

梅雨期臺灣地區中範圍天氣之分析與預報

王 崇 岳

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國六十七年二月二日收到，同年三月十八日修正)

摘 要

應用地面流線圖分析法分析梅雨期臺灣區天氣圖，發現臺灣之東南方近海有一中範圍氣旋，臺灣中部有一中範圍反氣旋環流，臺灣南部沿海有一中性氣流場，該氣流場擴張軸附近之輻合區時有雷胞存在；如 500mb 面槽前之上昇氣流場與該區重疊，則有暴雨發生之可能；若反氣旋氣流場範圍擴大，則臺灣中、南部之雷雨可望終止。

西南氣流場內雷胞內、外之環流型態與牛頓模式顯有差別，於此已詳予闡明，雷胞移動之方向與牛頓模式相同。

850mb 面高度與時間連續圖可表示一地氣壓波之波幅與週期；如以桃園、東港 850mb 面高度同時填繪，可研判臺灣上空東西向低層氣流之強度，均有助於梅雨期天氣之預報。

一、前 言

每當春、夏兩季交替時，極鋒常徘徊於臺灣本島附近，鋒面南側盛行高溫重濕之西南氣流，其北側乃為微弱之海洋變性大陸極地氣團所據，臺灣天氣不穩定，時晴時雨，雨時可能夾有雷暴，豪雨如注，日雨量可超過一百公厘，有時高達三百多公厘，可導致嚴重水災，此種天氣型態常由五月中旬延續至六月中旬或下旬，或謂該時正當江南梅子成熟期，故稱此雨季為「梅雨」期。

梅雨期鋒面兩側之氣壓梯度平坦，如用正常之地面天氣圖分析法處理，以等壓線稀疏，實難表示臺灣地區之氣壓場型，故分析天氣時以應用地面流線圖為宜；再配合地面雷達報告、衛星圖、及 850mb 面高度與時間連續圖，則臺灣本島附近之天氣型態可一覽無遺，預報準確率或可提高。

二、地面流線圖範例

圖 1 至 13 為地面流線圖範例，將用以解釋臺灣附近若干特殊天氣之依據，故先予介紹。圖 1 為民國六十六年六月一日 1200Z 地面流線與高雄、花蓮兩站觀測之雷達回波綜合圖。因自五月底起，桃園東港 850mb 面之高度均低於氣候參考值（陳，

六十六年，以 $Z_{1000} + \Delta Z_{(1000-850)}$ ），且桃園之實測值較東港者低，故臺灣本島上空西南氣流旺盛，中、南部山區與臺灣海峽內積雨雲滿佈。圖 2，冷鋒已於六月二日晨通過臺灣北部，臺北與新竹地區均有雷雨，臺北市雨量達 107 mm，新竹 147 mm，該日臺南與高雄地區亦有大雷雨，雨量高達 175 mm。按二日 0000Z 地面氣流圖，新竹附近有一氣旋環流，淡水於雷雨中有雹。圖 3 至圖 10，表示臺南、高雄地區連續三十小時雷雨之連續地面氣流圖。圖 3，滯留鋒位於臺灣本島北部海域， 25°N 附近有帶狀回波，我國東南沿海（金門西側）有一巨型回波；臺南以南地區為一輻散氣流場，並無回波出現；嘉義西方沿海地區有散亂回波；臺中附近一小範圍積雨雲，殆至六月六日 0000Z，圖 4，滯留鋒南移，且已越過新竹，臺灣北部雷雨，臺中與新竹外海雖各有一積雨雲系，但因位於輻散氣流區，故臺灣北部雷雨難以持久。由嘉義西南南向區域內之積雨雲系可能由上圖金門西側之積雨雲發展而成，因處於輻合氣流區，有繼續存在之可能。至 060600Z 時滯留鋒面已北移至淡水海域，與此伴隨之積雨雲已消失，圖 5，唯澎湖區之積雨雲系已向東南位移至臺南、高雄，該區有雷雨，同時於

22.5°N 與 118.5°E 附近有一積雨雲系，或可助長高、屏地區之雷雨。圖 6，060900Z 臺南、岡山、高雄與屏東均有大雷雨，岡山時雨量達 51 公厘之多。圖 7、8、9，積雨雲系於臺南至高雄沿海地區呈滯留狀，顯與輻合氣流場一致。至 070000Z 時澎湖與其西南海域又有新積雨雲系形成，臺南、岡山與高屏地區再度大雷雨，時雨量有超過 50 公厘者，唯外海雲系散亂，已不如二十四小時前之密集。圖 10，積雨雲系已南移，且強度已減，臺南、高雄地區天氣轉佳。圖 11、12 與 13 表示夏季正常之熱雷雨型態，850mb 面高度已回升至氣候參考值以上，080300Z 時臺中附近僅有散亂之濃積雲，但澎湖外海有巨型積雨雲系。080600Z 時沿中央山脈西側南北向有連串積雨雲，臺中、日月潭、阿里山均有雷雨，雨量皆超過四十公厘；海上之巨型積雨雲系邊緣已侵入臺灣西岸沿海地區，山區與沿海雲系間有一鴻溝，表示該區有沉降氣流。至 080900Z 時夕陽西下，氣溫下降，山區與海上之積雨雲強度減弱，漸行消失。

繪製臺灣本島地面氣流圖時，因中央山脈阻隔，於中範圍反氣旋南側之氣流線，盡量以與該山脈北北東／南南西平行為原則，如有橫越本島之氣流線時，則表示迎風面有上升氣流，背風面者為沉降。

三、臺灣中範圍反氣旋

當臺灣地區夏半年西南季風盛行時，其東南方近海蘭嶼附近，西風常甚強，有一中央山脈背風面低壓區，中央山脈之西側為迎風面，氣壓較東側高，為一中範圍反氣旋區，東西兩側氣壓差完全視西南氣流強弱而定；於微弱之西南風情況下，臺灣本島東西兩側之氣壓差常在一毫巴左右，當西南風強盛時，兩側氣壓差可達三毫巴之多，如用等壓線分析地面天氣圖，實難表示臺灣上空有反氣旋存在，但若應用地面流線分析法，則中央山脈西側有顯明之反氣旋氣流場，否則按氣流連續之原理，實無法將臺灣本島東、西、南、北之氣流組成一合理之氣流場。此種中範圍反氣旋氣流場對於臺灣地區天氣之分佈，有密切關係，其影響範圍，似有日變現象，於午前臺灣西部沿海地區西南風強盛時，反氣旋環流之範圍縮小，圖 9，11；當黃昏時分，臺灣海峽盛行之西南風風力減弱，使反氣旋環流範圍擴

大，圖 10、13。圖 7 為 061200Z 流線圖，臺中東側為一中範圍反氣旋（日月潭、阿里山、玉山因測站位於山區，不應繪入同一流線圖），臺東東南方近海為一中範圍氣旋，高雄東南方為一中性氣流場，高雄，臺南沿海地區為一輻合氣流場，西南氣流由臺灣海峽南部源源注入該區，而屬於中範圍反氣旋之東南氣流與之相會，此種輻合氣流促使雷雨繼續存在。至 070900Z，圖 10，臺灣中範圍反氣旋擴大，澎湖地面風由西南轉為東南，氣流輻合區已由臺灣本島西南沿海地區位移至臺灣海峽內，臺南、高雄天氣轉晴。

四、積雨雲形成之主要因素

於臺灣地區，西南氣流中積雨雲形成之主要因素有三，即地形抬舉，臺灣海峽地形輻合與鋒面，茲分別解釋如下：

(1) 地形抬舉積雨雲

當臺灣海峽內西南風微弱，（850mb 面之高度在氣候參考值以上時）臺灣中、南部平原地區有顯著之海陸風，晨間由陸地吹向海峽，至接近中午時，陸地溫度較其臨近海域之氣溫為高，沿海地區先有由海上吹來之西風出現，圖 11，然後繼續向內陸伸展，圖 12，與中央山脈相遇，因地形抬舉而形成積雨雲。當夕陽西下時，海風減弱，積雨雲逐漸消失，圖 13，日月潭、阿里山、玉山區雖仍有大至中雨，但雷達回波顯示，積雨雲已至消滅階段。若西南氣流旺盛，山區雷胞之形成並無日變現象，如圖 1，阿里山以南山區有多雷胞之積雨雲系存在。

(2) 西南氣流輻合區內積雨雲

臺灣本島西南沿海區與我國福建、廣東兩省沿海幾呈「八」字形，由南海吹來之西南氣流，在臺灣海峽南部呈輻合而上升，因海域遼闊，故雲塊涵蓋之區域幾與臺灣本島之面積相近，該雲塊常由若干雷胞構成，其移動速度約為臺灣海峽上空 850 與 500mb 兩層風向量平均值之半，方向則較平均風向量偏右 25°(Chen, 1977)，每年臺灣中、南部之局部豪雨與本類積雨雲系有密切關係。

(3) 鋒面附近積雨雲

當上述第二類之積雨雲存在時，表示該西南氣流呈高度對流不穩定，由東海南移之極鋒抵達臺灣

海峽北部時，因低層東北氣流與西南氣流間之輻合作用，使暖空氣上昇，形成類似颯線狀多雷胞之雷雨羣，此種雷雨隨鋒面向南位移，如鋒面呈滯留狀，則該雷雨羣隨 850/500mb 兩面上風向量平均方向偏右之方向位移，待進入陸地後因水氣供應不足而消滅。

五、積雨雲內外之環流、泊留與日變

積雨雲系乃由若干雷胞所構成，為維持雷胞之新陳代謝與積雨雲系之繼續存在，在雲底下側必有旺盛而又潮濕之輻合氣流供應水氣，以補降水區之水氣損失；若水氣供應不足，雷胞即逐漸消失。中緯度區雷胞內、外環流模式遠自 1884 年莫勒 (Möller) (Ludlam, 1963) 起即已建立，唯因是時高空資料不全，與所處緯度高低不同，各氣象學家研究之結果並不一致，故雷胞模式亦有不同，直至 1960 年牛頓 (Newton, 1963) 創立中緯度雷胞模式，圖 14a，已為大部分氣象學者所接受，該模式之低層風向為東南，如為西風， V_e ，則風速必須小於由西向東位移之雷胞速度，高層必為強勁之西風，此種氣流場之分佈與臺灣區西南氣流內發生大雷雨時雷胞內外之環流有異。當中、南部發生暴雨時，「梯度風層」(約 950mb) 常有強勁之西南風，高層 (300mb) 為微弱之西南或西北風，如圖 15 馬公 0000Z 無線電探空報告，是時馬公上空有雷雨，但順風之去向並無回波，故該報告或可代表積雨雲外溫度、露點與風向風速之分佈。圖 14b，雷胞內部之風向量假設為 950mb 與 300mb 面兩層風向量之平均數 (馬公 061200Z 測風報告與此相似)，其左右兩側之流體動力加速與牛頓模式相反，但雷胞移動之方向為一致，因此雷胞內、外之環流顯有差別。按牛頓雷胞模式，右側為上昇氣流，左側者下降，當雷胞由左向右位移時，因左側氣流下降，部分雲系逐漸消失，但右側因有暖濕空氣繼續供應而成長，新陳代謝，以維持雷雨雲系之存在，唯於深厚之西南氣流層內，圖 14b，雷胞左側應為上昇氣流區，右側者為下降氣流區，雨區位於雷胞之右側。按自由大氣層內之氣流方向，於西南季風時，臺灣海峽內之積雨雲系，除與鋒面相隣者外，應以由西南西向東北東之方向位移最屬可能，唯因雲系之西南側有新雷胞形成，故整片積雨雲系之位移方向為向東，甚至東南東，此點與實際觀測者

相符。參閱圖 4，澎湖西南海域至嘉義間之雷雨雲系由五雷胞構成，其最左側之雲頂最高，達 60,000 呎，右側嘉義附近之雷胞回波強度最弱，僅 “42” 毫貝，或因陸地氣溫較海面低，水氣又供應不足，故其強度較左側四雷胞為弱。至 060600Z，圖 5，臺灣南部盡為雷雨雲系所籠罩，其中最突出點乃為臺南東側之雷胞，其強度 (27db) 與雲頂 (300) 均不如其左側者。或謂西南季風時中央山脈西麓因氣流承受地形抬舉而有較強之雷雨，但按實測資料分析，此種說法似有不當；西南季風時如低層大氣呈高度對流不穩定時，地面氣流有少量輻合作用，即可使氣流上昇，成雲致雨，故雷雨區集中於臺灣西南沿海東南與西南氣流輻合區而非山地 (Chen, Tsay, 1977)，圖 7 至 9，因臺南至佳東間之氣流場呈輻合，故多雷胞積雨雲系，於此呈滯留狀；Ramage (1960) 於研究香港雷雨時亦有相同之發現，稱此種現象為「泊留」。如臺灣西南沿海地區並無氣流輻合場，則西南季風時山區多雷雨。

雷胞之發展有顯著之日變化，海面氣溫日變化雖不大，但根據東沙島氣溫報告，六十六年六月六日最低溫度為 27°C ，最高 32°C ，故海上低層大氣如陸地然以午後最不穩定，沿海地區午後雷雨亦大，如圖 16 (a) 與 16 (b)，臺南高雄逐時雨量圖中二十四小時內顯有兩最大值，一次位於日沒前，另一次位於日出後，於晚間海面上氣溫雖降低，但因高溫重濕氣團之上層於日沒後散熱冷卻，氣溫下降，黎明時濕空氣上層溫度最低，而低層大氣因雲層深厚，散熱不易，並無顯著降溫現象，故上下大氣層屬高度對流不穩定，臺灣海峽上空於日出時積雨雲特多，且雲頂高，回波強，例如於 061800Z 時，圖 8， 23°N ， 120°E 附近積雨雲頂為 38,000 呎，回波強度是 “45/4”，但至 070000Z 時，雲頂高達 48,000 呎，回波強度為 “48/6”，故午前沿海地區亦有一雨量最大時期，此種雨量日變之週期於預報時應予考慮。

六、梅雨期天氣之預報

每年梅雨期之長短與雨量之多寡有顯著之年變化，以臺中為例，六月份月平均雨量 (1897-1970) 為 384 公厘，但於民國五十年六月，全月雨量僅 46 公厘；而於五十五年六月，月雨量高達 832 公厘，

此種巨幅之雨量差距，可以距平之方法處理之。本文所用之預報因子是桃園（臺北）與東港一日兩次實測之 850mb 面高度與氣候參考值比較，並繪製該高度與時間之連續圖；每月 8-24 日之實測高度與當月之氣候參考值之平均數比較，而 25 日至次月 7 日之實測值，則與以本月與次月之氣候參考值之平均數比較，其結果如圖 17，該圖縱軸表示 850mb 面高度及日雨量，橫軸表示日期，虛曲線表示桃園（臺北）850mb 面實測高度，細實線表示東港 850mb 面之數據。虛點線 1500gpm 表示四、五兩月桃園東港 850mb 面平均高度，作為五月上旬氣候參考值，用以與五月一至七日實測之 850mb 面高度比較；虛點線 1490gpm 作為五月份桃園東港 850mb 氣候參考值，與五月八日至二十四日之實測值比較求距平；虛點線 1482gpm 為五、六兩月桃園東港兩站 850mb 面高度平均值作為五月後期與六月上旬氣候參考值與五月二十五日至次月七日間之實測值比較。由此可知若干於 850mb 定壓面天氣圖上無法確定之天氣演變要素。例如由桃園與東港兩地 850mb 面高度差，可確定臺灣本島上空東西向氣流之強弱。六十六年度五月上旬臺灣地區苦旱，由圖 17 可知，桃園、東港 850mb 面之高度均較氣候參考值為高，且桃園之高度較東港為高，該層氣流有由東向西之分速，東海區有副熱帶高壓脊，以致低層輻散與沉降強，故少雨；至五月十四日 1200Z 桃園 850mb 面高度已降至 1490 氣候參考數以下，且小於東港 850mb 面之高度，臺灣本島上空低層西風已建立，故於五月十五日冷鋒通過臺灣時，臺北與臺南均有四十公厘日雨量，臺灣數月來之旱象完全解除。迨至同年六月中旬，圖 18，桃園 850mb 面之高度較六月氣候參考值之平均數 1475gpm 為低，且較東港之實測值為低，故臺灣本島上空西風強勁，臺灣南部連日大雷雨。農作物遭受相當程度之損失。但若滯留鋒徘徊於臺灣南北兩測站間時，桃園 850mb 面高度可能較東港為高，北部盛行微弱東風，而南部則為強勁之西風，無法以此兩測站 850mb 面高度差表示，所幸此種現象常發生於 850mb 面高度與時間連續圖之槽區，其高度常低於氣候參考值。圖 17 與圖 18 下側粗實線表示臺北日雨量，粗線左側之細斜線表示臺南日雨量，由此可顯示雨量與連續圖中槽、

脊線之關係。本類圖可與定壓面天氣圖配合應用，當定壓面上槽線接近臺灣本島時，若槽區之高度較氣候參考值為高，則鋒面過境時其伴隨之天氣常不顯；反之，如槽區之高度偏低，則天氣有劇變之可能。當定壓面上槽線過境後，如 850mb 面高度回昇，有回復至氣候參考值以上之趨勢，則臺灣各地天氣將轉佳。其中有一特殊現象於常用之圖表中無法研判，即臺北市午後大雷雨常發生於 850mb 面高度回昇階段，且又接近高峯時，例如五月二十一日臺北大雷時，雨量高達 95mm；五月卅一日又大雷雨，雨量為 65mm，均屬此種型態，高度回昇，天氣轉佳，地區性熱力或為此種大雷雨形成之因素，圖 19 乃為民國 49 年六月份 850mb 面高度與時間連續圖，雨量以大甲溪之達見（粗實線），濁水溪之萬大（細斜線）為準，由此可見山區豪雨與強槽之關係，該年六月下旬內雖有二次槽線過境，唯因其高度均高於氣候參考值，故無顯著之雨量，其與民國六十六年六月下旬者相較，顯有區別。本圖表亦可用以預報臺灣冬半年天氣，當冷鋒於時間連續圖之脊區過境時，雨量稀少；反之，如於連續圖之槽區過境時，雨量較多，天氣較為激烈，每年二、三月中，如發現連續圖中有深槽出現，則於冷鋒過境時臺灣區有雷雨發生之可能。

七、500mb 面槽線

筆者於民國六十五年（王，65）發表「夏半年 500mb 面槽與臺灣中、南部地區之暴雨」一文，解釋 500mb 面槽對於暴雨發生之重要性。此種關係於同年 MacDonald (1976) 在美國研究局部強烈雷暴時亦有類似之發現；六十六年 Glickman (1977) 等並證明其準確性。彼等共分析美國北部大湖區槽線達 696 次之多，並分 500mb 面槽為三類，凡槽線由高緯度向低緯度呈東北西南向者稱為正傾斜槽，南北向者為無傾斜槽，西北東南向者為負傾斜槽。當 500mb 面負槽過境時，700mb 面上昇氣流速度約在 $3.25-7.75 \times 10^{-3} \text{mb sec}^{-1}$ 間（P-速度均以 700mb 面為準），而三種槽線在 700mb 面附近之平均上昇氣流速度，約為 $2.77 \times 10^{-3} \text{mb sec}^{-1}$ [上述兩上昇速度數據可作為預測臺灣區暴雨之參考]，由此可知 500mb 面槽之重要性，故於分析天氣圖與預報時，應密切注意

500mb 面槽線之動態，圖 20 為 060000Z 500mb 定壓面天氣圖無傾斜槽線位於臺灣海峽上空，以致高屏地區大雷雨，待該槽線減弱後始雨過天晴。

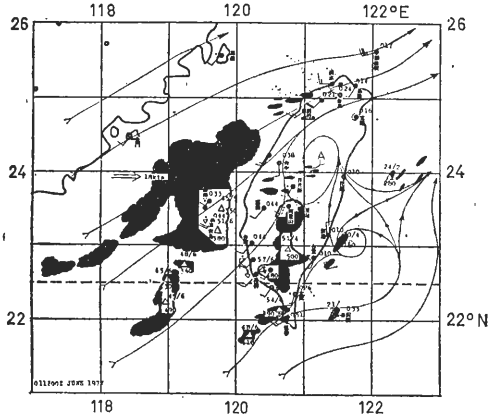


圖 1. 六十六年六月一日 1200Z 地面流線與雷達回波綜合圖，中範圍反氣旋以 A 表示，氣旋以 C 表示。回波中心以 Δ 型表示，三角型下側之數據表示回波頂，以百呎為基數，480 代表 48,000 呎；上側斜線左側數據代表回波強度，以毫貝為單位；右側數據表示降水等級，4 代表每小時雨量為 0.1-1.0 吋；6 表示每小時雨量 1-5 吋。

Fig. 1. Meso-scale anticyclone (depicted by A) and cyclone (depicted by C) at 1200Z on 1 June 1977.

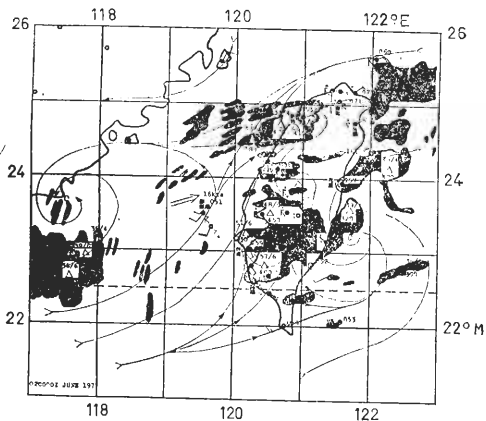


圖 2. 六十六年六月二日 0000Z 地面流線與雷達回波綜合圖。

Fig. 2. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 0000Z on 2 June 1977.

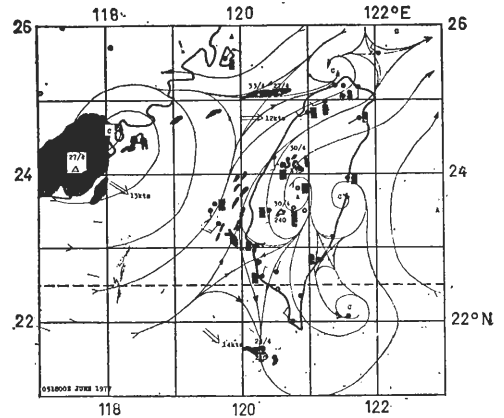


圖 3. 六十六年六月五日 1800Z 地面流線與雷達回波綜合圖。

Fig. 3. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 1800Z on 5 June 1977.

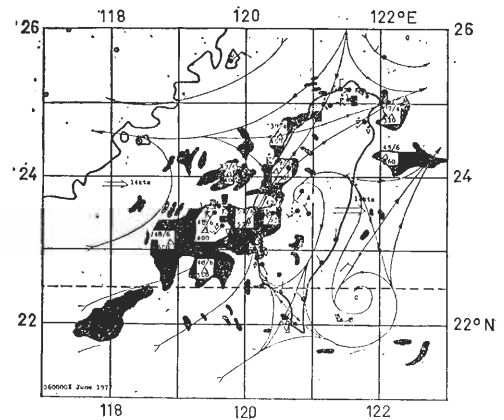


圖 4. 六十六年六月六日 0000Z 地面流線與雷達回波綜合圖，四雷胞呈東北東——西南西向排列。

Fig. 4. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 0000Z on 6 June 1977 showing four thunderstorm cells aligned in ENE-WSW directions.

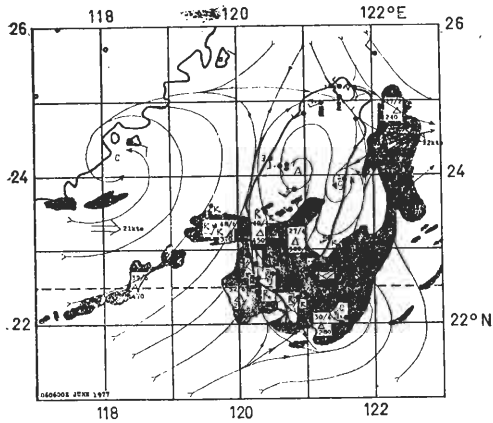


圖 5. 六十六年六月六日 0600Z 地面流線與雷達回波綜合圖。

Fig. 5. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 0600Z on 6 June 1977

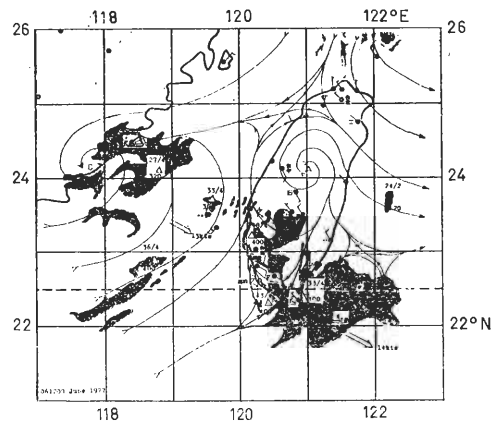


圖 7. 六十六年六月六日 1200Z 地面流線與雷達回波綜合圖，臺南至高雄地區雷胞呈「泊留」狀。

Fig. 7. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 1200Z on 6 June 1977 showing thunderstorms anchored along the southwest coast of Taiwan.

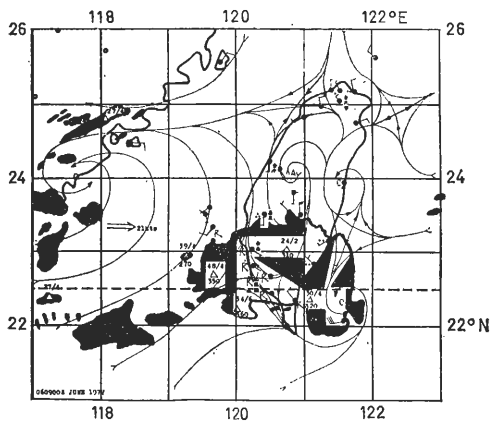


圖 6. 六十六年六月六日 0900Z 地面流線與雷達回波綜合圖，臺南至高雄地區大雷雨。

Fig. 6. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 0900Z on 6 June 1977 showing heavy thunderstorms at both Tainan and Kaohsiung

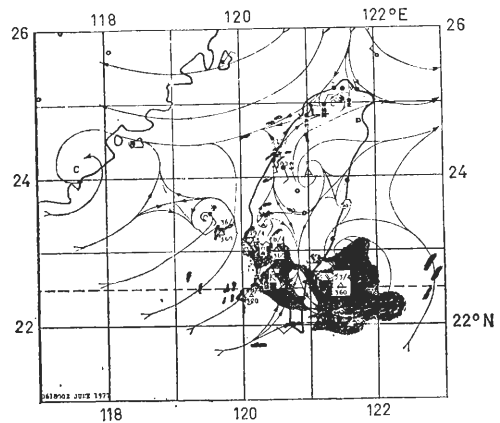


圖 8. 與上圖同，唯時間為六十六年六月六日 1800Z。

Fig. 8. Same as Fig. 7 except for 1800Z, 6 June 1977.

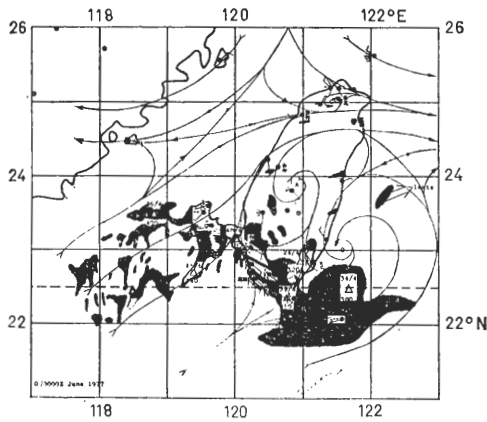


圖 9. 六十六年六月七日 0000Z 地面流線與雷達回波綜合圖，臺南大雷雨。

Fig 9. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 0000Z on 7 June 1977 showing new thunderstorm cells forming over the southern part of the Taiwan Straits with heavy thunderstorms at Tainan.

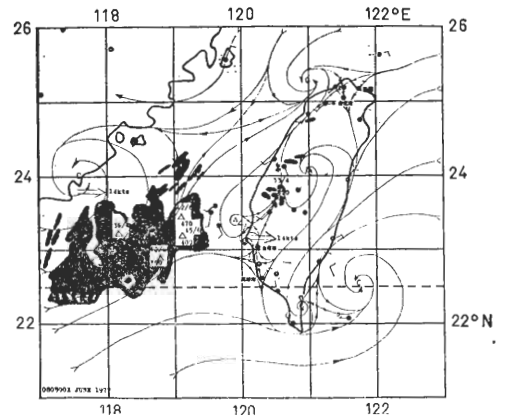


圖 11. 六十六年六月八日 0300Z 地面流線與雷達回波綜合圖，濃積雲正在中部山區形成中。

Fig. 11. Surface streamline analysis and radar echoes observed at Kao-hsiung at 0300Z on 8 June 1977 showing cumulus congestus forming over the Central Mountain Range.

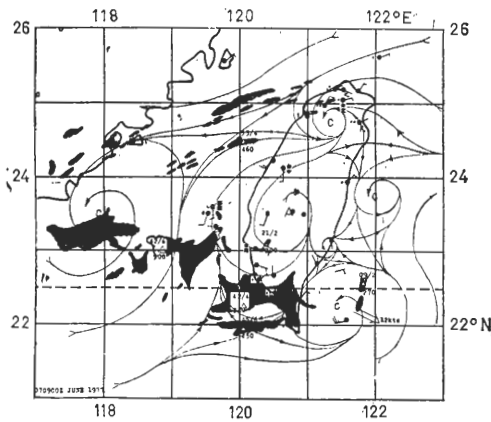


圖 10. 六十六年六月七日 0900Z 地面流線與雷達回波綜合圖，雷胞強度正在衰減中。

Fig. 10. Surface streamline analysis and composite radar echoes at 0900Z on 7 June 1977 show the growing size of the meso-anticyclone over Taiwan and all thunderstorm cells are in the decaying stage.

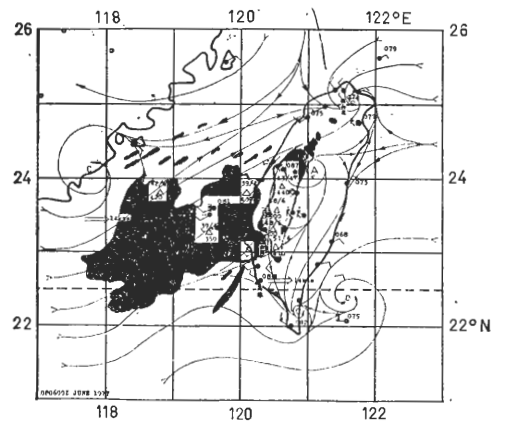


圖 12. 六十六年六月八日 0600Z 地面流線與雷達回波綜合圖，臺中南方山區有熱雷雨，海上雷胞向東北東方向位移。

Fig. 12. Surface streamline analysis and radar echoes observed at Kao-hsiung at 0600Z on 8 June 1977 showing a number of thunderstorm cells over the Central Mountain Range and a cloud-cluster with multithunderstorm cells in the Taiwan Straits.

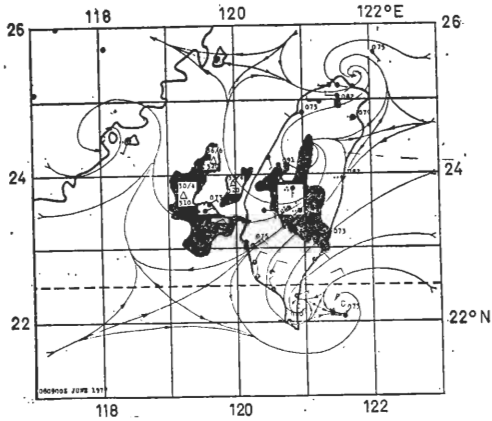


圖 13. 雷胞強度正在衰減中。
Fig. 13. Cloud-cluster in the decaying stage at 0900Z on 8 June 1977

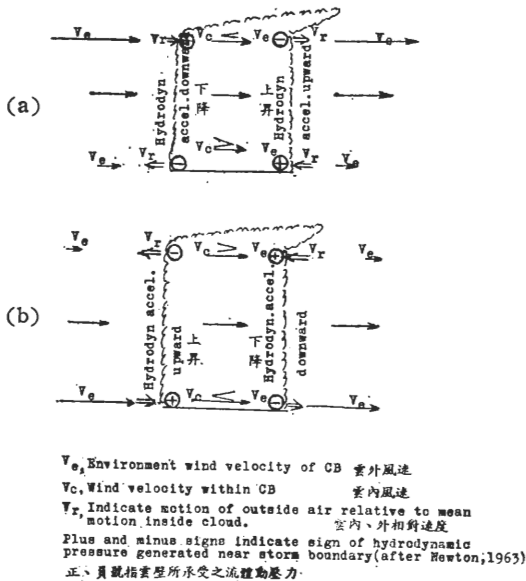


圖 14. 雷胞內外環流，(a) 牛頓模式，(b) 適合西南氣流內之修正模式。

Fig. 14. Circulation within and without a thunderstorm cell. (a) Newton Model, (b) a modified model for the southwest flow with a strong westerly at the "gradient level" and weak westerly at the upper tropospheric region.

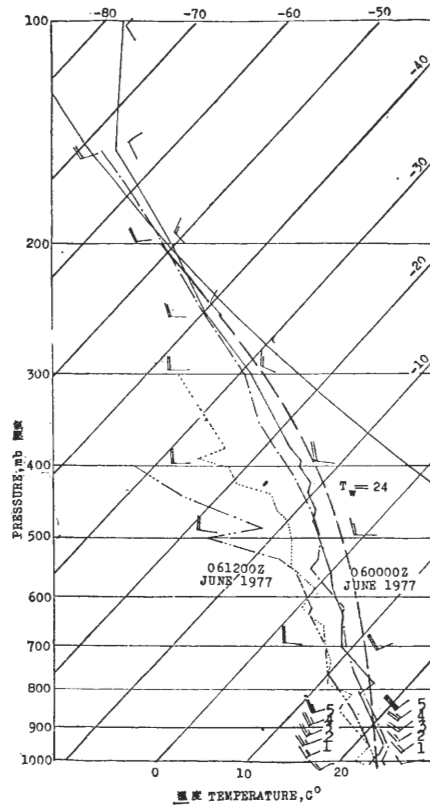


圖 15. 六十六年六月六日馬公無線電探空報告，0000Z 雷雨前之溫度（細實線），露點（細點線）；1200Z 雷雨時之溫度（段點線），露點（段雙點線），及風（左側）。

Fig. 15. Rawinsondes at Makung on 6 June 1977, 0000Z, prior to the occurrence of thunderstorms, temperature depicted by fine solid line, dew-point by dotted line; 1200Z at the time of thunderstorms, temperature, depicted by dash-dotted line and dew-point by dash-double-dotted line.

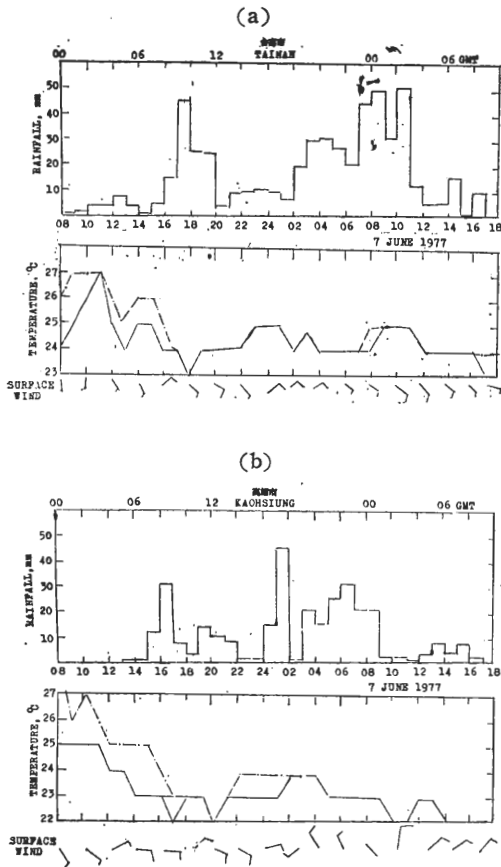


圖 16. 六十六年六月六~七日每小時雨量，(a) 臺南 (b) 高雄；溫度 (段點線) 露點 (細實線)，地面風 (一長線表示 10 節)。

Fig. 16. Hourly rainfalls for 6-7 June 1977. (a) for Tainan and (b) for Kaohsiung showing the diurnal variation of the rainfall during the period, and associated temperatures (dash-dotted lines) and dew-points (fine solid lines), also surface winds at both stations.

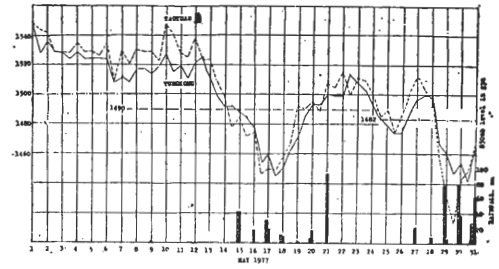


圖 17. 民國六十六年五月 桃園 (段線) 東港 850mb 高度——時間連續圖與臺北 (粗黑線) 臺南日雨量。

Fig. 17. Tao-yuan (dashed line) and Tung-kong 850mb height-time continuity chart with 24-hour rainfalls at Taipei (heavy thick lines) and Tainan for May 1977.

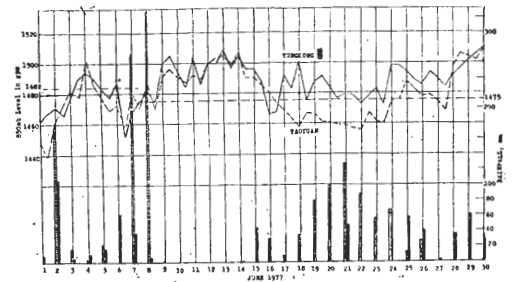


圖 18. 同上圖唯觀測時間為六十六年六月。

Fig. 18. Same as Fig. 17 except for June 1977.

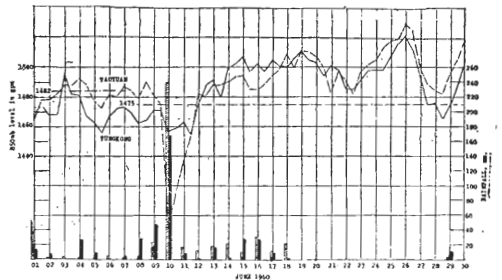


圖 19. 同上圖唯觀測時間為民國四十九年六月，雨量則為達見 (粗黑線) 與萬大。

Fig. 19. Same as Fig. 17 except for June 1960 and 24-hour rainfalls of Ta-chien (heavy thick lines) and Wanda.

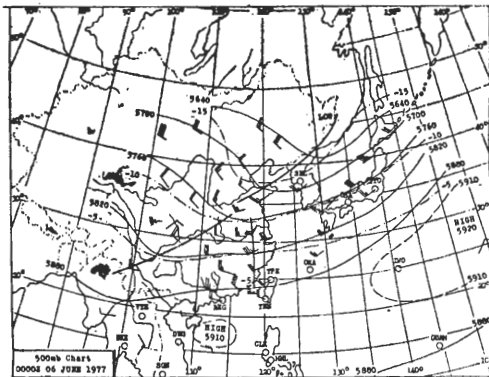


圖 20. 六十六年六月六日 0000Z 500mb 面圖。

Fig. 20. 500mb chart at 0000Z on 6 June 1977 immediately prior to the start of thunderstorms in the Makung and Tainan area with a zero-tilt trough line closely located near by Makung.

八、結 論

欲準確預報天氣，對於形成天氣之主要因素應先予了解，然後應用適當之天氣預測法循序進行，下列各點可作為本文之結論：

(一) 500mb 面天氣圖上之槽線，乃為天氣變動之最佳指標，其強度可由電子計算機處理之天氣圖研判之。

(二) 850mb 面高度與時間之連續圖，可使過去之天氣演變有一連貫之概念，若與定壓面天氣圖配合，可預測該圖未來之趨勢。又由 850mb 面高度與氣候參考值比較，可知其距平之數值，以研判雨量之距平可能（負距平雨量偏高）。

(三) 雷達實測雷胞之移動方向與 850/500mb 兩面上風向量平均值比較，如前者之方向較後者之向量偏右，則雷胞有迅速發展之可能。

(四) 當地面氣流輻合場與海岸線一致時，雷胞有

「泊留」現象，延長雷胞生存之時間。

(五) 沿海地區雷雨之強弱有顯著之日變現象，日出後日沒前各有一次雨量特大時間。

(六) 當臺灣上空之中範圍反氣旋範圍擴大，850mb 面高度上昇時，臺灣中、南部之雷雨將終止。

誌 謝

本文承陳博士泰然提供寶貴參考資料，並詳核原稿，筆者於此謹誌謝意。（作者地址：臺灣大學大氣科學系）

參 考 文 獻

- Chen, G. T.-J., 1977: An Analysis of Moisture and Rainfall for a Mei-Yu Regime in Taiwan, p. 20, *Proceedings of NSC, R.O.C* Vol. 1, No. 11.
- Chen, G. T.-J. & Tsay, C. Y. 1977: A Detailed Analysis of a Case of the Mei-Yu System in the Vicinity of Taiwan p. 67, *Technical Report No. Mei-Yu-001*, Dept of Atmospheric Sciences, NTU.
- Fujita T. 1963: Analytical Mesometeorology, p. 97, *Meteorological Monographs*, Vol. 5 No. 27.
- Glickman T. S., 1977: New Findings on the Apparent Relationship between Convective Activity and Shape of 500mb Troughs. *Monthly Weather Review*, Vol. 105, 1060-1062.
- Ludlam, F. H., 1963: Severe Local Storms, p. 5, *Meteorological Monographs*, Vol. 5, No. 27.
- MacDonald N. J. 1976: On the Apparent Relationship between Convective Activity and the Shape of 500mb Troughs. *Monthly Weather Review*, 12, 1618-1622.
- Newton, C. W., 1963: Dynamics of Severe Convective Storms, p. 33, *Meteorological Monographs*, Vol. 5, No. 27.
- Ramage, C. S., 1971, *Monsoon Meteorology*, Academic Press, 112pp.
- 王崇岳，六十五年：500mb 槽與臺灣中、南部地區之暴雨，全國大氣科學學術研討會論文彙編。268-282。
- 陳泰然，六十六年：臺灣地區主觀機率天氣預報之氣候參考值分析，臺大大氣科學系。

Meso-scale Weather Analysis and Forecasting during the Plum-rain Season in the Taiwan Area

Griffith C. Y. Wang

National Taiwan University

ABSTRACT

During the transit season from spring to summer the polar front moves back and forth over South China with frequent rainshowers or thunderstorms in the Taiwan area. Intense thundery rainshowers with a 24-hour rainfall over 100mm are at times associated with minor waves forming along the quasi-stationary front or within a strong southwest flow. In this season and summer pressure gradients are flat over Taiwan. The method of surface streamline analysis is highly recommended to replace the pressure analysis. The former one can indicate certain peculiarities not easily discernible from pressure patterns. Based on charts of surface streamline analysis the following phenomena are discussed:

1. Meso-scale anticyclone and cyclone

In the southwest flow, due to the blocking effect of the Central Mountain Range, a mesocyclone is normally observed over the area off-shore of Taitung, along the eastern coast of Taiwan; while a meso-anticyclone is located over the Central Taiwan. The intensity of the "Taiwan Meso-anticyclone" is highly important to thunderstorm activities over Taiwan.

2. Locations of the CB formation are separated into 3 categories:

(1) Along the windward side of the Central Mountain Range,

(2) Along the quasi-stationary polar front, and

(3) In the area of convergence of the southwest flow. The life of this type of CBs is much longer than any other types.

3. In the southwest flow the circulation within and without a CB is different from Newton's model (1963), which is applicable to CBs forming in the area of strong westerly winds aloft (over 25,000ft). The CB model in the southwest flow is presented herein.

4. Westerly trough at 500mb is the triggering mechanism that provides sufficient ventilation for CBs to prolong the life of a sufficiently large and vigorous system.

5. Finally a 850mb height-time continuity chart is recommended for weather forecasting. In this chart the pressure wave is clearly shown by daily 850mb heights. Whenever the current height is below the climatological mean value, both the frontal activity and weather within the southwesterly flow are much active than any other times except at Taipei, where heavy afternoon (thermal) thunderstorms frequently occur at the stage of pressure increase from low to high and the current 850mb height is higher than the corresponding climatological mean value.