	最低氣壓 (mb)		瞬間最大風速 (m/s)						最大風速 (m/s)			強風(10m/s)以上	最大降水量 (mm)				降水總量 (mm)	
	數值	日時分	風向	風速	日時分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日時分	日時分至日時分	一小時內值	日時分至日時分	十分鐘內值	日時分至日時分	數量	日時分至日時分
彭佳嶼	938.8	23. 05. 45	ESE	69.8	23. 07. 02	968.4	26.7	91%	ESE	62.7	23. 07. 03	23. 05. 00～23. 21. 00	26.2	23. 07. 00～23. 08. 00	7.2	23. 07. 40～23. 07. 50	165.6	22. 03. 20～23. 17. 41
基隆	966.9	23. 06. 15	S	46.1	23. 07. 50	969.3	25.9	97%	SW	27.1	23. 06. 25	22. 16. 01～23. 11. 20	27.0	23. 07. 00～23. 08. 00	7.0	23. 07. 22～23. 07. 32	201.5	22. 04. 05～23. 20. 30
鞍部	878.4	23. 07. 35	NNW	44.7	23. 04. 03	890.0	22.4	100%	NNW	29.8	23. 04. 03	22. 09. 20～23. 15. 30	35.7	23. 00. 00～23. 01. 00	13.5	23. 00. 10～23. 00. 20	318.0	21. 21. 58～持續中
竹子湖	974.0	23. 07. 47	SE	66.0	23. 11. 17	979.9	22.0	98%	SE	20.0	23. 10. 40	23. 03. 00～23. 12. 00	48.5	23. 03. 00～23. 04. 00	10.2	23. 03. 10～23. 03. 20	478.7	21. 22. 00～23. 20. 08
臺北	972.8	23. 08. 15	WSW	42.3	23. 10. 10	977.6	26.1	99%	WSW	20.6	23. 08. 27	23. 05. 30～23. 11. 30	23.0	23. 05. 00～23. 06. 00	5.5	23. 05. 50～23. 06. 00	190.2	22. 05. 12～23. 20. 20
新竹	987.0	23. 12. 30	WSW	25.1	23. 13. 10	987.3	24.8	97%	WSW	15.5	23. 13. 20	23. 05. 55～23. 16. 50	35.1	23. 08. 20～23. 09. 20	13.8	23. 08. 40～23. 08. 50	206.1	22. 06. 25～23. 23. 10
臺中	994.5	23. 03. 40	NNW	13.1	22. 23. 59	996.2	26.6	89%	NNW SSW	5.4	22. 24. 00 23. 12. 00	未出現	22.4	23. 09. 45～23. 10. 45	7.2	22. 22. 39～22. 22. 49	232.5	21. 19. 20～23. 21. 06
梧棲	994.4	23. 15. 00	SW	24.0	23. 19. 50	997.1	25.2	99%	SW	17.3	23. 12. 45	22. 15. 55～23. 20. 00	24.7	23. 19. 00～23. 20. 00	6.5	23. 19. 30～23. 19. 40	169.3	22. 09. 40～23. 20. 00
日月潭	885.4	23. 03. 05	W	23.0	23. 09. 25	887.3	20.3	98%	W	12.7	23. 09. 30	22. 17. 00～23. 22. 00	27.2	23. 10. 00～23. 11. 00	9.6	22. 23. 00～22. 23. 10	261.1	22. 10. 10～23. 20. 40
澎湖	996.3	23. 16. 40	W	14.0	23. 08. 13	998.2	27.6	86%	W	8.7	23. 07. 35	未出現	2.2	23. 08. 50～23. 09. 40	1.7	23. 09. 00～23. 09. 10	3.1	22. 00. 35～23. 11. 20
嘉義	996.4	23. 02. 00	WSW	12.9	23. 12. 27	998.1	27.1	87%	WSW	9.0	23. 12. 40	未出現	18.9	23. 06. 50～23. 07. 50	6.9	23. 07. 30～23. 07. 40	78.2	22. 15. 30～23. 20. 00
阿里山	752.8	23. 04. 00	WNW	21.0	23. 02. 43	753.2	14.1	99%	WNW	9.0	23. 05. 00	未出現	70.0	23. 03. 00～23. 04. 00	22.2	23. 03. 25～23. 03. 35	491.8	22. 13. 45～23. 20. 00
玉山	2987 gpm	23. 02. 50	—	—	—	—	—	—	WNW	14.7	23. 09. 00	22. 22. 00～23. 21. 00	32.5	23. 00. 00～23. 01. 00	5.4	23. 00. 10～23. 00. 20	302.2	22. 12. 30～23. 21. 00
臺南	997.1	23. 04. 00	W	19.1	23. 09. 22	999.0	27.9	89%	W	12.2	23. 09. 25	23. 09. 20～23. 11. 15	2.8	23. 10. 35～23. 11. 35	1.6	23. 11. 10～23. 11. 20	5.8	22. 19. 50～23. 11. 35
高雄	996.7	23. 03. 00	W	15.9	23. 11. 42	998.8	29.0	78%	W	11.3	23. 06. 50	23. 05. 00～23. 11. 10	2.5	23. 02. 03～23. 02. 35	1.5	23. 02. 05～23. 02. 15	3.0	22. 20. 45～23. 02. 35
東吉島	997.0	23. 17. 00	WSW	20.2	23. 07. 50	998.6	26.8	91%	WSW	16.5	23. 07. 50	23. 05. 00～23. 21. 00	—	—	—	—	—	—
恒春	995.3	23. 03. 00	NW	12.6	22. 23. 28	996.2	27.7	84%	W	8.6	23. 09. 50	22. 21. 00～23. 14. 00	1.0	23. 03. 26～23. 03. 48	0.6	23. 03. 26～23. 03. 36	1.0	23. 03. 26～23. 03. 48
蘭嶼	989.5	23. 02. 05	WSW	41.8	23. 05. 46	991.8	25.6	97%	WSW	31.5	23. 01. 40	22. 10. 30～持續中	—	—	—	—	—	—
大武	990.0	23. 00. 17	SSW	17.6	23. 12. 20	993.7	28.8	76%	SSW	8.6	23. 12. 36	22. 23. 20～24. 00. 58	3.9	23. 21. 00～23. 22. 00	2.3	23. 17. 13～23. 17. 23	15.7	22. 16. 50～23. 21. 00
臺東	987.6	23. 02. 45	SW	13.5	23. 11. 15	989.6	34.5	45%	SSW	7.7	23. 16. 40	未出現	1.1	23. 05. 05～23. 06. 05	0.5	23. 05. 20～23. 05. 30	2.4	23. 05. 05～23. 09. 30
新港	985.4	23. 05. 50	SSW	18.9	23. 15. 45	987.7	29.3	74%	S	12.2	23. 14. 30	23. 10. 30～23. 19. 55	1.7	23. 04. 50～23. 05. 50	0.5	23. 05. 20～23. 05. 30	5.7	23. 00. 40～23. 08. 50
花蓮	982.1	23. 08. 08	SSW	10.3	23. 00. 57	986.9	25.0	86%	SSW	6.2	23. 01. 00	未出現	1.8	23. 02. 00～23. 03. 00	0.5	23. 02. 30～23. 02. 40	6.4	22. 11. 10～23. 12. 50
宜蘭	980.5	23. 04. 35	W	24.0	23. 04. 20	981.0	26.8	92%	W	13.7	23. 04. 20	23. 02. 40～23. 05. 10	20.3	23. 00. 00～23. 01. 00	6.8	23. 06. 30～23. 06. 40	220.9	22. 05. 15～23. 19. 30
蘇澳	983.5	23. 08. 00	W	24.0	23. 01. 15	987.7	25.9	91%	W	12.6	23. 01. 20	22. 23. 07～23. 02. 05	25.6	22. 20. 13～22. 21. 13	8.3	22. 20. 17～22. 20. 27	108.5	22. 05. 25～23. 19. 25



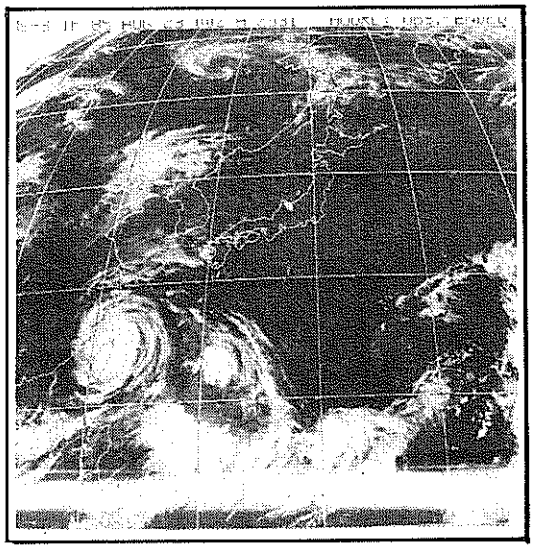
圖四 a　民國74年 8 月22日15Z 紅外線衛星雲圖
Fig. 4a GMS-3 IR imagery at 15Z Aug. 22, 1985



圖四 c　民國74年 8 月22日21Z 紅外線衛星雲圖
Fig. 4c GMS-3 IR imagery at 21Z Aug. 22, 1985



圖四 b　民國74年 8 月22日18Z紅外線衛星雲圖
Fig. 4b GMS-3 IR imagery at 18ZAug. 22, 1985



圖四 d　民國74年 8 月23日00Z 紅外線衛星雲圖
Fig. 4d GMS-3 IR imagery at 00Z Aug. 23, 1985

表三　彭佳嶼、臺北市及梧棲測站風雨情況

Table 3 The winds and precipitation from Peng-chia Yü, Taipei and Wuchi stations during Nelson passage–

測站	氣象因子 \ 時間 \ 日期	22日 13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	23日 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
彭佳嶼	風向	360	360	360	360	360	20	20	360	360	20	20	360	360	360	360	360	360	120	120	120	120	120	130	140
	風速 (kts)	29	30	28	28	28	25	33	34	38	41	43	46	50	67	82	76	96	84	112	100	70	65	55	55
	陣風 (kts)	47	46	48	48	48	50	50	54	61	61	70	72	74	90	110	114	117	112	132	120	112	98	96	88
	雨量 (mm)	—	—	—	2	—	2	—	2	8	1	1	5	4	7	13	12	1	—	1	—	8	3	69	12
臺北市	風向	20	20	20	340	20	20	靜風	230	360	360	360	340	230	230	230	230	230	270	270	270	250	260	260	240
	風速 (kts)	1	3	3	2	3	1	0	1	4	7	6	4	4	7	8	8	9	25	26	30	30	30	20	20
	陣風 (kts)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	28	26	—	26	25	24	30	60	77	77	82	74	86	60
	雨量 (mm)	—	1	—	3	1	—	1	6	9	5	18	2	10	6	6	6	7	23	23	6	5	4	2	4
梧棲	風向	360	50	90	360	360	360	360	20	360	340	320	320	320	320	320	320	320	290	290	—	270	270	250	240
	風速 (kts)	10	15	3	20	21	22	21	8	23	20	23	22	26	30	23	19	19	23	20	—	25	25	30	20
	陣風 (kts)	—	29	—	27	34	34	33	34	33	33	39	40	40	46	42	40	40	40	36	—	40	38	41	36
	雨量 (mm)	0.5	8.5	18	1	—	—	—	1	—	—	—	1	T	2	2	—	5	1	2	—	—	8	7	7

表四 尼爾森颱風預測值校驗表

Table 4 Varification of typhoon track forecasting for typhoon Nelson

種類	經緯度 \ 時間	1900Z	06Z	12Z	18Z	2000Z	06Z	12Z	18Z	2100Z	06Z	12Z	18Z	2200Z	06Z	12Z	18Z	2300Z	06Z	12Z	18Z	2400Z	06Z
BEST TRACK	緯度	22.7	22.9	23.0	23.1	23.1	23.1	23.2	23.3	23.7	24.0	24.1	24.2	24.5	24.7	24.8	25.4	25.5	25.6	25.6	25.5	25.5	25.5
	經度	136.6	135.8	134.9	134.0	133.1	132.4	131.6	131.0	130.2	129.0	128.0	126.9	125.8	124.7	123.8	122.8	121.6	120.6	119.8	118.4	117.2	115.5
CWB 24	緯度	—	22.4	23.5	24.8	23.7	23.9	24.5	23.7	24.0	24.0	24.0	24.0	24.4	25.3	25.2	25.2	25.5	25.6	25.9	26.2	26.4	27.4
	經度	—	135.7	133.6	133.4	132.0	131.3	131.0	129.7	128.8	128.4	128.0	127.7	126.5	124.9	123.9	123.2	122.0	120.8	120.2	118.9	117.6	116.3
	誤差(公里)	—	55	140	190	130	140	155	135	145	60	10	85	70	70	45	45	40	20	50	90	105	220
RJTD 24	緯度	22.5	23.5	24.0	24.0	23.5	23.5	23.6	24.1	23.5	23.6	23.5	23.5	24.5	25.4	25.6	25.4	25.6	26.0	26.1	26.9	27.4	27.5
	經度	136.5	134.5	133.5	133.0	132.0	132.9	131.6	129.5	129.0	128.2	128.0	127.6	127.0	125.4	124.2	121.7	121.2	120.0	119.8	119.1	117.8	116.6
	誤差(公里)	25	145	180	140	110	65	45	175	120	90	65	105	120	105	95	110	40	75	55	170	215	110
PGTW 24	緯度	22.7	23.2	24.4	24.8	23.8	23.7	24.0	24.5	23.8	24.0	23.5	23.6	25.0	25.5	25.7	25.6	26.5	27.0	26.6	26.5	27.5	26.7
	經度	135.4	135.8	134.8	133.8	132.2	131.8	131.2	129.4	129.0	128.3	128.0	127.1	126.9	125.4	123.7	122.4	121.5	120.6	119.9	118.7	118.1	117.8
	誤差(公里)	100	35	155	190	120	90	95	205	120	70	65	70	125	110	100	45	110	155	110	115	240	265
PGTW 48	緯度	—	—	—	23.0	23.8	24.6	25.9	26.6	26.0	25.4	25.6	26.2	25.5	25.8	25.4	25.8	27.4	27.8	29.2	29.6	29.1	28.8
	經度	—	—	—	135.3	131.3	132.1	130.7	129.8	128.6	127.4	126.6	124.3	124.5	123.7	123.1	122.3	122.8	121.7	120.0	118.0	118.7	118.8
	誤差(公里)	—	—	—	130	195	165	320	380	300	220	215	340	170	155	95	65	240	265	395	455	425	490
PGTW 72	緯度	—	—	—	—	—	—	—	24.0	25.0	26.1	26.7	28.1	28.7	28.3	27.4	27.7	27.9	28.2	27.9	28.3	29.8	—
	經度	—	—	—	—	—	—	—	131.0	128.0	128.5	126.4	125.7	125.4	123.6	121.4	119.2	121.0	120.2	118.5	117.5	119.3	—
	誤差(公里)	—	—	—	—	—	—	—	80	260	235	320	445	465	410	375	440	270	290	280	320	520	—

出在8月17日00Z蒙古高壓結構已經十分完整，日本東方的太平洋高氣壓勢力也不弱，中心氣壓約1020毫巴，所在緯度約爲北緯40度。20日00Z地面天氣圖（如圖五b）顯示地面氣壓系統呈現北高南低，此時位於日本東北方的高氣壓正持續向西伸展，由24小時氣壓變差（標識於部分測站右側筆跡較粗之數值）明顯地看出，在30°～40°N間的氣壓場有逐漸升高的趨勢（圖五b～d），尤其在東經120度附近上升最爲劇烈。20日12Z太平洋高氣壓西伸與大陸高氣壓合併，使30°N附近等壓線呈東南東——西北西走向（如圖五c）。至21日12Z，在東海北部、黃海、華北、華中、華南及日本九州間之氣壓變差仍然爲正值，顯示太平洋高氣壓勢力仍舊在增强中，此乃造成尼爾森颱風向西——西北西移動的原因之一。

2. 850毫巴高度場分佈

在20日00Z前，因瑪瑙颱風（MAMIE）沿東經120度附近北移，太平洋高壓勢力受到極大的限制，但20日00Z以後，瑪瑙颱風迅速減弱爲溫帶氣旋，因此太平洋高氣壓便順利地向亞洲大陸推進。從19日12Z起至24日00Z，850毫巴的高度圖（圖六a～圖六d）顯示，在尼爾森颱風北邊約5～7個緯度距離處，24小時高度變差值均爲正，證明太平洋高壓一直伴隨尼爾森颱風西移，故尼爾森颱風的移動方向與速度都十分穩定，無顯著變化。

3. 700毫巴高度場分析

18日12Z遠東地區受瑪瑙颱風及一熱帶性低氣壓環流所圍繞，太平洋高壓正當日本本州上空，使高壓勢力難以向外伸展。20日00Z瑪瑙颱風北移進入西風帶，如圖七a所示，其强度減弱爲溫帶低氣壓，太平洋高壓遂可一路西伸。同時在東沙島附近有一TD存在與尼爾森颱風連結成一東西走向的低壓環流，更有利於北面高壓系統的向西擴張，而使勢力龐大的高壓帶東西橫貫在尼爾森颱風的北面（參考圖七a～圖七d），對於該颱風的行徑有相當的導引作用。

4. 500毫巴高度場

500毫巴高度場對颱風行徑的預測相當重要，在太平洋高壓無增强與減弱的情況下，一般颱風均沿500毫巴等高度線移動，本個案亦相當脗合。自15日00Z起至19日00Z間，在日本本州東方海面一直是太平洋高壓中心位置所在，19日12Z以後，此高壓中心西移進入日本本州，又於22日00Z移入日本海，24日00Z更西移進入了黃海（見圖八a～圖八d）。由於尼爾森颱風中心位置一直保持在太平洋高壓的南南西方，更因太平洋高壓勢力不斷地向西伸展，使其西北方的高空槽線無法南下，原本15日00Z～17日00Z在韓國附近的高空槽也因此而淺化消失，故500毫巴高度場對於尼爾森颱風偏向西到西北西行徑，扮演着相當重要的角色。

5. 300毫巴高度場

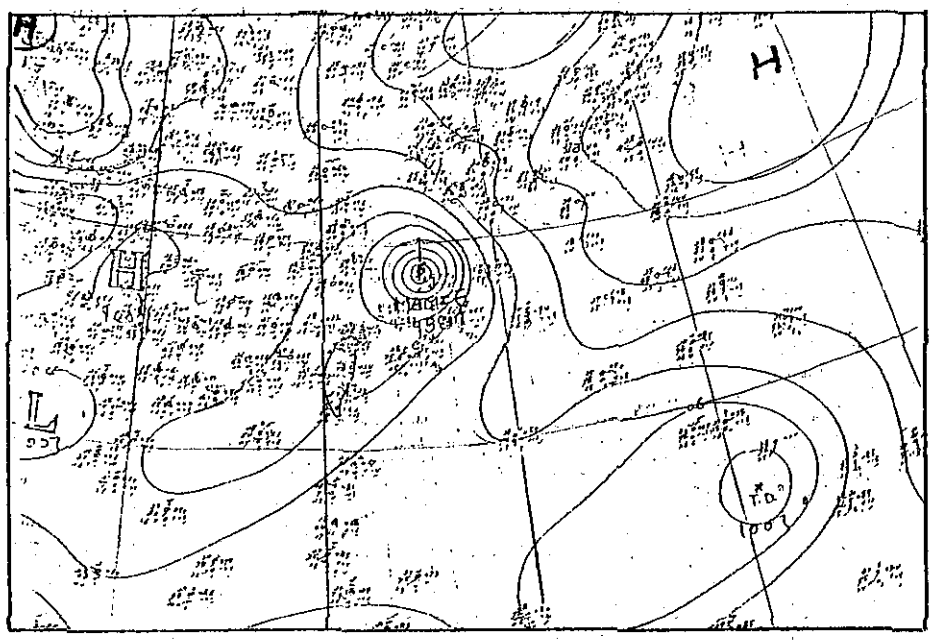
300毫巴氣流場對颱風的導引作用，一般以颱風垂直發展愈高影響愈大，而尼爾森颱風最强僅達中度颱風强度，故該層氣流對尼爾森颱風的影響較不顯著，除22日12～18Z間颱風受南方氣流增强，使移行路徑稍有變動外，其他時間300毫巴面缺乏持續穩定强勁的駛流。比較圖九b與圖九a及圖九c，在圖九b東經130度以西附近，南風很明顯地增强，此時颱風中心恰在24.8°N 123.8°E，對於尼爾森颱風在22日12～18Z期間，其行徑由偏西（275°）折向爲西北西（300°）相當有利。

四、尼爾森颱風對臺灣地區的影響

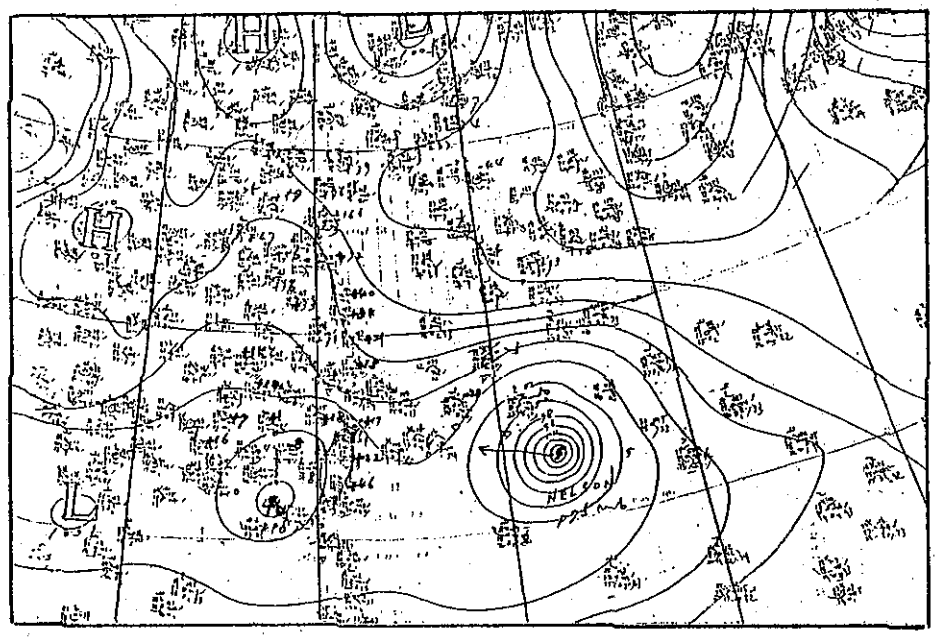
在尼爾森颱風侵臺期間，臺灣各地區之氣壓、風速及雨量統計資料詳如表二，此颱風所挾帶而來的風雨均相當顯著，曾造成彭佳嶼每秒62.7公尺的平均風速和每秒69.8公尺的瞬間最大陣風，並在中、北部山區帶來大量的降水，但因雨量主要集中山區以及防颱工作的踏實，使該颱風未對臺灣地區造成嚴重的災害。

根據警政署資料統計，受尼爾森颱風來襲影響，臺灣地區共有4人死亡，2人失踪，24人輕重傷，8間房屋全倒，13間房屋半倒。根據臺灣省漁業局所製尼爾森颱風災害漁業損失通報表，包括漁港、漁船、漁具及漁塭，損失金額約一千七百萬元。根據農林廳資料統計，截至8月24日止，農作物損失——損害換算面積達九千餘公頃。

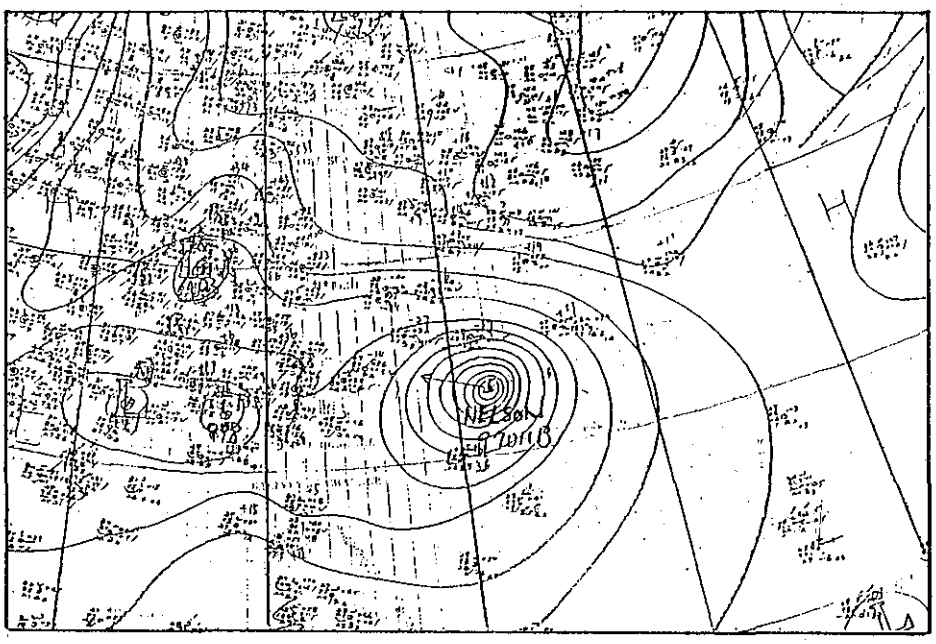
其他如交通、電信、水電事業亦飽受威脅，部分鐵路、公路交通因此中斷，桃園中正機場也從22日午夜宣佈關閉，直至23日下午5時30分才恢復開放。此外臺灣北部地區有14萬多戶的電話發生故障



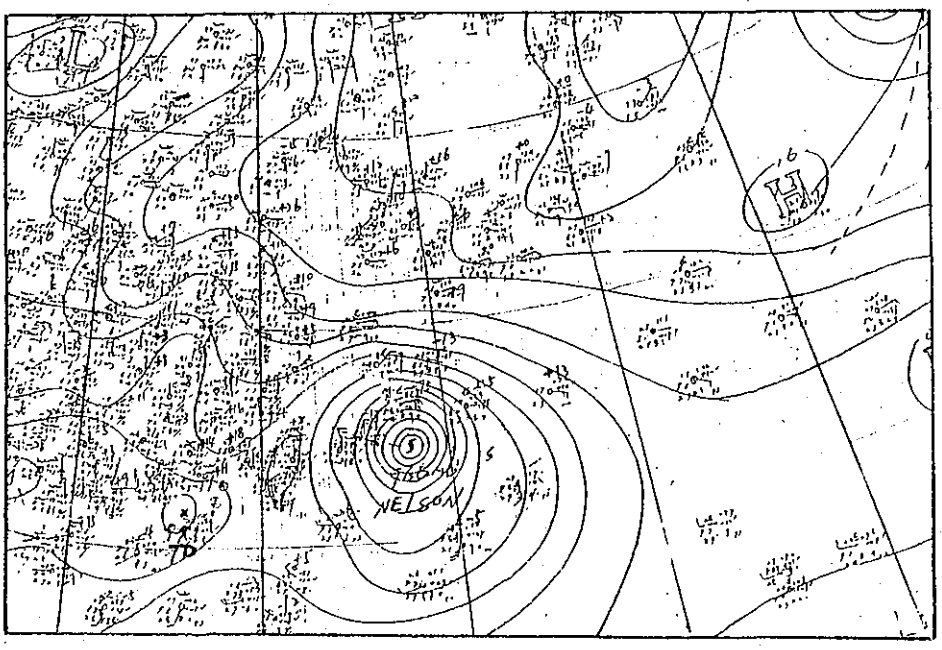
圖五a　民國74年8月17日00Z地面天氣圖
Fig 5. Surface chart at 00Z Aug. 17, 1985



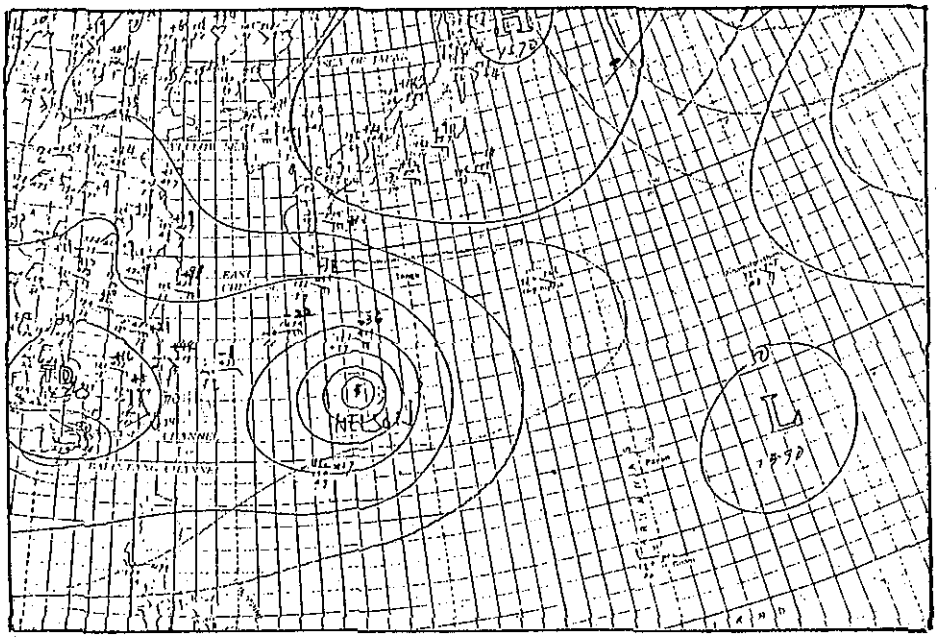
圖五b　民國74年8月20日00Z地面天氣圖
Fig. 5b Surface chart at 00Z Aug. 20, 1985



圖五 c　民國74年 8 月20日 12Z地面天氣圖
Fig. 5c Surface chart at 12Z Aug. 20, 1985

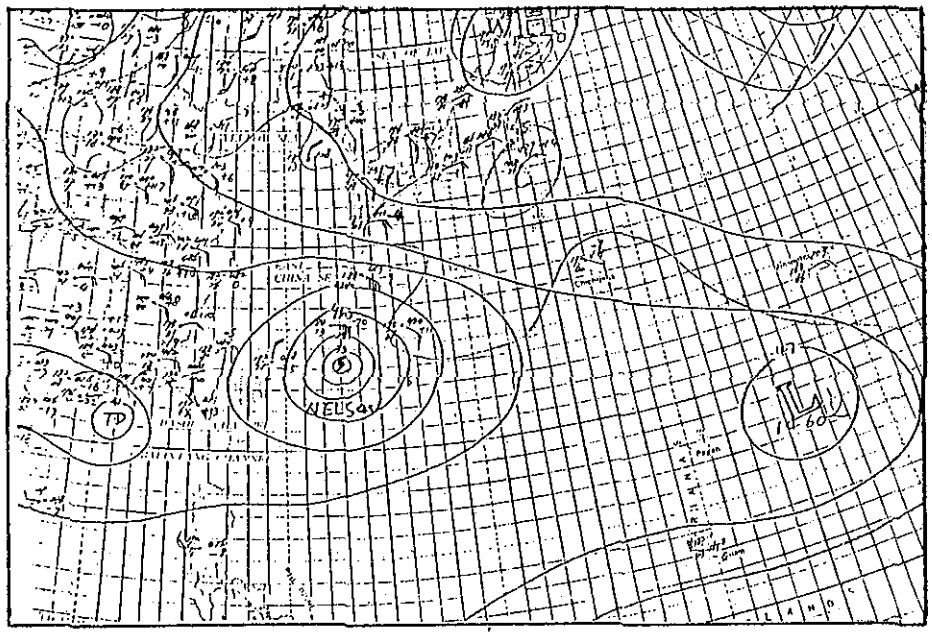


圖五 d　民國74年 8 月21日12Z地面天氣圖
Fig. 5d Surface chart at 12Z Aug. 21, 1985



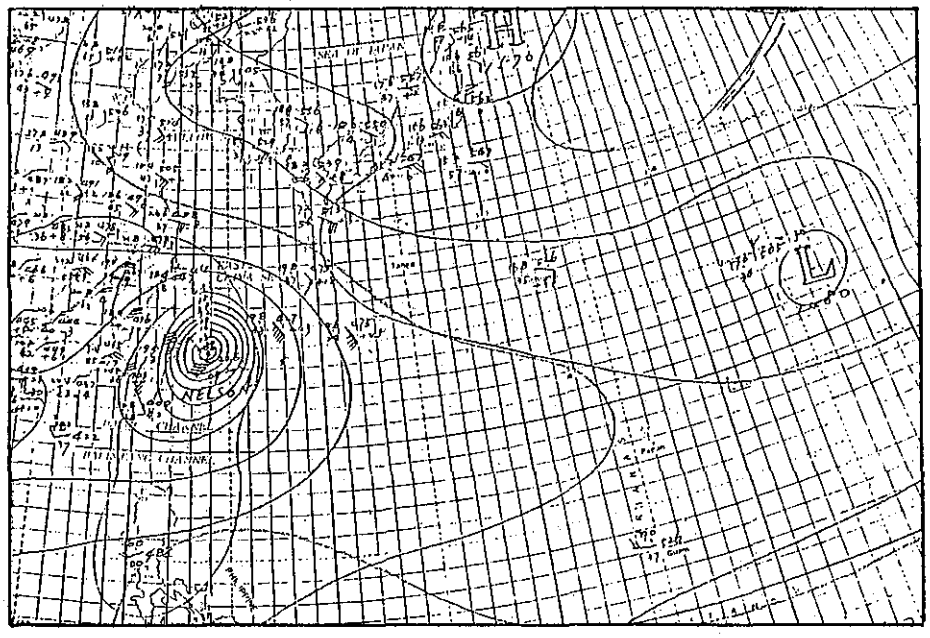
圖六a　民國74年8月20日12Z 850 mb 圖

Fig. 6a 850 mb chart at 12Z Aug. 20, 1985



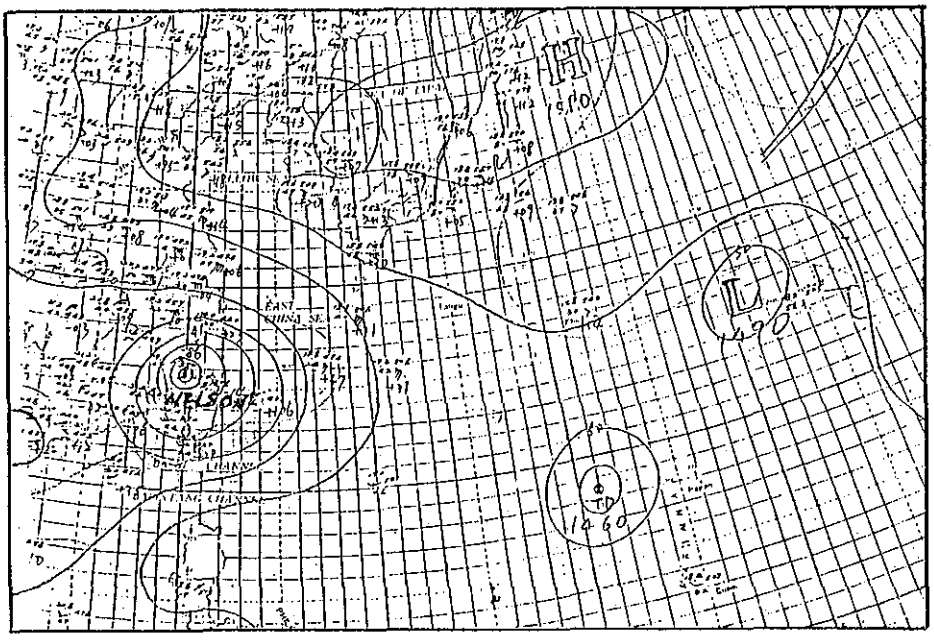
圖六b　民國74年8月21日12Z 850 mb圖

Fig. 6b 850 mb chart at 12Z Aug. 21, 1985



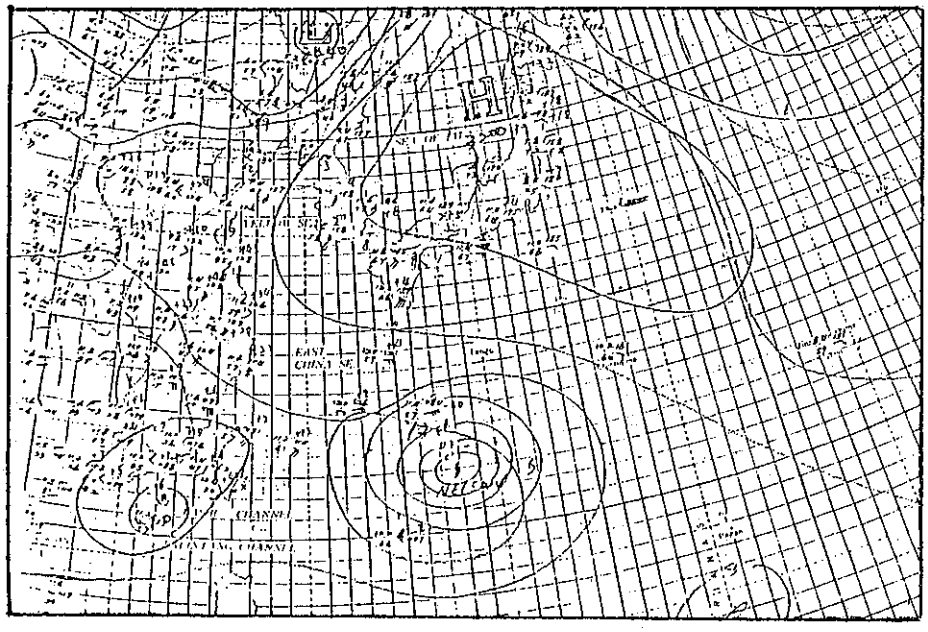
圖六c　民國74年8月22日12Z 850 mb 圖

Fig. 6c 850 mb chart at 12Z Aug. 22, 1985

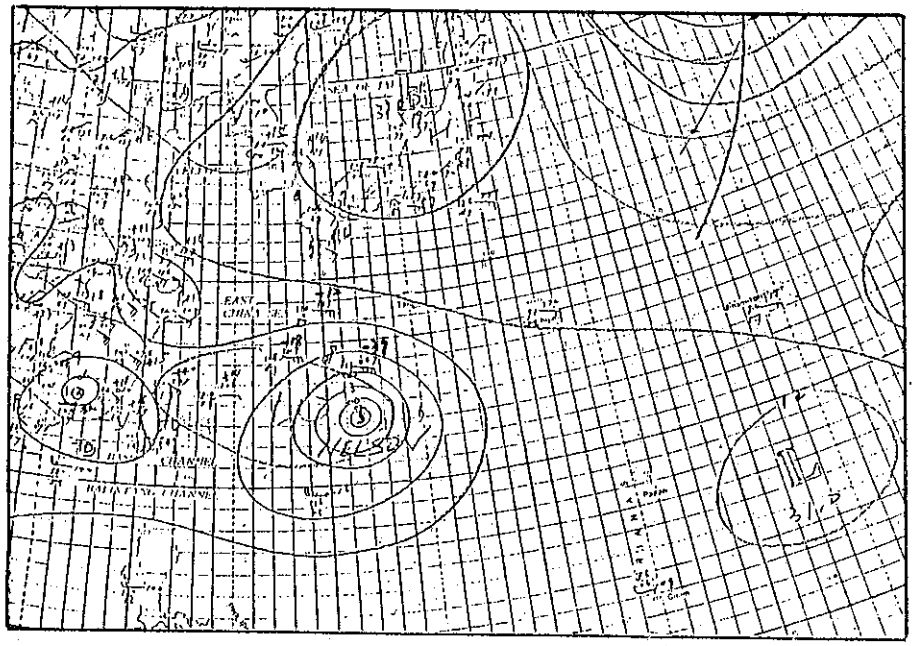


圖六d　民國74年8月23日12Z 850 mb 圖

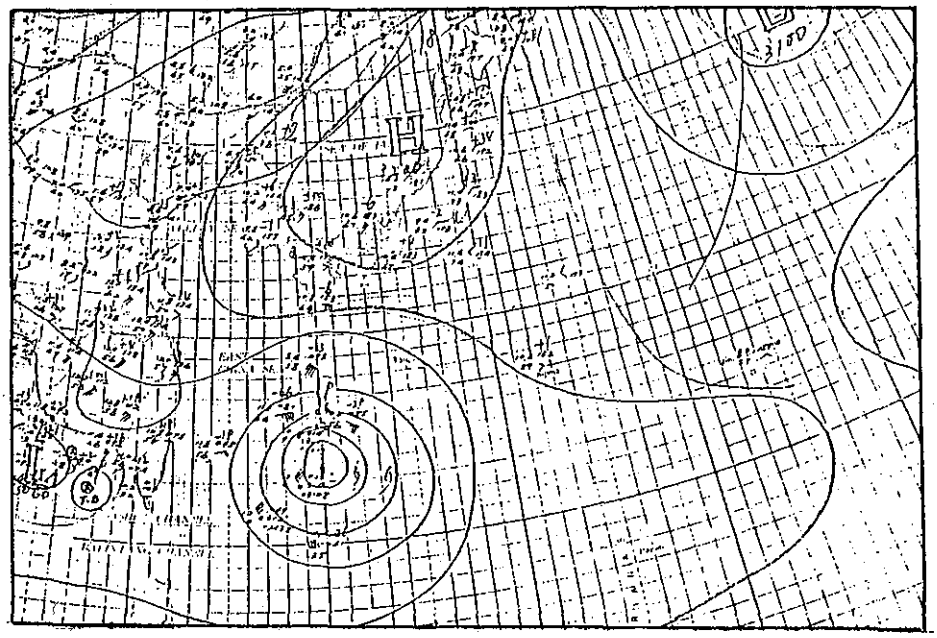
Fig. 6d 850 mb chart at 12Z Aug. 23, 1985



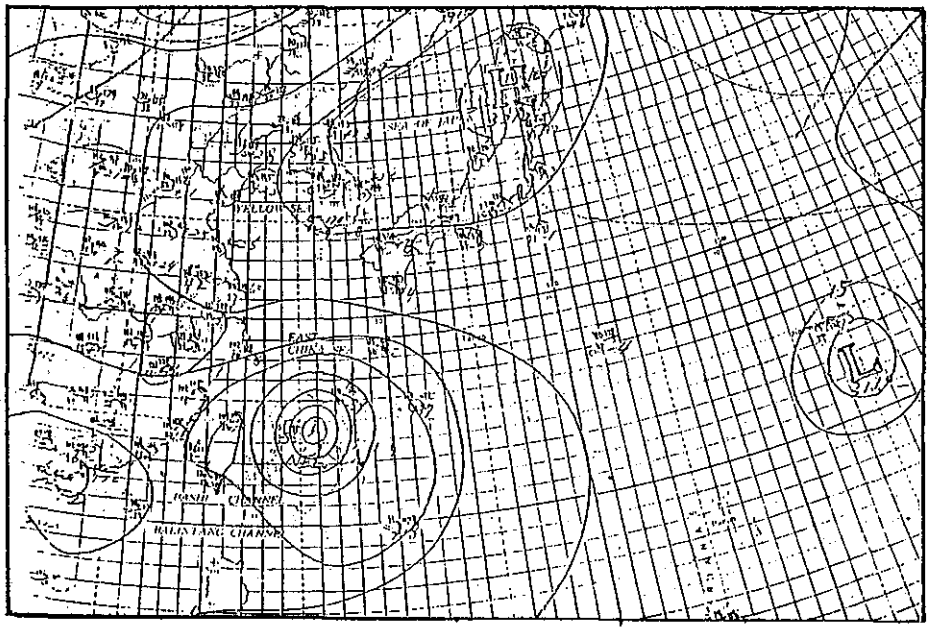
圖七a　民國74年8月20日00Z 700 mb 圖
Fig. 7a 700 mb chart at 00Z Aug. 20, 1985



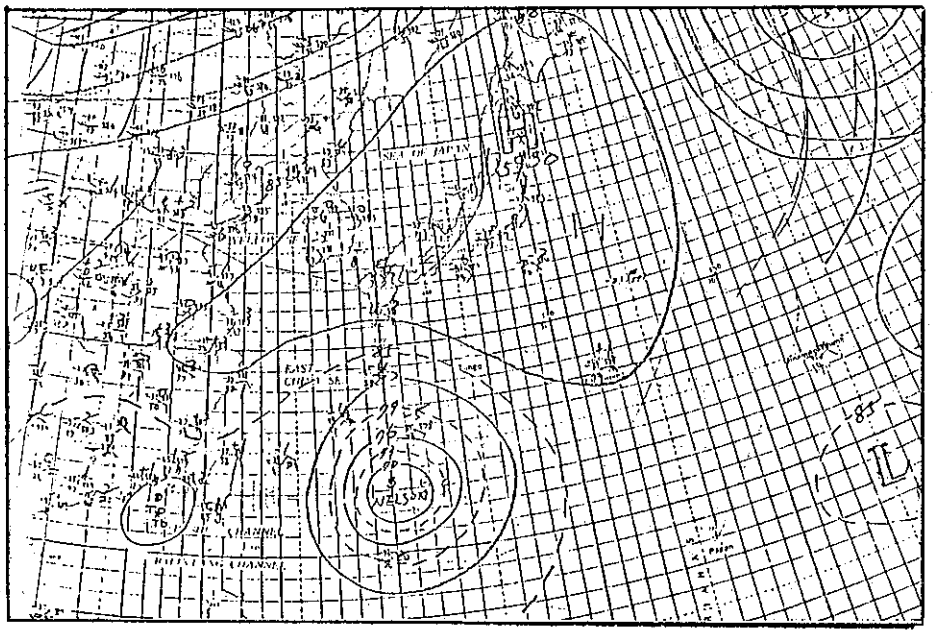
圖七b　民國74年8月20日12Z 700 mb 圖
Fig. 7b 700 mb chart at 12Z Aug. 20, 1985



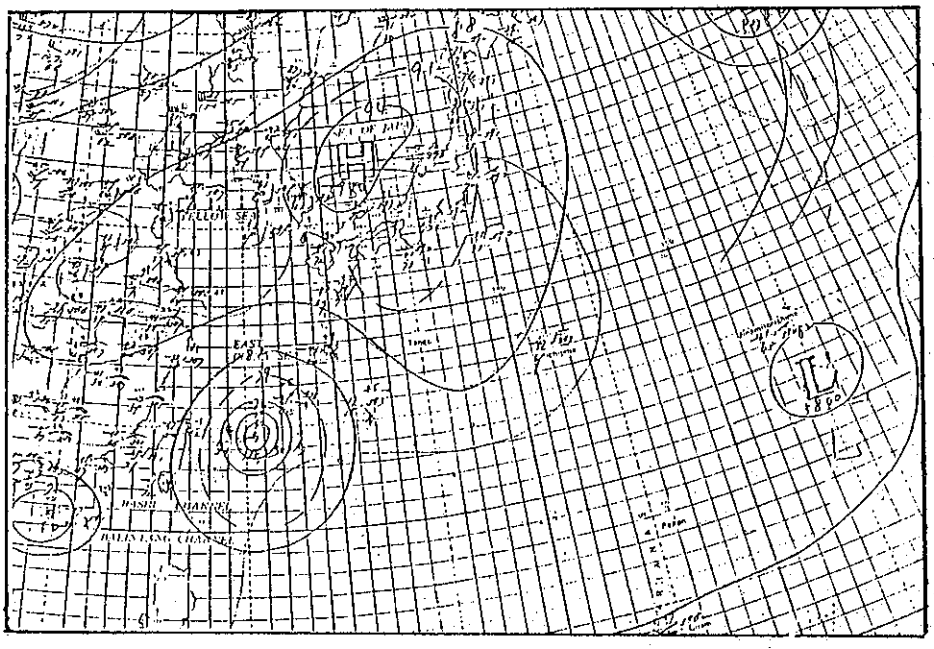
圖七c　民國74年8月21日00Z 700 mb 圖
Fig. 7c 700 mb chart at 00Z Aug. 21, 1985



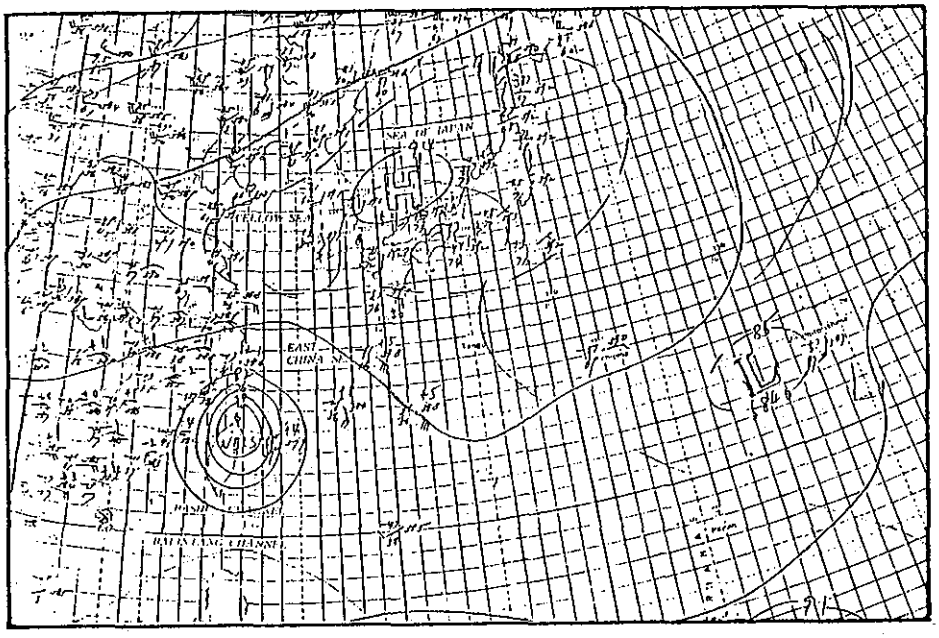
圖七d　民國74年8月22日00Z 700 mb 圖
Fig. 7d 700 mb chart at 00Z Aug. 22, 1985



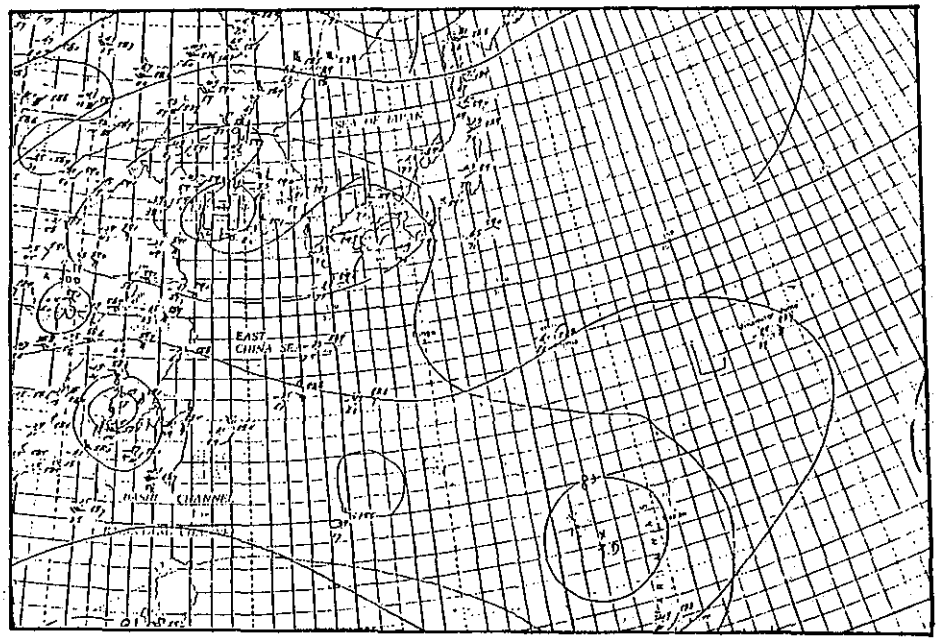
圖八a　民國74年8月21日00Z 500 mb 圖
Fig. 8a 500 mb chart at 00Z Aug, 21, 1985



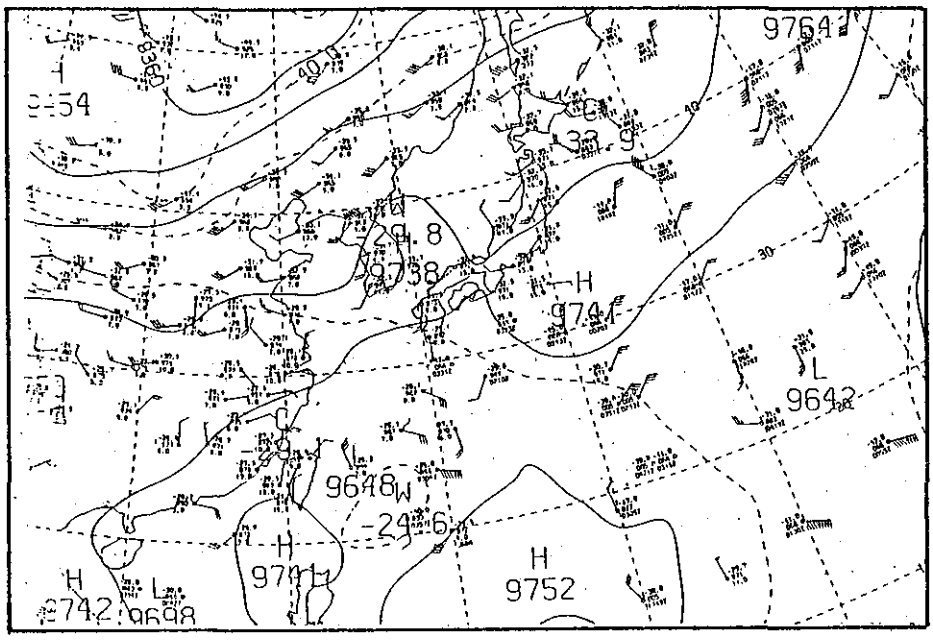
圖八b　民國74年8月22日00Z 500 mb 圖
Fig. 8b 500 mb chart at 00Z Aug. 22, 1985



圖八c　民國74年8月23日00Z 500 mb 圖
Fig. 8c 500mb chart at 00Z Aug. 23, 1985

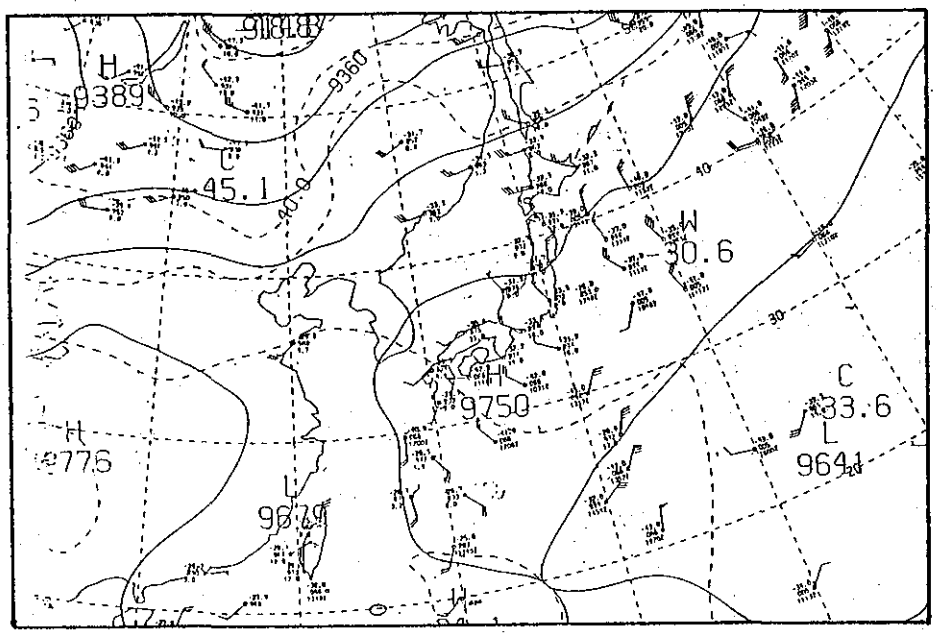


圖八d　民國74年8月24日00Z 500 mb 圖
Fig. 8d 500 mb chart at 00Z Aug. 24, 1985



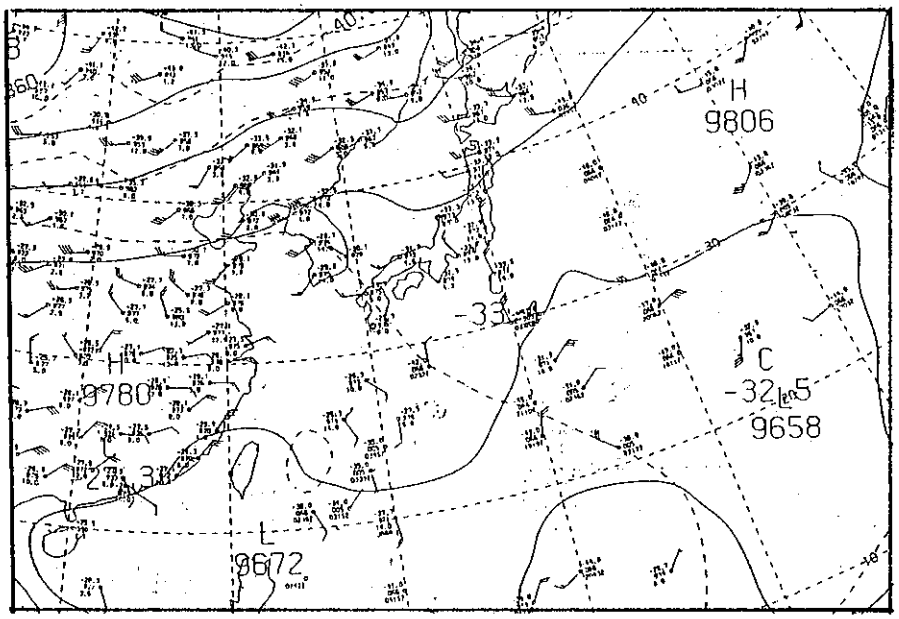
圖九a　民國74年8月22日00Z 300 mb 圖

Fig. 9b 300 mb chart 00Z Aug. 22, 1985



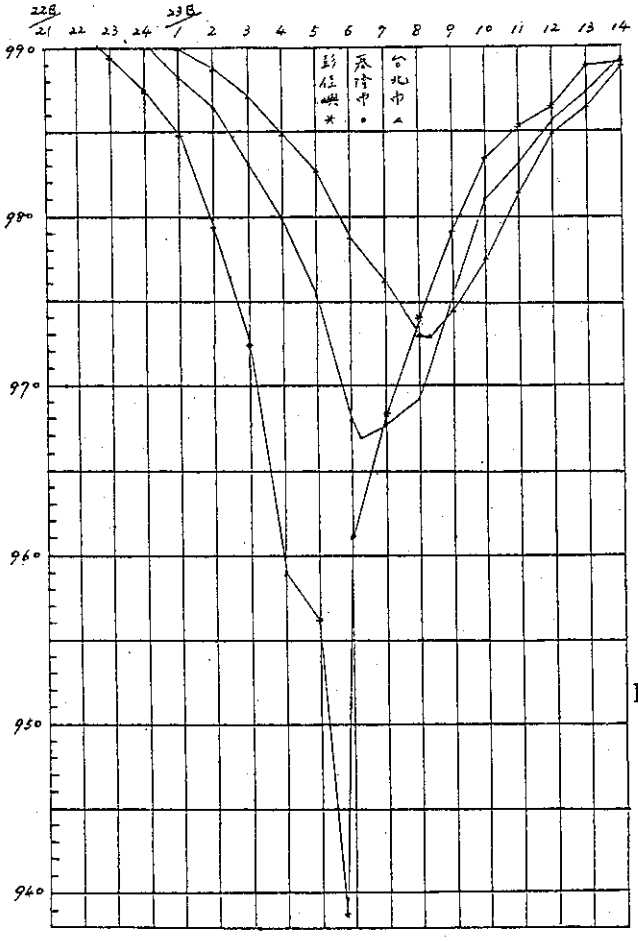
圖九b　民國74年8月22日12Z 300 mb 圖

Fig. 9b 300mb chart at 12Z Aug. 22, 1985



圖九c　民國74年8月23日00Z 300 mb 圖

Fig. 9c 300 mb chart at 00Z Aug. 23, 1985



圖十　尼爾森颱風侵臺時彭佳嶼、基隆、臺北之氣壓圖

Fig. 10 Time Cross-section of Taipei, Keelung, and Peng-chia Yu station's pressure during Nelson passage

，80～90萬用電戶遭到停電，臺北市的大安、城中、內湖、南港等局部地區均發生停水現象，尤其是臺北市的行道樹、市招牌以及路燈也被吹得東倒西歪，市容呈現一片凌亂。玆將影響臺灣地區的一些因素簡述如下：

1.風　　力

22日12Z（22日20時）尼爾森颱風由東南東向西北西逼近臺灣北部近海，首當其衝的當然是臺灣北部及東北部地區，尤其是彭佳嶼因無地形屏障，其出現之風力十分强勁，如表三所示，在22日05Z（22日13時），距颱風中心約300公里時，其平均風力已達29 KTS（7級風），22日14Z（22日22時）平均風增强爲41 KTS（10級風），然後風速直線遽增，22日21Z（23日5時）平均風速更達96 KTS（15級風），23日07時03分則跳至最大值123 KTS（17級風），同時最大陣風發生在23日07時02分——137 KTS（17級風以上），然後風速才開始逐漸減弱。

臺北地區爲一盆地，南、北兩面山丘聳立，因受天然地形的影響，風力遠不如彭佳嶼，由表二顯示其起風時間及風力情況均較彭佳嶼落後甚多。臺北市從22日22Z即23日6時（距颱風中心僅70公里）起，平均風速才由前一個鐘頭的9 KTS，顯著增强至25 KTS（6級風）西風，同時最大陣風也由21Z（23日5時）的30 KTS驟增爲60 KTS（11級風），很明顯地是受地形阻擋作用，北風難以入侵臺北市。23日00～02Z（23日8～10時）平均風速仍維持在30 KTS左右，23日10時10分瞬間最大陣風達最高值83 KTS（14級風）。此外臺北山區的鞍部平均風速最大爲58 KTS（11級風），出現在23日04時03分北北西風，同時最大陣風達最高值89 KTS（14級風）。

中部地區亦在尼爾森颱風暴風半徑範圍內，但由於中央山脈縱貫南北，致使低層氣流遭到地形破壞，風力普遍不强。以臺中市爲例，其平均風速最大僅爲11 KTS（4級風），陣風最大亦只有26 KTS（6級風）。而在沿海地區，由於瀕臨臺灣海峽，且距山區較遠，受地形影響程度較小，故其風力仍然甚强。以梧棲爲例，22日13 Z（22日21時起至23日12 Z（23日20時）期間，平均風速大致維持在20～30 KTS間，最强最大陣風則出現在23日19時50分爲48 KTS（10級風），其風力仍相當可觀。

嘉義以南地區離颱風中心較遠，因此風力較小，平均風速一般在10～20 KTS，最大陣風大致在30～40 KTS之間，其中以東吉島風力最强，平均風速最大出現在23日07時50分，爲32 KTS（7級風），最大陣風40 KTS（8級風）。

2.雨　　量

由22日0時至23日24時臺灣地區降雨的情況，以北部石門水庫集水區最多，其中白石785公厘、高義777公厘、玉峯742公厘。中南部以山區阿里山492公厘最多，平地雨量集中於臺中以北，其中基隆202公厘、宜蘭221公厘、臺北190公厘、新竹206公厘、臺中233公厘（詳見表二）。

此次尼爾森颱風，中央氣象局對此颱風降雨的預測相當準確，由中央氣象局所發布的第3號第9報颱風警報即可驗證。尼爾森爲一「西北」颱風，臺北地區的降水，累積（23、24）兩日雨量爲190公厘，反而比新竹206公厘少。除22日23時及23日6、7時雨勢較大，分別下18、23、23公厘外，自22日13時至23日12時間每小時雨量均在10公厘以下，分析其原因，不外乎與颱風的行徑及運行速度有關。

西北颱的主要特色是在颱風接近臺灣北部附近時，北部地區會持續一段期間吹强勁西北風，尤其臺北盆地三面環山，僅在西面的淡水河口形成一缺口，西北風一進入臺北盆地後，受地形舉升作用特別明顯，故容易造成大量的降水。但是在尼爾森颱風侵臺期間，由23日1時至10時臺北市的風向均爲西到西南風，5時以前西南風較微弱，無法產生較大的對流舉升作用，6時以後尼爾森颱風穿過彭佳嶼和臺北間的臺灣北部近海，臺北市風向急轉爲西風，雖然西風甚强，但是臺北到宜蘭北部間地勢較低（呈東西向），故低層的輻合抬升作用並不顯著，因此主要降雨均發生在迎風面山區。

由於在臺灣北部地區出現南風和北風的頻率較大，吹西北風的頻率十分短暫，以基隆市爲例，在23日1時之前均吹北風，2時爲北北西風，3～4時爲西北風，5時起轉爲西風，然後迅速轉爲南風。歸納原因，主要是尼爾森颱風在接近臺灣北部海面時，因其行徑偏西且快速前進（每小時20公里）

，故在颱風進行方向前緣北風特强，其後側則以南風最盛。而臺北盆地因地形影響，由北風迅速轉爲西到西南風，因此西北風甚爲微弱，雨量亦不十分顯著。

3. 氣　壓

在尼爾森颱風侵臺期間，臺灣各地區之氣壓均有明顯的下降，如表二所示，臺灣地區各測站之最低氣壓值都降至1,000毫巴以下，其中以北部地區最低——彭佳嶼938.8毫巴，基隆966.9毫巴，臺北972.8毫巴，其出現時間分別爲23日05時45分、23日06時15分、23日08時15分。

在氣壓趨勢方面，各測站在颱風接近時，氣壓大致都逐漸下降，俟颱風遠離後氣壓便開始回升，如圖十所示，彭佳嶼、基隆及臺北等三測站之氣壓皆先降而後升，呈一「V」字形，尤其是彭佳嶼，由於尼爾森颱風甚爲接近，其氣壓升降極爲快速，8月23日3～4時間下降了13.4毫巴，在5時至5時45分的45分鐘內更下降了17.4毫巴，達最低氣壓點938.8毫巴，然後於6時迅速回升爲961.1毫巴，6～10時間平均每小時約回升5毫巴，10時以後回升速度減慢。基隆市及臺北市因地理位置關係，其最低氣壓出現時間均較彭佳嶼落後，臺北市又較基隆市落後。而全省各測站最低氣壓以東南部的大武最早出現——23日00時17分，氣壓值爲990.0毫巴。最遲則爲澎湖及東吉島，其最低氣壓值及出現時間分別爲23日16時40分（996.3毫巴）、23日17時00分（997.0毫巴）。

4. 海　浪

在颱風經過的海域或其附近海域通常會有暴潮出現，而波浪的高低與颱風的中心氣壓、暴風半徑、颱風强度以及颱風行駛的路徑均有關係。此次尼爾森颱風來襲，並未造成嚴重的海水倒灌，主要是因爲該颱風於8月23日侵臺（農曆7月8日），未逢朔，望日的天文（滿）潮，以及石門水庫蓄水功能的發揮。此颱風所引起的波浪十分洶湧，驚濤駭浪一度使鼻頭角的測波儀發生故障，鼻頭角海浪成長非常迅速，22日12時最大波高突破6公尺（6.41公尺），至22日24時又超過10公尺（10.69公尺），23日4時則達14.24公尺，由於波高太大，致使該測站自23日6時起的測波儀出了毛病，因此在23日6時以後的資料可能有點問題。⅓波高22日2時爲1.56公尺，22日12時上升至4.38公尺，22日22時又達6.49公尺，23日4時則爲測波儀未故障前的最高點9.59公尺。其他東吉島，由於距離尼爾森颱風較遠，且有陸地（臺灣與大陸）的屏障，故海浪高度沒有顯著的增高，最大波高出現在颱風登陸大陸時（23日22時），波高爲2.95公尺，其次23日20時波高爲2.03公尺，其餘時間均在2公尺以下。此外⅓波高值，從22日00時起至23日18時止，高度均在1公尺以下，直到23日20時，⅓波高才突破1公尺（1.09），然後大約維持在此一高度附近。

由以上資料顯示，尼爾森颱風來襲，東吉島波高並不大，而鼻頭角最大波高則超過14公尺以上，且東吉島最大波高的出現，大約比鼻頭角落後十幾個小時。

五、颱風預報誤差校驗

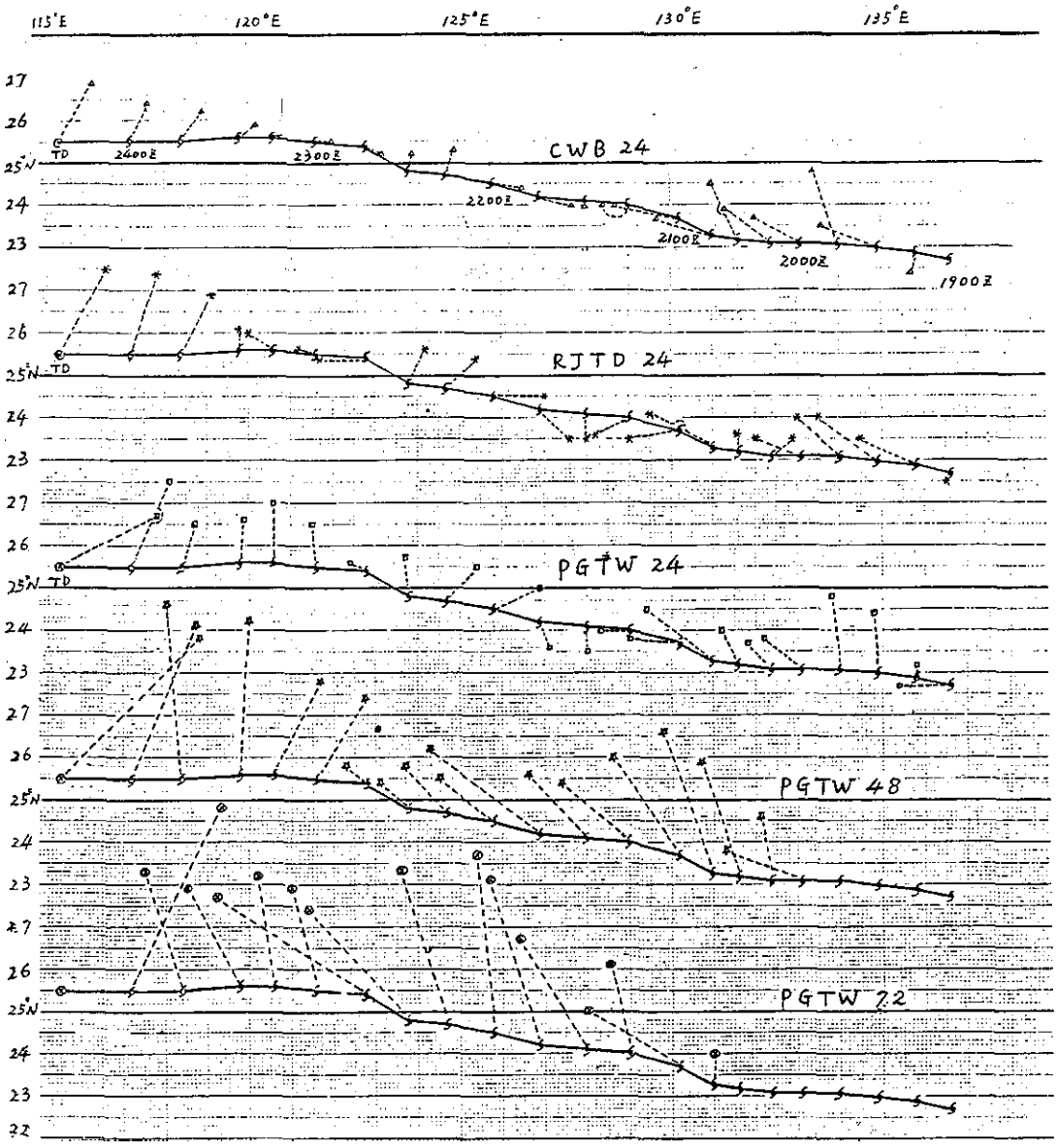
本校驗範圍包括中央氣象局（CWB）、關島（PGTW）、日本（RJTD）等24小時颱風預報，經最佳路徑校驗結果，以中央氣象局之預測誤差爲最小；並且對關島所作48及72小時預測加以校驗，以了解關島48、72小時颱風預測誤差情形。

1. 24小時預報

由圖十一所示，實線部份爲尼爾森颱風行徑，虛線部份表示預測向量誤差，如將此路徑圖區分成三個階段，則前、後期的預測位置一般都向北偏，而中期預測位置較爲偏南。由表四預測誤差統計結果，以中央氣象局預報準確度爲最高，日本其次、關島再次。就直線距離誤差而言，在警報期間1900Z～2406Z預測範圍內，24小時平均向量法誤差，中央氣象局爲95公里，日本107公里、關島122公里，在侵臺期間，預測21日12Z至23日12Z間的24小時預測平均誤差值爲——中央氣象局48公里、日本86公里、關島99公里；就方向角預測誤差而言，中央氣象局對此颱風方向角的掌握相當準確，在21日00Z到23日12Z間的24小時預測位置，除21日06Z預測22日06Z的誤差角達9度左右外，其他時間的預報誤差角度均在5度以內，爲歷年來颱風預報方面最爲成功的一次。

2. 48小時及72小時預報

關於48及72小時預測，在本校驗範圍僅由關島



圖十一　尼爾森颱風路徑（實線）與預測位置圖（虛線）

Fig. 11 Comparison of position between forecasting and best track for typhoon Nelson in 1985

作預報，因此無法作比較分析。由圖十一顯示，關島所作48及72小時預測均有明顯偏北的現象。由表四統計結果得知——在平均誤差方面，48小時預測爲264公里，72小時預測則達336公里；最大誤差的情況爲48小時預測490公里，72小時預測520公里。

六、結　論

西太平洋颱風在20°N 以北，140°E 以東之海面持續往西到西北西方向前進，在過去極爲罕見，由1951～1970年8月份颱風路徑圖，也很難找到類似尼爾森路徑的颱風，故對此颱風特性之探討是相當有趣的，僅歸納此颱風之特色如下：

1.太平洋副熱帶高氣壓偏北且持續西伸，是造成尼爾森颱風穩定向西到西北西進行的主因，而西太平洋高海溫的同時偏北似乎與此副高壓的伸展有相當微妙的關係。

2.西太平洋高海溫區較平均位置偏北，使本颱風形成緯度偏高，偏高緯度運行的颱風，因得不到較充份的南來水氣，其强度將受到極大的限制，是以很難發展爲强烈颱風。

3.臺北地區於尼爾森颱風來襲時，因受地形影響，起風時間落後甚多，但當颱風到達臺灣北部海面時，風速有突然劇增的現象。

4.本颱風之行徑，主要是受500毫巴以下之駛流所操縱。

5.在侵臺期間，中央氣象局24小時預報，創下了歷年颱風預報誤差最小紀錄（24小時平均向量法誤差48公里），在角度及直線距離誤差均較關島及日本爲準確。

6.侵臺期間風雨情形相當顯著，雨量主要集中在北部地區，尤其是山區。其次中南部山區（如阿里山、玉山）降水亦十分豐沛。就風力而言，最大平均風速及最大陣風都以彭佳嶼爲最大，分別高達62.7 m/s及69.8 m/s（17級以上），另外基隆、鞍部、竹子湖、臺北及蘭嶼最大平均風速也在20 m/s 以上（8～11級）最大陣風則在40 m/s 以上（14級以上）。

Report on the Typhoon "Nelson" in 1985

Chun-Yen Kuo

Junior Specialist of Weather Forecasting Center, C. W. B.

ABSTRACT

Nelson, the tenth typhoon in the western North Pacific, was the third and the severest one which attacked Taiwan in 1985. It originated over the sea south-southwest of Chichijima at 180000Z August, and moving west-northwest with about twenty kilometers per hour until it over the land of China.

Strong winds and heavy rain swept the northern and northeastern parts of Taiwan, a great damage was created, during Nelson passed across the sea north near coast of Keelung. Fortunately, the damage was decrease to the least as possible because of CWB's accurate forecast, average displacement error of 24-hour forecast only 48 km/hr, and most of people could take precaution during the period of typhoon Nelson passage.

統一編號：
09085750030

ISSN 0255-5778

Volume 32, Number 2 June 1986

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Originals

Preliminary Study on the Application of Typhoon Track Objective Forecasting Methods Used for Taiwan and Its Vicinity Area ..... *Shinn-Liang Shieh, Henry Fu-cheng Liu, Chung-Shan Wang* (1)

A Case Study of a Severe Weather Outbreak over the Middle East Region ..... *Tiros Pei-Jiun Lee* (26)

The Study of the Influence of Meteorological Factors on the Safety Crop Cultivation Period in Taiwan ..... *Wen-Ping Tseng, Chun Chu, Chea-Yuan Young* (44)

Report

Report on the Typhoon "Nelson" in 1985..... *Chun-Yen Kuo* (62)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

氣 象 學 報

季 刊

第三十二卷　第 三 期

目 次

研究論文

探討臺北盆地對季風之修正效應……戚啓勳（89）

臺灣地區月平均日射量分布之研究……林憲德　蘇瑞泉（99）

美國中西部密西西比地震網的Lg規模修正 ……呂佩玲　辛在勤（109）

資料壓縮在 IDMS 上的研究……李南文（119）

報 告

民國七十四年颱風調查報告——侵臺颱風（8519）白蘭黛……王世堅（127）

出 版 者　中央氣象局氣象學報社　臺北市公園路六十四號
發 行 人　吳 宗 堯　電 話：3713181
社 長　吳 宗 堯
編審委員會
主任委員　喬 鳳 倫
委 員　王 時 鼎　楊 之 遠
曲 克 恭　廖 學 鎰
呂 世 宗　鄭 邦 傑
胡 仲 英　謝 信 良
陳 泰 然　蔡 清 彥
戚 啓 勳　葉 永 田
張 隆 男　（按姓氏筆劃排列）
幹 事　楊 之 遠　楊 惠 珍
印 刷 者　文英印刷企業有限公司
地 址　臺北市萬大路 486 巷10弄40號
電 話　3016802 • 3018572

探討臺北盆地對季風之修正效應*

戚　啓　勳[1]

一、前　言

臺灣爲亞洲大陸東南海岸外相隔不遠之一大島，季風效應極爲顯著。然而臺北市區因在本島北部臺北盆地之中央偏東，北面有大屯山火山羣阻擋，東南至西南又被一系列衝上斷層構成之丘陵區包圍，西北偏西有觀音山聳崎，山麓與桃園丘陵地相連。只有北偏西爲淡水河出口，氣流進出均可通行無阻。

另一方面，盆地北邊之基隆河，迂廻曲折，流向西方，而上游河谷又轉向東北，遙指基隆港口，其間雖有小山相隔，但高度殊低，乃成爲東北季風最有利之入侵通道。此外，市區西南方之大漢溪及南南東方之新店溪，對夏季風也有約束之功能（圖一）。

氣流遇到阻碍，有時繞道，有時翻越，亦可二者兼之；經過隘口則首先輻合，而後再輻散。可見地形不僅能改變風向及風速，而且對降水亦具有重大之修正作用。迎風面多雨，背風面則少雨或無雨；氣流輻合而上升，輻散而下降，皆爲衆所週知之道理，但却構成天氣預報最大難題之一。解決之途徑，除了在風洞內作模型試驗而外，唯有從過去氣候資料中探討地理環境影響之性質與程度。本文之目的卽在比較臺北盆地內外諸測站之冬夏季風及其伴隨雨量之差異，分析臺北市區內之風雨，如何受周圍特殊地形之控制，不僅可以作爲臺灣中尺度氣候之一種研究，且能據以修正綜觀尺度及中尺度之天氣預報。

二、基隆河谷迫使臺北全年東風盛行

統計臺北測站（市中心之公園路）1951-1980之30年內全年各風向（16方位）出現頻率之平均值（表一），東風獨占24%，其次爲16.3%之東南東風，再次爲11.9%之東北東風，三者合併高達53.2%，顯然爲基隆河谷主導作用之後果。南風只占5.1%，連同南南東風及南南西風亦僅 12.2%。北風之頻率更少，只有 1.7%，合併北北東及北北西不過 5.7%。可見臺北市區之北方，從淡水河至基隆河之間，受陽明山及大屯山等攔阻冬季風之效果最佳。

表一內可以看出：每10年之各方位平均頻率雖稍有出入，但大致情況並無改變，例如1951～1960之東風連同相鄰兩方位爲49.9%，1961～1970爲52%，1971～1980則爲54.6%。其他方位亦無重大之改變，足見臺北盆地內之各風向頻率相當穩定。

在實際應用上，各風向之頻率分配，大多只需要8方位，16方位有時反而使人混淆。例如社區之規劃與工業區之開發，勢必要考慮當地之恒風向。如果當地全年最多風向只有一個，問題較爲簡單，

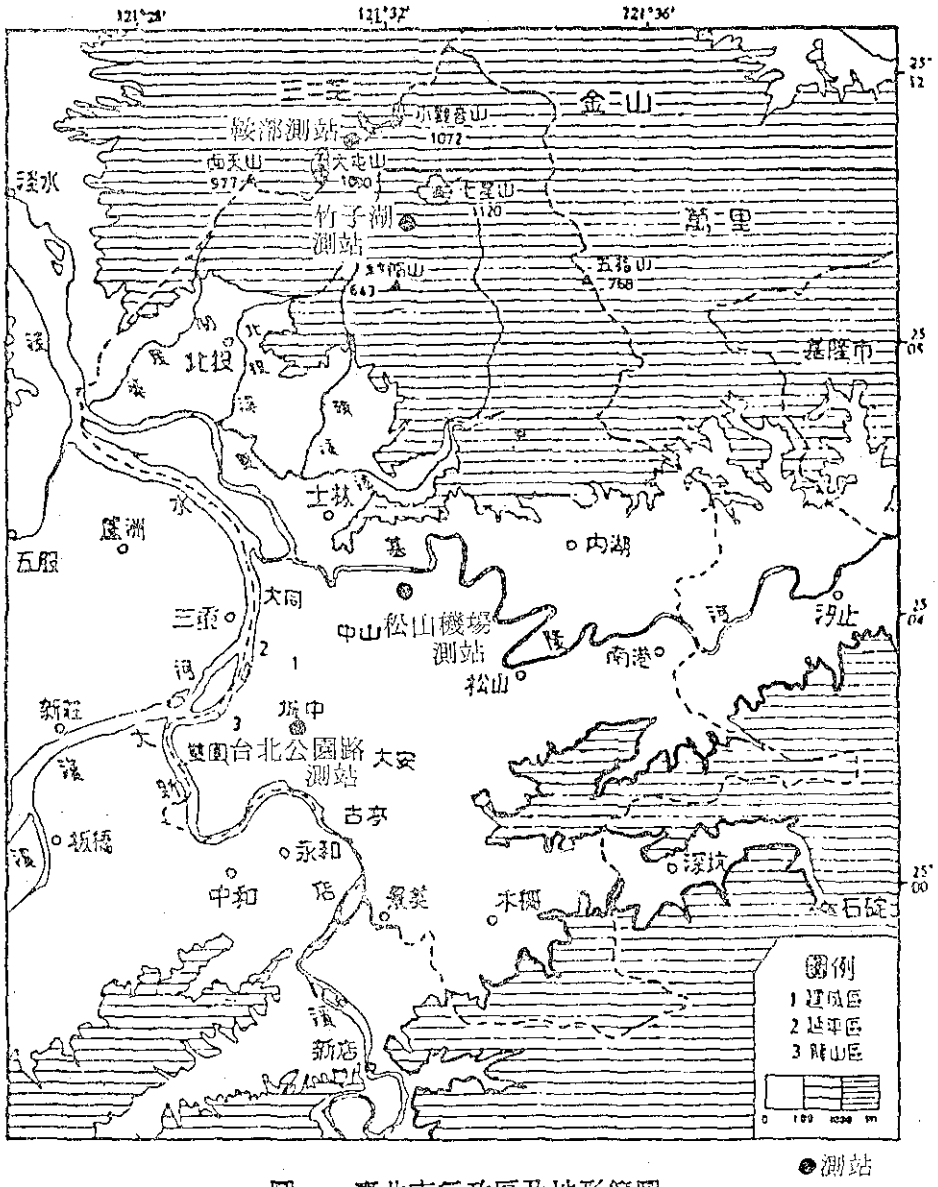
表一　臺北測站全年各方位風向之出現頻率

Table 1. Annual frequency (%) of wind direction of Taipei (1951-1980).

	C	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
1951-60	16.1	1.7	0.7	2.2	10.8	21.4	17.7	3.9	2.1	3.8	1.8	2.2	2.4	5.4	2.4	3.2	2.2
1961-70	4.1	2.0	0.9	2.2	10.5	27.0	14.5	3.9	4.3	6.8	3.0	3.1	2.7	4.3	3.0	3.5	3.9
1971-80	4.3	1.3	1.1	1.5	14.5	23.5	16.6	3.3	7.1	4.6	2.9	2.8	3.0	3.3	3.8	3.0	3.1
1951-80	9.1	1.7	0.9	2.0	11.9	24.0	16.3	3.7	4.5	5.1	2.6	2.7	2.7	4.3	3.1	3.2	3.1
合併成8方位	9.1	3.7		8.4		38.1		14.1		8.7		5.4		7.2		6.3	

* 收稿日期：75年4月9日　　送審日期：75年4月11日

1.淡江大學兼任教授

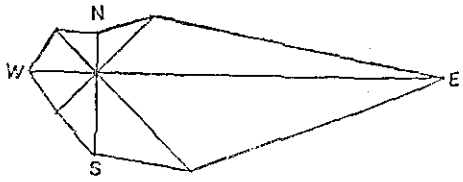


圖一　臺北市行政區及地形簡圖

Fig 1. The municipal regions of Taipei and its topography.

即上風處安排爲住宅區，下風處則規劃爲工業區；或者上風頭配置不宜有污染之建築物，污染源設在下風位置，西歐與北歐大都如此規劃。

表一最後一行即爲合併成8方位後，臺北市中心全年風頻。東風之頻率高達38.1%。東南風居其次，其餘諸方位所占比例均小，大可不必考慮，由此繪成之臺北8方位全年風頻，見圖二。從圖中可以明顯地看出：南港一帶工廠林立所噴發之濃煙，



圖二　臺北全年8方位風頻圖 (1951～1980)

Fig 2. Annual wind rose at Taipei (1951-1980).

表二　臺北盆地內外選擇測站之各月及全年盛行風向*

Table 2. Prevailing wind direction of selected stations in Taipei Basin and near sea shore.

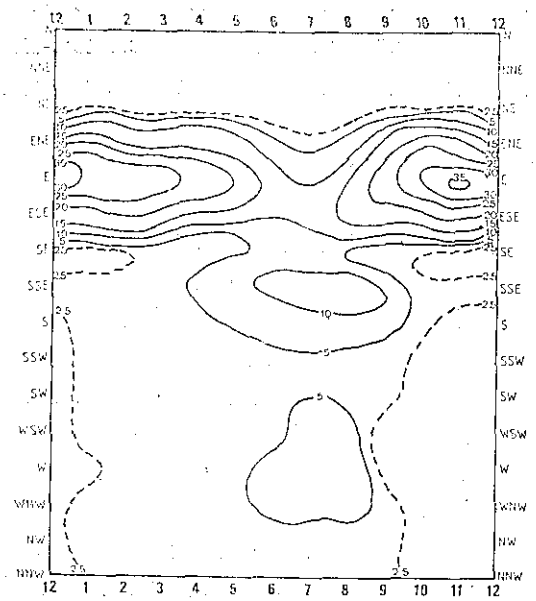
	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
臺北	E	E	E	E	E	SSE	SSE	SE	E	E	E	E	E
松山	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E	E
竹子湖	NE	NE	NE	NE	NE	NW	NW	NE	NE	NE	NE	NE	NE
鞍部	SE	SE	SE	S	SE	SE	S	S	S	SE	SE	SE	SE
淡水	NE	NE	NE	NE	SSE	SSE	SE	SE	SE	NE	NE	NE	NE
基隆	NE	NE	NE	NE	NE	S	S	S	NE	NE	NE	NE	NE

* 除松山統計年代爲1953～1972年外，其餘均爲1971～1980。

對全臺北之市民健康實有極爲嚴重之影響。有了這一幅圖對於你購屋定居也大有幫助，看看污染源在你居處的那一方向[1]。

話雖如此，上述僅針對臺北測站而言。任何其他地點，勢必受當地周圍地形、地物之影響，而有相當大之出入；離地高度也有關係。

今再以各風向之方位爲縱坐標，月份爲橫坐標，繪出臺北1971～1980年之各風向等頻線（間隔爲5%，虛線示 2.5%），如圖三。圖中可以表出週年內各風向頻率消長之情形，臺北東風頻率之升高係由七月份東南東風之優勢轉變而成，十一月到達巔峯，占35.4%，合併鄰近兩方位，高達79.1%，四月後始見激降，代之以南南東風之增多，六、七兩月分別爲13.3%及13.4%，合併鄰近兩方位則爲26.8%及27.3%。六至八月，南南東風形成一超過10%之高頻區，足以與東風相拮抗。另有一接近10%之西風區，以七月爲中心，爲期約三個月。可見東北季風在臺北因受限於地形而成爲東風占絕對優勢，夏季之東南至西南風亦受地形影響而修正爲南南東及西風，但頻率遠不及東風。



圖三　臺北各風向頻率之年變化（1971～1980）

Fig 3. Monthly frequency (%) of wind directions at Taipei (1971-1980).

三、臺北盆地內外週年內盛行風之變化

臺北盆地內兩平地測站，盆地邊緣兩山地測站，以及盆地外兩濱海測站之週年內各月最多風向見表二。比較盆地內之臺北、松山與盆地外濱海之淡水、基隆，前者全年東風盛行，後者東北風盛行，冬季風受基隆河谷修正實屬顯而易見。然而臺北從九月開始一直到次年五月，都以東風爲最多風向，如果此優勢東風卽代表冬季風，則夏季風只占三個月，六、七月之最多風向爲南南東，八月爲東南。從東亞大氣環流之形勢也可看出：夏季風正式占領臺灣全島是在六月。九月起，冬季風已可到達臺灣，當然以北部先受影響。

根據王時鼎、鄭俠之研究(2)，臺灣周圍之平均環流直到梅雨前期之五月，尙以東北氣流爲優勢，六月爲梅雨後期，臺灣東北部才面對東風，西南氣流侵入西海岸，前鋒抵達桃園丘陵帶。七月起，東北海岸外才轉爲東南風。可見西南氣流在夏季很難在臺北盆地之下層出現。臺北夏季之爲偏東之南風，一方面也受新店溪河谷之影響，松山測站因在機場之北側，正好在基隆河邊，所以全年任何一月都

是以東風爲最多風向。

盆地北緣之兩山地測站較爲特殊，竹子湖除六、七兩月之最多風向爲西北而外，其餘各月均爲東北風占優勢。東北風盛行很容易解釋；至於夏季兩個月之西北風較多，從地理形勢來看，當爲西南風從淡水河口進入，再沿陽明山南坡吹送之後果。

鞍部之最多風向最爲特殊，週年內各月，不是東南風，就是南風，前者爲十月至次年六月，其中只有四月以南風最多，後者爲七至九月，加上四月。原因只有從周圍地形去尋求，在圖一內可以看出：鞍部測站位於大屯山與小觀音山間之隘口，地勢顯露，東南偏東又有七星山，成爲鼎足之勢，高度均約1,100公尺上下。鞍部南方有一條注入雙溪再併進基隆河之磺溪，所以有利於南風之出現，東南風更是沿五指山、七星山和小觀音山之通路，仍係源出於基隆河谷，其餘方位均多屏障，故而週年內各月只有這兩個最多風向。

四、臺北盆地對風力之影響

地形不僅能控制風向，風速也會受到它的影響，臺北盆地對任何一地的風速改變非常複雜。先以臺北盆地內外六個選擇測站之各月及全年平均風速來講（表三），松山因爲周圍較空曠，全年平均風速爲 3.7m/s，居於首位，鞍部爲隘口，居其次，相差只有 0.1m/s。足見空曠與山腰對風力增强之效果在伯仲之間。另一方面，山嶺之蔽風作用非常顯著，竹子湖測站因背靠陽明山，全年平均風速最低，只有 2.3m/s，比較令人詫異者，基隆濱海，且面對東北季風，年平均竟與盆地內之臺北極近；淡水顯露度甚佳，但年平均風速高出臺北也很少。

表三　臺北盆地內外選擇測站之各月及全年平均風速（每秒公尺）

Table 3. Monthly mean wind speed of selected stations in Taipei Basin and near sea shore (m/s).

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年	記錄年代
臺北	3.3	3.4	3.4	3.1	2.8	2.2	2.4	2.8	3.2	3.7	3.9	3.6	3.1	1897-1980
松山	3.9	4.0	3.9	3.7	3.5	2.6	2.7	3.0	4.0	4.4	4.9	4.3	3.7	1953-1972
竹子湖	2.9	3.0	2.5	1.9	1.7	1.4	1.3	1.4	2.1	2.8	3.3	3.2	2.3	1947-1980
鞍部	3.7	3.5	3.4	3.0	2.9	2.9	3.3	3.8	4.4	4.3	4.5	3.9	3.6	1943-1980
淡水	3.4	3.5	3.4	3.1	2.9	3.0	3.4	3.6	3.7	3.7	3.9	3.7	3.4	1943-1980
基隆	3.8	3.6	3.1	2.8	2.5	2.3	2.9	2.9	3.3	3.9	4.1	3.9	3.2	1917-1980

比較各測站風速之年變化，臺北平均風速最强在十一月，以其冬季風最盛，與其餘測站一致。强度與淡水相等，僅略低於基隆。倒是以松山最强，平均爲4.9m/s，其次爲鞍部之4.5m/s。值得注意者爲：早在九月之冬季風發起時，此兩處之風速已見激增。證見冬季風因重而薄，受地形之影響遠較夏季風爲顯著。鞍部及淡水夏季各月之風較强，海風亦爲一重要因素，基隆測站背後因有丘陵圍繞，故而海風不若淡水之顯著。

極端風速及强風日數大都對地形效應更爲敏感，但必須同一段年代相比較，尤其是最大風速。臺北、竹子湖、鞍部、淡水、基隆五處1951～1980之30年內，各月出現之最大風速見表四。松山機場因所採最大風之持續標準不同，未列入統計。

表內可以看出：以全年而論，鞍部與基隆出現之最大風速最高，均曾記錄得43m/s，竹子湖相差只有 1m/s，位於臺北盆地底部之公園路測站最小，得33m/s，凡此均見於七至九月之颱風經過時發生。基隆因中心登陸時出現，足見海拔較高，出現之最大風速亦較高，除非爲中心登陸之濱海測站，臺北盆地對最大風速顯然有減弱效應。

今再以非颱風季之多半年而論，鞍部三月及十一月均曾記錄得 25m/s 之最大風速，足見東北季風因風口而增强功效甚爲明顯，經過之後，氣流輻散，風也減弱。

六級以上之强風日數，臺北盆地內之銳減更爲明顯，鞍部全年多達60.2天，但淡水亦有58.9天（均爲1943年～1970年）（表略），基隆顯然要比淡水少，平均爲 39.8 天（1917～1970），臺北則僅16.8天。足見盆地內之測站，强風日數遠較盆地外

表四　臺北盆地內外選擇測站之各月最大風速（1951～1980）（每秒公尺）

Table 4. Monthly maximum sustained (10 min) wind speed of selected stations in Taipei Basin and near sea shore (m/s) (1951-1980).

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九　月	十　月	十一月	十二月	全　年
臺　　北	13.8	12.8	13.7	15.3	16.0	27.3	29.8	33.0	26.2	23.5	13.8	13.7	33.0
竹　子　湖	14.7	20.5	18.5	15.7	17.0	19.8	42.0	16.5	34.4	21.3	15.8	16.7	42.0
鞍　　部	18.3	21.3	25.0	18.3	24.0	25.0	43.0	38.2	36.0	27.8	25.0	24.3	43.0
淡　　水	19.7	17.7	19.7	18.3	19.0	20.0	36.0	35.2	36.7	22.0	23.7	20.0	36.7
基　　隆	20.7	18.3	17.5	15.7	18.3	18.3	33.3	43.0	35.0	21.3	25.0	16.0	43.0

爲少，顯露度較佳或者風口，强風日數較多。

五、臺北季風週年內之向量變化

風爲有向量，風向和風速必須同時觀測，以其彼此不能劃分，故有很多種統計其向量之方法。不同風向各種風速之頻率統計因爲過於繁複，爲便於應用，風花圖中之風速通常劃分爲三個階段：蒲福風級1～3級，4～6級，7級及以上，由不同粗細之線段表示。

中央氣象局1971—1980年之累年氣象報告中已刊出各測站全年及各月風花圖，在全年風花圖中顯示：（圖略）臺北之東風占絕對優勢，不僅出現較頻，而且7級及以上幾乎完全在東風相鄰兩方位內，其餘各方位之分配相當均勻，僅南南東略多，北至東北較少，顯係受基隆河谷地形之約束所致。

從臺北各月風花圖（圖略）則可看出：七月之盛夏，臺北東風頻率減至最低，夏季三個月東南象限內之風頻偏高，足見受太平洋副熱帶高壓之影響。九月開始，東風及相鄰方位開始增多，東北東之增加格外明顯，而强度亦增。至十月更爲突出，此後，東風一直保持優勢，以迄於二月始見減少，但仍殊緩慢。等到五月後，才漸爲東風象限內之風所取代。

統計風之向量，予以簡化，最常用者爲計算某段時期（例如某年某月）之合成風；亦卽將每次觀測所得風之向量，換成四方位中兩個方位之向量，而後求向量和，南北及東西可相互抵消（異向）或累積（同向），最後得出一個向量。可見凡某方位之風出現次數甚多且甚强者，則合成風必突出。相反言之，該月如無盛行風，合成風必弱。例如半個月吹北風，另半個月吹相等强度之南風，合成風勢必爲靜風，自與實際情況不符，亦爲合成風表達方式之缺點。話雖如此，合成風表達季風之恒常性却很有用處。

統計臺北1971～1980之10年各月合成風如表五。最後兩行爲10年之平均合成風向及風速。我人可以很明顯地看出：臺北之冬季風從每年九月開始，至翌年五月始終止，占九個月之多，合成風向介乎86°～89°之間，亦卽近似東風而稍偏北，合成風速爲 2.3m/s。由於臺北全年平均風速（1971～1980）亦僅3.0m/s，而九至五月之平均風速爲3.2m/s，足證臺北之冬季風相當穩定，基隆河谷將其約束之功績不可抹煞。

夏季風只有六至八月三個月，六、七月之合成風向爲153°，卽南南東風，八月爲123°，卽東南東風，與各該月之最多風向大致相符。此三個月之平均合成風速只有 0.7m/s，而六至八月之平均風速（1971～1980）則爲 2.5m/s，可見臺北之夏季風遠較冬季風爲弱，而且不穩定。

表內可見逐年冬夏季風之起迄與盛衰頗有差異，卽以此10年內而言，冬季各月之合成風向可以從75°～98°，夏季合成風向相差更大，自 98°～288°不等，卽自東南東風至西北西風。春季出現東南東風，很難斷定其屬夏季風抑或冬季風（大陸分裂高壓出現，臺北常吹東南東風），可見6～8月三月，逐年變動最大，六月之合成風速最小，表示風向最不穩定，十一月之合成風速最强，表示東北季風最穩定。

六、從高空風看季風受盆地之修正

高空風代表之空間範圍遠較地面觀測爲寬廣，因此桃園之高空測風大致可代表臺北上空之情況

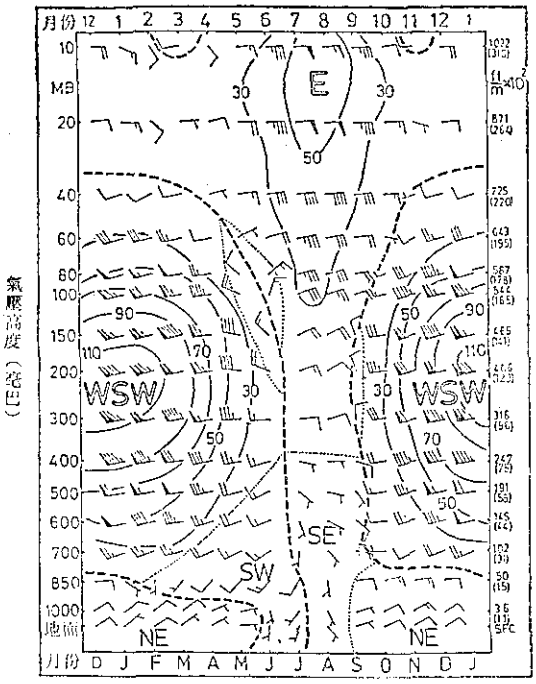
表五、臺北各月合成風向及風速（1971～1980）

Table 5. Monthly resultant wind of Taipei in 1971-1980 (deg and m/s).

		一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月
1971	D	93	83	89	93	88	245	116	128	88	87	91	89
	S	1.6	2.9	1.5	2.9	1.7	0.4	1.4	0.2	1.8	3.9	3.6	3.2
1972	D	86	86	84	89	86	288	172	99	95	94	90	90
	S	2.6	2.6	1.9	2.0	1.7	0.1	1.1	0.6	2.8	3.2	3.2	2.7
1973	D	99	97	84	81	90	99	133	100	84	90	90	83
	S	2.0	1.3	2.7	1.4	0.9	0.4	0.8	2.5	1.5	4.3	3.8	2.7
1974	D	86	94	90	88	76	104	244	107	79	79	84	83
	S	3.1	2.3	2.4	2.2	1.1	1.0	0.7	1.7	2.4	3.6	4.1	3.4
1975	D	85	85	85	76	90	127	217	98	98	87	88	89
	S	2.5	2.4	2.5	1.7	1.2	0.4	0.6	1.1	0.9	3.0	3.1	2.5
1976	D	90	88	81	78	92	111	104	108	85	88	85	88
	S	3.3	2.1	2.3	1.4	2.1	0.7	0.4	0.7	1.5	2.6	2.6	2.4
1977	D	90	88	83	93	93	251	116	91	90	86	89	85
	S	2.6	2.1	1.6	1.2	1.0	1.1	0.9	0.4	3.1	3.1	2.7	2.7
1978	D	85	87	89	88	83	93	179	109	89	86	85	85
	S	1.7	2.2	2.0	1.2	1.9	0.5	0.2	2.2	2.1	3.6	3.4	2.6
1979	D	86	87	88	90	91	119	97	114	83	75	85	85
	S	1.7	1.5	1.9	2.1	2.2	0.4	1.9	0.4	1.9	2.6	2.7	2.4
1980	D	88	95	84	88	90	94	149	277	84	91	89	90
	S	1.4	2.6	2.4	1.9	1.8	0.5	0.4	0.1	2.2	3.1	3.3	3.1
平均	D	89	89	86	86	88	153	153	123	88	86	88	87
	S	2.3	2.2	2.1	1.6	1.6	0.5	0.8	0.8	2.0	3.0	3.2	2.6

，劉廣英等[3]曾統計1956～1981年桃園各層平均風，繪成圖四。圖內可以看出臺灣北部之冬季風甚薄，大多不足2公里。從一月到二月，偏東風與其上偏西風之交接面低降，通常離地僅約一公里。春季，西風層低降，逐漸成爲微弱之西南風，6～7月始降至地面，以南南西風爲主。七月後轉爲東南風，向上伸展甚高。九月起，地面附近才有東南風侵入，離地約1.5公里之850mb 面上東風盛行。

由此可見：臺北之夏季風應自南南西風轉變爲東南風，但因受周圍地形之約束而變爲南南東風，再變爲東南風，冬季風從九月開始，自東北東風漸轉爲東北風，三月後再轉東北東風。由於基隆河谷之影響，週年內有九個月均以東風盛行。夏季風似乎只有七月份南南西風受盆地地形影響而修正爲臺



圖四、桃園上空風場之平均年變化
(1956～1981) (劉廣英等)

Fig 4. Annual variation of vertical wind distribution over Taoyuan (1956-1981).

北測站之南南東風居優勢，其他兩個月未見有修正效應。

七、臺北盆地周圍地形對雨量之影響

盆地對雨量之影響基本上有兩方面：盆地內，夏季午間受日射而增暖，較盆地外爲强烈，故午後對流雨必較周圍爲頻，雨量自亦較多。臺北盆地離海甚近，午後受熱後氣流上升，勢必攝引海風吹入，塡補其缺，故而夏季盆地內較盆地外格外容易產生雷陣雨，此其一。盆地周圍被山嶺包圍，外界如有風吹入，迎風面被迫抬升，因絕熱冷却而飽和，隨後以雲雨之方式釋出水份，在迎風坡降落。過山後下降，勢必成爲乾暖氣流，雲雨均較少。作者早年研究臺灣山地氣候時[4]，曾發現埔里盆地雨量特別少，就因爲在盛行風過山之背風面，具有雨蔭作用之故。

比較盆地內臺北及松山之雨量與盆地外淡水及基隆之雨量。以年雨量而論，基隆因爲迎向濡濕之東北季風，雨量顯然最多，全年高達3608公厘（表六），淡水與臺北近乎相等，分別爲2,058及2,061公厘，松山機場最少，臺北、淡水、基隆均取1951—1980之30年資料，松山雖爲1953～1972之20年資料，但年代尙屬接近。

進一步比較臺北與淡水之季雨量，淡水冬季（12～2月）爲406公厘，臺北爲304公厘，夏季（6～8月）臺北爲766公厘，淡水爲562公厘。足見盆地內夏季多雷陣雨，冬季盆地外迎風坡多季風雨。

再以松山而言，因測站靠山，冬季之雨蔭效應更明顯，夏季則在盆地邊緣，雷陣雨較少，所以全年雨量只有1,799公厘，冬季爲245公厘，夏季爲677公厘，基隆則冬季多達1,144公厘；夏季爲581公厘。後者與淡水殊爲接近。

八、臺北盆地周圍地形對雨日之影響

目前中央氣象局統計所採用之雨日標準，係以量得全天雨量到達0.1公厘卽作爲一雨日。工程上以此作爲不能施工以免受罰之藉口殊不合理，但雨

表六、臺北盆地內外測站各月平均雨量之比較*

Table 6. Monthly mean rainfall amount of selected stations in Taipei Basin and near sea shore (mm).

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
臺北	102	123	160	141	214	264	243	259	277	117	84	79	2061
松山	80	104	118	94	167	211	208	258	335	103	61	61	1799
淡水	142	146	158	134	186	217	140	205	266	219	147	118	2058
基隆	381	360	315	201	299	269	123	189	389	332	380	403	3608

* 除松山統計之紀錄爲1953—1972年外其餘均爲1951—1980

表七、臺北盆地內外測站各月平均雨日之比較*

Table 7. Monthly mean rainy days of selected stations in Taipei Basin and near sea shore.

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
臺北	15.2	14.8	15.9	13.5	15.9	15.8	13.0	13.3	14.0	14.5	14.8	15.1	175.6
松山	12.2	13.2	12.4	9.2	12.3	13.3	11.1	10.8	12.2	11.7	11.4	12.2	142.1
淡水	16.6	14.9	15.4	12.6	13.1	12.2	9.0	10.6	11.9	14.0	14.3	14.3	158.9
基隆	20.5	19.1	19.7	16.5	19.5	15.2	8.6	11.8	15.4	18.7	21.1	20.9	206.9

* 除松山統計之紀錄爲1953—1972年外，其餘均爲1951—1980年

表八、臺北盆地內外測站各月平均雷雨天數之比較*

Table 8. Monthly mean thunderstorm days of selected stations in Taipei Basin and near sea shore.

	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	全年
臺北	0.1	0.4	1.3	2.4	3.2	6.8	8.3	6.4	4.4	0.7	0.03	0.03	34.0
松山	0.2	0.5	1.0	1.7	2.7	5.6	7.4	6.1	2.8	0.4	0.0	0.1	28.5
淡水	0.2	0.3	1.1	1.9	2.4	4.7	6.4	4.6	3.0	0.4	0.0	0.1	25.1
基隆	0.03	0.3	1.1	1.5	3.1	5.4	3.6	3.0	2.4	0.6	0.1	0.1	21.2

* 除松山爲1953—1972之20年外，其餘均爲1951—1980之30年紀錄

日之統計對某些活動相當有用。然則盆地內平均雨日是否較盆地外多還是少？冬夏又有何差別？

以下仍仿照雨量之比較，採用同樣30年之記錄，只有松山爲1953～1972之20年。見表七。表中可見：以全年而論，基隆雨日顯然最多，全年平均達206.9天。其次爲臺北之 175.6 天，再次爲淡水之158.9 天。此與雨量之情況不同。前曾指出：臺北之年雨量近似與淡水相等，今知雨日臺北高出淡水甚多，足見臺北下小陣雨之天數較多，臺北夏季合計雨日爲42.1天，淡水爲31.8天，冬季臺北爲45.1天，淡水爲45.8天，淡水僅稍高於臺北，基隆冬季多達60.5天，正所謂「三天有兩天下雨」，夏季則爲35.6天，反而比臺北或淡水少。

松山雨日最少，全年平均只有 142.1天，一方面因爲在冬季盛行風之背風面；另一方面又在臺北盆地之邊緣，對流雨之機會並不多。夏季雨日35.2天，冬季37.6天。

表達盆地內對流之較盆地外爲旺盛，莫過於統計雷雨之各月平均日數，1951～1980之30年內，臺北年平均爲34天（表八），淡水爲25.1天而基隆則爲21.2天，分別多出 8.9天及 12.8天。盆地內雷雨較多得到證實。但另一方面，盆地邊緣之松山則較少，平均爲28.5天，但仍超過盆地外，夏季三個月內臺北爲21.5天，占全年之63.2%，松山19.1天，占全年之67%，淡水15.7天，占62.5%，基隆12天，占56.6%。

九、討論及綱要

盆地地形影響氣象要素當不祇風雨兩項，舉凡溫度、濕度、雲量及雲狀、蒸發，以及地面現象等，亦無不受其干擾。例如盆地內水流滙集，由於蒸發量較大而水汽豐沛，易於成霧。秋冬夜晚，倘天氣晴朗，周圍冷空氣沿坡瀉落，盆地底部易於產生逆溫層，使氣層更趨穩定，地面氣溫一旦降至 0°C 以下，卽易成霜。臺北盆地是否具有類此之理論推斷現象，其程度又如何？值得吾人加以探討，可惜缺乏可靠而精密之觀測與數據，加之受小範圍之地形、地物、地面性質之影響，無法作進一步之論述。故本文僅限於說明影響較明顯之風及雨，特別是冬夏季風之修正情況及其所伴同之雨，玆就以上分

析所得之結果，歸納成以下諸要點：

1.臺北市中心全年東風頻率高達53.2%，顯係基隆河谷主導作用，約束東東北季風之後果。南風受山嶺之阻擋，僅占12.2%。臺北之東風優勢係由七月之東南東風轉變而成，十一月達巔峯，約占79%，四月後激降，代之以南南東風。夏季風亦受地形影響而轉爲南南東風及西風，但頻率遠遜於東風。

2.臺北自九月至五月均以東風爲最多風向，只有六、七月吹南南東風最多，八月吹東南風，與東亞環流形勢大致能配合。松山測站因傍基隆河，且在盆地邊緣，全年東風盛行，山地測站受地形控制更顯著。

3.分析臺北盆地內外諸測站之風速，顯示松山及鞍部之平均風速均較大，證明空曠與山腰（或隘口）同具增强風力之效果。相反言之，竹子湖因受山嶺屏障而風力很弱。

4.自選擇測站風速之年變化，證知冬季風因爲重而淺，受地形之影響遠較夏季風爲重要，然而鞍部及淡水夏季之風較强，海風亦爲一重要原因，極端風速及强風日數對地形更加敏感，包括海拔高度在內，盆地內之極端風速及强風日數顯然較低。

5.從風花圖內可以看出：臺北之東風占優勢，不僅頻率最高，而且7級及以上幾乎完全在東風及相鄰兩方位，其餘方位分配相當均勻。東北東風之增多、增强，以十月最爲突出。

6.臺北冬季風期間各月平均合成風向介乎 86°～89°之間，亦卽近似東而稍偏北，合成風速爲2.3 m/s，六、七月之合成風向爲153°，八月爲123°。此三個月之平均合成風速只有 0.7m/s。可見夏季風遠較冬季風爲弱而不穩定，逐年變差亦大。

7.從桃園高空風探測，獲知臺北上空之夏季風，自南南西風漸轉爲東南風，但因臺北盆地上空受周圍山嶺影響而先變爲南南東風，再變爲東南風，其間以七月之南南西風受地形修正爲南南東風最明顯。

8.基隆測站由於面對東北季風，所以雨量最多。臺北在盆地內，雨量較少，松山近背風坡，具有雨蔭作用，故而雨量最少。臺北與淡水之年雨量相當，但進一步比較彼此之季雨量，發現臺北夏季多雷陣雨，淡水冬季因東北風被抬高而雨澤較臺北多。

9.基隆雨日最多，全年平均 207天，臺北又比淡水多，此與雨量有異。蓋以夏季臺北下小陣雨之機會比淡水多。臺北夏季平均有雨42天，淡水32天，臺北冬季45天，淡水46天。基隆冬季多達60天。松山因雨蔭效應而雨日最少，夏季約35天，冬季38天。

10.在盆地內之臺北，平均每年有雷雨34天，盆地邊緣之松山爲28.5天。盆地外之淡水約25天，基隆約21天。

致謝：本文承中央氣象局資料處理科提供資料，特此致謝。

參 考 文 獻

1.戚啓勳：論營建工程的氣象因素，建築師，1981年7月號。

2.王時鼎、鄭俠：臺灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究，研究報告 063 號，民國70年12月，p. 58-59.

3.劉廣英、葉文欽、張儀峰：臺灣區氣象因子量氣候參考值之分析，國科會專題研究報告 013 號，民國74年7月，p. 78.

4.戚啓勳：臺灣之山地氣候，臺銀季刊20卷4期，民國58年12月。

An Investigation of the Topographical Influences of Taipei Basin on Prevailing Wind and Rainfall

Chi-Hsun Chi

ABSTRACT

Climatological data of CWB and CAA stations in and nearby Taipei Basin are analyzed in order to investigate the topographical influences in Taipei Basin, particularly to the monsoons and its accompanyed rainfall during winter and summer seasons. The primary conclusions may be summarized as follows:

1. The annual frequency of easterly wind as high as 53.2% and with its peak to 79% in November at Taipei, is clearly as a result of tunnel effect to Chilung River Valley, which makes easterly prevailing wind for nine months and every month for Sungshan.
2. Higher average wind speed at Anpu and Sungshan can be responsible for saddle and plain effect respectively. On the other hand, Taipei located in basin and Chutzhu is shadowed by the mountains so that recorded weaker wind speed.
3. Topography control the NE monsoon is much important than to the southerly monsoon, due to its shallow and dense. In summer, sea breeze is also a significant factor which caused higher wind speed at Anpu and Tanshui. Extremely wind speed and number of days with strong winds are much sensible by topography.
4. According to the monthly wind rose of Taipei, not only to the high frequency easterly wind were recorded but also its strength. In October, the easterly wind at Taipei increase most rapidly.
5. The summer monsoon over Taipei Basin gradually change its direction from south-south-west to southeast. However owing to the basin effect, the winds recorded at Taipei change to the south-south-east first, then to the south-east.
6. Significant mean rainfall recorded at Chilung due to its facing to north-easterly wind, less precipitation in Taipei Basin, even lower at Sungshan owing to the mountain shadow effect.
7. Annual average rainy days as high as 207 days at Chilung. More rainy days at Taipei then Tanshui. This is quite different from rain amount. The reason is more showers and thunderstorm in Taipei Basin than along the sea shore. Less rainy days at Sungshan also caused by shadow effect.

臺灣地區月平均日射量分布之研究*

林 憲 德[1]　　蘇 瑞 泉[2]

摘　　要

爲配合臺灣區建築物理環境計畫上需要，本研究探討臺灣各地逐月平均日射量的簡單推算法，並繪製臺灣區日射量分布圖以供研究者的參考。經國內外既往研究的分析，本研究決定採用泛用性較高的日本吉田回歸方程式來推算國內逐月平均日射量。再經臺北、臺中、臺南、高雄、花蓮、臺東等六地實測日射資料分析的印證，得知此式的推算值與實測值的相關係數高達0.96～0.75，可謂信賴度甚高之推算法。利用此推算法推算全臺灣75觀測點的逐月日射量，並繪製成臺灣區逐月日射量分布圖。從這些分布圖，檢討臺灣區日射量的分布特性，最後還提出本研究內容的使用限制，及本研究成果的檢討。

一、研究目的

日射量數據在建築環境計畫上非常有用。譬如建築物外部遮陽計畫，建築物空調熱負荷計算，太陽能系統評估等方面，如果沒有當地的日射量資料，則無法合理地將研究結果定量化，以求客觀的計畫。但是到目前爲止，臺灣的建築界尚無人對本地日射量做過定量化的研究，同時由於中央氣象局以往的日射量實測資料，因機械性原理有誤差，使得本省日射量數據至今尚無所依據。曾有部分學者利用外國同緯度的日射量數據做爲國內的依據，但是由於國內外雲量、濕度等氣象條件迥異，使得這些替代性的日射量數據與本地的實際情況發生誤差，更導致誤用此數據的研究結果產生偏差。有鑑於這些問題點，本研究針對中央氣象局和民用氣象站之最新日射量和日照率的實測資料做分析，以統計方法求出可信賴的各站的日射量數據。同時爲了建築界在環境計畫上讀取數據的方便，特將這些日射量數據標於臺灣地圖上，並繪製成分布圖。希望提供有關臺灣地區日射量數據的參考依據。

二、有關日射量推算的既往研究

最理想的日射量數據是於當地藉由日射計精確地實測而得。但是由於氣象單位之觀測地點有限，使得其他多數地區無法獲得實測日射資料。同時在這些少數設有日射測量儀器的地點，氣象單位爲更新所使用的日射測量儀器，由於新舊儀器間的測量精確度不一致，使其實測數據的實用性減低。同時日射測量儀器在使用上，如果沒有謹慎維護和定期較正也會發生嚴重的誤差。因此國內外學界常希望能由其他可靠的氣象變數來推算日射量數據或許較爲可靠。1924年 Angström 曾提出利用大氣外全天日射量 Q_0 與日照率 n/N 來推算全天日射量的學說(文獻1)，他的推算方程式後來被改寫如下：

$$\hat{Q}=(a+bn/N)Q_0 \cdots\cdots(1)$$

其中

$\hat{Q}$：月平均水平面全天日射量推算值〔W. H/m²〕

Q_0：月平均大氣外全天日射量〔W. H/m²〕

a, b：常數〔—〕

N_1, n：當地的可照時間與實在日照時間〔h〕

此式中的 a，b 係數依照當地的雲量、濕度、空氣污濁程度等氣候狀而異，通常可由長期實測的 n/N 值與日射量Q值，並利用回歸分析而得。日照數據N，n的實測較爲單純，其實測數據通常較日射量數據Q具有較高的信賴度，所以如果當地沒有Q實測值時，常可由式(1)來推算。

到目前爲止，國內以此推算有關臺灣地區日射

* 收稿日期：75年3月20日　　送審日期：75年3月24日　　修正日期：75年5月8日

1 成功大學建築系副教授、日本東京大學工學博士　　2 成功大學建築研究所研究生

量的既往研究狀況可如〔表一〕所示。此外，日本的吉田氏也根據日本、琉球附近的日射量數據統計出下列回歸方程式來推算日射量（文獻5）：

$$\hat{Q}=(0.146+0.534\ n/N+0.047G_{10}+0.036\ \sin h)Q_0 \cdots\cdots(2)$$

其中：

G_{10} ：該月積雪10cm以上的日數比例〔—〕

h ：該月15日南中時太陽高度〔°〕

三、研究方法

3.1 本研究所採用的日射量推算法

以上各研究者的推算式各有其優缺點。〔表一〕中的優點在於使用國內實測氣象資料，故其統計出來的結果的可信度較高，但其缺點在於適用地區太狹隘（因其推算式只採用一個地點的數據做成），不適於研究日射量在臺灣地區分布狀況的依據。相反地，式(2)的吉田推算式的缺點在於採用國外地區的資料做成，尚未知可否適用於國內，但由於其所採用的原始日射數據包括由北緯44°56′至24°18′的39個地點，且統計期間多達15年到30年之長(5)，所以不但信賴度較高（相關係數 r=0.965）且較適用於大地區的比較研究。我們如能證明出吉田式（式2）也適用於臺灣地區的話，便可總和上述優點，而合理地使用它來估算臺灣地區的日射量分布情形。

如果利用式(2)來估算臺灣地區的日射量，由於式中積雪日數比例 G_{10} 在臺灣皆爲零，故可改寫成下面形式（其中a、b、c皆爲常數）。

$$\hat{Q}=(a+b\ n/N+C\ \sin h)Q_0 \cdots\cdots(3)$$

3.2 本推算法與既有推算法之推算精度比較

爲了證明式(3)是否適用於臺灣地區的情況，以下用相同的實測數據來分析比較它與國內既有推算法之推算結果。〔表一〕中以式(1)來發展的國內研究例中，黃氏的推算式具有最高的推算精度，其於臺北市的推算式之相關係數（r）已高達 0.9373。如可證明式(3)應用於臺北市的情況亦可達相同程度之精度，則可充分說明式(3)亦可適用於臺北。以下採用1975至1984年中央氣象局在臺北市的月平均日射量Q和月平均日照率 n/N 的實測值（Q, n/N 各120 個數據）來分析式(1)和式(3)的信賴度。分析中所採用的大氣外全天日射量 Q_0 由〔表二〕（取自文獻6）所列的數據和各測點所在的緯度，以內挿法求得。〔表三〕所示的是，應用重回歸分析將式(1)和式(3)用於推算臺北市日射量的情況。由此表中式(1)，式(3)的相關係數幾乎達相同大小的程度，而且在1975至1980期間，〔表三〕的相關係數（約0.92）與〔表一〕中幾乎同期（1974～1980）的相關係數 0.9373 同具最高推算效果，因此可證明兩個推算式應用於臺北都具有大致相同的信賴度，同時也證明了吉田氏的式(3)與國內既有的黃氏推算式具有相同的精度。

3.3 本推算法應用在國內各地的可信度

接著，爲了證明本推算法在臺灣地區的泛用性，以下將以臺灣各大都市的實測數據來印證其推算的精度。根據吉田氏統計出來的式(2)改成適用於臺灣的式(3)形式的話則呈下式：

$$\hat{Q}=(0.146+0.534\,n/N+0.036\ \sin h)Q_0 \cdots\cdots(4)$$

以下將臺北、臺中、臺南、高雄、花蓮、臺東六地的月平均 n/N 實測值代入式(4)，求出日射量推算 $\hat{Q}$，然後與同一統計期間的逐月平均日射量Q做比較。式(4)應用在此六地和其回歸方程的相關係數 r（$r^2=1-\Sigma(Q-\hat{Q})^2/(\Sigma(Q-\hat{Q})^2+\Sigma(\hat{Q}-\bar{Q})^2)$，其中$\bar{Q}$爲Q之12個月平均值）以及各地日射資料的統計期間如圖一至圖六所示。由此可知式(4)在臺北、臺南兩地具有極高的精度（r=0.9687, 0.9171），在臺中、花蓮兩地亦頗具信賴度（r=0.8399, 0.8219），在臺南、高雄、臺東兩地雖然效果稍爲不佳（估測值稍爲偏小），但 r 亦達 0.7602 至 0.7505 高。

上述結果說明了式(4)適用在臺灣各地雖然具有高程度的可信度，但各地却具有不同的推測精度。亦即式(4)尚無法完全掌握各地日射量微氣候的特質，使得式(4)在臺灣各地難免具有不同程度的誤差。除了式(4)本身的問題之外，上述採用的日射量資料在各地因維護、儀器上的出入，而使此誤差擴大的情況亦非不可能。今後如欲減少式(4)在各地的誤差，可考慮增加其他足以掌握地方微氣候的說明變數，同時也應進一步地採用更新、更可靠的日射資料來重新檢討。

雖然式(4)尚不能掌握某些地方（如高雄、臺東）的微氣候現象，然而，本研究目的以建築計畫上大氣候的比較研究爲目的，式(4)在各地的推算值雖有些誤差，但並無礙於此目的，因此筆者仍以此式來作推算臺灣各地的日射量分布情況。採用此式的

理由，總合上述可再簡單地歸納如下幾點：

(1)本式原爲北緯 44° 至 24° 範圍之統計，其泛用性大，較適於臺灣全省大地理區的比較研究。

(2)本式的精度比國內既往研究之推算高，且經臺北、臺中、臺南、高雄、花蓮、臺東六地實測資料的印證，相關係數高達0.96～0.75。

(3)本式在各地雖有不同之誤差，但無礙於本研究大氣候區比較的目的。

(4)本省各地日射實測值缺乏，且含有機器與人爲誤差，以本式來推算各地日射量不但可減少此誤差，且可在許多有日照率測量的地點獲得高信賴度的日射數據。

四、臺灣地區各地日射量的推算及其分布區之繪製

以下利用式(4)來推算臺灣地區逐月日射量分布的情況。筆者目前所收集到的國內各氣象站的日照時間n實測資料和其統計期間如〔圖七〕所示，其中屬於中央氣象局的公營氣象站共有19站，各單位所屬民用氣象站共有56站。公營氣象站所用的平均日照時間資料，爲 1975～1984 之10年平均數據，民用氣象站則因早期資料缺乏，只採用1982至1984的3年平均值。推算時，可照時間N以每月15日爲基準，太陽高度h以15日之南中時爲準。爲了檢討日射量在全島的分布狀況，將上述75點的逐月平均日射量推算值填入分布地圖上後，再以適當間隔的等值線繪製成分布圖。其中1、4、7、10月和全年平均的日射量分布圖如〔圖八〕至〔圖十二〕所示，其中14個重要公營氣象局的日射量推算值列於〔表四〕以供參考。筆者在繪製這些分布圖時，遵守下列原則：

(1)因公營氣象站資料的統計期間比民用氣象站長，日射量等值線以公營氣象站爲主要參考。民用氣象站的推算值如與鄰近的公營氣象站數據有大差距時，則修正其數值使之接近公營氣象站。

(2)測站稀少的地區，等值線的變化情形參照〔文獻7〕的臺灣區日照時數逐月分布圖的變化趨勢繪成。

(3)地勢變化多的山區附近的等值線分布，參照相關等高線地圖所示地形與周圍數值變化的關係，盡量繪出配合地形變化的分布。

(4)山區內測點因其周圍地形變化複雜而難以掌握，如其推算值與臺灣全區分布趨勢有明顯差異，因其不具附近地區代表性，同時爲了顧及整體合理性之理由，將此特異值忽略。

五、臺灣地區日射量分布之檢討

觀察〔圖八〕至〔圖十二〕的日射量分布圖，可得到下列心得：

(1)全年中西南海岸平原地區的日射量普遍比北部和東部的平原和盆地區大。

(2)山區（尤其是偏東的山區）的日射量全年中普遍比平地地區小。

(3)全年日射量較大的區域分布在新竹以南的西海岸平原地區，尤其以雲林、嘉義、臺南附近海邊和恒春半島最大。

(4)在全省的平地區之中，臺北、基隆、宜蘭等東北部平地區的日射量較小。

造成上述結果的原因，因無其他相關資料可供分析，所以無法下定論，但筆者認爲可能是雲量和空氣中水蒸氣量的不同所造成。更詳細的分析，有待後繼者完成。

此外，這些分布圖具有下列使用上的限制，希望使用者留意。

(1)本分布圖的測點有限，且繪製時難免在測點稀少地區介入某程度的揣測，同時，如 3.2 所述，本研究所採用的日射量推算法在各地有不同誤差。因此本分布圖較適於處理巨視觀點上各地理區的相對比較，至於處理微氣候等微視觀點上的定量研究時，則較不恰當。

(2)本分布圖上的數據較具長期平均值特性，與每年實測值之間較有差異。同時由於統計期間不盡相同，因此各測點間難免具有一些誤差。希望將來採用更多、更新、更長期的可信資料，重新繪製此分布圖。

(3)由於測點多分布於平地區，所以測點稀少的山區的分布狀況不得不藉助於其他相關資料（如地形）來揣測，因此山區的數據誤差可能較平地區大。

六、本研究的成果

本研究的成果可歸納如下：

(1)如㈢所述，本研究提供了一個高精度的逐月平均日射量推算法。

(2)本研究繪製了臺灣地區逐月平均日射量的分布狀況，可進一步配合其他氣候條件，探討臺灣區氣候分區狀況。

(3)太陽能利用，建築耗能、遮陽設計、敷地計劃等相關研究者，可從本研究的分布圖和表格上讀取較可靠的日射量數據，以進行較合理的定量性研究。

最後，本研究感謝中央氣象局在資料上的協助。

參 考 文 獻

1. Angström A, "Solar and Terrestrial Radiation" Q. J. R. M. S. Vol 50 (1924)
2. 顏俊士，「臺灣各地日射量估計問題」大氣科學第一期 (1974)。
3. 唐榮澤，「臺南地區日射量之分析」氣象學報25卷第2期 (1974, 6)。
4. 黃國禎、徐森雄「臺灣地區日射與日照關係之初步探討」氣象學報28卷第1期 (1982. 3)。
5. 吉田作松、「エネルギーシステムの研究（氣象調查）」，日本氣象協會報和書 (1977. 3)。
6. 「新編農業氣象ハンドブック」 p837、日本養賢堂(1974)。
7. 郭文鑠「臺灣農業氣候區研究」p154～166 中央氣象局 (1978)。

表1　臺灣各地日射與日照關係之研究結果

Table 1　The relationship between solar radiation and sunshine duration around Taiwan

研究者	推算式中係數 a	推算式中係數 b	相關係數 r	適用地區	所採用之日射儀器	統計期間
顏俊士（文獻2）	—	—	—	臺北	Robitzsch	1961～1970
	—	—	—	花蓮	〃	〃
	—	—	—	宜蘭	〃	〃
唐榮澤（文獻3）	0.2745	1 0665	0.9041	臺南	熱電偶式	1976～1977
黃國禎 徐森雄（文獻4）	0.1974	0.5625	0.9373	臺北	熱電偶式	1974～1980
	0.2028	0.5786	0.8524	臺中	〃	〃
	0.1982	0.8146	0.9711	花蓮	〃	〃
	0.2004	0.2018	0.7780	嘉義	Robitzsch	〃
	0.1853	0.6153	0.7504	臺南	熱電偶式	〃
	0.2686	0.6550	0.9565	臺東	〃	〃
	0.3222	0.5535	0.9056	高雄	〃	〃
	0.2866	0.5543	0.9420	恒春	〃	〃

表2　推算日射量時所採用的大氣外日射量 Q_0

Table 2　The possible total short wave solar radiation adopted by the simplified setimation method

〔單位：cal/cm²-day〕

緯度＼月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
25°	463	552	640	710	754	768	760	719	653	572	482	431
20°	511	590	630	710	740	750	743	716	673	608	530	484

表3　式(1)與式(3)應用於推算臺北市日射量的結果

Table 3　The accuracy of the monthly solar radiation in Taipei predicted from equation (1) and equation (3)

推算式形式	常數			相關係數	統計期間
	a	b	c		
式 (1)	0.1742	0.5971	—	0.9209	1975～1980
式 (3)	0.2220	0.6182	−0.0631	0.9299	
式 (1)	0.1739	0.6555	—	0.8606	1975～1984
式 (3)	0.1666	0.6524	9.4872	0.8607	

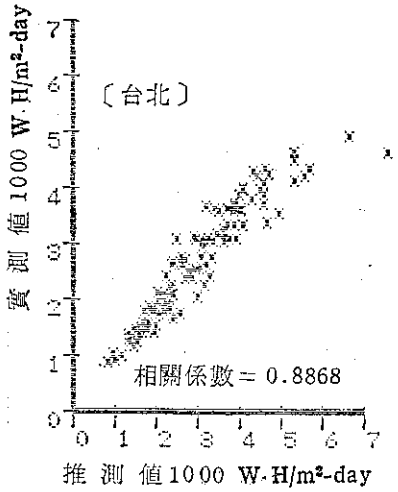


圖1　式(4)的臺北推算值與實測值的比較（統計期間1975～1984）

Fig. 1　The comparison between the observed data and the predicted data of equation (4) (in Taipei)

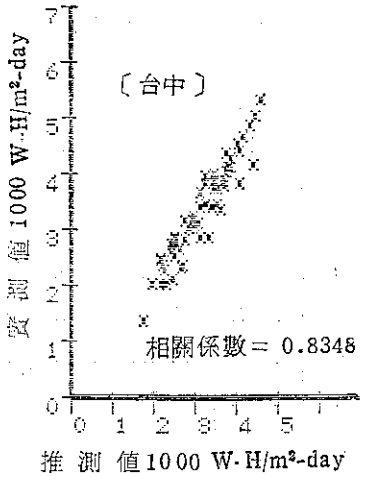


圖2　式(4)的臺中推算值與實測值的比較（統計期間 1980～1984）

Fig. 2　The comparison between the observed data and the predicted data of equation (4) (in Taichung)

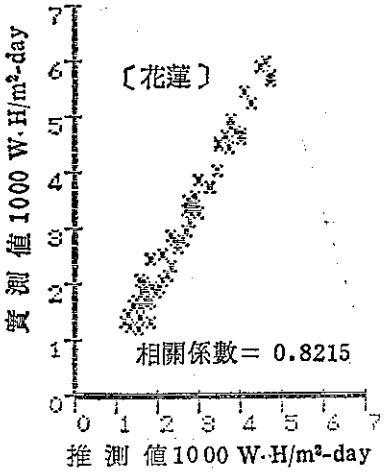


圖3　式(4)的花蓮推算值與實測值的比較（統計期間 1980～1984）

Fig. 3 The comparison between the observed data and the predicted data of equation (4) (in Hualien)

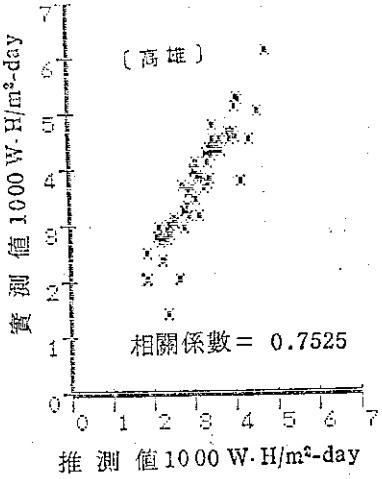


圖4　式(4)的高雄推算值與實測值的比較（統計期間 1980～1984）

Fig. 4　The comparison between the observed data and the predicted data of equation (4) (in Kaohsiung)

表四 臺灣各地月平均日射量推算值

Table 4 The predicted data of monthly solar radiation in Taiwan

單位：W.H/m²-day

地點	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均
基隆	1438.1	1713.5	1874.4	2536.5	2557.5	2951.6	3999.2	3686.3	3084.6	2284.8	1391.6	1310.6	2402.4
臺北	1683.8	1945.5	2102.3	2792.3	2777.6	3157.5	3975.9	3674.8	3404.3	2608.7	1744.1	1631.3	2624.8
新竹	1890.7	2126.1	2269.4	3047.2	3084.5	3745.1	4517.5	4012.9	3719.4	3214.5	2297.8	1954.4	2990.0
臺中	2435.8	2575.2	2978.7	3528.1	3346.8	3635.3	4207.5	3665.9	3703.0	3233.5	2524.5	2304.9	3178.3
花蓮	1563.4	1835.0	2181.2	2749.6	2902.2	3554.2	4497.2	3880.7	3334.9	2566.2	1708.5	1461.1	2686.2
日月潭	2448.2	2582.4	2661.8	3018.9	2959.2	3155.9	3614.9	2973.9	2954.6	2776.9	2406.9	2336.2	2824.2
阿里山	2501.8	2677.8	2913.9	3284.3	2819.2	2945.9	3236.9	2674.5	2705.3	2702.2	2498.7	2365.6	2777.2
嘉義	2307.0	2506.9	2765.9	3346.4	3270.1	3615.8	4037.3	3457.1	3579.6	3000.5	2368.9	2265.1	3043.4
臺南	2677.9	3040.1	3456.2	3952.6	3806.5	3904.1	4343.8	3729.9	3896.6	3369.1	2723.3	2475.1	3447.9
臺東	1879.9	2127.6	2473.6	3204.8	3256.1	3692.9	4493.5	3597.2	3443.7	2900.2	2021.6	1748.7	2903.3
高雄	2447.2	2844.7	3169.8	3757.5	3764.3	3786.8	4080.3	3444.7	3364.3	2929.5	2431.0	2229.0	3187.4
恒春	2664.2	3132.7	3741.2	4221.5	3999.4	4021.1	4466.0	3789.6	3793.2	3448.2	2784.9	2425.6	3540.6
宜蘭	1524.4	1844.9	2166.9	2710.4	2766.7	3272.2	4204.4	3817.1	3220.7	2345.7	1469.9	1376.6	2560.0
大武	1990.4	2277.1	2954.6	3540.8	3395.7	4170.0	4460.1	4160.9	3586.7	3137.3	2298.1	1836.1	3150.7

統計資料：1975～1984年氣候資料年報

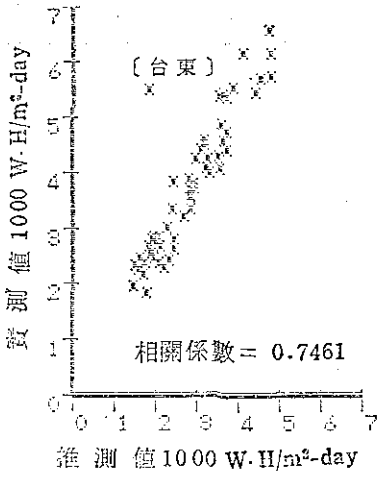


圖5 式(4)的臺東推算值與實測值的比較（統計期間 1980～1984）

Fig. 5 The comparison between the observed data and the predicted data of equation (4) (in Taitung)

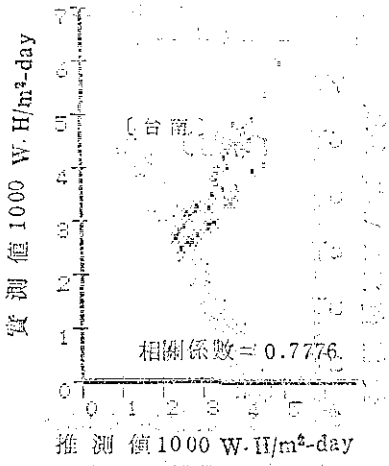


圖6 式(4)的臺南推算值與實測值的比較（統計期間 1980～1983）

Fig. 6 The comparison between the observed data and the predicted data of equation (4) (in Tainan)

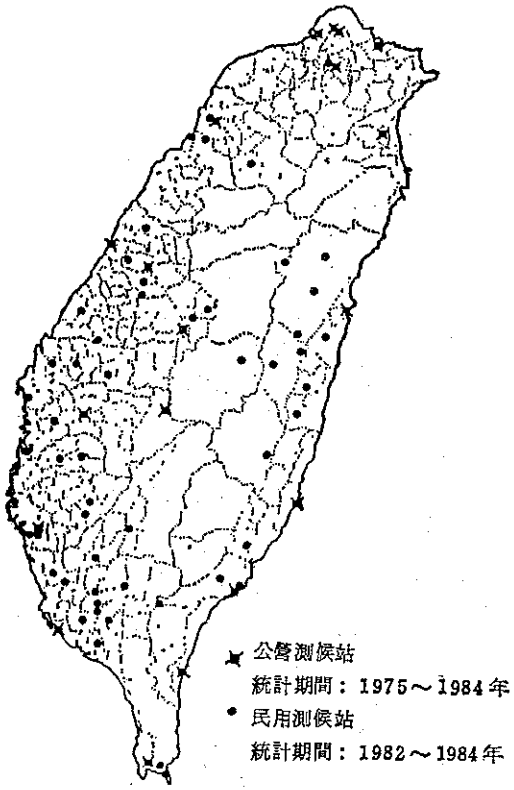
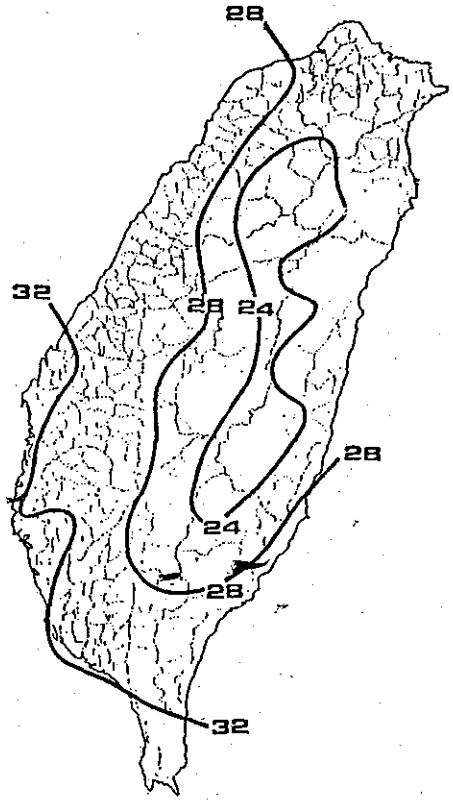


圖7　本文採用之氣象測站分布圖

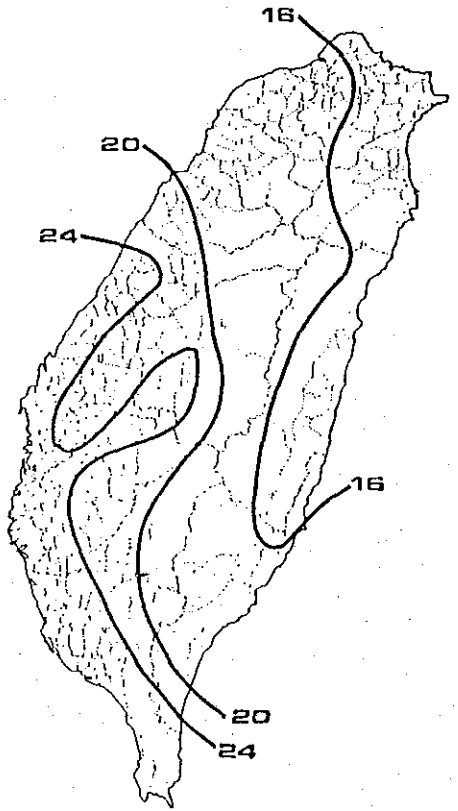
Fig. 7 The weather stations adopted in this paper



單位：100 W. H/m²-day

圖8　年平均全天日射量分布圖

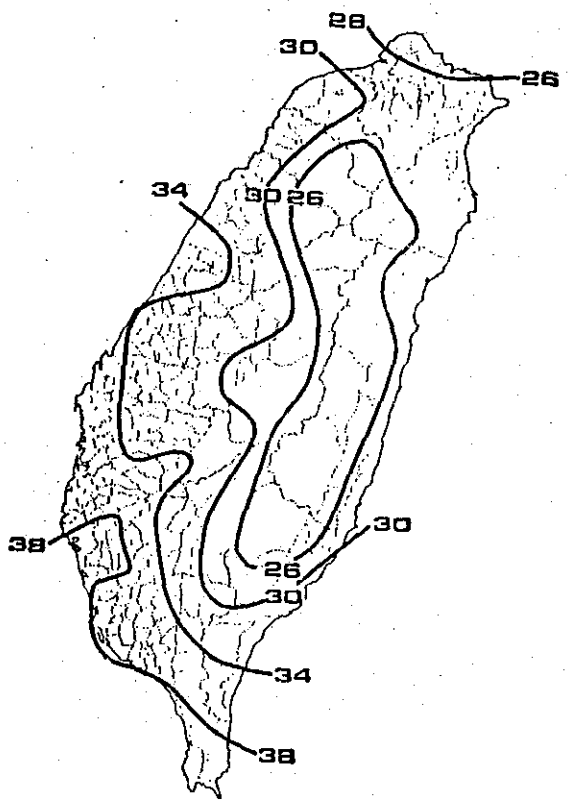
Fig. 8 The distribution map of annual average solar radiation



單位：100 W. H/m²-day

圖9　一月全天日射量分布圖

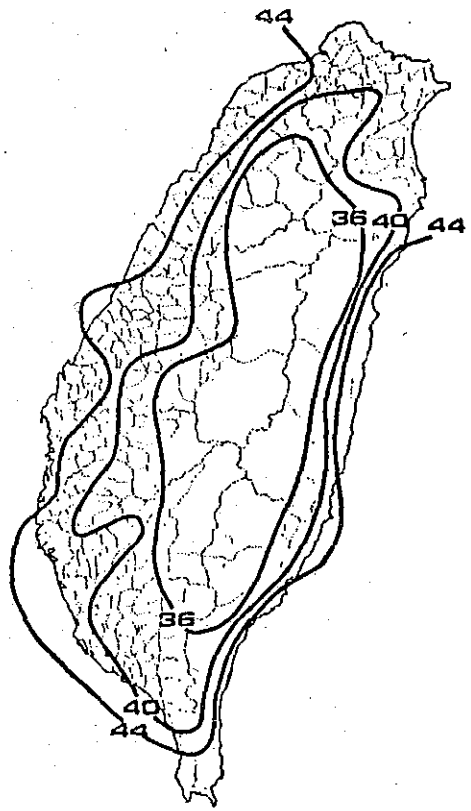
Fig. 9 The distribution map of monthly solar radiation (January)



單位：100 W. H/m²-day

圖10　四月全天日射量分布圖

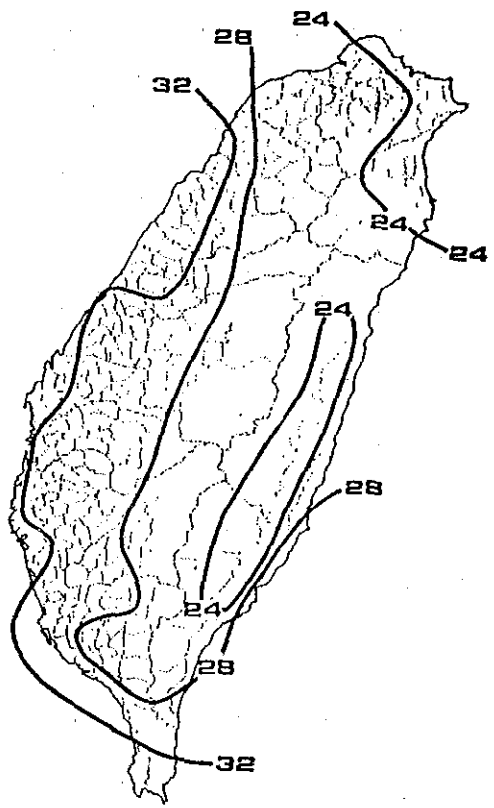
Fig. 10 The distribution map of monthly solar radiation (April)



單位：100 W. H/m²-day

圖11　七月全天日射量分布圖

Fig. 11 The distribution map of monthly solar radiation (July)



單位：100 W. H/m²-day

圖12　十月全天日射量分布圖

Fig. 12 The distribution map of monthly solar radiation (October)

A Study on the Distribution of Monthly Solar Radiation in Taiwan

Hsien-Te Lin

Associate professor of the Department of Architecture, National Cheng Kung University

Ruey-Chyuan Su

Masteral student of Graduate School of Architecture, National Cheng Kung University

ABSTRACT

This paper develops a simplified estimation method of monthly solar radiation and establishes the distribution maps of monthly solar radiation for the purpose of physical environment design of architecture in Taiwan. Through the analysis of various methods used in Taiwan and Japan, the Yoshida's regression equation is decided to be used for predicting the monthly solar radiation in Taiwan. With the evaluation of the observed solar radiation data in 6 cities, Taipei, Taichung, Tainan, Kaohsiung, Haulien, Taitung, this equation is verified to have high correlation coefficients (0.96~0.75) between the observed and the predicted data, and to be a good estimation method of high accuracy. Furthermore, the predicted data of monthly solar radiation in 75 weather stations are obtained by using this equation and the distribution maps of monthly solar radiation in Taiwan area are established. From these maps, the distribution characteristics of solar radiation in Taiwan are discussed. Finally, the limitation of these distribution maps and solar data obtained here and the evaluation of this paper are also mentioned.

Lg MAGNITUDE CORRECTION FOR THE CENTRAL MISSISSIPPI VALLEY SEISMIC NETWORK*

Peih-Lin Leu,[1] *Tzay-Chyn Shin*[2]

ABSTRACT

Using earthquakes that occurred in the region of the Saint Louis University Central Mississippi Valley Seismic Network, the observed Lg-wave amplitude magnitude is modeled as

$$M = S + R + D$$

where S is the source term, R is a station correction, and D is a distance correction. Observations of 458 earthquakes, recorded by similar instruments, peak magnification at about 10 Hz, in the three years period from 1982 to 1984 were fit to this model. The results indicate some important features.

Assuming a coefficient of anelastic attenuation of $\gamma = 0.003\text{km}^{-1}$, the distance corrections increase as distance increased. This indicates that a smaller gamma value should be used in the magnitude estimate. The distance correction can be dropped if a $\gamma = 0.0004\text{km}^{-1}$ is used. The station corrections reveal station site effects. The stations located in the Embayment need a negative value to correct observed magnitude, whereas, a positive correction is required for stations installed in the Upland.

INTRODUCTION

In the time domain, Lg-phase amplitude data are assumed to satisfied the relation (Ewing et al., 1957)

$$A = A_o \Delta^{-1/3} (R_o \sin\Delta^\circ)^{-1/2} e^{(-\gamma\Delta)}$$

where A is the observed amplitude at epicentral distance Δ(km), A_o is a constant for a given frequency and is related to the source spectral level, and γ is the coefficient of anelastic attenuation. The term $(R_o \sin\Delta^\circ)^{-1/2}$ represents the amplitude decay due to geometrical spreading, Δ° is the epicentral distance in degrees and R_o is the radius of the earth. The term $\Delta^{-1/3}$ represents the decrease in amplitude due to dispersion, since the Lg-wave is as-

* 收稿日期：75年4月15日，送審日期：75年4月21日

1. 中央氣象局地球物理科技士
2. 國立中央大學地球物理研究所副教授

sumed to be a higher-mode surface wave Airy-phase traveling with group velocity of 3.5 km/sec for a continental path (Nuttli, 1973). The term $e^{-\gamma\Delta}$ accounts for frequency-dependent absorption. The parameter γ is frequency dependent, and is related to the specific quality factor, Q, by

$$\gamma = \pi f / QU$$

Where U is the group velocity of 3.5km/sec for Lg-wave, and f is the frequency of the wave.

If the epicentral distance is less than 25°, the geometrical spreading factor can be simplified to

$$(R_o \sin\Delta^\circ)^{-1/2} = \Delta^{-1/2}$$

Therefore, the Lg-amplitude equation becomes

$$A = A_o \Delta^{-5/6} e^{-\gamma\Delta}$$

The measurement of Lg magnitude was modified by Herrmann and Kijko (1983) as

$$m_{Lg} = 2.94 + 0.833 \log_{10}\left(\frac{\Delta}{10}\right) + 0.4342\, \gamma\, \tau + \log_{10}(A) \qquad (1)$$

The difference between an Lg-magnitude estimated by a network and by an individual station may be due to site effects at the station, to the radiation pattern of the source, or to a different geometrical spreading relation at short distances. To further understand the variation of magnitude, we propose a model to describe observed magnitude as being comprised of a source term, a station term, and a distance term.

Model definition

The observed magnitude estimate, m_{Lg}, for a given event, i, at a station, j, is modeled as the sum of the source magnitude, S_i, a station correction, R_j, and a distance correction, $D_{k(i,j)}$. It can be expressed as

$$m_{Lg} = S_i + R_j + D_{k(i,j)} \qquad (2)$$

The k (i, j) specifies the distance range between the source i and receiver j. The error, ϵ_{ijk}, between the observed and calculated values of magnitude is

$$\epsilon_{ijk} = m_{Lg} - S_i - R_j - D_{k(i,j)} \qquad (3)$$

We consider N_S events and N_R recording stations. The epicentral distances are divided into N_D different ranges. The unknown values of S, R and D in equation (2) can be determined simultaneously from local network data by means of least-square analysis. Since many data are available, the results can also be used to investigate the effects over small areas.

The simultaneous normal equations can be expressed in matrix form as follows

$$A\,X = Y$$

where A is a symmetric matrix, X is unknown vector including source term, station correction, and distance correction. Vector Y includes the summation of magnitude with respect to individual event, a particular station or distance range.

Normally X can be solved by applying any inversion technique. Since large data sets are expected to be used in this analysis, the matrix of large rank cannot be inverted directly on a small computer due to the limitation of program size. In order to overcome this difficulty, we suggest using a matrix partitioning technique developed by Herrmann (1981) to solve the matrix inversion.

Usually when modeling physical data, all variables are subject to some constraints

so that they are not really independent of each other. Using these constraints, it is possible to eliminate some of the variables, and proceed with a smaller set of independent variables. In our study, the model is an extraordinary case in which the elimination of variables is very inconvenient and undesirable from the point of view of automatic matrix array generation. Instead of using a very complicated computer program, we preferred to use an alternative technique involving Lagrangian multipliers and propose a weighting constraint as

$$\phi(R_1, R_2, \ldots, R_{N_R}) = \sum_j N_{S_j} R_j = 0$$

$$\psi(D_1, D_2, \ldots, D_{N_D}) = \sum_k N_{D_k} D_k = 0$$

where N_{S_j} is the number of events for the j'th station, and N_{D_k} is the number of records in the k'th distance range.

Applying a Lagrangian multiplier to the model established, we obtain

$$d\epsilon^2 + \lambda_1 \, d\phi + \lambda_2 \, d\psi = 0$$

where λ_1 and λ_2 will be relatively small in the solution.

Model Testing

In order to test if the model established is appropriate and if the program constructed using this model is correct, we simulated a set of data of five earthquakes, two distance ranges and five stations (receivers). Using the same notation mentioned above, N_s is 5, N_R is 5 and N_D is 2. The true values are

$S_1 = 5.0$
$S_2 = 4.0$
$S_3 = 3.0$
$S_4 = 4.5$
$S_5 = 3.5$
$R_1 = 0.2$
$R_2 = 0.1$
$R_3 = 0.0$
$R_4 = -0.1$
$R_5 = -0.2$
D_1 ($\leqslant$50 km) = 0.1
D_2 (50 km – 100 km) = -0.1

First, we would like to see the importance of the constraints. In this experiment no constraints are imposed. Therefore, the last two columns and the last two rows are not used in the first matrix. Consequently, λ_1 and λ_2 are not needed. The solutions are

EVENT	S		95% confidence interval
1	-14.12	±	0.0003
2	-15.12	±	0.0003
3	-16.12	±	0.0003
4	-14.62	±	0.0003
5	-15.62	±	0.0004

STATION	R		95% confidence interval
Ast	25.60	±	0.0005
Bst	25.50	±	0.0005
Cst	25.40	±	0.0004
Dst	25.30	±	0.0006
Est	25.20	±	0.0001

DISTANCE	D		95% confidence interval
0-50	-6.18	±	0.0007
50-100	-6.38	±	0.0001

From the mathematic view point, the small 95% confidence interval value indicates that the solutions are reliable. But, as we anticipated, all variables are adjusted relative to each other and the solutions may not have too much physical meaning. The relative differences in the source, station and difference terms reflect those of the model values, but an arbitrary offset of coefficients is present such that the magnitudes computed are correct.

In the second experiment, we use the constraints outlined above. The solutions

are very consistent with the expected values. They are listed as follows

EVENT	S	95% confidence interval
1	5.00	± 0.00002
2	4.00	± 0.00002
3	3.00	± 0.00002
4	4.50	± 0.00002
5	3.50	± 0.00003

STATION	R	95% confidence interval
Ast	0.20	± 0.00003
Bst	0.10	± 0.00003
Cst	0.00	± 0.00002
Dst	-0.10	± 0.00002
Est	-0.20	± 0.00003

DISTANCE	D	95% confidence interval
0-50	0.10	± 0.00001
50-100	-0.10	± 0.00002

$\lambda_1 = -8.0977e\text{-}08$ $\lambda_2 = -2.7675e\text{-}07$

It is worth to note that excellent agreement was found since the original model had $\Sigma R=0$, $\Sigma D=0$. If the ΣR are not in fact zero, then this technique will never be able to determine this unless there is an additional independent constraint, such as a statement that the R at one station is by definition zero. To further understand the model and also to simulate closely the actual data set, random noise was added to each simulated observation. All noise was required to be less than half of the station correction and the summation of noise is zero, which obeys the constraints we used above. The solutions are

EVENT	S	95% confidence interval
1	5.00	± 0.009
2	3.99	± 0.010
3	2.99	± 0.011
4	4.50	± 0.011
5	3.50	± 0.013

STATION	R	95% confidence interval
Ast	0.20	± 0.011
Bst	0.12	± 0.012
Cst	-0.01	± 0.010
Dst	-0.08	± 0.010
Est	-0.21	± 0.014

DISTANCE	D	95% confidence interval
0-50	0.10	± 0.053
50-100	-0.10	± 0.010

where

$\lambda_1 = 2.2769e\text{-}08$ $\lambda_2 = 1.0942e\text{-}07$

The increase of the 95% confidence interval value is caused by the random noise added. However, the solutions are still very stable. This test further confirms the applicability of our model and computer programs.

DATA AND RESULTS

The data for this study consist of seismograms of 458 earthquakes (Figure 1) occurring in the period 1 January 1982 to 31 December, 1984, in the area of the Central Mississippi Valley Seismic Network, operated by Saint Louis University.

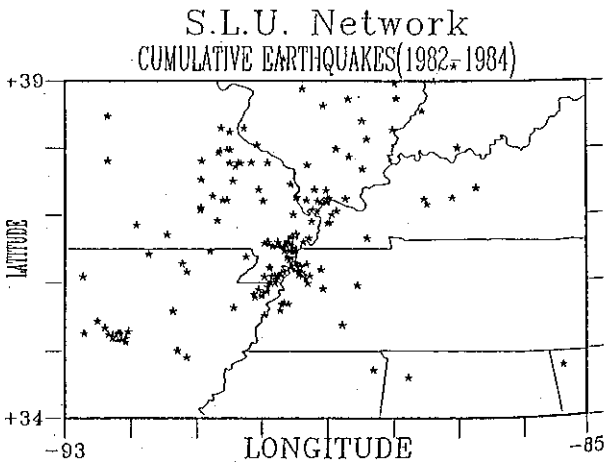


Figure 1. A map of earthquakes in the period 1982 to 1984 used for this study. Total number of events is 458.

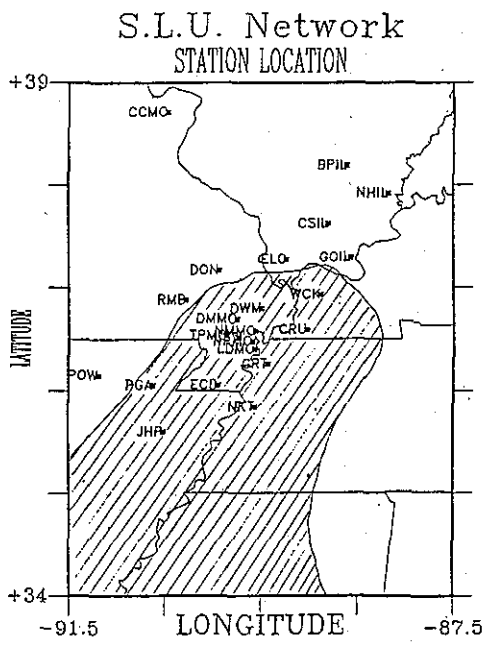


Figure 2. Map of the SLU network. 23 stations used in this study are shown in the figure. The region of the Mississippi Embayment is shaded.

The network consists of 24 stations in the Mississippi Embayment region, 7 stations in the Upland region, and 9 stations in southeastern Illinois. Figure 2 shows a map of the 23 stations of the SLU Seismic Network used in this study. The region of the Embayment is indicated by the shading (Hadley and Devine, 1974). The 23 stations used in this study were restricted to those with similar instrument response (peak magnification at 10 Hz). The coordinates of these stations as well as their net amplifier gains between seismometer and the computer are given in Table 1. The normalized instrument response is plotted in Figure 3.

The observed magnitudes were calculated by using equation (1) where reduced ground amplitude (A) is provided by the SLU network and the coefficient of anelastic attenuation (γ) is 0.003 km^{-1}

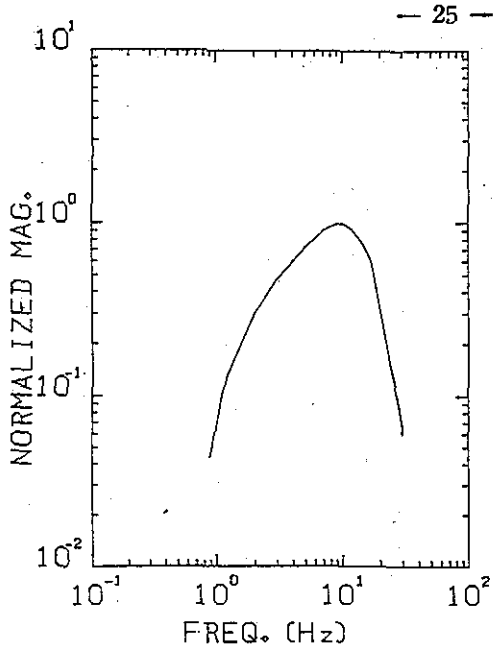


Figure 3. Normalized instrument response.

TABLE 1

Saint Louis University Network

Station Code	Latitude N°	Longitude W°	Magnification (db)
LDMO	36.411	89.563	68
POW	36.152	91.185	74
RMB	36.888	90.278	68
LST	36.523	89.731	56
CRU	36.595	89.020	62
DMMO	36.704	89.745	68
DON	37.176	89.933	68
DWM	36.805	89.490	56
ECD	36.060	89.940	62
ELC	37.285	89.227	74
GRT	36.264	89.420	62
NKT	35.850	89.554	62
PGA	36.060	90.620	62
JHP	35.605	90.510	62
WCK	36.934	88.874	68
CSIL	37.632	88.790	78
NRMO	36.487	89.588	62
NMMO	36.588	89.552	56
TPMO	36.540	89.852	68
BPIL	38.200	88.600	72
GOIL	37.300	88.560	60
CCMO	38.720	90.470	68
NHIL	37.930	88.170	66

(Dwyer, *et al.*, 1983). The determination of reduced ground amplitude in the SLU network is either done by selecting a peak amplitude with period at about 0.1 second from digital data on a Tectronix terminal or by selecting a sustained amplitude (third largest) from develocorder manually, then corrected for the corresponding instrument response at the observed frequency. The difference in methodology, peak versus third largest peak, will not introduce a major error in the magnitude estimate since logarithms of amplitudes are taken.

The distance range are separated by 20 km interval for epicentral distances less than 200 km. For records at distance greater than 200 km, a 50 km interval was

TABLE 2

Distance Correction Terms

Distance		D		95% Confidence interval	N
0-20	D1	-0.022	±	0.010	382
20-40	D2	-0.069	±	0.020	333
40-60	D3	-0.100	±	0.050	129
60-80	D4	-0.128	±	0.044	160
80-100	D5	-0.082	±	0.033	222
100-120	D6	0.040	±	0.010	186
120-140	D7	0.052	±	0.012	116
140-160	D8	0.161	±	0.030	151
160-180	D9	0.194	±	0.037	57
180-200	D10	0.121	±	0.020	31
200-250	D11	0.248	±	0.067	79
250-300	D12	0.248	±	0.089	66
300-500	D13	0.383	±	0.135	38

TABLE 3

Station Correction Terms

Station	R	95% Confidence interval	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11	D12	D13
LDMO	-0.03	0.005	76	19	1	2	1	4	1	0	1	0	0	2	0
POW	-0.05	0.004	1	0	1	1	3	11	41	74	6	3	13	2	2
RMB	0.04	0.003	0	0	11	45	48	74	10	7	4	3	17	11	1
LST	-0.01	0.005	73	24	6	0	4	1	1	0	1	0	0	5	2
CRU	0.08	0.007	0	1	30	11	5	1	1	2	0	0	2	0	1
DMMO	0.02	0.004	18	42	16	11	9	4	1	0	1	0	0	9	1
DON	-0.03	0.004	0	1	7	31	39	19	11	7	4	4	4	12	2
DWM	0.16	0.010	4	3	4	6	1	1	0	0	0	0	0	1	1
ECD	-0.09	0.008	9	6	8	6	0	0	4	4	0	0	2	0	1
ELC	-0.27	0.03	37	51	4	9	45	22	20	22	5	2	8	2	11
GRT	0.07	0.005	26	25	7	3	1	5	2	0	2	1	2	4	1
NKT	0.22	0.05	1	15	13	8	9	0	1	14	1	4	7	4	1
PGA	0.13	0.08	0	0	1	3	3	10	1	1	20	4	0	1	1
NMMO	0.29	0.07	50	3	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0
TPMO	-0.11	0.07	8	25	3	0	3	5	0	1	0	0	0	3	1
NRMO	0.22	0.05	75	24	4	2	3	2	1	0	1	1	0	2	0
JHP	0.26	0.11	0	0	1	0	3	5	3	6	2	0	2	0	0
WCK	0.00	0.004	3	74	5	16	35	13	8	3	3	4	5	1	7
CSIL	-0.59	0.12	0	0	1	2	0	0	2	4	2	2	0	1	2
BPIL	-0.49	0.18	1	0	0	1	1	2	1	0	0	0	2	0	0
CCMO	0.15	0.09	0	0	3	0	4	2	1	1	1	2	12	5	1
NHIL	-0.06	0.018	0	0	1	1	3	2	0	0	0	0	1	0	1
GOIL	0.02	0.077	0	20	2	1	0	3	8	5	3	1	2	1	1

$\lambda_1 = 3.58783E\text{-}05$, $\lambda_2 = 3.59471E\text{-}05$

used and for distances greater than 300 km, a single correction was used. In general, we have 458 source terms, 23 stations, and 13 distance ranges in the analysis, and 1950 amplitude magnitude observations. The solutions are listed in the order of distance corrections and station corrections in Table 2 and Table 3.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Another way to express the suitability of a solution is by the distribution of residuals. Figure 4 plots an example of the magnitude residual histogram for the station LDMO. The top histogram in the figure shows a magnitude residual histogram before the magnitude correction (m_{Lg}), where a magnitude residual histogram after the magnitude correction (S) is given below it. In general, a more concentrated pattern of residuals about zero is found in the second plot. This implies an improvement in magnitude calculation by use of the correction terms. The other 22 stations all have similar results.

The similar detection condition for all the stations (see some examples in Figure 5) indicates our results might not be biased by different recording usability between stations.

The station corrections are plotted at the corresponding station location on a map in Figure 6. It is easy to see that the station corrections in the Embayment region (shaded area) are small negative or are positive values, except at the station TPMO (-0.12). On the other hand, the stations in the Upland region are mostly negative or are small positive values, except at the station CCMO (0.14).

To see if the distance corrections are contaminating the station corrections, we fixed the distance corrections at zero,

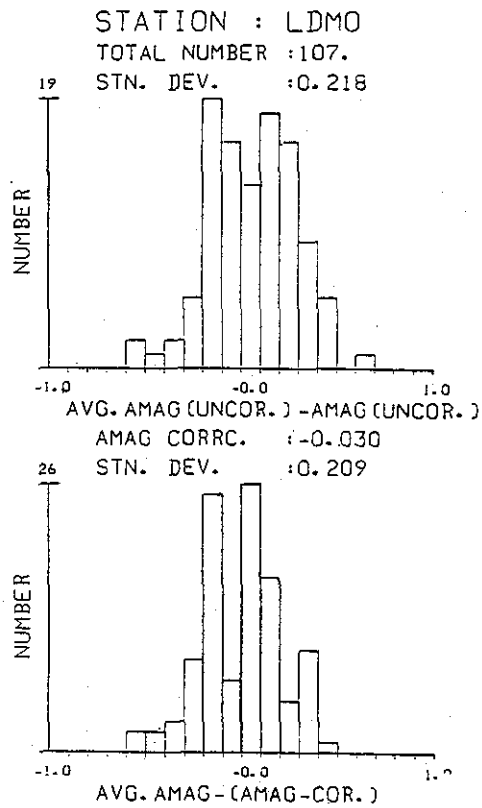


Figure 4. Amplitude magnitude residual histograms for the station LDMO. The top histogram shows the residual distribution before correction applied whereas the lower histogram shows the residual distribution after station correction and distance correction applied.

even though the F-test analysis indicated that such a correction is needed. The station corrections from this model, model 2, are listed in Table 4 with the above results for comparison. In the last column of Table 4, the 'E' represents station located in Embayment area and 'U' in Upland. Examining this table, we found similar results from both models. This tells us the model stability and also implies that station corrections are not related to the specifies of the correction due to the distance term in the magnitude formula.

Distance corrections obtained in the previous section increase with increasing distance. This tendency indicates that

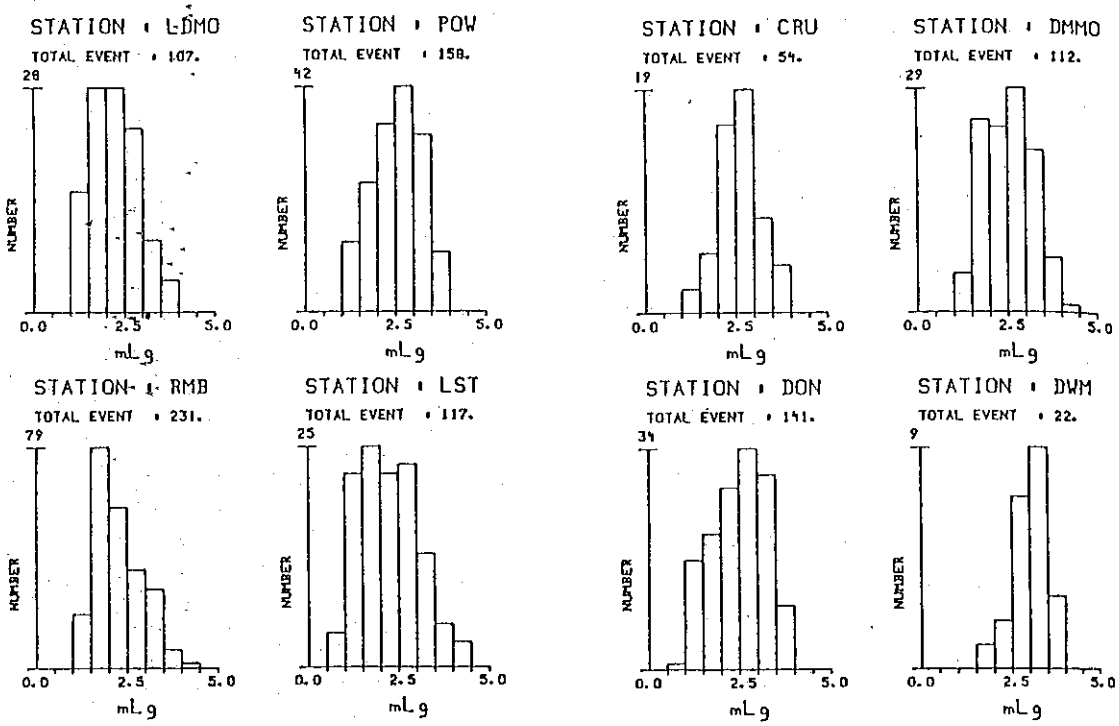


Figure 5. Histogram showing number of detected event at some stations as a function of magnitude.

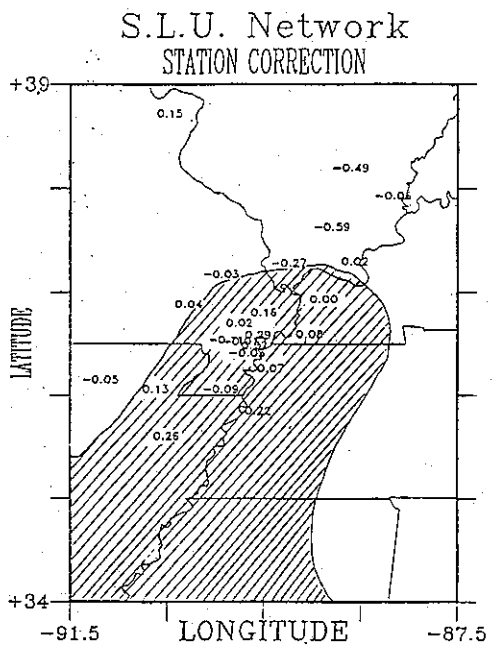


Figure 6. The amplitude magnitude station correction and the corresponding station location. The Embayment region, a thicker sediment near the surface, is shaded. In general, the station in Embayment region has negative station correction. On the other hand, stations in the Upland region have positive value.

TABLE 4

Station Amplitude Magnitude Correction

Station	Model 1[1]	Model 2[2]	Model 3[3]	Region
LDMO	-0.03	-0.04	-0.03	E
POW	-0.05	0.04	-0.06	U
RMB	0.04	0.04	0.04	U
LST	-0.01	-0.02	-0.01	E
CRU	0.08	0.03	0.08	E
DMMO	0.02	-0.02	0.02	E
DON	-0.03	-0.04	-0.03	U
DWM	0.16	0.12	0.16	E
ECD	-0.09	-0.13	-0.09	E
ELC	-0.27	-0.25	-0.26	U
GRT	0.07	0.05	0.07	E
NKT	0.22	0.20	0.22	E
PGA	0.13	0.14	0.13	E
JHP	0.26	0.24	0.26	E
WCK	0.00	-0.03	0.00	E
CSIL	-0.59	-0.52	-0.60	U
NRMO	0.22	0.21	0.23	E
NMMO	0.29	0.28	0.29	E
TPMO	-0.11	-0.14	-0.12	E
BPIL	-0.49	-0.46	-0.49	U
GOIL	0.02	0.03	0.02	U
CCMO	0.15	0.25	0.14	U
NHIL	-0.06	-0.11	-0.04	U

1. Model 1: Original model
2. Model 2: No distance term model
3. Model 3: $\gamma = 0.0004 km^{-1}$ model

E: Embayment, U: Upland

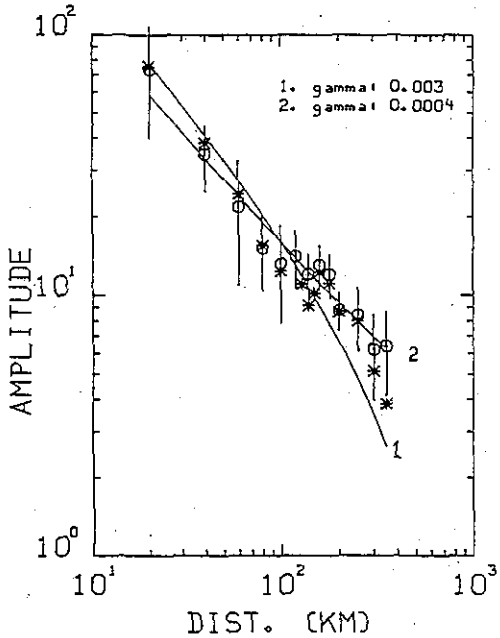


Figure 7. The distance correction is related to different gamma values. Curve 1 shows the amplitude decay with gamma = 0.003 km^{-1} and curve 2 uses a smaller gamma value (0.0004 km^{-1}). The data points are obtained by using the theoretical Lg attenuation relation and the distance corrections.

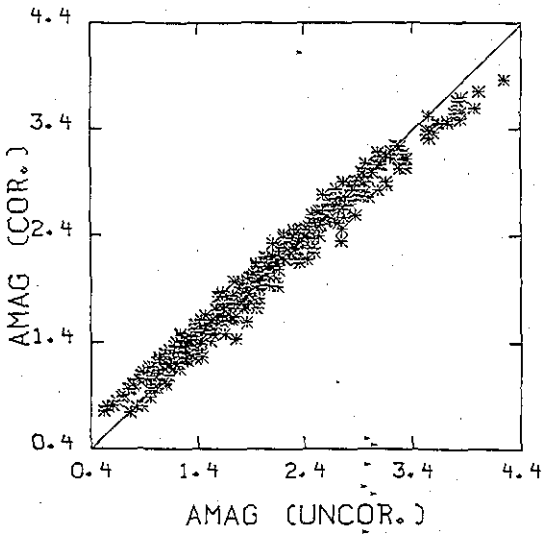


Figure 8. Comparison of amplitude magnitudes before and after applying correction. The straight line has a slope of one.

either the geometrical factor or the anelastic attenuation used is improper. In order to avoid the contamination caused by station corrections included in the original model, the data were reanalyzed with all station corrections fixed to be zero. The results are plotted in Figure 7. The solid line (1) is the theoretical amplitude when the geometrical factor is 5/6 and gamma value is 0.003 km^{-1}. The circles are amplitudes after a distance correction which are obtained from the original model, and the error bar indicates 95% confidence interval. The stars are amplitude after a distance correction obtained from the model 2 with station corrections equal to zero. The results from both of these model indicate the need of distance correction to revise the magnitude formula equation 4 for the distance range (< 500 km).

The shape of curve 1 in Figure 7 indicates that use of a gamma value smaller than 0.003 km^{-1} might be appropriate. Using the circles in Figure 7, a simple regression resulted in $\gamma = 0.0004\ km^{-1}$. The solid line (2) in Figure 7 corresponds to the Lg-airy phase amplitude decay with $\gamma = 0.0004\ km^{-1}$. Using this gamma value, the station corrections are recalculated. The results are listed on the third column of the Table 4. The distance corrections are very small and can be neglected. For easy usage of these results we suggest the magnitude determination as

$$m_{Lg} = 2.94 + 0.833 \log_{10} \left(\frac{\Delta}{10}\right) + 0.4342\gamma\tau + \log_{10}(A) - R$$

with $\gamma = 0.0004\ km^{-1}$. The term R is station correction and is listed in the third column of Table 4.

To see the improvement as the magnitude corrections obtained in this study are

applied in the magnitude estimate, we plot uncorrected magnitude versus corrected magnitude in Figure 8. Offsets with respect to a line of slope 1 occur at both sides. This tells us that Lg magnitudes of large events are essentially overestimated by 0.2-0.3 magnitude units without the magnitude correction, whereas small events are underestimated by about 0.2 magnitude units. The fact that the large magnitude were somewhat overestimated is related to the larger gamma value used in the previous analysis.

BIBLIOGRAPHY

Dwyer, J. J., R. B. Herrmann, and O. W. Nuttli (1983) Spatial attenuation of the Lg wave in the Central United States, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 781-796.

Hadley, J. B. and J. F. Devine (1974). Seismotectonic map of the eastern United States, U.S. Geological Report, MF-620.

Herrmann, R. B. (1979). "FASTHYPO – A Hypocenter location program." Earthquake Notes, 50, 25-38.

Herrmann, R. B., S. Park, C. Y. Wang (1981). The Denver earthquakes of 1967-1968. Bull. Seism. Soc. Am. 71, 731-745.

Herrmann, R. B. and A. Kijko (1983). Short-period Lg magnitudes: instrument, attenuation, and source effects, Bull. Seism. Soc. Am. 73, 1835-1850.

Leu, P. L. (1985). Magnitude corrections for the Central Mississippi Valley Seismic Network, M. S. Thesis, Saint Louis University, Saint Louis, Missouri.

Nuttli, O. W. (1973). Seismic wave attenuation and magnitude relations for eastern North America, J. Geophys. Res. 78, 876-885.

美國中西部密西西比地震網的Lg規模修正

呂佩玲　　辛在勤

摘　　要

本文利用美國中西部，密西西比地震網的地震資料分析，研究有關Lg 規模修正。依Lg波振幅計算所得規模可以下列計算模式來討論：

$$M = S + R + D$$

在此模式中，S是震源項，R是測站修正項，D則是距離修正項。本文挑選發生在一九八二年一月至一九八四年十二月的地震共四百五十八個，使用其中具有相似反應曲線的儀器所記錄的資料，套入此模式中，得到許多重要的特性。

在推算過程中，如假設非彈性衰減 (anelastic attenuation) 係數，γ(gamma) 爲 $0.003km^{-1}$，所得的 Lg 規模距離修正值是隨着距離的增加而增加。此結果反應出在規模的估算中，須採用一較小的γ (gamma)值。將γ(gamma) 值換成 $0.0004km^{-1}$，距離修正值即可省略。模式計算結果並顯示測站修正值可以反應出測站附近的地質效應。位於密西西比河河套的測站需要一個負值來修正。相對的，如測站位置在較硬的岩盤時，則需要一個正值來修正。

THE RESEARCH OF DATA COMPRESSION ON IDMS *

Nan-Wen Lee[1]

ABSTRACT

Many data processing applications involve storage of large volumes of alphabetic data such as names, addresses and numeric data such as climatic data, telephone numbers, salaries. In order to reduce the data storage requirements and the data communication costs, data compression technique is needed.

The data compression technique employed here is a modified Huffman coding method. Repeating types of characters are taken into consideration to reduce the redundancy in the data representation.

1. INTRODUCTION

1.1 Database Software Packages

Numerous universities and corporations are utilizing central databases with general purpose database software. The two software packages which are most commonly used are IMS, an IBM Corporation product, and IDMS, a Cullinet Corporation product. Both of these software packages run on large general purpose IBM or IBM compatible main frame computers. IMS is a hierarchical database system, and IDMS is a network database system with some relational features. Although these software packages are more efficient on general purpose computers than proposed relational systems, they both have very significant central processing unit requirements, have massive disk storage requirements, and move information to and from disk storage frequently and in large amounts.

Both the IMS and IDMS software packages have data compression and expansion programs. When data is stored in the database, the compression program is called. When data is retrieved from the database, the data is expanded. While both programs must be efficient, compression is usually done during batch loads of data with no effect on response time at terminals. However, expansion occurs during user access to the database from terminals so the expansion program must be very efficient.

1.2 Proposed Algorithm for Improved Database Compression

In 'Data Compression On A Database System', an August 1985 article in the ACM Communications, Gordon V. Cormack of the University of Manitoba described data compression and expansion algorithms which he believed to provide impressive data compression on central

*收稿日期：75年7月11日 送審日期：75年7月12日
1中央氣象局資料處理科技士

databases stored under IMS. Programs based on these algorithms have been used at several universities with significant improvement in data compression over the programs previously used with IMS.

1.3 Purpose of The Project

The purpose of this project is to analyze the data stored under IDMS and then write programs for these algorithms which can replace the data compression and expansion programs currently used under IDMS. The improvement in data compression for IMS resulted from the observation that data in the database tended to consist of long strings of the same type of character. For example, names and titles are long strings of alphabetic characters and numerical data is generally grouped. While Huffman coding is optimal with respect to average compression, and other ad hoc techniques take advantage of repeating strings of the same character, techniques currently used do not reflect repeating characters of the same type.

To carry out the project it was necessary to have a general understanding of Huffman coding since the data compression algorithm used in this project is a modified form of Huffman coding. A general understanding of IDMS was required in order to replace the currently installed programs. Programs were written to analyze data and determine the compression codes to be assigned to characters. These programs were tested and debugged using sample data. Then actual IDMS data was processed by the programs to determine the effectiveness of the data compression. Then data compression and expansion programs were written in IBM assembler.

Unfortunately, at this time there is very little data in the production IDMS system at The University of Wyoming. It was expected that the Human Resource System and Student Information System would be installed before the project was completed. But these installations were delayed. The amount of data should be adequate when the Human Resource and Student Information System are installed. When this occurs, the analysis program will again be run against the actual data by Computer Services staff. If the proposed algorithms provide more significant improvements in compression of the actual data, the currently used IDMS compression and expansion programs will be formally replaced by the IBM Assembler programs developed for this project. The code corressponding to the algorithms in the IBM Assembler programs can be used as is.

2. TYPES OF DATA COMPRESSION

Two techniques that can result in a more effective encoded data representation are logical and physical data compression. Both of them can result in reduced transmission time and a reduced storage requirement.

2.1 Logical Compression

Logical compression is utilized when the database software is designed. The software should be designed to reduce the amount of space occupied by redundant characters, and user transparent techniques should be used for condensed representation of data elements.

If data in logically compressed data

bases are transmitted between locations, transmission time will be reduced since fewer data characters are transmitted. While logical compression is an effective tool in minimizing the size of a data-base, it only reduces transmission time when logically compressed data is transmitted.

Logical compression is normally used to represent data bases more efficiently and the frequency of occurrence of characters or groups of characters is not considered.

The following example illustrates the use of logical compression when the database software is designed.

In a climatic data set, a 'date' field exists in a record, then we can use various notation to represent 01 April 1986:

(a) 01 april 1986 (character representation)
(b) 01 apr 1986 (character representation)
(c) 01 04 1986 (character representation)

We know the maximum value for DAY is 31, and 5 bits are enough to represent it; the maximum value for MONTH is 12, and 4 bits are enough to represent it. If we use 7 bits to represent YEAR, then a total of 127 years can be represented and relative years ranging from 1900 to 2027 are permitted. We can see that the use of binary strings to represent 'date' is very economical in use of space.

2.2 Physical Compression

Physical compression consists of encoding characters using fewer bits than the standard computer or data communications bit representations. Typically, this has been done to reduce the quantity of data prior to entering a transmission medium and the expansion of such data into its original format upon receipt at a distant location.

Physical compression takes advantage of the fact that when data is encoded as separate and distinct entities, the probabilities of occurrence of characters and groups of characters differ. Since frequently occurring characters are encoded into as many bits as those characters that only rarely occur, data reduction becomes possible by encoding frequently-occurring characters into short bit codes while representing infrequently-occurring characters by longer bit codes.

The use of physical data compression for disk storage reduces the amount of disk storage that must be purchased. Also, fewer disk accesses and lower data transfer to and from disk storage is a result. There are storage and processing costs associated with the programs which must be compared with the savings which result from the compression.

3. DATA COMPRESSION TECHNIQUES

The first interest in character compression techniques resulted from transmission of characters over communications lines. These techniques increased the amount of information which could be transmitted in a given period of time. A number of techniques have been employed to compress characters for transmission over communications lines. Null suppression (replacement of most of the null characters or blanks by a special ordered pair of

characters), bit mapping (a bit map, which is appended in front of an input string, can indicate the presence or absence of nulls and thereby can reduce the size of the string) and statistical encoding are three of these compression techniques.

Statistical encoding takes advantage of the probabilities of occurrence of single characters and groups of characters, so that short codes can be used to represent frequently occurring characters or groups of characters while longer codes are used to represent less frequently encountered characters and groups of characters.

Huffman coding is a statistical encoding method which was described in 1952. Huffman showed that given probabilities of occurrence of a set of characters, the average code length is minimized. As the use of computers and external storage increased, Huffman coding was applied to storage of characters in computer external devices. Other techniques for specialized data have evolved over the years.

3.1 Huffman Coding

The Huffman coding technique is optimal in that it results in a minimum average code length for a given set of characters. In addition, Huffman codes have a prefix property which means no short code group is duplicated as the beginning of a longer group. For example, if one character is represented by bit string 101, then there is no other character which will be represented by 10100 since 10100 will be interpreted as the combinations of 101 and 00. Because of this special feature, the compressed data stream (bits combinations) can be decoded immediately by tree node traversal if we read from left to right without examining the entire block of input data.

To use Huffman coding, each occurrence of a character is counted in order to determine the probabilities of occurrence of each character in the data.

We arrange the characters in descending order of probabilities. The two nodes with the smallest probabilities are paired to produce another node whose probability is the sum of the probabilities of paired nodes.

Before the next pairing, sorting of the new probabilities is needed to ensure the probabilities have descending order. Then two adjacent nodes with the lowest probabilities of occurrence are again paired. By repeating this step, we finally get a node whose probability of occurrence is 1.

By repeating the assignment of binary 0 and 1 to paired nodes at each pairing step, the codes for each character can be obtained by tracing back from the last node to the starting nodes.

Huffman code can be generated through the employment of a tree structure as illustrated in the following two figures:

Character Set	Initial Probability	1st Step		2nd Step		3rd Step	
C1	.35	C1	.35	C1	.35	C1	.35
C2	.15	C2	.15	C2	.15	C5678	.22
C3	.15	C3	.15	C3	.15	C2	.15
C4	.13	C4	.13	C4	.13	C3	.15 1
C5	.12	C5	.12	C5	.12 1	C4	.13 0
C6	.06	C6	.06 1	C678	.10 0		
C7	.03 1	C78	.04 0				
C8	.01 0						

4th Step		5th Step		6th Step	
C1	.35	C25678	.37	C134	.63 1
C34	.28	C1	.35 1	C25678	.37 0
C5678	.22 1	C34	.28 0		
C2	.15 0				

From the pairing operation above, Huffman codes and lengths for C1, C2, C3, . . . C8 are:

character	codes	length
C1	11	2
C2	00	2
C3	101	3
C4	100	3
C5	011	3
C6	0101	4
C7	01001	5
C8	01000	5

Huffman code for a particular character is selected so that its length is as close as possible to f (–log p), where the base is 2, p is the probability of occurrence of that character in the text, and f(x) is the closest integer greater than or equal to x.

3.2 A Modified Huffman Coding Technique

The central databases stored under the IMS and IDMS databases typically have data items which predominantly group the same types of character. Names, titles and addresses consist mainly of alphabetic characters. Salaries, social security numbers, and financial data are primarily numeric characters.

For the project the Huffman coding technique is modified to take these repeating types of characters into consideration. Four data types were used, alphabetic, numeric, blank and other symbols. The data types used were intuitively selected. As experience with the actual data is acquired, it may be advantageous to change the data types. For each data type, a code is assigned to every kind of character appearing in the data. To compress a record, an alphabetic type code is assigned to the first character. Then the first character is checked to determine which type the first character actually was. Then the second character is assigned a code for the actual type of the first character. This process is repeated until the entire record has been compressed.

To expand a compressed record, it is known that the first character is a code of the alphabetic type. The code bits of the first character are used to determine, from the alphabetic type codes, what the first character is. The first character is used to determine the code type of the second character. The code bits of the second character are used to determine what the second character is. Then the code bits of the second character are used to determine the code type to be assigned to the third character. This process is continued until the entire record is expanded.

Modified Huffman coding is almost the same as Huffman coding, the only difference being the assignment of codes to characters for several different types. For the modified Huffman Coding technique, we count the number of times a character is followed by an alphabetic character, and for each total obtained we divide by the total number of characters in the data. This yields probabilities for

the alphabetic type. This process is repeated for each type, so that we have probabilities for each type. Then for each type, character bit codes are determined. The detailed process for this will be described in another section of the paper.

4. DATA ANALYSIS

4.1 Input

Data was provided in a sequential file with fixed length records which were unloaded from the data base. Each record contains a variable number of characters. This file is processed to generate a new sequential file in which each record has the number of characters followed by the characters to be analyzed.

4.2 Analysis Process

The main program includes 5 subprograms. The Frequency Analysis and Counts tables are generated by the main program. The Length table is produced by the subprogram 'leng'. The Codes table is produced by the subprogram 'codex'. The program 'sorting' is called for sorting of the counts before the Counts table is printed out. The program 'reseq' is called by program 'leng' for frequency sorting. The program 'rever' is called by program 'codex' for probability-sum sorting before the modified Huffman code is determined.

In the text analysis program (main program), we count the

(a) Total number of characters, i.e. number of characters in the text.

(b) Occurrence of each character in the test data file.

(c) The percentage of each character-occurrence in the appropriate data type and in the whole test data file, i.e. the percentage of occurrence 'A' for the alphabetic type, and in the whole text.

(d) The total number of occurrence of each character following a character of each data type.

This yields the probabilities of occurrence of each character of each data type by appropriate division operations.

The tables produced by this process are omitted in this paper.

The first character of each input record is always regarded as an alphabetic data type.

Applying the Huffman coding method, we determine Huffman codes for each character in the test data file. Then we count the length of each code. Actually, Huffman codes are not required for characters because we are going to use proposed coding method to generate compressed codes. However, we need those codes to calculate code lengths.

Note that codes may be different for the same character if the types are different.

The codes generated are stored in compression-code tables. Each data type has an associated table. The characters are sorted with the longest length first, and the shortest last. Initial table values are formed using the rule below:

(c1 means the first character with the longest length, ℓ1 means the length of the character with longest length (c1))

(cn means the last character with the shortest length, ℓn means the length of the character with shortest length (cn))

c1	ℓ1	ℓ1 1's followed by (15–ℓ1) 1's.
c2	ℓ2	(first ℓ2 bits of previous value) – 1, then followed by

(15−ℓ2) 1's.

cn ℓn (first ℓn bits of previous value) − 1, then followed by (15−ℓn) 1's.

Then the final table value is formed by shifting each of them (15−ℓi) times to the right, filling with zeros from left. Then a one is inserted in position (16−ℓi) from the right.

As an example:

character	code-length	initial code (15 bits)	final code (16 bits)
T	8	111111111111111	0000000111111111
B	6	111110111111111	0000000001111110
A	6	111101111111111	0000000001111101
L	5	111011111111111	0000000000111101
J	3	110111111111111	0000000000001110
P	2	101111111111111	0000000000000110

5. COMPRESSION

The code table are utilized in the compression program. Given a string of characters to be compressed, the alphabetic table is used to compress the first character (the first character of each record is always regarded as alphabetic data type) via character linear searching, and the subsequent characters are compressed may use another code table as determined by the data type of the previous character. Each character is represented by a 16-bit string in code table. The compressed code used in the compression process is contained in the rightmost several bits. Preceding each compressed code is a bit with value 1 (this 1 functions as the delimiter), and the rest of the bits are all padded with binary value 0's. The length of each actual code and the code itself are determined by following steps.

Determine the code length of a compressed character:

1. Set comparison value (i.e. comparator) cv to be 0000000000000100 (binary representation).
2. If the table value for a compressed character is v, compare cv with v.
3. If cv is greater than v, then the count is the length of the code to be used. Stop.
4. If cv is not greater than v, then add one to a count which is initially set to 1. Double cv. Go to 2.

The shift instruction and mask instructions are used to move compressed codes into output buffer, and then the number of compressed bits are moved into the record-length field.

6. EXPANSION

The bit code length of a character, which will be produced in the expansion process, is not known in advance. So, a binary tree structure is used in the

expansion program. Four binary trees are used for the four different data types. A code is expanded by examining the input bit string one bit at a time. If the current bit is 1, the search moves to the left son, otherwise to the right son. When a leaf is encountered, that means a bits combination for a character ends, a character should be produced, and the next input bit is the first bit of another character.

7. CONCLUSIONS

The method employed here achieve the saving in disk storage and disk access activity. Generally speaking, the compression method can be expected to reduce the size of raw data by approximately a factor of three. The costs on the execution of compression and expansion are recovered by fewer data transfer. This technique can be applied on any database system.

8. ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is extracted from the author's research which was sponsored by The Central Weather Bureau, Republic of China.

The author wishes to express his sincere appreciation to Dr. William Walden, Director of Computer Services of The University of Wyoming, who directed this research. Appreciation is also given to Dr. Henry Bauer, Chairman of Computer Science Department for his valuable advice.

9. REFERENCES

1. Cormack, Gordon (1985): 'Data Compression on a Database System', Communications of the ACM, pp. 1336-1342.
2. Reghbati, H. K. (1981): 'An Overview of Data Compression Techniques', Computer, pp. 71-75.
3. Guiasu, Silviu (1977): 'Information Theory with Applications', McGraw-Hill Inc.
4. Held, Gilbert (1983): 'Data Compression, Techniques and Applications, Hardware and Software Considerations', John Wiley & Sons.
5. Johnson, David (1983): 'Structured Assembly Language for IBM Computers', Mayfield Publishing Company.

資料壓縮在 IDMS 上的研究

李　南　文

摘　要

在資料處理上，有的牽涉到大批的文字資料，如姓名、地址；有的則涉及數字資料，如氣候資料、電話號碼、薪資。爲了減少資料的儲存空間及降低資料通訊上的成本，資料壓縮技術是有必要採用的。

將資料中重複出現的文字以別種資料表示法表示後再加以儲存，可達到節省儲存空間的目的，此種表示法卽本文所採用的——修飾後的霍夫曼編碼法。

民國七十四年颱風調查報告
——侵臺颱風（8519）白蘭黛*

王　　世　　堅[1]

一、前　　言

白蘭黛（BRENDA）颱風爲74年度發生於西太平洋的第十九個颱風，也是第七號侵臺颱風。白蘭黛颱風的威力屬於中度，其結構相當完整。在其接近五天（9月30日20時（註）～10月5日21時）的生命史中，威力最强的時候，是當其接近巴士海峽以後（10月3日8時以後），此時期其中心附近最大風速達每秒45公尺，接近强烈颱風的强度。雖然白蘭黛颱風所挾帶的風雨並不小，但由於其中心沒有登陸，再加上其侵臺期間有加速前進的現象，是以對臺灣地區造成的損害輕微。

本文將針對白蘭黛颱風的特性、發展經過、强度與路徑作一分析，並校驗各種颱風路徑預報方法，以供日後有類似路徑之颱風作研究與預報參考。

二、白蘭黛颱風之發生與經過

9月27日8時在北緯12度，東經144度（卽在關島南方海面）的熱帶性擾動，向西北西移動，經過84小時，於30日20時在北緯15.8度，東經130.3度，卽在呂宋島東南東方的海面上增强爲輕度颱風，經命名爲白蘭黛（BRENDA），編號8519號，中心氣壓996毫巴，以2 kts 的速度朝西南西方向移動。10月1日8時其中心移至北緯16.2度，東經129.9度，强度增强爲中度颱風，中心附近最大風速由原先的35 kts 增强至65 kts，中心氣壓也降至990毫巴，進行方向略有偏北的趨勢，移動速度也加快成10kts。1日20時中心位置移至17.8度，東經129.2度，還是在巴士海峽東方海面，中心近附最大風速不變，進行方向變成西南西，並有減速的現象（4 kts）。2日2時白蘭黛位置移至北緯17.8度，東經129.2度，中心氣壓985毫巴，以3 kts 的速度緩慢的向東南方向移動，中心附近最大風速仍是65 kts，這時候，可看出白蘭黛在這段期間有打轉滯留的現象。

經過12小時的滯留打轉後，2日8時白蘭黛移至北緯17.5度，東經129.0度，中心附近最大風速略增强至70 kts，以12kts的速度向西北西的方向，朝巴士海峽加速邁進。2日14時中心位置在北緯18.3度，東經128.0度，卽在恒春東南方約980公里之海面上，仍維持西北西的方向，對臺灣東部海面及巴士海峽將構成威脅，因此中央氣象局（以下簡稱本局）乃於2日16時5分發布白蘭黛颱風第七號第一報海上颱風警報，此後18小時內，白蘭黛颱風一直維持西北西到西北的方向移動，中心氣壓降至980毫巴，中心附近最大風速增至75 kts。

3日8時白黛中心位置在北緯19.5度，東經125.6度，卽在恒春東南方約570公里之海面上，中心氣壓965毫巴，暴風半徑300公里（七級風），中心附近最大風速85 kts，以西北的方向朝臺灣逼近，對臺灣東部地區將構成威脅，於是本局乃在3日9時10分對臺灣東部地區發布陸上颱風警報。爾後，白蘭黛的移動速度稍加快，以西北轉北北西的方向朝臺灣東部海面接近，至3日20時其中心位置移至北緯21.7度，東經123.5度，卽在恒春東方約270公里之海面上，中心附近最大風速增强至90 kts，接近强烈颱風之强度，此時臺灣東部地區已進入暴風圈，蘭嶼所測得最大陣風已達每秒47.7公尺，東南部地區也出現7～8級的陣風。而在鼻頭角及東吉島也分別出現9.85公尺，8.45公尺的最大波高。此後白蘭黛繼續以北北西轉北的方向，延著臺灣東部海面加速前進。至4日8時中心位置移至北緯24.7

* 收稿日期　75年2月3日　　送審日期　75年2月5日
1 中央氣象局預報測站技佐
註：本文時間採用 120°E 地方標準時

表一　白蘭黛颱風警報發布經過表

Table 1　Warning procedures issued by CWB for typhoon Brenda

警報種類	次序		資料時間		發布時間			警戒地區		備註
	號	報	日	時	日	時	分	海上	陸上	
海上	7	1	2	14	2	16	5	臺灣東部海面、巴士海峽	—	
〃	7	2	2	20	2	20	50	同上	—	
〃	7	3	3	2	3	4	0	臺灣東部、北部海面、巴士海峽	—	
海上、陸上	7	4	3	8	3	9	10	同上	東部地區	
〃	7	5	3	14	3	15	35	臺灣附近各海面	東部、北部地區	
〃	7	6	3	20	3	21	0	同上	全臺灣地區	
〃	7	7	4	2	4	3	50	同上	同上	
〃	7	8	4	8	4	9	40	同上	同上	
〃	7	9	4	14	4	15	5	同上	東部、北部地區	
海上	7	10	4	20	4	21	10	臺灣北部海面	—	解除陸上
解除	7	11	5	2	5	4	0	—	—	

表二　白蘭黛颱風最佳路徑資料表

Table 2 The best tracks positions of typhoon Brenda

月	日	時(Z)	北緯	東經	中心氣壓 (mb)	最大風速 m/s	颱風進行方向	時速 km/hr	備註
9	30	12	15.8	130.3	996	35	240	4	
		18	15.7	130.1	994	40	340	12	
10	1	00	16.2	129.9	990	65	340	20	
		06	17.2	129.6	990	70	330	14	
		12	17.8	129.2	985	65	250	8	
		18	17.7	128.8	985	65	140	6	
10	2	00	17.5	129.0	985	70	310	24	
		06	18.3	128.0	980	70	290	12	
		12	18.5	127.4	980	75	295	26	
		18	19.1	126.1	980	75	310	12	
10	3	00	19.5	125.6	965	85	315	30	
		06	20.6	124.3	965	90	325	26	
		12	21.7	123.5	965	90	335	24	
		18	22.8	123.0	960	90	355	36	
10	4	00	24.7	122.9	965	90	350	32	
		06	26.3	122.6	965	90	35	28	
		12	27.6	123.5	960	90	25	44	
		18	29.4	124.7	965	85	35	40	

度，東經122.9度，即在臺北東南東方約140公里之海面上，此時全臺灣地區均已進入其300公里之暴風圈內。北部及東北部出現 9～11級最大陣風，彭佳嶼出現17級以上最大陣風，並在北部山區及宜蘭山區分別出現321公厘及476公厘之雨量。之後白蘭黛並繼續以北北西轉北北東的方向加速前進。4日20時其中心位置在北緯27.6度，東經123.5度，即在臺北東北方約 360公里之海面上，逐漸遠離本省，對臺灣東部，北部地區及東部海面已不構成威脅，因此本局於4日20時解除了陸上警報，而僅對臺灣北部海面發布海上颱風警報。5日2時白蘭黛已到臺北東北方約600公里之海面上，對臺灣北部海面已不構成威脅，故本局於5日4時0分解除了海上颱風警報。本局對白蘭黛颱風整個發布經過時程，參見表一。表二爲白蘭黛中心之最佳路徑資料表，而白蘭黛颱風眼飛機偵察資料定位如表三。此外白蘭黛颱風侵臺期間，本局氣象衛星資料接收站所接收之衛星圖片，請看圖一，並一併列了本局衛星中心定位，如表四，以供參考。

表三　白蘭黛颱風飛機偵察定位表
Table 3　Eye-Fixes for Typhoon Brenda by aircraft

觀測時間(Z)				中心位置		地面最大風速	海平面氣壓
月	日	時	分	北緯	東經	kts	mb
9	30	08	57	15.9	130.4	35	995
	30	22	12	15.7	129.9	35	—
10	1	00	50	16.5	129.9	65	990
	1	06	20	17.4	129.5	70	—
	1	08	35	17.8	129.4	65	986
	1	20	41	17.5	128.7	—	981
	1	23	37	17.5	128.9	78	985
	2	05	45	18.4	128.2	50	980
	2	08	20	18.5	127.7	80	980
	2	20	30	19.3	125.2	—	—
	2	23	45	19.5	125.7	90	965
	3	05	57	20.6	124.3	70	966
	3	08	52	21.0	123.9	75	964
	3	21	01	23.8	122.5	—	—
	3	23	36	24.6	122.8	65	—
	4	21	10	31.4	125.2	—	980

表四　白蘭黛颱風衛星資料定位表（中央氣象局氣象衛星接收站）
Table 4　Eye-Fixes for Typhoon Brenda by satellite

時間(Z)				北緯	東經	時間(Z)				北緯	東經
月	日	時	分			月	日	時	分		
9	30	00	00	15.7	129.4	10	3	16	00	22.2	123.0
		06	00	16.7	130.0			17	00	22.6	123.0
		12	00	16.0	129.7			18	00	22.7	123.0
		18	00	16.0	128.9			19	00	22.9	123.1
10	1	00	00	15.7	129.5			20	00	23.2	123.1
		06	00	16.2	129.1			21	00	23.6	123.1
		12	00	17.1	128.8		4	00	00	24.6	122.9
		18	00	17.8	128.1			03	00	25.6	122.3
	2	00	00	17.2	128.9			06	00	26.3	122.4
		06	00	18.2	127.8			07	00	26.5	122.6
		12	00	18.6	127.3			09	00	26.8	122.8
		18	00	18.6	126.7			12	00	27.6	123.3
	3	00	00	20.1	125.1			18	00	29.7	124.8
		06	00	20.5	124.2		5	00	00	32.2	126.8
		12	00	21.7	123.6			06	0	34.5	130.0

三、白蘭黛颱風强度與路徑之探討

在尼爾森颱風侵臺後不久，9月26日8時，在北緯7度，即在關島南方海面，出現一低壓環流區，並於27日20時發展成一熱帶性擾動，當時海水的溫度約 29°C 左右（圖二），但由於其移動速度很快，於是此熱帶性擾動繼續以西北西的方向移動，一直到30日20時才增强爲輕度颱風，命名爲白蘭黛，中心附近最大風速35 kts，並於12小時後（即10月1日8時），迅速增强爲中度颱風，中心附近最大風速，由原先的 35 kts 變成 65 kts。此後 24 小時强度不變，到10月2日8時，中心附近最大風速增至70 kts，由周邊資料（圖三、四）可看出其强風區集中於眼中心東方第一及第二象限內，七級風暴風半徑擴大至 300 公里。此後白蘭黛以緩慢速度繼續增强，到3日8時，中心氣壓降至 965 毫巴，中心附近最大風速增强至90 kts，由飛機周邊資料報告（圖五、六），可見此期間白蘭黛的環流結構相當好。此後白蘭黛維持此强度掠過東部海面，一直到其掠過彭佳嶼附近海面後，威力才稍減弱，其强度變化情形如（圖七）。由白蘭黛颱風飛機觀測 700 毫巴上的高度變化如（圖八），可看出在3日8時至4日8時是其威力最强的期間。

白蘭黛颱風移速變化如（圖九），從圖上可見白蘭黛除了在10月1日14時至2日8時這段期間有減速現象外，可以說是一直加速前進。從 500 毫巴及 700 毫巴系統追踪如（圖十，十一），可看出在9月30日20時至10月2日8時，北方有一高空深槽通過，但由於此槽線移動速度快，且此時白蘭黛所在緯度位置偏低，是以這段期間白蘭黛主要受中下對流層氣流的導引，從 500 毫巴追踪圖看出此時副熱帶高壓與臺灣西邊的高壓勢力相當，白蘭黛正好位於兩高壓間的鞍形場導引氣流微弱，是以發生打轉滯留的現象。而在2日8時至20時之間，由2日20時地面天氣圖如（圖十二），可看出白蘭黛北面高壓勢力强盛且寬廣，再看2日20時 700 毫巴高空圖（圖十三），副熱帶高壓向西伸展，脊線爲東南東到西南西走向，而此時高空700毫巴，500毫巴的槽線已淺化並東移，同時 500 毫巴西面高壓勢力減弱，此消彼長，導致白蘭黛颱風在此12小時內以西北西的方向移動。從3日8時地面天氣圖（圖十四）可看出北面高壓勢力減弱，分裂成二個副中心，再看3日20時 700 毫巴高空圖（圖十五），可知副熱帶高壓勢力不變，但此時其脊線則變成東西走向，同時在韓國上空（東經 130 度）有一道短槽通過，是以白蘭黛開始以西北轉北北西方向加速前進。從4日20時 700 毫巴高空圖（圖十六）看出副熱帶高壓勢力不變，而其脊線則變成東南東～西北西走向，同時北方槽線也加深，於是白蘭黛乃順著 700 毫巴副熱帶高壓脊，由北北西轉北北東移動，更由於此時白蘭黛與副熱帶高壓脊外圍環流更接近，使其加速通過彭佳嶼附近海面。並於5日17時減弱爲溫帶氣旋。

四、白蘭黛颱風侵臺期間各地氣象情況

(一)氣　壓

本局在白蘭黛颱風侵臺期間各測站測得之最低氣壓出現時刻在4日2時至12時之間，由於白蘭黛路徑是貼著臺灣東部海面掠過，是以其於4日0時至4日9時依序於花蓮，蘭嶼，臺東分別出現最低氣壓如下：花蓮 985.1毫巴、蘭嶼 990.8毫巴、臺東987.8 毫巴，且於4日11時在基隆測得最低氣壓986.6 毫巴，4日12時爲其最接近彭佳嶼之處測得960.8 毫巴，此爲白蘭黛颱風與本局測站最接近的時刻。其他各地之最低氣壓及出現時刻可參閱表五及氣壓趨勢及風變情形如圖十七。

(二)風

白蘭黛颱風侵臺期間，各地出現風速情形，平均風速以蘭嶼及彭佳嶼最大有14級，其次爲東吉島，梧棲有9級，高雄，基隆7級，其他地區都在7級以下；瞬間最大陣風則以彭佳嶼17級以上爲最大，其次蘭嶼17級，東吉島13級，基隆，梧棲12級，蘇澳，竹子湖，臺北，澎湖11級，南部地區也出現8～9級的陣風，這是由於第三象限東北風加上東北季風雙重影響的結束。各地的風速分佈情形如圖十八。若以風向而言，蘭嶼於3日24時至4日2時間由東北風轉成西南西風，花蓮於4日5時～6時間由西北風轉成西南風，彭佳嶼於4日10時至12時之間由東北風轉成西北風，這可以作爲白蘭黛通過各測站時刻的佐證。整體而言，在白蘭黛中心掠過臺灣東部海面期間，風力以北部及東北部最强，帶來了一些災害，其他各地受風力之影響較輕微。各地出現最大風速及時刻詳見表五。

颱風白蘭熙 (BRENDA) 編號 8519 民國74年 (1985年) 白蘭熙

表五 白蘭熙颱風氣象統計表

Table 5 The meterological summary of CWB stations during Typhoon Brenda passage

測站	最低氣壓(mb)		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)	
	數值	日、時、分	風向	風速	日、時、分	氣壓	氣溫	濕度	風向	風速	日、時、分	日、時、分至日、時、分	一小時內值	日、時、分至日、時、分	十分鐘內值	日、時、分至日、時、分	數量	日、時、分至日、時、分
彭佳嶼	960.8	04. 12. 05	NW	61.2	04. 13. 15	974.2	23.8	93%	NW	45.2	04. 13. 45	03. 02. 00～05. 01. 00	30.7	04. 09. 30～04. 10. 30	11.2	04. 06. 50～04. 07. 00	120.8	03. 11. 48～04. 19. 57
基隆	986.6	04. 11. 07	WNW	31.8	04. 11. 43	987.9	24.5	94%	NNE	20.0	04. 07. 07	03. 15. 53～04. 13. 10	21.2	03. 12. 00～03. 13. 00	4.6	03. 12. 10～03. 12. 20	146.6	03. 06. 01～04. 20. 02
鼓部	895.8	04. 11. 06	NNW	40.1	04. 10. 57	896.3	19.0	100%	NNW	27.7	04. 11. 04	04. 03. 35～04. 19. 02	42.0	04. 06. 37～04. 07. 37	13.5	04. 07. 18～04. 07. 28	348.2	03. 04. 25～04. 19. 30
竹子湖	989.3	04. 10. 05	NW	28.0	04. 07. 38	996.5	21.0	96%	NW	11.0	04. 12. 10	04. 12. 00～04. 12. 30	36.3	04. 02. 00～04. 03. 00	16.0	04. 02. 10～04. 02. 20	450.1	03. 11. 00～04. 19. 40
臺北	988.9	04. 09. 45	WNW	30.0	04. 11. 18	991.4	24.3	92%	NW	11.7	04. 14. 10	04. 10. 20～04. 15. 30	14.0	03. 21. 00～03. 22. 00	5.0	03. 21. 22～03. 22. 32	82.6	03. 11. 00～04. 18. 50
新竹	995.2	04. 06. 00	NE	20.8	04. 08. 25	995.7	23.6	95%	NE	11.0	04. 07. 00	04. 06. 50～04. 07. 00	2.3	04. 00. 00～04. 01. 00	0.8	04. 11. 20～04. 11. 30	20.4	03. 13. 30～04. 18. 10
臺中	993.9	04. 04. 25	N	17.0	04. 08. 20	995.9	23.8	86%	N	7.7	04. 08. 10	—	4.5	04. 09. 12～04. 10. 12	1.6	04. 14. 23～04. 14. 33	17.2	04. 03. 40～04. 17. 30
梧棲	992.3	04. 03. 30	N	38.0	04. 03. 30	992.3	23.9	87%	N	28.0	04. 03. 30	03. 11. 00～04. 13. 20	3.5	04. 08. 55～04. 07. 55	1.5	04. 09. 30～04. 09. 40	8.7	04. 05. 30～04. 17. 20
日月潭	884.5	04. 05. 15	WNW	22.3	04. 09. 25	887.5	19.0	99%	WNW	6.0	04. 09. 40	—	2.8	04. 15. 00～04. 16. 00	1.0	04. 14. 40～04. 14. 50	19.3	04. 03. 40～04. 17. 20
澎湖	998.1	04. 02. 48	N	29.3	04. 01. 52	998.5	23.0	86%	N	14.0	04. 01. 50	03. 15. 10～04. 05. 15	0.9	03. 21. 55～03. 22. 55	0.2	03. 22. 35～03. 22. 45	1.1	03. 19. 40～04. 05. 10
嘉義	994.6	04. 04. 45	NNW	17.6	04. 08. 51	998.7	22.5	95%	NNW	11.0	04. 08. 20	04. 07. 40～04. 11. 30	6.6	04. 06. 10～04. 07. 10	1.9	04. 06. 30～04. 06. 40	21.0	04. 05. 35～04. 17. 18
阿里山	751.4	04. 05. 36	NNW	14.0	04. 03. 28	751.9	13.3	86%	NNW	8.0	04. 03. 30	—	7.4	04. 10. 20～04. 11. 20	1.7	04. 11. 00～04. 11. 10	31.7	04. 07. 15～04. 16. 25
玉山		04. 07. 00	—	—	—	—	—	—	NNW	16.7	04. 04. 40	04. 03. 50～04. 18. 00	14.7	04. 10. 00～04. 11. 00	4.0	04. 10. 10～04. 10. 20	81.1	03. 10. 45～04. 20. 15
臺南	995.2	04. 04. 00	NNW	22.1	04. 08. 05	998.6	21.8	100%	NNW	13.3	04. 08. 13	04. 05. 53～04. 10. 48	3.4	04. 05. 13～04. 06. 13	0.9	04. 05. 20～04. 05. 30	8.2	04. 05. 10～04. 16. 40
高雄	995.0	04. 04. 00	NNW	23.2	04. 06. 28	996.0	24.2	91%	NNW	15.2	04. 08. 10	04. 05. 40～04. 12. 40	2.0	04. 08. 00～04. 09. 00	0.7	04. 08. 15～04. 08. 25	9.0	04. 05. 10～04. 15. 16
東吉島	996.9	04. 04. 00	NNE	38.4	03. 18. 08	1001.1	23.7	85%	NNE	30.3	03. 18. 00	03. 11. 00～04. 12. 30	0.6	04. 04. 20～04. 05. 20	0.3	04. 04. 42～04. 04. 52	1.5	03. 23. 10～04. 06. 40
恆春	994.1	04. 03. 40	WNW	16.1	04. 08. 43	998.4	23.7	96%	WNW	8.8	04. 09. 10	—	4.3	04. 13. 00～04. 14. 00	1.6	04. 13. 14～04. 13. 24	12.7	04. 05. 23～04. 16. 58
蘭嶼	990.8	04. 08. 45	NE	58.5	03. 12. 04	997.0	23.5	84%	NE	40.0	03. 10. 49	03. 11. 00～持續中	22.0	04. 00. 50～04. 01. 50	4.8	04. 01. 10～04. 01. 20	49.0	03. 16. 10～04. 03. 30
大武	990.0	04. 06. 30	S	21.3	04. 09. 30	989.6	28.2	66%	S	11.0	04. 13. 50	04. 05. 50～04. 17. 20	1.2	03. 22. 10～03. 23. 10	0.3	03. 22. 50～03. 23. 00	1.2	03. 22. 10～04. 01. 40
蘭東	987.8	04. 09. 21	W	13.8	04. 09. 15	998.1	34.5	36%	W	8.3	04. 10. 25	—	0.8	04. 01. 25～04. 02. 25	0.4	04. 01. 55～04. 02. 05	1.0	04. 01 .25～04. 02. 40
新港	986.2	04. 09. 17	NNW	23.6	04. 02. 18	990.2	26.7	73%	N	17.0	03. 22. 40	03. 01. 30～04. 03. 00	4.1	04. 00. 00～04. 01. 00	1.9	04. 00. 40～04. 00. 50	12.6	03. 18. 19～04. 02. 30
花蓮	985.1	04. 06. 00	N	20.9	04. 00. 18	997.8	27.0	67%	N	11.5	04. 01. 00	03. 19. 15～04. 06. 48	7.5	03. 22. 00～03. 23. 00	2.0	03. 22. 50～03. 23. 00	53.5	03. 10. 10～04. 08. 00
宜蘭	986.6	04. 10. 00	NNE	20.6	04. 03. 46	996.2	24.6	90%	NNE	13.0	04. 04. 20	03. 18. 55～04. 20. 00	12.9	04. 00. 46～04. 01. 46	6.0	04. 00. 54～04. 01. 04	104.5	03. 10. 00～04. 16. 20
蘇澳	986.0	04. 09. 20	NNE	31.6	04. 06. 35	990.1	24.4	95%	W	14.2	04. 09. 35	04. 05. 24～04. 10. 40	16.4	03. 15. 05～03. 16. 05	3.9	03. 15. 50～03. 16. 00	120.9	03. 11. 00～04. 09. 10

表六　各種客觀颱風路徑預報法之直角誤差比較

Table 6 12, 24, 48 hours forecast right angle error summary for typhoon Brenda

預報法 / 誤差(公里)	HURRAN			CLIPER		ARAKAWA		CWB-81			PC		
預報時間(Z)	12(小時)	24	48	24	48	12	24	12	24	48	12	24	48
0212	20.4	48.5	421.7	7.8	521.0	60.9	157.9	7.5	7.5	364.9	18.6	24.1	449.5
0218	80.6	176.4	789.6	64.2	646.5	42.1	110.8	60.5	106.8	512.9	31.5	82.8	519.8
0300	30.3	118.0	—	130.6	—	21.2	77.7	21.8	109.7	—	32.4	78.0	—
0306	90.6	245.3	—	74.2	—	28.3	99.5	82.5	289.1	—	15.7	157.6	—
0312	215.9	—	—	—	—	106.4	—	238.7	—	—	166.2	—	—
0318	236.5	—	—	—	—	210.2	—	256.1	—	—	275.7	—	—
平均誤差	129.1	147.1	605.7	69.2	583.8	78.2	111.5	111.2	128.3	438.9	90.0	85.6	484.7

表七　各種客觀颱風路徑預報法之向量誤差比較

Table 7 12, 24, 48 hours forecast vector error summary for typhoon Brenda

預報法 / 誤差	HURRAN			CLIPER		ARAKAWA		CWB-81			P. C		
預報時間(Z)	12(小時)	24	48	24	48	12	24	12	24	48	12	24	48
0212	84.0	281.7	661.9	206.0	631.6	146.9	353.9	76.3	264.1	630.9	42.9	253.8	689.3
0218	99.6	262.9	1008.9	223.8	895.3	135.4	300.0	101.1	264.8	850.8	102.0	305.5	929.0
0300	103.7	326.8	—	440.5	—	165.4	324.7	107.2	305.3	—	141.6	407.5	—
0306	107.1	404.8	—	364.2	—	122.7	287.6	89.9	343.1	—	44.9	270.7	—
0312	150.6	—	—	—	—	173.7	—	153.7	—	—	45.1	—	—
0318	189.2	—	—	—	—	189.3	—	168.9	—	—	111.8	—	—
平均誤差	122.4	319.1	835.4	308.6	763.5	155.6	316.4	116.2	294.4	740.8	81.4	309.4	809.2

表八　各種客觀颱風路徑預報法之角度偏差比較

Table 8 12, 24, 48 hours forecast angle deviation summary for typhoon Brenda

預報法 / 誤差	HURRAN			CLIPER		ARAKAWA		CWB-81			P. C		
預報時間(Z)	12(小時)	24	48	24	48	12	24	12	24	48	12	24	48
0212	−12.5	−18.5	−31.6	− 7.7	−33.2	34.0	30.1	− 2.7	− 7.5	−20.1	3.6	−12.6	−36.2
0218	−23.0	−30.5	−59.9	−18.2	−51.6	18.8	17.0	−19.9	−18.2	−44.1	−11.9	−28.2	−53.3
0300	−10.7	−28.4	—	−40.5	—	0.8	− 2.2	− 9.1	−40.5	—	−14.7	−31.8	—
0306	−22.8	−38.3	—	−22.4	—	−14.3	− 7.5	−47.5	−22.4	—	2.6	−17.4	—
0312	−25.7	—	—	—	—	−28.4	—	−24.9	—	—	− 3.5	—	—
0318	−21.8	—	—	—	—	−13.6	—	−19.5	—	—	1.7	—	—
平均誤差	−19.6	−26.6	−45.8	−22.2	−42.4	− 0.5	9.3	−20.6	−22.2	−32.0	− 3.7	−22.5	−44.8

㈢降 水 量

白蘭黛颱風侵臺期間其路徑爲沿著東部海面掠過，但由於東北季風的雙重影響，雨量主要集中於北部及東北部地區，尤其是山區，在山區出現之最大雨量如下：吉魯483公厘，陽明山469公厘，大尖山365公厘，大屯山 332公厘，鞍部 361公厘；平地則以基隆159公厘爲最多，蘇澳121公厘，宜蘭 103公厘次之，臺北則有82公厘。其他地區雨量較少，臺中17公厘，高雄則僅 9 公厘，臺東，大武則只有 1 公厘。其他各地之最大雨量時間，累積雨量詳見表五及各地雨量分布圖如圖十九。由此可見白蘭黛颱風所走的這個路徑，雨量最主要集中於東北部及北部地區（尤其是山區）。但是白蘭黛颱風過境後並沒給臺灣地區引進偏南氣流帶來充沛雨量，這主要原因可歸究於下列三點：(1)從衞星雲圖，可看出白蘭黛颱風的環流相當的獨立（參閱圖一）。(2)白蘭黛從進入東部至其離開北部海面，時間非常之短。(3)在其變成溫帶氣旋以後，東北季風迅速遞補下來。

五、最佳路徑及各種颱風預報方法之校驗

本局目前採用之颱風路徑客觀預報方法計有 HURRAN, CLIPER, ARAKAWA, CWB-81, PC 等 5 種。以這 5 種預報位置與最佳路徑中心位置互相比較，用向量誤差，直角誤差及角度偏差分

表九　白蘭黛颱風路徑主觀定位誤差表

Table 9 Subjective forecasting errors for typhoon Brenda　　誤差單位：km

時間			最佳路徑		中央氣象局			關島美軍		
月	日	時(Z)	°N	°E	°N	°E	誤差	°N	°E	誤差
9	30	12	15.8	130.3	16.5	129.7	97	15.8	129.6	77
		18	15.7	130.1	16.3	128.9	143	15.9	128.9	133
10	1	00	16.2	129.9	16.3	129.9	11	16.0	129.9	22
		06	17.2	129.6	16.4	129.5	88	17.1	129.3	12
		12	17.8	129.2	17.5	129.0	34	18.0	129.2	22
		18	17.7	128.8	18.1	128.5	48	17.7	128.9	5
10	2	00	17.5	129.0	17.8	128.7	35	17.7	128.7	24
		06	18.3	128.0	18.1	128.2	28	18.1	128.2	28
		12	18.5	127.4	18.5	127.4	0	18.8	127.2	39
		18	19.1	126.1	18.8	126.5	55	19.4	126.4	45
10	3	00	19.5	125.6	19.5	125.6	0	19.5	125.6	0
		06	20.6	124.3	20.3	124.6	33	20.5	124.3	11
		12	21.7	123.5	21.7	123.5	0	21.5	123.5	22
		18	22.8	123.0	22.7	123.0	11	22.7	123.0	11
10	4	00	24.7	122.9	24.7	122.9	0	24.5	122.7	29
		06	26.3	122.6	26.3	122.6	0	26.3	122.6	0
		12	27.6	123.5	27.8	123.5	22	27.8	123.1	43
		18	29.4	124.7	29.4	124.7	0	29.4	124.2	24
總計							605			547
平均							34			30

別加以校驗，其結果如表六、表七、表八。其中ARAKAWA 有12及24小時預報，CLIPER 有24及48小時預報，其他 HURRAN, CWB-81 及 PC 皆有 12, 24 及 48 小時之預報。

由表六顯示，直角誤差，12小時預報以 PC 最佳，ARAKAWA 最差，24小時及48小時預報以 CWB-81最好，而 HURRAN 較差。

表七爲向量誤差校驗結果，由表中可知12小時以ARAKAWA最佳，24小時預測以 CLIPER 最好；48小時預測以 CWB-81 最佳，而12, 24, 48 小時預測，HURRAN 的效果最差。

至於角度偏差校驗結果顯示（見表八），12小時預報以 ARAKAWA 最佳（左偏），CWB-81 最差：24小時則以 ARAKAWA 最佳（右偏），HURRAN 最差，48 小時則以 CWB-81 最好，HURRAN 最差。

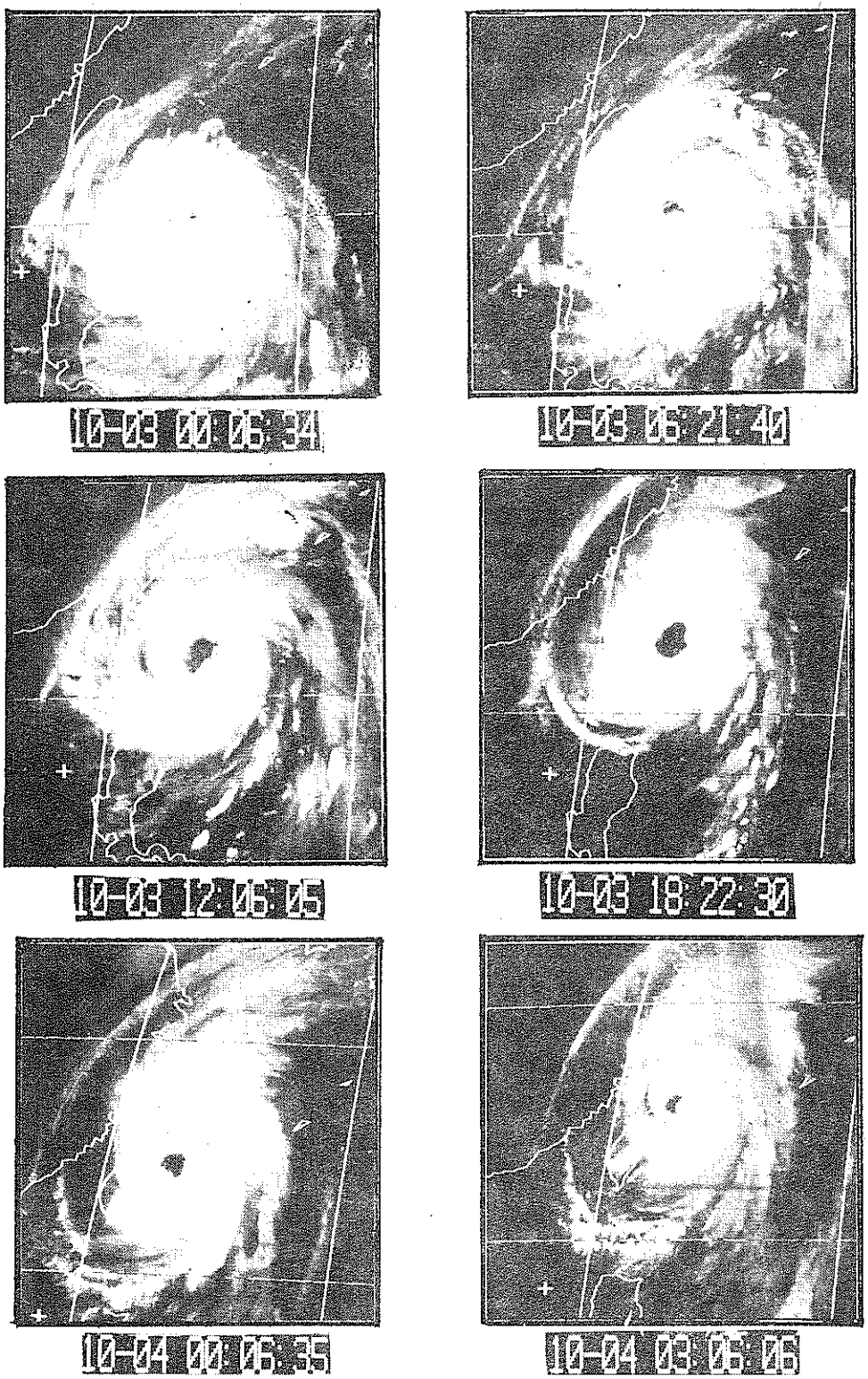
整體而言12小時預報以 PC 較好，24 小時以 CLIPER 較好，而 HURRAN 在 12 小時或24小時預報，都是最差。

再以中央氣象局與關島美軍、主觀定位及24小時路徑預報與最佳路徑作比較，得到下列結果：(1)以主觀定位誤差而言（如表九），關島與中央氣象局平均定位誤差分別爲30公里及34公里。(2)以24小時路徑預報誤差而言（如表十），關島美軍爲166公里，中央氣象局爲 187 公里。（圖二十）是白蘭黛颱風最佳路徑圖，（圖二十一）是中央氣象局與

表十　白蘭黛颱風二十四小時路徑預報誤差表

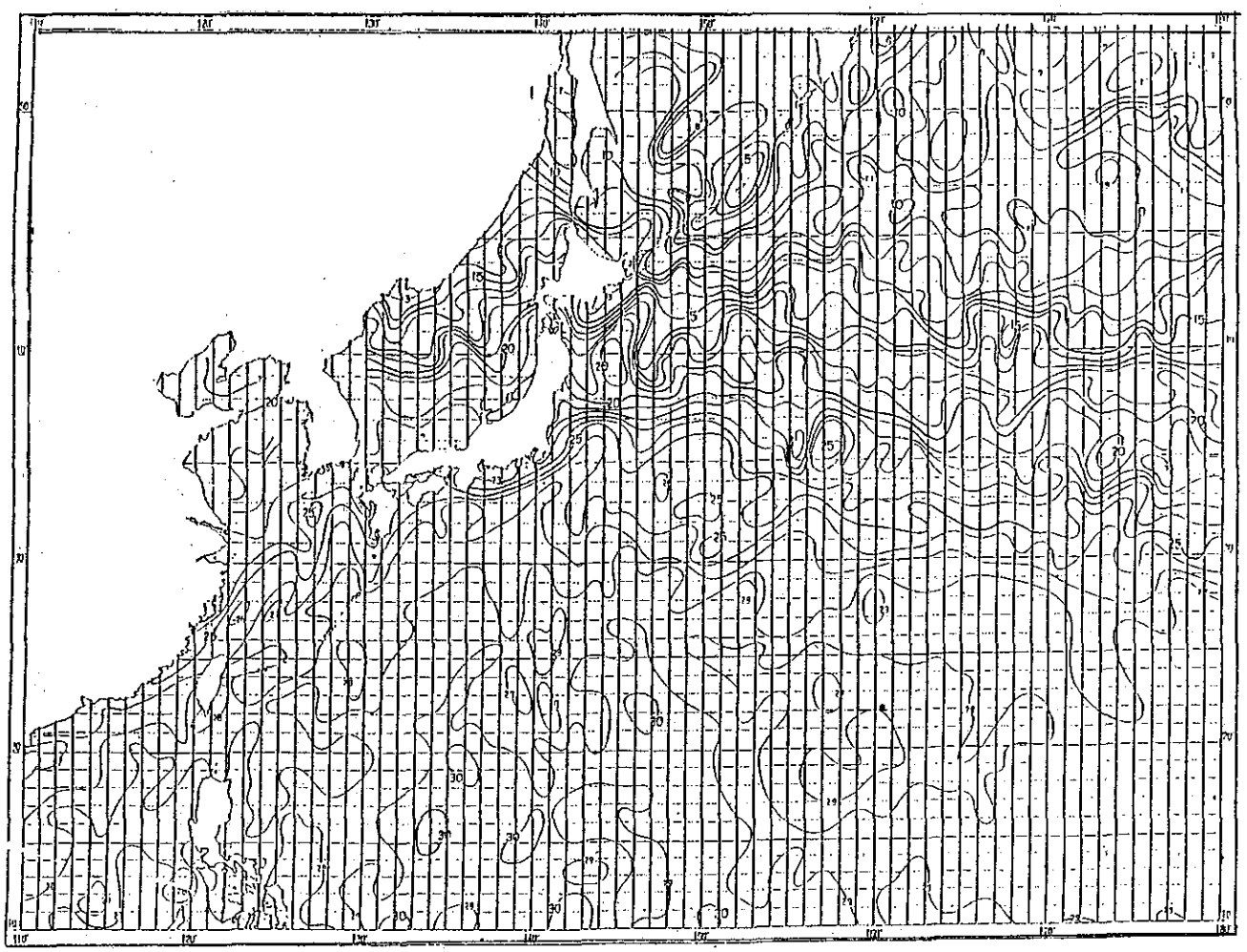
Table 10　24 hours forecasting errors for typhoon Brenda　　誤差單位：km

時間			最佳路徑		中央氣象局			關島美軍		
月	日	時(Z)	°N	°E	°N	°E	誤差	°N	°E	誤差
9	30	12	15.8	130.3						
		18	15.7	130.1				16.8	128.8	172
10	1	00	16.2	129.9	17.3	127.8	168	16.6	128.1	159
		06	17.2	129.6	17.4	126.8	23	16.1	127.3	192
		12	17.8	129.2	17.5	126.5	113	15.9	127.1	230
		18	17.7	128.8	17.0	126.0	80	16.0	126.0	227
10	2	00	17.5	129.0	16.5	128.8	110	16.2	128.1	149
		06	18.3	129.0	16.8	127.2	167	18.2	127.9	14
		12	18.5	127.4	18.9	126.0	159	19.3	126.2	159
		18	19.1	126.1	19.5	125.3	91	18.8	126.6	64
10	3	00	19.5	125.6	18.3	127.0	203	18.4	126.7	171
		06	20.6	124.4	19.6	125.0	112	19.1	126.5	207
		12	21.7	123.5	19.8	124.3	211	20.4	124.3	152
		18	22.8	123.0	20.4	123.5	267	21.6	123.4	139
10	4	00	24.7	122.9	21.5	122.8	352	21.8	122.8	319
		06	26.3	122.6	22.8	122.5	385	25.5	121.9	104
		12	27.6	123.5	26.0	122.5	176	26.4	121.9	142
		18	29.4	124.7	26.5	122.9	370	28.0	123.2	215
總計							2987			2815
平均							187			166



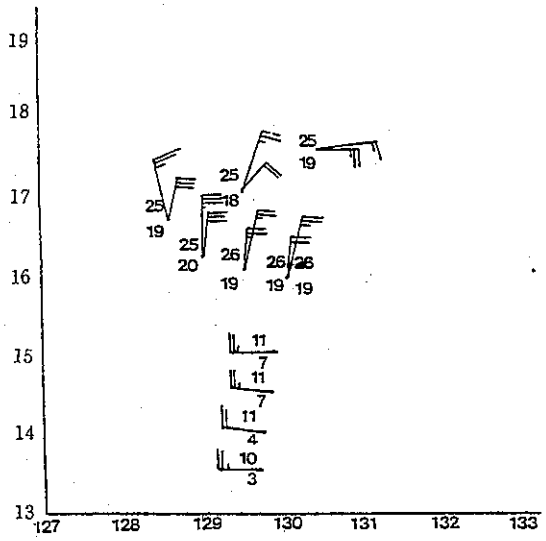
圖一　白蘭德颱風侵臺期間衛星雲圖（10月3日00Z～10月4日03Z）

Fig.1　Satellite cloud picture during the period of BRENDA affecting (from 3 00Z～4 03Z Oct., 1985)



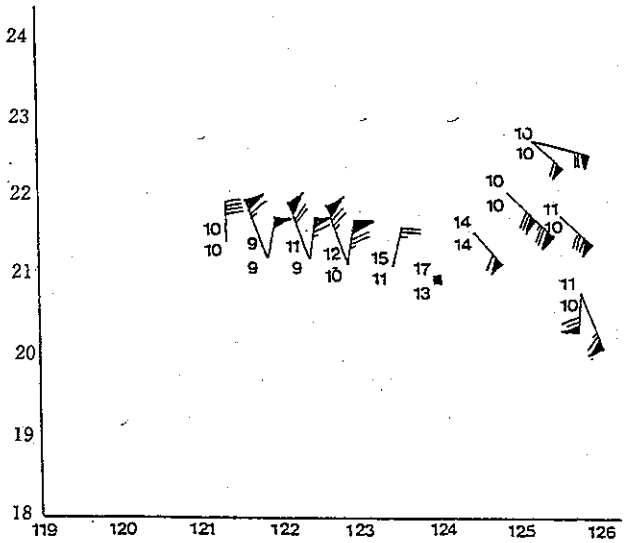
圖二　民國74年9月21日至30日10天平均海水溫度圖

Fig. 2　Mean sea surface temperature chart of ten days during the period of Sep. 21 to Sep. 30, 1985



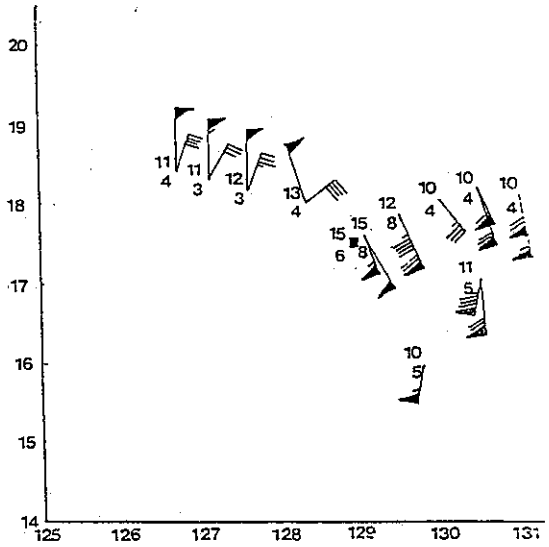
圖三　9月30日 0819Z飛機偵察白蘭黛颱風周邊資料圖（細線表示地面風場，粗線表示700 mb風場）

Fig.3 BRENDA's peripheral data by aircraft at 300819Z, September



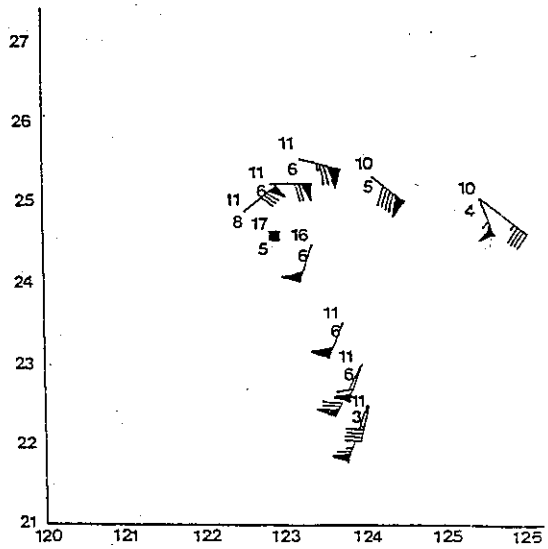
圖五　10月3日0852Z 飛機偵察白蘭黛颱風周邊資料圖

Fig.5 BRENDA'S peripheral data by aircraft at 030852Z, October



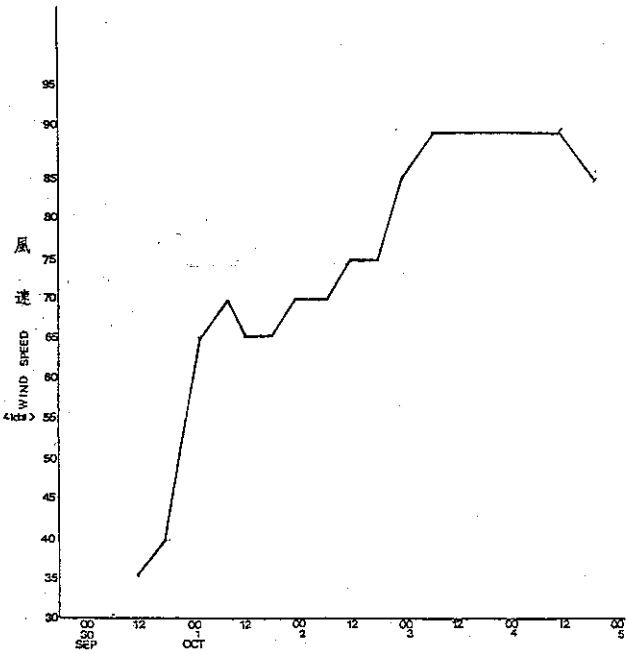
圖四　10月1日2337Z 飛機偵察白蘭黛颱風周邊資料圖

Fig.4 BRENDA's peripheral data by aircraft at 012337Z, October

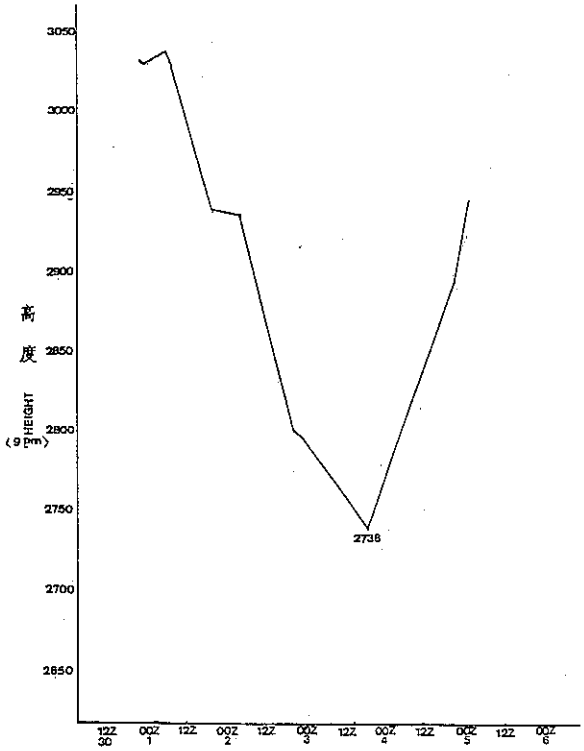


圖六　10月3日2336Z 飛機偵察白蘭黛颱風周邊資料圖

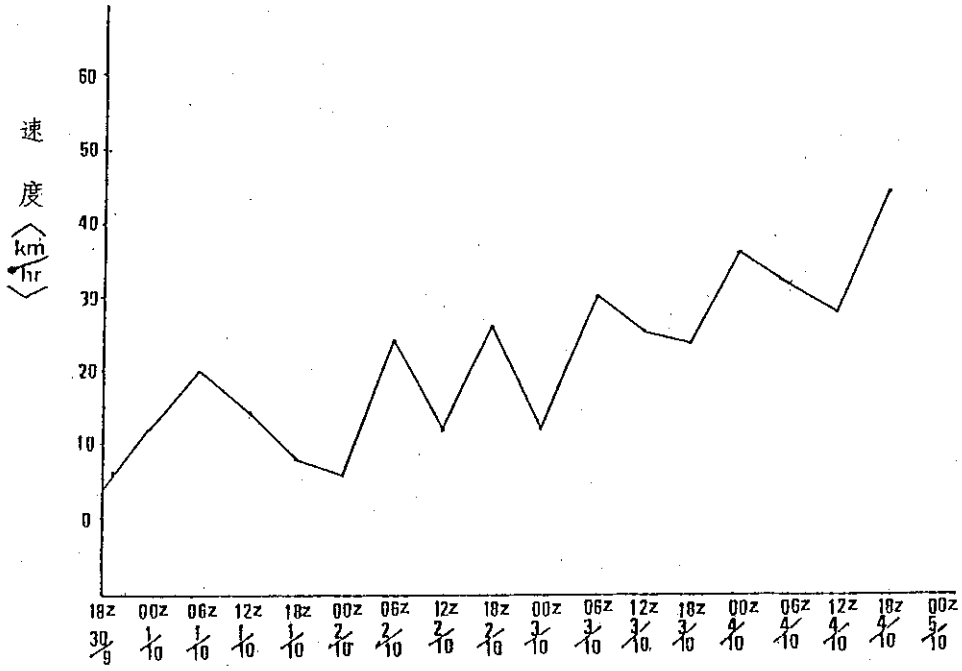
Fig.6 BRENDA's peripheral data by aircraft at 032336Z, October



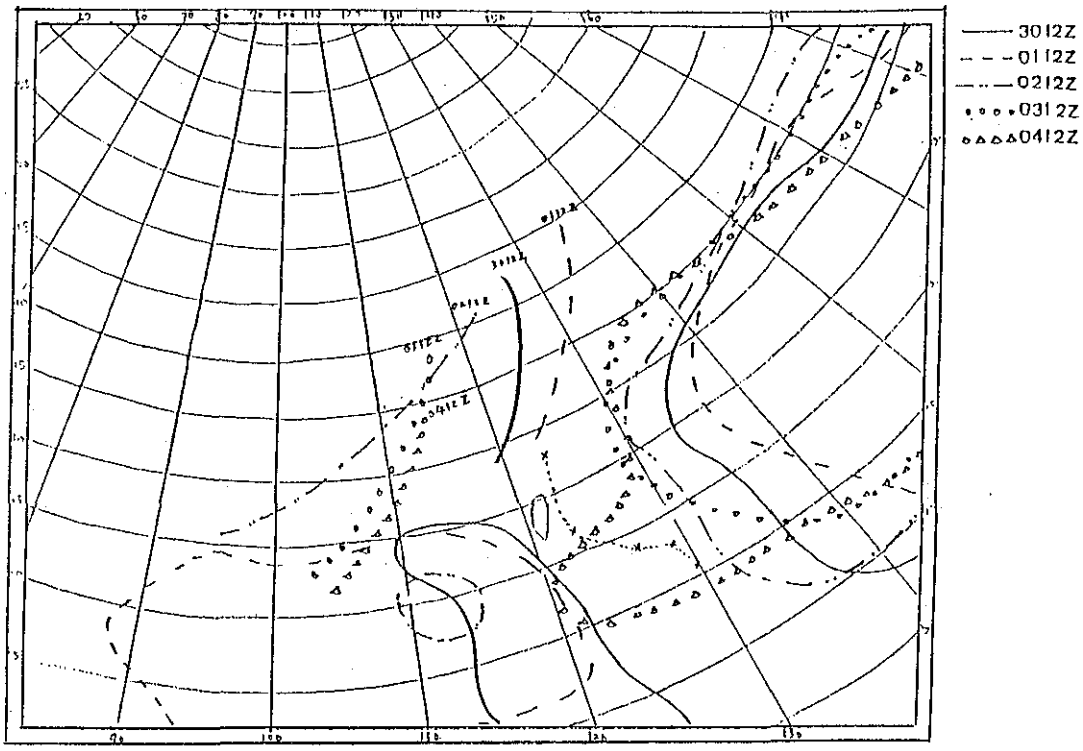
圖七 白蘭黛颱風強度變化圖
Fig.7 The time series of variation of intensity for Typhoon BRENDA



圖八 白蘭黛颱風700毫巴高度剖面圖
Fig.8 700 mb height profile for Typhoon BRENDA

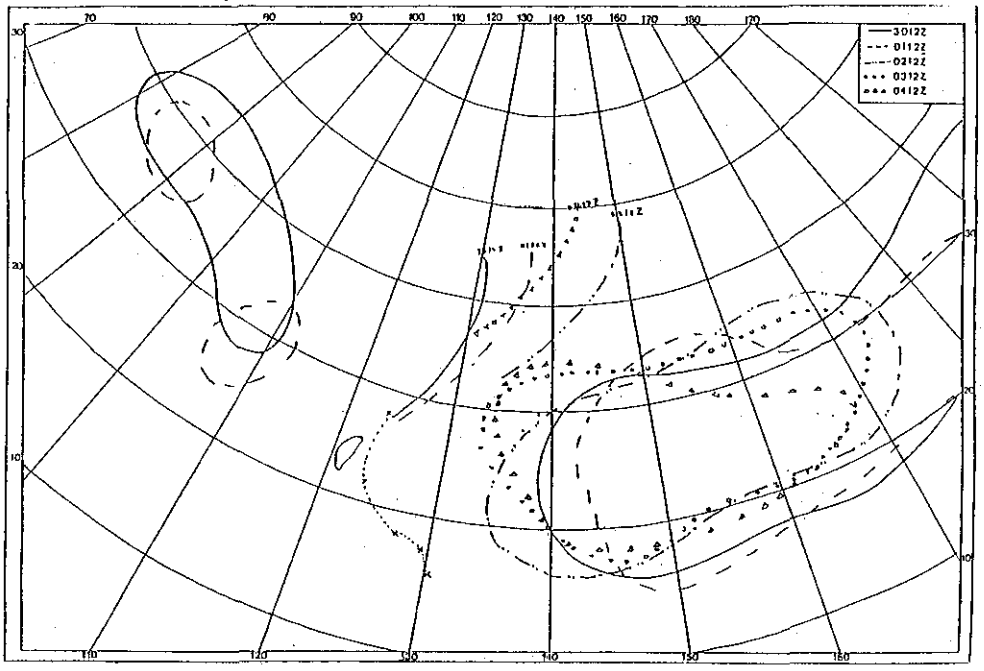


圖九 白蘭黛颱風移動速度變化
Fig.9 Profiles of the moving velocity for Typhoon BRENDA



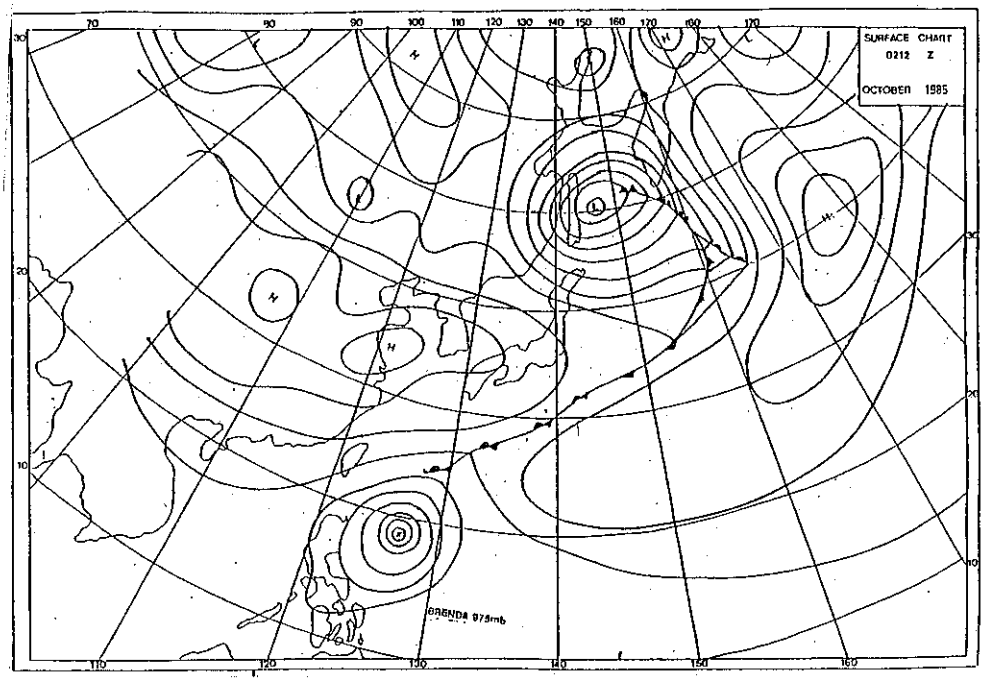
圖十　500毫巴系統追踪圖（9月30日12Z～10月4日12Z）

Fig. 10 System tracing chart at 500mb (from 3012Z September to 0412Z October)



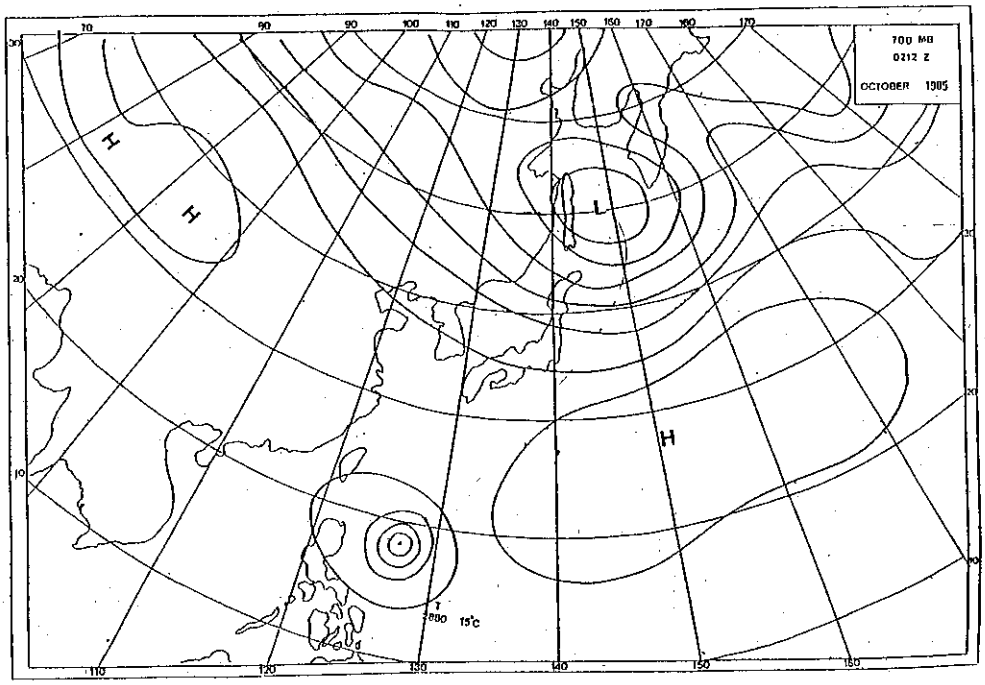
圖十一　700毫巴系統追踪圖（9月30日12Z～10月4日12Z）

Fig. 11 System tracing chart at 700mb (from 3012Z September to 0412Z October)



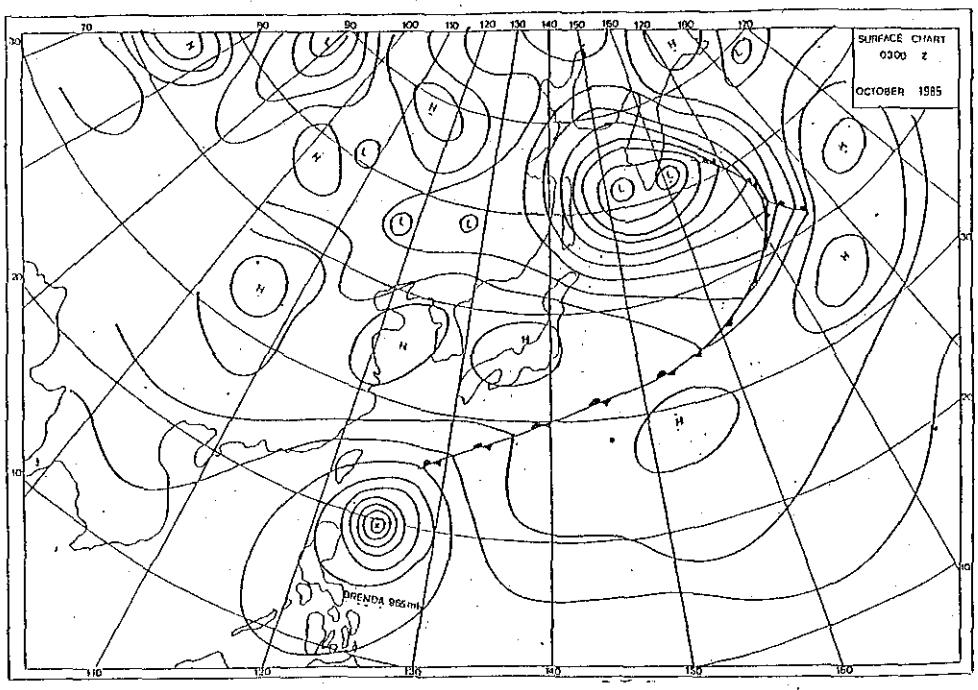
圖十二　民國74年10月2日20時地面天氣圖

Fig. 12　Surface synoptic chart at 0212Z, October, 1985



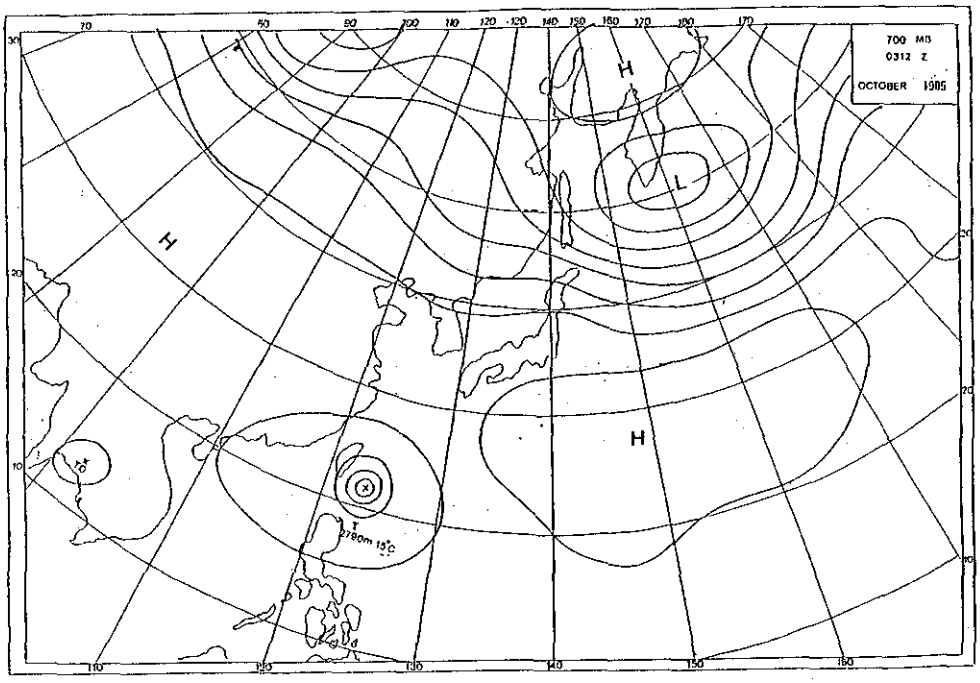
圖十三　民國74年10月2日20時 700 毫巴高空圖

Fig. 13　700mb chart at 0212Z, October, 1985



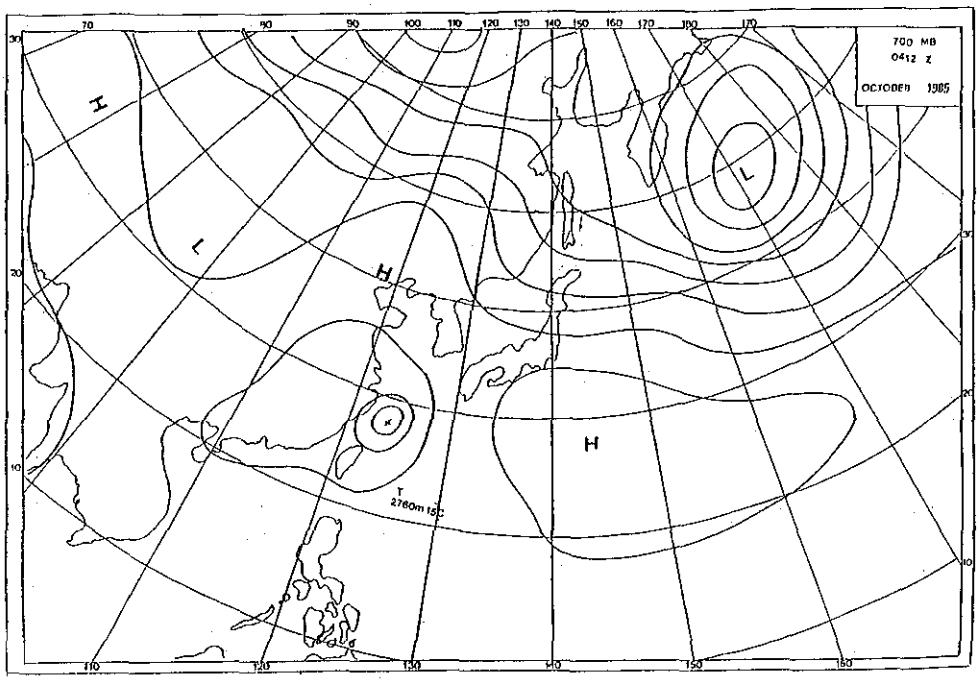
圖十四　民國 74 年 10 月 3 日 8 時地面天氣圖

Fig. 14　Surface synoptic chart at 0300Z, October, 1985



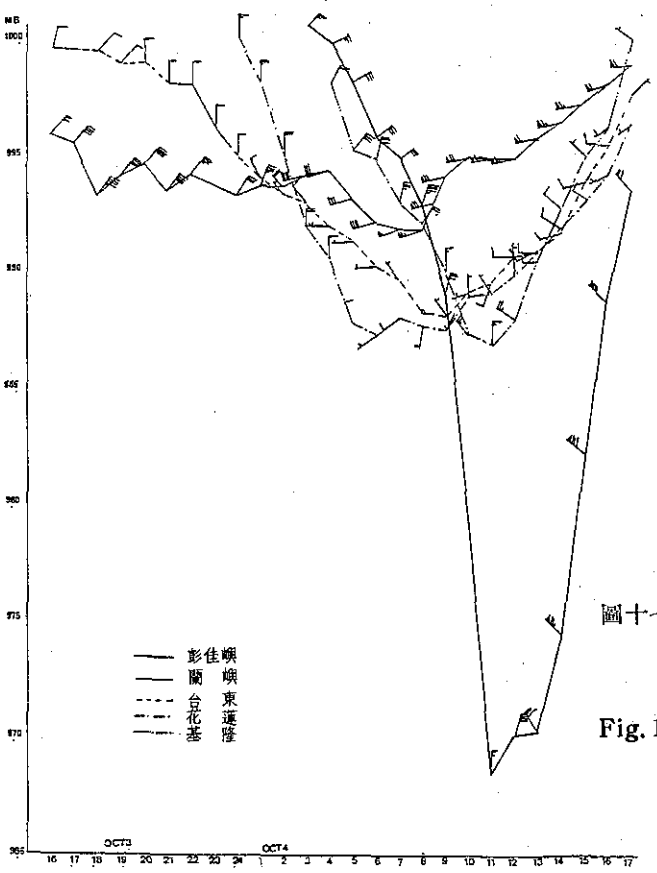
圖十五　民國74年10月 3 日20時700毫巴高空圖

Fig. 15　700mb chart at 0312Z, October, 1985



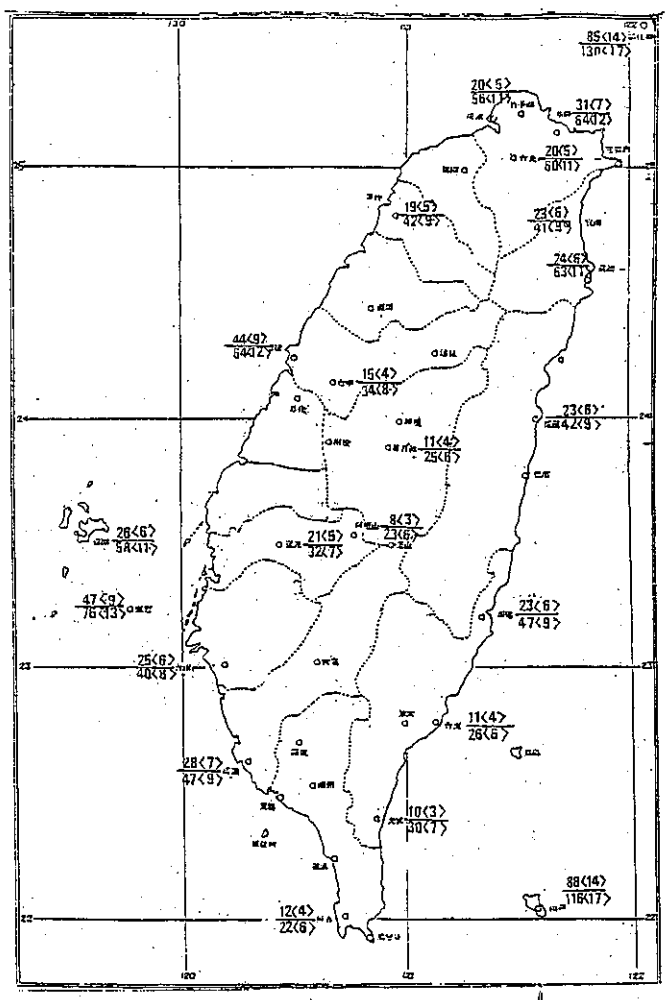
圖十六　民國74年10月4日20時700毫巴高空圖

Fig. 16　700mb chart at 0412Z, October, 1985



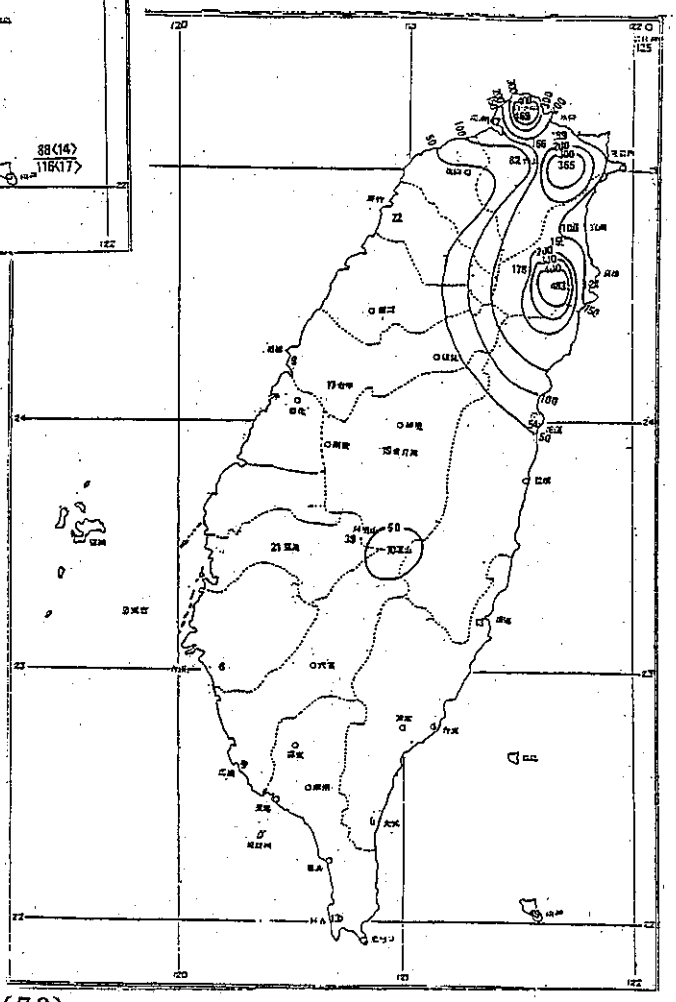
圖十七　白蘭黛颱風侵臺期間，彭佳嶼、基隆、花蓮、臺東、蘭嶼之逐時氣壓與風變化圖

Fig. 17 The variation of the pressure and wind at Pengchaiyu, Keelung, Hwalien, Taitung during BRENDA passage



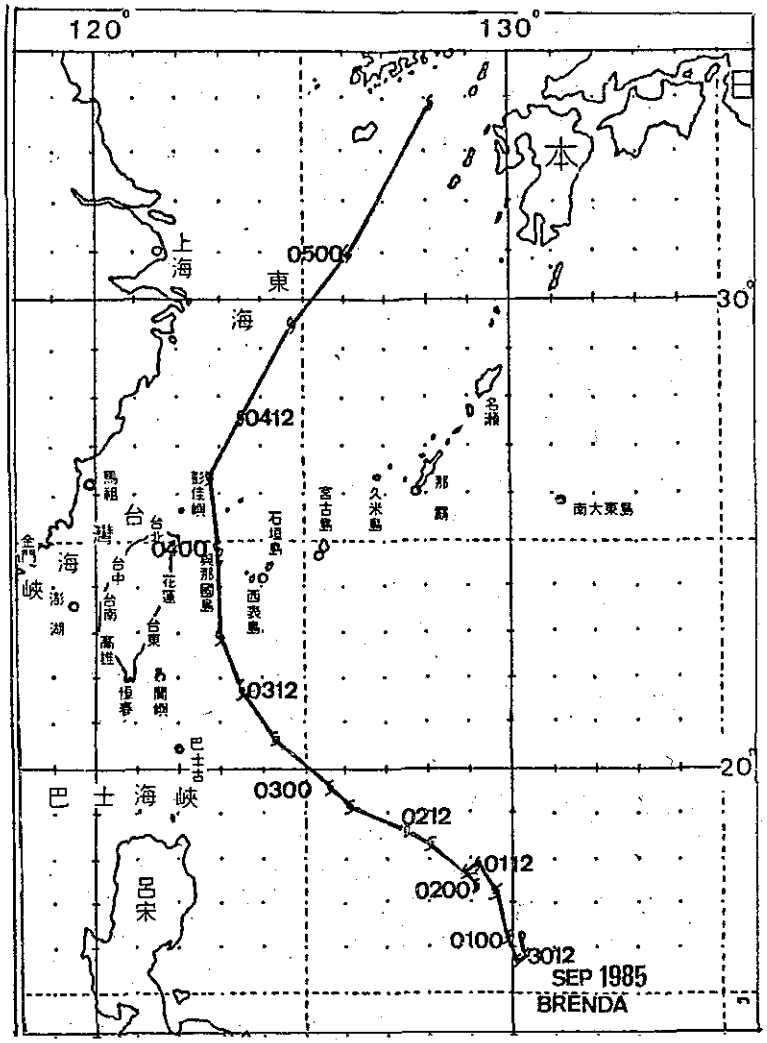
圖十八　白蘭黛颱風侵臺期間各地最大風速（平均及瞬間）分布圖

Fig. 18 The maximum sustained wind (mean and gust) during the period of BRENDA's affecting



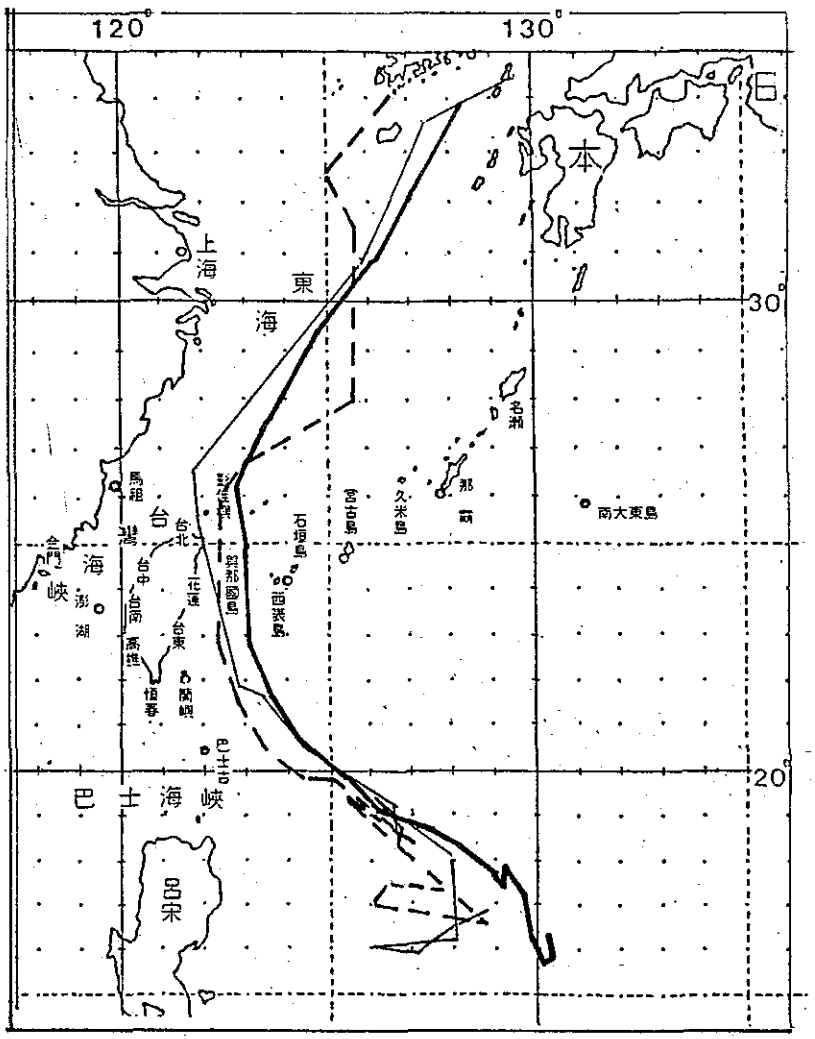
圖十九　白蘭黛颱風侵臺期間各地雨量分布圖

Fig. 19 Distribution map of rainfall during BRENDA's passage



圖二十 白蘭黛颱風最佳路徑圖

Fig. 20 The best track of typhoon BRENDA



圖二十一 中央氣象局及關島美軍24小時預報與最佳路徑之比較圖

Fig. 21 The 24 hours forecasting comparative map of CWB and JTWC with the best track

美軍24小時預報與最佳路徑之比較圖，由圖上可看出本局與關島美軍的預報大體上都偏左。

六、災　情

由於白蘭黛颱風的路徑是沿著東部海面掠過，中心並未登陸，帶給平地上的風雨並不大，尚且尼爾森的餘威猶在，各界防範得宜，災情還算輕微。玆將一些災情列於后，以供參考。

㈠人員方面：死亡一人，輕傷五人。

㈡房屋方面：1棟（倒塌）

㈢交通方面：

(1)蘇花公路坍方，交通中斷。

(2)中橫公路宜蘭支線89公里處坍方，交通中斷。

(3)臺東成功至長濱間因山洪暴發沖毀便橋，交通中斷。

(4)桃園大溪至小烏來間興溪公路坍方，交通中斷。

㈣其他：

(1)宜蘭東澳港停泊之十噸級新明昇號漁船及東澳十二號舢板各一艘被風吹毀。

(2)宜蘭頭城鎮大溪漁港新漁發116號漁船沉沒，另梗枋漁港十噸級義誠三號漁船沉沒。

(3)臺北市介壽路公園路口之慶祝國慶牌樓被風吹倒，壓壞車輛五輛。

七、結　論

(1)白蘭黛颱風的移動路徑，大致受中下對流層所導引，其行徑除在10月1日20時至2日8時有滯留打轉的現象外，可以說呈現一拋物線。其移動速度除了在打轉時減速外，可以說是以加速度前進，尤其在轉向點並沒減速的現象。

(2)白蘭黛颱風的強度雖是中度颱風，但在其侵臺期間，由於速度加快，是以除了北部及東北部風雨較大外，其他地區風雨都不大，因此災情較輕微。而且在其遠離臺灣之後，並未引進偏南氣流，帶來較充沛的雨量。

(3)各種颱風客觀路徑預報的校驗結果顯示，12小時預報以PC最好，24小時預報CLIPER最好。平均角度誤差方面，除了ARAKAWA 24小時預報右偏外，其他各種預報都有偏左的現象。

Report on the Typhoon "Brenda" in 1985

Shy-Jen Wang

ABSTRACT

Brenda, the 19th typhoon in the western north Pacific, was the seventh one attacked Taiwan in 1985. It's moving path is almost a parabolic one, but moving speed was varied.

While Brenda passed across the eastern sea of Taiwan from 0318Z to 0406Z, October, 1985, its moving velosity was getting faster. Except that the north and north-eastern parts of Taiwan got the rainfall and the stronger wind force (especially in mountain area), other parts of the island got less during its passage. After passing away Taiwan, it did not induce the south-western airflow for Taiwan area. That's the reason that only a slight damage was reported.

Five object typhoon track forecasting methods were applied to verify their vector errors, right angle errors and angle deviation errors for 12, 24 and 48 hours Brenda predicted positions. Results show that PC method was the best one in 12 hours forecasting. In 24 hours forecasting, CLIPER method was the best of all.

統一編號：
09085750040

ISSN 0255-5778

Volume 32, Number 3 Sept. 1986

中華郵政臺字第一八九三號登記爲第一類新聞紙類

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Originals

An Investigation of the Topographical Influences of Taipei Basin on Prevailing Wind and Rainfall ..... *Chi-Hsun Chi* (89)

A Study on the Distribution of Monthly Solar Radiation in Taiwan ..... *Hsien-Te Lin, Ruey-Chyuan Su* (99)

Lg Magnitude Correction for the Central Mississippi Valley Seismic Network ..... *Peih-Lin Leu, Tzay-Chyn Shin* (109)

The Research of Data Compression on IDMS ..... *Nan-Wen Lee* (119)

Report

Report on the Typhoon "*Brenda*" in 1985 ..... *Shy-Jen Wang* (127)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China

氣 象 學 報

季 刊

第三十二卷　第 四 期

目 次

研究論文

臺北近百年來氣候變遷之初步探討……戚啓勳（1）

全球緯向平均能量平衡之研究……劉文俊（13）

民國七十三年臺灣北部地區「六三豪雨」之診斷分析……陳來發（29）

阻塞高壓之診斷分析……廖志翔（61）

出 版 者　中央氣象局氣象學報社　臺北市公園路六十四號
發 行 人　吳 宗 堯　電 話：3713181
社 長　吳 宗 堯
編審委員會主任委員　喬 鳳 倫
委 員　王 時 鼎　楊 之 遠
曲 克 恭　廖 學 鎰
呂 世 宗　鄭 邦 傑
胡 仲 英　謝 信 良
陳 泰 然　蔡 清 彥
戚 啓 勳　葉 永 田
張 隆 男　（按姓氏筆劃排列）
幹 事　楊 之 遠　楊 惠 珍
印 刷 者　文英印刷企業有限公司
地 址　臺北市萬大路 486 巷10弄40號
電 話　3016802 • 3018572

臺北近百年來氣候變遷之初步探討*

戚　啓　勳[1]

一、前　　言

氣候並非永遠不變，地球以往大部歷史均較現時爲暖。只有近幾百萬年來之氣候型態，才出現爲期約十萬年之冰河期，中間則有大約一萬年之間冰期。地質史上有三次大冰期，此刻還在第四紀冰期之間冰期內。最近一萬年內之氣候變化非常複雜，冰河消失後，先變冷至距今約五千年爲止，此後漸回升，此爲「氣候最適期」。到了 2500 年前又轉冷，17-19 世紀稱爲「小冰期」。約在1850年後氣候始見轉佳，1940年前後最暖，此後又降。1970年代，各地天災頻仍，直到1980年代，此種趨勢仍未中止，故而全球性氣候變遷已爲大衆所關切。(1)

專家們根據各種自然因素加以分析研究，幾乎一致顯示：從1980年代起，全球性氣溫將下降，可能會進入相當於西歐17世紀的「小冰期」；然而人爲因素却指着另一方向，由於人類大量燃燒化石燃料、砍伐森林、焚燒垃圾……，產生大量二氧化碳，其中有一半加入大氣中，藉溫室效應而使地球增暖，足以反制自然因素之轉冷趨勢。最近研究地球及其周圍大氣中碳之存量如何移轉已有突破，大多數專家已同意全球性氣候將要顯著增暖，高緯地區更加顯著(2)。

自從19世紀以來，大氣中二氧化碳的濃度已有明顯的增加，但何以在全球平均溫度之歷史記錄中未曾發現二氧化碳所產生之後果，關鍵在於海洋對二氧化碳之吸收、大氣中二氧化碳之含量具有明顯之季節性變化，而且與生物過程有關，其變幅勝過每年之淨增量。

臺北自從成立測站以來，已有將近九十年之紀錄，其間溫度變化之長期性趨勢如何，實爲吾人所關切。首先假設測站並不受都市擴展及周圍建築物之影響，找出其演變之趨向，然後再分析是否有都市效應參與，如此方能推斷未來之溫度趨勢。另一方面，吾人均知：全球性溫度變遷足以改變溫度帶之分佈，從而影響各地之雨量。臺北以往近九十年之雨量，雖然逐年變化極大，但長期性有無增加或減少之趨勢可尋，亦爲我人至感興趣者。凡此均與遠程經濟發展之策劃有關。本文特就臺北以往近九

表一　臺北年溫之多年平均

Table 1　Accumulated average of annual temperature at Taipei(1897—1985)

年代起迄	5年平均	10年平均	20年平均	30年平均
1897—1900	21.6*			
1901—1905	21.4	21.6		
1906—1910	21.7		21.7	
1911—1915	21.9	21.7		21.6
1916—1920	21.5			
1921—1925	21.6	21.6		
1926—1930	21.7		21.8	
1931—1935	21.9	21.9		
1936—1940	21.8			
1941—1945	22.1	22.1		22.1
1946—1950	22.1		22.2	
1951—1955	22.1	22.2		
1956—1960	22.2			
1961—1965	22.3	22.2		
1966—1970	22.1		22.3	
1971—1975	22.2	22.3		22.3*
1976—1980	22.4			
1981—1985	22.4			

註：* 4年平均　　** 25年平均

* 收稿日期：75年7月16日　　送審日期：75年7月17日

1. 淡江大學兼任教授

十年之溫度及雨量加以分析，找出其長週期之趨勢，並試圖探討造成此種趨勢之原因，包括明顯之波動及都市擴展之效應。

二、臺北溫度之長期性變化

臺北溫度之長期性變化，包括總趨勢和冷期、暖期的波動在內。以下分析從5年平均開始，目的在於消除週期較短之紊亂波動。

前輩氣候學者劉衍淮博士[3]曾經研究臺灣氣候變化之趨勢與週期，以臺北與恒春兩測站之記錄作爲依據，記錄年代臺北爲1897—1960年。當時就年溫之五年平均及十年平均而言，臺北在1940年後，氣溫有顯著升高之趨勢。20年及30年平均更爲明顯。玆將記錄年代延長至1985年止，列出如表一。

表內可以看出：1901—05年，臺北年溫偏低，此後升高，至 1916—20 年又較低，此後再升高。1941—55 年，5年平均保持在 22.1°C，此後微升，1966—70 年稍降，後來又升高，最近10年停留在 22.4°C。

總趨勢從10年平均來看相當明顯。1921—80年已升高 0.7 度，自20 年或30 年之平均看更加顯著。

表二　臺北一月及七月平均氣溫之多年平均

Table 2 Accumulated average of January and July mean temperature at Taipei (1897—1985)

年代起迄	一月				七月			
	5年平均	10年平均	20年平均	30年平均	5年平均	10年平均	20年平均	30年平均
1897 — 1900	15.5*				28.1*			
1901 — 1905	15.9	15.8	15.2	15.3	27.3	27.8	28.0	28.1
1906 — 1910	15.6				28.3			
1911 — 1915	15.2	14.6			28.4	28.2		
1916 — 1920	13.9				28.0			
1921 — 1925	15.7	15.5	15.5		28.3	28.3	28.2	
1926 — 1930	15.3				28.3			
1931 — 1935	15.5	15.5		15.3	28.4	28.1		
1936 — 1940	15.4				27.8			
1941 — 1945	15.2	15.4	15.3		28.2	28.3	28.4	28.3
1946 — 1950	15.5				28.3			
1951 — 1955	15.4	15.1			28.4	28.4		
1956 — 1960	14.8				28.3			
1961 — 1965	14.0	14.7	15.1	15.1**	28.5	28.6	28.8	28.8**
1966 — 1970	15.3				28.8			
1971 — 1975	15.3	15.4			28.6	28.9		
1976 — 1980	15.5				29.2			
1981 — 1985	15.3				28.9			

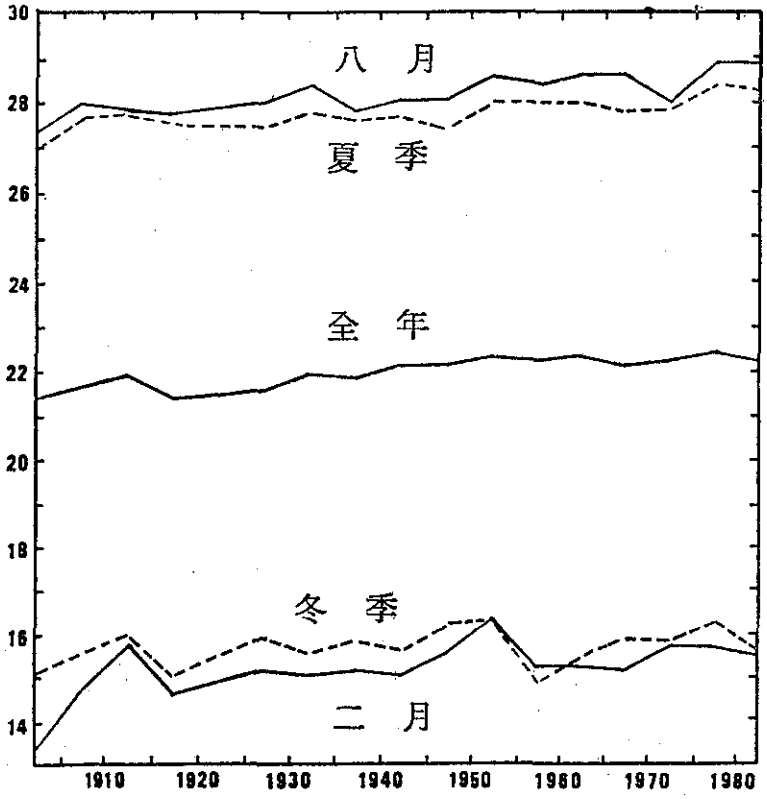
註：* 4年平均　** 25年平均

1901—20年之平均爲 21.7°C，1920年後的20年雖然只增加0.1度，然而 1941—60年却增加了 0.4 度。1961—80又只增 0.1 度。30年平均則自1901—30之21.6°C 到1961—85年之22.3°C，增0.7度。

臺北以往將近90年來之年溫總趨勢顯示升高，究竟爲全球性之自然趨勢，抑爲都市擴展（包括汽車增加）之後果？回答此問題最好先看看冬、夏之情況。今以一月代表冬季，七月代表夏季，同樣統計5年、10年、20年及30年之平均，見表二。

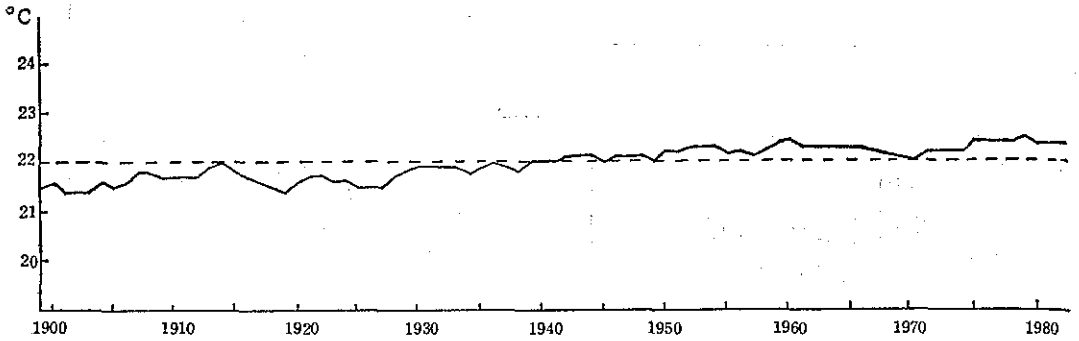
一月份臺北每5年平均顯示：1916—20年特別冷，此後有小波動，1961—65年又降至最低。此種波動卽使在每10年平均中也可以看得出來，卽1911—20年較冷，1961—70年再見冷期。前面指出年溫之長期性轉暖趨勢，在一月平均溫度中找不出來。20年及30年平均也顯示相當穩定，甚至還稍稍降低。例如1901年起之兩個30年平均，都是 15.3°C，而最近25年之平均則爲 15.1°C。

話雖如此，二月份及冬季（12、1、2月）之5年平均都能顯示出臺北氣溫逐漸升高之趨勢，因爲臺灣是海島，具有海洋氣候之特性，二月更能代表冬季。見圖一所示。二月份臺北5年平均氣溫之波動遠較年溫爲激烈。從1900—05之最低升至1910—15之最高，相差達2.4度，隨後5年降低1.1度。此後之波動較小，但自1940—45年又有激升現象，1950—55年竟高出 1.3 度。隨後5年降低 1.1 度。從1970—75保持較高之二月氣溫。比較冬季三個月



圖一 臺北年溫、冬季及夏季、二月及八月5年平均之長期趨勢

Fig. 1 Five-year average of annual, winter and summer, February and August mean temperature at Taipei (1900—1985)



圖二　臺北年溫之5年移動平均（1897—1985）
Fig. 2 Five-year running mean of Taipei annual temperature (1897—1985)

之5年平均，大致屬相同之趨勢，惟本世紀初之上升較緩，本世紀中之轉暖亦較平穩。但1950—55隨後5年之較冷，則冬季較二月更加突出，此後之升高，冬季平均亦比二月平均來得明顯。

表二內可以看出：臺北七月份之逐漸轉暖要比年溫更加明顯。從5年平均中已可看出：臺北七月1961—65起均升高到 28.5°C 以上，1976—80年高達 29.2°C。10年平均更加明顯，1936 年後不斷升高，20年平均則始終保持上升之趨勢，尤以1961年後爲突出。1901—30之30年平均爲 28.1°C ，最近25年之平均爲 28.8°C，升高0.7度之多。

圖一內繪出八月及夏季（6、7、8月）之5年平均溫度變化曲線，我人仍可看出總趨勢爲逐漸增暖。但其間亦有波動，雖然不及二月及冬季之激烈。本世紀一開始亦自較涼之夏季而增暖，1905—10後，從微降至逐漸上升，1930—35升至最高，隨即轉涼，1935—40後又逐漸攀升，1950—55之最暖與冬季之巔峯溫度相配合，隨後波動甚微，1970—75雖見最涼之八月（可能爲颱風較多之故），但整個夏季而言則並不明顯。此後，無論八月抑夏季均見升高。

表三　臺北1901—30, 1931—60, 1961—85四季平均溫度之比較
Table 3 Comparison of seasonal temperature in 1901—30, 1931—60, 1961—85 at Taipei.

年　代	冬　季	春　季	夏　季	秋　季
1901—30	15.5	20.5	27.5	22.9
1931—60	15.9	20.9	27.7	23.5
1961—85*	15.8	21.3	28.1	23.9

* 25年平均

玆再以臺北1901—30, 1931—60, 1961—85 四季平均溫度相比較，見表三。

從四季平均中更可看出，臺北過去85年來，每30年（最近爲25年）平均以秋季之增暖最爲明顯，已經增加1度，冬季則第二30年比第一30年增0.4度，近25年反而降0.1度。

實際上，想要勻消較短週期之波動，找出長期趨勢，最好採用「移動平均」(running mean)。臺北年溫之5年移動平均見圖二。圖內可以看出：1940年以前，臺北之年溫偏低，5年平均都不足22°C。1940 年後則氣溫偏高，都高出 22°C。前半段的較冷期，第一次在1902年前後，第二次在1919年前後，1914—19年之低降最爲明顯，1926年後之升高也相當突出，1940—50則振幅很小，1950—70臺北之年溫偏高，1971年前後曾一度轉冷，此後又有顯著之升高。整體而言，臺北年溫確在逐漸升高，其間雖有波動，但年溫之冷暖期並不明顯。

三、臺北雨量之長期性變化

分析臺北雨量之長期性變化仍如溫度，亦即包含長期性之演變趨勢及其間之波動——乾期與濕期。

劉衍淮博士曾統計1897—1960之64年臺北年雨量，玆再予延續至1985年，仍自5年、10年、20年及30年平均加以分析，見表四。

表四　臺北年雨量之多年平均（1897—1985）
Table 4　Accumulated average of annual rainfall of Taipei (1897—1985)

年代起迄	5年平均	10年平均	20年平均	30年平均
1897—1900	2,321*			
1901—1905	2,029	1,940	2,072	2,096
1906—1910	1,852			
1911—1915	2,244	2,204		
1916—1920	2,165			
1921—1925	2,094	2,145	2,124	
1926—1930	2,196			
1931—1935	2,059	2,102		
1936—1940	2,145			
1941—1945	2,050	2,094	2,099	2,100
1946—1950	2,138			
1951—1955	1,856	2,103		
1956—1960	2,349			
1961—1965	1,748	1,972	2,025	2,092**
1966—1970	2,196			
1971—1975	2,072	2,078		
1976—1980	2,084			
1981—1985	2,358			

註：單位爲公厘，小數四捨五入
* 4年平均　　** 25年平均

表內可以看出：即使以5年平均而言，臺北之雨量也有相當大之波動。最近5年之平均爲 2,358 公厘，居於首位；其次爲1956—1960之2,349公厘。雨量最少爲1961—1965 之 1,748 公厘，其次爲1906—1910 之 1,852 公厘及1951—1955之1,856公厘（二者相差甚微）。

以長期趨勢而言，無論10年、20年抑或30年之平均，都看不出有逐漸增多或減少之趨勢。累積平均爲2,100公厘，10年、20年及30年平均相差均甚微，顯示波動之週期最長爲5年，超過5年有自動調整之趨勢，亦即所謂自然界之「趨平現象」。

劉衍淮博士分析臺北年雨量變化曲線後指出：臺北年雨量之平均週期約爲三年，如採取年雨量與準平均之偏差大於400公厘作爲「濕年」與「乾年」之標準，則臺北在 1897—1960 年內總共有 9 個濕年：1898, 1903, 1912, 1924, 1927, 1941, 1947, 1956 及 1959 年；乾年則有10個：1902, 1921, 1923, 1929, 1934, 1942, 1945, 1946, 1952 及 1954年。

今仍以此標準，將資料延長至1985年，則濕年尚有 1969 及 1984年；乾年則有 1964, 1965, 1967, 1971 及 1976年。亦即自 1897—1985 年總共有濕年11年，乾年15年。雖然濕年之年數少於乾年，但濕年之距平值常大於乾年，故而仍能達到平衡。

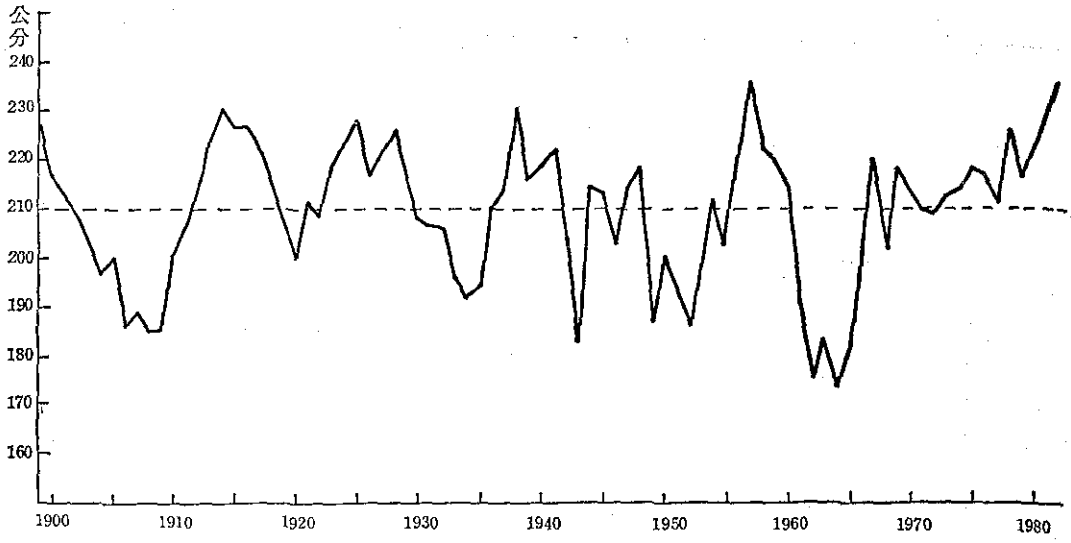
尋求臺北年雨量之較長週期，仍須採用移動平均，以期能勻消短週期之波動。臺北1897—1985之5年移動平均曲線，見圖三。圖中可以看出：臺北年雨量自上世紀末開始逐漸減少，1910年前後到達最少。此後不斷增多，約在 1914 年到達巔峯，隨後又逐漸減少，至 1920 年到達谷底，此後又上升。但其間出現小波，1926有反常之低降，而後又升高，再逐年下降，1934年始達最少，此後急速上升，1938年到達另一高峯。

1938年以後之波動較爲複雜。年雨量開始減少後，在1940前後小幅攀升，1941—43 激降至波谷，此後又激升，1945年後再見較短週期之升降。大約在 1950 年前後，臺北雨量偏低，此後又增加，1957年出現一最突出之高峯，此後亟降，1963年前後達到前所未有之低值。1964年起亟升，1967年到達最高，此後只有小波幅之升降。1972年後，總趨勢顯示雨量逐漸增加。

綜上可見，臺北年雨量連續下降可達9年，連續上升則最久不過6年，最長之波可達15年。由此獲知濕期約在 1899, 1904, 1925, 1938, 1948, 1957, 1983 年前後；乾期則在1908, 1920, 1934, 1943, 1950 及 1963年前後，與前述之濕年及乾年略有出入。

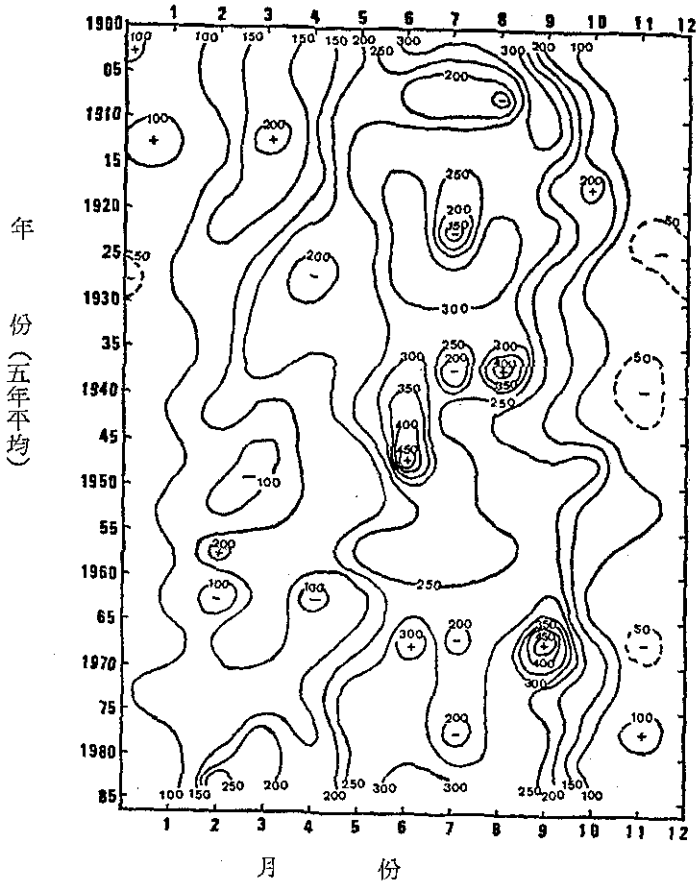
現在讓我們進一步分析過去89年來周年內各月雨量較長時期之演變，仍取5年平均。因爲年雨量在應用上價值不高，對於各行各業及一般人民生活，最重要在於雨量之季節性分配，而逐年雨量又顯得變動太大。圖四表出各月每5年平均雨量歷來之演變趨勢，等值線之間隔爲50公厘。

圖內我們可以看出一些很有趣之雨量集中現象



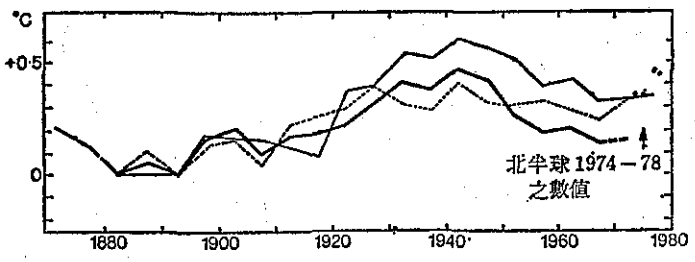
圖三　臺北年雨量之5年移動平均 (1897—1985)

Fig. 3 Five-year running mean of Taipei anuual rainfall (1897—1985)



圖四：臺北周年內各月每5年平均雨量之長期變化

Fig4 Five-year mean values of monthly rainfall at Taipei (1900—1985)



圖五　1870以來全球性氣溫之演變趨勢，全球 0—80°N及0—60°S之5年平均，以及1974—1978整個北半球每年溫度之估計（粗線爲全球，細線爲0—80°N，虛線爲0—60°S，溫度距平係對1880—84而言）

Fig. 5 The apparent course of world temperature since 1870

。按臺北之雨量，五、六月代表梅雨期，八、九月則爲颱風雨量，影響年雨量最著，七月以雷雨爲主，代表夏季風之盛衰，十二至二月以冬季風產生之雨量爲主，偶而也有變遷。

本世紀一開始，臺北夏季各月多雨，平均都在300 公厘以上。1905—10年，臺北因爲很少受颱風侵襲，8 月之平均雨量出現一不足 150 公厘之負中心。1910—15年，春雨偏多，3 月份平均超過 200 公厘。1920—25年，臺北夏季之 7 月雨量特別少，平均不足 150 公厘。隨後10年，各月分配較正常。1935—40年，夏秋兩季之雨量極不平常，7 月之平均雨量不足200公厘，8 月則超過400公厘，後者顯然受颱風之影響。

1945—50年，臺北之梅雨特別顯著，6 月平均雨量超過 450 公厘，而春雨則偏低。此後又趨正常。1955—60年，臺北冬季風之雨量偏高，2 月之平均超過 200 公厘。1960—65年，2 月及 4 月雨量偏低，平均不足 100 公厘。1965—70年，又出現極端反常之雨量季節性分配，6 月之梅雨，平均超過 300 公厘，7 月偏低，9 月則因颱風之經常侵襲，平均雨量竟超過 450 公厘。此後無顯著之反常，僅1975—80之 7 月稍偏低，11月略偏高。1980—85年則 2 月之雨量偏多，而梅雨期之雨量亦見增多，6 月之平均超過 300 公厘。

四、討　　論

以上根據臺北以往89年記錄分析得：以溫度而論確有逐漸升高之長期趨勢，其間則有冷期與暖期，但無明顯的固定周期。年雨量並無長期變遷之趨勢，乾濕期之出現周期也很紊亂。此種結果究竟是否與全球或亞洲（中國大陸）之趨勢相一致，抑或臺北一地之特殊情況，尤其是都市發展之後果，以下試作初步討論：

1. 根據氣候學家研究之結果[4]，自從本世紀之初期，世界上許多地區之氣溫逐漸增暖，到了40年代達到頂點，以後又普遍開始下降。進入60年代後，南北極爲中心之南北緯50度以南，氣候越來越冷（圖五），世界性大範圍氣象異常之頻率相對升高。1980年前後，全球多處發生旱災[5]。

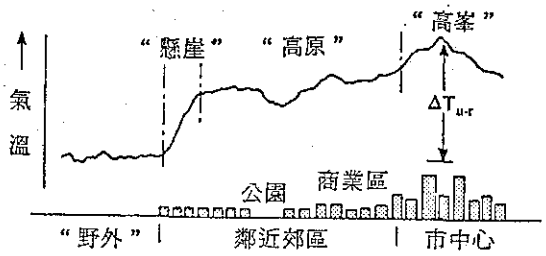
張家誠等[6]研究中國大陸上之氣候變遷，發現也有同樣趨勢(圖略)，從 5 年平均看，1910—19年氣溫相當穩定，此後有顯著上升。1925—29年到達本世紀末第一巔峯，此後氣溫轉冷。1930—34年之平均到達谷底。1935—39之平均又升高，1940—44爲第二巔峯。隨後 5 年低降甚微，但至1950—54平均降低甚多，後 5 年繼續下降，1955—59年到達前所未有之低溫。接下來 5 年一度上升，但好景不常，1965—69之平均又趨下降。

2. 中國大陸上本世紀70年代以前之氣溫總趨勢及波動，試與表一及圖一相比照。1910—19之低值（請注意 5 年平均，大陸自 0 及 5 始，臺灣則照國際規定自 1 及 6 始，前後相差 1 年），彼此大致相當，不過臺北之最低稍落後，1916—20年之平均比前五年低 0.4 度之多。大陸上1925—29之高峯，臺北看不出來，1930—34 之低降亦然。1935年後大陸之增暖，臺北 5 年平均也有此種趨勢。1945年後連續10年大陸溫度激降，臺灣確有反映，而且還多了 5 年，即1941—55年臺北 5 年平均到達最低。

由此可見：臺北以往89年來之 5 年平均溫度波動，有與大陸符合，亦有不合。主要因爲臺灣爲一海島，緯度又偏低，難免與大陸上有出入。至於臺北1950年後之溫度偏高，似可斷言爲都市效應之後果。

3. 1945 年，臺灣光復，1949 年大陸棄守，政府遷來臺灣，作爲復興基地，臺北市爲重心所在。此三十多年來，由於經濟發展，人口不僅增加而且集中，光復之年不過 335,397人，1980年底已

達737,973 人(7)，建築物大量增加，向四周圍擴展。道路及房屋接收太陽輻射後之效應，與農田或草地大不相同。最近十幾年來，專家們對都市氣候之研究已經大量增加。奧克(Oke)(8)曾描繪出典型的都市熱島效應，如圖六。圖中郊區邊緣氣溫激升，他稱之爲「懸崖」(cliff)；鄰近商業區溫度普遍升高，稱爲「高原」(plateau)；市中心高樓大厦上空則爲「高峯」(peak)。臺北市之發展也很像此種情況，溫度自然會上升。



圖六　典型的都市熱島效應理想剖面圖
Fig.6　Generalized cross-section of a typical urban heat island (after Oke, 1976 b)

米契爾 (Mitchell) (9)曾分析都市與鄉村間之溫度差，並且認爲「熱島」(heat island)之存在。此等事實包括：(1)城市在相差懸殊之地面環境下發展，每種均形成特殊形式之熱島。(2)熱島有時顯示星期日不及其他日子明顯。(3)若干熱島已顯示其隨都市之發展而增强。米契爾找出了形成熱島之若干因素，包括：建築物之吸收太陽輻射，道路之具有較大之儲熱能量，缺少樹木、草坪、濕地及水體，不能將部份熱量用於蒸發過程。他認爲下午因煙塵較多，可以減少一部分收入能量。故下午之溫度，都市大致與鄉村相當。夜晚，道路及建築物雖然冷却，但甚緩慢，以其日間吸收過多能量，牆壁等彼此之間再輻射，使都市空氣冷却不多，甚至晨間仍較四周鄉間爲暖。可見都市之熱島效應，夜晚比白晝更加明顯。

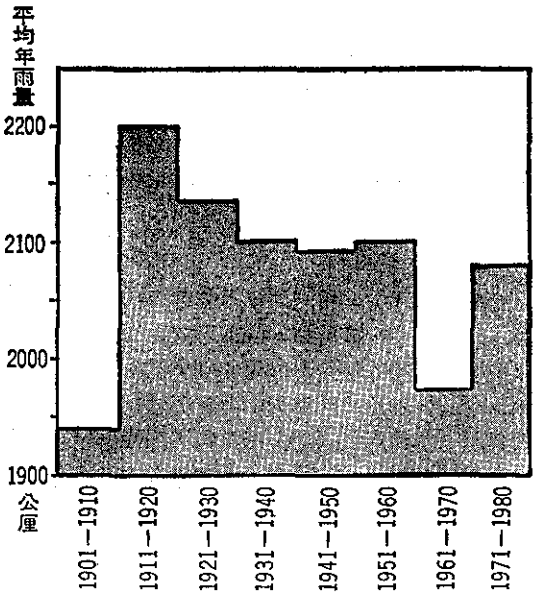
臺北市中心比郊區熱，無論冬夏，一般人都能感覺得出來。例如午間驅車自淡水進入臺北，一路上熱風撲面，夏季晴朗之日格外顯著。但午後因盆地中心積雲湧起，發展成濃厚之積雨雲，且多雷陣雨(10)，勢必減少日射，因而消除城鄉間之溫度差。但無論如何，臺北從1950年後氣溫總趨勢逐漸上升，一反中國大陸及全球溫度下降之趨向，應屬都市發展之後果，當無疑問。

4. 根據張家誠等之研究(6)：從40年代至70年代，大陸上氣溫之總趨勢爲下降，夏季又比冬季明顯，臺北之情況則適得其反。臺北都市發展之後果又可得一旁證。此外，臺北市之熱島效應還可以從季節溫度之大陸性漸趨顯着，而海洋性則越來越不明顯，以及比較臺北與松山兩測站之溫度顯示出來。臺北一月及二月溫度最低，均爲15.2°C (1897—1980)，按照理論及實際觀測，大陸上最冷爲一月，海洋上因水溫低降延緩，故而最冷爲二月。臺灣爲一近大陸之海島，一、二月溫度相等非常合理。但有一點很值得注意：上述所謂「相等」係臺北測站 84 年之平均，而最近三十年來之每10年統計，均顯示臺北一月比二月冷 0.4—0.7度。松山一月溫度亦較二月低0.6度 (1953—72之平均)，足見臺北市區內因道路及建築物近30年來之激增，陸性率增强，而海性率則減弱。

5. 比較臺北測站與松山測站之最低溫度，也可以看出臺北市之都市效應。臺北一月之平均最低爲 12.3°C (1897—1980)，松山爲 11.4°C (1953—1972)，後者低 0.9 度之多。倘臺北亦取1953—72，則臺北平均最低爲 11.8°C，仍比松山高 0.4度。七月份臺北之平均最低爲 24.6°C，松山 24.4°C。臺北 1953—72 年之七月最低平均爲 24.8°C，不僅表示臺北七月晨間已逐漸增暖，而且還表示與松山之相差增大。

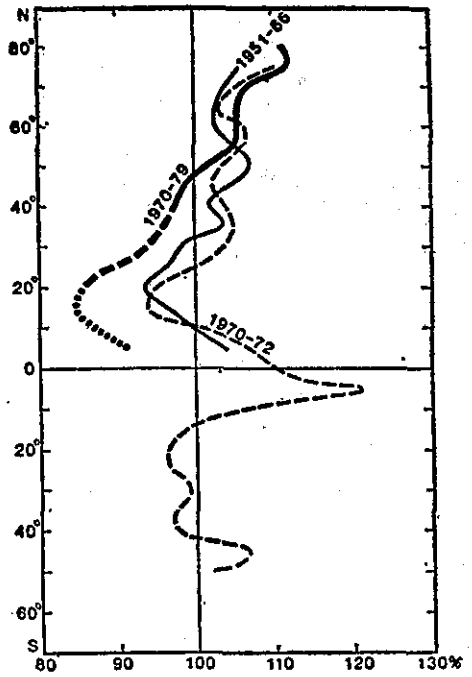
如果以平均最高溫度來比較，臺北一月 19.1°C(1897—1980)，松山爲 18.5°C (1953—72)，臺北1953—72之平均最高爲 18.9°C，仍高出0.4 度。七月份之平均最高溫度，臺北累年 (1897—1980) 平均爲 33.5°C 松山爲 33.3°C，只高出 0.2 度，但臺北1953—72爲 34.0°C 高出松山 0.7 度，足證臺北市之熱島效應近期內更爲加强。

話雖如此，倘與國際間類似都市之熱島效應相比較，顯示臺北市之熱島效應增進甚緩。揣其原因，實由於臺北市位於盆地內，離海甚近，市區受熱後，從淡水河口輸入涼爽而濕潤之海洋空氣，雲量立刻增加，時或產生陣雨，因而減少城鄉之溫差。時或對流雲不够發展，夜晚展平，清晨雲頂輻射冷却，每有陣雨降落，略似四川盆地

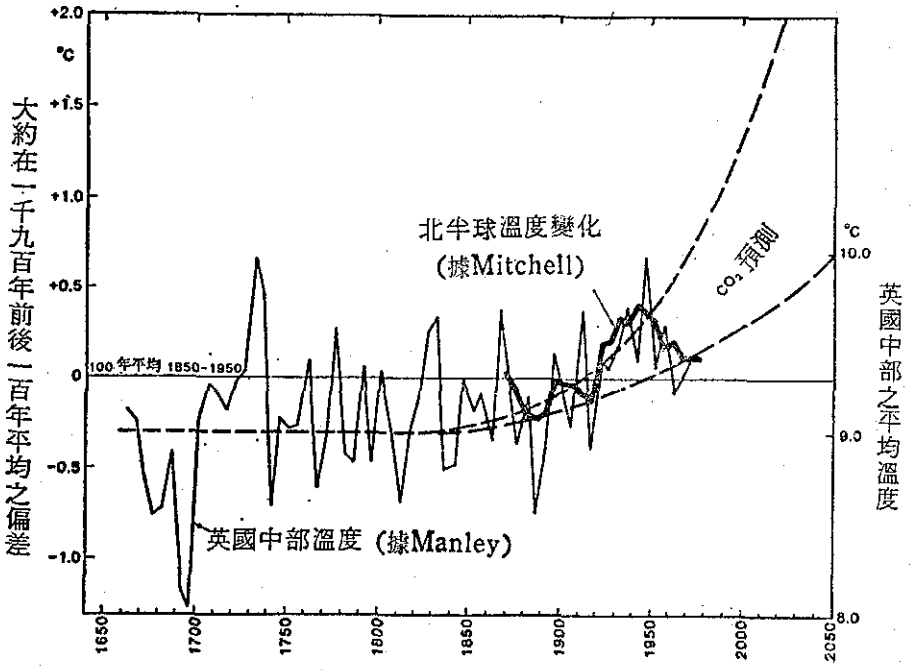


圖七　臺北年雨量自1901—80年每10年平均
Fig. 7　Ten-year averages of annual rainfall at Taipei (1901—1980)

之「巴山夜雨」，亦可降低臺北晨間之熱島效應。另一方面，市區周圍大多爲山坡地，夜晚冷空氣因凝重而瀉落，亦可減低盆地底部之溫度，所



圖八　全球雨量隨緯度分佈（含雨量）
Fig. 8　Changes in the over-all world distribution of rainfall (total down-put of rain and snow as equivalent rainfall)(after Oke)



圖九　全球溫度之以往記錄以及較CO_2增量對今後之預測
Fig. 9 World temperature: the past record and predicted future course as affected by increasing carbon dioxide in the atmosphere (after Mitchell 1961, Lamb 1978)

以臺北市之熱島效應不及都市發展應有之强烈。

6.現在讓我們再來討論臺北以往89年來每10年平均年雨量之變化趨勢。從表四內之資料繪成直方圖如圖七。圖中可見本世紀最初10年臺北雨量偏低，隨後10年激增至最高平均值達2200公厘，1921—30 又降低，1931—60保持平穩，1961—70年又降至谷底，1971—80恢復至近似正常。

全球性雨量分佈圖很難準確繪製，統計全球或各地區總雨量之變遷更加困難。圖八爲1950年以來不同年代各緯度分佈的比較結果，以1931—60之平均爲依據。圖內可以看出最明顯的現象就是近二、三十年來多雨帶更集中在赤道附近，因而使 15°N 附近雨量之嚴重欠缺，造成非洲撒哈拉至衣索比亞一帶之連年乾旱(8)。巴森(Bryson）表出：非洲撒哈拉沙漠之南緣，（非洲季風雨之北限）1952—8年在22°N附近，1972年已後退至19°N。西非12—14°N 五處年雨量顯示1915—1960雨量最多。此點與臺北不謀而合(圖七)。但據張家誠等已研究(6)，中國大陸上之雨量，統計本世紀前60年大範圍之多雨月。找出大約有30年—40年之周期，多雨頂峯在1910及1950年代，我們在圖三中雖然找到 1910 及 1950 年代臺北也有兩個多雨期，但中間還有高峯出現、在圖四內只找到1945—50有一雨量特多之梅雨期。因爲臺灣雨量幾乎完全由颱風雨及梅雨控制。颱風之侵襲到現在還找不出它的周期，至於造成梅雨的西南季風，近此研究從1965年以來變動已經越來越利害(3)。

7.臺北雨量是否受都市擴展之影響？在表四內，前後三個30年（最近爲25年）平均顯示既無明顯之增加，也無減少，所以答案是否定的。在理論上，都市既然產生熱島效應，那麼午後雷陣雨的機會勢必增多，然而前面已指出：臺北之雨量既以颱風雨及梅雨爲主體，所以此種雷陣雨之稍見增多，以量而言，實屬微不足道。

五、結　　語

討論臺北之氣候變遷，當然不能限於溫度及雨量兩端。例如：霧日、霾日及雷暴日數等是否在增多？以其均爲都市擴展汽車及人口增加之可能後果，然以此等記錄比較受局地性之限制，難以代表較廣大之市區；且爲避免本文過於冗長，只好予以放棄不論。

根據以上之初步分析，展望臺北未來之氣候演變趨勢。氣溫勢將繼續升高，雖然各種自然因子指向全球性溫度將逐漸降低，走向另一冰河期，但此等周期均甚長，至少以萬年或十萬年計，而由於人類活動使二氧化碳增加所造成之溫室效應，則未來50年內卽可增暖全球在攝氏 2 度以上。高緯度還不止此數，低緯度則影響較微。專家們根據以往記錄預測由於大氣中二氧化碳增加，2050年前之溫度上升趨勢當如圖九(3)。

今年六月十二日中央日報載美聯社華盛頓10日電：科學家今日警告謂，南極上空臭氧層大幅稀釋，因溫室效應而地球溫度將逐漸升高，未來幾年內可能引起洪水及旱災。美國國家航空及太空總署外大氣層計劃負責人華森告參院環境污染小組委員會：如果空氣污染不能減少，地球溫度可能會升高攝氏5.5度，預期未來幾十年內的氣候將有重大之變化。

由此可見：全球性溫度升高似乎已成定局，以往1940年後北半球溫度普遍低降期中，臺北尚且有繼續升高趨勢，可見今後增暖勢必更加明顯。話雖如此，臺灣畢竟爲一海島，而且緯度偏低，產生之後果也不會太嚴重。

再以雨量來說，未來幾十年內，逐年變率加强也已毫無疑問。根據我國大陸氣象學者之研究，南澇北旱的局面還會維持下去。臺灣既然緯度較低，今後水患頻仍之機會自較乾旱爲大。對長期性經建及防災計劃來說，似乎不能不加以考慮。

誌謝　本文中大部統計資料由 中央氣象局蕭科長長庚提供，特此誌謝。

參 考 文 獻

1.戚啓勳，氣候變遷及其可能影響之探討，氣象學報29卷2期，1983年6月 P. 1—19
2.戚啓勳譯，地球爲什麼變暖？世界地球雜誌8卷2期，1986年4月，P56—63。
3.H. M. Lamb, Climate History and the Modern World, 1982. P. 247
4.劉衍淮，臺灣氣候變化之趨勢與周期，氣象學報10卷3期，1964年9月
5.戚啓勳譯，艾尼紐闖下了大禍，大衆科學72年9月
6.張家誠等，我國氣候變遷之初步探討，中共氣象學報，1972年
7.臺北市文獻會，臺北市發展史(一) 1981, P. 155
8.T. R. Oke, Boundary Layer Climate, 1978, P. 254
9.戚啓勳譯，新氣候學，開明書局 1977, P. 353
10.戚啓勳，論臺北盆地對局部氣候之影響，氣象學報，1986年9月。

A Primary Study of Climate Fluctuations and Changes at Taipei Since 1897

Chi-Hsun Chi

ABSTRACT

On the basis of eight-nine years (1897-1985) records with five-years mean, this paper intend to discover the climate fluctuations and long-range change at Taipei.

The results show both annual and seasonal temperature graduately rised up, especially for autumn which is nearly warmer 1°C since the beginning of this century. Owing to the long trend of temperature change of Taipei in opposite course with both world and mainland China since 1940, it is quite reasonable to respond the results to city development. However, it is indicated that the "heat-island" intensity of Taipei is less significant than those inland city under similiar conditions. It can be explained by the basin and sea breeze effeet.

No long-range change of annual rainfall at Taipei has been founded, although the variation of seasonal amount seems to be more pronounced within recent fifty years. The increasing amount of convective rainfall as a result of city development can be neglectable when compare with plum rain and typhoon rainfall.

氣象學報徵稿簡則

1. 本刊以促進氣象學術研究爲目的，凡有關氣象理論之分析與應用之論文，均爲歡迎。
2. 本刊稿件分爲四類：(1)研究論文(2)報告(3)綜評(4)最新重要論著綱要。
3. 本刊文字務求簡明，文體以白話或淺近文言爲主體，每篇以五千字爲佳。
4. 稿件之題名、作者眞實姓名、服務機關及職稱均須以中、英文註明。
5. 中文稿件在參考文獻之後，應附英文摘要。
6. 研究論文之圖表名稱及各欄細目，均須以中英文對照說明。
7. 惠稿如有附圖務請用墨筆描繪，以便製版，如圖表不够清晰，本刊得徵得作者同意後，僱員代爲另行重繪，所需費用由作者負擔或由稿費中扣出。
8. 稿件內容過長或內容、文字、圖片有修改之必要時，得商請投稿人修正之。本刊亦得做必要之刪改，若作者不願刪改時，請先聲明。
9. 來稿如不刊登，則退還原著者。來稿一經刊登，則概不退還。
10. 稿件經刊印後，非經本刊同意，不得在他處刊印轉載。
11. 來稿請逕寄中華民國臺北市公園路64號，中央氣象局氣象學報社收。

(請參閱補充稿約)

保密防諜．

人人有責．

匪諜自首．

既往不究．

A STUDY OF THE GLOBAL ZONALLY AVERAGED SEASONAL ENERGY BALANCE *

Wen-Jiunn Liou [1]

ABSTRACT

The present work investigates the global zonally averaged seasonal and annual energy balance of the earth-atmosphere system due to dynamic and radiative transport. The study is divided into two parts: (1) atmospheric meridional transport statistics, (2) the atmospheric radiation budget.

The derived meridional seasonal and annual transport pattern of the earth-atmosphere system is examined. Also, the parameterizations of the surface upward turbulent flux are revised. In the comparison of the computed radiative budget with available satellite-derived data, a general agreement is found for both the annual and seasonal top-of-the-atmosphere budget.

INTRODUCTION

It is well known that the sun is the prime source of energy for the earth-atmosphere system. The earth-atmosphere system reflects about 30% of the incoming solar radiant energy and absorbs the rest of the energy which drives the thermal system of the earth. For the earth-atmosphere system to achieve thermal equilibrium, the total absorbed solar energy at the top of the atmosphere must be balanced with the outgoing thermal infrared energy for a sufficiently long period of time. This condition is approximately satisfied by the annually averaged global radiation exchange (Stephens et al., 1981). However, the seasonal deficit or surplus of the net radiative fluxes is quite apparent in either hemisphere.

The amount of the solar radiant energy incident upon the earth changes with the orbital distance between the sun and the earth, as well as the obliquity of the earth about its axis. In general, there is a gain of radiative energy between about 40°N and 40°S, but a loss in the polar regions. As a result of the radiative energy surplus in tropical regions and the deficit in polar regions, the poleward temperature gradient is generated. The atmosphere and the ocean, acting as both reservoirs and transporters, play a significant role in balancing this difference. At the earth's surface, there is also an imbalance between the absorbed solar energy and emitted thermal infrared

* 收稿日期：75年8月30日　送審日期：75年9月1日
1 中央氣象局衛星站技士

energy. In equilibrium, the surface net radiative flux is balanced by the upward flux of latent heat from the surface evaporation, and the convective and conductive fluxes of sensible heat.

To understand the climate system of the earth, and project possible climatic changes associated with perturbations such as the doubling of the CO_2 concentration and changes in the solar constant, a wide range of climate models have been developed based on physical principles (Schneider and Dickinson, 1974). It is important to verify these models with current climate conditions. One conventional approach is to compare the model results with observed data derived from satellites and surface observations.

During the last two decades, satellite measurements have provided the best estimate of the earth radiation budget with sufficient temporal and spatial resolution over the entire globe. Vonder Haar and Suomi (1971) presented a global climatological pattern of the gain and loss of net energy fluxes based on measurements during the period of 1962-1966. Oort and Vonder Haar (1976) collected the available reflected solar and emitted infrared radiation measurements from orbiting satellites to obtain the net radiation balance at the top of the atmosphere. Campbell and Vonder Haar (1980) presented the zonal mean radiation profiles based on satellite measurements from 1964 to 1967. Stephens et al. (1981) calculated the surface radiation budgets using a radiation transfer model. In a different kind of effort, Oort (1983) complied 15-year global conventional observations (1958-1973) and presented them in an organized manner. With these available data, climate modellers can now verify the performance of their climate models more reliably.

In the present work, the global seasonal and annual zonally averaged radiative and dynamic energy exchanges are investigated. Liou and Ou (1983) first developed a one-dimensional climate model coupling radiative and turbulent transfers in the context of thermodynamic equilibrium. Later, they expanded this one-dimensional model into a two-dimensional model based on the principle of energy balance between radiative and both horizontal and vertical dynamic energy transports (Ou and Liou, 1984). Their model was limited to the Northern Hemisphere and the equilibrium temperature distribution was obtained only for the annual case. In order to expand the model to study the global seasonal energy exchange in this work, the zonally averaged seasonal and annual general circulation data compiled by Oort (1983) are processed. The global seasonal and annual dynamic energy transport and storage are examined, and the surface and horizontal eddy flux parameterizations for global applications are revised. Then the radiation transfer model developed by Liou et al. (1984) is employed to examine the radiation balance at the top of the atmosphere, by comparing the radiative fluxes and the global zonal mean albedo with available satellite measurements.

Energy Balance

In considering a parcel of air at a specific time and neglecting the kinetic energy aspect in a thermodynamic system, the energy balance is associated with the radiative heat transfer, work performed on the parcel of air, and the change in the potential energy, internal energy, and

latent heat. On the basis of the energy balance, the accumulation of energy is equal to the net flow of energy into the parcel plus (minus) the energy sources (sinks). Therefore, the energy balance equation can be expressed in vector form

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho E + \nabla \cdot \rho \mathbb{V} E = - \nabla \cdot \mathbb{F} , \quad (1)$$

where $\mathbb{V} = u\mathbb{i} + v\mathbb{j} + w\mathbb{k}$ and $\mathbb{F} = F_x\mathbb{i} + F_y\mathbb{j} + F_z\mathbb{k}$. The moist static energy per unit mass $E = C_pT + gz + Lq$, where C_p is the specific heat at constant pressure, T the temperature, g the acceleration of gravity, z the height, L the latent heat, and q the specific humidity. $\mathbb{V}$ is the velocity, ρ the density of air, and $\mathbb{F}$ is the radiative heat loss.

After carrying out time and zonal averaging, the zonal mean balance equation for the earth and the atmosphere is given by

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho [\bar{E}] + \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos\phi \, \rho \{[\bar{v}] [\bar{E}] + [\overline{v^*E^*}] + [\overline{v'E'}]\} + \frac{\partial}{\partial z} \rho \{[\bar{w}] [\bar{E}] + [\overline{w^*E^*}] + [\overline{w'E'}]\} = - \frac{\partial}{\partial z} [\bar{F}] , \quad (2)$$

Where we assume that $\rho \approx \bar{\rho} \approx [\bar{\rho}]$ and the radiative flux exchanges take place only in the vertical direction. Also, ϕ is the latitude, and a is the radius of the earth. The terms $[\bar{v}] [\bar{E}]$, $[\overline{v^*E^*}]$, and $[\overline{v'E'}]$ represent the transport of the moist static energy by mean motion, the stationary eddy, and the transient eddy in the meridional direction, respectively. Likewise, $[\bar{w}] [\bar{E}]$, $[\overline{w^*E^*}]$, and $[\overline{w'E'}]$ represent their counterparts in the vertical direction. For simplicity, the horizontal and vertical fluxes are defined in the form

$$F_h = \rho \{[\bar{v}] [\bar{E}] + [\overline{v^*E^*}] + [\overline{v'E'}]\} , \quad (3)$$

$$F_v = \rho \{[\bar{w}] [\bar{E}] + [\overline{w^*E^*}] + [\overline{w'E'}]\} . \quad (4)$$

By performing the integration with respect to height from the surface of the earth, z_B, to the top of the atmosphere, z_T, Eq. (2) becomes

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{z_B}^{z_T} \rho [\bar{E}] \, dz + \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos\phi \int_{z_B}^{z_T} F_h \, dz + F_v(z_T) - F_v(z_B) = F_B - F_T , \quad (5)$$

where F_B and F_T are the net upward fluxes at the bottom and top of the atmosphere, respectively. At the top of the atmosphere, the flux of the vertical transport $F_v(z_T) = 0$. So, the atmospheric balance of the energy cycle may be written in the form

$$S_A = F_B - F_T - F_H + F_v(z_B) , \quad (6)$$

where S_A denotes the rate of the storage of energy in the atmosphere and F_H represents the horizontal divergence of the transport flux, that is,

$$S_A = \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_B}^{z_T} \rho [\bar{E}] \, dz = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{P_s} \rho [\bar{E}] \frac{dP}{g}$$

$$F_H = \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos\phi \int_{z_B}^{z_T} F_h \, dz = \frac{1}{a\cos\phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \cos\phi \int_0^{P_s} F_h \frac{dP}{g} , \quad (7)$$

where P_s is the surface pressure.

The poleward energy transport rate obtained by integrating the divergence of the horizontal transport can be shown to be

$$P_f(\phi) = P_f(0) + 2\pi \int_0^{\phi} F_H a^2 \cos\phi \, d\phi , \quad (8)$$

where $P_f(0)$ is the poleward energy transport rate at the equator, and $\phi > 0$ for the Northern Hemisphere and $\phi < 0$ for the Southern Hemisphere.

At the surface, the energy balance can be written

$$S_0 = - F_v(z_B) - F_B - F_0 \quad , \qquad (9)$$

where S_0 denotes the rate of the storage of energy and F_0 is the divergence of the horizontal transport flux beneath the earth's surface. Combining Eqs. (6) and (9), the energy balance equation of an infinitesimal column of the earth can be shown to be

$$S_A + F_T + F_H + S_0 + F_0 = 0 \quad . \qquad (10)$$

DATA SOURCES

The Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) Atmospheric Circulation Tape Library is used for the analysis and parameterization of the large-scale horizontal transports of latent and sensible heat by mean motions and eddies. This tape library is a collection of 15 years (from May 1958 through April 1973) of global rawinsonde data and of all available surface ship reports. All daily data were carefully checked for erroneous reports at several phases in processing. Monthly mean statistics were then computed at each station, and served as input for the objective analysis scheme. The objective analysis technique used to interpolate from station data to regular grid data is called CRAM (Conditional Relaxation Analysis Method). The general circulation statistics were analyzed at levels between the surface/1000 mb and the 50 mb surface for each month of the 15 year period, as well as for a 10-year mean (1963-1973) period.

The 1963-1973 period was selected in this study rather than the entire 1958-1973 period because (1) the data were global only during the last 10 years, (2) the data were reduced in exactly the same way during this period, and (3) all desired quantities were available. The zonally averaged global data that were used consist of a group of 20x85 arrays of monthly and seasonal mean values of various parameters. The vertical resolution is 50 mb and the meridional resolution is at an interval of 2° from 84°S to 84°N.

According to the maps of the distribution of rawinsonde stations and surface ship locations (Oort, 1983), the data from the Southern Hemisphere are rather unreliable south of 30°S due to insufficient data taken from the sparsely distributed observation points in this area.

DYNAMIC ENERGY TRANSPORT PARAMETERIZATION

As illustrated in Eq. (4), the vertical transport consists of contributions due to the mean flow, transient eddy, and stationary eddy. The stationary eddy is physically a very small quantity (Oort and Rasmusson, 1971) and for all practical purposes may be ignored. The mean flow term depends on the vertical velocity, temperature, and humidity. The climatological values of all these quantities are available in Oort (1983). The remaining transient eddy transport must be parameterized. Ideally, the surface flux parameterization should be based on boundary layer physics, taking into account such factors as soil moisture, vegetation, ground water, ocean roughness, etc. However, in large-scale numerical modelling, the parameterization of the

surface flux cannot be very detailed and complicated because of the requirement for computational efficiency. For climate modelling applications, Ou and Liou (1984) proposed a surface vertical flux transfer parameterization in terms of the temperature and water vapor mixing ratio gradient at the surface as follows:

$$\rho\,[\overline{w'E'}]\big|_{z\to z_B} = C_1 \left(\left|\frac{\partial \bar{T}}{\partial z}\right| + \frac{L}{C_p} \left|\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}\right| \right)^{C_2}_{z\to z_B} , \qquad (11)$$

where the temperature gradient is evaluated at 975 mb and the water vapor mixing ratio gradient is estimated from the difference between the water vapor mixing ratio and its saturated value at 1000 mb. Ou and Liou utilized the surface energy budget data compiled by Sellers (1965) and Budyko (1982), along with annual average temperatures and water vapor mixing ratios at 1000 and 950 mb provided by Oort and Rasmusson (1971) to determine C_1 and C_2 through a statistical analysis.

In the present study, since the above parameterization is being expanded for application to the global case, the above statistical analysis is repeated, except that the global climatological temperature and humidity data used are from Oort (1983). Furthermore, since the surface pressure in the subantarctic area is below 1000 mb. $|\partial T/\partial z|$ and $|\partial q/\partial z|$ can no longer be determined uniformly using the 1000 mb values as was done previously. Instead, it is assumed that the surface vertical turbulent flux correlates well with the sum of the temperature and water vapor mixing ratio gradients, linearly determined between corresponding values at the surface and at a certain level above the surface. The pressure difference between those two levels is uniformly fixed to be ΔP. It is also assumed that the water vapor mixing ratio at the surface is saturated. Based on this assumption, three different values of ΔP (5mb, 10mb, and 15mb) are selected to determine the two gradient terms in Eq. (11), and then the least square analysis is performed to C_1, C_2, and the relevant statistical parameters. It is found that, among the three Δ Ps chosen, ΔP = 15 mb gives the best correlation. The associated C_1 and C_2 are 12.02 and 0.53, respectively.

Infrared Flux Transfer

In a manner similar to that in Liou (1980), the upward and downward infrared fluxes at a given level in a clear atmosphere may be written in the forms

$$F^{\uparrow}(z) = \sigma T_*^4 \,[1 - \varepsilon^f(z,T_*)] + \int_0^z \sigma T^4(z')\, K(z-z')\, dz' , \qquad (12)$$

$$F^{\downarrow}(z) = \int_\infty^z \sigma T^4(z') K(z'-z)\, dz' , \qquad (13)$$

where the broadband flux emissivity and the atmospheric kernel function are defined by

$$\varepsilon^f(z,T_*) = \sum_{i=1}^{6} \varepsilon_i^f\, [\tilde{u}_i(z),\, T_*] , \qquad (14)$$

$$K(z-z') = \frac{d}{dz'} \sum_{i=1}^{6} \varepsilon_i^f\, [\tilde{u}_i(z) - \tilde{u}_i(z'),\, T(z')] , \qquad (15)$$

where T_* is the surface temperature, u_1, u_2, and u_3 the water vapor path lengths for the rotational, vibrational-rotational, and continuum bands, u_4 the carbon dioxide path length, u_5 the ozone path length, and u_6 the H_2O-CO_2 overlap band. The broadband emissivity is a function of the path length and temperature. Thus, the broadband emissivity can be expressed by the path length as follows:

$$\varepsilon_i^f(\tilde{u}_i, T) = \exp\left(\sum_{n=0}^{3} a_{n,i}\, \bar{u}_i^n\right) \quad , \quad (16)$$

and

$$\bar{u}_i = (2 \log_{10} \tilde{u}_i - \bar{a})/\bar{b} \quad , \quad (17)$$

where

$$\bar{a} = \log_{10} (\tilde{u}_{i,max}, \tilde{u}_{i,min}) \quad , \quad (18)$$

$$\bar{b} = \log_{10} (\tilde{u}_{i,max}/\tilde{u}_{i,min}) \quad , \quad (19)$$

for H_2O, $\tilde{u}_{i,max} = 10^{-1}$ g cm^{-2}, $\tilde{u}_{i,min} = 10^{-7}$ g cm^{-2}, and for O_3, $\tilde{u}_{i,max} = 10^{-3}$ g cm^{-2}, and $\tilde{u}_{i,min} = 10^{-7}$ g cm^{-2}.

All of the physical adjustments for the inclusion of the pressure and temperature effects have to made through the path length. For the H_2O band, the following equations for the deduced path length are used (Liou and Ou, 1981; Roberts et al., 1976).

$$\tilde{u}_1 = \int_0^u \frac{P(u')}{P_0} \exp \{A'[T(u') - T_a] + B'[T(u') - T_a]^2\}\, du' \quad , \quad (20)$$

$$\tilde{u}_2 = \int_0^u \frac{P_w(u')}{P_{0w}} \exp\left\{-\frac{1800}{T_b\, T(u')} [T(u') - T_b]\right\} du' \quad , \quad (21)$$

$$\tilde{u}_3 = \int_0^u \frac{P}{P_0}\, du' \quad , \quad (22)$$

where $A' = 1.06278 \times 10^4$, $B' = -4.46132 \times 10^{-5}$, $T_a = 260°K$, $P_0 = 1013.25$ mb, $T_b = 296°K$, and P_w and P_{0w} are the vapor pressure at temperatures T and T_b, respectively. For the 15 μm band, the corrected path length derived by Liou and Ou (1981) is

$$\tilde{u}_4 = (2 \log \tilde{u}_4 + 7.69897)/6.30103 \quad , \quad (23)$$

$$\tilde{u}_4 = 2c/\{[1 + 4\,(c^2/u_4^2 + c/\bar{u}_4)]^{1/2} - 1\} \quad , \quad (24)$$

$$\tilde{u}_4 = \int_0^u \frac{P}{P_0} [T_0/T(u')]^{1/2}\, du' \quad , \quad (25)$$

and the corresponding broadband emissivity is given by

$$\varepsilon_4^f(\tilde{u}_4', T) = \exp\left(\sum_{n=0}^{3} a_n\, \tilde{u}_4'^{\,n}\right) \text{ for } u_4' \geq 10^4 \text{ g cm}^{-2} \quad , \quad (26)$$

$$\varepsilon_4^f(\tilde{u}_4, T) = \exp\,(b_0 - b_1\, \tilde{u}_4') \text{ for } \tilde{u}_4 < 10^{-4} \text{ g cm}^{-2} \quad , \quad (27)$$

where $c = 3.7551 \times 10^{-4}$ g cm^{-2}, $T_0 = 300°K$, and $P_0 = 1013.25$ mb. For ozone, because of the uncertainty in applying pressure and temperature corrections to the path length, no adjustment has been made. For the H_2O-CO_2 overlap band, the broadband emissivity is given by

$$\varepsilon_6^f(\tilde{u}_6) = \varepsilon_1^f(\tilde{u}_1)\ \varepsilon_4^f(\tilde{u}_4) \quad . \tag{28}$$

In the case of a cloudy sky, a one layer model is used because of the data constraint. The broadband infrared emissivity, reflectivity, and transmissivity for the cloud are functions of the vertical ice/liquid water content following the parameterization equation developed by Liou and Wittman (1979) in the form

$$R(W) = \sum_{i=0}^{5} C_i\ W^i \quad , \tag{29}$$

where R(W) denotes the flux reflectivity, transmissivity, or emissivity of the cirrus cloud, and W the vertical ice/liquid water path in units of 100 g m^{-2}.

Solar Radiative Transfer

In a nonscattering atmosphere, the total direct downward solar flux at a certain level, z, can be expressed as

$$F_S(z) = \mu_0\ S\ [1 - A(z)] \quad , \tag{30}$$

where μ_0 is the cosine of the solar zenith angle, and S is the total solar flux available at the top of the atmosphere given by

$$S = \int_0^\infty F_\lambda(\infty)\ d\lambda \quad , \tag{31}$$

the weighted broadband solar absorptivity is

$$A(z) = \frac{1}{S} \int_0^\infty F_\lambda(\infty)\ A_\lambda(u/\mu_0)\ d\lambda \quad , \tag{32}$$

and the monochromatic absorptivity is

$$A_\lambda(u/\mu_0) = 1 - \exp\ (-k_\lambda\ u/\mu_0) \quad . \tag{33}$$

In view of the solar absorption spectrum, it appears appropriate to divide this spectrum into two spectral intervals corresponding to (O_3, O_2) and (H_2O, CO_2) absorption separately in the form

$$A(z) \approx \sum_i A_i(u_o/\mu_0)\ f_i + \sum_i A_i(u_w/\mu_0)\ f_i + \varepsilon\ A_5(u_c/\mu_0) \quad , \tag{34}$$

where $f_i = F_{\lambda,i}(\infty)\ \Delta\lambda_i/S$, u_o, u_w, and u_c denote the path lengths for ozone/oxygen, water vapor, and carbon dioxide, respectively, ε is a correction factor for the overlap of H_2O and CO_2 at the 2.7 μm band, and i denotes the number of subspectral intervals for each gas.

For calculating the individual absorption, the solar spectrum is divided into six water vapor absorption bands centered at 0.94, 1.1, 1.37, 1.87, 2.7, and 3.2 μm, respectively, and one carbon dioxide band which overlaps the water vapor 2.7 μm band. The empirical band equation derived by Liou and Sasamori (1975) is used

$$A_i(u/\mu_0) = \frac{1}{\Delta\nu_i}\left[C_i + D_i\ \log_{10}\left(\frac{u}{\mu_0}\ \overline{P}^{\eta_i} + X_{0i}\right)\right] \quad , \tag{35}$$

where $\Delta\nu_i$ are bandwidths, C_i, D_i, η_i and X_{0i} are empirical constants, and $\overline{P}$ has the following form, with units of mm Hg:

$$\overline{P} = \frac{\int_0^u P(u')du'}{\int_0^u du'}$$

For ozone absorption, the solar spectrum between 0.2 and 0.8 μm is divided into 18 subspectral bands and in each band the band absorptivity is simply defined by

$$A_i(u_0/\mu_0) = 1 - \exp(-k_i\, u_0/\mu_0) \quad , (36)$$

where k_i is the absorption coefficient for the ith ozone absorption band.

To include the scattering and surface reflection in the solar net flux calculation, the flux reflection, $r(\mu_0)$ and transmission, $t(\mu_0)$ of a certain atmospheric layer are considered. A Lambertian surface with an albedo of r_s is also assumed. For a clear sky, in the spectral regions associated with significant water vapor absorption, the fraction of the total flux reaching the ground was given by Lacis and Hansen (1974) in the form

$$F_{gw} = \mu_0 \{0.353 - A[u_w(0)]\} \quad . (37)$$

For the spectral regions with negligible water vapor absorption, the effect of Rayleigh scattering is included along with a correction for ozone absorption. The fraction of the total solar flux reaching the ground is

$$F_{go} = \mu_0 \{0.647 - r_a - A[u_o(0)]\} (1 - \bar{r}_a r_s)^{-1} \quad , \quad (38)$$

where $u_w(0)$ and $u_o(0)$ are, respectively, the water vapor and ozone path lengths from the top to the bottom of the atmosphere, and the reflection due to Rayleigh scattering is $r_a = 0.28\,(1 + 6.43\,\mu_0)^{-1}$. The averaged reflection is $\bar{r}_a = 0.0685$. Thus, the net solar flux at the earth's surface can be represented by

$$F_s(0) = S_0\,(F_{gw} + F_{go})(1 - r_s) \,. (39)$$

At the top of the atmosphere, the net solar flux can be obtained by combining the solar flux reaching the ground and the flux absorbed by the entire air column

$$F_s(\infty) = F_s(0) + \mu_0\, S_0\, A[u(0)] \,. \quad (40)$$

In a cloudy sky, the broadband solar reflection and transmission values for various cloud types are obtained through the following parameterization based on detailed radiative calculations:

$$r,t(\mu_0,W) = \sum_{m=0}^{3} \sum_{n=0}^{3} b_{mn}\, \mu_0\, W^n \quad , (41)$$

where b_{mn} are empirical coefficients derived by Liou and Wittman (1979), and the vertical liquid content W is in units of 10^2 g m^{-2}: The diffuse reflection, transmission, and absorptivity are

$$\bar{r} = 2 \int_0^1 r(\mu_0)\, \mu_0\, d\mu_0 \quad ,$$

$$\bar{t} = 2 \int_0^1 t(\mu_0)\, \mu_0\, d\mu_0 \quad ,$$

$$\bar{A} = 2 \int_0^1 A(\mu_0)\, \mu_0\, d\mu_0 \quad . \quad (42)$$

Considering the one layer cloud model, we find

$$G_1^{\uparrow} = r\,[1 - A(z_\infty - z_t)] + F^{\uparrow}(z_b)\,\bar{t} \,, \quad (43)$$

$$F^{\uparrow}(z_b) = G_2^{\uparrow}\,[1 - \bar{A}(z_b)] \quad , \quad (44)$$

$$G_2^{\uparrow} = t\, r_s\, [1 - A(z_\infty - z_t)]\, [1 - A(z_b)]\, \{1 - [1 - A(z_b)]^2\, r_s\, \bar{r}\}^{-1} \,. \quad (45)$$

It follows that the net solar flux for the level above and below the cloud can be shown to be

$$F(z) = G_1^{\uparrow} [1 - \bar{A}(z-z_t)] + [1 - A(z_\infty - z)] , z > z_t , \quad (46)$$

$$F(z) = G_2^{\uparrow} [1 - \bar{A}(z)] + [1 - A(z_\infty - z_t)] [1 - A(z_b - z)] t + \bar{r} G_2^{\uparrow} [1 - \bar{A}(z_b)] [1 - \bar{A}(z_b - z)] , z < z_b . \quad (47)$$

RESULTS AND DISCUSSION

To estimate the rate of the poleward transport of energy, the divergence, F_H, is integrated numerically according to Eq. (7) where it is assumed that the energy transport vanishes at the poles.

Table 1 shows the poleward transport of energy in the atmosphere as a function of latitude. It is found that the maximum transport rate is larger (~4.5 x 10^{15} W) in the winter than that (~2 x 10^{15} W) in the summer for the Northern Hemisphere. For the Southern Hemisphere, no significant variation in the transport pattern can be detected. Annually, the maximum transport rate is about 3 x 10^{15} W for both hemispheres and occurs at 40°N and 35°S, respectively, Because of the migration of the intertropical convergence zone (ITCZ), a cross equator flow from the summer hemisphere to the winter homisphere is observed.

As shown in Table 2, the zonal mean net upward infrared flux at the top of the atmosphere is somewhat higher than that presented by Stephens et al. (1981) in the extratropics. These systematic differences are probably due to the fact that the fractional cloudiness has been scaled down without accounting for the overlapping effect. Because of the lower cloudiness in the subtropical highs, there are peaks at around 25°N and S. A slight dip over the ITCZ indicates extensive cloudiness and a high humidity content. The dip in the model results is more shallow than data due to the assumed nonblackness of cirrus clouds. Lower values are found at high latitudes, especially in the winter hemisphere due to lower temperatures, Table 3 shows the zonal mean net upward infrared flux at the surface. The energy loss is larger in the winter hemisphere mainly because of a lower humidity content. There are two peaks at around 30°N and S and a larger dip over the ITCZ for the net surface IR flux. The computed results agree well with other calculations (Stephens et al., 1981), but are not verifiable due to the lack of reliable global climatological estimates.

The meridional profile of the net downward solar flux at the top of the atmosphere is shown in Table 4. Annually, the maximum solar flux input occurs near the equator (~320 W m^{-2}) and the net solar flux decreases with latitude. On a seasonal basis, the maximum solar flux input occurs near 20° in the spring hemisphere, and near 40° in the summer hemisphere. The seasonal shift of the maximum solar input is larger than the shift in the solar elevation angle (23°N on July 22 to 23°S on December 22). This is due to the fact that the fraction of daytime increases poleward in the summer. The zonal mean albedo derived from the absorbed and incoming solar flux is tabulated in Table 5. The derived global mean albedo is 31%, which is the same as the value obtained from satellite measurements (Stephens et al., 1981). Table 6 shows the meridional profile of the net downward absorbed solar flux

Table 1a. Northward transport of energy in the atmosphere in 10^{15} W.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
4° N	.633	−1.331	−.504	2.083	.290
8° N	1.030	−.760	.059	2.231	.699
12° N	1.275	−.390	.527	2.484	1.049
16° N	1.175	.070	.677	2.074	.989
20° N	1.365	.680	.877	1.930	1.129
24° N	1.785	1.200	1.297	2.580	1.509
28° N	2.175	1.420	1.737	3.020	1.939
32° N	2.535	1.530	2.337	3.100	2.509
36° N	2.745	1.480	2.807	3.480	2.989
40° N	2.935	1.480	3.117	4.070	3.299
44° N	2.965	1.390	3.137	4.290	3.179
48° N	2.935	1.380	3.157	4.400	2.999
52° N	2.855	1.400	3.207	4.330	2.909
56° N	2.535	1.290	2.907	3.910	2.679
60° N	2.115	1.200	2.347	3.220	2.269
64° N	1.685	1.080	1.837	2.550	1.769
68° N	1.155	.900	1.357	1.775	1.229
72° N	.671	.640	.877	.998	.755
76° N	.347	.360	.487	.601	.430
80° N	.153	.140	.187	.320	.193

Table 1b. Southward transport of energy in the atmosphere in 10^{15} W.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
4° S	−.293	1.611	.735	.430	.046
8° S	.082	2.108	1.085	.608	.461
12° S	.241	1.979	1.122	.796	.600
16° S	.485	1.649	1.245	.977	.770
20° S	1.175	2.040	1.739	1.211	1.250
24° S	1.505	2.470	2.039	1.689	1.530
28° S	2.015	2.750	2.529	2.289	2.070
32° S	2.425	2.790	2.769	2.769	2.410
36° S	2.735	2.780	2.869	3.119	2.560
40° S	2.875	2.700	2.859	3.359	2.510
44° S	2.825	2.440	2.889	3.369	2.370
48° S	2.655	2.165	2.839	2.709	2.190
52° S	2.315	1.839	2.559	2.279	1.860
56° S	1.795	1.431	2.039	1.709	1.340
60° S	1.255	.957	1.419	1.128	.710
64° S	.825	.521	.891	.663	.239
68° S	.585	.263	.556	.371	.027
72° S	.475	.140	.378	.241	.033
76° S	.415	.120	.280	.169	.100
80° S	.214	.050	.121	.088	.076

Table 2. The upward IR flux at the top of the atmosphere in W m^{-2}

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75° S	189.49	175.55	179.63	209.10	188.06
65° S	198.60	185.64	193.19	209.99	196.17
55° S	215.00	205.31	204.54	220.30	212.35
45° S	230.27	221.04	226.46	236.69	228.96
35° S	246.63	237.82	242.33	250.34	243.77
25° S	255.20	252.25	256.12	257.86	254.83
15° S	259.81	262.89	261.23	257.19	260.53
5° S	260.83	261.72	260.39	257.49	260.19
5° N	240.28	254.30	256.30	260.70	257.43
15° N	264.67	257.48	259.89	268.06	263.15
25° N	257.52	263.75	260.89	244.92	260.12
35° N	240.60	260.78	252.11	236.90	246.11
45° N	225.05	247.40	233.67	218.19	230.97
55° N	216.83	236.38	220.62	205.71	219.38
65° N	205.91	230.07	207.52	193.28	208.49
75° N	193.38	225.14	191.27	181.02	198.47
Global Average	239.77	243.97	241.27	240.35	241.91

Table 3. The upward IR flux at the earth's surface in W m^{-2}.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75° S	53.94	45.39	48.81	54.50	51.03
65° S	41.90	38.17	42.32	46.94	42.95
55° S	48.15	53.27	52.58	44.23	52.23
45° S	57.67	65.66	59.02	53.74	57.86
35° S	67.47	76.72	66.32	63.33	69.26
25° S	67.61	79.28	72.00	61.00	68.90
15° S	58.03	71.94	62.78	53.40	61.80
5° S	55.90	58.61	57.01	54.54	58.91
5° N	56.25	52.63	54.68	59.85	55.22
15° N	64.16	53.06	56.52	70.55	65.06
25° N	72.86	61.15	70.84	88.30	73.70
35° N	76.18	67.41	79.77	83.76	75.00
45° N	68.18	53.60	71.31	77.24	68.38
55° N	62.12	46.96	63.53	71.09	61.50
65° N	56.47	47.33	57.83	61.10	55.20
75° N	45.47	42.71	40.12	47.27	44.11
Global Average.	61.44	59.97	61.93	63.74	62.33

Table 4. The downward solar flux at the top of the atmosphere in W m^{-2}.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75° S	13.94	.00	93.03	172.27	72.00
65° S	49.81	13.39	127.72	238.90	108.78
55° S	96.20	48.60	195.75	268.02	152.29
45° S	148.03	93.97	252.88	303.97	198.51
35° S	202.40	151.31	296.24	332.73	243.72
25° S	250.67	205.04	318.83	331.17	273.72
15° S	284.00	257.75	324.75	317.79	296.08
5° S	308.82	293.04	321.10	297.00	304.51
5° N	323.81	300.61	310.85	297.67	308.28
15° N	338.00	324.48	289.09	271.37	305.47
25° N	327.06	339.30	256.37	212.71	284.40
35° N	299.75	343.26	212.68	154.66	252.25
45° N	261.50	315.33	157.68	90.80	206.20
55° N	215.76	289.02	105.08	46.91	163.68
65° N	151.51	264.82	52.85	14.83	125.12
75° N	104.78	245.22	16.43	.00	98.05
Global Average	243.40	240.40	241.44	235.88	240.18

Table 5. The zonal mean albedo.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75° S	.56	–	.62	.59	.61
65° S	.48	.55	.57	.43	.49
55° S	.43	.45	.43	.39	.42
45° S	.37	.40	.34	.33	.35
35° S	.31	.33	.29	.28	.30
25° S	.27	.29	.27	.27	.28
15° S	.27	.27	.26	.28	.26
5° S	.26	.26	.26	.28	.26
5° N	.25	.27	.26	.25	.26
15° N	.23	.26	.25	.23	.24
25° N	.25	.25	.26	.27	.25
35° N	.28	.25	.28	.31	.28
45° N	.32	.30	.33	.42	.33
55° N	.37	.34	.37	.47	.37
65° N	.49	.37	.45	.51	.41
75° N	.57	.42	.48	–	.47
Global Average	.32	.30	.32	.31	.31

Table 6. The downward solar flux at the earth's surface in W m^{-2}.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75°S	2.07	.00	25.79	54.89	21.82
65°S	22.53	3.34	49.94	139.93	55.57
55°S	53.48	24.84	116.30	165.32	89.81
45°S	91.55	56.64	164.91	200.10	126.66
35°S	132.81	99.46	203.12	226.59	163.63
25°S	169.31	138.62	219.76	224.37	185.68
15°S	190.90	176.83	222.49	212.57	200.64
5°S	207.51	198.34	218.55	198.03	205.26
5°N	222.69	200.98	211.22	204.65	209.87
15°N	238.69	220.30	197.55	192.14	211.95
25°N	229.29	232.91	175.39	148.46	197.10
35°N	207.61	237.15	143.44	102.33	172.47
45°N	175.96	207.51	101.84	51.51	133.91
55°N	135.94	183.08	63.00	22.35	100.45
65°N	75.67	160.86	25.17	4.97	71.69
75°N	36.17	132.74	4.50	.00	48.98
Global Average	162.21	159.62	159.91	155.80	159.28

Table 7. The net income of the radiative flux at the top of the atmosphere in W m^{-2}.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75°S	−175.55	−175.55	−86.60	−36.83	−116.06
65°S	−148.79	−172.25	−65.47	28.91	−87.39
55°S	−118.80	−156.71	−8.79	47.72	−60.06
45°S	−82.24	−127.07	26.42	67.28	−30.45
35°S	−44.23	−86.51	53.91	82.39	−.05
25°S	−4.53	−47.21	62.71	73.31	18.89
15°S	24.19	−5.14	63.52	60.60	35.55
5°S	47.99	31.32	60.71	39.51	44.32
5°N	83.53	46.31	54.55	36.97	50.85
15°N	73.33	67.00	29.20	3.31	42.32
25°N	69.54	75.55	−4.52	−32.21	24.28
35°N	59.15	82.48	−39.43	−82.24	6.14
45°N	36.45	67.93	−75.99	−127.39	−24.77
55°N	−1.07	52.64	−115.54	−158.80	−55.70
65°N	−54.40	34.75	−154.67	−178.45	−83.37
75°N	−88.60	20.08	−174.84	−181.02	−100.42
Global Average	3.63	−3.57	.17	−4.47	−1.73

Table 8. The net energy flux from the atmosphere to the earth's surface in W m^{-2}.

Latitude	MAM	JJA	SON	DJF	Annual
75° S	−80.58	−52.74	−55.72	−60.25	−58.76
65° S	−59.81	−55.44	−34.31	28.81	−28.41
55° S	−51.89	−67.02	13.33	55.73	−19.82
45° S	−44.38	−89.26	28.83	71.35	−8.38
35° S	−46.78	−83.58	34.81	53.82	−12.11
25° S	−30.21	−70.41	26.85	36.72	−9.55
15° S	−5.96	−30.67	28.75	24.99	4.37
5° S	13.07	5.27	29.21	10.32	11.83
5° N	31.83	15.20	23.68	12.67	21.48
15° N	42.22	35.46	5.45	−13.79	13.27
25° N	32.49	42.81	−32.65	−70.65	−5.79
35° N	27.33	54.77	−60.45	−89.61	−12.17
45° N	22.28	79.68	−61.82	−113.43	−17.65
55° N	8.90	78.26	−72.34	−116.11	−22.92
65° N	−24.85	57.26	−90.22	−102.87	−22.37
75° N	−14.15	46.04	−62.01	−58.96	−9.14

at the surface. The pattern is similar to but smaller than that at the top of the atmosphere.

The net radiative flux at the top of the atmosphere, tabulated in Table 7, is obtained by subtracting the emitted infrared flux from the net downward solar flux. To verify these, the data presented by Stephens et al., (1981) and Oort and Vonder Haar (1976) were used. As mentioned in the beginning, the radiative equilibrium condition is approximately satisfied for the annually averaged global radiative exchange. This is evident in Table 7, where the global averaged net radiation flux for the annual condition is −1.73 W m^{-2}.

According to Eq. (9), the net energy flux toward or away from the earth's surface is balanced by the rate of the storage and divergence transport fluxes at the surface. Table 8 shows the derived meridional distribution of the net energy fluxes toward (+) or away from (−) the earth's surface. Overall, the surface gains heat in the spring and summer seasons, but loses heat in the autumn and winter seasons. The amplitude of this variation is ~30 W m^{-2} annually and −120~90 W m^{-2} seasonally.

CONCLUSIONS

Several significant features were revealed from these studies in regard to the global seasonal and annual behavior of the earth-atmosphere system. In the study of the atmospheric meridional transport, it was found that the rate of energy storage is on the order of 12~16 W m^{-2} in the polar spring and autumn, but less than 4 W m^{-2} from pole to pole in both summer and winter. It was also found that the divergences of the meridional transport are positive in the tropical and subtropical regions (~30 W m^{-2}) but negative in the midlatitude and polar regions, indicating a net energy transport from lower to higher latitudes. Maxima of the meridional transport fluxes occur at around 30-50° latitude for both hemispheres, and are higher in winter than

in summer.

Results from the parameterization of the surface turbulent flux agree well with the annual climatological mean profile. In the study of the radiation budget, the computed top-of-the-atmosphere radiative flux distributions generally agree well with satellite-derived data, particularly in the solar portion. Some discrepancies in the infrared part are believed to be caused by neglecting the cloud overlap effect in the model and the assumption of non-black radiative properties for cirrus clouds in the tropics. The computed surface radiative fluxes agree well with other calculations. However, since there has been a lack of observed surface radiative fluxes, the present calculations cannot be verified.

REFERENCES

Budyko, M.I., 1982: *The Earth's Climate: Past and Future*. Academic Press, New York, 307 pp.

Campbell, G.G. and T.H. Vonder Haar, 1980: Climatology of radiation budget measurements from satellites. Atmos. Sci. Pap. No. 323, Dept. Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, 42 pp.

Lacis, A.A. and J.E. Hansen, 1974: Parameterization of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, *31*, 118-133.

Liou, K.N., 1980: *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, New York, 392 pp.

Liou, K.N. and S.S. Ou, 1981: Parameterization of infrared radiative transfer in cloudy atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, *38*, 2707-2716.

Liou, K.N. and S.S. Ou, 1983: Theory of equilibrium temperature in radiative turbulent atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 40, *215-229*.

Liou, K.N., S.S. Ou and P.J. Lu, 1985: Interactive cloud formation and climate temperature perturbations. *J. Atmos. Sci.*, *42*, 1969-1981.

Liou, K.N., S.S. Ou, S. Kinne and G. Koenig, 1984: Radiation parameterization programs for general circulation models. Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-84-0217, 53 pp.

Liou, K.N. and T. Sasamori, 1975: On the transfer of solar radiation in aerosol atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, *32*, 2166-2177.

Liou, K.N. and G.D. Wittman, 1979: Parameterization of the radiative properties of clouds. *J. Atmos. Sci.*, *36*, 1261-1273.

London, J., 1957: A study of the atmospheric heat balance. Final Report, Contract AF19 (122)-165 (AFCRC-TR-57-287), New York University [ASTIN 117227], 99 pp.

Manabe, S. and F Möller, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 89, 503-532.

McClatchey, R.A., R.W. Fenn, J.E.A. Selby, F.E. Voltz and J.S. Garing, 1971: Optical properties of the atmosphere. AFCRL Environmental Research Papers, No. 354, 85 pp.

Oort, A.H., 1983: *Global Atmospheric Circulation Statistics, 1958-1973*. NOAA Prof. Paper 14, U.S. Dept. of Commerce, 180 pp.

Oort, A.H. and J.P. Peixoto, 1983: Global angular momentum and energy balance requirements from observations. *Advances in Geophysics, 25, Theory of Climate*, Academic Press, New York, 355-505.

Oort, A.H. and E.M. Rasmusson, 1971: *Atmospheric Circulation Statistics*. NOAA Prof. Paper 5, U.S. Dept. of Commerce, 323 pp.

Oort, A.H. and T.H. Vonder Haar, 1976: On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere. *J. Phys. Oceanog.*, *6*, 781-800.

Ou, S.S. and K.N. Liou, 1983: Parameterization of carbon dioxide 15 μm band absorption and emission. *J. Geophys. Res.*, 88, 5203-5207.

Ou, S.S. and K.N. Liou, 1984: A two-dimensional radiative-turbulent climate model. I: Sensitivity to cirrus radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, *41*, 2289-2309.

Ramanathan, V., 1986: The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research. Submited to *J.*

Geophys. Res.

Roberts, R.E., J.A. Selby and L.M. Biblerman, 1976: Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8-12 μm window. *Appl. Opt., 15,* 2085-2090.

Robock, A., 1980: The seasonal cycle of snow cover, sea ice and surface albedo. *Mon. Wea. Rev., 108,* 267-285.

Sasamori, T., 1972: Radiation budget of the Southern Hemisphere. In *Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteor. Mongr., 13,* 263 pp.

Schneider, S.H. and R.E. Dickinson, 1974: Climate modeling. *Rev. Geophys. Space Phys., 12,* 447-493.

Sellers, W.D., 1965: *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, Chicago, 272 pp.

Stephens, G.L., G.G. Campbell and T.H. Vonder Haar, 1981: Earth radiation budgets. *J. Geophys. Res., 86,* 9739-9760.

Vonder Haar, T.H. and V.E. Suomi, 1971: Measurements of the earth's radiation budget from satellites during a five-year period. Part I: Extended time and space means. *J. Atmos. Sci., 38,* 305-314.

全球緯向平均能量平衡之研究

劉　文　俊

中央氣象局衛星站技士

摘　要

本文探討全球動力和輻射傳送在緯向平均能量平衡所扮演的角色。主要分爲大氣經向傳送和大氣輻射收支兩部分。

除了季節性和全年平均的經向傳送之計算外，對地面向上渦流通量做了小幅度的修正。在輻射收支的計算上，所得之結果大致與衛星資料相吻合，尤其是在大氣層頂的輻射收支的季節性和全年平均計算之結果更是一致。

A SYNOPTIC SCALE DIAGNOSTIC STUDY OF A HEAVY RAIN EVENT IN NORTHERN TAIWAN OF 1984*

Lai-Fa Chen[1]
National Forecasting Center, CWB

ABSTRACT

In this diagnostic case study of the flash flood event of 3 June 1984 over northern Taiwan a Barnes (1973) objective analysis scheme was used with the amplitude response characteristics determined by parameters κ=56,000 and γ = 0.3 and the amplitude response of 38% at the minimum resolvable wavelength of the rawinsonde network of 800km on constant pressure levels to examine the absolute vorticity, absolute vorticity advection, horizontal divergence, temperature advection, mixing ratio and moisture convergence, together with the conventional subjective analysis, in order to reveal the favourable synoptic situations for the evolution of meso-scale convective system enbeded in a Mei-yu front that eventually produced heavy rain over northern Taiwan. The results showed that under the conditions of existing a Mei-yu front and adequate moist atmosphere the low level moisture convergence was the most responsible predictor for the event, LLJ, PVA increasing with height and mid-level dry air intrusion were good indicators too, the other derived parameters were not strongly supportive. The stability, vertical motion and topographic influencing Meso-β low were also discussed.

1. INTRODUCTION

Heavy rains producing flash floods are major meteorological disasters in Taiwan. They are usually caused by either typhoon or Mei-yu front associated weather systems. In recent years, a number of flash floods have occurred on the Island, each causing $100-300 million in damage, particularly in northern Taiwan where local mesocale convective systems (MCS) are produced and often enhanced by orographic effects during favorable meteorological conditions. The Mei-yu season lasts from the middle of May through the middle of June according to Chen and Chi (1978). MCSs are often embedded within the broad Mei-yu frontal cloud band. MCSs vary in size, the largest being about 49×10^4 km^2 while the smallest one, which frequently produces heavy rainfall over northern Taiwan, is only about 6.25×10^4 km^2 (Wu et al., 1983). The average life of these MCSs is typically 12

* 收稿日期：75年9月22日　送審日期：75年9月23日
1 中央氣象局預報測站課長

to 24 hours. The pre-convective environment required for these MCSs, described by other researchers, consists of an unstable atmosphere, strong low level vorticity, convergence, and moisture contrast across the front (Chen and Tsay, 1978a), a low level jet and warm advection (Chen, 1978 Chiou and Liu, 1985), a shallow surface mesoscale low pressure system (Chen 1978, 1980, Chen and Tsay, 1978a, Wu and Wang, 1985) and unique topographic features (Wu and Wang, 1985).

In this research project my goals include: (1) examining the role of the low level jet, convergence/divergence, vorticity and vorticity advection, and warm air advection in initiating and supporting the convection, (2) diagnosing low level moisture convergence, especially preceeding the onset of strong convection, (3) comparing various stability indices in measuring the degree of potential instability, especially in the pre-frontal air mass, (4) comparing upper and lower level forcing by the synoptic scale environment, and (5) examining the correlation between the shallow mesoscale low pressure system and the synoptic scale environment parameters.

2. BACKGROUND OF A HEAVY RAIN EVENT, 3 JUNE 1984

During the early morning of 3 June 1984 a Mei-yu front passed over northern Taiwan which included a MCS that produced disastrous flash floods. At least 32 people were killed, 5 missing and 12 injured. In addition, most of the transportation in the area was out of operation because of the flooding and associated landslides. A new record of 249mm daily rainfall during 3 June at Taipei was established. An hourly rainfall amount greater than 15mm was observed for 5 consecutive hours in the early morning with a maximum hourly rainfall of 87mm between 0400LST and 0500LST (Fig. 1).

A preliminary analysis with conventional techniques of the synoptic situation revealed that there was a weak, quasi-stationary front about 50km northwest of northern Taiwan extending to southern China for nearly 12 hours from 0200 to 1400LST June 2, 1984. It soon became well organized and slowly moved southeast reaching northern Taiwan by 2000LST that night (see Fig. 3-d). At the same time a low level jet developed at 850mb and 700mb downstream from a short wave trough. A southwesterly surge was observed over northern Taiwan at 850mb as wind speeds increased from 30kts at 0800LST to 40kts at 2000LST (Fig. 2 a-b). The short wave moved little while the surface front was almost stationary over central Taiwan. By the time the heavy rain ended at 0800LST 3 June the low level jet had moved out of the area. Around 0200LST 3 June, just before the torrential rain occurred, a surface meso-β scale low pressure formed along the Mei-yu front and lasted for nearly 10 hours. At 500mb a strong dewpoint gradient was diagnosed over the frontal zone over northern Taiwan. Unlike typical winter frontal systems, dry air at 500mb existed to the southeast of the surface front while rather moist air was found over the post-frontal area to the west. A region of cool air was situated over northern Taiwan at both the 500mb and 300mb levels.

The meteorological characteristics of this heavy rain event using subjective methods are well documented. Chiou and Liu (1985) have suggested that a jet

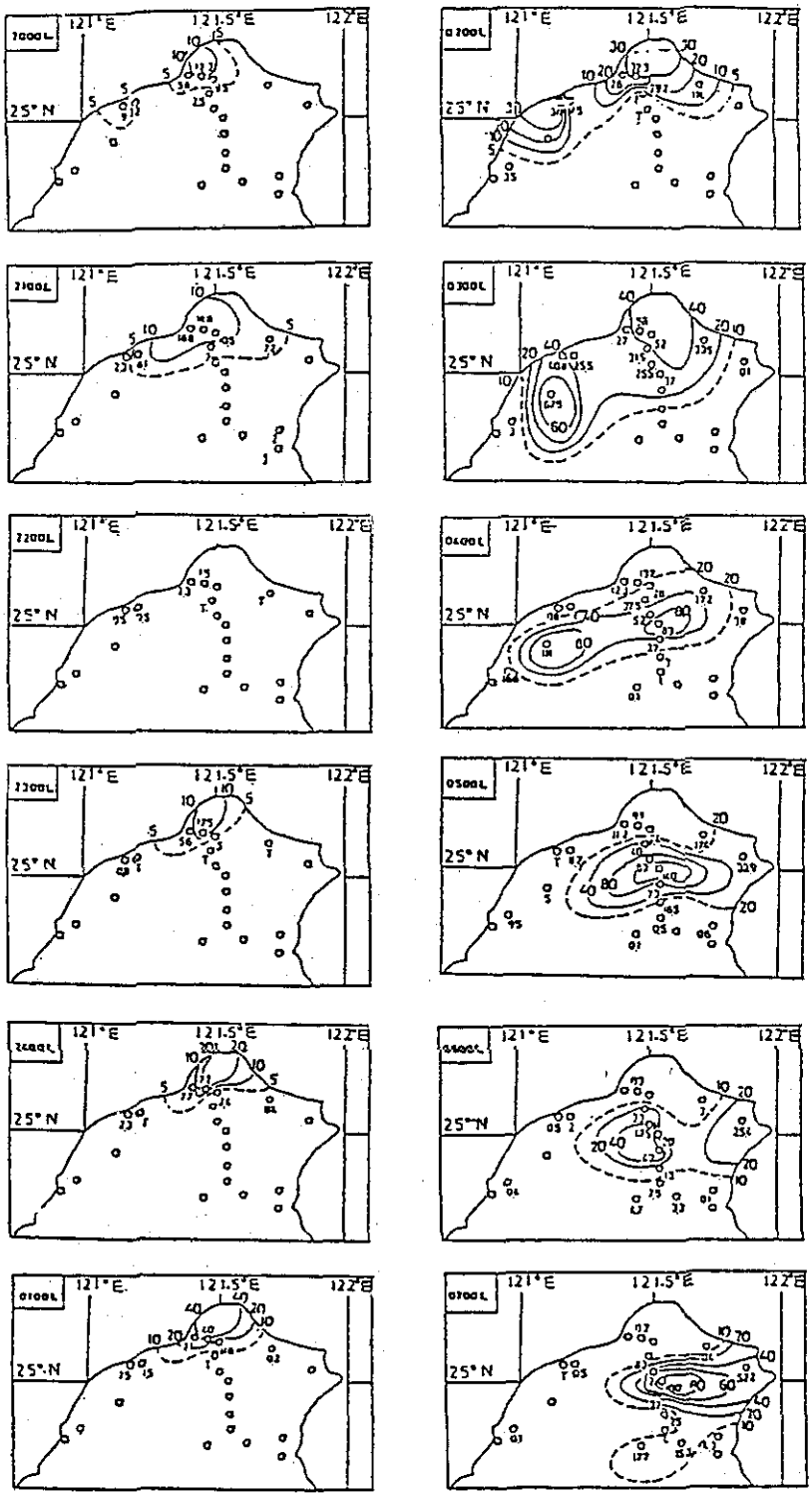


Fig. 1 Hourly rainfall (mm) distribution from 2000LST 2. June to 0700LST 3 June 1984 (After Chiou and Liu, 1985)

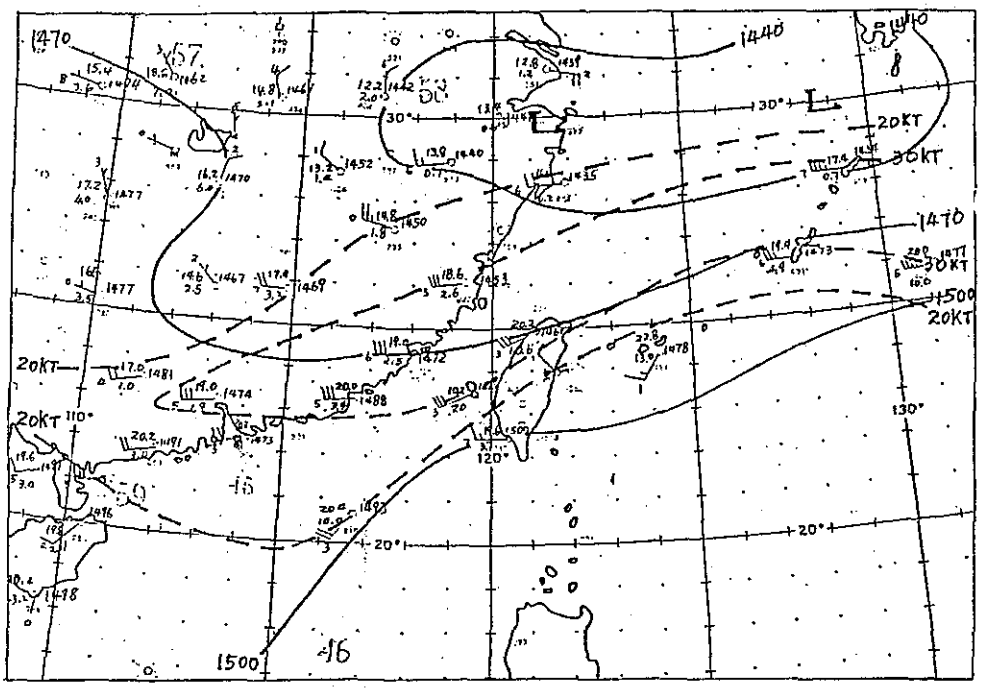


Fig. 2-a 850mb chart at 0800LST 2 June 1984

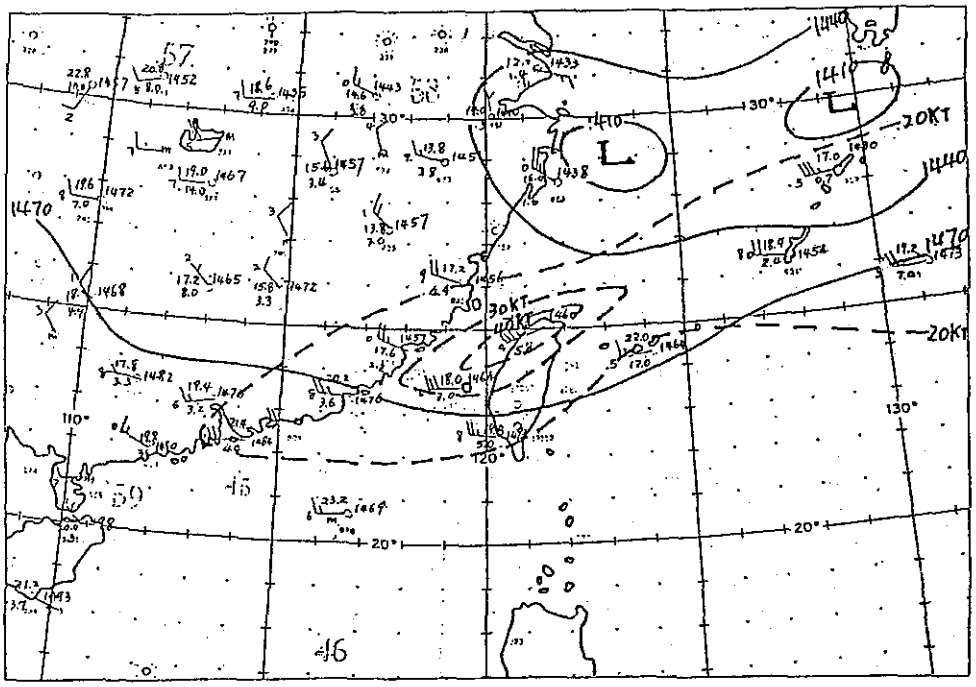


Fig. 2-b 850mb chart at 2000LST 2 June 1984

streak, warm advection and a short wave at low levels coincided with a middle level dry and cold air intrusion and upper level diffluent flow to enhance the mesoscale heavy rain environment. Wu and Wang (1985) have emphasized that a meso-β wave created within the Mei-yu front by mountain blocking (Fig. 3 a-b-c-d), enhanced the strong southwesterly flow which was lifted by the local topography. The latter authors believe that this was the most important mechanism responsible for the heavy rain event. However, they both pointed out that the existence of the Mei-yu front provided the large scale environment conducive for producing heavy rain in this case.

Although this event was assumed to be caused by a mesoscale local convective system, there is little doubt that the system developed in the Mei-yu front which was located over northern Taiwan (Fig. 4 a-b). Therefore, the role of the synoptic scale environment should be taken into account. Diagnoses of the synoptic scale environment are believed to be helpful in promoting an understanding of how convection is organized. Also they help to identify the conditions that favor heavy rain occurrence. They may aid in the prediction of flash flood potential, at least over a specific area and season, as the importance of an individual parameter often varies considerably with geographic setting and time of year (Doswell, 1985). At this time operational numerical models are not yet able to predict or resolve mesoscale weather systems with high efficiency. Thus, diagnoses using currently available data can be useful to forecasters who may recognize characteristic synoptic scale patterns that precede the MCS-type storms development.

3. METHODOLOGY

3.1 Data and Objective Analysis

The original data for this case were surface and rawinsonde observations from 31 stations over southeastern China and Taiwan. They consist of pressure and significant level data taken at the standard 6- and 12-hour interval from 0800LST (0000 GMT) 2 June to 2000LST (1200GMT) 3 June 1984 for conventional surface and upper levels analysis, respectively. Any upper air missing temperature and wind data were linearly interpolated vertically. Chiou and Lin (1985) have shown that mesoscale activity west of 110°E is of little consequence to Taiwan. Therefore, seventeen out of the 31 stations were used in the objective analysis which interpolated data to a 9 x 12 (9 rows and 12 columns) grid with a 127km spacing on a 1:10,000,000 scale Lambert conformal projection chart. (Fig. 5). A Barnes objective analysis scheme (Barnes, 1973) was used with the amplitude response characteristics determined by parameters κ = 56,000 and γ = 0.3. The amplitude response of 38% at the minimum resoluable wavelength of the rawinsonde network (800km, see Fig. 6) was determined by the consideration of the station spacing of the rawinsonde network. The average station spacing is 300km over the whole domain and unfortunately includes a non-uniform station distribution.

3.2 Derived Parameters

The objective analysis derived parameters on constant pressure levels were (1) absolute vorticity, η, (2) advection of absolute vorticity, $-\vec{V} \cdot \nabla\eta$, (3)

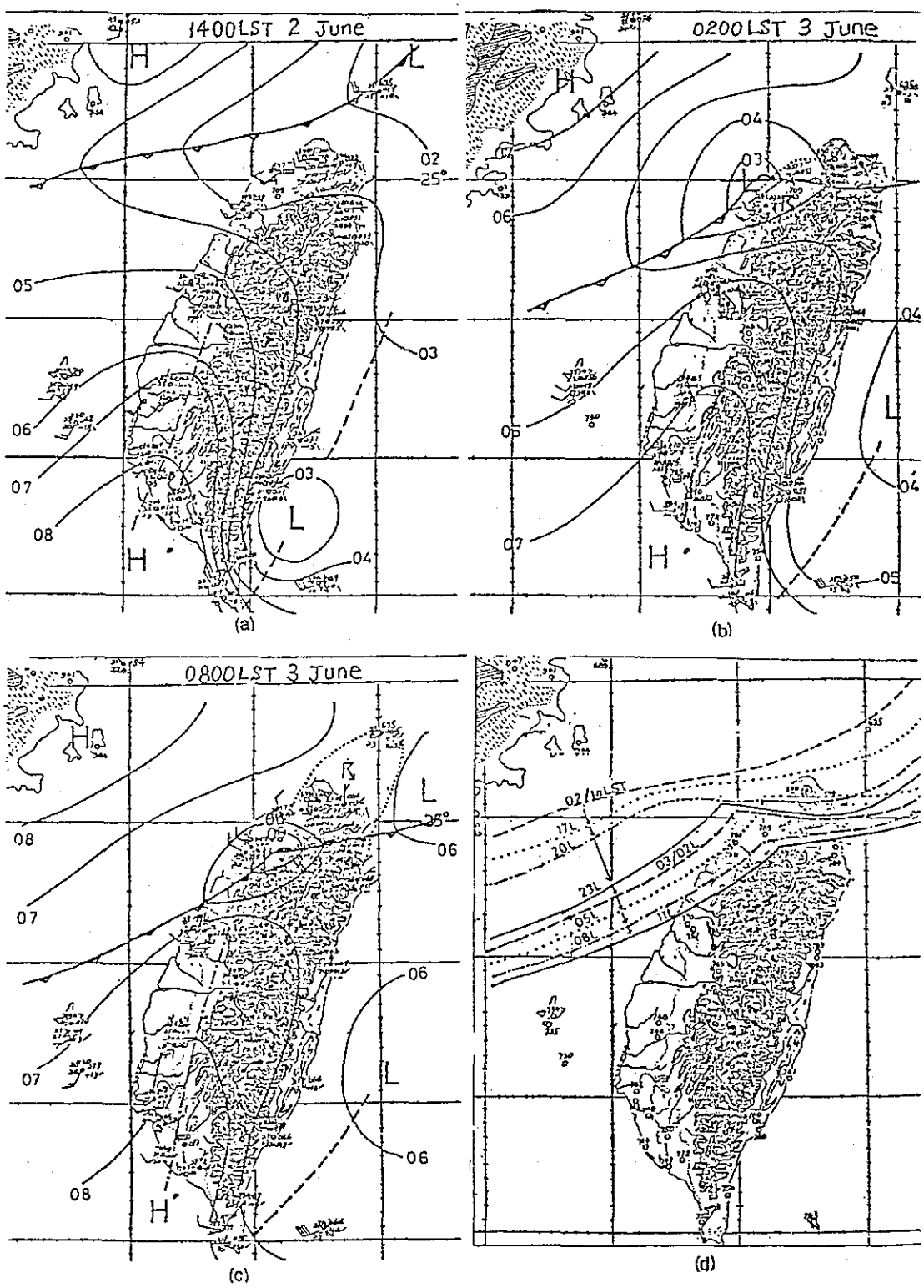


Fig. 3 Meso-β scale low formation (a-b), weakening (c) and Mei-vu front movement (d) (After Wu and Wang, 1985)

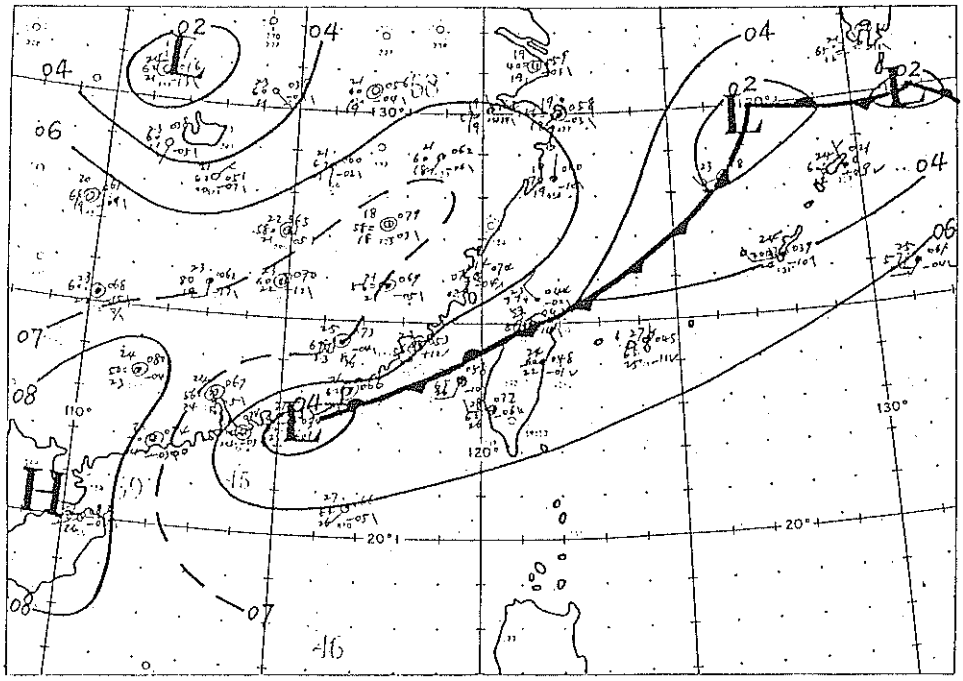


Fig. 4-a Surface chart at 0200LST 3 June 1984

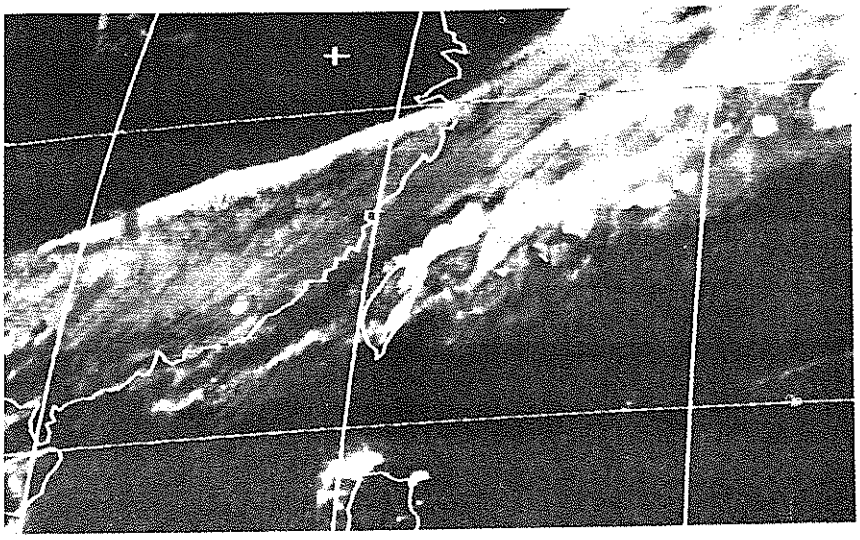


Fig. 4-b GMS-I IR imagery for 0200LST 3 June 1984

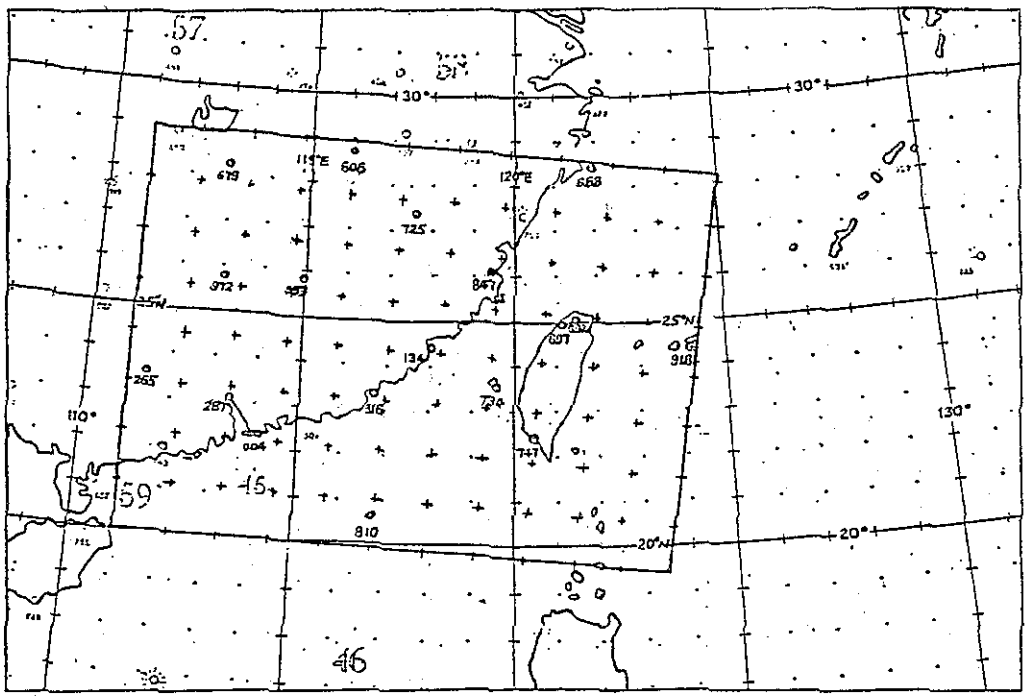


Fig. 5 Conventional data analysis domain and objective analysis domain (bounded) for upper air analysis.

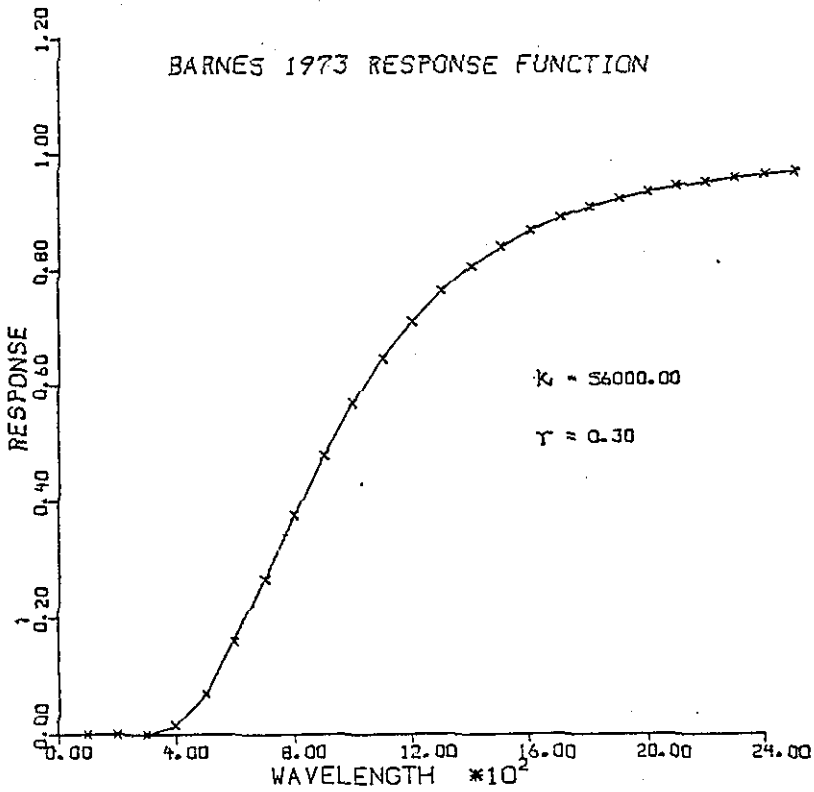


Fig. 6 Barnes 1973 response function curve

divergence, $\nabla \cdot \vec{V}$, (4) temperature advection, $-\vec{V} \cdot \nabla T$, (5) mixing ratio, q, and (6) horizontal moisture convergence, $-\nabla \cdot q\vec{V}$. The former 4 parameters were produced on 1000mb, 850mb, 700mb, 500mb and 300mb levels while the latter 2 were on 1000mb, 850mb and 700mb levels. In addition, skew-T log-P diagram plots, cross sections of θ_e, and stability indices at selected stations were calculated and analysed. The basic equations used to obtain the value of those parameters were as follows:

$$(1)\ \eta = \zeta + f = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) + f$$

$$(2)\ -\vec{V} \cdot \nabla \eta = -\left(U\frac{\partial \eta}{\partial x} + V\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)$$

$$(3)\ \nabla \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial y}$$

$$(4)\ -\vec{V} \cdot \nabla T = -\left(U\frac{\partial T}{\partial x} + V\frac{\partial T}{\partial y}\right)$$

$$(5)\ q = [\ (0.622 \times e)/(P - e)\ ] \times 1000$$

$$(6)\ -\nabla \cdot q\vec{V} = -\vec{V} \cdot \nabla q - q\nabla \cdot \vec{V}$$

where ζ is the relative vorticity, f is the coriolis parameter, $\vec{V}$ is the observed wind, U and v are wind components in cartesian coordinates, T is temperature, P is pressure, e is vapor pressure; $e = 6.108 \times 10^z$, $z = (17.269 \times T_d)/(T_d + 237.3)$, T_d is dewpoint, and q is the mixing ratio.

The output of mixing ratio data were on 9 x 12 grids, the first derivative data of moisture convergence, absolute vorticity, horizontal divergence, advection of temperature were on 7 x 10 grids and the second derivative data of advection of absolute vorticity were on 5 x 8 grids.

4. RESULTS AND DISCUSSIONS

4.1 Vorticity

At 1000mb and 300mb levels the absolute vorticity analysis presented no significant change over all 4 time periods along the frontal zone and its correspondent upper trough. However, it increased significantly at 850mb, 700mb and 500mb, and demonstrated a good vertical structure when the front and middle level trough became well-organized and moved toward the southeast to northern Taiwan during the second (2000LST/1200GMT 2 June 1984) and third (0800LST/0000GMT 3 June) time periods. The low level vorticity is an important characteristic to determine the Mei-yu front (Chen and Tsay, 1978a). The maximum positive absolute vorticity at 850mb was extremely favorable in both shape and magnitude at the second time period (Fig. 7-a). The maximum absolute vorticity is about 10^{-4} S^{-1} and shape of isopleths are consistent with the trough that correspond with the Mei-yu front. At the third time period after heavy rain ended, the maximum positive vorticity decreased at 850mb (Fig. 7-b) but at 500mb retained its shape apparently along the trough (Fig. 8).

During the pre-frontal stage from 0800LST to 2000LST 2 June the advection of absolute vorticity at 850mb over northern Taiwan had an order of magnitude increase and the positive area turned to the south over central Taiwan (Fig. 9 a-b). At the second time period (2000LST 2 June), about 8 hours prior to the heavy rain event, the PVA increasing with height only existed above 700mb over northern Taiwan (Fig. 10 a-b-c) indicating upward vertical motion (UVM). It also had an order of magnitude increase with height for PVA from 850mb to 500mb at the third time period (Fig. 11 a-b-c) that appeared just after the heavy rainfall was documented, once again

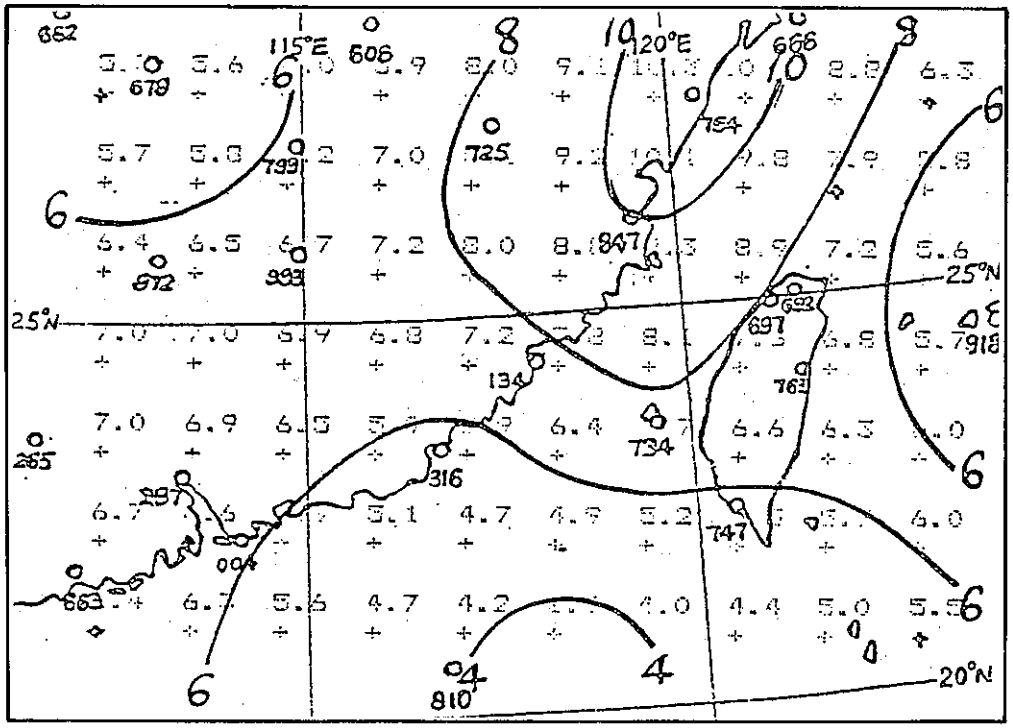


Fig. 7-a 850mb absolute vorticity (x 10^{-5} S^{-1}) at 2000LST 2 June 1984

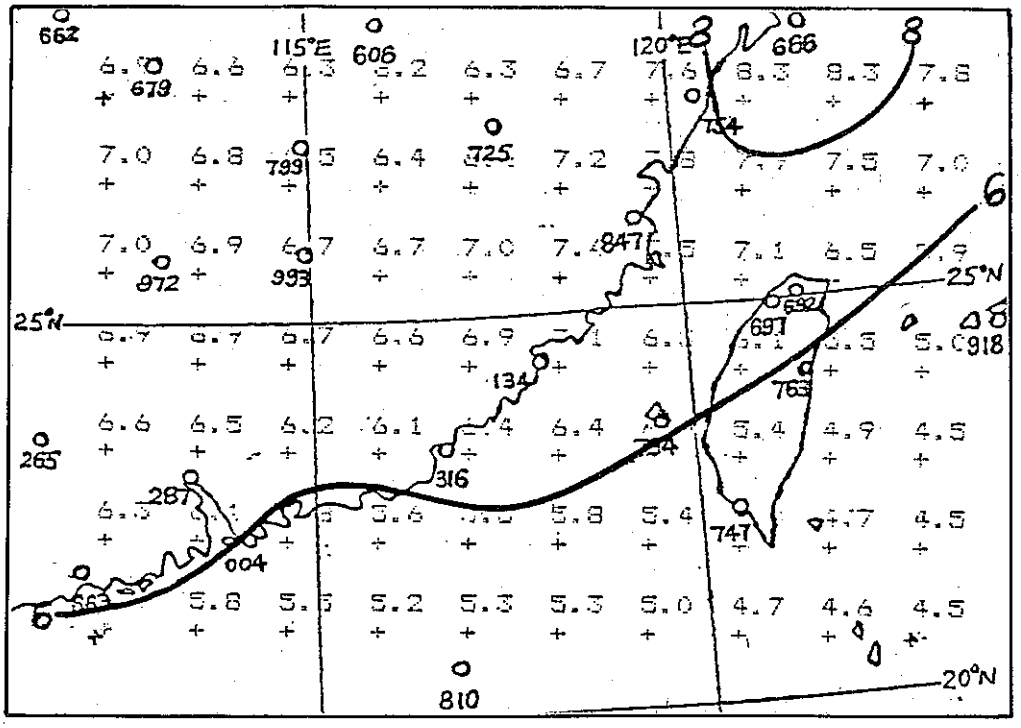


Fig. 7-b Same as in Fig. 7-a except for 0800LST 3 June 1984

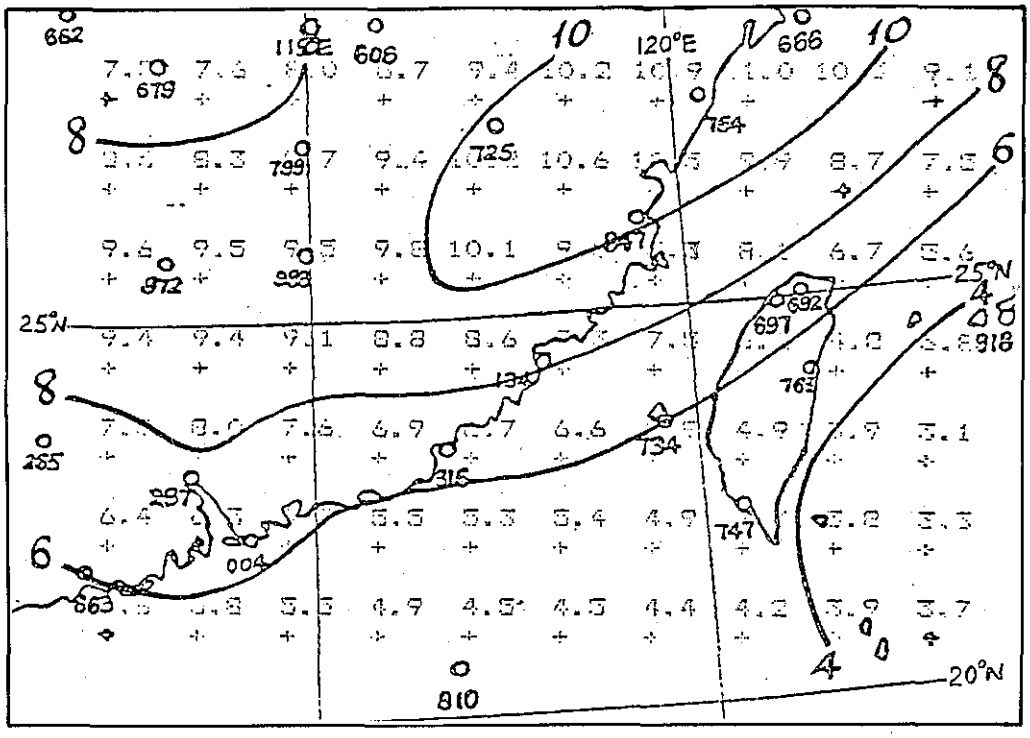


Fig. 8 500mb absolute vorticity (x 10^{-5} S^{-1}) at 0800LST 3 June 1984

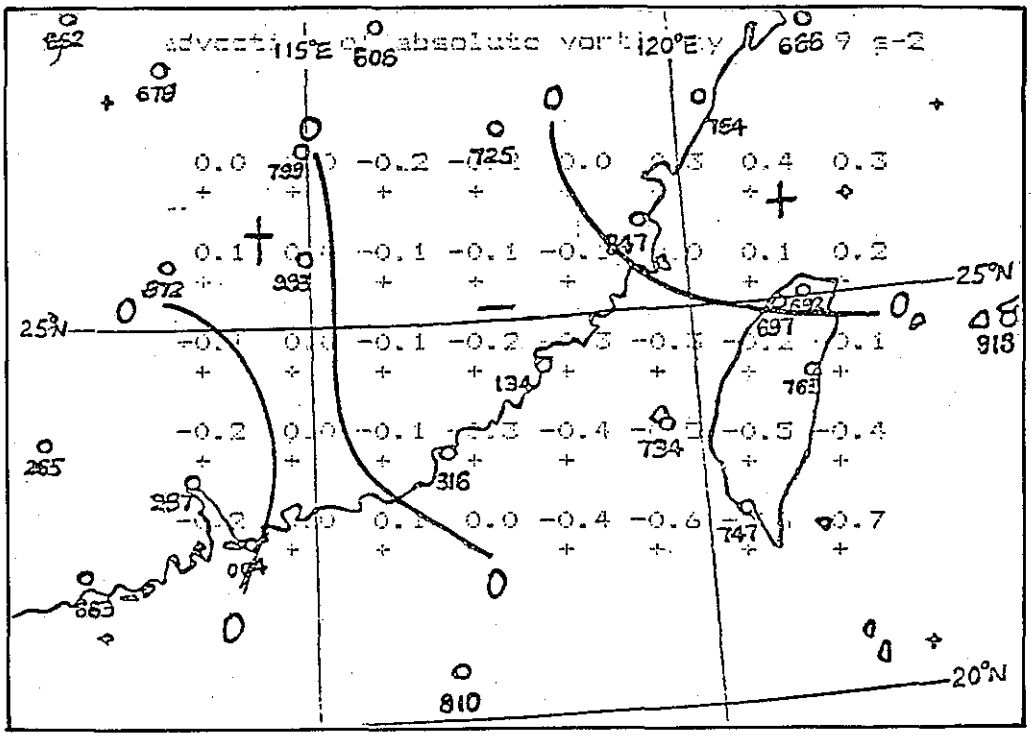


Fig. 9-a 850mb absolute vorticity advection (x 10^{-9} S^{-2}) for 0800LST 2 June 1984

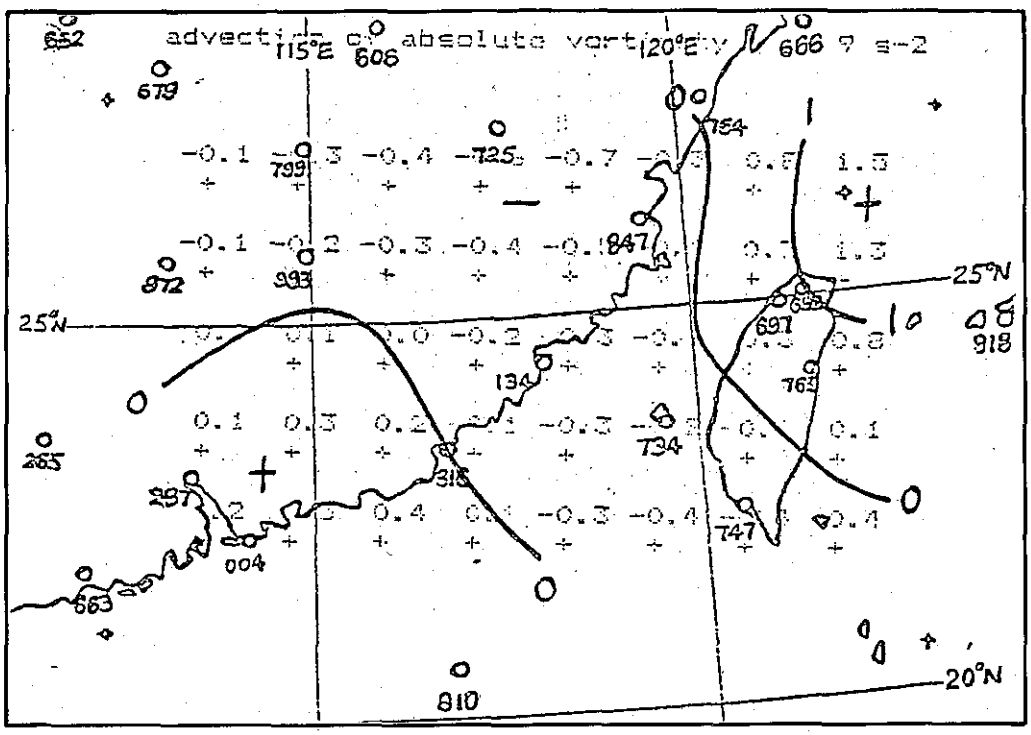


Fig. 9-b Same as in 9-a except for 2000LST 2 June 1984

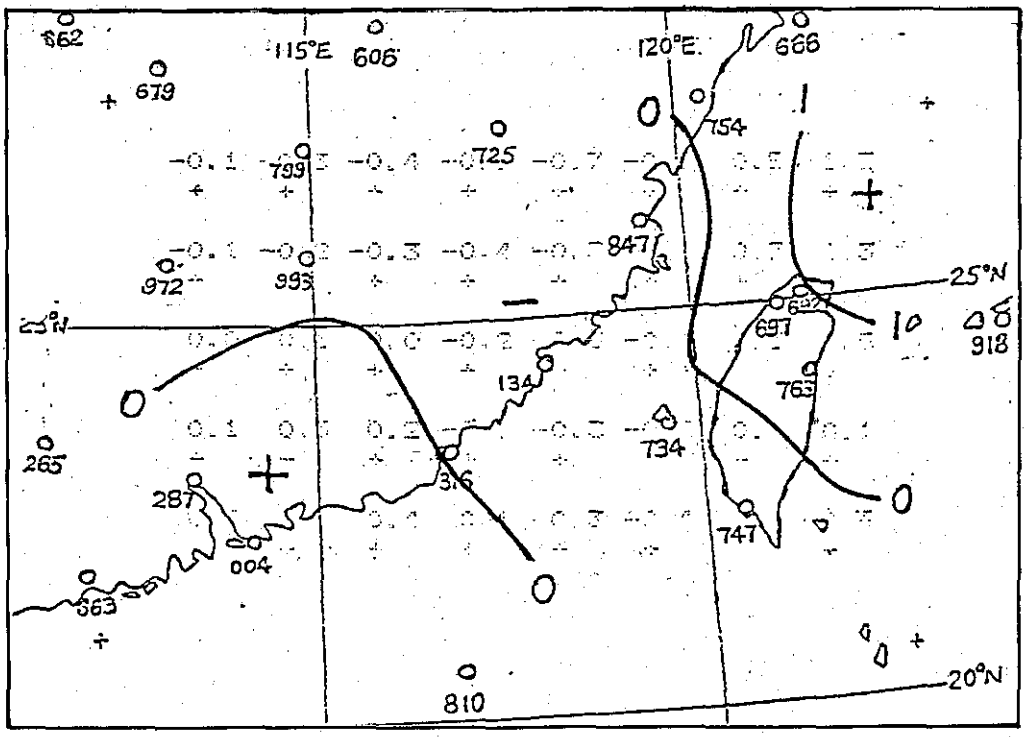


Fig. 10-a 850mb absolute vorticity advection (x 10^{-9} S^{-2}) for 2000LST 2 June 1984

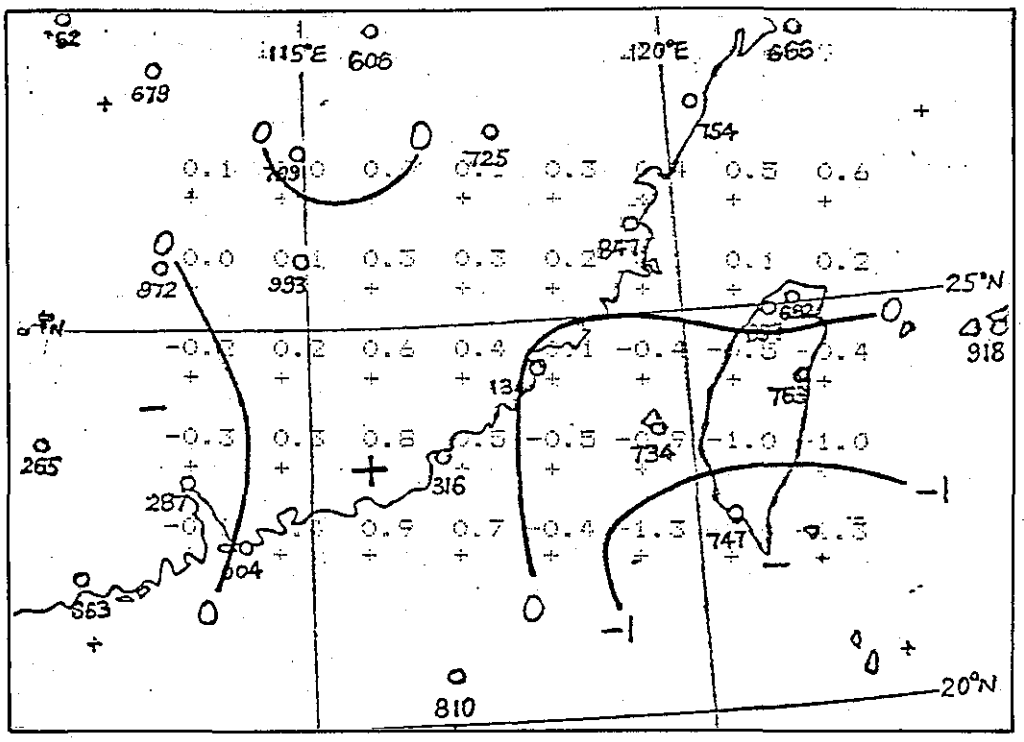


Fig. 10-b Same as in 10-a except for 700mb

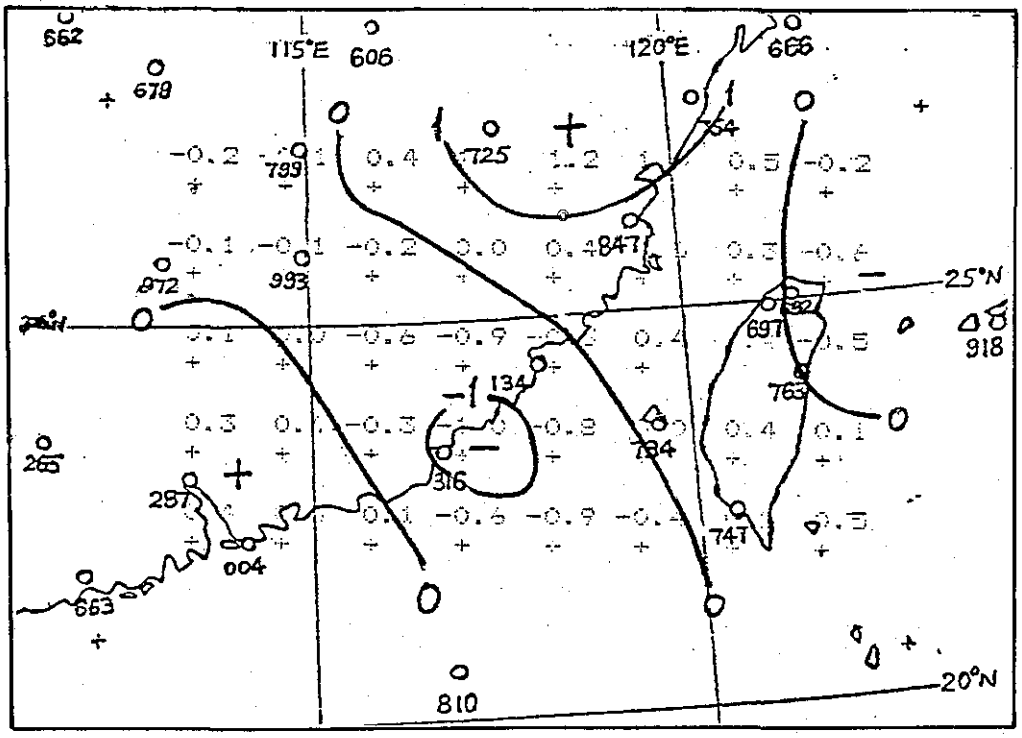


Fig. 10-c Same as in 10-a except for 500mb

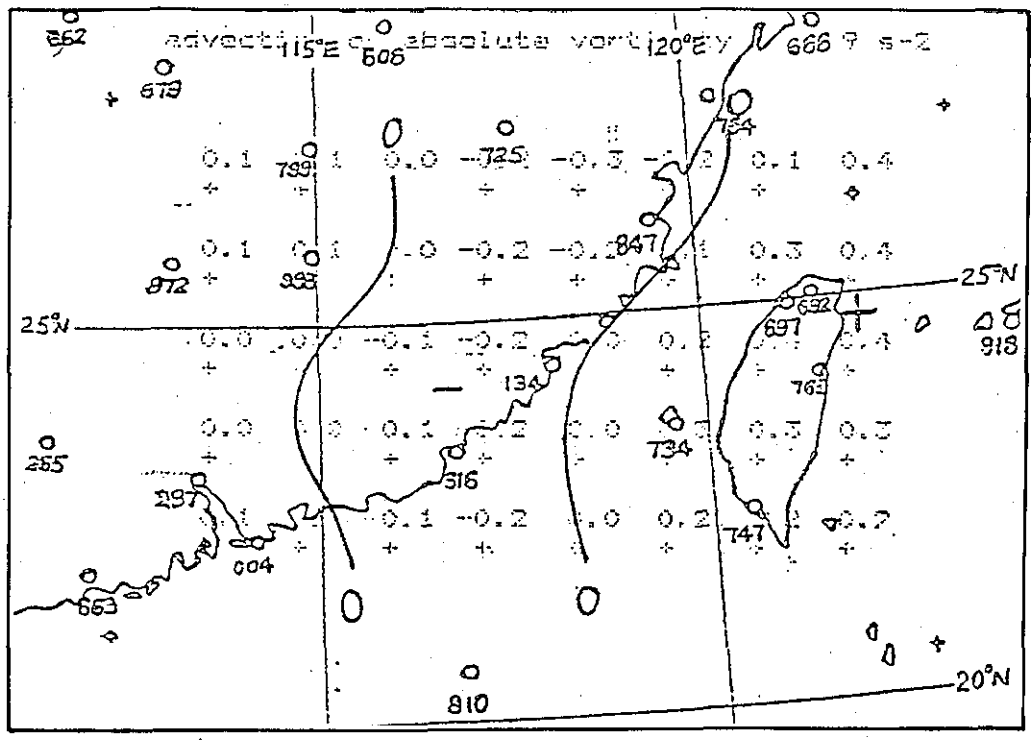


Fig. 11-a 850mb absolute vorticity advection (x 10^{-9} S^{-2}) for 0800LST 3 June 1984

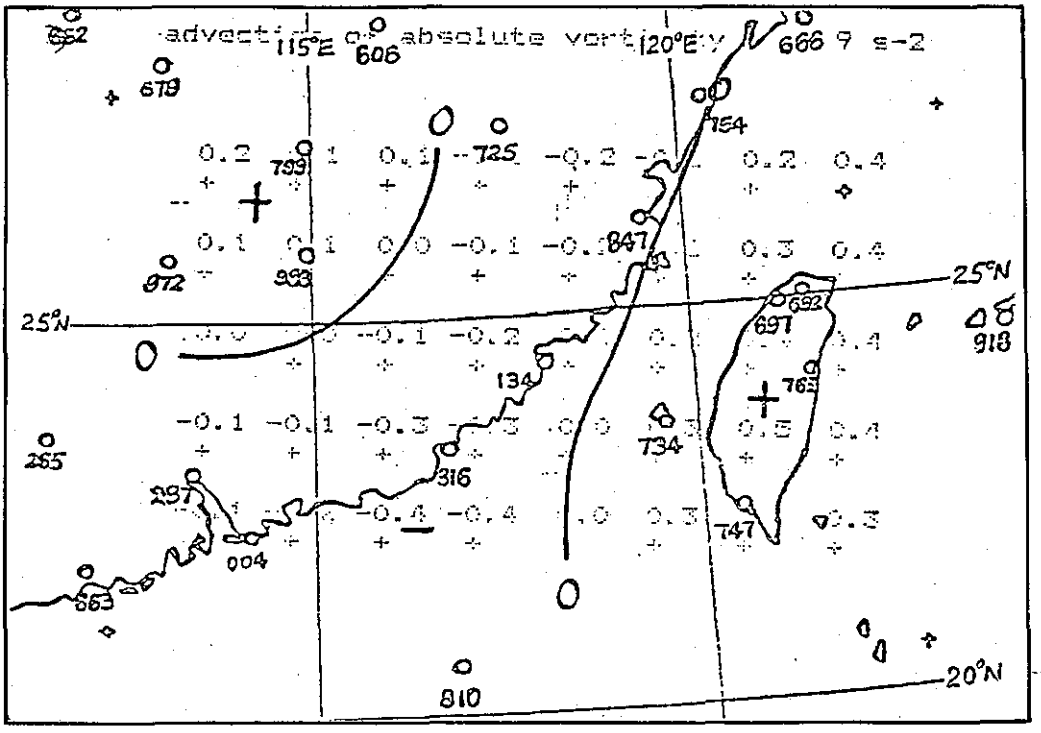


Fig. 11-b Same as in 11-a except for 700mb

spporting UVM.

4.2 Temperature Field

Unlike summer MCCs in the USA (Maddox and Doswell, 1982), the low level warm advection was weak in this case. It showed little change at 1000mb over all calculated time periods. At 850mb weak warm advection was about 10^{-2} °k/hr in magnitude after frontal passage (Fig. 12) with cold air advection in both pre- and post-frontal periods. Warm air advection at 700mb level was an order of magnitude greater than that at 850mb during pre-frontal stage and had weak cold advection during frontal passage (Fig. 13 a-b). The middle level cold air intrusion maximum at 500mb was also very weak (10^{-1} °k/hr) during both pre-frontal and frontal passage periods. These thermal advection patterns seem to be an unique characteristic of the MCSs environment within the Mei-yu front.

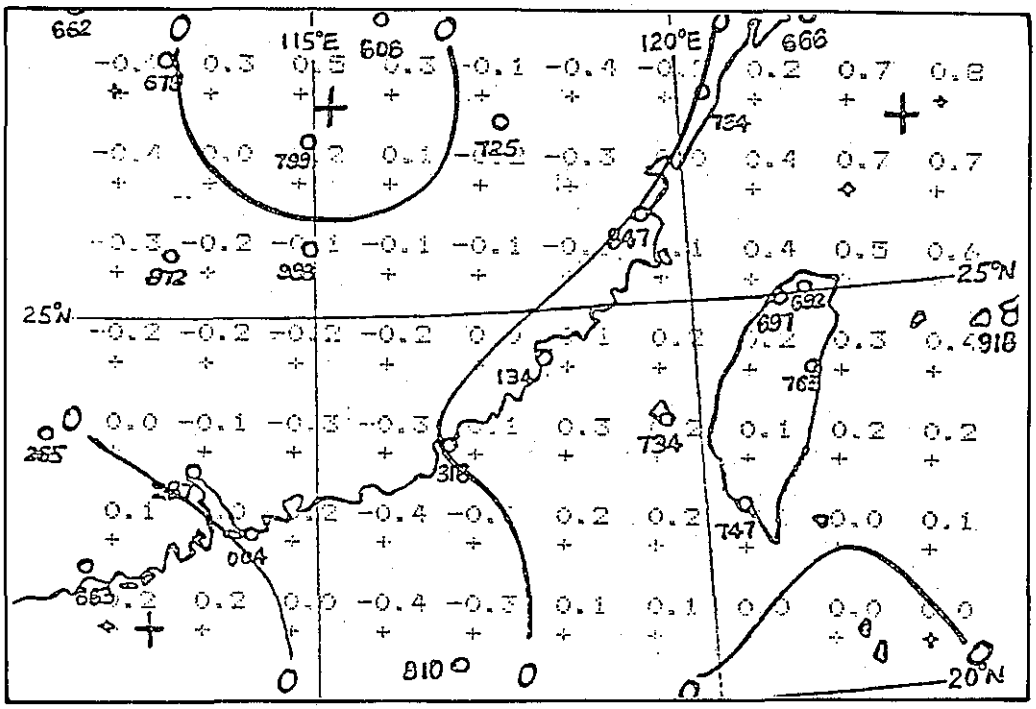


Fig. 12 850mb temperature advection (x 10^{-1} °k/h) for 0800LST 3 June 1984

4.3 Divergence Field

Low level convergence is one of the most important features to characterize the Mei-yu front (Chen and Tsay, 1978a) as it contributes to moisture convergence (Fuelberg et al., 1986). In this case, it did not present a consistent vertical structure in the lower levels. Pre-frontal convergence with a maximum value of 1.4 x 10^{-5} S^{-1} was diagnosed over the west coast of Taiwan and northern Taiwan strait at 1000mb (Fig. 14-a), and was found about one order weaker throughout the heavy rain period (Fig. 14 b-c). Post-frontal divergence (Fig. 14-d) dominated the area at the same level. At the 850mb, 700mb and 500mb levels, convergence only existed during the pre-frontal stage. Upper-level (300mb) was divergent during the pre-frontal stage and convergent during the frontal passage and

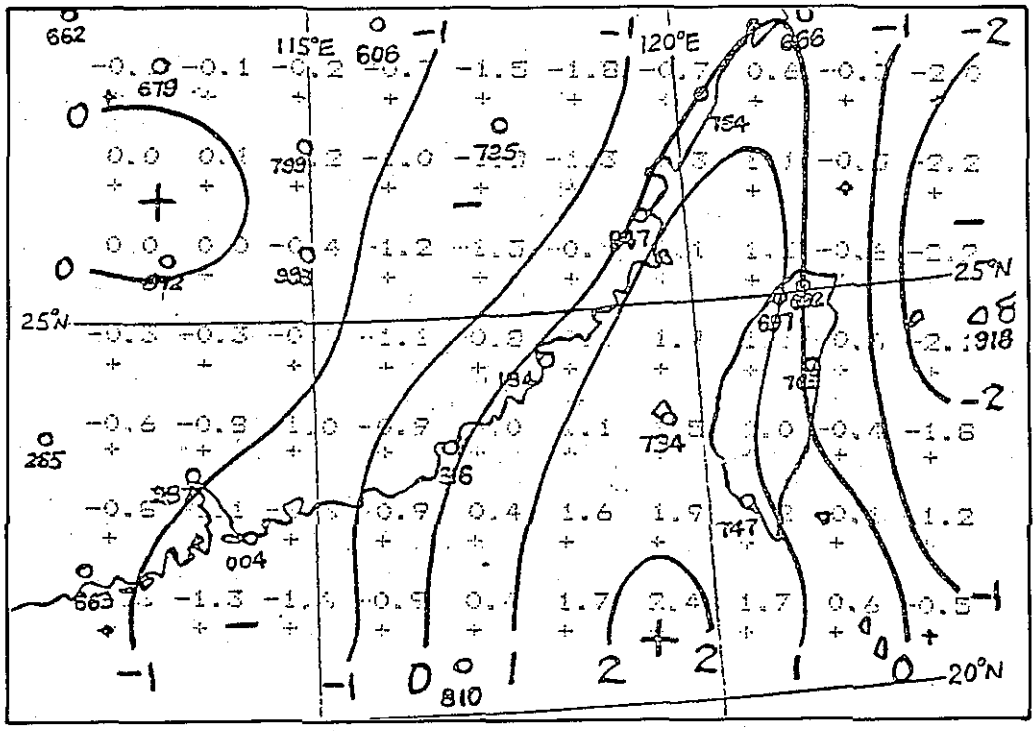


Fig. 13-a 700mb temperature advection (x 10^{-1} °k/h) for 20000LST 2 June 1984

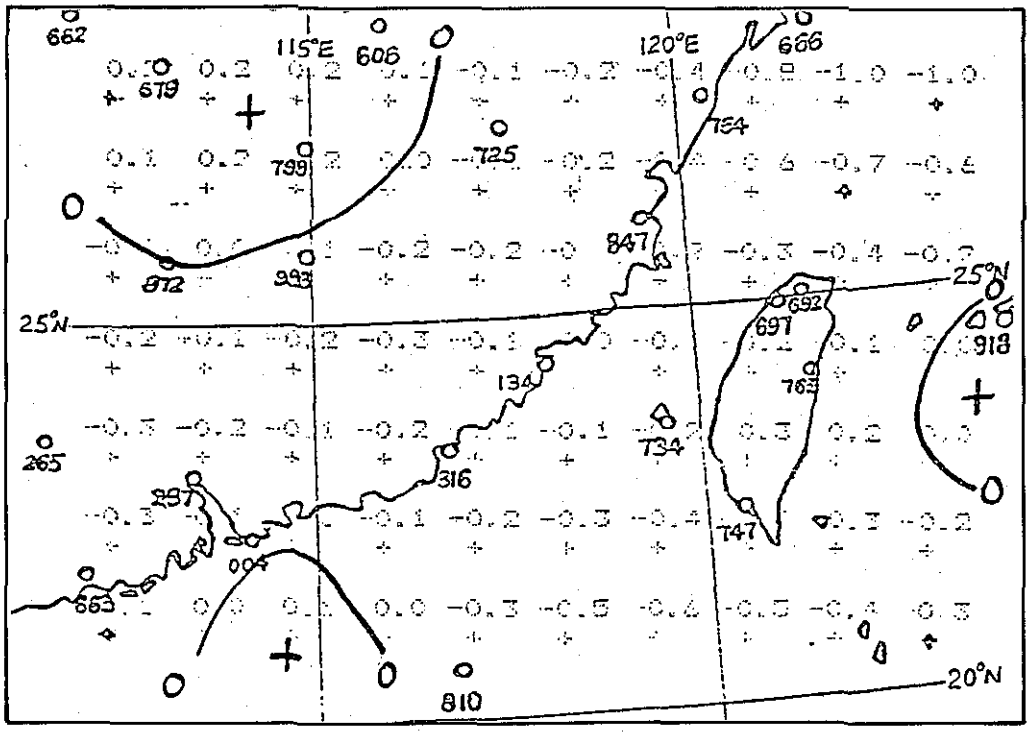


Fig. 13-b Same as in 10-a except for 0800LST 3 June 1984

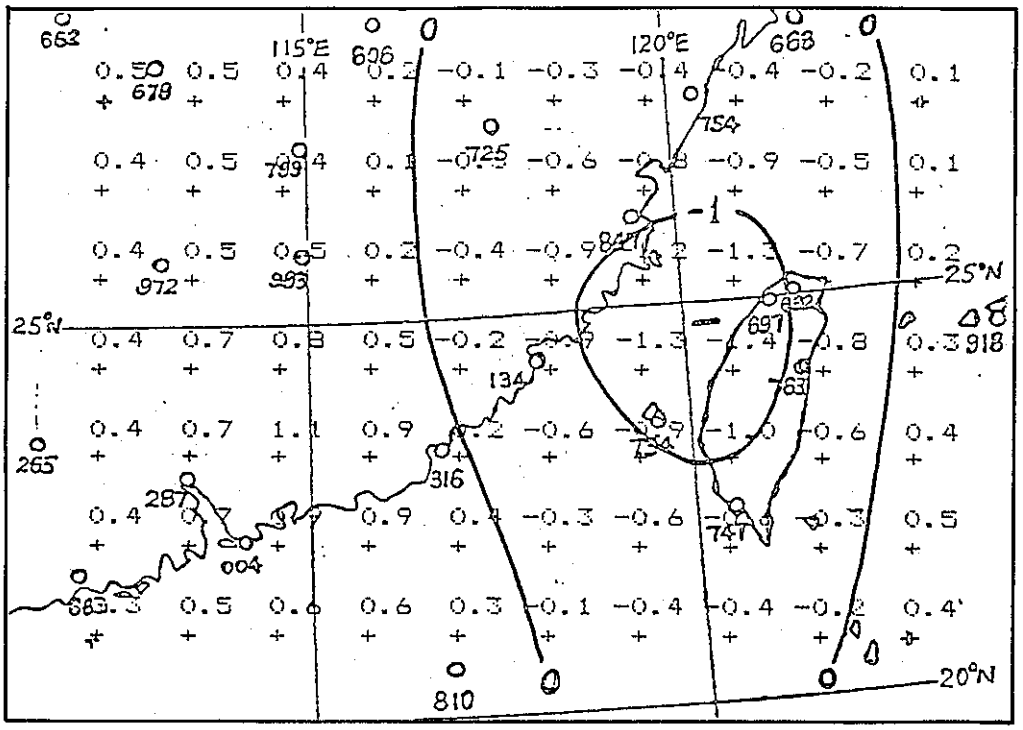


Fig. 14-a 1000mb horizontal divergence (x 10^{-5} S^{-1}) for 0800LST 2 June 1984

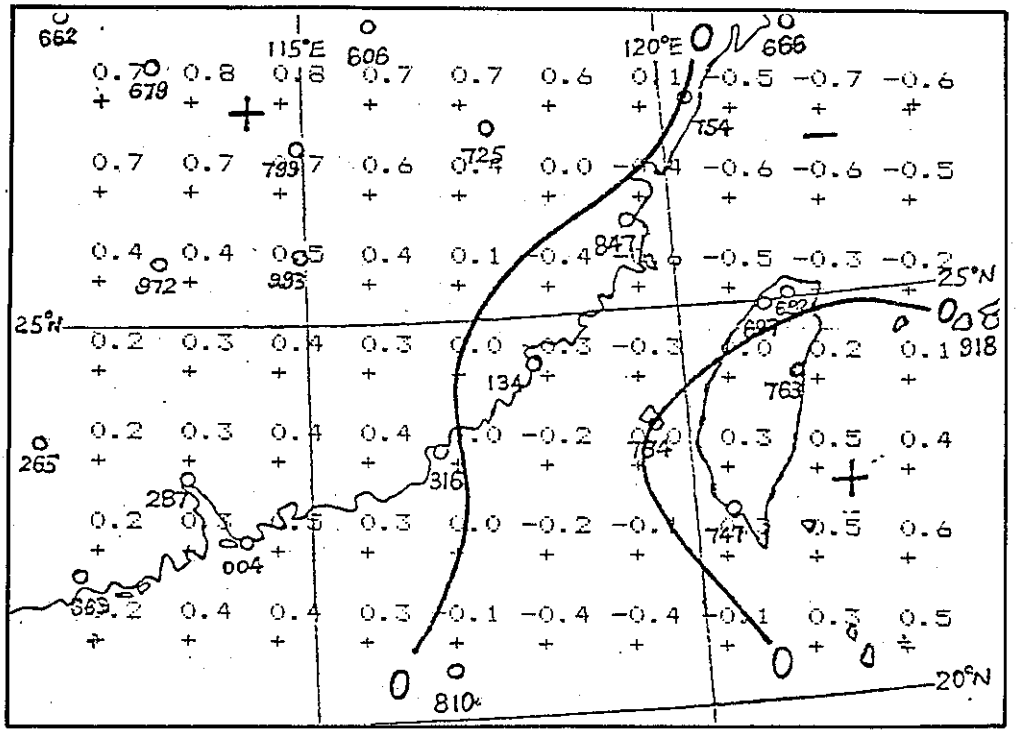


Fig. 14-b Same as in Fig. 14-a but for 2000LST 2 June 1984

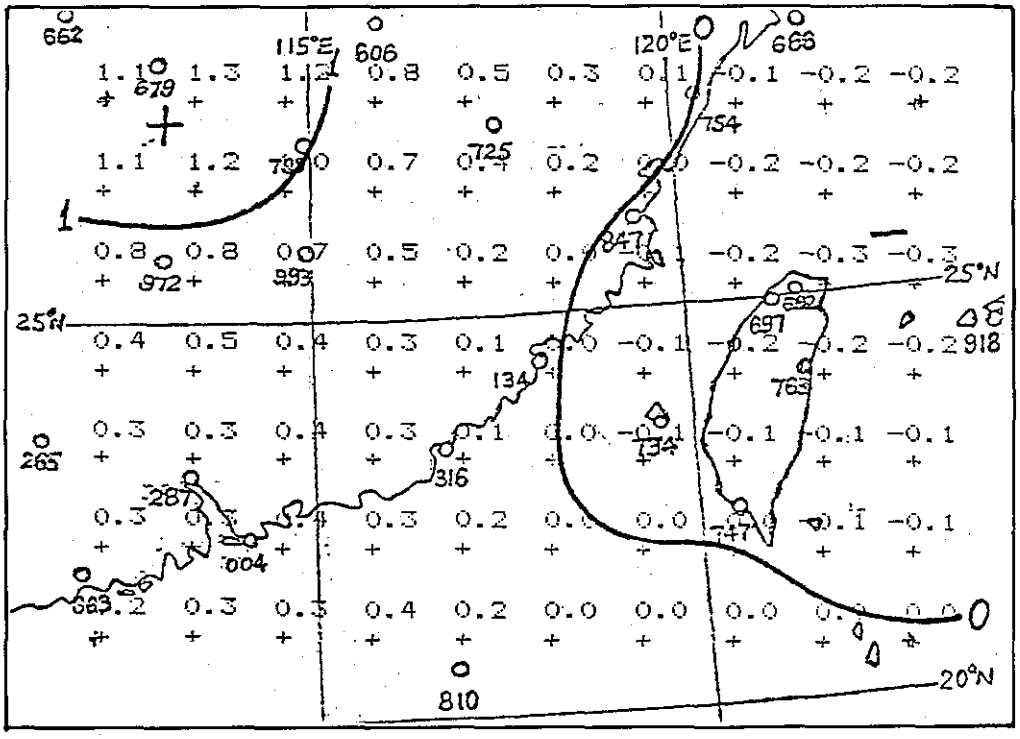


Fig. 14-c Same as in Fig. 14-a but for 0800LST 3 June 1984

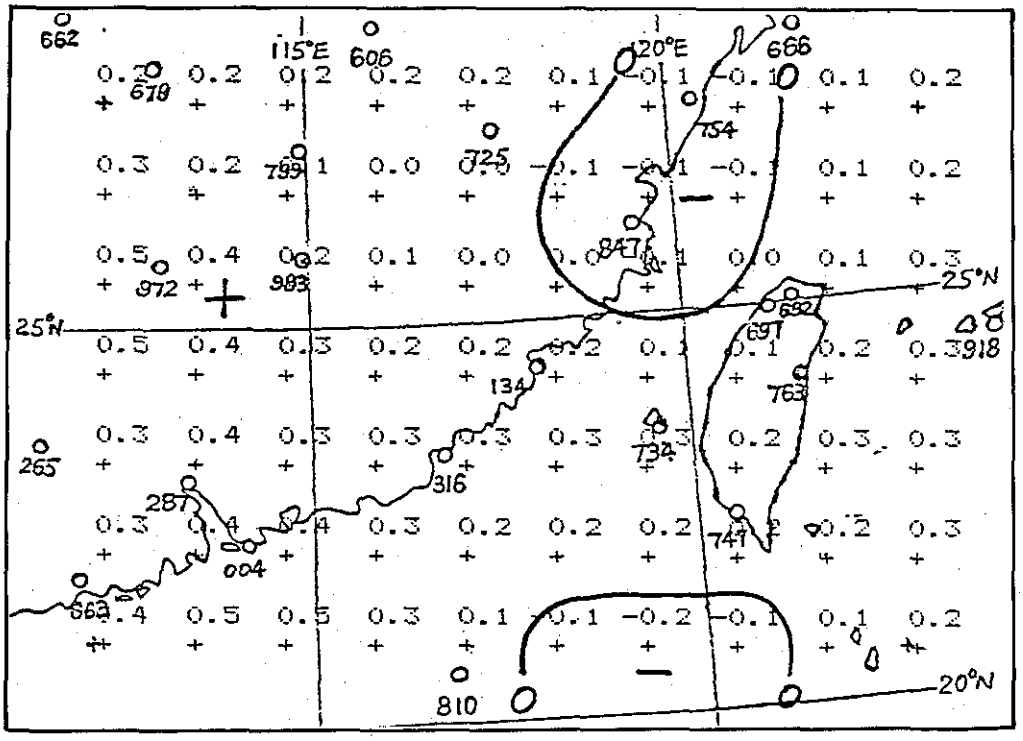


Fig. 14-d Same as in Fig. 14-a but for 2000LST 3 June 1984

post-frontal periods. So the synoptic scale divergence field seemed to be somewhat supportive for convection and heavy rain formation, but it appears that the low level convergence generating the MCS was supported more at the mesoscale than at the synoptic scale.

4.4 Moisture Field

High mixing ratios displayed little change in lower levels during the pre- and post-frontal stages. Over northern Taiwan mixing ratio values remained consistently high at 18-19g/kg, 11-12g/kg and 7-9g/kg at 1000mb, 850mb and 700mb, respectively. There was only about 1g/kg decrease during the period of heavy rain at 850mb and 700mb. The dry air instrusion in the middle layer provided a suitable environment for severe storm evoluation (Maddox, 1983) and could be diagnosed from the θ_e cross section analyses which will be discussed later.

Low level horizontal moisture convergence has been proven to be a major factor of the mesoscale convective storm development (Fuelberg et al., 1986; Caracena and Fritsch, 1983; Maddox, 1979). Although it may be underestimated at the synoptic scale compared to that calculated at the mesoscale (Fuelberg et al., 1986), the pre-frontal moisture convergence at 1000mb revealed a value of 0.9g/kg-hr over Taiwan; it then decreased, but remained its positive value, until post-frontal stage after heavy rain and finally became negative by 2000LST 3 June (Fig. 15 a-b-c-d). This is the best level to describe low level horizontal moisture convergence for the storm development. The output of 850mb moisture convergence over northern Taiwan showed favorable pre-frontal moisture convergence of about 0.4 –0.7g/kg-hr with a maximum centered over the East China Sea to the north, but it soon decreased to near zero during frontal passage and was negative for post-frontal period (Fig. 16 a-b-c-d). The patterns at 700mb by the time were almost the same as those at 850mb except the magnitude of moisture convergence were less.

4.5 Stability

Pre-frontal convective instability is a fundamental condition for the Mei-yu front-induced MCCs (Chen and Chi, 1978). The θ_e cross-section analysis across the front (Fig. 17 a-b-c-d) indicated that convective instability ($\partial\theta_e/\partial P > 0$) existed in the lower layer that extended more than 500km ahead of the front to the south portion and east offshore of Taiwan at stations 46747 and 47918. The moist, conditional unstable air lies in the lower layers where dry air aloft in the middle layer about 850mb up to 700mb level overlays warm moist air over northern Taiwan. The upper air sounding for northern Taiwan (Fig. 18) also provides evidence for this conclusion.

The results of the LI, TTI and KI stability indices computation also indicated a high potential area for heavy rain occurrence over northern Taiwan (Fig. 19 a-b-c) and its adjacent region. It is interesting that both KI and LI values change dramatically just prior to the heavy rain in northern Taiwan at 2000LST 2 June (Table 1).

4.6 Vertical Motion

The kinematic vertical motion at 800mb in this case calculated by Lin (1986) (Fig. 20 a-b-c) showed up-

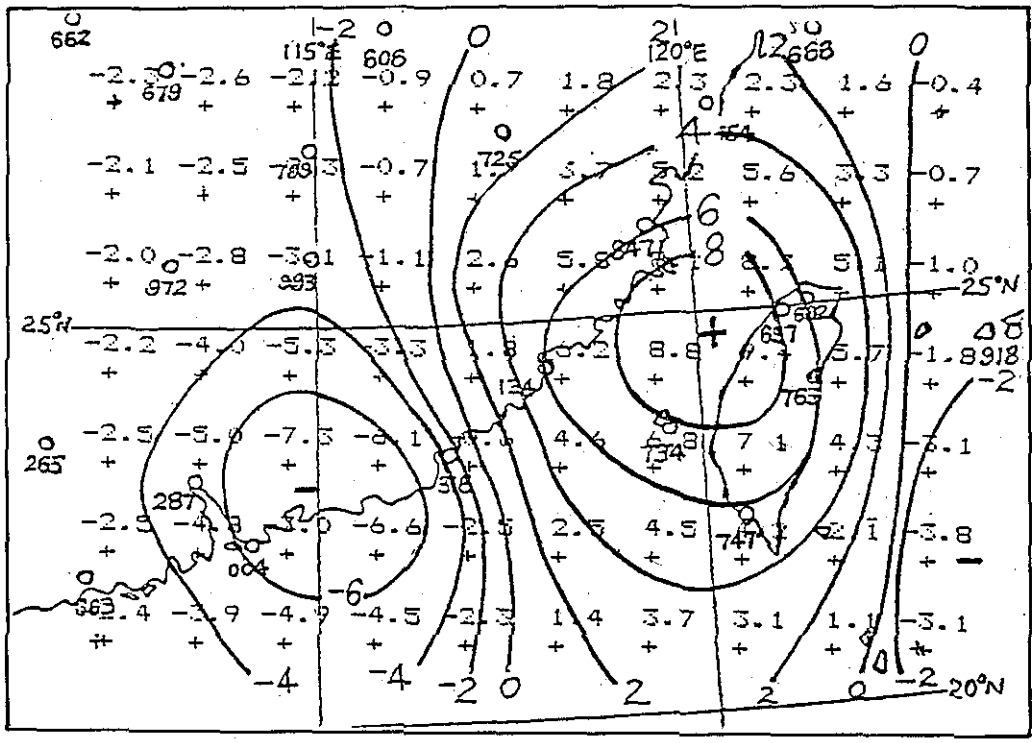


Fig. 15-a Moisture convergence (x 10^{-1} g/kg-hr) at 1000mb for 0800LST 2 June 1984

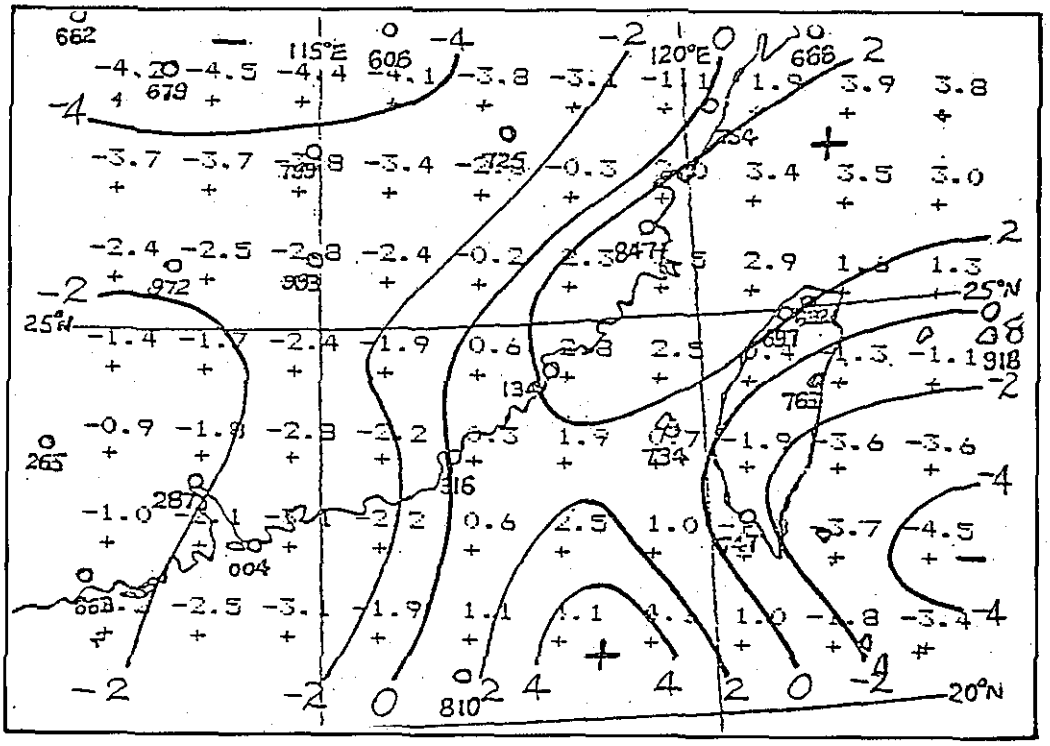


Fig. 15-b Same as in 15-a except for 2000LST 2 June 1984

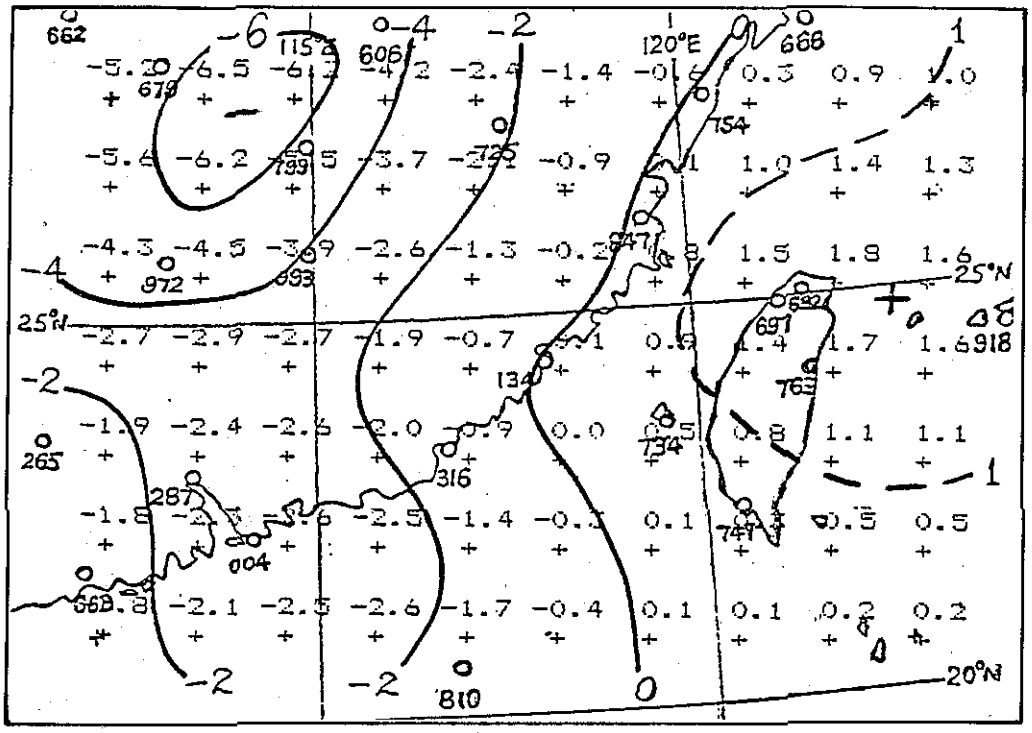


Fig. 15-c Same as in 15-a except for 0800LST 3 June 1984

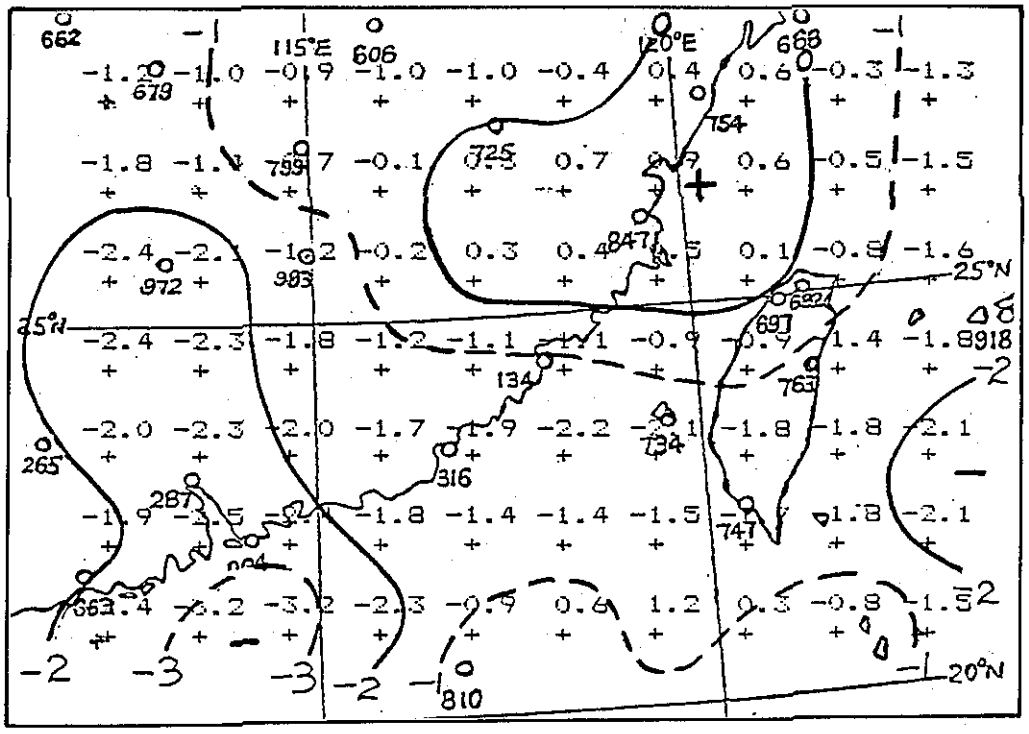


Fig. 15-d Same as in 15-a except for 2000LST 3 June 1984

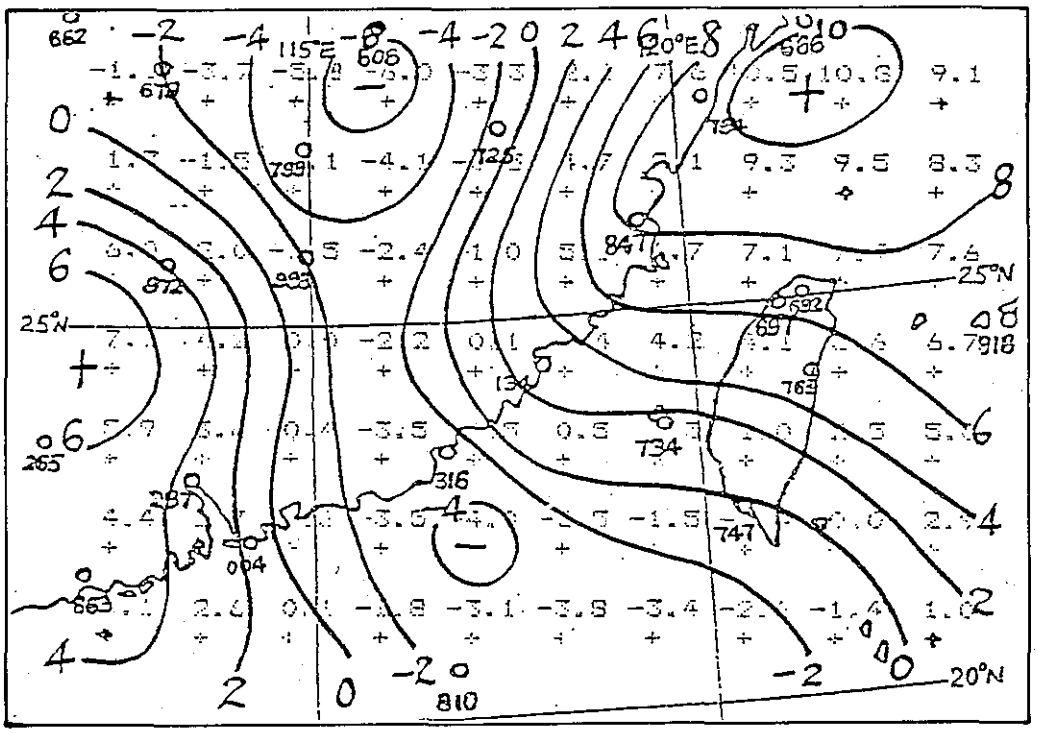


Fig. 16-a Moisture convergence (x 10^{-1} g/kg) at 850mb for 0800LST 2 June 1984

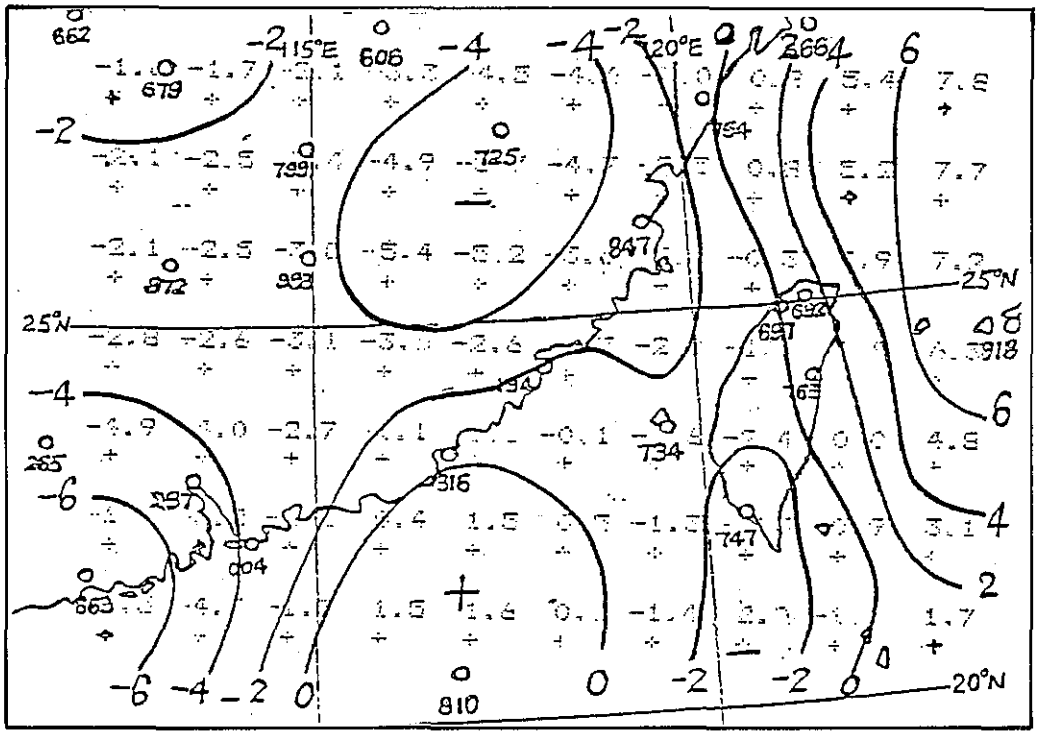


Fig. 16-b Same as in 16-a except for 2000LST 2 June 1984

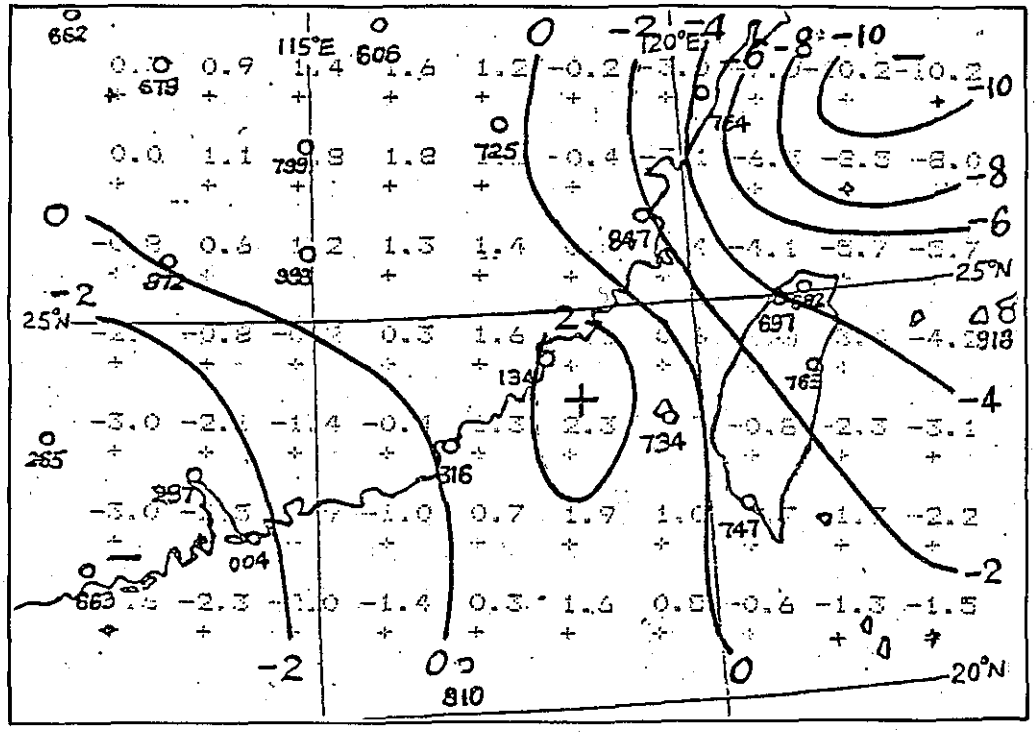


Fig. 16-c Same as in 16-a except for 0800LST 3 June 1984

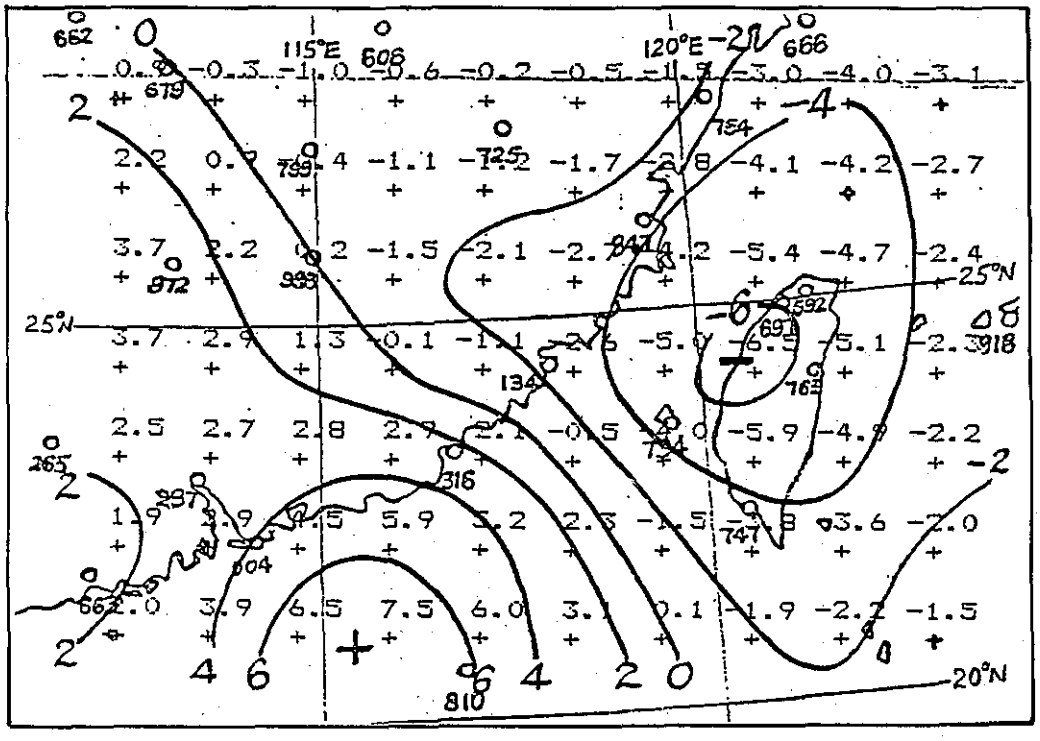


Fig. 16-d Same as in 16-a except for 2000LST 3 June

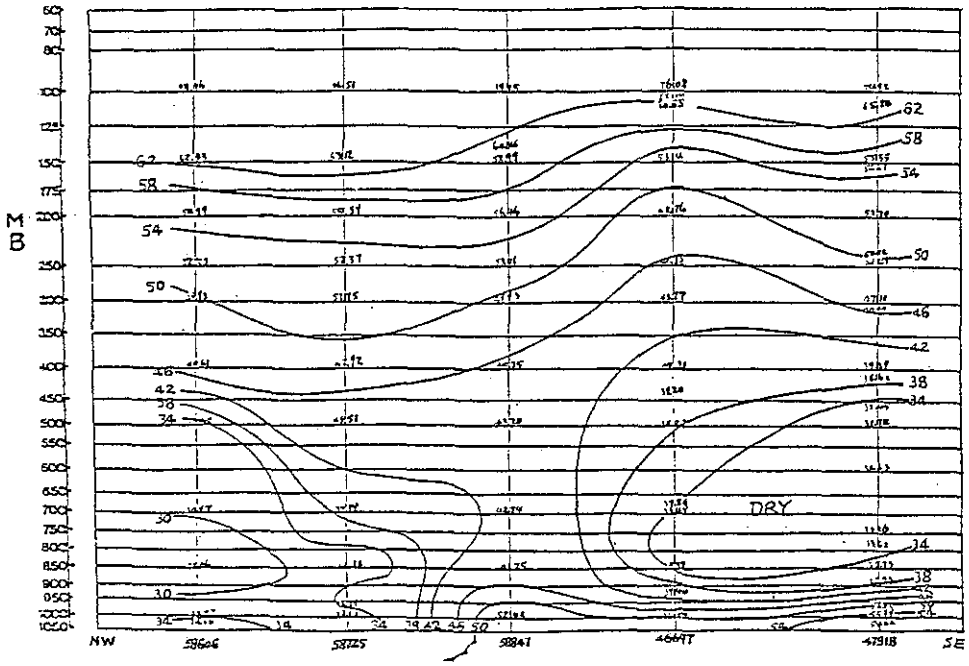


Fig. 17-a θ_e (+ 300 °K) cross-section across the Mei-yu front passing northern Taiwan at 0800LST 2 June 1984

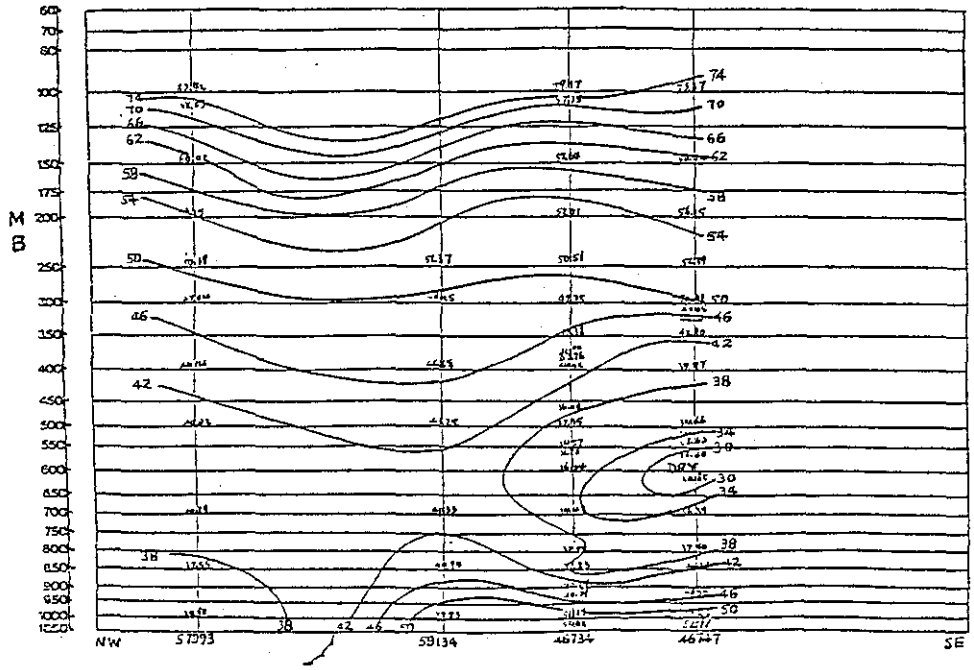


Fig. 17-b Same as in 17-a except for passing central Taiwan strait

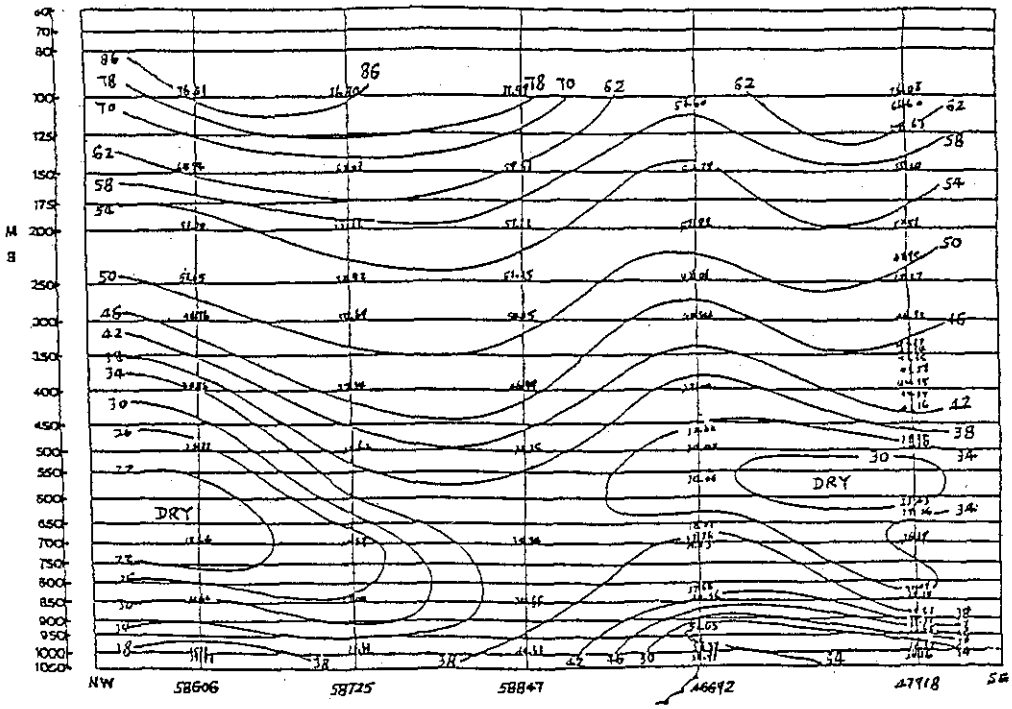


Fig. 17-c θ_e (+ 300 °K) cross-section across the Mei-yu front passing northern Taiwan at 2000LST 2 June 1984

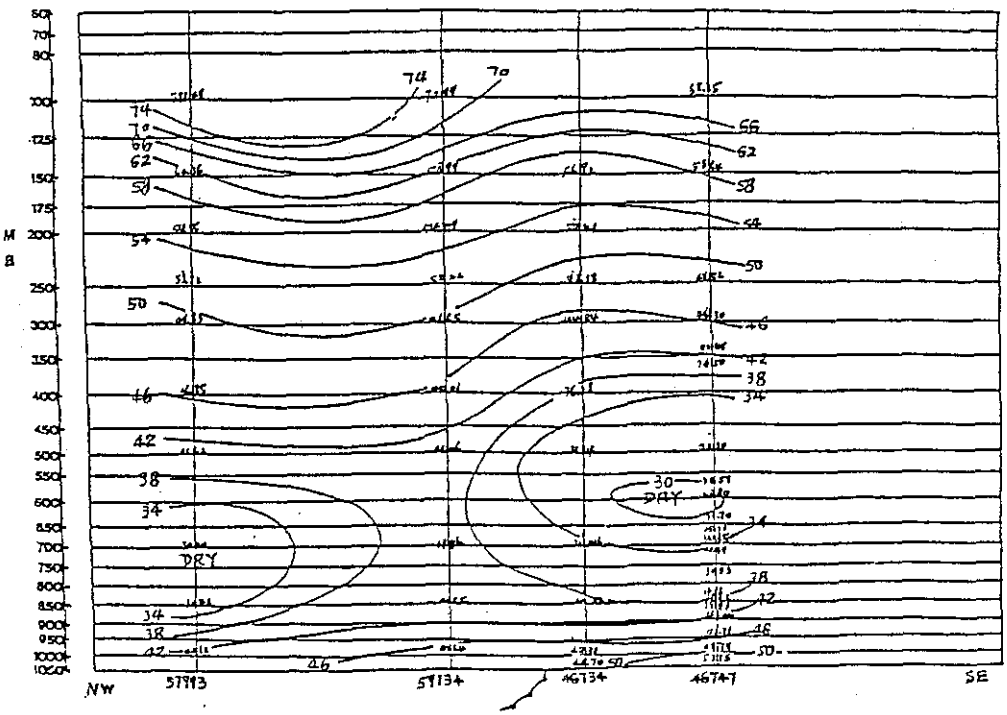


Fig. 17-d Same as in 17-c except for passing central Taiwan strait

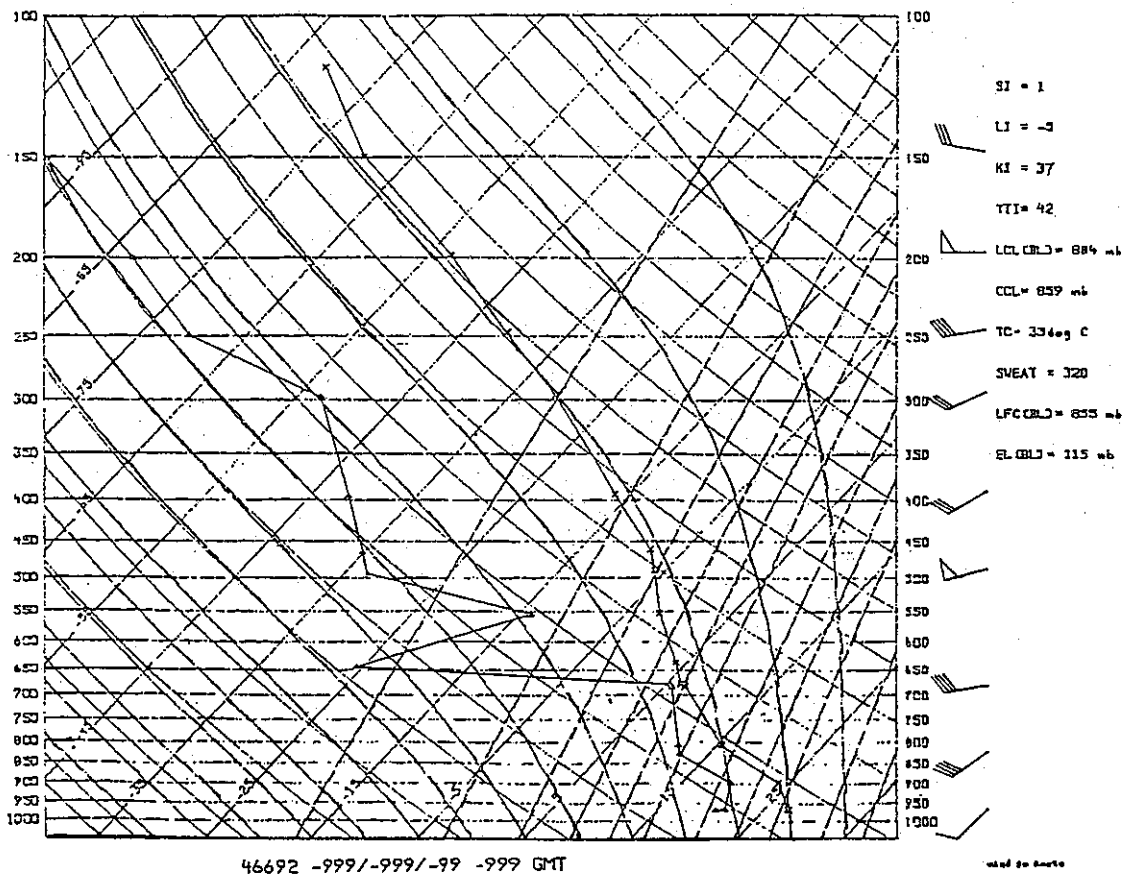


Fig. 18. Upper air sounding on skew T-log P diagram at Taipei for 2000LST 2 June 1984 just prior to frontal passage.

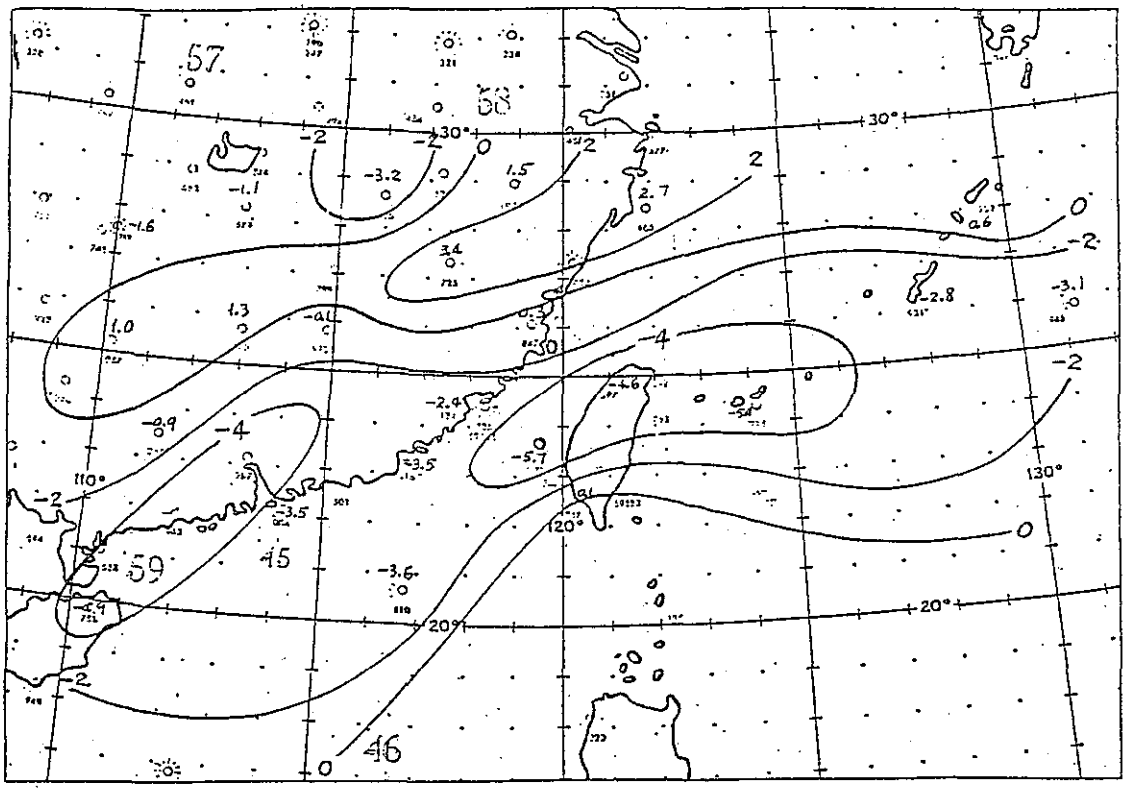


Fig. 19-a Lifted Index (LI) for 2000LST 2 June 1984

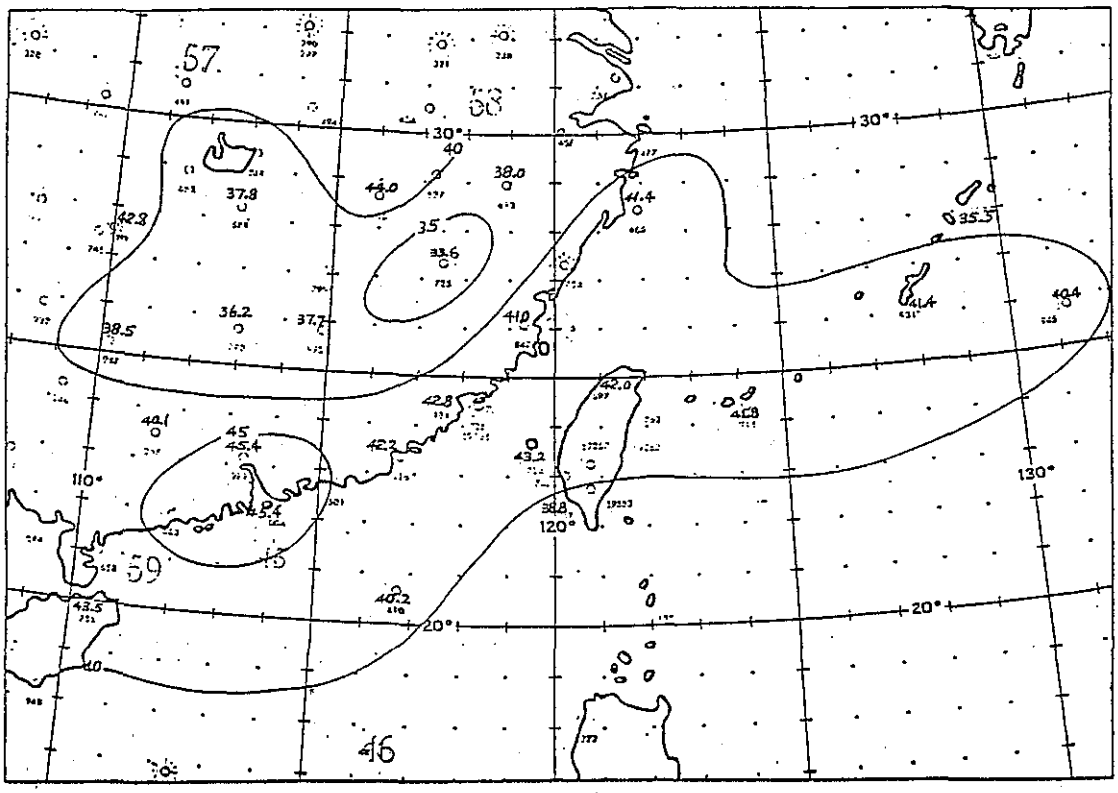


Fig. 19-b Total Total Index (TTI) for 2000LST 2 June 1984

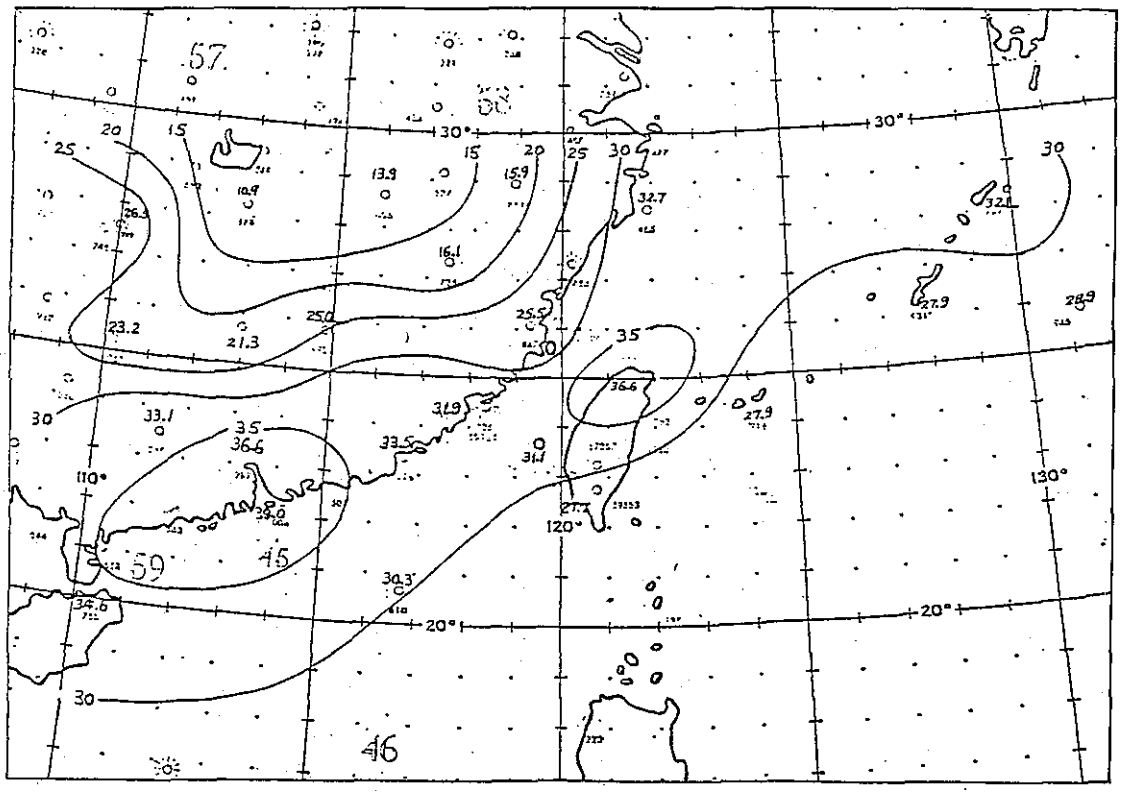


Fig. 19-c K Index (KI) for 2000LST 2 June 1984

Table 1. KI and LI for northern Taiwan (Note: stations 46692 and 46697 are geographically quite close)

DATE \ TIME \ INDEX \ STN NO.		46692		46697	
		KI	LI	KI	LI
JUNE 2	0800LST	---	---	28.5	-0.7
	2000LST	36.6	-4.6	---	---
JUNE 3	0800LST	---	---	32.6	-2.7
	2000LST	32.4	-4.0	---	---

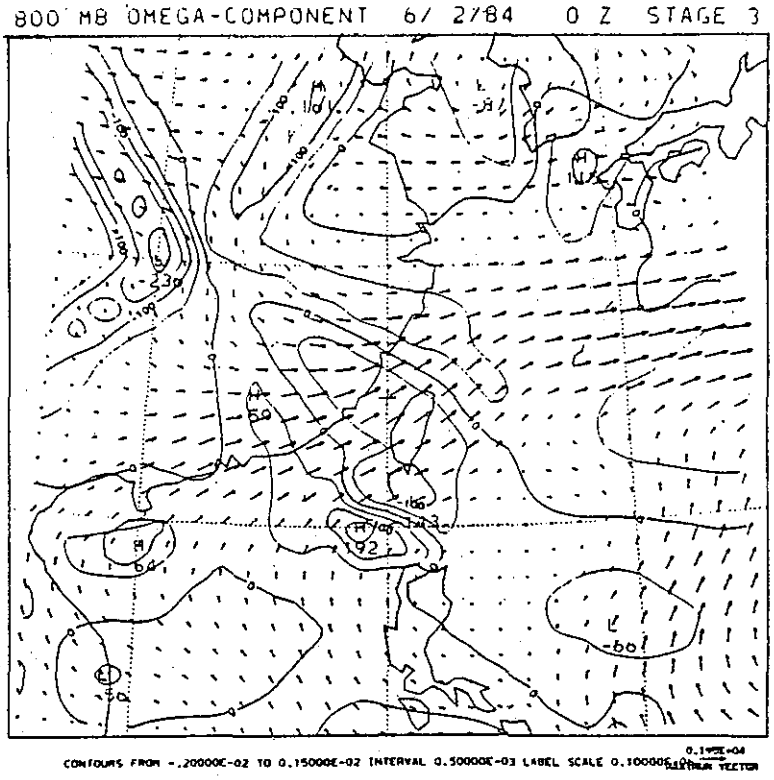


Fig. 20-a 800mb kinematic omega (x 10^{-5} mb/S^{-1}) field for 0800LST 2 June 1984

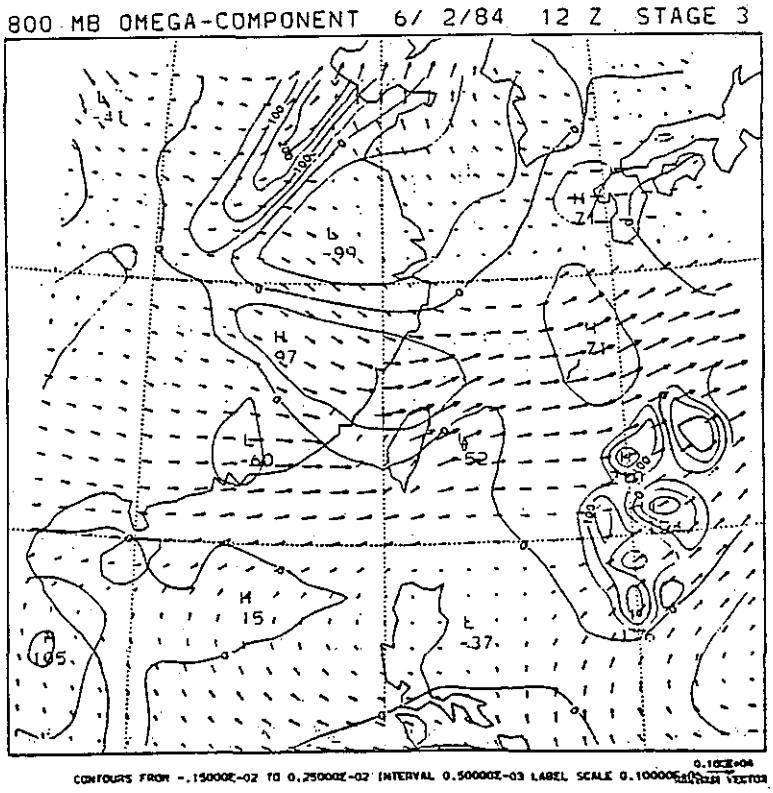


Fig. 20-b Same as in 20-a except for 2000LST 2 June

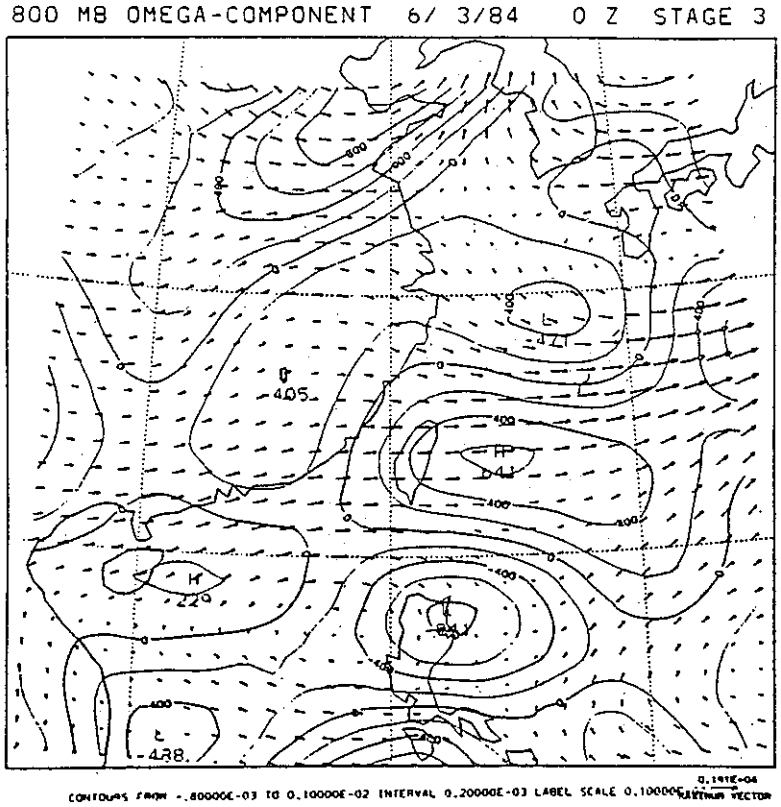


Fig. 20-c Same as in 20-a except for 0800LST 3 June

ward vertical motion only at 0800LST (0000GMT) 2 June that is 12 hours prior to the frontal passage and about 20 hours before the heavy rain event. Weak downward vertical motion took place during the rain period for both 2000LST 2 June and 0800LST 3 June calculations. Therefore, large scale support through UVM was minimal, at best, indicating that mesoscale forcing of convection dominated.

An important controlling influence in producing slow-moving mesoscale convection is topography (Caracena and Fritisch 1983; Maddox 1978) which can not be gleaned from a synoptic analysis. Mountain-induced small scale upward vertical motion could not be diagnosed from the synoptic analysis.

4.7 Orographic Meso-Low

When the MCSs reached northern Taiwan they were probably blocked and lifted locally by the mountain range to generate a shallow meso-β low which existed when and where torrential rain took place over the Taipei metropolitan area during the early morning of 3 June. It formed after rain commenced and continued to persist after the heavy rain ended. By this time the rainfall maximum associated with the original Mei-yu front moved into the mountains. My results showed that there were no enhancement of the favorable parameters after meso low formation, especially over the area where this low existed at 0800LST 3 June. So it is possible that this meso

low is perhaps the result rather than the cause of the convective system which produced heavy rain during this event. Thus, the meso-β low circulation may have been helpful in maintaining and prolonging the small scale heavy rain but not deep enough to have actually initiated the event and/or to influence the synoptic scale environment.

5. CONCLUSIONS

The synoptic diagnosis of this heavy rain event could enlarge the domain of understanding of the large-scale environment which favors the evolution of mesoscale disturbances along the Mei-yu front. It may be helpful in improving heavy rain and flash flood prediction over northern Taiwan. This case study presented evidence that moderately strong pre-frontal horizontal moisture convergence was the most important synoptic features of this heavy rain occurrence. The background of convective instability, low level convergence, lower and middle level positive vorticity and PVA increasing with height associated with a short wave existed prior to and up to the time of frontal passage were also favorable to the storm environment but not strongly supportive below 700mb at the time about 8 hours prior to the event, so that a further study with mesoscale time interval is expected to approach the details. The LLJ is a good indicator for the heavy rain onset. The synoptic scale temperature advection and omega field were not as significant as the other parameters mentioned.

It seems that the MCSs associated with the Mei-yu front were situated within the pre-existing moist, convectively unstable air together with strong velocity and moisture convergence at 1000mb, a LLJ at 850mb and a mid-level dry air intrusion when the Mei-yu front moved toward northern Taiwan. The agent of this dry air intrusion is still questionable. The PVA increasing with height would be conducive to the heavy rain event. The upper cold air advection was also helpful to the event but not essential. The influence of the meso-β low circulation on the event needs further study. However, the topographic effect had played as a mechanism of generating the meso-β low which is of help in maintaining and prolonging the small scale heavy rain event. The synoptic conditions mentioned above should, at least have contributed to the heavy rain environment except perhaps the absence of upward vertical motion.

Maddox (1979) emphasized that to deal with mesoscale convective mechanisms, it is difficult to define how much the importance of an individual parameter would be because one parameter may be compensated by another. The importance of an individual parameter may also be a function of the meteorological season and geographic setting. To help solve some of the problems of heavy rain prediction we need to integrate the ideas extracted from the results of synoptic diagnostic analyses utilizing mesoscale network observational data and numerical model products into the operational forecast/analyses routine. The TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) should help us toward this goal and increase our ability in resolving and understanding these important MCS weather systems.

ACKNOWLEDGEMENT

The author is indebted to Prof. James

T. Moore of Saint Louis University for his valuable advice and guidance in the course of this research. Special thanks go to Dr. Ming-sen Lin for his substantial contributions of the purposeful discussions and providing the UVM calculations. Also, I would like to acknowledge Mr. Shinn-liang Shieh of CWB for his helpful comments and suggestions.

REFERENCES

Caracena F. and Fritsch, J.M., 1983: Focusing mechanisms in the Texas hill country flash floods of 1978. Mon. Wea. Rev., Vol. 111, No. 12, P2319-2332.

Chen, G.T.-J., 1978: On the mesoscale system for the Mei-yu regime in Taiwan. Proceedings conference on severe weather in Taiwan area, 27-28 May 1978, Natl. Sci. Counc., Taipei, P150-157.

Chen, G.T.-J. and Tsay, C.Y., 1978a: A synoptic case study of Mei-yu near Taiwan, Pap. Meteor. Res., 1, P25-36.

Chen, G.T.-J. and Chi, S.S., 1978: On the mesoscale structure of the Mei-yu fronts over southern China and the adjacent areas. Pap. Meteor. Res., 3, P31-42.

Chiou, T.K. and Liu, F.C., 1985: A case study of heavy rainfall in northern Taiwan on June 3, 1984. Atmos. Sci., Vol. 12, P93-102, Taipei.

Chiou, T.K. and Lin, Y.W., 1985: "A preliminary study on heavy rain forecast using satellite and radar data". Proceedings conference on weather analyses and forecast, Taipei, P107-129.

Doswell III, C.A., 1985: The operational meteorology of convective weather, Vol. II: Storm scale analyses. NOAA, Technique Memorandum ERL ESG-15, 240pp.

Fuelberg, H.E. et al., 1986: A moisture analysis of the meso β-scale thunderstorm environment during AVE-SESAME V (20-21 May 1979). Mon. Wea. Rev., Vol. 114, P534-545.

Lin, M.S., 1986: "Objective analyses of vertical motion over Taiwan on 2-3 June 1984". Through *personal communication*, not published.

Maddox, R.A., 1979: A methodology for forecasting heavy convective precipitation and flash flooding. Natl. Weather Digest, Vol. 4, No. 4, P30-42.

Maddox, R.A. and Doswell III, C.A., 1982: An examination of jet stream configurations, 500mb vorticity advection and low level thermal advection patters during extended periods of intense convection. Mon. Wea. Rev., Vol. 110, P184-197.

Maddox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude mesoscale convective complexes. Mon. Wea. Rev., Vol. 111, P1475-1493.

民國七十三年臺灣北部地區「六三豪雨」之診斷分析

陳　來　發

中央氣象局預報測站課長

摘　要

本文乃是針對民國73年「六三」水災的個例作診斷分析，試圖去了解寫藏於梅雨鋒面帶內易於發生豪雨的中尺度對流系統的有利綜觀環境，作爲實際預報作業之參考。研究方法除了作定壓面的傳統性分析之外，更採用 Barnes (1973) 客觀分析方法，對六月二日至三日兩天共四次探空資料進行定壓面上絕對渦度，絕對渦度平流，輻散（合），溫度平流，混合比及水汽輻合等氣象預報因子的分析。結果顯示，當梅雨鋒面存在於水汽含量豐沛的大氣狀況時，近地面的水汽輻合則是豪雨發生的罪魁禍首，正渦度平流隨高度增加，低層噴射氣流以及中層乾空氣的存在也在對流發展中扮演着相當重要的角色，而成爲一個明顯的徵兆。至於其他如溫度平流，高層輻散等項並不顯著。除此，文中也對當時臺灣北部地區的大氣穩定度，垂直運動及地形效應所產生的中尺度低氣壓都作了詳細的探討，並提出不同的看法。

阻塞高壓之診斷分析*

廖　志　翔[1]

摘　　要

本文研究1979年2月與1980年1月兩個主要阻塞系統發展期間，物理量、緯向波數的振幅變化與有關的能量及能量轉換的時間變化。結果展示，阻塞高壓具有斜壓形式的能量循環過程與正壓能量的轉換過程兩種機制存在。當斜壓性阻塞時，在阻塞期間高壓脊軸呈西北—東南走向傾斜，西風動量往南輸送。而在正壓阻塞時，高壓脊軸在阻塞期間呈東北—西南走向傾斜，西風動量往北輸送。再者，阻塞高壓形成之前，大量的緯向可用位能對阻塞的形成是很重要的。波數分析顯示，2波振幅在阻塞期間最顯着，3、4與5波對阻塞的形成，發展與維持具有貢獻，因此阻塞期間掌握超長波與長波的動態是很重要。

一、前　　言

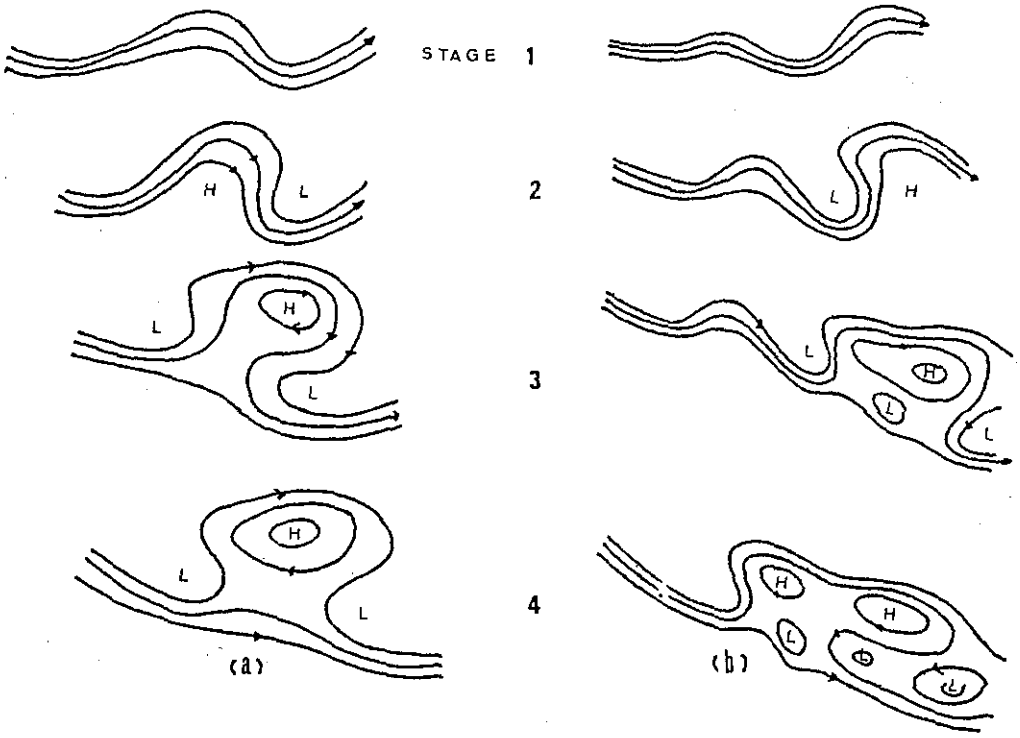
某些持續性大振幅的行星波型態及其對綜觀尺度運動的影響，很多預報人員與氣象學家早已注意到了。在這些持續性的環流型態，阻塞現象或許是最引人注目的。當中、高緯度的阻塞系統建立時，時常導致正常天氣型態的顯著改變。當中、上對流層阻塞作用發生時，不僅阻擋綜觀尺度系統的正常東進，而且亦造成上層噴射氣流的分裂而偏離正常位置，地面低壓與鋒面系統也會繞道，沿着南北向而行，緯流也會由高指標轉變爲低指標，在地面天氣圖上則是伴隨着强大的高壓系統，位於高空阻塞中心的東方，在阻塞上游或其南面，時常伴隨着低壓系統。因爲阻塞作用能維持很長的時間，它的持續性時常導致局部地區溫度與降水的異常現象，進而影響局部地區的天氣和全球的大氣環流型態 (Rex, 1950 a, b; Namias, 1978 a, b; 1980; 徐，1969，俞，1975) 。因此對於長期預報者而言，大氣阻塞現象的了解是非常重要的。

早期有關阻塞系統的研究，主要興趣在於綜觀天氣與綜觀氣候學上 (Namias, 1947, 1964; Berggren *et, al*, 1949; Elliott and Smith, 1949; Rex, 1950 a, b) 。北半球阻塞高壓生成源地有四處：太平洋東北部及大西洋東北部，歐亞大陸中北部和鄂霍次克海。根據Rex(1950, b)，阻塞發生頻率最高的地方是大西洋與太平洋東北部，通常持續12至16天。阻塞發生最多的月份是在4～5月間，而發生最少月份在8～9月間。

最近，爲了解釋阻塞形成的機制，許多理論陸續提出。Kikuchi (1971) 的阻塞高壓數值模擬證實，考慮海陸分佈的熱力作用以外，增加地形的力學作用時，模擬可以更好。Egger (1978, 1979) 使用正壓模式模擬阻塞高壓，結果顯示，阻塞可能是由於地形效應所强制的滯留波與緩慢移動的自由波間非線性交互作用所致，如果沒有山脈的影響，阻塞不會發生。Tung and Lindzen(1979) 認爲阻塞的形成，可能是由於地形與表面的加熱作用，强制行星波產生線性共振現象。Charney and Devore (1979) 使用正壓模式研究地形與外力擾動影響下行星波的運動，如果給予某種强制力 (forcing)，一交互平衡狀態可能存在，阻塞是低指標型態的一種穩定平衡狀態。Charney and Strauss (1980)推展此概念於斜壓模式上，他們發現，低指標型態的阻塞發展時，地形扮演一種間接的催化 (catalytic) 作用，經由地形與斜壓不穩定兩效應，阻塞可能產生。Charney and Shukla (1981) 比較了正壓模式的平衡解與大氣實際觀測到的阻塞型態，在他們模式中2波與3波解很類似實際觀測的阻塞波動，因此他們認爲大部分冬季阻塞是由於自由波模的共振增强作用。Källen(1981) 使用相當正壓準地轉渦度方程，研究地形與動量施力對阻塞與非阻塞時的影響，他發現阻塞時非線性流

* 收稿日期：75年8月19日　　送審日期：75年8月21日

1. 中央氣象局預報測站技士



圖一　阻塞發展的連續階段與其類型。(a)Ω型反氣旋阻塞 (b) Rex 型態的阻塞。
Fig 1. The developing stages and types of blocking high.
(a) Ω type (b) Rex's blocking type.

的交互作用對能量傳輸是很重要。Colucci(1981) 認爲行星波間的共振交互作用可能是產生北半球對流層多季某種阻塞型態的工具。*Gall et al.(1979)* 使用一簡單的大氣環流模式提出，由於非均勻的氣旋波與基本氣流間的非線性交互作用，强制超長波的增强而導致阻塞的發展。Austin (1980) 指出行星波與斜壓波間的交互作用，可能對阻塞的持續性有影響。Hansen and Chen (1982) 分析1978～1979年冬季阻塞，結論大西洋阻塞高壓的發展是由於發展很强的斜壓氣旋波與超長波間的非線性交互作用所致，而太平洋的阻塞是由於行星波的斜壓性增强作用。Schilling (1982) 使用β平面兩層準地轉模式，發現斜壓性的阻塞現象展現在他的數值模擬裡，因此他認爲長波的斜壓不穩定，可能是阻塞發展的另一機制。

由於阻塞作用確切的機制仍未有很完善的了解，阻塞高壓的形成，發展和持續時間等之預測，對天氣預報員來講是一件很困難的工作，因此對阻塞系統進一步的診斷分析是很需要的。本文檢驗了1979年2月與1980年1月2個阻塞個案，對阻塞期間500毫巴各種物理量、緯向波數振幅變化及導致阻塞系統發展有關的能量及其轉換，作進一步的探討，除了驗證上述的理論外，主要的目的在於建立一阻塞模型，以期對阻塞系統有更深切的了解。

二、阻塞的定義與個案的選取

一般在北半球500毫巴天氣圖中、高緯度上可以看到二種阻塞類型：一爲Ω型反氣旋阻塞，一爲Rex 型阻塞。這裏 Rex 型阻塞就是根據 Rex (1950) 的定義：(1)上層基本西風氣流必需分裂成兩支，每支必須傳送可觀的質量。(2)分支處必須有緯流變成經流的顯着變化。(3)此系統必須持續10天以上的時間。圖一即爲此兩種阻塞類型及其發展階段示意圖。本文分析1979年2月與1980年1月2個阻塞個案，就是依據此兩類型選取。當500毫巴高度場高壓脊形成一封閉的高壓中心時，定爲阻塞開始日。當此封閉高壓中心消失且在其後數天未再出現時，定爲阻塞解消日。此二個主要阻塞個案中，一個爲大西洋區阻塞，另一爲太平洋區阻塞。

三、資料來源與處理

本研究所選取的二個主要阻塞個案，是依據中央氣象局每日00Z 北半球 500 毫巴天氣圖與日本氣象廳出版的印刷天氣圖。500 毫巴緯向波數振幅的分析資料，來自日本氣象廳每日放送的AZXN 12Z 500毫巴緯向調和 (zonal harmonic) 分析。物理量及能量分析資料，出自日本氣象廳每月發行的季節預報資料。這裏物理量包括了緯流指標、南北指標、緯流西風、可感熱輸送 ($\overline{h'v'}$) ，渦流動量傳送 ($\overline{u'v'}$) ，除了緯流指標與西風以日爲天數分析外，其他皆以 5 日平均的時間變化爲準。在能量方面，我們分別分析了阻塞期間的緯向動能 (K_Z) 、渦流動能 (K_E) 、緯向可用位能 (A_Z) 、渦流可用位能 (A_E) 及各種能量的轉換。

四、1979年 2 月與1980年 1 月 2 個阻塞個案研究

4.1 第一個阻塞個案一大西洋阻塞

㈠綜觀天氣圖型態

1979年 2 月上旬後半至中旬初（2 月 7 日—2 月16日），一阻塞高壓發展於冰島附近。此阻塞形成前 50°N 與 60°N 間强盛的西風流支配着整個半球環流，而後隨着阻塞的建立此型態漸改變。原在冰島附近的脊場向西北伸展且發展，至 2 月 7 日(圖二)在冰島南方附近形成一 5410 g.p.m 的封閉高壓，暖中心位於此高壓西邊。在格陵蘭西北方及西西伯利亞形成兩主要的低壓槽，西西伯利亞的低壓槽後來緩慢向東移而減弱。原在阻塞下游區，挪威西北方海面的淺低壓，向東緩慢移動到 2 月12日移至烏拉山西方，迅速加深成一 4850 g.p.m 的低壓中心（圖三），此時冰島附近的阻塞高壓範圍擴大，中心强度 5430 g.p.m ，此强度繼續持續至14日，然後阻塞高壓漸向東西伸展，南北範圍則變狹，在其上游區一股冷低壓沿着其南緣向東移，併入其上游區原先東西伸展的槽，然後在其南邊組合成一大冷低壓（圖四），其後此阻塞高壓向東移減弱，併入歐亞區另一發展的高壓脊。

㈡物理量分析

爲了了解阻塞期間緯流指標的變化，我們分析了500 毫巴 50°N 緯流指標 (zonal index) （圖五），在阻塞形成之前顯示高指標型態，隨着阻塞的形成指標由高而降低，而後在阻塞中期指標皆保持穩定狀態，此段時間指標皆高於平均值，阻塞末期時，緯流指標再度降低至平均值以下，這是由於北歐的脊線發展，隨着阻塞的消失指標也跟着上升。

圖六爲此阻塞個案期間，50°N 至 80°N 四個緯度帶500毫巴南北指標 ($\overline{V'g^2}$) 五日平均的時間變化。南北指標在阻塞發展時急速增强，在整個阻塞期間達到最大值，因此此阻塞個案具有北半球環流型態的代表性。 500 毫巴緯流西風 ($\bar{u}$) 的時間變化顯示，南支强風軸於阻塞發展時至中期皆位於 35°N (圖七)，此對應於緯流指標的穩定期，而後在12日—13日北抬至 40°N，此時緯流指標是上升，14日以後，西風再度南移至 35°N 至末期。當阻塞形成時，北支强風軸出現，整個阻塞期間西風激流分成南北兩支運行，於 60°N—65°N 間則顯現較弱的西風。

阻塞期間500毫巴可感熱輸送 $\overline{h'v'}$ (圖八) 隨着指標的下降而增强，在阻塞形成與發展期間大量的暖空氣往北輸送，50°N—55°N 北向輸送量最大。500毫巴南北渦流動量傳送 $\overline{u'v'}$ (圖九) 展示，在阻塞期間，南支强風軸以北的高緯度顯現 $\overline{u'v'}$ 的負值，且在 55°N—60°N 間有較大的負值，因此在此阻塞期間 $\overline{u'v'}<0$ 。當 $\overline{u'v'}<0$ 表西風動量往南輸送，此時高壓脊軸呈西北—東南走向傾斜。由實際天氣圖（圖二、三、四）皆展示此阻塞個案期間高壓脊軸是呈西北—東南走向。强風軸以南西風動量則往北輸送 ($\overline{u'v'}>0$) 。

㈢波數分析

藉着 500 毫巴高度場的緯向調和分析，我們可以獲得緯度圈上的各種波，由這些波振幅的時間分佈，將可探討阻塞期間超長波與長波（波數 1 — 6 ）的變化。圖十爲此阻塞個案期間 60°N 波數 1 — 6 波振幅的時間變化。整個阻塞時期 2 波的振幅最大且很穩定，其次爲 3 波，1 波在此期間振幅很小，4 波在阻塞發展時增强，因此 4 波對阻塞的增强有所貢獻。

㈣能量分析

1. 能量狀態

由此阻塞個案能量的時間變化(圖十一)知，緯向可用位能 (A_Z) 在阻塞發生前急速增强至最大，然後在整個阻塞期間減少。渦流可用位能 (A_E)

在阻塞發展時增强，至中期達極點，然後隨着阻塞的衰減 A_E 也跟着減少。渦流動能（K_E）在阻塞發展時也急速增强，阻塞減弱時 K_E 也隨着減弱。緯向動能（K_Z）隨着阻塞的發展也增强至最大，末期時 K_Z 減小。

2.能量轉換

圖十二爲 A_Z、A_E、K_Z 和 K_E 間能量轉換的時間變化。我們注意到 $C(A_Z, A_E)$ 和 $C(A_E, K_E)$ 兩者皆爲正值且具有很好的相關。$C(A_Z, A_E)$ 和 $C(A_E, K_E)$ 隨着阻塞的發展急速增强，在整個阻塞期間達到一極大值，因此阻塞期間緯向可用位能大量的轉換能量給渦流可用位能，渦流可用位能再轉換能量給渦流動能，此種斜壓性轉換過程非常顯着。再者，$C(K_E, K_Z)$ 和 $C(A_Z, K_Z)$ 兩者爲負相關，$C(K_E, K_Z)$ 在阻塞期間爲正值，也就是緯向動能由渦流動能獲得能量。$C(A_Z, K_Z)$ 在阻塞期間爲負值，表緯向動能轉換能量給緯向可用位能，因此此阻塞期間，這種能量轉換循環爲斜壓性過程。

㈤結果與討論

綜合以上1979年2月大西洋的阻塞個案綜觀天氣型態，物理量及能量分析結果得知：當阻塞形成之前大氣環流展現高指標的强西風帶，伴隨着冷空氣的南下，脊前低壓槽的加深，使得槽後的冷氣往南，槽前的暖空氣北上更顯着，隨着冷暖空氣南北交換的盛行，低指標環流型態的出現，於是阻塞高壓形成與發展。此時暖區是在阻塞高壓的西邊。由渦流動量的南北傳送顯示，此阻塞個案期間西風動量往南輸送，高壓脊軸呈西北一東南走向傾斜。圖十三即表此種阻塞環流型態的示意圖。

再者，由能量與能量轉換的分析結果，此阻塞個案期間，爲一種斜壓性過程的能量循環（圖十四）。斜壓性渦流把冷暖空氣南北輸送的結果，使緯向可用位能（A_Z）在阻塞期間減少，增加了阻塞高壓有關的渦流可用位能，同時渦流可用位能藉着渦流中的垂直運動而轉換成阻塞的渦流動能。由能量轉換分析也顯示，$C(A_Z, A_E)$ 和 $C(A_E, K_E)$ 此兩種斜壓性轉換過程在阻塞期間非常盛行。另外，緯向動能（K_Z）與渦流動能（K_E）間的轉換，在整個阻塞期間爲正值，也就是 $C(K_E, K_Z) > 0$，此時渦流動能轉換能量給緯向動能，而此種能量的轉換是藉着渦流動量（$\overline{u'v'}$）的傳輸。由前面强風軸與渦流動量的分析可知，强風軸以北，西風動量往南輸送，槽、脊軸呈西北一東南走向，如此渦流動能轉換能量給緯向動能，此種型態就是斜壓不穩定的特性。圖十五就是此種阻塞期間，强風軸與西風動量的輸送及槽、脊軸走向的示意圖。因此由以上各種分析顯示，此阻塞個案期間，爲一種斜壓性過程的能量循環。

4.2 第二個阻塞個案——太平洋阻塞

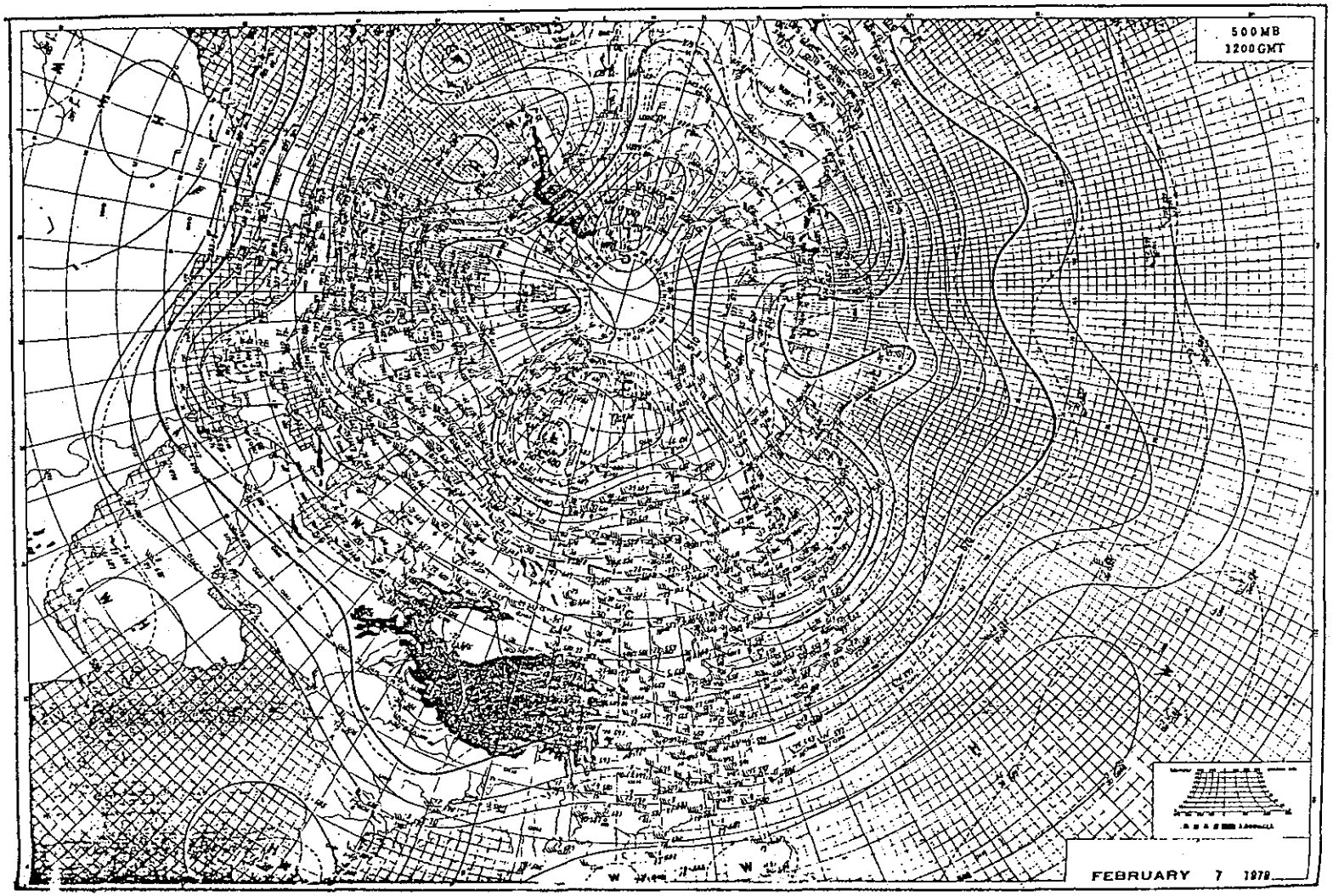
㈠綜觀天氣圖型態

1980 年1月7日起—阻塞高壓形成於白令海，此阻塞高壓迅速增强至 1 月 8 日其中心强度達 5770 g.p.m（圖十六），其上游區鄂霍次克海西方爲一封閉 5030 g.p.m 的低壓中心，槽由此中心由西北向東南延伸。高壓脊後來漸向西伸展，强度減至5660 g.p.m，此强度繼續持續至1月11日（圖十七），這時在鄂霍次克海西方的低壓已加深至4960 g.p.m。另外，在東西伯利亞形成—5560 g.p.m 的高壓中心，而成爲兩個高壓中心，暖中心與高壓中心同相位。高壓脊軸呈西北一東南走向，在其南邊有一封閉低壓，此類型類似於Rex的阻塞型態。其後數天，白令海峽的高壓迅速減弱，而東西伯利亞的高壓緩慢西移發展（圖十八），其南邊西伯利亞强冷低壓加深至4910 g.p.m，後來此冷低壓迅速減弱而向東南緩慢移動，變成一狹長的低壓帶（圖十九），伴隨的阻塞高壓也向東南移出而減弱，此時脊軸呈東北一西南走向，此高壓到19日變成脊場後消失。

㈡物理量分析

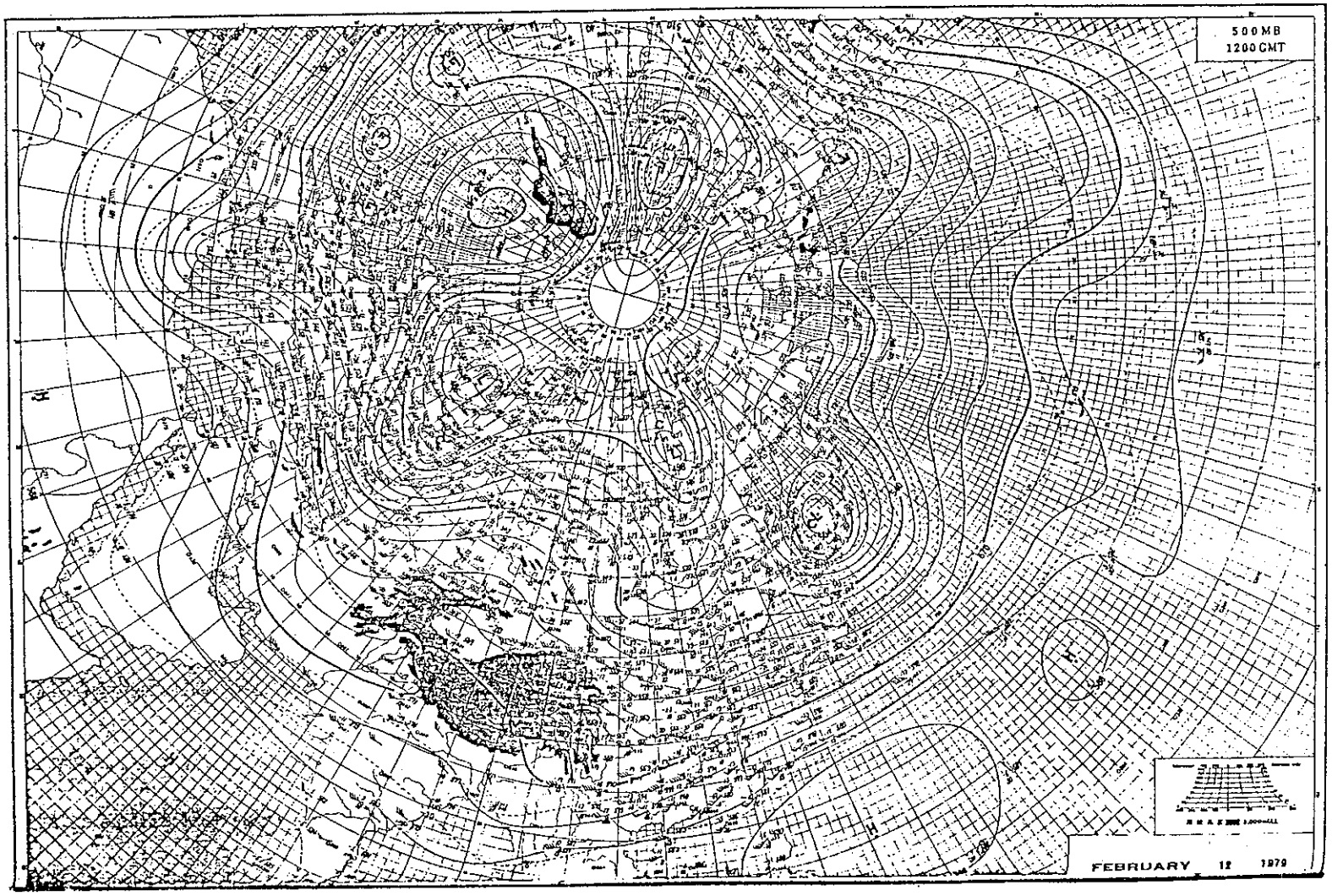
整個阻塞期間，緯流指標皆低於平均值（圖二十），隨着阻塞的形成，指標也跟着降低，11日以前皆維持很低的指標，而後緩慢上升，阻塞末期時，指標保持很穩定。整期來看，阻塞發展時緯流指標爲最低。五日平均南北指標的時間變化（圖二十一）也顯示，隨着阻塞形成與發展，南北指標急速的增加，在阻塞期間達最大，當阻塞減弱時，南北指標也隨着下降。由此可知，伴隨着阻塞的存在，整個半球環流南北向型態顯著，所以此阻塞個案具有北半球環流型態的代表性。

500 毫巴緯流西風（$\bar{u}$）在此阻塞個案形成前强風軸位於 30°N（圖二十二），隨着阻塞的發展强風軸北上至 40°N，此時西風很明顯的分成南北兩支，然後强風軸再度南下至 30°N 附近，在阻塞中期與末期時，强西風帶皆盤據於此緯度帶附近，



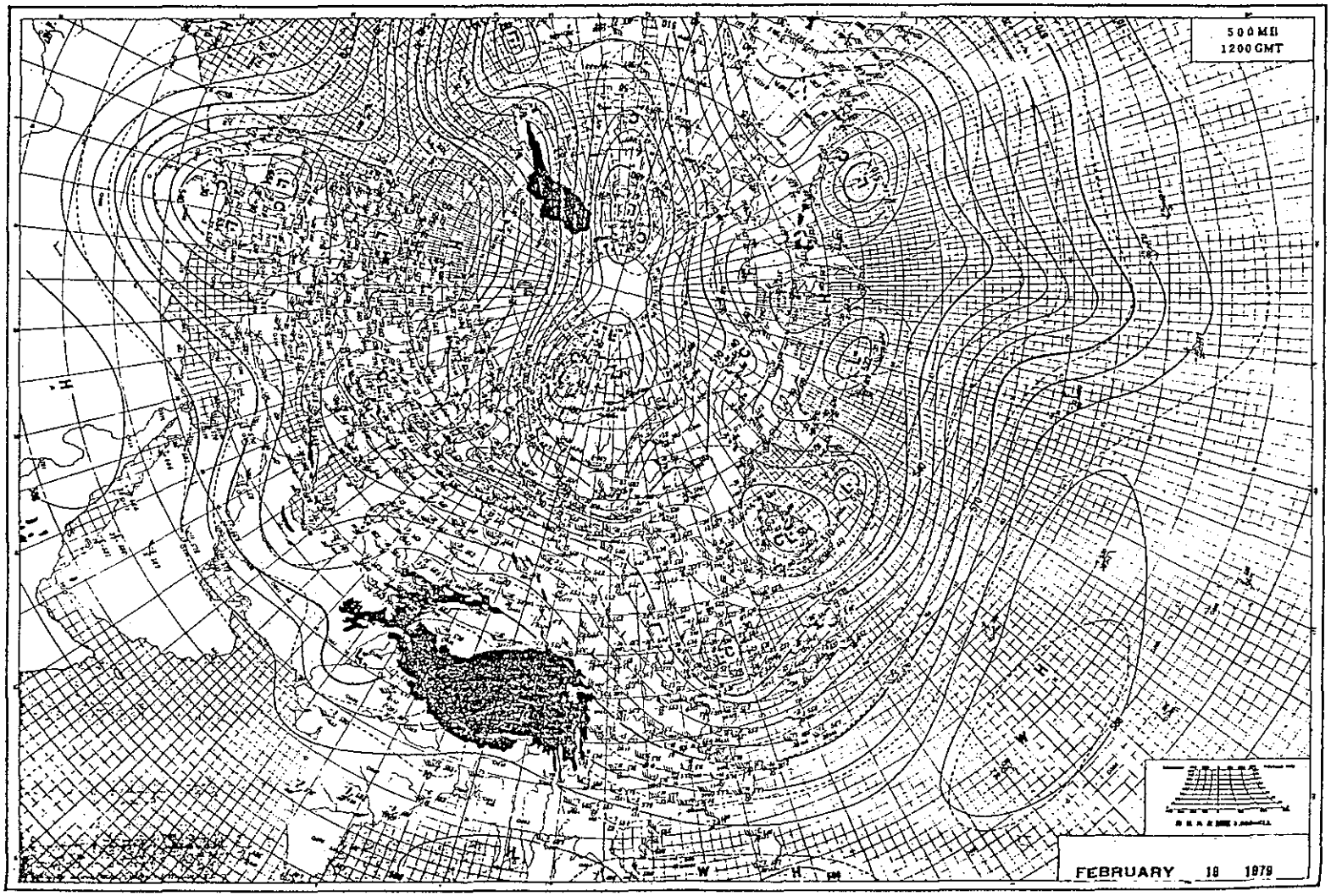
圖二　1979年2月7日 12Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 2. Northern hemisphere 500mb chart at 712 Z, February 1979.



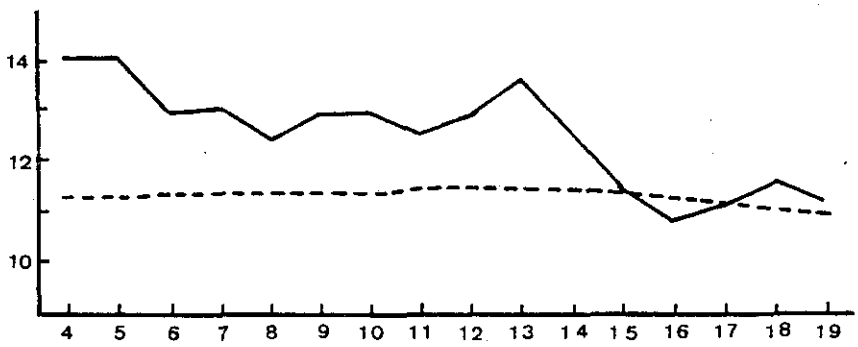
圖三　1979年 2 月12日 12 Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 3. Northern hemisphere 500mb chart at 1212 Z, Feb. 1979.



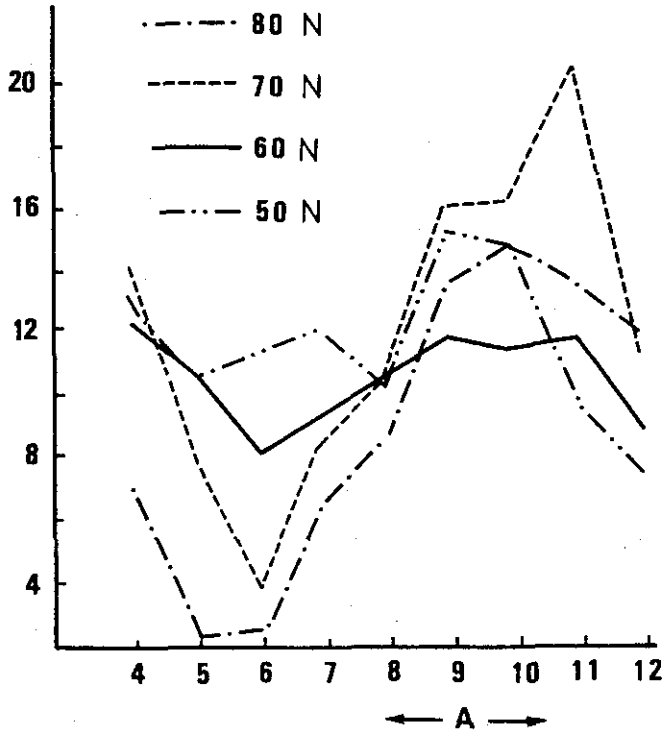
圖四　1979年2月16日 12 Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 4. Northern hemisphere 500 mb chart at 1612 Z, Feb. 1979.



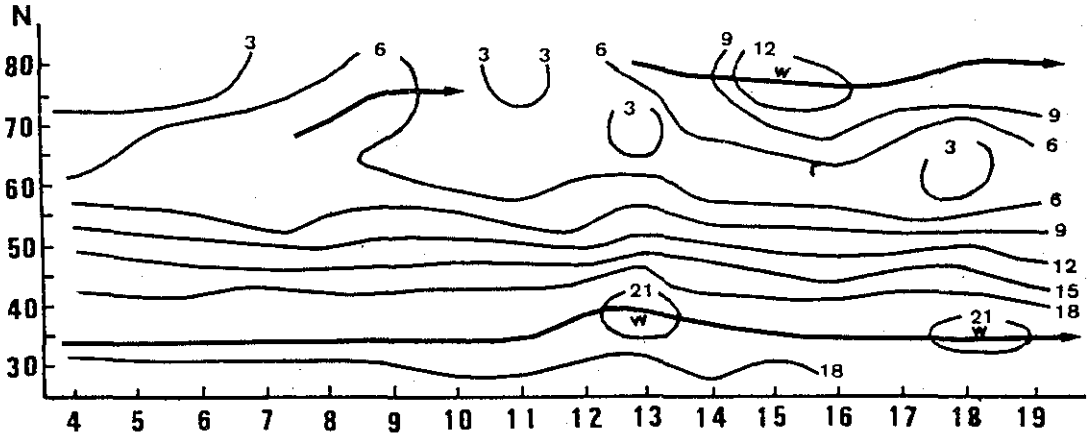
圖五 1979年2月7日—2月16日阻塞期間，50°N 緯流指標的時間變化。橫座標爲天數，縱座標爲指標值，單位 m/sec 虛線表平均值。

Fig 5. Time variations of 50°N zonal index during the period of blocking from 7 to 16, February 1979. Abscissa is days, ordinate is index (unit m/s), dashed line is mean.



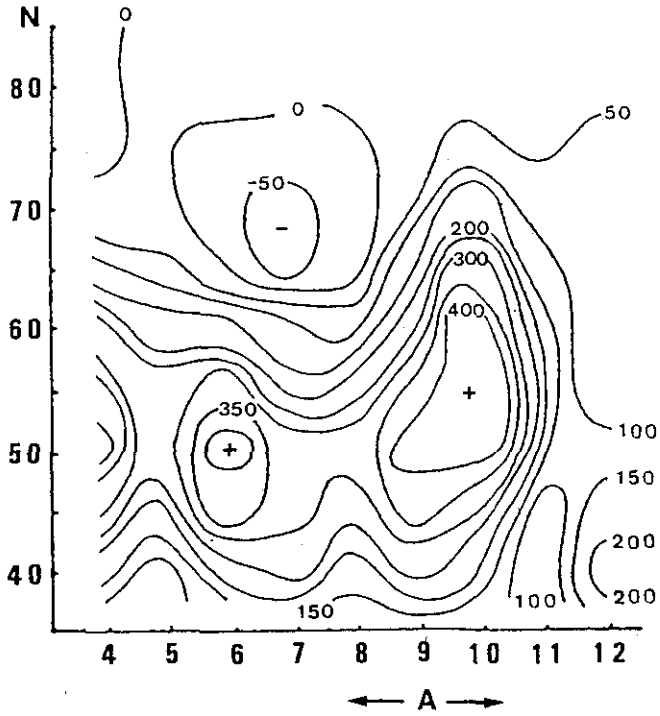
圖六 1979年2月大西洋阻塞個案期間，50°N—80°N 四個緯度帶 500 毫巴南北指標 ($\overline{Vg^2}$) 五日平均的時間變化。橫座標爲候數，縱座標爲指標數值，單位爲 $m^2/sec^2 \times 10^1$ A表此阻塞個案及其持續的時間

Fig 6. Time variations of 500mb $\overline{Vg^2}$ 5 days mean in 50°N—80°N latitude circle during the period of Feb. 1979. Abscissa is pentad, ordinate is index values, unit $m^2/sec^2 \times 10^1$. A indicates Atlantic blocking case and its persistent time.



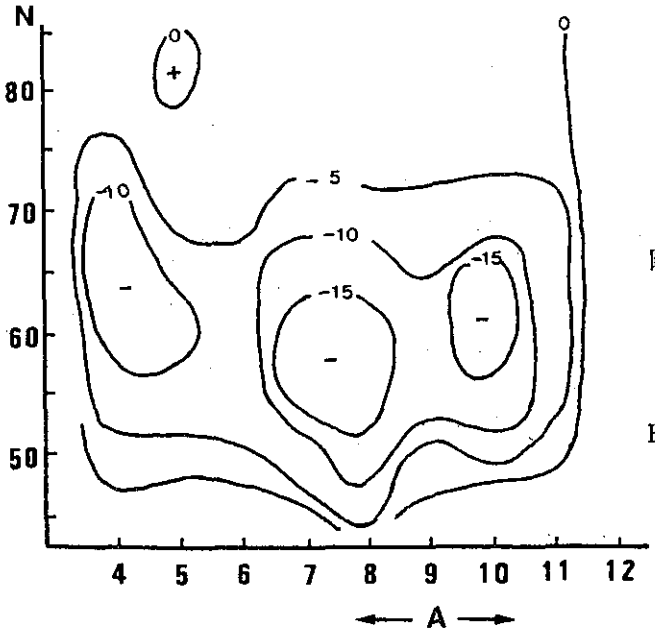
圖七 1979年2月7日—2月16日阻塞期間，500毫巴緯流西風 ($\bar{U}$) 的時間變化。橫座標爲每日數，縱座標爲緯度，W表西風激流區，粗實線爲强西風軸。

Fig 7. Time variations of 500mb zonal westerlies ($\bar{U}$) during the period of blocking from 7 to 16, Feb. 1979. Abscissa is days, ordinate is latitude, w indicates westerly jet, heavy solid lines are jet axis.



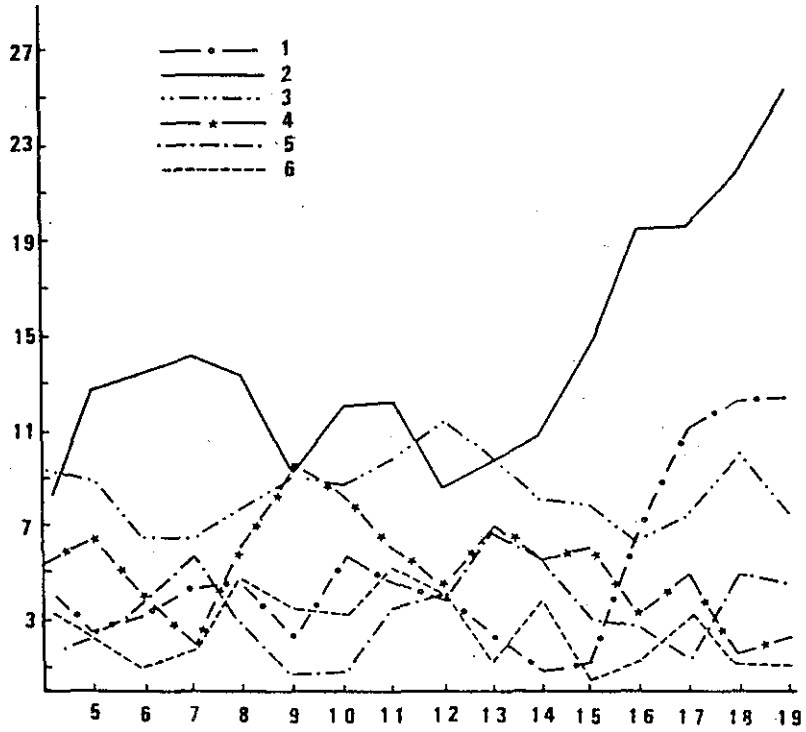
圖八 1979年2月大西洋阻塞個案期間，500 毫巴可感熱輸送 ($\overline{h'v'}$) 的時間變化。橫座標爲候數，縱座標爲緯度，50間隔的等值線，單位 m^2/sec. A 表此阻塞個案及其持續時間

Fig 8. Time variations of 500mb sensible heat transport ($\overline{h'v'}$) during the period of Atlantic blocking case in Feb. 1979. 5-day mean (abscissa), latitude (ordinate), 50 m^2/sec intervals for isopleth.



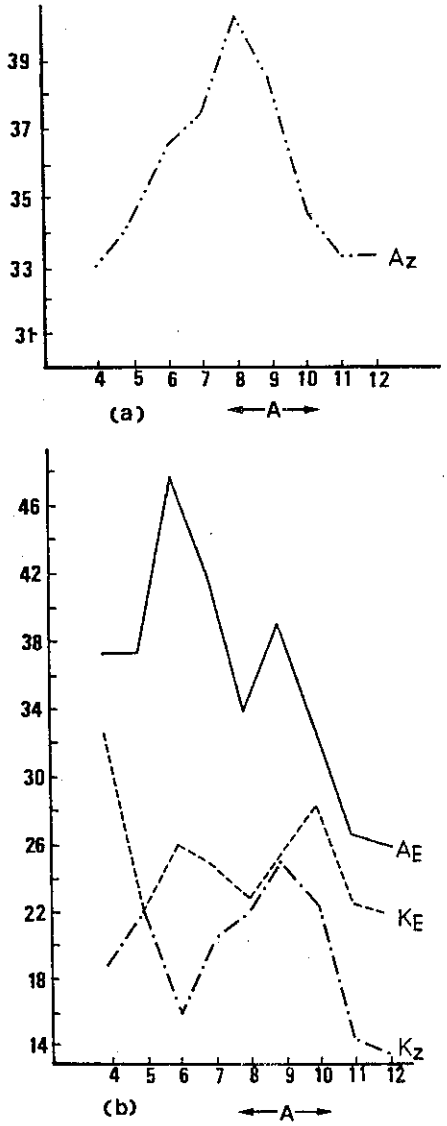
圖九 1979年2月大西洋阻塞個案期間，500毫巴渦流動量傳送 ($\overline{u'v'}$) 的時間變化。橫座標爲候數，縱座標爲緯度。等值線每5爲一間隔，單位 $(m/sec)^2$。

Fig 9. Time variations of 500 mb eddy mometum transport ($\overline{u'v'}$) during the period of Atlantic blocking case in Feb. 1979. Abscissa is 5-day mean, ordinate is latitude, 5 m^2/sec^2 intervals for isopleth.



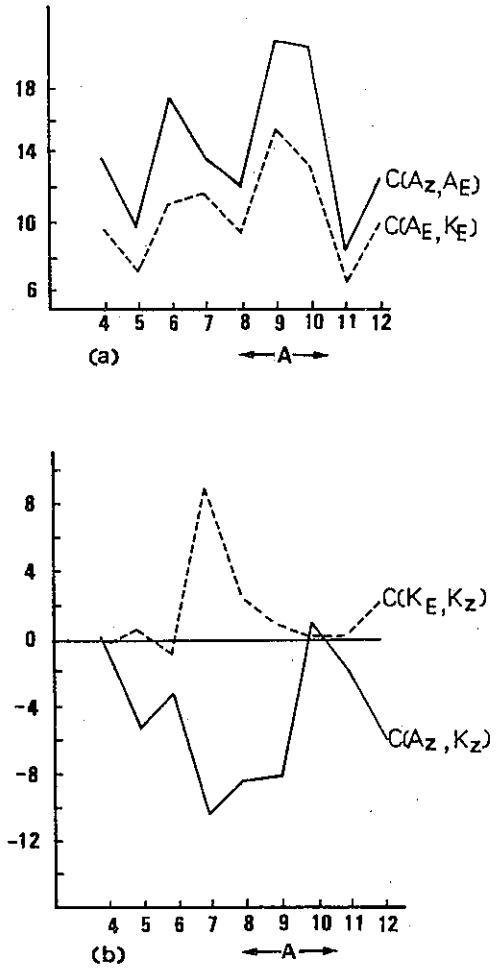
圖十 1979年2月7日—2月16日阻塞期間，60°N 緯向波（1—6波）振幅每日的時間變化。橫座標爲每日天數，縱座標爲振幅，單位 g.p.m.×10^1

Fig 10. Time variations of amplitude of 500mb 60°N zonal waves (1—6) during the period of blocking from 7—16, Feb. 1979. Abscissa is days, ordinate is amplitude (unit g.p.m.×10^1)



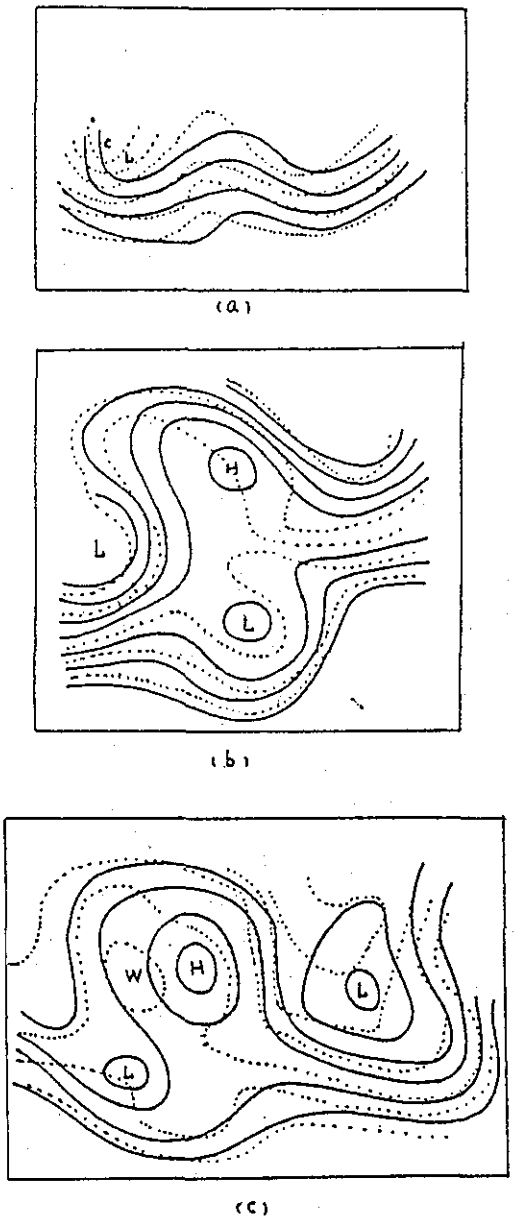
圖十一　1979年2月大西洋阻塞個案期間，五日平均能量的時間變化。橫座標爲候數，縱座標爲能量值，單位爲 kj/Ton・A 表此阻塞個案及其持續時間。(a)緯向可用位能 (A_Z) (b)渦流可用位能(A_E)，緯向動能 (K_Z)，渦流動能 (K_E)

Fig 11. Time variations of 5-day mean energy during the period of Atlantic blocking case in Feb. 1979. Abscissa is pentad, ordinate is energy, unit kj/Ton. A indicates Atlantic blocking case and its persistent time. (a) zonal available potential energy (A_Z) (b) eddy available potential energy (A_E), zonal kinetic energy (K_Z), eddy kinetic energy (K_E).



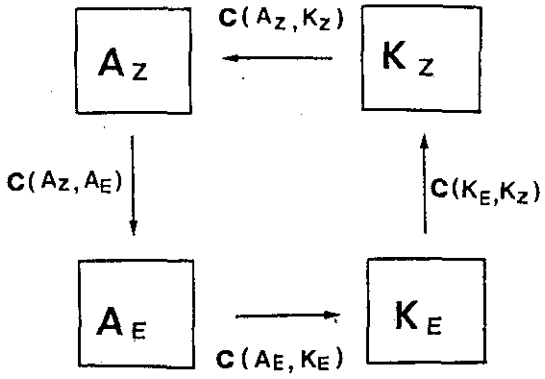
圖十二　1979年2月大西洋阻塞個案期間，五日平均能量轉換的時間變化。(a)實線表緯向可用位能與渦流可用位能轉換 C(A_Z, A_E)，虛線表渦流可用位能與渦流動能的轉換 C (A_E, K_E) ，(b) 實線表渦流動能與緯向動能轉換 C(K_E, K_Z)，虛線表緯向可用位能與緯向動能轉換 C(A_Z, K_Z) 。橫座標爲候數，縱座標爲能量轉換值，單位 (kj/Ton/day)

Fig 12. Time variations of 5-day mean energy conversions for Atlantic blocking case in Feb. 1979. (a) conversion between zonal available potential energy and eddy available potential energy C(A_Z,A_E) (Solid line), conversion between eddy available potential energy and eddy kinetic energy C(A_E, K_E) (dashed line) (b) conversion between eddy kinetic energy and zonal kinetic energy C(K_E, K_Z) (solid line), conversion between zonal available potential energy and zonal kinetic energy C(A_Z, K_E)(dashed line) Abscissa is pentad, ordinate is energy value, unit kj/Ton/day



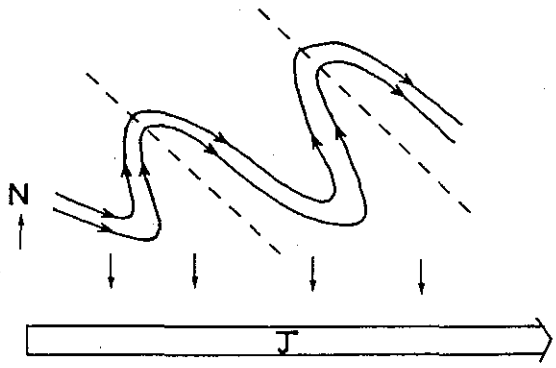
圖十三　斜壓性阻塞發展期間，高度場與溫度場環流型態變化情形示意圖。實線爲高度線，點線爲溫度線。

Fig 13. Schematic depictions of circulation variation for height and temperature fields during the period of baroclinic blocking, Solid lines are constant-height lines, dotted lines are temperature lines.



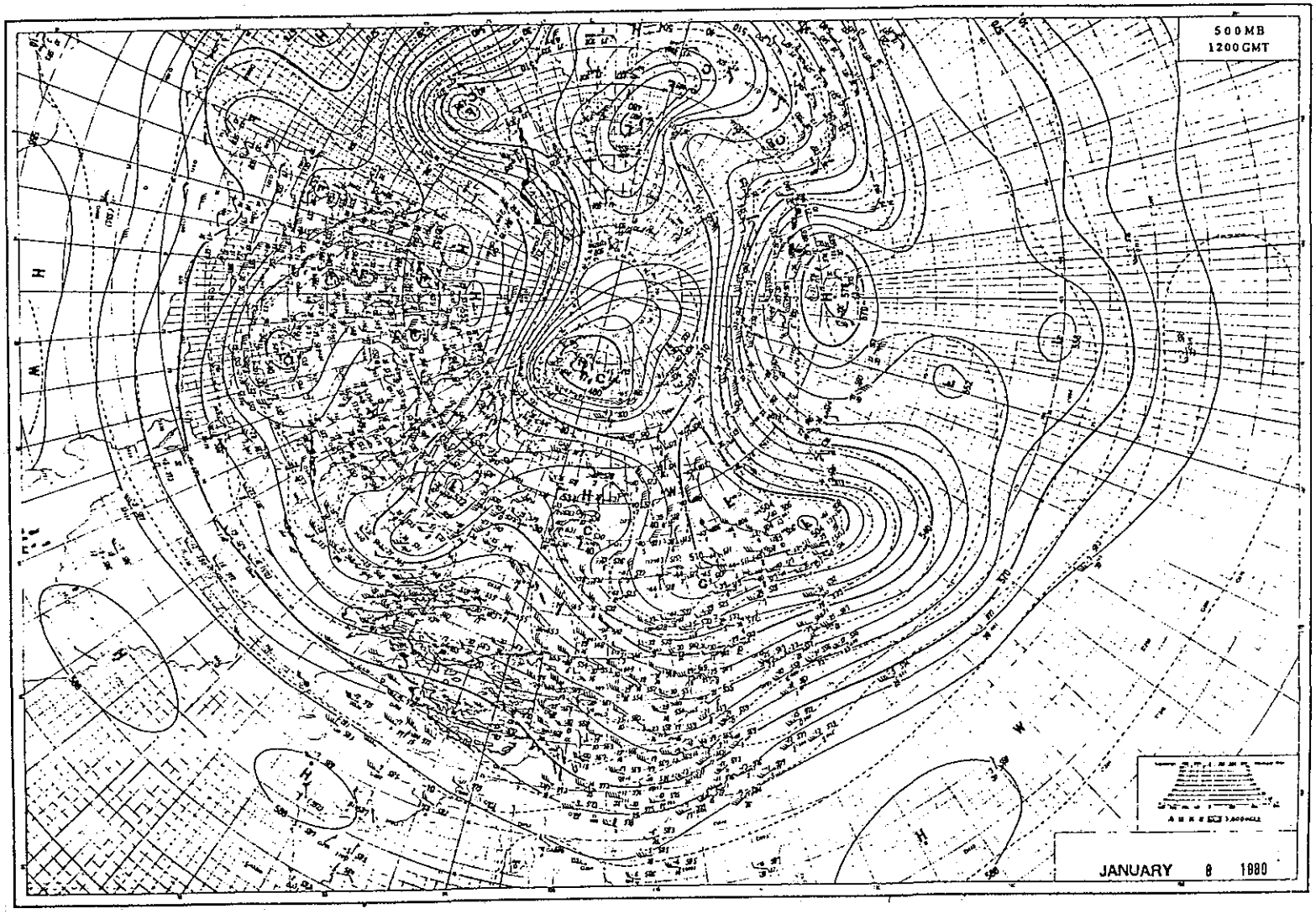
圖十四　斜壓性阻塞期間能量循環的示意圖

Fig 14. Schematic diagram of energy cycle for baroclinic blocking.



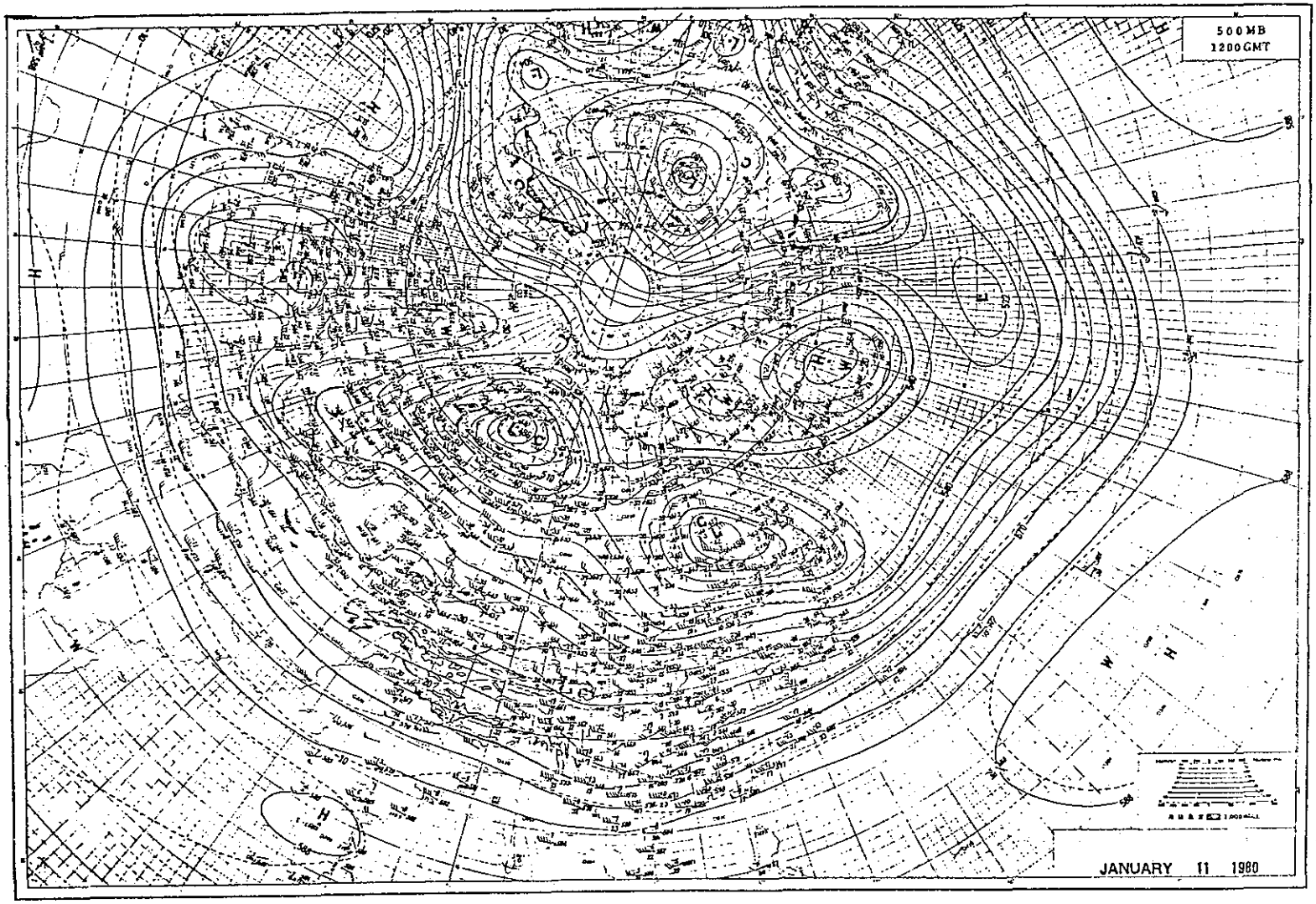
圖十五　斜壓性阻塞期間，强風軸，西風動量的輸送及槽、脊軸走向之間關係示意圖。J表强風軸，虛線表槽脊軸走向，箭頭表西風動量輸送方向。

Fig 15. Schematic depiction of relations among jet stream, westerly momentum transport and trough-ridge trend. J indicates jet stream, dashed lines (trough-ridge trend), westerly momentum transport (arrow)



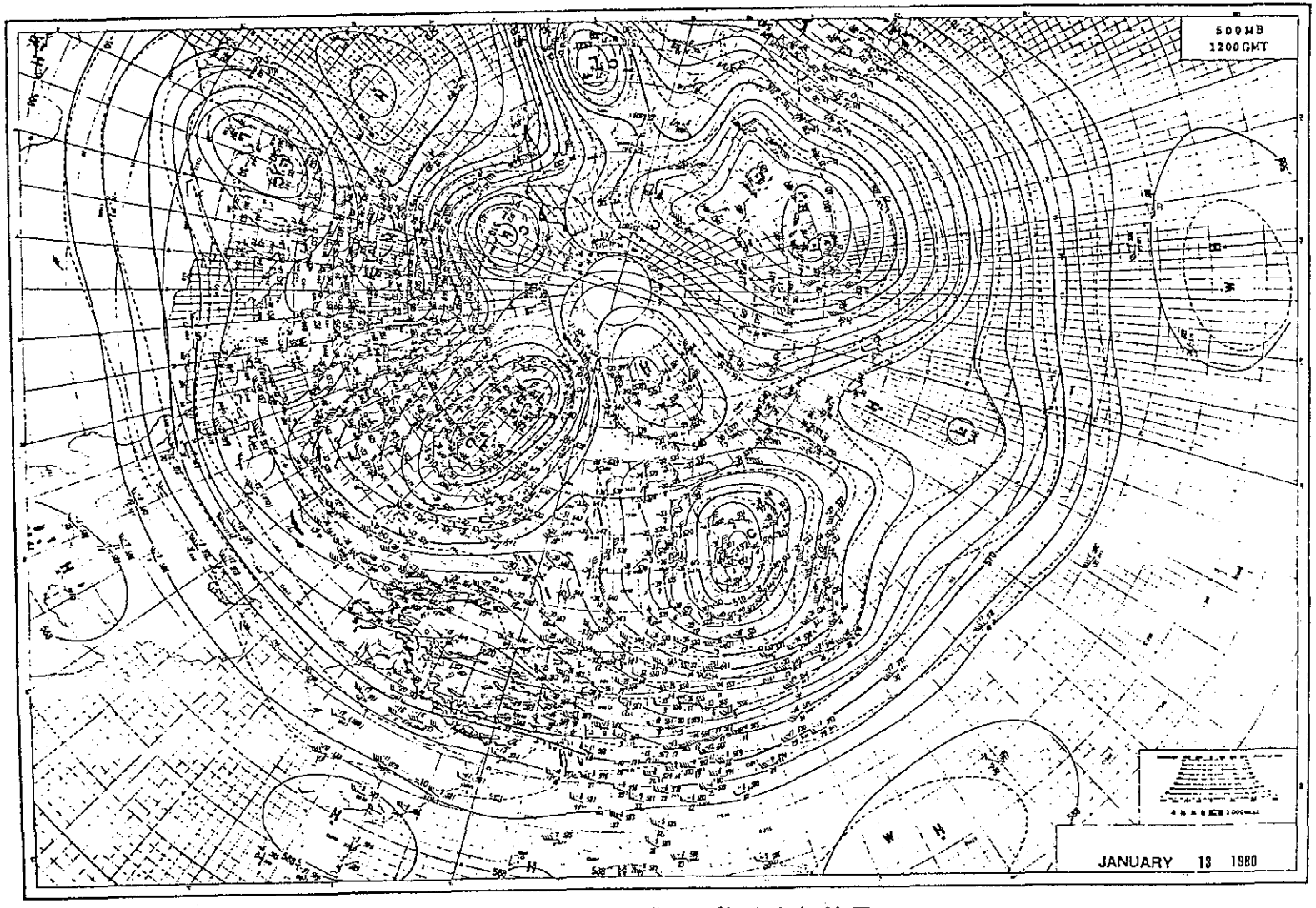
圖十六　1980年1月8日 12Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 16. Northern hemisphere 500mb chart at 812Z, January 1980.



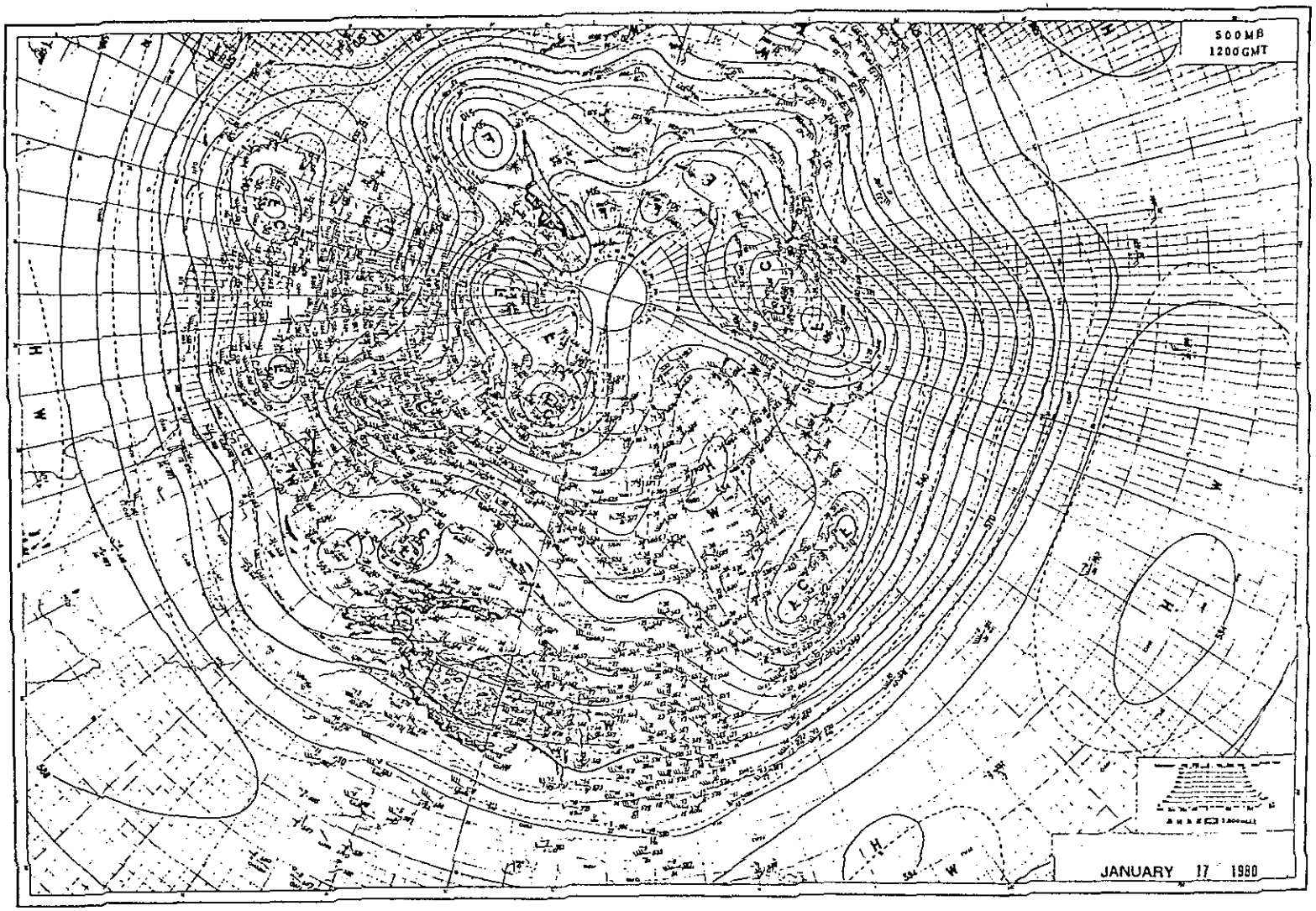
圖十七　1980年1月11日 12Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 17. Northern hemisphere 500 mb chart at 1112Z, Jan. 1980.



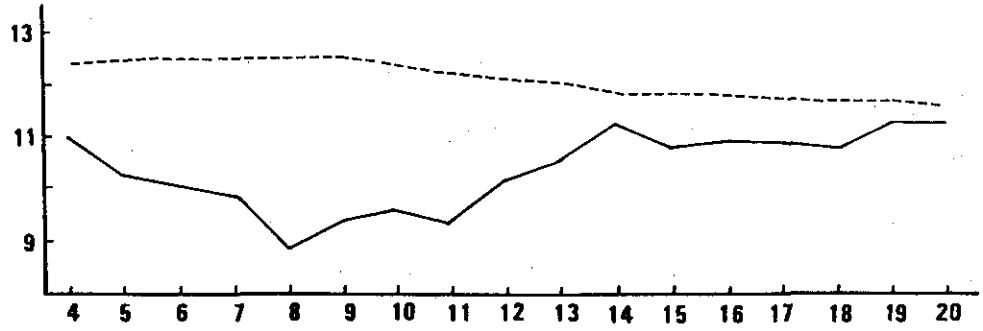
圖十八　1980年1月13日 12Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 18. Northern hemisphere 500mb chart at 1312Z, Jan. 1980.



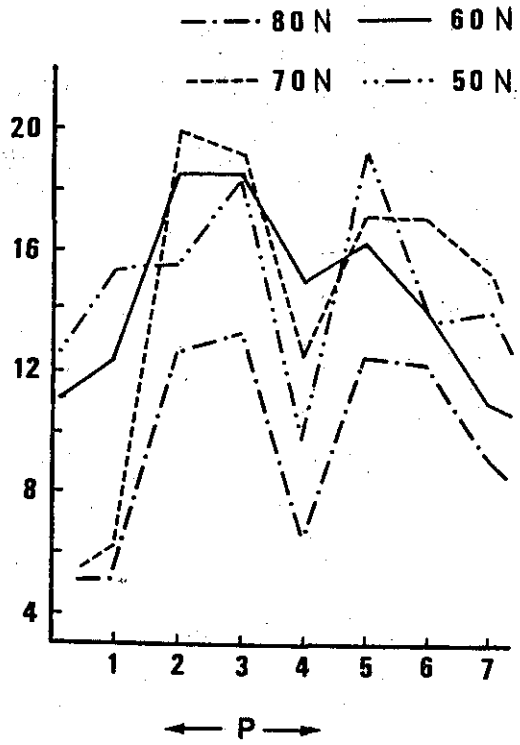
圖十九　1980年1月17日 12Z 500 毫巴北半球天氣圖

Fig 19. Northern hemisphere 500mb chart at 1712Z, Jan. 1980.



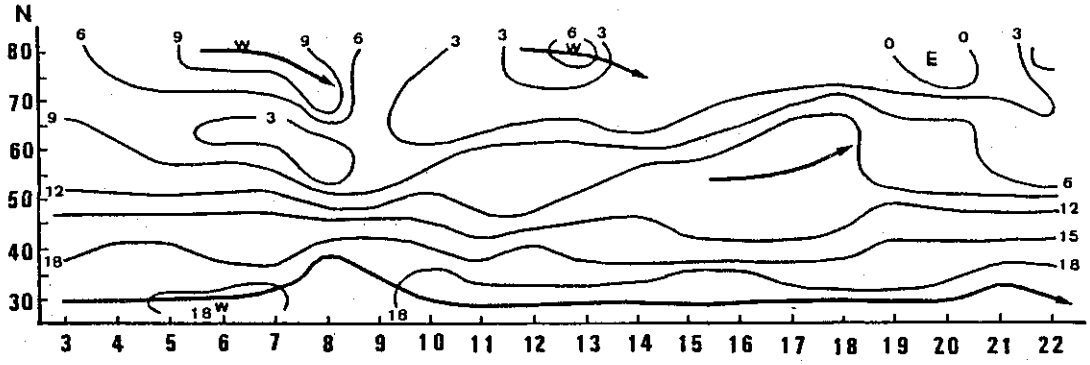
圖二十 1980年1月7日—18日阻塞期間，50°N 緯流指標的時間變化。橫座標爲天數，縱座標爲指標值，單位 m/sec 虛線爲平均值

Fig 20. Same as Fig 5, except for Pacific blocking case from Jan. 7 to Jan.18, 1980.



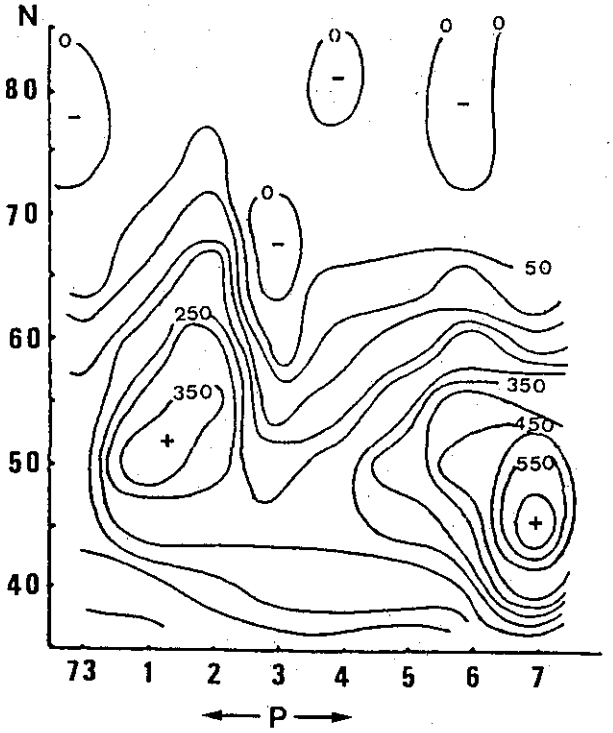
圖二十一 1980年1月太平洋阻塞個案期間，50°N—80°N 四個緯度帶 500 毫巴南北指標 ($\overline{Vg^2}$) 五日平均的時間變化。橫座標爲候數，縱座標爲指數值，單位 $m^2/sec^2 \times 10^1$。P表此阻塞個案及其持續時間

Fig 21. Same as Fig 6, except for Pacific blocking case in Jan, 1980.



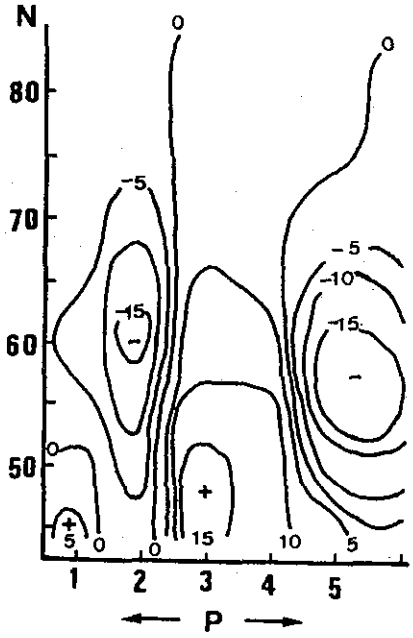
圖二十二 1980年1月7日—18日阻塞期間，500 毫巴緯流西風(Ū)的時間變化。橫座標爲每日數，縱座標爲緯度。E表東風區，W表西風激流區。粗實線爲强西風軸。

Fig 22. Same as Fig 7, except for Pacific blocking case from Jan. 7 to Jan. 18, 1980.



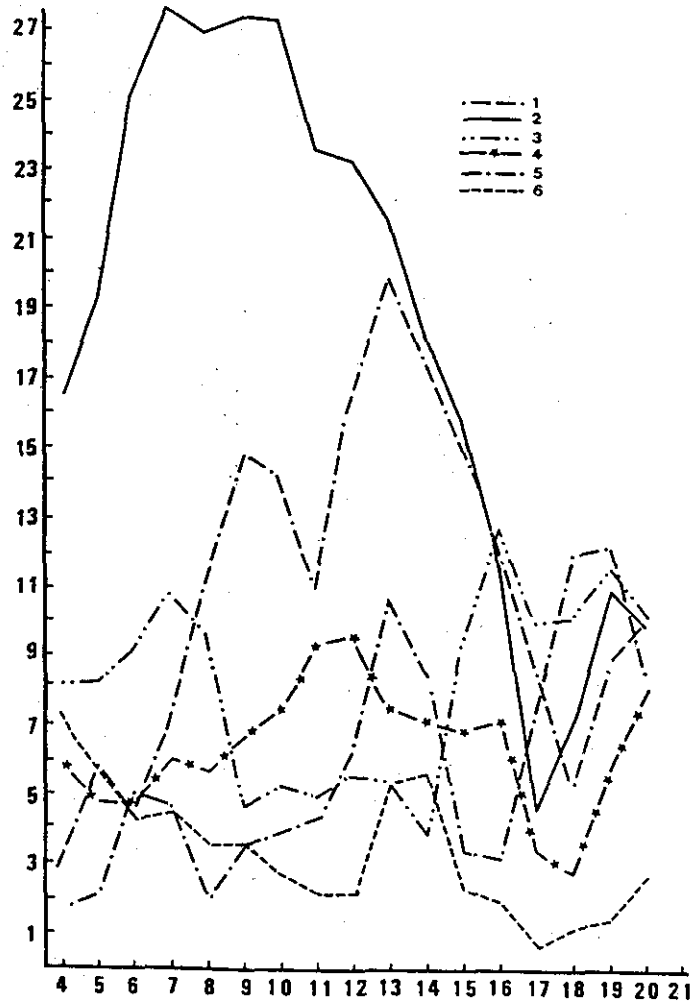
圖二十三 1980年1月太平洋阻塞個案期間，500 毫巴可感熱輸送的時間變化。說明如圖八

Fig 23. Same as Fig 8, except for Pacific blocking case in Jan. 1980.



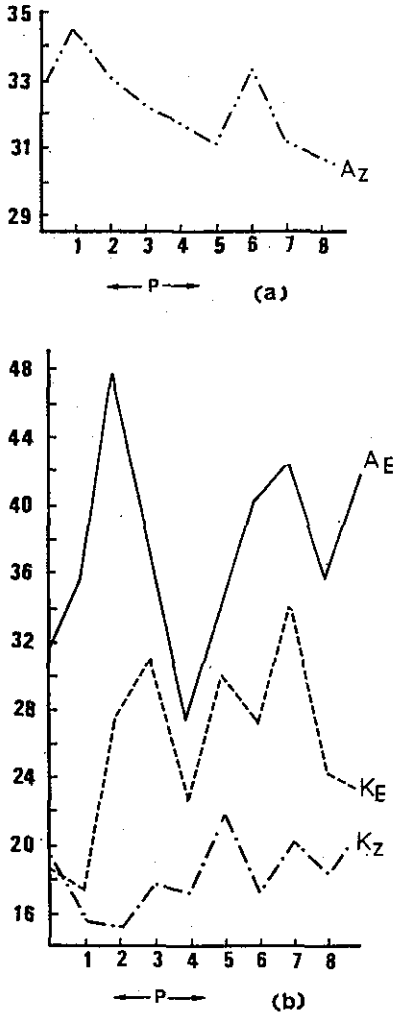
圖二十四　1980年1月太平洋阻塞個案期間，500毫巴渦流動量傳送的時間變化。說明如圖九。

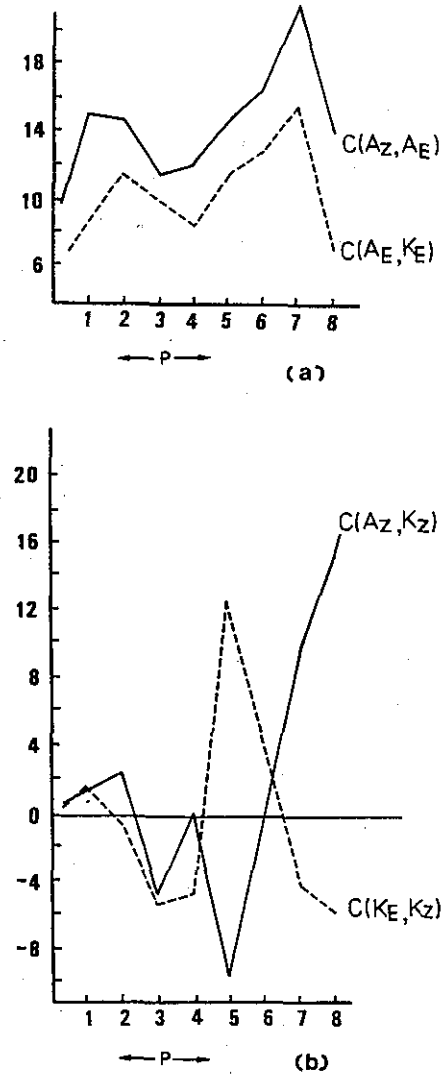
Fig 24. Same as Fig 9, except for Pacific blocking case in Jan. 1980.



圖二十五　1980年1月7日—18日阻塞期間，60°N緯向波（1—6波）振幅每日的時間變化。

Fig 25. Same as Fig 10, except for Pacific blocking case from Jan. 7 to Jan. 18, 1980.



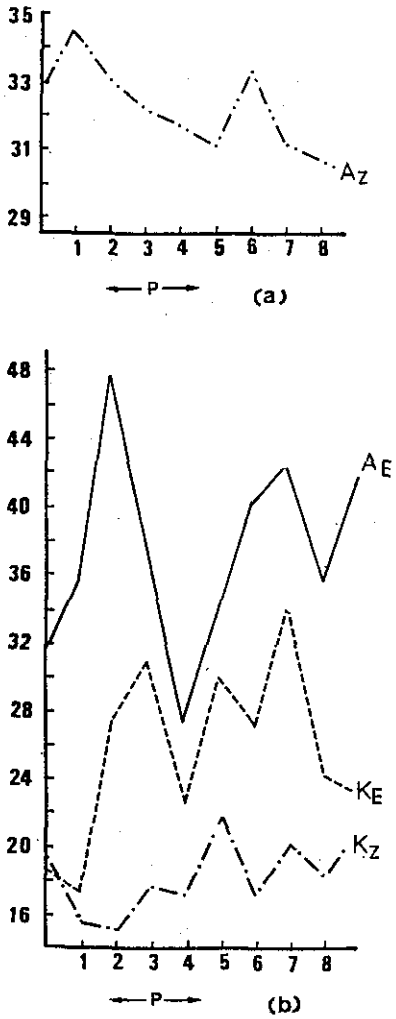


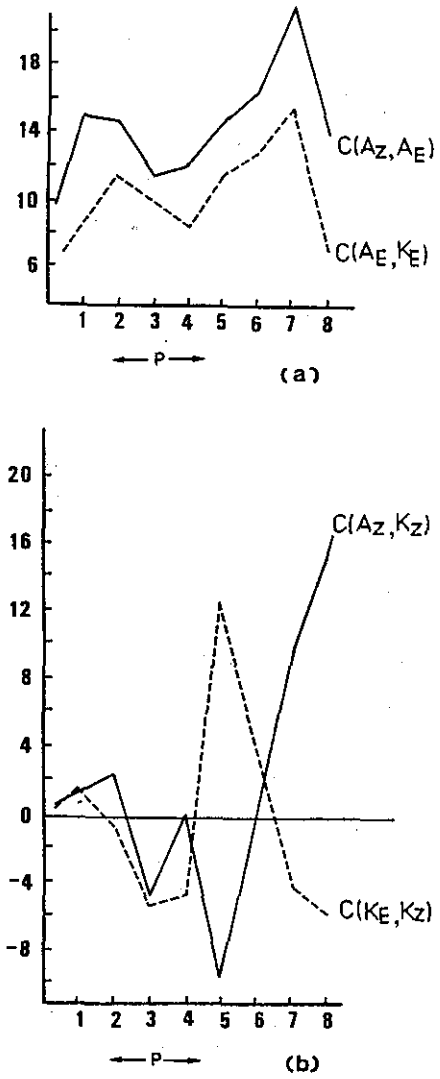
圖二十六　1980年1月太平洋阻塞個案期間，五日平均能量的時間變化。說明如圖十一。

Fig 26. Same as Fig 11, except for Pacific blocking case in Jan. 1980.

圖二十七　1980年1月太平洋阻塞個案期間，五日平均能量轉換的時間變化。說明如圖十二。

Fig 27. Same as Fig 12, except for Pacific blocking case in Jan. 1980.



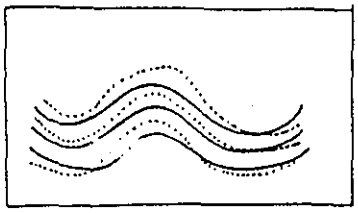


圖二十六　1980年1月太平洋阻塞個案期間，五日平均能量的時間變化。說明如圖十一。

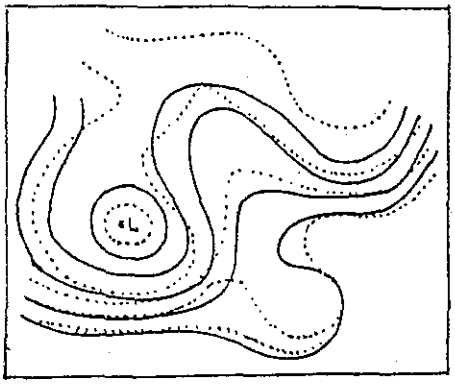
Fig 26. Same as Fig 11, except for Pacific blocking case in Jan. 1980.

圖二十七　1980年1月太平洋阻塞個案期間，五日平均能量轉換的時間變化。說明如圖十二。

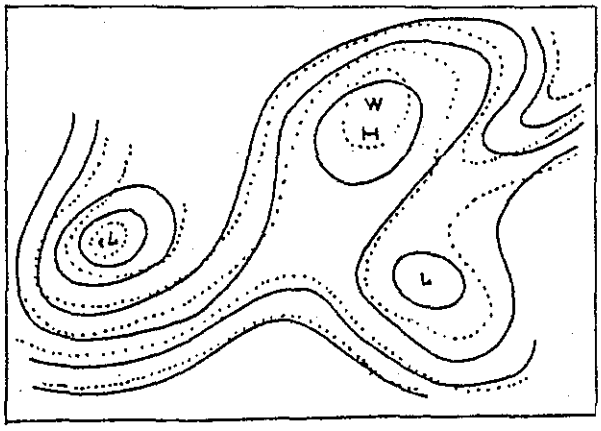
Fig 27. Same as Fig 12, except for Pacific blocking case in Jan. 1980.



(a)



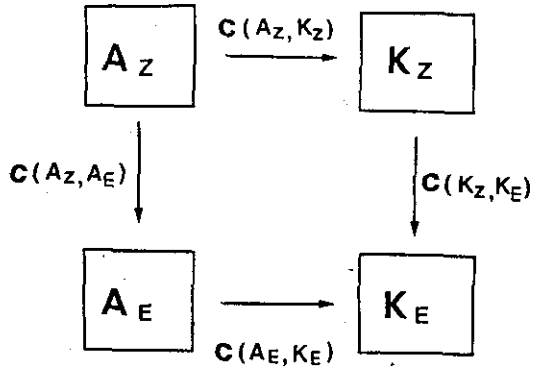
(b)



(c)

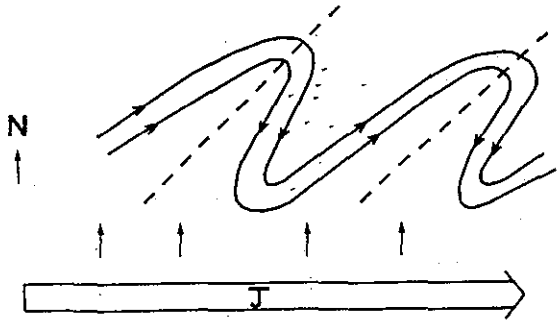
圖二十八　正壓性阻塞發展期間，高度場與溫度場環流型態變化情形示意圖。
實線爲高度線，點線爲溫度線。

Fig 28. Same as Fig 13, except for barotrophic blocking.



圖二十九　正壓性阻塞期間能量循環的示意圖

Fig 29. Schematic diagram of energy cycle for barotrophic blocking.



圖三十　正壓性阻塞期間，强風軸，西風動量的輸送及槽，脊軸走向之間關係示意圖。
說明如圖十五。

Fig 30. Sams as Fig 15, except for barotrophic blocking.

而在高緯度地區顯現較弱的西風。

此阻塞個案期間500毫巴可感熱輸送（$\overline{h'v'}$）的時間變化（圖二十三）展示，阻塞發展時，中、高緯度帶展示了大量的可感熱向北輸送，尤以50°N～55°N輸送量最大，到中期以後，可感熱的北向輸送稍減弱。此外，由渦流動量的傳送（圖二十四），當阻塞形成前與形成時，中高緯度的$\overline{u'v'}<0$，也就是此時西風動量往南輸送，如此高壓脊軸呈西北一東南走向傾斜，由實際天氣圖(圖十七)亦顯示西北一東南走向的槽脊軸。隨着阻塞的發展至中期與末期時，中高緯度的$\overline{u'v'}>0$，西風動量往北輸送，此時高壓脊軸呈東北一西南走向傾斜，由實際天氣圖（圖十八、十九），也顯示此東北一西南走向傾斜的脊軸。

㈢波數分析

此阻塞個案期間60°N 1～6波波數振幅的時間變化（圖二十五）顯示，2波在阻塞形成前振幅急速增大，阻塞發展時振幅達最强，此强度的振幅持續一段時間，而後振幅再減弱，整個阻塞期間很明顯的可看出2波振幅最大也最顯著，3波在阻塞形成前也增强，發展時振幅亦增大，而後減弱，在阻塞中期維持很穩定的振幅，阻塞末期時再度增强。4波隨着阻塞的發展，至12日其振幅大於3、5與6等波，而後隨着阻塞減弱其振幅也漸減。4波減弱後，5波接着增强。4波與5波在末期減弱後，3波隨着增强，因此整期2波振幅最顯著，隨着2波振幅的減弱，4、5及3波接着增强，因此這三個波對阻塞的維持有所貢獻。

㈣能量分析

1.能量狀態

此阻塞個案能量的時間變化展示於(圖二十六)。緯向可用位能（A_Z）在阻塞形成前增强至最大，然後隨着阻塞的發展而減少，在整個阻塞期間減小。渦流可用位能（A_E）在阻塞形成前急速增加，阻塞發展時達最大，然後在阻塞的中期到末期A_E減少很多。渦流動能（K_E）也在阻塞形成前急速增加，在阻塞發展與成熟時達最大，然後隨着阻塞的減弱，K_E也跟着下降。緯向動能（K_Z）在阻塞前半期增加，到後半期才緩慢減弱。

2.能量轉換

A_Z、A_E、K_E和K_Z間能量的轉換（圖二十七）顯示，$C(A_Z, A_E)$和$C(A_E, K_E)$兩者在阻塞期間皆爲正值且具有很好的相關，此表緯向可用位能轉換能量給渦流可用位能，渦流可用位能再轉換能量給渦流動能。緯向可用位能與渦流可用位能的轉換及渦流可用位能與渦流動能的轉換在阻塞形成前增强，隨着阻塞的發展與整個阻塞期間，$C(A_Z, A_E)$與$C(A_E, K_E)$皆在減少，因此此兩種斜壓性的轉換過程在此阻塞個案期間較小。再者，$C(K_E, K_Z)$在整個阻塞期間爲負值，表渦流動能由緯向動能抽取能量，此種正壓性過程的能量轉換在此阻塞個案期間很顯著。

㈤結果與討論

綜合以上1980年1月太平洋阻塞個案的天氣圖型態、物理量及能量分析結果：高壓脊場隨着溫度場的增高，暖舌向北伸展，脊場强度也跟着增强，隨着加熱的增加，阻塞高壓發展，此時暖區出現在高壓中心附近，呈同相位狀態，爲一種暖心高壓的特性，阻塞的强弱與暖區變化息息相關。再者，由渦流動量的南北傳送顯示，阻塞發展至中期後，高壓脊軸呈東北一西南走向，此種阻塞型態發展期間環流結構展示於圖二十八。

由能量與能量轉換分析結果展示，此阻塞個案期間爲一種正壓性過程的能量循環（圖二十九）。$C(A_Z, A_E)$與$C(A_E, K_E)$在整個阻塞期間是在減少，即緯向可用位能轉換能量給渦流可用位能，再轉換給渦流動能，此種斜壓性轉換量很小。而由渦流動能與緯向動能間的轉換知$C(K_E, K_Z)<0$，即阻塞期間渦流動能由緯向動能抽取能量，此種正壓形式的能量轉換過程展現於此阻塞個案。而$C(K_E, K_Z)$的轉換是藉着渦流動量的傳輸，由前面强風軸與渦流動量分析顯示，在阻塞期間，强風軸以北西風動量是往北輸送，槽、脊軸呈東北一西南走向傾斜，如此渦流動能由緯向動能帶走能量，此種型態就是正壓不穩定特性。（圖三十）就是此種阻塞型態期間，激流與西風動量的輸送及槽、脊軸走向的示意圖。由以上的分析顯示，此阻塞個案期間爲正壓性過程的能量循環。

五、綜合討論

大氣的阻塞現象到底是正壓機制抑或斜壓機制，至目前爲止尚未定論，一派學者認爲阻塞是一種正壓性（Kikuchi, 1971; Egger, 1978, 1979; Charney and Devore, 1979），另一派學說則

認爲阻塞是一種斜壓性 (Julian and Labitzke, 1965; Paulin, 1970; Charney and Strauss, 1980; Schilling, 1982; Hansen and Chen, 1982)。我們由1979年2月與1980年1月2個阻塞個案的分析研究裏發現，阻塞高壓的形成與發展不但具有正壓形式的能量轉換過程，而且也具有斜壓形式的能量循環過程。Hartman and Ghan (1980) 的研究展示，阻塞高壓具有正壓性與斜壓性兩種機制。辛、蔡 (1981) 分析歐亞大陸與太平洋區阻塞高壓的結構，結果亦顯示阻塞高壓具有上述兩種特徵，因此我們認爲正壓不穩定與斜壓不穩定爲阻塞系統的兩種機制。

再者，渦流動能在阻塞形成與發展時增强，在阻塞期間達最大，然後在末期時衰減，這就是造成南北指標在阻塞期間呈現高峯的結果，此結果造成阻塞期間南北向蛇形環流的顯著化。另由緯向可用位能變化顯示，A_z 在阻塞形成之前短時間內達最大，然後在阻塞生命期間減小。Hansen and Chen (1982) 指出，大量的 A_z 對阻塞的發生是很重要的，並且他們認爲要形成阻塞，大量的位能源 (A_z) 是必要條件。大量的 A_z 表示大尺度溫度的集中，此梯度可能是由於海洋區大尺度 SST 的異常；或者是由於大陸區不同吸收性質的陸塊間的强烈差異 (例如冰的覆蓋面積或者高地)。

像這樣，阻塞是由各式各樣因素複雜地混合在一起，若想完全掌握它，尙要處理許多未解決的問題，尤其是超長波與長波的不穩定，其他有關的問題是要充實理論及數值實驗與天氣圖上的解析，對阻塞的動力與物理過程更要充分的了解與掌握。

六、結　　論

由二個主要阻塞個案期間，大氣運動的物理量、緯向波數與能量分析裏，主要的結果綜合如下：

(1)分析顯示，阻塞高壓具有斜壓形式的能量循環過程與正壓能量的轉換過程兩種機制存在。當斜壓性阻塞時，强風軸以北的高壓脊軸呈西北一東南走向傾斜，西風動量往南輸送，阻塞時渦流動能轉換能量給緯向動能。當正壓性阻塞時，在阻塞期間，强風軸以北的高壓脊軸呈東北一西南走向傾斜，西風動量往北輸送，阻塞時渦流動能由緯向動能抽取能量。

(2)緯向可用位能在阻塞形成之前增强至最大，然後在阻塞生命期間減少，這表示大量的可用位能在阻塞之前對阻塞的形成是重要的。

(3)渦流動能在阻塞期間達最大，此時南北指標最大，此結果造成阻塞期間南北向蛇行環流的顯著化。

(4)波數分析顯示，阻塞期間2波振幅最顯著，而3波、4波與5波對阻塞的形成、發展與維持具有貢獻，因此阻塞期間掌握2波的動向很重要。再者，超長波與長波的相互作用也是阻塞形成的主要過程之一。

誌　　謝

本文爲作者碩士論文的一部分，承蒙張隆男教授悉心指導以及廖學鎰教授、洪秀雄教授提供寶貴的意見與建議，在此一併誌謝。

參 考 文 獻

Austin, J. F., 1980: The blocking of middle latitude westerly winds by planetary waves. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106, 327-350.

Berggren, R., B. Bolin, and C.-G. Rossby, 1949: An aerological study of zonal motion, its perturbation and breakdown. Tellus, 1, 14-37.

Charney, J. G., and J. G. Devore, 1979: Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. J. Atmos. Sci., 36, 1205-1216.

Charney, J. G., and D. M. Strauss, 1980: Form-drag instability, multiple equilibria and propagating planetary waves in baroclinic, orographically forced planetary wave systems. J. Atmos. Sci, 37, 1157-1176.

Charney, J. G., and J. Shukla, 1981: Comparison of a barotropic blocking theory with observation. J. Atmos. Sci., 38, 762-779.

Colucci, S. J., A. Z. Loech, and L. F. Bosart, 1981: Spectral evolution of a blocking episode and comparison with wave interaction theory. J. Atmos. Sci., 38, 2092-2111.

Egger, J., 1978: Dynamics of blocking highs. J. Atmos. Sci., 35, 1788-1801.

Egger, J., 1979: Stability of blocking in barotropic channel flow. Beitr. Phys. Atmos., 52, 27-43.

Elliott,, R. D., and T. B. Smith, 1949: A study of the effects of large blocking highs on the general circulation in the northern-hemisphere westerlies. J. Meteor., 2, 67-85.

Gall, R., R. Blakeslee and R. C. J. Somerville, 1979: Cyclone-scale forcing of ultralong waves, J. Atmos. Sci., 36, 1692-1698.

Hansen, A. R., and Chen, 1982: A spectral energetics analysis of atmospheric blocking. Mon. Wea. Rev., 110, 1146-1165.

Hartman, D. L., and S. J. Chan, 1980: A statistical study of the dynamics of blocking. Mon. Wea. Rev., 108, 1144-1159.

Julian, P. R., and K. B. Labitzke, 1965: A study of atmospheric energetics during the January-February 1963 Stratospheric warning J. Atmos. Sci., 22, 597-610.

Kallen, E., 1981: The nonlinear effects of orographic and momentum forcing in a low-order, barotropic model J. Atmos. Sci., 38, 2150-2163.

Kikuchi, Y., 1971: Influence of mountains and land-sea distribution on blocking action. J. Meteor. Soc. Japan, 49,564-572.

Namias, J. 1947: Characteristics of the general circulation over the Northern Hemisphere during the abnormal winter of 1946-1947. Mon. Wea. Rev., 75, 145-152.

Namias, J. 1964: Seasonal persistence and recurrent of European blocking during 1958-60. Tellus, 16, 397-407.

Namias, J. 1978 a: Recent drought in California and western Europe. Rev. Geophys. Spa. Phys., 16, 435-458.

Namias, J. 1978 b: Multiple causes of the North American abnormal winter 1976-77. Mon. Wea. Rev., 106, 279-295.

Namias, J. 1980: Causes of some extreme Northern Hemisphere climatic anomalies from summer 1978 through the subsequent winter. Mon. Wea. Rev., 108, 1333-1346.

Paulin, G., 1970: A study of the energetics of January 1959. Mon. Wea. Rev., 98,795-809.

Rex, D. F., 1950 a: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. I. An aerological study of blocking action. Tellus, 2, 196-211.

Rex, D. F., 1950 b: Blocking action in the middle troposphere and its effect on regional climate. II. The climatology of blocking action. Tellus, 2, 275-301.

Schilling, H. D., 1982: A numerical investigation of the dynamics of blocking waves in a simple two-level model. J. Atmos. Sci., 39, 998-1017.

Tung, K.K., and R. S. Lindzen, 1979: A theory of stationary long waves. Part I: A simple theory of blocking. Mon. Wea. Rev., 107, 714-734.

辛江森、蔡清彥，1981：阻塞高壓結構與能量之分析。國立臺灣大學大氣科學系之研究報告 WMS-04 號。

徐晉淮，1969：阻塞高壓對臺灣天氣影響之研究。氣象學報，15，6—19。

俞家忠，1975：阻塞高壓及其對臺灣天氣之研究。氣象預報與分析。

季節預報資料：日本氣象廳出版。

A Diagnostic Study of Blocking High

Chih-Shiang Liaw

ABSTRACT

A diagnostic analysis of the two blocking systems in February 1979 and January 1980 was carried out. The author used index, 500mb sensible heat transport, 500mb eddy momentum transport, amplitude variations of zonal waves, energetics and their conversions to study these cases.

The results showed that blocking highs not only have barotrophic mechanism but baroclinic energy cycle scheme. The ridge of high trends toward the northwest-southeast direction and the westerly momentum is transported toward south as baroclinic blocking case. Nevertheless, the ridge of high tends to the northeast-southwest direction and the westerly momentum is transported toward north in the barotrophic blocking case.

Besides, large zonally available potential energy is very important before forming the blocking highs. Wave number analysis showed that the amplitude of wave number 2 is most evident. The wave number 3,4 and 5 contribute to the formation, developing and maintenance of blocking. Therefore, it is quite important to grasp the behaviors between utra-long wave and long wave during the period of blocking.

統一編號：
09085750050

ISSN 0255-5778

Volume 32, Number 4 Dec. 1986

METEOROLOGICAL BULLETIN

(Quarterly)

CONTENTS

Originals

A Primary Study of Climate Fluctuations and Changes at Taipei Since 1897 ..... *Chi-Hsun Chi* (1)

A Study of the Global Zonally Averaged Seasonal Energy Balance ..... *Wen-Jiunn Liou* (13)

A Synoptic Scale Diagnostic Study of a Heavy Rain Event in Northern Taiwan of 1984 ..... *Lai-Fa Chen* (29)

A Diagnostic Study of Blocking High ..... *Chih-Shiang Liaw* (61)

CENTRAL WEATHER BUREAU

64 Park Road, Taipei

Taiwan, Republic of China