

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」主要原因為淺薄鋒面 (shallow 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；更因地形增強之西南氣流使雷雨加劇而成災。同年梅雨季中之「6·10水災」，亦為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，雷雨特強而成災。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，一為民69年「9·23水災」豪雨，一為同年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，係直接受地形迫舉造成強烈對流所致，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，或為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；不同之點則為初夏梅雨鋒乃淺薄鋒面，而秋季者則為深厚鋒面，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。本文即擬就兩次初夏梅雨季豪雨及另兩次秋季豪雨即民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為深入研究。臺灣雖亦屬海島，但緯度遠為偏低，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強調，就中小尺度系統言，「原始條件」遠不若「局地強迫

(local forcing) 作用」之重要。而其所列四項局地強迫函數 (local forcing functions) 之首項即為「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，尤為真實。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」即將展開。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) 臺灣氣象界即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。

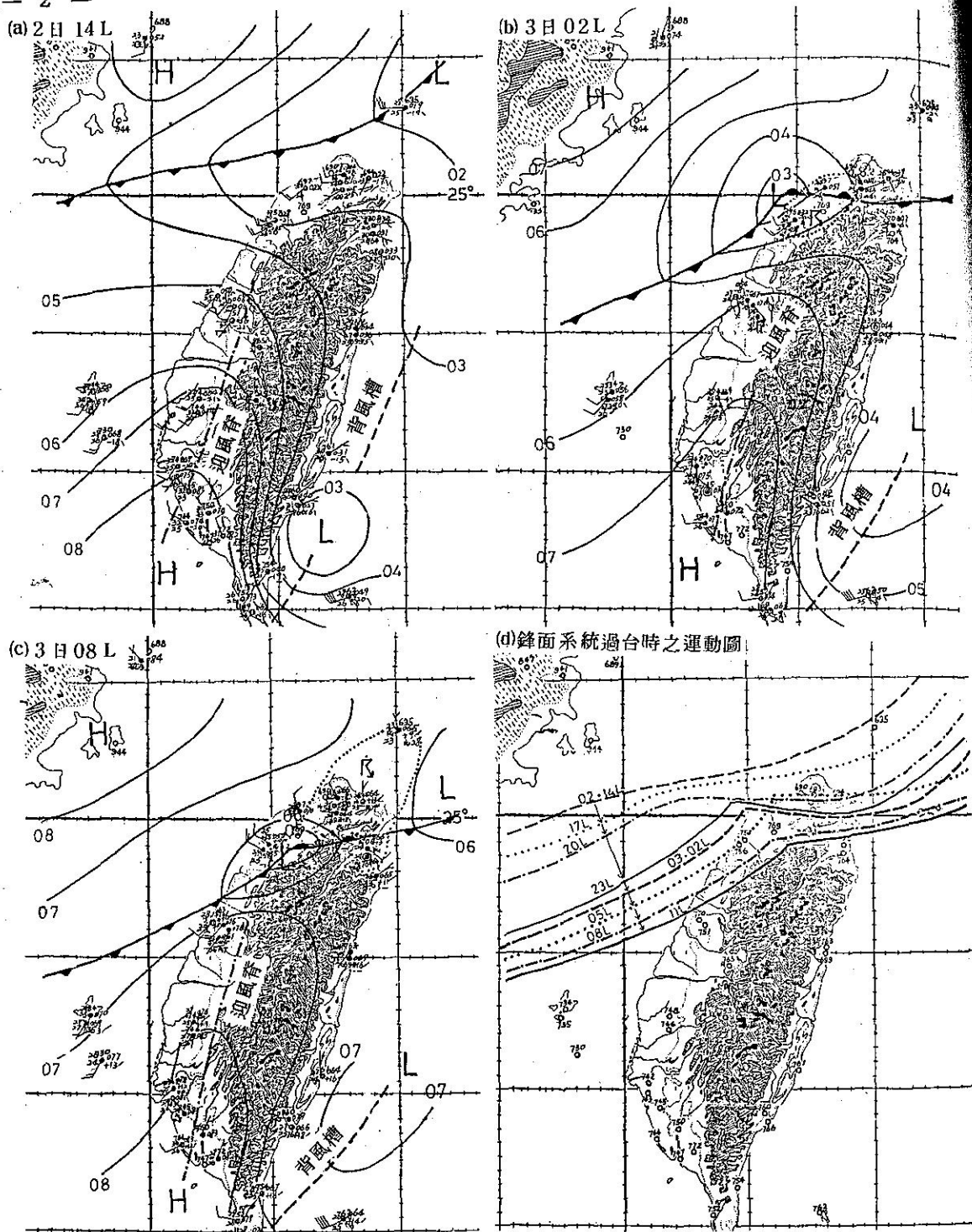


圖 1 民國 73 年 6 月 3 日台北市「6.3 水災」豪雨之台灣區域詳圖。藉圖可見鋒面在桃園外海附近衍生 meso- β 尺度之擾動，因而加劇北區猛烈雷雨。圖中斷點線為山脈迎風面之脊線，斷線為背風面之槽線。

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.

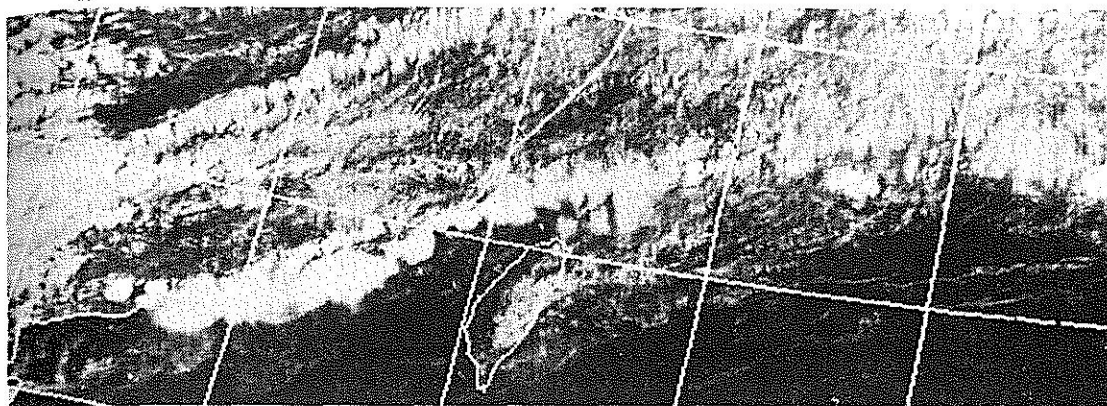
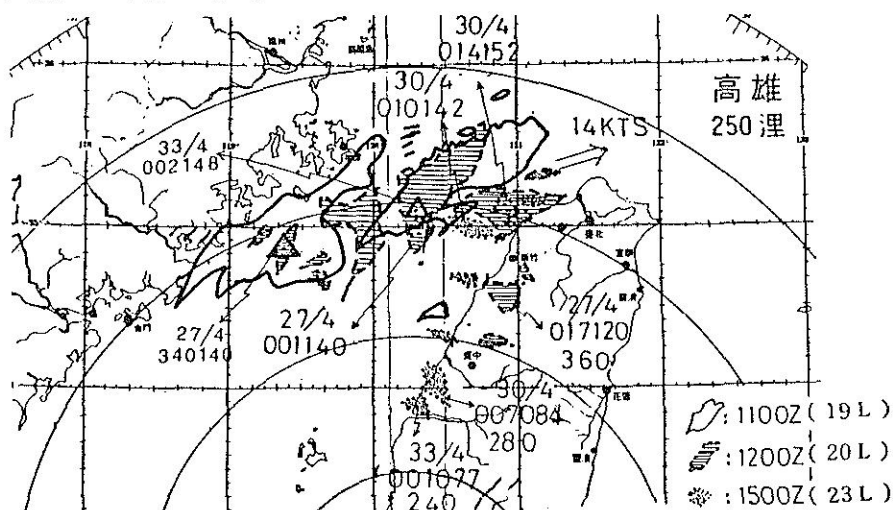
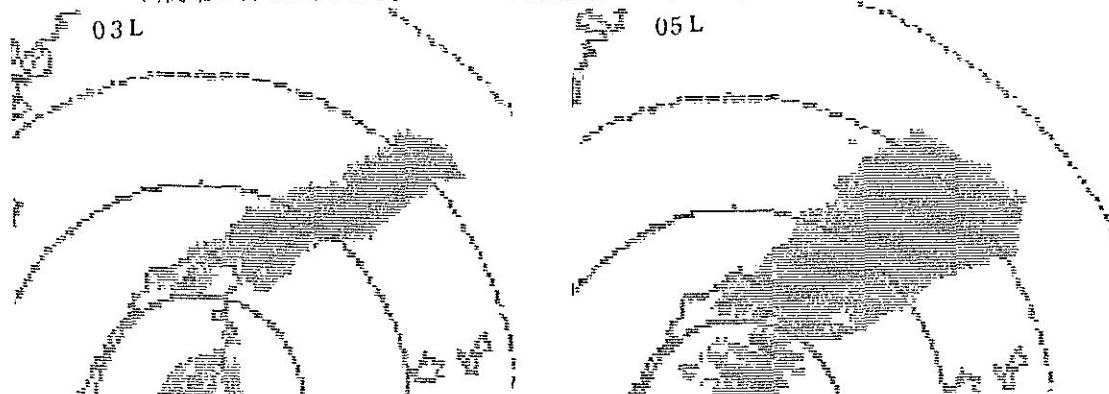


圖 2 民國73年6月2日15L中央氣象局所收NOAA 衛星可見光雲圖。示台灣北方海上至廣東沿海已有呈帶狀對流雲簇發展。

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 Hualien, 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

此處分析目的為確定「6·3 豪雨」成因，作為今後類此型式豪雨預報之參考。經詳細分析認為本次豪雨係由於鋒面移至臺灣北方海面附近後，由於海峽北上之強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，氣流輻合增強，兼受地形影響致肇生豪雨。以下為其分析：

圖 1a-d 為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 為間隔作出詳細分析。圖 1a 為 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為一致之西南風，風速最大為新竹，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 轉為西北風 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。此處茲附 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 0305L 雷達 PPI 圖如圖 3b，以為印證。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。此為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強，兼之鋒面南下，加強局部輻合，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」作用亦同時造成強烈對流；而臺灣北部係位於波動暖區，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，故損失遠為輕微而已。

該次水災豪雨之氣象因素此處經分析，認為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，故雷陣雨極為猛烈並持久，致釀成水災。以下為對其分析。

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。資料時間各為民 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 5a 11 時資料可見，鋒面在彭佳嶼以北，臺灣區普遍均為西南風，露點溫度一般在 25°~27°C 之間。至 14 時（圖 5b）鋒面已過彭佳

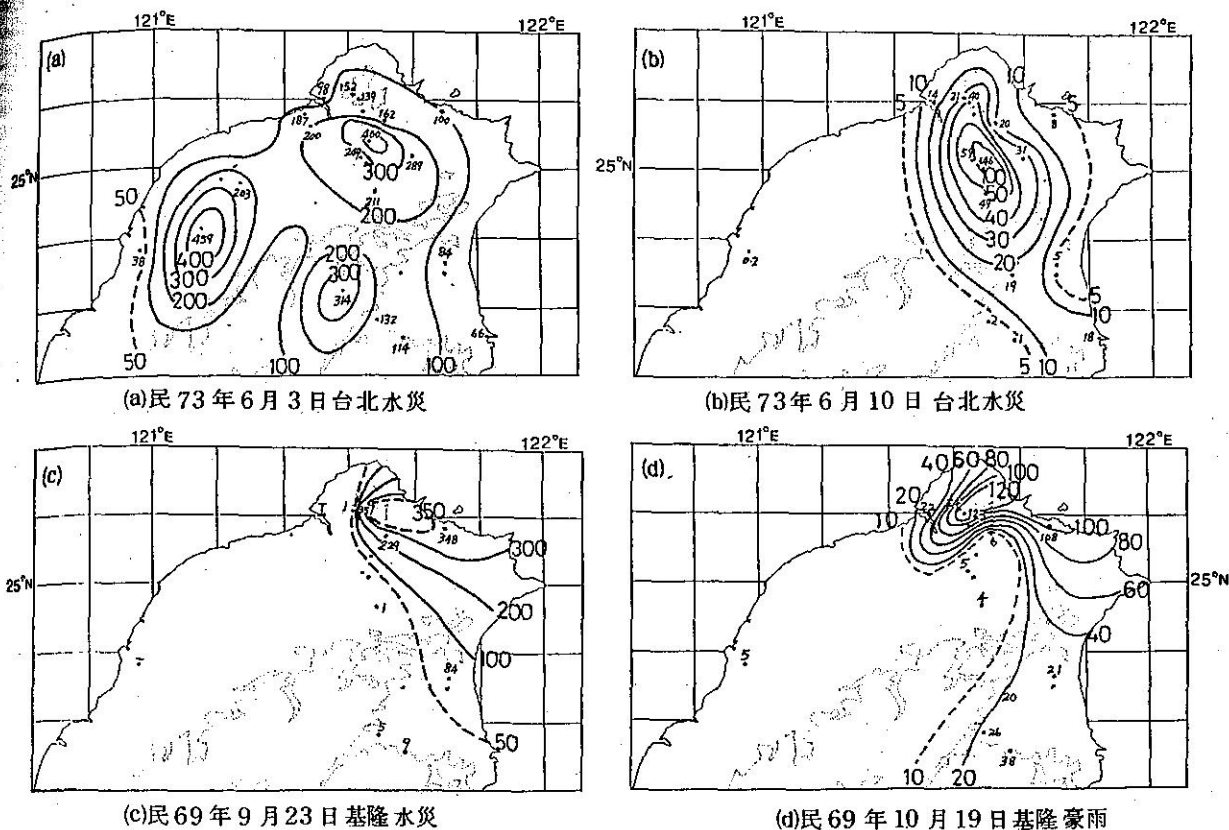
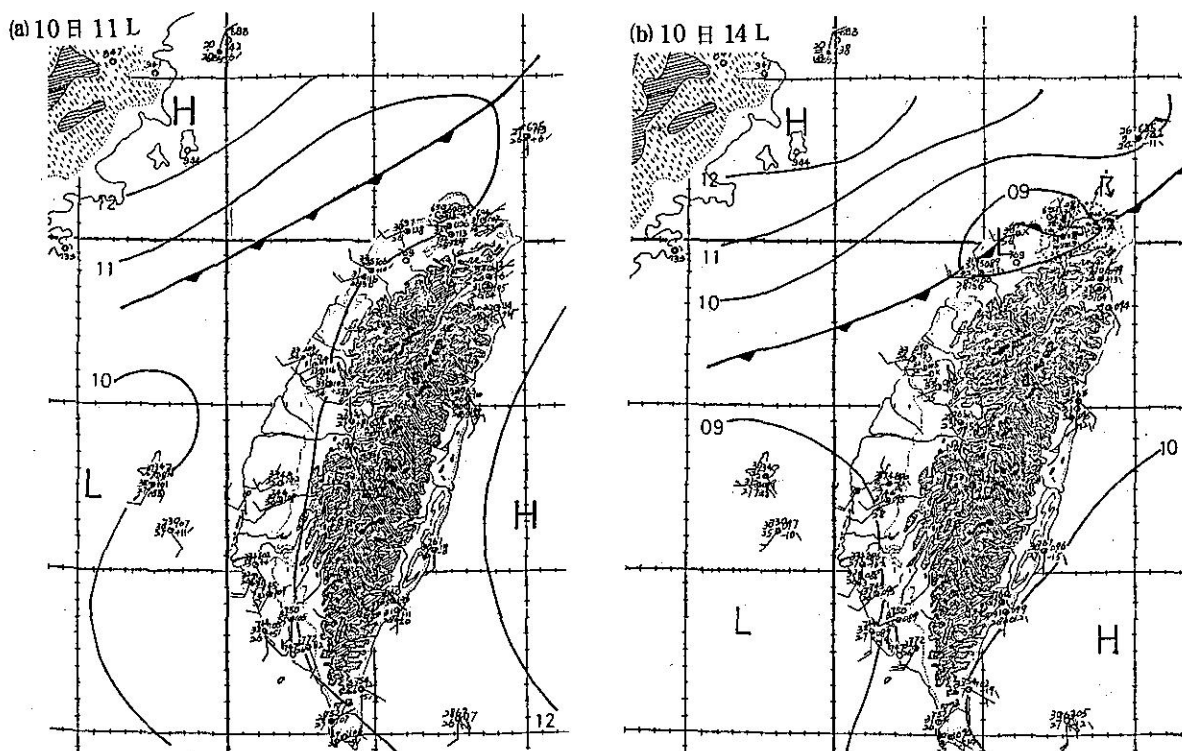
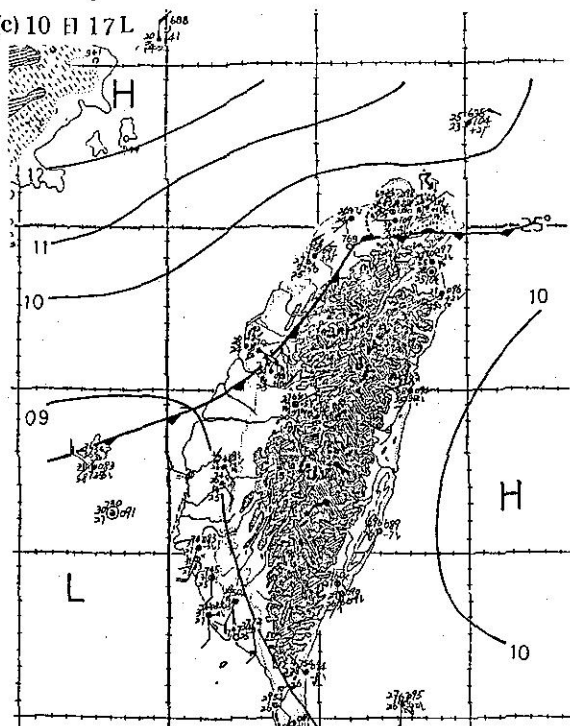


圖 4 台北、基隆豪雨個例之日雨量分布。藉圖可見(a)(b)兩例豪雨集中於台北市，(c)(d)兩例係集中於基隆一帶之東北山區。

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



(c) 10 日 17 L



(d) 鋒面運動圖

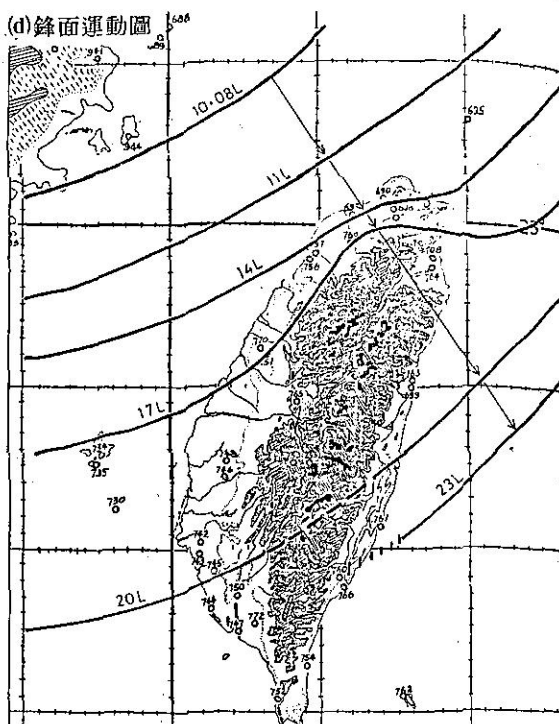


圖5 民國73年6月10日台北市「6.10水災」豪雨時之台灣區域詳圖。藉圖顯見鋒面在北部作局性滯留，致造成台北區之大雷雨。

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.

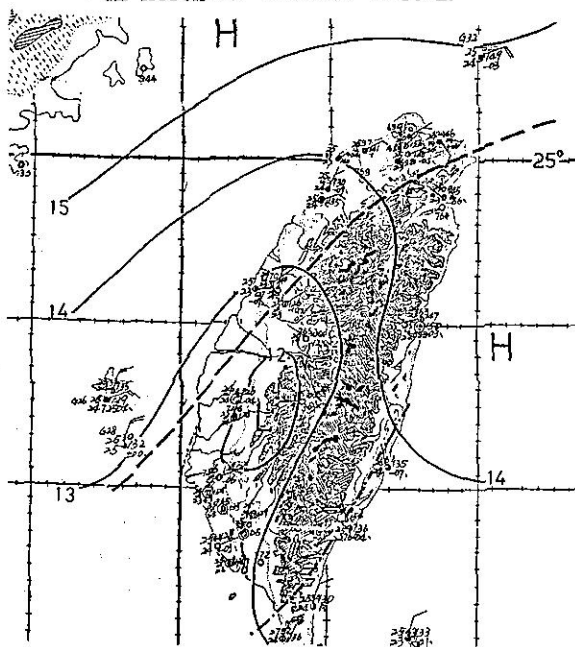


圖6 民國69年9月23日05L基隆「9.23水災」豪雨時之台灣區域詳圖。

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

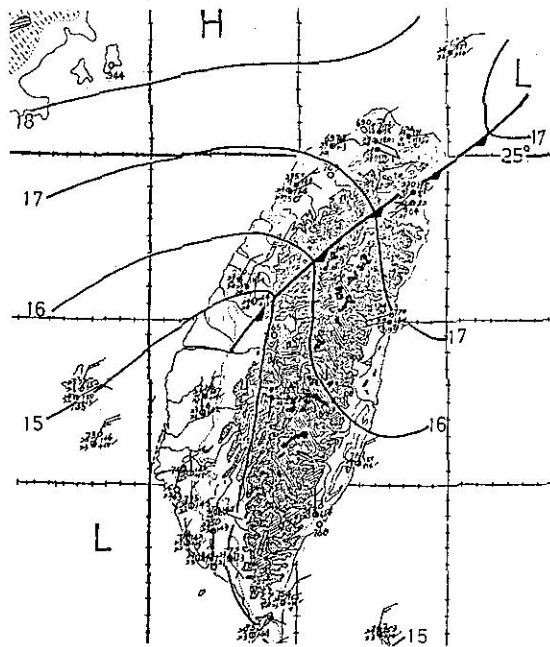


圖7 民國69年10月19日20L基隆豪雨時之台灣區域詳圖。

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

境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。因南北氣流輻合極為顯著，故中南部均有雷雨。至 20 時鋒面已至高雄，北部之風方轉為東北風。藉圖 4d 可見鋒面除在北市外，其他部分之移速每時均在 20 哩以上，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為：

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強度。
3. 鋒前為西南氣流、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。基隆雨量為 348 公厘，陽明山竹子湖為 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。由於鋒前鋒後均為東來風 (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，故陣雨極為猛烈，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 為該次鋒面過境時 (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 為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強並出現噴射氣流。顯係西風帶隨冷鋒以俱移，基隆降雨顯係為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

為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 (填於測站左上角)，露點 (測站右下角)，風向，風速及陣風 (填於測站右上角，單位 kt)。所用測站包括馬祖，松山、中正、桃園、新竹、臺中與清泉崗等空軍測站。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均已加利用)。藉該各圖可得：

(一) 6.3 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°C 降至 24°C，23°C)，並出現陣風。最大出現於中正，45 kt，松山為 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)，雷雨即行中止。藉圖可見北部雷雨持續共 10 至 11 小時。藉圖 1a—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。另外此處茲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。

(二) 6.10 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。

(三) 9.23 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，並由地形直接迫擊造成。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，基隆則均為雷雨。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，臺北盛行風向為東南，基隆為東北，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）。

（四）10·19 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

（一）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) 來自南海之強烈西南氣流，且低層噴射氣流即在臺北上空。

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為東風，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，基本上近似為風切線型式。

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。

（二）臺灣區域高空風場及氣團屬性

此處茲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，即：鋒面本身強度厚度均小，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，鋒面之接近僅提供強迫（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，端賴地形強迫作用。故兩次個例，豪雨時均伴隨有厚度甚大之鋒後東風層（一為 6000 呎，一為 16000 呎）。且降雨極為集中，

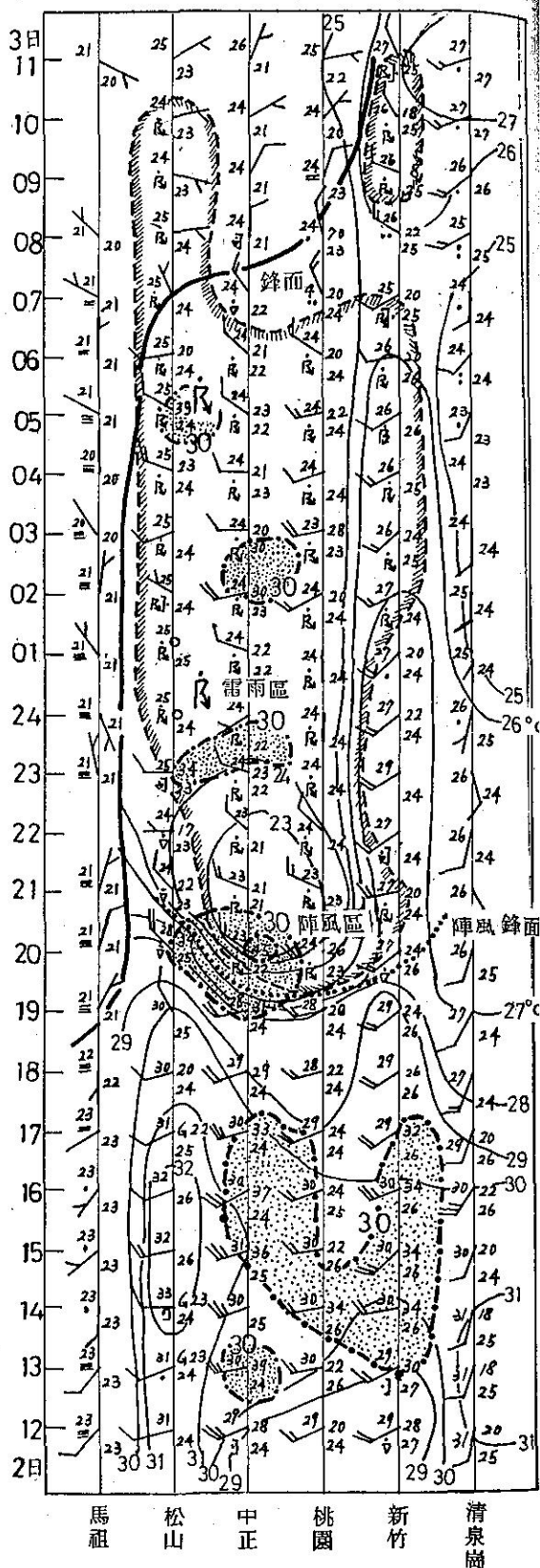
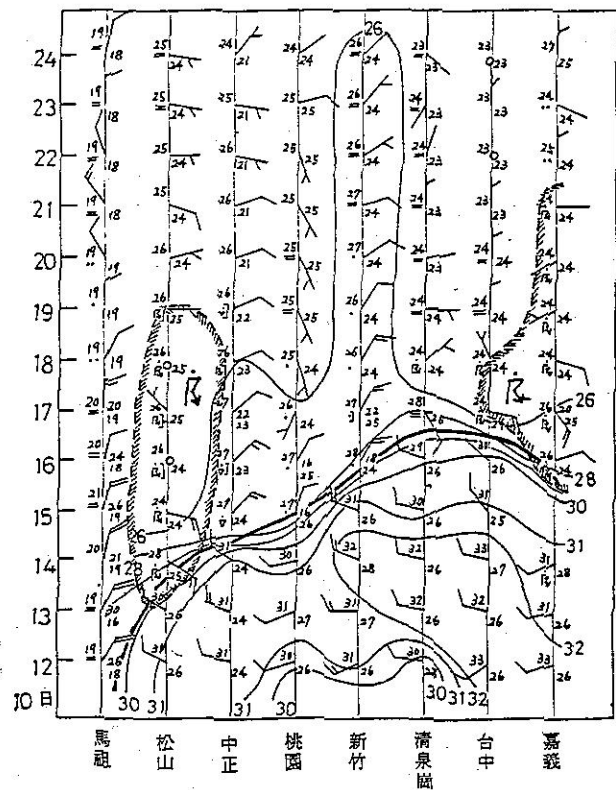
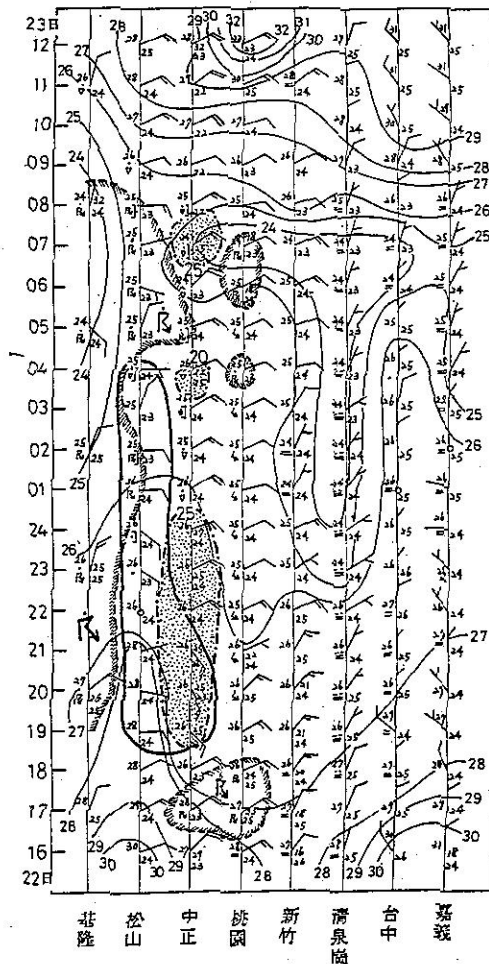


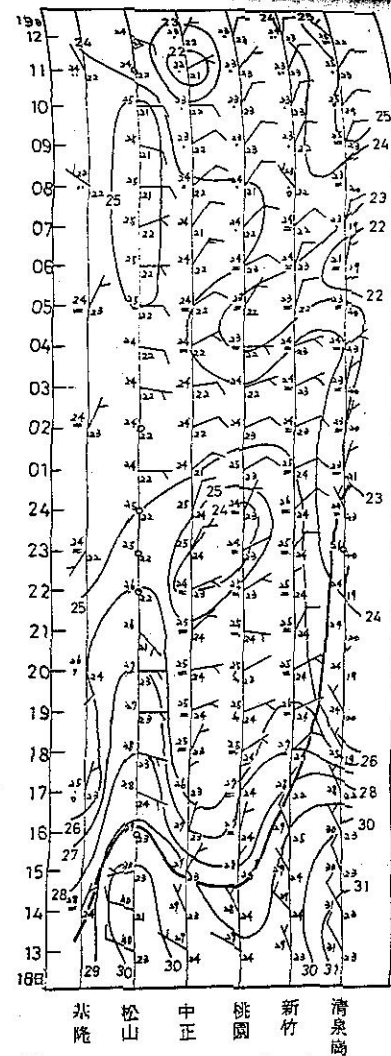
圖 8 (a) 台北市 6.3 水災豪雨時（參見圖 10）。



(b) 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.

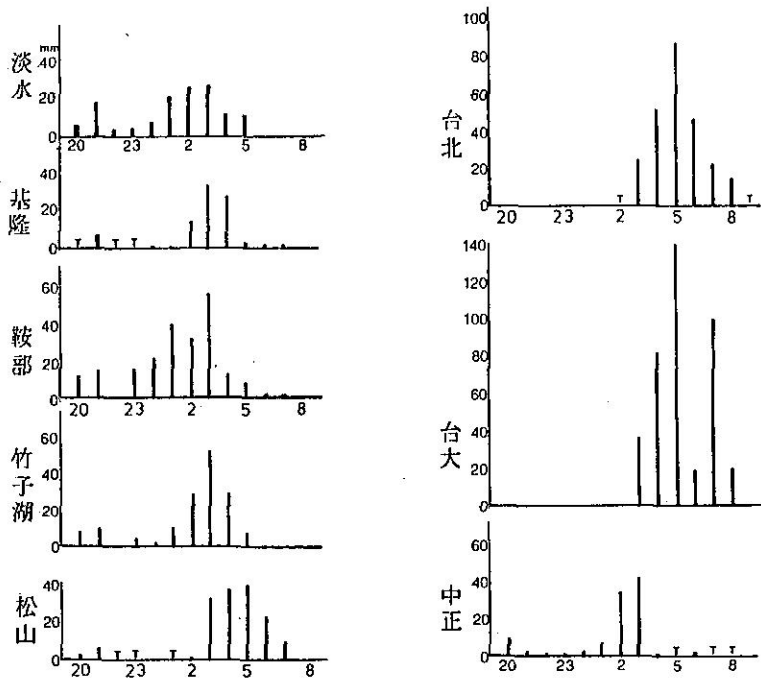


圖 9 民國 73 年 6 月 3 日「6·3 水災」期間，台灣北部各地時雨量分布圖。

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	強西南氣流 (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， 略同上。
9 · 23 豪雨	東 風 (20kt)	東 風 (20kt)	16000	西風 10kt	
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強之西南風，使南海之暖濕氣流長驅直入，此為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，以下為其結論：

(一) 就本研究四次個例可得，臺灣北部地形對鋒面之影響為：(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強，因之造成猛烈雷陣雨，此為「6·10水災」豪雨之例，因鋒面過境時恰在午後，日中對流加劇降雨強度。(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強，因而造成鋒面波動，此為「6·3水災」之例。此時猛烈輻合係在擾動之暖區，故雷陣雨強大而持久。

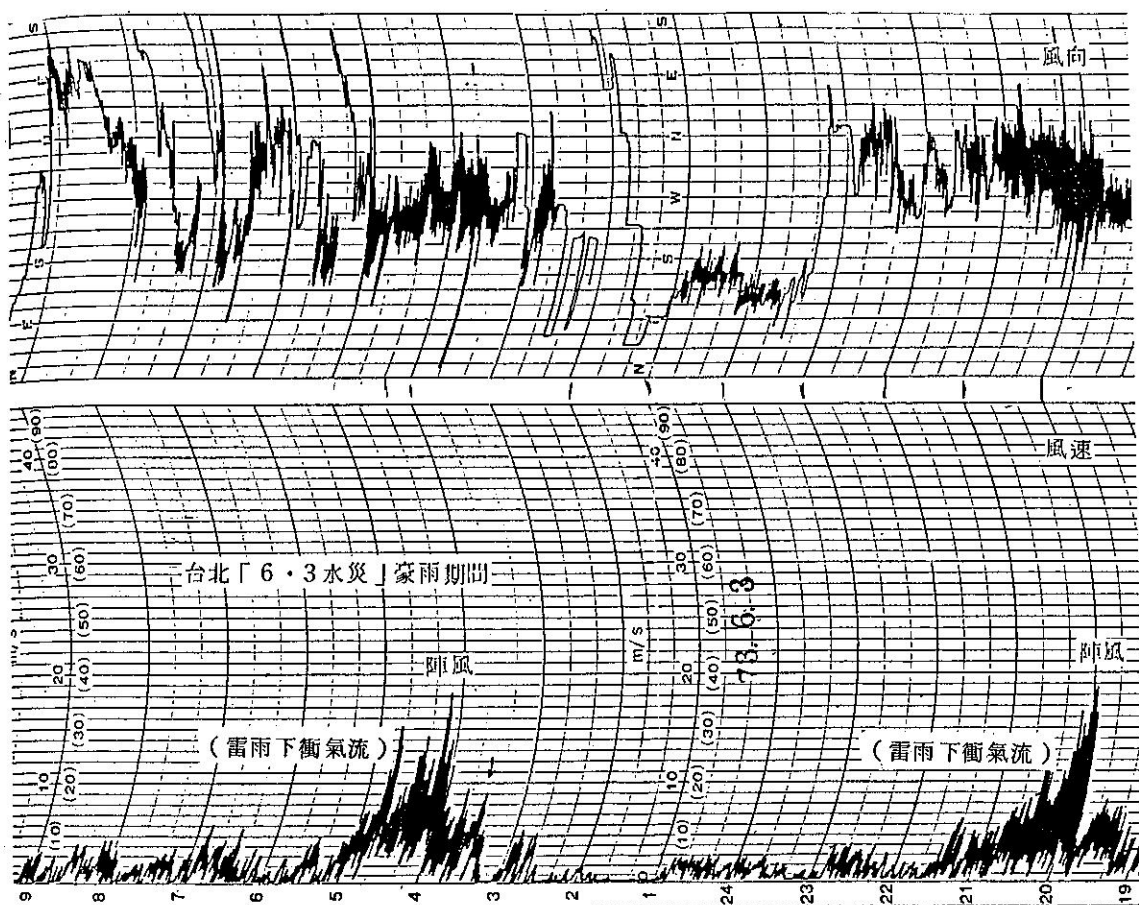
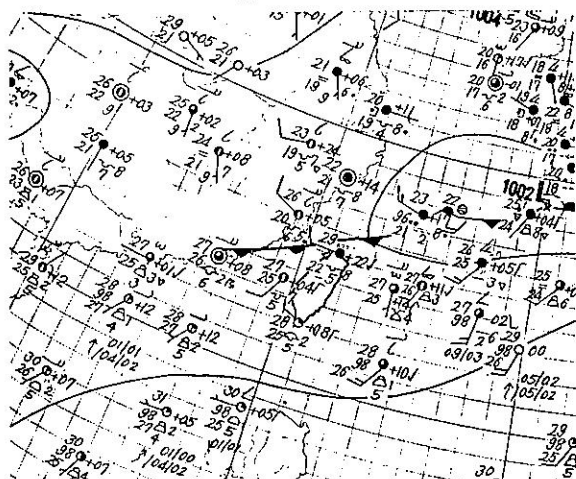
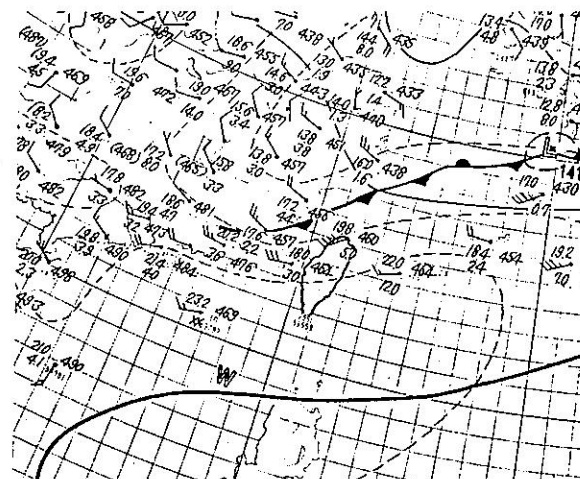


圖10 民國73年「6·3水災」期間台北風向風速自記記錄。(參見圖8a及圖9)

Fig. 10 Records of wind at Taipei for case 1.



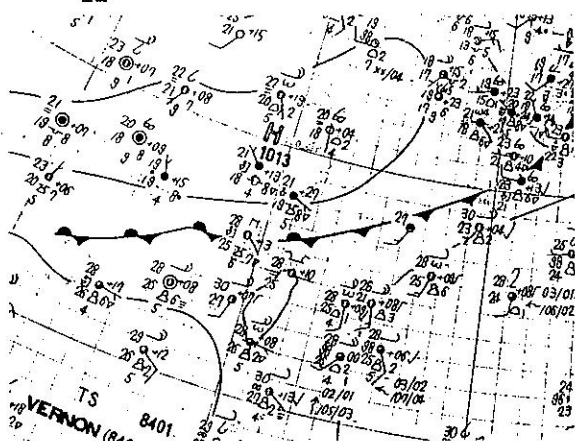
(a) 6月2日20L之地面天氣圖



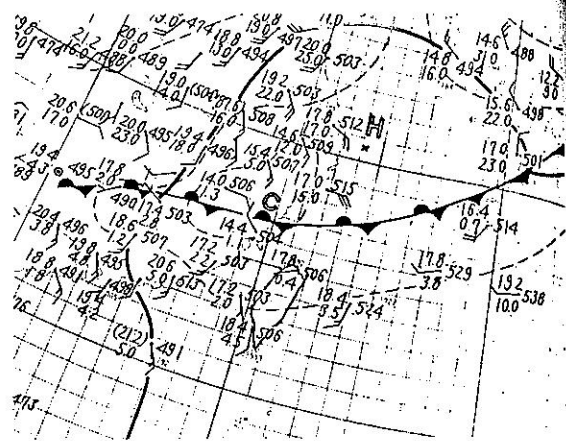
(b) 6月2日20L之850mb天氣圖

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.



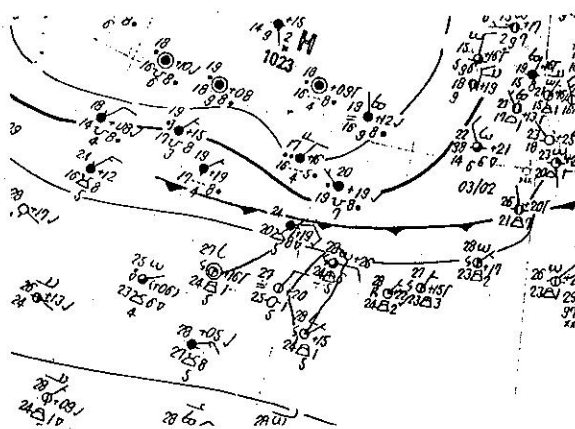
(a) 6月10日 08L 之地面圖



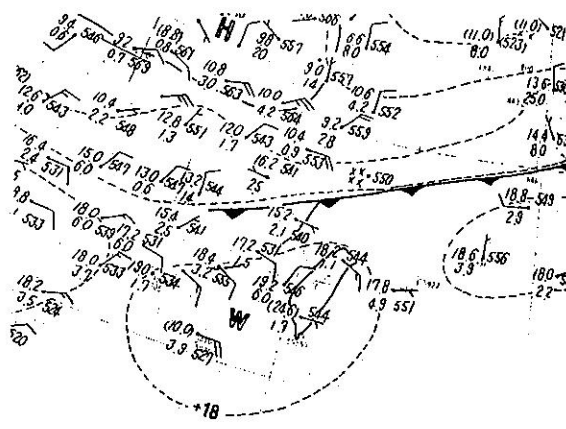
(b) 6月10日 20L 之 850mb 天氣圖

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.



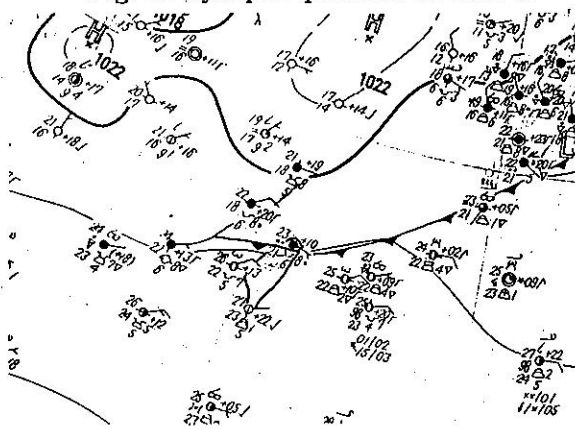
(a) 9月22日 20L 之地面圖



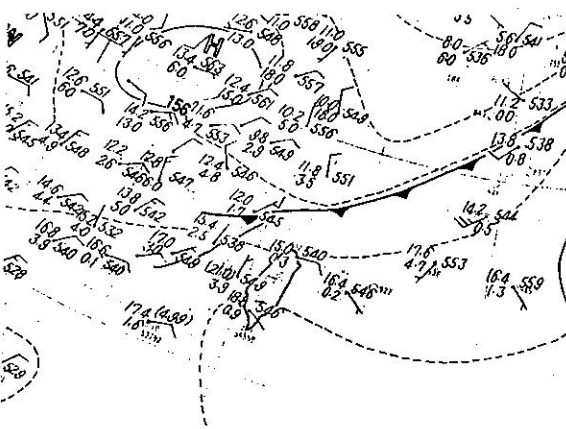
(b) 9月22日 20L 之 850mb 天氣圖

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.



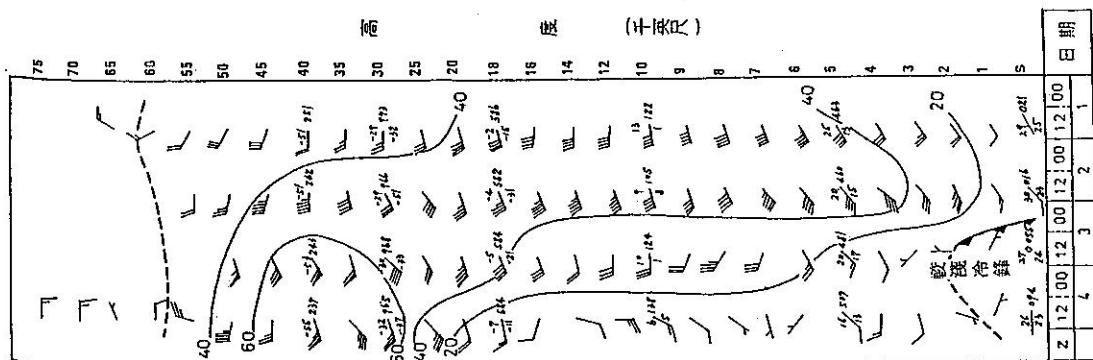
(a) 10月19日 20L 之地面圖



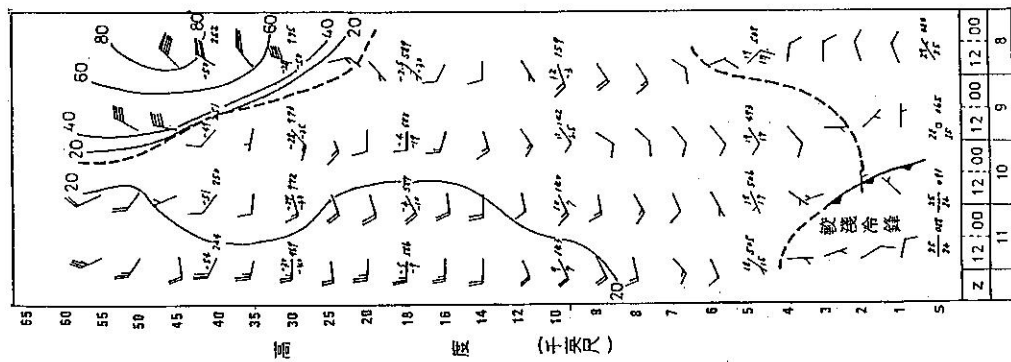
(b) 10月19日 20L 之 850mb 天氣圖

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。

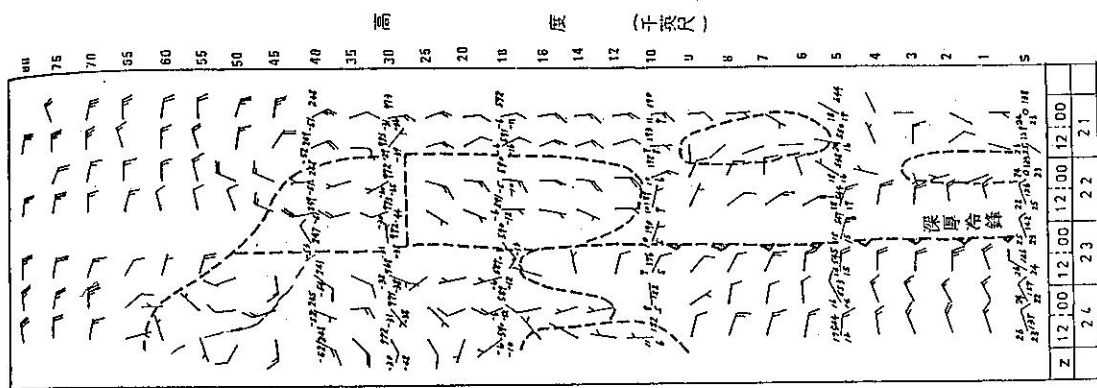
Fig. 14 Synoptic Patterns of case 4.



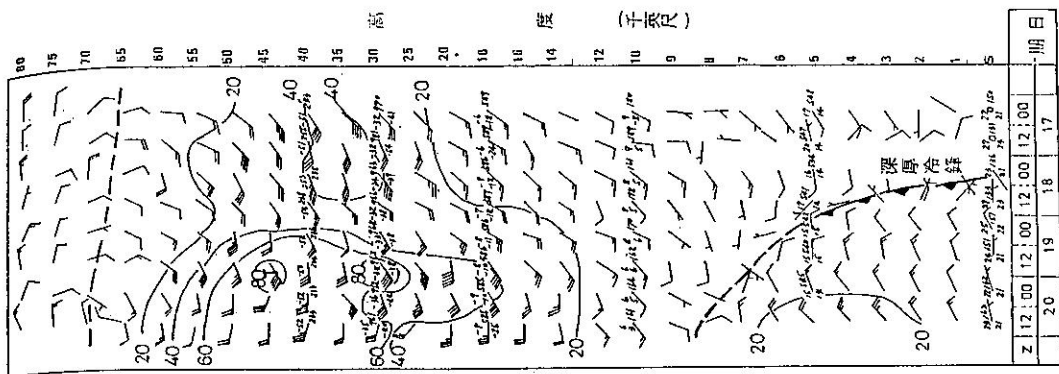
(a)民 73 年台北「6.3 水災」豪雨期間。



(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：粗斷線為風系間分界綫，細實綫為等風速綫，單位裡／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.

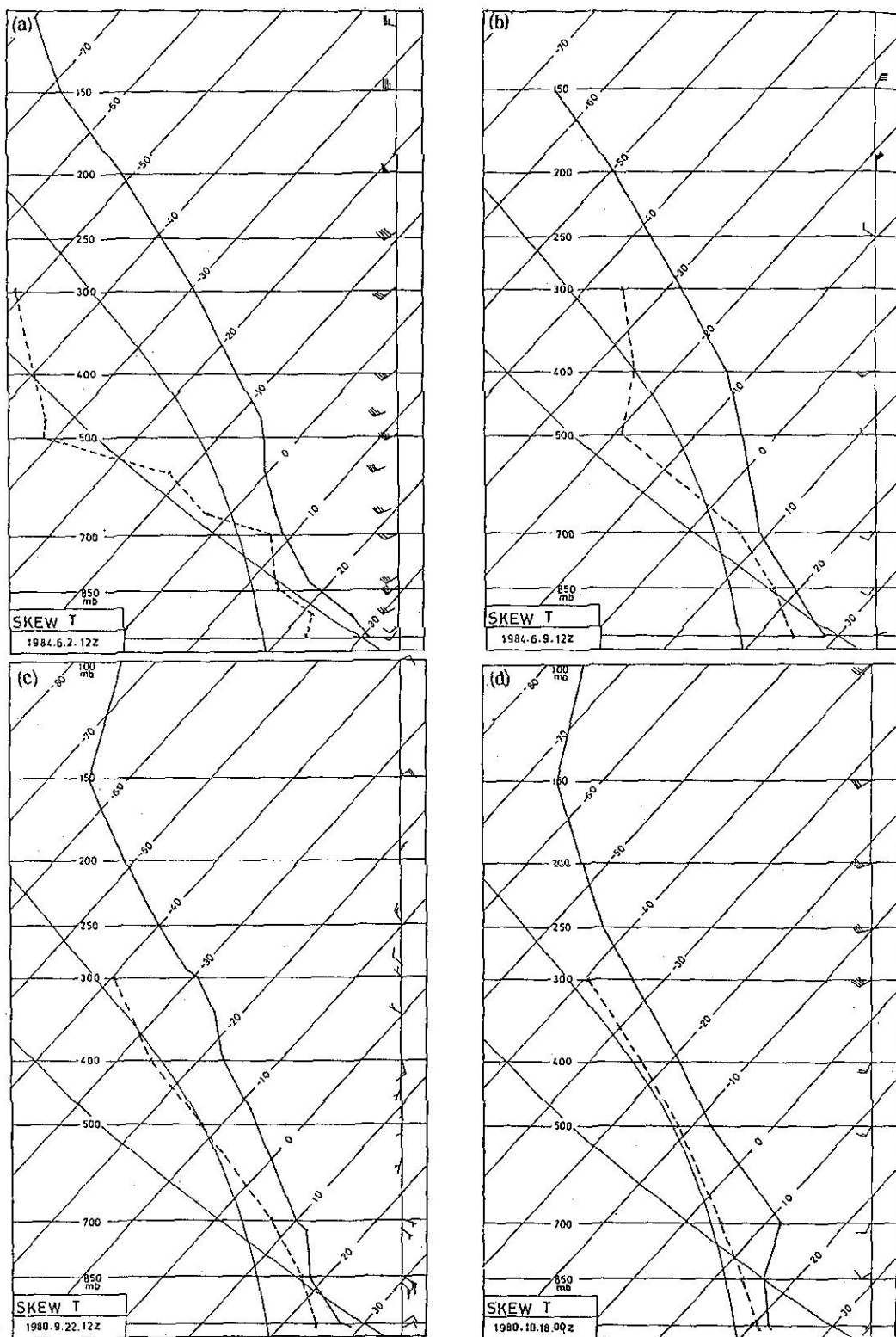


圖 16 四次豪雨期間前之台北氣團屬性。

(a)「6·3水災」豪雨前，時間為民73年6月2日20L。(b)「6·10水災」豪雨前，時間為民73年6月9日20L。(c)「9·23水災」豪雨前，時間為民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.

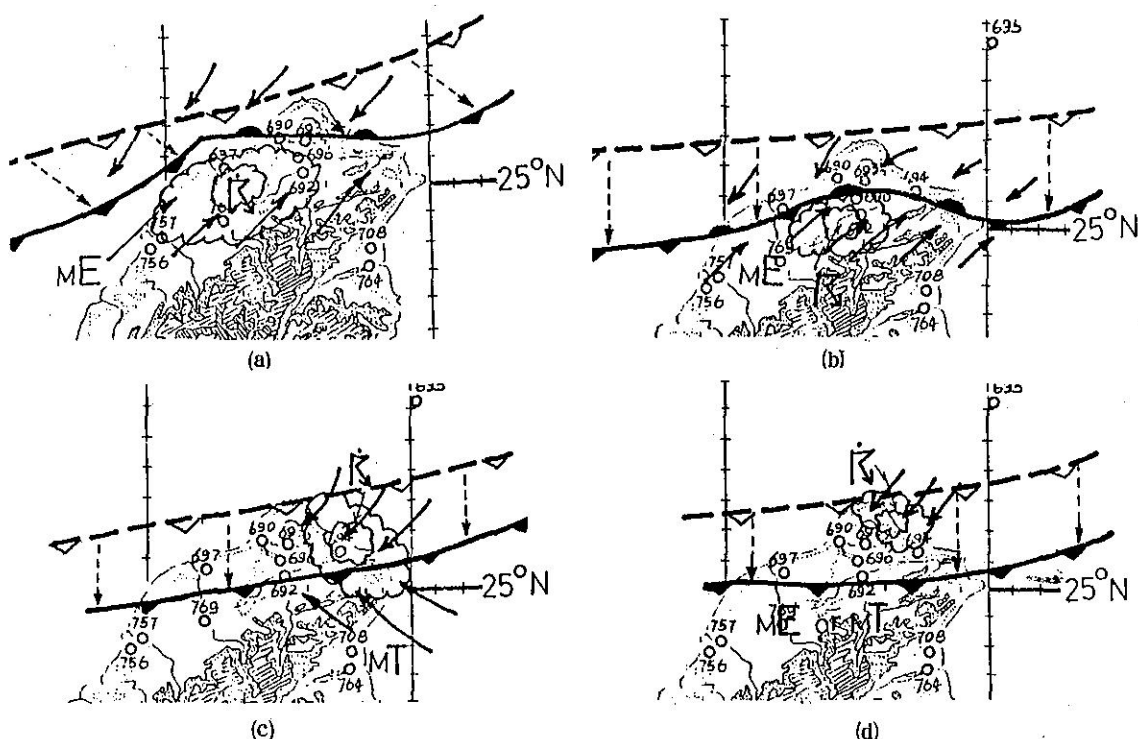


圖 17 變易季節，台灣北部地形加劇鋒面性質降雨之四種模式。(a)梅雨季淺薄鋒面因地形影響衍生波動，暖區降雨，(b)梅雨季淺薄鋒面受阻於地形衍生短暫擾動降雨，(c)秋季深厚鋒面突入東南信風中之北部東區地形雨，(d)秋季深厚鋒面之東北山區地形雨。圖中粗斷線表示受地形影響前之鋒面型式，細斷線表鋒面運動。附有箭頭短線表地面流綫，圖中並附雲雨區。

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

(一) 四次個例鋒前之氣流均極端不穩定，其風系或為西南季風或為東來信風，溫濕均高，接近飽和。此項環境條件實為豪雨之基本條件。

(二) 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，因之降雨極為集中。(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。

(四) 初夏與秋季北部鋒面豪雨不同點為：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。

(五) 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 為初夏淺薄梅雨鋒面型豪雨模式，圖 c,d 為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為最多，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 concentrated 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 mentioned 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.