

五、六月東亞與西太平洋地區 中緯度與副熱帶之交互作用

陳泰然

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國八十二年五月二十八日收稿；中華民國八十二年八月一日定稿)

摘 要

本文利用1981~1986年5月~6月NMC分析之 $48^{\circ}S \sim 48^{\circ}N$ 範圍內 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 經緯度網格資料，以研究梅雨季東亞哈德里胞環流與中緯度西風帶之年際變化，並探討梅雨區哈德里胞上支氣流科氏加速與中緯度西風帶強度之關連。

結果顯示，在不同時段之時間平均環流裡，不論在中緯度西風噴流入區之最大西風加速區或梅雨區內最大科氏加速區，科氏加速項對西風加速項均有很大貢獻，甚或大於西風加速項，顯示在某些平均時段裡中緯度地區緯向動量之瞬變渦流通量輻散不容忽略。在各不同時段的平均裡，不論在最大西風加速區或最大科氏加速區之科氏加速項，均與梅雨區之科氏加速項呈明顯正相關，即梅雨區之對流所產生之高層輻散外流強（弱），則哈德里胞亦強（弱），亦即梅雨區對流之輻散外流強度，透過局部哈德里胞以影響中緯度西風帶之變化。此外，並發現對流活躍之鋒面較不活躍之鋒面，具有較強之高層輻散外流，因而具有較強之局部哈德里胞環流與對中緯度西風帶較大之影響。

關鍵詞：科氏加速，局部哈德里胞，梅雨區，西風加速區

一、前 言

梅雨鋒面可視為一對流活躍之大尺度系統，對流伴隨之大量潛熱釋放與高層輻散外流，影響夏季東亞地區之環流（例如：Chen, 1983, Ninomiya and Murakami, 1987; Tao and Chen, 1987; Tsay and Chen 1980）。基本上梅雨鋒及東西向季風槽，在地面上呈現近似滯留狀態，其平均位置在五月中旬至六月中旬約由日本南方海面附近向西南延伸經台灣至華南，並隨季節向北移動，在中國大陸地區初夏位於華南沿海至七月已移至長江流域。雲帶內常伴隨中尺度對流系統導致豪雨及暴洪，影響梅雨季之日本、台灣及中國大陸。伴隨此天氣現象之最重要理由似因梅雨鋒面系統為一中緯度及熱帶混合系統，其特徵部份近似滯留鋒，部份近似ITCZ。研究結果及綜觀天氣經驗均顯示，東亞梅雨發展具有顯著之年際變化（例如：曲，1981；徐與紀，1974；陳，1981；Chen 1983；Chen and Jou, 1986；Chen et al., 1987；Ninomiya and Mizuno, 1987）。

在台灣梅雨季之環流特徵及年際變化研究裡（陳，1987；Chen and Jou, 1986；Chen et al., 1987），結果顯示季風低壓與梅雨鋒面區之對流產生之高層輻散外流，顯然構成東亞區域性哈德里胞環流之上支由南向北非地轉氣流。由梅雨區輻散分流軸向中緯度之高層顯著輻散流顯示，副熱帶梅雨活動可能影響中緯度之環流系統。陳與周（1988）利用1981～1984年5～6月綜觀天氣圖、衛星雲圖與美國國家大氣研究中心（National Center for Atmospheric Research；NCAR）網格點資料，分析伴隨梅雨鋒面之大尺度環流結構與不同性質鋒面系統間之大尺度環流差異。結果發現，決定個別鋒面系統位置偏北或偏南之因子為環流強度與位置而非季節，偏南與偏北鋒面分別由中緯度與低緯度環流主宰。對流活躍之條件為低對流層源自孟加拉灣之較強西南氣流，較不活躍者則伴隨太平洋高壓環流之東南或西南氣流。此外發現鋒面低壓穩定者中緯均有阻塞，不穩定者則大部分無阻塞；鋒面東西走向者亦均有阻塞且太平洋高壓與季風低壓均較強，東北—西南走向者則無此特徵。陳與周（1989）利用NCAR網格點資料，分析1975-1984年台灣梅雨期（5月16日—6月15日）大尺度環流之剖面結構，並探討其年際變化與梅雨活躍度之相關。結果顯示，副熱帶太平洋高壓之強度與位置，為決定台灣梅雨活躍度之先決條件。而中緯度冷空氣南侵以維持梅雨鋒面，為決定梅雨活躍度之必要條件。東亞梅雨區（ $20\sim 30^{\circ}\text{N}$ ， $100\sim 130^{\circ}\text{E}$ ）哈德里胞在梅雨顯著時較強，顯示該時有較強之中低緯度交互作用。

1979年為FGGE年，學者們利用該年資料從事各種天氣現象之研究特別踴躍，有關東亞梅雨問題之研究亦不例外。例如：Murakami and Ding（1982）研究該年夏初歐亞大陸風場與溫度場變化，Luo and Yanai（1983）則研究青藏高原對低對流層環流之影響。Murakami and Huang（1984）分析導致大陸梅雨降水之低壓擾動之形成與演變過程，而Kato（1985）則研究該年5月底梅雨鋒結構驟變之特徵。此外，Murakami（1984）更利用同步衛星IR資料，分析東南亞對流雲帶之北移、梅雨鋒對流雲帶之形成及西太平洋ICTZ之北移，而Ninomiya and Muraki（1986）則分析該年梅雨季東亞大尺度環流與梅雨系統演變之關連。

由上述這些研究結果，顯見東亞及西太平洋地區中緯度與副熱帶環流系統在梅雨季有顯著的交互作用，中緯度的斜壓過程影響梅雨鋒面系統的形成、演變與活躍度，而梅雨鋒面系統所伴隨對流之高層輻散外流亦影響中緯度環流。在冬季，不論是逐日之短期變化或是在時間平均裡，這種中低緯度之交互作用均極顯著。個案研究顯示，在冬季東亞及西太平洋地區之短期變化裡（Chang and Lau, 1980; 1982; Lau et al., 1983），寒潮爆發使熱帶區之對流活動增強，對流之高層輻散外流則增強局部哈德里胞，此增強之哈德里胞則使中緯度或副熱帶噴流增強。Chang and Lum（1985）發現此種中低緯度交互作用亦發生在冬季颱風所伴隨對流活動之高層輻散外流，中緯度噴流強度之逐日變化顯然與颱風對流息息相關。冬季時間平均環流的研究結果（Blackmon et al., 1977; Lau, 1978）顯示，東亞與北美之中緯度噴流入區之西風動量渦流通量輻合很小，該區之強烈空間加速（向下游），乃由平均經向熱力直接環流哈德里胞高層極向非地轉風之柯氏加速來維持。本文主要目的在於探討東亞地區春末夏初之梅雨季，這種時間平均之中低緯度交互作用，分析梅雨對流區高層輻散外流與局部哈德里胞以及中緯西風帶強度之關連。

二、資料與分析

利用1981～1986年5～6月NCAR所存美國國家氣象中心（National Meteorological Center;

NMC) 分析之 $48^{\circ} \text{S} \sim 48^{\circ} \text{N}$ 範圍內 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 經緯度網格資料，以探討每半月之環流演變及台灣梅雨季 (5月16日-6月15日) 之環流特徵。為探討梅雨鋒面對流活動對中緯度西風帶強度之影響，曾分析 $100 \sim 120^{\circ} \text{E}$ 範圍之熱帶 ($10 \sim 20^{\circ} \text{N}$) 與副熱帶 ($20 \sim 30^{\circ} \text{N}$) 200 hPa 南來輻散分量風場與中緯度區 ($30 \sim 40^{\circ} \text{N}$) 200 hPa 旋轉分量西風之區域平均間之關連，發現5月上半月之哈德里胞與中緯西風之強度變化呈明顯正相關，兩者相關性隨時間減小至6月下半月。為探討局部哈德里胞科氏加速對中緯度西風加速之貢獻，亦曾分別分析西風噴流入區最大西風加速區之西風加速項與科氏加速項之關係，以及梅雨對流區之經度範圍內最大科氏加速區之科氏加速項與梅雨對流區科氏加速項之關係。此處梅雨對流區 (或稱梅雨區) 係指 $20 \sim 30^{\circ} \text{N}$, $100 \sim 130^{\circ} \text{E}$ 範圍，因該區為5-6月華南與台灣地區梅雨鋒面及伴隨之對流活動主要發生區域。時間平均之緯向動量方程式可寫成下式：

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \underbrace{-\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}}_{(A)} - \underbrace{\bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}}_{(B)} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u}'^2}{\partial x}}_{(C)} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u}'v'}{\partial y}}_{(D)} + f(\bar{v} - \bar{v}_g) = 0 \quad (E)$$

式中符號均為慣用者，(A)項與(B)項為(平流)加速項，(C)項與(D)項為瞬變渦流通量項，(E)項為科氏加速項。Blackmon et al. (1977) 與 Lau (1978) 分析北半球冬季環流，發現(C)項與(D)項約比(A)項小3倍，且與(A)項同號。本文僅計算(A)項與(E)項，並以旋轉分量西風近似(A)項之西風分量。比較(A)與(E)項結果，發現在噴流入區之最大西風加速區，科氏加速項對西風加速項之貢獻可因不同時間平均(半月、梅雨季、5月、6月、5~6月)而不同，但均有很大貢獻，甚或大於西風加速項。分析 $100 \sim 130^{\circ} \text{E}$ 範圍內最大科氏加速區之科氏加速項對西風加速項之貢獻，亦有類似發現，在某些時段之平均裡甚或出現有西風減速之情況。此表示在5、6月之某些時段，代表緯向動量之瞬變渦流通量輻合之(C)(D)項不容忽略，亦即梅雨期與冬季中緯度時間平均之西風動量維持機制有時可有不同。因資料之隨機誤差在長時間平均裡應已去除，故所計算的(A)項與(E)項應當可靠，因而此處推論應屬合理。在這方面之分析，本文將注重在探討梅雨區對流產生之高層輻散外流對局部哈德里胞及中緯度西風加速之貢獻，故分析不同區域間科氏加速(E)項之相關。

三、平均環流之特徵

圖1為850 hPa 5-6月間每半個月平均之氣流函數與旋轉分量風場之分佈。主要環流系統包括：副熱帶高壓脊、印度季風低壓及梅雨鋒面。華南梅雨鋒面由1000 hPa位置(圖未示)往上海北傾斜，以及南海副熱帶高壓脊之向上向南傾斜，在靜力上均與該區溫度南高北低之分佈一致。梅雨鋒面北側移動性冷高壓之路徑，則顯現為該區之脊線，並隨時間北退。5月上半月，南海北部為由伴隨副熱帶高壓環流之盛行西南氣流主宰。5月下半月，印度季風低壓增強且範圍向東擴展，此時南海之副熱帶高壓脊南移，致使源自孟加拉灣之西南氣流可深入南海西部及華南。如此，華南和台灣之梅雨季與南海夏季西南季風開始之時間同時發生於5月下半月。6月上半月梅雨鋒位於華南、東海及日本南方海面，南海及華南均盛行西南氣流。6月下半月，南海西南季風內之低壓槽似較長江流域之梅雨鋒/槽更為明顯。圖2為850 hPa 5-6月間每半個月平均速度位與輻散分量風場之分佈。各期氣流均向婆羅洲附近之主中心及印度季風低壓區之副

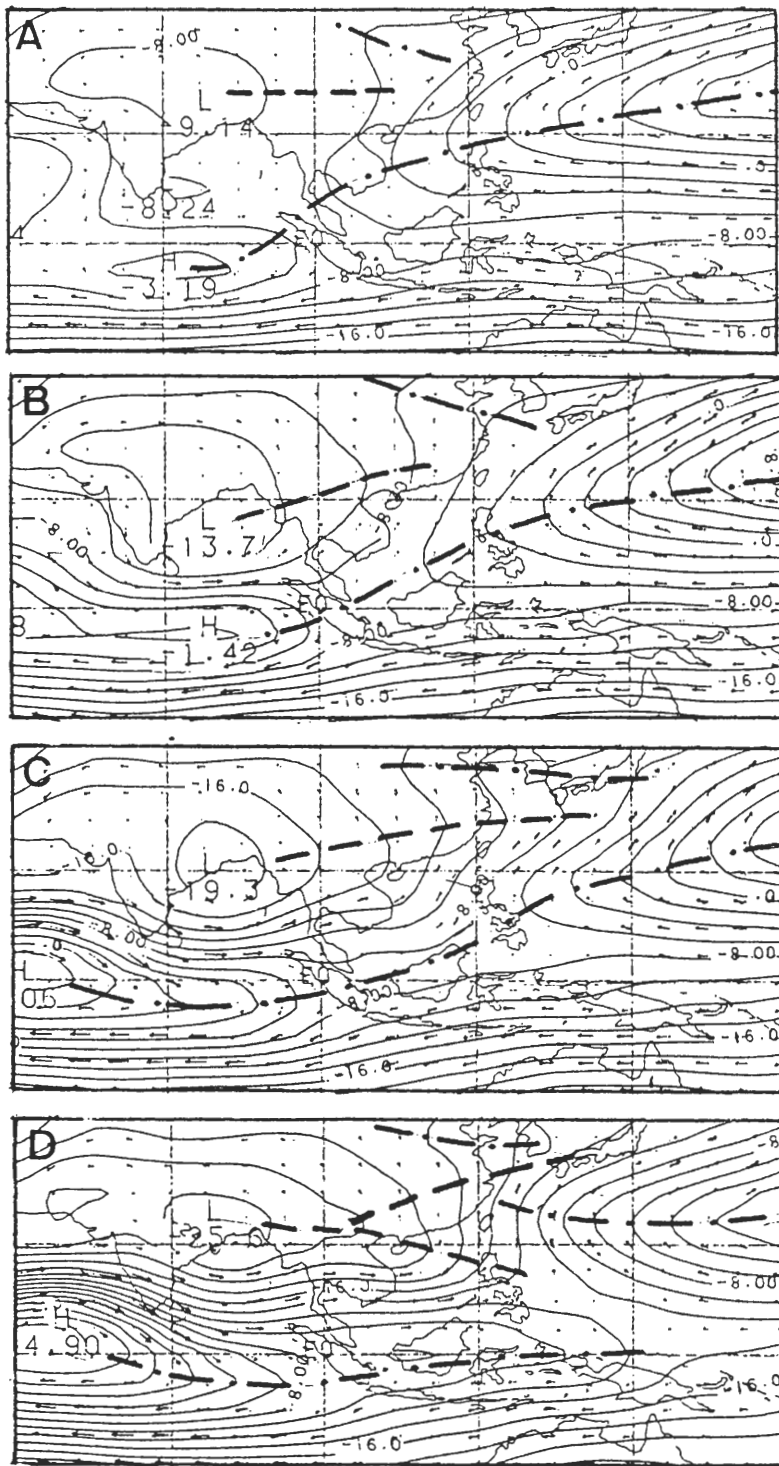


圖1 1981-1986年(a) 5月上半月 (1-15日), (b) 5月下半月 (16-31日), (c) 6月上半月 (1-15日) 與 (d) 6月下半月 (16-30) 850 hPa等氣流函數線 ($10^6 m^2 s^{-1}$) 與旋轉分量風場 (箭頭) 之分佈。粗虛線與粗點虛線分別為槽脊線, 等氣流函數線以 $2 \times 10^6 m^2 s^{-1}$ 為間距。

中心與其連線主軸輻合，華南及台灣梅雨區（ $20\sim 30^{\circ}\text{N}$ ， $100\sim 130^{\circ}\text{E}$ ）與南海北部之北來輻散氣流，由5月上半月至6月上半月增強，6月下半月則減弱。

200 hPa 5-6月間每個月平均氣流函數與旋轉分量風場之分佈，如圖3所示。5月上半月，東西走向之脊線約位於 10°N 之南海、孟加拉灣與阿拉伯海之上。此脊線隨時間逐漸北移，於6月下半月已移至約 25°N 。5月上半月之高壓中心約位於中南半島東部，之後向西北方向移動，至6月下半月已移至印度季風低壓區。此時，相當正壓之季風環流已然建立，低層之季風低壓之上為高層反旋式高壓環流中心。此段時間，西風帶隨時間北退並減弱，且梅雨區在各期之分流型式，均極明顯，此種高層之分流為梅雨區對流發生之有利環流條件。圖4為200 hPa 5-6月間每半個月平均速度位與輻散分量風場之分佈。5月上半月，輻散氣流有兩個中心，一在南海，另一在新幾內亞附近。5月下半月之後，由南海中心主宰，而新幾內亞附近之中心消失。此段期間，梅雨區及南海北部南來輻散氣流與低層北來輻散氣流同時增強，顯示梅雨區之局部哈德里環流，似可因梅雨區對流活動而增強。

圖5為台灣梅雨季（5月16日－6月15日）各層之大尺度平均環流分佈。1000hPa之梅雨鋒面，由西太平洋向西南西伸展，經巴士海峽至華南。鋒面南側之南海北部，由西南氣流主宰，此係伴隨印度季風低壓環流且源自孟加拉灣之西南季風。而南海南部，則由伴隨太平洋高壓環流之東北信風主宰。位於韓國與日本之脊線，實為梅雨鋒面北側移動性高壓路徑之反應。850 hPa鋒面位於1000 hPa鋒面位置之北側，由東海向西南西伸展至華南，其南側梅雨區及南海則由源自孟加拉灣之西南季風氣流主宰。鋒面北側移動性冷高壓之路徑，在此層亦極明顯。200 hPa高壓中心位於中南半島北部，梅雨區之分流形式明顯。南海在低層西南季風氣流之上，則為微弱東北或西北氣流。

四、中緯度西風加速區與梅雨區之柯氏加速

為探討梅雨區對流活動引發之高層輻散外流對中緯度西風帶之可能影響，首先分析西風帶空間加速之分佈（圖未示），然後在 $20\sim 48^{\circ}\text{N}$ ， $100\sim 130^{\circ}\text{E}$ 範圍內選取具有最大平均西風加速之相鄰6個網格點（南北2點，東西3點），最後確定此6點是否在西風噴流入區，若是則此6點範圍（ 5° 緯度 $\times 10^{\circ}$ 經度）即定義為中緯度西風最大加速區。分析此最大加速區上游（以西）與下游之加速度變化，以及此最大加速區以南各區之南風輻散氣流之向東科氏加速變化。按5-6月間各半月平均環流、台灣梅雨季平均環流，5-6月各月平均環流，分析哈德里胞上支向北非地轉氣流科氏加速項與中緯度西風加速項之關連。結果顯示在各半月平均環流分析裡，西風最大加速區若發生在噴流入區且在梅雨對流區以北，則科氏加速項由南向北增加，對西風加速項之貢獻很大，最小者達55%，某些時段甚或大於西風加速。在梅雨季及5-6月各月平均環流裡，科氏加速項亦均由南向北增加，且在西風最大加速區達最大值，並較西風加速項為大。此再度顯示中緯度之時間平均西風動量（空間）加速之維持機制，在5-6月／梅雨季與冬季可有不同。

為探討梅雨鋒面區產生之對流活動所伴隨之高層輻散外流對局部哈德里胞之貢獻，分析梅雨季及5月上半月與下半月噴流入區最大西風加速區之科氏加速項與該區以南梅雨對流區（ 20

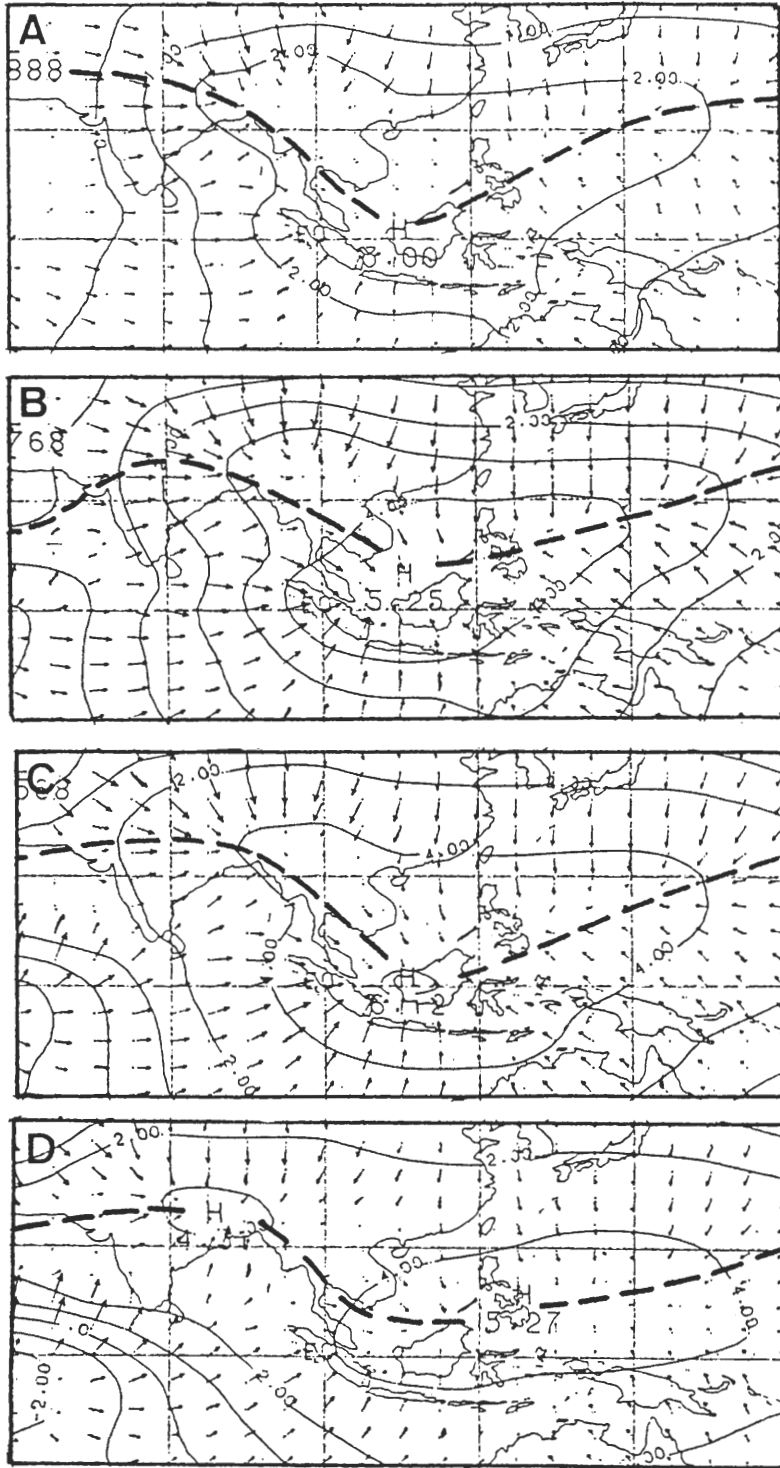


圖2 1981-1986年(a) 5月上半月(1-15日), (b) 5月下半月(16-31日), (c) 6月上半月(1-15日)與(d) 6月下半月(16-30) 850 hPa等速度位線 ($10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 與輻散分量風場(箭頭)之分佈。粗虛線為輻合氣流軸, 等速度位線以 $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 為間距。

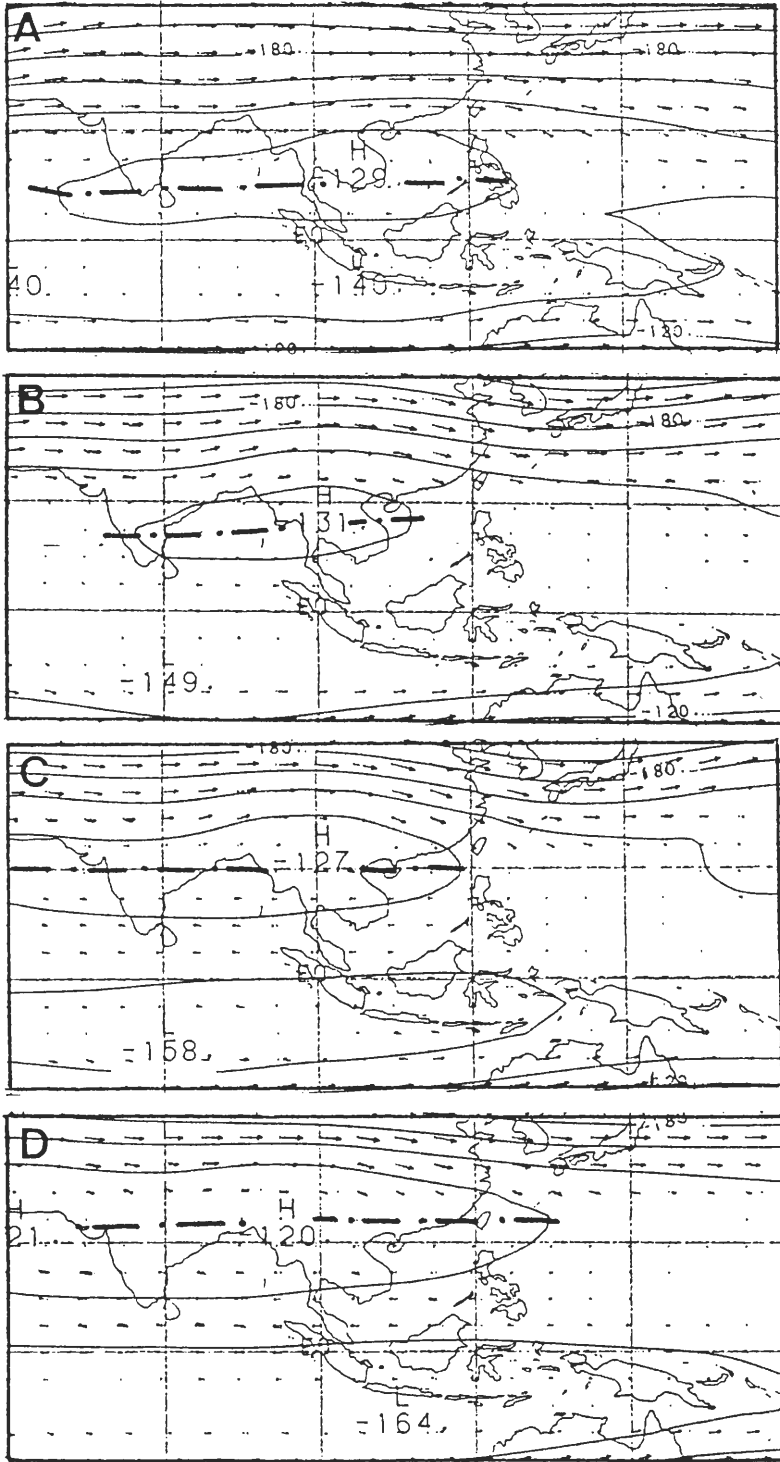


圖3 同圖1，但為 200 hPa。

~30° N) 之科氏加速項年際變化，其他各時段未符合條件，故未列入討論，結果如圖6所示

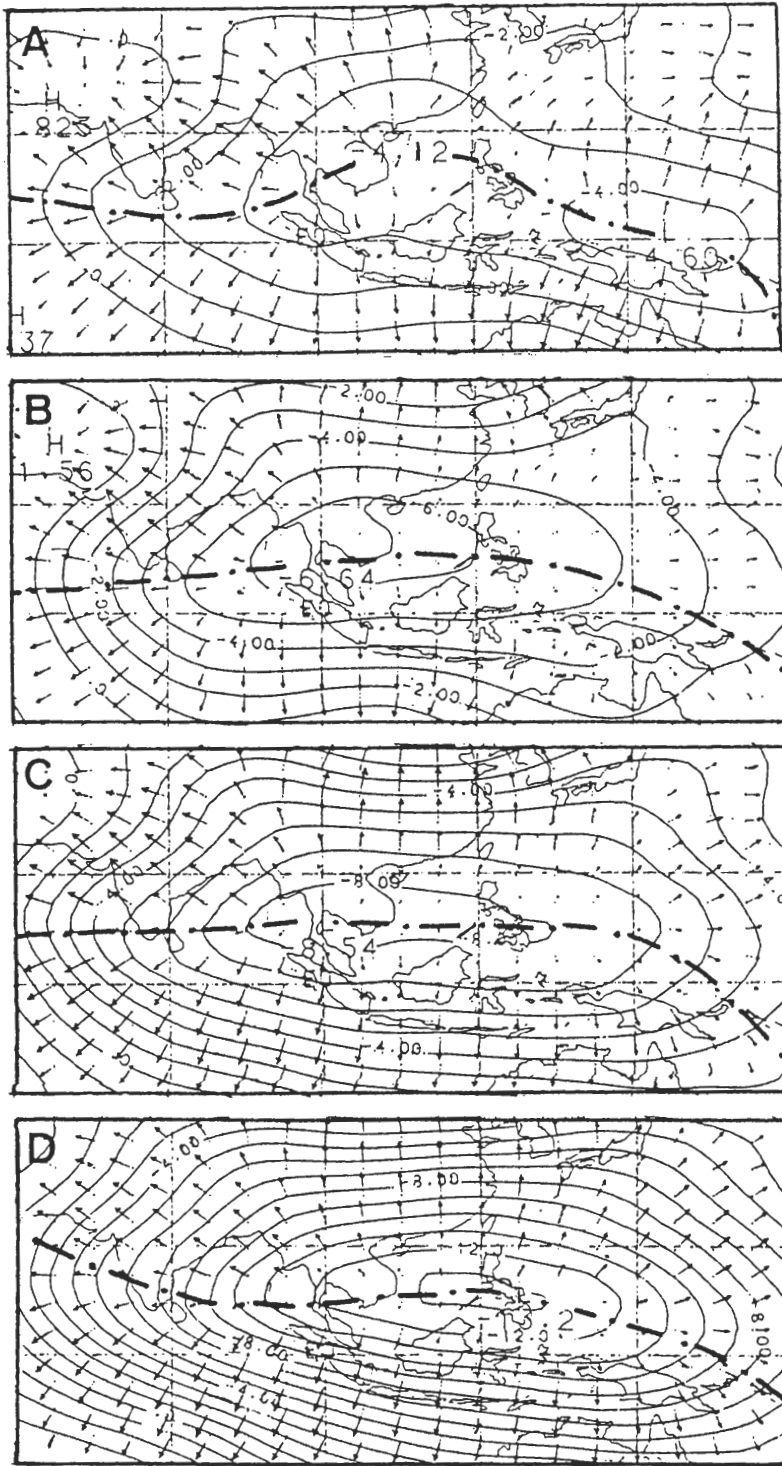


圖4 同圖2，但為200 hPa。

。顯見梅雨季在噴流入區最大加速區之科氏加速均較梅雨對流區之科氏加速為大，且兩者呈現

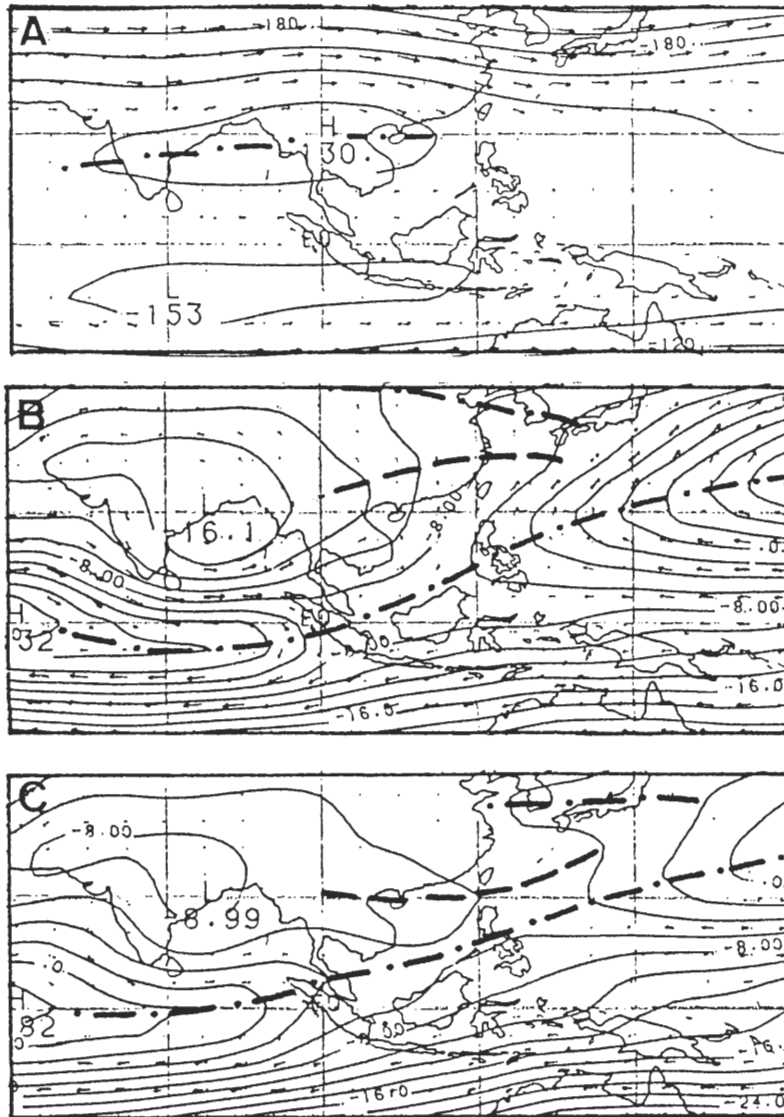


圖5 1981-1986年台灣梅雨季（5月16日-6月15日）(a) 200 hPa，(b) 850 hPa與 (c) 1000 hPa之等氣流函數線（ $10^6 m^2 s^{-1}$ ）與旋轉分量風場之分佈（箭頭）。粗虛線與粗點虛線分別為槽脊線，1000與850 hPa以 $2 \times 10^6 m^2 s^{-1}$ 為間距，200 hPa以 $15 \times 10^6 m^2 s^{-1}$ 為間距。

明顯正相關。此種兩者相對大小與正相關之關係，在5月上半月與下半月之平均環流裡亦極顯然。此種正相關顯示，梅雨區對流所伴隨之高層輻散外流，及透過局部哈德里胞之強度改變影響東亞西風噴流之強度。亦即在時間平均環流裡，梅雨區輻散外流增強時，則哈德里胞亦增強以維持西風噴流之增強。此外，圖內不同時段裡最大西風加速區之科氏加速項之顯著年際變化及其與梅雨區科氏加速項之正相關，顯示東亞西風噴流強度之年際變化與梅雨活動息息相關。

五、最大柯氏加速區與梅雨區之柯氏加速

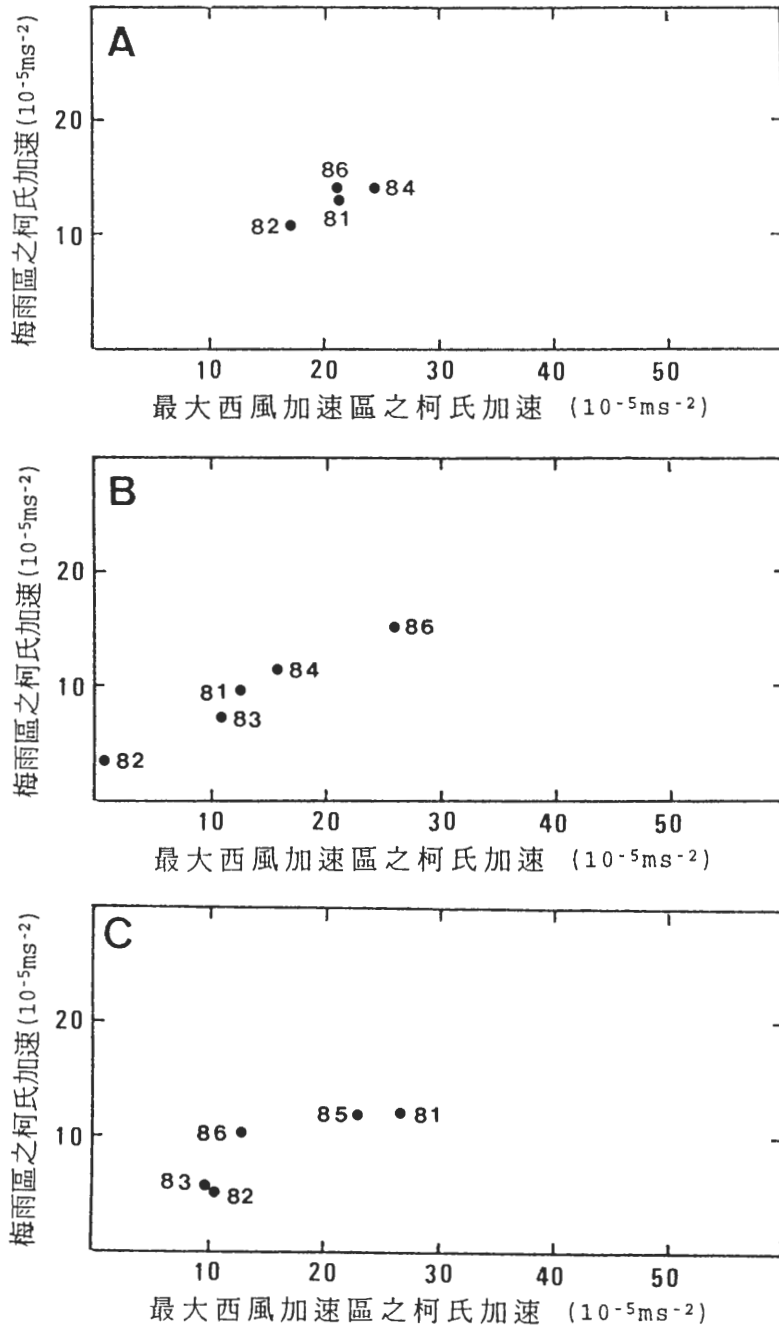


圖6 1981-1986各年(a)台灣梅雨季(5月16日-6月15日)(1983年與1985年未符合條件), (b)5月上半月(1-15日)(1985年未符合條件)與(c)5月下半月(16-31日)(1984年未符合條件)中緯度噴流入區最大西風加速區之柯氏加速(x 軸)與該區以南梅雨對流區($20\sim 30^{\circ}N$)之柯氏加速(y 軸)之關係。數字為年代, 省去千位與百位。

為探討梅雨區之對流活動所伴隨之高層輻散外流對局部哈德里胞之影響, 分析 $100\sim 130^{\circ}E$ 範圍內最大科氏加速區之科氏加速項與該區以南梅雨對流區($20\sim 30^{\circ}N$)之科氏加速項年

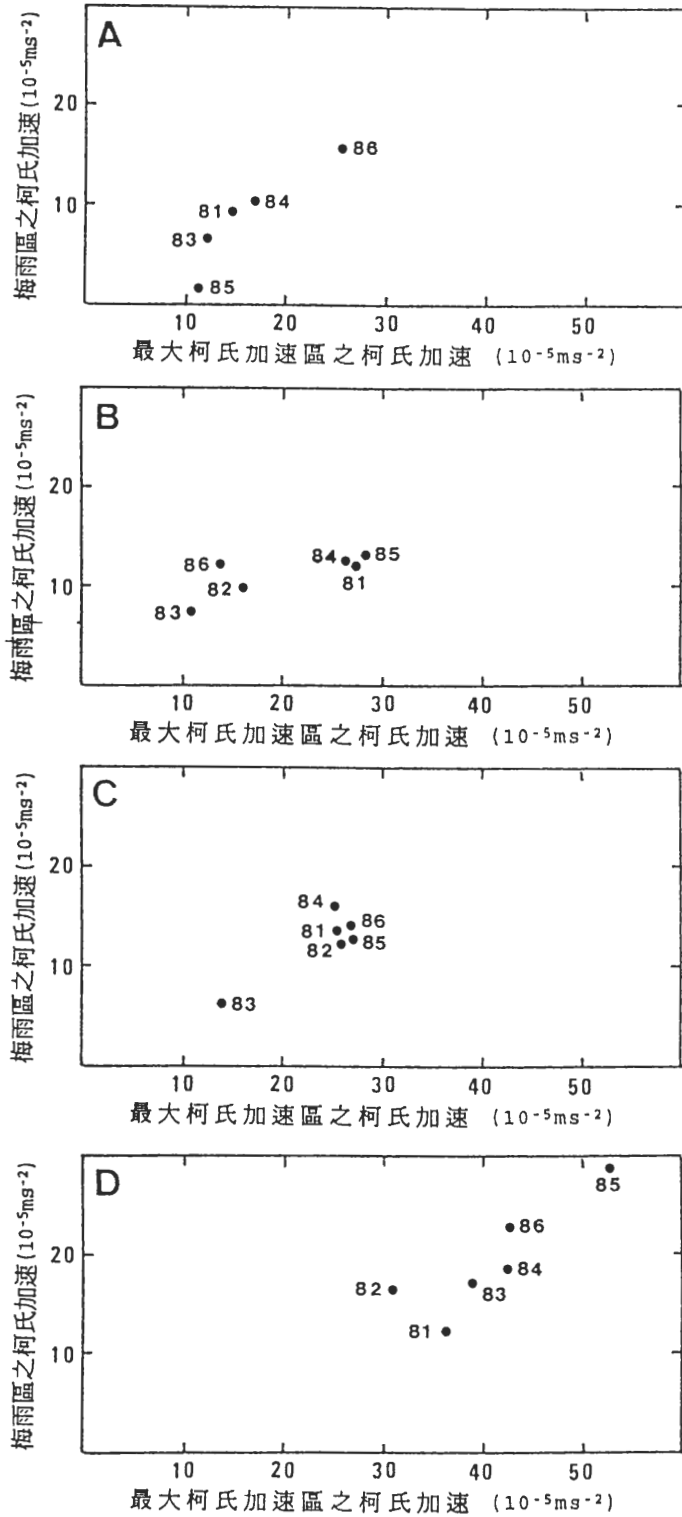


圖7 1981-1986各年(a)5月上半月(1-15日)(1982年未符合條件), (b)5月下半月(16-31日), (c)6月上半月(1-15日)與(d)6月下半月(16-30日)東亞局部哈德里胞內最大柯氏加速區之柯氏加速(x軸)與該區以南梅雨對流區(20~30°N)之柯氏加速(y軸)之關係。數字為年代, 省去千位與百位。

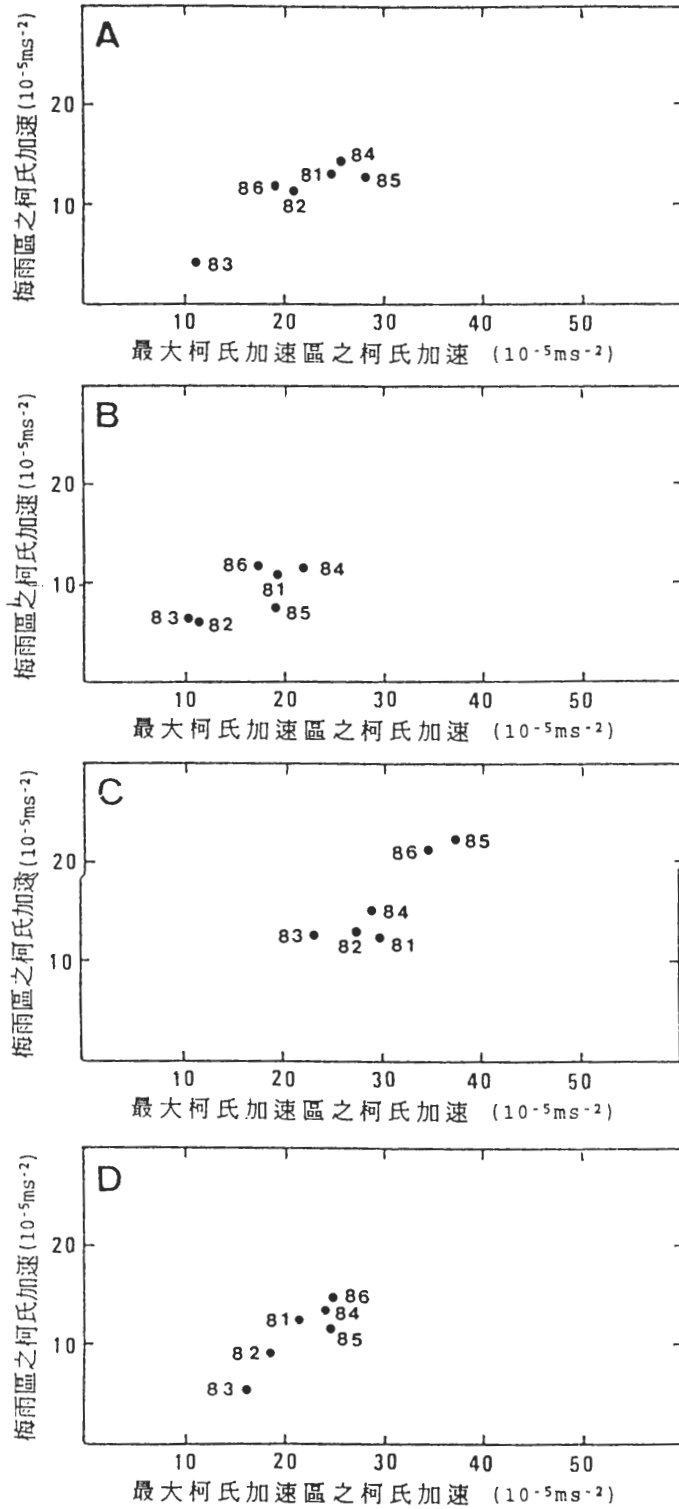


圖8 1981-1986各年(a)台灣梅雨季(5月16日-6月15日), (b)5月, (c)6月與(d)5-6月東亞局部哈德里胞內最大柯氏加速區之柯氏加速(x 軸)與該區以南梅雨對流區($20\sim 30^\circ \text{N}$)之柯氏加速(y 軸)之關係。數字為年代, 省去千位與百位。

際變化，5-6月間各半月平均之結果如圖7所示，梅雨季及5-6月各月及兩個月平均之結果如圖8所示。顯然不論5~6月兩個月之平均或5月、6月及梅雨季（5月16日~6月15日）一個月之平均，均有顯著之年際變化，最大科氏加速區之科氏加速項均較梅雨區之科氏加速項為大，且兩者均呈明顯正相關。5~6月期間每半月之平均，除6月上半月之相關較微弱外，其餘各段期間亦均呈顯著正相關，且年際變化亦極明顯。此種正相關顯示，在5-6月之各不同時段裡，梅雨區之對流活動所伴隨之高層輻散外流直接影響東亞局部哈德里胞之強度，依序地將透過高層南來非地轉風之科氏加速以改變中緯度環流系統及西風噴流之強度。亦即在時間平均環流裡，梅雨區之輻散外流增強時，局部哈德里胞亦將增強以維持東亞中緯度西風噴流之增強。此種顯著之年際變化及正相關顯示，在時間平均環流裡的東亞地區中緯度西風強度年際變化，與梅雨活動息息相關。

六、討論與總結

5-6月期間各半月平均環流演變之分析，所顯示的梅雨區低層北來輻散分量風場與高層南來輻散分量風場之時間變化，實與東亞局部哈德里胞強度之演變密切關連，此種強度由5月上半月平均隨時間增強至6月上半月平均之現象，顯示梅雨區之對流活動應與時間平均之中緯度西風環流強度有密切關連。由各不同時段平均之梅雨區高層輻散外流與局部哈德里胞及中緯度西風帶強度之關連分析，顯示不論在最大西風加速區之科氏加速或在最大科氏加速區之科氏加速均與梅雨對流區之科氏加速呈明顯正相關形式，即梅雨對流區之輻散外流強則哈德里胞環流亦強，輻散外流弱則哈德里胞環流亦弱，亦即梅雨區對流所伴隨高層輻散外流強度之大小，透過局部哈德里胞以影響中緯度西風帶之變化。顯然，在時間平均之環流裡，東亞中緯度西風噴流入區之空間加速，實乃透過局部哈德里胞高層南來非地轉風之科氏加速來維持，這種關係在冬季平均環流裡十分明顯（例如：Blackmon et al. 1977; Lau, 1978），而由本文之分析證實在梅雨季亦存在此種中緯度與副熱帶之密切關連。

為進一步探討對流活躍與不活躍梅雨鋒面所伴隨高層輻散外流之強弱（200 hPa），分析陳與周（1988）所選最活躍鋒面個案6與28以及最不活躍鋒面個案1與26，在梅雨對流區（20~30° N）之科氏加速項。結果發現，個案6在最大科氏加速區以南之梅雨對流區之科氏加速項為 $13.2 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ ，個案28在最大西風加速區以南之梅雨對流區之科氏加速項為 $15.7 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ 。而個案1在最大西風加速區或最大科氏加速區以南之梅雨對流區科氏加速項均為 $9.7 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ ，個案26則均為 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$ 顯然，活躍梅雨鋒面比不活躍梅雨鋒面具有較強高層輻散外流，因而具有較強局部哈德里胞環流與較強之科氏加速，以及對中緯度西風帶較大之影響。

致謝

感謝兩位審查者寶貴的意見及建議，更感謝楊進賢先生、莊振威先生與徐培書小姐在本文完稿各方面之協助，本文部份在國科會計畫NSC82 - 02 02 - M002 - 123專案計畫支援下完成。

參考文獻

- 曲克恭，1981：台灣梅雨之可預測度。異常氣候研討會之彙編，中央氣象局，155-170。
- 徐明同與紀水上，1974：台灣梅雨之分析。氣象學報，20，4，26-44。
- 陳泰然，1981：1975與1977年顯著梅雨之特徵。異常氣候研討會論文集彙編，中央氣象局，111-129。
- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
- 陳泰然與周仲島，1988：不同性質鋒面系統之大尺度環流特徵。大氣科學，16，309-322。
- 陳泰然與周仲島，1989：大尺度環流剖面結構之年際變化與台灣梅雨之活躍度。大氣科學，17，223-236。
- Blackmon, M. L., J. M. Wallace, N. C. Lau and S. L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1040-1053.
- Chang, C. P., and K. M. Lau, 1980 : Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: Planetary-scale aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298-312.
- Chang, C. P., and K. M. Lau, 1982 : Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes during northern winter. Part I : Contrasts between active and inactive periods. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 933-946.
- Chang, C. P., and K. G. Lum, 1985 : Tropical-midlatitude interactions over Asia and the western Pacific Ocean during the 1983/84 northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1345-1358.
- Chen, G. T. J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in subtropical China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **61**, 306-312.
- Chen, G. T. J., and B. J. D. Jou, 1986: ROC-US Cooperative Project on Study of East Asia Monsoon (I) : Interannual variations of large-scale circulations over East Asia during the Taiwan Mei - Yu season. Sci. Rep. NTUATM - 1986 - 05, Dept. Atmos, Sci., Natl. Taiwan Univ., 213 pp.
- Chen, G. T. J., B. J. D. Jou and R. L. Lee, 1987: Long-term means of frontal activities and large-scale circulations over East Asia during Taiwan Mei-Yu season. *Proc. Natl. Sci. Council.*, **11**, 443-456.
- Kato, K. 1985 : On the abrupt change in the structure of the Baiu front over China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-36.
- Lau, K. M., C. P. Chang and P. H. Chan, 1983 : Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes. Part II: Winter MONEX period. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1372-1388.
- Lau, N. C., 1978 : On the three-dimensional structure of the observed transient eddy statistics of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1900-1922.
- Luo, H. B., and M. Yanai, 1983 : The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I : Precipitation and kinematic analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 922-944.
- Murakami, M. 1984 : Analysis of the deep convective activity over the western Pacific and Southeast Asia. Part II: Seasonal and intraseasonal variations during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 88-108.
- Murakami, T., and Y. H. Ding, 1982: Wind and temperature changes over Eurasia during the early summer of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 183-196.
- Murakami, T., and W. G. Huang, 1984 : Orographic effects of the Tibetan Plateau on the rainfall variations over central China during the 1979 summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 895-909.

- Ninomiya, K., and T. Murakami, 1987 : The early summer rainy season (Baiu) over Japan. *Reviews in Monsoon Meteorology*, Oxford Univ. Press. pp. 93-121.
- Ninomiya, K., and H. Mizuno, 1987 : Variations of Baiu precipitation over Japan in 1951-1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 115-127.
- Ninomiya, K., and H. Muraki, 1986 : Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 409-429.
- Tao, S. Y., and L. X. Chen, 1987 : A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Reviews in Monsoon Meteorology*, Oxford Univ. Press. pp. 60-92.
- Tsay, C. Y., and G. T. J. Chen, 1980 : Dynamics processes for vertical motions in a Mei-Yu system. *Papers Meteor. Res.*, **3**, 67-77.

Subtropical-Midlatitude Interactions over East Asia and the Western Pacific Ocean in May and June

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

This paper is to study the subtropical-midlatitude interactions of the large-scale circulations in East Asia during the Mei-Yu season. Analyses were carried out using NMC analyzed $5^\circ \times 5^\circ$ latitude-longitude grid point data over the area of $48^\circ \text{ S} \sim 48^\circ \text{ N}$ in the period of May-June 1981-1986. Interannual variabilities of the local Hadley circulation and midlatitude westerlies were analyzed. The relationship between the Coriolis acceleration of the upper branch of the local Hadley cell over the Mei - Yu area and the eastward acceleration of the midlatitude westerlies was investigated.

Results showed that the Coriolis acceleration contributed significantly to or became even greater than the eastward acceleration in the westerlies. This seems to indicate that the flux divergence of the zonal westerly momentum due to transient eddies in the westerlies can not be neglected in some period of Mei-Yu season. It was also shown that the Coriolis acceleration in the midlatitude westerlies was positively correlated to the Coriolis acceleration over the Mei-Yu area to the south. In other words, the stronger convective activities over the Mei-Yu area generated the stronger upper-level divergent outflows, and thus caused the stronger local Hadley circulation. This in turn caused a greater change in the intensity of the midlatitude westerlies. Finally, the convectively active Mei-Yu frontal systems were found to have greater influence on the midlatitude westerlies than the inactive ones.

Key Words: Coriolis acceleration, local Hadley cell, Mei-Yu area, eastward acceleration area in the westerlies.