暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵

陳泰然[1]　周鴻祺[2]　廖珮娟[1]　楊進賢[3]

[1]國立台灣大學大氣科學研究所
[2]交通部民航局桃園航空氣象台
[3]交通部民航局台北航空氣象中心

（中華民國九十八年十一月九日收稿：中華民國九十八年十二月三十一日定稿）

摘　要

本文利用民航局桃園國際機場 C 波段都卜勒氣象雷達回波資料、中央氣象局板橋探空站資料以及 ECMWF 網格資料，分析 1999－2006（缺 2003）年暖季（5—8 月）弱綜觀環境條件下台灣中北部 176 個午後對流個案，依 5 月、6 月、7 月及 8 月各月，以及梅雨季（5—6 月）與夏季（7—8 月）兩季，探討對流活動與對流條件之氣候特徵。

結果顯示，梅雨季北台灣對流有向東北移動及/或發展之勢，而中台灣對流沿地形向東移動及/或發展之勢較向西向平地移動及/或發展之勢更為顯著。夏季北台灣對流有明顯向台北盆地與向西向緩坡及/或平地移動及/或發展之勢，而中台灣對流有先向東向地形山坡，後向西向平地沿海移動及/或發展之勢。

中北台灣對流日初生期梅雨季與夏季之對流發生頻率在 1100 LST 均少，1200 LST 梅雨季較夏季增加更多，兩季均在 1300 LST 急速增大為最大值，且夏季較梅雨季為大，之後逐漸減少，於 1500 LST 急速減少。成熟期，夏季與梅雨季之對流發生頻率在 1400 LST 均小，兩者均在 1500 LST 急速增大為最大值，且梅雨季較夏季為大，之後夏季頻率逐漸減少，但梅雨季頻率則遲至 1700 LST 才快速減少。梅雨季與夏季初生期對流活躍度，各月北台灣均較中台灣活躍，中台灣 5 月對流最不活躍，北台灣對流最不活躍月份則發生在 7 月。成熟期之對流活躍度，中台灣以 5 月最不活躍，而 6 月最活躍，北台灣則以 6 月最活躍，而 7 月最不活躍。

梅雨季與夏季午後對流之綜觀環境條件有明顯差異，梅雨季對流日相較於前一日而言，有較強暖濕西南氣流，較大的 CAPE，較有利對流發展。夏季對流日相較於前一日而言，暖濕西南氣流稍弱，但有較大的 CAPE，此較大的 CAPE 與午後對流顯係由局部環流之發展而來。

關鍵字：弱綜觀環境強迫、午後對流、環境條件、對流可用位能

一、前言

台灣地區特殊的地形與海陸分布，受到太陽輻射加熱之差異，常伴隨海陸風與山谷風等局部環流的發展。尤其在梅雨季與夏季期間，若在太平洋高壓籠罩之下，有適當的環境風場與垂直不穩定條件，對台灣中北部地區而言，有利於引發地形斜坡上對流系統產生，使午後對流降水主要發生於午後至傍晚間。台灣地區梅雨季的降水氣候特徵，近十多年來已有相當多的研究（陳與楊 1988；陳與林 1995；紀等 1998；陳等 2001，陳等 2002），結果顯示沿雪山山脈與中央山脈西側約 500—1000 m 地形斜坡區，午後因受海風與盛行風輻合而有最高降雨機率，白天局部環流與地形效應在降水強度上扮演重要角色，但西部沿岸沒有地形舉升的效應，故午後之降雨機率並未明顯較高（陳與張 2002，陳等 2005，Yeh and Chen 1998）。

而梅雨季在沒有鋒面或其他擾動系統影響之弱綜觀環境下，主要的降水來自於午後至傍晚的雷陣雨，Johnson and Bresch（1991）分析 TAMEX 期間，5 月份三個弱綜觀環境下之午後對流個案，顯示降水主要發生在西部 100—500 m 高度的斜坡上，他們認為這是因海風經西岸平原後，受到地形舉升所致。林（1996）研究梅雨季在太平洋高壓影響下，台灣地形與午後對流的關係，發現午後高降水頻率主要分布在從南到北 500 m 高度的山坡，以及台灣中部 1500 m 以下的山區，其中以台北盆地發生的頻率最高。賴（2000）模擬研究 TAMEX IOP 8 的鋒前午後對流個案，結果顯示當中低層大氣潮濕且具潛在不穩度，若西南氣流風速微弱（Fr~0.3），則繞流現象顯著，午後太陽輻射加熱差異所導致的局部環流會修正環境氣流的方向，以向岸流（海風、谷風）方式將暖濕的空氣帶至內陸或山坡與地形繞流產生輻合，在山坡上引發午後對流發展。

陳等（2001）分析 1991—1996 年桃園機場都卜勒氣象雷達資料，指出午後對流回波最初形成於雪山山脈及其西北側斜坡之東北-西南走向的帶狀區，且於 1500 LST 最為活躍，並認為局部環流、地形舉升及氣旋式渦旋伴隨之輻合作用，在激發午後對流發展具有重要角色。Lin and Chen（2002）研究 700 hPa 以下環境風向對降水系統發生位置的影響，結果顯示台灣西南部（南部）盛行西南風（南風）時，氣流受到中央山脈阻擋而向北沿著地形偏向，並在東北部（北部）形成東北–西南（南–北）走向的輻合帶，在近中午時與海風結合，更加強此位於北台灣的輻合區與上升運動，降水一開始出現在山坡上，爾後其位置隨環境風向往山坡下移動；Chen *et al.*（2002）依據太平洋高壓脊主軸相對於台灣的位置，將環境氣流分為南風與西南風兩類，分析並模擬梅雨季午後對流，發現低層較強烈的西南風不利於午後對流的發展。

Chen *et al.*（1999）研究台灣地區降水的日夜變化，發現最大降水發生在 1500 與 1600 LST，而午後的降水與發生頻率最大值乃為午後對流所導致，且在夏季最為明顯，此乃因山脈地形與海陸風局部環流之交互作用所致。Kuo and Orville（1973）利用 1967—1970 年夏季（6—8 月）美國南達科塔州布拉克山之雷達資料，分析對流回波位置與特性，發現回波頻率最大值的位置視氣流而定，主要發生在迎風面斜坡、山頂及背風面，形成原因為地形斜坡加熱、上坡運動，以及背風面輻合等作用。陳（1994）分析 1991—1993 年 5—9 月台灣電力公司落雷資料，顯示暖季月份伴隨對

流的落雷主要發生在午後陸地，尤其是中央山脈西側 200—1000 m 之山坡與盆地發生機率最高，並有三個半永久中心分別位於台北、嘉義 / 阿里山及屏東。

林與郭（1996）研究 1994 年南台灣夏季弱綜觀強迫下，午後對流的特性與局部環流在對流激發與發展所扮演之角色，結果顯示當地形被太陽輻射加熱，使在大氣低層的微弱東風增強，得以越過中央山脈與西側的上坡風輻合，於山坡形成一條與山脈主軸幾乎平行之輻合帶，此為激發午後對流的主要機制。在對流的初生期，上坡風的貢獻可能比海風更為重要。此外，並發現低層風速太強時，不利於北部與山區對流之發展。陳等（2000）與陳等（2001）均發現北台灣在山區與斜坡形成的午後對流，有隨時間向台北盆地與平地移動之趨勢，可能是對流下衝流沿山坡而下與海風產生輻合所致。

從過去的這些研究結果顯示，梅雨季之午後對流降水發生頻率的時空分布深受局部環流與地形影響，但在盛夏（7—8 月）關於此方面的研究則較少，近十年來，只有林與郭（1996）與陳等（2006）針對台灣南部夏季午後對流的研究，而台灣北部地區之研究僅有林與戴（2008）之午後閃電的特性分析，最近則有陳等（2009）探討 5—8 月暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵。本文目的即在利用陳等（2009）所使用的同一組資料，探討暖季（5—8 月）弱綜觀環境條件下台灣中、北部地區午後對流降水的時空分布的特徵，包括季節變化、梅雨季及夏季之差異，並探討大氣環流與午後對流時空分布的關係。利用 1999～2006（缺 2003）年 5—8 月民航局桃園國際機場都卜勒氣象雷達回波資料，依據各月之午後對流日歸類，分析各月午後對流頻率的時空分布，並利用歐洲中期天氣預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts；ECMWF）網格資料與中央氣象局板橋探空站資料，分析綜觀天氣形勢以及大氣環境與午後對流時空分布的關係。

二、資料與分析方法

利用 1999—2006 年 5—8 月民航局桃園國際機場 C 波段都卜勒氣象雷達回波資料（2003 年因雷達汰換造成資料空缺），分析台灣中北部地區（23.5°N 以北）午後對流的氣候特徵，剔除伴隨鋒面、颱風外圍環流及低壓等移入性降水回波影響下之對流日，僅考量於弱綜觀環境條件下產生在台灣陸地上者。首先將台灣地區 23.5°N 以北區域劃分成每 0.1° × 0.1° 經緯度之網格點（面積約 120 km^2）（圖 1），再將 1100—2000 LST 之逐時最大回波圖（vertical maximum intensity；VMI；又稱 CV 圖）套入網格圖中，分析每一網格點內大於 15 dBZ 之回波區，若回波面積達網格面積的 1 / 5（約 24 km^2）且最大回波強度達 30 dBZ，該網格即視為發生午後對流，未達此標準則視為無午後對流。當符合標準的網格數達到 7 個以上時，即對流回波面積 ≤ 840 km^2（120 km^2 × 7）但 ≥ 168 km^2（24 km^2 × 7），平均約 500 km^2，該日即選為午後對流日，且該時間即為當日午後對流的初生期，此平均為最大與最小之平均面積，亦約為實際初生期的平均面積，如此可剔除零星發展之對流日；回波強度達 50 dBZ 後，對流網格數達最大值之時間，則定義為成熟期。此標準係參考陳等（2001）之梅雨季午後對流分析，並兼顧對流之空間尺度與生命期演變，結果發現分析期間，共有 176 個午後對流日（即對流個案）。

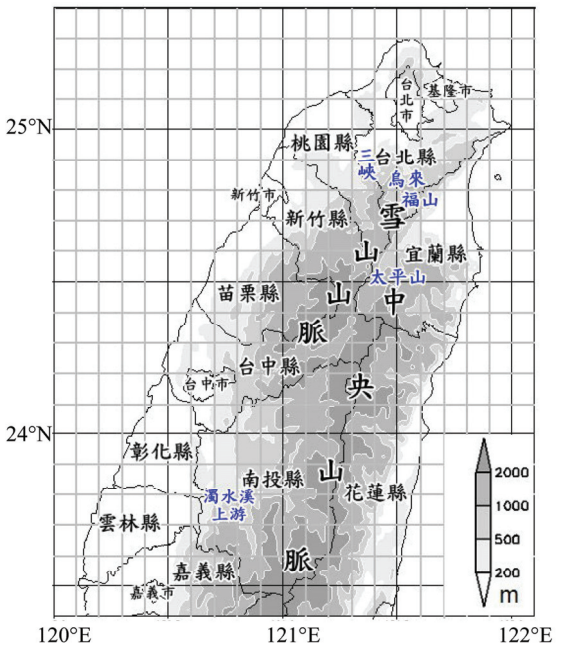


圖 1　台灣中北部地區（23.5°N 以北）劃分為每 0.1° × 0.1° 緯度之網格點。23.5°－24.5°N 為中台灣，24.5°N 以北為北台灣，23.5°N 以北為中北台灣。地形高度以灰暗度表示（m）。

根據午後對流日發生的月份，將全部的 176 個個案分為 5 月（共 16 日）、6 月（共 50 日）、7 月（共 51 日）、8 月（共 59 日）、梅雨季（5—6 月；共 66 日）及夏季（7—8 月；共 110 日）六種。而陳等（2009）依據午後對流日發生之連續性分析顯示，5 月最容易形成單一日類型之午後對流（共 9 日），6 月與 8 月最容易形成連五日類型，分別為 27 日與 22 日，其次為連四日之午後對流，分別為 13 日與 12 日。而 7 月最容易形成連二日午後對流，共 20 日，其中 8 月形成單一日午後對流之日數最少，僅有 5 日。為了解暖季各月午後對流發展空間分布之氣候特徵，分析對流日初生期與成熟期對流發生頻率之空間分布。為探討暖季各處午後對流發展時空分布之氣候特徵，分析各月於各網格之初生期與成熟期出現最高頻率的時間，以及該時間之出現頻率空間分布。因有些網格可在不同時間出現相同之最高頻率，故頻率空間分布可有重疊之現象。為比較台灣不同區域內，上述各月之初生期與成熟期午後對流頻率隨時間的變化，將台灣地區依據緯度劃分成 23.5°—24.5°N 、24.5°N 以北及 23.5°N 以北等三個區域，分別代表中台灣、北台灣及中北台灣，計算各地方時區域內各月各網格之對流發生頻率的總合，再除以該月之個案數（即日數），求得各區域內各月對流日於各地方時之平均發生頻率（格點數）分布，並比較各月在各區域內個案平均之對流總發生頻率（即總格點數），亦即各月在各區域內之對流活躍度。

利用歐洲中期天氣預報中心（ECMWF）1.125° × 1.125° 經緯度之全球模式分析網格資料，合成各月於對流日與前一日 0000 UTC 之 850 hPa 綜觀環境條件，而合成係指所有涉及該時間之資料平均，風場平均係指向量合成風（resultant wind），綜觀環境條件分析以 850 hPa 為主，乃因梅雨季與暖季午後對流的產生與發展均與低對流層大氣過程息息相關。對流前一日原係指各月對流日之前一日，但若對流日前一日仍為對流日，則對流前一日即為對流起始日之前一日，而非每個對流日之前一日而言。此外，並利用中央氣象局板橋探空站各指定層資料，合成各月於對流日該日與前一日 0000 UTC 之探空斜溫圖，再計算合成探空之舉升凝結層（lifting condensation level；LCL）、自由對流層（level of free convection；LFC）、平衡層（equilibrium level；EL）、對流可用位能（convective available potential energy；CAPE）及對流抑制能（convective inhibition；CIN）等參數值，以分析討論各月之天氣系統配置型態與大氣環境之差異。合成

（composite）為顯示個案間共同特徵常用的方法，一般而言，只要個案數不至於過少，且個案間具有共同特徵，則透過合成方法可顯示此種共同特徵並去除個案間差異。

三、午後對流發生頻率之時空分布

(一) 發生頻率的空間分布

統計 5—8 月午後對流的發生頻率，發現 5 月因季節尚屬春末，午後對流發生日數最少僅有 16 日，隨著夏季的逐漸來臨，午後對流發生日數迅速增加，6 月的午後對流日數有 50 日，7 月有 51 日，於 8 月達到最高峰有 59 日；5、6 月梅雨季對流日數共有 66 日，7、8 月盛夏時則共有 110 日。不同月份與季節之午後對流發生頻率的空間分布特徵如下：

1. 5、6 月

A. 5 月

5 月對流日在初生期頻率空間分布（圖 2a）顯示，北台灣頻率較中台灣為高，最高頻率發生在台北盆地南側與雪山山脈東、西兩側 500 m 以上之山坡與高山上，台中以南最大頻率較前述區域為低且位於 500 m 以下之緩坡上。成熟期（圖 2b）發生頻率明顯增加，北台灣與中台灣頻率相近，最高頻率主軸分為兩區，一區由東北海岸沿雪山山脈東側至 2000 m 之高山上，與初生期相較顯示對流有向東北移動及/或發展之勢，可能係受盛行西南氣流影響，最大頻率中心位於烏來。另一區位在雪山與中央山脈西側的苗栗至南投山坡上，與初生期相較顯示發生頻率明顯增加，對流有向東北沿地形移動及/或發展之勢，可能亦受盛行西南氣流影響，最大頻率中心位於台中。

圖 3 為 5 月對流日初生期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布，顯示最高頻

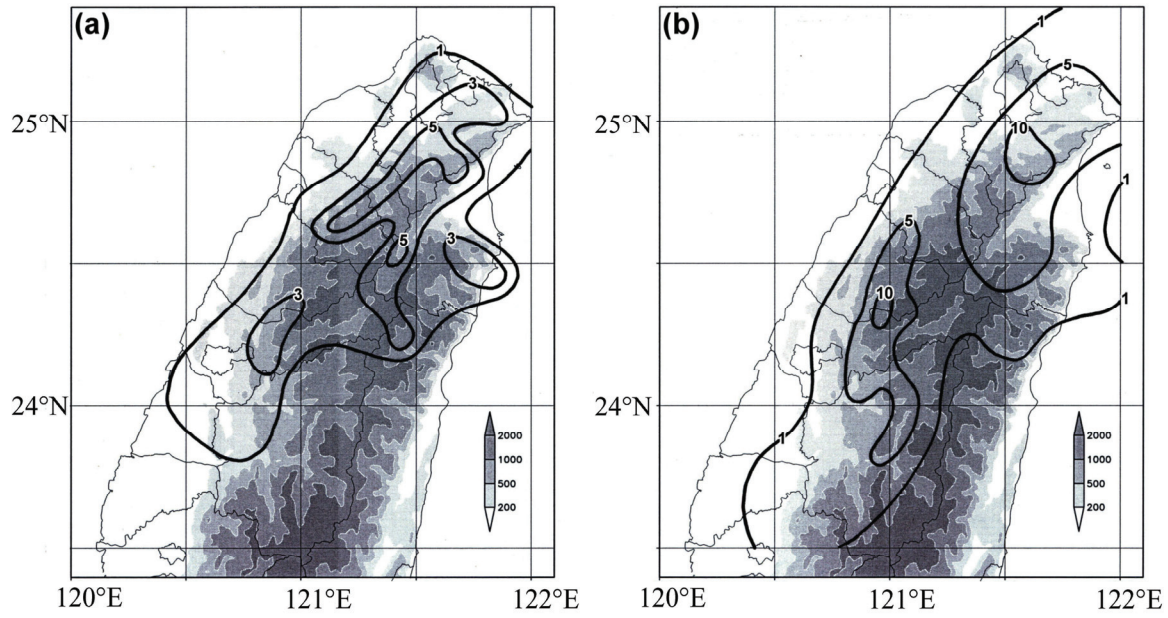


圖 2　5 月 16 個午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率（次數）之空間分布。

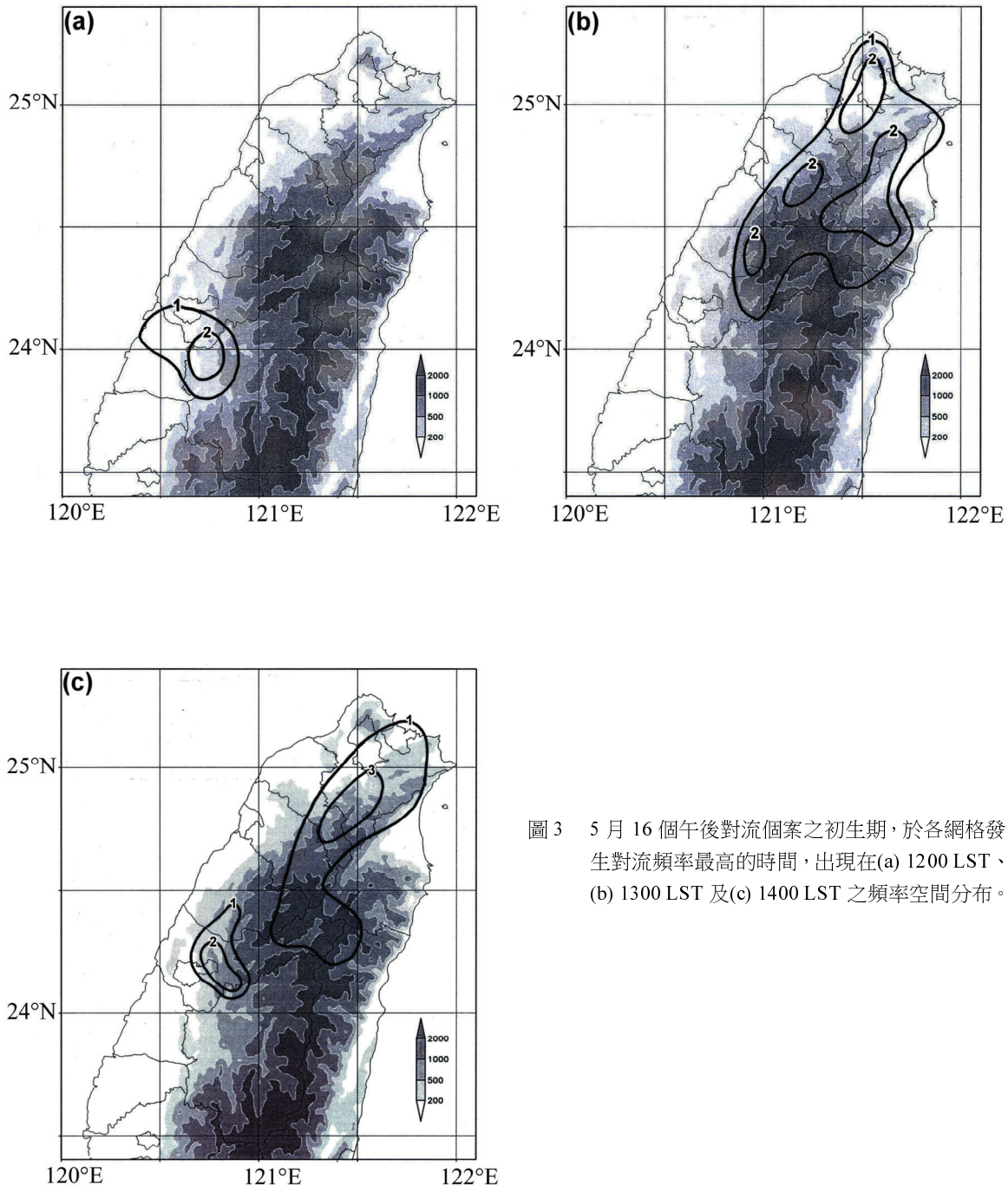


圖 3　5 月 16 個午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1200 LST、(b) 1300 LST 及(c) 1400 LST 之頻率空間分布。

率出現在 1200 LST 者（圖 3a），對流出現之地區甚少，但顯示中台灣對流發展較北台灣為早，分布在台中與南投地區 200—500 m 之緩坡上。頻率最高出現在 1300 LST 者（圖 3b），對流較其他時段更為頻繁，主要位在台北盆地與雪山山脈東、西兩側山坡上。出現在 1400 LST 者（圖 3c），對流主要發生在台北盆地南側與台中地區 500 m 之山坡上，與 1300 LST 之頻率分布相較，顯示台北盆地與宜蘭地區午後對流發展均較其間之雪山山脈為早。圖 4 為成熟期於各網格發生最高頻率時之頻率空間分布，顯示最高頻率出現在 1400 LST 者（圖未示），成熟對流出現的地區甚少，僅零星分布在雪山山脈東、西兩側之山坡與高山上，以及中台灣之山坡上。出現在 1500 LST 者（圖 4a），對流較其他時段更為頻繁且分布更廣，北台灣最高頻率主軸由台北盆地向南南西延伸至雪山山脈的高山上，最大頻率中心位於台北盆地；中台灣最高頻率主軸分布與 1000 m 等高線走向一致，最大頻率中心位於台中山坡。出現在 1600 LST 者（圖 4b），對流僅零星分布在宜蘭平地、桃園山坡及南投高山上。與圖 3 之初生期頻率分布相較，顯示對流主要於 1300—1400 LST 形成，而於 1500 LST 達到成熟，不論中台灣或北台灣，對流向東北移動及/或發展之勢甚為明顯。

B. 6 月

6 月對流日之初生期（圖 5a）頻率分布雖與 5 月相似，但較 5 月高數倍之多（圖 2a），最大發生頻率出現在台北盆地與雪山山脈東、西兩側 500 m 以上之山坡與高山上，最大頻率中心位在宜蘭太平山，苗栗以南頻率較少，最大頻率主軸走向與 500 m 等高線走向一致。成熟期（圖 5b）頻率分布雖與 5 月相似，但較 5 月同期多出數倍（圖 2b），亦較 6 月初生期為多，最大頻率主軸呈東北-西南走向，由台北盆地沿雪山山脈西側山坡向西南延伸至中央山脈西側的南投、嘉義山坡，約與 500 m 等高線走向一致。雪山山脈西北側的三峽與新竹山坡有最大頻率中心，中台灣的發生頻率較初生期有顯著的增加，且有三個次中心分別位在台中、濁水溪上游及嘉義山坡上。6 月午後對流初生與成熟之頻率空間分布顯示，中台灣分布型態雖與 5 月相似，但頻率較 5 月為高，初生期頻率不論 5、6 月，北台灣均較中台灣為高。6 月北台灣對流有向東北與台北盆地移動發展之勢，中台灣對流沿地形向東移動及/或發展之勢較向西向平地移動及/或發展之勢更為顯著。

圖 6 為 6 月對流日初生期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布，顯示最高頻率出現在 1300 LST 者（圖 6a），北台灣頻率較中台灣為高，對流主要發生在台北盆地南側與雪山山脈東、西兩側山坡上，尤其在雪山山脈東側的宜蘭山坡特別顯著，台中以南則發生在 500 m 以下的緩坡或平地，但頻率較少。出現在 1400 LST 者（圖 6b），北台灣頻率仍較中台灣為高，對流發生在台北盆地北側、雪山山脈西側 1000 m 以上山坡，以及台中以南之山坡上，與 1300 LST 之頻率分布相較，顯示在部分高山區與中台灣山區形成午後對流的時間較山坡晚。成熟期發生最高頻率最早出現在 1400 LST（圖未示），但此時成熟對流出現的地區甚少，僅零星分布在彰化平地；最高頻率出現在 1500 LST 者（圖 7a），對流發生在台北盆地東側、雪山山脈東、西兩側山坡，以及南投、嘉義的山坡上。出現在 1600 LST 者（圖 7b），對流較其他時段更為頻繁且分布更廣，主要位在台北盆地南側、雪山山脈 500 m 以上之山坡與山區，以及台中、南投的山坡上。

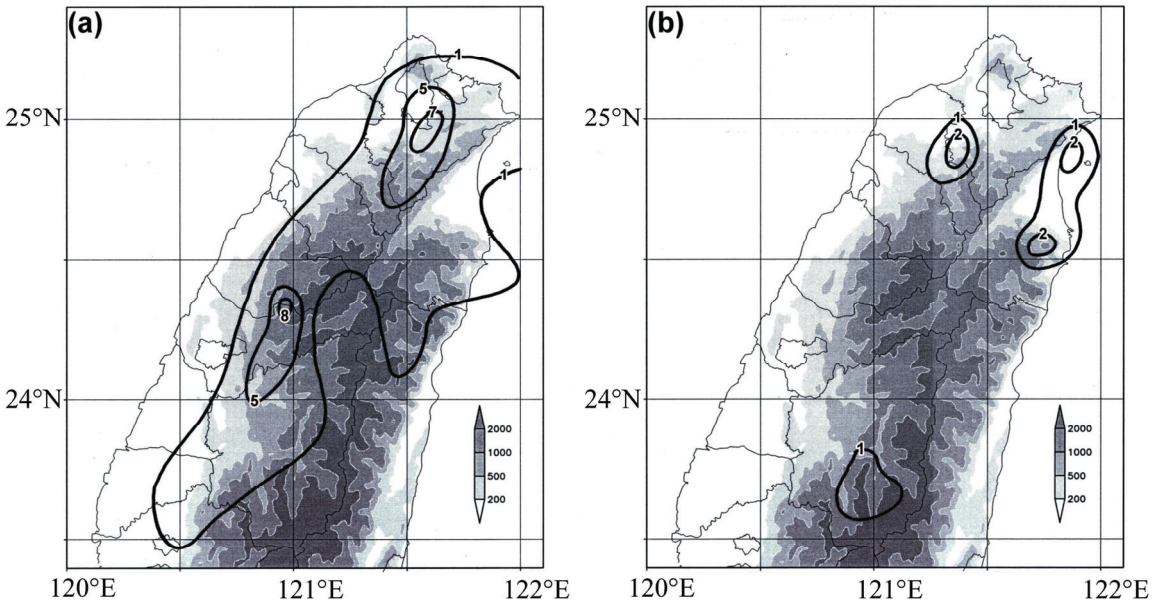


圖 4　5 月 16 個午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST 與(b) 1600 LST 之頻率空間分布。

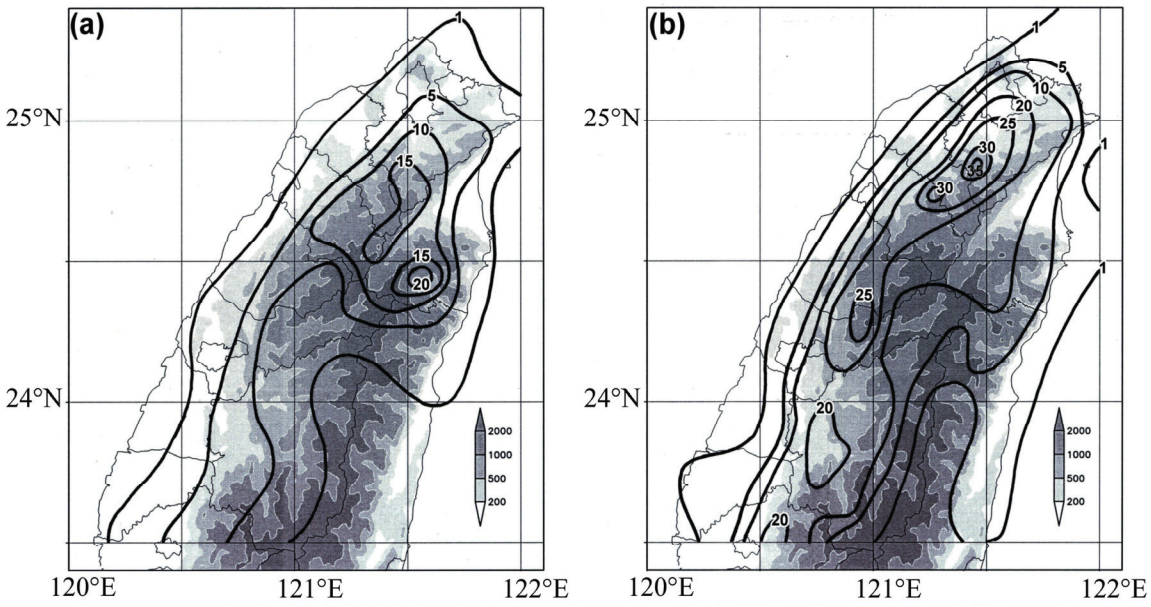


圖 5　6 月 50 個午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率（次數）之空間分布。

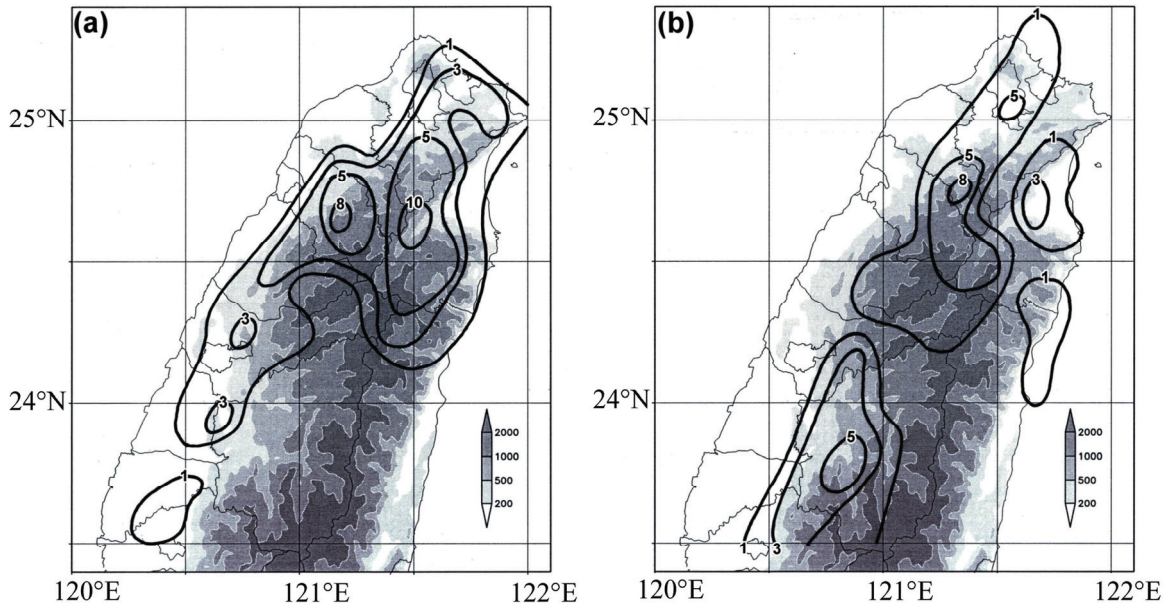


圖 6　6 月 50 個午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST 與(b) 1400 LST 之頻率空間分布。

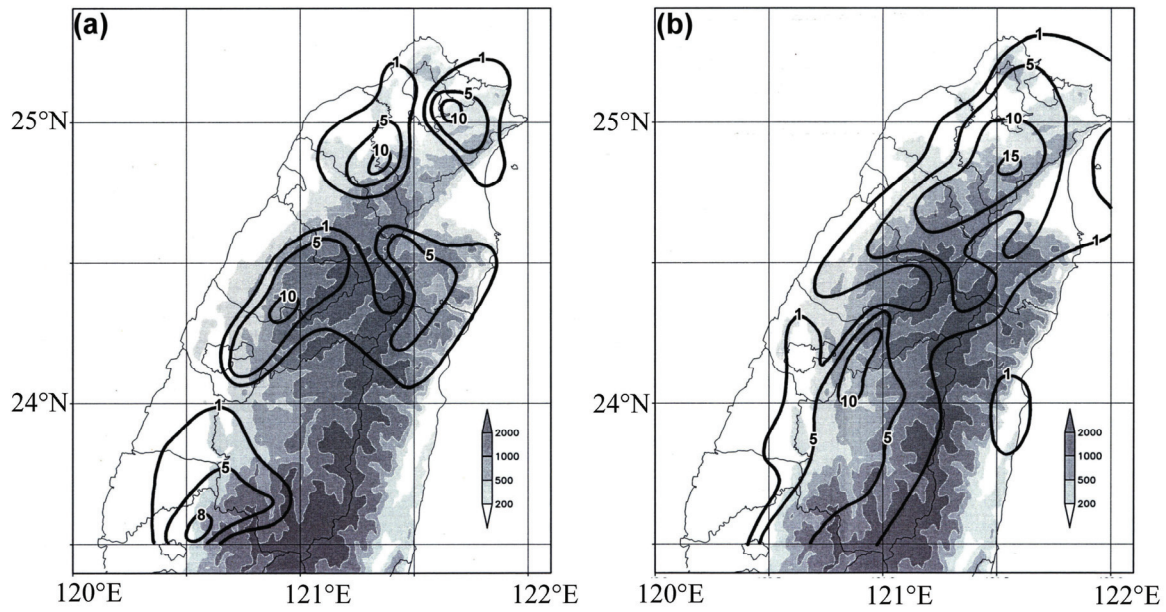


圖 7　6 月 50 個午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST 與(b) 1600 LST 之頻率空間分布。

C. 梅雨季

梅雨季（5—6 月）對流日在初生期（圖 8a）頻率北台灣比中台灣大出甚多，最大頻率主要出現在台北盆地與雪山山脈東、西兩側 500 m 以上的山坡與山區，最大頻率主軸與 500 m 等高線走向一致，最大頻率中心位在雪山山脈西北側的桃園與新竹山坡上（圖內打 X 處），在宜蘭太平山有另一次中心，台中以南之發生頻率較少，唯於台中山坡亦有一頻率次中心（圖內打 X 處）。成熟期（圖 8b）最大頻率主軸走向與 6 月相似，由台北盆地東側沿雪山山脈與中央山脈西側山坡向西南延伸至嘉義山坡上，亦約與 500 m 等高線走向一致。台北盆地南側的烏來與三峽山坡（500－1000 m 處）有最大頻率中心，而中台灣的發生頻率較初生期有顯著的增加，有兩個次中心分別位在苗栗與台中之交界，以及嘉義的山坡上。由午後對流初生與成熟之頻率空間分布顯示，北台灣對流有向東北移動及/或發展之勢，原位於桃園與新竹山坡的最大頻率中心亦向東北移至烏來與三峽山坡，中台灣對流沿地形向東移動及/或發展較向西向平地移動及/或發展之勢更為顯著，原位於台中山坡之次大頻率中心亦向東北移至苗栗與台中之交界處。

圖 9 為梅雨季對流日初生期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布，顯示最高頻率出現在 1300 LST 者（圖 9a），北台灣頻率較中台灣為高，對流主要發生在雪山山脈東、西兩側山坡上，尤其在宜蘭的山坡特別顯著，中台灣僅零星分布在彰化與雲林的平地。出現在 1400 LST 者（圖 9b），北台灣頻率亦較中台灣為高，對流發生在台北盆地、雪山山脈北側 500—1000 m 山坡，以及台中以南之山坡上，與 1300 LST 之頻率分布相較，顯示北台灣的宜蘭山坡形成午後對流的時間較高山早，而中台灣山坡午後對流有落後平地發展的特性。成熟期最高頻率出現在 1500 LST 者（圖 10a），對流較其他時段更為頻繁且分布更廣，主要發生在台北盆地東至南側山坡、雪山山脈及中央山脈東、西兩側山坡上。出現在 1600 LST 者（圖 10b），對流發生在台北盆地南側至宜蘭山坡、雪山山脈西北側 500 m 以上之山坡與山區，以及台中以南的山坡上。出現於 1700 LST 者（圖 10c），僅零星分布在苗栗緩坡與南投山區。比較圖 9 與圖 10 初生期與成熟期之不同時間分布形式，與圖 8 結果相似，均顯示北台灣對流向東北移動及/或發展之勢甚為明顯，而中台灣則對流向東沿地形移動及/或發展較向西向平地移動及/或發展之勢更為明顯。

2. 7、8 月

A. 7 月

7 月對流日在初生期（圖 11a）頻率北台灣比中台灣大出甚多，最大頻率中心出現在雪山山脈北側 1000 m 之福山山坡上，最大頻率主軸由此中心向西南延伸經雪山山脈高山區至嘉義的山坡上，另一次中心位在嘉義的山坡上，台中與南投僅零星發生。成熟期（圖 11b）最大頻率主軸出現在山坡，由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈西側山坡向西南延伸至嘉義的山坡上，約與 500 m 等高線走向一致。最大頻率中心位在雪山山脈西北側的桃園山坡，另有二個次中心分別位於台中與南投的山坡，頻率較初生期有顯著的增加。與初生期相較顯示，北台灣對流有向台北盆地與向西向雪山山脈西側山坡及/或平地移動及/或發展之勢，而中台灣者則有向東沿地形與向西向平地移動及/或發展之勢。

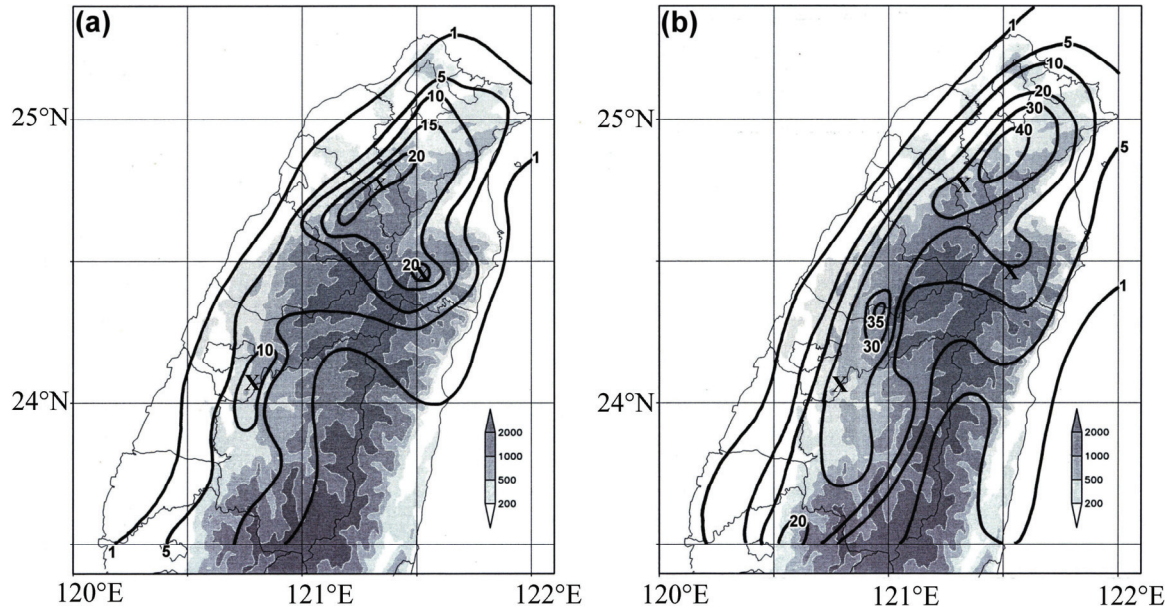


圖 8　梅雨季 66 個午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率（次數）之空間分布。X 為初生期最大頻率中心。

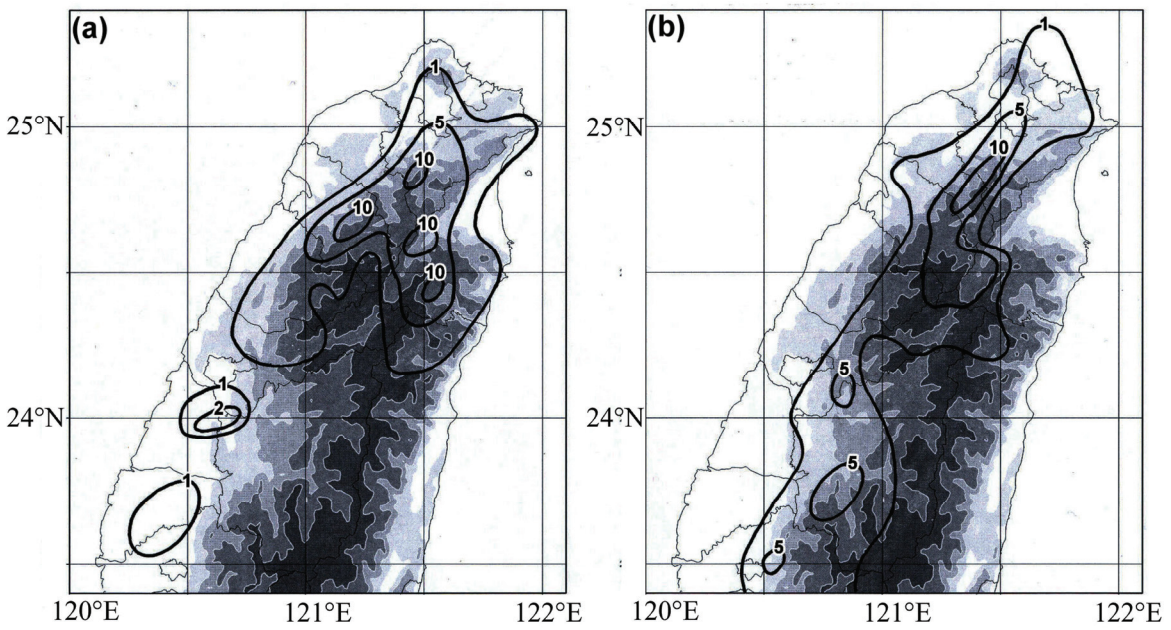


圖 9　梅雨季 66 個午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST 與(b) 1400 LST 之頻率空間分布。

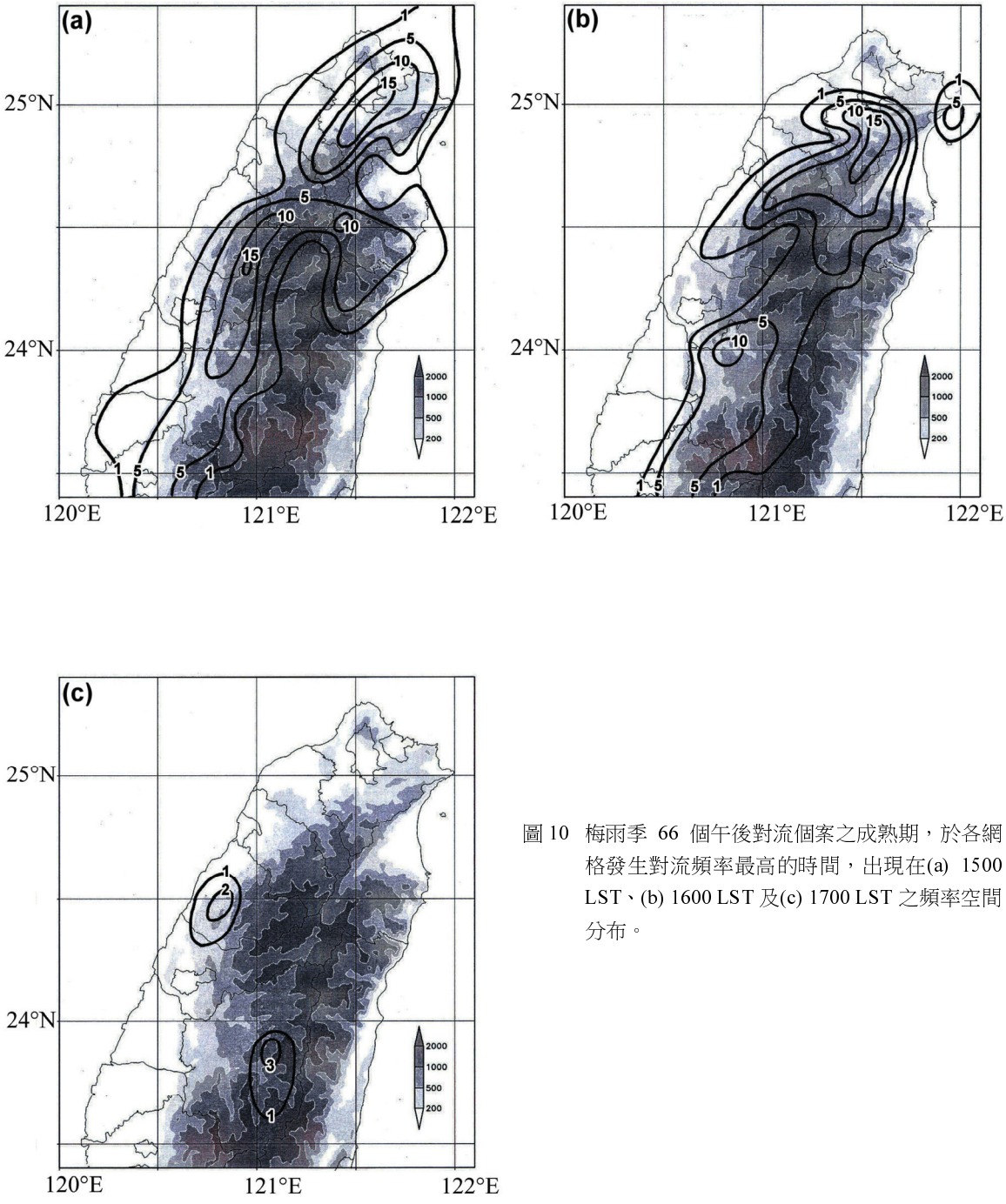


圖 10 梅雨季 66 個午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST、(b) 1600 LST 及(c) 1700 LST 之頻率空間分布。

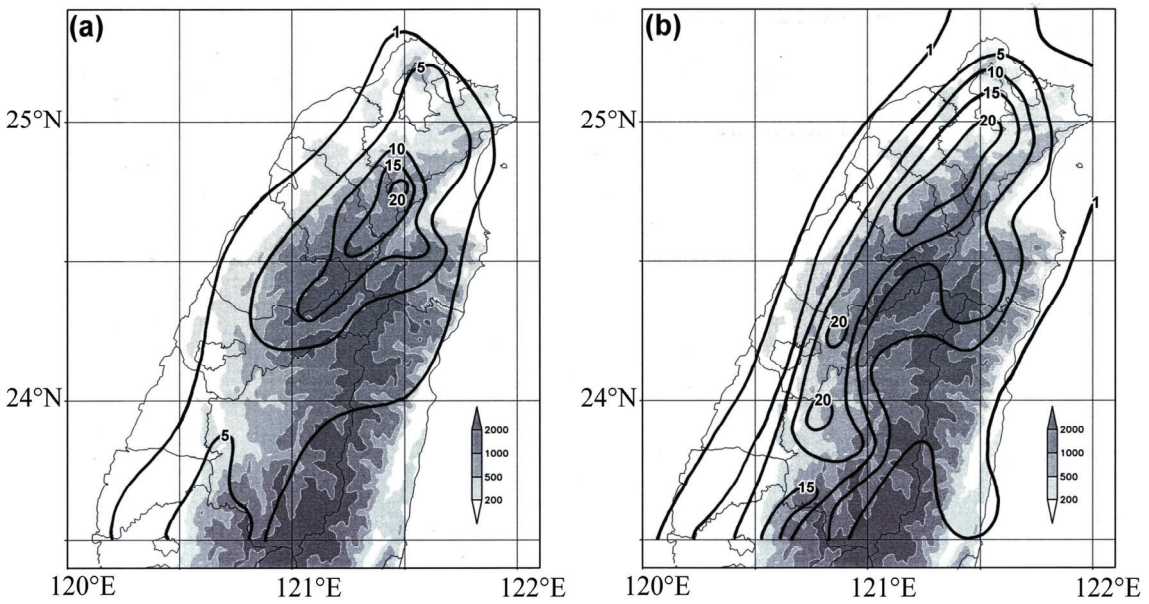


圖 11　7 月 51 個午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率（次數）之空間分布。

圖 12 為 7 月對流日初生期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布，最高頻率出現在 1200 LST 者（圖未示），對流僅零星發生在宜蘭北側山坡，而對流較其他時段更為頻繁且分布更廣的時間出現在 1300 LST （圖 12a），北台灣頻率比中台灣為高，主要發生在台北盆地、雪山山脈 500 m 以上山坡與山區，以及南投與嘉義的山坡上；出現在 1400 LST 者（圖 12b），北台灣亦較中台灣為高，最大頻率出現在雪山山脈西側山坡與宜蘭 1000 m 以上之山區；出現在 1500 LST 者（圖未示），對流僅零星發生在雲林與嘉義 500 m 以下的緩坡。成熟期時最高頻率出現在 1500 LST 者（圖 13a），對流較其他時段更為頻繁且分布更廣，對流主要發生在台北盆地、雪山山脈及中央山脈西側 500 m 之山坡上。出現在 1600 LST 者（圖 13b），北台灣對流主要出現在雪山山脈西側平地與東側宜蘭山坡，中台灣對流則出現在南投與嘉義的山坡上。比較圖 12 與 13 初生期與成熟期最大頻率分布形式，與圖 11 結果相似，均顯示北台灣對流有向台北盆地與向西向山坡及/或平地移動及/或發展之勢，而中台灣的對流則有向西向平地移動及/或發展與向東向山區移動及/或發展之勢。

B.　8 月

圖 14 為 8 月對流日在初生期與成熟期頻率空間分布，均與 7 月分布形式相似。初生期（圖 14a）北台灣頻率較中台灣為高，有三個最大頻率中心分別位在雪山山脈北側福山、西側的新竹山坡及雪山山脈高山上，而台中以南頻率較低且位於 500m 以下的緩坡。成熟期（圖 14b）最大頻率主軸走向與 7 月相似，最大頻率中心位在雪山山脈西北側的新竹山坡，南投與嘉義地區的發生頻率較初生期有顯著的增加，為另一次中心。由午後對流初生與成熟之頻率空間分布顯示，北台灣對流有明顯向台北盆地與向西向山坡與平地移動及/或發展之勢，中台灣對流則有向西向平地與向東沿地形移動及/或發展之勢。

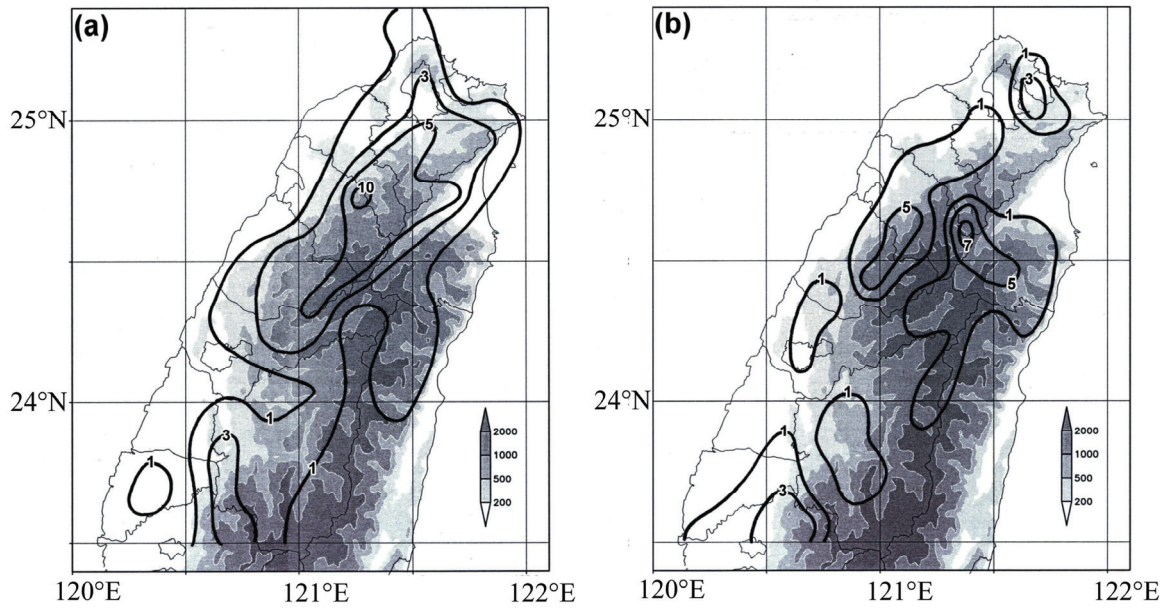


圖 12　7 月 51 個午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST 與(b) 1400 LST 之頻率空間分布。

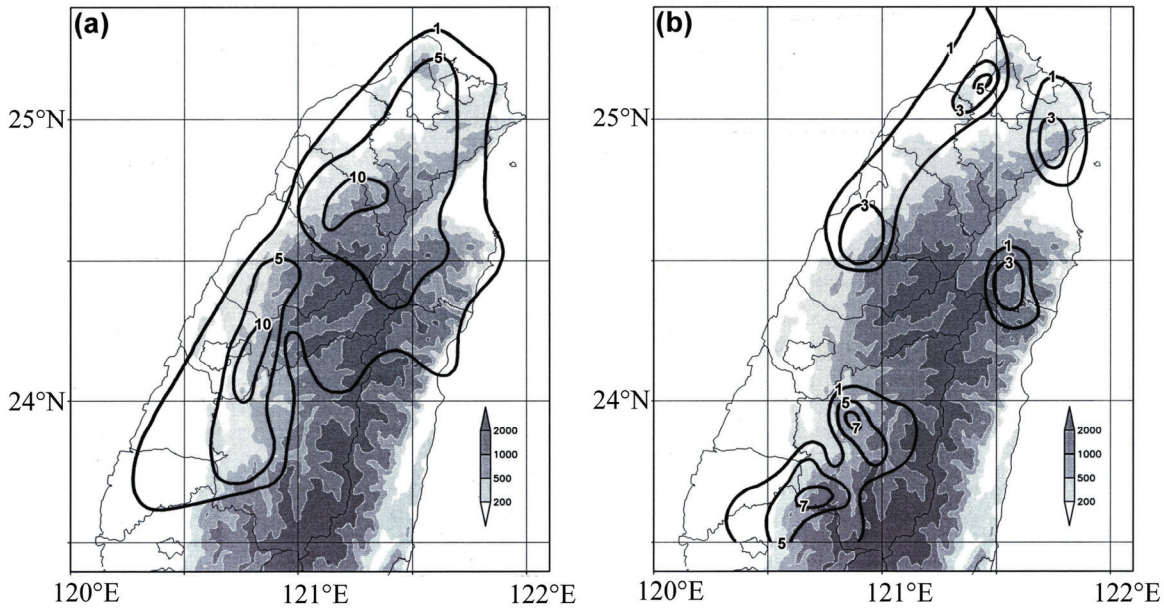


圖 13　7 月 51 個午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST 與(b) 1600 LST 之頻率空間分布。

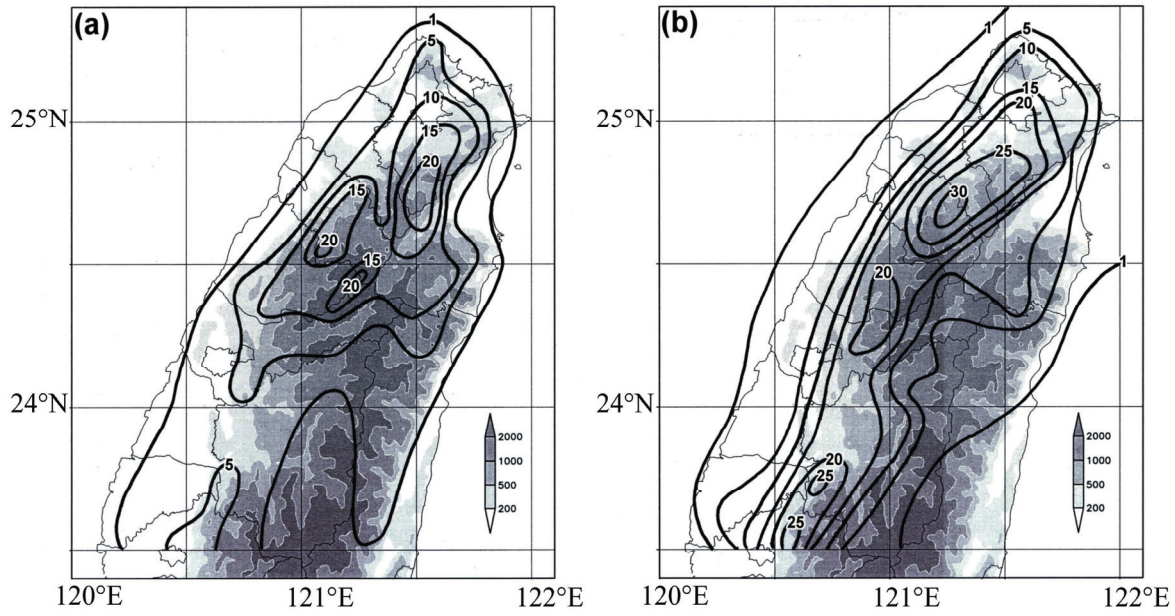


圖 14　8 月 59 個午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率（次數）之空間分布。

圖 15 為 8 月對流日初生期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布，最高頻率出現在 1300 LST 者（圖 15a），北台灣頻率較中台灣為高，對流主要發生在台北盆地至雪山山脈東北側的宜蘭山坡上、雪山山脈西側的新竹苗栗 500 m 以上的山坡與高山，而在雲林與嘉義的平地上有零星對流出現。出現在 1400 LST 者（圖 15b），北台灣亦較中台灣為多，對流主要發生在桃園與新竹的山坡，以及雪山山脈高山上，台中以南對流較少，主要分布在台中至南投間 500 m 以下的緩坡上。成熟期最高頻率出現在 1500 LST 者（圖 16a），對流較其他時段更為頻繁且分布更廣，主要發生在台北盆地、雪山山脈東、西兩側山坡及南投至嘉義間的山坡上，最大頻率中心位在雪山山脈西北側的桃園與新竹山坡上。最高頻率出現在 1600 LST 者（圖 16b），對流主要發生在台北盆地東南側、宜蘭平地及雪山山脈西側的新竹至台中的山坡上。出現在 1700 LST 者（圖 16c）之對流頻率較少，僅零星分布在台中至雲林間的平地。成熟期與圖 15 之初生期頻率分布相較，與圖 13 結果相似，均顯示北台灣午後對流有向台北盆地及/或向西向山坡與平地移動及/或發展之勢，而中台灣則更進一步顯示對流有先向東向山坡地形移動及/或發展，後向西向平地移動及/或發展之勢。

C. 夏季

圖 17 為夏季（7—8 月）初生期與成熟期對流頻率分布，與圖 8 之梅雨季比較，兩期夏季頻率均較梅雨季為高，但初生期兩季均有北台灣較中台灣頻率為高的特徵。夏季對流日在初生期（圖 17a）頻率北台灣較中台灣大出甚多，最大頻率主軸由台北盆地向西南沿伸至雪山山脈高山上，有兩個最大頻率中心，分別位在雪山山脈北側的福山（圖內打 X 處）與新竹的雪山山脈高山上，而台中以南頻率較低且位在 500 m 以下的山坡上，唯嘉義山坡有一相對較大中心（圖內打 X 處）。

成熟期（圖 17b）最大頻率主軸出現在山坡，由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈西側山坡向南延伸至嘉義的山坡上，約與 500 m 等高線走向一致。最大頻率中心位在雪山山脈西北側的桃園與新竹山坡，南投與嘉義地區的發生頻率較初生期有顯著的增加，為另一次中心。比較初生期與成熟期之頻率分布形式顯示，北台灣對流有明顯向台北盆地與向西向山坡及/或平地移動及/或發展之勢，原位於福山之最大頻率中心向西北移至桃園與新竹山坡，而中台灣對流除了向東沿地形移動外，亦有向西向平地移動及/或發展之勢，原位於嘉義山坡之相對最大中心，亦在其東北之南投山坡與其西南之嘉義山坡形成相對最大頻率中心。

圖 18 為夏季對流日初生期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布，顯示最高頻率出現在 1300 LST 者（圖 18a），北台灣高於中台灣，對流主要發生在台北盆地南側、雪山山脈、中央山脈西側的山坡上，以及中央山脈東側之宜蘭與花蓮山坡上，最大頻率中心位在福山，次中心位在新竹的山坡，台中以南頻率較低。最高頻率出現在 1400 LST 者（圖 18b），北台灣亦高於中台灣，對流主要發生在雪山山脈西北側的桃園、新竹山坡與高山上，台中以南僅零星分布在南投山坡與嘉義平地。出現在 1500 LST 者（圖 18c），對流僅發生在嘉義的山坡上。成熟期（圖 19）最高頻率出現在 1500 LST 者（圖 19a）之對流 較出現在其他時間更頻繁且分布更廣，北台灣頻率高於中台灣，主要發生在台北盆地、雪山山脈及中央山脈西側的山坡上，最大頻率主軸呈東北-西南走向，約與 500 m 等高線走向一致，最大頻率中心位在雪山山脈西北側的桃園與新竹山坡上。出現在 1600 LST 者（圖 19b），中台灣頻率較北台灣為高，對流主要發生在苗栗至南投間

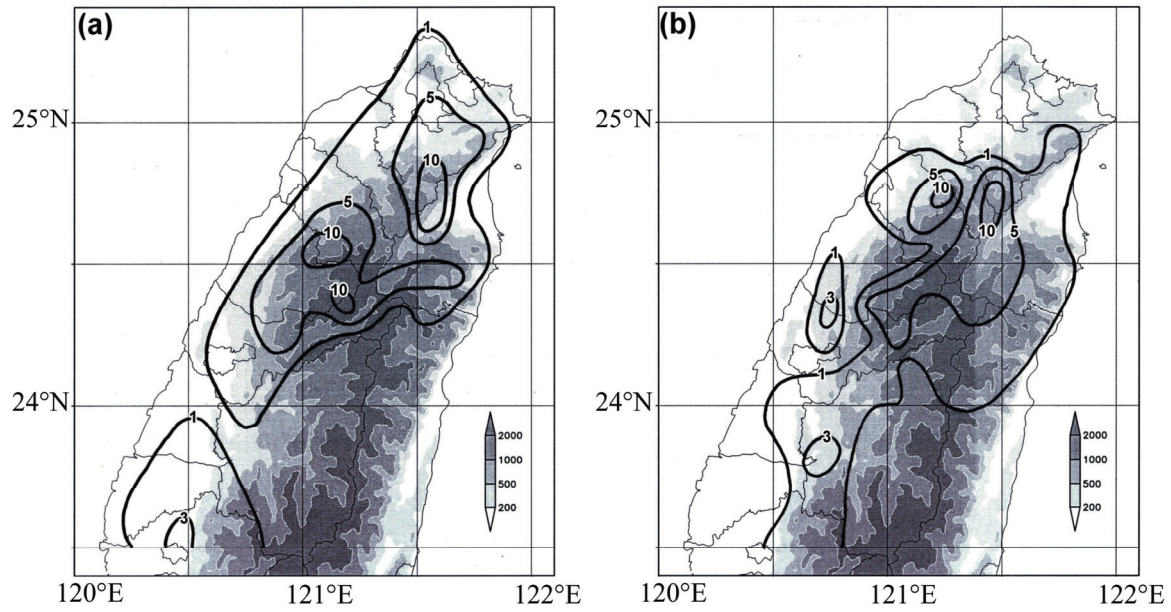


圖 15 8 月 59 個午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST 與(b) 1400 LST 之頻率空間分布。

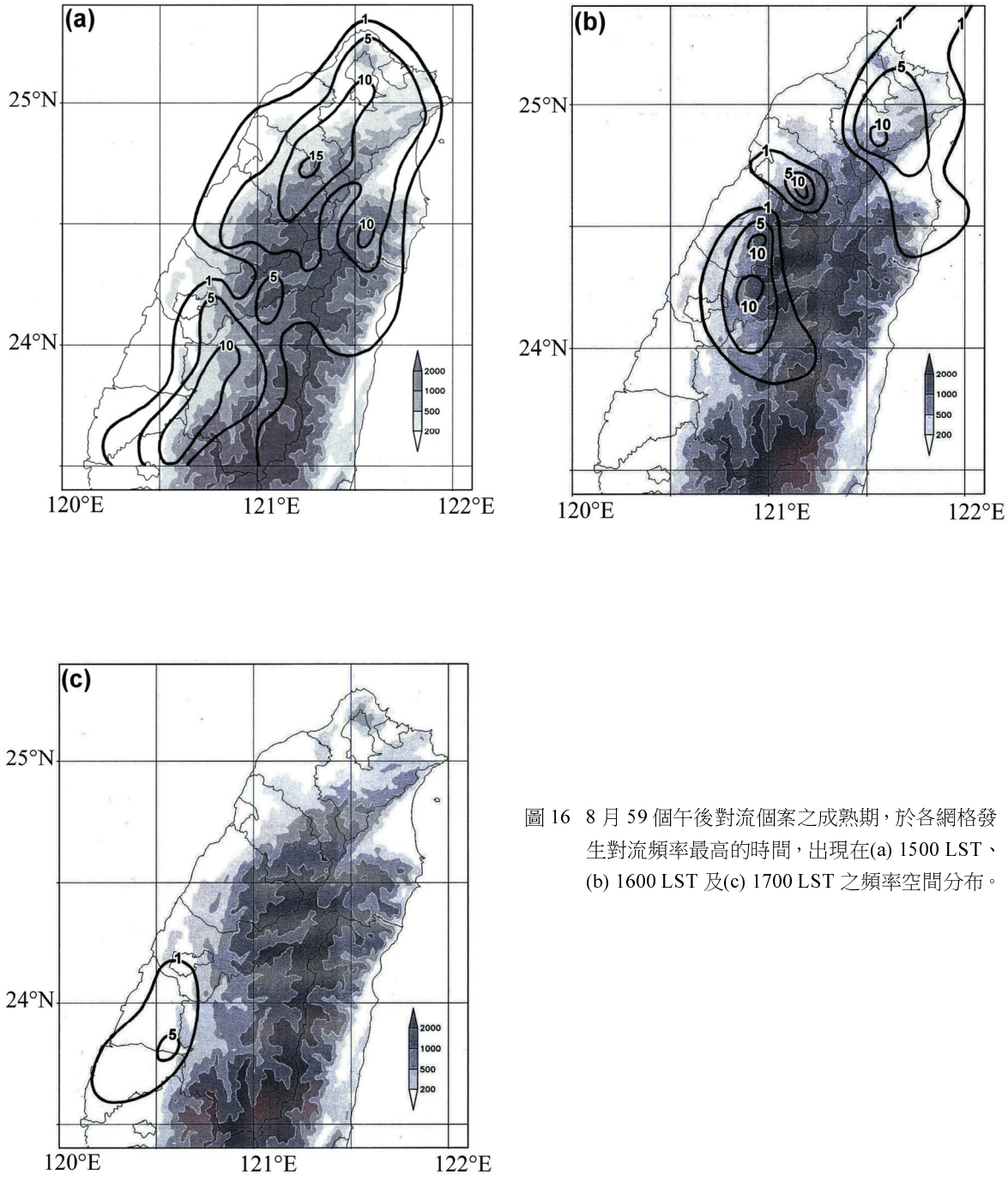


圖 16　8 月 59 個午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST、(b) 1600 LST 及(c) 1700 LST 之頻率空間分布。

1000 m 的山坡上，北台灣則發生在北海岸、台北盆地東側及宜蘭平地。出現在 1700 LST 者（圖 19c），對流顯然較前兩時段為少，僅零星分布在台中至雲林間的平地。成熟期與圖 18 之初生期頻率分布比較，結果與圖 16 相似，均顯示北台灣午後對流有向西向平地移動及/或發展之勢，而中台灣則更一進步顯示有先向東向山坡，後向西向平地沿海移動及/或發展之勢。

(二) 平均頻率的時間分布

由台灣中北部地區發生頻率的空間分布特徵顯示，北台灣（≥ 24.5 °N）與中台灣（23.5—24.5 °N）有相同與相異之處，故平均頻率的時間分布，將以北台灣、中台灣及中北台灣（≥ 23.5 °N）地區呈現，使明確顯示各區之特徵。圖 20 為北、中及中北台灣各不同月份對流日初生期對流平均發生頻率之時間分布。北台灣對流日初生期之平均對流頻率（圖 20a）顯示，所有月份平均頻率之時間分布相似，1100—1200 LST 較少，1300 LST 急速增加為最大值，1400 LST 漸減，而 1500 LST 後又急速減少。其中 8 月為所有月份中最大者，7 月為所有月份中最小者，此可能乃因太平洋高壓此時較強且籠罩台灣地區之故。以季節而言，梅雨季與夏季 1100—1200 LST 頻率均小，1300 LST 急速增加為最大值，且夏季略高於梅雨季，1400 LST 逐漸減少，1500 LST 快速減少。圖 21 為成熟期分布，北台灣對流日成熟期之平均對流頻率（圖 21a）除了 6 月晚 1 小時於 1600 LST 達最大頻率外，其他各月最大值均出現在 1500 LST，並以 5 月為最大。以季節而言，梅雨季與夏季 1400 LST 均小，1500 LST 急速增大為最大值，各時段梅雨季平均頻率幾均高於夏季。

中台灣對流日初生期之平均對流頻率（圖 20b）分布顯示，1100 LST 頻率很小，1200 LST 漸增，並以 5 月增加較快速，為各月該時段之最

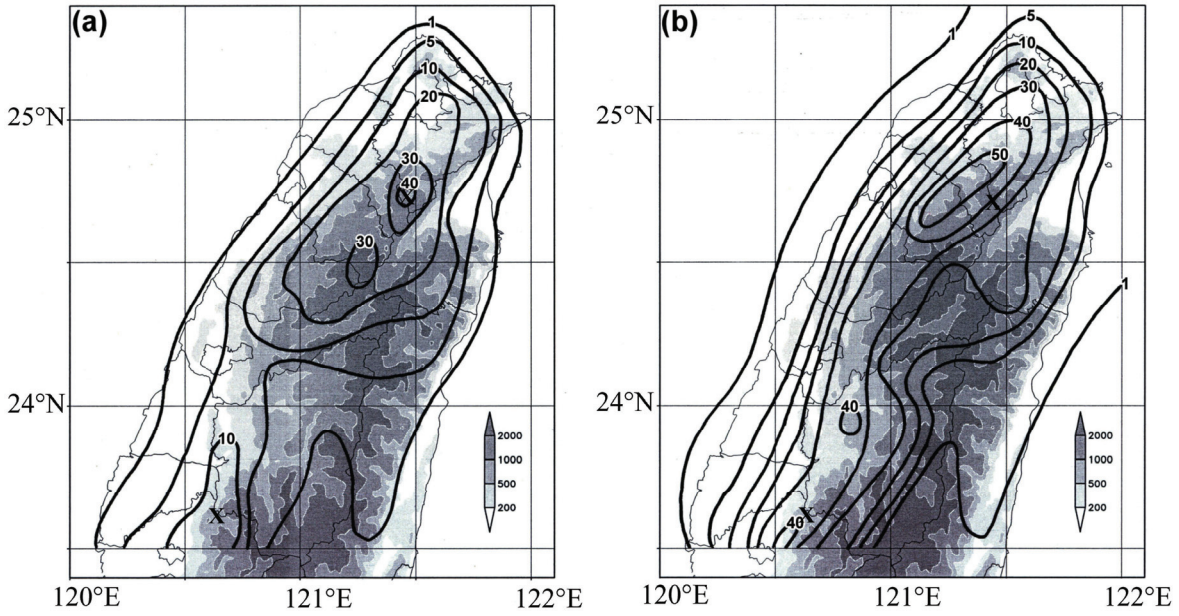


圖 17 夏季 110 個午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率（次數）之空間分布。X 為初生期最大頻率中心。

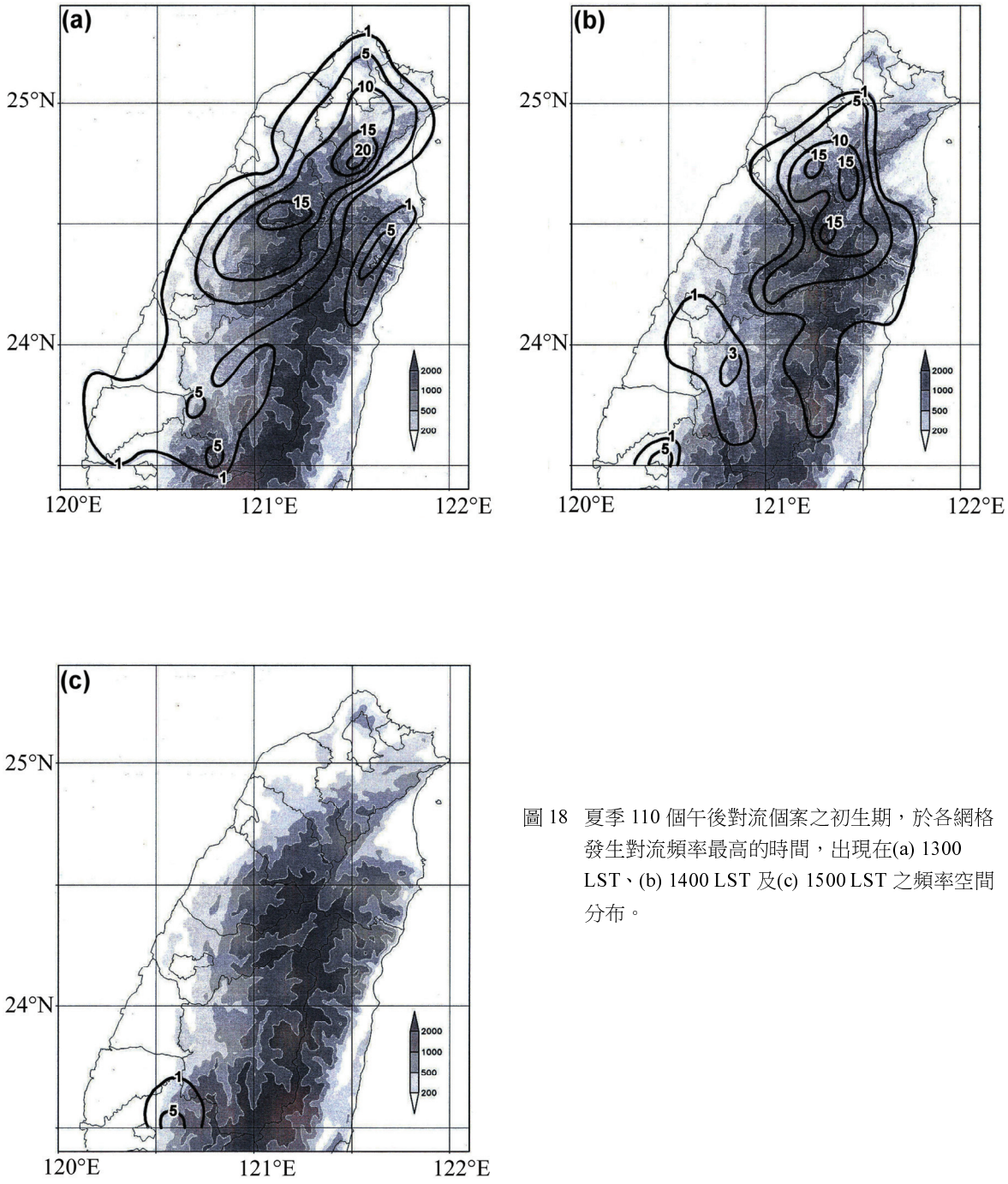


圖 18　夏季 110 個午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST、(b) 1400 LST 及(c) 1500 LST 之頻率空間分布。

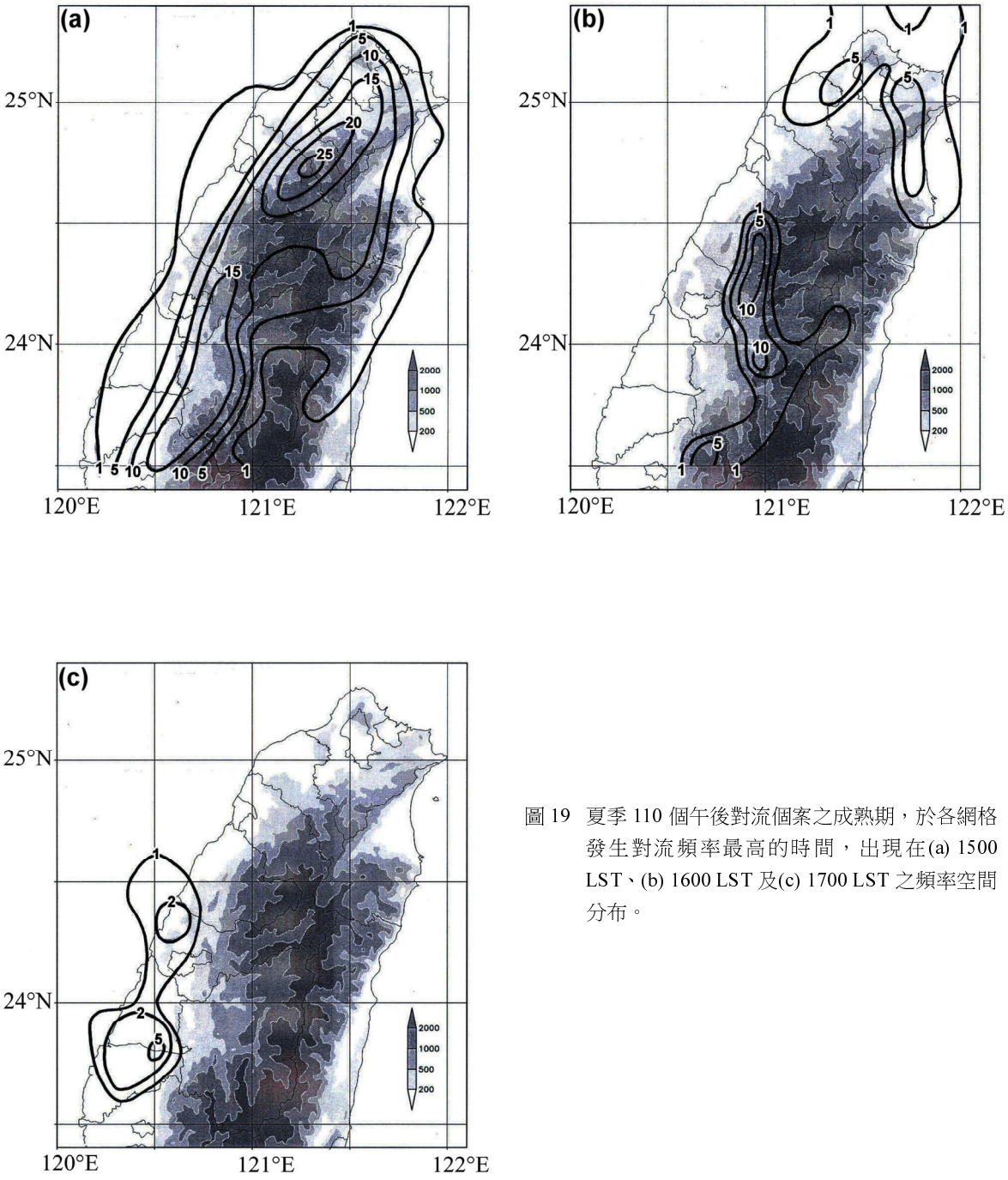


圖 19 夏季 110 個午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST、(b) 1600 LST 及(c) 1700 LST 之頻率空間分布。

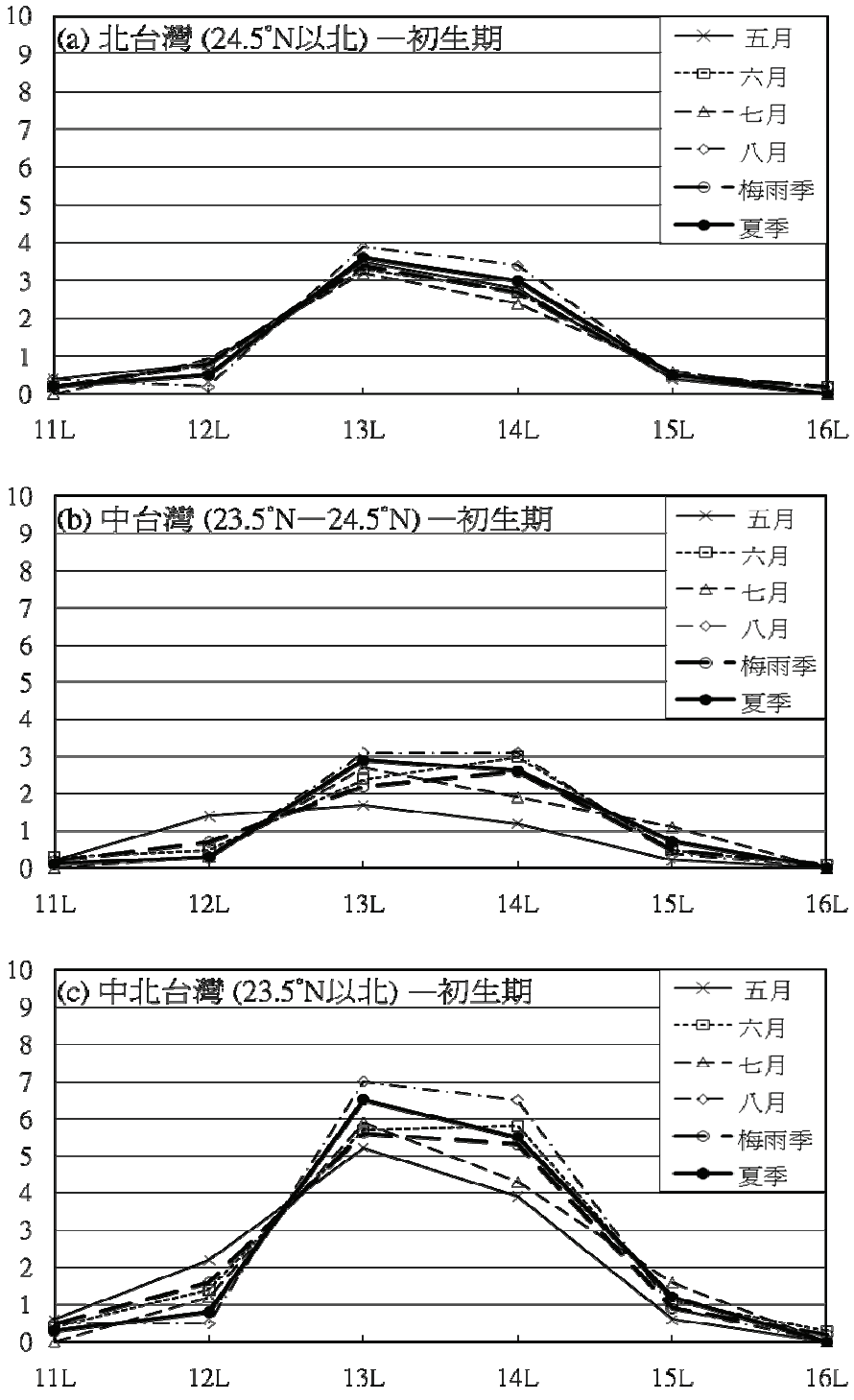


圖 20　(a)北台灣、(b)中台灣及(c)中北台灣各類型對流日初生期於各地方時（L；X 軸）之平均頻率（格點數；Y 軸）分布。

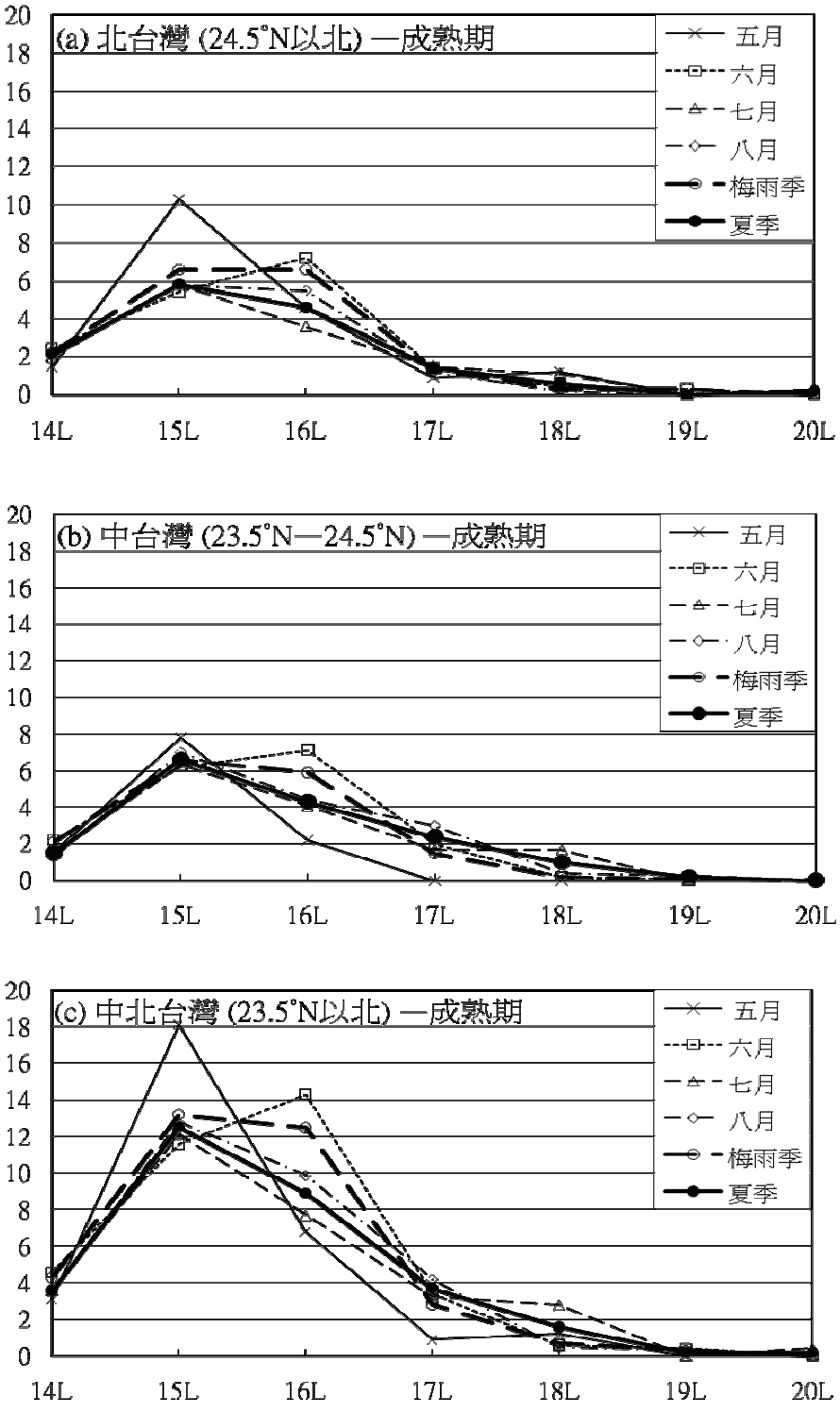


圖 21　同圖 20，但為成熟期。

大者，之後除 5 月漸增外，其餘各月 1300 LST 大增為最大值，並於 1500 LST 後大減。以季節而言，夏季初生期平均對流頻率於 1100—1200 LST 均少，1300 LST 急速增大為最大值，而梅雨季於 1200 LST 後較快速增大，於 1400 LST 才達到最大值。中台灣對流日成熟期之平均對流頻率（圖 21b）的時間分布與北台灣相似，各月 1400 LST 頻率較少，1500 LST 除 6 月外其餘各月均增為最大值，並以 5 月為最大。隨後除 6 月在 1600 LST 達最大值之外，其他各月均逐漸減少。以季節而言，夏季與梅雨季成熟期平均頻率在 1400 LST 均小，隨後急速增加於 1500 LST 達到最大值，之後逐漸減小。

中北台灣各月份對流日初生期之平均對流頻率分布（圖 20c）顯示，各月 1100 LST 均小，1200 LST 漸增，除 6 月於 1400 LST 達最大值外，其他各月均在 1300 LST 達最大值，各月並於 1500 LST 急速減少。以季節而言，梅雨季與夏季 1100 LST 均少，1200 LST 梅雨季較夏季增加更多，兩季均在 1300 LST 急速增大為最大值，且夏季較梅雨季為大，之後逐漸減少，於 1500 LST 急速減少。中北台灣各月份對流日成熟期之平均對流頻率分布（圖 21c）顯示，各月 1400 LST 頻率均小，1500 LST 急速增大，除 6 月頻率最大值出現在 1600 LST 之外，其餘各月皆出現在 1500 LST，並以 5 月為最大，隨後於 1700 LST 迅速減小。以季節而言，夏季與梅雨季對流日成熟期之平均對流頻率在 1400 LST 均小，兩者均在 1500 LST 急速增大為最大值，且梅雨季較夏季為大，之後夏季頻率逐漸減少，但梅雨季頻率則遲至 1700 LST 才快速減少。

各區域內於初生期個案之平均對流總發生頻率（亦即各月份在各區域內之對流活躍度）之季節分布如圖 22a 所示，以中北台灣而言，5 月最少，6 月增大，7 月減少，8 月再增大為最大值，梅雨季與夏季對流活躍度相近。中台灣與北台灣比較顯示，各月北台灣均較中台灣活躍，中台灣 5 月對流最不活躍，北台灣對流最不活躍月份則發生在 7 月，此時中台灣亦相對較不活躍。成熟期（圖 22b）之對流活躍度，以中北台灣而言，6 月最活躍，7 月最不活躍。中台灣與北台灣比較顯示，除 5 月外，其餘各月中台灣均較北台灣活躍。

四、各不同月份對流日之合成環境條件

1. 5、6 月

A. 5 月

5 月於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 23a）顯示，副熱帶太平洋高壓脊由西太平洋向西南西伸展經巴士海峽至南海北端，台灣地區盛行西南風，台灣海峽有較大的高度梯度，風速較強，約 10－15 kts，台灣地區混合比值大於 13 g kg^{-1}。對流前一日（圖 23b）副熱帶太平洋高壓脊與對流日位置相近，僅 1500 gpm 等高線較對流日更向西伸，顯示太平洋高壓勢力較對流日強，台灣地區仍然盛行西南風，但風速僅約 5－10 kts，混合比略低於對流日約 12 g kg^{-1}。顯然，5 月對流日乃因太平洋高壓脊減弱，使華南至台灣海峽低層西南風增強，帶來較溫暖潮濕的空氣，有利於午後對流發展。圖 24 為 5 月對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，對流日與前一日（圖 24）由地面的東南風隨高度順轉至 500 hPa 的西風，顯示中低對流層盛行暖平流。對流日 LFC 高度較前一日低，分別為 707 hPa 與 606 hPa，EL 則較前一日高，分別為 246 hPa

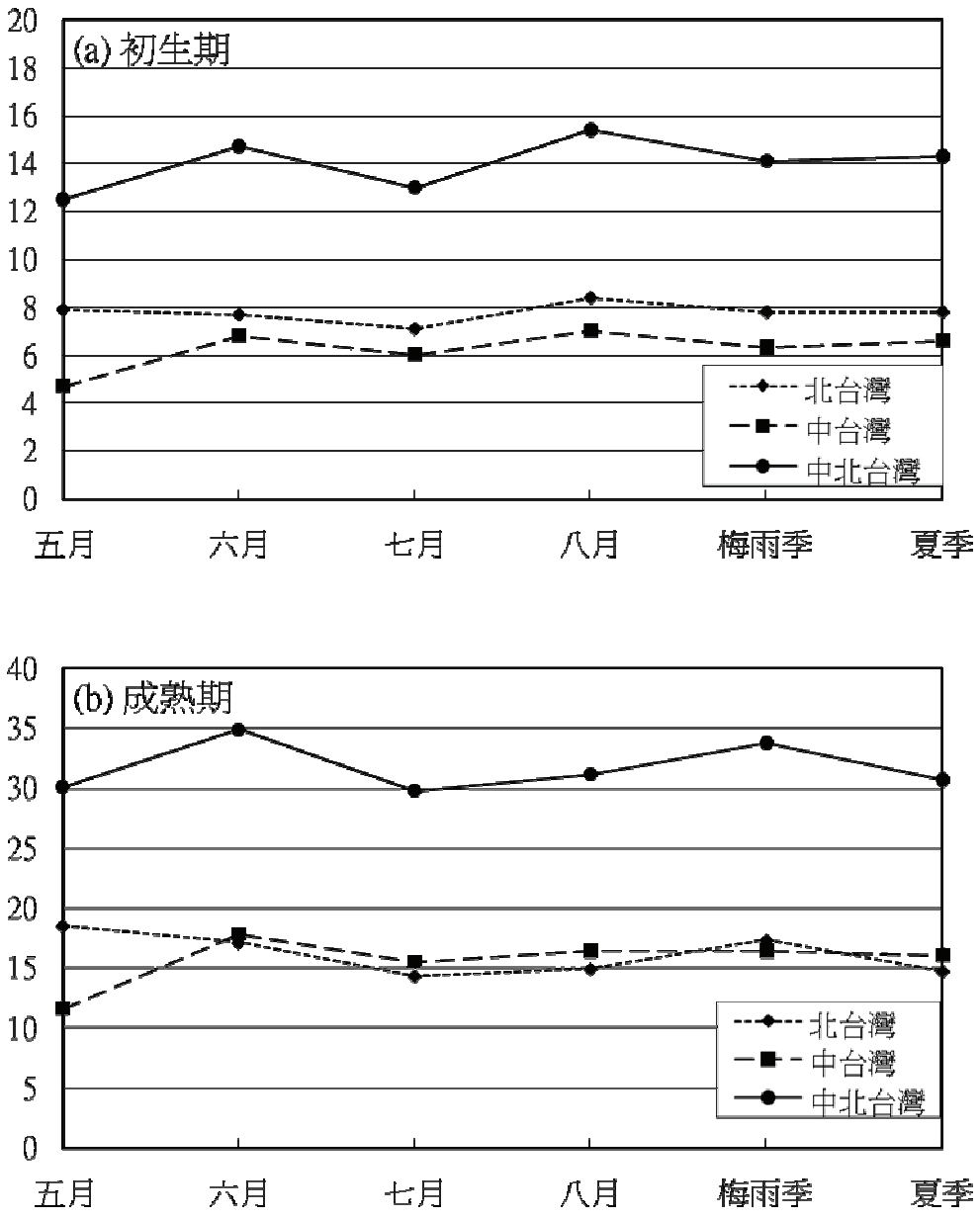
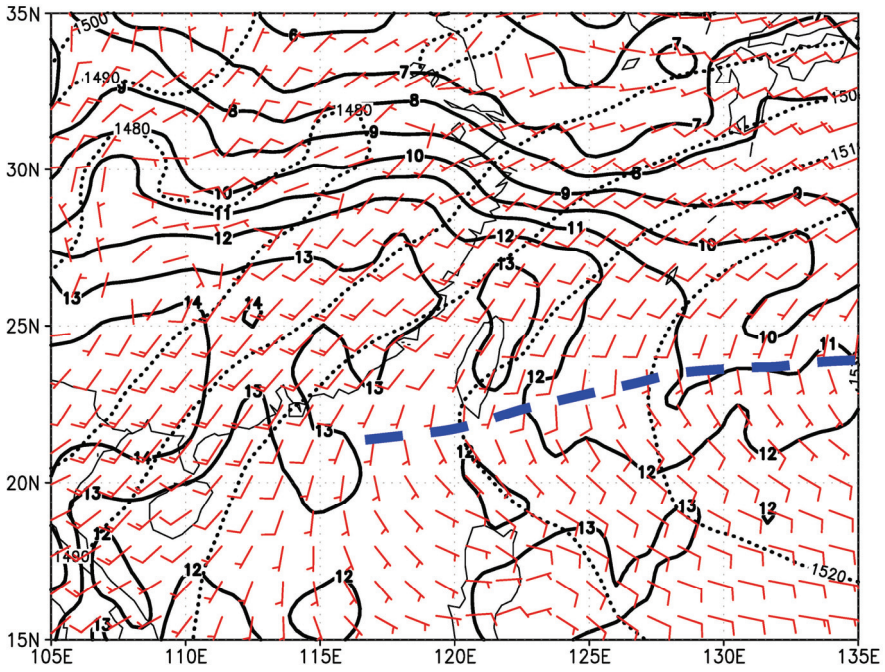


圖 22 各區域內於(a)初生期與(b)成熟期個案平均之對流總發生頻率（格點數；Y 軸）之季節（月份；X 軸）分布。

（a）5 月　850 hPa



（b）5 月對流前一日　850 hPa

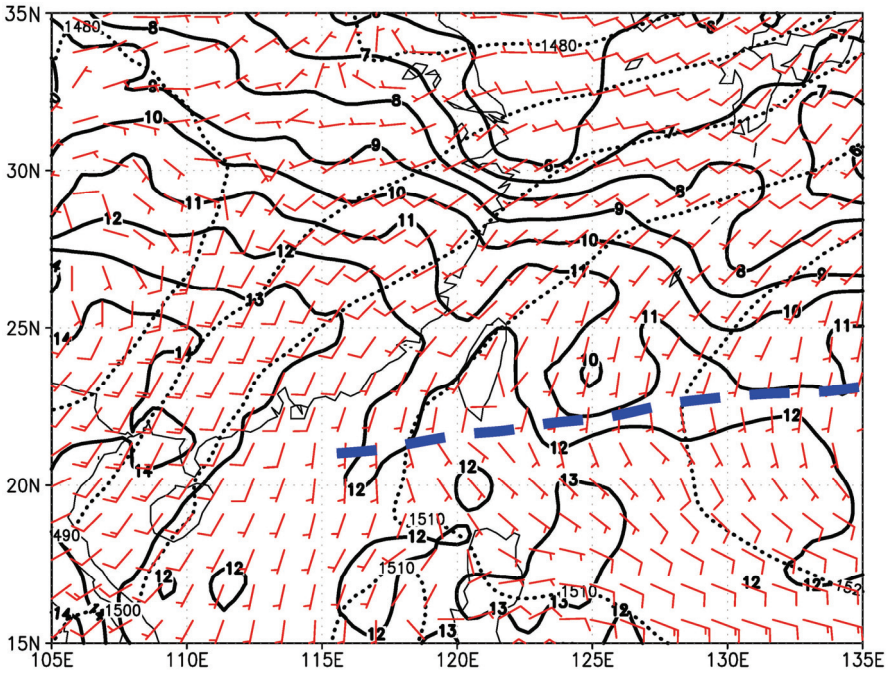


圖 23　5 月於對流日(a)該日與(b)前一日 0000 UTC 之 850 hPa 合成高度場（點線；gpm）、風場（慣用符號）及混合比（實線；g kg^{-1}）分布。高壓脊以粗虛線表示，低壓槽以粗點虛線表示。

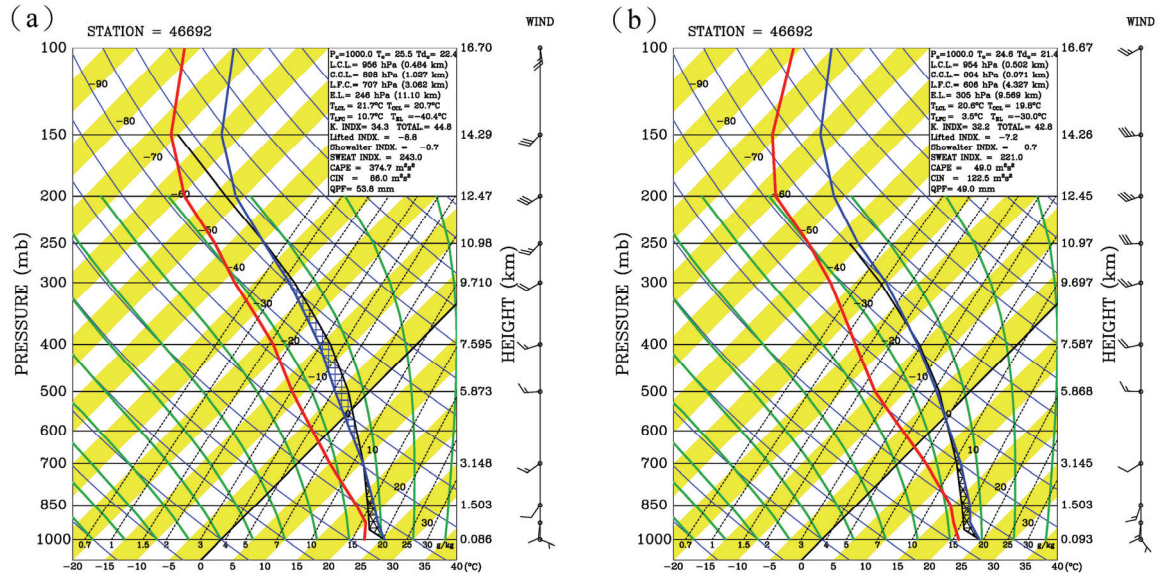


圖 24　台灣北部 5 月(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

與 305 hPa，故對流日該日之 CAPE 375 m^2s^{-2} 較前一日之 49 m^2s^{-2} 為大，而 CIN 86 m^2s^{-2} 則較前一日 123 m^2s^{-2} 為小。顯然，對流日該日之大氣環境條件較對流前一日更有利於午後對流的發展。由上所述，對流日相較於前一日而言，有利對流發展的環境條件包括：太平洋高壓減弱、較強的西南氣流、較大的 CAPE 及較不穩定的潮濕大氣。

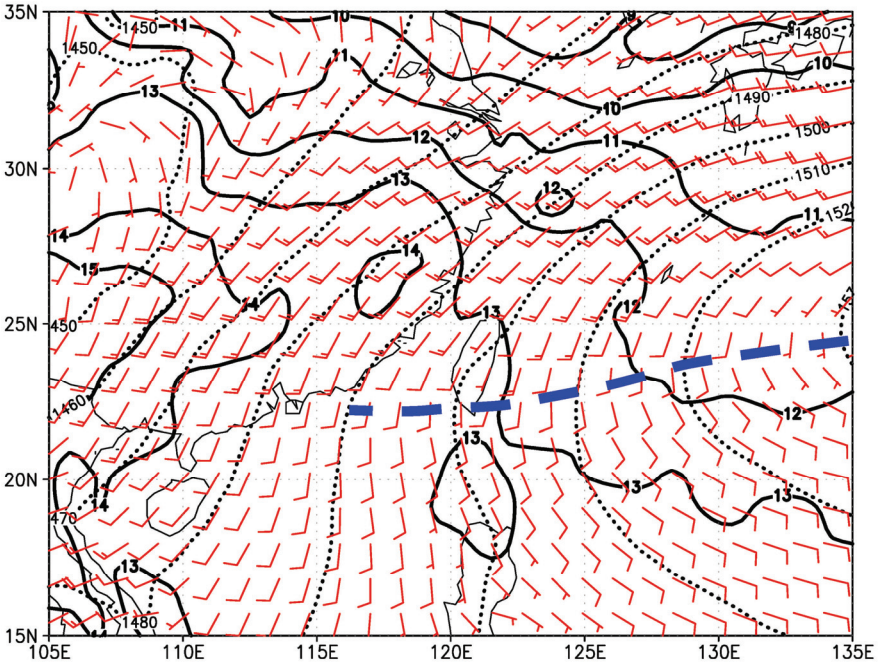
B.　6 月

6 月於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 25a）顯示，太平洋高壓脊由西太平洋向西南西延伸經台灣南端至台灣海峽南部，台灣與鄰近地區盛行西南風，風速約 10－15 kts。對流前一日之合成天氣圖（圖 25b）顯示，太平洋高壓脊較對流日偏南，低層風場與對流日相似，太平洋高壓強度較對流日為弱，1500 gpm 等高線較對流日偏東，混合比則該日與前一日相近。顯然，6 月對流日之太平洋高壓較前一日為強，高壓脊並經台灣南端，低層盛行暖濕的西南風。圖 26 為 6 月對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，該日與前一日中低對流層風向隨高度順轉，顯示盛行暖平流。對流日 LFC 高度較前一日稍高，分別為 763 hPa 與 792 hPa，EL 則與前一日接近，分別為 224 hPa 與 226 hPa，但該日 CAPE 則較前一日大，分別為 524 m^2s^{-2} 與 405 m^2s^{-2}，而 CIN 也較前一日稍大，分別為 59 m^2s^{-2} 與 41 m^2s^{-2}。顯然，對流日該日之大氣環境條件較對流前一日有較大的 CAPE，較有利於午後對流的發展，而 CAPE 亦較 5 月為大。由上所述，對流日相較於前一日而言，有較強太平洋高壓脊經過台灣南端，台灣地區盛行暖濕西南氣流，中低對流層盛行暖平流且有較大的 CAPE。

C. 梅雨季

梅雨季於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 27a）顯示，太平洋高壓脊由西太平洋向西南西伸展經台灣南端至台灣海峽南部，台灣地區盛行西南風，台灣海峽有較大的高度梯度，風速較強約 10－15 kts，1500 gpm 等高

（a）6 月　850 hPa



（b）6 月對流前一日　850 hPa

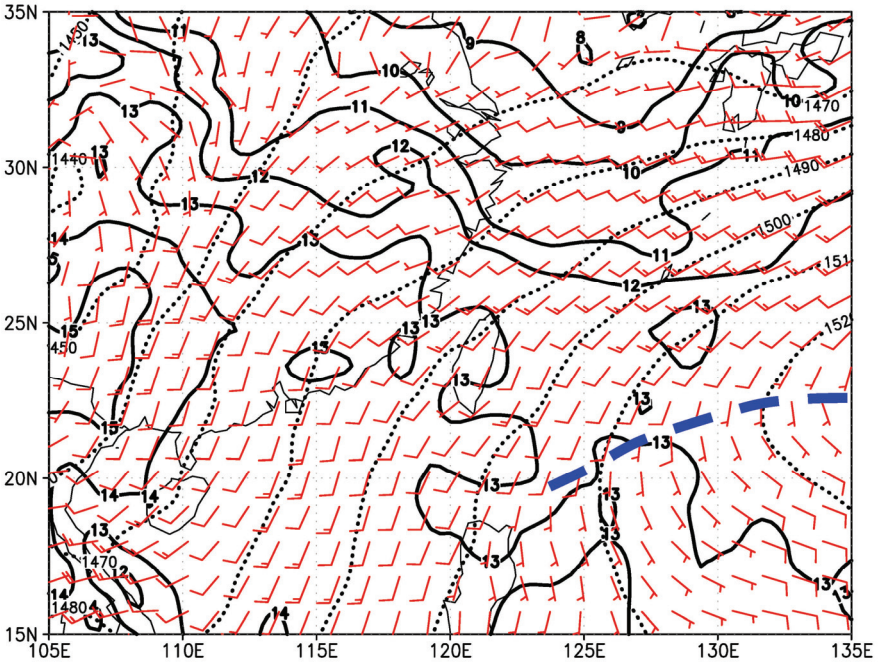


圖 25　同圖 23，但為 6 月(a)對流日與(b)對流日前一日 0000 UTC。

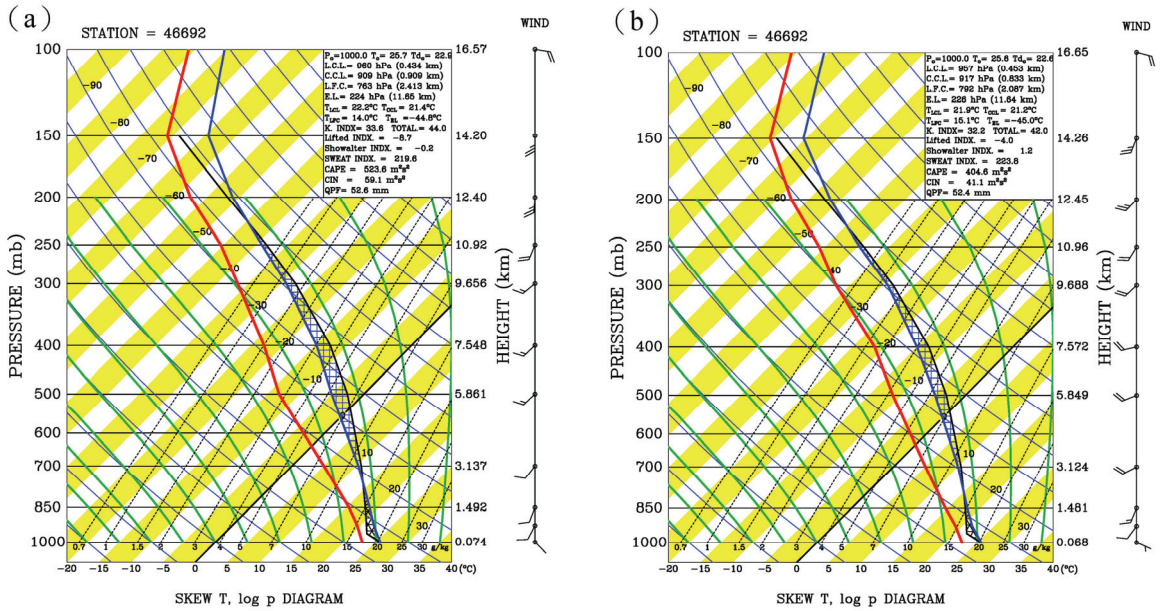


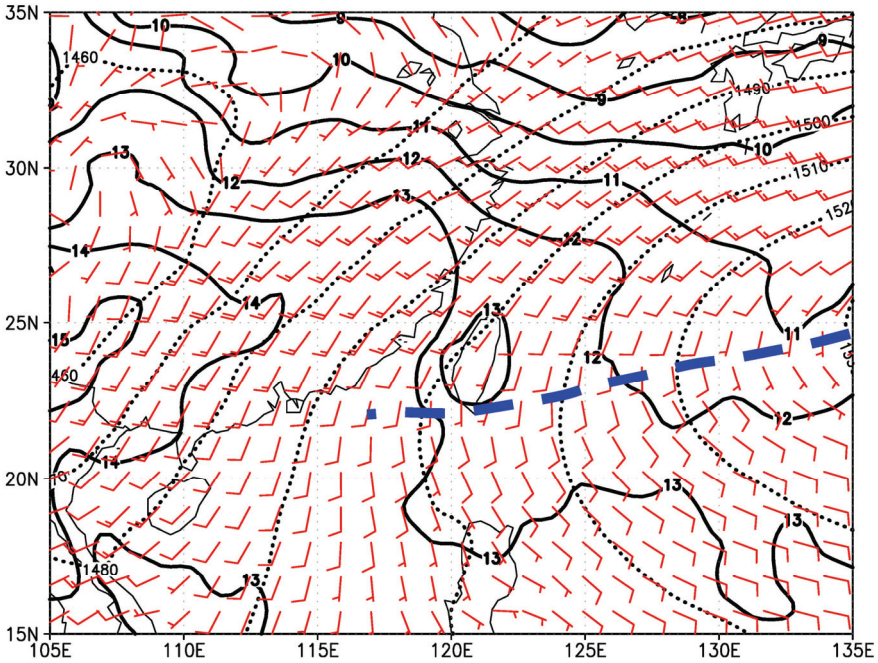
圖 26　台灣北部 6 月(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

表一　各月、梅雨季及夏季之對流日板橋站合成探空之 850hPa 風向風速（kts）、LFC、EL、CIN 及 CAPE 值。

時　間	五月		六月		梅雨季		七月		八月		夏季	
參數	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日
850hPa 風向風速 (kts)	SW 10	SW 15	SW 10	SW 15	SW 10	SW 15	SSW 10	SSW 10	SSW 10	SW 15	SSW 10	SW 15
LFC (hPa)	707	606	763	792	747	698	727	736	780	658	758	687
EL (hPa)	246	305	224	226	230	235	193	197	211	203	198	199
CIN (m^2s^{-2})	86	123	59	41	67	67	75	73	65	139	72	105
CAPE (m^2s^{-2})	375	49	524	405	478	208	865	764	620	582	740	692

線通過台灣西北部。對流前一日之合成天氣圖(圖 27b）顯示，太平洋高壓脊位置較對流日偏南，太平洋高壓稍弱，1500 gpm 等高線經過台灣中部，台灣地區仍盛行西南風，但風速較對流日為弱，僅有 5－10 kts，混合比亦較對流日為小。顯然，梅雨季對流日相較於前一日而言，太平洋高壓脊北移經台灣南端，低對流層盛行較暖溼且較強的西南氣流，顯示梅雨季較強之暖濕西南氣流提供較強的水氣傳送與大氣不穩度，以利對流發展。圖 28 為梅雨季對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，該日與前一日中低對流層風向隨高度順轉，顯示盛行暖平流。對流日 LFC 高度較前一日低，分別為 747 hPa 與 698 hPa，EL 較前一日略高，分別為 230 hPa 與 235 hPa，CAPE 則遠大於前一日，分別為 478 m^2s^{-2} 與 208 m^2s^{-2}，此與上述對流日較強之暖濕西南氣流提供較大之大氣不穩度一致，而 CIN 則該兩日均為 67 m^2s^{-2}。顯然，梅雨季對流日該日之大氣環境條件較對流前一日有利於午後對流的發展，梅雨季與 5、6 月對流日與前一日之環境條件差異如表一所示。

（a）梅雨季　850 hPa



（b）梅雨季對流前一日　850 hPa

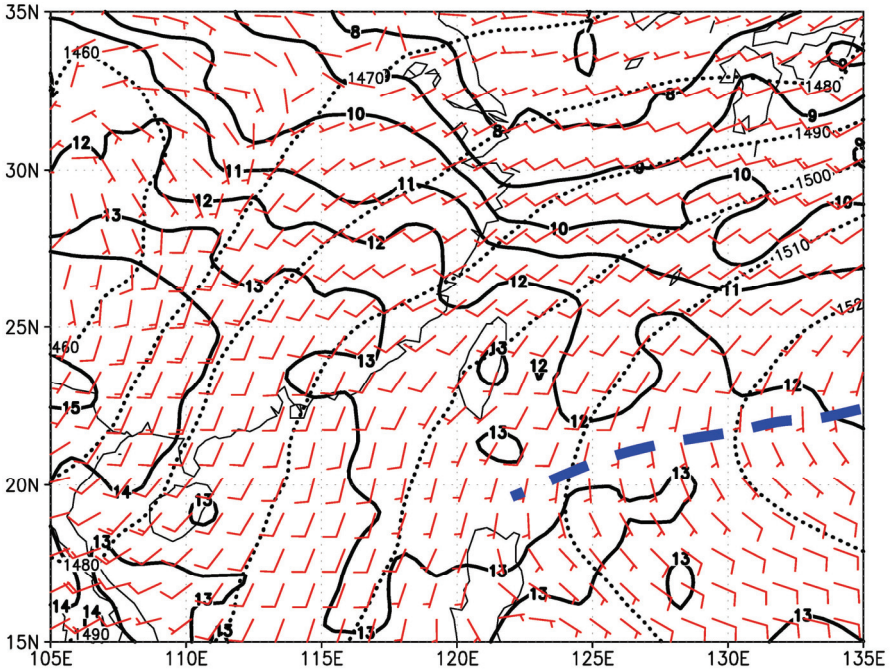


圖 27　同圖 23，但為梅雨季(a)對流日與(b)對流日前一日 0000 UTC。

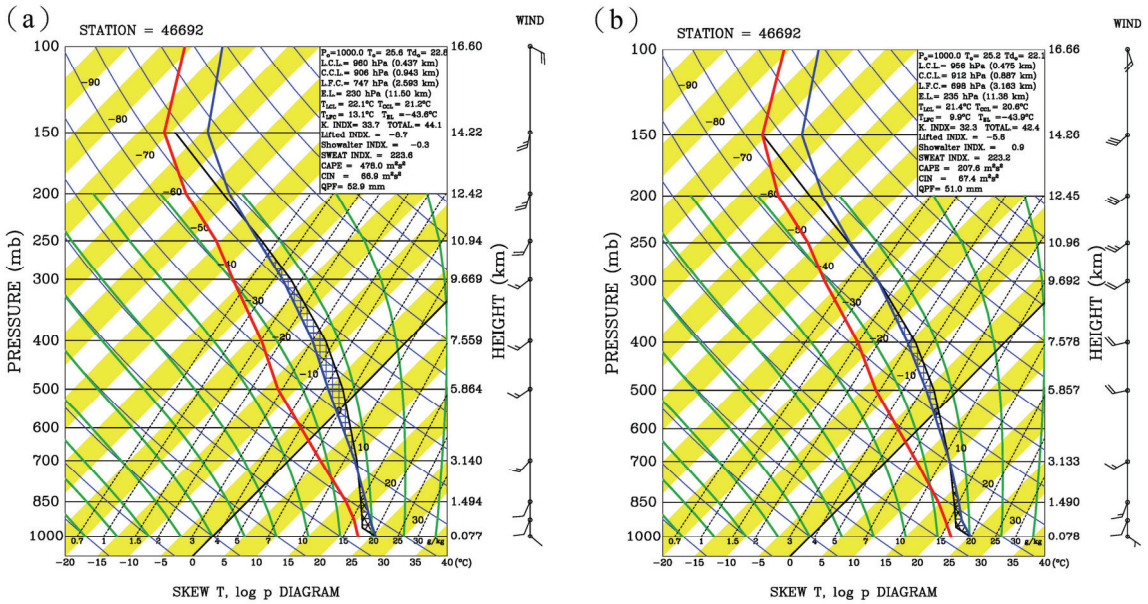


圖 28　台灣北部梅雨季(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

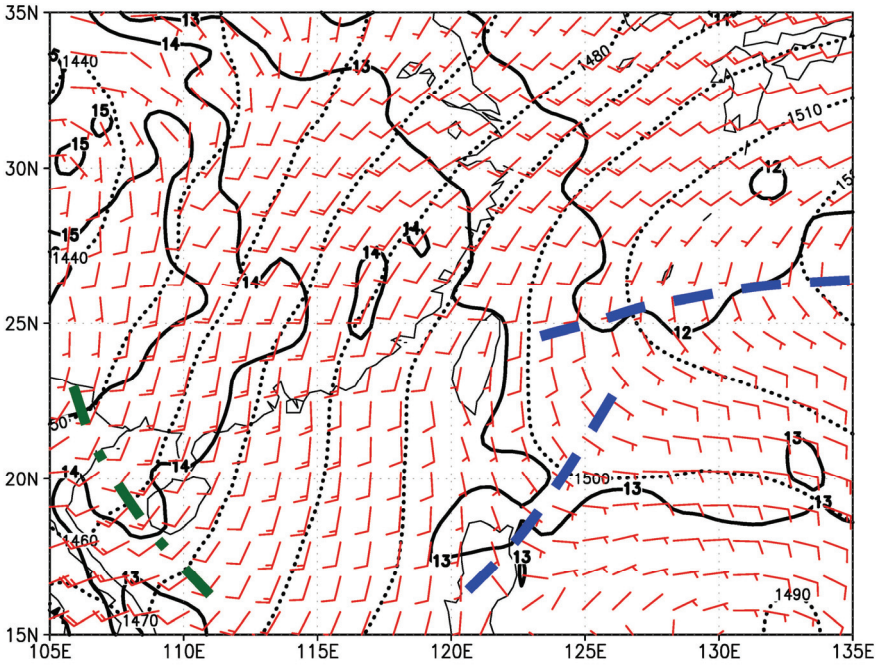
由上所述，梅雨季對流日該日相較於前一日而言，有較強太平洋高壓且高壓脊經台灣南端，但台灣海峽有較大的高度梯度，故有較強暖濕西南氣流，有較大的 CAPE，有利於對流發展。

2. 7、8 月

A. 7 月

7 月於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 29a）顯示，太平洋高壓脊由西太平洋向西南西延伸至台灣東部近海，高壓強度較 6 月為弱，高壓脊位置較偏北，有一低壓槽由廣西與越南交界向東南延伸至南海，台灣地區位於太平洋高壓與此低壓槽間，盛行南南西風，風速約為 5－10 kts。對流前一日之合成天氣圖（圖 29b）顯示，太平洋高壓脊與對流日位置相近，僅 1500 gpm 等高線較對流日偏東，顯示太平洋高壓勢力較對流日為弱，低層風向與對流日相似，但台灣海峽有較大的高度梯度，風速較強，約為 10－15 kts，低壓槽強度較對流日為強，混合比則與對流日該日相近。顯然，7 月對流日之太平洋高壓強度較前一日為強，低層盛行暖濕的南南西風，天氣型態轉為早上晴朗炎熱而午後對流的夏季型態。圖 30 為 7 月對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，對流日與前一日低對流層風向隨高度稍有順轉，顯示低對流層有微弱暖平流。對流日 LFC 高度較前一日稍高，分別為 727 hPa 與 736 hPa，EL 較前一日略高，分別為 193 hPa 與 197 hPa，對流日較前一日有較大的 CAPE，分別為 865 m^2s^{-2} 與 764 m^2s^{-2}，而 CIN 相似，分別為 75 m^2s^{-2} 與 73 m^2s^{-2}。顯然，對流日該日之大氣環境條件較對流前一日稍有利於午後對流的發展，而 CAPE 亦較梅雨季為大。由上所述，對流日該日相較於前一日而言，有較強太平洋高壓與較弱的低壓槽，雖然台灣海峽有較小的高度梯度，風速較弱，但有較大的 CAPE，仍有利於對流發展。

（a）7 月　850 hPa



（b）7 月對流前一日　850 hPa

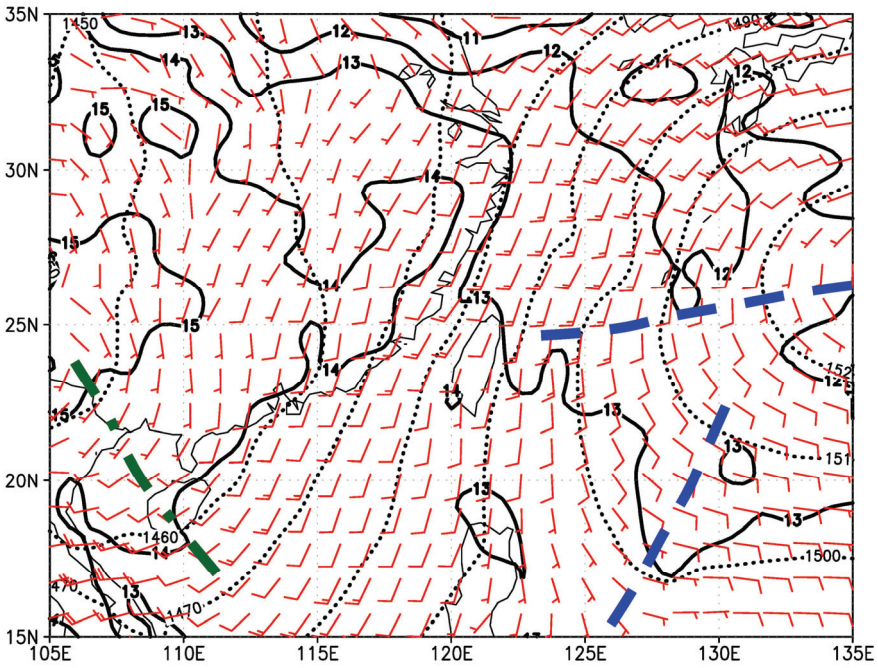


圖 29　同圖 23，但為 7 月(a)對流日與(b)對流日前一日 0000 UTC。

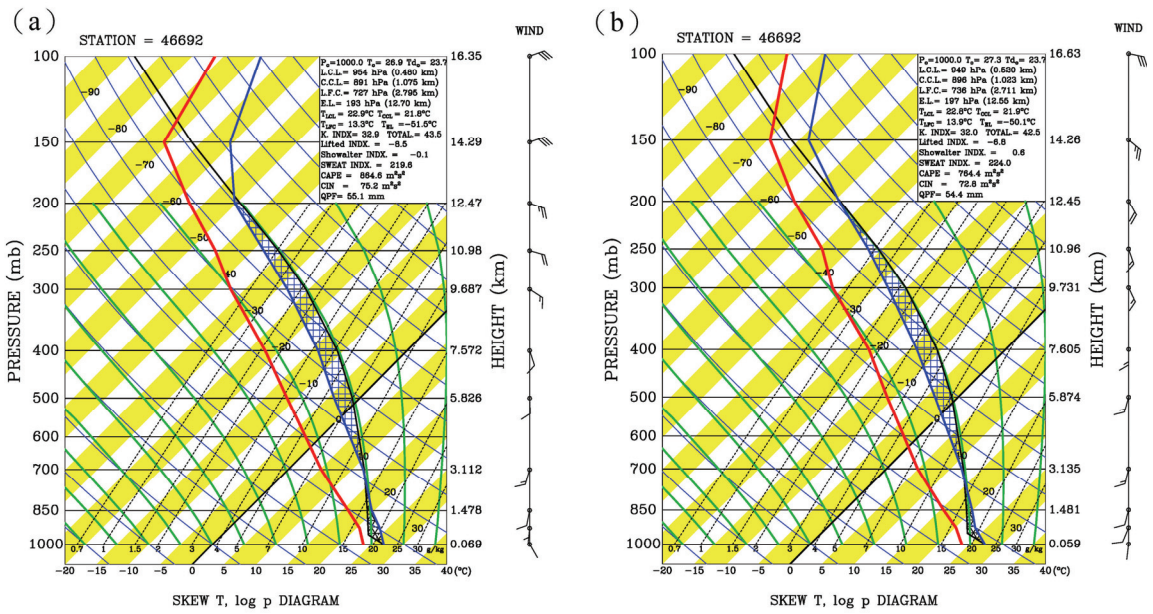


圖 30　台灣北部 7 月(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

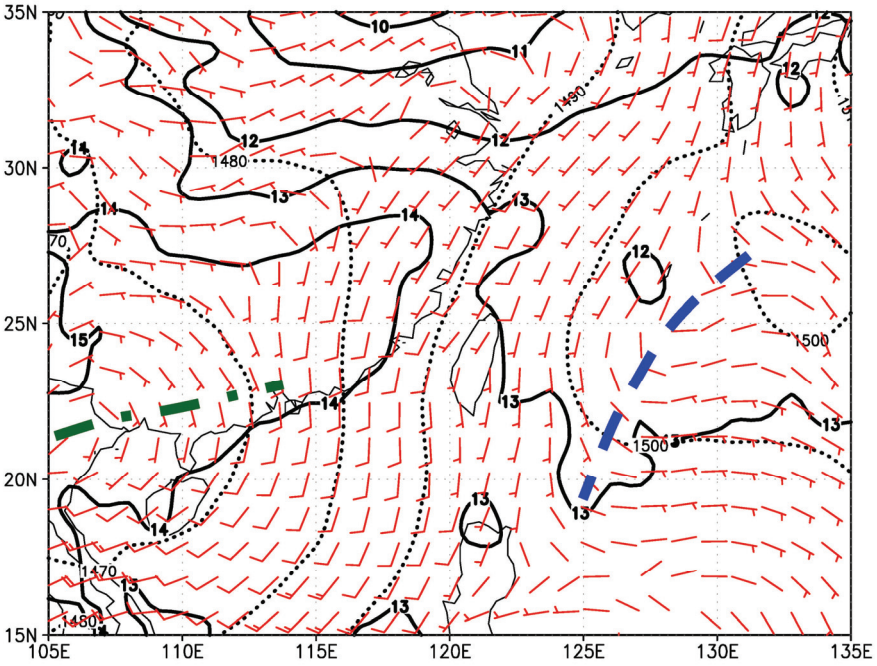
B.　8 月

8 月於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 31a）顯示，太平洋高壓脊由西太平洋向西南延伸至菲律賓東北海面，有一低壓槽由越南北部向東北東延伸經廣西至廣東沿海，台灣地區在太平洋高壓與低壓槽影響下，盛行西南至南南西風，台灣海峽有較小的高度梯度，風速較弱，僅約為 5 kts。對流前一日之合成天氣圖（圖 31b）顯示，低層風場與對流日相似，太平洋高壓強度較對流日為弱，1500 gpm 等高線較對流日偏東，廣東的南方海面有一低壓中心，低壓槽自此低壓中心向東北延伸至福建沿海，台灣海峽有較大的高度梯度，風速較強約為 10 kts。顯然，對流日隨著低壓中心減弱西移，太平洋高壓強度增強，低層盛行暖濕的西南、南南西風。圖 32 為 8 月對流日該日與前一日板橋測站合成探空圖，對流日與前一日低對流層風向隨高度稍有順轉，顯示有微弱暖平流。對流日 LFC 高度較前一日為低，分別為 780 hPa 與 658 hPa，EL 也較前一日為低，分別為 211 hPa 與 203 hPa，CAPE 則較前一日為大，分別為 620 m^2s^{-2} 與 582 m^2s^{-2}，而 CIN 較前一日為小，分別為 65 m^2s^{-2} 與 139 m^2s^{-2}。顯然，對流日該日之大氣環境條件較對流前一日有利於午後對流的發展。由上所述，對流日該日相較於前一日而言，有較強太平洋高壓與較弱的低壓槽，雖然台灣海峽有較小的高度梯度，風速較弱，但有較大的 CAPE，仍有利於對流發展。

C. 夏季

台灣地區 7、8 月之天氣型態已轉為早上晴朗炎熱而午後對流旺盛的夏季型態，夏季於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 33a）顯示，太平洋高壓脊由西太平洋向西南延伸至菲律賓東北海面，台灣地區盛行西南至南南西風，有一低壓槽由越南北部向東南延伸至海南島。對流前一日之合成天氣圖（圖 33b）顯示，低層風場與對流日相似，太平洋高壓強度較對流日為弱

（a）8 月　850 hPa



（b）8 月對流前一日　850 hPa

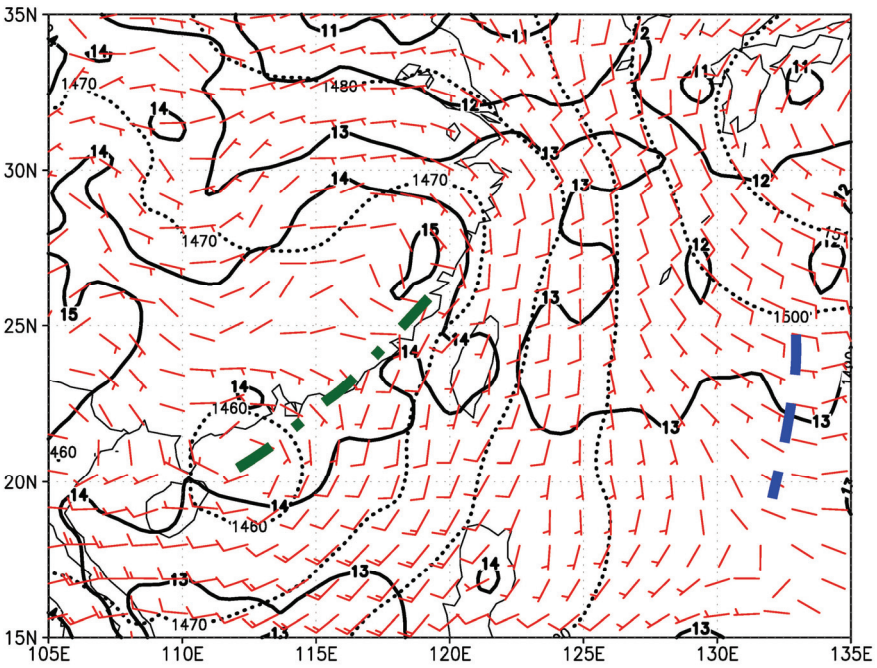


圖 31　同圖 23，但為 8 月(a)對流日與(b)對流日前一日 0000 UTC。

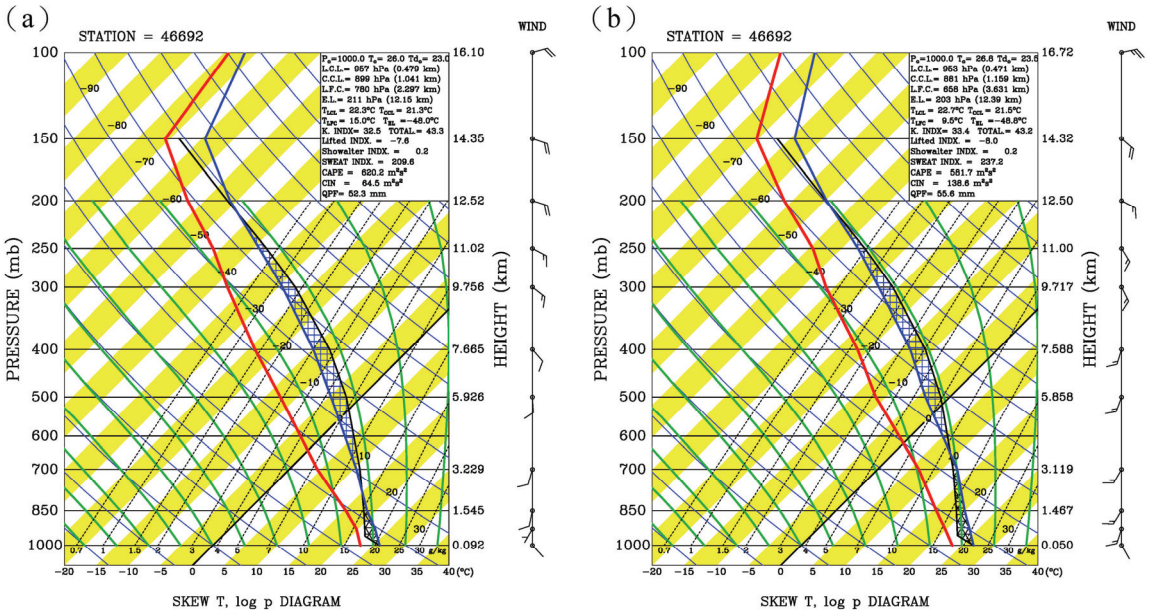


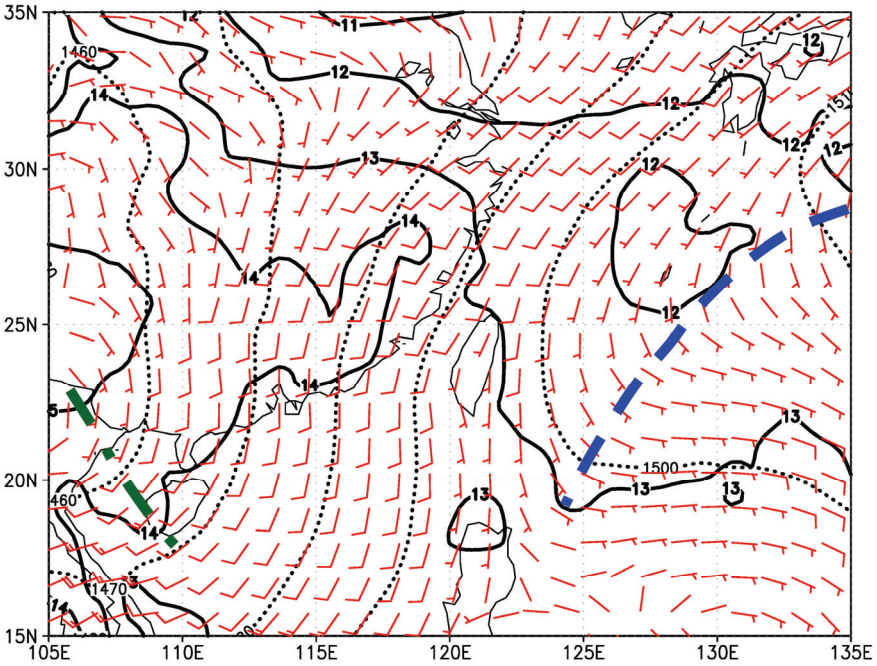
圖 32　台灣北部 8 月(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

，1500 gpm 等高線較對流日偏東，低壓槽強度較對流日為強，台灣海峽有較大的高度梯度，風速稍強，約為 10 kts。顯然，夏季對流日之太平洋高壓強度較前一日為強，低層雖盛行暖濕的西南、南南西風，但較梅雨季者為弱，亦較對流前一日稍弱，顯示大尺度氣流對水氣傳送與不穩定度之貢獻不若梅雨季重要，顯然局部環流之發展才是夏季午後對流發展與否之關鍵因子。圖 34 為夏季對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，對流日與前一日低對流層風向隨高度稍有順轉，顯示有微弱暖平流。對流日 LFC 高度較前一日為低，分別為 758 hPa 與 687 hPa，EL 則與前一日接近，分別為 198 hPa 與 199 hPa，但 CAPE 較前一日大，分別為 740 m^2s^{-2} 與 692 m^2s^{-2}，而 CIN 較前一日為小，分別為 72 m^2s^{-2} 與 105 m^2s^{-2}。顯然，夏季對流日該日之大氣環境條件較對流前一日有較大的 CAPE，有利於午後對流的發展，而 CAPE 亦較梅雨季為大，夏季與 7、8 月對流日與前一日之環境條件差異如表一所示。由上所述，對流日該日相較於前一日而言，有較強太平洋高壓與較弱的低壓槽，雖然台灣海峽有較小的高度梯度，風速較弱，但有較大的 CAPE，仍有利於對流發展，但較大的 CAPE 與午後對流發展，顯非似梅雨季受大尺度環流主宰，而係由局部環流之發展而來。顯然，梅雨季與夏季午後對流之綜觀環境條件有明顯差異，梅雨季暖濕西南氣流的強弱在午後對流之產生遠比在夏季者重要，而局部環流之的發展在夏季午後對流之產生較在梅雨季者更為關鍵。此種弱綜觀環境下，大尺度環流、環境條件及局部環流在午後對流發展之角色，以及對流激發與維持機制值得進一步探討。

五、總結

本文利用民航局桃園國際機場 C 波段都卜勒氣象雷達回波資料、中央氣象局板橋探空站資料

（a）夏季　850 hPa



（b）夏季對流前一日　850 hPa

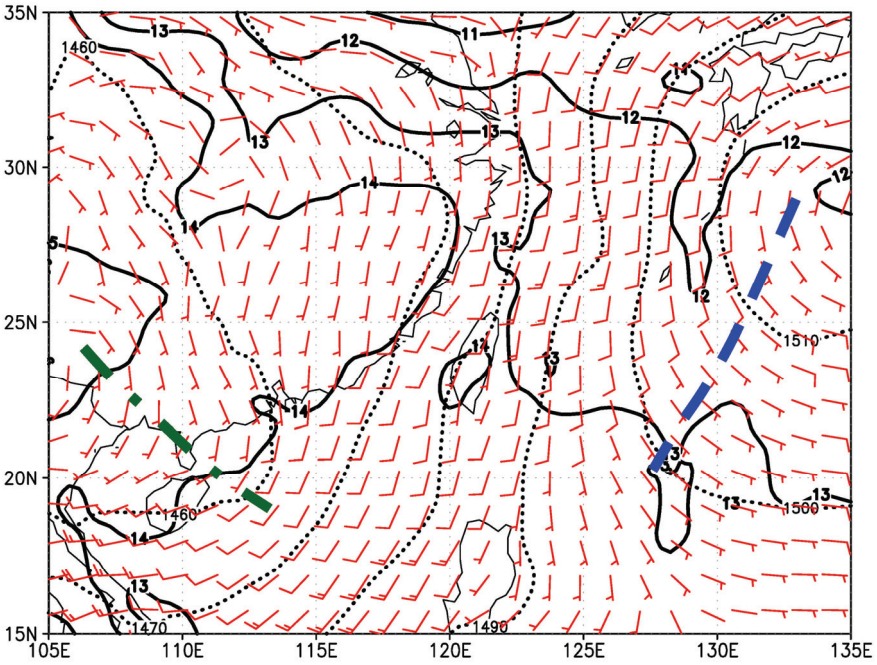


圖 33　同圖 23，但為夏季(a)對流日與(b)對流日前一日 0000 UTC。

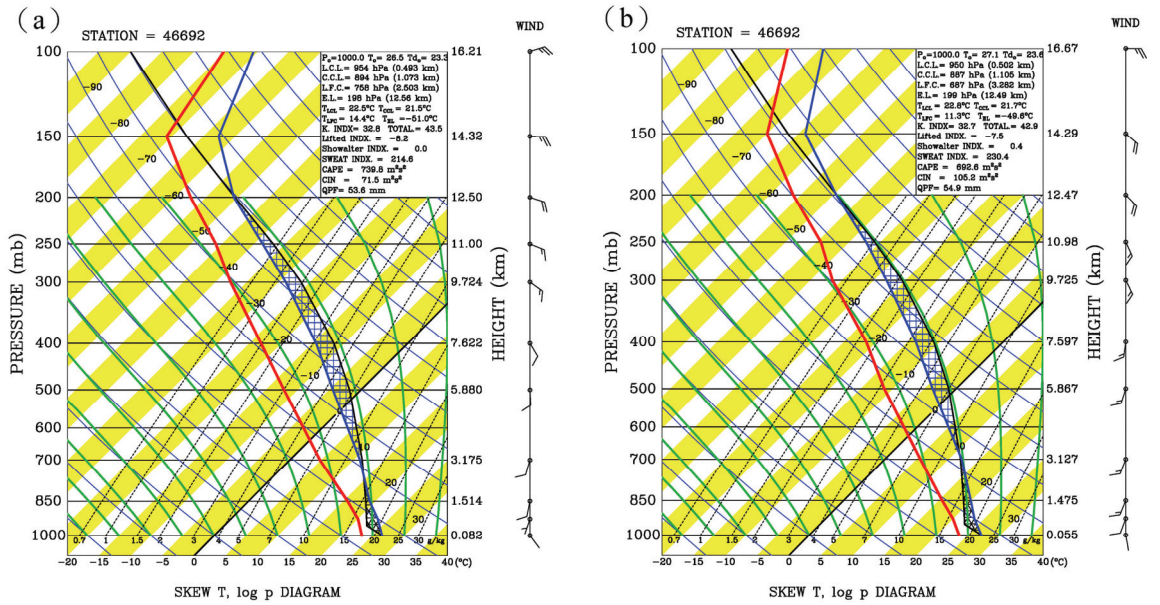


圖 34　台灣北部夏季(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

以及 ECMWF 網格資料，分析 1999－2006（缺 2003）年暖季弱綜觀環境條件下中北台灣 176 個午後對流個案，依 5 月、6 月、7 月及 8 月各月，以及梅雨季（5—6 月）與夏季（7—8 月）兩季，探討對流活動與對流條件之氣候特徵。統計 5—8 月午後對流的發生頻率，發現 5 月因季節尚屬春末，午後對流發生日數最少僅有 16 日，隨著夏季的逐漸來臨，午後對流發生日數迅速增加，6 月的午後對流日數有 50 日，7 月有 51 日，於 8 月達到最高峰有 59 日；5、6 月梅雨季對流日數共有 66 日，7、8 月盛夏時則共有 110 日。本文研究結果如下：

1. 由對流日在初生期與成熟期頻率空間分布顯示，梅雨季北台灣對流有向東北移動及/或發展之勢，中台灣對流沿地形向東移動及/或發展較向西向平地移動及/或發展之勢更為顯著。夏季北台灣對流有明顯向台北盆地與向西向山坡及/或平地移動及/或發展之勢，而中台灣對流除了向東沿地形移動外，亦有向西向平地移動及/或發展之勢。

2. 由對流日在初生期與成熟期於各網格發生最高頻率時，於該時間之頻率空間分布顯示，梅雨季北台灣對流向東北移動及/或發展之勢甚為明顯，而中台灣則對流向東沿地形移動及/或發展較向西向平地移動及/或發展之勢更為明顯。夏季北台灣午後對流有向西向平地移動及/或發展之勢，而中台灣則更一進步顯示有先向東向山坡，後向西向平地沿海移動及/或發展之勢。

3. 由北台灣對流日初生期之平均對流頻率時間分布顯示，梅雨季與夏季 1100—1200 LST 頻率均小，1300 LST 急速增加為最大值，且夏季略高於梅雨季，1400 LST 逐漸減少，1500 LST 快速減少。成熟期之平均對流頻率，梅雨季與夏季 1400 LST 均小，1500 LST 急速增大為最大值，各時段梅雨季平均頻率幾均高於夏季。中台灣對流日初生期之平均對流頻率分布顯示，

夏季 1100—1200 LST 均小，1300 LST 急速增大為最大值，而梅雨季於 1200 LST 後較快速增大，於 1400 LST 才達到最大值。成熟期，夏季與梅雨季成熟期平均頻率在 1400 LST 均小，隨後急速增加於 1500 LST 達到最大值，之後逐漸減小。

4. 由各月份在各區域內初生期之對流活躍度顯示，中北台灣梅雨季與夏季對流活躍度相近，各月北台灣均較中台灣活躍，中台灣 5 月對流最不活躍，北台灣對流最不活躍月份則發生在 7 月。成熟期之對流活躍度，以中北台灣而言，6 月最活躍，7 月最不活躍，除 5 月外，其餘各月中台灣均較北台灣活躍。

5. 梅雨季與夏季午後對流之綜觀環境條件有明顯差異，梅雨季對流日該日相較於前一日而言，有較強暖濕西南氣流，較大的 CAPE，較有利於對流發展。夏季對流日該日相較於前一日而言，暖濕西南氣流稍弱，但有較大的 CAPE，此較大的 CAPE 與午後對流發展，顯係由局部環流之發展而來。

誌謝

感謝吳連育先生在本文研究與編輯過程提供協助。本文在國科會專案計畫
NSC98-2625-M-002-001 與
NSC96-2111-M-002-010-MY3 支持下完成。

參考文獻

林傳堯，1996：梅雨季太平洋高壓系統影響下台灣地形與午後對流降水關係之研究。*國立中央大學大氣物理研究所博士論文*，241 頁。

林熹閔與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。*大氣科學*，**24**，249—280。

林得恩與戴志輝，2008：夏季台灣北部午後對流閃電分析。*第三屆海峽兩岸航空氣象與飛行安全研討會論文集*，124-131。

紀水上、陳泰然及郭世昌，1998：梅雨季台灣區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。*大氣科學*，**26**，1—18。

陳泰然，1994：台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候研究（一）。國科會研究報告 NSC83-0202-M002-002，112 頁。

陳泰然、王重傑及楊進賢，2002：台灣梅雨季對流降水之時空分布特徵。*大氣科學*，**30**，83—97。

陳泰然、王重傑、張智昇及王子軒，2005：梅雨季台灣中部地區降水與豪（大）雨之中尺度氣候特徵。*大氣科學*，**33**，49—76。

陳泰然與林宗嵩，1995：嘉南地區定量降水預報整合計畫（I）子計畫三：五、六月梅雨季定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告 NSC84-2621- P002-001B，113 頁。

陳泰然、周鴻祺、張子琦及劉志信，2001：梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。*大氣科學*，**29**，37—52。

陳泰然、周鴻祺、廖珮娟及楊進賢，2009：暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵研究。*大氣科學*，**37**，49—86。

陳泰然與張子琦，2002：梅雨季台灣中北部地區豪（大）雨之氣候特徵研究。*大氣科學*，**30**，171—186。

陳熙揚、陳泰然及林麗芬，2000：台灣北部地區五~七月雷達回波特徵與局部環流探討。*大氣科學*，**28**，73—90。

陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。*大氣科學*，**16**，151—162。

陳家琦、謝章生及曾以真，2006：七股雷達於午後對流之個案分析。*天氣分析與預報研討會論文彙編（95）*，61-65。

賴信志，2000：台灣梅雨季中尺度對流系統之數值模擬研究－TAMEX IOP8 個案。*國立中央大學大氣物理研究所博士論文*，213 頁。

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, C. S., C. Y. Lin, Y. J. Chuang, and H. C. Yeh, 2002：A study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the Mei-Yu season. *Atmos. Research*, **65**, 129—149.

Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991：Diagnosed characteristic of precipitation system over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX . *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540—2557.

Kuo, J. T., and H. D. Orville, 1973：A radar climatology of summertime convective clouds in the Block Hills. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 359—368.

Lin, C. Y., and C. S. Chen, 2002：A study of orographic effects on mountain-generated precipitation systems under weak synoptic forcing. *Meteor. Atmos. Phys.*, **81**, 1—26.

Yeh, H. C., and Y. L. Chen, 1998: Characteristics of Rainfall Distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment(TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457—1469.

Study on the Warm Season Afternoon Convection over Northern and Central Taiwan

George T. J. Chen[1]　H. C. Chou[2]　P. C. Liao[1]　J. S. Yang[3]

[1]Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University
[2]Taoyuan International Airport Weather Station, CAA
[3]Meteorological Center, CAA

(manuscript received 9 November 2009；in final form 31 December 2009)

ABSTRACT

The C-band Doppler radar reflectivity data at Taoyuan International Airport of CAA, the rawinsonde data at Panchiao station of the Central Weather Bureau, and the grid data of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) were used to identify the afternoon convection during May—August from 1999 to 2006 under weak synoptic forcings over northern and central Taiwan. The climatological characteristics of convective activities and environmental conditions of the selected 176 cases were investigated, classified into every single month, the Mei-Yu season (May—June), and the summer season (July—August).

Results showed that in the Mei-Yu season, the convection over northern Taiwan tended to move and/or to develop northeastward whereas over central Taiwan, the tendency for the convection to move and/or to develop eastward along mountain slope is greater than that of westward movement towards the plain area. In the summer season, the convection over northern Taiwan tended to move and/or to develop towards the Taipei Basin and westward towards the slope and/or the plain area, while the convection over central Taiwan tended to move and/or to develop eastward towards the slope first and then westward towards the plain and the sea.

Over northern and central Taiwan, the convection frequency at initial stage was few at 1100 LST both in the Mei-Yu season and in the summer season and increased rapidly to its maximum at 1300 LST. At mature stage, the convection frequency was few at 1400 LST for both seasons and increased rapidly to its maximum at 1500 LST. At initial stage, the convection was more active over northern Taiwan than over central Taiwan for each month. The convection was most inactive in May over central Taiwan and in July over northern Taiwan. At mature stage, the convection was most inactive in May and most active in June over central Taiwan. Whereas over northern Taiwan, it was most active in June and most inactive in July.

Results also showed that synoptic situations and environmental conditions were quite different in the Mei-Yu season and the summer season. In the Mei-Yu season, the stronger warm moist southwesterlies and larger CAPE occurred on the convection day. On the other hand, the weaker warm moist southwesterlies and larger CAPE occurred on the convection day in the summer season, suggesting the key role of local circulation in the afternoon convection development.

Key Words: Weak synoptic forcing, afternoon convection, environmental condition, convective available potential energy