

梅雨季伴隨豪雨之中尺度低壓特徵研究

王重傑

文大地學研究所

陳泰然

台大大氣科學研究所

紀水上

中央氣象局衛星中心

摘要

本文選取1985及1986年台灣梅雨期間發生於台灣鄰近地區並伴有豪雨的3個中尺度低壓個案，利用每3小時GMS衛星數據化以及地面與高空觀測資料進行個案分析，並對各個案進行合成，以進一步比較個案間低壓環流、環境條件及雲系分佈特徵之差異。

結果顯示，當台灣地區處於鋒後東北氣流控制下，中尺度低壓可因中央山脈之屏障作用而生成於西南部，且海陸風效應不容忽視；因海陸摩擦差異造成的氣旋式風切亦可能有助於台灣西北部低壓的維持。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，均顯示對流與中尺度低壓間關係密切，但此兩類個案傾向於具有不同之基本性質、環境條件及雲系分佈特徵。

一. 前言

台灣梅雨期間，當梅雨鋒面經過台灣及鄰近地區時，常在台灣西北、西南、東南部及鄰近海域形成生命期短暫且垂直發展平淺之中尺度低壓（陳，1978；陳與俞，1987；1988），此等中尺度低壓為導致台灣地區豪／大雨的天氣系統之一（陳與紀，1980；陳，1989；1990b）。其水平尺度約100~200 km，且以生成於東南部者較大且延時較長，垂直發展約限於2000公尺以下（陳與俞，1987），並具有明顯之日夜變化（陳，1990a）。

有關中尺度低壓之生成原因，Kuo et al. (1989) 與Kuo and Chen (1990) 認為東側之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之過程而來，Mannouji and Kurihara (1990) 之數值模擬亦有相同之結果。而氣流受山脈阻擋之分流效應可能為其生成的另一種機制（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所伴隨之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之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, 1990）。Lin (1989) 利用非線性半地轉模式，發現在考慮中央山脈之非絕熱冷卻時，在中低對流層為斜壓西北氣流之情況下，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冷平流缺乏，可能為西北部形成中尺度低壓的另一種機制。

本文選取1985及1986年台灣梅雨期間發生於台灣鄰近地區並伴有豪雨的3個中尺度低壓個案。利用每3小時之衛星資料、地面觀測資料，以及綜觀資料與降水資料，進行個案分析與合成分析，期能進一步了解梅雨季伴隨豪雨中尺度低壓之特徵。

二. 資料與分析過程

本研究使用之資料包括個案期間日本氣象廳出版之東亞天氣圖（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之每3小時地面觀測資料；中央氣象局所存之每3小時GMS衛星紅外線數據化資料及地面降水資料等。除逐一進行個案分析外，本文亦考慮因部份地區之資料密度略顯不足，故又以低壓渦旋中心為準，對每個個案進行中尺度低壓出現時刻之各項氣象參數與雲系分佈合成，以比較個案間低壓環流、環境條件及雲系分佈特徵之差異。此外由於1985年6月8日1200 UTC（個案二期間）

與1986年6月6日0600 UTC(個案三期間)的衛星資料欠缺,因此在合成時並未納入計算。

分析 $21^{\circ} \sim 26^{\circ} \text{ N}$; $118^{\circ} \sim 124^{\circ} \text{ E}$ 之地面氣壓場與氣流場,所採用之中尺度低壓定義為:(1)以1 hPa 間距可分析出封閉之低壓中心;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,即認定為中尺度低壓。此標準較陳(1978)和陳與紀(1980)以1 hPa 為間距必須具有封閉之等壓線,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。有關豪雨的定義方面,亦採用和陳與俞(1988)相同的標準,即每6小時之降雨強度大於60公釐者。

由於生成於台灣東南方之中尺度低壓具較乾暖之背風特性,在低壓附近常不伴隨較惡劣之天氣現象(陳與俞,1987),故本文並未選取此類個案,經上述標準分析所得之各個案中尺度低壓出現時刻與移動路徑示於圖1,個案一發生於台灣北部,個案二由 118° E 以西東移接近台灣中部,而個案三則發生於西南部。

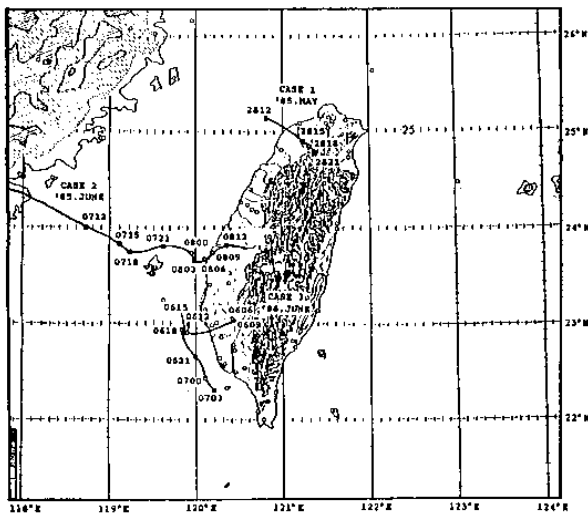


圖1 本研究所包含的3個中尺度低壓個案,其中尺度低壓出現至消失的時間與每3小時的移動路徑。

三. 個案分析與討論

(一) 個案一(1985年5月28日0900~29日0000 UTC)

1. 綜觀環境

本個案之中尺度低壓在1985年5月28日1200 UTC於台灣西北部沿海產生,在1500 UTC前登陸於台灣北部,至29日0000 UTC時減弱消失,共持續約12小時,並導致台灣北部及北部山區於28日1500 UTC發生豪雨

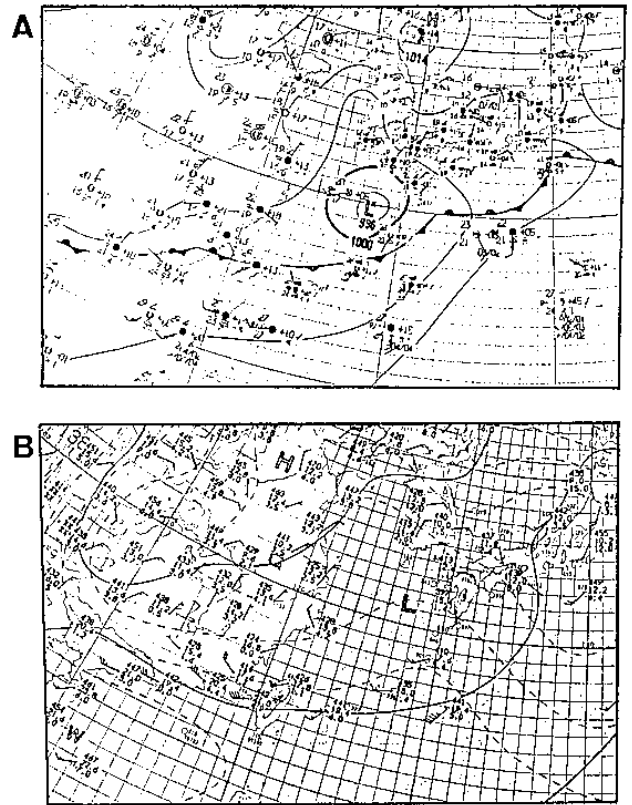


圖2 1985年5月28日1200 UTC之(a)地面與(b)850 hPa天氣圖。

。圖2為1985年5月28日1200 UTC之東亞天氣圖,地面天氣圖(圖2a)顯示梅雨鋒面由日本南方海面西南西延伸經台灣北端至廣東,台灣即位於鋒前不穩定區且西南風盛行。850 hPa(圖2b)台灣地區為西-西南風,且有強風軸自台灣海峽向東北伸至台灣北部。700 hPa(圖未示)亦有強風軸呈東西走向與850 hPa強風軸在台灣北部相交,500 hPa(圖未示)顯示台灣地區為偏西北風。上述風向自低層隨高度明顯順轉,顯示有暖平流現象。

2. 中尺度分析

分析28日0900 UTC~29日0000 UTC之每3小時地面氣壓場和氣流場,28日0900 UTC(圖未示),梅雨鋒面位於台灣北部近海,其上並伴有低壓中心,台灣東側亦有背風之中尺度低壓。1200 UTC(圖3a),鋒面南移至台灣北端,前述之鋒面低壓東移,另在台灣西北沿海有新氣旋生成(即本個案所討論者),低壓環流南側之新竹沿海並出現大於15 kt之強風軸。1500 UTC(圖3b),鋒面抵達台灣北部,其上之中尺度低壓亦東移登陸於台灣北部,低壓中心之北-西北邊緣則出現大於15 kt之東北強風軸。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。之後仍滯留原地但稍減弱,至29日0000 UTC消

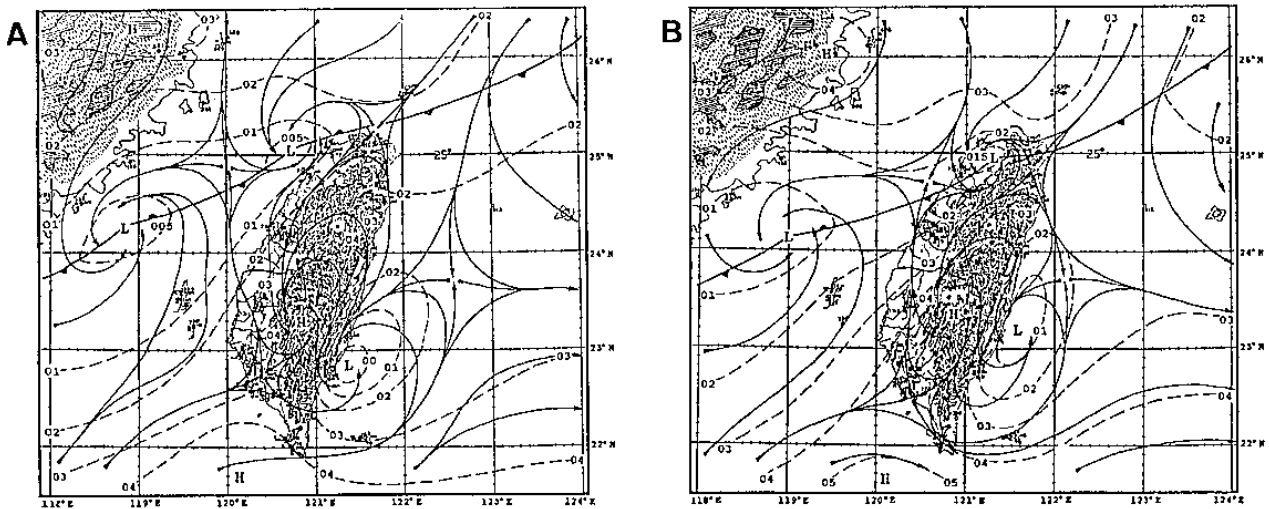


圖 3 1985年5月28日 (a) 1200 UTC, (b) 1500 UTC之地面氣流線與等壓線 (hPa, 虛線) 分析。

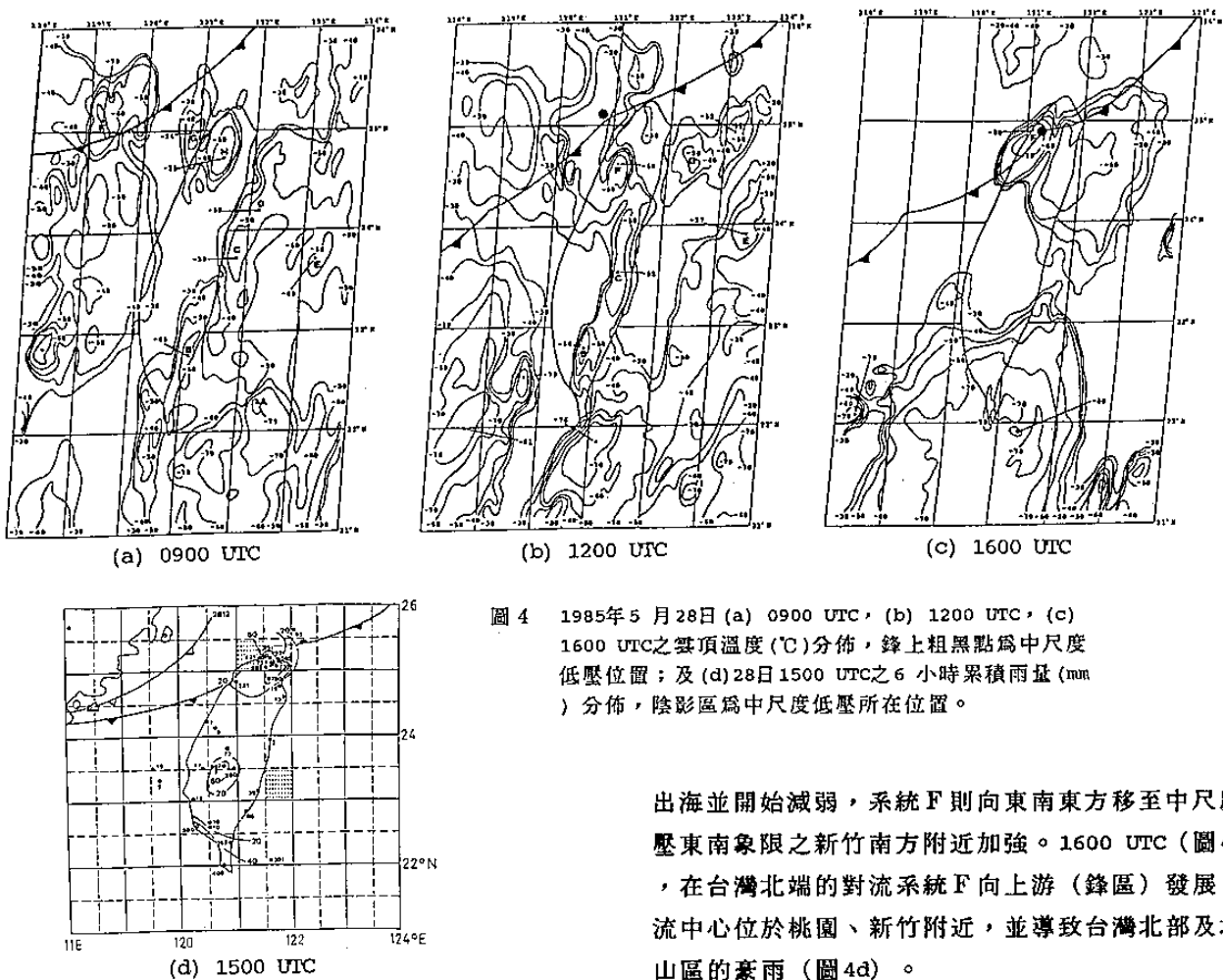


圖 4 1985年5月28日 (a) 0900 UTC, (b) 1200 UTC, (c) 1600 UTC之雲頂溫度 (°C) 分佈, 鋒上粗黑點為中尺度低壓位置; 及 (d) 28日 1500 UTC之6小時累積雨量 (mm) 分佈, 陰影區為中尺度低壓所在位置。

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之對流雲系。雲頂溫度分布顯示, 28日 0900 UTC (圖 4a) 台灣北部有系統 H、西北部沿岸有系統 G 正位於地面鋒前, 海峽北部之鋒上則有另一個發展中的對流系統 F。1200 UTC (圖 4b) 時, 北部陸上之對流系統 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之新竹南方附近加強。1600 UTC (圖 4c), 在台灣北端的對流系統 F 向上游 (鋒區) 發展, 對流中心位於桃園、新竹附近, 並導致台灣北部及北部山區的豪雨 (圖 4d)。

3. 小結

28日 1200 UTC 時, 在低壓環流南側之新竹沿海有一西南強風軸出現, 沿海風速較陸地上者為大, 顯示有明顯的海陸摩擦差異 (圖 3a)。中尺度低壓於 1500 UTC (圖 3b) 登陸後, 鋒面移經新竹以南, 台灣北部風向亦由鋒前之西南風迅速轉為鋒後之東北風, 且海陸摩擦差異仍十分明顯, 因有東北強風軸出現在低壓

中心之北-西北邊緣，因此在低壓中心附近有很強的氣旋式風切增強低壓渦旋，迫使氣流做氣旋式旋轉，且氣流轉為向岸亦可於該區產生速度輻合，使對流系統明顯加強（圖4c）並產生豪雨（圖4d）。由上述分析可知，本個案之中尺度低壓係在鋒上形成，而當鋒面過境後因海陸摩擦差異所造成的氣旋式風切與局部輻合，似為維持低壓渦旋並造成對流向上游加強發展、且進一步導致台灣北部豪雨的主因。

(二) 個案二 (1985年6月7日0900~8日1500 UTC)

1. 綜觀環境

本個案之中尺度低壓沿鋒面於7日1200 UTC移入118° E以東並漸向台灣中南部接近，至8日1500 UTC減弱消失為止共持續約27小時，為3個個案中延時最長者，豪雨並於7日2100 UTC發生於台灣南部。圖5為6月7日1200 UTC之東亞天氣圖，顯示地面梅雨鋒（圖5a）自日本西南端向西南延伸經台灣中南部至大陸沿岸，台灣海峽附近之鋒面並呈滯留現象。850 hPa（圖5b）與700 hPa（圖未示）於鋒前（槽前）之海峽中部到台灣西北沿海一帶有噴流出現，輸送西南方之暖濕空氣。500 hPa（圖未示）顯示台灣地區盛行西風且有短波槽位於福建沿海。

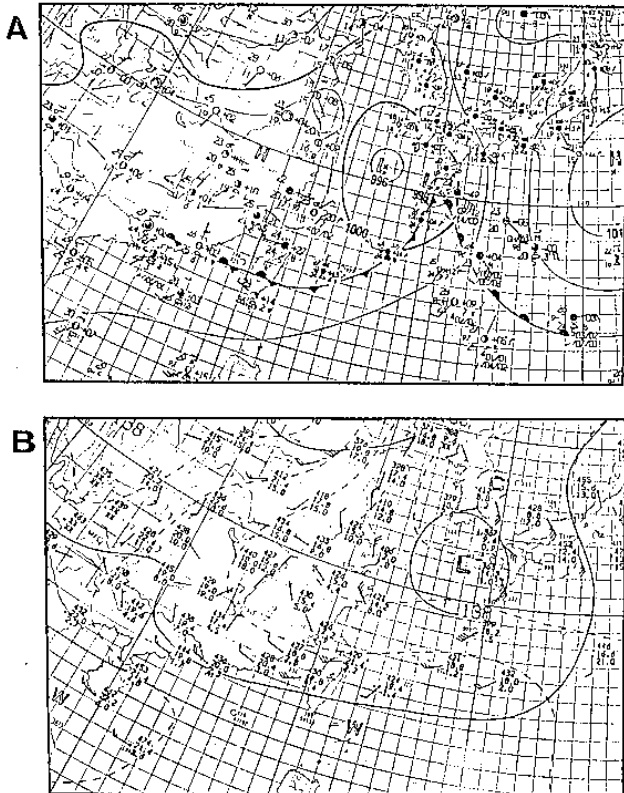


圖5 1985年6月7日1200 UTC之(a)地面與(b)850 hPa天氣圖。

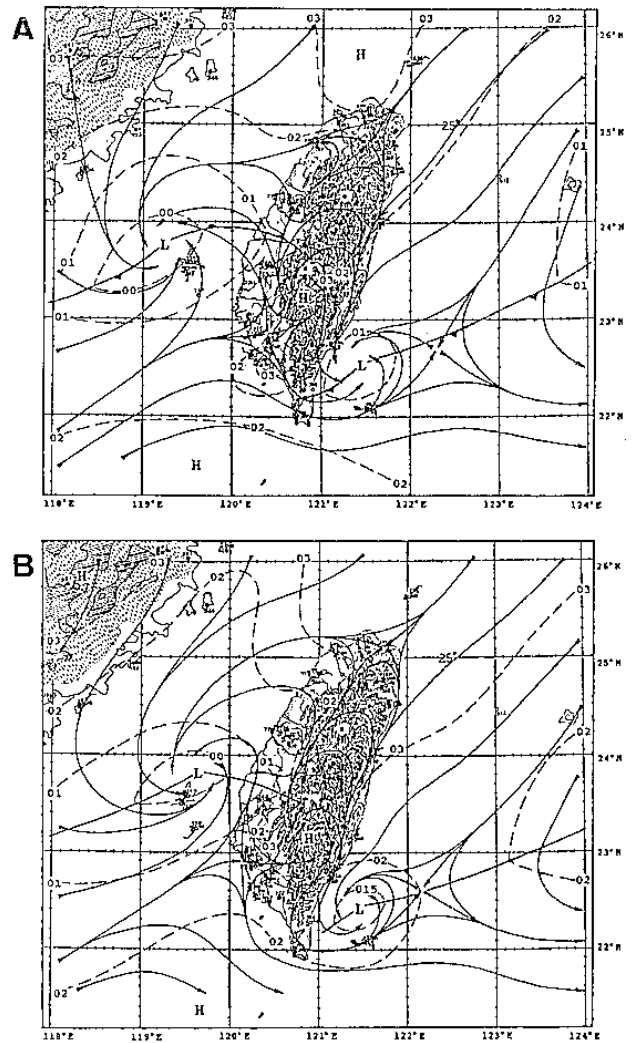


圖6 1985年6月7日(a)1800 UTC與(b)2100 UTC之地面氣流線與等壓線(hPa, 虛線)分析。

2. 中尺度分析

7日0900 UTC（圖未示）時梅雨鋒面自北向南接近台灣北端，鋒上並伴有一低壓位於台灣海峽北部，該低壓稍後即沿鋒面移至台灣北部消失，故不予討論。本個案所討論之中尺度低壓此時尚位於福建沿岸之鋒上逐漸東移。1200 UTC（圖未示）福建沿海之低壓已東移至118.8° E附近，其尺度約400 km，為3個個案中最大者。

1500 UTC（圖未示）中尺度低壓沿著鋒面東移至海峽中部。南部沿岸之風向因陸風作用，自0900 UTC逐漸由西風轉為東南風與東風。1800 UTC（圖6a），低壓持續緩慢東移，山脈東側鋒面已南移至恆春半島。2100 UTC（圖6b）中尺度低壓移至馬公北方海面，並於8日0300 UTC東移抵達嘉義近海（圖未示）。0600 UTC時，低壓由濁水溪口一帶登陸並脫離鋒面而減弱，環流範圍亦減小，中央山脈以西之鋒面則加速南移而與東側者相連。之後，中尺度低壓在中部沿岸

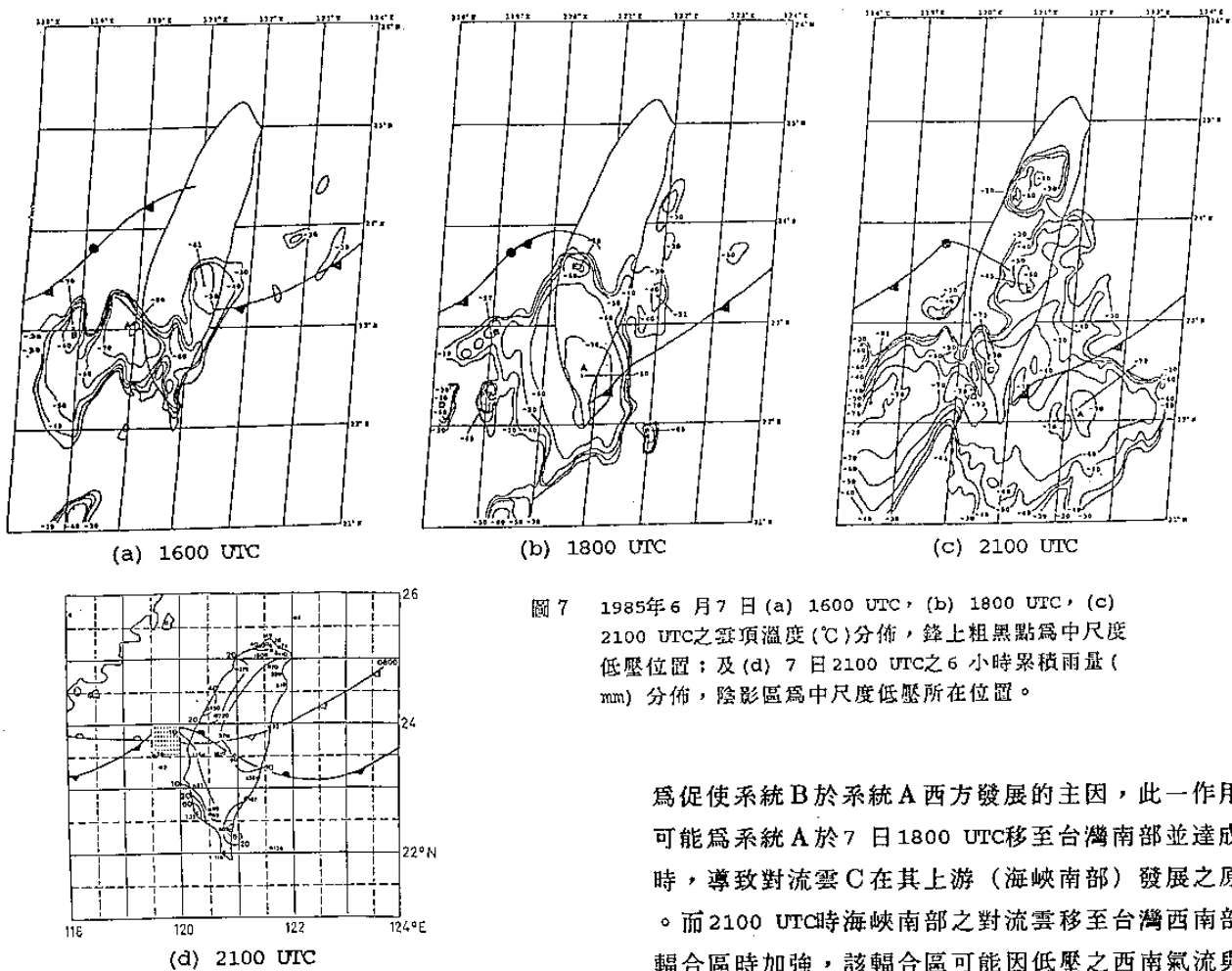


圖7 1985年6月7日(a) 1600 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 2100 UTC之雲頂溫度(°C)分佈, 鋒上粗黑點為中尺度低壓位置; 及(d) 7日2100 UTC之6小時累積雨量(mm)分佈, 陰影區為中尺度低壓所在位置。

地區滯留, 並於1500 UTC消失。

雲頂溫度分布顯示7日1600 UTC (圖7a), 在中尺度低壓東南方台南近海處, 有一對流系統A正迅速發展, 其中心雲頂溫度已達 -80°C 以下, 在其西方另有一發展中之系統B。另外在南部山區及恆春半島, 亦有較小的對流雲產生。1800 UTC (圖7b), 系統A東移並與台灣南端之對流雲合併範圍增大, 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7c)時, 系統A已東移出海並稍減弱, 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, 兩者之強度均加強, 在系統D的上游又有另一尺度較大的對流雲正發展中。此時豪雨發生於台灣南部 (圖7d), 這些降雨係由系統A與系統C所造成。

3. 小結

本個案沿鋒面東移之中尺度低壓, 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南部沿海之陸風產生輻合, 對流系統A隨即於輻合區發展, 因此陸風與中尺度低壓環流造成的輻合可能提供對流發展之有利條件。而系統A之外流邊界與低壓南側西南氣流之交互作用, 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熟時, 導致對流雲C在其上游 (海峽南部) 發展之原因。而2100 UTC時海峽南部之對流雲移至台灣西南部之輻合區時加強, 該輻合區可能因低壓之西南氣流與陸風環流在沿海地區相遇且西南氣流因海陸之摩擦差異所造成的。

另外, 中尺度低壓南側約60 km處自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, 可能因中尺度低壓環流之作用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之輻合加強或於台灣西南部因海陸摩擦差異造成局部輻合之增加, 這些均可能有助於對流的加強。

(三) 個案三 (1986年6月6日0300~7日0600 UTC)

1. 綜觀環境

本個案之中尺度低壓於6日0600 UTC時生成於台灣西南部, 先呈滯留再西移出海並沿海岸逐漸南移, 而於7日0300 UTC後減弱消失, 共持續約21小時, 並於7日0300 UTC導致台灣南部豪雨。圖8為6日1200 UTC之東亞天氣圖, 地面梅雨鋒經台灣南部西伸至華南一帶並有滯留現象 (圖8a), 台灣附近鋒前主要為南-西風。圖8b顯示850 hPa風切線位置與地面鋒面平行, 風切線前西南風盛行, 之後則為微弱的東北

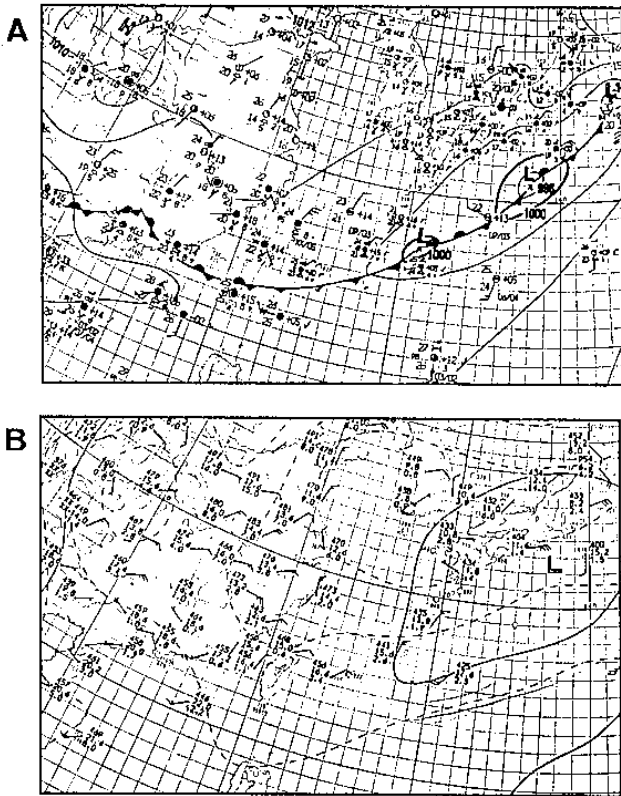


圖 8 1986年6月6日1200 UTC之(a)地面與(b)850 hPa天氣圖。

風。700 hPa(圖未示)台灣海峽以南為西南西氣流，以北則為偏西北西氣流，因而在台灣南部呈輻合現象。500 hPa(圖未示)台灣地區之風場與700 hPa者相似。風向之變化顯示梅雨鋒前有微弱的暖平流現象，鋒後則冷平流顯著。

2. 中尺度分析

6日0300 UTC(圖未示)梅雨鋒面已南移至台灣南端，台灣處於鋒後而受北來冷氣流控制，中央山脈西側則因背風效應形成低壓區。0600 UTC(圖未示)，中尺度低壓在台南東方形成，但尺度約僅100 km左右，此即為本個案所討論者。0900 UTC(圖未示)，中尺度低壓滯留原處，氣壓降低且環流範圍擴大加強。1200 UTC(圖未示)之後，因台灣西南部之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南移，7日0000 UTC(圖9a)漸向東南方移動並減弱，0300 UTC(圖9b)氣流場已分析不出封閉之環流結構。此時，嘉義西邊又形成一中尺度低壓，稍後並沿著與本個案類似的路徑移動。

6日2100 UTC(圖10a)時，台灣南部有對流雲系A與B在中尺度低壓附近生成。7日0000 UTC(圖10b)，系統A中心略向南移至台南附近並明顯加強範圍擴大，對流中心雲頂溫度已達 -70°C 以下。而系統B

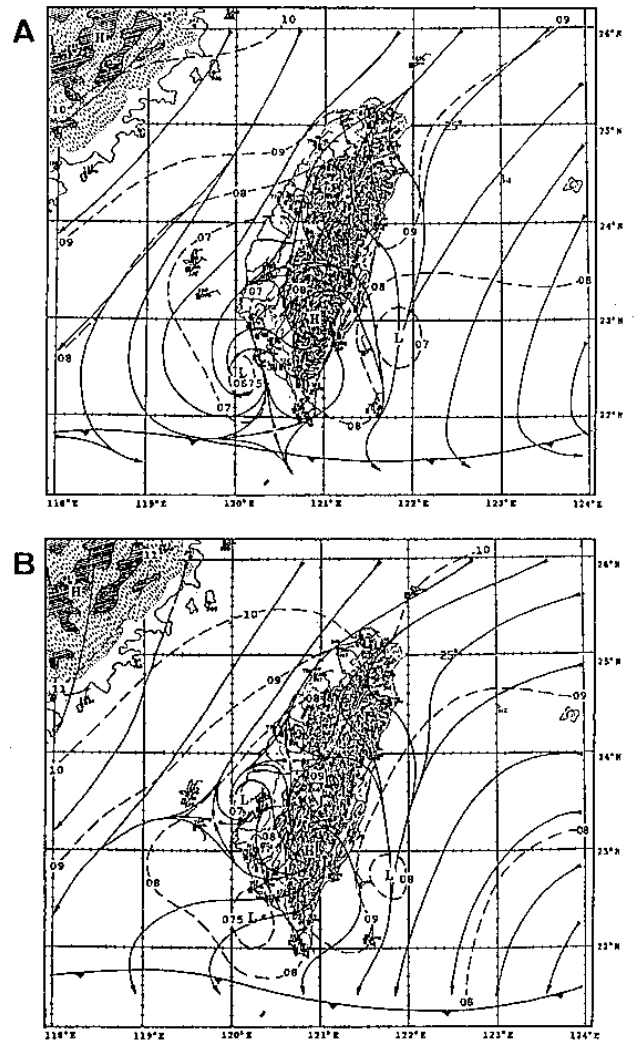


圖 9 1986年6月7日(a)0000 UTC與(b)0300 UTC之地面氣流線與等壓線(hPa, 虛線)分析。

則南移至高雄近海之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°C)。另外在此兩系統之上游(海峽南部)尚有兩個對流系統C與D生成。7日0300 UTC時(圖10c)上述雲系合併加強並略向南移，對流中心恰位於地面中尺度低壓之上，並造成高雄一帶之豪雨(圖10d)。

3. 小結

由上述分析發現本個案低壓於生成前，台灣西南部即因山脈於東北氣流主宰下之屏障作用而形成一較低氣壓區。而6日0600~0900 UTC間嘉義以南海風增強並與中央山脈高壓環流在中尺度低壓區形成氣旋式環流。入夜後，台灣南部之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之形成與移動，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之過程中，則顯示中央山脈對鋒後冷空氣之屏障作用，對於此中尺度低壓的維持十分重要。

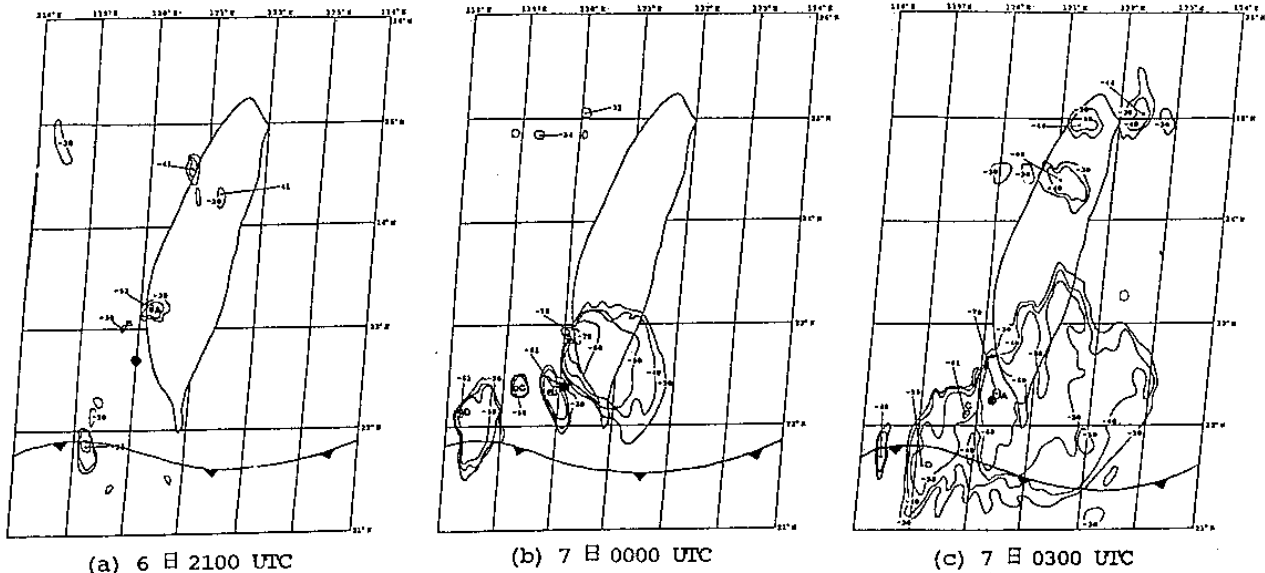
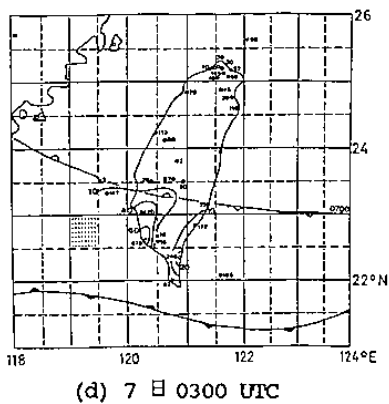


圖 10 1986年6月(a) 6日2100 UTC, (b) 7日0000 UTC, (c) 7日0300 UTC之雲頂溫度(°C)分佈, 粗黑點為中尺度低壓位置; 及(d) 7日0300 UTC之6小時累積雨量(mm)分佈, 陰影區為中尺度低壓所在位置。



雖然中尺度低壓於6日0300 UTC即已形成, 但在其附近地區直至2100 UTC始有明顯之對流發展, 此主要乃因低壓位於鋒後且範圍太小, 其環流無法輸送南來之暖濕空氣所致。對流雲系形成後之移動與發展過程顯示, 對流系統除有向中尺度低壓中心移動之趨勢外, 當雲系移至低壓之上時, 皆有明顯的加強現象, 此顯示中尺度低壓環流所造成的輻合與低層舉升作用, 似為導致對流加強之重要因素。

四. 個案合成

為比較所選3個中尺度低壓個案演變期間之環流結構、環境條件及雲系分佈特徵, 分別對各個案於低壓出現期間進行合成分析。合成範圍係以低壓渦旋之環流中心為準, 取東西及南北向各3個經緯度為之; 以0.25度經緯度網格讀取地面氣壓、溫度、溫度露點差與風場資料, 並以0.2度經緯度網格讀取雲頂溫度資料。

(一) 個案一 (1985年5月28日1200~29日0000 UTC)

此個案中尺度低壓位於台灣北部, 氣壓場(圖11a)顯示合成鋒面自低壓中心向西南方延伸, 低壓擾動振幅並不強(約較周圍環境低1~1.5 hPa), 尺度亦小。低壓南側之合成高壓區為中央山脈的所在位置, 而由測站氣壓訂正至海平面氣壓而來。溫度場(圖11b)則明顯反應地形分布之特性, 中心南側之低溫區為中央山脈所在處, 山脈之東西兩側則為高溫區且分布幾呈左右對稱。溼度場(圖11c)顯示在合成範圍內T-Td值均小(約 $\leq 1.5^\circ\text{C}$), 且在低壓中心北側有一T-Td $< 0.5^\circ\text{C}$ 之較高濕度區。合成風場(圖11d)顯示, 氣旋式環流與中尺度低壓相當配合, 低壓環流之尺度約僅100 km, 但結構仍相當完整, 其東西兩側並各伴有一鞍型場。合成風速顯示, 在中尺度渦旋中心北側約40 km處, 有一呈東北-西南走向之最大風速軸(中心可達14 kt), 軸之南側並有相當大的風速梯度。由個案分析已知此梯度乃因海陸摩擦差異所導致, 其風切造成氣流呈氣旋式旋轉而使低壓中心有最大正渦度值(圖11e), 且氣流轉為向岸行進亦於低壓區造成有明顯的速度輻合(圖11f), 但輻合之最大區仍在低壓北側的風速軸附近。此外, 風場與溫度場配合顯示中心西南象限為偏南暖平流, 其餘則盛行偏北之冷平流。

平均雲頂溫度分布(圖11g)顯示, 雲系主要位於低壓中心附近並向東延伸, 在渦旋中心之上及其南東方約60 km處各有一低溫中心, 顯示對流雲系與低壓間之密切關連。圖11h~11j不同雲頂溫度之出現頻率分佈顯示, 愈接近低壓中心愈有深對流發展。

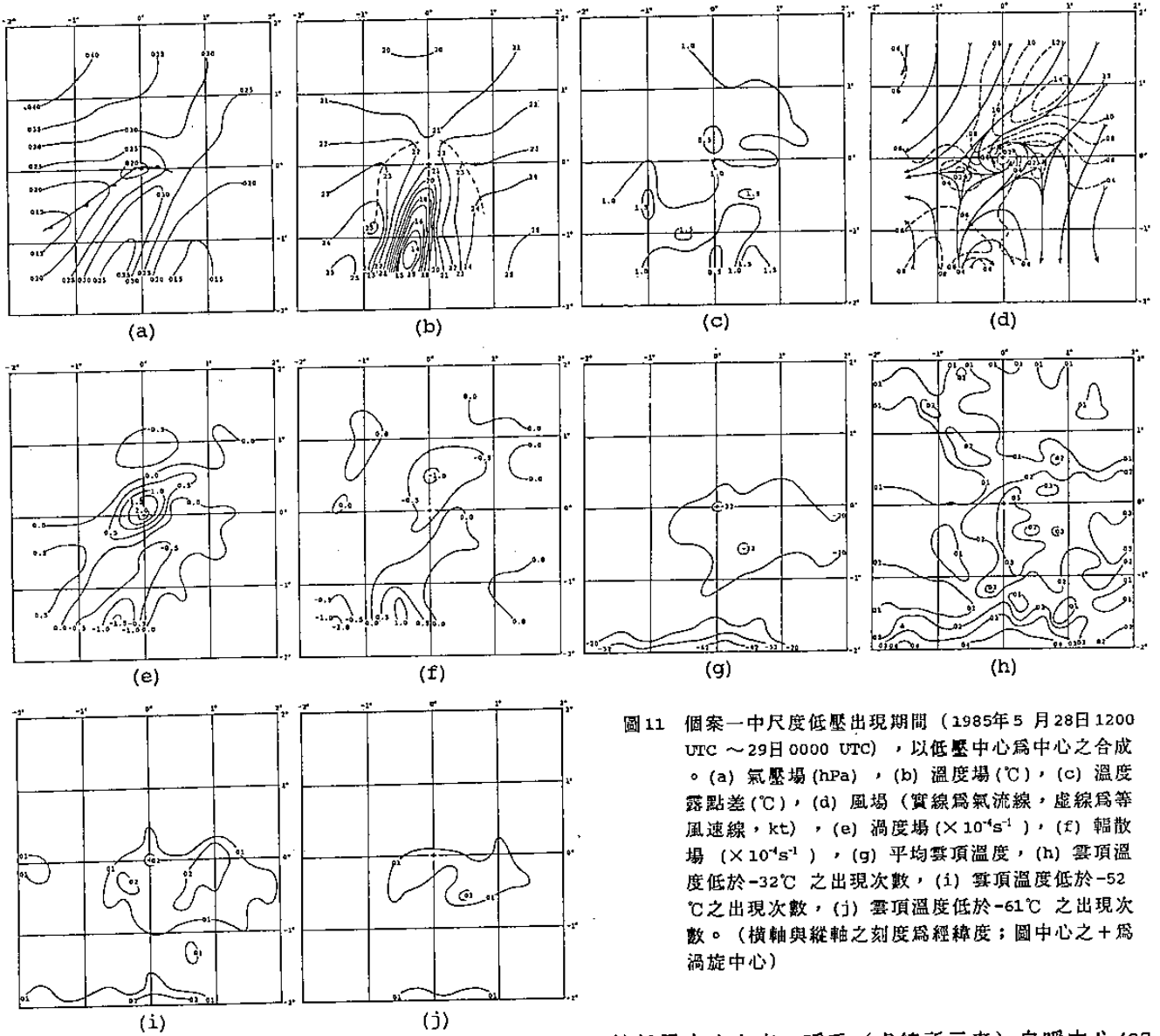
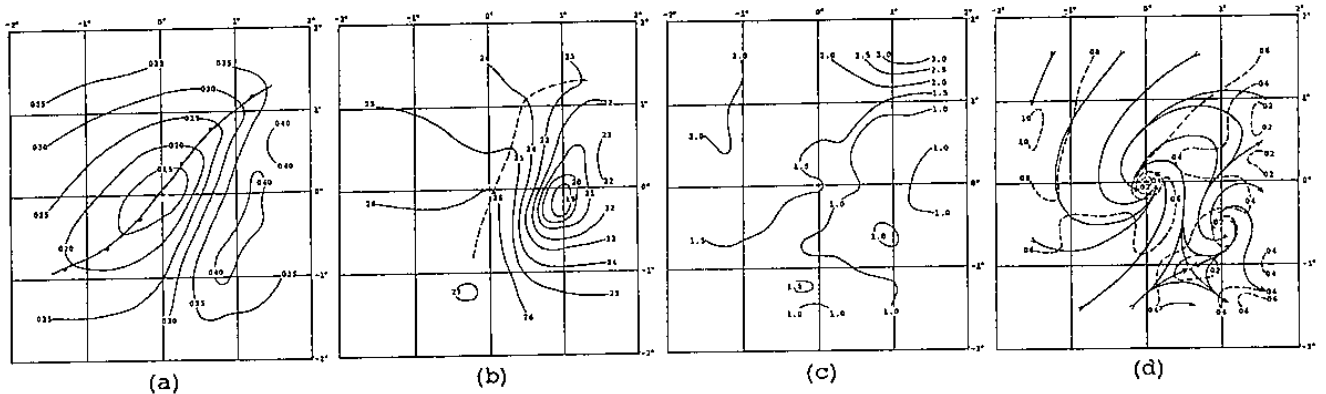


圖 11 個案一中尺度低壓出現期間 (1985年 5 月 28日 1200 UTC ~ 29日 0000 UTC) , 以低壓中心為中心之合成。(a) 氣壓場 (hPa) , (b) 溫度場 (°C) , (c) 溫度露點差 (°C) , (d) 風場 (實線為氣流線, 虛線為等風速線, kt) , (e) 渦度場 ($\times 10^{-4} s^{-1}$) , (f) 輻散場 ($\times 10^{-4} s^{-1}$) , (g) 平均雲頂溫度, (h) 雲頂溫度低於 $-32^{\circ}C$ 之出現次數, (i) 雲頂溫度低於 $-52^{\circ}C$ 之出現次數, (j) 雲頂溫度低於 $-61^{\circ}C$ 之出現次數。(橫軸與縱軸之刻度為經緯度; 圖中心之+為渦旋中心)

(二) 個案二 (1985年 6 月 7 日 1200~8 日 1200 UTC)

氣壓場 (圖 12a) 顯示低壓十分明顯, 其中心氣壓值約較周圍環境低 2.5 hPa。鋒面自圖中東北端向西南方延伸經低壓中心並跨越整個合成範圍, 合成高壓則位在鋒面之東南方。溫度場 (圖 12b) 顯示, 暖區位

於低壓中心之南, 暖舌 (虛線所示者) 自暖中心 ($27^{\circ}C$) 向西北東方伸經低壓中心, 溫度自西南向東北沿著此脊線遞減。由氣流場合成 (圖 12d) 可知在鋒前為有利對流之暖平流區, 且有明顯的暖空氣注入低壓中心。溼度合成 (圖 12c) 亦顯示鋒前為高溼度區, 因此在鋒前與低壓區的明顯暖濕平流, 有利於對流雲的形成與加強。風場合成 (圖 12d) 顯示本個案的環流結構



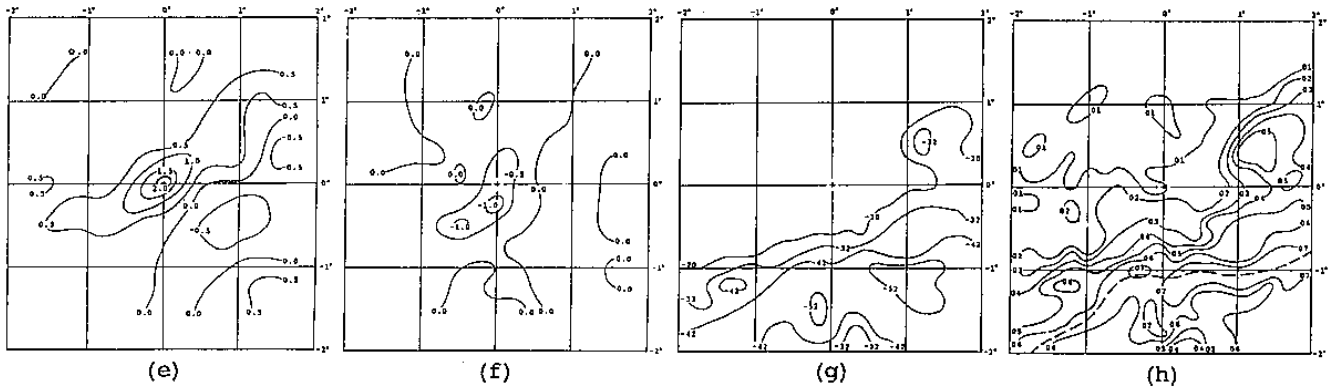
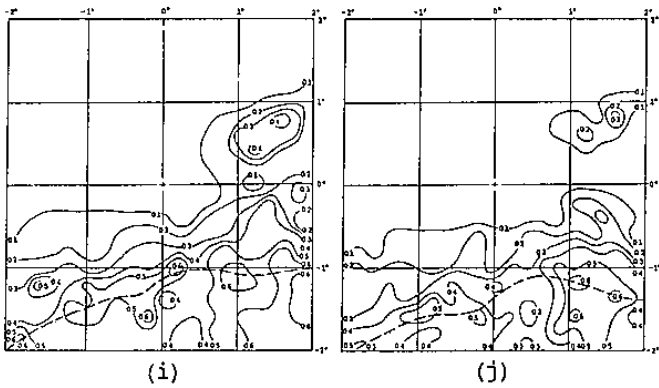


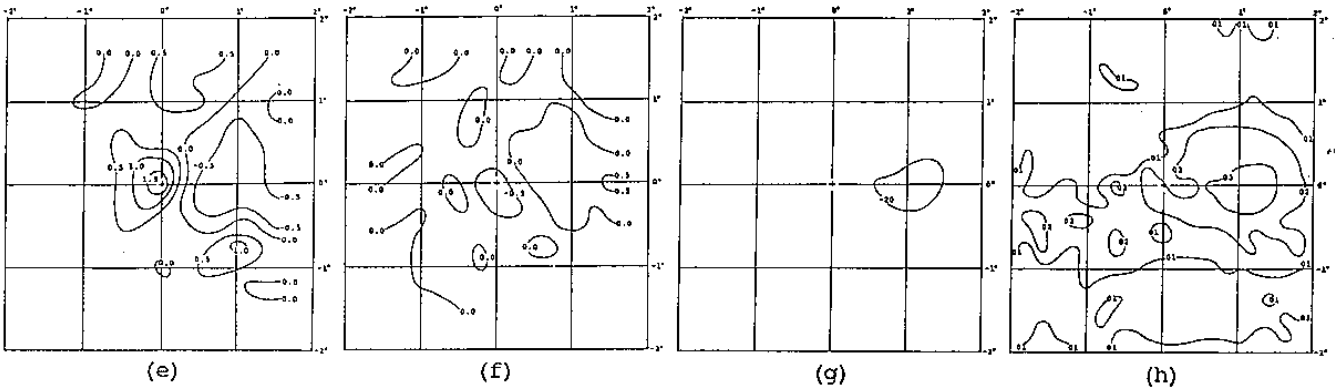
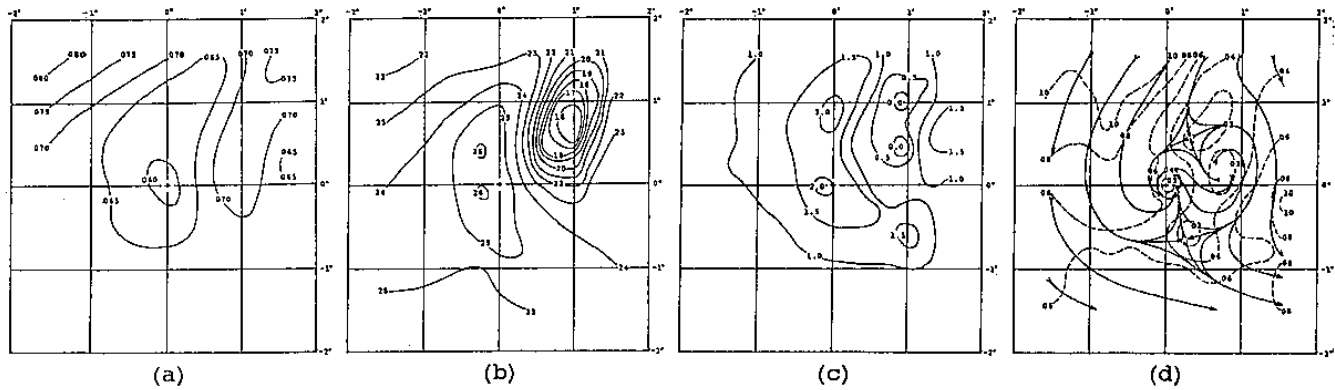
圖 12 同圖 11，但為個案二 1985 年 6 月 7 日 1200 UTC~8 日 1200 UTC 者。



及西南方約 60 km 處。

雲頂溫度合成 (圖 12g) 顯示大範圍的雲系分佈於鋒前，即低壓之西南-東南象限。平均溫度低於 -52°C 之深對流分別位於低壓中心之東南及南方約 150 km 處，豪雨主要發生區即在低壓之東南方。圖 12h~12j 不同雲頂溫度出現分佈頻率顯示，均有一大略呈東西走向之最大頻率軸線 (虛線) 通過低壓中心以南 100~150 km 間，顯示低壓在該雲系發展扮演重要角色。最大中心之出現次數達 6 次以上 (合成資料共 8 筆) 顯示雲系之延時較長。

相當完整且尺度亦較大 (約 $> 350\text{ km}$)，合成風速則約均 $< 10\text{ kt}$ 。在低壓中心的南-東南側約數十公里的範圍內，則有一相對的風速較大區 ($> 6\text{ kt}$)。渦度場與輻散場 (圖 12e, 12f) 則顯示，除低壓中心有最大之正渦度值外，渦度較大區亦集中於鋒面附近，兩處最大輻合中心則分別位於低壓中心南方約 25 km 處



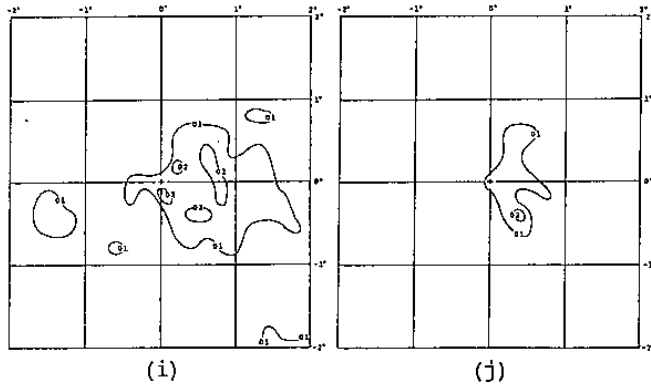


圖 13 同圖 11，但為個案三 1986 年 6 月 6 日 0600 UTC~7 日 0300 UTC 者。

(三) 個案三 (1986 年 6 月 6 日 0600~7 日 0300 UTC)

圖 13a 為本個案之合成氣壓場，顯示低壓中心較周圍環境僅低不及 1 hPa，因此氣壓梯度相當平緩，系統亦較微弱。較低氣壓區自中心向北延伸，顯示台灣西部沿岸背風效應之結果，而低壓之東北方即為山脈所在的高壓區。圖 13b 為溫度合成，顯示熱力脊自低壓中心向南北伸展，兩處高於 26°C 之暖中心分別位於低壓中心西方約 30 km 及北方約 50 km 處，顯示低壓附近為暖區。由濕度場合成 (圖 13c) 可知周圍環境相對濕度亦高，但低壓附近則為相對之較乾中心 ($T-T_d$ 約為 2.0°C)，此實為背風作用之反應。風場合成 (圖 13d) 顯示低壓之環流結構仍相當完整而較氣壓場之結構顯著，其尺度約為 180 km。渦旋中心西側風速較大，陸上之反氣旋及鞍型場附近則有最小風速中心。由渦度場與輻散場 (圖 13e, 13f) 顯示，低壓中心附近除有最大渦度值外，亦為最大輻合中心，均為有利於對流發展之條件。

圖 13g 顯示雲頂溫度較低之區域位於低壓渦旋中心東方，但合成溫度僅低於 -20°C，此因本個案期間之雲系生命期較短所致。圖 13h~13j 不同雲頂溫度之出現頻率分布顯示，對流主要發生在低壓中心附近及其東方，且愈接近中尺度低壓中心，愈有利於較深對流發生，豪雨主要發生在低壓東側之環流內，顯然中尺度低壓環流有利於對流之加強與發展。

(四) 個案合成環境條件比較

比較本文 3 個中尺度低壓個案之水平尺度，個案二最大 (350 km 以上)，個案三次之 (約 180 km)，個案一者最小 (僅約 100 km)，顯示伴隨於鋒上東移接近台灣地區之中尺度低壓 (即移動性者) 尺度可能較大；而生成於台灣附近之中尺度低壓 (不一定伴隨鋒面，且滯留性較強) 尺度傾向較小 (約 200 km 以下

)。另外比較低壓之生命期，由長至短依序為個案二、個案三與個案一，其中個案二因自 118°E 以西移入，故實際之生命期可能更長，因此尺度較大之個案，亦傾向於具有較長之生命史。

就合成氣壓場而言，各個案彼此不同之分布特徵及環境氣流之差異主要導源於低壓生成在台灣附近不同地區。比較低壓所具之氣壓強度，個案二者最強、個案一者次之而個案三者最弱，顯示伴隨於鋒上移動者傾向於具有較佳之氣壓場結構。就溫度場而言，各個案均充份反應出地形分布之特性，即在山脈區有冷中心，而山脈東西兩側溫度則較高且有暖舌向北延伸，較明顯之差異為當台灣受東北風控制時，背風屏障作用可能使山脈西側之暖區向北延伸擴大。另外在個案二中，鋒前之暖平流作用範圍較其它兩個案為大且較明顯。溼度場方面顯示各個案均具很高之相對溼度，但個案二之鋒前溼度較鋒後為高；而個案三則因背風作用致低壓附近溼度較周圍環境為低。因此豪雨發生於低壓以南者 (個案二)，鋒前溫、溼度場的大範圍條件較有利對流，而個案一較不具備相似之大範圍有利條件；個案三則顯示低壓具較乾暖之背風特性。

再就合成氣流而言，各個案中尺度低壓環流結構均相當良好，此於氣壓場結構較弱的個案一與個案三中顯得較為重要；而個案二則同時具良好之氣壓場與風場結構。在風速合成方面，個案三之較大風速區出現於合成範圍之西北端，渦旋中心西側亦有較大之風速，可能是低壓環流於該處增強偏北環境氣流的表現；個案一在低壓的東北、北至西側有十分明顯的東北-北強風軸；個案二則顯示合成範圍內之風速較小，但低壓中心南-東南側有西南氣流增強之現象。

比較各個案之雲系合成分佈，顯示個案二之雲系於低壓以南之分布範圍較廣，中心雲頂溫度較低，出現之時間亦較長而顯示對流雲系之強度較大。反之個案一與個案三 (豪雨均發生於低壓環流以內)，雖顯示低壓渦旋中心附近相當有利於對流產生與加強，但雲系的強度與範圍則不如具較有利之大範圍環境條件的個案二。

五. 結論

綜合本文各節討論結果，共可歸納出以下數點主要結論：

1. 當台灣地區位於梅雨鋒後而主要受東北氣流控制時，日間海風與中央山脈高壓環流之輻合作用，可能促使中尺度低壓形成於台灣西南部有利之背風區（個案三），而中央山脈之背風屏障效應與海陸風作用對於此類低壓的生成、移動於維持，可能均伴演相當重要之角色。
2. 當鋒面過境後，風向與台灣西北海岸線幾乎平行時，若海陸摩擦差異明顯，其所造成的氣旋式風切與局部輻合（個案一），可能有助於中尺度低壓的維持。
3. 豪雨發生於中尺度低壓南側之個案二，極可能由於低壓環流之作用，使其南側之西南氣流增強，並進而加強氣流局部輻合，可能提供局地對流加強之額外有利條件；豪雨發生於中尺度低壓環流以內者（個案一與三）則顯示在低壓環流以內均有利於對流作用的發展與加強。
4. 由於本文之3個個案均具相當有利之綜觀條件與不同之地理位置，因此中尺度低壓雖可能為對流作用之激發機制或能使對流額外加強，但應非豪雨發生的唯一條件。
5. 豪雨發生於中尺度低壓以南之個案（二），具有較大之尺度與較長之延時，其中尺度低壓伴隨於鋒上並具移動性。氣壓場結構較佳，環流亦十分完整，因此氣壓場與風場之重要性相差不多。在其環境條件方面顯示在鋒前有較大範圍之暖平流與較高之相對濕度，其雲系主要分部在低壓以南（鋒前）並有較佳之雲系強度。
6. 豪雨發生於中尺度低壓環流以內之個案（一與三），尺度較小且生命期亦較短。此2個案之中尺度低壓均在台灣附近生成並較具滯留性，同時不一定有鋒面伴隨，低壓區風場有顯著氣旋式環流，氣壓場的結構較差顯示風場之主導地位，低壓附近較不具備大範圍之有利環境條件。兩者之雲系則主要集中於中尺度低壓中心附近且均顯示愈接近低壓中心，愈有利於較深對流發展，但雲系強度則較弱。

六. 誌謝

承蒙中央氣象局提供觀測資料，特別是衛星中心何景輝先生、陳興漢先生及應用氣象組賀介圭小姐所給予之協助，在此一併致謝。本文在國科會專案研究計畫NSC81-0202-M002-513 支援下完成。

參考文獻

- 王時鼎、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彙編，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彙編，150~157。
- 陳泰然，1989：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究（二）。國科會防災科技研究報告78-06 號，89 頁。
- 陳泰然，1990a：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。太氣科學，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。太氣科學，18，213~228。
- 陳泰然、紀水上，1980：台灣梅雨季的中尺度降水與中尺度低壓研究。太氣科學，7，39~47。
- 陳泰然、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、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、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。太氣科學，18-2，129~147。
- Chen, G. T. J., and C. Y. Liang, 1990: Observational study of a mid-level vortex in TAMEX. Proceedings, Workshop on TAMEX Scientific Results, 24-26 September, NCAR, 13~25.
- 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 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, Workshop on TAMEX Scientific Results, 24-26 September, NCAR, 121~126.
- 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 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 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.

The Characteristics of Mesolow Associated with Heavy Rainfall in Mei-Yu Season

Chung-Chieh Wang

Institute of Geoscience
Chinese Culture University

George Tai-Jen Chen

Dept. of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

Shui-Shang Chi

Meteor. Satellite Center
Central Weather Bureau

Abstract

In this paper, 3 mesolow cases which associated with heavy rainfall events and occurred over Taiwan and its adjacent area during 1985 and 1986 Taiwan Mei-Yu season were selected. By using 3-hourly GMS infrared digital data, conventional surface and upper-air observations, each case was analyzed and composited to reveal the differences in the circulations, environmental conditions and cloud distribution.

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 (CMR) under the post-frontal prevailing northeasterly flow. Also, the effect of land-sea breeze cannot be ignored in this circumstance. The horizontal cyclonic wind shear due to the differential friction between land and sea area may help to maintain the mesolow in northwestern of Taiwan. The convection was closely related to the mesolow either the heavy rainfall occurred inside or in south side of the mesolow circulation. However, these two types of mesolow cases tended to have different general characteristics, environmental conditions, and the distribution of cloud.