

台灣北部地區梅雨季豪大雨個案之合成分析

周羽潔 林松錦

國立中央大學大氣物理所

摘 要

每年的五月到六月在台灣地區經常發生豪大雨，稱之為梅雨季。梅雨季中最重要的天氣系統就是梅雨鋒面，梅雨鋒面與一般典型中高緯度的極鋒有極大差異，梅雨鋒面的特徵是微弱的水平溫度梯度與強水氣梯度與強水平風切。梅雨鋒面的移動方式也與極鋒有所不同，梅雨鋒面初期會先向東移動，之後滯留在台灣與華南地區，因而形成連續性降水。

台灣地區梅雨季豪大雨的發生導因於大尺度、綜觀尺度與中尺度天氣系統的交互作用。本研究的目的是利用合成分析與客觀尺度分離的方法來探討梅雨季豪大雨個案中不同尺度所扮演的角色。梅雨季豪大雨個案的篩選是利用中央氣象局的日累積降水資料與日本氣象廳的東亞天氣圖。篩選出來的個案依其主要的綜觀天氣特徵加以分類。透過尺度分離與合成分析來凸顯不同類型的天氣特徵與各尺度的貢獻。本篇研究主要將討論豪大雨個案的大尺度與綜觀尺度動力與熱力上的特徵。

壹、 前言

台灣位於東亞季風區內，每年五、六月的春夏交替時節，正好是冬季東北季風與夏季西南季風的轉換期，也就是台灣與大陸華南地區的梅雨季。因為此時的大陸高壓與太平洋副熱帶高壓所形成的變形場，有利鋒面生成，也就是梅雨鋒面，成為梅雨季主要的天氣特徵。梅雨鋒面通常是由日本南部、台灣一直延伸到中國華南地區一帶。鋒面發展初期，大多是緩慢向東移動，到發展末期之後就滯留台灣與華南地區一帶 (Tao and Chen, 1987)。梅雨鋒面的結構與一般典型的中緯度鋒面有很明顯的差異，特徵是微弱水平溫度梯度、強水氣梯度與強水平風切 (Chen et al., 1994)。

根據統計，梅雨季豪大雨事件發生時通常會在 700~850hPa 之梅雨鋒面南側伴隨有低層噴流。早期的研究認為低層噴流是高層西風動量透過積雲對流向下垂直傳送的結果，因此低層噴流為一超地轉的噴流 (Matsumoto, 1973, Ninomiya and Akiyama, 1974)，但是此論點無法解釋高層盛行西風帶與低層噴流為西南風，兩者在風向上的差異。Nagata and Ogura (1991) 則認為非絕熱加熱的過程對於低層噴流的發展扮演重要的角色。Chou et al. (1990) 利用二維鋒生模式模擬位於旺盛對流區域南方的低層噴流，發現對流加熱引起的熱力直接二次環流的低層流向對流區之非地轉分支，受到科氏力加速的影響，因此在對流區的南邊產生西南風向的低層噴流，這個機制解釋了高層噴流與低層噴流之間方向上的差異，也可以視為非絕熱加熱引起的質量與動量之間調整的過程。Chen et al. (1994) 針對 1987 年 5 月 31~6 月 2 日 (TAMEX IOP5) 的個案討論低層

噴流的發展，結果發現低層噴流的發展與青康藏高原東邊逐漸增強的中尺度低壓有關，低壓中跨越等壓線而指向低壓中心的非地轉風分量受到科氏力加速的影響，而使華南以及台灣地區附近的低層噴流逐漸增強。低層噴流的角色是將中國南海甚至孟加拉灣的水氣傳送到鋒面區域以產生對流不穩定，有助於中尺度對流的發展。

梅雨季豪大雨個案除了低層噴流這個特徵以外，中尺度低壓也是另一個重要特徵 (Chen, 1990)。中尺度低壓通常都出現在台灣中央山脈的西邊，尤其是台灣地區的西北或是西南方，然而目前的研究對於中尺度低壓的結構與動力過程，尤其是聯結梅雨鋒面上的中尺度對流與中尺度低壓之間的動力過程仍然受限於有限的資料而無法詳細得知。

梅雨季豪大雨個案的中尺度對流系統易在梅雨鋒面南方暖側、水氣含量較高處、以及低層噴流左側的氣旋側生成，鋒面提供暖濕環境及垂直上升機制，低層噴流則提供輻合機制，兩者的環境條件造成對流不穩定，易使氣塊抬升凝結釋放潛熱並造成降水。梅雨季的降水通常都非常劇烈與集中，這與鋒面區的中尺度擾動以及沿著鋒面發展的對流系統有密切關係 (Fang, 1985)。中尺度對流的潛熱釋放有利於加強垂直運動、低層輻合，強烈的低層輻合與鋒面區的低層風切交互作用，加上地球自轉的影響，產生鋒面區的低層渦度使中尺度對流系統增強，對流系統的垂直速度更進一步增強鋒面的大尺度垂直環流 (Chen et al., 1998)。由此可以看出非絕熱加熱的過程除了扮演低層噴流發展的重要角色以

外，對於鋒面區的大尺度環流也有重要影響。

根據先前的研究，台灣地區梅雨季豪大雨的探討大部分都是針對個案，尚未針對豪大雨的降水機制做整體性的探討。低層噴流、梅雨鋒面、與大尺度低壓帶在台灣地區附近彼此之間的關係為何？對降水的影響如何？梅雨季中除梅雨鋒面外，不同天氣特徵的降水機制有何不同？這些都是值得探討的問題，也是本研究的重點。

貳、資料來源

本研究所使用的資料包括：

- 一、日本氣象廳出版的地面天氣圖與高空天氣圖。地面天氣圖每日有 4 張，時間分別為 0000UTC、0600UTC、1200UTC 和 1800UTC。高空天氣圖包括 850hPa、700hPa、500hPa 與 300hPa 的分析，每日每層均有 2 張天氣圖，時間分別為 0000UTC 與 1200UTC。
- 二、NCEP-DOE (National Centers for Environmental Prediction - Department of energy) Reanalysis 2.5°x2.5°經緯度網格解析度資料，時間間隔 6 小時，垂直解析度為 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20 與 10hPa 共 17 層。資料種類有海平面氣壓、溫度場、高度場、相對濕度、垂直速度與水平風場。
- 三、中央氣象局台灣地區各雨量站之日累積降水資料，依照中央氣象局雨量分級之定義，24 小時累積雨量達 50 mm 以上即為大雨；24 小時累積雨量達 130 mm 以上之降雨即為豪雨。

參、分析方法

一、個案分析

本研究目前個案的篩選是針對台灣北部地區，首先利用中央氣象局之日累積降水資料，篩選出 1979 年~2006 年 5~6 月之間台灣北部地區符合中央氣象局豪大雨標準之個案，篩選出之個案必須滿足台灣北部地區基隆、竹子湖、台北、鞍部、淡水、新竹等六個雨量站中有兩個以上的雨量站之日累積雨量符合豪大雨的標準。再利用日本氣象廳地面天氣圖，確認地面鋒面之位置，以及排除颱風或午後熱對流引起之降水的個案。針對篩選出的個案，對於梅雨鋒面外其他顯著的天氣系統特徵加以註記，並將個案分類。

發生豪大雨的天氣型態大致可以分成三個類型，第一類型是梅雨鋒面為導致台灣北部地區發生豪大雨的主要天氣系統(以 F 代表)；第二類型的個案除了梅雨鋒面以外，在 850hPa 及 700hPa 等壓面伴隨有較明顯的低層噴流為其主要特徵(以 FJ 代表)；第三類型則是梅雨鋒面和台灣位處低壓帶內為其主要天氣特徵(以 FP 代表)。如表一所示，依據分類的結果，F、FJ 和 FP 均各有六個個案。

表一：梅雨季豪大雨個案分類和梅雨鋒面位置表。F 表示梅雨鋒面；J 表示噴流；P 表示低壓帶。

分類	個案
F	5/12/2005
	6/13/1999
	5/18/1998
	6/9/1982
	6/5/1981
	5/27/1979
FJ	5/27/1999
	6/9/1990
	5/17/1987
	5/31/1983
	5/28/1981
	5/9/1980
FP	6/12/2000
	6/10/1997
	6/5/1993
	6/21/1991
	5/22/1988
	6/4/1986

二、合成分析

以 F、FJ 與 FP 分類的個案來區分梅雨季豪大雨降水機制的不同，將三個類型內的個案針對個案期間，也就是豪大雨個案的當天與前一天以 NCEP-DOE Reanalysis 一天四次的經緯度網格資料加以平均，之後再將同一類型內的每個個案再加以平均。目的是凸顯相同類型內個案彼此之間的一致性，得到不同豪大雨個案類型的代表特徵。合成分析之氣象場包括：海平面氣壓、溫度、高度、垂直速度、水平風場、散度、渦度、位溫、相當位溫等。利用此方法分析不同天氣特徵的類型個案在動力、熱力與降水機制上的不同。

三、尺度分離分析

個案期間台灣地區附近的大尺度環流、梅雨鋒面系統與低層噴流等之間的關係非常複雜，所以利用包含數個動力與熱力場的 NCEP-DOE Reanalysis 的經緯度網格資料討論個案期間的綜觀尺度環流場特徵與熱力特徵。本研究為了探討不同類型之個案的動力與熱力上的差異，採用 Maddox (1980) 的帶通濾波客觀分析方法，將合成分析後的 NCEP-DOE Reanalysis 的經緯度網格資料做大尺度與綜觀尺度特徵的尺度分離。

針對所要濾波的波長，帶通濾波可用下式表示：

$$B_p = r (F_1 - F_2)$$

F1 與 F2 分別代表高反應值 (R1) 與低反應值 (R2) 的 Barnes 低通濾波分析 (Barnes, 1964, 1973)，Bp 則是代表帶通濾波的擾動場。研究中所選擇的波長為 1000 km，R1 與 R2 的反應值分別為 0.9 與 0.1，Bp 包含綜觀尺度場，F2 則涵蓋大尺度場的訊息。

肆、初步分析

各類型豪大雨個案經過合成分析與尺度分離之後的初步探討：

一、FP 類型

地面天氣圖中（圖一），低壓帶在個案期間從日本、台灣，一直延伸到中國南海地區，尤以個案當天最為明顯，成了個案期間除梅雨鋒面以外，最重要的天氣特徵。除此以外，中國的東北低壓經合成之後在地面以及 850hPa 天氣圖中仍是相當明顯的天氣系統。高層的槽在個案當天也有加深的情況。850hPa 風場顯示出台灣地區附近有明顯且穩定的西南氣流，並且在個案當天略有增強，風切線的位置也從 30°N 移到約 25°N，更加接近台灣（圖二）。值得注意的是個案當天台灣地區是處在 200hPa 風場的分流區，同時也是位於高層噴流入區的右側，種種風場的條件都有利於對流的發展。大尺度風場的條件也與上述相似，表示環境本身就提供了相當有利於對流發展的條件。

個案當天台灣地區附近 850hPa 的低層輻合大幅增強（圖三），綜觀尺度上來看應是風切線移近台灣造成，但是環境低壓帶提供的低層輻合也有相當的貢獻，因此低層整體的動力環境都相當有利於對流的發展。

二、FJ 類型

FJ 個案在地面天氣圖並沒有明顯的天氣特徵，但是個案期間在黃海地區有一移動性高壓（圖四），中國的東北低壓的強度也比 FP 個案大。200hPa 的槽在個案當天很明顯的有加深的情况。

FJ 類型最明顯的特徵是台灣地區附近的低層噴流（low-level jet, LLJ），台灣地區在個案前一天籠罩在強盛西南氣流當中（圖五），但是在個案當天，西南氣流明顯減弱。850hPa 的風切線位置則幾乎沒有改變，都是在約 25°N 的位置。不僅是低層噴流，FJ 個案 200hPa 的高層噴流也比其他類型來的顯著，且台灣地區均是在分流區中。

FJ 低層輻合的變化與低層噴流的減弱有相當的關聯。台灣地區的輻合程度在個案當天大幅減弱（圖六），由此可以看出低層噴流對於 FJ 個案的輻合有相當大的影響，但是個案當天造成豪大雨的輻合機制卻是與黃海地區的移動性高壓有關，雖然低層噴流在個案當天減弱，但是因為移動性高壓出海，與盛行之西南氣流在台灣北部地區輻合，提供豪大雨發展的環境。

三、F 類型

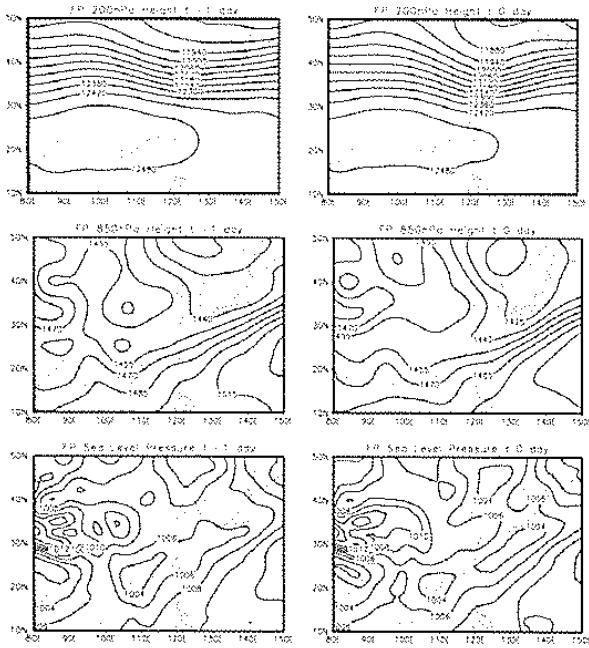
地面天氣圖中與 FJ 類型一樣在中國黃海一帶有移動性高壓出海（圖七），但是中國的東北低壓則不甚明顯，高層 200hPa 的槽也較平緩，不若先前兩個

類型來的深，但是個案當天，200hPa 的主槽仍有加深的情形。低層的風場中雖無明顯之 LLJ，但是仍能看出台灣地區位於西南氣流中（圖八），尤其是在個案當天，西南氣流略微增強。850hPa 的風切線也在個案當天移到台灣北部地區的位置。高層 200hPa 的噴流雖無明顯變化，但是台灣地區剛好位於噴流的分流區，同時也處於噴流入區的右側，均有利於台灣地區對流之發展。

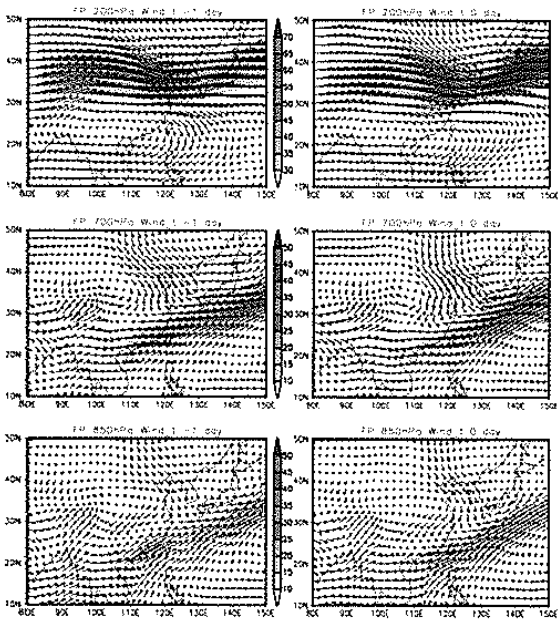
F 類型的低層輻合並不如 FP 與 FJ 類型來得強（圖九），但是台灣地區的低層輻合在個案當天明顯的增強，應是與 850hPa 風切線移到台灣北部有關。因此雖然不若 FJ 個案有明顯的 LLJ，但是仍能產生相當的低層輻合。

伍、參考文獻

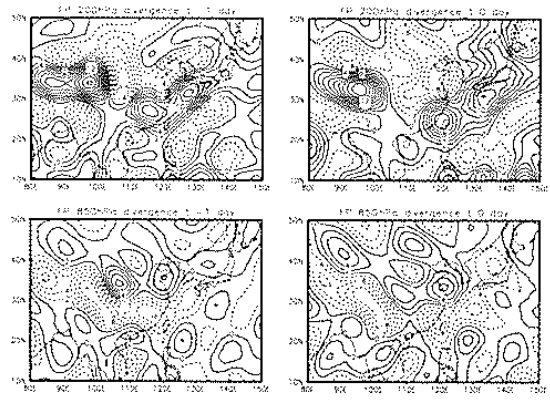
- Barnes, S. L., 1964: A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 396-409.
- _____, 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observation. *NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-62*, 60pp.
- Chen, G. T.-J., 1990: Study of rainfalls and radar echoes in the heavy rainfall events accompanied by mesolow in Mei-Yu season. *Atmos. Sci.*, **18**, 213-228 (in Chinese with English abstract)
- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, W. Wang, Z.-Y. Tao, and B. Cui, 1998: A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-yu front. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2330-2351.
- Chen, Y. L., X. A. Chen, and Y. X. Zhang, 1994: A diagnostic study of the low-level jet during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2257-2284.
- Chou, L. C., C. P. Chang, and R. T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1408-1428.
- Fang, Z.-Y., 1985: Preliminary study of medium-scale cloud cluster over Changjiang basin in summer. *Adv. Atmos. Sci.*, **2**, 334-340.
- Matsumoto, S., 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 101-107.
- Nagata, M., and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309-1336.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale clusters associated with low-level jet stream. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 300-313.
- Tao, S.-Y., and L. X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, edited by C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Oxford University Press, 60-92.



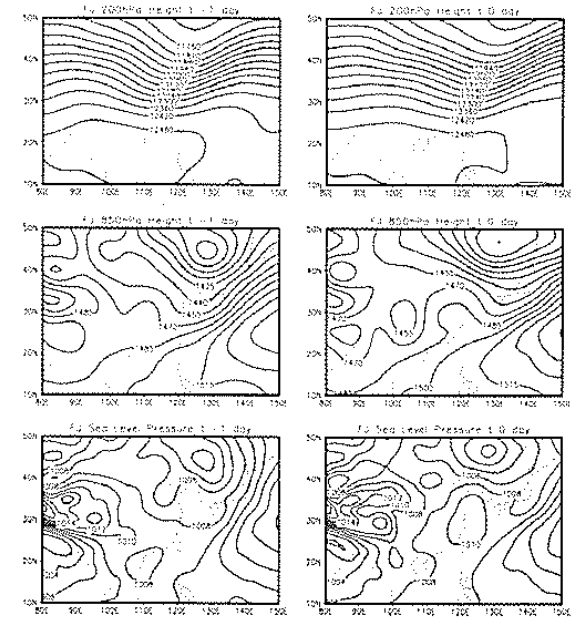
圖一：FP 類型之高度場。 t 表示綜觀尺度與大尺度之訊息， -1 代表個案前一天， 0 代表個案當天。



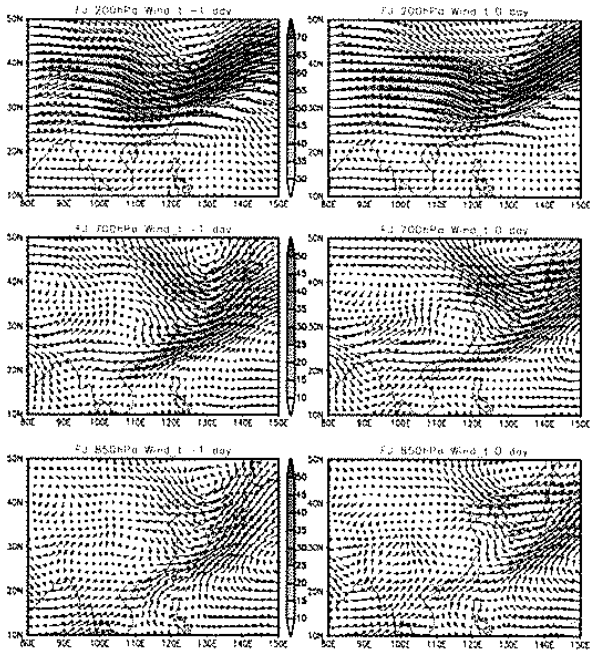
圖二：FP 類型之水平風場圖。
單位是 m/s。



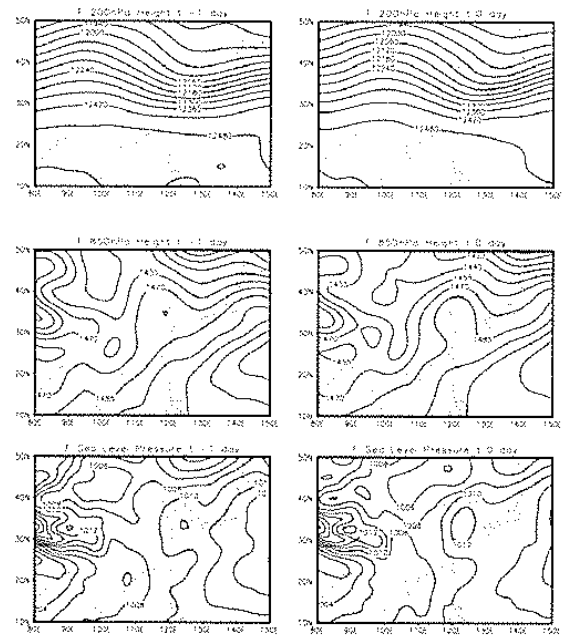
圖三：FP 類型之 200 與 850hPa 輻散場圖，單位為 $1 \times 10^5 \text{ 1/s}$ 。



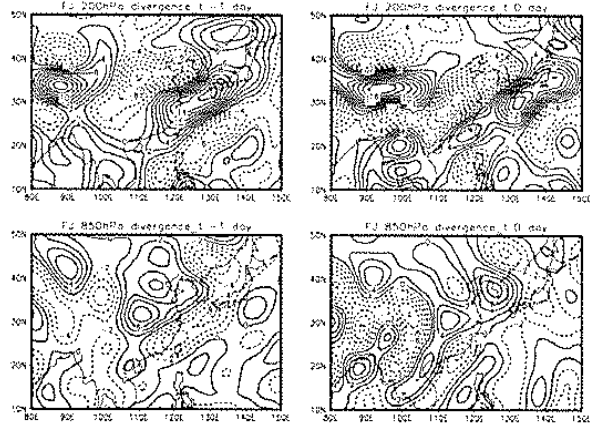
圖四：FJ 類型之高度場。



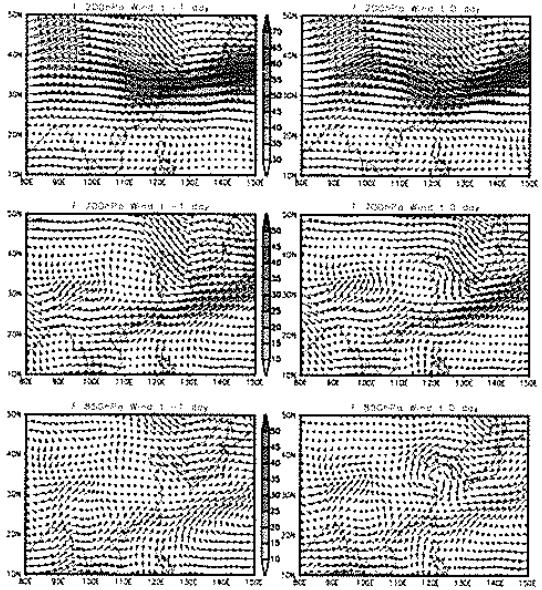
圖五：FJ 類型之水平風場圖。單位為 m/s。



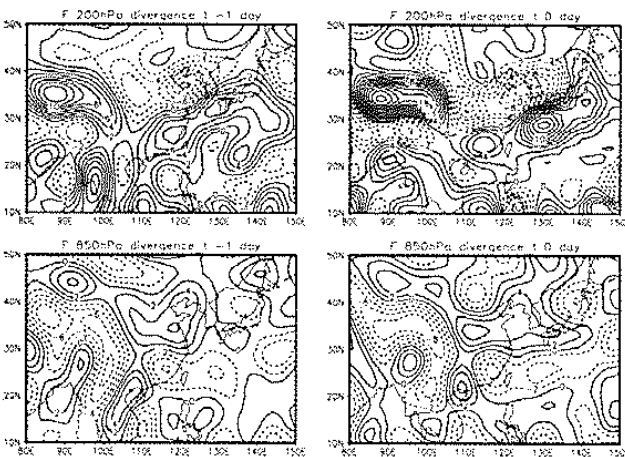
圖七：F 類型之高度場。



圖六：FJ 類型之 200 與 850hPa 輻散場圖，單位為 $1 \times 10^5 \text{ 1/s}$ 。



圖八：F 類型之水平風場圖。單位為 m/s。



圖九：F 類型之 200 與 850hPa 輻散場圖，單位為 $1 \times 10^5 \text{ 1/s}$ 。