

暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵研究

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

（中華民國九十八年元月八日收稿；中華民國九十八年三月二十日定稿）

摘 要

本文利用民航局桃園國際機場 C 波段都卜勒雷達回波資料，依午後對流日發生之連續性，將 1999—2006 年 5—8 月暖季弱綜觀環境條件下台灣中北部 177 個午後對流個案，分為單一日、連二日、連三日、連四日及連五日（暨以上）五種類型，探討其氣候特徵。另外，利用歐洲中期天氣預報中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts；ECMWF）格點資料與中央氣象局板橋探空資料，合成分析各類型綜觀天氣形勢並探討大氣環境與午後對流時空分布的關係。

結果顯示，各類型初生期對流主要分布在台北盆地的南方與雪山山脈西側山坡與高山上，成熟期對流發生頻率明顯增加，尤其在中台灣的台中與南投山坡上發生頻率增加特別顯著，唯中台灣午後對流有較北台灣延後發展特性。由初生期到成熟期的頻率分布顯示，對流在北台灣有向西向雪山山脈西側地形緩坡移動發展之勢，而中台灣則有向東向中央山脈西側山坡移動發展之勢。此外，亦發現不同類型午後對流最大頻率出現時間，不論初生期與成熟期或中台灣與北台灣，均有其相同與相異之處。

綜觀環境條件分析顯示，在副熱帶太平洋高壓脊影響下，綜觀尺度之環流微弱且大氣具有足夠對流可用位能，由局部環流主宰午後對流發展，其持續日數應為多重環境條件之綜合結果而非單一因子可決定，唯若要有連續午後對流發展，前一日在台灣附近有低壓槽與低壓中心之出現，使風場與水氣傳送更有利大氣不穩度與 CAPE 之恢復似為重要條件。

關鍵字：弱綜觀強迫、午後對流、環境條件、對流可用位能

一、前言

台灣地處副熱帶且四面環海，平均高度超過 2000 m 之中央山脈由北到南縱貫全島，如此特殊的地形加上海陸分布與地形斜坡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，當受到太平洋高壓籠罩，若有適當的環境風場和垂直不穩定條件的配合，對台灣中北部地區而言，有利於引發地形斜坡上產生對流系統，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），陳與張（2002）研究梅雨季台灣中北部豪大雨之氣候特徵，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，於 1500—1800 LST 之間出現一東北—西南走向之高頻率，白天局部環流與地形效應在降水強度上扮演重要角色。陳等（2005）研究發現雪山山脈西南側山坡為中部最大降雨與豪雨發生區，兩者均於 1700 LST 達最強。Yeh and Chen（1998）研究結果發現在台灣地區中尺度實驗計畫（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）期間，台灣西部迎風面之山區下午因受海風與盛行風輻合而有最高降雨機率，另外因海風先到達較緩山坡，故最高時降雨率的時間比較陡山坡早大約 1 h，台北盆地向岸風的輻合也造成午後區域性降水，但西部沿岸沒有地形舉升的效應，故午後之降雨率並未明顯較高。

而梅雨季在沒有鋒面或其它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，五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）研究梅雨季受到太平洋高壓系統影響下，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。陳等（2000）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，分析對流回波位置和特性，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、山頂與背風面，

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 / 阿里山及屏東等地。

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及平地移動之趨勢，可能是對流下衝流沿山坡而下與海風產生輻合所致。Jou(1994)針對北台灣豪雨個案研究亦指出，對流降水後的較冷空氣沿著緩斜坡下降與上坡風產生輻合，而維持系統的長生命期。

從過去的研究結果顯示，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的影響，但在盛夏(7—8月)關於此方面的研究則甚少，近十年來，只有林與郭(1996)針對台灣南部夏季午後對流的研究，而台灣中、北部地區之研究更是付之闕如。本文目的即在探討暖季(5—8月)台灣中、北部地區午後對流降水的時空分布的氣候特徵，並探討大氣環流與午後對流時空分布的關係。午後對流有時僅單日發生並無持續性，但也常呈現數日甚至超過五日以上連續發生，而不同類型之每日對流初生的時間並不相

同。為探討暖季弱綜觀環境條件下台灣中北部午後對流的氣候特徵，本文利用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，依據連續對流日日數分類，分析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，而專注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 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 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)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 $\leq 840 \text{ km}^2$ (120×7)但 $\geq 168 \text{ km}^2$ (24×7)，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；回波強度與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

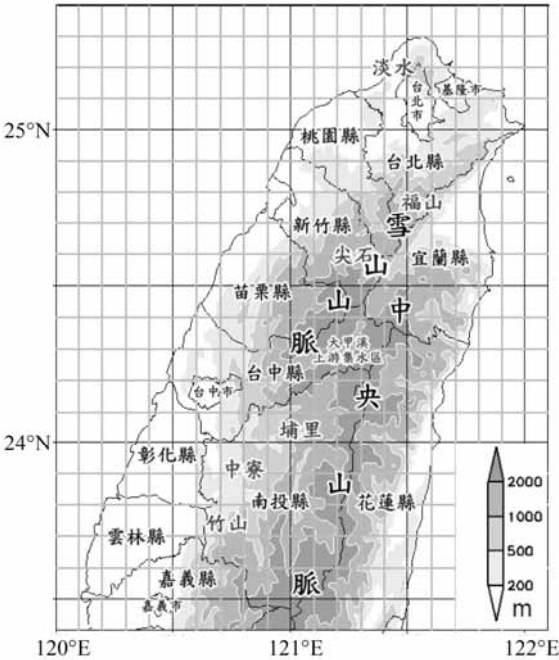


圖 1 台灣中北部地區 (23.5 °N 以北)劃分為每 0.1° × 0.1°緯度之網格點。23.5° - 24.5° N 為中台灣，24.5° N 以北為北台灣，23.5° N 以北為中北台灣。地形高度以灰暗度表示 (m)。

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 177 個午後對流日（即對流個案）。

根據午後對流日發生的連續性，將全部的 177 個個案分為單一日（共 31 日）、連二日（共 44 日，即 22 組連續對流日）、連三日（共 15 日，即 5 組連續對流日）、連四日（共 28 日，即 7 組

連續對流日）及連五日暨以上（之後均稱連五日，共 59 日，即 8 組連續對流日）五種類型，組數、個案日數及合成個案數如表一所示。其中連五日類型有最多的個案數，為 59 日，連三日類型個案數最少，僅 15 日。若以月份區分，五月最少僅 16 日，隨著夏季來臨，午後對流發生日數迅速增加至六月的 50 日，再增至八月的 59 日。五月最容易形成單一日類型之午後對流（共 9 日），六月與八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，而七月最容易形成連二日午後對流，共 20 日，其中八月形成單日午後對流之日數最少，僅有 5 日。分析各類型午後對流日初生期與成熟期對流發生頻率之空間分布，各類型於各網格之初生期與成熟期最高頻率的發生時間，以及此出現時間之空間頻率分布。為比較台灣不同區域內，上述各類型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，計算各地方時各區域內各類型各網格之對流發生頻率的總合，再除以該類型之個案數（即日數），求得各區域內各類型對流日於各地方時之平均發生頻率（格點數）分布，並比較各類型在各區域內個案平均之對流總發生頻率（即總格點數），亦即各類型在各區域內之對流活躍度。

表一 五種不同類型對流日與前一日之組數、個案（日）數及合成個案數。

	單一日		連二日		連三日		連四日		連五日	
	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
組數/個案日數	31/31		22/44		5/15		7/28		8/59	
合成個案數	31	31	44	22	15	5	28	7	59	8

利用歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 經緯度之全球模式分析網格資料, 合成各類型於對流日與前一日 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。除單一日類型外, 對流前一日係指各類型每組連續對流日之對流起始日之前一日, 而非每個對流日之前一日而言, 例如「連四日類型」為每一組有四個對流日個案, 但只有每組對流起始日之前一日為對流前一日個案, 表一為五種不同類型對流日與前一日之合成個案數。此外, 並利用中央氣象局板橋站探空資料, 合成各類型於對流日該日與前一日 0000 UTC 之探空斜溫圖, 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, 以分析討論各類型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。因此, 雖然如表一所示不同類型用於合成之個案數, 除單一日類型之對流日與前一日個案數相同之外, 其餘類型因對流連續發生, 故對流日均較前一日之個案數為多, 但既使連三日之前一日個案數較少, 我們認為 5 個個案之合成亦應可顯現共同特徵。

三、午後對流發生頻率之時空分布

(一) 發生頻率的空間分布

圖 2 為全部 177 個午後對流日初生期與成熟

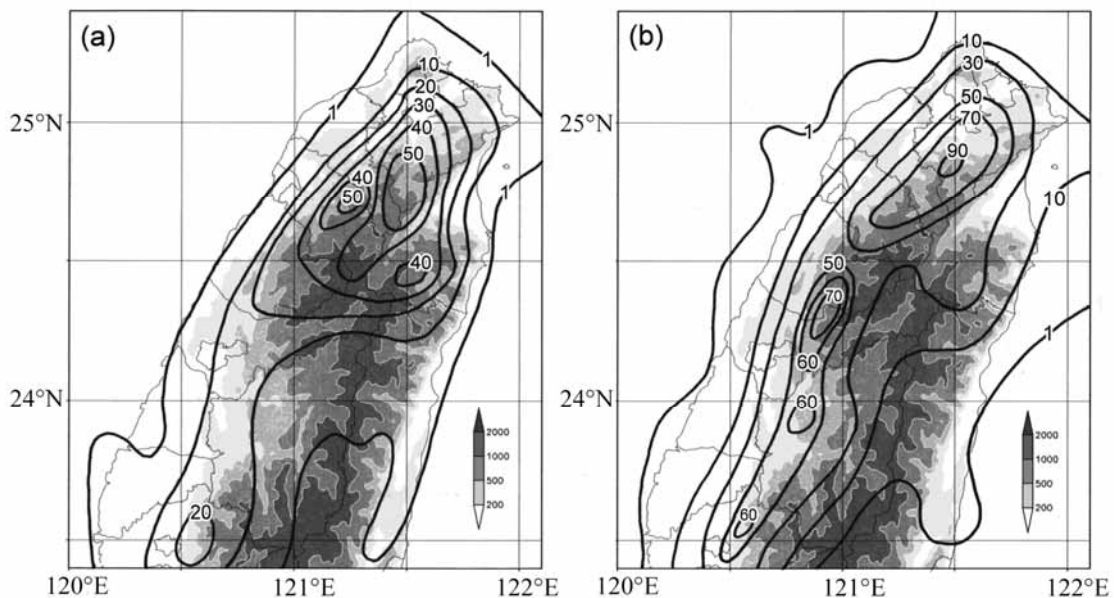


圖 2 全部 177 個午後對流日個案(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率 (次數) 之空間分布。

期對流發生頻率(次數)之空間分布,初生期午後對流主要發生在台北盆地與雪山山脈 500 m 以上之高山與兩側山坡上,最大頻率中心位在雪山山脈北側與西北側(新竹) 500—1000 m 之山坡上,另有兩個次中心,分別位在嘉義的緩坡(26 次)與宜蘭山區(41 次)。成熟期之對流發生頻率遠較初生期為高,顯示發展過程對流系統空間尺度擴增之特徵,且以中部地區(24° — 24.5°N)較初生期的增加最為顯著;頻率超過 50 次的主軸由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈中段西側山坡呈北北東—南南西走向,約與 500 m 等高線走向一致,但在台中以北($> 24.1^{\circ}\text{N}$)主要發生於 500—1000 m 的山坡上,台中以南則發生於 500 m 以下的緩坡上。最大頻率中心位在台北盆地南側(95 次),另有三個次中心,分別位在雪山山脈西側的苗栗與台中之間、南投埔里、以及嘉義山坡上。此外,北台灣對流由初生期至成熟期有向台北盆地與雪山山脈西側緩坡發展與移動之趨勢,中台灣對流向北或東北發展之趨勢更為顯著,即對流沿山脈地形移動及 / 或發展。

圖 3 與圖 4 分別為全部 177 個午後對流日初生期與成熟期,各網格點發生對流頻率最高的時間,於該時間之頻率空間分布。初生期頻率最高出現於 1200 LST 者(圖 3a),對流較少且位置零星散布,頻率最大值出現在台灣東北角山坡上(6 次)。北台灣初生期頻率最高出現在 1300 LST(圖 3b)者,對流最為頻繁且分布亦最廣,出現在 1400 LST 者次之(圖 3c)。頻率最高出現在 1300 LST 者(圖 3b),對流之形成主要分布在台北盆地至雪山山脈北側及山脈東、西兩側山坡上,最大頻率出現在烏來(28 次);但出現在 1400 LST 者(圖 3c),午後對流之形成主要分布在台北盆地南側、桃園至新竹的緩坡及雪山山脈高山。中台灣初

生期頻率最高出現在 1400 LST 者(圖 3c),對流最為頻繁且分布亦最廣,出現在 1300 LST 者次之(圖 3b)。出現在 1400 LST 者,對流之形成主要發生在 500 m 山坡上,兩個頻率較大中心分別位於嘉義與南投竹山,但出現在 1300 LST 者,平地對流之形成有較 1400 LST 為高之頻率,最大中心位於嘉義與南投交界的山坡上。顯然,中北台灣午後對流主要在 1300 與 1400 LST 形成。在成熟期時,頻率最高出現在 1400 LST 之前者,對流稀少且分布零散(圖未示),頻率最高出現在 1500 LST(圖 4a)者,對流最為頻繁且分布亦最廣,最大頻率主軸由台北盆地沿雪山山脈西側向西南延伸至嘉義的山坡上,最大頻率中心位在雪山山脈西北側的桃園山坡上。最高頻率出現在 1600 LST 者(圖 4b),對流最多出現在烏來與台中以南的較高山坡;出現在 1700 LST 者(圖 4c),對流僅零星出現在台灣西部沿海地區。顯然,中北台灣午後對流主要在 1500 LST 發展成熟。各網格發生午後對流於初生期與成熟期最高頻率出現之時間,於該時間之頻率空間分布顯示,午後對流在山坡形成後,有向平地與高山移動或發展之趨勢,且形成至成熟約需 1—2 小時,其物理機制值得進一步探討,初步推論可能是因為對流下衝流沿山坡而下與海風、上坡風產生新的輻合(陳等 2000, 2001)及受環境低層風場影響所造成,而使對流系統得以維持與擴展。

台灣中北部地區在弱綜觀環境條件下,午後對流有時僅單日發生並無持續性,但午後對流的出現也經常連續數日甚至超過五日以上,不同連續對流日類型之午後對流發生頻率的空間分布特徵如下:

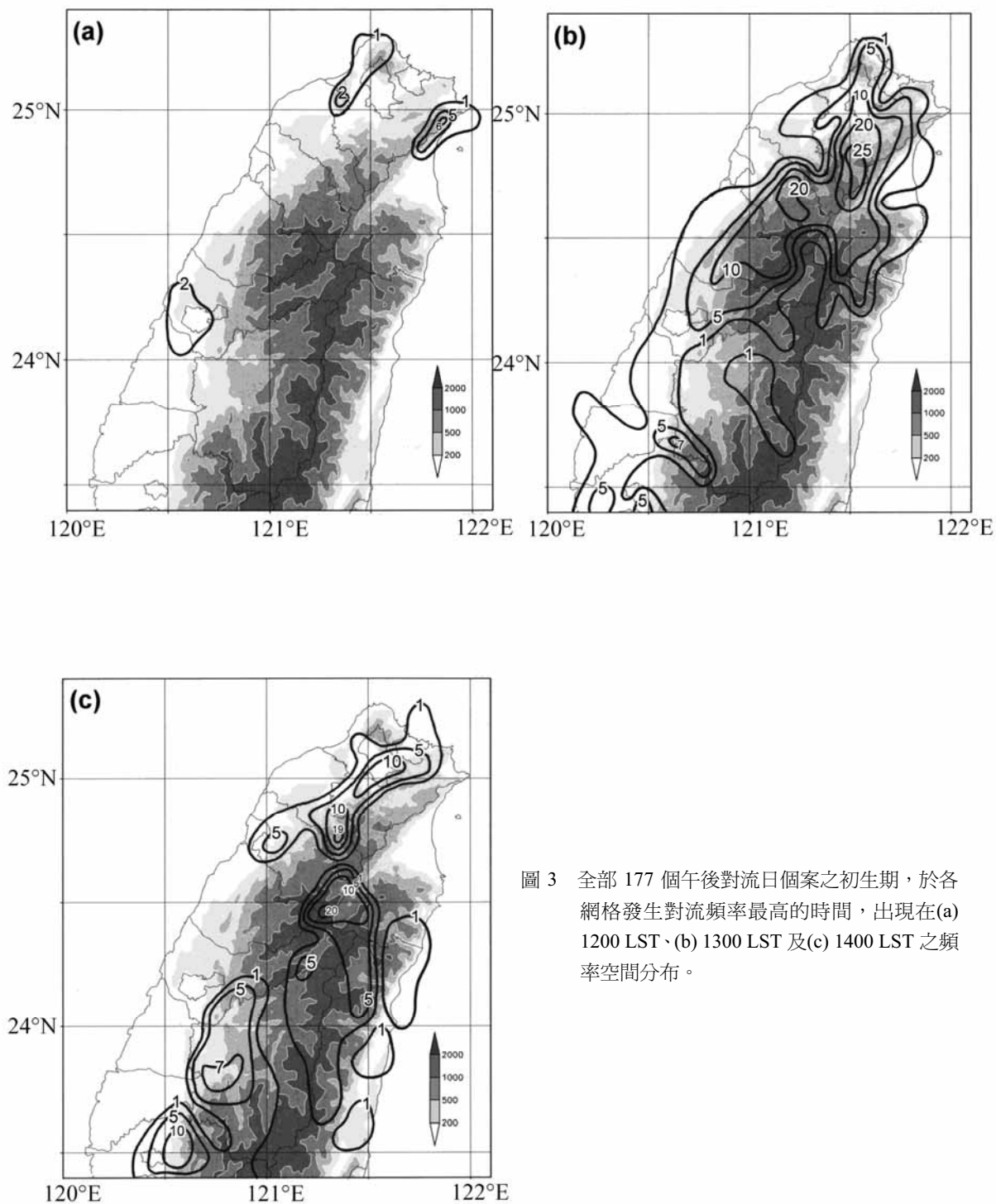


圖 3 全部 177 個午後對流日個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1200 LST、(b) 1300 LST 及(c) 1400 LST 之頻率空間分布。

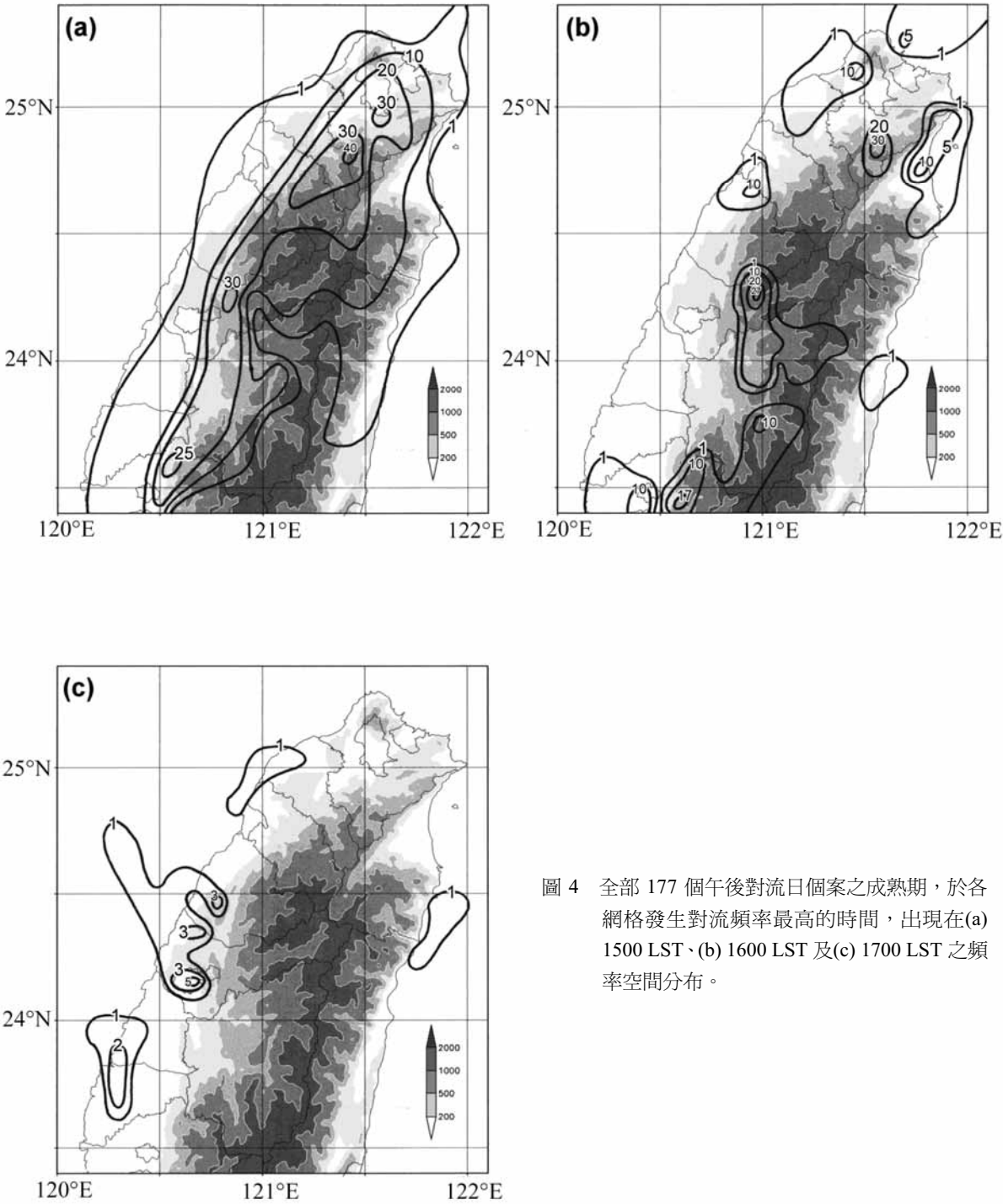


圖 4 全部 177 個午後對流日個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST、(b) 1600 LST 及(c) 1700 LST 之頻率空間分布。

1. 單一日類型

單一日類型對流日在初生期(圖 5a)頻率空間分布顯示,最高頻率發生在雪山山脈北側與西側 500 m 以上之山坡與高山上,台中以南頻率較低且位於 500 m 以下之緩坡上。成熟期(圖 5b)發生頻率明顯增加,最高頻率主軸由台北盆地南側沿雪山山脈與中央山脈中段西側山坡呈東北—西南走向,並出現三個頻率最高中心,分別位於台北盆地南側至雪山山脈西北側、苗栗至台中間之雪山山脈西側山坡、以及南投竹山。整體而言,成熟期最大頻率出現地區,台中以北發生在 500—2000 m 之山坡上,以南則發生在 500 m 以下之緩坡上,與初生期相較顯示對流在中台灣有向東向中央山脈中段的西側山坡移動發展之勢,而北台灣有向西向雪山山脈西側地形緩坡移動發展之勢,中台灣對流亦有向西向沿海平地移動發展之勢,唯較向東移動發展者為少。導致此種移

動與發展趨勢之機制,值得透過個案診斷與數值模擬做進一步之探討。

圖 6 為單一日類型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,顯示最高頻率出現於 1200 LST 者(圖 6a),對流出現之地區甚少,僅零星分布在台中與苗栗地區之緩坡上。頻率最高出現在 1300 LST(圖 6b)者,對流最為頻繁,主要位在雪山山脈西側山坡上,出現在 1400 LST 者(圖 6c)者,對流主要發生在台北盆地南側、雪山山脈高山上、及苗栗與台中、雲林與嘉義之緩坡上,與 1200、1300 LST 之頻率分布相較,顯示在高山與嘉義地區形成午後對流的時間較晚。圖 7 為成熟期於各網格發生最高頻率時之頻率空間分布,顯示最高頻率出現於 1400 LST 者(圖 7a),成熟對流出現的地區甚少,只分布在雪山山脈東側之宜蘭與南投竹山到中寮的山坡上。最高頻率出現在 1500 LST 者(圖 7b),

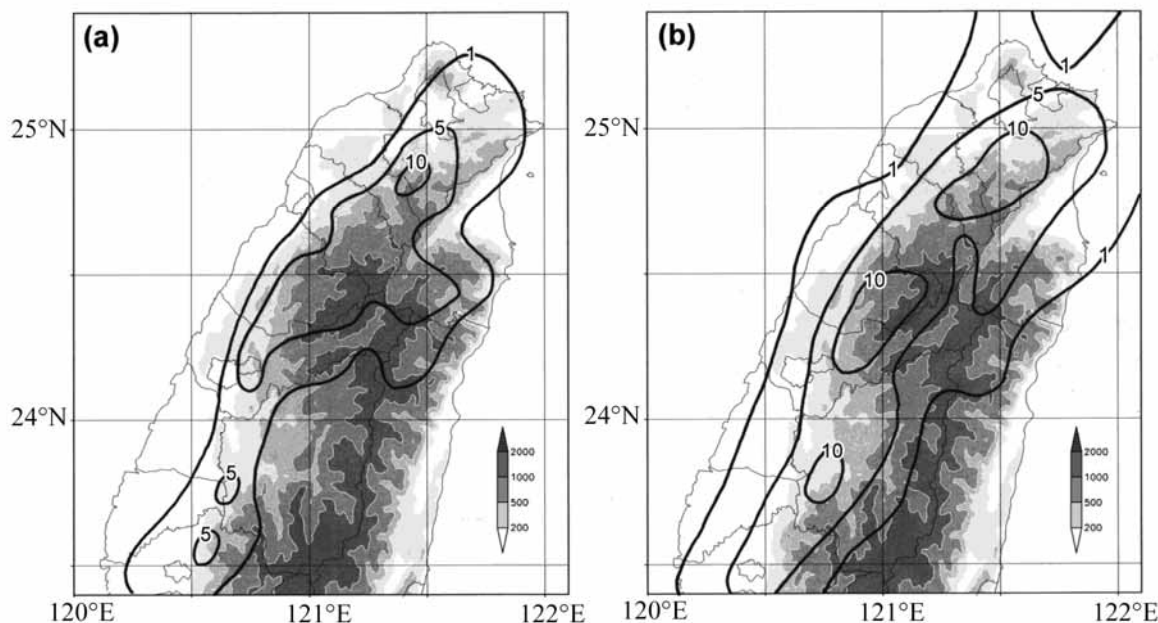


圖 5 31 個單一日類型午後對流個案之(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率之空間分布。

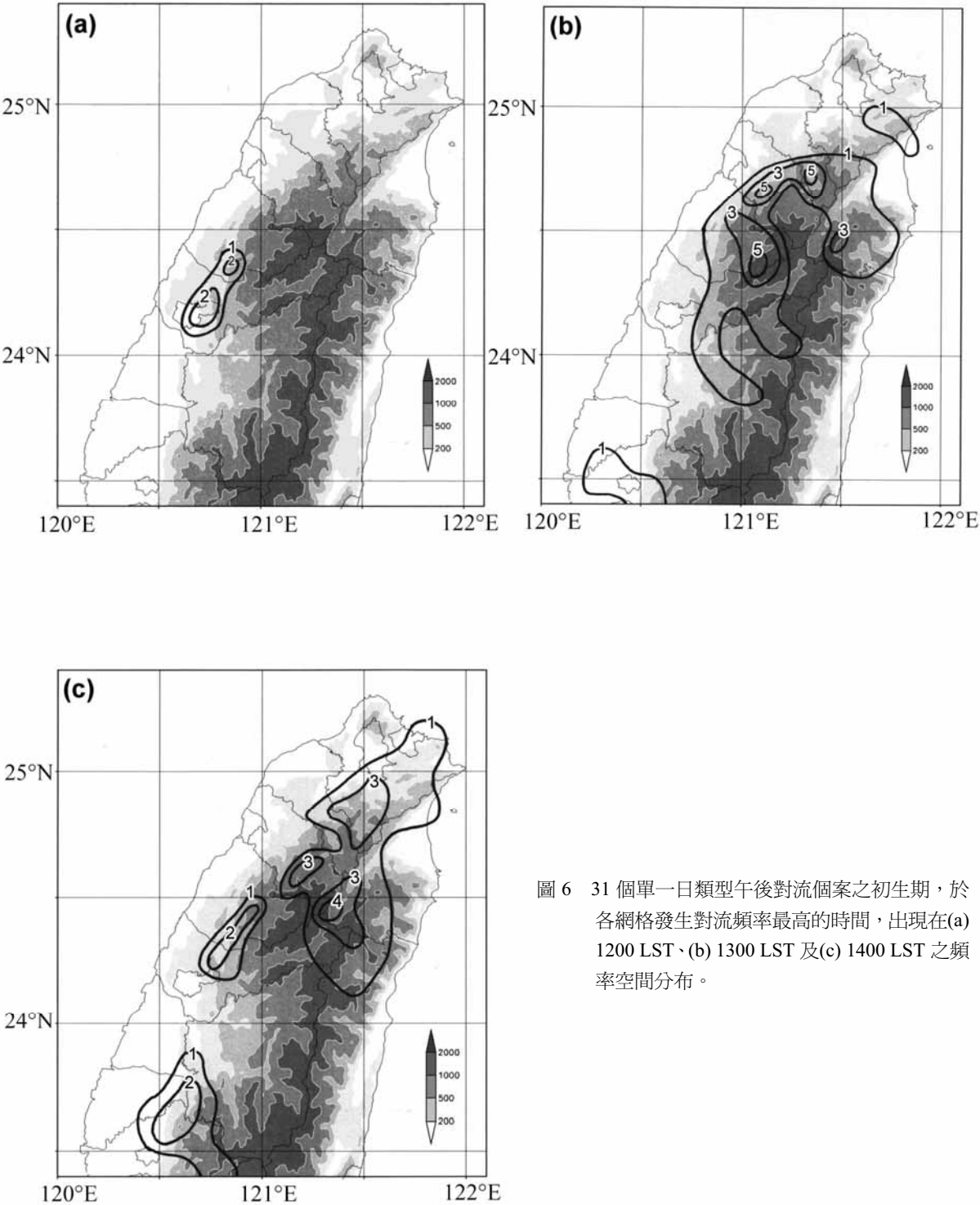


圖 6 31 個單一日類型午後對流個案之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1200 LST、(b) 1300 LST 及(c) 1400 LST 之頻率空間分布。

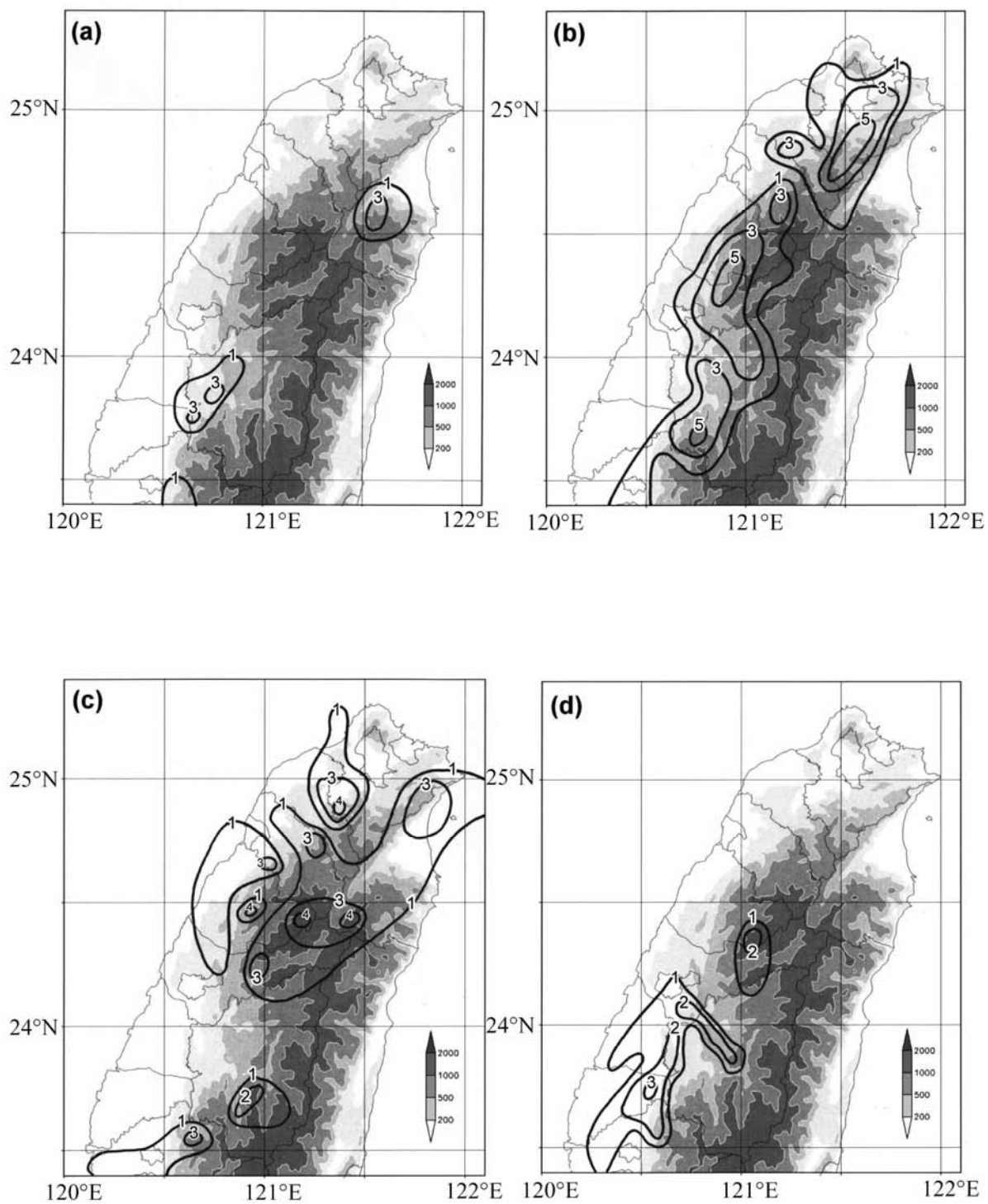


圖 7 31 個單一日類型午後對流個案之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1400 LST、(b) 1500 LST、(c) 1600 LST 及(d) 1800 LST 之頻率空間分布。

成熟對流主要發生在台北盆地、雪山山脈及中央山脈中段的西側山坡上，出現在 1600 LST 者（圖 7c）者，成熟對流則主要發生在雪山山脈、南投山區及桃竹苗的緩坡上，至於出現在 1700 LST 者（圖未示），成熟對流僅零星分布在東北部海岸與新竹平地，而在 1800 LST 時成熟對流於中台灣平地出現最大頻率（圖 7d）。與圖 6 之初生期頻率分布相較，顯示中台灣對流有先向東向山區移動發展而隨後有向西向平地移動發展之勢，而北台灣有向東側山坡移動發展之勢，此結果與圖 5 所示之結果一致，其機制值得進一步探討。此外，分布結果亦顯示中台灣午後對流形成與發展的時間，均有較北台灣為晚之趨勢。

2. 連二日類型

連二日類型對流日在初生期（圖 8a）之最大發生頻率出現在台北盆地、雪山山脈西側 500 m

以上之山坡、及嘉義 500 m 之山坡上，共有三個最大中心。成熟期（圖 8b）最大頻率主軸由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈中段的西側山坡呈東北-西南走向，約與 500 m 等高線之走向一致。雪山山脈北側的桃園山坡（~500 m 處）有最大頻率中心（23 次），另有三個次中心分別位在台中、南投埔里、及嘉義（均為 18 次），其中南投的發生頻率較初生期有顯著的增加。由午後對流形成與成熟之頻率空間分布顯示，與單一日類型相似，北台灣對流有向台北盆地與雪山山脈西北側地形緩坡移動發展之趨勢，中台灣有向東向中央山脈中段的西側地形移動與發展之勢，亦有向西向平地移動發展之勢，唯較向東移動發展者為少。此外，結果亦顯示中台灣與北台灣對流發展並無明顯之時間落差。

連二日類型對流日初生期，各網格發生最高

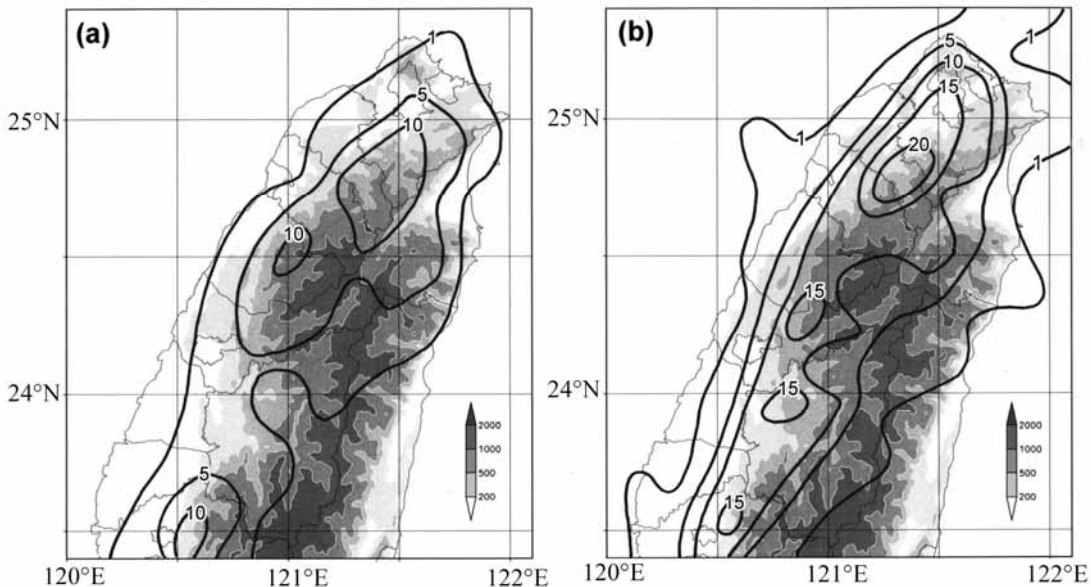


圖 8 22 組共 44 日連二日類型午後對流日(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率之空間分布。

頻率時之頻率空間分布如圖 9 所示。對流形成最頻繁且分布最廣的時間在 1300 LST (圖 9a)，恰如預期，其頻率分布與圖 8a 初生期對流之最大頻率主軸沿 500 m 以上之山坡幾乎一致。出現在 1400 LST 者 (圖 9b)，對流主要形成在台北盆地北側與雪山山脈高山上；而出現在 1500 LST 者 (圖 9c)，則對流僅零星發生在嘉義緩坡上。1300 與 1400 LST 之分布顯示，北台灣之台北盆地北側與山區午後對流有落後山坡發展的特性。成熟期 (圖 10) 最高頻率出現在 1500 LST (圖 10a) 者，其對流最為頻繁且分布最廣，恰如預期，其分布亦與圖 8b 最大發生頻率主軸一致。最高頻率出現在 1600 LST 者 (圖 10b)，對流僅零星出現在淡水與桃園間、以及嘉義的平地。結果顯示連二日類型之對流，主要於 1300 LST 形成而於 1500 LST 達到成熟，與單一日類型相似，不論中台灣或北台灣對流均有向西向平地移動發展之勢，而中台灣向東向中央山脈中段的西側地形移動發展之勢更為顯著。

3. 連三日類型

連三日類型對流之發生天數最少，共僅 15 日，其午後初生期與成熟期之對流頻率空間分布如圖 11 所示。初生期 (圖 11a) 對流主要發生在雪山山脈東、西兩側 1000 m 以上之山坡與高山上，最大頻率中心位在宜蘭山坡上 (5 次)，台北盆地與中台灣僅零星發生。成熟期 (圖 11b) 對流主要位在台北盆地南側、雪山山脈及中央山脈中段的西側山坡上，中台灣頻率增加顯著。整體而言，對流的移動發展之趨勢與連二日者 (圖 8) 相似，且中台灣對流發展有落後北台灣之勢，此與單一日類型相似。

圖 12 為連三日類型對流日初生期於各網格

發生最高頻率時之頻率空間分布。最高頻率出現在 1200 LST 者 (圖 12a)，對流主要發生在北海岸、台北盆地東側及雪山山脈東側山坡上，但最多皆僅有 2 次。出現在 1300 LST 者 (圖 12b)，對流主要發生在在宜蘭山坡、雪山山脈西北側山坡及苗栗與台中緩坡上。出現在 1400 LST 者 (圖 12c)，對流主要發生在雪山山脈與中央山脈西側山坡與高山上。因連三日午後對流個案數較少，成熟期最高頻率出現在各時間之頻率空間分布 (圖 13)，不若前兩種類型集中，但比較圖 12 與 13，仍可發現北台灣成熟對流出現地區，有向雪山山脈東西兩側移動發展趨勢，但中台灣對流則有向東向山區移動發展之勢，此與先前單一日與連二日類型之結果相似。

4. 連四日類型

連四日類型對流日在初生期 (圖 14a) 對流主要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，最大頻率中心位在雪山山脈北側與東側山坡上 (10 次)。成熟期 (圖 14b) 最大頻率主軸與之前三種類型對流日者相似，由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈中段的西側山坡延伸，呈東北-西南走向，約與 500 m 等高線走向一致，頻率最大中心位在台北盆地，次中心則分別位於南投、嘉義、及宜蘭南側山坡上。比較初生期與成熟期分布，顯示中台灣對流之發生頻率較初生期有向東向山區移動發展之勢，而北台灣對流則有明顯有向西向平地移動發展之勢，此與前三類型的結果亦相近。此外，分布結果亦顯示中台灣對流發展有落後北台灣之勢，此與單一日與連三日類型相似。

圖 15 為初生期於各網格發生最高頻率時之頻率空間分布，顯示 1200 LST 時 (圖 15a) 對流

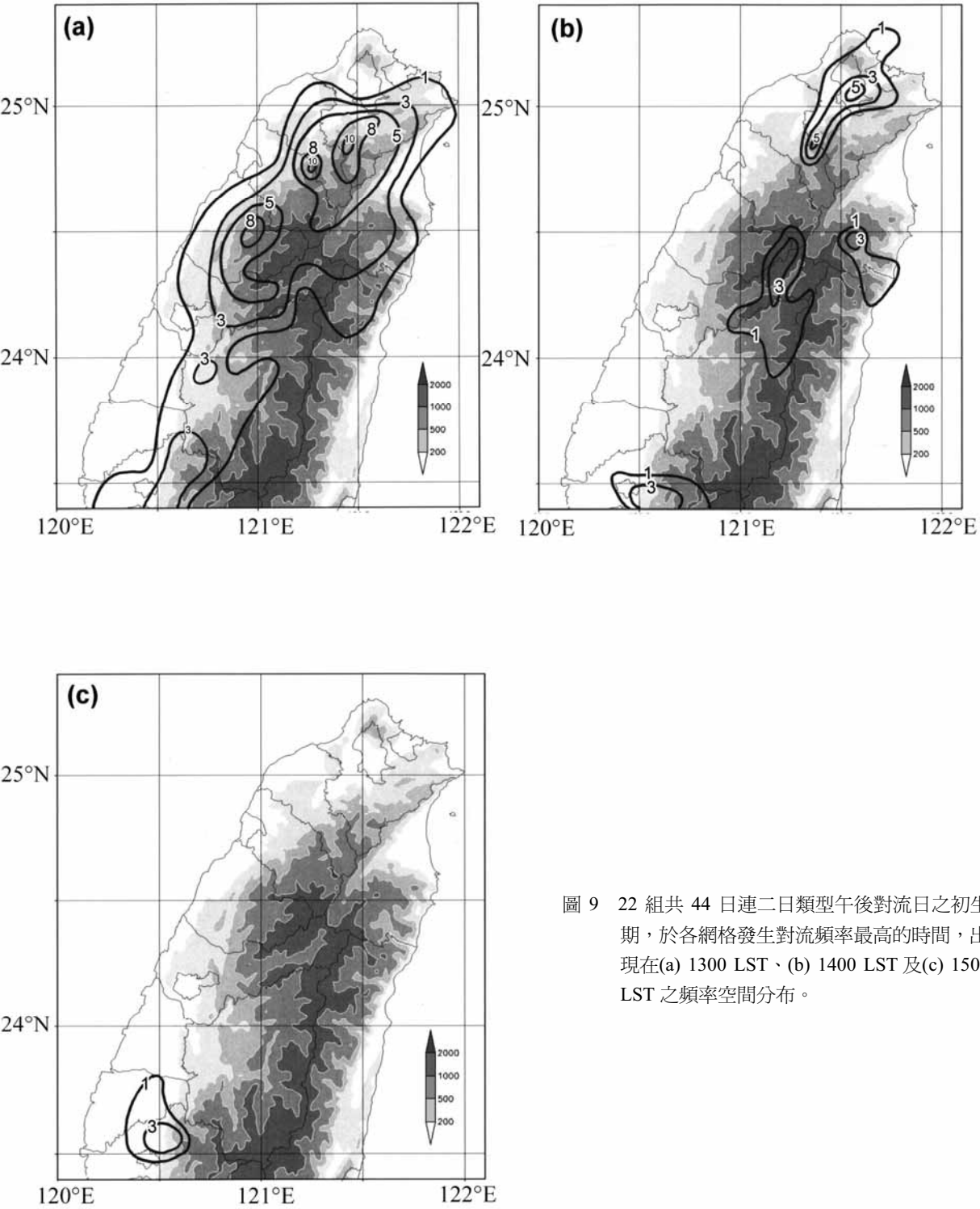


圖 9 22 組共 44 日連二日類型午後對流日之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST、(b) 1400 LST 及(c) 1500 LST 之頻率空間分布。

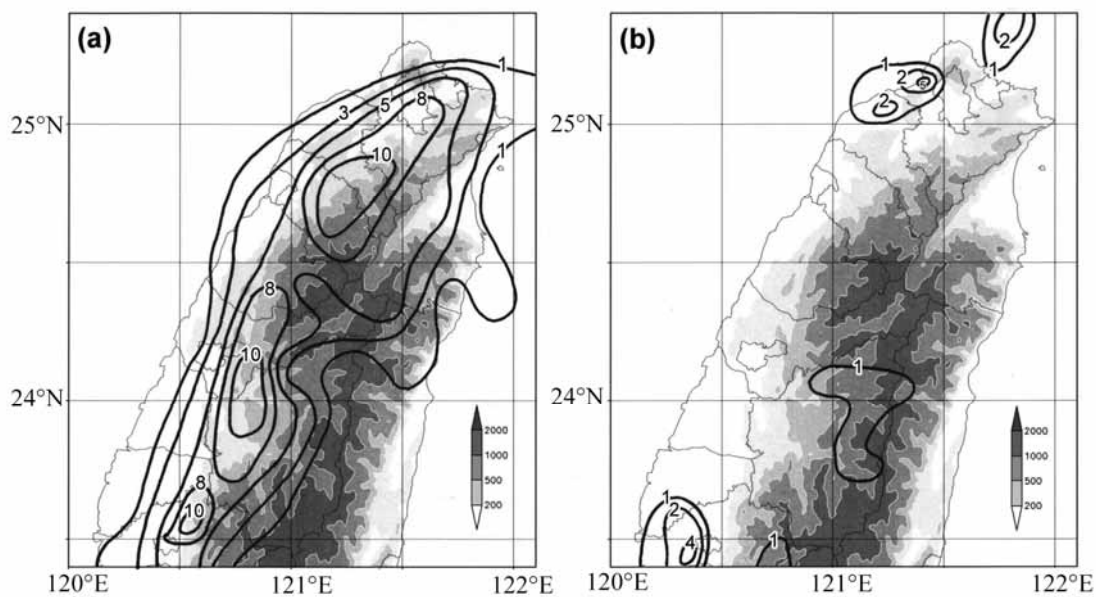


圖 10 22 組共 44 日連二日類型午後對流日之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST 與(b) 1600 LST 之頻率空間分布。

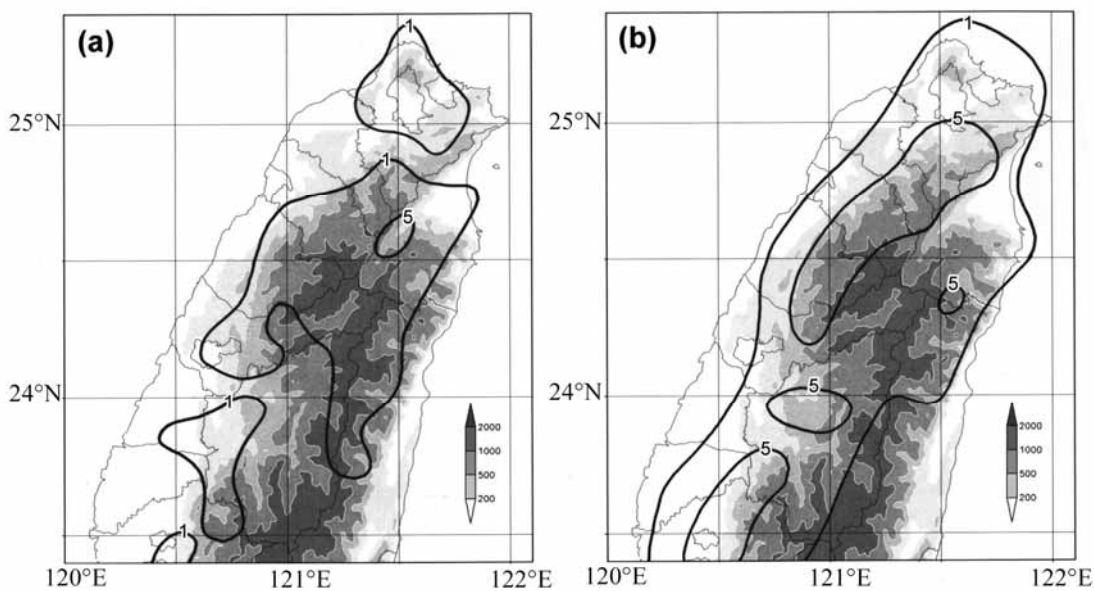


圖 11 5 組共 15 日連三日類型午後對流日(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率之空間分布。

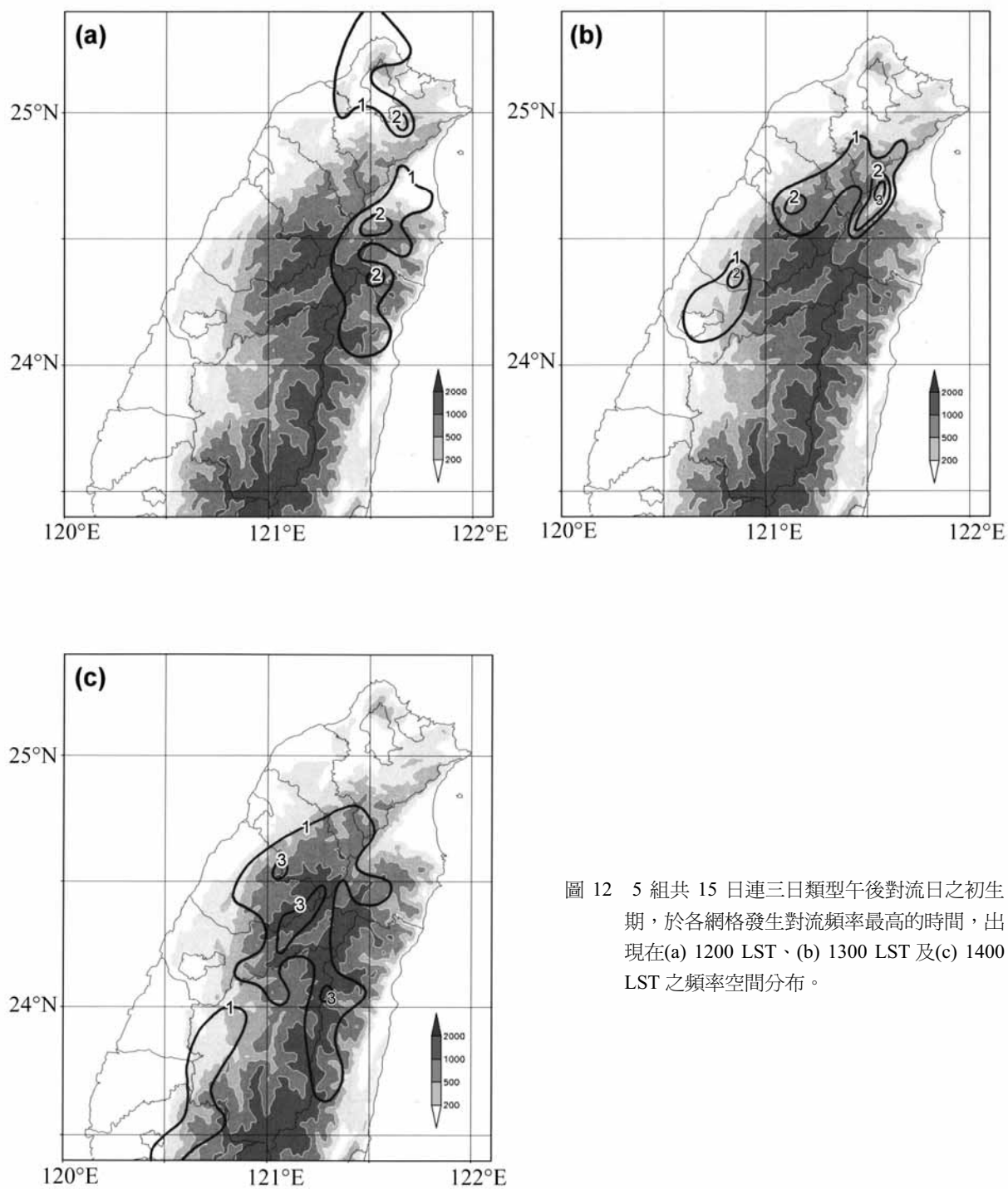


圖 12 5 組共 15 日連三日類型午後對流日之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1200 LST、(b) 1300 LST 及(c) 1400 LST 之頻率空間分布。

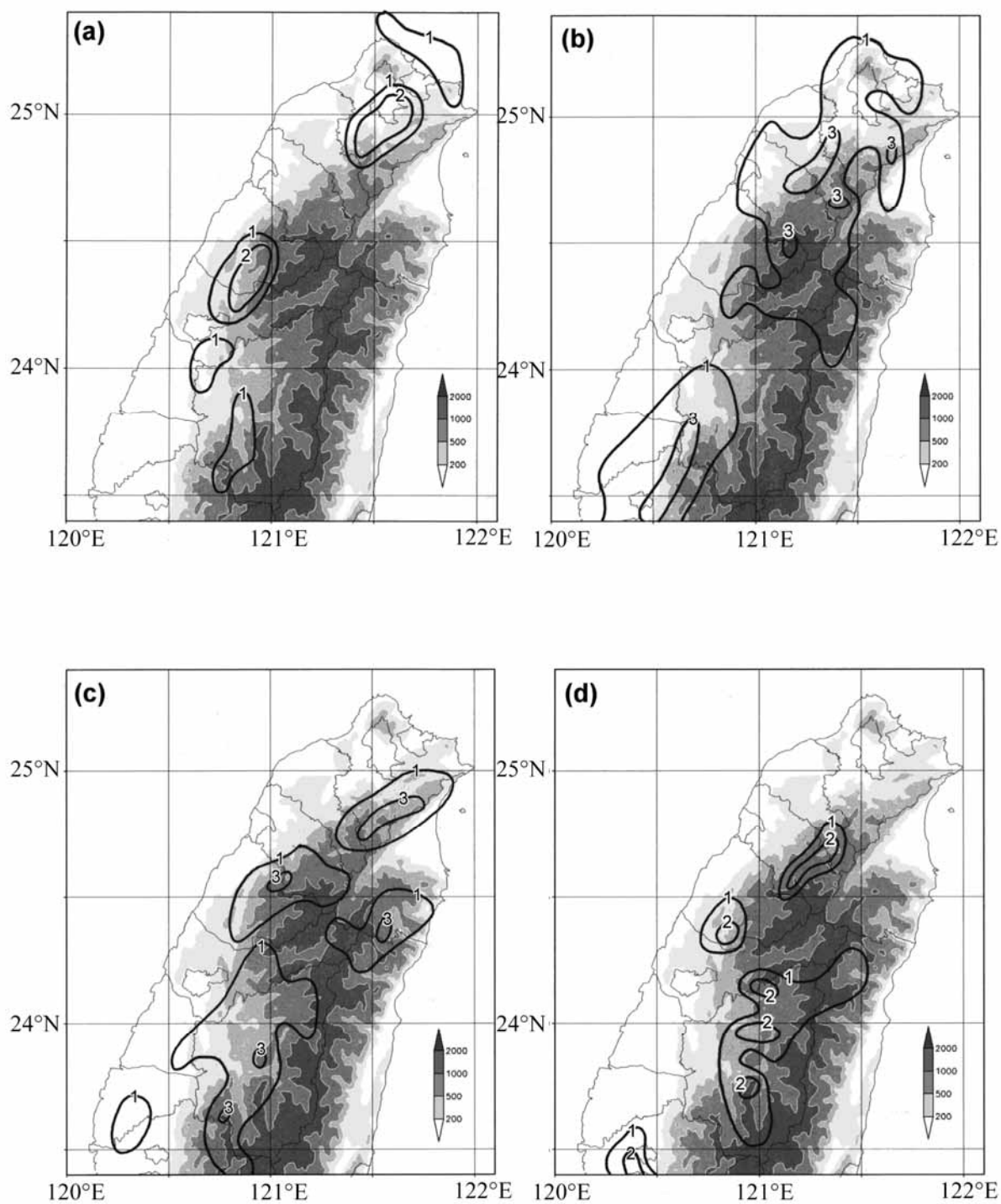


圖 13 5 組共 15 日連三日類型午後對流日之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1400 LST、(b) 1500 LST、(c) 1600 LST 及(d) 1700 LST 之頻率空間分布。

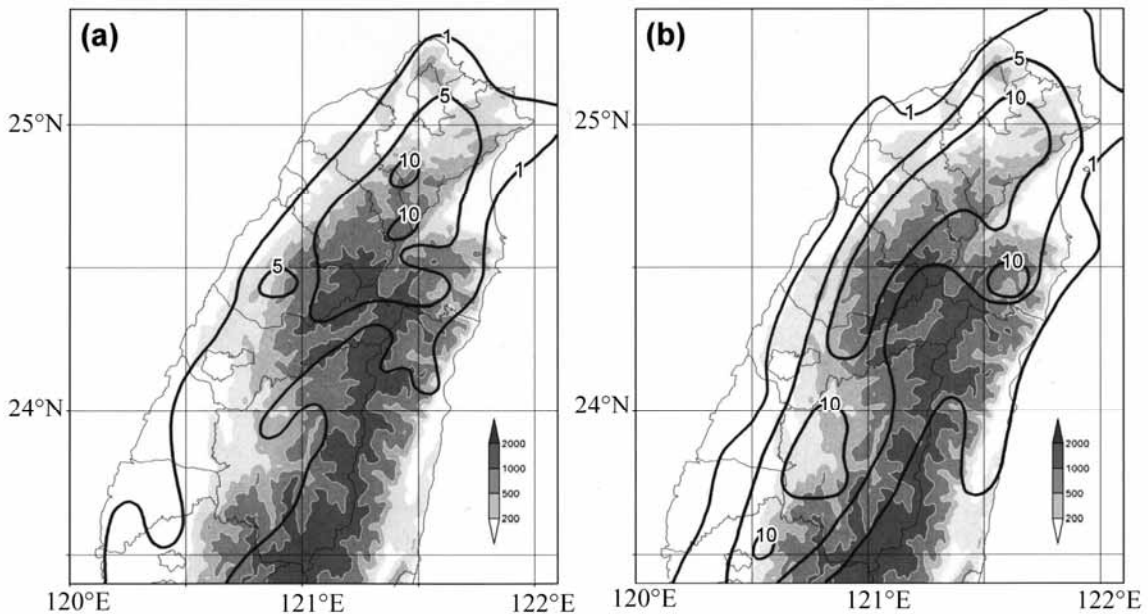


圖 14 7 組共 28 日連四日類型午後對流日(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率之空間分布。

主要出現在中台灣平地與基隆地區，1300 LST(圖 15 b)對流最為頻繁且分布亦最廣，特別是在苗栗以北之北台灣，最大頻率中心位在台北盆地南側至雪山山脈北側以及雪山山脈高山上，雲林山坡與嘉義平地亦有次中心。最高頻率出現在 1400 LST 者(圖 15 c)，對流主要發生在雪山山脈北側之桃竹山區與宜蘭地區以及雲嘉山坡上。成熟期最高頻率出現於 1400 LST 者(圖 16a)，對流僅零星發生在新竹、台中至雲林較低山坡以及台灣東北部山坡上。頻率最高發生在 1500 LST 者(圖 16b)，對流最為頻繁且分布亦最廣，恰如預期其最高頻率主軸分布與最大發生頻率(圖 14b)者相似，最大中心位在台北盆地與雪山山脈西北側(8 次)。台中以南之中台灣，1400 LST 對流主要出現在平地與緩坡上，隨後對流有向東之山坡與山區移動發展趨勢，於 1500 與 1600 LST 時(圖

16b、c)達到最大頻率(5 次)。發生在 1700 LST 者(圖 16d)，對流主要出現在苗栗山坡、台中山區及南投山區。比較圖 15 與 16 之頻率分布，顯示中台灣午後對流明顯向山區移動發展之趨勢，而北台灣對流則有向西向緩坡與平地移動發展之勢。

5. 連五日類型

連五日類型對流日在初生期(圖 17a)對流主要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，其最大頻率主軸幾沿 500 m 等高線由雪山山脈西側向西南延伸至雲嘉地區之緩坡上，最大中心位在新竹與宜蘭山坡上(21 次)。成熟期(圖 17b)發生頻率之空間分布與連二日者十分相似，有三個超過 20 次之頻率中心，分別位於北部、中部、及嘉義地區，北台灣之對流集中在台北盆地與雪山山脈西北側山坡上，最

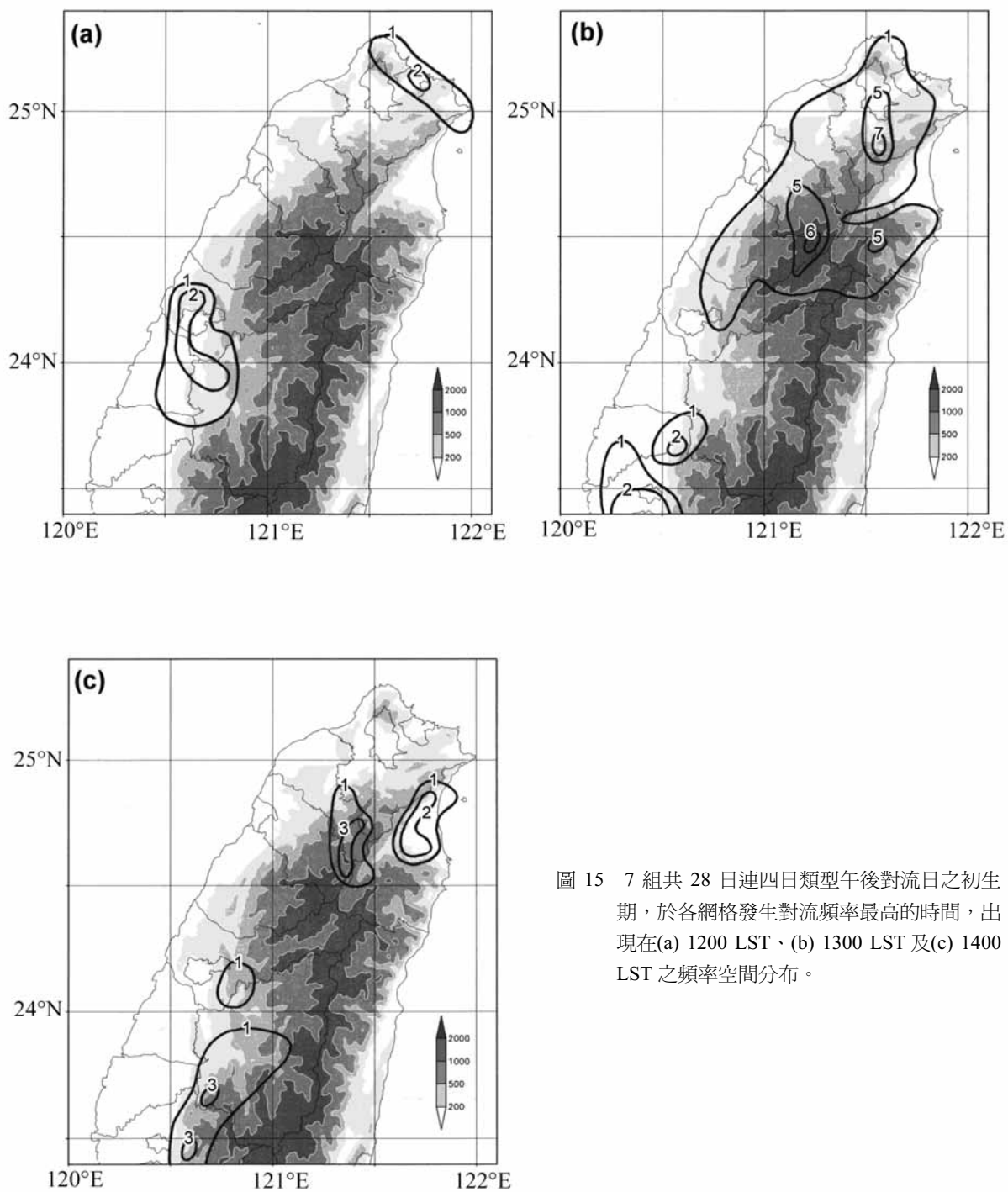


圖 15 7 組共 28 日連四日類型午後對流日之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1200 LST、(b) 1300 LST 及(c) 1400 LST 之頻率空間分布。

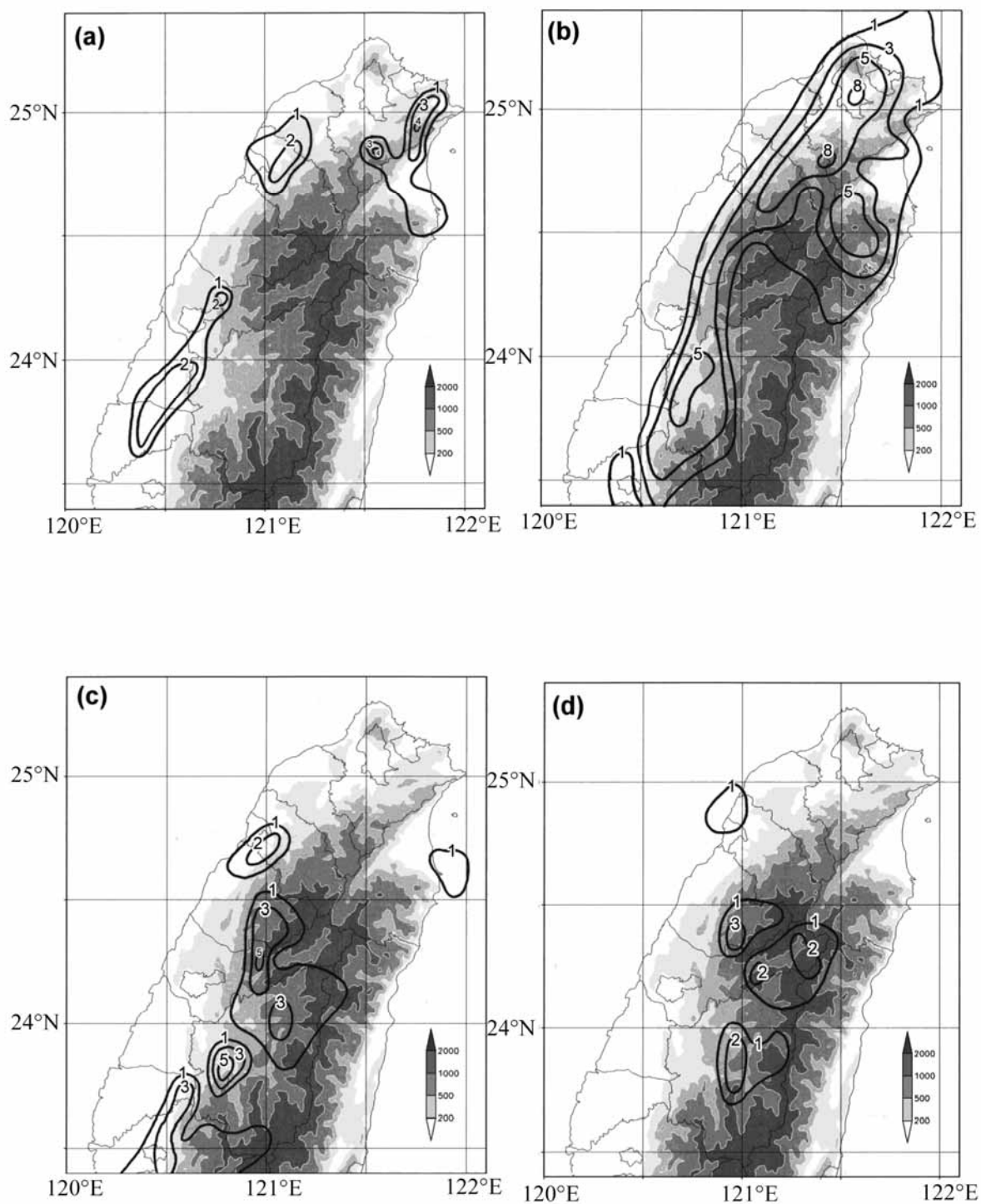


圖 16 7 組共 28 日連四日類型午後對流日之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1400 LST、(b) 1500 LST、(c) 1600 LST 及(d) 1700 LST 之頻率空間分布。

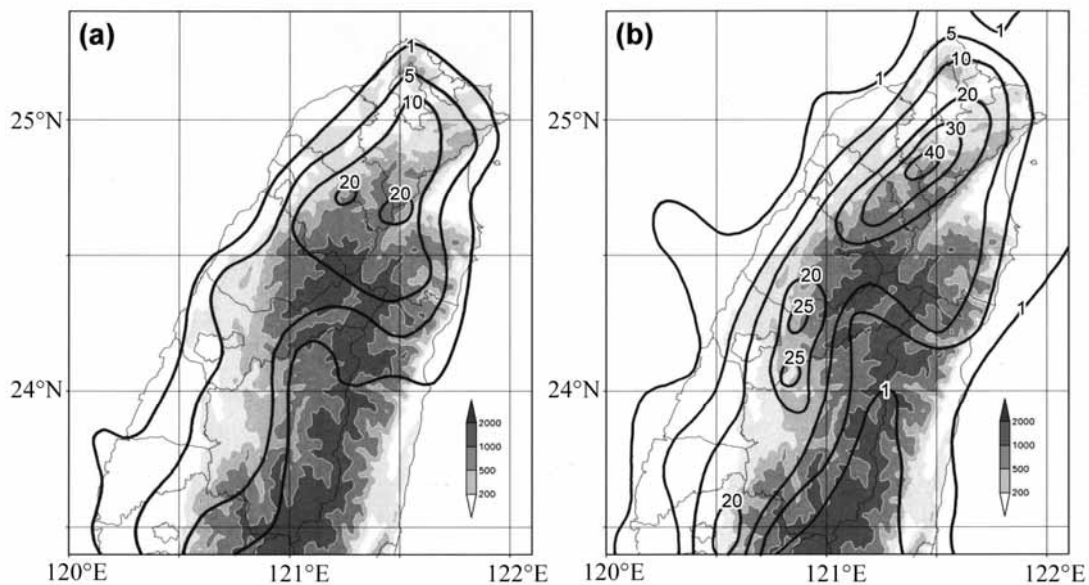


圖 17 連五日（共 59 日）類型午後對流日(a)初生期與(b)成熟期發生對流頻率之空間分布。

大頻率約 40 次。苗栗以南之頻率較初生期顯著增加，並有兩個次中心分別位在台中至南投間（25 次）與嘉義山坡上（20 次），顯示中台灣對流發展較北台灣晚，此與單一日、連三日及連四日類型者相似。由午後對流發生頻率之空間分布，顯示北台灣對流有向台北盆地與雪山山脈東西兩側平地移動或發展之勢，而中台灣者則有向東向地形與向西向平地移動發展之勢。

圖 18 為初生期於各網格發生最高頻率時之對流頻率空間分布，顯示對流主要形成在 1300 與 1400 LST 時。形成在 1300 LST 者（圖 18a），對流主要發生在台北盆地北側、雪山山脈東西兩側山坡與高山上以及台中與雲嘉平地上，最大中心位在雪山山脈東側宜蘭山坡上（11 次）。最高頻率出現在 1400 LST 者（圖 18b），對流主要出現在台北盆地南側、雪山山脈西側山坡與高山上以及南投山坡上，最大中心位在新竹尖石鄉（14

次）。出現在 1500 LST 者（圖 18c），對流僅零星出現在南投與嘉義山坡上，顯示中台灣對流先在平地發展，隨後才在山坡發展。成熟期（圖 19）在 1500 與 1600 LST 之對流最為頻繁且分布亦最廣。最高頻率出現在 1500 LST 者（圖 19a）。對流主要發生雪山山脈西北側、宜蘭與花蓮間山坡以及台中至嘉義 500 m 以下之緩坡上，頻率最大中心出現在台北福山與新竹尖石鄉（15 次）。出現在 1600 LST 者（圖 19b），成熟對流主要發生在台北盆地至雪山山脈西北側山坡上以及台中至嘉義 500 m 以上之山坡上。出現在 1700 LST 者（圖 19c），對流顯著減小，且較零散在台灣西部平地與台灣東西部沿海地區。由圖 18 與 19 分布顯示，北台灣對流有向西向緩坡移動發展之勢，中台灣有先向東向山區後向西向平地移動發展之勢，此與先前各類型結果相似。

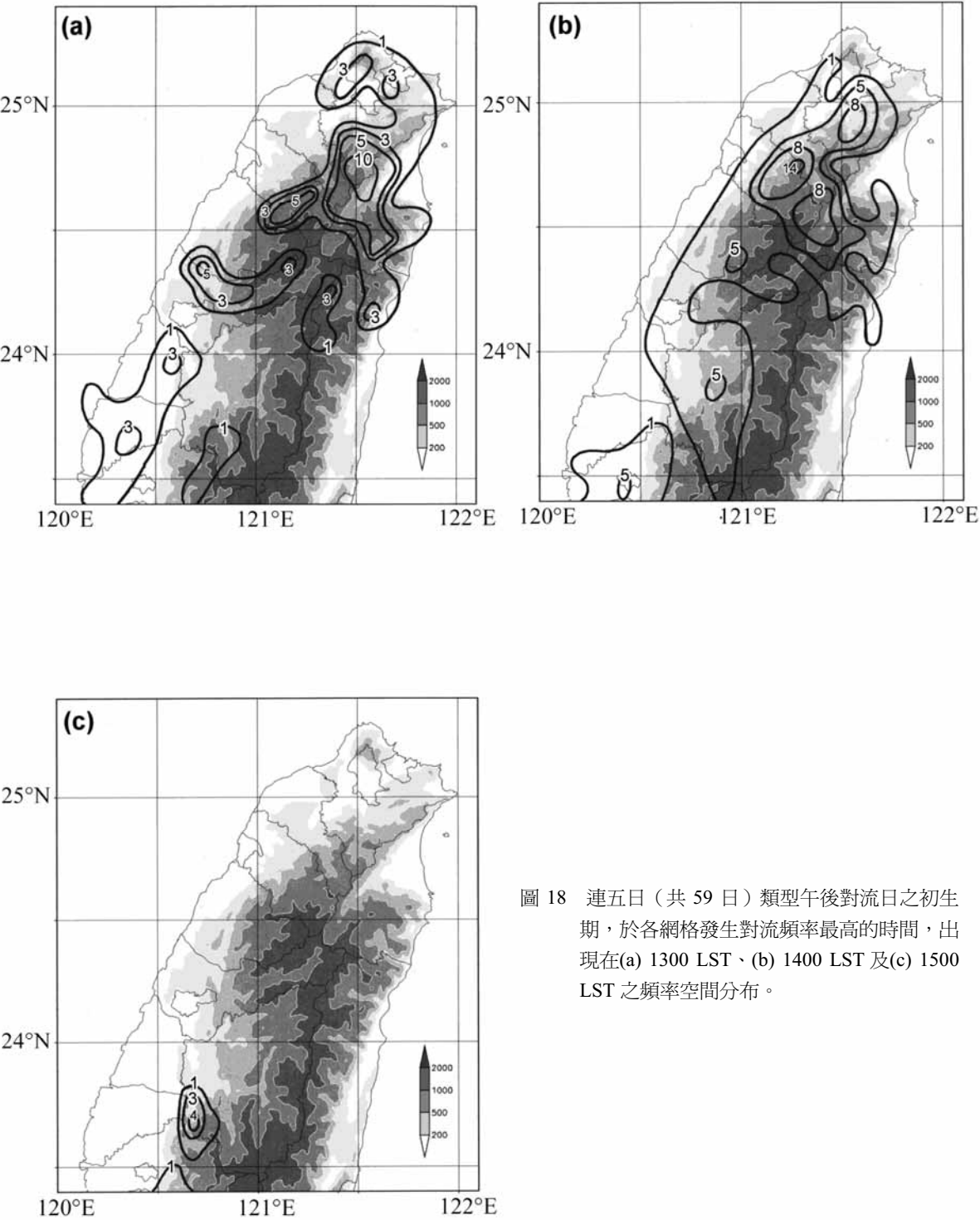


圖 18 連五日（共 59 日）類型午後對流日之初生期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1300 LST、(b) 1400 LST 及(c) 1500 LST 之頻率空間分布。

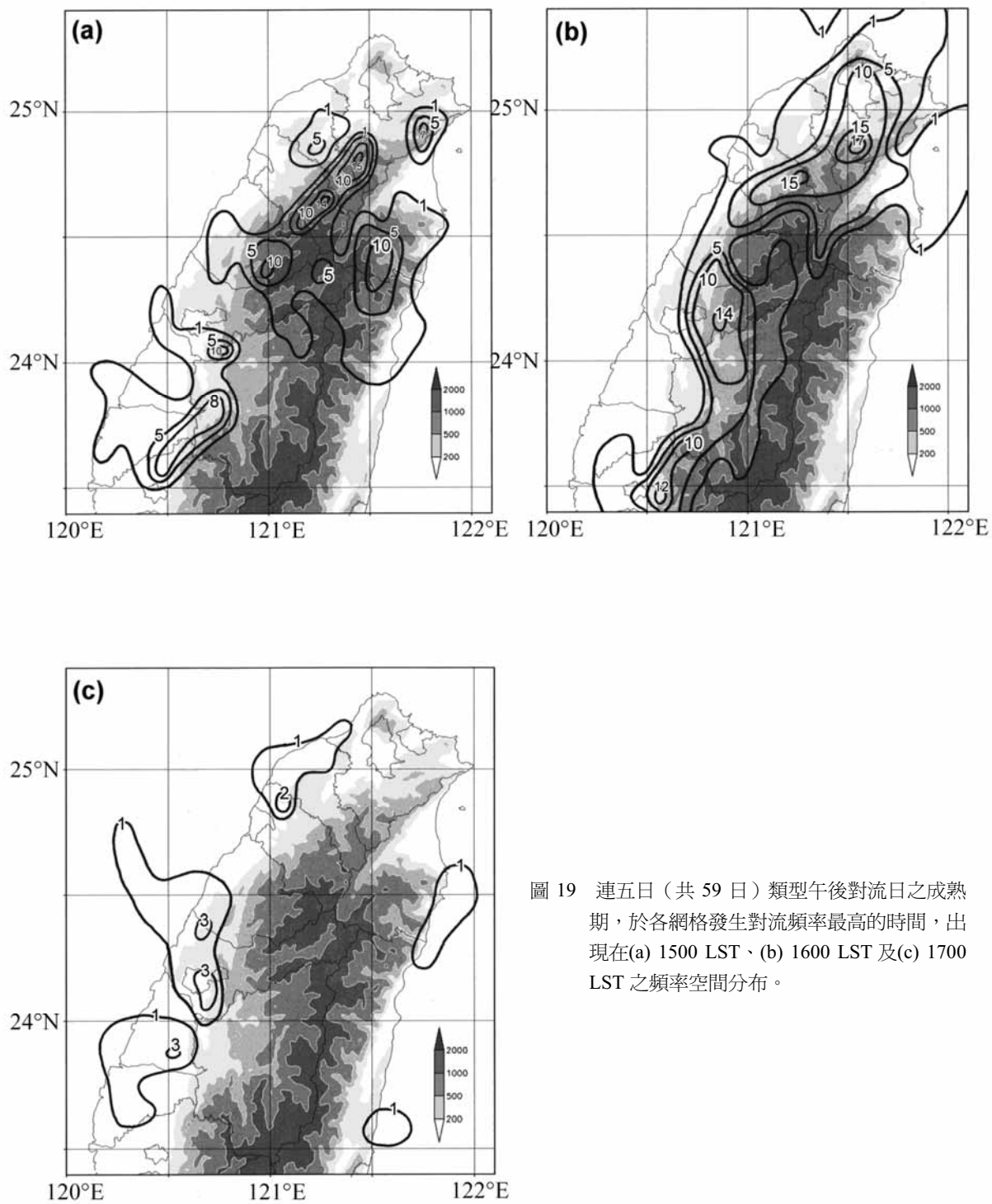


圖 19 連五日（共 59 日）類型午後對流日之成熟期，於各網格發生對流頻率最高的時間，出現在(a) 1500 LST、(b) 1600 LST 及(c) 1700 LST 之頻率空間分布。

(二) 平均頻率的時間分布

由中北台灣地區發生頻率的空間分布特徵顯示，北台灣與中台灣有相同與相異之處，故平均頻率的時間分布，將以北、中及中北台灣地區呈現，使明確顯示各區之特徵。圖 20 與圖 21 分別為北、中及中北台灣各不同類型對流日初生期與成熟期的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）除了連三日類型之午後對流提前 1 小時於 1200 LST 已出現頻率最大值外，其他類型均集中在 1300 與 1400 LST。單一日類型於 1300 與 1400 LST 出現最大頻率，連二日與連四日類型平均頻率之時間分布相似，皆於 1300 LST 達最大值且是所有類型中最大者（4.4 次），但在下一小時隨即迅速減小。連三日類型平均頻率則分散於 1200 至 1400 LST，連五日類型之平均頻率發生較晚，至 1400 LST 才出現最大頻率。北台灣對流日成熟期之對流日平均頻率（圖 21a）除了連五日類型晚 1 小時於 1600 LST 達最大頻率外，其他類型者均集中在 1500 LST，連二日類型於 1500 LST 之頻率，具所有類型中之最大值。比較圖 20a 與 21a 顯示，對流日平均對流頻率從初生期發展到成熟期約需 2 小時，此與先前所討論之不同時間頻率空間分布結果相同。

中台灣單一日、連二日及連四日類型午後對流初生期之平均對流頻率（圖 20b）皆在 1300 LST 達到最大，但連三日與連五日對流日類型則在 1400 LST 才達到最大，連二日類型者與北台灣相同，具有所有類型中之最大值（3.7 次）。中台灣對流日成熟期之對流日平均頻率（圖 21b）顯示，除了連三日類型之平均頻率最大值出現在 1600 LST 外，其他類型者皆出現在 1500 LST，所有類型平均頻率之最大值與北台灣同樣發生在連二日

對流日（8.9 次）。由初生期發展至成熟期，除連五日類型僅需一小時外，其餘各類型皆須 2 小時。

中北台灣各類型對流日初生期的對流日平均頻率（圖 20c）最大值出現時間與中台灣相同，即單一日、連二日及連四日類型平均對流頻率皆於 1300 LST 達最大，而連三日與連五日類型晚 1 小時於 1400 LST 達最大，1500 LST 時所有類型之頻率均已顯著減小。反映北台灣與中台灣之分布特徵，中北台灣連二日類型於 1300 LST 具有所有類型中之頻率最大值（8.1 次）。圖 21c 為中北台灣對流日成熟期的對流日平均頻率隨時間之分布，所有類型均於 1500 LST 達到平均最大頻率，但連五日類型之最大值持續至 1600 LST。其中連二日類型有頻率最大值（17.6 次），隨後即迅速減小，單一日類型平均最大頻率之數值最小，僅有 8.8 次。由初生期發展至成熟期，連三日與連五日類型僅需 1 小時，其他三種類型則需 2 小時。

各區域內各不同類型對流日於初生期個案之平均對流總發生頻率（亦即各類型在各區域內之對流活躍度）的比較如圖 22a 所示，不論是北台灣、中台灣或是中北台灣，連三日類型之對流最不活躍，連五日者則對流最為活躍，而中台灣所有類型之對流總發生頻率均較北台灣為小，顯示中台灣初生期之午後對流較不活躍。成熟期（圖 22b）北台灣對流總發生頻率隨對流日持續天數的增加緩慢上升，連四日與連五日類型之對流最為活躍；中台灣與中北台灣則隨對流日持續天數的增加，至連三日時達到最大頻率，隨後減小，顯示午後對流之成熟期以連三日對流日類型最為活躍，但初生期卻為最不活躍的類型，由此可見連三日對流日類型之午後對流，具有迅速發展的特性。

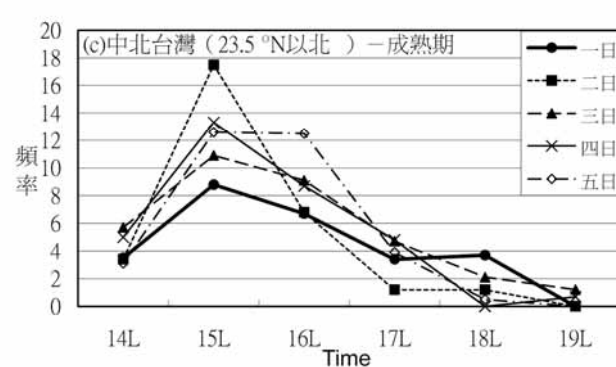
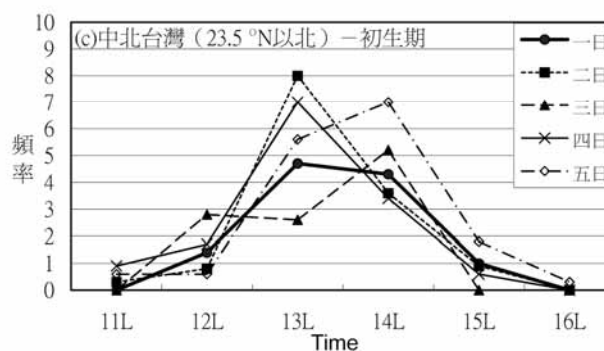
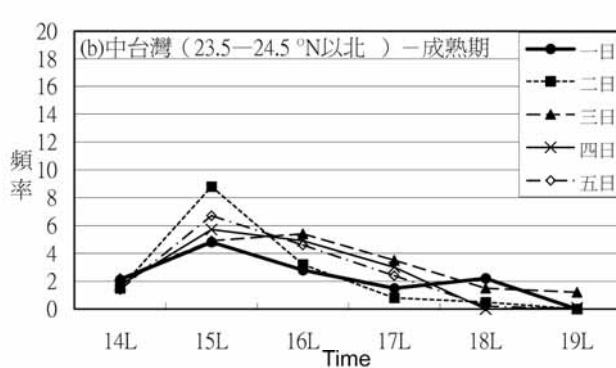
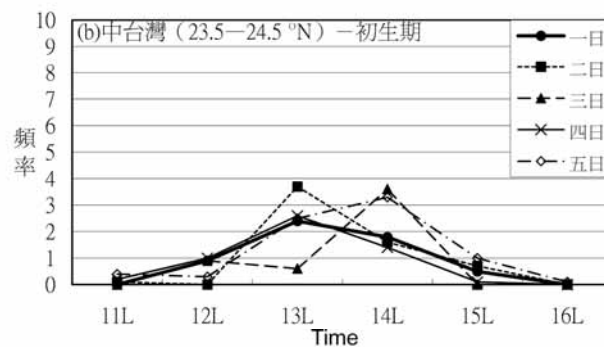
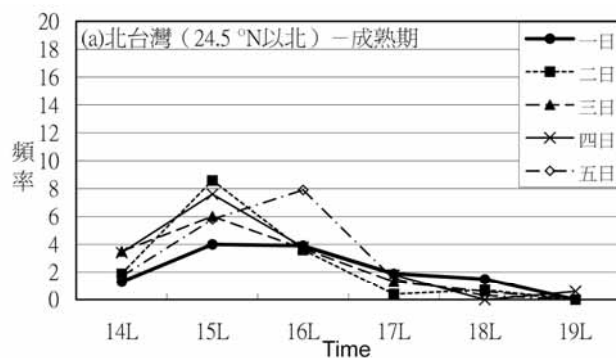
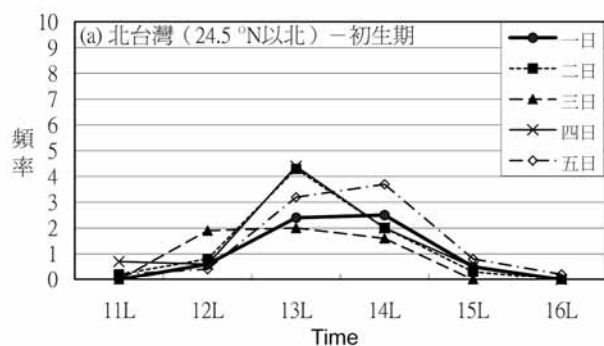


圖 20 (a)北台灣、(b)中台灣及(c)中北台灣五種不同類型對流日初生期於各地方時之平均頻率（格點數）分布。

圖 21 同圖 20，但為成熟期。

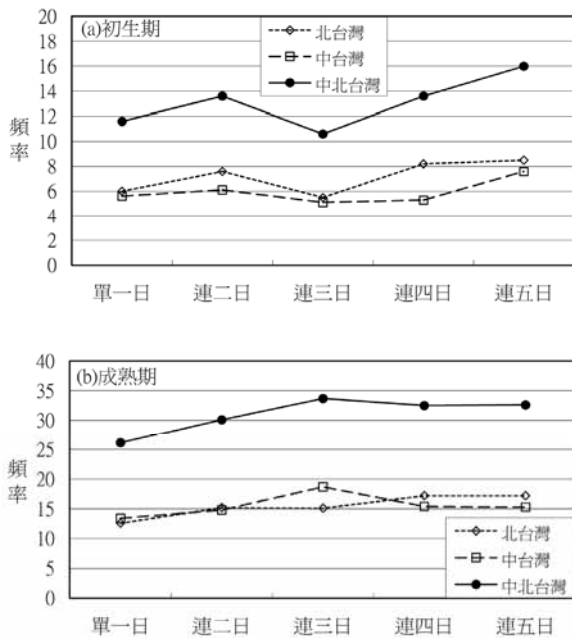


圖 22 各區域內各類型對流日於(a)初生期與(b)成熟期個案平均之對流總發生頻率(格點數)分布。

(三) 小 結

由各類型對流日對流發生頻率之空間分布顯示，各類型初生期對流主要分布在台北盆地的南方與雪山山脈西側山坡與高山上。台中以南發生頻率明顯較少，主要分布在 500 公尺等高線以下之平地與山坡上。成熟期對流發生頻率明顯增加，尤其在中台灣的台中與南投山坡上發生頻率增加特別顯著，最高頻率主軸由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈中段西側山坡延伸，呈東北-西南走向，台中以北發生在 500—2000 公尺之山坡上，以南則發生 500 公尺以下之緩坡上。由初生期到成熟期的頻率分布顯示，對流在北台灣有向雪山山脈東西兩側地形緩坡移動發展之勢，而中台灣則有向東向中央山脈西側山坡移動發展之勢。

由不同類型對流日初生期的對流平均發生頻率之時間分布顯示，連一日、連二日及連四日類型相較其他類型更具有集中性，初生期主要集中於 1300 LST 發生，其次為 1400 LST，成熟期對流平均發生頻率最大值出現在 1500 LST，其次為 1600 LST。無論北、中台灣，連二日之午後雷雨類型之初生期與成熟期，分別於 1300 LST 與 1500 LST 達到所有類型之平均發生頻率最大值，但隨即迅速減小。單一日類型於 1300 與 1400 LST 出現最大頻率，連三日與連五日類型中北台灣有別，北台灣連三日類型對流日初生期於 1200 LST 就出現頻率最大值，而連五日則於 1400 LST 才出現頻率最大值；中台灣連三日與連五日類型均於 1400 LST 達到頻率最大值。

由不同類型對流日成熟期的對流平均發生頻率之時間分布顯示，除了北台灣的連五日類型與中台灣的連三日類型於 1600 LST 才達到頻率最大值之外，其他類型在中北台灣均於 1500 LST 達到頻率最大值，次大值出現在 1600 LST。對流日平均對流發生的時間間隔，從初生期發展至成熟期，除了北台灣連五日類型與中台灣連三日與連五日僅需 1 小時之外，其他類型在中北台灣均需要 2 小時。

由各區域內各類型對流日於初生期個案之平均對流總發生頻率顯示，中台灣所有類型之對流總發生頻率均較北台灣為小，但成熟期顯著增加，顯示中台灣午後對流較北台灣延後發展的特性。不論是北、中台灣在所有類型中，連三日類型於初生期時平均對流總發生頻率為最小，但成熟期卻有最大值，顯示連三日類型之午後對流具有迅速發展的特性。

四、各不同類型對流日之合成環境條件

(一) 單一日類型

單一日類型於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖(圖 23)顯示, 850 hPa 太平洋高壓脊呈東西走向, 由西太平洋向西伸展經台灣地區至福建沿海, 受到太平洋高壓籠罩影響, 盛行偏南風, 風速為 5—10 kts。台灣地區較鄰近海面潮濕與較高氣壓(較高高度場)之現象十分明顯。對流前一日之合成天氣圖(圖 24)顯示, 綜觀形勢與對流日並無明顯差異, 太平洋高壓脊位置與對流日者幾乎相同, 僅混合比略低於對流日。可能因在太平洋高壓脊持續影響下, 大氣不穩度於對流後之恢復時間較長, 故使午後對流僅能單日發生而無法於次日繼續發展。

圖 25 為單一日類型對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空, 該日與前一日對流層均吹偏南風或西南風。對流日 LFC 較前一日低, 分別為 775 hPa 與 699 hPa, EL 則較前一日

高, 分別為 215 hPa 與 240 hPa, 故該日有較大的 CAPE, 551.4 相較於前一日之 390.5 m^2s^{-2} , 而 CIN 為 51 m^2s^{-2} , 較前一日低 (58.8 m^2s^{-2})。顯然, 對流日該日之大氣環境條件較前一日有利於午後對流的發展。

(二) 連二日類型

連二日類型於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成綜觀天氣形勢(圖 26)顯示, 與單一日類型相似, 微弱的太平洋高壓脊亦由西太平洋向西伸展經過台灣地區至福建沿海, 惟太平洋高壓強度較弱, 1490 gpm 等高線經台灣, 而單一日類型則經台灣海峽。對流前一日之合成天氣圖(圖 27)顯示, 850 hPa 太平洋高壓脊呈東北—西南走向經巴士海峽南端, 華南地區則有一東西走向之低壓槽, 使台灣及鄰近地區盛行西南風, 風速為 5—20 kts, 此較強西南氣流使福建、台灣海峽及台灣地區於對流日該日較前一日更為潮濕, 亦較單一日類型者為潮濕。與單一日類型比較, 可能

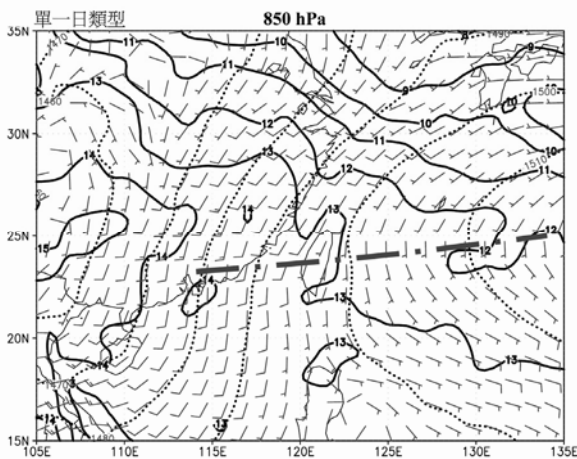


圖 23 單一日類型於對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成高度場(點虛線; gpm)、風場(慣用符號)及混合比(實線; g kg^{-1})分布。高壓脊以粗點虛線表示。

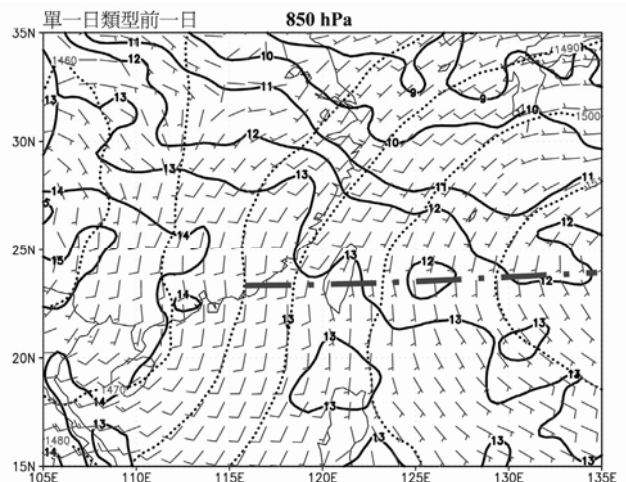


圖 24 同圖 23, 但為單一日類型對流日前一日 0000 UTC。

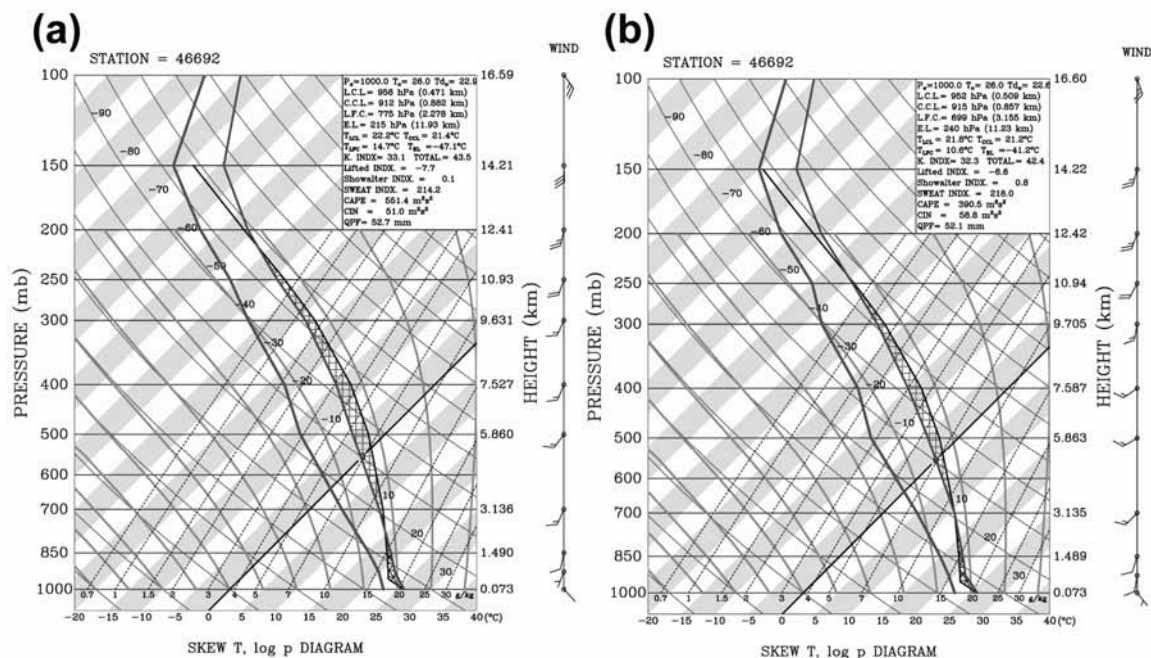


圖 25 台灣北部單一日類型(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

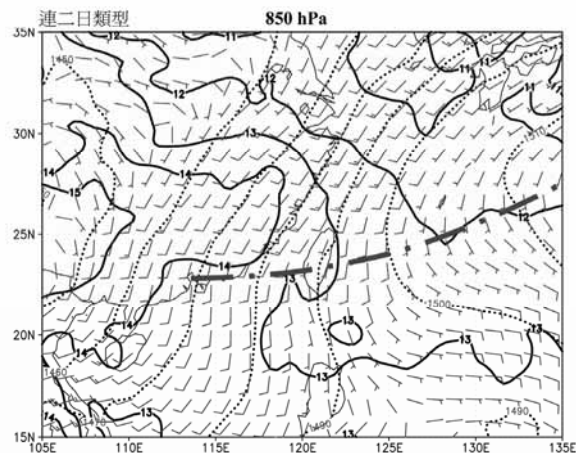


圖 26 同圖 23，但為連二日類型。

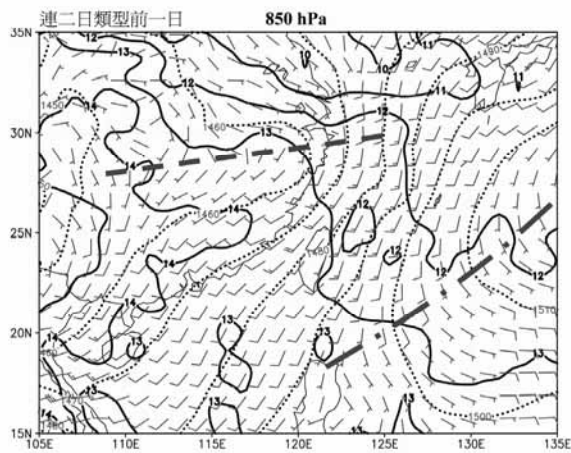


圖 27 同圖 23，但為連二日類型對流前一日 0000 UTC。粗虛線為槽線。

因較弱的太平洋高壓，並有較潮濕的大氣，故能維持連續二日午後對流。

圖 28 為連二日類型對流日該日與前一日

0000 UTC 板橋探空站合成探空，該日（圖 28a）500 hPa 以下吹微弱的南南東或南南西風，風速為 5—15 kts，在 400 hPa 以上轉為南南東、東南或

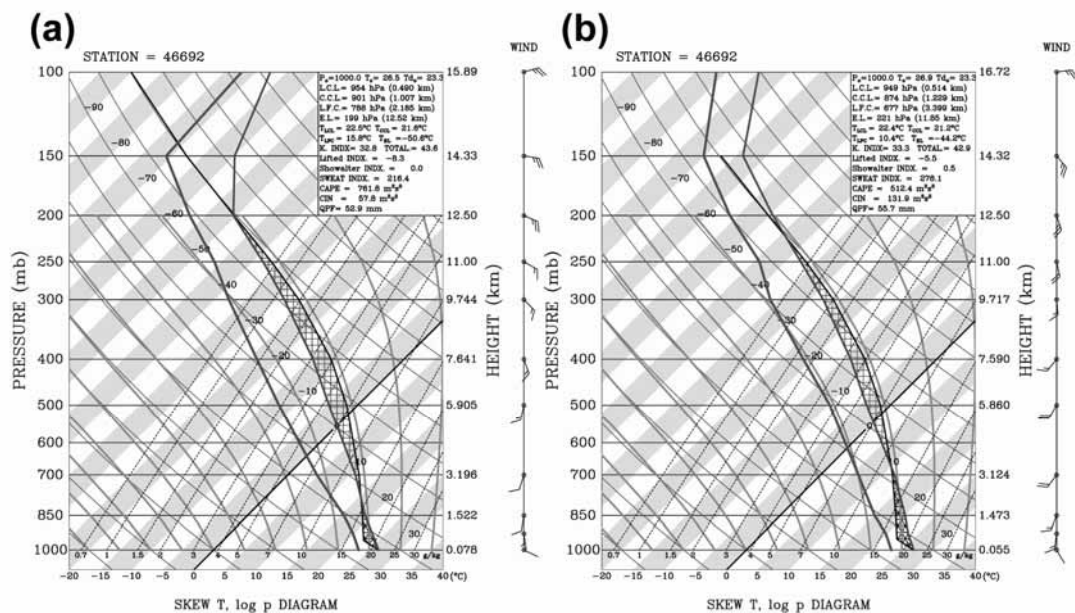


圖 28 台灣北部連二日類型(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

東風。對流前一日（圖 28b）之風場與對流日有明顯差異，400 hPa 以下吹南南西或西南風，風速較強，增為 15–20 kts，300 hPa 以上轉為南或南南東風。對流日該日之 LFC 高度遠低於前一日，分別為 788 hPa 與 677 hPa，EL 高度則較前一日為高，分別為 199 hPa 與 221 hPa，CIN 較前一日為小，分別為 $57.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $131.9 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，而該日 CAPE 則較前一日為大，分別為 $761.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $512.4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。顯然，對流日該日之大氣環流條件較前一日有利午後對流發展，CAPE 亦較單一日類型者為大。

(三) 連三日類型

連三日類型對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 29）顯示，台灣地區受太平洋高壓籠罩影響，微弱的太平洋高壓脊由西太平洋向西伸展經台灣地區至福建沿海，台灣與鄰近地區高度梯度十分微弱，因此風速亦十分微弱，小於

5 kts。對流前一日之合成天氣圖（圖 30）顯示，低層在東海與南海各有一低壓中心，十分微弱的太平洋高壓脊由西太平洋向西南再向西北經台灣南端伸入華南地區，台灣地區吹西南風，但風速微弱，約為 5 kts，但此微弱的西南風也使得台灣與鄰近地區對流層之低層大氣於對流日該日變得較為潮濕。顯然，較弱的太平洋高壓與較潮濕的大氣有利於連續數日之對流發展。

圖 31 為連三日類型對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，該日（圖 31a）在 500—850 hPa 吹偏南風，風速微弱，約為 5 kts，在 400 hPa 以上轉為東南或東南東風。對流前一日（圖 31b）之風場與對流日有明顯差異，400—850 hPa 吹西南風，風速較強，為 10–15 kts，在 300 hPa 轉為南南西或東南東風，顯示前一日風速均較對流日該日為強，特別是中低對流層之西南風。對流日該日之 LFC 高度僅略高於對流前

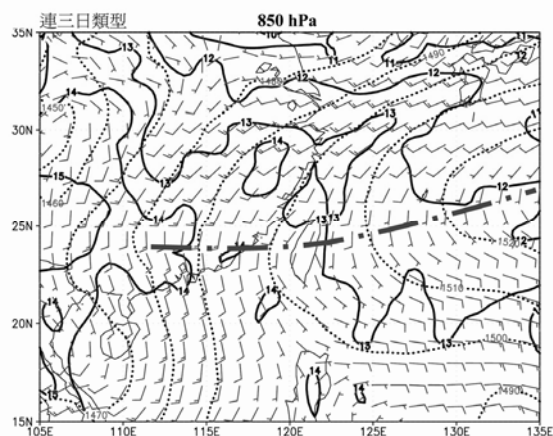


圖 29 同圖 23，但為連三日類型。

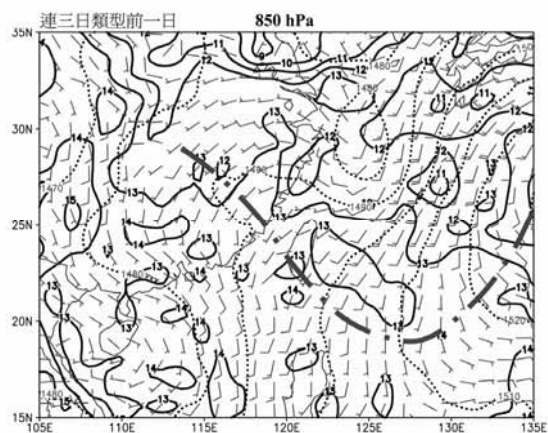


圖 30 同圖 23，但為連三日類型對流前一日 0000 UTC。

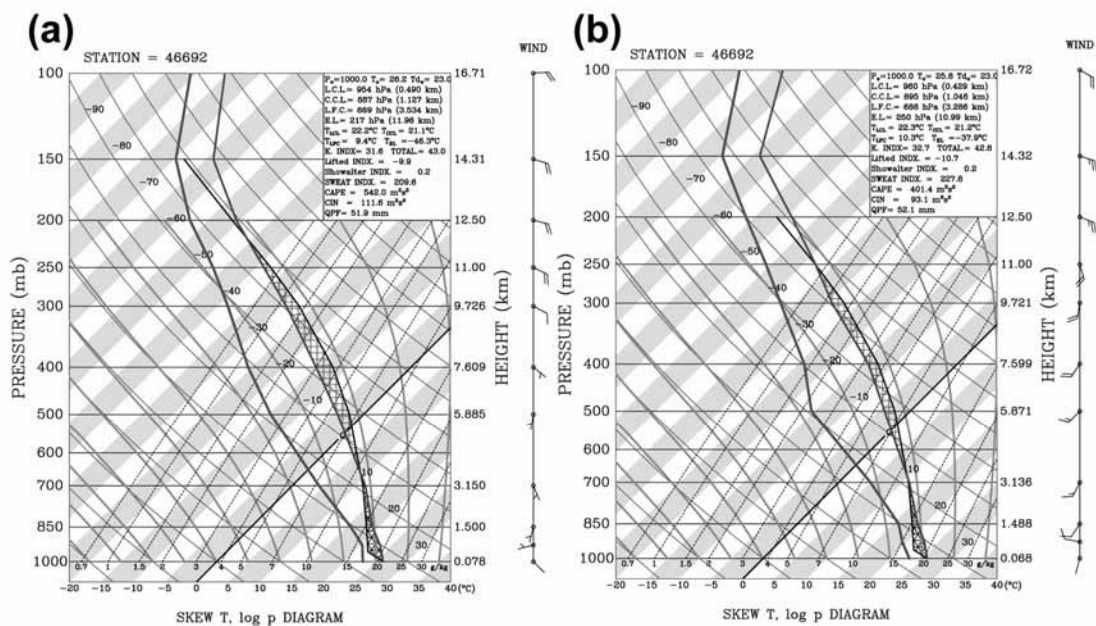


圖 31 台灣北部連三日類型(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

一日，分別為 669 hPa 與 688 hPa，EL 高度亦較高，分別為 217 hPa 與 250 hPa，雖對流日比前一日有較大的 CIN，分別為 $111.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $93.1 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，但 CAPE 則較前一日大，分別為 $542 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$

與 $401.4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。顯然，連續對流的發展需有較弱太平洋高壓影響，並有大氣不穩度的存在，使局部環流得以連續發揮激發對流發展之角色。

(四) 連四日類型

連四日類型對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 32）顯示，850 hPa 微弱的太平洋高壓脊由西太平洋向西南西伸展經台灣南端至南海北部，台灣與鄰近地區位於太平洋高壓脊北側，高度梯度小，盛行微弱之西南或偏南風。對流前一日之合成天氣圖（圖 33）顯示，850 hPa 太平洋高壓脊由西太平洋向西南再向西北伸展經巴士海峽至福建沿海，在廣東南方與海南島東方

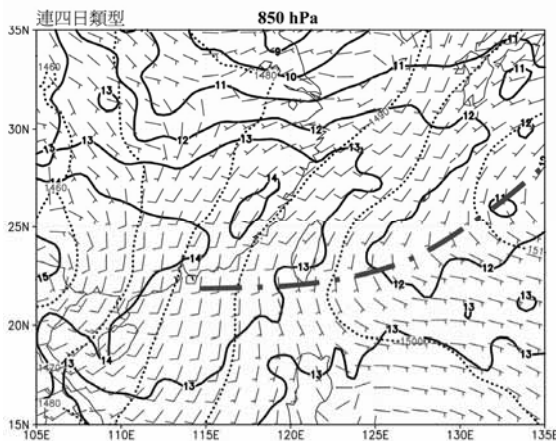


圖 32 同圖 23，但為連四日類型。

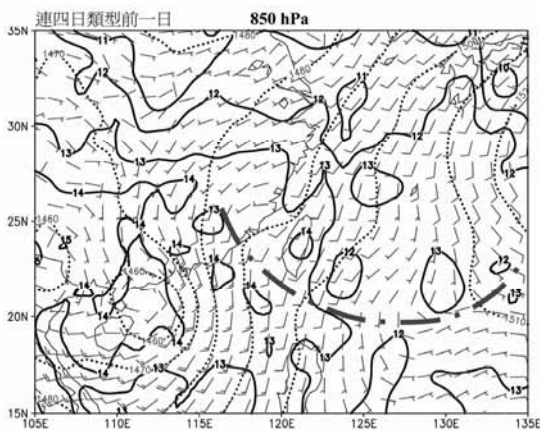


圖 33 同圖 23，但為連四日類型對流日前一日 0000 UTC。

海面有一低壓中心，台灣與鄰近地區盛行西南風，風速為 5—10 kts，台灣地區於對流日該日與前一日均潮濕，唯該日的混合比值較前一日略小。顯然，微弱太平洋高壓籠罩，盛行風微弱，局部環流可發揮作用激發連續數日之午後對流。

圖 34 為連四日類型對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，該日（圖 34a）700 hPa 以下吹西南風，風速約為 10 kts，在 500 hPa 以上轉為南南西、南、或南南東風。對流前一日（圖 34b）之風場與對流日該日有明顯差異，除 400 hPa 吹東南東風之外，250 hPa 以下吹西南西、南南西或西南風，風速約為 15 kts，顯示對流日該日中、低對流層風速較對流前一日為弱。對流日該日之 LFC 較前一日高，分別為 745 hPa 與 815 hPa，EL 較前一日稍低，分別為 195 hPa 與 187 hPa，CIN 則較前一日為大，分別為 $82.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $49.4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，雖該日 CAPE 仍大，但較前一日為小，分別為 $665.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $939.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。顯然，大氣不穩度大小與 CAPE 多少及變化，或許與對流強度及對流延時密切關聯，但似非午後對流連續發生持續日數之必要條件，而大氣 CAPE 在對流發生後之恢復似有一潛在之時間尺度，故使連四日類型對流日該日 CAPE 雖較前一日為小，但大到足可發生午後對流。

(五) 連五日類型

連五日類型對流日該日 0000 UTC 之 850 hPa 合成天氣圖（圖 35）顯示，低層受到太平洋高壓籠罩影響，高壓脊由西北太平洋向西北西伸展至東海，台灣地區高度梯度為所有類型中最強者，台灣與鄰近地區吹偏南風，風速為 5—10 kts。對流前一日（圖 36）太平洋高壓脊由西太平洋向西北西伸展至東海，福建沿海有一低壓中心，台灣

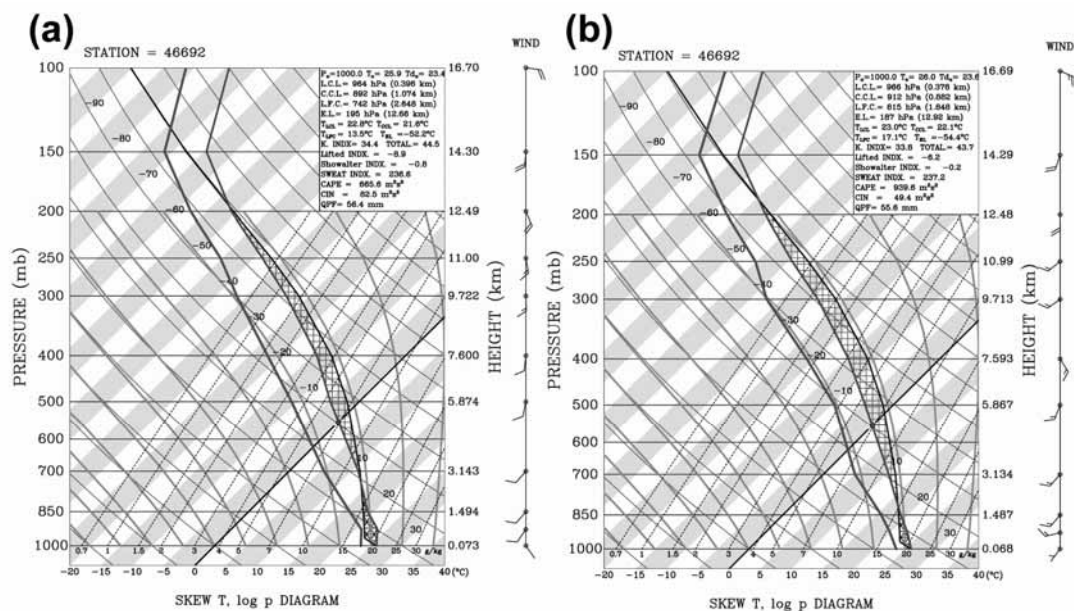


圖 34 台灣北部連四日類型(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

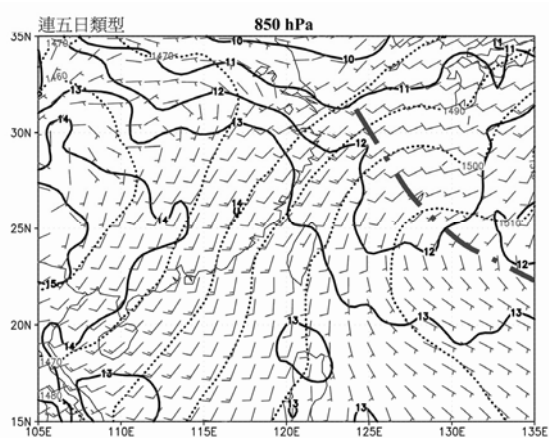


圖 35 同圖 23，但為連五日類型。

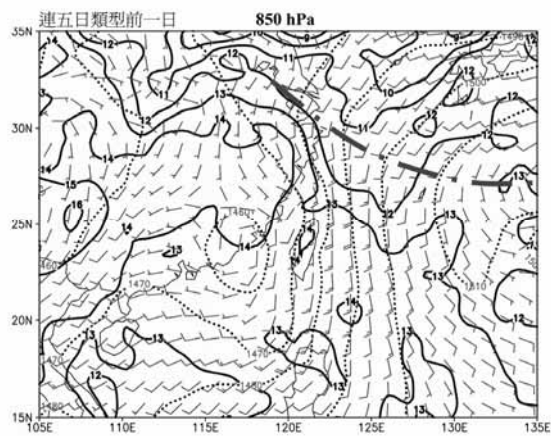


圖 36 同圖 23，但為連五日類型對流前一日 0000 UTC。

位在低壓與太平洋高壓之間，具有顯著的高度梯度，使台灣東部及鄰近地區吹較強的偏南風，風速為 5—20 kts。雖然對流日該日太平洋高壓強度有所增強，850 hPa 之 1500 gpm 等高線由西太平

洋西移至台灣東部近海，但台灣僅在微弱太平洋高壓脊影響下，盛行偏南風，連續午後對流的發展在潮濕大氣環流裡，局部環流仍可連續激發午後對流發展。

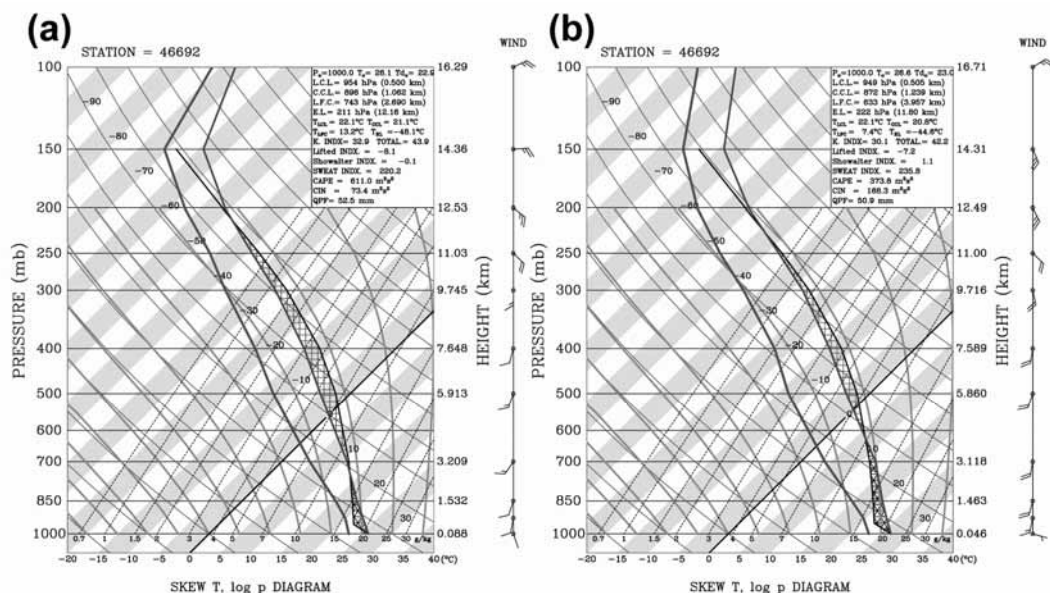


圖 37 台灣北部連五日類型(a)對流日與(b)對流前一日之 0000 UTC 合成探空。

圖 37 為連五日類型對流日該日與前一日 0000 UTC 板橋探空站合成探空，對流日該日（圖 37a）400 hPa 以下吹南南西或西南風，300 hPa 以上轉為南風或東南東風；對流前一日（圖 37b）風向與對流日該日相似，但風速較對流日該日強。對流日該日之 LFC 高度遠低於前一日，分別為 743 hPa 與 633 hPa，EL 高度則較前一日高，分別為 211 hPa 與 222 hPa，CIN 較前一日低，分別為 $73.4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $168.3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，而 CAPE 則較前一日大，分別為 $611 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $373.8 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。顯然，此類型 CAPE 由對流前一日至對流日之增加為所有類型之最大者，此是否為連續較長時間（超過五日）午後對流發生之必要條件，值得進一步探討。

(六) 小 結

綜合以上分析，顯示各類型均受太平洋高壓影響，在對流日之太平洋高壓脊亦均經過台灣地區，除單一日類型外，其餘各類型在對流前一日

均有低壓中心或低壓槽在台灣鄰近地區與太平洋高壓伴隨影響風場與水氣傳送。若以太平洋高壓之強弱而言（850 hPa 1500 gpm 所在位置），連三日類型最強，連五日類型次之，連二日類型最弱，連四日類型次之。顯然，太平洋高壓強弱並非決定午後對流連續日數之關鍵因素。若以台灣地區 850 hPa 之高度梯度與風速大小而言，連二日與連五日兩類型相當且較大，其他三類型相當且較小，故盛行風速大小似亦非決定對流連續日數之關鍵。再以合成探空之 CAPE 而言，如表二所示，對流當日以連二日類型最大，連四日類型次之，連三日類型最小，顯然 CAPE 只要足夠，其大小亦似非決定午後對流連續日數之關鍵。表二另將各個案之 CAPE 平均值列出，以供比較，顯示對流當日單一日、連二日及連三日類型相近而較大，另兩類型相近而較小，雖然 CAPE 較小似有連續對流日數愈多趨勢，但是仍如前述，CAPE 大小似非決定對流連續日數多寡之關鍵因素。由

上述討論顯示，在副熱帶太平洋高壓脊影響下，綜觀環流微弱，大氣具有足夠對流可用位能，由局部環流掌握之午後對流發展其持續日數應為多重環境條件之綜合而非單一因子可控制，唯若有連續午後對流發展，前一日在台灣附近有低壓槽與低壓中心之出現，使風場與水氣傳送更有利大氣不穩度與 CAPE 之恢復似為重要條件。

五、總 結

本文依午後對流日發生之連續性，將 1999—2006 年（缺 2003 年）暖季弱綜觀環境條件下台灣中北部 177 個午後對流個案，分為單一日、連二日、連三日、連四日及連五日（暨以上）五種類型，探討其氣候特徵。結果發現連五日類型有最多的個案數，為 59 日，連三日類型個案數最少，僅 15 日。若以月份區分，五月最少僅 16 日，隨著夏季來臨，午後對流發生日數迅速增加至六月的 50 日，再增至八月的 59 日。五月最容易形成單一日類型之午後對流（共 9 日），六月與八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，而七月最容易形成連二日午後對流，共 20 日，其中八月形成單日午後對流之日數最少，僅有 5 日。顯然，五月與七月較不易發生連續數日之午後對流，五月因梅雨鋒面相當活躍，因此發生單一日對流之機會較大，六月與八月較容易發生連續數日之午後對流，應與時序已進入夏季，雖台灣地區在太平洋高壓影響之下，但有午後局部環流發展、潮濕大氣以及對流可用位能配合存在等條件，惟七月不易發生連續數日之午後對流，其原因則值得更進一步的探討，或許乃因該月太平洋高壓最強且高壓脊位於台灣上空之故。

各類型對流日對流發生頻率之空間分布顯

示，初生期對流主要分布在台北盆地南側與雪山山脈西側山坡與高山上。成熟期對流發生頻率明顯增加，尤其在中台灣的台中與南投山坡上發生頻率增加特別顯著，最高頻率主軸由台北盆地沿雪山山脈與中央山脈中段西側山坡延伸，呈東北—西南走向，台中以北發生在 500—2000 公尺之山坡上，以南則發生 500 公尺以下之緩坡上。由初生期到成熟期的頻率分布顯示，對流在北台灣有向雪山山脈東西兩側地形緩坡移動發展之勢，而中台灣則有向東向中央山脈西側山坡移動發展之勢。

不同類型對流日初生期的對流平均發生頻率之時間分布顯示，連一日、連二日及連四日類型相較其他類型更具有集中性，初生期主要集中於 1300 LST 發生，其次為 1400 LST，成熟期對流平均發生頻率最大值出現在 1500 LST，其次為 1600 LST。連三日與連五日類型中北台灣有別，北台灣連三日類型對流日初生期於 1200 LST 就出現頻率最大值，而連五日則於 1400 LST 才出現頻率最大值；中台灣連三日與連五日類型均於 1400 LST 達到頻率最大值。不同類型對流日成熟期的對流平均發生頻率之時間分布顯示，除了北台灣的連五日類型與中台灣的連三日類型於 1600 LST 才達到頻率最大值之外，其他類型在中北台灣均於 1500 LST 達到頻率最大值，次大值出現在 1600 LST。對流日平均對流發生的時間間隔，從初生期發展至成熟期，除了北台灣連五日類型與中台灣連三日與連五日僅需 1 小時之外，其他類型在中北台灣均需要 2 小時。

無論北、中台灣對流日初生期與成熟期之對流平均發生頻率最大值皆出現在連二日類型，分別於 1300 LST 與 1500 LST，但頻率在下一小時即迅速減小。此類型乃因伴隨最弱的太平洋高

表二 不同類型之對流日，其合成探空之 850hPa 風向風速(kts)、LFC、EL、CIN、CAPE 值與

		單一日		連二日		連三日		連四日		連五日	
		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
板橋站合成探空	850hPa 風向	S	S	SSW	SW	S	SW	SW	SW	SSW	SSW
	風速(kts)	10	10	10	15	5	10	10	15	10	20
	LFC(hPa)	775	669	788	677	669	668	745	815	743	633
	EL(hPa)	215	240	199	221	217	250	195	187	211	222
	CIN(m^2s^{-2})	51	58.8	57.8	131.9	111.6	93.1	82.5	49.4	73.4	168.3
	CAPE(m^2s^{-2})	551.4	390.5	761.8	512.4	542.0	401.4	665.6	939.6	611.0	373.8
個案 CAPE(m^2s^{-2}) 之平均值		1120.9	804.0	1011.7	685.5	1119.7	1003.5	758.	547.2	597.3	310.4

壓、最大的對流可用位能及較強的盛行偏南風，故能維持連續二日午後對流。所有類型對流日於初生期個案之中台灣平均對流總發生頻率均較北台灣為小，但成熟期顯著增加，顯示中台灣午後對流較北台灣延後發展的特性。不論是北、中台灣在所有類型中，連三日類型於初生期時平均對流總發生頻率為最小，但成熟期卻有最大值，顯示連三日類型之午後對流具有迅速發展的特性。該類型之大氣環境具有最強的太平洋高壓與最大的對流抑制能，可能是造成初生期對流最不活躍的特性，而低層較潮濕的大氣與較大的對流可用位能（表二），則可能是造成成熟期對流有最大活躍度的原因。

合成綜觀環境分析顯示，850 hPa 太平洋高壓強弱、台灣地區 850 hPa 之高度梯度及盛行風速大小並非決定午後對流連續日數之關鍵因素，而 CAPE 只要足夠，其大小亦非決定午後對流連續數日多寡之關鍵。在副熱帶太平洋高壓脊影響下，綜觀尺度之環流微弱且大氣具有足夠對流可

用位能，由局部環流掌握之午後對流發展，其持續日數應為多重環境條件之綜合結果而非單一因子可控制，唯若要有連續午後對流發展，前一日在台灣附近有低壓槽與低壓中心之出現，使風場與水氣傳送更有利大氣不穩度與 CAPE 之恢復似為重要條件。

誌 謝

感謝台師大地科系王重傑教授初審本文並提供卓見，王子軒與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 NSC 96-2111-M-002-010-MY3 與 NSC 97-2625-M-002-001 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。
- 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。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨季豪雨之時空分布特徵。大氣科學，**16**，151—162。
- 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、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。
- 陳熙楊、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。
- 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.
- Jou, B. J. D., 1994：Mountain – originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan：A case study 21 June 1991. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **5**, 169—197.
- Johnson R. H., and J. F. Bresch, 1991：Diagnosed characteristics of precipitation systems 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 Black 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.

Climatological Characteristics of the Warm Season Afternoon Convection over Northern and Central Taiwan under Weak Synoptic Forcings

George T. J. Chen¹ H. C. Chou² P. C. Liao¹ J. S. Yang³

¹**Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

²**Taoyuan International Airport Weather Station, CAA**

³**Meteorological Center, CAA**

(manuscript received 8 January 2009 ; in final form 20 March 2009)

ABSTRACT

C-band Doppler radar data at Taoyuan International Airport of CAA in the period of May—August 1999—2006 were used to identify the afternoon convection over northern and central Taiwan under weak synoptic forcing. Climatological characteristics of different types of convection with different continuous occurrence features were investigated for the selected 177 cases. Grid data of European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and rawinsonde data at Panchiao station of the Central Weather Bureau were used to study the influence of synoptic circulations and environment conditions on the spatial and temporal distributions of afternoon convection.

Results showed that convection occurred mainly over the Taipei Basin and western slope and top of the Snow Mountain Range (SMR) at initial stage. Convection frequency increased significantly at matured stage, particularly over central Taiwan near Taichung and mountain slope of Nantou. Also, time of the development of afternoon convection over central Taiwan tended to lag behind as compared to that occurred over northern Taiwan. Frequency distribution at initial and mature stages indicated that convection tended to move and develop westward towards the gentle slope of the SMR over northern Taiwan. Whereas over central Taiwan, convection tended to move and develop eastward towards the western slope of the Central Mountain Range. In addition, it was found that there were some similarities and differences for the occurrence time of maximum frequency of convection among all convection types, no matter the initial or mature stage as well as northern or central Taiwan was concerned.

Synoptic circulations and environment conditions suggested that local circulations control the development of afternoon convection under the weak synoptic forcing of subtropical high pressure ridge with sufficient convective available potential energy in the environment. The continuous occurrence of afternoon convection was not determined by any single factor but depended on the combination of multiple environment conditions. It was found that the necessary condition for the continuous occurrence of convection was the existence of a low pressure trough or a low center in the vicinity of Taiwan such that the wind field and water vapor transport were favorable for the recovery of instability and convective available potential energy in the atmospheric environment.

Key words: Weak synoptic forcing, Afternoon convection, Environment condition, Convective available potential energy

