

# 2008 年梅雨鋒面伴隨中尺度渦旋之個案綜觀環境特徵分析

林得恩 林裕豐  
空軍氣象聯隊氣象中心

## 摘要

本文利用美國國家環境預報中心(NCEP AVN)基本網格分析資料，探討 2008 年 6 月 4 日至 5 日梅雨鋒面伴隨中尺度渦旋及中尺度對流系統(MCS)對台灣南部地區造成豪大雨劇烈天氣之綜觀環境特徵。由初步的分析結果顯示，台灣附近及南海地區受到滯留鋒面影響，低層風場呈現一顯著風場切變之環境，期間鋒面上之中尺度渦旋於 6 月 5 日 0000 UTC 時明顯增強，此渦旋環流中心的第一、四象限伴隨較劇烈之 MCS 發展，該對流系統於 6 月 5 日移入台灣南部地區，並造成當日南部沿海地區日雨量高達 228 毫米現象。

分析顯示此中尺度渦旋南面有一低層噴流存在，持續將南海一帶之暖、濕空氣帶入至氣旋南側及東南側，該區為一輻合區，同時高層之輻散明顯增強，配合中高層的槽線系統移入，是個案中 MCS 發展的重要激發機制。由水氣收支診斷顯示，水平方向的水氣通量輻合為供應個案系統發展的主要水氣來源；另外，由過度收支診斷分析則顯示，過度之增加主要來自於水平之風切過度輻合作用(水平過度平流作用為負貢獻)。

**關鍵字:**中尺度渦旋、中尺度對流系統(MCS)

## 一、前言

台灣與華南位於活躍的東亞季風區內，每年五、六月春夏之交，該地區為冬季東北季風與夏季西南季風的轉換期，是為「梅雨季」。此時，副熱帶太平洋高壓與大陸移動性高壓提供有利鋒生的運動變形場，形成自日本向西南延伸經台灣至華南附近的鋒面，稱為「梅雨鋒面」。梅雨鋒面和中緯度鋒面的不同點在於它的水平溫度梯度很小，但是濕度、相當位溫水平梯度很大，而且低對流層存在明顯的風切線。梅雨鋒面是一個綜觀尺度的現象，但造成豪大雨的主要天氣系統卻是中尺度對流系統(Chen, 1992)。在此時期，伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統經常在華南地區生成之後沿著鋒面東移，並導致所經地區的豪大雨發生，造成嚴重災害。2008 年 6 月 4 日至 5 日期間，梅雨鋒滯留於台灣地區，其所伴隨之中尺度對流系統(MCS)由海面移入台灣南部地區，並造成豪大雨之劇烈天氣。本文將針對此期間，討探大氣綜觀環境所呈

現的特徵，藉以初步分析台灣南部地區豪大雨的降水過程與誘發機制。

## 二、綜觀環境概述

由海平面氣壓圖(圖 1)顯示，6 月 4 日至 5 日期間，台灣附近存在一滯留鋒，該鋒面由日本南方海面向西南延伸經台灣地區至大陸華南沿海一帶，6 月 5 日 0000UTC 時鋒面帶上有一中尺度低壓形成於海峽南部地區，該低壓系統生成後移入台灣地區。

由 6 月 5 日 0000UTC 至 0900UTC 每三小時連續的可見光雲圖(圖 2)顯示，海峽南部之中尺度低壓環流相當明顯，且該低壓環流中心東側(一、四現象)雲系發展較為厚實，配合雷達回波圖(圖 3)亦顯示該區域有較強之降水現象，西側降水則明顯偏弱；而位於低壓中心東側較強之對流組織則是直接朝台灣地區移入，並於當日造成南部地區出現最大之日降雨量達 229 毫米(圖 4)。

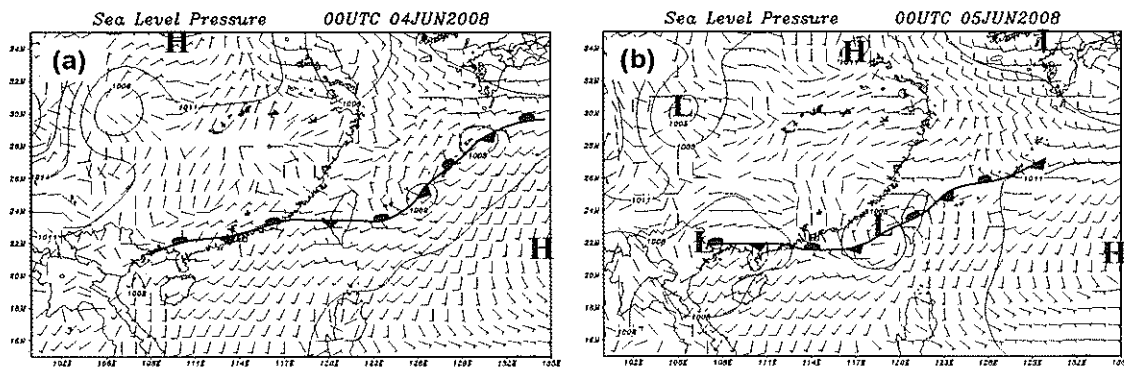


圖 1 (a)、(b)分別為 2008 年 6 月 4 及 5 日 0000UTC 海平面氣壓及風場。

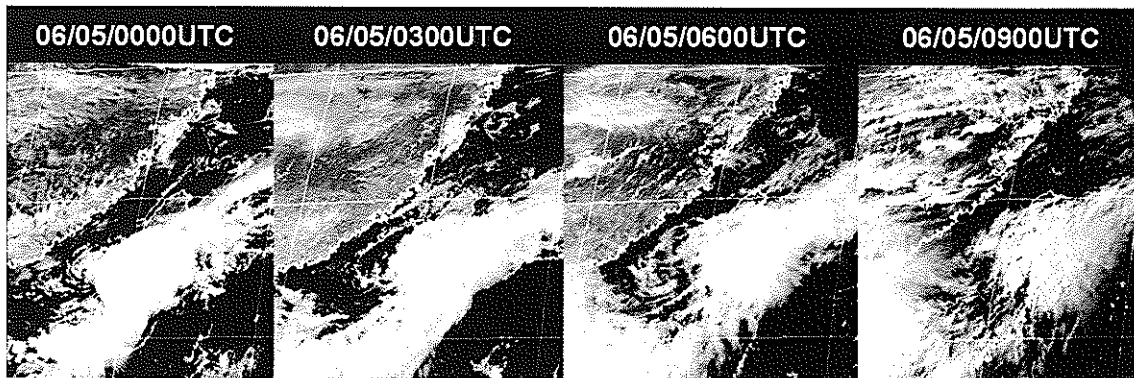


圖 2 2008 年 6 月 5 日 0000UTC 至 0900UTC 期間每三小時連續之可見光雲圖。

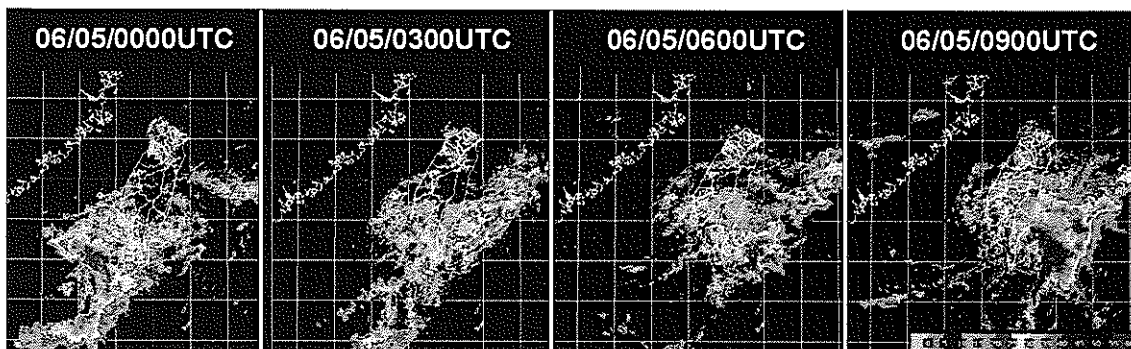


圖 3 2008 年 6 月 5 日 0000UTC 至 0900UTC 期間每三小時連續之雷達回波圖。

2008 06 05(00L-23L) ACCUMULATIVE RAIN.

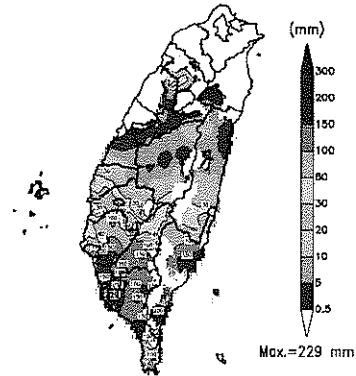


圖 4 2008 年 6 月 5 日台灣地區日累積雨量分佈圖。

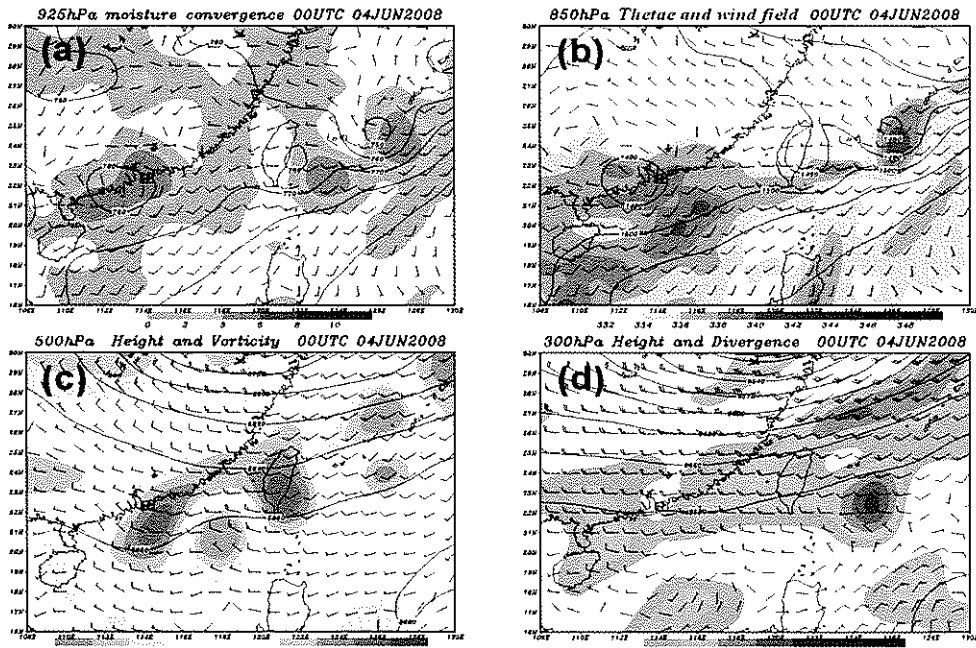


圖 5 6月4日0000UTC之(a)925hPa水氣輻合場(陰影部份,單位 $10^{-4}g\ kg^{-1}s^{-1}$ )、風場及高度場, (b)850hPa相當位溫(陰影部份,單位K)、風場及高度場, (c)500hPa渦度(陰影部份,單位 $10^{-5}s^{-1}$ )、風場及高度場, (d)300hPa輻散場(陰影部份,單位 $10^{-5}s^{-1}$ )、風場及高度場。

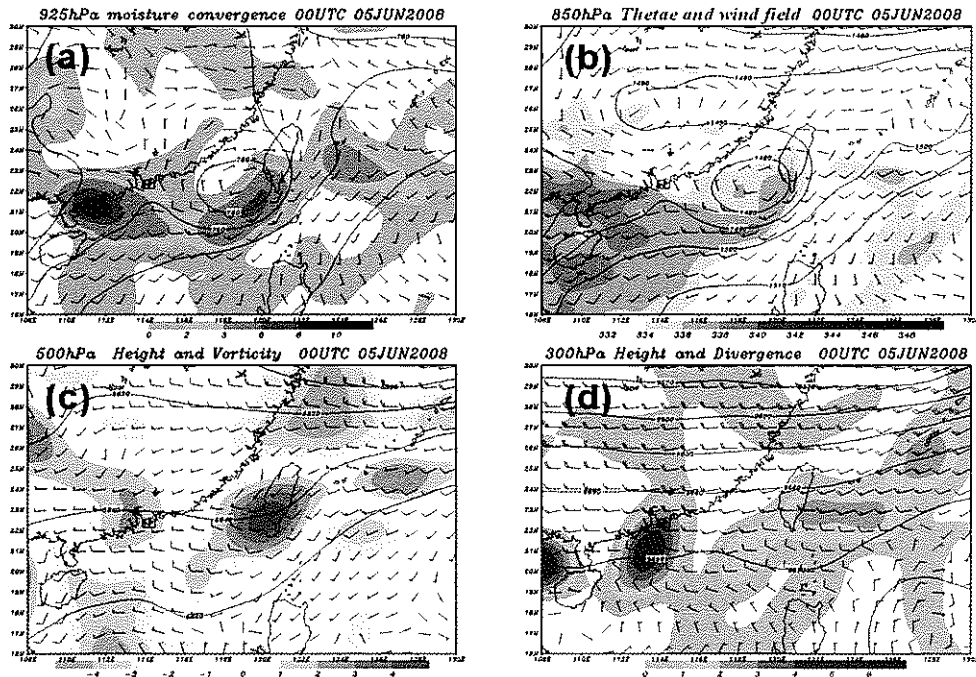


圖 6 同圖 5, 但為 6 月 5 日 0000UTC。

由分析圖顯示, 6月4日0000UTC時, 位於大陸廣東沿海地區已存在一微弱之低壓系統(圖5), 該系統在低層相當明顯, 而在500hPa則有一正渦度位於低壓

系統上方, 300hPa則有微弱的輻散場配合, 此一現象顯示該低壓系統位於其有利發展的大氣環境條件之下。至5日0000UTC時(圖6), 該低壓系統移至台灣

海峽南部，由其風場結構研判，該低壓系統有略為增強，中低層氣旋式環流更為明顯，另由 925hPa 水氣輻合分析可以發現，該低壓環流的東南側有較強之輻合區，且該區的風速亦相對較大，低壓南側之西南風場順勢將南海地區較暖溼的空氣帶入該輻合區內，使得相當位溫明顯增加(850hPa)，而 500hPa 的正渦度區(或短槽)亦隨之移入，且高層 300hPa 該區的輻散強度明顯增加，系統在垂直方向的偶合條件相當配合，此可以初步說明為何在低壓系統的東側至東南則一帶有較強之對流組織發展(低壓系統的西至西北側則無上述條件配合)。

### 三、分析結果與討論

梅雨季豪雨發生時，在低層之梅雨鋒面南側經常伴隨有低層噴流(LLJ) 出現。Chen(1982)與林(1999)研究認為低層噴流，提供有利天氣系統發展的條件，且低層噴流位於潛在不穩定的大氣中，對中尺度對流

系統的生成扮演提供舉升機制的重要角色。Akiyama(1975)強調梅雨鋒面上豪雨發生時其南側的低層噴流流入鋒面區，造成水平水氣通量的強烈輻合。在台灣和大陸華南地區，梅雨鋒面南側的低層噴流也都被認為是暖溼空氣的輸送帶和促使豪雨發生的重要因子(Chen et al.1994)。Jou and Deng (1992) 利用雙都卜勒雷達資料分析 TAMEX IOP13 個案，發現在梅雨鋒面前一公里高度有明顯西南低層噴流存在，風速可達  $20\text{ m s}^{-1}$ ；此低層噴流在鋒面上所造成強烈輻合是對流的重要激發機制。

而在本個案中由 850 hPa 低層噴流分佈顯示(圖 7) 6 月 4 日及 5 日 0000UTC 均有一噴流條自台灣東南部外海向西南延伸經過台灣南部及其外海地區至南海一帶，該噴流軸正位於鋒面(或低壓系統)南側，除扮演傳送水氣之作用，更適時提供鋒面上輻合條件，使得對流雲系的發展多發生於該噴流上之輻合區(圖 2 及圖 3)。

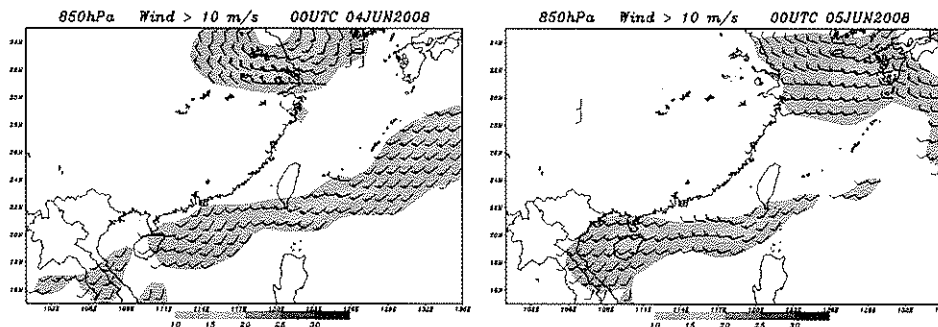


圖 7 6 月 4 及 5 日 0000UTC 之 850hPa 風速大於  $10\text{ m s}^{-1}$  (公尺/秒)區域分佈。

Qian et al.(2004)發現造成長江流域豪雨的水汽來源主要是透過 LLJ 來進行傳送；另一方面，在鋒面上的對流潛熱釋放過程，額外增加了大尺度 LLJ 的中心風速，也增加了水氣的傳送，這種正回饋過程使得鋒面上的降水得以維持。而 Wang(2004)利用雙都卜勒雷達觀測資料，也驗證中低層大氣持續豐沛的水汽傳輸是造成梅雨季連續降雨的必要條件。由於 6 月 4 日至 5 日期間，鋒面帶上之低壓系統由大陸沿海移出過程有增強之現象，因此我們將由計算區域平均

(118~121E；20~23N)之水氣及渦度收支來探討水氣及渦度對於此低壓系統發展的貢獻。由水氣方程(1)計算 6 月 5 日 0000UTC 時之結果顯示(圖 8)，水氣增加的來源主要是由 700hPa 以下中低層的水平水氣通量輻合作用項(紅線)的貢獻，其最大值由 1000hPa 向上遞減，垂直水氣通量輻合(綠線)與水平水氣通量輻合兩者呈現反相位之貢獻，而剩餘項作用(藍線)幾乎都是扮演負貢獻的角色。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \underbrace{-\frac{\partial uq}{\partial x}}_{(A)} - \underbrace{\frac{\partial vq}{\partial y}}_{(B)} - \underbrace{\frac{\partial wq}{\partial p}}_{(C)} + \underbrace{\frac{S}{\rho}}_{(D)} \dots\dots\dots (1)$$

其中(A)為局部水氣改變量、(B)為水平水氣通量輻合、(C)為垂直水氣通量輻合及(D)為剩餘項。

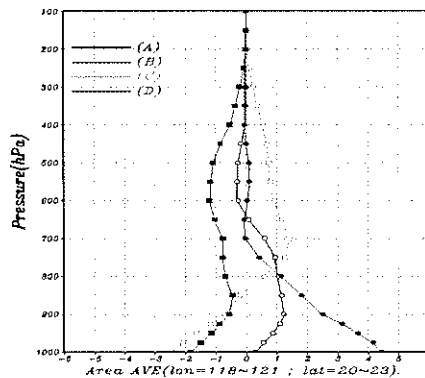


圖 8 6月5日 0000UTC 於區域(118~121E; 20~23N)水氣收支垂直剖面。黑色線為局部水氣改變量、紅色線為水平水氣通量輻合、綠色線為垂直水氣通量輻合及藍色線為剩餘項。(單位為 $10^{-7} \cdot \text{kgm}^{-3} \text{s}^{-1}$ )。

Chen et al.(2008)利用片段位渦(PV)反演研究方法與渦度收支診斷發現鋒面主要受伸展效應來維持，同時其逐漸向東擴展和緩慢南移則分別和水平平流與傾斜效應有關。而本研究則是透過渦度方程(2)的計算來討論渦度各項作用在本次個案中的影響，由6月5日0000UTC時之分析結果則顯示(圖9)，渦度增加的來源主要是由700hPa以下中低層的水平風切渦度輻合

作用項的貢獻(藍線)(因行星渦平流因數量級較小，故忽略不計)，此時水平渦度平流(紅線)主要扮演抵消作用，垂直渦度平流(綠線)及傾斜項(紫線)的作用則較小；而約在300-400hPa高度，垂直平流作用則呈現較明顯之正貢獻，但此時渦度平流及傾斜作用均扮演負的貢獻，使得渦度仍呈現減小之趨勢。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left( u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - \left( w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) - (\zeta + f) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - \left( \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) - v \left( \frac{\partial f}{\partial y} \right) \dots \dots \dots (2)$$

(A)                      (B)                      (C)                      (D)                      (E)                      (F)

其中(A)為局部渦度改變量、(B)為水平渦度平流、(C)為垂直渦度平流、(D)為輻散作用項、(E)為傾斜項及(F)為行星渦平流作用。

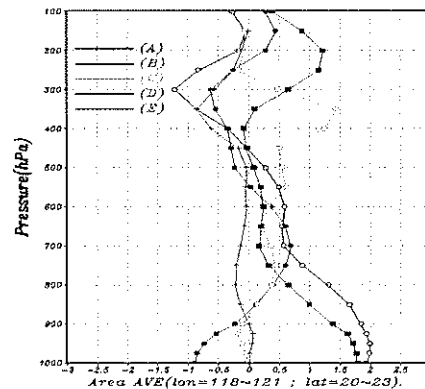


圖 9 6月5日 0000UTC 於區域(118~121E; 20~23N)渦度收支垂直剖面。黑色線為局部渦度改變量、紅色線為水平渦度平流、綠色線為垂直渦度平流、藍色線為輻散作用及紫色線為傾斜作用項。(單位為 $10^{-9} \cdot \text{s}^{-2}$ )。

#### 四、結論

根據氣候資料統計顯示，台灣地區豪大雨發生頻率的季節分佈，除了伴隨颱風外，主要出現在5、6月

的梅雨季，特別是5月中旬至6月中旬的連續性降水期間，豪大雨的機率更達高峰。梅雨季華南與台灣地區低層多盛行暖濕西南氣流，大氣環境多具潛在不穩

度，若有適當的強迫作用，如鋒面或低層噴流等系統提供輻合與舉升機制，即可能激發對流性降水發生。

本文利用美國國家環境預報中心(NCEP AVN)基本網格分析資料，探討 2008 年 6 月 4 日至 5 日梅雨梅鋒面伴隨中尺度渦旋及中尺度對流系統(MCS)對台灣南部地區造成豪大雨劇烈天氣之綜觀環境特徵。由初步的分析結果顯示，台灣附近及南海地區受到滯留鋒面影響，低層風場呈現一顯著風場切變之環境，期間鋒面上之中尺度渦旋於 6 月 5 日 0000 UTC 時明顯增強，此渦旋環流中心的第一、四象限伴隨較劇烈之 MCS 發展，該對流系統於 6 月 5 日移入台灣南部地區，並造成當日南部沿海地區之強降水事件發生。

分析顯示此中尺度渦旋南面有一低層噴流存在，持續將南海一帶之暖、濕空氣帶入至氣旋南側及東南側，該區為一輻合區，同時高層之輻散明顯增強，配合中高層的槽線系統移入，是個案中 MCS 發展的重要激發機制。由水氣收支診斷顯示，水平方向的水氣通量輻合為供應個案系統發展的主要水氣來源；另外，由渦度收支診斷分析則顯示，渦度之增加主要來自於水平之風切渦度輻合作用(水平渦度平流作用為負貢獻)。

## 參考文獻：

- 林得恩，1999：梅雨季中尺度對流系統與低層噴流之數值模擬，台灣大學大氣科學研究所碩士論文，73 頁。
- Akiyama, T. 1975 : Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 62, 485-504.
- Chen, G.T., C.-C.Wang and S.-W. Chang, 2008 :A diagnostic case study of Mei-Yu frontogenesis and development of wavelike frontal disturbances in the subtropical environment. *Mon.Wea. Rev.*,136,41-61.
- Chang, S. W., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*,110,1255-1270.
- Chen, G. T. J., 1992 : Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Metero. Soc. Japan.*, 70, 497-515.
- Chen, Y. L., X.-A. Chen, and Y.-X. Gang,1994 : A diagnostic study of the low-level jet during TAMEX IOP5. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2257-2284.
- Jou, B. J.-D. and S.-M. Deng, 1992 : Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan : A TAMEX case study. *TAO*, 3, 39-58.
- Qian, J.-H., W.-K. Taq and k.-m. Lau, 2004: mechanisms for torrential rain associated with the Mei-Yu development during SCSMEX 1998 , *Mon, Wea ,Rev*,132,3-27
- Wang, J.-J. 2004: Evolution and Structure of the mesoscale convection and its environment :A case study during the early onset of the Southeast Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*,132,1104-1120.