

臺灣地區冬季鋒面系統之天氣特徵研究

陳泰然 廖珮娟

國立臺灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十九年十二月七日收稿；中華民國一百年四月十四日定稿)

摘 要

本研究分析 1994 年 11 月至 2002 年 2 月之冬季月份(11、12、1、2 月)影響臺灣地區具有顯著鋒面特徵的冷鋒個案，發現均屬上滑鋒。再依據鋒面南側垂直於鋒面水平風場之差異特徵，將上滑鋒區分為暖型與冷型上滑鋒，探討其對臺灣地區天氣之影響。結果發現：暖型上滑鋒臺灣地區鋒前受太平洋高壓脊西伸至臺灣鄰近海面影響，鋒前近地層風場為南風分量所主宰，鋒後受大陸高壓影響，為北風分量主宰。冷型上滑鋒臺灣地區受大陸冷高壓影響，鋒前鋒後均為北風分量，唯鋒後北風分量較大。

鋒面溫度距平變化與混合比之南北差異分析顯示，冷型上滑鋒鋒後冷乾空氣南移之變性程度較暖型者為弱，溫度距平傾向則顯示冷型上滑鋒有較暖型者為強的鋒面斜壓性。氣壓距平傾向之南北變化顯示，暖型上滑鋒愈往南移動冷空氣愈淺薄，而冷型上滑鋒並無此特徵。

雨量分布顯示，暖型上滑鋒過境因迎風面地形效應致使東北部於鋒後有最大降雨強度，而東南部於鋒面過境前後出現最大降雨強度，可能原因為鋒面過境前有較強南風與較大混合比之故。冷型上滑鋒過境西部與東部地區均有鋒前降雨強度往南減小之趨勢，鋒後東部地區較西部地區為大之降雨強度亦反映迎風面之地形效應。

關鍵字：冷鋒、上滑鋒、下滑鋒、暖型上滑鋒、冷型上滑鋒

一、前言

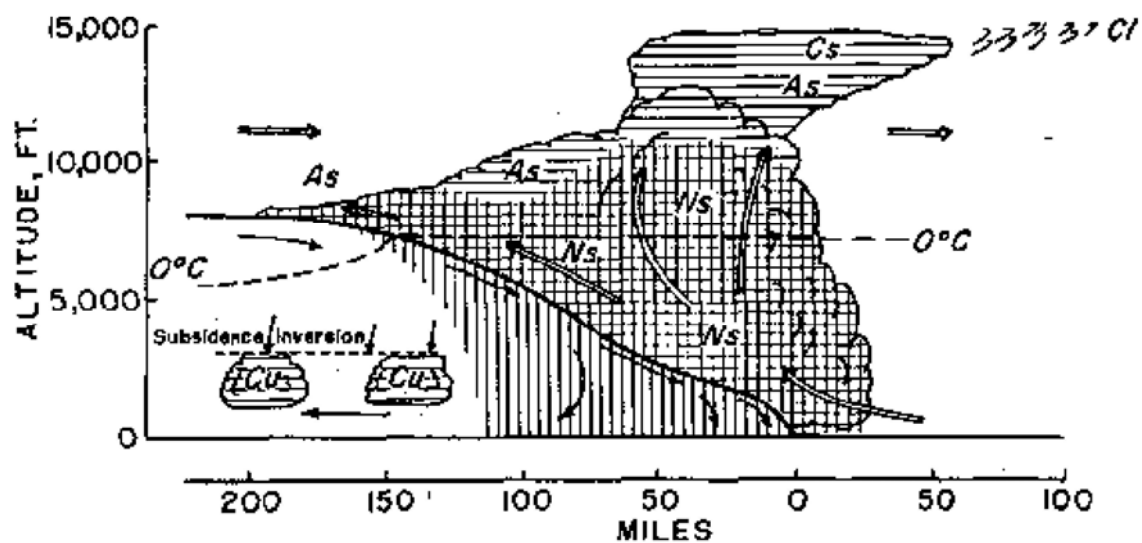
鋒面常伴隨雲雨，甚至出現大風、低溫 and 雷雨等劇烈天氣現象。不論在實際的天氣分析與預報或在理論研究方面，鋒面一直是最受重視的課題之一。鋒面分類標準眾多，如以形成地區來分類，有中高緯度的極鋒與副熱帶的梅雨鋒；以出現高度分類，則為高空鋒和地面鋒；以產生天氣之性質而言，可分為活躍鋒與不活躍鋒。Bergeron (1937) 以鋒面區上垂直運動的差異將鋒面分成兩種類型，一為鋒上暖空氣相對於鋒面上滑的上滑鋒 (anafont)，另一為暖空氣相對於鋒面下滑的下滑鋒 (katafront)。

Godske *et al.* (1957) 將上滑鋒與下滑鋒之雲雨區及其相對於鋒面的垂直運動繪製為概念圖 (圖 1)，認為上滑鋒的暖空氣因沿著鋒面向上滑，有利於鋒後形成較廣大的雲雨區；下滑鋒的暖空氣因沿著鋒面向下滑，較不利於鋒後雲雨區的形成，雲雨天氣多侷限在鋒上或在鋒前形成窄雨帶。Keyser (1986) 結合衛星雲圖分析亦證實上滑鋒的雲區主要分布在鋒後，下滑鋒的雲區主要分布在鋒前。Moore and Smith (1989) 利用探空觀測資料分析 1987 年 9-10 月間通過美國東部的兩個冷鋒個案，也發現上滑鋒在鋒面上的氣流速度比地面鋒面移速慢，故相對於鋒面是上滑的；而下滑鋒在鋒面上的氣流速度比地面鋒面移速快，故相對於鋒面是下滑的。Godske *et al.* (1957) 曾指出下滑鋒鋒面區上之下沉運動伴隨低層輻散，減弱鋒面上之氣旋式渦度，而上滑鋒鋒面區上之上升運動伴隨低層輻合，有利於鋒面上氣旋式渦度的增強。因此，可預期大氣中的鋒面是以上滑鋒為主宰。Sansom (1951) 透過 1944–1948 年通過英國 50 道冷鋒的觀測資料分

析，歸納出上滑鋒與下滑鋒的垂直結構與鋒面通過後之地面天氣特徵。他發現上滑鋒通過後的特徵為氣溫迅速降低，相對濕度緩慢減少，鋒上有中至大雨，鋒後穩定降水，較慢轉晴，風向迅速順轉且風速明顯減小，垂直於鋒面的風向量隨高度逐漸減小且小於地面鋒面移速，以及風向隨高度迅速逆轉。相對而言，下滑鋒通過後的特徵則為地面氣溫緩慢降低，相對濕度迅速減少，雨區集中在鋒上或鋒前，雨量普遍較小，快速轉晴，風向緩慢順轉且風速變化不大，垂直於鋒面的風向量隨高度逐漸增加且大於地面鋒面移速，以及風向隨高度緩慢逆轉。

臺灣地區處於副熱帶，冬季雖與中緯度地區相似，均受到溫帶地區斜壓系統影響，但獨特的海陸分佈與複雜地形影響，大氣環境與天氣系統之結構與中緯度應有相當差異，特別是冷鋒之結構、及其伴隨的天氣特徵，在氣象上實為一值得探究的問題。Peixoto and Oort (1992) 曾指出臺灣冬季在西伯利亞大陸冷氣團影響下，盛行東北季風，當大陸冷氣團南下歷經廣大較暖洋面時，透過海氣交互作用，海面之可感熱與潛熱通量上傳而使氣團變暖，向上傳送的水氣通量亦使氣團變濕，故氣團到達臺灣時溫度與溼度均已遽增。而臺灣冬季之降水形態，因受東北季風與地形影響，降水主要分佈在東北部地區，降水持續性有由北往南遞減的趨勢 (陳與吳 1978；戚與陳 1995；吳與辛 1996)。在溫度與氣壓變化方面，蒲 (2001) 分析臺灣北部和南部地區氣壓及溫度日變化的時空分佈，發現各季節氣壓日變化的振幅以冬季最大，且隨著緯度降低而增加，使臺灣西南部氣壓日變化的振幅為最大，顯然臺灣南部受到氣壓半日波的影響較北部顯著，並發現臺灣南部冬季日夜溫差較北部為大。呂等 (2004) 針

(a) 上滑鋒



(b) 下滑鋒

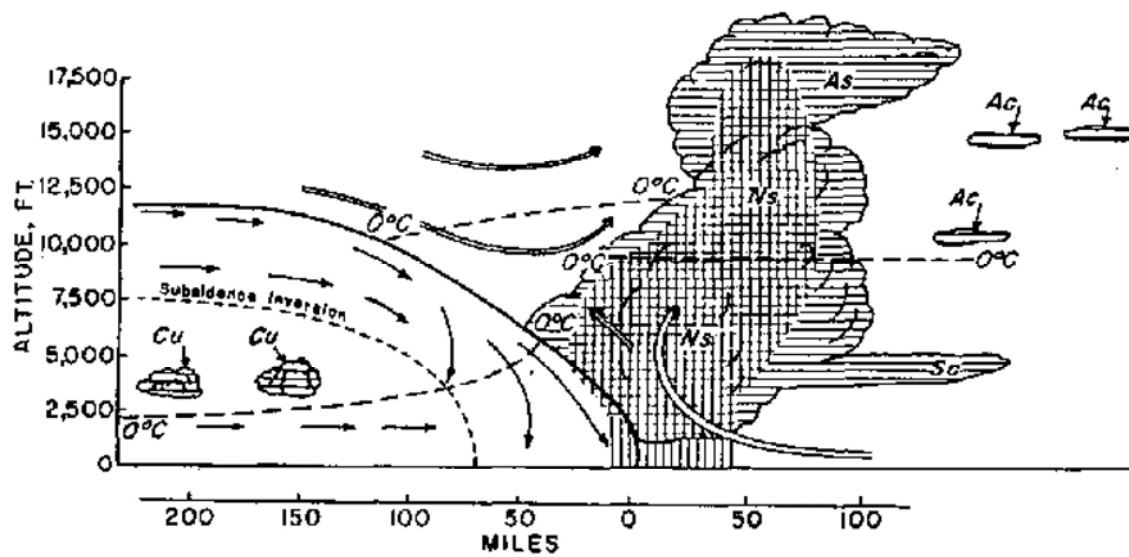


圖 1 (a) 上滑鋒與(b) 下滑鋒雲雨區與相對於鋒面的垂直運動概念模式圖 (Godske et al. 1957)。

對臺灣地區寒潮爆發個案進行東、西部沿海地面測站逐時觀測資料分析，指出在寒潮爆發期間臺灣地區仍存在地面溫度的日夜變化，尤其在西南部地區最為顯著，而地面氣壓也有顯著的半日波變化。

在鋒面研究方面，陳與林（1981）及陳與林（1982）曾合成分析冷鋒通過台北和高雄地區時各氣象要素與天氣因子之分佈結構與變化，發現溫度、氣壓、露點、風等在鋒面過境前後均有顯著改變，且其改變在南北之間亦有明顯差異，顯示臺灣地區範圍雖小，但是局部天氣的變化卻有顯著不同。Yeh and Chen（2003）、吳等（2004）、簡與林（2004）及 Chien and Kuo（2006）利用數值模式模擬研究影響臺灣地區的鋒面，發現南移鋒面在東部海岸因受地形阻擋，鋒後北風受到科氏力偏轉使冷空氣堆積在東北部地區，在迎風面形成高壓脊，增強此區之非地轉北風而加速東段鋒面南移，但在背風面則出現一相對低壓區。

由以上諸多研究顯示，依鋒面區上垂直運動之差異，鋒面可區分為上滑鋒與下滑鋒兩種類型，兩者在鋒面結構、綜觀形勢及伴隨的天氣現象均有顯著差異。唯過去文獻上主要探討中緯度地區這些鋒面之性質與結構特徵，對出現在副熱帶之鋒面系統的相關研究仍十分欠缺。臺灣冬季受冷鋒系統南移影響，某些情況下可產生顯著降水與氣溫驟降，而某些情況下卻沒有造成顯著變化。個別冷鋒對臺灣天氣的影響並不盡相同，這些個案間的差異是否因不同鋒面類型具有不同性質而導致？至目前為止文獻上仍無相關之研究，因此探討臺灣冬季冷鋒之類型、結構及其伴隨天氣之特徵，實為一重要且有趣的氣象問題。本文即針對影響臺灣地區之冬季冷鋒（11、12、1、2月），分析鋒面南下影響臺灣期間之綜觀環境條

件，探討鋒面個案對臺灣東、西部地區局部天氣的影響，並探討合成個案之氣象要素變化特徵。

二、資料與分析

分析 1994 年 11 月至 2002 年 2 月冬季期間（11、12、1、2 月）影響臺灣地區之鋒面，使用資料包括中央氣象局每 6 小時（0000、0600、1200、1800 UTC）東亞地區地面天氣圖、中央氣象局板橋探空站每 12 小時（0000、1200 UTC）探空資料，以及歐洲中期天氣預報中心之 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 基本網格分析資料（以下簡稱 EC/TOGA 網格資料），垂直方向包括地面、1000、925、850、700、500 hPa 共 6 層。為探討鋒面對臺灣地區天氣的影響，使用中央氣象局地面綜觀氣象站，包括西部地區的淡水、新竹、梧棲、嘉義、台南、高雄與東部地區的基隆、蘇澳、花蓮、成功、台東（圖 2）之逐時地面氣溫、氣壓、相對溼度、風向風速與雨量資料，以及中央氣象局自動雨量站之逐時雨量資料。

首先利用中央氣象局地面天氣圖，分析 1994–2002 年間通過臺灣北部之冷鋒個案，共計 100 道。將此 100 道冷鋒於通過台北測站後之第一個探空資料時間（詳如表一）定義為 t_s ，再利用 t_s 時板橋探空站之斜溫圖，選出具有鋒面逆溫，且在逆溫層處之風向有隨高度逆轉再轉變為隨高度順轉之 27 個顯著冷鋒個案（表一標示“*”者）。隨後利用 EC/TOGA 網格資料，繪製此 27 個冷鋒個案在 t_s 時之地面天氣圖，並重新分析地面鋒面位置，接著再以 Uccellini *et al.*（1992）所定義之地面鋒面性質加以檢視，即鋒面位在最大水平溫度梯度區之暖側且具有氣旋式風切，結果符合定義者僅有 13 道鋒面（表二），本研究即進行此 13 個冷鋒個案之診斷分析。綜合而言，這些

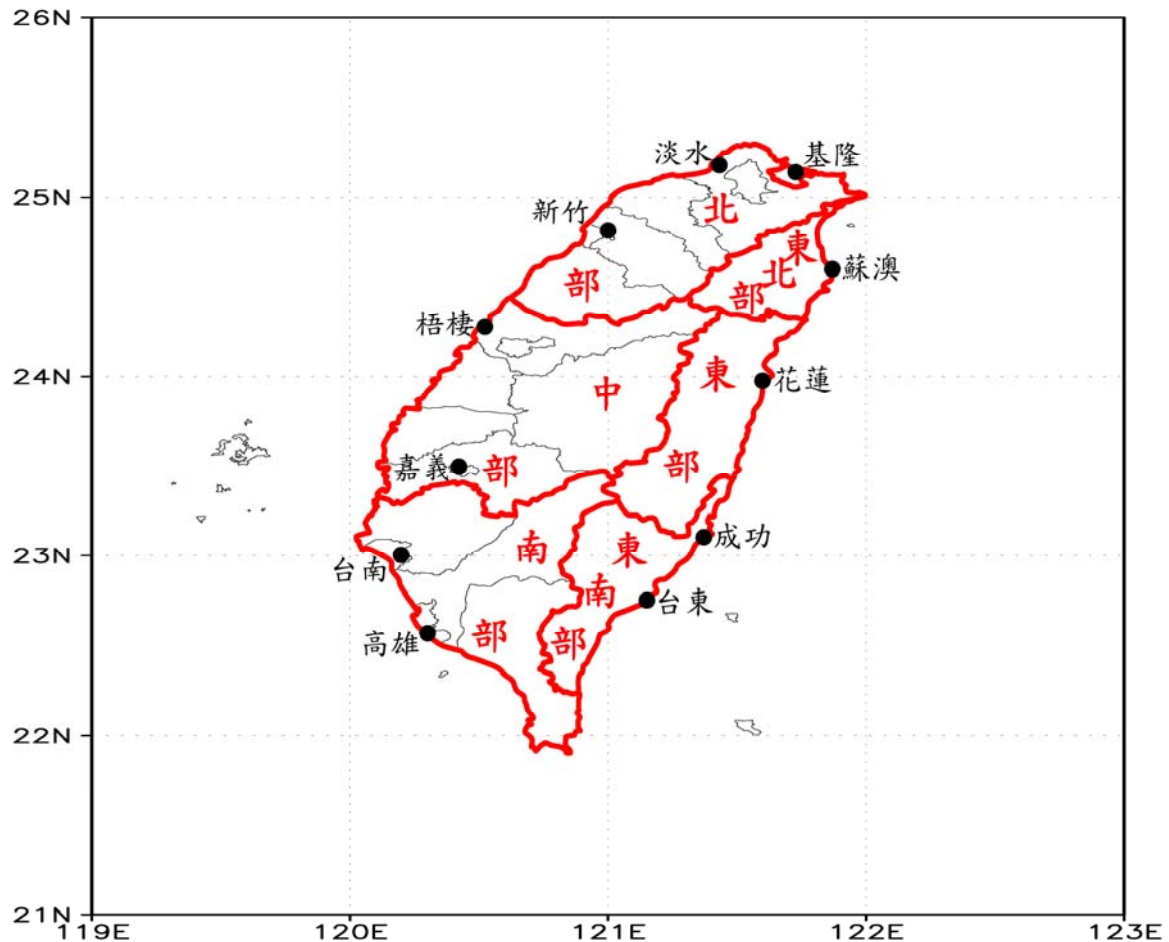


圖2 依行政區將臺灣地區分為東北部（基隆市、宜蘭縣）、北部（台北市、新北市、桃園縣、新竹縣市、苗栗縣）、東部（花蓮縣）、中部（台中市、彰化縣、南投縣、雲林縣、嘉義縣市）、東南部（台東縣）以及南部（台南市、高雄市、屏東縣），圓點為中央氣象局西部地區淡水、新竹、梧棲、嘉義、台南及高雄與東部地區基隆、蘇澳、花蓮、成功及台東地面綜觀氣象站。

鋒面個案具有以下三個顯著特徵：

- (1) 在 t_s 前 12 小時內中央氣象局地面天氣圖顯示有冷鋒通過臺灣北部。
- (2) 在 t_s 時板橋探空站斜溫圖可分析出鋒面逆溫且在逆溫層之下有冷平流，逆溫層之上有暖平流。
- (3) 在 t_s 時由 EC/TOGA 網格資料所繪製的地面天氣圖，可分析出地面鋒面位在最大水平溫度梯

度區之南側，且在地面具有氣旋式風切。

如前所述，傳統上滑鋒即指在鋒面區之上為上升運動者，下滑鋒則為在鋒面區之上有下沉運動者。利用 EC/TOGA 網格資料取通過台北測站且垂直於地面鋒面之垂直剖面，經由運動學法和 O'Brien (1970) 修正法求取垂直速度場，以分析鋒面區上之垂直運動，發現這 13 個個案在鋒面區上均為上升運動，故均屬於上滑鋒。進一步分析伴隨鋒面之風場特徵，發現個案間鋒面南側垂

表一 1994–2002 年冷鋒通過台北測站後板橋探空站第一個探空觀測時間 (t_s)。『*』表示文中所定義具有顯著鋒面特徵之冷鋒個案

年	月	日	時(UTC)	年	月	日	時(UTC)	年	月	日	時(UTC)
1994	12	2	12	1997	2	2	12	1999	1	14	12
		12	12*			6	12		2	1	12
		20	12			10	12			18	12*
		27	00*			15	12			27	00
		3	12			18	00*		11	26	00*
1995	1	22	12		11	16	12	2000	12	5	12*
		26	12*			26	00		1	7	00*
		12	00			29	12*			13	00*
	14	00*	7			00*	16			12	
	18	12	17		12	24	12*				
	22	00	20	12	2	5	12				
	25	00	22	12		11	12*				
	27	00*	30	00*		14	12				
	7	12	4	00		20	00				
	11	14	00	11	12	23	00				
		19	12	14	12	11	17	00			
		3	12	17	00		20	00			
	12	17	00	23	00	12	10	12			
		8	00*	28	00		13	00			
		16	00*	1	00*		17	00			
1996	1	18	00	2	3		12	2001	1	7	00*
		22	12*		10	00	13			00	
		25	00		14	14	25			12	
		2	17		17	00	2		7	00	
		2	00		19	00*			12	12	
	17	12	23		00	24		00*			
	5	00	27		00	28		00			
	1997	1	1		00	11	17	00	2002	12	13
4			00		27		12	1			17
15			00*	12	2	12	20				12
20			00*		7	12	25			12	
23			12		14	00	2	5		00	
31			00		19	00		9	00*		

表二 1994–2002 年鋒面在 t_0 時符合本研究標準之個案

鋒面類型	年	月	日	時(UTC)
暖型 上滑鋒	1994	12	12	12
	1996	1	22	12
	1997	11	29	12
	2000	2	11	12
	2001	1	7	00
冷型 上滑鋒	1994	12	27	00
	1995	2	14	00
	1999	2	18	12
	2000	1	24	14
	2001	12	13	00
其他 類型	1995	2	27	00
	1997	1	20	00
	2000	1	7	00

直於鋒面之水平風場具有明顯差異，故以此項風場特徵將上滑鋒再區分為暖型與冷型上滑鋒。暖型上滑鋒即鋒面南側近地層垂直於鋒面的水平風場在時空上有持續的南風分量，且在鋒面區上為上升運動者；而冷型上滑鋒即鋒面南側近地層垂直於鋒面的水平風場與鋒面北側（鋒後）皆為北風分量，且在鋒面區上為上升運動者。在 13 個個案中暖型與冷型上滑鋒各有 5 個，另外有 3 個個案在鋒面南側近地層垂直於鋒面的水平風場雖有南風分量但不持續，故無法歸於這兩類型（表

二）。

為瞭解暖型與冷型上滑鋒通過前後的地面天氣特徵，分析臺灣西部與東部靠近沿海地區的中央氣象局所屬地面綜觀氣象站（圖 2）之逐時地面氣象資料，為排除個案受到氣溫日夜變化、氣壓半日波與局部環流的影響，故分析氣溫、氣壓及風場距平值，當地之距平值為實際觀測值減去每個個案在各測站該年該月該時之月平均值。Sanders and Doswell III（1995）提出鋒面通過後後的氣壓趨勢、溫度場及風場會重新分布，故本研究依據地面鋒面通過該測站之後溫度將下降、氣壓先降後升、風向轉為北風分量及風速增強等天氣變化特徵，主觀判定地面鋒面通過該測站之時間且該時間定為 t_0 ，各測站再以 t_0 做為基準點，分析暖型與冷型上滑鋒於 t_0 前 6 小時至 t_0 後 12 小時期間各測站之氣壓距平、溫度距平、風場距平及混合比變化。

為瞭解暖型與冷型上滑鋒對臺灣地區所形成之降水分布型態差異，利用中央氣象局地面綜觀氣象站與自動雨量站（表三）之逐時雨量資料，依據地理位置與行政區將全臺灣分成東北部（基隆市、宜蘭縣）、北部（台北市、新北市、桃園縣、

表三 中央氣象局在臺灣北部、中部、南部、東北部、東部及東南部各區域、各個案時間之地面綜觀氣象站與自動雨量站數目統計

時間 區域	1994 年 12 月	1995 年 2 月	1996 年 1 月	1997 年 11 月	1999 年 2 月	2000 年 1 月	2000 年 2 月	2001 年 1 月	2001 年 12 月
北部	68	72	74	84	84	92	92	85	92
中部	94	94	94	93	94	125	125	74	126
南部	78	78	80	93	93	93	93	92	93
東北部	3	3	23	19	22	22	22	22	23
東部	1	2	21	29	28	31	31	30	31
東南部	3	3	4	21	21	21	21	18	21
總和	247	252	296	339	342	384	384	321	386

新竹縣市、苗栗縣)、東部(花蓮縣)、中部(台中市、彰化縣、南投縣、雲林縣、嘉義縣市)、東南部(台東縣)、南部(台南市、高雄市、屏東縣)等六個區域(圖 2)。利用各區域內地面綜觀氣象站觀測資料,主觀定出鋒面通過該區域之最北與最南地面綜觀氣象站的時間,分析暖型與冷型上滑鋒在 t_s 前後各 24 小時通過該區域之逐時平均雨量分布。若鋒面通過該區域之最北與最南地面綜觀氣象站的時間相同,則只定出一個鋒面通過該區域的時間,因東部地區只有一個花蓮氣象站,故只定出一個鋒面通過該測站的時間。

三、暖型上滑鋒之綜觀形勢與伴隨天氣

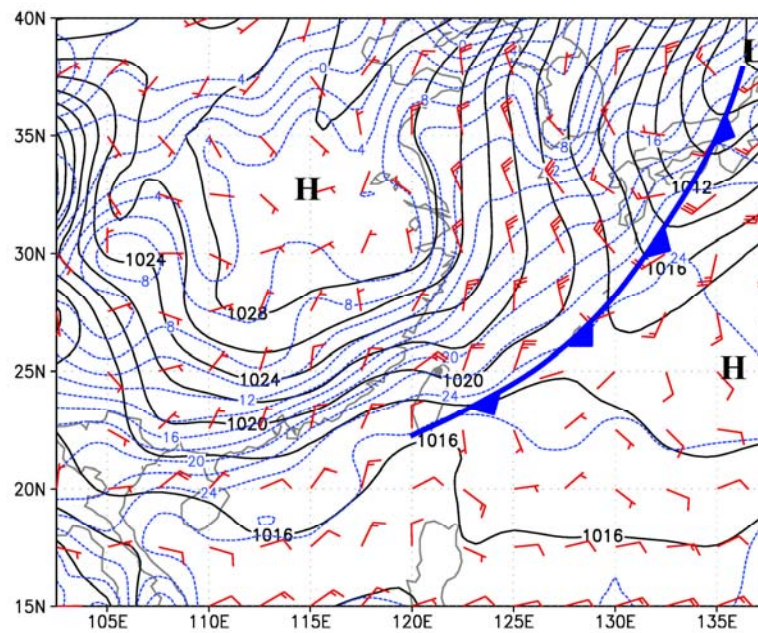
5 個暖型上滑鋒在臺灣與鄰近地區綜觀形勢相近,故任選 1997 年 11 月 29 日個案以呈現綜觀環境條件及臺灣東部地區與西部地區於鋒面過境前後伴隨之天氣變化特徵。11 月 29 日 1200 UTC 地面天氣圖(圖 3a)顯示伴隨低壓中心之冷鋒從日本本州西部海面向西南延伸至臺灣南部地區,臺灣東方之西太平洋上有一微弱高壓脊向西南伸至巴士海峽,臺灣東南部海面位於鋒前吹微弱南風,鋒後受到大陸高壓影響盛行北北東風。由通過台北測站且垂直於地面鋒面的溫度與氣壓分布顯示,鋒後具有顯著的溫度梯度,約為 $2-3^{\circ}\text{C}(100\text{ km})^{-1}$ 、氣壓梯度約為 $6-7\text{ hPa}(500\text{ km})^{-1}$ 。850 hPa(圖 3b)低壓槽位於地面鋒面後,由日本九州向西南延伸至臺灣北部地區,有一微弱太平洋高壓脊向西伸至臺灣東部海面,臺灣附近之風場均甚微弱,唯地面鋒前為微弱北風,顯示鋒上南風層淺薄,侷限在 850 hPa 之下。700 hPa 與 500 hPa(圖 3c 與圖 3d)低壓槽由韓國鄰近向西南伸至東海,700 hPa 最大風速位於槽前,500 hPa 最大渦度位於槽上,臺灣地區受到中緯度西風帶微

弱槽線影響,盛行西南西或西南風。700 hPa 太平洋高壓脊由西太平洋向西南西伸展,經呂宋島北部至南海,500 hPa 則南海有一割離高壓。

為探討暖型上滑鋒過境前後各氣象要素變化之南北差異與東西兩側之差異,進行鋒前 6 小時至鋒後 12 小時沿西部地區與東部地區之南北時空中尺度分析,如圖 4 所示。西部地區(圖 4a)於鋒面過境前後各測站風場均有顯著改變,鋒前為持續性的南風距平,鋒後除新竹與梧棲有短暫之例外,其餘各站均轉為持續之北風距平,以梧棲於鋒後 9-12 小時達最大。顯然,臺灣西部地區鋒面過境之風場變化,明顯反映暖型上滑鋒之鋒前南風與鋒後北風之綜觀特徵。鋒面通過後負溫度距平僅出現在梧棲以北,以南雖為正距平但較鋒前為小,原因為鋒面分別於 1100-1600 LST 間過境該 6 站,且梧棲以北之雲量遠多於以南各站,致使梧棲以南各站午後太陽加熱之溫度上升量大於鋒面過境後冷平流之溫度下降量,使鋒後產生小正距平,但鋒後仍較鋒前為小。顯然,此乃反映鋒面過境時間及因南北雲量多寡造成太陽加熱之差異。溫度距平梯度(即傾向; $\frac{\partial T'}{\partial t}$)顯

示,鋒面通過期間溫度下降速率最大值出現在新竹,其餘各站較小,顯示新竹以南之鋒面斜壓性較弱。鋒面通過前後氣壓距平皆為負值,顯示鋒面區氣壓較平均氣壓為低,恰如預期,唯通過前負距平已逐漸變小,且通過後負距平持續變小,在通過後 4-10 小時間才出現正距平,且正氣壓距平傾向(即正氣壓傾向)由北向南減小,即氣壓上升速率由北向南減少,顯示冷鋒愈往南移動冷空氣愈淺薄。鋒面通過前混合比逐漸增加,通過後混合比逐漸減小,鋒面通過後混合比之南高北低差異較通過前為大,亦顯示鋒後冷乾空氣愈往

(a) 1997.11.29_1200 UTC SFC



(b) 1997.11.29_1200 UTC 850 hPa

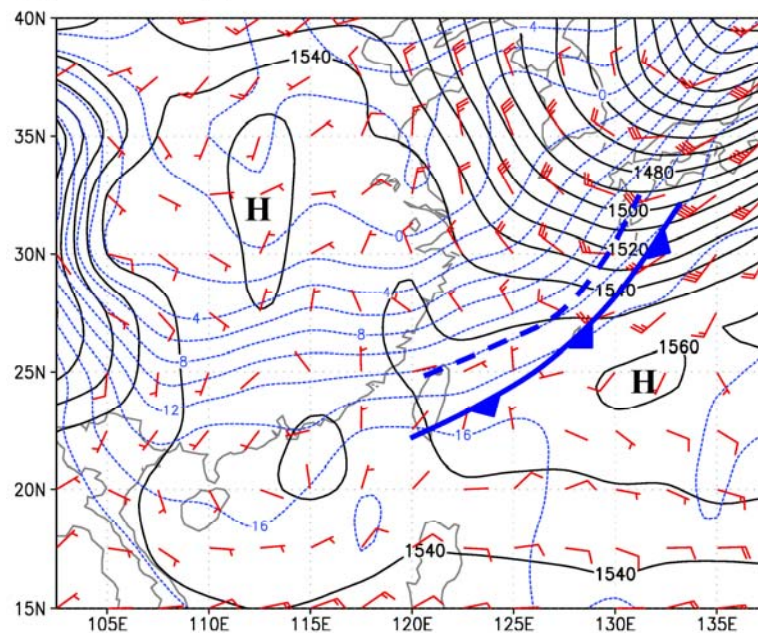
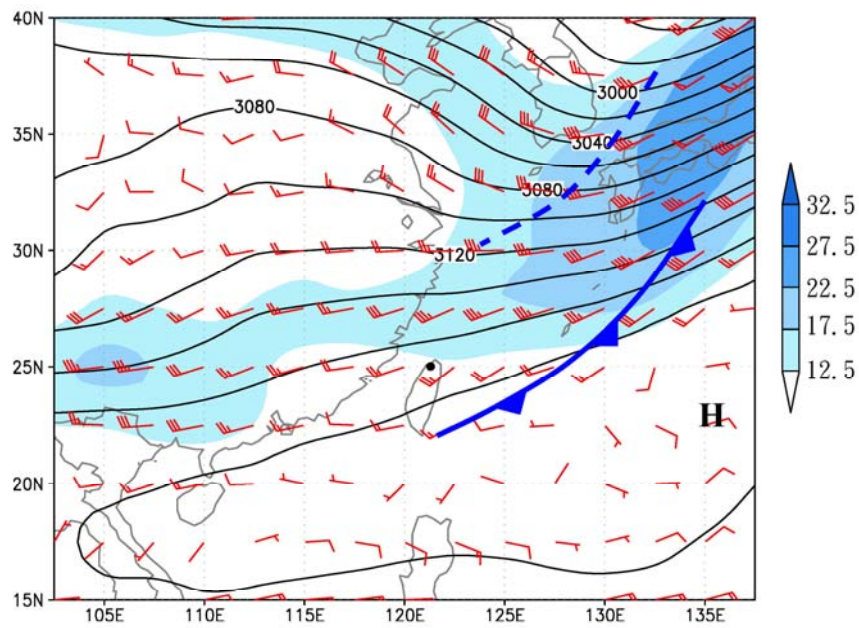


圖3 1997年11月29日1200 UTC之(a)地面氣壓場(實線,間距為2 hPa)、溫度場(點線,間距為2 °C)與風場、(b)850 hPa高度場(實線,間距為10 gpm)與溫度場(點線,間距為2 °C)、(c)700 hPa高度場(實線,間距為20 gpm)與風場;陰影區為風速大於 12.5 m s^{-1} 之區域,分析間距為 5 m s^{-1} ,如右方灰階表所示及(d)500 hPa高度場(實線,間距為30 gpm)、風場與相對濕度;陰影區為正濕度之區域,分析間距為 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,如右方灰階表所示。風標短桿為 2.5 m s^{-1} ,長桿為 5 m s^{-1} ,三角旗為 25 m s^{-1} ,粗虛線為槽線位置,地面鋒面位置亦標示在各層。「H」與「L」分別為高壓與低壓中心。

(c) 1997.11.29_1200 UTC 700 hPa



(d) 1997.11.29_1200 UTC 500 hPa

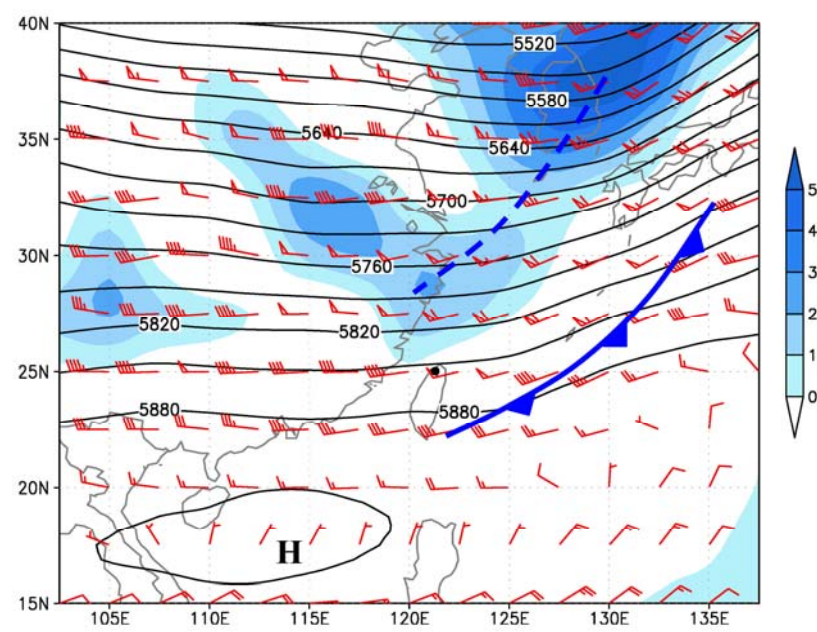


圖 3 續。

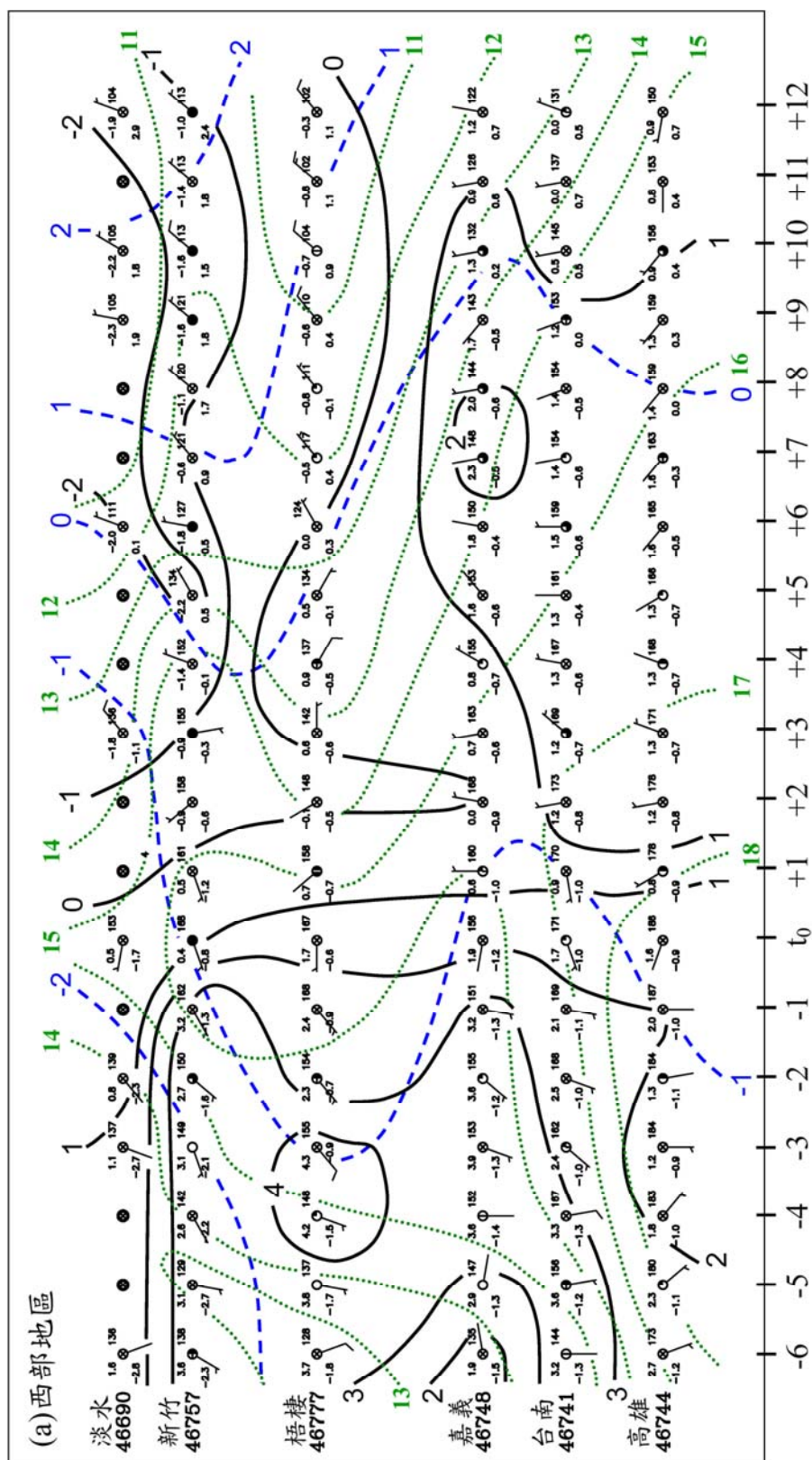
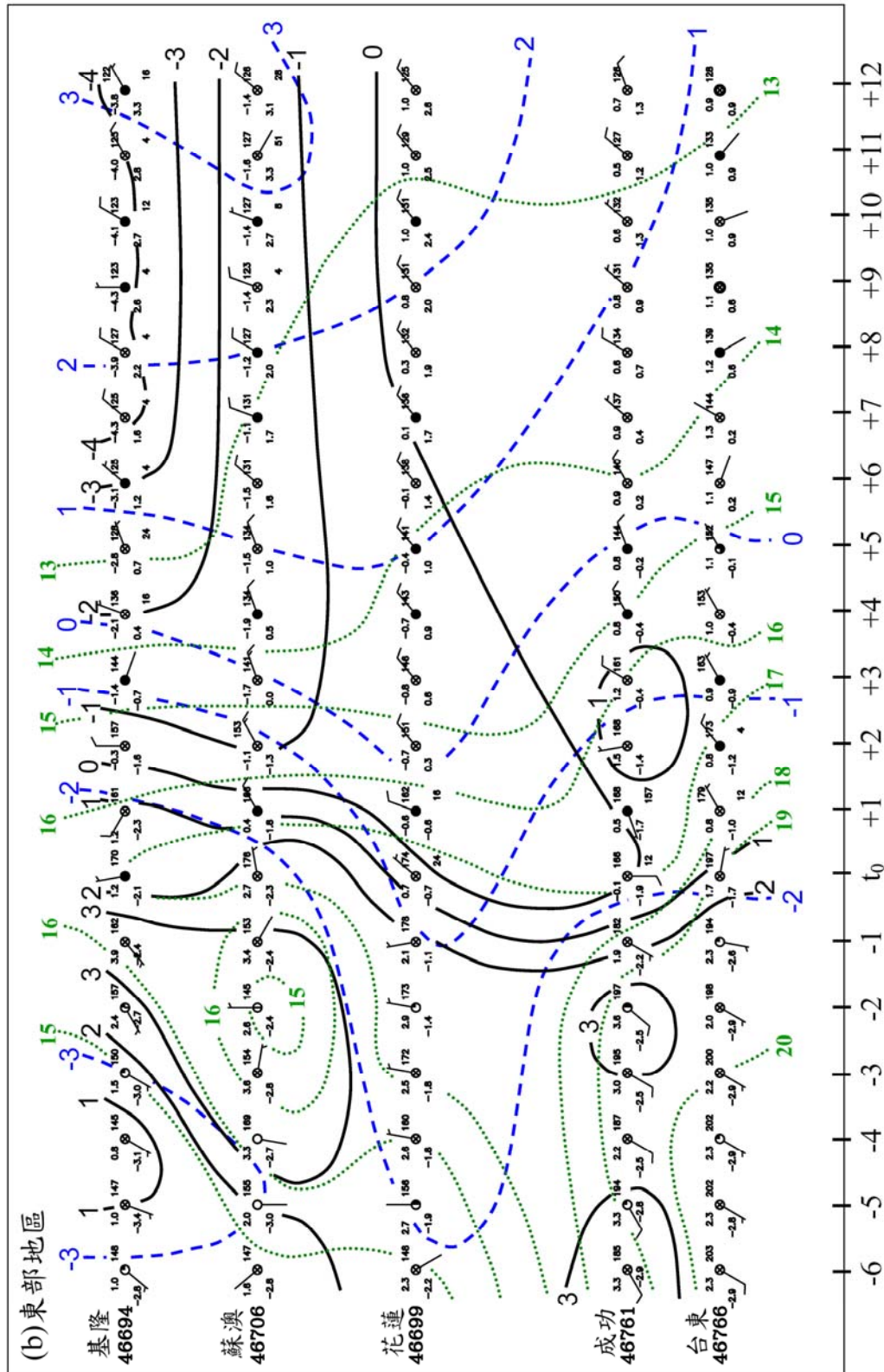


圖 4 1997 年 11 月 29 日個案之臺灣(a)西部地區與(b)東部地區時空中尺度分析。實線為溫度距平 (間距為 1°C)，虛線為氣壓距平 (間距為 1 hPa)，點線為混合比 (間距為 1 g kg^{-1})。縱軸站名下方為站碼，測站的左上方為溫度距平、左下方為氣壓距平 (單位為 hPa)、風標為風場距平 (短桿為 2.5 m s^{-1} ，長桿為 5 m s^{-1})、右上方為實際混合比 (單位為 0.1 g kg^{-1})、右下方為實際雨量 (單位為 0.1 mm h^{-1})、圓圈內為觀測雲量 (八分法)。為鋒面通過該測站時間，以鋒面通過各測站之 t_0 做為基準點，分析 t_0 前 (負號) 6 小時、後 (正號) 12 小時之變化。測站間距為地理位置南北向之相對距離。



南變性愈大之特徵。

圖 4b 為 11 月 29 日個案東部地區之結果，顯示各站風場於鋒面過境前後均有顯著改變，鋒前除花蓮有持續的微弱北風距平外，其餘各站皆為持續的南風距平，鋒後各站皆已轉為具北風分量之東北或東北東風距平，並以蘇澳於鋒後 2-3 小時達最大。顯然，如同西部地區的風場變化形態，鋒前南風與鋒後北風之暖型上滑鋒綜觀特徵亦明顯反映在東部地區鋒面過境之風場變化。與西部地區之風場特徵比較，顯示鋒後距平之南北差異仍有東西差別，西部地區嘉義以南僅具微弱北風特徵，但東部地區由北到南皆有較強東北風距平，反映迎風面之冷空氣堆積效應（cold air damming）。溫度距平鋒前為正，鋒後除成功以南外皆為負，鋒面過境成功與台東分別在 1600 與 1800 LST 之近傍晚時分，且該兩處為陰天，太陽加熱效應之溫度上升量微弱，顯示仍有氣團變性。各站溫度距平傾向皆在鋒面過境前後一小時內達最大，顯示東部地區鋒面有較西部地區為強之斜壓性，且溫度距平傾向南北並無差異，反映氣團變性小，使鋒面斜壓性南北均強。鋒面通過前後氣壓皆為負距平，顯示鋒面區氣壓較平均氣壓為低，唯氣壓負距平於鋒面過境後已變得很小，並在通過後 2-5 小時間轉為正距平。氣壓距平傾向與西部地區者相似亦由北向南減小，即氣壓上升速率由北向南減少，顯示冷空氣愈往南愈淺薄。鋒面通過花蓮以北地區之前，混合比逐漸增加，通過後混合比逐漸減小；而鋒面通過成功以南地區之前，混合比已逐漸減小，通過後混合比仍持續減小。鋒後混合比南高北低的差異較鋒前為小且較西部地區者為小，顯示東部地區鋒後冷乾空氣南移變性程度較西部地區為弱。

圖 5 為 11 月 29 日個案臺灣各區域於鋒面過

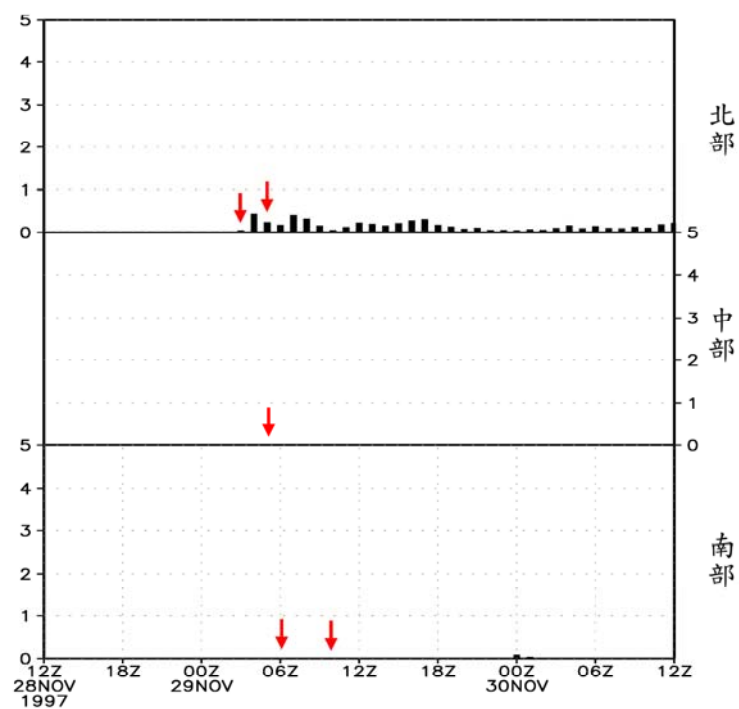
境前後之逐時平均雨量分布，顯示西部地區鋒面過境僅北部有鋒後降雨，中部與南部則無降雨；東部地區之東北部與西部地區之北部相似，具鋒後降雨特徵，唯東北部降雨強度較北部為大，乃反映迎風面之地形效特徵。東部亦於鋒後降雨，唯強度較東北部為小，東南部降雨主要出現在鋒面過境前後 3 小時內，且降雨強度為各區域之冠，可能原因為東南部相較於南部、東部或東北部而言，在鋒面過境前有較強南風與較大混合比之故（圖 4）。

五個暖型上滑鋒個案之綜合分析顯示，暖型上滑鋒之地面綜觀形勢示意圖如圖 6 所示，即太平洋高壓位於臺灣東部之太平洋上，冷鋒呈東北-西南走向經過臺灣地區，受到太平洋高壓脊向西伸至臺灣鄰近海面影響，鋒前吹南南東風，而受到大陸高壓影響，鋒後為強東北風。分析鋒面過境臺灣東部與西部地區顯示，暖型上滑鋒鋒前南風與鋒後北風之綜觀特徵，明顯反映在西部地區與東部地區鋒面過境之風場變化上。鋒後溫度距平變化，反映西部地區冷氣團愈往南移變性程度愈大，東部地區有較西部地區為強的斜壓性，且氣團變性小。氣壓距平傾向之南北變化，顯示冷空氣愈往南移動愈淺薄，鋒後混合比之南北差異，則顯示鋒後冷乾空氣變性程度愈往南愈大之特徵，但東部變性程度較西部為弱。雨量分布顯示，因迎風面地形效應致使東北部於鋒後有最大降雨強度，而東南部於鋒面過境前後 3 小時之最大降雨強度，可能原因為鋒面過境前有較強南風與較大混合比之故。

四、冷型上滑鋒之綜觀形勢與伴隨天氣

5 個冷型上滑鋒在臺灣與鄰近地區之綜觀形勢相近，故亦如暖型上滑鋒之處理方式，任選

(a) 西部地區



(b) 東部地區

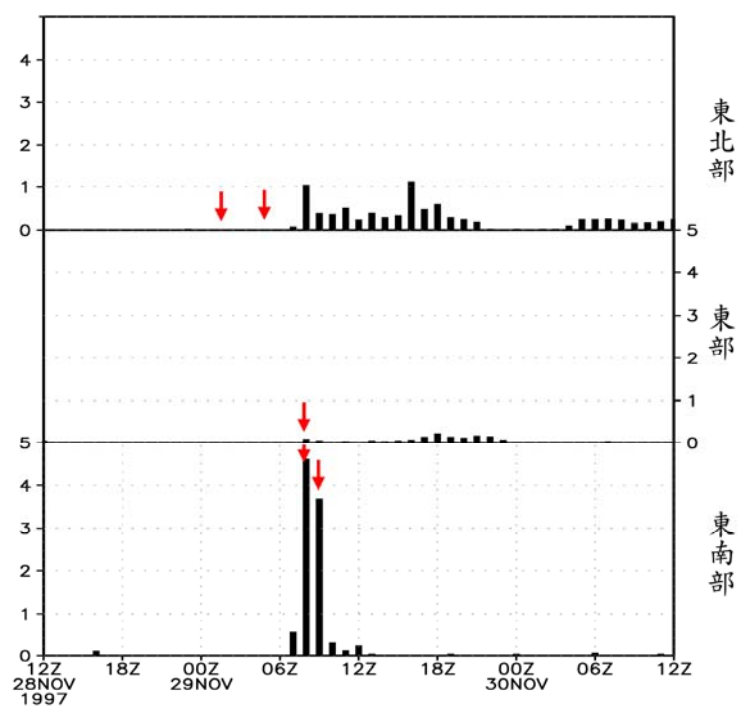
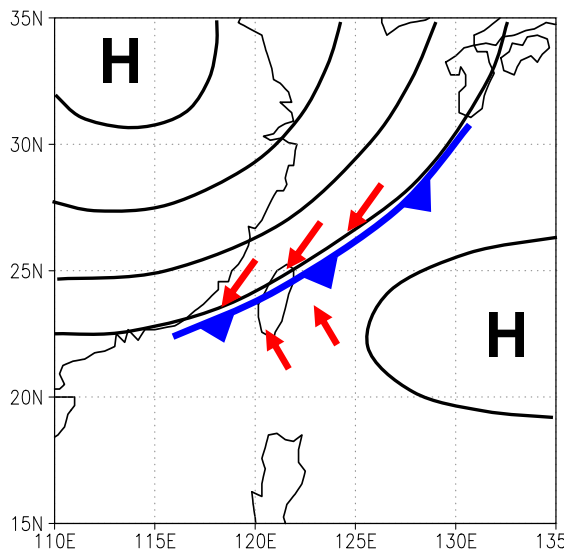


圖 5 1997 年 11 月 29 日 1200 UTC (t_s) 前後各 24 小時之臺灣(a)西部地區與(b)東部地區各區域逐時平均雨量(單位為 mm) 分析。各區內兩個箭頭所圍成的時間範圍代表鋒面通過該區域之時間。

圖6 暖型上滑鋒之地面綜觀形勢概念圖。實線表示高壓反旋式環流，「H」為高壓環流中心，箭頭代表鋒前與鋒後的風場，地面冷鋒以傳統鋒面符號標示於圖中。



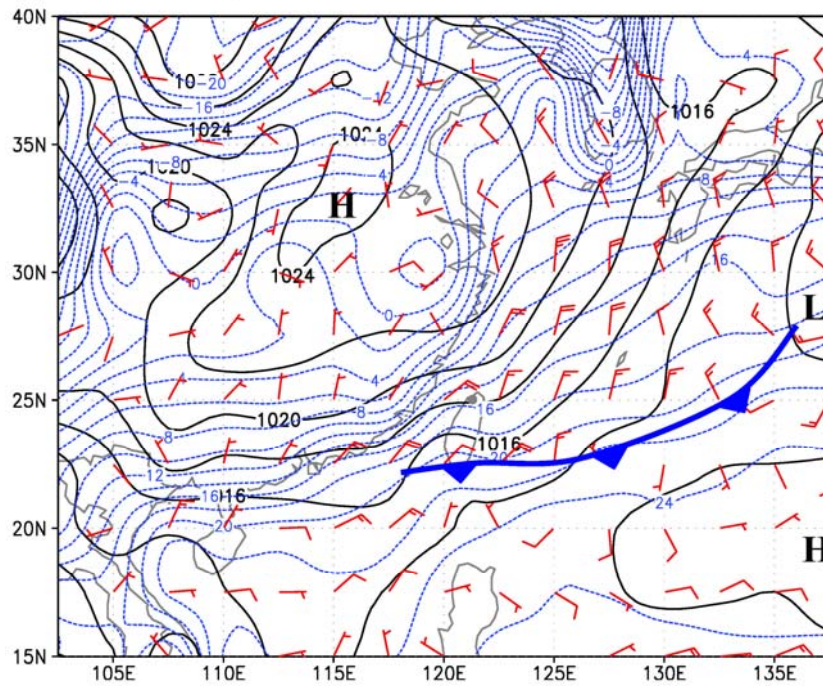
1995年2月14日個案以呈現綜觀環境條件與鋒面過境前後伴隨之天氣變化特徵。2月14日0000 UTC地面天氣圖(圖7a)顯示伴隨低壓中心之冷鋒由日本南方海面先向西南再轉向西南西延伸至臺灣南端的恆春地區，呂宋島東方之西太平洋上有一微弱高壓脊向西延伸至呂宋島北部，大陸冷高壓位於華東，臺灣地區受到大陸高壓影響，鋒前與鋒後均盛行東北風，唯鋒後風速較大。由通過台北測站且垂直於地面鋒面的溫度與氣壓分布顯示，鋒後溫度梯度與氣壓梯度分別約為 $2-3^{\circ}\text{C}(100\text{ km})^{-1}$ 、 $6-7\text{ hPa}(500\text{ km})^{-1}$ 。850 hPa(圖7b)低壓槽位於地面鋒後，由日本南方海面向西南西延伸至臺灣中部地區，臺灣及鄰近地區受到低壓槽與大陸高壓環流影響，盛行東北至西北風，反映低層鋒後之冷平流效應。700 hPa(圖7c)低壓槽由日本東南方海面向西南延伸經琉球群島至臺灣北部，臺灣地區盛行西風。500 hPa(圖7d)有一低壓槽由日本南部地區向西南延伸至日本東

南方海面，另一低壓槽由黃海向南西延伸至長江口，最大渦度位於槽上。500 hPa臺灣地區受到中緯度西風帶影響，盛行西風。

圖8為鋒前6小時至鋒後12小時沿西部地區與東部地區之南北時空中尺度分析，西部地區(圖8a)於鋒面過境前後除嘉義以南因局部地形影響使風場變化出現短暫之例外，其餘各站風場於鋒前鋒後均為持續之北風距平，唯鋒後北風距平較鋒前為大，並以梧棲於鋒後0—4小時達最大。顯然，冷型上滑鋒之鋒前鋒後均盛行北風分量之綜觀特徵，亦明顯反映在西部地區鋒面過境之風場變化上。鋒面接近時溫度正距平減小與鋒面通過後負溫度距平增加，配合鋒面過境前後之負距平傾向增加，顯示鋒面過境前後冷平流使溫度下降至較平均溫度為低之現象，恰如預期，特別是鋒面過境時冷平流達最強。溫度距平傾向顯示，溫度下降速率最大值出現在嘉義與台南，該兩站鋒面於1000—1100 LST過境，且過境前後為陰天，使太陽加熱之溫度上升量不明顯，顯示鋒面南移至中南部時斜壓性仍強。鋒面通過前後氣壓皆為負距平，顯示鋒面區氣壓較平均氣壓為低，唯通過前負距平已逐漸變小，通過後氣壓負距平持續變小，亦即鋒面過境前後氣壓均在上升，此與鋒面前後皆受大陸冷高壓影響而伴隨冷平流者一致(圖7a)。正氣壓距平傾向嘉義以南較以北為大，就如上述鋒面移至中南部時鋒面斜壓性仍強，顯示並無冷鋒愈往南移動冷空氣愈淺薄之現象。除梧棲以北地區鋒面過境前後，混合比有稍減小趨勢外，以南各地鋒面過境前後幾無差異鋒面通過後混合比之南高北低與通過前無甚差異，即鋒後南下冷乾氣團變性不大。

圖8b為2月14日個案東部地區之結果，顯示鋒前除基隆為南風距平外，其餘各站風場皆為

(a) 1995.02.14_0000 UTC SFC



(b) 1995.02.14_0000 UTC 850 hPa

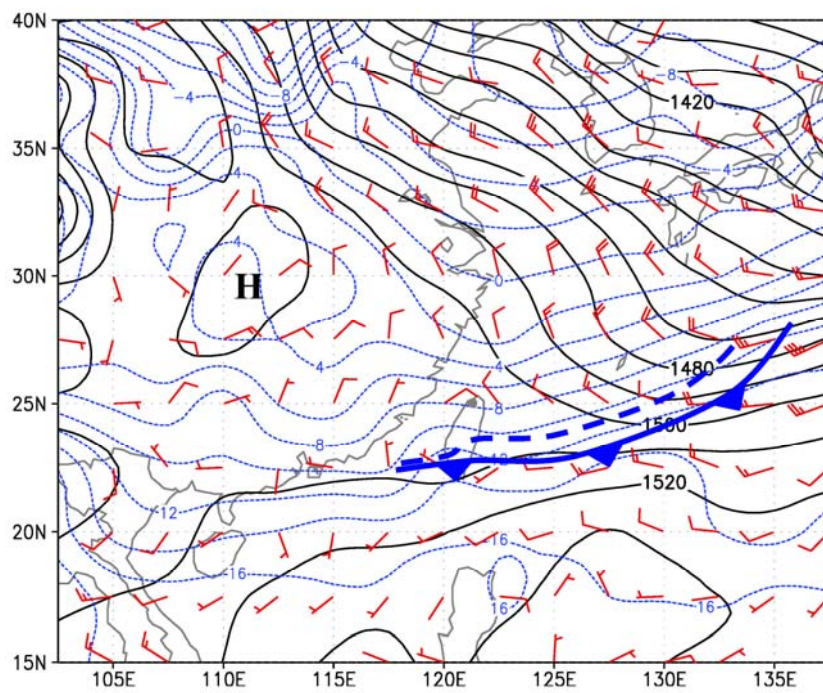
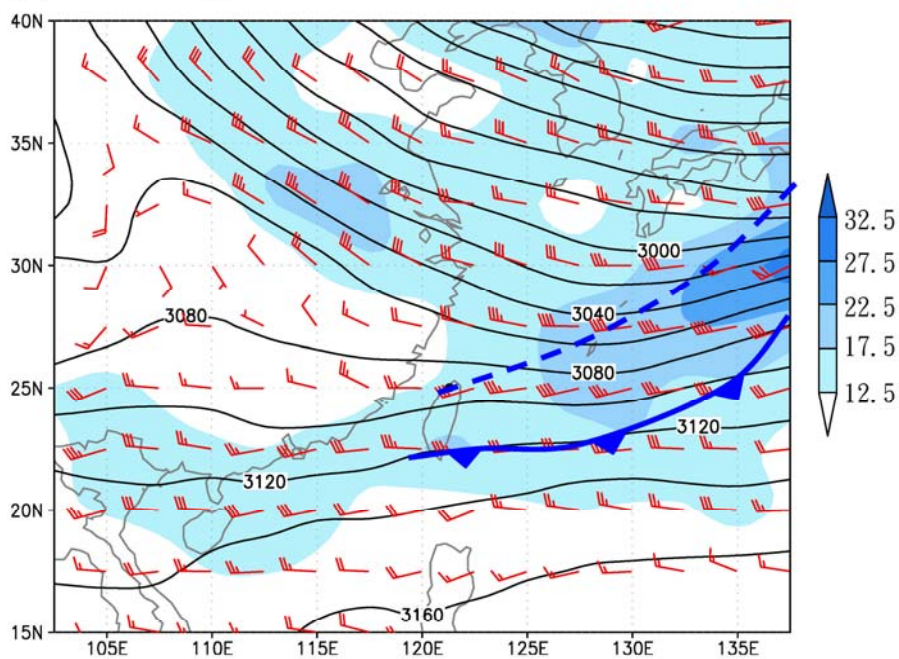


圖7 同圖3，但為1995年2月14日0000 UTC。

(c) 1995.02.14_0000 UTC 700 hPa



(d) 1995.02.14_0000 UTC 500 hPa

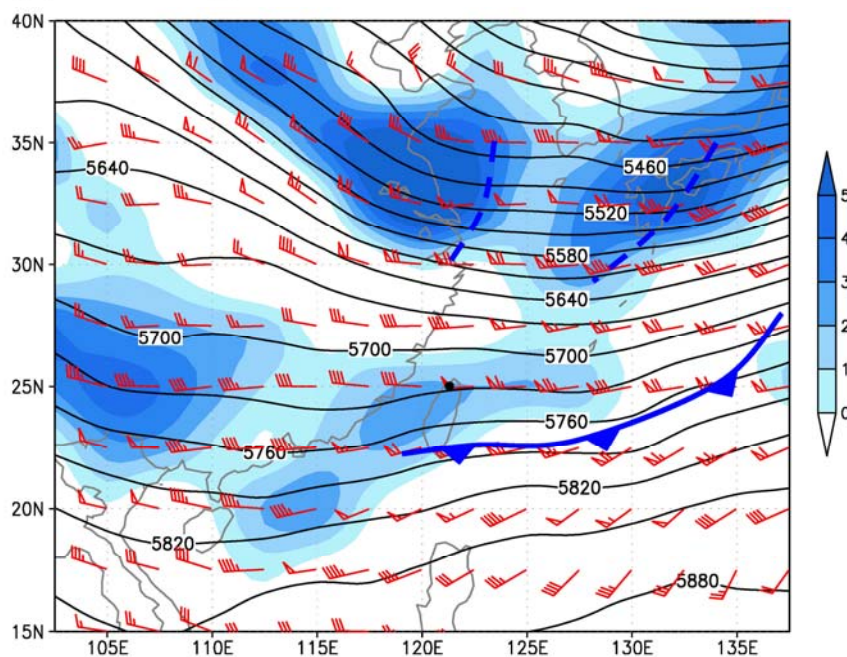


圖 7 續。

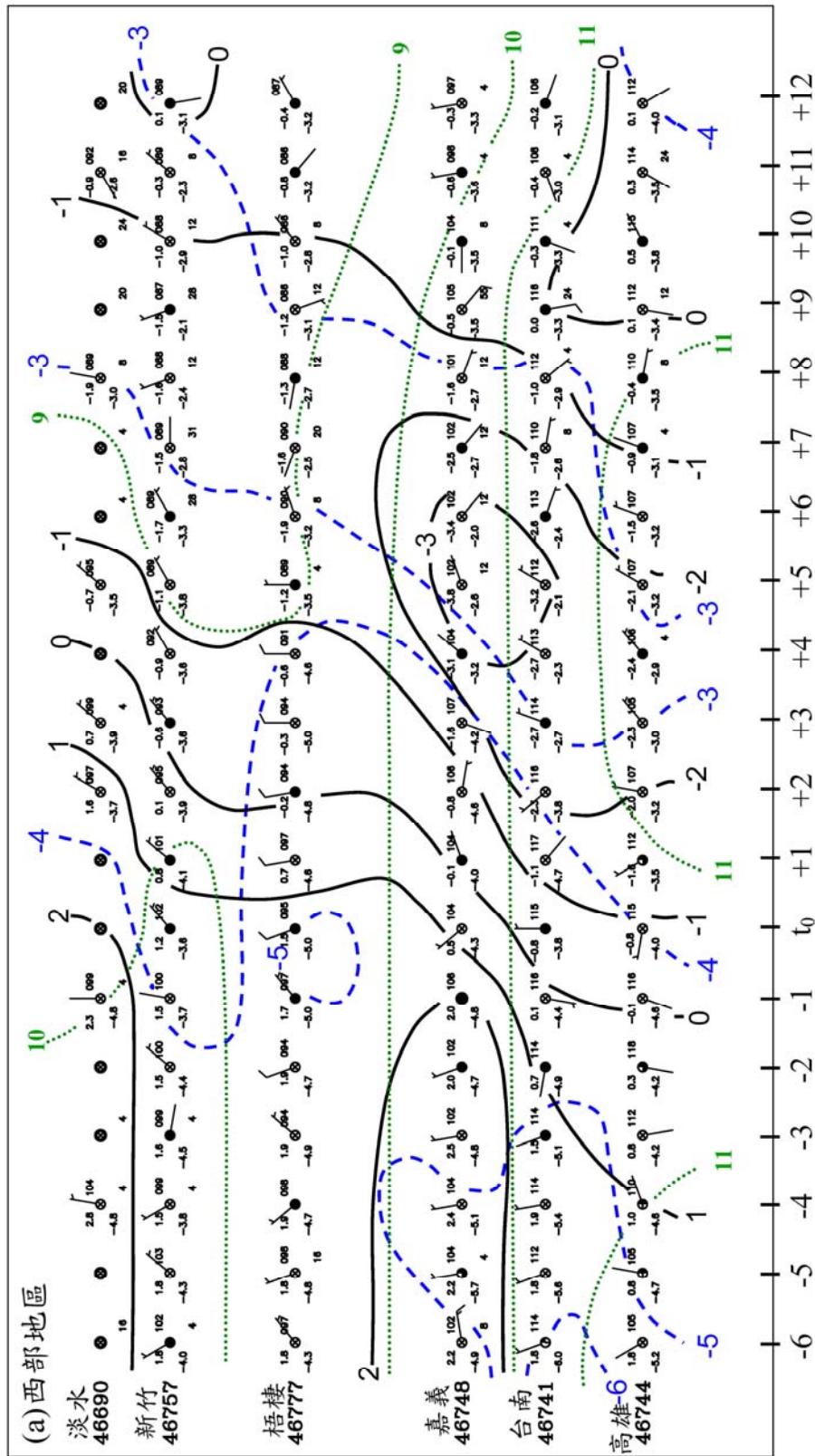


圖 8 同圖 4，但為 1995 年 2 月 14 日。

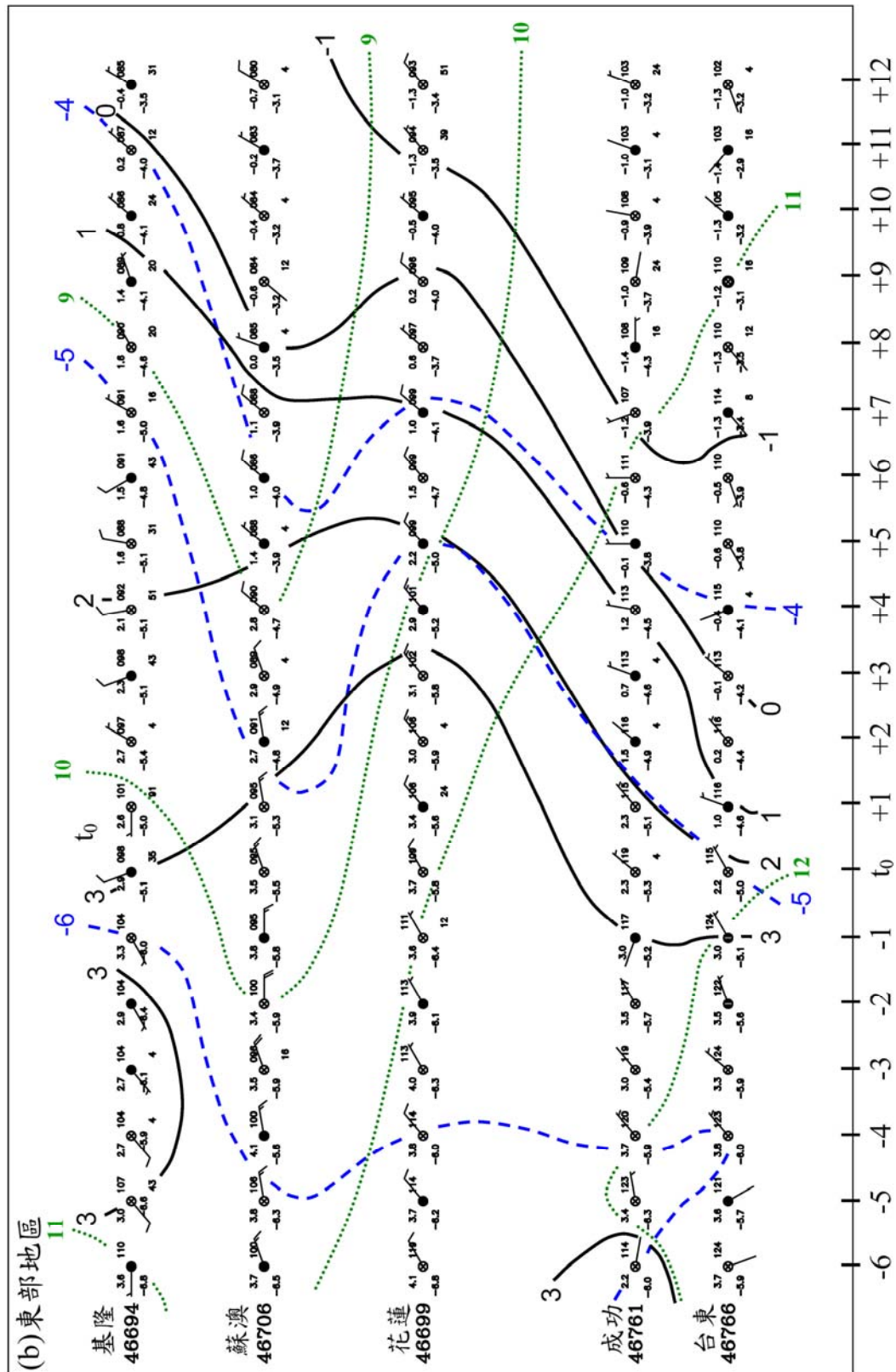


圖 8 續。

持續的北風距平，鋒後各站仍為持續之北風距平，且較鋒前為大，以花蓮於鋒後 2—4 小時達最大。顯然，東部地區的風場變化型態亦如西部地區，反映冷型上滑鋒鋒前鋒後皆為北風之綜觀特徵。比較東部與西部地區之風場距平，發現東部地區北風距平較西部地區為強，且花蓮以南較以北為弱，反映迎風面之冷空氣堆積效應。溫度距平分布顯示，鋒面過境前後均出現正距平，唯正距平逐漸減小，顯示冷型者個案溫度雖較平均溫度為高，但仍具鋒前鋒後溫度下降之特徵（圖 4b）。花蓮以南鋒後之較大溫度距平傾向，反映鋒面較強之斜壓性與鋒後冷空氣南移變性程度較弱之特徵。比較東部與西部地區鋒面過境之溫度距平傾向，顯示後者較前者為大，冷型上滑鋒在西部地區有較東部地區者為大之鋒面斜壓性。鋒面通過前後氣壓皆為負距平，鋒面區氣壓較平均氣壓為低，唯通過前負距平已逐漸變小，通過後持續變小，而正氣壓距平傾向南北無甚差異，顯示並無冷鋒愈往南移動冷空氣愈淺薄之現象。鋒面通過前混合比逐漸減小，通過後持續減小，且鋒面通過後混合比之南高北低差異較鋒前為大。

圖 9 為 2 月 14 日個案臺灣各區域於鋒面過境前後之逐時平均雨量分析，顯示西部地區之北部於鋒面過境前後均有顯著且持續性之降雨，而各區域鋒後較大之持續性降雨皆發生於午後至晚上（1400—2000 LST），顯示冷型上滑鋒有持續性的鋒後降雨。而中部之鋒後顯著減少可能是嘉義站鋒後明顯降溫之原因。鋒前顯著降雨現象由北往南減弱，南部鋒前幾無降雨。東部地區與西部地區相似，東北部於鋒面過境前後均有顯著且持續性降雨，而各區域鋒後顯著之持續性降雨亦出現在午後至晚上（1400—2000 LST）；鋒前顯著降雨現象亦由北往南減弱，東南部鋒前已無降雨。比

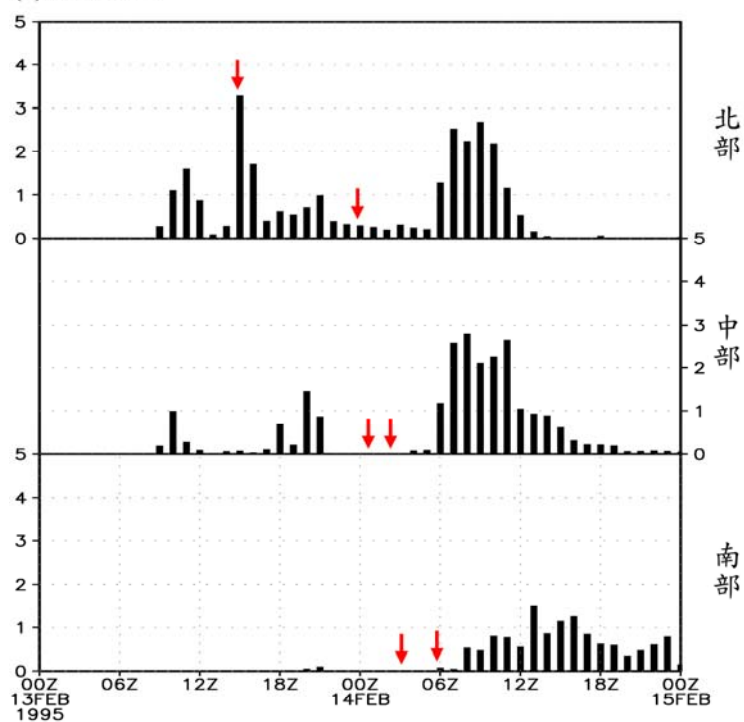
較東部與西部地區鋒後降雨強度，亦顯示迎風面之地形效應造成東部地區有較大降雨強度。

五個冷型上滑鋒個案之綜合分析顯示，冷型上滑鋒之地面綜觀形勢示意圖如圖 10 所示，即太平洋高壓位於呂宋島東方之太平洋上，高壓脊較暖型者偏南，冷鋒呈東北東-西南西走向經過臺灣南端，臺灣地區受到大陸冷高壓影響，鋒前鋒後均盛行東北風，唯鋒後北風分量較大。分析鋒面過境臺灣東部與西部地區顯示，冷型上滑鋒之鋒前鋒後均為北風之綜觀特徵，明顯反映在西部地區與東部地區鋒面過境之風場變化上。溫度距平傾向顯示西部地區鋒面有較東部地區為強的鋒面斜壓性。氣壓距平傾向之南北無甚差異，顯示並無冷鋒愈往南移冷空氣愈淺薄之現象。不論東部或西部地區，鋒前鋒後混合比之南北差異均小，顯示鋒後冷乾空氣南移變性程度較弱之特徵。雨量分布顯示，鋒面過境西部與東部地區均有鋒前降雨強度向南遞減之趨勢，且各區域皆有顯著之持續性鋒後降雨，可能原因為冷型上滑鋒具有強鋒面斜壓性與弱氣團變性所致。此外，鋒後東部地區較西部地區為大之降雨強度，亦反映迎風面之地形效應。

五、臺灣東西側之差異

前述暖型上滑鋒與冷型上滑鋒個案於鋒面過境前後之東部與西部地區氣象要素變化如表四所列，顯然暖型上滑鋒風場於鋒前均為南風距平，西部地區鋒後轉為北風距平，東部地區則轉為東北風距平。冷型上滑鋒風場於鋒前鋒後均為北風距平，唯鋒後北風距平較鋒前大，且東部較西部有較強之北風距平。西部地區之暖型上滑鋒有顯著斜壓性，唯通過前後溫度距平傾向由北往南變小，反映氣團變性較大，使鋒面斜壓性北強南弱；

(a) 西部地區



(b) 東部地區

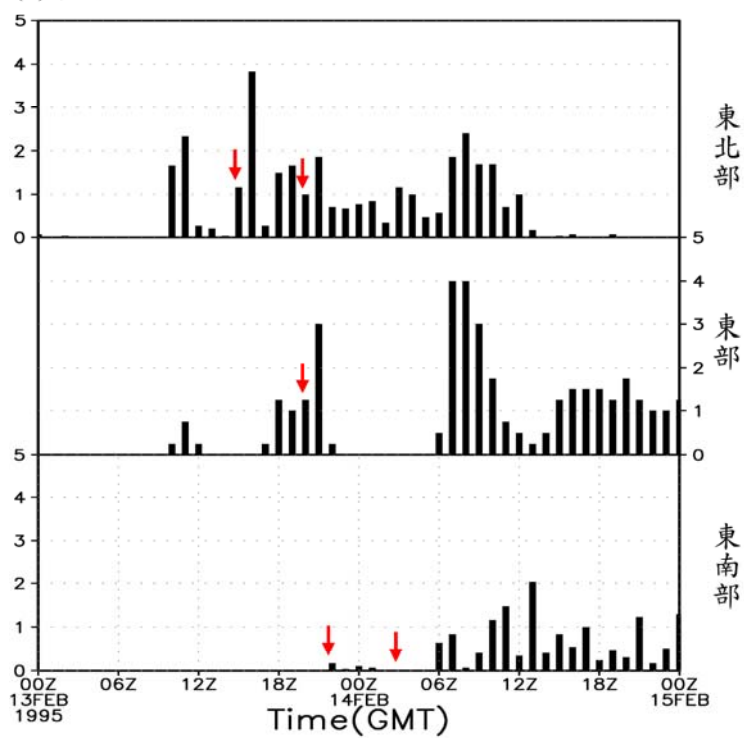
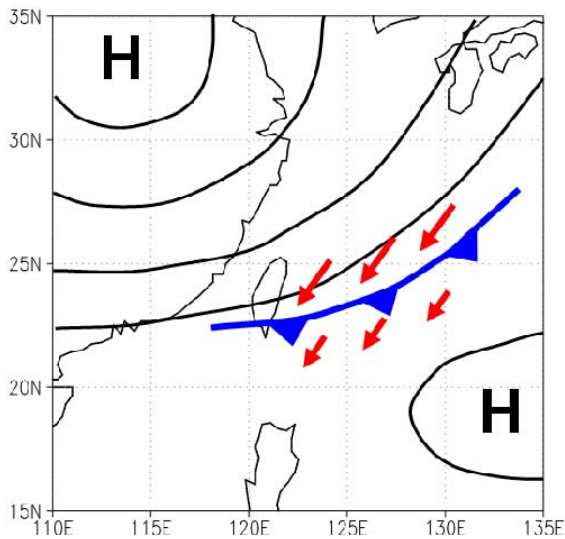


圖 9 同圖 5，但為 1995 年 2 月 14 日 0000 UTC (t_s) 前後各 24 小時。

圖 10 冷型上滑鋒之地面綜觀形勢概念圖。實線表示高壓反旋式環流，「H」為高壓環流中心，箭頭代表鋒前與鋒後的風場，地面冷鋒以傳統鋒面符號標示於圖中。



東部鋒面有較西部為強之斜壓性，且溫度距平傾向南北並無差異，反映氣團變性小，使鋒面斜壓性南北均強。冷型上滑鋒通過西部地區前後溫度距平傾向南北皆強，反映鋒後冷空氣南移變性程度較暖型者為弱，鋒面斜壓性南北皆強，而東部地區鋒面斜壓性較西部地區為弱。暖型上滑鋒通過西部地區前後氣壓距平皆為負值且持續變小，正氣壓距平傾向（即正氣壓傾向）由北往南減小，顯示冷空氣愈往南愈淺薄；通過東部地區前後正氣壓傾向亦由北向南變小，與西部相似亦有冷氣團愈往南愈薄現象。西部地區與東部地區之冷型上滑鋒通過後正氣壓（距平）傾向南北無甚差異，顯示並無冷空氣愈往南愈淺薄之現象。暖型上滑鋒通過前濕度增加，鋒後濕度減小，鋒後混合比之南高北低差異東部較西部為小，反映東部地區鋒後冷乾空氣南移變性程度較西部地區為弱，不論東部或西部地區，在冷型上滑鋒過境前後混合比幾無差異，顯示冷型者鋒後冷乾空氣南移變性

程度較暖型者為弱之特性，但冷型者混合比之南北高北低差異，東部較西部地區為大。

另外，分析其他 4 個暖型上滑鋒個案與 4 個冷型上滑鋒個案於鋒面過境前後各氣象要素變化之南北差異與臺灣東西兩區之差異，亦發現溫度場、氣壓場及濕度場有相似之處，故進行鋒前 6 小時至鋒後 12 小時沿西部地區與東部地區各測站氣象要素之合成分析。圖 11 為暖型上滑鋒通過臺灣西部地區與東部地區前後之合成地面綜觀氣象站之逐時氣象要素分布。溫度距平分布顯示，不論東部或西部地區，鋒面過境前後均出現正距平，唯正距平逐漸減小，顯示暖型上滑鋒具有鋒前鋒後溫度下降之特徵。氣壓距平分布顯示，不論東部或西部地區，鋒面通過前後氣壓皆為負距平，惟通過前負距平已逐漸減小，通過後負距平持續減小。比較東部與西部地區氣壓距平傾向顯示，前者較後者為大，即東部地區鋒後冷空氣厚度較西部地區為厚。混合比分布顯示，不論東部或西部地區，鋒面通過前混合比逐漸增加，通過後混合比逐漸減小，且東部地區混合比較西部地區為高。

圖 12 為合成冷型上滑鋒通過臺灣西部與東部地區前後，合成地面綜觀氣象站之逐時氣象要素分布。溫度距平分布顯示，不論東部或西部地區，鋒前溫度正距平減小，鋒後溫度正距平持續減小，並在通過後 2—5 小時間出現溫度負距平，顯示冷平流較暖型者為強。比較東部與西部地區溫度距平傾向顯示，後者較前者為大，即冷型上滑鋒在西部地區之鋒面斜壓性較東部地區者為強，而冷型上滑鋒亦較暖型者有較大斜壓性。氣壓距平分布顯示，不論東部或西部地區，鋒前氣壓負距平減小，鋒後氣壓負距平持續減小，並在通過後 6—8 小時間出現氣壓正距平。比較東部與

表四 1997 年 11 月 29 日暖型上滑鋒與 1995 年 2 月 14 日冷型上滑鋒於鋒面過境前後之東部地區與西部地區氣象要素變化特徵

		暖型上滑鋒		冷型上滑鋒	
地區		西部地區	東部地區	西部地區	東部地區
風場	鋒前	南風距平	南風距平	北風距平	北風距平
	鋒後	北風距平	東北風距平	較大北風距平	較大北風距平
溫度場	鋒前	較大正距平	正距平	正距平	較大正距平
	鋒後	較小正距平	負距平	負距平	正距平減小
氣壓場	鋒前	負距平變小	負距平	負距平	負距平
	鋒後	負距平持續變小	負距平	負距平	負距平
濕度場 (混合比)	鋒前	增加	增加	變化小	減小
	鋒後	減小	減小	變化小	減小
鋒面斜壓性		北強南弱	較西部為強	南北皆強	較西部為弱
冷空氣厚薄		愈往南愈淺薄	愈往南愈淺薄	非愈往南愈淺薄	非愈往南愈淺薄
氣團變性(變濕)		愈往南愈大	較西部為小	較暖型為小	較暖型為小

西部地區氣壓距平傾向顯示，前者正距平傾向較後者為大，顯示鋒後冷空氣厚度東部地區較西部地區為厚，另外，冷型上滑鋒鋒後冷空氣厚度亦較暖型者為厚。混合比分布顯示，鋒面通過前西部地區混合比先升後降，東部地區則變化不大，通過後東部和西部地區混合比均逐漸減小，且東部地區較西部地區為高。

六、討論與總結

本文所探討之冷鋒個案中，暖空氣相對於地面鋒面均沿著鋒面區向上滑動，在鋒面區上均為上升運動，故均為上滑鋒，此結果與 Godske et al.

(1957) 之預期相似，即大氣環境中仍以上滑鋒居多。臺灣位於副熱帶地區，冬季雖同樣受到中緯度斜壓系統影響，但大氣環境與中緯度地區相比仍有顯著的差異。根據位渦度保守 ($\zeta + f$) / ΔP = 常數；其中 ζ 為相對渦度、 f 為科氏參數及 ΔP 為空氣柱厚度)，當極地大陸冷氣團向南移動時 f 減小，冷氣團具有反旋式渦度，故空氣柱的厚度必定要縮小，因此影響臺灣地區的鋒面相較於中緯度地區者屬於較淺的系統。臺灣冬季在西伯利亞大陸冷氣團影響下，盛行東北季風，當大陸冷氣團南下歷經廣大較暖洋面時，透過海氣交互作用，海面之可感熱與潛熱

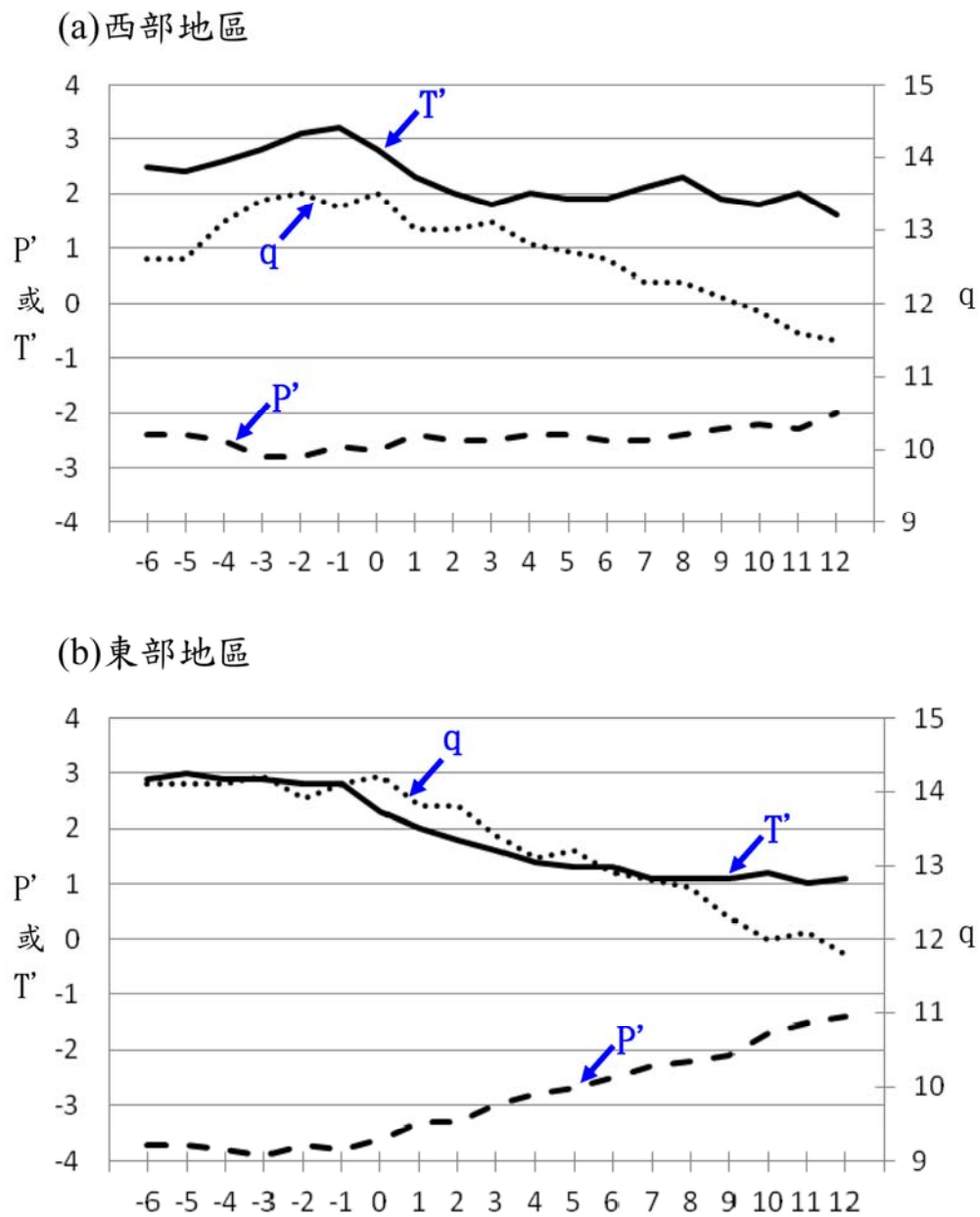


圖 11 暖型上滑鋒過境前 6 小時與後 12 小時內之臺灣 (a) 西部地區與 (b) 東部地區之氣壓距平 (P' ; 虛線; 單位為 hPa; 左縱軸)、溫度距平 (T' ; 實線; 單位為 $^{\circ}\text{C}$; 左縱軸) 及混合比 (q ; 點線; 單位為 g kg^{-1} ; 右縱軸) 合成分析。

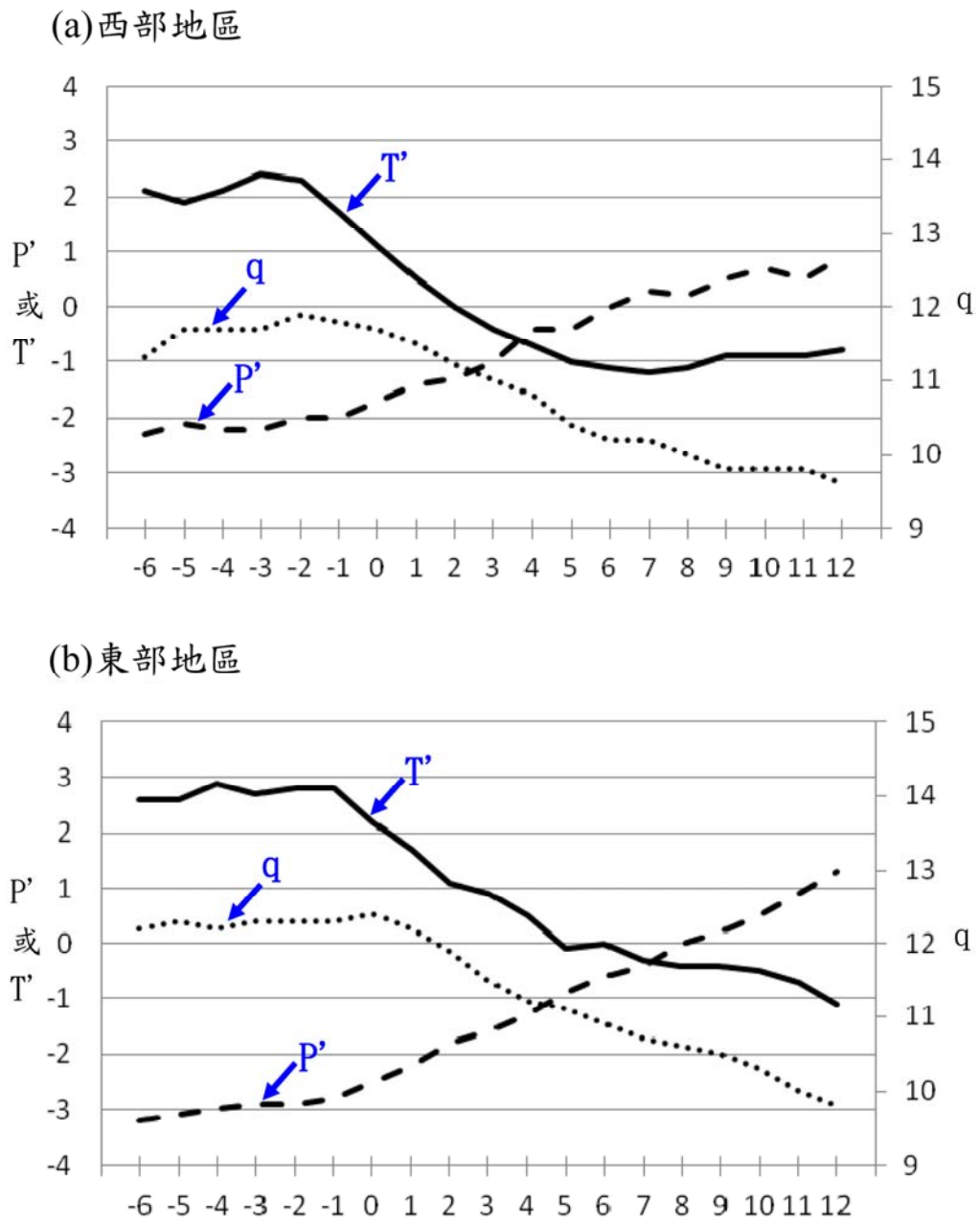


圖 12 同圖 11，但為冷型上滑鋒。

通量上傳而使氣團變暖，向上傳送的水氣通量亦使氣團變濕，故冷氣團到達臺灣時溫度與溼度已遽增（Peixoto and Oort 1992），使臺灣地區的鋒面斜壓性較中緯度地區為弱。

Saucier（1955）曾指出上滑鋒之 700 hPa 等高線與地面鋒面的交角很小，近乎平行，故 700 hPa 垂直於鋒面的風向量很小，所以氣流相對於鋒面是上滑的；反之，下滑鋒 700 hPa 等高線與地面鋒面的交角較大，故 700 hPa 垂直於鋒面的風向量較大，所以氣流相對於鋒面是下滑的。副熱帶地區斜壓性較弱，槽脊系統不易增強，分析 700 hPa 天氣圖（圖 3c、7c），亦顯示臺灣與鄰近地區並無顯著的槽脊系統，西風槽位在較高緯度，對臺灣地區影響不大。臺灣與鄰近地區等高線走向幾呈緯向分布，且副熱帶西風較中緯度弱，使 700 hPa 的風場與地面鋒面的交角很小，700 hPa 垂直於地面鋒面的風向量不易大於地面鋒面移速，因此，容易出現氣流相對於鋒面上滑的情形，有利於形成上滑鋒。為了進一步分析影響臺灣地區的上滑鋒系統，本研究依據鋒面南側垂直於鋒面之水平風場差異，將上滑鋒區分為暖型與冷型上滑鋒，以探討暖型與冷型上滑鋒之差異。

綜觀分析顯示，暖型上滑鋒臺灣地區鋒前受到太平洋高壓脊向西南延伸至臺灣鄰近海面影響，吹南南東風，鋒後受到大陸高壓影響，盛行強東北風；冷型上滑鋒臺灣地區受到大陸冷高壓影響，鋒前鋒後均盛行東北風，唯鋒後風速較大。不論是暖型或冷型上滑鋒通過前後風場分布之綜觀特徵，皆能反映在西部與東部地區鋒面過境之風場變化上。由鋒面溫度距平變化與混合比之南北差異，反映冷型上滑鋒鋒後冷乾空氣南移之變性程度較暖型者為弱，溫度距平傾向則顯示冷型

上滑鋒有較暖型者為強的鋒面斜壓性。氣壓距平傾向之南北變化顯示，暖型上滑鋒愈往南移動冷空氣愈淺薄，而冷型上滑鋒並無此特徵。冷空氣的厚度變化除可由氣壓距平傾向之南北變化顯示之外，亦可直接由探空觀測分析鋒面逆溫層高度之變化求得，此為未來值得探討課題。雨量分布顯示，暖型上滑鋒過境西部地區僅北部有鋒後降雨，中、南部則無，因迎風面地形效應致使東北部於鋒後有最大降雨強度，而東南部於鋒面過境前後 3 小時內之最大降雨強度，係因鋒面過境前有較強南風與較大混合比之故；冷型上滑鋒過境西部與東部地區均有鋒前降雨強度往南減小之趨勢，不論東部或西部地區皆有顯著且持續性之鋒後降雨，而鋒後東部地區較西部地區為大之降雨強度亦反映迎風面之地形效應。冷型上滑鋒較大之鋒面斜壓性與顯著且持續之鋒後降雨，與中緯度典型上滑鋒之特徵較為相似，但冷型上滑鋒在鋒前與鋒後均盛行東北風，唯鋒後北風分量較大，此為副熱帶地區鋒面風切主要由兩氣團之風速差異所致有關，與中緯度地區鋒面風切主要由兩氣團之風向差異所致有所不同。

本文透過個案與合成個案之分析探討，主要結果可總結為下列四點：

1. 臺灣及鄰近地區 700 hPa 等高線多為緯向分布，該層等高線與地面鋒面的交角普遍較小，因而該層垂直於鋒面的風向量不易大於地面鋒面移速，氣流易出現相對於鋒面上滑的情形，因此有利於形成上滑鋒。
2. 暖型上滑鋒臺灣地區鋒前受到太平洋高壓脊向西伸至臺灣鄰近海面影響，鋒前近地層風場為南風分量所主宰，鋒後受到大陸高壓影響，為北風分量所主宰；冷型上滑鋒臺灣地區受到大

陸冷高壓影響，鋒前鋒後均盛行東北風，唯鋒後北風分量較大。

3. 冷型上滑鋒鋒後冷乾空氣南移之變性程度較暖型者為弱，而具有較暖型者為強的鋒面斜壓性。暖型上滑鋒愈往南移動冷空氣愈淺薄，但冷型上滑鋒並無此特徵。
4. 暖型上滑鋒過境因迎風面地形效應致使東北部於鋒後有最大降雨強度，而東南部於鋒面過境前後有最大降雨強度，可能原因為鋒面過境前有較強南風與較大混合比之故；冷型上滑鋒過境西部與東部地區均有鋒前降雨強度往南減小之趨勢，鋒後東部地區較西部地區為大之降雨強度亦反映迎風面之地形效應。

誌謝

感謝吳連育先生、王子軒先生及黃心怡小姐之協助，本文在國科會 NSC-99-2111-M-002-001 支助下完成。

參考文獻

- 呂芳川、廖杞昌、江火明及莊漢明，2004：臺灣附近寒潮爆發前緣冷空氣移行之個案分析。第八屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，151–156。
- 吳明進與辛明治，1996：臺灣地區降水氣候特徵之分析。天氣分析與預報研討會論文彙編(84)，635–644。
- 吳政忠、呂芳川、陳文定、鄭竹齋及莊漢明，2004：東北季風時期臺灣海峽強風成因之研究。第八屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，630–636。

陳泰然與吳清吉，1978：臺灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，6，1–16。

_____與林銓，1982：伴隨寒潮爆發之冷鋒過境高雄國際機場之鋒面合成結構分析。大氣科學，9，33–42。

_____與林銘作，1981：伴隨冬季寒潮爆發之冷鋒過境前後松山機場氣象條件與天氣現象之合成研究。大氣科學，8，53–65。

戚啟勳與陳孟青，1995：臺灣之氣候。交通部中央氣象局，台北，531 頁。

蒲金標，2001：臺灣北部和南部氣壓日變化之分析研究。大氣科學，29，191–202。

簡芳菁與林勝峰，2004：冬季冷鋒個案之數值研究。大氣科學，32，141–160。

Bergeron, T., 1937: On the physics of fronts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **18**, 265–275.

Chien, F. C., and Y. H. Kuo, 2006: Topographic effects on a wintertime cold front in Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3297–3316.

Godske, C. L., T. Bergeron, J. Bjerknes, and R. C. Bundgaard, 1957: Dynamic meteorology and weather forecasting. *Amer. Meteor. Soc., and Carnegie Institution of Washington*, 800 pp.

Keyser, D., 1986: Atmospheric fronts: an observational perspective. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Peter, S. Ray, Ed., Amer. Meteor. Soc., 216–258.

Moore, J. T., and K. F. Smith, 1989: Diagnosis of anafrofronts and katafronts. *Wea. Forecasting*, **4**, 61–72.

- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197–203.
- Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 1992: Physics of climate. *American Institute of Physics*, New York, 418 pp.
- Sanders, F., and C. A. Doswell III, 1995: A case for detailed surface analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 505–521.
- Sansom, H. W., 1951: A study of cold fronts over the British Isles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **77**, 96–120.
- Uccellini, L. W., S. F. Corfidi, N. W. Junker, P. J. Kocin, and D. A. Olson, 1992: Report on the surface analysis workshop at the National Meteorological Center 25–28 March 1991. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 459–471.
- Yeh, H. C., and Y. L. Chen, 2003: Numerical simulations of the barrier jet over northwestern Taiwan during the Mei-Yu Season. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1396–1407.

Characteristics of Frontal Systems Over Taiwan Area in Winter

George Tai-Jen Chen and Pei-Chuan Liao

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(manuscript received 7 December 2010 ; in final form 14 April 2011)

ABSTRACT

The characteristics of frontal systems in the Taiwan area during the winter of 1994–2002 (Nov.–Feb.) were investigated in this study. Thirteen representative anafronts were identified. These cases were classified into warm-type and cold-type anafronts according to their horizontal wind field distribution in the area to the south of the fronts in the lower troposphere. During this period, no katafront was identified. The domination of anafronts was probably due to the fact that the angle between 700 hPa flow and the surface front was so small in the subtropics that the surface front usually moved faster than the wind speed at the upper levels, resulting in a relative upslope motion of warm air along frontal interface.

The southerlies prevailed in the prefrontal areas of warm-type anafronts during the period of the dominance of the subtropical ridge, while the northerlies prevailed in the prefrontal areas of cold-type ones during the period of the dominance of the Mongolia high.

Significant precipitation occurred over northern and northeastern Taiwan during the passage of both types of anafronts, whereas it was larger in the cold-type than that in the warm-type. For the warm-type, significant rainfall also occurred over southeastern Taiwan because of the orographic lifting of the warmer and moister southerlies. The temperature decreased faster over western Taiwan than that over eastern Taiwan, and the decreasing rates of temperature of the cold-type were larger than those of the warm-type; the pressure increased faster over western Taiwan than that over eastern Taiwan, and the increasing rates of pressure of the cold-type were larger than those of the warm-type. The southerlies changed to northerlies during the passage of the warm-type anafronts, whereas the northerlies prevailed during the passage of cold-type ones. Before the frontal passage, the mixing ratio of the warm-type was larger than that of the cold-type.

Key Words: cold front, anafront, katafront, warm-type anafront, cold-type anafront

