

武夷山地形和海洋邊界層 在梅雨鋒面南下過程中扮演的角色

洪景山

中央氣象局資訊中心

(中華民國九十一年四月八日收稿；中華民國九十一年七月十七日定稿)

摘 要

本研究採用 Penn State Univ./NCAR 所發展之 MM5 模式，針對 1998 年梅雨季豪雨實驗 IOP 4 (6 月 4 日至 6 月 5 日) 個案進行數值模擬研究，探討武夷山地形和海洋邊界層在梅雨鋒面南下過程中可能扮演的角色。

模擬結果顯示，梅雨鋒面在武夷山東側形成局部大風速區及冷舌結構。此一冷舌結構有利於鋒生過程而增加跨越鋒面方向的相當位溫梯度，並進一步使得鋒面在台灣海峽北部呈現『界面』的特性，此時鋒面帶的位置也就是輻合帶的位置。

模式中鋒面的發展高度大約自 900 至 650 hPa，鋒面在 900 hPa 以上隨高度的增加而向冷空氣的一方傾斜，這和一般鋒面的結構是一致的。900 hPa 以下鋒面則受到邊界層內潛熱通量傳送的影響而被破壞，並且在鋒後冷空氣區域形成另一個大的相當位溫梯度，此一相當位溫梯度和邊界層頂所在的位置一致，並且隨高度向暖空氣一方傾斜。此一現象意味著鋒面界面的舉升機制在 900 hPa 以上才可以發生作用，而此時若直接由地面的空氣塊舉升來估計對流可用位能，勢將因此而產生顯著的偏差。

另外，近地層東北風受到地形的阻擋效應而在武夷山東側形成一高壓脊，其往下游方向的氣壓梯度力則形成沿著地形一側發展的大風速區。因此當鋒面靠近台灣海峽時，低層動量場有可能因為武夷山地形的阻擋作用而大幅領先 850 hPa 質量場所在的位置。在這情形下，中尺度對流系統的激發機制將取決於近地層大風速區前緣輻合線的位置，而不是 850 hPa 鋒面所在的位置。

關鍵詞：梅雨鋒面，武夷山，海洋邊界層，地形阻擋。

一、前 言

過去國內有關梅雨季期間劇烈降水的研究主要集中在兩個領域：

其一是由地形所導致的區域性降水系統，在此地形可以扮演許多不同的角色，例如由加熱不均勻所導致的局部環流，像山谷風與海陸風等(陳和陳, 1987a,b, 周等, 1997)；也可以是氣流受複雜地形影響所導致的局部輻合, Chen and Chan (1994) 和 Jou (1994) 即指出西南氣流受地形影響可以在北台灣附近形成局部輻合線以激發對流系統, 林和郭(1996)則指出當夏季低層大氣為微弱東風的情形下, 在地形被太陽加熱後, 得以越過中央山脈與台灣西側的上坡風輻合, 而在山坡上形成一條略與山脈平行的輻合帶, 林和郭(1996)認為此一輻合帶是激發台灣西部夏季午後對流的主要機制之一。而此一機制也有可能是在梅雨季期間發生作用, 並形成區域性的降水系統。

其二則是探討伴隨梅雨鋒面的降水系統, 這些降水系統可以發生在鋒前、鋒上或是鋒後(陳等, 1996, 陳和沈, 1996, 陳和王, 1998), 而文獻上也已對類似伴隨梅雨鋒面的中尺度對流系統進行相當程度的研究, 例如 Jou and Deng (1992), 周等 (1990, 1995), 洪和周(1997), Lin et al. (1989, 1990, 1992, 1993)。當然, 鋒面也可能配合適當的地形作用以激發或維持劇烈降水系統, 例如潘等(1999)說明 TAMEX IOP13 鋒面雨帶因低層西南氣流受地形舉升後, 將水汽往上傳輸至中對流層, 此一低層水汽供應和中層輻合互相配合的結果得以維持雨帶登陸後仍具有長生命期的事實。Li et al. (1998) 則認為西南氣流受地形影響而在台灣西部形成中尺度高壓, 並進一步導致西北外海之局部

地形噴流, 此一噴流可以和 850 hPa 的西風氣流形成風切線而有利對流發展。

由以上回顧可知, 鋒面和地形效應是影響臺灣地區梅雨季豪雨發生的兩個重要因子。因此當鋒面受地形影響而導致結構上的變化時, 將會使如上所描述的豪雨問題變得更複雜。職是之故, 我們實有必要進一步了解地形對梅雨季期間鋒面南下時所可能產生的影響, 而這其中除了臺灣地形以外, 鋒面南下時武夷山地形位於臺灣的上游, 因此對臺灣而言, 武夷山對鋒面的影響也是不容忽視的。再則, 由以上之文獻回顧也可發現, 過去台灣有關豪雨的研究多集中在北台灣地區, 這是因為大部分的中尺度觀測網均集中在台灣北部, 例如民航局中正機場雷達站及中央氣象局五分山雷達站乃至於 TAMEX 實驗觀測網的設計等, 而這些觀測網所涵蓋的也僅只北台灣一、二百公里的範圍。然而就梅雨鋒面而言, 鋒面在台灣上游(例如福建及浙江南部)區域的特性及結構特徵等, 都可能直接或間接地影響鋒面南移至台灣附近時的行為。因此進一步研究梅雨鋒面在台灣上游區域的結構特徵, 應該可以增進我們對梅雨鋒面南移至台灣附近時相關特性的瞭解。

舉例來說, 周等(1990)曾對 TAMEX IOP13 個案進行地面觀測之中尺度分析, 其結果指出地面鋒面受武夷山及台灣地形影響, 在華南及台灣附近均發生斷裂的現象, 並導致鋒面在地形東側的移動速度較西側的移動速度快。但是我們對於梅雨鋒面南移過程中, 武夷山可能扮演的角色的相關認知還是很有局限的。例如 TAMEX IOP13 個案中地形(特別是武夷山)造成鋒面斷裂的動力意涵為何? 海面可感熱和潛熱傳送對鋒面結構的

影響為何？這都是有待更進一步研究的問題。再者，許多觀測顯示鋒面南下經過台灣海峽後往往變性極快，到了台灣南部即快速減少其溫度對比，但是在台灣海峽卻仍然可以保有相當的北風分量；當此一北風分量有機會和西南氣流相會時，即可能可以產生輻合而有利於對流系統的維持或發展。然則，此一北風動量分量的維持機制為何？地形是否可能扮演角色？因此，梅雨鋒面南移過程中受武夷山地形影響，再加上氣團變性的效果，在在都使得梅雨鋒面在台灣附近乃至於南中國海的結構、演變及在激發對流系統方面可能扮演的角色等增加相當的複雜度。然而由於鋒面在台灣上游位處於廣大洋面區域，因此不易取得足夠的觀測資料，所以數值模擬在此可以作為一個好的研究工具；一則可以彌補觀測之不足，而針對所欲探討的現象，初步就與觀測接近之模擬結果先行建立適當的概念模式，以助於對該現象的瞭解。再者，可以依據所建立的概念模式引導未來觀測實驗或密集觀測的進行方向，以提高觀測實驗的效率。

1998年梅雨季豪雨實驗(MYEX98)針對1998年5、6月期間的豪雨個案進行5次的密集觀測(IOP)實驗，其中IOP 4(6月4日至6月5日)及IOP 5(6月9日至6月10日)是滯留梅雨鋒面配合中層短波槽移入，並和伴隨季風擾動之旺盛西南氣流交互作用後，在南中國海導致延時長達將近一週的對流活動，當這些對流系統移近台灣附近時則導致局部地區的豪雨事件，IOP 4個案在南部的日降雨量即超過300 mm。本研究即採用Penn State Univ./NCAR所發展之MM5模式，針對1998年梅雨季豪雨實驗IOP 4(6月4日至6

月5日)個案進行數值模擬研究，探討武夷山地形在梅雨鋒面南下過程中可能扮演的角色。第二節簡要敘述模式的設定，第三節則描述個案的綜觀環境條件，第四節是模擬結果，第五節則是結論。

二、模式設定

本研究將採用Penn State Univ./NCAR所發展之MM5(Dudhia, 1993)非靜力模式，針對1998年梅雨季豪雨實驗之IOP 4個案，探討武夷山地形在梅雨鋒面南移過程中可能扮演的角色。

為了盡量避免模式邊界條件受到青康藏高原的影響及充分掌握副熱帶高壓的演變，因此模式模擬設定在一個大的積分範圍中進行，如圖1。內部則內嵌二個較高解析度的細網格系統，網格間距及格點數目分別為54(81×101)、18(121×148)及6(190×199)公里，垂直分層共27層。其中較高解析度的數值模擬是為了要強化模式中地形的效應，特別是第三層次網格系統同時包含台灣及武夷山區等廣泛的華南區域，所能解析之台灣地區最高地形高度為2885公尺，武夷山區則為1573公尺。模式物理參數化分別採用Grell積雲參數法(Grell, 1993)(54及18公里解析度，6公里解析度不考慮積雲參數法)、MRF邊界層參數法(Hong and Pan, 1996)及Reisner graupel雲物理參數法(Reisner et al., 1998)等。

本研究使用每6小時之ECMWF 0.5°×0.5°解析度的全球分析場作為模式中第一層網格系統客觀分析的初始猜測場及MM5模式預報所需的邊界條件，客觀分析所使用的是multi-quadric方法

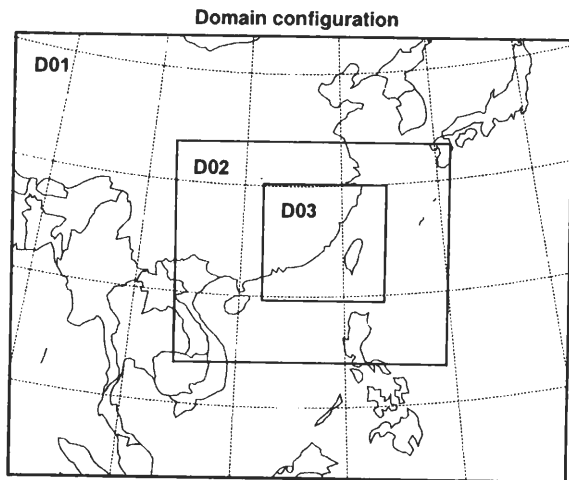


圖 1 模式積分的範圍。

(Nuss and Titley, 1994)，第二、三層網格之初始場則由第一層網格之分析場內差而得。模式積分的起始時間為 1998 年 6 月 4 日 12 Z，積分時間為 24 小時。

三、綜觀分析

圖 2 是 ECMWF 的分析場 (6 月 4 日 1200 UTC)，陰影為 MM5 模式地形高度大於 500 公尺的範圍。如圖顯示，武夷山區呈現東北—西南走向，長軸約 500 公里，短軸約 200 公里，並與海岸線約略平行。圖中顯示 850 hPa 梅雨鋒面的位置 (圖中虛線所在的位置，也就是低壓帶及風切帶所在的位置) 從華南通過台灣北部海域後向東北方延伸，鋒前伴隨西—西南氣流，最大風速大於 10 m/s，同時在南中國海及台灣東南側具有局部大風速區。圖 3 則是 12 小時後 (6 月 5 日 0000 UTC) ECMWF 850 hPa 的高度場及風場，圖中顯示伴隨鋒面之風切帶在台灣西側呈現滯留的現象，台灣東側的低壓中心則往東北方向移動、加

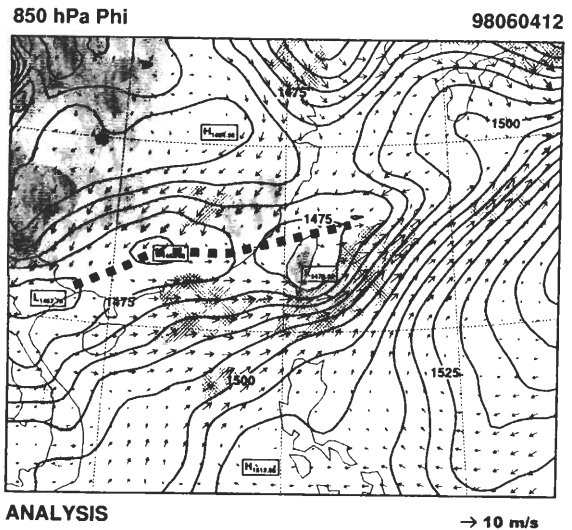


圖 2 1998 年 6 月 4 日 1200 UTC ECMWF 850 hPa 之分析場，圖中淺、深陰影區域分別為地形高度大於 500 及 1000 公尺的範圍。實線為重力位高度 (等值線間距為 5 公尺)，而斜線區域為風速大於 10 m/s 的範圍。

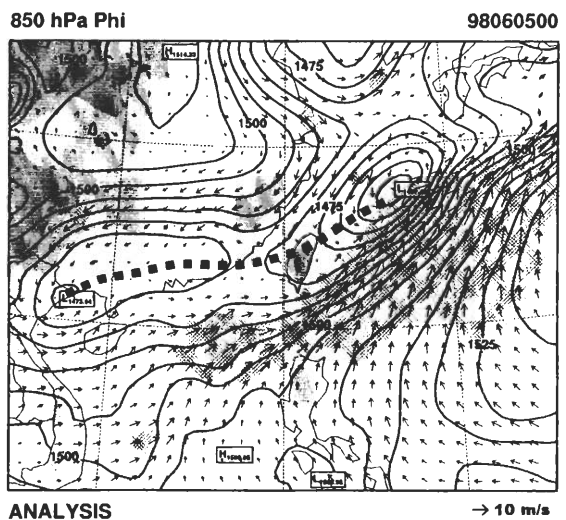


圖 3 同圖 2，但為 ECMWF 6 月 5 日 0000 UTC 之分析場。

深，同時西南氣流的大風速區有範圍擴大、強度增強並往更高緯度移動的趨勢，這是低壓系統發展至成熟的階段，12 小時後整個低壓系統則進入消散期（未示出）。圖 4 是 6 月 5 日 0000 UTC 的紅外線雲圖，圖中顯示在圖 3 850 hPa 鋒面前緣南海一帶有三個排成一列的中尺度對流系統，配合圖 3 的風場顯示，此三個對流系統發展的位置剛好是在鋒前的大風速區；而台灣海峽和武夷山外海則沒有顯著的對流系統發展。

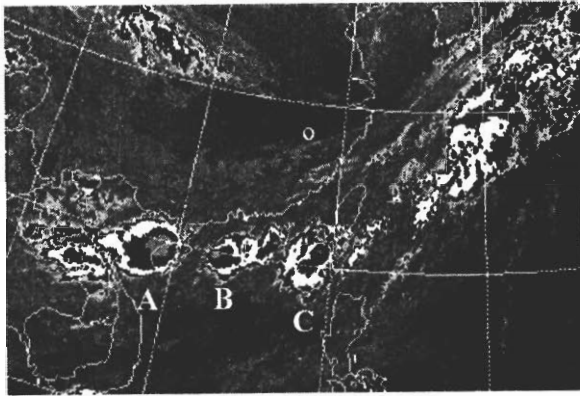


圖 4 6 月 5 日 0000 UTC 之紅外線衛星雲圖 A、B、C 是三個主要的對流胞。

四、模擬結果

圖 5 是模式 18 公里解析度積分 12 小時的 850 hPa 高度場和水平風場，圖中顯示台灣北部之低壓中心的強度及位置均和 ECMWF 的分析場（見圖 3）相當吻合。此時台灣北部有一東西走向之風切線，並向西延伸至福建一帶；風切線北方在陸地區域盛行東風，在武夷山外海區域則是沿著華中高壓之外圍反氣旋式環流的東北風為主。圖 6 是模式 6 公里解析度積分 12 小時之 9~12 小時累積雨量及近地面風場，圖中顯示模式可以模擬出雲圖中（圖 4）的對流胞 B 所在的位置，對流

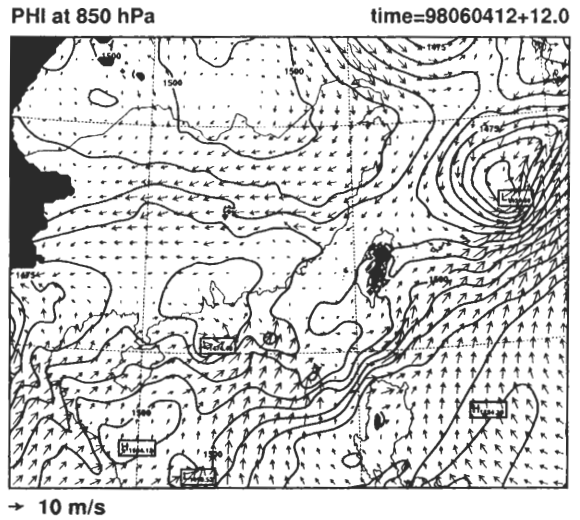


圖 5 模式 18 公里解析度積分至 12 小時之 850 hPa 高度場和水平風場。高度場等值線間距為 5 公尺。陰影區域為等壓面在地形以下的範圍。

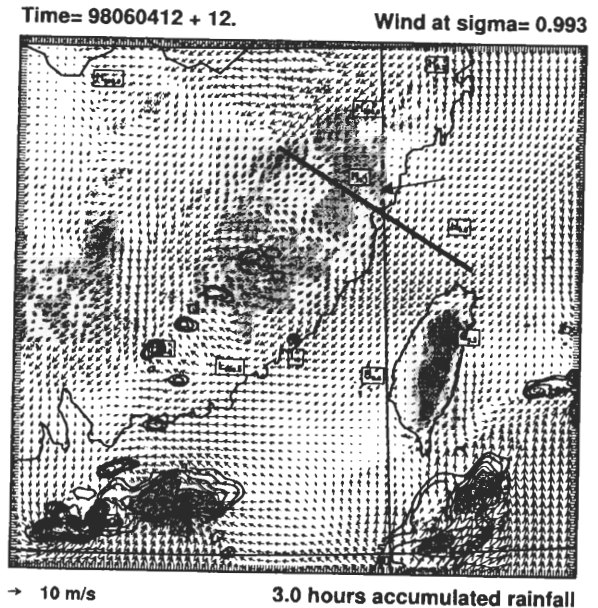


圖 6 模式 6 公里解析度積分 9 至 12 小時的累積降水量及積分 12 小時 $\sigma=0.993$ （約 70 公尺高度）的水平風場，降水量等值線間距為 5、10、20、40、80、120 及 160 mm，大於 40 mm 以上以陰影表示。淺、深陰影區域分別為地形高度大於 500 及 1000 公尺的範圍。

胞 C 的位置則較偏向台灣東南部，整體來講，模式對於個案中的降水過程有相當的掌握能力。近地層風場則顯示台灣海峽北段存在較大風速區，此一較大風速區領先 850 hPa 鋒面所在的位置（見圖 7）。

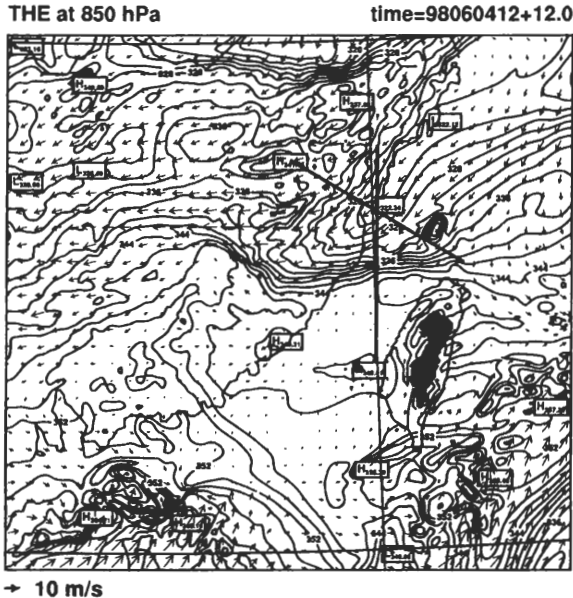


圖 7 模式 6 公里解析度積分至 12 小時 850 hPa 的相當位溫場和水平風場，等值線間距為 2 K。粗黑線是取剖面的位置，陰影區域則是等壓面在地形以下的範圍。

由於本模擬個案之梅雨鋒面的溫度梯度不大，而水氣梯度較顯著（圖未示），因此本文以相當位溫的大梯度區定義為鋒面的所在。圖 7 是模式 6 公里解析度模擬 12 小時 850 hPa 的相當位溫及水平風場。圖中顯示，受武夷山地形阻擋影響，相當位溫場在武夷山外海有扭曲變形的現象，同時形成冷舌的結構。相當位溫在台灣北部外海有大的梯度，這是圖 5 中風切線所在的位置，也是模式中鋒面的位置所在。由於鋒面帶的位置也是輻合帶的位置，因此鋒面在此具有『界面』的特性，這樣的結構將有利於空氣的舉升作用。圖 8

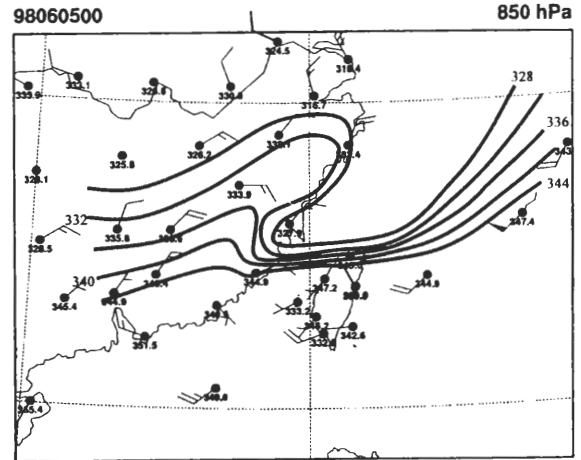


圖 8 1998 年 6 月 5 日 0000 UTC 850 hPa 探空觀測之相當位溫場的主觀分析，等值線間距為 4K。

是同一時間利用 850 hPa 探空觀測資料所導出之相當位溫的主觀分析，雖然台灣北部外海缺乏直接的觀測資料，但是經由大陸沿海之測站及板橋測站之觀測，仍可據以分析出鋒面受地形阻擋變形以及冷舌的結構，雖然主觀分析的鋒面位置比模擬結果稍偏南一些，但整體而言數值模式的模擬結果仍可充分掌握鋒面受武夷山地形影響的程度。

特別值得注意的是，圖 7 中相當位溫場在鋒後沿著武夷山東側及海岸線形成一冷舌結構，圖 9 和圖 10 是垂直此一冷舌結構的垂直剖面。圖 9 顯示此一冷舌之中心位置位於武夷山東側之沿海區域，高度大約在 850 hPa 左右。圖 10 是垂直於該剖面的水平風分量，圖中顯示在 925 hPa 以下靠近武夷山附近，由於受到地面摩擦以及武夷山地形阻擋的影響而有最小的東北風分量，甚至有西南風分量的產生；此一西南風分量主要是東北氣流爬山後在山後所形成的回流所致（見圖 6 箭頭所指之處）。在海面上則受到海洋邊界層的影響

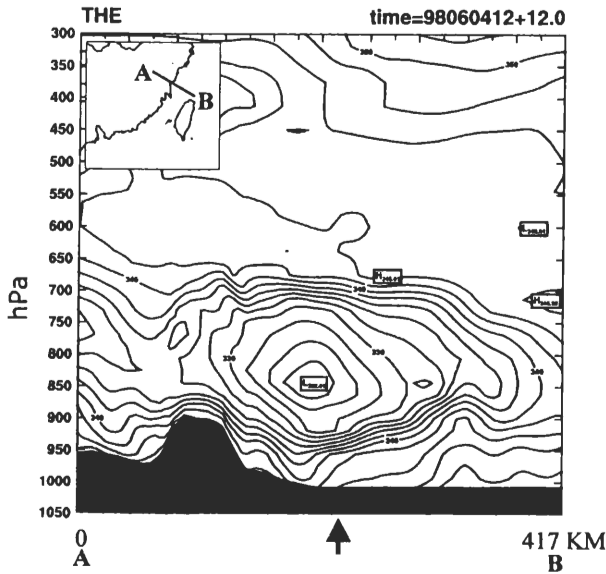


圖 9 模式 6 公里解析度積分至 12 小時之相當位溫場的垂直剖面，所選取剖面的區域如圖左上角所示。等值線間距為 2K。箭頭是海、陸交界的位置。

(邊界層高度大約在 925 hPa，見圖 11)，因此從海面到 925 hPa 之間的風場幾乎沒有垂直風切，風速也較弱 (Stull, 1988 第 13 頁)，大約在 -5 m/s 左右。由於在 925 hPa 以下有較小的風速，因此東北風分量的極值大約在 800 至 850 hPa 之間，此一風場結構和圖 9 之冷舌結構幾乎一致，因此可以據以推論此一冷舌結構的形成主要是受到沿著武夷山地形東側之局部東北風平流的結果。圖 7 之冷舌結構配合東北風平流將透過水平拉伸變形作用，而有利於鋒生過程以增加跨鋒方向相當位溫的對比；並進一步使得鋒面在台灣海峽北部呈現『界面』的特性，此時如果鋒前的大氣有利於對流發展，則此一界面對於激發中尺度對流系統將扮演重要的角色。

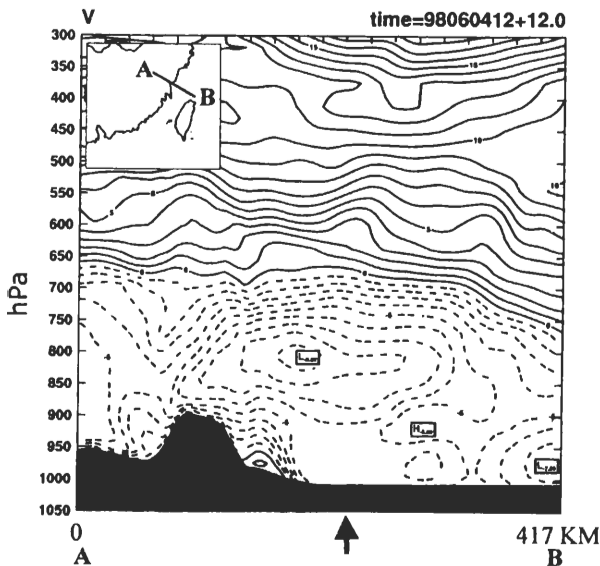


圖 10 同圖 9，但為垂直於剖面的水平風分量，等值線間距為 1 m/s。負值代表吹往西南方向的分量。

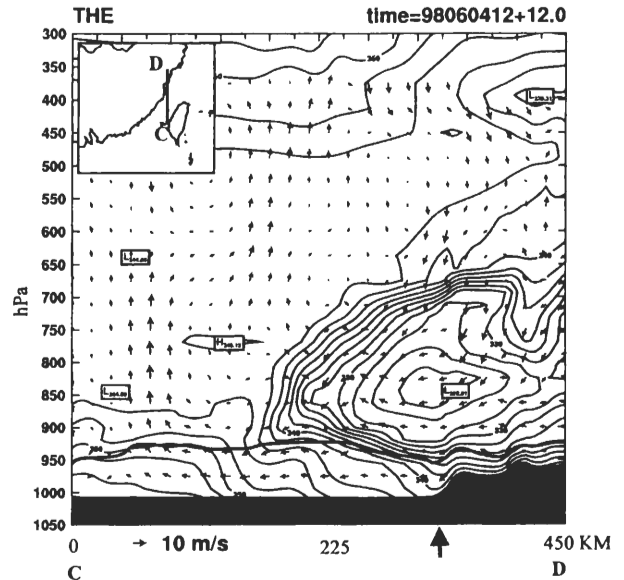


圖 11 模式 6 公里解析度積分至 12 小時之跨鋒方向垂直剖面，所選取剖面的區域如圖左上角所示。實線是相當位溫，等值線間距為 2 K，風標向量為剖面上的水平風分量及垂直速度，其中垂直速度已放大 100 倍。粗實線為模式所計算之邊界層頂的位置，箭頭是海、陸交界的位置。

圖 11 是模式積分 12 小時跨鋒方向的垂直剖面。圖中 850 hPa 高度大的相當位溫梯度區域即是圖 7 中鋒面帶的位置所在。剖面中鋒面的發展高度大約自 900 hPa 至 650 hPa，鋒面隨高度的增加而向冷空氣的一方傾斜，這和一般鋒面的結構是一致的。其中值得注意的是，900 hPa 以下的鋒面結構被破壞，同時存在另一個大的相當位溫梯度，此一相當位溫梯度隨高度向暖空氣一方傾斜，並且和邊界層頂所在的位置一致；因此，邊界層過程在此可能扮演重要的角色。

圖 12 是沿著圖 11 之剖面的潛熱通量、可感熱通量和模式所計算的邊界層頂高度，其中邊界

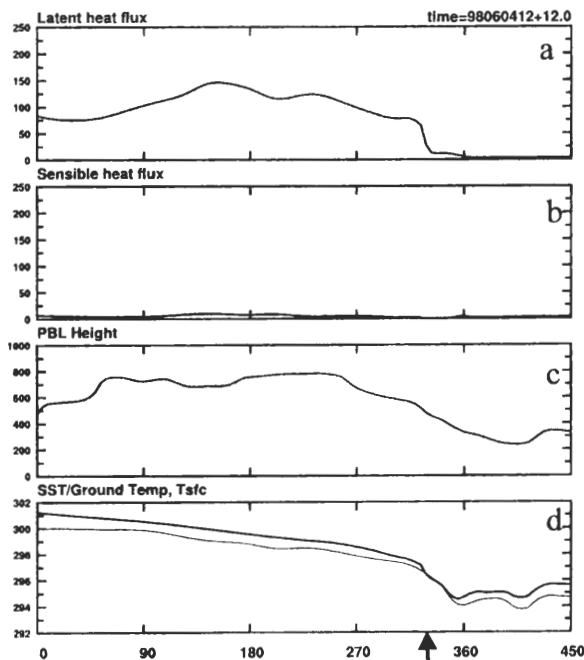


圖 12 沿著圖 11 剖面中的 a：海面潛熱通量 (W/m^2)、b：可感熱通量 (W/m^2)、c：邊界層高度 (公尺) 以及 d：海面溫度和地表溫度 (粗線，於海上為海面溫度，於陸地為地表溫度) 以及模式最低層的氣溫 (細線，K)。箭頭是海、陸交界的位置。

層頂高度在 MRF 邊界層參數法 (Hong and Pan, 1996) 中是模式預報變數，主要是透過臨界整體理查遜數 (critical bulk Richardson number) 由風切效應和熱力效應來判斷邊界層頂的高度。圖中顯示由於陸地區域此時 (當地時間早上 8 時) 地表輻射加熱作用尚未顯著，因此邊界層頂發展的高度不高，相對地，海面區域由於受到海洋可感熱通量和潛熱通量傳送的影響，因此邊界層頂發展的高度遠較陸地區域為高，這其中又以潛熱通量傳送最為重要。由於海面溫度 (或地表溫度) 和近地層氣溫 (圖 12d) 相當接近，因此可感熱通量相當小，所以此時的海洋邊界層屬於穩定邊界層，而非對流邊界層。另一方面，由於此時剖面中 850 hPa 鋒面已在海面上 (見圖 11)，因此靠近陸地的海面由於受到東北風較乾冷空氣的影響，邊界層頂因而發展高度較低，越遠離陸地則受東北風影響越小，所以邊界層發展高度越高；到圖 12 大約 250 公里處之海面則幾乎不受東北風影響，因此邊界層頂保持在大約 800 公尺高度，在此將此導致邊界層頂越遠離陸地越高的過程稱為平流過程。在另一方面，邊界層內的潛熱通量傳送將因邊界層內水汽的增加而使得相當位溫隨之增加，此時如果疊加上一個南北相當位溫梯度 (如圖 13 之示意圖所示)，再配合上述的平流效應，則相當位溫梯度在邊界層內將會向上向暖空氣一方傾斜；而此一結構正好和圖 11 邊界層內大相當位溫梯度的垂直結構一致。所以總的來說，本模擬個案鋒面移行到海面時因受到海洋邊界層內潛熱通量傳送的影響而破壞原來鋒面的結構，這個作用隨著越遠離陸地而越加顯著；在另一方面，由於邊界層不斷向上傳送水汽，因此在邊界層頂和鋒後冷空氣之間形成一個大的相當位溫梯度，此一相當位溫梯度所在的位置和邊界層頂的

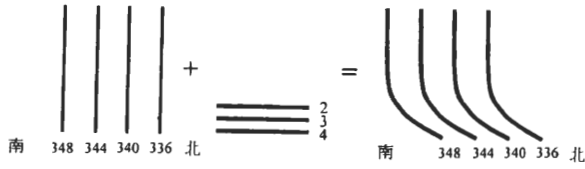


圖 13 南北相當位溫梯度疊加邊界層潛熱通量所增加之相當位溫的示意圖，圖中之數字代表相當位溫。

高度一致（如圖 11 所示），再配合圖 12 的平流過程則使得此一相當位溫梯度向上向暖空氣一方傾斜。由於本個案之鋒面的溫度梯度不大，水汽梯度較大，換言之，相當位溫梯度主要是由水汽梯度，而非溫度梯度所貢獻。圖 12 之分析顯示本模擬個案中邊界層內以潛熱通量為主，此一潛熱通量傳送過程將可以有效地改變邊界層內的水汽分佈，並進一步具體地表現在相當位溫梯度的改變。

圖 11 中近地層的鋒面結構受洋面調節而導致垂直結構產生變化，此一現象同時也隱含鋒面界面的舉升機制在 900 hPa 以上才可以發生作用，而此時如果由氣塊法來估計對流可用位能，則空氣塊被舉升的高度應為 900 hPa，而非直接從地面舉升。因此若由鋒前的探空剖線直接以地面的空氣塊舉升來估計對流可用位能，勢將因此而產生顯著的偏差。圖 14 即是在圖 11 之剖面中，考慮地面以上經由釋放不同高度（每 10 hPa）之空氣塊所計算出來的對流可用位能，圖中顯示只有鋒前近地層舉升之空氣塊才有正的對流可用位能，自 925 hPa 以上舉升之空氣塊基本上已經沒有對流可用位能。因此就本個案之模擬結果而言，由於海洋邊界層內潛熱傳送的作用改變了鋒面在近地層的结构，使得鋒面界面舉升的特性只有在 900 hPa 以上才發揮作用，其影響所及是此時鋒面所舉升之 900 hPa 的空氣塊已無法自環境中獲得對

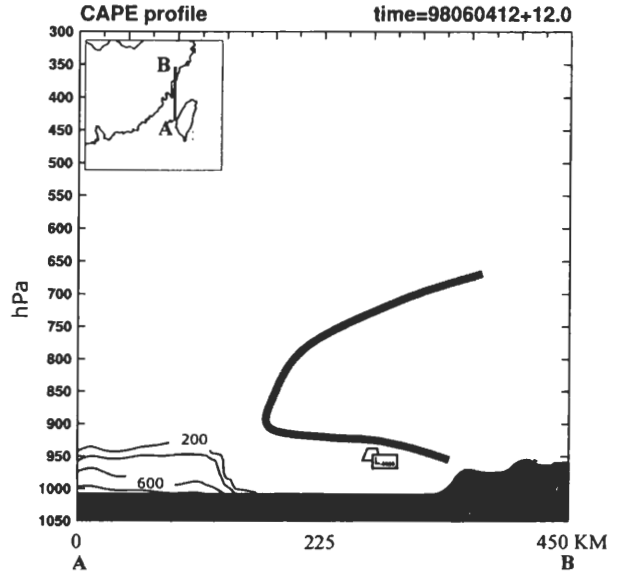


圖 14 如圖 11 之剖面中，自地面每 10 hPa 上升之空氣塊所計算之對流可用位能。等值線間距為 200 m²/s²，粗黑線為圖 11 中鋒面的位置。

流可用位能，所以沒有辦法產生自由對流，因此，就本模擬結果而言，鋒面舉升在此並不是一個有效的對流激發機制。然而作者必須在此強調，由於缺乏精密的海上觀測資料來驗證本研究之模擬結果，因此本研究之模擬結果未必代表個案實際發生的狀況，但我們仍然可以從數值模擬中預先得到經驗，以做為未來觀測乃至於預報的參考。

圖 11 中還有一個值得注意的現象，如圖 11 所示，近地層跨鋒方向水平風的大風速區領先 850 hPa 鋒面所在的位置，同時可發現在近地層大風速區的前緣形成一輻合區域，而此一輻合場在 850 hPa 鋒面前緣大約 100 公里處導致一微弱的上升運動區。從圖 6 和圖 7 的平面圖中也可以發現此一近地層大風速區領先 850 hPa 鋒面位置的現象。因此，如前所述，就本個案之模擬結果而言，近地層鋒面界面舉升的特性受海洋邊界層影響而無

法有效地激發對流系統，但近地層風場大幅領先 850 hPa 鋒面，並在鋒前產生輻合，此又有利於對流系統的形成，因此在此實有必要對此一近地層大風速區的特性作更進一步的瞭解。

圖 15 是 6 公里解析度模式積分至 18 小時之近地層風場，此時是鋒前近地層大風速區發展至成熟的階段，而大風速區的前緣已領先 850 hPa 鋒面約 150 公里（圖未示）。圖中顯示大風速區主要是沿著武夷山東側沿海一帶發展，而海平面氣壓則顯示在地形東側形成一個高壓脊，很明顯地此一高壓脊主要是東北風受到地形的阻擋效應而產生質量累積的結果，而其往下游方向的氣壓梯度力則是導致沿著地形一側大風速區形成的機制。類似的現象在鋒面移近美國西岸 Santa Lucia Mountains 時，

鋒前的西南風分量受地形阻擋影響而導致近地層轉為南風分量，並有局部加速的現象發生。

Pierrehumbert and Wyman (1985) 利用理想化的鐘形地形探討氣流遇到地形時的可能反應，並且提出許多無因次參數，以供為尺度分析之用，其結論可摘要如下。對於一個旋轉系統的流場而言，氣流對地形的反應在羅士培參數 $R_0 = U/fL > 1$ 時為垂直上傳的重力波， $R_0 \sim 1$ 時為背風波 (lee wave)， $R_0 < 1$ 時則以地轉調節為主，其中 U 是地形上游的風速， f 是科氏參數， L 是半山寬。當 $R_0 \gg 1$ 或 $L \ll U/f$ 時，地形的效應取決於山的高度，而當 $R_0 \sim 1$ 或 $L \sim U/f$ 時地形的效應則取決於山的陡峭度，此時山的陡峭度可以用 Burger 參數 $B = hN/fL$ 來決定，其中 h 為山高， N 為 Brunt-Väisälä 頻率，當 $B \geq 1$ 時山即可稱為陡峭。低層大氣受地形的阻擋效應發生在 Froude 參數 $F_r = Nh/U > 1$ 時，而上游受地形阻擋所產生的減速現象則侷限在羅士培變形半徑 $L_R = Nh/f$ 的範圍內。就本個案之模擬結果而言，圖 15 中台灣北部外海均盛行東北風，而且風速分佈相當均勻，因此可視為東北風受地形影響的上游區域。由於此一上游區域風速變化不大，因此任取 950 hPa 東北風（如圖 15 之圓點）的相關參數： $U \sim 4$ m/s（垂直武夷山的分量）， $\sim 7.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ， $N \sim 9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ， $h \sim 800$ m， $L \sim 100$ km，則可導出 $R_0 = 0.55$ ， $B = 0.98$ ， $F_r = 1.8$ ， $L_R = 98$ km，這些參數可解讀為模式中的武夷山相對於個案中的東北風算是陡峭的地形（ $B = 0.98$ ），並且預期可以產生明顯的阻擋效應（ $F_r = 1.8$ ），而其影響範圍的尺度則大約在 100 公里左右（ $L_R \sim 100$ km），因此由上列之尺度分析中可以據以支持台灣海峽的大風速區是由於武夷山對東北風的阻擋效應所導致的結果。

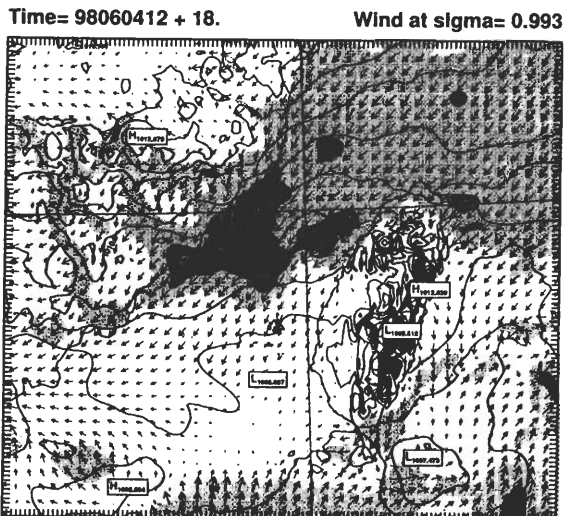


圖 15 模式 6 公里解析度積分至 18 小時 $\sigma = 0.993$ （距地面約 70 公尺高度）的水平風場和海平面氣壓，三種不同層次的陰影分別代表風速大於 5、7.5 和 10 m/s 的範圍，海平面氣壓等值線間距為 0.5 hPa。

為進一步分別探討不同地形對海峽一帶大風速區的影響，圖 16 是分別就移除武夷山地形、台灣地形及兩者地形皆移除的積分結果。和圖 15 比較可發現，移除台灣地形（圖 16b）時僅靠近台灣地區的風速有些微減弱，而移除武夷山地形（圖 16a）則大部分的大風速區均消失，而若武夷山和台灣地形均移除，則海平面氣壓呈現東西走向，

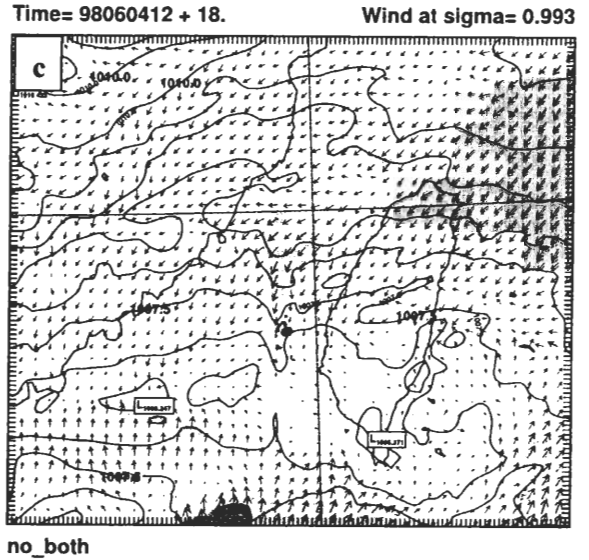
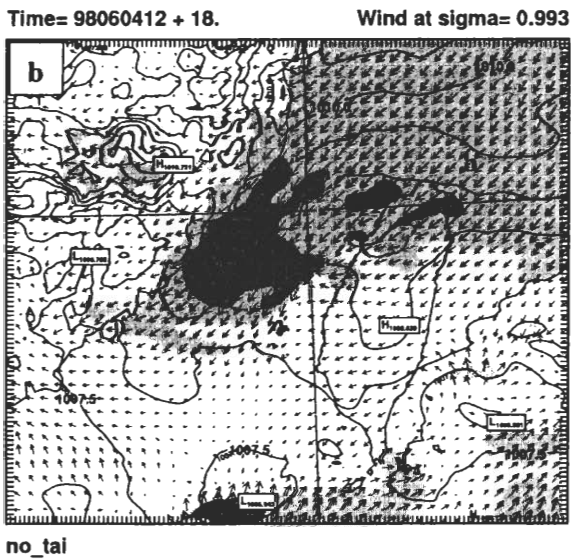
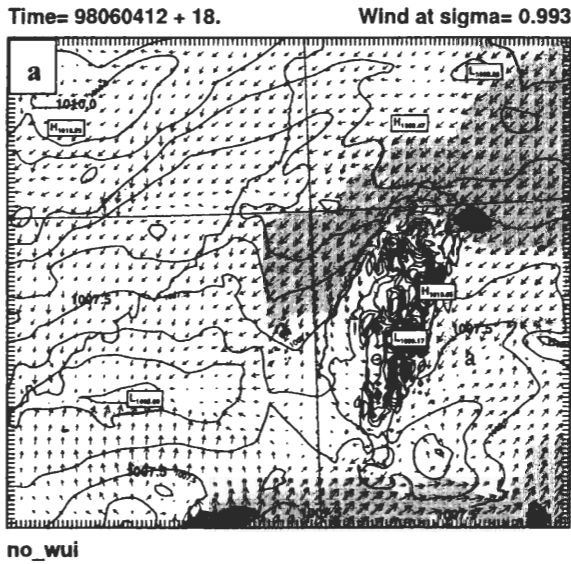


圖 16 同圖 15，但 a：移除武夷山地形，b：移除台灣地形，c：武夷山和台灣地形皆移除的積分結果。

同時也無局部大風速區的形成。總的而言，模式模擬結果顯示台灣海峽之大風速區的形成過程中武夷山扮演重要的角色，然而此一結構的意義在於，當鋒面靠近台灣海峽時，近地層動量場有可能因為武夷山地形的阻擋作用而使得大風速區領先 850 hPa 鋒面所在的位置，在這情形下，中尺度對流系統的激發機制將取決於近地層大風速區前緣輻合線的位置，而不是 850 hPa 鋒面所在的位置；因此如果用 850 hPa 鋒面所在的位置來推估近地層輻合的位置時，武夷山地形在此所扮演的角色就有必要被適當地考慮進來，以作為判斷的依據之一。

五、結 論

1998 年梅雨季豪雨實驗(MYEX98)針對 1998

年 5、6 月期間的豪雨個案進行 5 次的密集觀測 (IOP) 實驗, 其中 IOP 4 (6 月 4 日至 6 月 5 日) 及 IOP 5 (6 月 9 日至 6 月 10 日) 是滯留梅雨鋒面配合中層短波槽移入, 並和伴隨季風擾動之旺盛西南氣流交互作用後, 在南中國海導致延時長達將近一週的對流活動; 當這些對流系統移近台灣附近時則導致局部地區的豪雨事件, IOP 4 個案在南部的日降雨量即超過 300 mm。本研究即採用 Penn State Univ./NCAR 所發展之 MM5 模式, 針對 1998 年梅雨季豪雨實驗 IOP 4 (6 月 4 日至 6 月 5 日) 個案進行數值模擬研究, 探討武夷山地形和海洋邊界層在梅雨鋒面南下過程中可能扮演的角色。本研究使用 ECMWF $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 解析度的全球分析場作為模式客觀分析的初始猜測場及邊界條件, 然後再進一步進行客觀分析。為了盡量避免邊界條件受到青康藏高原的影響及充分掌握副熱帶高壓的演變, 模式模擬設定在一個大的積分範圍中進行, 而高解析度的數值模擬則有助於凸顯出地形扮演的角色。主要研究結果可整理如下:

- 1、850 hPa 鋒面南下至武夷山一帶時, 在武夷山東側形成局部大風速區及冷舌結構。此一冷舌結構將有利於鋒生過程而增加跨鋒方向的相當位溫梯度, 並進一步使得鋒面在台灣海峽北部呈現『界面』的特性, 此時鋒面帶的位置也就是最大速度輻合的位置。
- 2、模式中鋒面的發展高度大約自 900 至 650 hPa, 鋒面在 900 hPa 以上隨高度的增加而向冷空氣的一方傾斜, 這和一般鋒面的結構是一致的。其中值得注意的是, 900 hPa

以下鋒面受到邊界層內潛熱通量傳送的影響而被破壞, 並且在鋒後冷空氣區域形成另一個大的相當位溫梯度, 此一相當位溫梯度和邊界層頂所在的位置一致, 並且隨高度向暖空氣一方傾斜。此一現象隱含鋒面界面的舉升機制在 900 hPa 以上才可以發生作用, 而此時如果由氣塊法來估計對流可用位能, 則空氣塊被舉升的高度應為 900 hPa, 而若直接由地面的空氣塊舉升來估計對流可用位能, 勢將因此而產生顯著的偏差。

- 3、模式中鋒面南下時, 在台灣海峽附近形成一局部大風速區, 在積分至 18 小時時, 此一大風速區領先 850 hPa 鋒面的位置約 150 公里。其形成的機制主要是東北風受到地形的阻擋效應而在武夷山東側形成一高壓脊, 其往下游方向的氣壓梯度力則形成此一沿著地形一側發展的大風速區。因此當鋒面靠近台灣海峽時, 低層動量場有可能因為武夷山地形的阻擋作用而大幅領先 850 hPa 鋒面所在的位置。在這情形下, 中尺度對流系統的激發機制將取決於近地層大風速區前緣輻合線的位置, 而不是 850 hPa 鋒面所在的位置。這意味著當我們考慮在武夷山外海區域鋒面和對流的相關時, 地形的阻擋效應在此是一個不可忽略的參考因素。

本文針就梅雨鋒面南下過程中受武夷山地形影響進行數值模擬研究, 主要是分析模擬的結果, 但是由於主要的現象均發生在洋面上, 因此很難取得足夠的觀測資料進行校驗; 但是從另一個角

度來看，數值模擬在此反可以補足觀測之不足，藉由數值模擬所建立的概念模式，一方面可以據以瞭解現象的本質，並提供預報的指引，另一方面也可以引導未來可能的觀測方向，並進一步驗證模擬研究的成果。

致 謝

本研究在中央氣象局資訊中心提供之計算支援以及國科會研究計畫 NSC89-2111-M-052-011 和 NSC 90-2111-M-052-002-AP4 贊助下完成。

參考文獻

- 陳景森和陳輝堂，1987a：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討—第一部份：模式介紹與驗證。大氣科學，**15**，149 - 164。
- 陳景森和陳輝堂，1987b：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討—第二部份：環境風場的影響。大氣科學，**15**，165 - 178。
- 周仲島，洪景山和鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，**18**，239 - 264。
- 周仲島，洪景山和鄧秀明，1995：梅雨鋒面對流雨帶之動力研究(一)：低層噴流和垂直風切在激發、維持與組織對流雨帶的角色。大氣科學，**23**，179 - 208。
- 周仲島、張茂興和何台華，1997：山區雷雨系統之降水與運動場結構分析。大氣科學，**25**，483 - 510。
- 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩和楊進賢，1996：台灣海峽北部與鄰近地區春夏中尺度對流系統之氣候特徵。大氣科學，**24**，145 - 154。
- 陳泰然和沈里音，1996：台灣梅雨季海峽北部與鄰近地區線狀對流之環境條件。大氣科學，**24**，233 - 248。
- 陳泰然和王尹懋，1998：台灣北部與鄰近地區春夏中尺度線狀對流系統特徵與環境條件之相關分析。大氣科學，**27**，149 - 156。
- 林熹閔和郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。大氣科學，**24**，249 - 280。
- 洪景山和周仲島，1997：梅雨鋒面對流雨帶之個案研究(二)：動量收支計算及對流尺度的擾動壓力場。大氣科學，**25**，51 - 78。
- 潘秋吟，陳台琦，鄧仁星和林沛練，1999：長生命期鋒面雨帶之研究(二)：地形效應。大氣科學，**27**，191 - 214。
- Chen, C. S., and Y. E. Chan, 1994: On the formation of cloud and precipitation systems in northern Taiwan during TAMEX IOP #11. *T. A. O.*, **5**, 137 - 168.
- Doyle, J. D., 1997: The influence of mesoscale orography on a coastal jet and rainband. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1465 - 1488.
- Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493 - 1513.
- Grell, G., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764 - 787.
- Holt, T. H., 1996: Mesoscale forcing of a boundary jet along the California coast. *J. Geophys. Res.*, **101**, 4235 - 4254.
- Hong, S. Y., and H. L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322 - 2339.
- Jou, B. J.-D., and S. -M. Deng, 1992: Structure of a low level jet and it's role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: a TAMEX case study. *T. A. O.*, **3**, 39 - 58
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *T. A. O.*, **5**, 169 - 197.
- Li, J., Y. L. Chen, and W. C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060 - 1082.

- Lin, P. L., T.-C. C. Wang, and C. C. Yeh, 1989: Doppler observational study of a long-lived rainband in TAMEX IOP-13. *Paper Meteor. Res.*, **12**, 91 - 119.
- Lin, Y. J., T. C. Wang, R. W. Pasken, H. Shen, and Z. S. Deng, 1990: Characteristic of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382 - 2399.
- , R. W. Pasken, and H. W. Chang, 1992: The structure of a subtropical prefrontal convective rainband. Part I: Mesoscale kinematic structure determined from dual-Doppler measurement. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1816 - 1836.
- , H. W. Chang, and R. W. Pasken, 1993: The structure of a subtropical prefrontal convective rainband. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1671 - 1687.
- Nuss, W. A., and D. W. Titley, 1994: Use of multiquadric interpolation for meteorological objective analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1611 - 1631.
- Pierrehumbert, R. T., and B. Wyman, 1985: Upstream effect of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 977 - 1003.
- Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124 B**, 1071-1107.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Boston.

The Impact of the Mountain Wu-I and Marine Planetary Boundary Layer on a Mei-Yu Front

Jing- Shan Hong

Computer Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 08 April 2002 ; in final form 17 July 2002)

ABSTRACT

The MM5 nonhydrostatic model developed by Penn State Univ./NCAR was used to investigate the impact of the Mt. Wu-I on a Mei-Yu front during IOP4 in the Mei-Yu heavy rainfall EXperiment in 1998 (MYEX98).

The simulation results showed that the local northeast wind maximum and cold tongue were formed along the coastal line east of the Mt. Wu-I. The cold tongue was favorable to the frontogenesis processes and then enhanced the temperature contrast across front. Thus the frontal exhibited as a material interface which was favorable to trigger the mesoscale convective system.

The slope of the front was opposite in vertical. The front tilted to the cold air side above 900 hPa but to the warm air side below 900 hPa. It was mainly due to the latent heat flux transport in the marine planetary boundary layer, which played the roles on warming and moistening the frontal structure below 900 hPa. The blocking effect of Mt. Wu-I resulted in the formation of the local wind maximum as the front moving approach Taiwan Strait. The local wind maximum was ahead of the position of the front on 850 hPa by 100 km, and the convergence of its leading edge might serve as an indicator for triggering the convective system.

Key words : Mei-Yu Front, Mountain Wu-I, Marine planetary boundary layer, Blocking effect.