

台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析

陳 泰 然

國立台灣大學理學院大氣科學系

摘 要

本文係採用台灣梅雨期之六年（1972～1977）資料，分析中幅度低壓與降水量之關係。發現中央山脈以西之低壓數目與降水量成正比，而以東者反是。中幅度低壓之形成主要因素可能為地形效應，其生存期平均約為12小時，且在梅雨後期似有增長趨勢。

梅雨鋒面個案顯示台灣東西兩側之鋒面具有顯著之正渦旋度及輻合量，唯西側之振幅較小且與鋒面南移速度成正比。最後，梅雨期內大小幅度天氣系統之交互作用亦經討論。

一、概 說

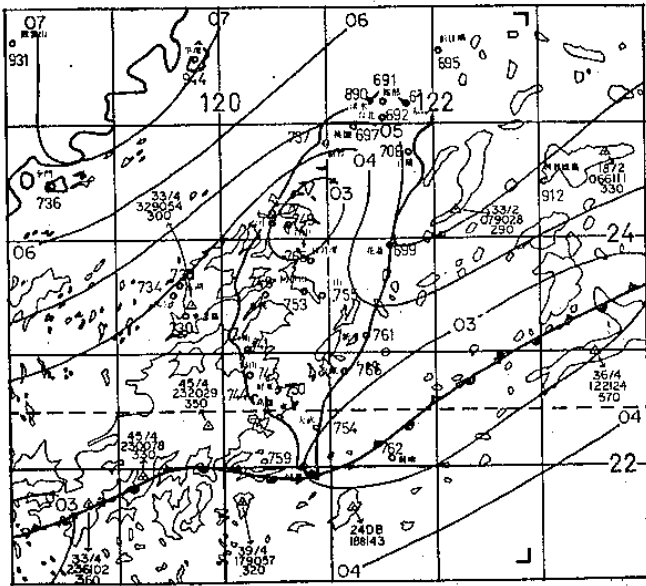
台灣地區之月雨量氣候值分析，在五、六月有一相對高峯，而此相對高峯在日雨量氣候分佈圖內則出現於五月中旬至六月中旬（參閱，陳1977）。在此期內之顯著天氣現象為連續性降水夾帶雷陣雨。此種降水現象稱為梅雨。此時地面天氣圖上經常有一滯留鋒伴隨連續雲帶，由日本南方向西南延伸經台灣至華南。850毫巴之槽線雖有時因高度梯度太弱不易分析，然而，其風切線却經常甚為明顯，且幾乎與地面鋒面相平行。

台灣梅雨之個案分析（Chen, 1977）發現於梅雨鋒面附近存在有組織的中幅度降水系統。雷達回波顯示這些中幅度降水系統由台灣海峽或巴士海峽移入台灣上空，並於沿海地區造成大量降水。此表示除地形在適當風場分佈下之機械舉升作用有利於降水之產生與加強外，似亦存在有某些未知的中幅度天氣系統，中幅度之大量降水則由這些中幅度天氣系統所導引之上升氣流產生。該個案分析結果

亦顯示中央山脈東西兩側降水分佈之顯著差異。

為進一步了解中幅度天氣系統在降水量與降水分佈所扮演之角色，本文將對1975年6月10日至15日之個案進行中幅度分析，並選取1972年至1977年5月15日至6月18日之梅雨期進行中幅度之綜觀氣候分析。一般所謂之綜觀幅度（synoptic scale）係指範圍千公里，生存數天之天氣系統。本文之中幅度（meso-scale）則指小於綜觀幅度而範圍在數十至數百公里，生存數小時以上之天氣系統。實際上，此種中幅度天氣系統可在中央氣象局所採用之乙種天氣圖（1：5,000,000）上稠密之地面報告以每六小時之間隔分析獲得。

本文注重在中幅度低壓之分析，所謂中幅度低壓為以一毫巴間距分析氣壓場時，具有封閉等壓線之低壓並伴有氣旋式環流之風場者。圖一為中幅度低壓實例，中心分別位於台中附近及台東外海，雷達回波亦繪入圖內以作比較。台灣東西側梅雨鋒面亦經分析以比較其中幅度結構性質之異同。同時，利用個案及氣候值嘗試分析不同幅度天氣系統之交



圖一：民國 64 年（1975）6 月 12 日 06 GMT 地面天氣圖等壓線（毫巴）分佈。高雄與花蓮之雷達回波亦繪入，數字第一行表回波強度（db）及理論降水強度等級，第二行表回波對測站之方位與距離（浬），第三行表回波高度（百呎）。

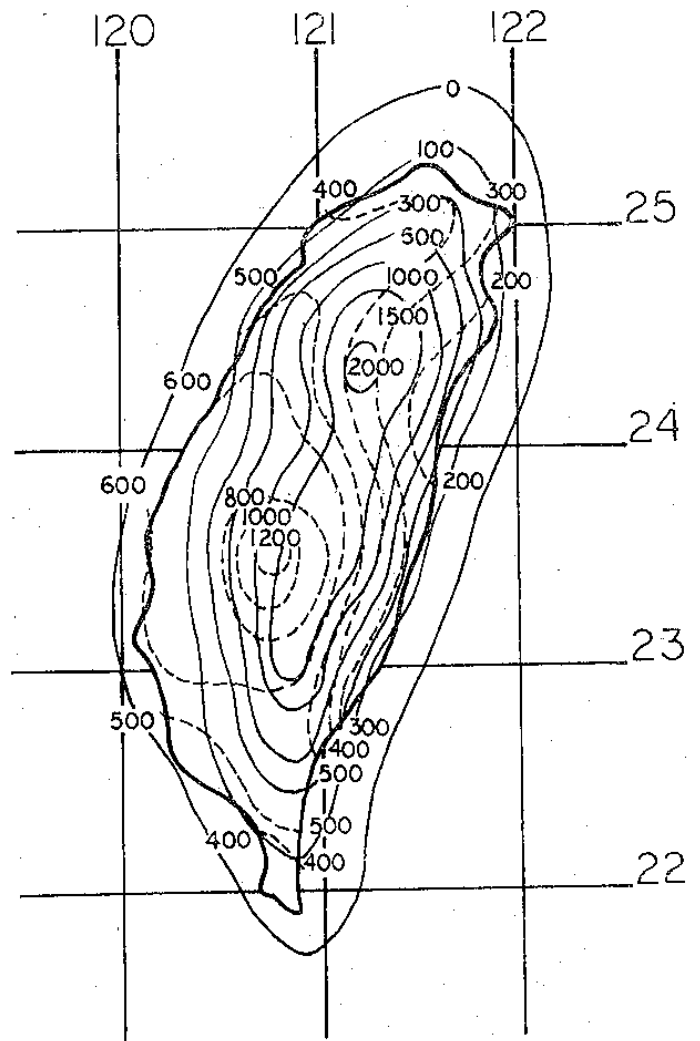
互作用以進一步了解形成降水之物理過程。

二、分析結果

(一) 中幅度低壓與降水之氣候分析

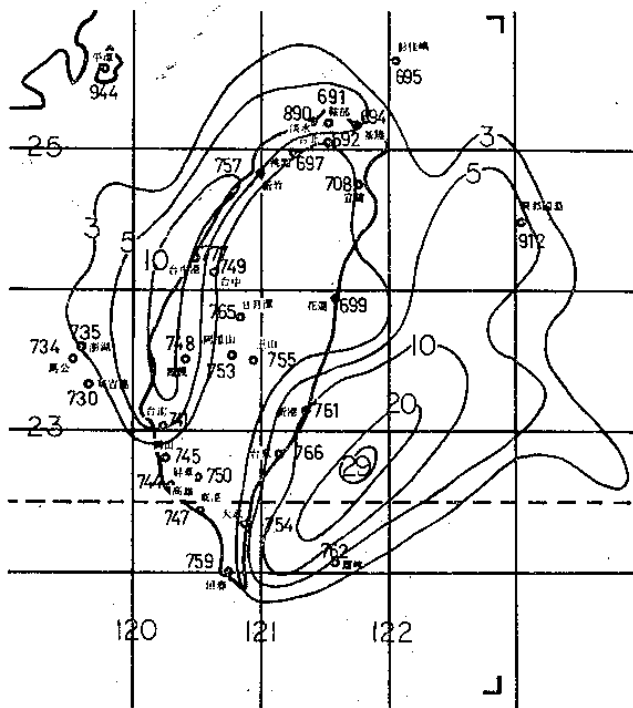
本文採用中央氣象局每 6 小時繪製之乙種天氣圖，經檢定及再分析自 1972 年至 1977 年梅雨期（5 月 15 日至 6 月 18 日）間之中幅度低壓。並利用該局所屬 23 個測站資料以分析降水量和中幅度低壓出現頻率及分佈之關係。

此資料期間內降水量之平均值（年）分佈（圖二）顯示於阿里山有一最大值超過 1200 公厘，花蓮和宜蘭間則為一最小值少於 200 公厘。顯見中央山脈東西兩側降水量之差異。此兩中心連線呈東北—西南走向以及最大降水量與最大地形坡度一致，表示低層盛行風應為西南風（參見陳和紀，1978）。圖三 A 為出現於每 0.5 度經緯度網格內之中幅度低壓總數分佈。最大頻率出現於台東以東和蘭嶼以北地區，其主軸呈東北—西南走向至與那國島西方海面。次高頻率則出現於台南與新竹間之西部

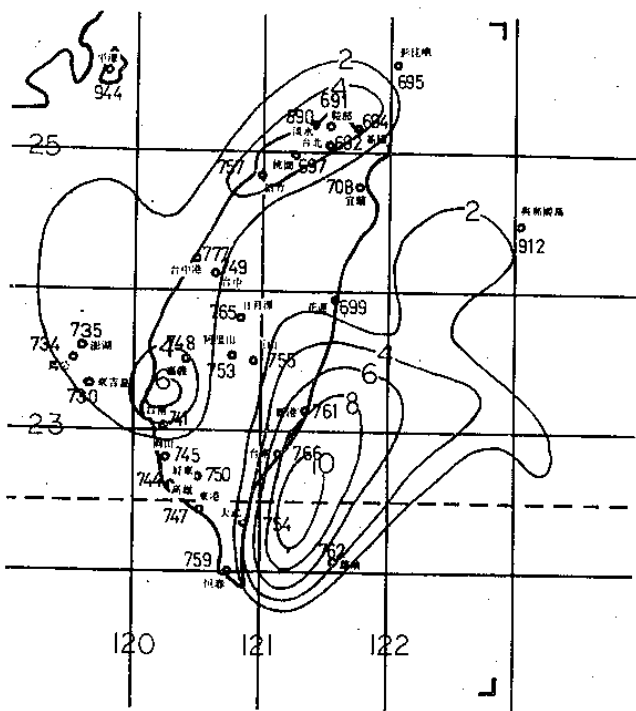


圖二：民國 61 年至 66 年（1972 ~ 1977）5 月 15 日至 6 月 18 日間總降水量之年平均值分佈，虛線為等雨量線（公厘），實線為勻滑之台灣地形等高線（公尺）。

沿海一帶。此種低壓出現頻率分佈與圖二所示總降水量頗為一致。概因低壓發生於該兩區（最大頻率區）時均有利於導引及加強暖濕之西南氣流，地形效應隨即顯現而造成此種特殊之降水分佈。例如：台中附近之中幅度低壓於 6 月 12 日 0300 GMT（1100 LST）形成（參見圖一），前後各 3 小時間東吉島由東南風轉為西南風 15 節，高雄由東北東風轉為西南西風 15 節，在此期間西南沿海之雷達回波範圍與強度亦均增加。同時，中央山脈以西各區降水量亦均顯著增大（參見 Chen, 1977）。而東部中幅度低壓各候發生頻率亦與高雄、恒春、大武之平均降水量成正相關（圖未示）。



(A) 圖：為出現次數



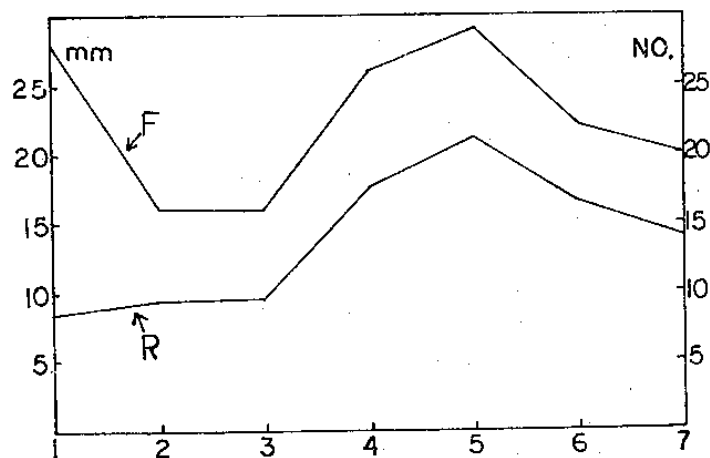
(B) 圖：為旋生次數

圖三：民國 61 年至 66 年 (1972 ~ 1977) 5 月 15 日至 6 月 18 日間每 0.5 度經緯度內之中幅度低壓總數分佈。

圖三 B 為旋生 (cyclogenesis) 次數分佈，與圖三 A 之分佈相似，唯各網格內之次數約比前者

少一倍。此表示中幅度低壓之生命期平均約為 12 小時。圖三 A 最大頻率主軸呈東北—西南走向，圖三 B 最大頻率主軸呈北北東—南南西走向，幾與海岸線平行，顯示中幅度低壓於沿海形成後在南方者向東移動之速度較慢，而台東以東及蘭嶼以北一帶則為此種低壓最有利之滯留區 (最大頻率 29)。旋生頻率最大之三個區域，顯示具有氣旋式曲率之海岸線可能為中幅度低壓形成之重要因素。

梅雨期內各候 (5 日) 在 $21^{\circ}\text{N}-26^{\circ}\text{N}$ 與 $118^{\circ}\text{E}-124^{\circ}\text{E}$ 範圍內出現之低壓數目亦加以分析，以進一步了解其和降水之關係。圖四 A 為各候之中幅度低壓出現總數與 23 個測站之各候年平均日降水



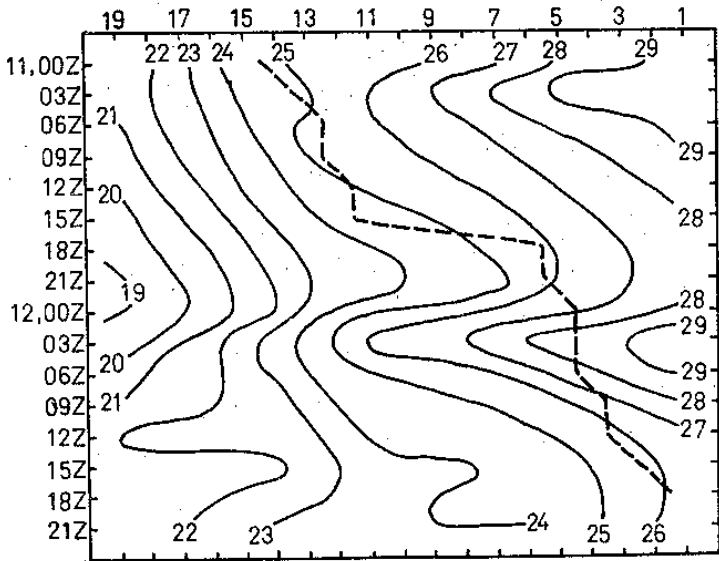
圖四 A：F 表各候低壓總數，R 表氣象局 23 測站之候平均日降水量。

量分佈曲線。顯見除第一候 (5 月 15 日 ~ 19 日) 外，低壓總數與降水量呈正相關，亦即中幅度低壓可能係導致梅雨期降水之一主要天氣系統。又六月份之低壓數較五月份為多，並於第 5 候 (6 月 4 日 ~ 8 日) 達最高值。若以中央山脈為界將低壓總數分為東西兩類，並將東區 (台東、新港、花蓮、宜蘭) 及西部中區 (台中、嘉義、澎湖、東吉島) 之各候平均日降水量繪於圖四 B，則發現東西兩側之中幅度低壓數目與降水量存有系統性之相關。東側兩者呈負相關，即低壓多時降水量反少。西側兩者呈正相關，即低壓多時降水量亦多。可見中幅度低壓與台灣降水量多寡關係至為密切。東側各候之低壓數恒多於西側者，此表示中央山脈地形對於低層盛行西風之背風側旋生扮演重要角色。

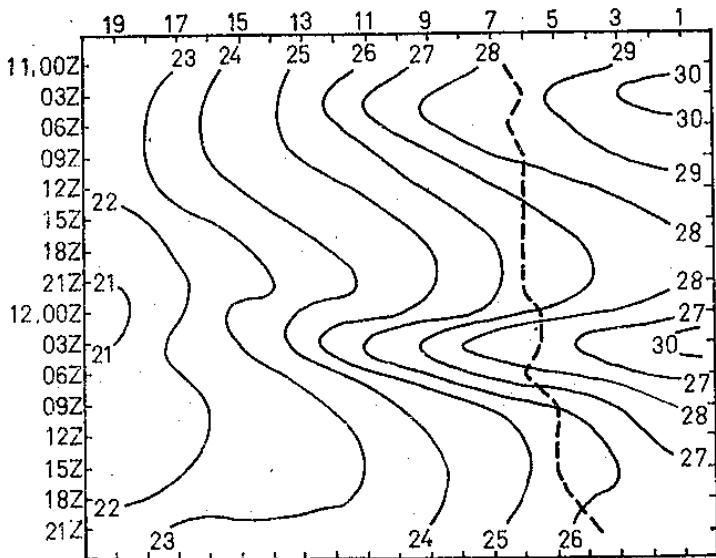
為了解中幅度低壓生存期之季節性變化，故將低壓在每 6 小時之乙種圖上出現一次 (A)，二次 (B) 及三次以上 (C) 等三類按候分析於圖五。A、B、C 各

鋒面則向南移動，唯速度有所變化。若以 120°E 為例，圖內鋒面位置並顯示其移速由 11.00 GMT 至 15 GMT 約為每小時 6 公里（A 期），於 18 GMT 跳至南部後移速減慢為每小時 3 公里至 12.03 GMT（B 期），12.06 GMT 至 18 GMT 則增快為每小時 7 公里（C 期）。本文以移速做為參考標準，將鋒面南移分為上述 A、B、C 三期以分析各期中幅度結構。

圖七為台灣兩側沿 120°E 與 122°E 之溫度時



圖七 A：沿 120°E



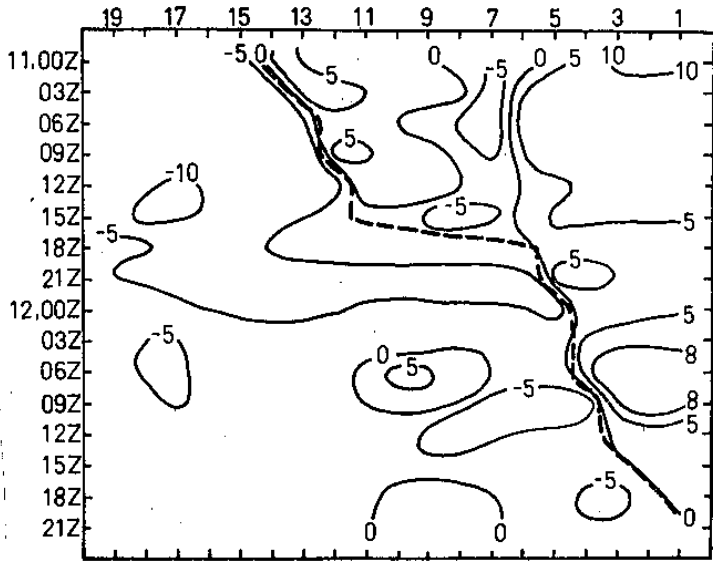
圖七 B：沿 122°E

圖七：民國 64 年（1975）6 月 11 日~12 日台灣東西兩側溫度（ $^{\circ}\text{C}$ ）時間剖面圖，虛線表示鋒面位置，X 軸為 J 指標，由左向右即由北向南（參見圖六）。

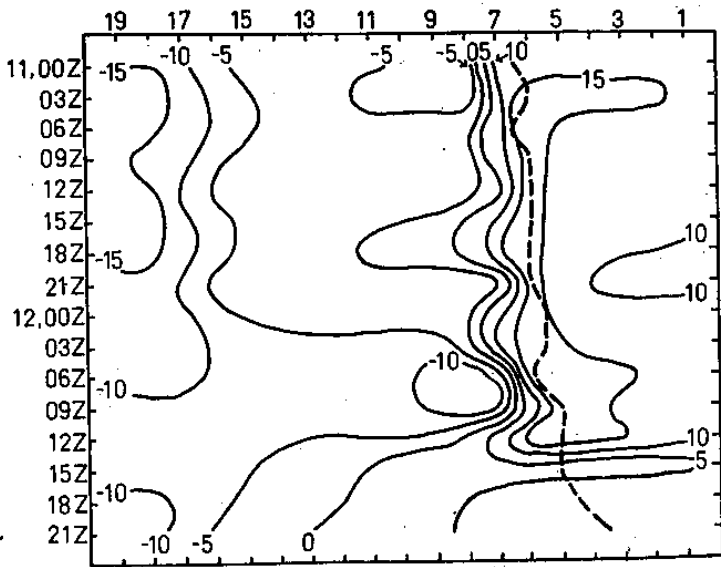
間剖面圖。兩側溫度分佈十分近似，且鋒面位置幾皆位於最大南北溫度梯度之南緣。溫度變化顯見包含兩個分量，一為日夜變化，另一為冷平流變化。後者可將溫度日夜變化去除而得，則圖內之溫度線呈左上—右下走向，即冷空氣南移。如此可知西側之冷空氣南移速度於北回歸線（ 23.5°N ）以北似小於以南地區，東側則南北相近。氣溫日夜變化之振幅愈南愈大，若以北回歸線為界，則以南地區東西兩側之日夜變化振幅皆約等於 3°C ，以北地區較小，西側約為 2.5°C ，東側約為 2°C 。6 月 11 日之氣溫日夜變化最大值與最小值分別出現於 03 GMT（11 LST）與 21 GMT（05 LST），而 12 日則最小值提前於 15 GMT 出現，此點小差異並未能由雲量或風場獲得解釋，或許是由於資料分析之誤差而來。

圖八所示為東西風分量之時間剖面分佈。西側鋒面位於東西風之交界處，即鋒面與零等風速線幾乎一致，其北側為東風，南側為西風。東側鋒面位於東西風交界處之南 30~40 公里處，即在西風帶內。南北風分量（圖未示）之零等風速線在東西側皆幾乎與鋒面一致。分析地面天氣圖之鋒面位置主要由風切及溫度梯度決定，因而，圖七、八所得溫度場、風場與鋒面之關係實係鋒面特性之顯示。東西風切最大區亦與鋒面一致（西側）或平行（東側）。中幅度低壓於 12 及 03 GMT 在台中附近形成時，中心氣壓為 1004 mb，06 及 09 GMT 時加深為 1003 mb，（參見圖六，J=12），12 GMT 又恢復為 1004 mb。資料顯示此低壓之形成與維持具有對風場加強之作用。低壓以南台灣東側之東風與西側之西風由 03 GMT 開始加強（圖八，J=7-10），於 06 及 09 GMT 達到最大值。台灣中部，南部與山區之降水在 12.03 GMT（11 LST）之後亦均顯著加強（見 Chen, 1977），此與中幅度低壓之形成與伴隨風場之加強均相一致。

台灣東西兩側（ $120^{\circ}\text{E} \sim 122^{\circ}\text{E}$ ）鋒面 A、B、C 各期之合成輻合量與渦旋度皆繪於圖九，以顯示各期之變化與東西兩側結構之異同。東側鋒面南北 90 公里內有顯著之正渦旋度，並於鋒面以北 30 公里處達到最大值，約在 $15 \text{ 至 } 25 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 間，振幅由 A 期至 B、C 期約減小三分之一。鋒面南北 90 公里內有顯著之輻合量，其值由 A 期至 B 期稍微加強，由 B 期至 C 期則減弱甚大。最大值-5



圖八 A：沿 120°E

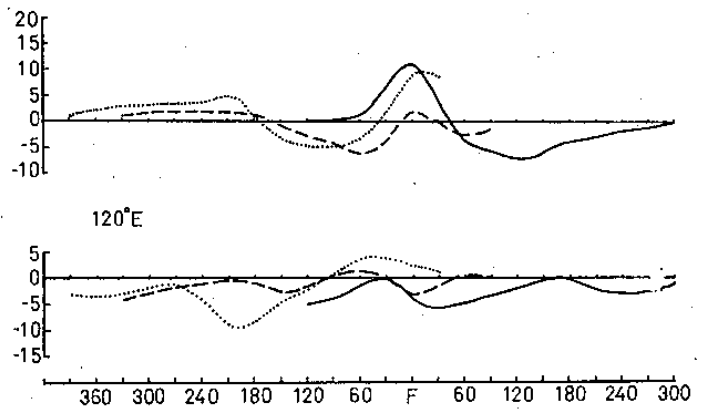


圖八 B：沿 122°E

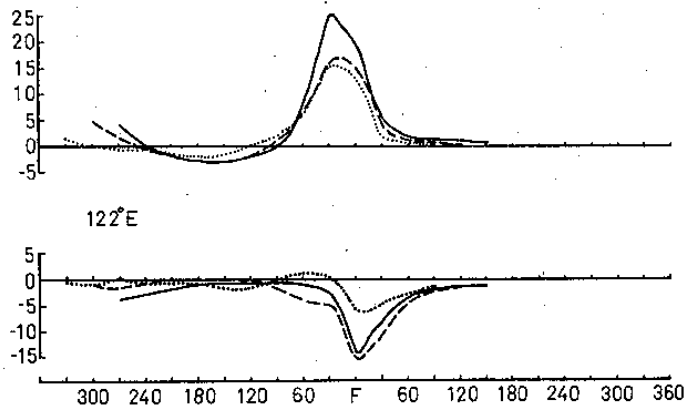
圖八：民國 64 年（1975）6 月 11 日~12

日台灣東西兩側之東西風分量（公里/時）時間剖面圖，虛線表示鋒面位置，軸為 J 指標，由左向右即由此向南（參見圖六）。

至 $-15 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 出現在鋒面上。此處渦旋度與輻合量之振幅皆較一般線觀幅度者為大。西側鋒面及附近亦有正渦旋度，唯其振幅比東側者略小，最大值與鋒面位置一致，其值約在 2 至 $12 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ 間，由 A 期至 B 期強度減弱且範圍亦縮小至 30~50 公里，B 期之後又增強，亦即渦旋度強度與鋒面移速成正比。各期之輻合量分佈變化較大，不若



圖九 A：120°E



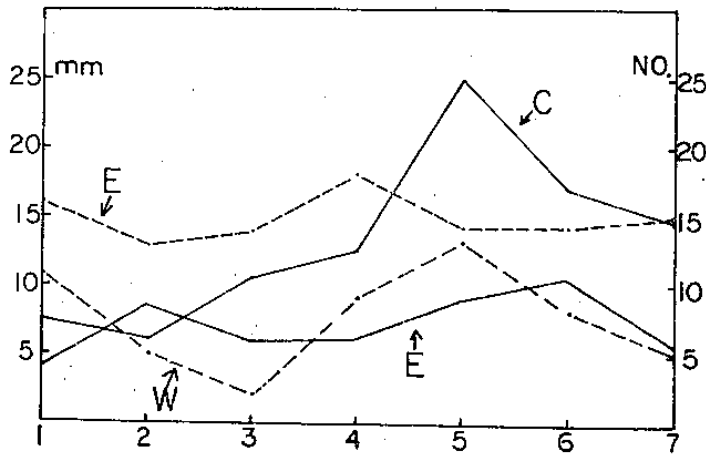
圖九 B：122°E

圖九：台灣西側（120°E；圖 A）與東側（122°E；圖 B）之 A 期（11 日 00~15 GMT；實線），B 期（11 日 18 GMT~12 日 03 GMT；虛線）和 C 期（12 日 06~18 GMT；點線）之合成渦旋度（上圖）與輻合量（下圖）。單位為 10^{-5} S^{-1} 。

東側者分佈之規則。A 期鋒面附近皆有輻合，最大值約為 $-5 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$ ，位於鋒面以南 30 公里，在 B 期時減弱且最大值位於鋒面上。C 期之鋒面則反為輻散區，此點與該期雷達回波減少一致（見 Chen, 1977）。由兩側渦旋度與輻合量合成剖面圖估計中幅度系統之大小約為 200 公里。

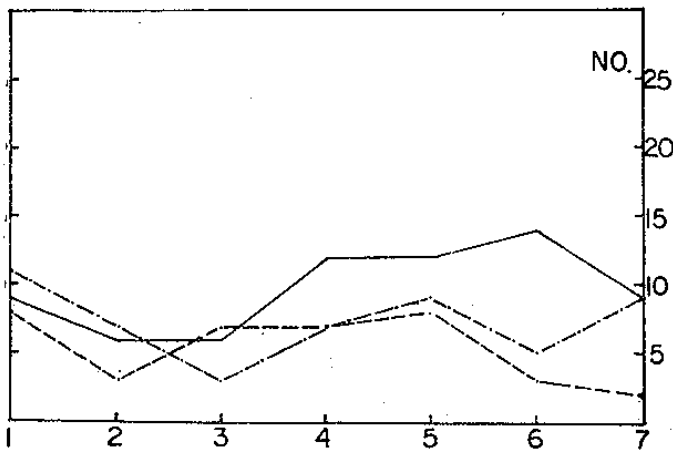
三、不同幅度天氣系統之交互作用

個案研究（Chen, 1977）顯示梅雨鋒面南部之低層西南噴射氣流（或稱最大風速帶）傳送可感熱及水汽以維持大氣之潛在不穩定度。大幅度低層輻合伴隨之上升運動隨即導致中幅度對流系統之產



圖四B：圖內實線為中央山脈以東（E；台東、新港、花蓮、宜蘭）及以西中部（C；台中、嘉義、澎湖、東吉島）之各候日平均降水量（公厘）。虛線為中央山脈以東（E）及以西（W）之中幅度低壓數目。

圖四：民國 61 年至 66 年（1972 ~ 1977）5 月 15 日至 6 月 18 日各候（5 日）於 $21^{\circ}\text{N}-26^{\circ}\text{N}$ 及 $118^{\circ}\text{E}-124^{\circ}\text{E}$ 範圍內出現之中幅度低壓數目與該候平均日降水量（公厘）X 軸為候數，第一候為 5 月 15 日 ~ 19 日，第二候為 5 月 20 日 ~ 24 日等。



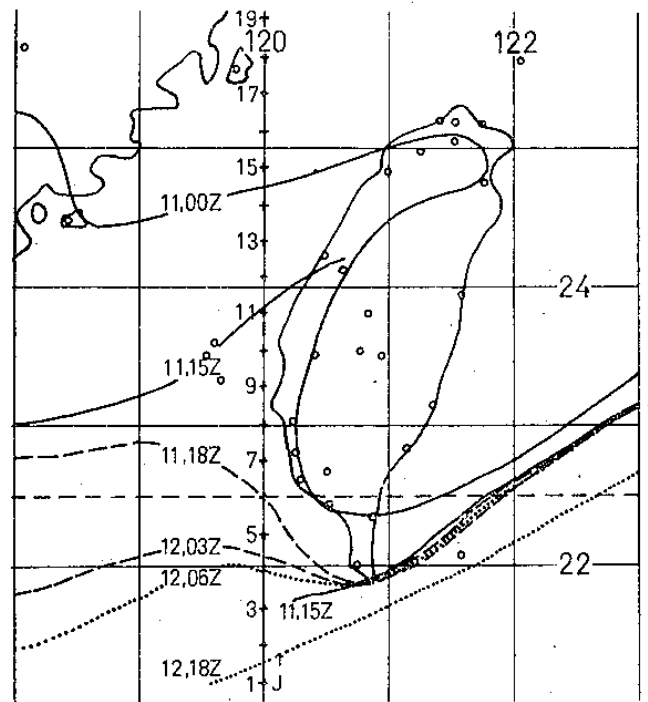
圖五：民國 61 年至 66 年（1972 ~ 1977）5 月 15 日至 6 月 18 日間於乙種圖上出現一次（點虛線）、二次（虛線）及三次以上（實線）之各候（5 日）中幅度低壓次數變化。X 軸為候數，第一候為 5 月 15 日 ~ 19 日，第二候為 20 ~ 24 日等。

類候平均低壓數目分別為 7.3、5.4 與 9.7。由圖易見中幅度低壓生存期進入 6 月份後有增長之趨勢。平均每一低壓在天氣圖上出現次數為 2.1，即其生存期約為 12 小時。

(二) 台灣東西兩側鋒面個案之中幅度結構

由個案分析得知（Chen, 1977）1975 年 6 月 11 日 ~ 12 日台灣西部有組織之中幅度降水系統有由北往南移動的趨勢，此兩日之對流活動旺盛，降水量亦較豐富，因而此期亦經選定以進行中幅度分析，以進一步了解中幅度系統與降水分佈之關係。詳細結果將另文撰寫，此處僅分析梅雨鋒面由台灣北部移至巴士海峽期間之中幅度結構，以了解伴隨之溫度場、風場、輻合場與渦旋度場之變化及其在東西兩側之異同。在此所謂中幅度結構即指在每 3 小時地面天氣圖上能夠分析出來的現象。台灣地區地面測站報告之間距平均約為 30 公里，因此，範圍百公里之中幅度系統大部份均可辨認。

鋒面位置如圖六所示，東側鋒面已先於西側者



圖六：民國 64 年（1975）6 月 11 日 00 GMT 至 12 日 18 GMT 之地面鋒面位置。沿 120°E 之網格點亦標於圖內（ $J=1-19$ ），網格距離於 22.5°N 為 30 公里。移至較低緯度之台灣東南海面後幾近滯留，而西側

生以釋放不穩定度。中幅度對流系統則顯示於雷達回波報告與地面降水觀測。如此，梅雨期內形成中幅度對流性降水所需之潛在不穩定度實有賴低層噴射氣流之助。因而，低層噴射氣流可視為對流運動之因。此點和日本地區梅雨研究結果大異其趣（例如：Matsumoto et al, 1971；Ninomiya and Akiyama, 1974），他們認為對流運動之上下混合作用為形成低層噴射氣流之原因而非結果。

以準拉格藍基座標分析最近六年（1972～1977）台灣梅雨合成鋒面之中幅度結構，發現對流作用在於勻滑垂直風切並減少低層噴射氣流之速度（陳和紀，1978），此點與上述個案結果一致。該合成鋒面顯示在台灣北部時伴有二個熱力直接環流，而在台灣南部時則伴有二個範圍數百公里之熱力間接環流。此間接環流，可轉換動能為可用位能，消耗之動能如何補充實為一個有趣的問題。上游環境動能較大區之輸入為一可能過程，而中幅度對流系統透過反梯度動量傳送之轉換亦為另一可能之過程。Matsumoto et al（1970）以剩餘項法推得中幅度對流系統之動能可轉換以維持中大幅度（intermediate scale～1000公里）天氣系統之動能。陳、蔡（Chen and Tsay, 1977）於個案分析中發現大範圍梅雨鋒面區內之動能則由氣流跨越等高線過程轉換而來，並由剩餘項法推知大部份動能經轉換為中小幅度系統之動能及經由摩擦消耗。然而，梅雨期台灣附近之中幅度系統在大幅度及中大幅度系統動能收支所扮演之角色，則有待進一步之研究。

中幅度低壓和台灣降水之密切關係已於前節討論。而除海岸特性及地形可能為形成中幅度低壓之有利因素外，大幅度天氣系統之變化所伴隨之動力及熱力過程，對於中幅度低壓形成所扮演的角色亦為另一有趣的問題。

四、結論與建議

本文針對1972年至1977年台灣梅雨期（5月15日至6月18日）之資料進行分析，結果顯示中幅度低壓總數與台灣各地降水量有顯著相關，在台灣西側成正比，台灣東側則反是。中幅度低壓之生成具有區域性，主要集中於台灣沿海一帶具有氣旋式曲率之海岸附近，其生存期平均約為12小時，且其生存期在梅雨後期有增長之趨勢。梅雨期

總降水量分佈則顯示地形作用與中幅度低壓均扮演重要角色。個案資料更顯示台灣西側中幅度低壓之發生具有加強風場之作用，並導致降水量之增加。因此，對於中幅度低壓之形成、移動及伴隨之降水分佈實有進一步研究之需要。若中幅度低壓之形成主要由於大幅度風場與地形之交互作用，則其旋生問題就較簡單，水槽試驗似乎可利用於此種問題之研究。若要掌握短期定量降水預報，除有效利用雷達回波資料外，中幅度低壓發生位置與各地降水量之統計關係之建立，亦有其應用價值。再者，中幅度系統輻合作用所伴隨之上升運動與地形舉升作用，在決定降水量分佈所扮演之角色，亦為有待進一步研究之問題。

1975年6月11日～12日個案顯示台灣東西兩側之梅雨鋒面中幅度結構性質存有顯著之差異與相似點。東側鋒面先行南移至台灣東南海面後滯留，西側鋒面隨後南移至巴士海峽，然後東西兩側鋒面才同時移動。東側鋒面具有顯著正渦旋度與輻合量，且隨時間有減弱之勢。正渦旋度最大值位於鋒面北方30公里，輻合量最大值則在鋒面上。西側鋒面附近之正渦旋度與輻合量均較東側者為小，正渦旋度最大值在鋒面上且其值與鋒面移速成正比。當鋒面移至巴士海峽後，鋒面附近反具有輻散量。渦旋度與輻合量顯示台灣西側之中幅度系統大小約為200公里。

綜合以上討論，梅雨期內不同幅度系統似乎存有十分明顯之交互作用。由能量觀點而言，梅雨區內綜觀幅度動能大部份轉換為中幅度系統之動能。而大幅度水平輻合與上升運動加上低層噴射氣流對潛在不穩定度之維持，似乎均為對流系統發展之條件。鋒面上之垂直次環流系統與對流作用之關係亦甚密切。即使中幅度低壓之生成似乎主要由於地形與氣流交互作用，但大幅度系統更為控制氣流變化之主宰。梅雨區內不同幅度之交互作用雖然已甚明顯，然而目前對其彼此間確切之相互影響仍然缺乏了解，個案之診斷分析配合動力模式之運用似乎應為此類問題之研究步驟，特別是有關中幅度系統對大幅度系統之動力反饋影響更為今後大氣動力研究之重要主題之一。

致 謝

本文經台大大氣科學系周根泉教授與蔡清彥教

授細心閱讀原稿，並提出寶貴的建議和意見，特別感激。作者並感謝中央氣象局提供資料，紀水上、陳承世、黃鴻榮以及多位同學幫忙資料分析與繪圖。

參考文獻

Chen, G.T.J., 1977, An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan, Proc. Nat. Sci. Coun., Rep. of China, 1, 11, 1-21.

Chen, G.T.J. and C.T. Tsay, 1977, A detailed analysis of a case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. Tech. Rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos. Sci., Nat. Taiwan Univ., 249 pp.

Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970, On the structure of

the "Baiu Front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 48, 6, 479-491.

Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971, Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall, J. Meteor. Soc. Japan, 49, 4, 267-281.

Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974, Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream, J. Meteor. Soc. Japan, 52, 3, 300-313.

陳泰然，1977：台灣地區主觀機率天氣預報之氣候參考值分析，Prob-Fore-001號，台大大氣科學系，85頁。

陳泰然和紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構，大氣科學，5，35-47。

ON THE MESO-SCALE SYSTEMS FOR THE MEI-YU REGIME IN TAIWAN

ABSTRACT

Six-year data (1972-1977) are chosen to analyze the relationship between the meso-low and rainfall observations during the Mei-Yu season. Results show that the number of meso-low occurrence and total rainfall amount have positive correlation to the west of the Central Mountain Range and negative correlation to the east. The formation of meso-low, perhaps, is mainly due to the local terrain effects. The life time for meso-low is about 12 hours on the average and tends to increase towards the end of Mei-Yu season.

Analyses of an individual Mei-Yu case show that the front has significant amount of cyclonic vorticity and convergence on both sides of Taiwan. However, their amplitudes are smaller to the west and vary with front speed. Finally, the interactions between the synoptic- and meso-scale systems are also discussed.