

梅雨季台灣西南部豪雨之探討（1997～2006）

陳景森¹ 陳宇能² 林秉承¹ 林沛練¹ 劉哲伶¹ 蘇炯瑞¹ 彭文君¹

¹ 國立中央大學大氣物理研究所

² 美國夏威夷大學氣象系

（中華民國九十六年六月十日收稿；中華民國九十六年十二月五日定稿）

摘 要

分析 1997～2006 梅雨季（五月中～六月中）台灣西南部（23.5°N 以南，中央山脈以西）約 104 個雨量站的降雨特性。在 10 年內有 23 個豪雨個案（日雨量 > 130 mm 且至少有一時雨量 > 15 mm）。這些個案至少有 5 個在台灣西南部的雨量站測量出豪雨的降水。分析 EC/TOGA 資料發現在豪雨發生時，有 12 個個案在其 200 hPa 有中緯度槽從華北、中國東北或東西伯利亞延伸到台灣海峽、中國東南部附近（L 型）。其他 11 個個案有 500 hPa 的短槽位於華南、南海北部或東北部、台灣海峽及台灣附近；同時有些個案的低層有中尺度低壓中心及風切線（S 型）。這 23 個個案的環境幾乎是輻散在高層，輻合在低層。同時 850 hPa 的 LLJ 軸在南海北部/東北部、巴士海峽、台灣海峽南部及台灣附近。鋒面在中國東南、台灣海峽及台灣附近。南台灣位在氣流上升區及 850 hPa 相當位溫 (θ_e) 的極值軸上。這種有利於對流發展的環境與 Chen and Li (1995) 研究相似。在 23 個豪雨個案中，共有 9 個個案（L 型 6 個，S 型 3 個），在 850 hPa 有中尺度低壓出現於華南、台灣海峽及台灣附近。水氣含量為梅雨降水之另一重要因素。在台灣西南部上游約 200 公里處，若低層水氣通量大於 $220 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ 同時在南台灣 700 hPa 的上升速度為 1 Pa s^{-1} 左右，則在上述 23 個豪雨個案中有 5 個超大豪雨個案（日雨量 > 350 mm）皆有 60 % 以上的雨量站（台灣西南部的雨量站）達到豪雨標準。由於外海對流系統之移入，這 5 個個案在南台灣的平均時雨量可大於 15 mm。在沿海（高度 < 20 m）、平原（20 m < 高度 < 200 m）及斜坡地區（高度 > 200 m）幾乎同時發生時雨量的極值。23 個豪雨個案中有 10 個個案的沿海平均時雨量大於 15 mm。在這 10 個個案中有 6 個個案的時雨量峰值出現在早上。陸風與盛行風之輻合可能加強沿海之降雨。

關鍵字：梅雨、豪雨

一、簡 介

從 5 月中到 6 月中的台灣梅雨季 (Chen and Chen 2003) 常有豪大雨發生 (日雨量 >50 mm, 且至少有一時雨量 >15 mm, Chen et al. 2007b), 大部分豪大雨常發生在台灣西南部(約 23.5°N 以南, 中央山脈以西)。過去對豪大雨個案的研究比較集中在台灣北部、中部及東北部 (Chen 1992; Chen and Yu 1998; Chen et al. 1991; Chen et al. 2004; Chen and Li 1995; Akaeda et al. 1995; Li et al. 1997; Yeh and Chen 1998; 2002; Yeh and G. Chen 2004; Lin and Chen 2002; Chen et al. 2007a 及其他研究), 但對於台灣西南部之豪雨研究相對較少 (Chen et al. 2005; Chen et al. 2006; Zhang et al. 2003)。

Chen et al. (2005) 研究發生在台灣西南部的二個豪雨個案 (日雨量 >130 mm 且至少有一個時雨量 >15 mm) (1997 年 6 月 5 日及 2001 年 5 月 20 日), 發現在豪雨發生之當日早上在台灣海峽南部、台灣西南部及南海北部的高層有輻散區。而在低層, 槽線出現於中國東南沿海。同時低層噴流 (LLJ) 位在南海北部, 巴士海峽及台灣東部沿海。根據 Chen et al. (1994) 之研究, 上升運動發生在低層槽線及 LLJ 之間, 因此在豪雨發生時上升運動與高層輻散發生於台灣西南部, 這是有利於對流的發展。另外 Chen et al. (2006) 指出 500 hPa 的短槽及 LLJ 對豪雨之發展很重要。

為了加強豪雨的預報, 中央氣象局 (CWB) 將日雨量在 130 mm~200 mm 之間的降水稱為豪雨; 在 200 mm 與 350 mm 之間的降水稱為大豪雨; 日雨量 ≥ 350 mm 的降水稱為超級大豪雨。在 Chen et al. (2005) 研究的二個豪雨個案皆為超級大豪雨, 而且這二個個案的降雨資料顯示, 至少

有 5 個雨量站 (ARMTS, Chen et al. 1999, Chen et al. 2007b) 達到豪雨的定義。到底像 Chen et al. (2005) 所研究的豪雨個案在西南部是否常發生? 這有待進一步的探討。

Chen et al. (2007b) 研究 1997~2002 之間較大時雨量發生的頻率 (時雨量大於 15mm), 結果顯示在西南部有一早上極值, 另外一個極值發生在午後。本文所欲研究的超大豪雨及大豪雨個案其降雨的日夜變化在沿海、平地或斜坡的變化又是如何? 為了增進西南部豪雨的時空預報, 希望藉本研究進一步了解豪雨的個案降雨之日夜變化。

二、資料分析

為了了解豪雨發生的環境特性, 我們利用解析度為 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ ECMWF/TOGA 的資料 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts/Tropical Ocean and Global Atmosphere) 來分析豪雨發生時的綜觀特性。另外在距離台灣西南部外海約 200 km 處的 6 點 ECMWF/TOGA 資料 (117°E 、 20.25°N ; 117°E 、 21.125°N ; 117°E 、 22.5°N ; 118.125°E 、 20.25°N ; 118.125°E 、 20.25°N ; 118.125°E 、 22.5°N) (圖 1) 來計算低層平均水氣通量 (1000, 925 及 850 hPa), 850 hPa 的平均風以及穩定度 (1000 與 700 hPa 的 θ_e (相當位溫) 差異值)。選擇約 200 公里處是根據 Overland and Bond (1995) 及 Li and Chen (1998) 的研究。它們指出當風速如梅雨季之平均盛行風受到地形影響所產生的擾動可以影響到地形上游約 100 多公里左右。上述 6 點所涵蓋的面積在本文稱為 UA (圖 1)。在 UA 的位置, 梅雨季的平均風向正好從偏南風轉變成西南風的區域 (Chen

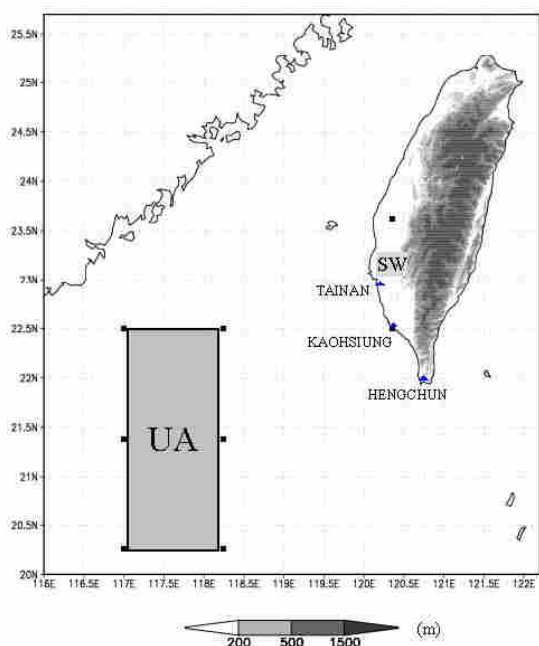


圖 1 台灣地形與距台灣西南方約 200 公里的上游區 UA 的示意圖。陰影區表示地形，SW 表台灣西南部，在 SW 及 UA 區黑色方塊表示 EC/TOGA 資料點。

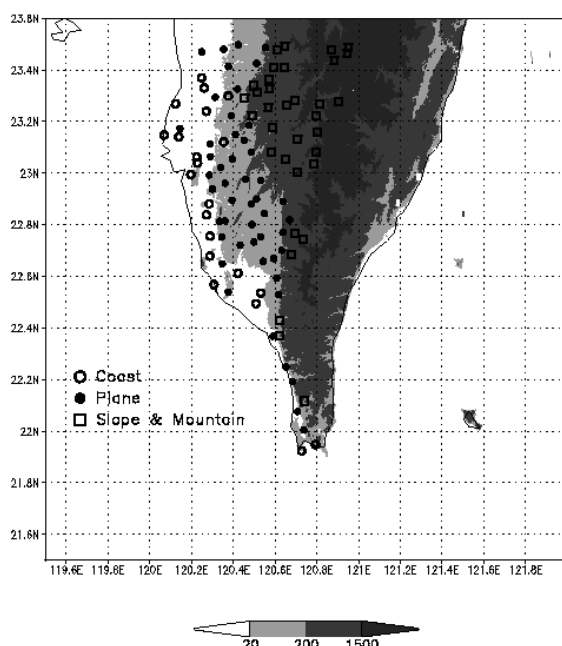


圖 2. 台灣西南部 (23.5°N 以南，中央山脈以西) 雨量站的分布圖。○、●、□各代表沿海 (高度 < 20 m)、平地 (20 m < 高度 < 200 m)、斜坡和山區 (高度 > 200 m) 的雨量站。陰影區表示地形。

and Chen 2003 的圖 12a、b)。爲了研究西南部豪雨在不同高度的日夜變化，我們將西南部雨量站分成沿海 (地形 < 20 m)、平地 (20 m ~ 200 m)、以及斜坡地 (地形 > 200 m) (Su, 2007)。雨量站在沿海、平地及斜坡地各爲 21、49 及 34 (圖 2)。

三、結果

1. 綜觀天氣分析

在台灣附近若有高層輻散，低層輻合及低層潮濕溫暖的高 θ_e 空氣極值，則是有利豪雨發生之綜觀天氣 (Chen and Li 1995; Li et al. 1997)。這些有助於豪雨發生的條件在 Chen et al. (2005) 所研究的超大豪雨事件亦出現。在 1997 年 6 月 5 日 0800 LST，200 hPa 有一中緯度槽從東西伯利

亞延伸到台灣海峽附近 (見 Chen et al. 2005 的圖 2b)。同時南亞高壓位在中南半島，因此在南海東北部及南台灣爲分流區。同時在 200-hPa 強風中心位在日本本州南方。台灣位在強風軸的入區之南面有利輻散發展的區域 (Chen et al. 1994)。在 850 hPa，台灣位在中國東南的槽線之南及在台灣東岸沿海的 LLJ 軸之北，因此南台灣位在 LLJ/鋒面系統的上升區 (Chen et al. 1994 及 Table I)。像 1997 年 6 月 5 日 0800 LST 這種有利對流發生的綜觀天氣，本文稱爲 L 型 (見表一的 Type A 編號)。L 型在高層的天氣可由圖 3a 在 2006 年 6 月 9 日 0800 LST (表一，Type A 編號 10) 於 200 hPa 的天氣圖加以說明。此時中國東岸的中緯度槽很明顯地延伸到中國東南附近。四天前 (6 月 5 日 0800 LST)，在蒙古西北邊與西伯利亞交界地

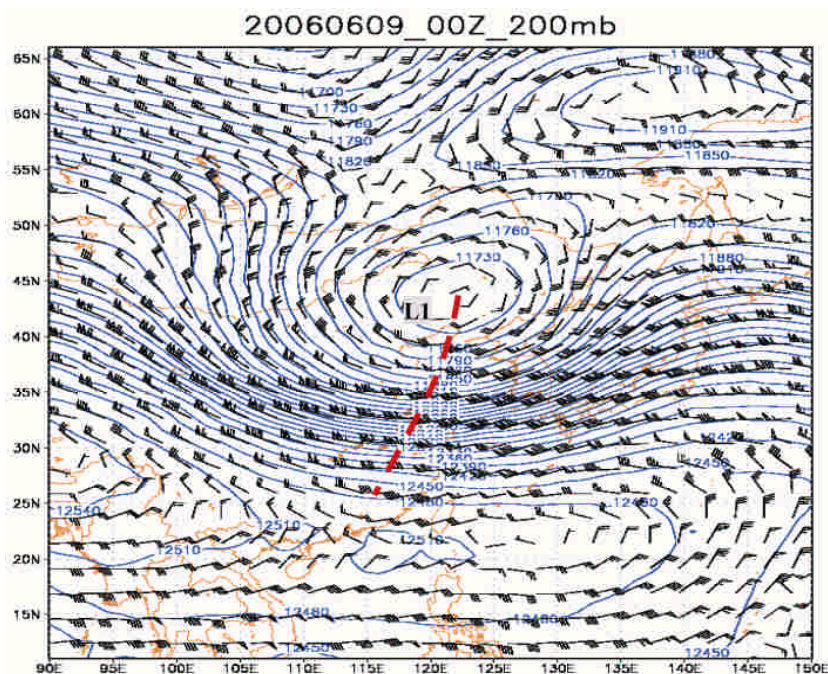


圖 3 (a) 2006 年 6 月 9 日 0800 LST 200 hPa 的高度場 (間隔 30 gpm) 及風場 (旗杆、長杆及短杆分別表示 25、5 及 2.5 m s^{-1})，粗虛線 L1 表示影響台灣及中國東南的中緯度槽。

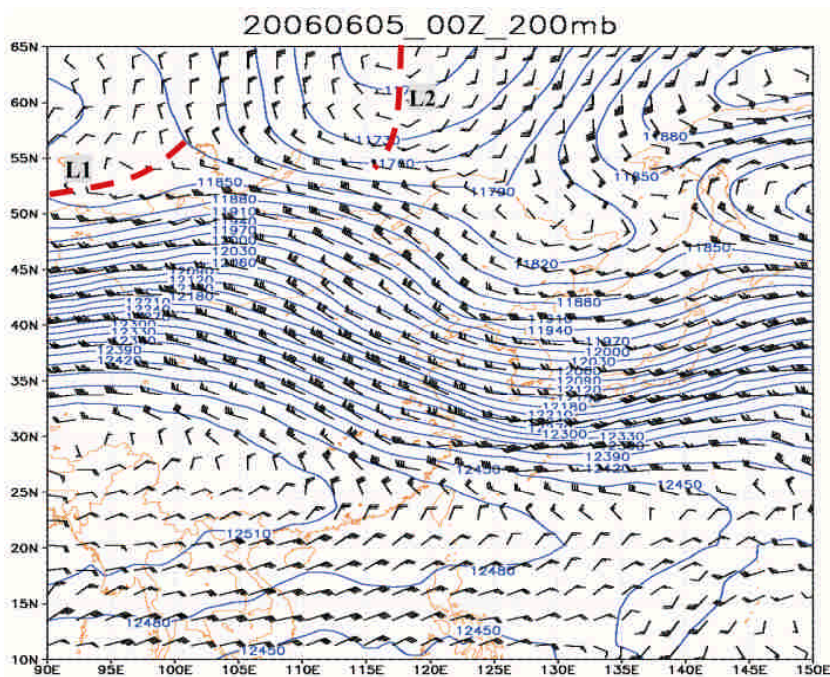


圖 3 (b) 同 (a) 但為 2006 年 6 月 5 日 0800 LST 200 hPa 天氣圖。L1 代表圖 3(a) 的 L1 四天前的位置，L2 表高緯度槽。

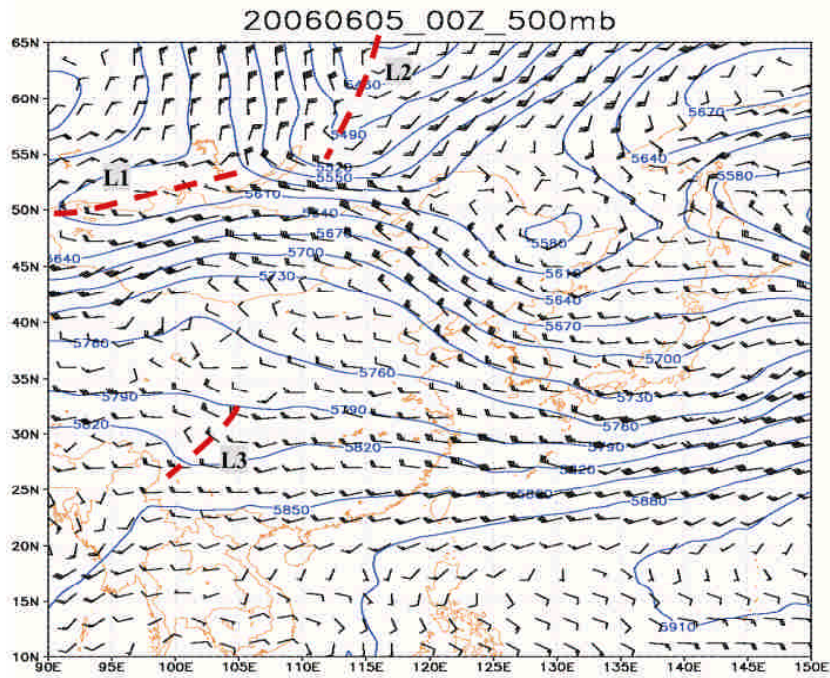


圖 3 (c) 同 (a) 但為 2006 年 6 月 5 日 0800 LST 500 hPa 天氣圖。L1 及 L2 對應於 200 hPa 的 L1 及 L2。L3 表短槽。

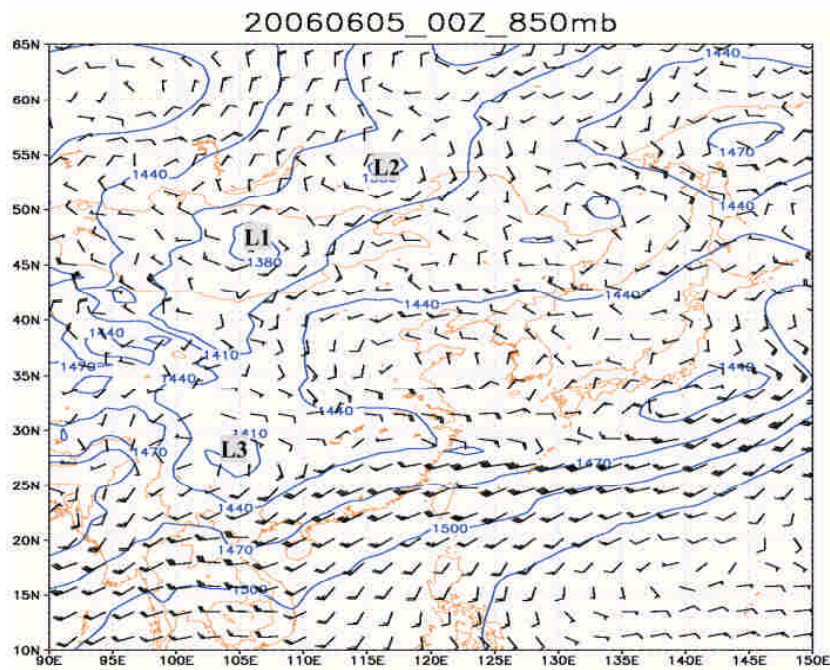


圖 3 (d) 同 (a) 但為 2006 年 6 月 5 日 0800 LST 850 hPa 天氣圖。低壓中心 L1、L2 及 L3 各受 500 hPa L1、L2 及 L3 槽之影響。

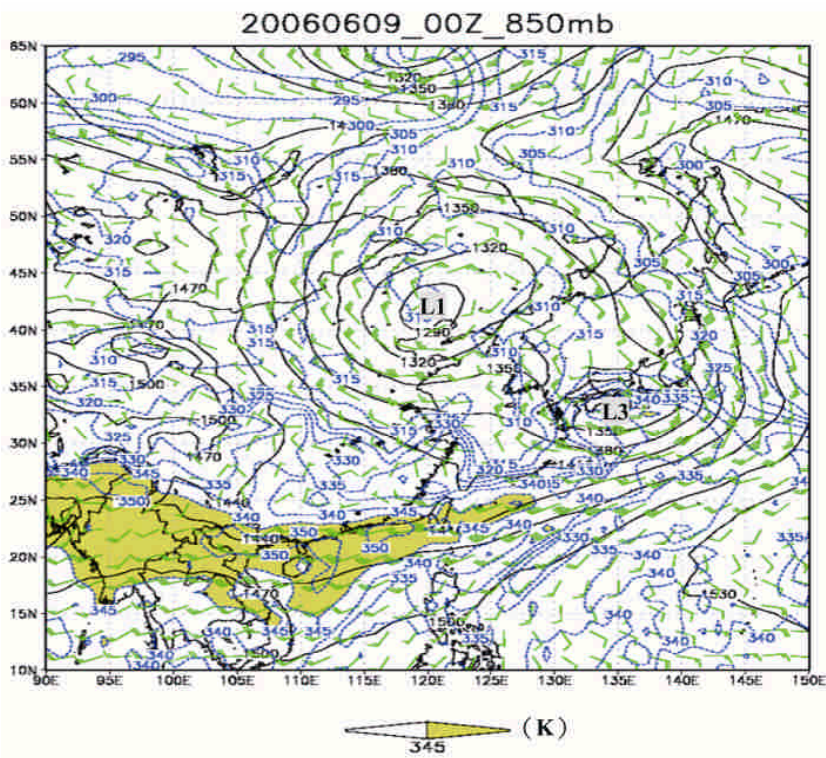


圖 3 (e) 同 (a) 但為 850 hPa，虛線為相當位溫 (θ_e)，間隔為 5 K。陰影表示 θ_e 大於 345 K。

區短槽 (L1，圖 3b)，受到高緯度的槽線 (L2) 影響 (Chen and Chen 1995) 而增強。到了 9 日 0800 LST 形成到達台灣附近的中緯度槽，同時強風中心位在韓國南方海面。台灣位在強風軸的入區之南面有利輻散發展的區域。風速從南台灣向東增加，同時南台灣位於分流區，形成輻散區。於 6 月 5 日 0800 LST 200 hPa 的 L1 及 L2 很明顯出現在 500 hPa (圖 3c)。同時在雲貴高原東側有短槽 L3 發展 (圖 3c)。在 6 月 5 日 0800 LST 850 hPa，有受到 500 hPa 槽影響的低壓 (L1，L2 及 L3，圖 3d)。到了 9 日上午 L3 (在 850 hPa) 移到日本，槽線經過台灣北部外海及中國東南 (圖 3e)。LLJ 軸在南海北部及巴士海峽，台灣位在上升區，再加上 θ_e 的極值軸通過台灣附近，此種環境

有利於對流的發展。

由表一的日雨量可知 12 個對流不穩定之 L 型個案中有 6 個為超大豪雨個案，這些超大豪雨個案在台灣西南部上游處 (UA (圖 1)) 的 850 hPa 的平均風向為西南到西南西，平均風速為 $5 \sim 20 \text{ m s}^{-1}$ 。另有 6 個大豪雨個案，平均風向為西南到西南西，平均風速為 $5 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ ，略小於超大豪雨個案。因此 6 個超大豪雨 L 型個案的低層平均水氣通量為 $201 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ ，大於 6 個大豪雨個案的平均水氣通量 $135 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ 。雖然大豪雨個案在 2001 年 6 月 14 日 (表一 Type B，編號 8) 的水氣通量高達 $221 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ ，但在 700 hPa 的垂直上升速度比超大豪雨個案弱很多 (表一)，水氣受抬升而凝結的助力比超大豪雨個案小。

表一 1997~2006 年梅雨季 11 個超大豪雨及 12 個大豪雨個案的雨量及環境特性。雨量特性為最大日雨量及台灣西南部發生豪雨之雨量站佔台灣西南部全部雨量站的比率。環境特性是利用 EC/TOGA 0800 LST 的資料計算台灣西南方上游地區 UA (見圖 1) 的平均低層水氣通量, 850 hPa 平均風, 穩定度, 南台灣的 850 hPa 輻散, 700 hPa 的 ω 速度及 200 hPa 的輻散。綜觀天氣 L 及 S 型。L 型 (圖 8a) 代表在 200 hPa 有中緯度槽延伸到台灣或中國東南沿海附近, S 型 (圖 8b) 代表 500 hPa 有短槽在華南、南海北部/東北部或台灣附近。UA 表示在台灣西南部 200 公里附近的區域 (見圖 1), SW 表示在台灣西南部。在 2005 年 6 月 14 日, 分析 EC/TOGA 2000 LST 資料的結果以 () 表示。個案代號若有 ○ 表示台灣西南部全區時雨量平均至少有一小時大於 15 mm。M、A、E 代表沿海平均時雨量大於 15 mm 發生的時間。其中 M、A、E 各為早上、中午/午後及傍晚的時間。

Type A : 超大豪雨 (Extremely torrential rain (>350 mm day⁻¹))

Date	Max Daily rainfall accumulation (mm)/The occurrence of extremely heavy rainfall	The average moisture flux (specific humidity) · (horizontal wind) at 1000, 925 and 850 hPa at UA (單位: g · kg ⁻¹ · m · s ⁻¹)	The average 850 hPa wind /wind direction at UA (單位: m · s ⁻¹ /deg)	θe700hPa - θe1000 hPa at UA (單位: K)	Divergence at 850 hPa at SW (單位: s ⁻¹)	ω at 700 hPa at SW (單位: Pa · s ⁻¹)	Divergence at 200 hPa at SW (單位: s ⁻¹)	Synoptic type(L or S)
1.1997/6/5.A	371.0/17%	122	8.8/233	-16	≈ 0	-0.3	1.7e-05	L
2.2000/6/13	351.0/22%	106	4.8/243	-2	-8.1e-05	-1.3	7.1e-06	L
3.2001/5/20	535.5/38%	165	10.8/250	-8	-3.8e-06	-0.3	1.3e-05	S.(Taiwan)
④2003/6/7.M	379.5/87%	250	16.8/263	-13	-3.8e-05	-1	6.7e-05	S.(Taiwan Strait)
5.2005/6/12.M	508.0/59%	166	10/252	-8	-3e-06	-0.2	≈ 0	S.(NE SCS)
6.2005/6/13.M	578.0/55%	162	10.5/236	-7	-4e-06	-0.2	2.1e-05	S.(E Taiwan)
⑦2005/6/14.E	414.5/85%	163 (231)	9.1/247 (14.6/244)	-7 (-6)	1.6e-05 (-3.4e-05)	0.1 (-1)	-1.7e-06 (4.2e-06)	L
⑧2005/6/15.E	463.0/62%	228	14.3/239	-5	-7.9e-05	-2.1	8.3e-05	L
9.2006/6/8	358.5/10%	244	16/236	-18	-1e-05	-0.4	3e-05	S.(W Taiwan)
⑩2006/6/9	811.5/75%	245	16.6/247	-21	-3e-05	-0.9	3.5e-05	L
⑪2006/6/10.M A	478.5/65%	273	20.4/253	-11	-6.7e-05	-2.1	6.2e-06	L

Type B : 大豪雨 (Torrential rain (200~350 mm day⁻¹))

1.1997/6/4	323.5/24%	107	7.5/238	-12	-2e-05	-0.7	2.4e-05	S.(S Taiwan)
2.1998/6/4.M	311.5/32%	89	7.3/258	-7	-2.2e-06	-0.1	1.3e-05	S.(E Taiwan)
3.1998/6/5	335.5/24%	71	5.4/256	-4	-3.9e-06	-0.1	4.6e-06	L
④1998/6/8.M	341.0/74%	93	9.3/243	-2	-2.6e-06	-0.1	7.5e-06	S.(E Taiwan)
5.1999/5/28	206.0/15%	110	7.8/274	-3	-2.7e-06	-0.7	-2.2e-05	L
6.2001/5/29.E	290.0/20%	71	3.4/170	-8	-2.6e-06	-0.02	5.2e-06	S.(E Taiwan)
7.2001/5/30	277.5/30%	116	7.8/220	-6	2.9e-06	-0.1	1.1e-05	S.(N SCS)
8.2001/6/14	262.5/28%	221	14.9/248	-12	7.2e-06	-0.02	1.8e-05	L
9.2003/6/12	222.5/9%	184	11.8/237	-9	-2.2e-05	-0.7	3e-05	L
⑩2005/6/3	249.0/40%	136	7.8/243	-14	7.5e-06	-0.2	1.9e-05	S.(Taiwan Strait)
11.2005/6/16	200.5/21%	129	8.7/229	-8	-3.3e-07	-0.1	8.5e-06	L
12.2006/5/29	236.5/14%	93	8.4/248	-7	-1.4e-05	-0.3	2.9e-05	L

Chen et al. (2005) 所研究的另一個個案 (2001 年 5 月 20 日, 表一, Type A, 編號 3), 在 200 hPa 華北的中緯度槽在 5 月 20 日 0800 LST 沒有延伸到 30°N 以南。強風中心在華東 (見 Chen et al. 2005 的圖 4b), 因為南亞高壓中心在菲律賓北方, 西風從台灣向東增加, 因此台灣南部為輻散區 (見表一)。在 500 hPa, 短槽位在台灣附近 (圖 4a)。南台灣位在台灣海峽的 850hPa 槽線及巴士海峽的 LLJ 軸之間 (Chen et al. 2005 之圖 4a)。南台灣有上升運動 (見表一), 像 2001 年 5 月 20 日的綜觀天氣本文稱為 S 型。S 型的天氣型態可由 2003 年 6 月 7 日 (表一, Type A, 編號 4) 之天氣圖加以說明。在 200 hPa, 中緯度槽從中國東北延伸至華北 (圖未示)。台灣受南亞高壓之影響, 南台灣位在西風分流區。在 500 hPa (圖 4b), 低壓中心 (L1 及 L2) 延伸到 850hPa (圖 4c)。台灣海峽的短槽 (T3, 圖 4b) 在 6 月 6 日 1400 LST 已在華南產生, 然後在 7 日 0800 LST 移到台灣海峽 (Peng, 2006)。同時在 850 hPa 有低壓伴隨 500 hPa 的 T3 短槽發展 (Peng, 2006)。到了 7 日 0800 LST, 850 hPa 的低壓中心 (L) 移到台灣海峽發展 (圖 4c), 伴隨之槽線從台灣北部延伸到中國東南。LLJ 軸在台灣海峽南部及台灣南端, 南台灣位在上升區。同時 θ_e 的極值軸經過南台灣附近, 環境有利對流之發展。像 2000 年 6 月 7 日出現在中國東南、台灣海峽及台灣附近的 850 hPa 中尺度低壓環流屬於 S 型有 3 個個案, 屬於 L 型有 6 個個案。但是 2003 年 6 月 7 日的低壓發展最明顯。在 1997~2006 年之間共有 11 個對流不穩定的 S 型個案。其中有 5 個是超大豪雨個案。但是 500 hPa 的短槽在豪雨發生的早上 (0800 LST) 的位置可能在南海北部、台灣海峽, 或是在台灣附近。在 S 型個案, 南台灣的高層幾乎為輻散,

但在 2005 年 6 月 14 日 (表一, Type A, 編號 7) 的超大豪雨個案為微弱輻合。2005 年 6 月 14 日雨量 (見本節第二小節), 主要發生在傍晚。若利用 1200 UTC 的 EC/TOGA 資料, 則高層輻散發生在南台灣 (Table I)。700 hPa 的上升運動都出現在 S 型個案。除了 2005 年 6 月 3 日及 2001 年 5 月 30 日外, 其他 S 型大豪雨個案, 南台灣在 850 hPa 為輻合區。在台灣上游的 UA 區 (圖 1) 850 hPa 平均風為西南到西南西。在超大豪雨個案的平均風速為 $9 \sim 16.8 \text{ m s}^{-1}$, 大豪雨個案比超級大豪雨小很多 ($3.4 \sim 7.8 \text{ m s}^{-1}$)。超大豪雨 5 個個案的低層平均水氣通量為 $198 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$, 與 L 型的超大豪雨平均水氣通量差不多。S 型大豪雨平均水氣通量為 $102 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$, 比超大豪雨水氣通量小很多。由以上討論可知超大豪雨個案的水氣通量 (L 或 S 型) 比大豪雨個案大 (表一)。此結論再度確認 Chen (1993) 水氣含量對梅雨季降雨的重要性。

2. 雨量分析

根據 Chen et al. (2007b) 分析 1997~2002 降雨資料, 他們發現在梅雨季台灣西南部的時雨量大於 15mm 的頻率, 有午後及早上二個極值。在本文 23 個大豪雨/超大豪雨個案其降雨之日夜變化又是如何?

計算整個西南部的平均雨量 (全區平均) 的日夜變化, 發現共有 7 個個案的時雨量至少有一小時大於 15 mm (表一), 其發生的時間可在早上 (圖 5a)、中午前後 (圖 5b) 或傍晚 (圖 5c)。7 個個案中有 5 個是屬於超大豪雨個案 (表一), 而且這 5 個超大豪雨的每一個個案在台灣西南部的雨量站達到豪雨標準的數目佔台灣西南部全部雨量站 60% 以上。其發生豪雨時, 低層水氣通量

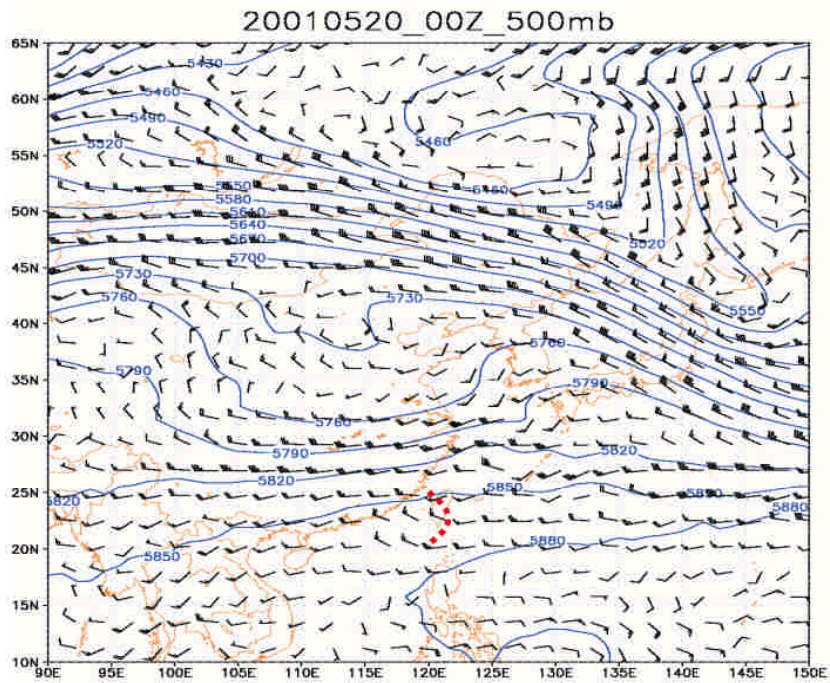


圖 4 (a) 同圖 3(c) 但為 2001 年 5 月 20 日 0800 LST 500 hPa 的天氣圖。粗虛線表示短槽之位置。

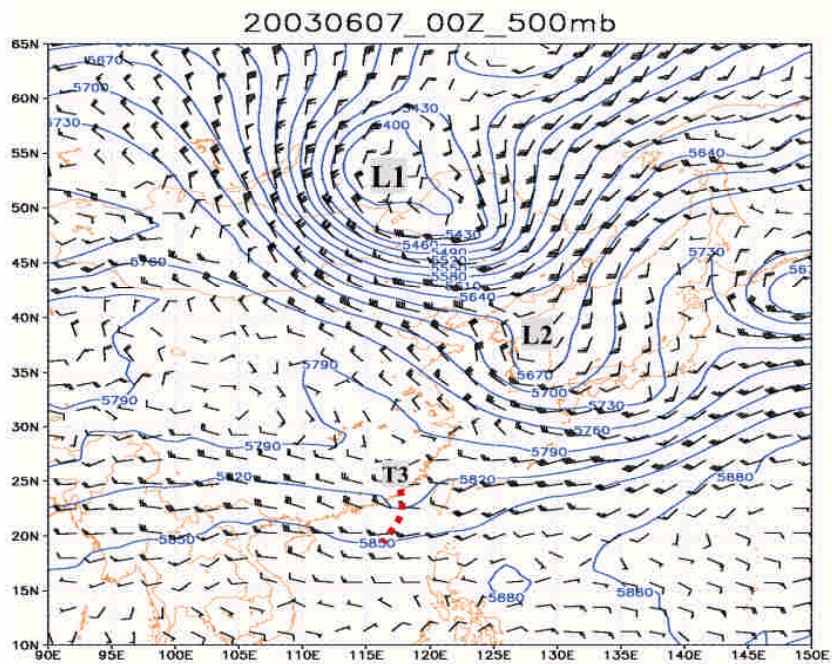


圖 4 (b) 同圖 (a) 但為 2003 年 6 月 7 日 0800 LST 500 hPa 的天氣圖。

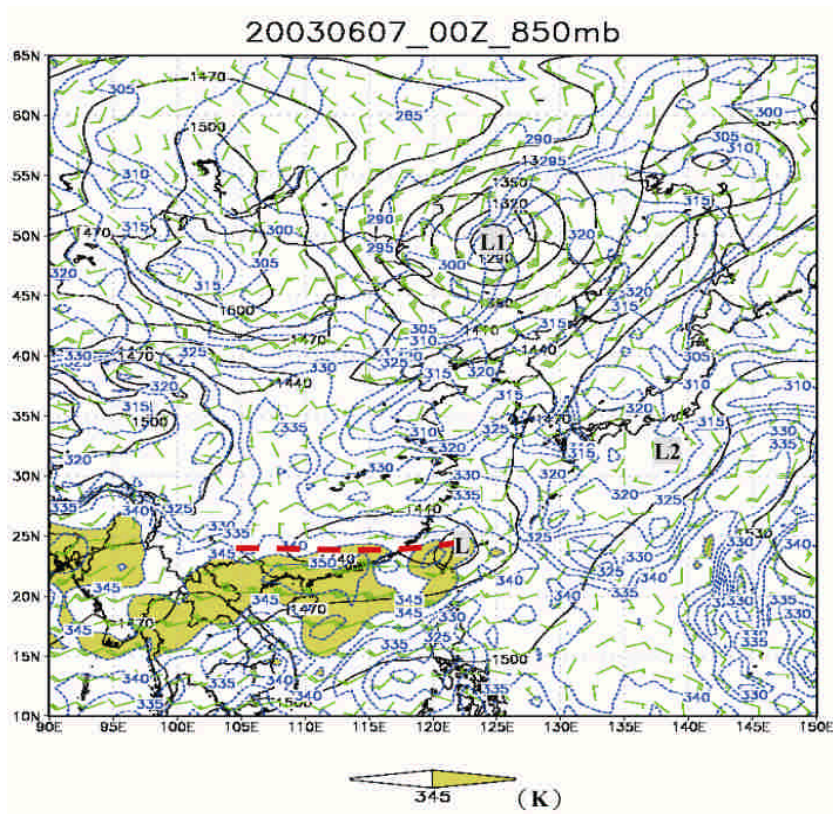
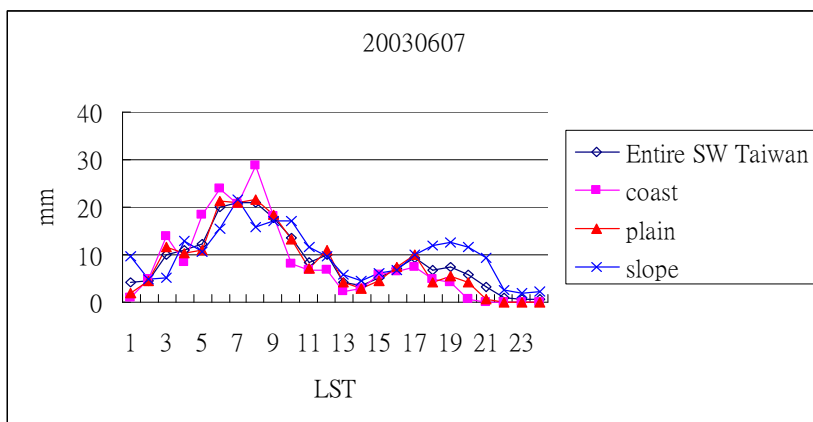


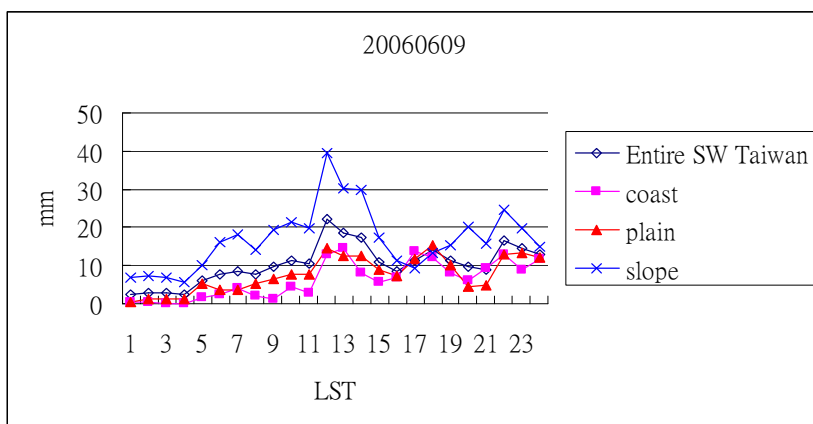
圖 4(c) 同 (b) 但為 850 hPa 的天氣圖。虛線為相當位溫(θ_e)，間隔為 5 K。陰影表示 θ_e 大於 345 K。L1、L2 及 L 表示低壓中心，粗虛線表示從台灣北部延伸到華南之短槽。

在 UA 可達 $220 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ 以上，同時在南台灣 700 hPa 的上升速度為 1 Pa s^{-1} 左右。另有 2 個個案為大豪雨個案，低層水氣通量各為 93 及 $136 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ 。700 hPa 上升速度在南台灣為 0.1 Pa s^{-1} 左右，皆比超大豪雨個案小很多。此結果似乎指出有高比例豪雨測站的超大豪雨個案在台灣西南外海之上游區要有大的低層水氣通量。另外，台灣西南部在 700hPa 也要有 1 Pa s^{-1} 左右之上升氣流。圖 5 也指出這種超大豪雨發生大的時雨量時，因為有對流系統移入（圖 6a 及 6b），使得沿海、平地及斜坡地區的時雨量也都增大，所以全區才有大的時雨量。

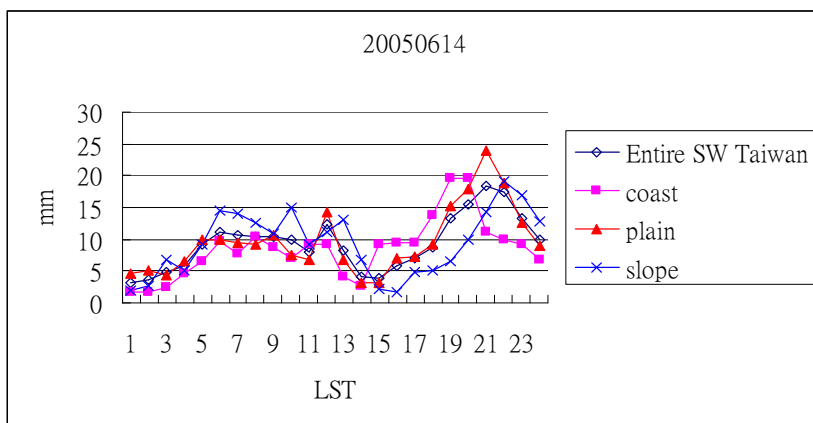
由於台灣西南部的沿海地區最先感受到西南風之影響，其雨量之日夜變化可以作為平地及斜坡地區的雨量預報參考。在 Table I，除了 2003 年 6 月 7 日沿海地區的時雨量有大於 15 mm 外（圖 5a），另有 9 個個案在沿海地區的平均時雨量也有大於 15 mm。較大時雨量發生之時間受到降雨系統從外海移入影響，但仍有 6 個個案最大時雨量發生在早上。在早上，陸風與盛行風之交互作用引起的輻合，有助於加強沿海的降雨（圖 7 及 Chen et al. 2005; Chen et al. 2007b）。但沿海輻合發展到達的高度仍需要較多觀測資料來驗證。



(a)

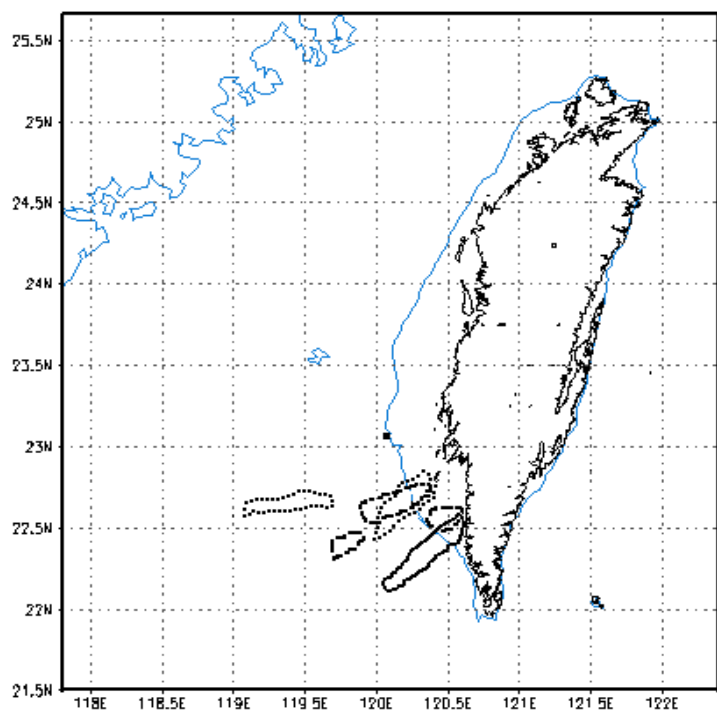


(b)

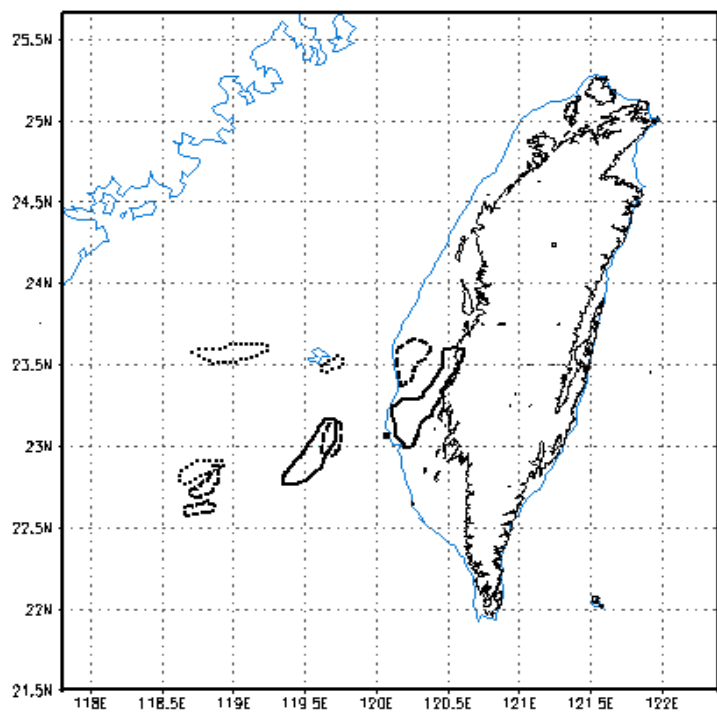


(c)

圖 5 (a) 2003 年 6 月 7 日西南部全區平均時雨量的變化，(b) 同 (a) 但為 2006 年 6 月 9 日，
(c) 同 (a) 但為 2005 年 6 月 14 日。



(a)



(b)

圖 6 (a) 2003 年 6 月 7 日七股雷達回波 (>40 dBz) 在 0604, 0704 和 0804 LST 之示意圖。
(b) 同 (a) 但為 2006 年 6 月 9 日在 1001, 1101 和 1201 LST。

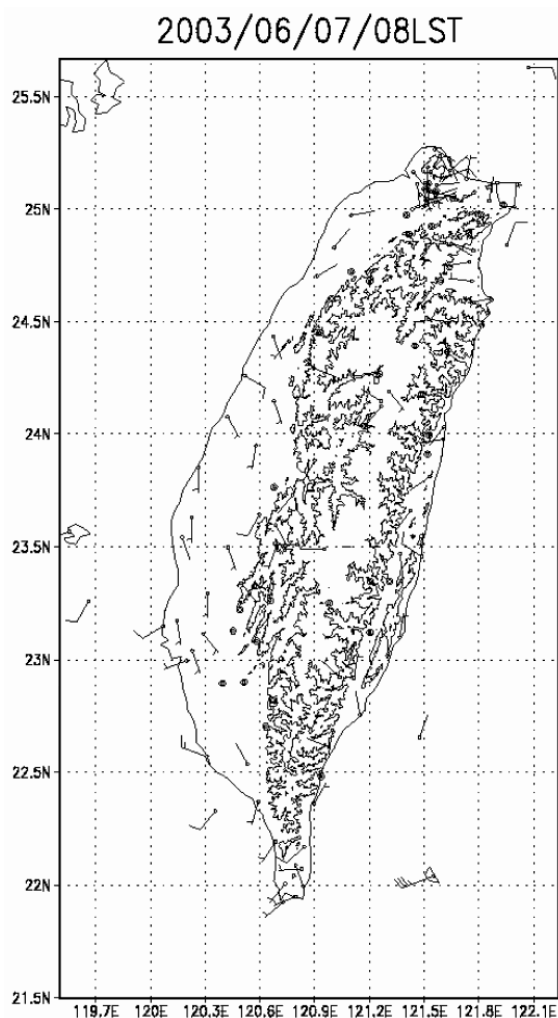


圖 7 2003 年 6 月 7 日 0800 LST 地面風場之分佈圖，長杆及短杆分別表示 5 及 2.5 m s^{-1} 。

四、結 論

分析 1997~2006 年梅雨季台灣西南部(23.5°N 以南、中央山脈以西)約 104 個雨量站，我們發現有 23 個豪雨個案皆具有至少有 5 個雨量站達到 130 mm/日 之降雨。這些個案幾乎發生在低層輻合，高層輻散，700 hPa 有上升運動的區域內，同時 850 hPa θ_e 極值通過台灣。這 23 個個案，可以分成二種綜觀天氣型；L 型（12 個個案）及 S

型（11 個個案）（圖 8）。L 型（圖 8a）的 200 hPa 中緯度槽從中國東北、東西伯利亞或華北延伸到台灣海峽或中國東南附近。200 hPa 噴流中心出現在日本海及日本。大部份個案的南亞高壓中心位置在 105°E 以西，少數個案的南亞高壓中心位置在南海附近。850 hPa LLJ 中心軸出現在南海東北部、台灣海峽及台灣南部、巴士海峽及台灣東南部海域。鋒面出現在中國東南、台灣海峽及台灣及南海東北部。S 型（圖 8b）的 200 hPa 中緯度的槽從中國東北或華北延伸到華東及東海附近（30°N 以北）。200 hPa 噴流中心大部份個案出現在日本海及日本。少部份個案在華東附近。南亞高壓中心位置在巴士海峽、南海北部（約在 19°N）及中南半島。500 hPa 短槽在華南、南海北部或東北部，台灣海峽及台灣附近。有些個案在 850 hPa 有一中尺度低壓中心及伴隨之風切線。850 hPa LLJ 中心軸出現在南海東北部、台灣海峽及台灣、巴士海峽及台灣東部海域。鋒面出現在中國東南、台灣海峽，台灣及南海東北部。在 23 個豪雨個案中，共有 9 個個案（L 型 6 個，S 型 3 個），在 850 hPa 有中尺度低壓出現於華南、台灣海峽及及台灣附近。

在台灣西南部的西南方外海約 200 公里處，若低層水氣通量較大者，出現超大豪雨的機會較多。23 個豪雨個案中有 11 個為超大豪雨個案。若低層水氣通量達到 $220 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ 以上且在台灣西南部 700 hPa 上升速度達到 1 Pa s^{-1} 左右，則 23 個豪雨個案中有 5 個超大豪雨個案其台灣西南部的雨量站達到豪雨標準的數目佔台灣西南部雨量站的 60% 以上。在 23 個超大豪雨/大豪雨個案內有 7 個個案的西南部全部雨量站的平均時雨量至少有一小時大於 15 mm，其發生的時間與外海移入的對流系統有關。當對流系統移入時，全

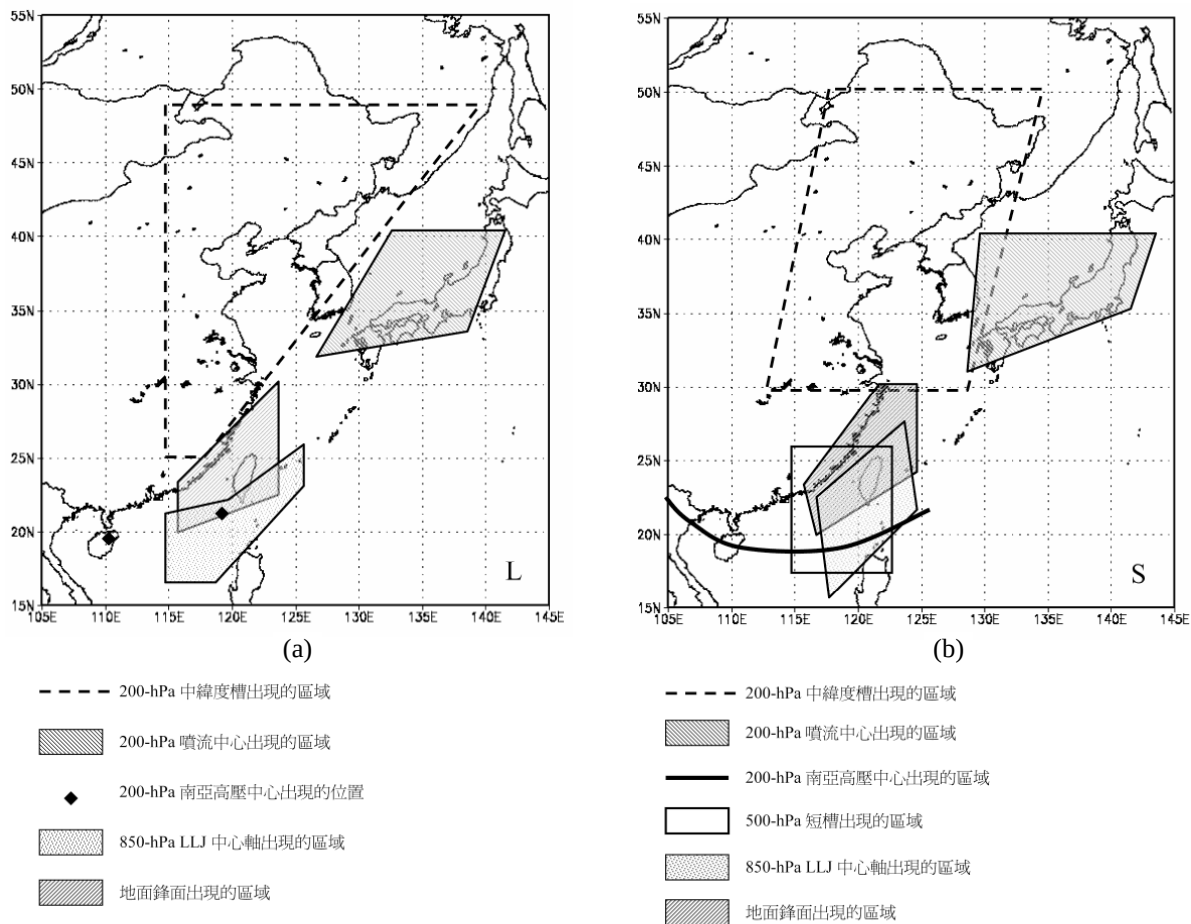


圖 8 台灣西南部豪雨發生時綜觀天氣型態 (a) L 型 (b) S 型。

區（沿海、平地及斜坡地）的時雨量幾乎同時達到最大值。23 個個案內有 10 個個案在沿海地區有大於 15 mm h^{-1} 之降雨。其中的 6 個個案在早上有大於 15 mm h^{-1} 的降雨。陸風與盛行風在沿海地區輻合，可能加強沿海之降雨。

致 謝

感謝中央大學大氣所資料庫及中央氣象局提供分析資料及審查者中肯的建言。本研究在國科會 NSC96-2111-M-008-018 及 NSC95-2111-M-008-036-AP1 計劃經費補助下完成，在此一併誌謝。

參考文獻

- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1720-1739.
- Chen, C.- S. and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan., *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- _____, W.-S. Chen and Z.-S. Deng, 1991: A study of

- a mountain-generated precipitation system in northern Taiwan during TAMEX IOP 8. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2574-2606.
- _____, C.-H. Lu, and W.-C. Chen, 2007a: Numerical experiments investigating the mechanisms of a heavy rainfall event over northeastern Taiwan and a mesovortex during TAMEX. *Meteor. Atmos. Physics*, **95**, 155-177.
- _____, W.-C. Chen, Y.-L. Chen, P.-L. Lin, and H.-C. Lai, 2005: Investigation of orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-yu season. *Atmospheric Research*, **73**, 101-130.
- _____, Y.-L. Chen, C.-L. Liu, P.-L. Lin, and W.-C. Chen, 2007b: The statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Weather Forecasting*, **22**, 981-1002.
- Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- _____, and C.-C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- _____, C.-C. Wang, and D.T.-W. Lin, 2004: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 20-43.
- _____, _____, and L.-F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 874-896.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, J.-C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2299-2312.
- Chen, X.-A., and Y.-L. Chen, 1995: Development of low-level jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1695-1719.
- Chen, Y.-L., 1993: Some synoptic-scale aspects of the surface fronts over southern China during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 50-64.
- _____, and J. Li, 1995: Large-scale conditions favorable for the development of heavy rainfall during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2978-3002.
- _____, X. A. Chen, and Y.-X. Zhang, 1994: A diagnostic study of the low-level jet (LLJ) during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2257-2284.
- Li, J., and Y.-L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959-971.
- _____, _____, and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060-1081.
- Lin, C.-Y. and C.-S. Chen, 2002: A study of orographic effects on mountain-generated precipitation systems under weak synoptic forcing. *Meteor. Atmos. Physics*, **81**, 1-26.
- Overland, J. E., and N. A. Bond, 1995: Observations

- and scale analysis of coastal wind jet. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2934-2941.
- Peng, W.-C., 2006: A preliminary study of heavy rainfall events over southwestern Taiwan during 1997-2004. MS thesis (In Chinese). NCU, Chung-Li, Taiwan. 122 pp.
- Su, C.-J., 2007: An investigation of heavy rainfall event over southwestern Taiwan on 12 June 2005 MS thesis (In Chinese). NCU, Chung-Li, Taiwan. 105 pp.
- Yeh, H.-C., and G. T.-J. Chen, 2004: Case study of an unusually heavy rain event over eastern Taiwan during the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 320-327.
- _____, and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457-1469.
- _____, and _____, 2002: The role of offshore convergence on coastal rainfall during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2709-2730.
- Zhang, Q.-H., K.-H. Lau, Y.-H. Kuo, and S.-J. Chen, 2003: A numerical study of a mesoscale convective system over the Taiwan Strait. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1150-1170.

An Investigation of Extremely Heavy Rainfall Events over Southwestern Taiwan during the Mei-Yu Season from 1997 to 2006

**Ching-Sen Chen¹ Yi-Leng Chen² Ping-Cheng Lin¹ Pay-Liam Lin¹,
Che-Ling Liu, Chiung-Jui Su¹ Wen-Chun Peng¹**

¹ **Institute of Atmospheric Physics, National Central University**

² **Department of Meteorology, University of Hawaii**

(Manuscript received 10 June 2007; in final form 05 December 2007)

ABSTRACT

Extremely heavy rainfall events over southwestern Taiwan (south of 23.5 °N and west of central mountain range) during the Mei-Yu season (mid-May to mid-June) of Taiwan from 1997 to 2006 are analyzed using 104 rainfall stations in the region and EC/TOGA data. During this 10-year period, 23 extremely heavy rainfall events (daily rainfall accumulation greater than 130 mm and hourly rainfall rate exceeding 15 mm recorded by at least at one of the stations) occurred. For these events, at least 5 stations in the area satisfy the extremely heavy rainfall criteria. Among 12 of 23 cases, the synoptic condition at the 200-hPa level is characterized by a mid-latitude trough extending from northern China, northeastern China or eastern Siberia to the area near Taiwan Strait or southeastern China (L type). For the remaining 11 events, a short-wave trough appears in the vicinity of southern China, northern South China Sea or Taiwan at the 500-hPa level with a low-level pressure trough and the associated shear line in low levels (S type). Strong southwesterly flow (or LLJ) is found south of shear line. In some of these cases, a closed circulation associated with the low-level pressure trough is evident. Favorable large-scale conditions over southwestern Taiwan for the development of extremely heavy rainfall cases including upper-level divergence, low-level convergence, upward motion across the jet-frontal system and low-level warm, moist tongue with high θ_e values ($>340\text{K}$) (Chen and Li 1995) are found in these 23 cases. Five of these 23 events satisfy extremely

torrential rainfall event criteria (maximum daily rainfall accumulation exceeding 350 mm) with at least 60% of rainfall stations over southwestern Taiwan recording extremely heavy rainfall. These five events occur in the environment with low-level moisture flux exceeding $220 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ over the area about 200 km southwest of Taiwan and about 1 Pa s^{-1} ascending motion at the 700-hPa level over southwestern Taiwan. In seven of these 23 events, the average hourly rainfall rate over southwestern Taiwan exceeds 15 mm at least once. The peak rainfall rate occurs almost simultaneously over the coastal plain, and sloped areas when a convective episode moves inland. In ten of these 23 events, the average hourly rainfall rate greater than 15 mm over coastal area appears at least once. Six of these 10 events have a morning rainfall maximum in hourly rainfall accumulation. The interaction of prevailing wind and offshore flow in the early morning may enhance the coastal rainfall in the morning.

Key words: Mei-Yu, Extremely heavy rainfall