

梅雨季伴隨豪雨之中尺度低壓個案研究

陳泰然

王重傑

紀水上

國立台灣大學
大氣科學系

文大地學研究所

中央氣象局
衛星中心

(中華民國八十一年七月二十日收稿；中華民國八十一年九月二十七日定稿)

摘 要

本文選取 1985 年及 1986 年台灣梅雨期間，發生於台灣鄰近地區伴隨豪雨的 3 個中尺度低壓個案，利用每 3 小時地面與 GMS 衛星紅外線數據化資料以及每 12 小時探空觀測資料，進行個案診斷分析。除分析雲頂溫度與地面中尺度氣壓場、氣流場外，亦分析大氣環境的相當位溫與飽和相當位溫剖線。此外，並計算對流可用位能、對流理查遜數與可降水量。

結果顯示，當台灣地區處於鋒後北來氣流控制下，中尺度低壓可因中央山脈的屏障作用而生成於西南部，而由海風與海上北來氣流交互作用提供氣旋式渦度，使中尺度低壓具有氣旋式環流，而成為中尺度氣旋。因海陸摩擦差異造成的氣旋式風切渦度，則有助於鋒上原有中尺度低壓移入台灣西北部時強度的維持。

豪雨發生於中尺度低壓環流南側之個案與發生於低壓環流以內者，均顯示對流的增強與發展均與中尺度低壓有密切關係，中尺度低壓環流內近地層摩擦輻合，低壓南側西南氣流增強及其與局部環流（下坡風及陸風）產生的局部輻合，均有利於對流的增強與發展。

最後，豪雨發生前後的環境場分析顯示，大氣原具有的大量不穩度可透過豪雨期間活躍的對流迅速釋放，唯不穩度的恢復在台灣西南部亦相當迅速。發生在西南部豪雨的環境，具有較大的對流可用位能、對流理查遜數與可降水量者，其對流活躍度、對流高度及降雨量亦大。

關鍵字：中尺度低壓、豪雨、對流可用位能、對流理查遜數、相當位溫、飽和相當位溫。

一、前 言

台灣五、六月梅雨季期間，每當梅雨鋒面經過台灣及鄰近地區時，經常在台灣西北、西南、東南部及鄰近海域形成生命期短且垂直發展淺的中尺度低壓（陳，1978；1990a；陳與俞，1990）。陳（1978）發現中央山脈以西的中尺度低壓發生頻率與降水量呈現明顯正相關，隨後的一些研究亦顯示它們可能為導致台灣地區豪／大雨的天氣系統之一。陳與紀（1980）發現發生於西北部的中尺度低壓與豪

雨關係密切，並認為中尺度低壓可能透過其南側被加強的西南氣流導致豪雨。Chen（1979）的個案研究發現，對流降水與中尺度低壓的形成及其伴隨的台灣西南地區風速增強有密切的關連。陳（1990b）分析 1983~1987 年梅雨季中央山脈西側 18 個伴隨豪雨的中尺度低壓，亦發現此種中尺度低壓的發生及其伴隨氣壓梯度和環流的增強均與對流的增強密切關連。

此種中尺度低壓由地面觀測資料所顯示的水平尺度約 100~200 km，垂直發展約僅限於 2000 公尺以

下，具有明顯的日夜變化，且其水平範圍以生成於東南部者較中央山脈以西者為大且延時較長（陳與俞，1987；陳，1990a）。對這些梅雨季中尺度低壓形成機制的了解，為近年來國內外許多學者專家興趣的研究課題。Kuo et al. (1989)與 Kuo and Chen (1990)認為東側的中尺度低壓係由鋒前西南氣流越過中央山脈後，透過氣流下沉絕熱增溫與渦管拉伸而產生正渦度的過程而來，Mannouji and Kurihara (1990)的數值模擬亦獲得相同結果。氣流受山脈阻擋的分流效應可能為中尺度低壓生成的另一種機制（Wang, 1989; Wang and Chen, 1990; Huang and Raman, 1990; Sun and Wu, 1989）。此外，Lin (1990)與Soong et al. (1989)並分別認為，無摩擦氣流內的位渦度產生機制，以及非絕熱過程與海風效應，均可能促使台灣東南方產生中尺度低壓。陳(1990b)及陳與俞(1990)認為 MCS 所伴隨的對流潛熱釋放為台灣西南方產生中尺度低壓的可能機制，而東北風作用下中央山脈的屏障效應使台灣西南部較不受冷空氣影響為另一種可能原因（王與吳，1988; Chen and Hui, 1990; Chen et al., 1989; Chen and Liang, 1992）。Lin (1989)利用非線性半地轉模式，發現在考慮中央山脈的非絕熱冷卻時，在中低對流層為斜壓西北氣流的情況下，可在台灣西南部形成中尺度低壓；而中低對流層若為正壓西南氣流時，則可在台灣西北部形成中尺度低壓。此外，Chern and Sun (1989)則認為下沉增溫作用及梅雨鋒後缺少冷平流，可能為西北部形成中尺度低壓的另一種機制。

最近，Chen and Wang (1992)選取1985~1987年5個伴隨豪雨的中尺度低壓個案，探討個別低壓、不同生命階段與不同尺度低壓的合成結構異同。本文選取其中的3個中尺度低壓個案，利用每3小時衛星資料與地面觀測資料，以及綜觀資料與降水資料，進行個案分析，以探討中尺度低壓的形成與演變、中尺度低壓在產生豪雨的可能角色及豪雨發生前後的环境條件變化。

二、資料與分析過程

本研究選取1) 1985年5月28~29日，2) 1985年6月7~8日與3) 1986年6月6~7日等三個個案，使用資料包括個案期間日本氣象廳出版的東亞天氣圖（地面、850、700與500 hPa）；中央氣象局、空軍氣象聯隊

及民航局所屬測站每3小時地面觀測資料；中央氣象局所存每3小時地面降水資料及日本同步氣象衛星(Geostationary Meteorological Satellite; GMS)紅外線數據化資料；中央氣象局板橋與空軍氣象聯隊東港探空站每12小時資料等。利用每3小時地面資料，分析21°~26°N；118°~124°E範圍的地面中尺度氣壓場與氣流場，利用GMS數字化資料，分析對流系統的演變。並利用探空資料，求取豪雨發生前後的可降水量、相當位溫(θ_e)、飽和相當位溫(θ_{es})、對流可用位能(convective available potential energy; CAPE)與對流理查遜數(Ri_c)，以探討環境條件的改變。此處CAPE依Moncrieff and Miller (1976)與Weisman and Klemp (1982)定義，即環境大氣對單位質量氣塊由自由對流層(level of free convection; LFC)上升至平衡層(equilibrium level)所作的功，亦即熱力圖內的正區（氣塊較環境溫度為高時，環境溫度曲線與氣塊過程曲線所圍面積），為潛在不穩度的一個量度，可由下式求得：

$$CAPE = \int_{z_1}^{z_2} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{env}}{\theta_{env}} \right) dz \quad (1)$$

(1)式內 Z_1 為LFC高度， Z_2 為平衡層高度，即LFC層以上氣塊與環境溫度相同的最低高度， θ_c 為氣塊位溫， θ_{env} 為未飽和環境的位溫。 Ri_c 依Moncrieff and Green (1972)與Weisman and Klemp (1982)定義，即CAPE與由垂直風切而來的總動能比，可由下式求得：

$$Ri_c = \frac{CAPE}{\frac{1}{2}[(\bar{U}_6 - \bar{U}_{0.5})^2 + (\bar{V}_6 - \bar{V}_{0.5})^2]} \quad (2)$$

(2)式內 $(\bar{\quad})_6$ 與 $(\bar{\quad})_{0.5}$ 分別為最低6 km與0.5 km的氣壓加權平均值。由(2)式定義顯見，對流理查遜數與傳統的理查遜數(Ri)之意義截然不同，前者正值愈大表示環境的對流可用位能愈多，但後者正值愈大則表示靜力穩定度愈大。

所採用的中尺度低壓定義為：(1)以1 hPa間距可分析出封閉的低壓中心；或(2)雖1 hPa間距不能分析出封閉中心，但具有明顯的氣旋式封閉環流，且環流中心的氣壓較周圍為低者。此標準較陳(1978)和陳與紀(1980)以1 hPa為間距，須具有封閉等壓線並具有氣旋式風場的標準為寬，而和陳與俞(1988)所採用的標準相似。因此，若中尺度低壓亦具氣旋式封閉環流，則可稱為中尺度氣旋(mesoscale cyclone)；

若僅具氣旋式封閉環流但無可辨認之低壓中心，則可稱為中尺度渦旋(mesovortex)。海峽上僅澎湖與東吉島兩測站，此種資料分佈情況對中尺度低壓中心之確定誠屬不易，但利用台灣西海岸及福建沿海之密集地面觀測網，配合系統移動之時間連續性以及氣壓場與風場間之密切關連，中尺度低壓之存在及其中心位置亦可合理求得。有關豪雨的定義，因災害考慮，故亦採用和陳與俞(1988)相同的標準，即每6小時降雨強度大於60公釐者。所分析三個中尺度低壓個案路徑如圖1所示，個案一在台灣西北部海面形成後，向東南移入台灣北部地區；個案二在118°E以西地區形成後，向東南轉東經澎湖北部海面移進台灣中部；個案三在台灣西南部形成後，向西

南西移至西南海面再轉東南幾平行海岸移動。有關中心附近之相對渦度及散度，係取自Chen and Wang (1992)之計算結果，該文以主觀分析方式求取3° 經緯度範圍內每0.25°經緯度網格資料，再以中差法計算相對渦度及散度。

三、個案分析

(一) 個案一：1985年5月28~29日個案

1. 綜觀環境

如圖1所示，28日1200 UTC中尺度低壓於台灣西北部海面形成，1500 UTC前登陸台灣北部，29日

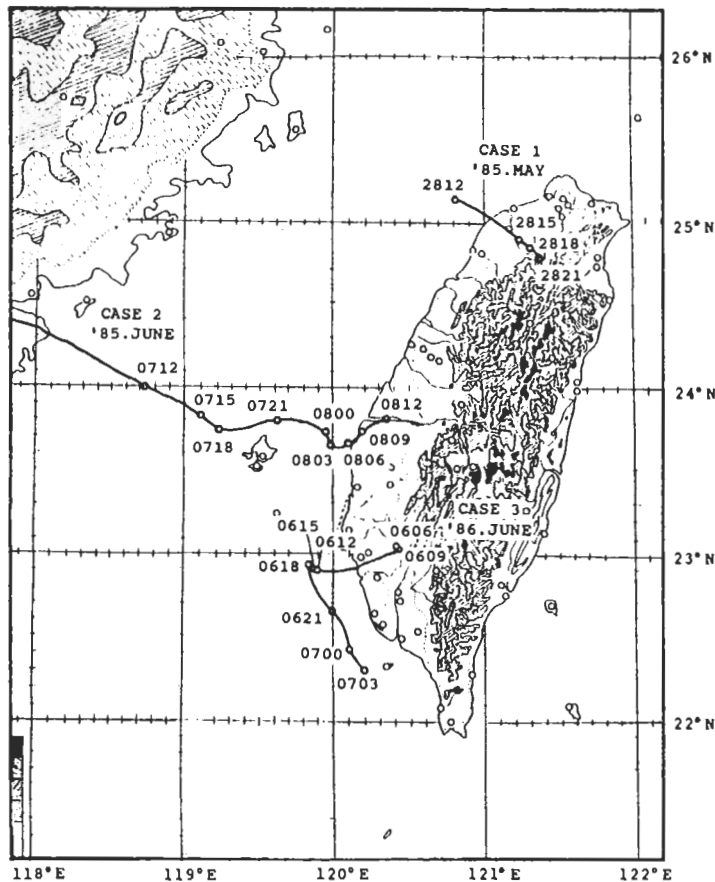


圖1 所選3個中尺度低壓個案，其中尺度渦旋中心出現至消失的時間(前2位為日期，後2位為UTC)與每3小時之移動路徑。

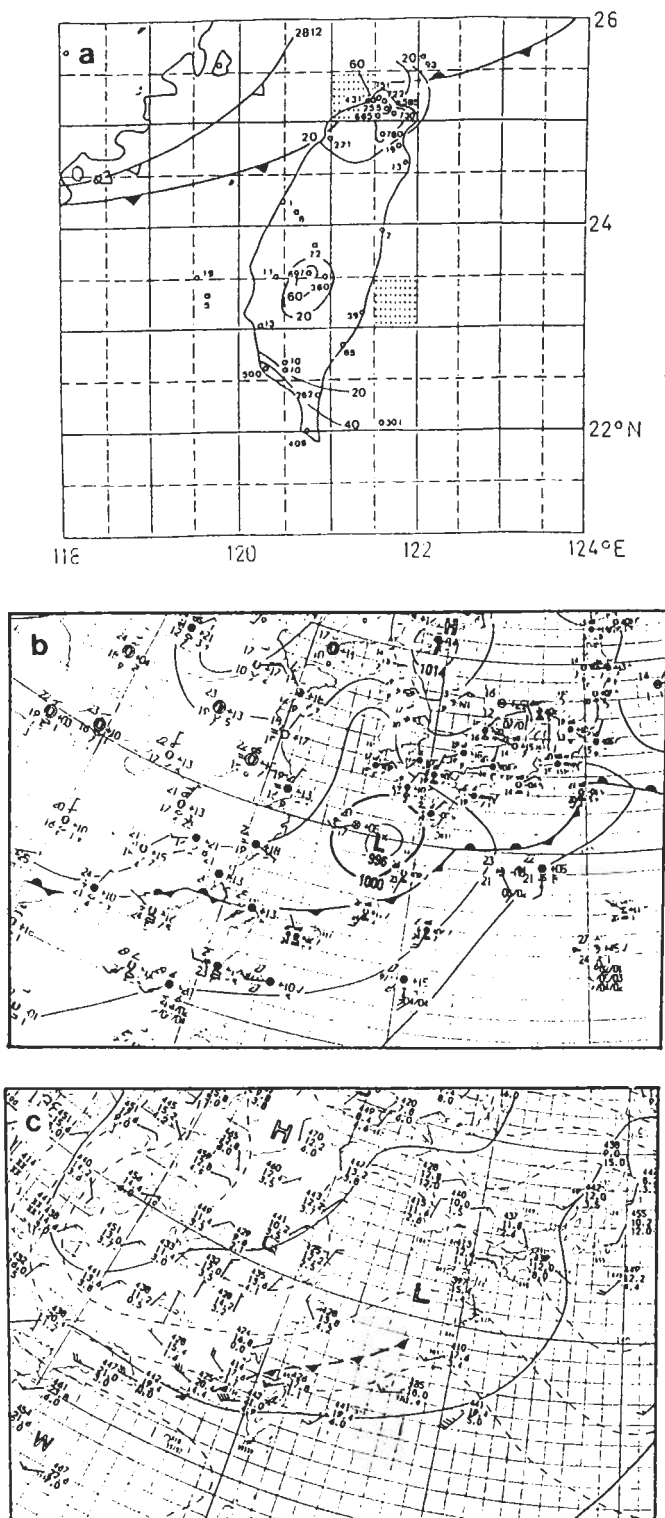


圖2 1985年5月28日 (a) 1500(1200~1800) UTC之6小時累積雨量 (mm)分佈、中尺度低壓所在位置 (陰影區) 及1200 UTC 850 hPa與1500 UTC地面之鋒面位置, (b)1200 UTC之地面與(c) 1200 UTC之850 hPa天氣圖。

0000 UTC時已減弱消散，生命期約12小時。登陸期間，台灣北部及北部山區於中尺度低壓環流區內發生豪雨。圖2a為28日1200~1800 UTC期間之6小時累積雨量分佈及1200 UTC之850 hPa與1500 UTC地面鋒面位置。28日1200 UTC的綜觀形勢顯示，地面梅雨鋒面由日本南方海面西南西延伸經台灣北端至廣東沿海（圖2b），鋒面附近氣壓梯度微弱，唯台灣地區位於鋒前在盛行西南氣流主宰之下。850 hPa（圖2c）顯示，該層鋒面幾與地面鋒平行，由琉球西方海面經台灣西北部海面至大陸東南沿海，台灣地區盛行西南氣流，低層噴流位於台灣海峽與台灣北部。700與500 hPa（圖未示）台灣地區風場向上順轉為西南西或西北西風，顯示梅雨鋒前低對流層具有顯著暖平流。

圖3為板橋探空站(46692) 28日0000 UTC~29日0000 UTC之 θ_e 與 θ_{es} 垂直剖線分佈。自由對流層(LFC)可由地面空氣塊上升所具有的 $\theta_e(0)$ 與 θ_{es} 曲線相交點求得，在此考慮近地層上下混合，故以離地面50 hPa氣層的平均 θ_e 做為地面氣塊，此上升氣塊經LFC後其 θ_e 與環境 θ_{es} 相同的高度，即為平衡層。若 θ_e 隨高度下降，則環境大氣在LFC以上具有對流不穩度，由其斜率變化可定性得知穩定度變化。而由 $\theta_e(0) > \theta_{es}(Z)$ 所圍成的正區面積大小，可知對流可用位能多寡，即穩定度大小。北部地區豪雨發生前，28日0000 UTC大氣具有很大不穩度，LFC約在850 hPa，對流約可達170 hPa；豪雨發生期間（28日1200 UTC）穩定度已變小；豪雨發生後（29日0000 UTC）大氣已不具潛在不穩度，即已無正區。

2. 中尺度分析

分析28日0900 UTC~29日0000 UTC每3小時地面氣壓場和氣流場，發現於28日0900 UTC（圖未示）時梅雨鋒面位於台灣北部近海，福建沿海鋒上並有低壓中心，台灣東側亦有一背風面中尺度低壓。1200 UTC（圖4a），鋒面南移至台灣北端，福建沿海的鋒面低壓已東移至台灣海峽西部，此時在台灣西北沿海有一中尺度氣旋生成（即本個案所討論者），低壓環流南側的新竹沿海並出現大於15 kt的強風。1500 UTC（圖4b），鋒面抵達台灣北部，其上的中尺度低壓亦東移登陸於台灣北部，低壓中心北-西北邊緣則出現大於15 kt的東北強風。1800 UTC（圖未示）時鋒面稍南移，位於台灣北部的鋒上低壓幾呈滯留，之後在原地減弱，於29日0000

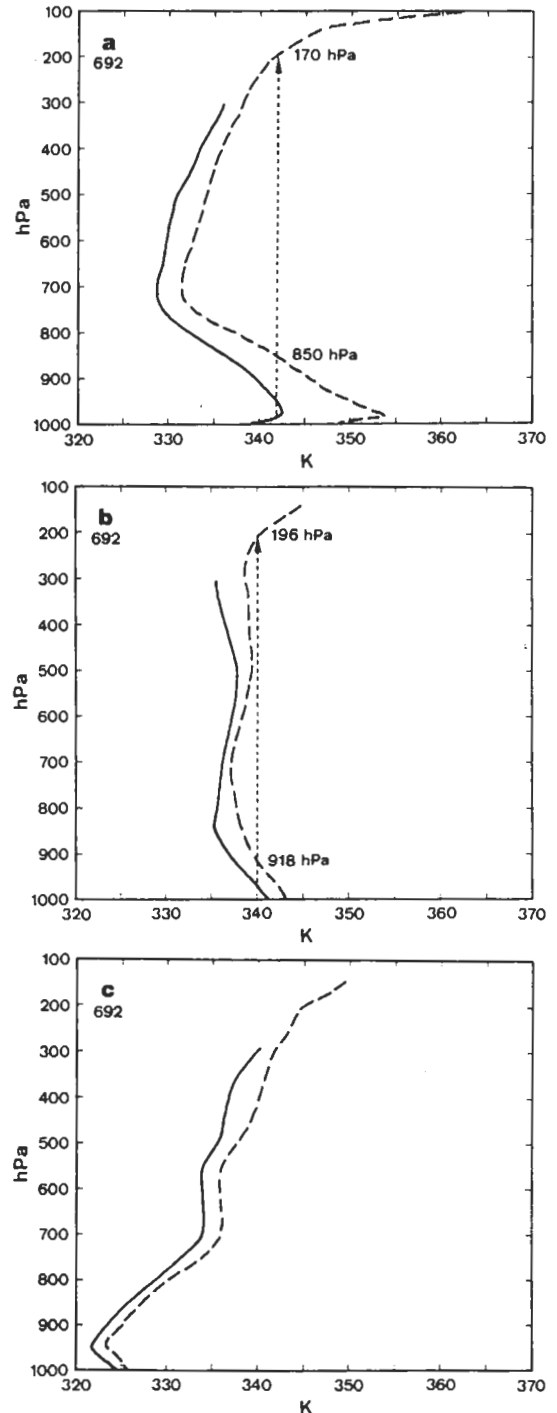


圖3 板橋測站(46692)於1985年5月(a) 28日0000，(b) 28日1200與(c) 29日0000 UTC探空之 θ_e (實線)、 θ_{es} (虛線)垂直剖線分佈。橫坐標為溫度(K)，縱坐標為氣壓(hPa)，細虛線為距地面50 hPa內平均氣塊舉升之過程曲線，並標示LFC與EL之高度。

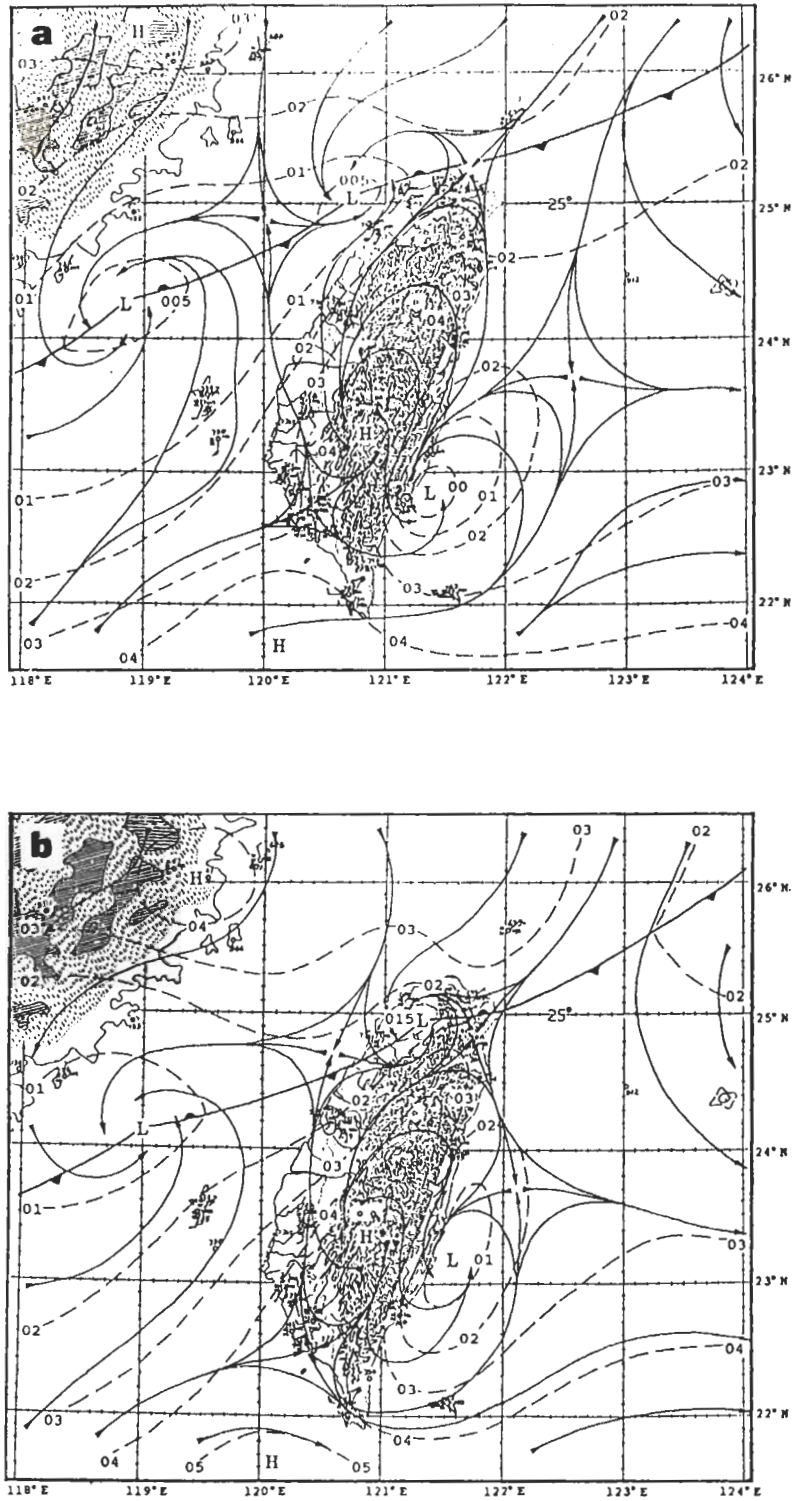


圖4 1985年5月28日(a) 1200與(b) 1500 UTC之地面氣流線(實線)與等壓線(hPa, 虛線)分析。

UTC消散。

本個案期間雖在台灣中南部亦有豪雨發生，但本文討論重點為造成北部及北部山區豪雨及其與中尺度低壓的關連。GMS雲頂溫度分布顯示，28日0900 UTC (圖5a) 台灣北部有中尺度對流系統H、西北部沿岸有系統G，兩者均位於地面鋒前，海峽北部鋒上則有另一個發展中的對流系統F。1200 UTC (圖5b) 時，北部陸上的對流系統H與G已東移出海並開始減弱，系統F則向東南東方移至中尺度低壓東南象限的新竹南方附近加強。1600 UTC (圖5c)，在台灣北部的對流系統F向西北方向的鋒區發展，對流中心位於桃園、新竹附近，對流系統西側與東側雲頂溫度梯度的顯著差異，顯示西側活躍對流與東側卷雲盾的中尺度對流系統成熟階段結構，台灣北部及北部山區此時發生豪雨 (圖2a)。

3. 動力機制

28日1200 UTC中尺度低壓於西北部沿海形成時，低壓南側新竹沿海存在的強盛西南風與東北側彭佳嶼的強盛東北風，顯示梅雨鋒面上除具有輻

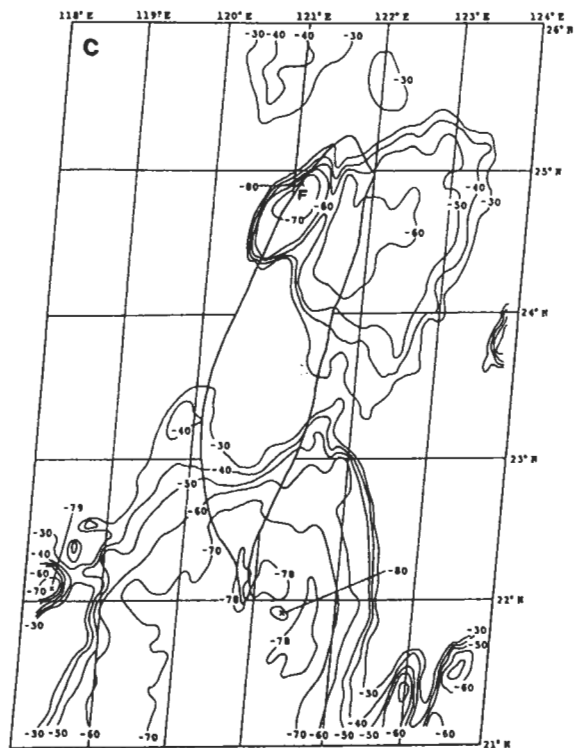
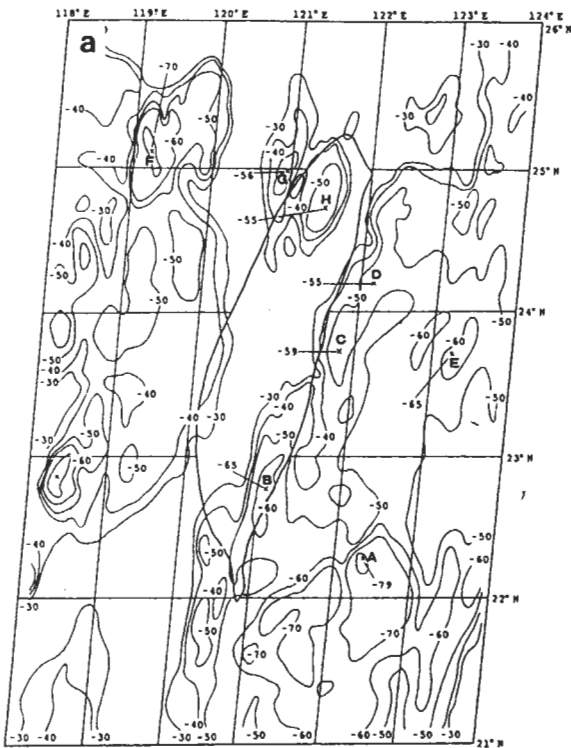
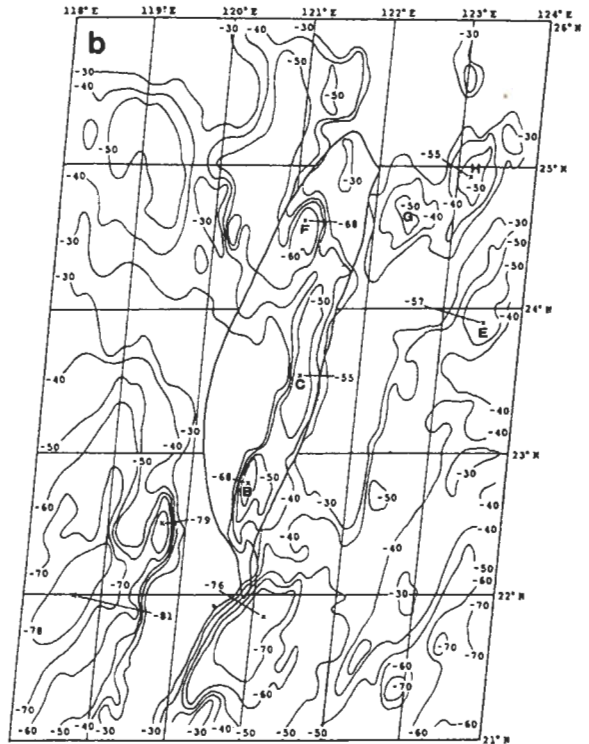


圖5 1985年5月28日(a) 0900, (b) 1200與(c) 1600 UTC之雲頂溫度(°C)分佈。

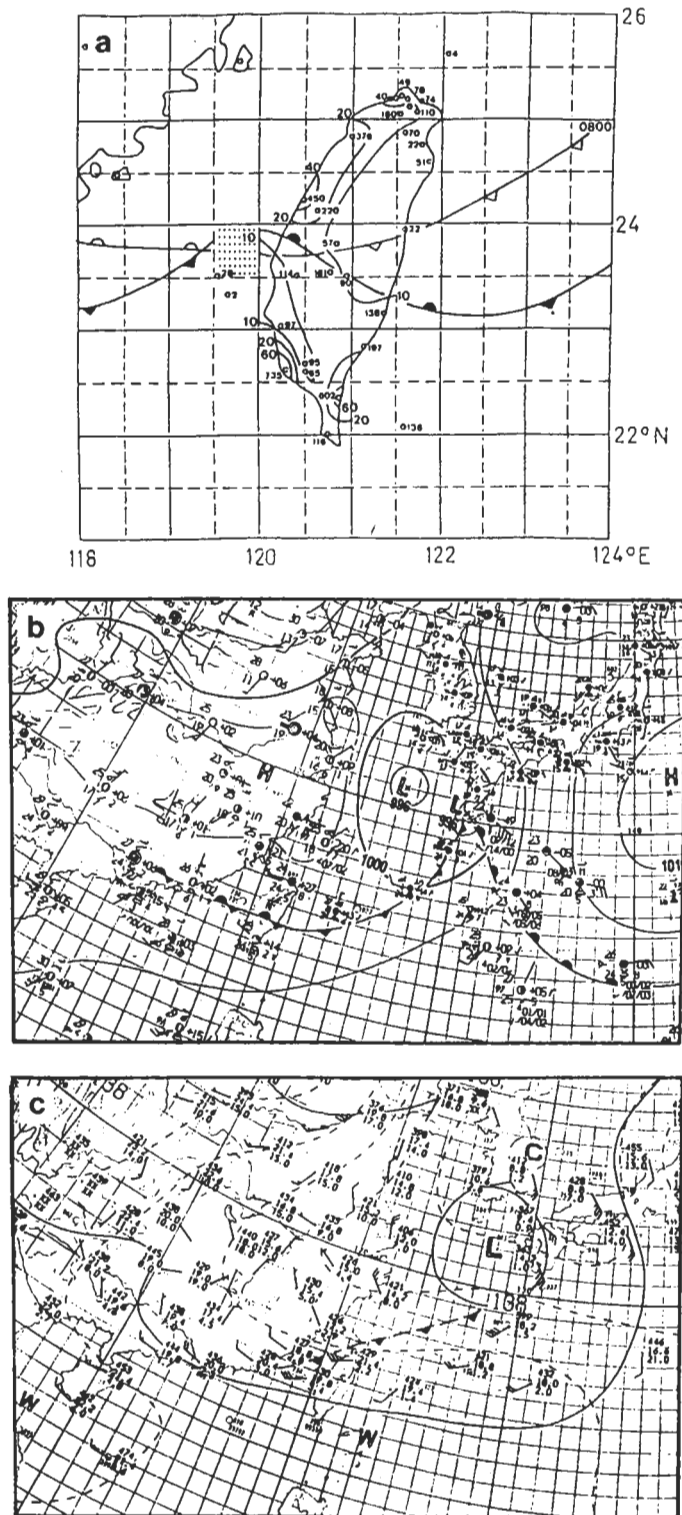


圖6 1985年6月7日(a) 2100(1800~2400) UTC之6小時累積雨量(mm)分佈、中尺度低壓所在位置(陰影區)及2100 UTC地面與8日0000 UTC 850 hPa之鋒面位置, (b) 1200 UTC之地面與(c) 1200 UTC之850 hPa天氣圖。

合作用外，亦具有強氣旋式渦度，因而鋒上中尺度低壓擾動形成時，即具有氣旋式環流（圖4a），亦即為中尺度氣旋，中心附近平均相對渦度估計約為 $3.0 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。中尺度低壓於1500 UTC（圖4b）登陸後，鋒面南移至新竹以南，台灣北部風向亦由原鋒前的西南風迅速轉為鋒後的東北風。西北沿海鋒後幾乎平行海岸的東北風，由於陸上表面摩擦力較大，故地面較小的風速以及氣流與等壓線間較大的交角應可預期。因此種海陸摩擦差異導致的近地層氣旋式風切渦度及向低壓中心的輻合作用，除可維持中尺度低壓的強度外，顯然亦可能為該區對流系統發展（圖5c）與豪雨發生（圖2a）的部份機制，此時中心附近相對渦度約為 $2.5 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。由上述分析，本個案中尺度低壓係在鋒上形成，而當鋒面過境台灣西北部後，因海陸摩擦差異所造成的氣旋式風切與局部輻合，似為維持低壓渦旋強度的重要過程，亦為造成中尺度對流系統的加強與發展進而導致台灣北部地區豪雨的主要機制。豪雨發生前後，大氣穩定度則發生顯著改變，透過對流將大氣不穩定度釋放，使大氣趨於穩定。低對流層 θ_e 與 $\theta_{e,s}$ 在豪雨後的減小（圖3c），顯示梅雨鋒面南移鋒後冷空氣的入侵，已使北部地區環境更趨穩定。

(二) 個案二：1985年6月7～8日個案

1. 綜觀環境

中尺度低壓沿鋒面於7日1200 UTC移入118°E以東，之後東移進入台灣中部地區，8日1200 UTC之後消散，生命期約24小時，為3個個案中延時最長者。7日1800 UTC至8日0000 UTC期間，中尺度低壓移經澎湖北方海面期間（圖1），豪雨發生於台灣西南部及東南部地區（圖6a）。7日1200 UTC之綜觀形勢，顯示地面梅雨鋒（圖6b）自日本九州南方海面西南延伸經台灣中南部至大陸東南沿岸，鋒面附近氣壓梯度微弱，唯鋒南盛行西南風。850 hPa（圖6c）鋒面位於地面鋒面北側，由琉球西方海面經台灣北部海面至台灣海峽，鋒南之西南低層噴流經海峽中部及台灣北部。台灣地區700及500 hPa（圖未示）風場由下向上稍呈順轉為西南西至西風，顯示中低對流層有微弱暖平流。

圖7為東港探空站(46747) 7日1200 UTC~8日1200 UTC之 θ_e 與 $\theta_{e,s}$ 剖線分佈。南部地區發生豪雨前，7日1200 UTC大氣具有很大不穩度，LFC約在

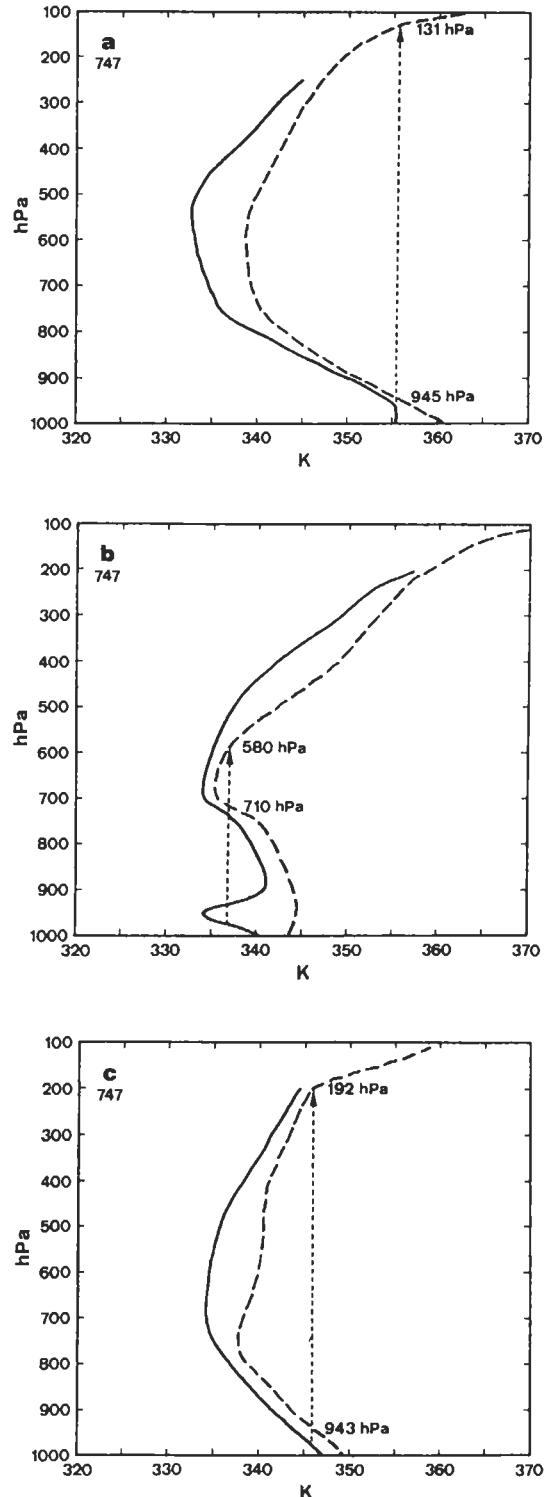


圖7 同圖3，但為個案二1985年6月(a) 7日1200，(b) 8日0000 UTC與(c) 8日1200 UTC之東港測站(46747)者。

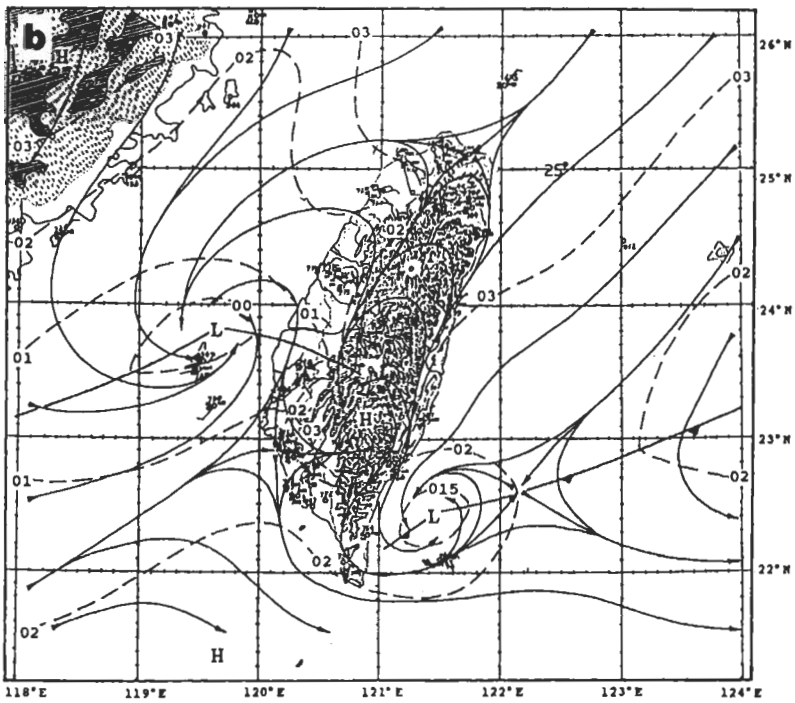
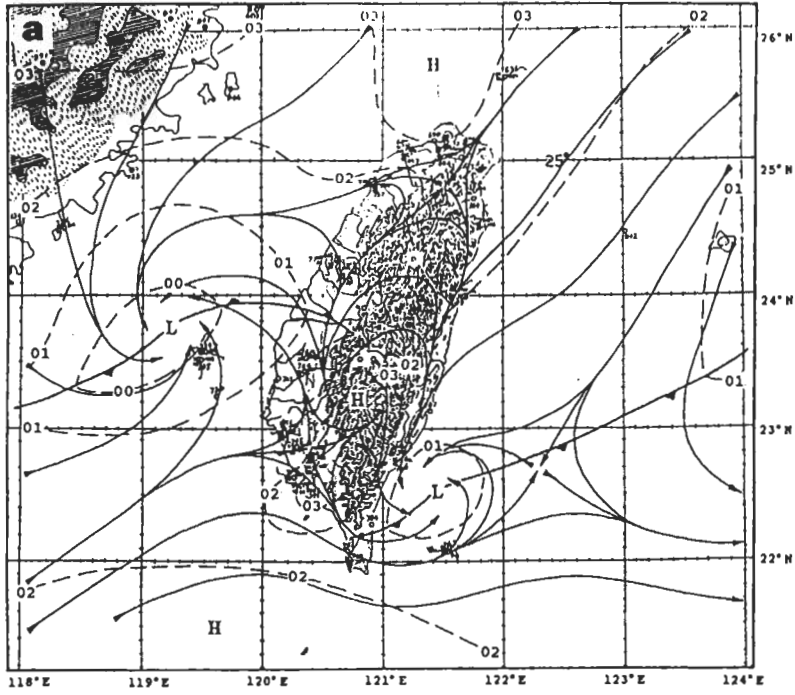


圖8 同圖4，但為個案二1985年6月7日(a) 1800與(b) 2100 UTC者。

945 hPa，對流約可達131 hPa；豪雨期間不穩度大減，正區僅局限於710~580 hPa氣層；豪雨之後（8日1200 UTC）大氣不穩度相當快速的恢復，已具有顯著的正區，LFC在943 hPa，對流可達192 hPa。

2. 中尺度分析

如圖1所示，7日1200 UTC福建沿海的低壓已東移至118.8°E附近，1500 UTC中尺度低壓沿著鋒面東移至海峽中部。1800 UTC（圖8a）低壓東移至澎湖西北方海面，Chen and Wang (1992)對中心附近相對渦度估計為 $1.4 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，此時梅雨鋒面受中央山脈地形影響，西側部份位於台灣中部地區，東側部份已先行南下至蘭嶼與綠島之間，顯示鋒後東北氣流在山脈東側迎風面的冷空氣堆積效應(cold air damming)。此種梅雨季台灣東側鋒後迎風面的冷空氣堆積效應，恰似美國冬季阿帕拉契山脈東側所發生之現象(Bell and Bosart, 1988)，該區因此種效應產生中尺度高壓脊，而由北向南的氣壓傾向梯度導致的非地轉風分量，促使該區鋒面移速較西側為快，為梅雨季常發生的現象(Chen, 1992)。2100

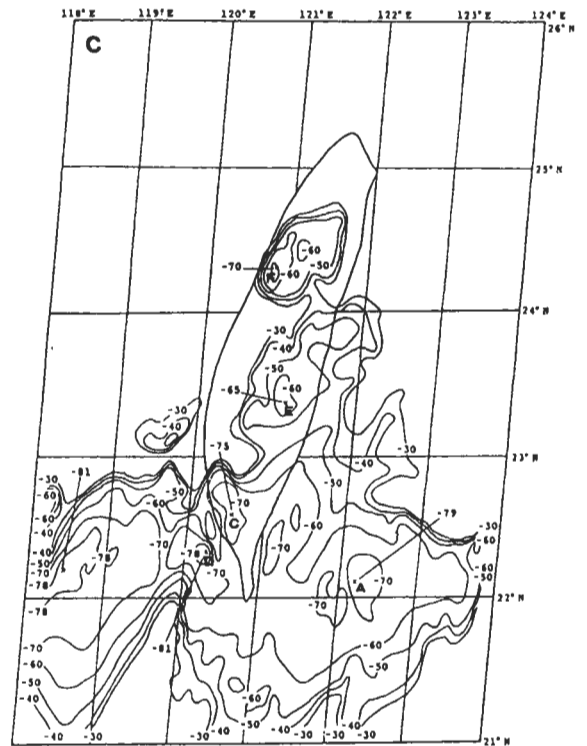
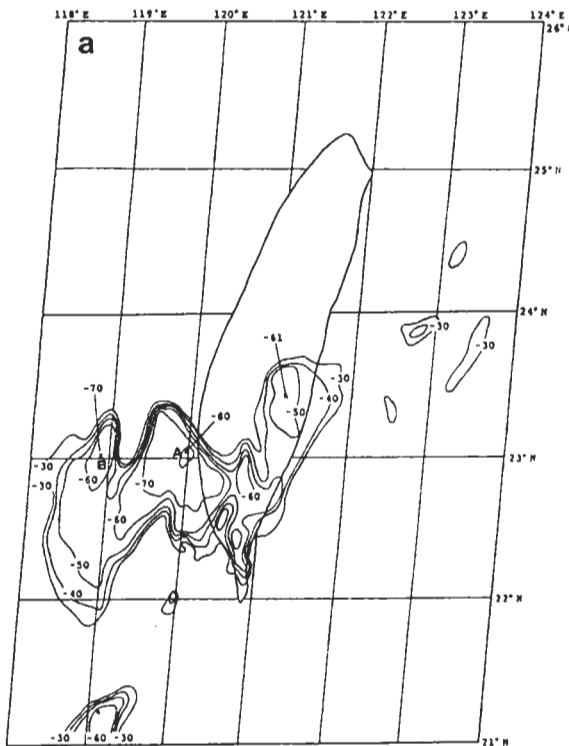
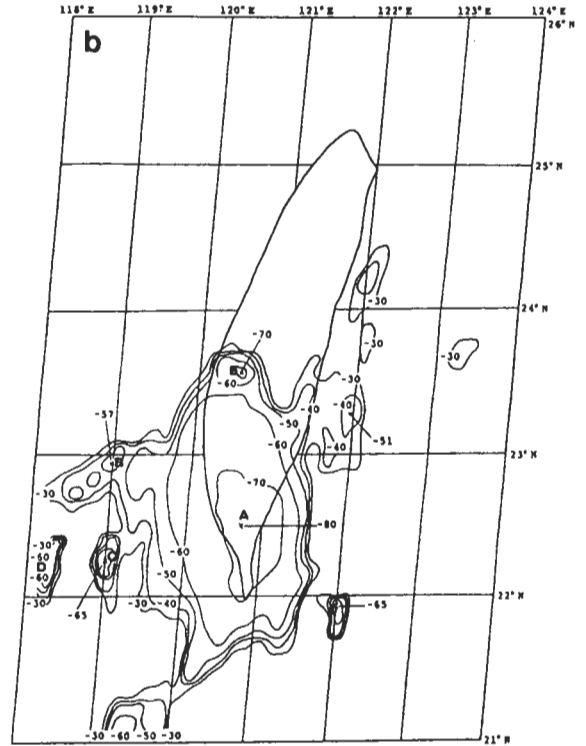


圖9 同圖5，但為個案二1985年6月7日(a) 1600，(b) 1800與(c) 2100 UTC者。

UTC (圖8b) 中尺度低壓移至馬公北方海面, 中心相對高度約為 $2.4 \times 10^4 s^{-1}$, 並於8日0300 UTC東移抵達嘉義近海 (圖未示)。0600 UTC低壓由濁水溪口一帶登陸並減弱, 環流範圍亦減小, 此時西側鋒面加速南移至臺灣南端與東側者相連。之後, 中尺度低壓在中部沿岸地區滯留, 並於1500 UTC消失。7日1800 UTC 臺灣西南部即已見中央山脈西側的下坡風, 此與盛行西南風形成局部輻合。2100 UTC下坡風與陸風結合增強並與盛行風輻合於西南部沿海, 此時中尺度低壓南側西南風亦見增強, 馬公風速並增至約20 kt。

雲頂溫度分布顯示7日1600 UTC (圖9a), 在中尺度低壓東南方台南近海處, 有一中尺度對流系統A正迅速發展, 其中心雲頂溫度已達 $-80^{\circ}C$ 以下, 在其西方另有一發展中的系統B。1800 UTC (圖9b), 系統A東移範圍增大, 覆蓋了整個台灣南部, 其西邊另有陸續在海峽南端生成且東移的對流雲系C與D, 系統B則位於原處減弱。2100 UTC (圖9c) 時, 系統A已東移至台灣東方海上並稍減弱, 系統C則在高雄附近登陸, 而系統D亦東移至高雄南方近海, 兩者之強度均增強, 在系統D的上游又有另一尺度較大的對流雲正發展中。7日1800 UTC至8日0000 UTC間發生於台灣南部的豪雨 (圖6a), 顯然係由中尺度對流系統A與C所造成。

3. 動力機制

本個案沿鋒面東移的中尺度低壓, 尺度較大且延時較長。當低壓於7日1500 UTC移至海峽中部時, 其南側的西南風環流與台灣西南部的下坡風產生輻合, 對流系統A隨即於輻合區發展, 顯示下坡風與中尺度低壓南側環流造成的輻合可能提供對流發展之有利條件。而系統A的外流邊界與低壓南側西南氣流的交互作用, 可能為促使系統B於系統A西方發展的主因, 此一作用亦可能為系統A於7日1800 UTC移至台灣南部並達成成熟時, 導致對流雲C在其上游 (海峽南部) 發展的原因。而2100 UTC時海峽南部的對流雲移至台灣西南部輻合區時加強, 該輻合區可能因低壓南方西南氣流與陸風環流在沿海地區相遇且西南氣流因海陸摩擦差異所造成。

另外, 中尺度低壓南側自7日2100 UTC~8日0900 UTC均出現較強的風速, 而以8日0300 UTC時為最強, 其最大風速在15 kt以上。此現象顯示在本個案中, 可能因中尺度低壓的存在使其南側的西南

氣流增強, 而使西南氣流與對流系統外流邊界的輻合作用加強或於台灣西南部因海陸摩擦差異造成近地層局部輻合的增加, 這些均可能有助於該區對流的加強。南部地區豪雨主要由對流系統A與C造成, 在對流前大氣具有的大量不穩度透過對流很快釋放, 但對流後大氣不穩度的恢復亦相當快速。此與上述個案一發生於北部地區的豪雨迥異, 主要乃因鋒面並未過境, 而低對流層鋒前旺盛西南氣流對水氣及可感熱有效的傳送, 故使不穩度的恢復快速。

(三) 個案三：1986年6月6~7日個案

1. 綜觀環境

中尺度低壓於6日0600 UTC時生成於台灣西南部, 先呈滯留再西移出海, 之後幾乎平行海岸南移, 7日0300 UTC後減弱消散, 生命期約21小時 (圖1)。圖10a為7日0000 UTC 850 hPa鋒面與7日0300 UTC地面鋒面位置及7日0000~0600 UTC間6小時累積雨量分佈, 此段期間台灣西南部地區於地面鋒後、850 hPa鋒前發生豪雨。6日1200 UTC綜觀形勢顯示, 地面梅雨鋒由琉球南方海面向西南伸展, 經台灣南部向西延伸至華南沿海一帶 (圖10b), 台灣附近氣壓梯度微弱, 鋒北除地形影響區之外, 主要為微弱東北風, 鋒南則為南風至西南西風。850 hPa鋒面與地面鋒面平行, 鋒南西南風盛行, 鋒北則為微弱的東北風。700與500 hPa (圖未示) 於台灣及鄰近地區氣流相近, 台灣海峽以南為西南西氣流, 以北則為偏西北西氣流, 風場由下向上變化顯示, 梅雨鋒前有微弱的暖平流現象, 鋒後則冷平流較顯著。

圖11為東港探空站6日1200 UTC~7日1200 UTC之 θ_e 與 θ_{e_s} 垂直剖線分佈。西南部地區豪雨前, 6日1200 UTC大氣具有很大不穩度, 地面附近超絕熱降溫率使地面氣塊經舉升即可自由對流, 對流約可達209 hPa; 豪雨期間不穩度大減, 正區僅局限於970~570 hPa氣層; 豪雨之後 (7日1200 UTC) 大氣不穩度相當快速恢復, 又具顯著正區, LFC在966 hPa, 對流可達273 hPa。

2. 中尺度分析

6日0300~2100 UTC的中尺度分析 (圖未示) 顯示, 0300 UTC 梅雨鋒面已南移至台灣南端, 台灣處於鋒後受北來冷氣流控制, 中央山脈西側則因冷

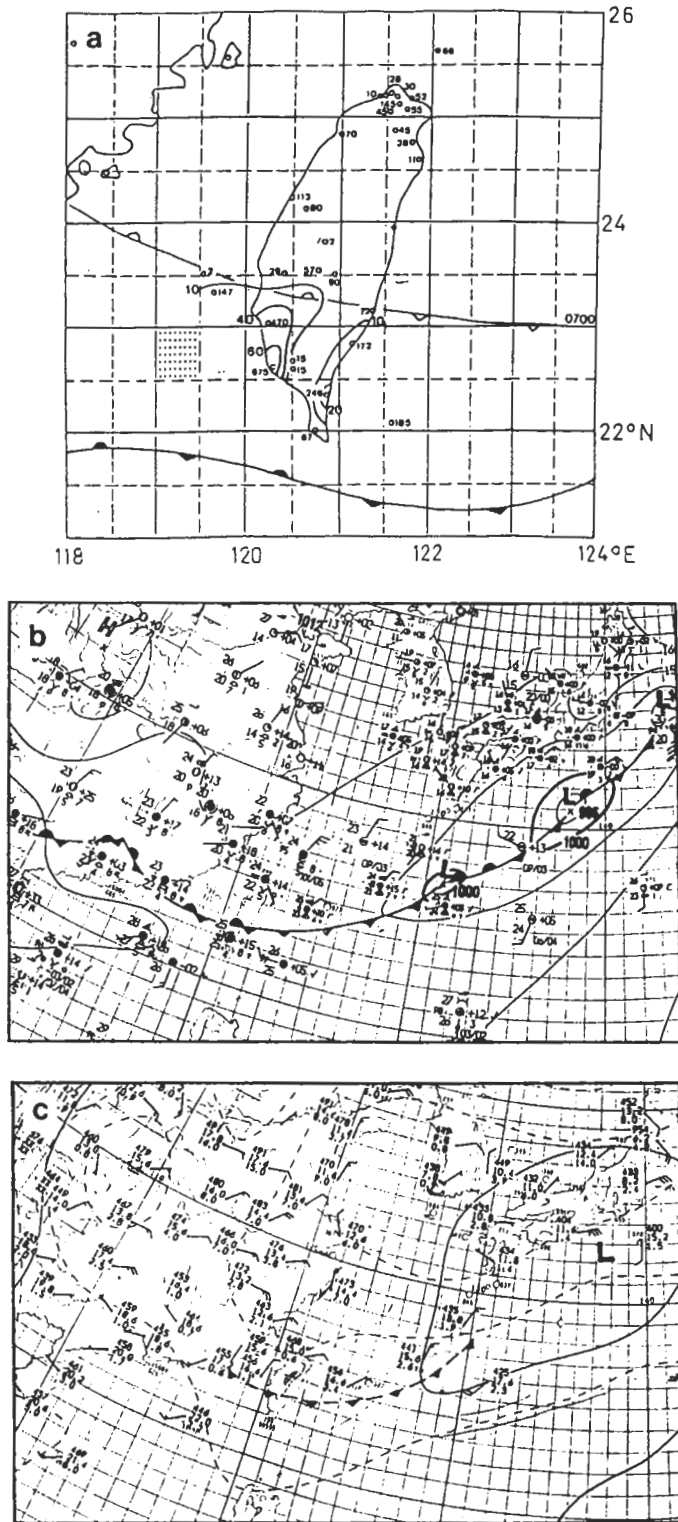


圖 10 1986年6月(a) 7日 0300(0000~0600) UTC之6小時累積雨量 (mm)分佈、中尺度低壓所在位置 (陰影區) 及 0000 UTC 850 hPa與 0300 UTC地面之鋒面位置, (b) 6日 1200 UTC之地面與 (c) 6日 1200 UTC之850 hPa天氣圖。

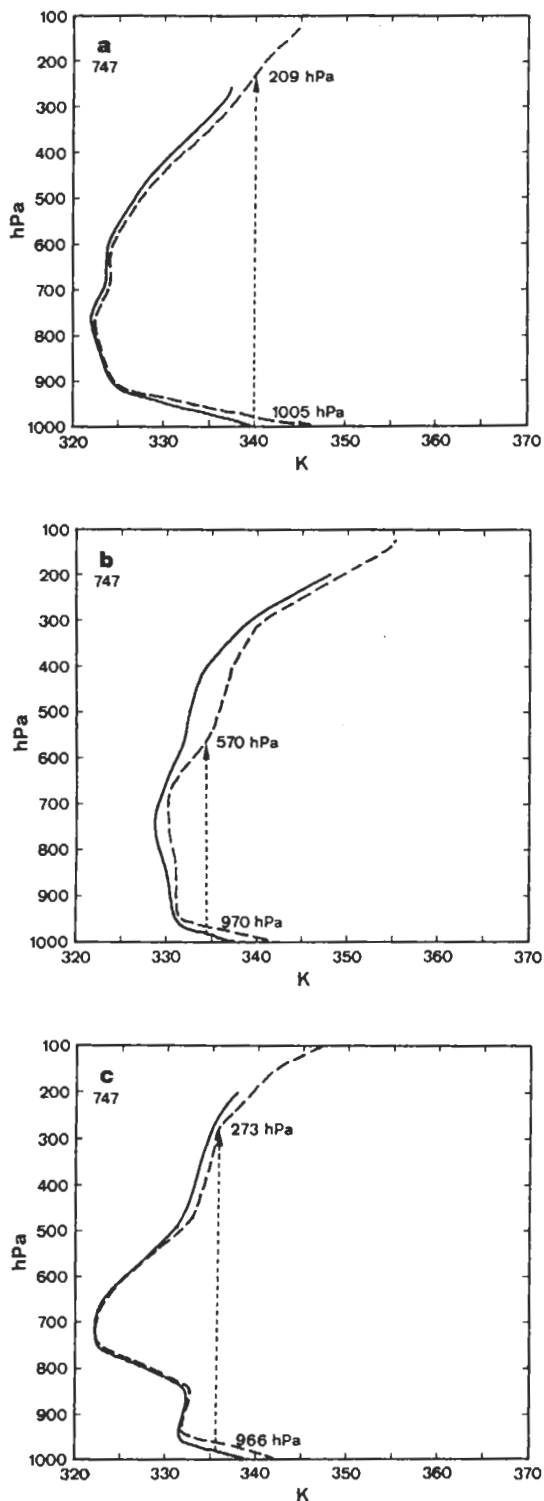


圖 11 同圖 3，但為個案三 1986 年 6 月 (a) 6 日 1200，(b) 7 日 0000 UTC 與 (c) 7 日 1200 UTC 之東港測站 (46747) 者。

空氣受中央山脈阻擋的背風效應影響而形成低壓區。0600 UTC 時，中尺度低壓在台南東方形成，並有氣旋式環流，中心相對渦度約為 $1.4 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，但尺度約僅 100 km 左右，此即為本個案所討論者。0900 UTC 時，中尺度低壓滯留原處，氣壓降低且環流範圍擴大加強，中心相對渦度約為 $2.2 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。1200 UTC 之後，因台灣西南部海風轉變為陸風而使低壓向西南西移至台南近海。1800 UTC 中尺度低壓略向西移後並開始沿著西南部海岸向東南移動，7 日 0000 UTC (圖 12a) 繼續向東南方移動並減弱，0300 UTC (圖 12b) 雖中尺度低壓仍可辨認，但氣流場已不具封閉之環流結構。此時，嘉義西邊新形成一中尺度低壓，稍後並沿著與本個案類似的路徑移動，唯與本個案豪雨無關，不在討論之列。

6 日 2100 UTC (圖 13a) 時，台灣西南部及沿海有對流雲系 A 與 B 在中尺度低壓附近生成。7 日 0000 UTC (圖 13b)，系統 A 中心略向南移至台南附近範圍擴大並明顯加強成中尺度對流系統，對流中心雲頂溫度達 $-70^{\circ}C$ 以下，此中尺度對流系統雲頂溫度梯度的分佈與涵蓋範圍，顯示已達成成熟階段。系統 B 則南移至高雄近海中尺度低壓中心附近，亦有明顯的加強現象 (中心雲頂溫度已低於 $-60^{\circ}C$)。另外在此兩系統上游 (海峽南部) 尚有兩個對流系統 C 與 D 生成。7 日 0300 UTC 時 (圖 13c) 上述諸對流系統合併加強並略向南移，對流中心 A 與 C 約位於地面中尺度低壓之上。7 日 0000~0600 UTC 台灣西南部高雄、台南一帶的豪雨，顯然由中尺度對流系統 A 而來。

3. 動力機制

由上述分析發現本個案低壓於生成前，梅雨鋒後的台灣西南部，即因於東北氣流主宰下的山脈屏障作用而形成一較低氣壓區。6 日 0600~0900 UTC 間嘉義以南海風增強並與以北地區北來氣流在中尺度低壓區形成氣旋式環流。入夜後，台灣南部局部環流由陸風取代，並造成低壓於 1200 UTC 西移出海，因此海陸風對此低壓環流的形成與移動，均扮演相當重要的角色。而低壓出海後沿西南海岸南移終至減弱消失的過程，顯示離陸地愈遠，中央山脈對鋒後冷空氣的屏障作用亦愈小，Chen and Hui (1990) 利用 TAMEX 期間 P-3 資料，分析高雄外海北來冷空氣厚度，發現離岸愈遠厚度愈大，即屏障作用愈小。

雖然中尺度低壓於 6 日 0300 UTC 即已形成，但

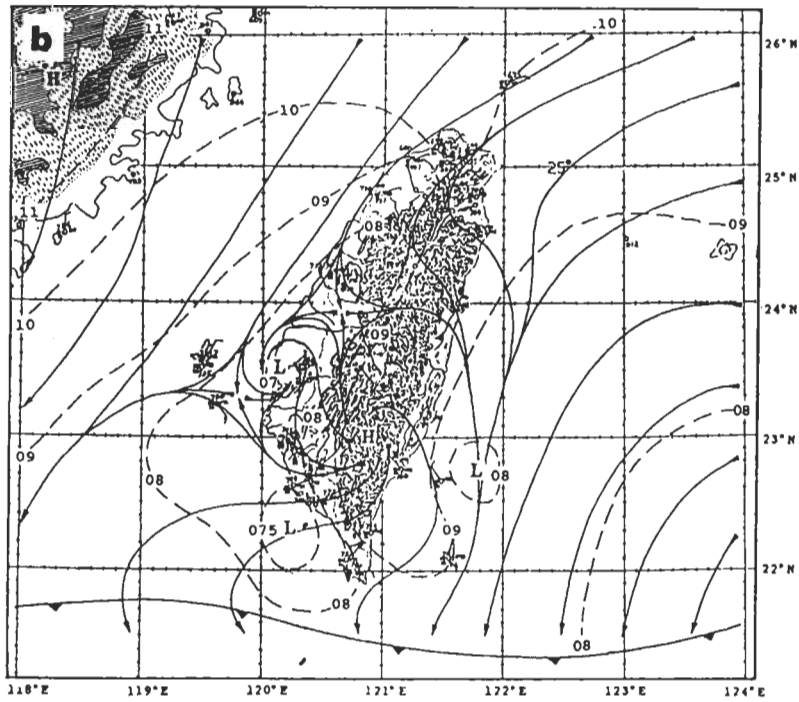
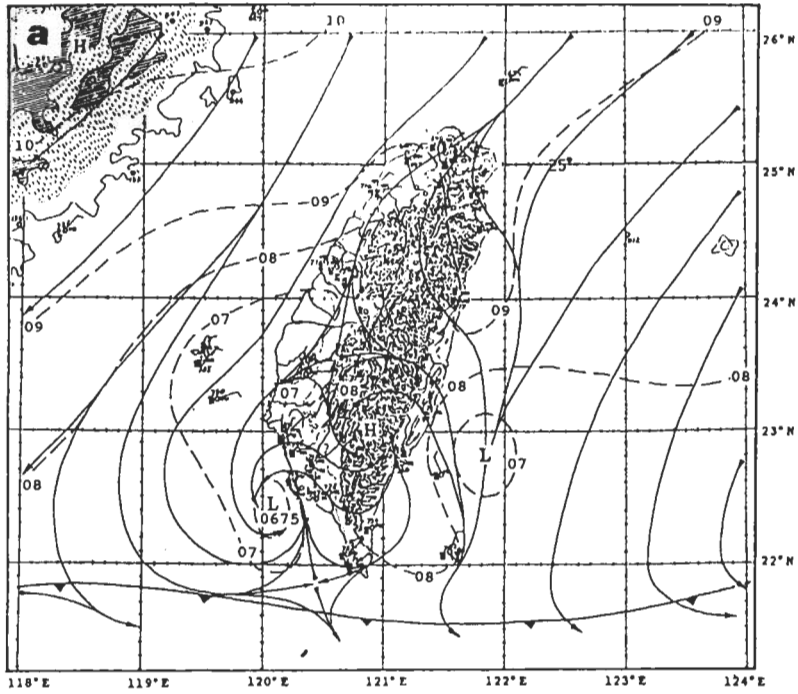


圖 12 同圖 4，但為個案三 1986 年 6 月 7 日 (a) 0000 與 (b) 0300 UTC 者。

在其附近地區直至 2100 UTC 始有明顯對流發展，此可能乃因低壓位於鋒後且範圍太小環流亦弱。對流雲系形成後的移動與發展過程顯示，除有向中尺度低壓中心移動的趨勢外，當雲系移至低壓之上時，皆有明顯的加強現象，因此中尺度低壓環流所造成的輻合與低層舉升作用，似為導致對流加強的重要因素。西南部豪雨主要由對流系統 A 造成，在對流前大氣所具有的大量不穩度，在對流發生時已大部份釋放。豪雨後南部地區雖在地面鋒北側，但 850 hPa 鋒面滯留於台灣中部且該區因地形屏障作用低層並無冷空氣入侵，故與個案二相似，對流後大氣不穩度的恢復亦相當快速。

四、討論與總結

本文所探討的三個中尺度低壓，個案二者在 118°E 以西即已在梅雨鋒面上形成，個案一與三則分別在台灣西北部海面與西南部形成，台灣地形及局部環流在後兩者的形成與維持過程，均有舉足輕

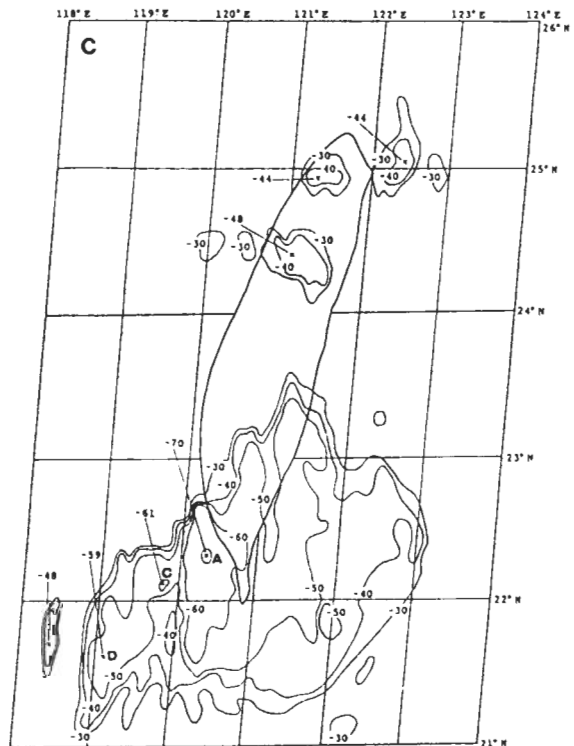
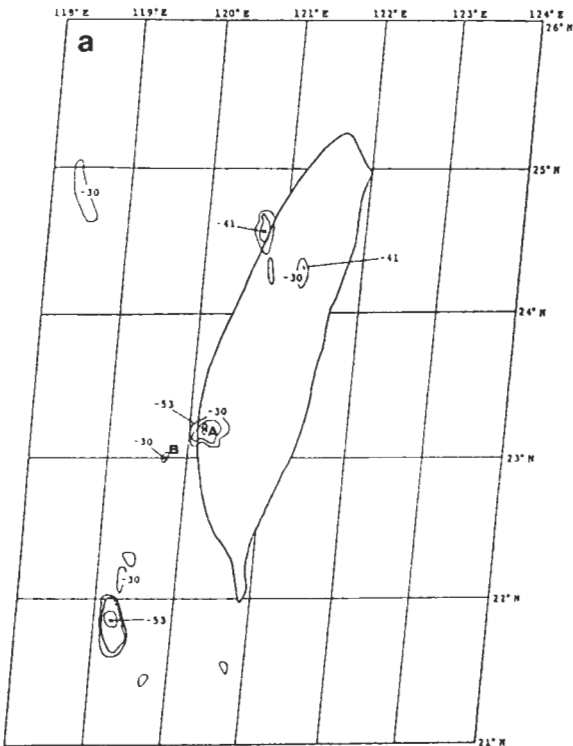
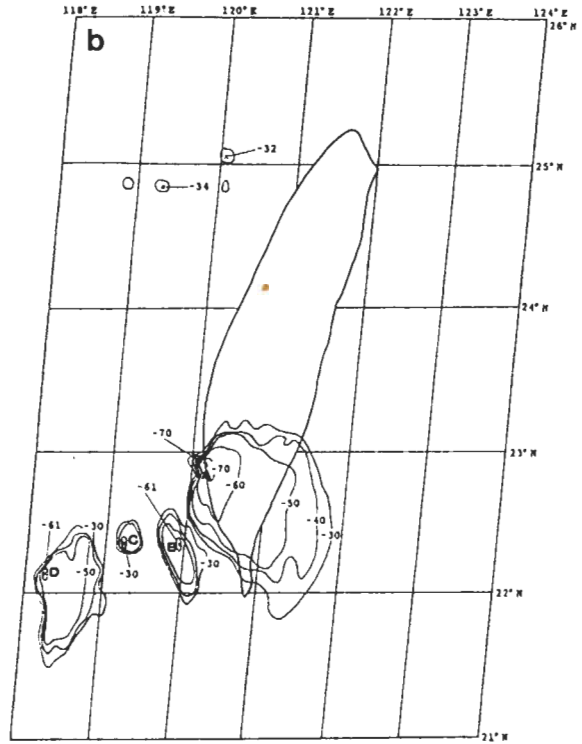


圖 13 同圖 5，但為個案三 1986 年 6 月 (a) 6 日 2100，(b) 7 日 0000 與 (c) 7 日 0300 UTC 者。

重的角色。個案一的中尺度低壓在西北部海面梅雨鋒面上形成，當其移至西北部陸地時(5月28日1500 UTC)，海陸摩擦差異導致的近地層氣旋式風切渦度增加及向低壓中心的水平輻合伴隨的垂直渦管伸拉效應，在維持低壓強度使不致於因摩擦消耗迅速減弱，顯然非常重要。個案三的中尺度低壓形成於台灣西南部梅雨鋒後，可能主要係因中央山脈對東北氣流的屏障作用，使冷空氣無法入侵該區，此種形成機制恰似其他個案之情況(例如：Chen et al., 1989; Chen and Hui, 1990; Chen and Liang, 1992)。其氣旋式環流則由6月6日0600~0900 UTC午後海風與北來氣流間的曲率渦度而來，台灣西南部地區夜間形成的下坡風與陸風則使此中尺度低壓西移進入海面，而後因海面北來冷空氣較厚使中尺度低壓南移終至消散。此兩個案的豪雨均發生在中尺度低壓環流內，由衛星雲頂溫度資料的分析，顯示

深對流有在低壓中心發展與增強之勢，此與Chen and Wang(1992)所得中心附近有最大水平輻合(散度約 $-1 \times 10^{-4} s^{-1}$)一致，即中尺度低壓所伴隨的近地層水平輻合上升運動為導致對流增強及豪雨產生的重要因子。個案二的中尺度低壓水平範圍較大且環流較強，於東移至台灣海峽中部時，其南側增強的西南風開始於台灣西南部與下坡風產生局部輻合，最大水平輻合發生於低壓中心以南，散度約 $-1 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，對流系統亦在該區有最大的發展與增強。

個案一的豪雨，發生在北部地區的1985年5月28日1200~1800 UTC，個案二與三的豪雨，則分別於1985年6月7日1800~2400 UTC與1986年6月7日0000~0600 UTC發生在西南部地區。由豪雨前後 θ_e 與 θ_{es} 剖線的變化(圖3, 7, 11)顯見，豪雨發生時，大氣原具有的大量潛在不穩度已因對流活動而快速減

表一 本文三個案期間板橋(46692)與東港測站(46747)探空之對流可用位能(CAPE; $m^2 s^{-2}$)、可降水量(mm)與對流理查遜數(Ri_c)，其中CAPE為舉升距地面50 hPa以下之平均氣塊而得。

測站	時間	CAPE ($m^2 s^{-2}$)	可降水量 (mm)	Ri_c
板橋	1985年5月28日0000 UTC	1440.0	72.4	15.7
	28日1200 UTC	635.6	81.4	5.1
	29日0000 UTC	7.3	71.7	0.2
東港	1985年6月7日1200 UTC	2892.1	82.6	149.7
	8日0000 UTC	46.3	84.1	2.0
	8日1200 UTC	1005.5	78.3	44.1
東港	1986年6月6日1200 UTC	1539.7	66.4	100.5
	7日0000 UTC	276.7	73.3	17.2
	7日1200 UTC	1003.1	72.4	37.2

小，但不穩度的恢復則南北有別。北部地區因豪雨過後，梅雨鋒面亦過境，低對流層鋒後冷空氣的入侵使不穩度不復存在；但南部地區則或因仍在鋒前（個案二）或雖地面鋒面已過境，但仍在850 hPa鋒前，低層無北來冷空氣入侵（個案三），故低層盛行西南暖濕氣流，使不穩度恢復相當快速。此種不穩度變化的南北差異，亦可由表一所示CAPE變化顯現。雖然東港站在西南沿海而板橋站離西北沿海約15公里，但是此種不穩定度變化的南北差異，由上述 θ_e 與 θ_{es} 剖線的變化特徵顯示，顯然並非導因於離海之遠近，而係由於上述冷空氣厚薄之南北差異而來。豪雨發生前的CAPE，以個案二(2892.1 m^2s^{-2})最大，以個案一(1440.0 m^2s^{-2})最小；前者與Bluestein and Jain (1985)所分析的Oklahoma春季大部份形態的颶線系統環境CAPE ($> 2000 m^2s^{-2}$)相近，後者則與Chen and Chou (1993)的TAMEX成熟颶線環境(1330 m^2s^{-2})以及Barnes and Sieckman (1984)所分析GATE的熱帶地區CAPE (1004 m^2s^{-2})相近。表一內對流理查遜數在豪雨前後的改變傾向，與CAPE的改變傾向相似，唯豪雨前北部地區較南部地區者為小，北部較小的 Ri_c (15.7)，除因CAPE較小外，亦因低層噴流較強風切較大之故（圖2）。Weisman and Klemp (1982)的研究顯示， Ri_c 在15~35時較有利超大型發展， $Ri_c > 40$ 時較有利多胞風暴發展。此三個案豪雨前的 Ri_c 均較Chen and Chou (1993)所得TAMEX成熟颶線環境 Ri_c (175)為小。表一所示可降水量，三個個案均以發生豪雨時為最大，而南部地區的可降水量個案二較個案三為多且CAPE亦大，因而豪雨期間的對流較活躍（圖9，13）且發展較深、雲頂較高（圖7a，11a）、雨量亦多（圖6a，10a）。

由上述討論，本文所得結果可摘述為以下數點：

1. 發生於台灣西北部海面的中尺度低壓（個案一）實為一梅雨鋒面上的氣旋式低壓擾動（即中尺度氣旋），當其移入北部陸地時，鋒後海陸摩擦差異形成的氣旋式風切渦度，對其環流強度的維持具有重要角色。
2. 發生於台灣西南部的中尺度低壓（個案三），初形成時並無氣旋式環流伴隨，低壓區的形成可能係因鋒後冷空氣受中央山脈屏障作用無法

抵達該區之故，而該區隨後的氣旋式環流則由海風與鋒後海上北來盛行風之交互作用而來。

3. 發生在中尺度低壓環流範圍內的豪雨（個案一，三），近地層內氣旋式環流（渦度 = $1.5 \sim 2 \times 10^{-4} s^{-1}$ ）伴隨的摩擦輻合（散度 = $-0.5 \sim -1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$ ）與舉升作用，顯然對該區對流系統的加強及發展具有重要的角色。
4. 發生在中尺度低壓以南的豪雨（個案二），低壓南側西南氣流的增強及其與台灣西南部的下坡風及／或陸風的局部輻合作用，均為該區對流增強與發展的有利因子。
5. 不論豪雨發生在北部或西南部地區，由 θ_e 與 θ_{es} 剖線變化顯示，豪雨發生前的大量不穩度，均透過活躍的對流活動迅速減小；唯梅雨鋒後低層冷空氣因中央山脈屏障作用無法侵入台灣西南部地區，故在該區低對流層盛行暖濕西南氣流之下，不穩度的恢復亦相當迅速。
6. 發生在西南部的兩個豪雨個案，個案二的對流可用位能、對流理查遜數與可降水量均較個案三者為大，因而其伴隨的對流活躍度較大、對流較深且雲頂較高，且降雨量亦較多。

致 謝

感謝審查者寶貴的建議及意見，對本文內容的改進有很大助益，並感謝中央氣象局與空軍氣象聯隊提供資料，以及楊進賢先生、林玲妃小姐與方千惠同學協助繪圖與文稿處理。本文在國科會專案研究計畫NSC82-0202-M002-123 支援下完成。

參考文獻

- 王時鼎與吳宗堯，1988：TAMEX 期間台灣地區重要綜觀尺度及中尺度系統初步分析。天氣分析與預報研討會論文集編，25~42。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文集編，150~157。
- 陳泰然，1990a：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特

- 徵。大氣科學，18，73~84。
- 陳泰然，1990b：台灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨與雷達回波研究。大氣科學，18，213~228。
- 陳泰然與紀水上，1980：台灣梅雨季的中尺度降水與中尺度低壓研究。大氣科學，7，39~47。
- 陳泰然與俞家忠，1987：1986年5~6月第一階段實驗豪雨天氣系統之初步分析。國科會防災科技研究報告76-27號，78頁。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(一)。國科會防災科技研究報告77-30號，130頁。
- 陳泰然與俞家忠，1990：鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色：TAMEX第一階段之兩個個案。大氣科學，18-2，129~147。
- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1782-1794.
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1988: Appalachian cold air damming. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 137-161.
- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1711-1732.
- Chen, G. T. J., 1979: Mesoscale analysis for a Mei-Yu case over Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, 2, 63-74.
- Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 497-516.
- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General Characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 726-733.
- Chen, G. T. J., and C. Y. Liang, 1992: A mid-level vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 25-41.
- Chen, G. T. J., and C. C. Wang, 1992: The composite structure of mesolows accompanying heavy rainfall in the Taiwan Mei-Yu season. *TAO*, 3, 533-556.
- Chen, Y. L., and N. B. F. Hui, 1990: Analysis of a shallow front during Taiwan Area Mesoscale Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2649~2667.
- Chen, Y. L., Y. X. Zhang, and N. B. F. Hui, 1989: Analysis of a surface front during the early summer rainy season in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 909~931.
- Chern, J. D., and W. Y. Sun, 1989: Lee cyclogenesis and interaction between front and mountain. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, 22-30 June 1989, Taipei, 343~346.
- Huang, C. Y., and S. Raman, 1990: Numerical simulations of Taiwan island circulations: Diurnal modification. Proceedings, Workshop on TAMEX Scientific Results, 24-26 September, NCAR, 199~203.
- Kuo, Y. H., and G. T. J. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An Overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488-503.
- Kuo, Y. H., J. W. Bao, and S. Chen, 1989: Structure and dynamics of the meso-low observed during TAMEX IOP-2, Part II: Mesoscale numerical simulations. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 339~342.
- Lin, Y. L., 1989: A study of flow over a mesoscale mountain with diabatic heating. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 327~333.
- Lin, Y. L., 1990: Formation mechanisms of Taiwan mesolows during the Mei-Yu season. Proceedings, Workshop on TAMEX Scientific Results. 24-26 September, NCAR, 174~181.
- Mannouji, N., and K. Kurihara, 1990: A numerical experiment of TAMEX IOP 13 by the spectral limited area model of the JMA. Proceedings, Work-

- shop on TAMEX Scientific Results, 24-26 September, NCAR, 121~126.
- Moncrieff, M. W., and J. S. A. Green, 1972: The propagation and transfer properties of steady convective overturning in shear. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *98*, 336-352.
- Moncrieff, M. W., and M. J. Miller, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, *102*, 373-394.
- Soong, S. T., M. Mathur, and W. K. Tao, 1989: The effect of topography and diurnal cycle airflow and precipitation in Taiwan. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, 22-30 June 1989, Taipei, 304-309.
- Sun, W. Y., and C. C. Wu, 1989: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. Proceedings, Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, 22-30, June 1989, Taipei, 173~176.
- Wang, S. T., 1989: Observational study of the orographically induced disturbances during TAMEX. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, June 22-30, 279~286.
- Wang, S. T., and G. T. J. Chen, 1990: On the formation and structure of mesolows in TAMEX. Proceedings, Workshop on TAMEX Scientific Results. NCAR, September 24-26, 166~173.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, *110*, 504-520.

Case Study of the Mesolows Accompanied by
Heavy Rainfall in the Taiwan Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen	Chung-Chieh Wang	Shui-Shang Chi
Department of Atmospheric Sciences	Institute of Geoscience	Meteorological Satellite Center
National Taiwan University	Chinese Culture University	Central Weather Bureau
Taipei, Taiwan, ROC	Taipei, Taiwan, ROC	Taipei, Taiwan, ROC

(manuscript received 20 July 1992; in final form 27 September 1992)

ABSTRACT

Three mesolow cases which accompanied by heavy rainfall and occurred over Taiwan and its adjacent area during 1985 and 1986 Taiwan Mei-Yu season were selected. Data used include surface observations and GMS infrared digital data at 3-h intervals and rawinsonde data at 12-h intervals. Mesoanalyses of the surface pressure and wind field and the cloud top temperature were carried out. Vertical profiles of equivalent potential temperature and saturation equivalent potential temperature were derived. Convective available potential energy, convective Richardson number, and precipitable water were computed.

Results suggest that mesolow can be generated in southwestern Taiwan because the lack of cold air due to the blocking effect of the Central Mountain Range under the post-frontal prevailing northeasterly flow. The interaction of the sea breeze and the prevailing northeasterlies over the mesolow area provided the cyclonic vorticity in this case. The cyclonic wind shear due to the land-sea differential friction effect may help to maintain the mesolow intensity in northwestern Taiwan.

The development and intensification of the convections were closely related to the mesolow for either the case which accompanied by heavy rainfall over the mesolow area or the case which had heavy rainfall that occurred to the south of the mesolow. The frictional convergence in the boundary layer over the mesolow area and the local convergence produced to the south of the mesolow by the interaction of the southwesterly flow and local circulations (downslope wind and land breeze) appeared to be responsible for the intensification and formation of the convections, and thus the heavy rainfall, over the same area.

Finally, variations of the environmental conditions indicated that the large potential instability was released during the heavy rainfall period through the active deep convections. The recovery of the instability over southwestern Taiwan was quite efficient under the prevailing low-level warm and moist southwesterly flows. For the two heavy rainfall cases over southwestern Taiwan, the one which had a greater convective available potential energy, a larger convective Richardson number, and a greater precipitable water possessed more active convections, greater cloud top heights and greater rainfall amount.

Key Words: mesolow, heavy rainfall, convective available potential energy (CAPE), convective Richardson number (R_{ic}), equivalent potential temperature, saturation equivalent potential temperature.