

2005 年 0612 豪雨個案初步分析

陳永明，林松錦，黃柏誠，黃麗蓉，王安翔，林李耀，李清勝
國家災害防救科技中心

摘 要

2005 年 6 月 12 日~6 月 16 日台灣西南部地區受到梅雨鋒面滯留與西南氣流影響，降下連續四天的超大豪雨，造成高屏及雲嘉南地區嚴重淹水災情，歷史雨量資料顯示，此次梅雨鋒面無論是連續超大豪雨降雨天數或總雨量在歷年梅雨季均為較特殊個案。氣候上而言，6 月中旬為台灣梅雨的末期，這段時期主要為長江梅雨期，然而此次個案之梅雨鋒面伴隨著旺盛對流，且持續滯留在南海與華南地區遲遲無法北推至長江流域，與這段時間太平洋副高脊無法西伸至南海有關，而資料顯示副高的偏弱可能與印度季風的較晚肇始有關，本文將著重於分析豪雨期間梅雨鋒面滯留與印度季風延遲肇始的相互關係，以及印度季風肇始後影響鋒面北移過程的時空間環流場，同時利用此個案進一步分析熱帶季內擾動、印度季風肇始與東亞夏季季風鋒面滯留的相互演進關係。

關鍵字：降雨分析、梅雨、鋒面、亞洲夏季季風、熱帶季內擾動

一、雨量統計

2005 年 6/12~6/16 長達 5 天的梅雨滯留鋒面，為台灣地區帶來驚人的雨量，不但造成高屏與雲嘉南縣市低窪地區嚴重淹水，更造成 18 人不幸死亡（消防署，2005 年 0612 豪雨災情統計），梅雨期帶來如此大的災情為近年來罕見；歷史雨量資料顯示，此次梅雨鋒面無論是連續超大豪雨降雨天數或總雨量在歷年梅雨季均為較特殊個案。

根據 6/12~6/16 自動雨量站之雨量資料內差至網格點所繪製的降雨時空間分佈圖（圖 1），此次梅雨鋒面的降雨連續 5 天的最大日雨量均超過 200mm，圖 1 顯示降雨主要集中在西南部地區，同時隨時間降雨極大值的區域由高屏地區向雲嘉南平原逐漸北移，此降雨趨勢與鋒面的緩慢往北移動有關，6/12~6/15 每日最大累積雨量分別為 508mm（屏東來義），562mm（屏東瑪家），415mm（台南曾文），463mm（台南善化）與 200mm（南投雪嶺），其中最大總累積雨量(6/12~6/15)為屏東瑪家超過 1400mm。

6/12~6/15 日最大累積雨量連續四天均超過 400mm，超過氣象局所定義超大豪雨（日雨量超過 350mm）的標準，根據氣象局所統計的 1987~2004 年的降雨頻率分析資料，其中 18 年來的梅雨季（5~6 月）（表 1），超大豪雨（有一個自動雨量站日雨量超過 350mm）出現過 14 天（比例為 1.3%），日雨量超過 500mm 的天數只有 3 天（比例為 0.3%），然而，在 0612 的豪雨個案，就「連續性」的出現了 4 天的超大豪雨，同時有兩天的雨量更超過了 500mm，此連續降下超大豪雨的特性在歷年來的梅雨降雨中屬於非常少見的一個個案。

圖 2 所顯示的便是 1990~2005 年南部地區（東經 120.2~東經 120.8，北緯 22.4~23.6 的陸地，約為高屏與雲嘉南地區）自動雨量站的日降雨量時間序列，從

總雨量來看，2005 年的總雨量為 1636mm，為 1990 年來的最大降雨，且為 1990~2004 年平均降雨量 621mm 的 2.6 倍之多，進一步分析發現，0612 豪雨在歷年來的梅雨鋒面降雨分析比較，有以下主要特性，降雨量大（單一事件平均降雨量超過 1000mm），連續性降雨且降雨集中，同時此個案發生的時間已 6 月中旬，屬於台灣梅雨期較晚的時間，以氣候平均值而言，此時約為長江梅雨期肇始的時間。

綜上所述，0612 豪雨個案在降雨特性為歷史上罕見，為值得探討的梅雨鋒面個案。另外一方面，2005 年印度季風因為肇始的較晚，印度因為雨季遲來而遭受熱浪襲擊，光是位於印度中部東岸的歐瑞薩省，至少有超過兩百人在將近攝氏五十度的高溫之下死亡，造成非常嚴重的災害，不幸的是，印度晚來的雨季卻帶來異常多的降水，造成孟買等城市非常嚴重的淹水。東亞夏季季風與南亞夏季季風的關係有非常多的研究(如 LinHo and Wang, 2002; Wang and LinHo, 2002)，一般認為，兩者在在大尺度環境下有相當程度的依存關係，因此，對照 2005 年東亞梅雨鋒面與印度夏季季風兩者的降雨異常，大尺度的關係探討會是值得探討的方向。

二、中尺度與綜觀天氣描述

從氣候平均而言，6 月中旬時台灣梅雨已經逐漸往長江流域移動，此時南海的高壓會較 5 月時增強，然而從 6/12~6/15 的 850hPa 高度場來看，南海地區的高壓（太平洋副高脊）較氣候值偏弱，同時西南風則明顯偏強，但位置較氣候值偏南（圖略），海溫則是屬於偏低的狀況，從圖 3 之衛星雲圖可以發現此梅雨鋒面所含的對流系統相當活躍，從華南地區與南海北部有源源不絕的對流系統生成並往台灣地區移動，此對流旺盛的鋒面與西南氣流持續維持了超過一週的

時間，也是造成台灣連續性降雨的主要因素。另一方面，0612 豪雨造成高屏與雲嘉南等縣市低窪地區淹水，民生經濟受創嚴重，根據行政院災害防救委員會勘災調查團隊的分析報告指出，降雨集中與降雨量大為造成淹水的主要因素之一，其中前 10 大時雨量均在 100mm 左右，如此大的時雨量與從台灣海峽形成的之尺度對流系統有關，圖 3 的雷達回波圖顯示，0615 下午在台灣西南海域有線狀對流生成，同時此線狀對流往台灣西南部陸地移動，在當天下午與傍晚造成台南地區降下時雨量約 100mm 的雨量，同時也造成低窪地區在連日的豪雨後因突來的大雨再加上排水不良而致水患。

三、大尺度分析

如第一節所述，此個案的連續性異常降雨可能與大尺度環流有關，亞洲夏季季風的演進與 MJO 的東移或熱帶季內擾動的北移有明顯的關係 (Lau and Chan, 1986; Tanaka, 1992; Kang et al., 1999; Hsu and Weng, 2001) 圖 4 為根據 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 20~80 天濾波，在第 30 候到第 37 候 (約 5 月底至 7 月中) 的時空間演化圖，在第 33、34 候可以顯示造成 0612 豪雨的鋒面系統顯然與季內震盪尺度的擾動有關，且從時空間的演化來看，影響的此鋒面的季內熱帶擾動與在印度洋生成且逐漸往東移動的 MJO (Madden-Julian Oscillation, Madden and Julian, 1971, 1972) 有關，這一次的熱帶季內擾動 (Tropical Intraseasonal Variability)，從印度洋成往東移後 (圖 5 左)，在阿拉伯海、孟加拉灣與南海地區造成對流系統北移 (圖 5 右)，此為夏季季內震盪最常見的現象 (Lau and Chan, 1986; Knutson and Weickmann, 1987; Wang and Ru, 1990)，在阿拉伯海的部分可以明顯的看到與印度季風的肇始有關，由於赤道 MJO 的較晚生成，導致印度季風的延遲，而之後季內擾動北上卻帶來印度的豪雨，當然季內震盪與豪雨的關係有待進一步研究，這裡所描素的是季內擾動與印度季風時間上的關係。

同樣的此 MJO 來到東印度洋沿岸，對流沿者海洋大陸的地形向南北半球延伸，在南海部分發展出滯留性的鋒面系統，且此鋒面系統從第 33 候至 35 候持續了 2 週的時間，同時鋒面系統逐漸北移，在約 35 候時造成長江梅雨肇始，此行為在季內震盪與季風的相關研究裡是一重要的議題 (Lau, 1988; Tanaka, 1992; Wang and Xu, 1997; Kang et al., 1999; LinHo and Wang, 2002)。

從圖 4 我們可以發現，在鋒面系統形成 (P33) 之前南海與菲律賓東邊海域已經有季內尺度的熱帶擾動產生，且此西北太平洋地區的季內擾動是往西移動 (圖 5 中)，此擾動造成南海地區相對的不穩定，使得南海高壓減弱，太平洋副高脊退出南海地區，緊接者 MJO 東移所導致的熱帶季內擾動北上，進一步發展成強烈的對流系統，形成滯留性鋒面與旺盛的西南氣流。

圖 5 右所顯示的是東亞季風區 (110E~120E) 對

流隨時間北移的情形，從時間上看，6 月以後整的對流系統的北移受到上述西北太平洋季內擾動西移 (圖 5 中) 與 MJO 東移 (圖 5 左) 的連續性影響，兩股勢力的季內擾動相繼影響，可能是造成 6 月梅雨鋒面降雨異常的因素之一。

四、結論

2005 年 0612 豪雨個案總降雨量大，連續大雨日數長且集中，為 1990 年來罕見的個案，本文初步分析了中尺度對流系統與時雨量大的關係、0612 豪雨個案的綜觀環境分析，同時從整體亞洲夏季季風演進與熱帶季內擾動的觀點分析此次個案的特殊性，MJO 的演進可以解釋 2005 年印度季風延遲與長江梅雨肇始，另外一方面，西北太平洋西移的季內擾動與緊接而來的 MJO 在東亞地區對梅雨鋒面的影響，可能是造成此個案連續降雨日數長且對流旺盛的因數之一，然而，兩股季內擾動的相互關係為何，且如何造成旺盛的對流與強降雨，仍有待更詳細的分析。

五、參考文獻

- Hsu, H.-H., C.-H. Weng, 2001: Northwestward Propagation of the intraseasonal Oscillation in the Western North Pacific during the Boreal summer: structure and Mechanism. *J. Climate*, 14, 3834-3850.
- Kang, I.-S., C. H. Ho, Y. K. Lim, and K.-M. Lau, 1999: Principle modes of climatological seasonal and intraseasonal variations of the Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 322-340.
- Knutson, T.R., and K.-M. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1407-1436.
- Lau, K.-M., and P.-H. Chan, 1986: Aspects for the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354-1367.
- _____, 1988: Seasonal and Intraseasonal Climatology of Summer Monsoon Rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 18-37.
- LinHo, and B. Wang, 2002: The time-space structure of the Asian-Pacific summer monsoon: a fast annual cycle view. *J. climate*, 15, 2001-2019.
- Madden, R. A., and P. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- _____, and P. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.
- Tanaka, M., 1992: Intraseasonal oscillation and the onset and retreat dates of the summer monsoon over east, southeast Asia and the western Pacific region

表 1 1987~2004 台灣梅雨季 (5~6 月) 降雨頻率統計

24hr 雨量 (mm) 次數	>50	>130	>200	>250	>300	>350 超大豪雨	>400	>450	>500
1987~2004 (5~6 月)	365	91	76	42	30	14	6	5	3
18 年 共 1067 天	34.2%	8.5%	7.1%	3.9%	2.8%	1.3%	0.6%	0.5%	0.3%
0612 豪雨						2+2			2

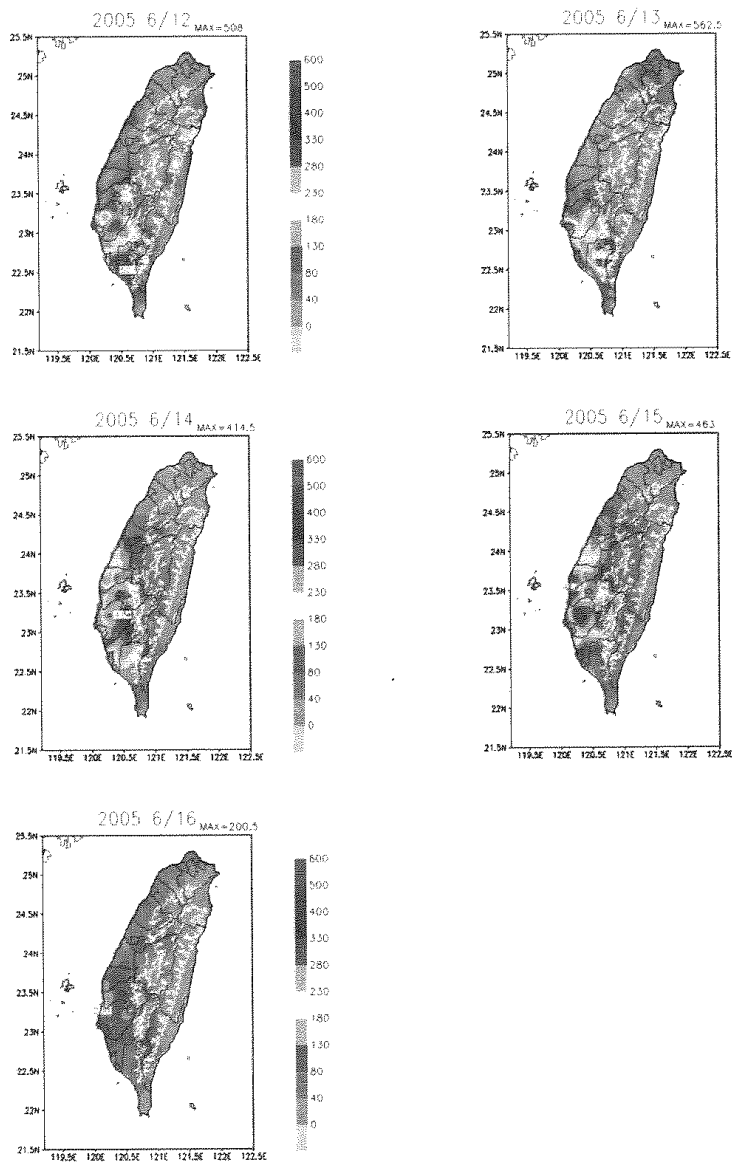


圖 1 6/12~6/16 降雨時空分佈圖

Mai-Yu RAINFALL
 auto-rain-station 120.2~120.8,22.4~23.6

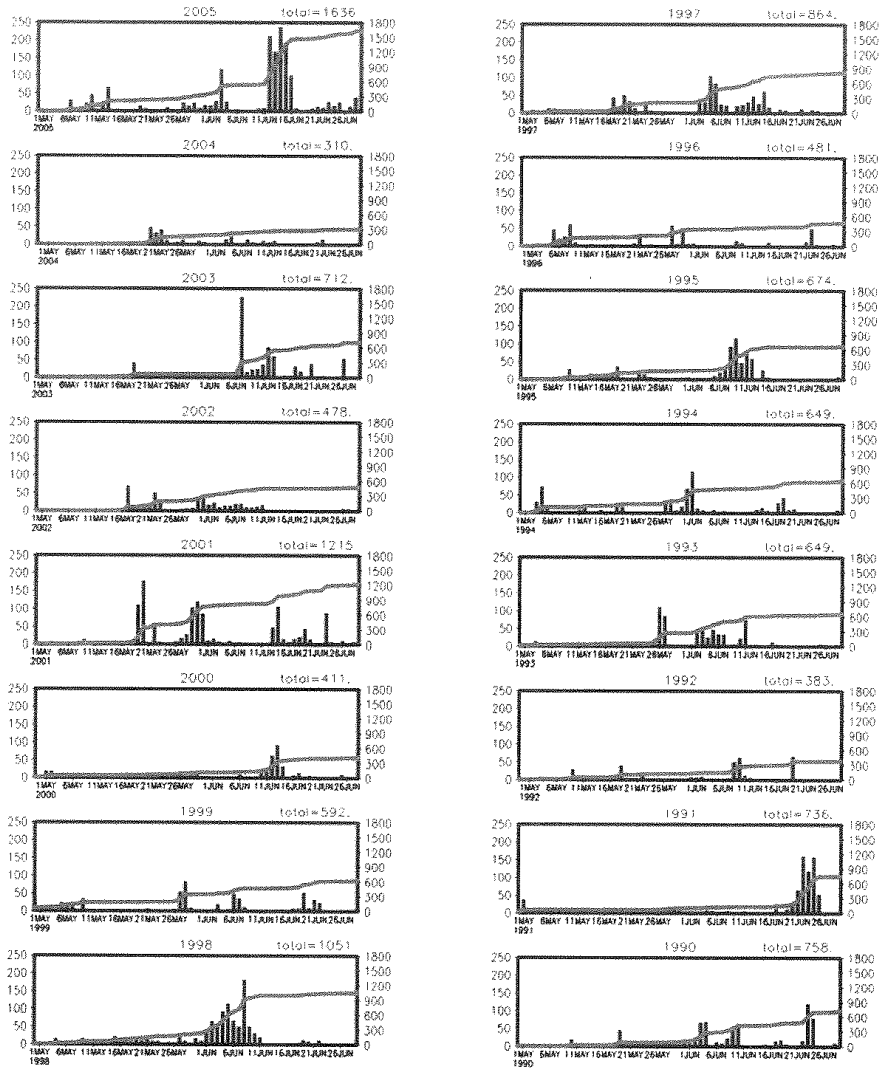


圖 2 1990~2005 年梅雨季 (5~6 月) 南部地區 (120.2~120.8E, 22.4~23.6N) 平均日降雨量時間序列圖與累積雨量 (折線)

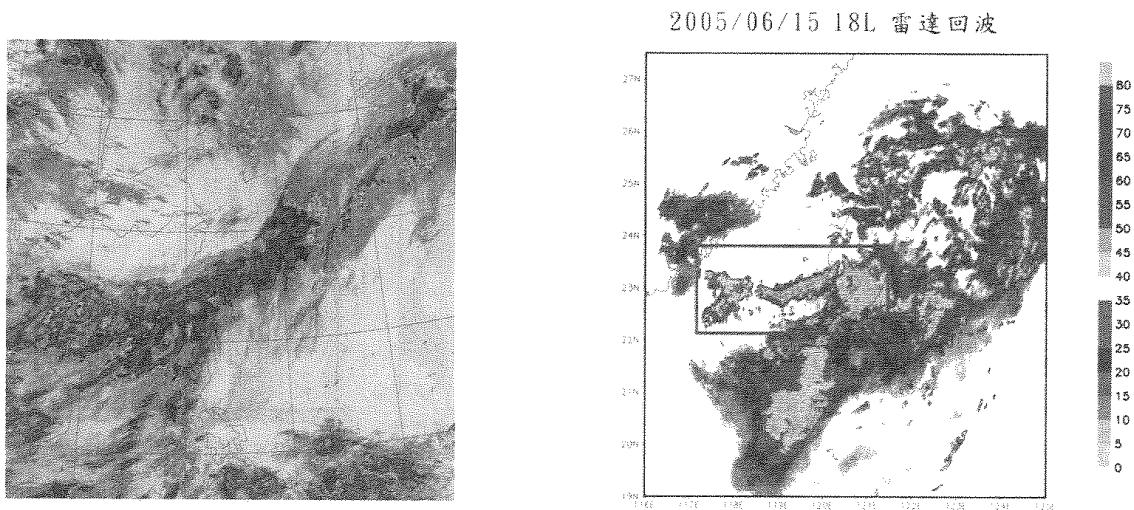


圖 3 豪雨期間 6 月 15 日 18L 的衛星雲圖 (圖左) 與雷達回波 (圖右)

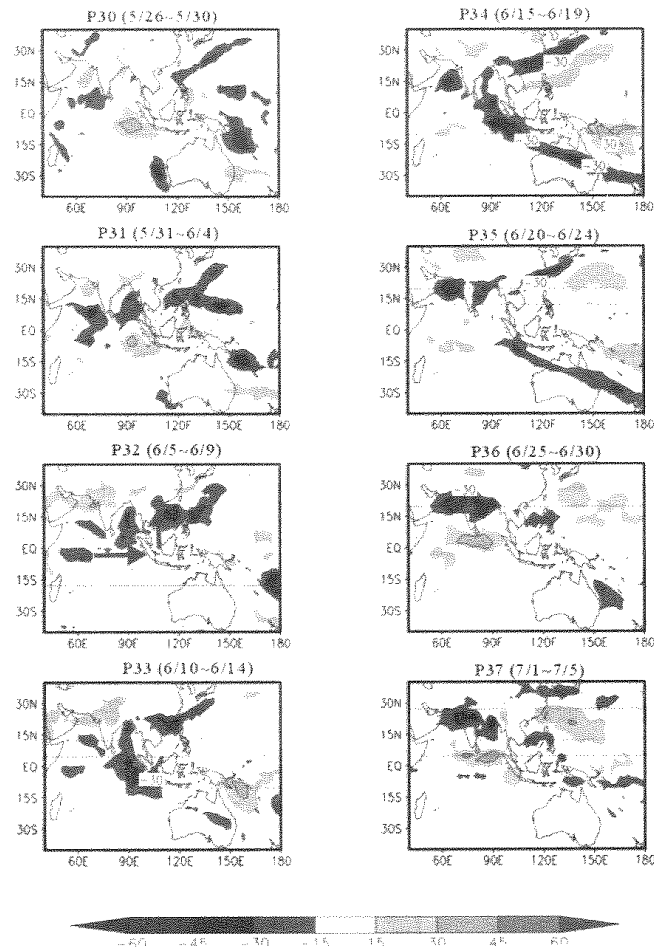


圖 4 OLR (20~80 天) 從第 30 候到第 37 候時空演化圖，藍色代表對流

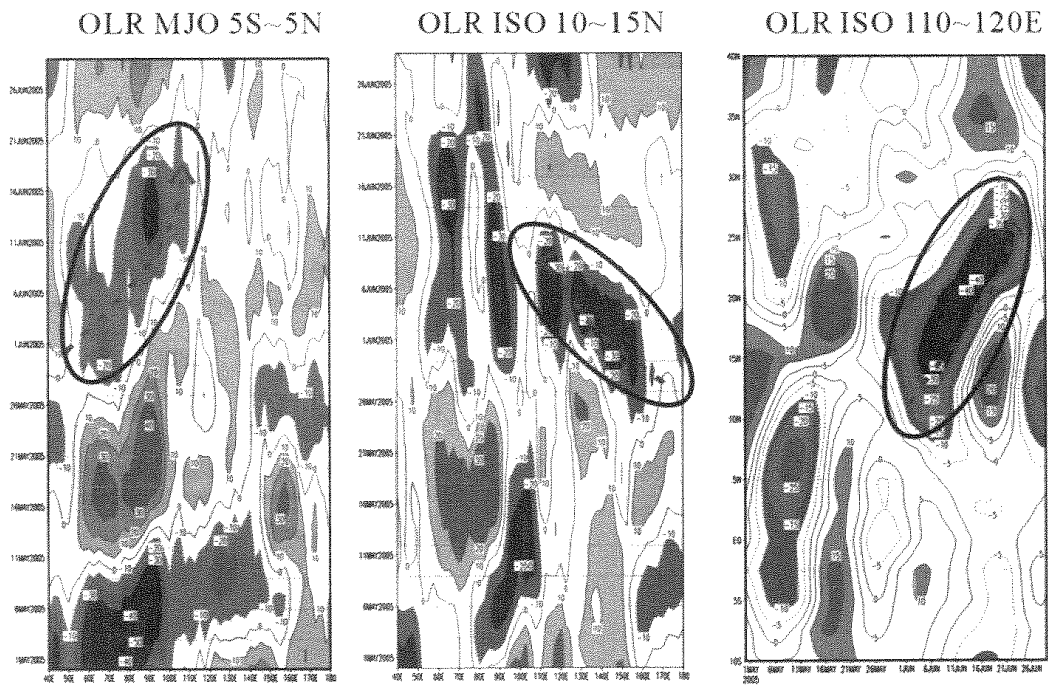


圖 5 OLR (20~80 天) 經度-時間變化圖，左圖為赤道上 (5S~5N) 的平均，橢圓框代表對流的東移；中圖為 10~15N 的平均，橢圓框代表動流的西移；右圖為 110~120E 的平均，橢圓框代表動流的北移