

# 東亞暖季對流特性之區域變異度研究

王重傑

景文技術學院環境管理系

陳泰然

台灣大學大氣科學研究所

## 一、中文摘要

本文使用 1998-2001 年 5-8 月日本 GMS 衛星逐時紅外線雲頂亮度溫度資料，分析東亞地區(20°-40°N, 95°-145°E)暖季對流在時間—經度剖面上特性之區域變異。結果顯示，較高緯區(30°-40°N)對流事件之時空尺度均較較低緯區(20°-30°N)者為大，平均東移特性亦強，即使在盛夏亦相當明顯。較低緯區內之對流，盛夏時因受副熱帶高壓增強北移之影響，使西移個案出現頻繁。海陸差異之分析顯示，陸上(西半部)對流由春末至盛夏之轉換主要在日夜變化訊號振幅之明顯增大，而海上(東半部)則以綜觀尺度活動漸減為主。在東亞陸上暖季對流之特性亦存有明顯之區域變異，日夜變化訊號在青藏高原東麓最強，在大陸東南丘陵地帶由 6 月開始亦漸明顯。兩區之間的四川盆地，則日夜訊號最弱而有相對較強之半日訊號，因此對流在一日中有兩時段具較高頻率。反觀海上，其日夜與半日訊號均明顯較陸上者小，區域變異度亦小。

## 二、前言

有鑑於暖季豪(大)雨定量降水預報(QPF)技術之不足(Olson et al. 1995)，世界各先進國家之氣象研究與作業單位已將暖季對流降水預報之改善，列為未來十年的主要工作之一(Shapiro and Thorpe 2002)。Carbone et al. (2002；文後簡稱 CTA)以雷達資料分析，發現美國大陸地區之暖季對流降水，若在南北向做平均並顯示於時間—經度剖面中，可看出降水事件隨時間具有明顯的東移特性。特別的是，這些事件的尺度遠較個別對流系統(例如飆線或中尺度對流系統[MCS])為大，甚

至可超過 3000 km 與 60 h，因此在降水預報上具有應用的潛力與價值。未來預報模式若能適當掌握這些降水事件東移的機制，則可望能更大幅度地改善暖季定量降水預報。

在東亞地區，陳與王(2002)與 Wang et al. (2004，文後簡稱 WCC)使用 1998-2001 年 5-8 月之日本 GMS 衛星資料，分析 20°-40°N, 95°-145°E 之對流(與降水)氣候特徵，並與 CTA 之結果相比較。他們發現，衛星資料亦足以辨認暖季對流降水事件，且具有類似之東移特性。深對流主要在青藏高原東側(100°E 附近)開始發展，並有明顯日夜變化，對流發展後東移，部份事件之尺度超過 2500 km 與 40 h。統計特徵則與北美者相近，大部份移速介於 7-30 m s<sup>-1</sup>，重現頻率在每日 1 次以上較大事件(≥ 620 km 與 11.6 h)之平均移速則為 15.6 m s<sup>-1</sup>。在 7-8 月之盛夏時，太平洋高壓增強則使 120°E 以東之對流活動明顯受到抑制，降水事件之東移特性不顯。

由於陳與王(2002)與 WCC 之分析區域涵蓋 20°-40°N 之東亞陸地與西北太平洋，隨海陸不同，對流(與降水)之特性亦有差異(例如 Murakami 1983, Meisner and Arkin 1987, Hendon and Woodberry 1993)。該區域之南北跨度亦達 20°而同時包含副熱帶與中緯度地區，春夏轉換時因太平洋高壓脊與南亞高層反氣旋北移，進入夏季季風型態(例如 He et al. 1987, Kuma 1988)。同一時期，高層噴流北移，並有熱帶系統由計算區域南側移入(Kato 1985；1989, Lau and Li 1984, WCC)。因此，5-6 月梅雨季與 7-8 月盛夏時之對流移行特性可能不同，且此季節轉換對不同緯度帶對流特性之影響亦可能有所差異。所以，有必要針對 WCC 計算區內的不同區域，進一步

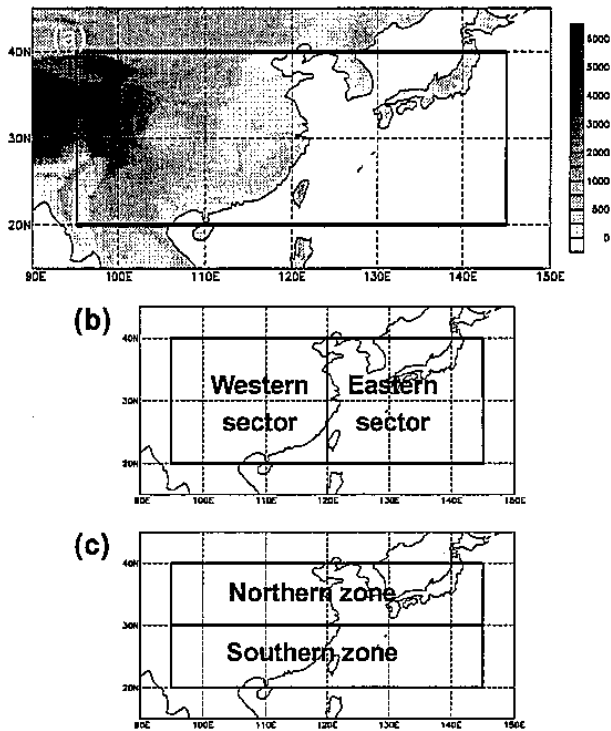


圖 1 本研究所用之(a)全計算區(20°-40°N, 95°-145°E, 如粗實線所示)與地形分佈(m, 灰階), (b)東西兩半部, 及(c)南北兩緯度帶分區示意。

探討對流降水事件特性之變異度, 此即本研究之目的。隨後, 本文將 WCC 之研究區域劃分為東西兩半部, 以探討海陸間之差異; 另外亦劃分為南北兩個緯度帶, 以探討不同緯度帶對流事件特性之變異。

### 三、資料與分析方法

本文使用資料與 WCC 者相同, 為東亞地區 1998-2001 年 5-8 月之 GMS 紅外線(雲頂)黑體亮度溫度, 以  $1024 \times 1024$  個像素表示, 時空解析度則為 1 h 與 5 km。分析方法亦沿用 WCC, 但原始計算區域(20°-40°N, 95°-145°E (圖 1a) 分為東西(或海陸)兩半部(以 120°E 為界, 如圖 1b)以探討海陸差異; 分為南北兩帶(以 30°N 為界, 如圖 1c)以探討緯度差異。計算時各分區先等分為數百個寬度為 0.1°之南北向窄帶, 每個窄帶內所有像素之雲頂溫度平均後, 可得平均亮度溫度之時間-經度分布。除平均雲頂亮度溫度外, 亦計算如溫度低於 -32°C (或其它門檻值)像素

百分比等的其它參數。之後再利用傅立葉轉換, 進行不同區域對流活動之波譜分析。

在雲頂亮度溫度時間-經度場中對流(降水)事件之辨認, 係利用一個二維的自相關(auto-correlation)函數, 其中一個維度為直線(相同權重), 另一維度則為負餘弦曲線。令此函數依序以 0.2°與 1 h 之間格移經資料格點, 在每個格點上並旋轉直到自相關係數達最大, 並在係數達 0.4 時加以紀錄。此計算結束後, 滿足條件且相連的格點, 則視為同一對流降水事件, 其起始與結束之端點, 即定義事件之經向尺度與延時, 其斜率則為事件東(或西)移之移速, 最後可得所有事件之統計特性。本文所用的二維自相關函數, 其時空尺度分別為 4°與 8 h, 約與個別 MCS 之尺度相符。

表一 1998-2001 年暖季(5-8 月)全區所有  $\geq 3$  h 之東移降水事件在不同重現頻率時之東西向移行距離(km)、延時(h)、及移速( $m s^{-1}$ )門檻值。全區事件並分為西半部(陸地)與東半部(海洋)兩類。最下方列為所有事件平均值, 括弧內為各類事件數。

重現頻率	經向距離與延時			東移速度		
	全區 (2538)	西 (1152)	東 (1206)	全區 (2538)	西 (1152)	東 (1206)
每日一次	620 11.6	280 7.0	356 8.0	14.9	11.1	12.4
每兩日 一次	1009 17.5	554 11.0	693 13.0	16.0	14.0	14.8
每週兩次	1328 22.0	819 15.0	1021 17.0	16.8	15.2	16.7
每週一次	1707 26.6	1213 21.0	1449 23.0	17.8	16.0	17.5
每月兩次	2179 34.3	1599 26.0	1830 30.0	17.7	17.1	16.9
每月一次	2664 39.1	2003 31.0	2562 36.5	19.0	17.9	19.5
所有事件 平均	426 8.6	384 8.2	466 9.0	12.4	11.7	13.1

### 四、對流特性之海陸差異

依圖 1b 所示, 本文先將 WCC 之所有時間-經度二維平均雲頂溫度資料中之對流事件(計算範圍不變, 即 20°-40°N, 95°-145°E), 根據其中點位置, 以 120°E 為準區分為東西兩半部, 以討論海陸差異。表一顯示東移

事件在不同重現頻率時之移行距離(km)、延時(h)、及移速( $m s^{-1}$ )門檻值。此處之重現頻率，係指統計上大於某特定規模事件重複發生之平均頻率。以表一為例，統計四年(1998-2001)暖季(共 492 天)之對流降水事件後，共有 246 個事件移行超過 1009 km，延時則達 17.5 h 以上，因此平均每兩日會出現一個至少達此規模之事件。表一顯示，共 2358 個 $\geq 3$  h 的東移事件中，1152 個中點位於  $120^{\circ}E$  以西，而 1206 個位於以東。東半部事件之平均尺度、延時及移速(466 km, 9.0 h,  $13.1 m s^{-1}$ )均較西半部者為大、長及快(384 km, 8.2 h,  $11.7 m s^{-1}$ )。考慮不同重現頻率時，東半部之尺度與延時門檻值亦均較西半部者稍大，顯示時空尺度較大的事件，較多被區分至東半部。另外，由於兩分區個案數各僅約全區的一半，全區事件在不同重現頻率之門檻值均較兩區者明顯為大。在移速門檻值方面，雖差別不大但亦以東區者之平均移速稍快約  $1-1.5 m s^{-1}$ (表一)，若僅考慮至少達 500 km 與 10 h 之較大事件，其中位移速值(即區分較快與較慢的 1/2 個案之門檻值)亦以東半部者( $16.3 m s^{-1}$ )略大於西半部( $15.2 m s^{-1}$ ，表未示)。這些結果，可能在反應東亞對流降水事件多於陸上開始發展，移行特性在初期一般較弱，而較大事件因移行距離長，中心多位於  $120^{\circ}E$  以東，此特性在使用衛星資料與常受梅雨鋒面影響之情形下，可能更是如此。

WCC 之研究發現，陸上地區對流之日夜變化訊號明顯較強，而海上則在綜觀尺度之活動相對較強，與 Meisner and Arkin (1987)，Hendon and Woodberry (1993)一致。本文此處選取 4 個經度窄帶內資料期間 5 月與 7 月平均冷雲( $< -32^{\circ}C$ )雲量(%)之傅立葉能量波譜示於圖 2，以檢視不同海陸區域對流特性季節轉換之差異。圖中顯示，青康藏高原東部的 100-102 崧，日夜變化與半日訊號(波數 30 與 60)皆為所有經度帶中最顯著者，且一日訊號在 5-7 月更略增強。在穿過四川盆地的 106-108 崧，對流在一日與半日週期之活動明

顯較弱，且在盛夏的 7 月亦不顯著(圖 2b)。在東南丘陵地帶附近的 113-115 崧，5 月時一日與半日訊號亦弱，而以週期 $\geq 5$  天的低頻活動相對較為旺盛，7 月時一日週期之對流增強最為顯著，且綜觀活動亦有增加，應與梅雨活動移至日本等地區有關(圖 2c)。檢視 6 月之結果，可發現一日週期之活動，在 6 月即已明顯增強。在東半部的海洋區，不論 5 月或 7 月，綜觀尺度與更低頻之活動均佔據波譜中的大部分能量，日夜變化不顯(圖 2d)且

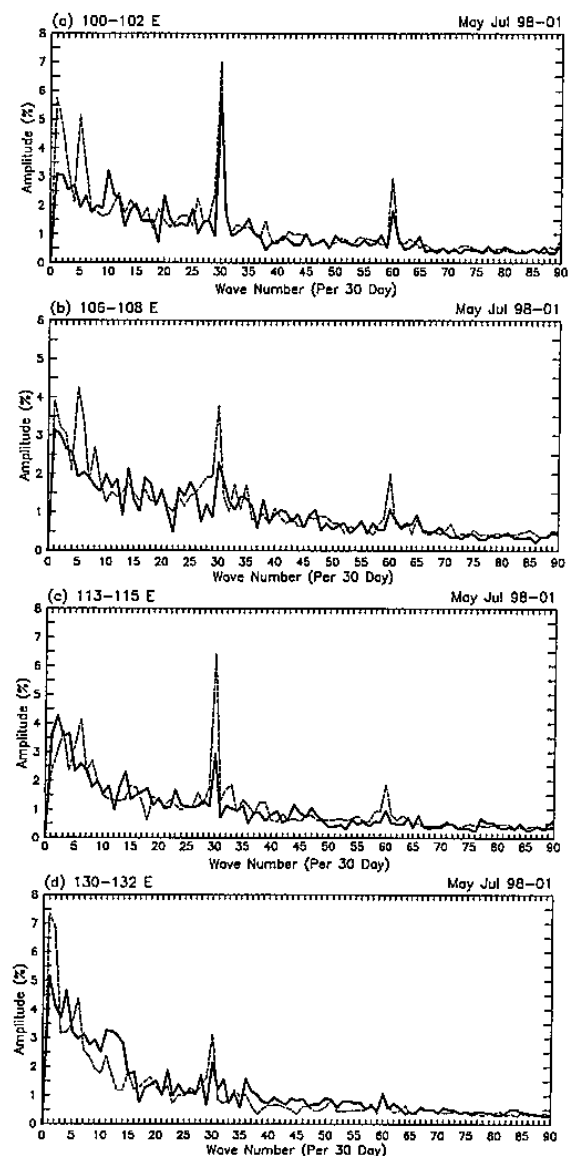


圖 2 1998-2001 年 5 月(實線)與 7 月(虛線)在四個經度窄帶內( $2^{\circ}$ 寬)平均冷雲雲量(低於 $-32^{\circ}C$ 之百分比)之傅立葉能量波譜。(a) 100-102 崧，(b) 106-108 崧，(c) 113-115 崧，及(d) 130-132 崧。

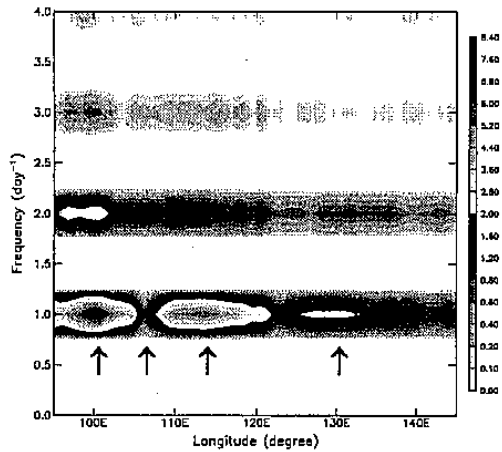


圖3 1998-2001年暖季(5-8月)計算區內平均冷雲雲量(低於 $-32^{\circ}\text{C}$ 之百分比)日夜變化之傅立葉波譜能量(振幅)。箭頭指示圖2的四個窄帶中心位置。

愈向東訊號愈弱，此種特性在海洋地區均頗相似，即區域變異度小(圖未示)。因此，在山區或坡度較大之陸地，大氣環流轉變為夏季風型態後，強烈的地表加熱與局部環流之發展，將主宰對流活動的發展，此點在青康藏高原，即使5月也已十分顯著。

圖3顯示1998-2001年暖季計算全區內各經度帶平均冷雲雲量日夜變化之傅立葉波譜振幅(即能量)分佈，可分析週期在一日以內之對流活動特性，圖中並標示圖2中所用的四個窄帶之中心位置。圖中可見，一日與半日週期之對流活動在陸上的確均較海上活躍，但如前述，一日週期之活動亦在特定的經度範圍明顯減弱，特別是在 $114^{\circ}\text{E}$ 與 $122^{\circ}\text{E}$ 附近。在 $114^{\circ}\text{E}$ 附近更因一日週期活動之振幅減至較半日週期者更弱，使對流在此區，一日間有兩個頻率高峰。造成此一現象之成因，其實與前述對流降水事件之東移關聯密切。以尺度較大之事件而言，其平均移速接近 $15\text{ m s}^{-1}$ ，即每日之東移距離約 $1300\text{ km}$ ，約略與上述第1與第3窄帶之距離相當(約 $13^{\circ}$ )，因此，若對流在1700 LST於青康藏高原東側開始發展並東移，移至四川盆地附近時恰約次日之0500 LST，再移至大陸東南山區時又約為1700 LST。換言之，青康藏高原與東南山區對流之移行相位與夏季正常之日

夜變化一致，因此加強一日訊號；反之，在四川盆地附近之背風處，兩者相位恰相差 $12\text{ h}$ ，導致每日兩次之高峰值，並使半日訊號加強而一日訊號減弱。

### 五、對流特性之緯度差異

若將原始的計算區域依圖1c，以 $30^{\circ}\text{N}$ 為界劃分為南北兩帶，則可以第三節所述方法，僅使用較低或較高緯度帶，得到不同的兩套各變數時間—經度分佈，以及兩套對流降雨事件統計特性，並互相比較。在平均雲頂亮度溫度方面，結果顯示在5-6月之梅雨期，不論南北兩帶之對流均具向東移行之特性，且以較高緯度帶較明顯，且事件亦較具有組織性；太平洋高壓在6月下旬的增強，其抑制海上對流之作用則主要侷限在較南緯度帶內(圖未示)。7月時較高緯度帶內事件之組織性亦有下降，但仍具明顯之東移特性；反觀較南緯度帶，所有對流幾乎均向西移而

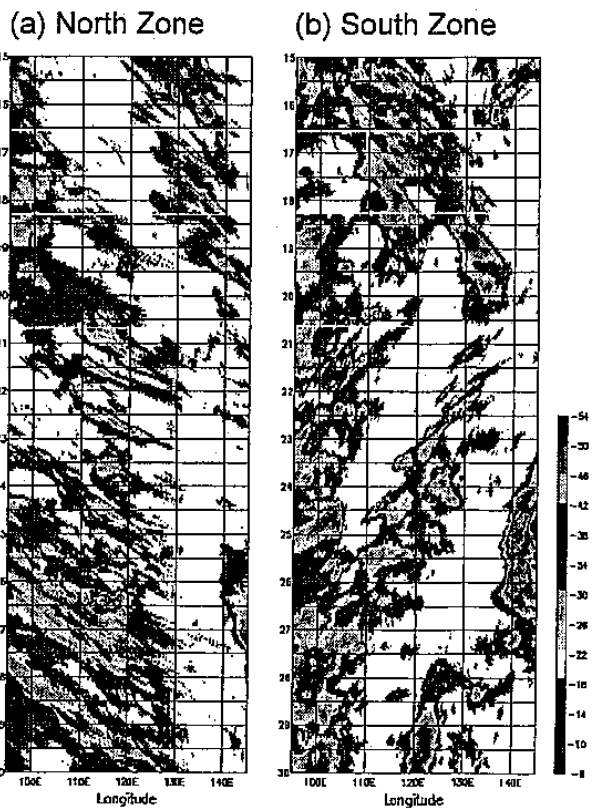


圖4 2001年7月15-29日(a)較高緯度帶與(b)較低緯度帶內之平均雲頂亮度溫度( $^{\circ}\text{C}$ )之時間—經度二維分佈。

非東移，顯示絕大多數為由計算區南側進入之熱帶系統。圖 4 即比較兩緯度帶在 2001 年 7 月下半月之結果，上述之差異清晰可辨。8 月時之特徵大致維持不變，但接近下旬時事件之東移特性又有重新增強之趨勢。此一季節變換之過程，在各年的暖季均有相似特性(圖未示)。

表二 同表一，但事件分別使用較低(南)緯度帶(20°-30°N)與較高(北)緯度帶(30°-40°N)兩類分別計算、統計、及顯示。使用全區所得事件則與表一所示者相同。

重現頻率	經向距離與延時			東移速度		
	全區 (2538)	南 (1925)	北 (2349)	全區 (2538)	南 (1925)	北 (2349)
每日一次	620 11.6	393 9.0	729 14.0	14.9	12.1	14.5
每兩日 一次	1009 17.5	635 13.0	1193 20.0	16.0	13.6	16.6
每週兩次	1328 22.0	867 17.0	1558 26.0	16.8	14.2	16.6
每週一次	1707 26.6	1214 22.0	2145 33.0	17.8	15.3	18.1
每月兩次	2179 34.3	1607 29.5	2683 41.0	17.7	15.1	18.2
每月一次	2664 39.1	2046 36.0	3379 47.0	19.0	15.8	20.0
所有事件 平均	426 8.6	326 7.9	508 9.7	12.4	9.9	13.9

表二與表一相似，但為使用南、北兩緯度帶分別得到 $\geq 3$  h 之東移事件統計結果，並與使用全區所得者相比較，因此各類的個案數並不相同。當僅用較高緯度帶作為計算區時，統計共有 2349 個對流降水事件，較僅使用較低緯度帶者(1925 個)明顯為多，且所有個案之平均移行距離、延時及移速(分別為 508 km、9.7 h 及  $13.9 \text{ m s}^{-1}$ )均較南區者(326 km、7.9 h 及  $9.9 \text{ m s}^{-1}$ )為大、長及快。在不同重現頻率時，北區之時空尺度門檻值亦均明顯較南區者為大，約為後者的 1.3-1.9 倍之間。若加入全區之統計結果一起比較，可發現在事件的時空尺度方面，均為北區大於全區，且全區又大於南區者。比較不同重現頻率時事件東移移速門檻值，則亦以較高緯度帶之事件移速( $\geq 14.5 \text{ m s}^{-1}$ )均較較低緯度帶者

( $\geq 12.1 \text{ m s}^{-1}$ )為快。另外，當重現頻率低於每週兩次(更為稀有)時，北區之移速門檻值亦較全區者為高(表二)，反之則未必盡然。上述之結果顯示，較高緯度帶(30-40°N)內事件之組織性與東移特性，明顯較較低緯度帶(20-30°N)者最強，平均而言，每月會有一次事件移行尺度達 3300 km 而延時超過 45 h (表二)，此一現象與文前討論圖 4 時之結論相符。另外，比較南北兩區事件之移行距離—延時之 xy 散佈圖，亦可得到相似結果(圖未示)。

## 六、討論與總結

本文使用 1998-2001 年 5-8 月日本 GMS 衛星逐時紅外線雲頂(黑體)亮度溫度資料，分析東亞地區(20°-40°N, 95°-145°E)之暖季對流現象。結果顯示，對流活動在不同頻率(包括週期大於或小於一日)波段之分佈，以及東移對流降水事件之統計特性，在東亞地區均有相當明顯的區域變異度，特別是在陸上地區。青康藏高原東側與東南丘陵一帶，對流東移之相位與原本之日夜變化(最大值約在 1700 LST)一致，因此增強一日週期之活動；在兩區間的四川盆地附近，則因對流移行相位與熱力驅動者恰相差約 12 h，使半日週期活動之能量增大，一日週期者減小。另外，大氣中最明顯具有半日週期之現象為氣壓半日波，但對於深對流的激發，並不扮演任何重要角色，影響可說微乎其微，但本研究以傅立葉分析之結果顯示，任何地區的對流或多或少均具有半日週期之能量。其原因可能部分亦源自於傅立葉分析之必然特性，亦即雖在平均日夜變化中主要的激發機制週期確為 24 h，但一旦其曲線與完美正弦(或餘弦)曲線有所差異，則在轉換後必然衍生出頻率較高項，亦即半日波、1/3 日波等。可能導致此種不對稱差異之現象，包括對流可快速發展，但後期高層雲則緩慢消散，及其它局地現象等。因此，儘管計算結果顯示具有半日週期之能量，並不必然代表大氣中即有相對應之機制，促使對流產生半日震盪現象，故

而對於結果的詮釋，亦應更為小心。

總結而言，本文之主要結果可歸納為下列數點：

- 1) 較高緯區(30°-40°N)對流事件之時空尺度較低緯區(20°-30°N)者為大，平均之東移特性亦強，且此特性在盛夏的7-8月亦十分明顯。較低緯區內之對流在盛夏時因受副熱帶高壓增強影響，海上對流受到抑制，且大多數為源自熱帶之西移個案。
- 2) 海陸差異分析顯示，陸上(西半部)對流在5-8月之季節轉換主要在日夜變化訊號振幅之增大，而海上(東半部)則以綜觀尺度活動逐漸減少為主。
- 3) 東亞陸上暖季對流之特性，亦具有明顯之區域變異度，日夜變化訊號在青康藏高原東側最強，在大陸東南丘陵地帶由6月開始亦漸明顯。兩區之間的四川盆地，則日夜訊號最弱而有相對較強之半日訊號，因此對流在清晨與午後時段均有較高頻率，其原因應與對流系統由上游東移密切關聯。反觀海上，對流活動之一日與半日訊號均較陸上者明顯為小，區域變異度亦小。

誌謝 作者感謝氣象局提供原始衛星資料，本研究在國科會計畫編號 NSC 92-2111-M-002-006 與 NSC 92-2111-M-002-017 支援下完成。

#### 參考文獻

- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. Ahijevych, S. B. Trier, 2002: Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2033-2056.
- He, E., J. W. McGinnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effects of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1994.
- Hendon, H. H., and K. Woodberry, 1993: The diurnal cycle of tropical convection. *J. Geophys. Res.*, **98**, 16623-16637.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-35.
- , 1989: Seasonal transition of the lower-level circulation systems around the Baiu front in China in 1979 and its relation to the northern summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 737-750.
- Kuma, K., 1988: The role of the equatorial heat sources in the western Pacific Ocean on the onset of the Asian summer monsoon of 1986. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 399-417.
- Lau, K.-M., and M.-T. Li, 1984: The monsoon of the East Asian and its global associations survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 114-124.
- Meisner, B. N., and P. A. Arkin, 1987: Spatial and annual variations in the diurnal cycle of large-scale tropical convective cloudiness and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2009-2032.
- Murakami, M., 1983: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. Part I: Diurnal cycle. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 60-75.
- Olson, D. A., N. W. Junker, and B. Korty, 1995: Evaluation of 33 years of quantitative precipitation forecasting at the NMC. *Wea. and Forecasting*, **10**, 498-511.
- Shapiro, M. A., and A. J. Thorpe, 2002: The observing system research and predictability experiment (THORpex). Proceedings, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 29-31 October, Tokyo, Japan, 1-12.
- Wang, C.-C., J. T.-J. Chen, and R. E. Carbone, 2004: A climatology of warm season cloud pattern over East Asia based on GMS Infrared brightness temperature observations. (accepted by *Mon. Wea. Rev.*)
- 陳泰然與王重傑，2002：東亞地區暖季降水事件之氣候特徵與預報應用。天氣分析與預報研討會論文集編，10月17-18日，台北，25-30。