

亞洲季風環流與水文氣候特性分析

卓盈旻¹ 余嘉裕²

¹ 中國文化大學地學研究所

² 中國文化大學大氣科學系

摘要

亞洲季風是大尺度現象也是行星系統重要的部份，為影響東亞區域氣候的主要天氣系統之一，但夏季季風並非每年總是準時到達，探討亞洲季風機制一直是大氣科學界重要的課題。本文利用氣候資料探討亞洲季風環流和水文特性，分析結果發現，冬季季風區高空環流存在東風分量氣流，雖然東亞地區的東風氣流強度比南亞地區的東風氣流弱，但是跨赤道氣流則較強。水氣大多藉由東風自熱帶西太平洋輸送而來，且輻合區位於澳洲北部，受到凝結潛熱釋放的影響，主要的降水帶可在印尼沿海陸地與南太平洋輻合帶（SPCZ）等熱帶地區發現。另外，在台灣、日本沿海一帶海域也出現潛熱之熱源，此為鋒面降水所造成。隨著季節進入夏季，受到海陸分佈差異的影響，造成西風分量盛行，轉而由北印度洋提供水氣來源。輻合區移至東亞和南亞地區，使得該區產生上升作用，對流作用旺盛，水氣得以凝結成雲產生降雨，主要之對流區是位於以東亞和南亞之亞洲夏季季風區域和附近熱帶西太平洋。此外，SPCZ與南半球熱帶西太平洋也為主要之潛熱熱源區。

關鍵詞：亞洲季風、環流、水文

一、前言

季風環流是季節轉換下所產生的大尺度環流系統，主要起因於海陸加熱差異所造成之冬、夏間氣流反轉現象。由於亞洲地區座擁全球最大陸塊—「歐亞大陸」，同時緊鄰最大海洋—「太平洋」，因而海陸加熱差異最為明顯，讓亞洲地區成為全球季風環流最顯著的區域。加上此區大氣於夏季不斷接受鄰近高海溫區所提供之充沛水氣，因而增強了夏季季風的能量，使得亞洲季風環流成為一包含了海洋—大氣—陸地交互作用的複雜系統。

亞洲季風系統主要包含了東亞季風和南亞季風二個系統，由前人的研究可知，亞洲季風和大尺度的環流的結構關係相當密切（Matsumoto 1992；Murakami and Matsumoto 1994）。Krishnamurti and Bhalme（1976）指

出，印度夏季季風主要由北印度季風槽、東非低層噴流及北印度降水所組成。Tao and Chen（1987）也說明東亞夏季季風主要由南海和西太平洋季風槽、100°E以東的跨赤道流、澳洲冷高壓、西太平洋副熱帶高壓、上層東北氣流、梅雨槽的對流活動、梅雨鋒區及中緯度擾動所組成。在地理位置上，由於南亞季風發生時受到青藏高原的阻隔，不易受到高緯度綜觀天氣系統的影響，因此其季風結構特徵便不如東亞季風的複雜。依據陳等（1991）之分析，亞洲季風依其環流特徵可分為冬季季風和夏季季風兩分量，夏季季風環流特徵包括高層（200hPa）在28.5°N、87°E附近出現所謂「南亞高壓」、南北溫度梯度在該處逆轉為南冷北暖、以及在22.5°N~25°N之強勁東風；而在低層（850mb）盛行西南風、副熱帶高壓東退、北向跨赤道流等特徵。冬季季風的環流特徵為低層盛行

東北風，三支南向的跨赤道氣流，分別位於非洲東岸、孟加拉灣和 105° E附近；而高層（200hPa）在日本西南方有西風噴流， 12.5° N- 15° N有副熱帶高壓，南向跨赤道流以及 70° E以東之北向跨赤道氣流。其中，夏季季風環流系統比冬季季風環流系統要複雜許多。

由於亞洲季風所伴隨之天氣變化對於該區有十分重大的影響，所以有許多學者從不同的時間、空間尺度，並透過一些實驗計畫所獲得之密集觀測資料，來瞭解季風環流產生的物理機制，及其對於附近區域天氣系統所造成的影響。陳等（1997）經由時間序列分析認為，由春季進入夏季時，陸地和海洋會接收到較多的太陽輻射，陸地透過可感熱通量加熱大氣，高海溫區則透過海氣交互作用輸送潛熱至大氣中，之後經由平流傳輸至中南半島產生對流並釋放潛熱，使得高對流層的暖心自西太平洋暖水區向西北移至中南半島，造成經向溫度梯度逆轉。同時加熱所釋放出來的可用位能會透過輻散環流轉變為旋轉分量的動能，使得高層的南亞高壓開始向西北移動，並於高壓的南方出現東風，其北側的西風噴流亦隨之北跳。此外，低層東亞及印度跨赤道流自赤道地區的洋面上輸送暖濕水氣，導致熱帶大氣更加不穩定。直到西太平洋副熱帶高壓脊向東退出南海之後，西南氣流才得以進入南海，使南海出現深對流，造成東亞夏季季風肇始。

除了上述大尺度環流特徵外，亞洲夏季季風常在南亞大陸和鄰近海域伴隨大範圍且持續性的降水。Lau（1992）的研究結果顯示，東亞夏季季風雨量主要由伴隨梅雨槽北移之對流活動所主導，此區域的大尺度大氣環境條件和雨帶分佈，與梅雨鋒面系統存有相當顯著的交互作用。許多研究顯示，東亞區域降水強度變化與該年夏季季風環流強弱有直接和密切的關係（Krishnamurti 1985；He et al. 1987；Yanai et al. 1992）。

由於亞洲季風進退的遲早常常導致季風區域內降水的異常，降水量的多寡對於亞洲地區的農業、經濟與生態等衝擊可說是影響深遠。一般來說，亞洲夏季季風具有規律的季節變化特性，包含了肇始、間歇和撤退三個演變階段，其中季風肇始預報向來最具挑戰性。整個亞洲夏季季風建立依時間先後可分為三個階段：第一階段為五月中旬的東亞季風肇始，此時低層西南風和高層東風建立於孟加拉灣東南部、中南半島及南海地區；第二階段是六月上旬的南亞季風肇始，此時於孟加拉灣及印度西岸發生大量的降雨；最後階段為西北太平洋季風的建立，開始於六月底至七月中的西北太平洋地區以及日本、韓國等地的降水（Krishnamurti 1985；Tao and Chen 1987）。

而亞洲冬季最明顯的天氣現象便是寒潮爆發，寒潮爆發會帶來劇烈降溫、大風、降雪等現象，往往會對該區帶來嚴重的災害。Suda（1957）的分析指出，當東亞寒潮爆發時，氣壓會呈現「西高東低」的型態，東亞大陸冷低壓和阿留申低壓均明顯的增強，日本高空有一明顯的割離低壓（cut off Low），同時噴流位置也較平均位置南移且強度增加。Murakami（1977）利用波譜分析發現，高緯度地區存在約 4.3-4.6 天之週期振盪，且其擾動的增幅速率與斜壓波的速率相當一致，當此擾動到達東海區域時，有助於推動冷空氣的南侵。由此可以得知，寒潮的爆發過程為地面冷高壓系統的累積與發展，然後分裂南移出海造成低緯的降溫，與高層大西洋和北太平洋上兩大脊的建立，和槽、脊系統東移發展成東亞大槽。

由上述的研究可知，季風主宰了亞洲的氣候變化，而台灣地處歐亞大陸與西太平洋的交界處，天氣自然受到季風系統的控制，分別受到乾燥的大陸性氣團（冬天）和潮濕的海洋性氣團（夏天）的交替影響。因此，

本文希望透過各氣象因子的分析，進一步瞭解亞洲夏季和冬季季風區環流和水文的氣候特性。本文第二節介紹研究中所採用的資料種類和時間。第三節分析亞洲冬季和夏季季風區的環流特性。第四節分析亞洲冬季和夏季季風區的水文特徵。最後一節介紹本文的主要結論，以及未來將進行的研究方向。

二、資料來源與研究方法

本文採用的資料主要有降水和大氣場兩種，其中降水資料為美國氣候預報中心所提供之五日平均降水分析資料（Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation, CMAP），空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格，此資料由測站觀測資料和衛星反演資料推導而得到（Xie and Arkin 1996, 1997）。大氣環境場採用歐洲中期天氣預報中心（European Center for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF）所提供之再分析日資料（ERA40），空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯網格點，選取之分析場包括緯向和經向風場、重力位高度場、比濕、潛熱通量和可感熱通量等氣壓層上之格點資料。所有資料分析時間均從 1979 至 2001 年止共 23 年，研究範圍主要針對亞洲季風區。

三、亞洲季風區環流氣候特徵

當夏季太陽直射北半球，亞洲大陸迅速加熱，空氣上升形成低壓帶，近地面的暖濕空氣從四周海洋吹向大陸。冬季大陸則散熱降溫，亞洲大陸成為冷空氣的源地，冷空氣從大陸向四周輻散出去。亞洲季風環流為亞洲地區帶來明顯的季節性變化，對於當地的天氣甚至氣候上的演變都扮演著相當重要的角色，其季節變化特徵主要表現在環流和人文上，因此本節將分析亞洲地區夏季和冬季

季風在環流上的氣候特徵。本節分析 1979-2001 年夏季和冬季環流場的氣候特徵，其中冬季取十二月至二月（DJF）的平均值，夏季取六月至八月（JJA）的平均值來表示平均氣候狀態。

（一）冬季環流場

圖 1 (a) 為冬季低層 850hPa 流線場與降水的氣候分布圖，圖中顯示，冬季太平洋副熱帶高壓環流中心分裂為二，一個位於東太平洋，另一個位於中太平洋，在副高北部有一強烈之低壓環流控制北太平洋地區，即阿留申低壓（Aleutian Low）。冬季北半球盛行北風或東北風，亞洲冬季季風起源於西伯利亞高壓，由於大陸成為冷空氣源地，分別在東亞大陸、印度半島和阿拉伯半島出現反氣旋環流，亞洲大陸從華北、韓國和日本盛行西北風，然後在大陸東南部轉為東北風，東亞沿岸地區從中緯度到赤道地區吹偏北風，整個熱帶地區從西太平洋到大陸南部和南亞地區都由強盛的東北風所控制。東亞地區的東北氣流在 130°E 附近跨越赤道後轉為南半球熱帶西北風，隨後流入澳洲北部的氣旋環流，而南亞地區東北氣流在赤道印度洋向南跨越赤道後轉為西北風，輻合進入南半球赤道低壓槽中。

圖 1 (b) 為冬季高層 200hPa 流線場與降水的氣候分布圖，圖中顯示，在換日線以西的赤道及南北兩側區域在高層吹東風分量，而換日線以東的熱帶太平洋地區則為西風氣流所控制。亞洲中緯度西風帶以青藏高原為界線，分為南、北兩支氣流，從南半球印度洋越過赤道的偏東風氣流，在熱帶地區轉為西南氣流後，便與高原南側的強勁西風合併，形成高空的南支西風噴流。從大陸華北、東北地區到日本等地的高空，存在著另一支噴流，稱為北支高空西風噴流。

圖 2 (a) 和圖 2 (b) 分別為冬季低層

(850hPa) 和高層 (200hPa) 速度位場的氣候平均，由圖中分析可知，此時太陽直射南半球，北半球陸地成為冷源，亞洲大陸和中美洲低層成為輻散中心，輻散風分量向外流至附近洋面，最後流至澳洲北部外海之輻合中心。此輻合中心的高層存在一強烈之輻散中心，使氣流在此處輻合形成上升區，可將低層之能量傳送至高空。澳洲北部高層的輻散氣流，其中一支向北輻散出去，分別流至印度半島北部和阿拉伯半島的輻合中心，一支氣流向東流入中美洲之輻合中心。因此，由速度位的高、低層配置可知，澳洲北部為冬季環流主要之上升區，在華北 30°N 附近有下沉區，形成經向之局地哈得萊環流 (Hadley Cell)，此環流與亞洲冬季季風有關。另一支氣流在中美洲形成一個下沉區，形成緯向之沃克環流 (Walker Circulation)。

圖 3 (a) 為冬季低層 (850hPa) 流函數場的氣候分布圖，由圖可知，整個北半球副熱帶地區為正流函數區，受到反氣旋環流所籠罩，其中北太平洋副熱帶高壓強度和範圍明顯減弱，反氣旋環流中心位置位於東太平洋，環流形狀呈現東西扁長型式。在反氣旋環流北側由顯著之氣旋式環流所主宰，在大陸東北和日本地區出現強烈之西風分量，此氣旋環流與亞洲冬季寒潮爆發有密切的關係。另外，在阿拉伯半島有一個較弱的反氣旋環流中心，使南亞地區由東風分量所控制。由於此時太陽直射南半球，在澳洲北部便產生一氣旋式環流，為低層輻合上升區之中心，而南半球太平洋則為反氣旋式環流所控制。圖 3 (b) 為冬季高層 (200hPa) 流函數場的氣候分布圖，由圖可知，流函數場大致上以 20°N 為界線，在 20°N 以北為負流函數值區，以南為正值區。在南、北半球副熱帶地區主要是受到西風分量所控制，北半球西太平洋和南半球澳洲北部各有一反氣旋環流出現。

圖 4 (a) 和 (b) 分別為冬季 850hPa 和 200hPa 高度場和風場的氣候平均分布圖，圖中顯示，受到熱力作用的影響，低層大氣的低壓位於高緯度海洋區，在阿留申群島和冰島附近出現兩個強大的低壓系統。而整個副熱帶地區成為一個連續的高壓地帶，在海面上，副熱帶東太平洋地區和副熱帶東大西洋則皆各有一個弱高壓中心存在，在陸地上，亞洲大陸存在一個強盛的西伯利亞高壓，北美也有一個高壓系統存在，但強度則較西伯利亞高壓為弱。在高對流層中，幾乎整個北半球地區皆為西風帶所籠罩，中、高緯度西風帶上出現三個槽脊區間，即表示行星波波數為 3，第一個槽線位於亞洲東部，此東亞主槽從鄂霍次克海向西南延伸至低緯度的東亞大陸沿岸，第二個位於北美東岸五大湖區向西南延伸，第三個槽線則較弱，位於歐洲阿爾卑斯山向西南伸展。槽與槽之間對應三個高壓脊區，分別位於亞洲貝加爾湖附近、北美洲落磯山脈和歐洲西部沿岸。

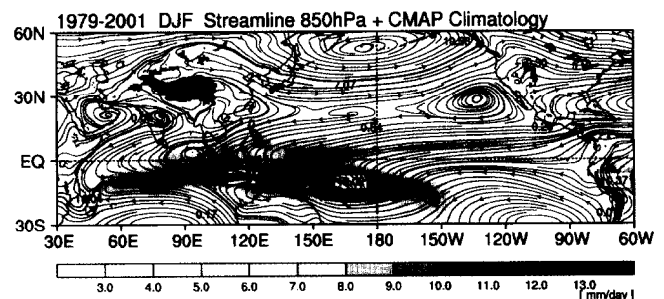


圖 1 (a)：1979-2001 年冬季 (DJF) 850hPa 流線場與降水的氣候分布圖。

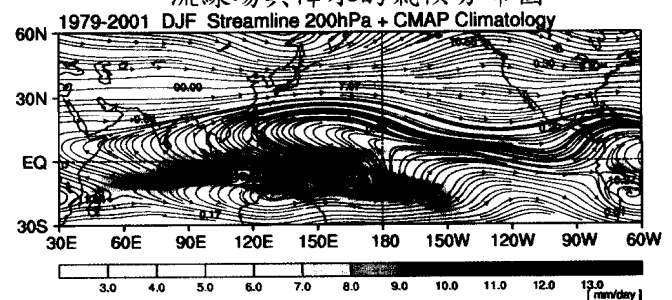


圖 1 (b)：1979-2001 年冬季 (DJF) 200hPa 流線場與降水的氣候分布圖。

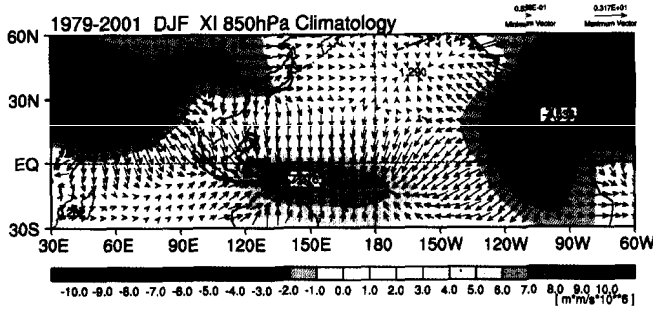


圖 2 (a) : 1979-2001 年冬季 (DJF) 850hPa 速度位場的氣候分布圖。

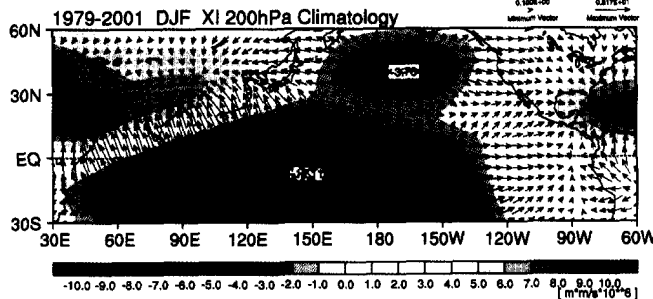


圖 2 (b) : 1979-2001 年冬季 (DJF) 200hPa 速度位場的氣候分布圖。

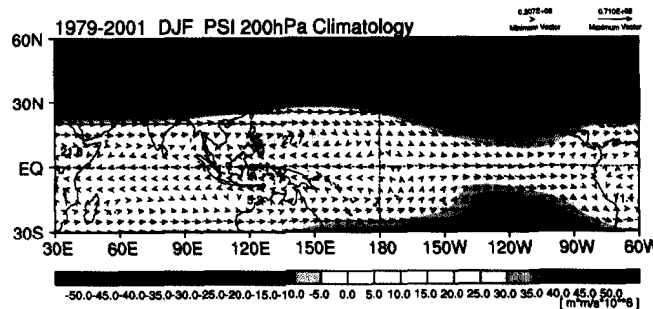


圖 3 (a) : 1979-2001 年冬季 (DJF) 850hPa 流函數場的氣候分布圖。

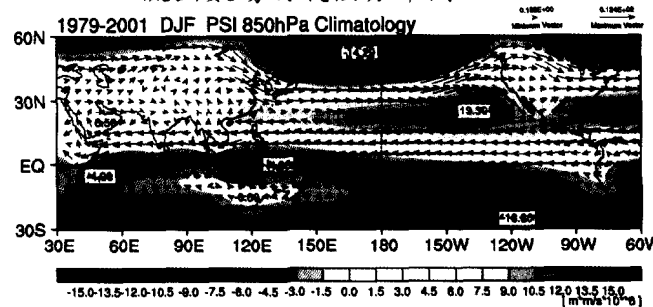


圖 3 (b) : 1979-2001 年冬季 (DJF) 200hPa 流函數場的氣候分布圖。

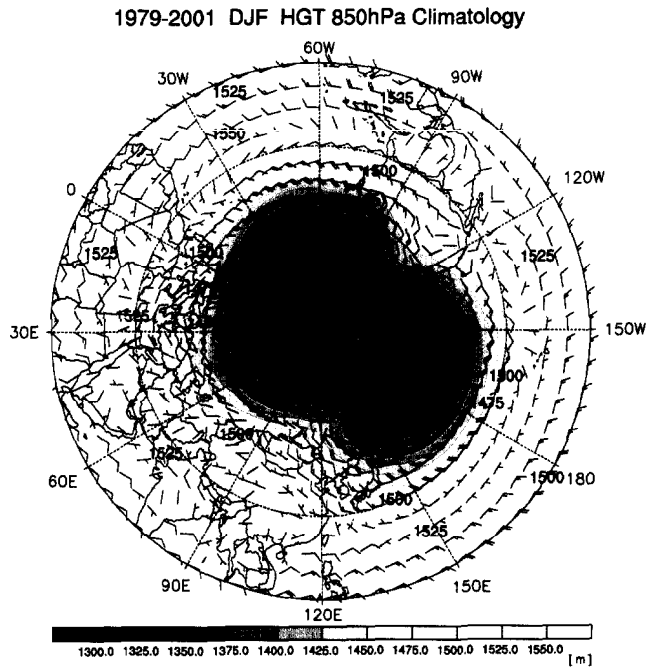


圖 4 (a) : 1979-2001 年冬季 (DJF) 850hPa 重力高度場和風場的氣候分布圖。

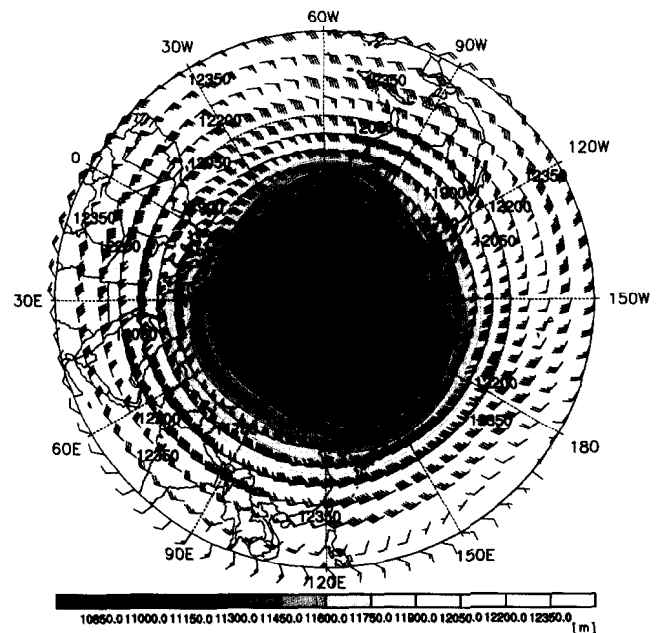


圖 4 (b) : 1979-2001 年冬季 (DJF) 850hPa 重力高度場和風場的氣候分布圖。

(二) 夏季環流場

圖 5 (a) 為夏季低層 850hPa 流線場與降水的氣候分布圖，圖中顯示，太平洋副熱帶高壓強盛，籠罩整個北半球地區，而阿留申低壓的範圍和強度則明顯減弱，夏季北半

球盛行西南季風，亞洲季風區的夏季季風基本上可以分為兩支，一支來自於南半球印度洋上副熱帶高壓（馬斯克林高壓）流出的東南氣流，此東南風流經東非然後跨越赤道，跨赤道氣流受到科氏力的影響而轉成西南氣流進入南亞地區，使印度半島到中南半島吹起西南風，然後往北流至華中、韓國和日本，在這些地區引起對流和降水，此即為南亞夏季季風。另一支來自於南半球澳大利亞高壓的東南氣流，在 120°E 附近跨越赤道後轉為西南氣流，部份西南季風吹至 130°E - 140°E 的西太平洋海面上與副熱帶高壓南側的赤道東風帶交會形成一條季風槽線。此支跨赤道氣流雖然比南亞跨赤道氣流來的弱，但是與西北太平洋地區的對流和降水有密切關係。西南氣流隨後與籠罩在北太平洋上空的副熱帶高壓外圍環流合併，繼續北上進入東亞地區。另外，中緯度西風帶在通過青藏高原時，會在高原南北兩側各產生一支繞道氣流，南側繞道氣流會增強西南氣流之強度，在高原西南側形成一氣旋式環流。

圖 5 (b) 為夏季高層 200hPa 流線場與降水的氣候分布圖，南北半球副熱帶地區為緯向強勁西風噴流帶，由於夏季青藏高原的溫度較鄰近地區的氣溫高出許多，因而在高原高空出現明顯的反氣旋中心，為北半球夏季高層最強大的系統。亞洲大陸南部為反氣旋環流所控制，此反氣旋即為「南亞高壓」，高壓中心位於青藏高原西南側，脊線位置於 30°N 附近。由高壓中心輻散出來的北風氣流受科氏力影響，在大陸南側轉為東風，形成強盛的熱帶東風噴流，在跨越赤道後轉為西北風。此外，在反氣旋北側為副熱帶西風噴流區，此噴流在北太平洋形成一條東北-西南向的高空槽。

圖 6(a)和圖 6(b)為夏季低層(850hPa)和高層(200hPa)速度位場的氣候平均，由圖中分析可知，低層輻合中心在夏季向北移

至北半球，西太平洋低層為輻合風分量所控制，分別在大陸華南地區和菲律賓北方海面上出現輻合中心，而東太平洋則為輻散風分量所控制，輻散中心向南移至南美洲西岸，兩者呈現東南—西北向的反對稱分布形式。另外，印度洋也受到輻散風分量所控制，輻散中心位於馬達加斯加島附近。高層速度位場的分布位置與低層一致，輻散中心也向北移動，西太平洋由輻散風分量所控制，東太平洋為由輻合風分量所控制，南海和菲律賓在高層為強烈之輻散中心，其中一支輻散氣流從中心輻散至南半球，進入非洲馬達加斯加島附近的輻合中心，一支氣流向西輻散至中東地區，一支氣流向東進入南半球東太平洋的輻合中心，此支氣流為沃克環流之高空部分。夏季速度位場的配置和冬季一樣，高層與低層速度位場呈現反相位的相當正壓結構。

圖 7 (a) 為夏季低層 (850hPa) 流函數場的氣候平均分布，圖中顯示，北太平洋有一強烈的反氣旋環流中心，此反氣旋環流即為太平洋副熱帶高壓，其範圍涵蓋整個北太平洋地區，不僅控制太平洋地區的天氣，同時也影響鄰近地區副高與周圍天氣系統之間的相互作用。在南太平洋也有一個反氣旋環流中心，與北太平洋副高呈現南北相對分布，在兩個反氣旋之間產生強烈的東風分量。此外，赤道印度洋地區也出現較弱的反氣旋環流中心，在其北方之印度半島西北部則出現氣旋式環流中心，使兩者之間的西風氣流因而增強，同時也增強南亞吹往東亞的西南風分量。

圖 7 (b) 為夏季高層流函數場的氣候平均分布，圖中顯示，南亞地區高層存在反氣旋環流，環流中心位於印度半島西北部，此即為南亞高壓，夏季受到青藏高原熱力作用的影響而生成，反氣旋環流北方完全由西風分量所控制，西風氣流受到科氏力影響，在

東亞地區轉為東北風。南半球印度洋也存在一反氣旋環流，環流中心位於澳洲西北方外海，增強了南亞地區東風分量，因此，高層大氣在熱帶地區主要由東風分量所控制。

圖 8 (a) 和 (b) 分別為夏季 850hPa 和 200hPa 高度場和風場的氣候平均分布圖，圖中顯示，太平洋和大西洋成為強盛之副熱帶高壓地帶，亞洲大陸低層大氣的高度場分布與冬季相反，整個地區轉變為強盛之低壓系統，因而使得副熱帶地區之高壓帶斷裂。高對流層仍是以極地為中心，盛行緯向之西風分量，但整個西風帶範圍向北縮小，從副熱帶地區以南則盛行東風分量，處於廣闊的高壓帶中。中、高緯度出現四對槽脊系統，行星波波數為 4，四個槽區分別位於貝加爾湖西邊、東亞白令海附近、北美洲東岸和西歐，顯示槽脊波長比冬季要來得短。

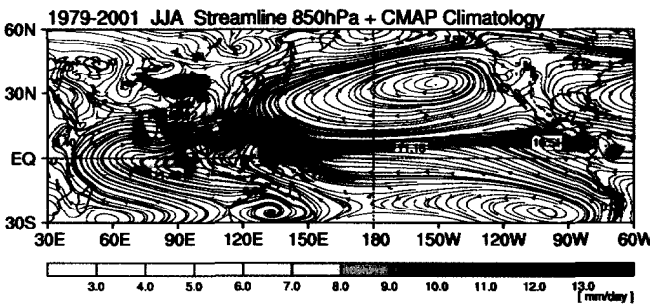


圖 5 (a) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 850hPa 流線場與降水的氣候分布圖。

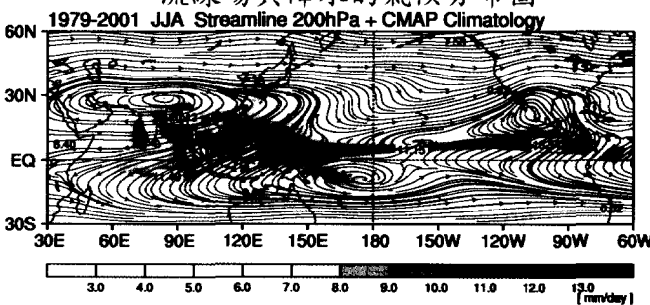


圖 5 (b) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 200hPa 流線場與降水的氣候分布圖。

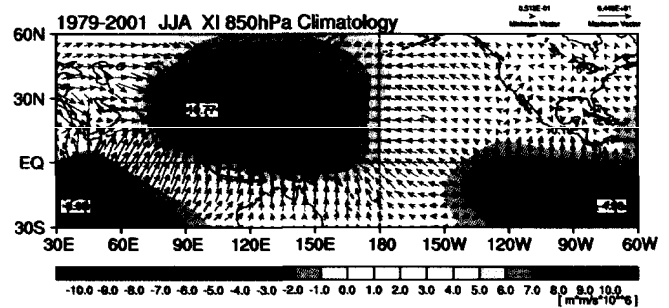


圖 6 (a) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 850hPa 速度位場的氣候分布圖。

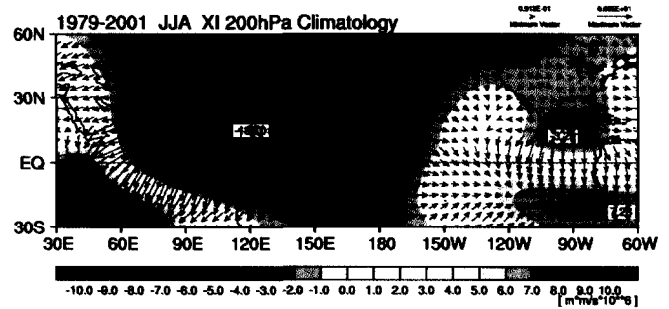


圖 6 (b) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 200hPa 速度位場的氣候分布圖。

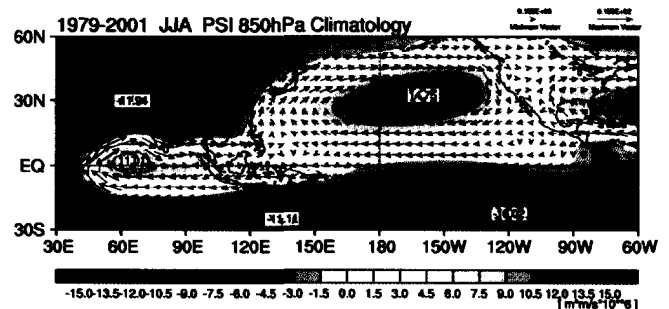


圖 7 (a) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 850hPa 流函數場的氣候分布圖。

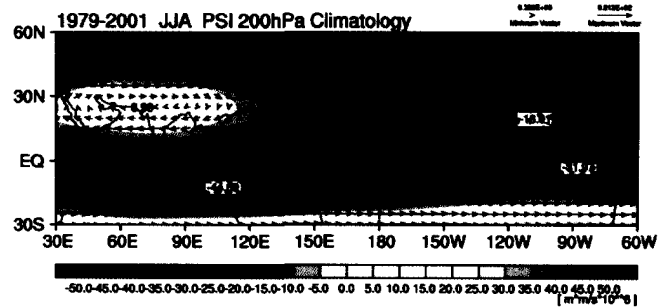


圖 7 (b) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 200hPa 流函數場的氣候分布圖。

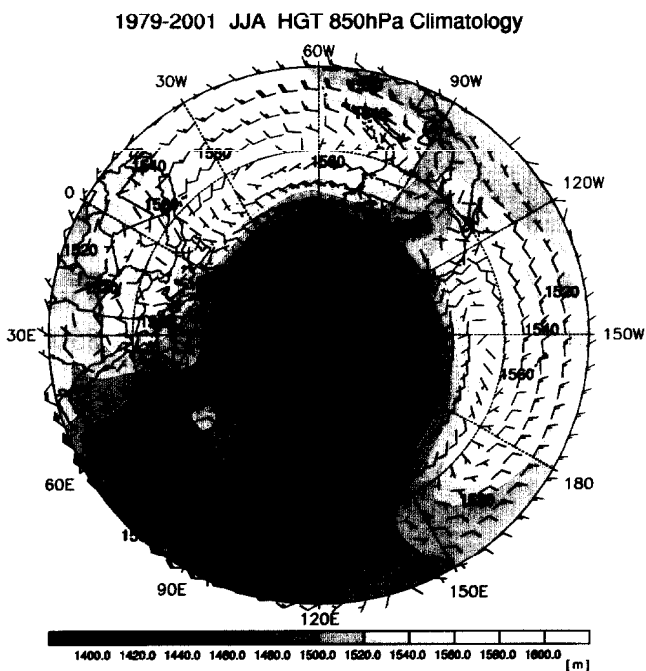


圖 8 (a) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 850hPa 重力高度場和風場的氣候分布圖。

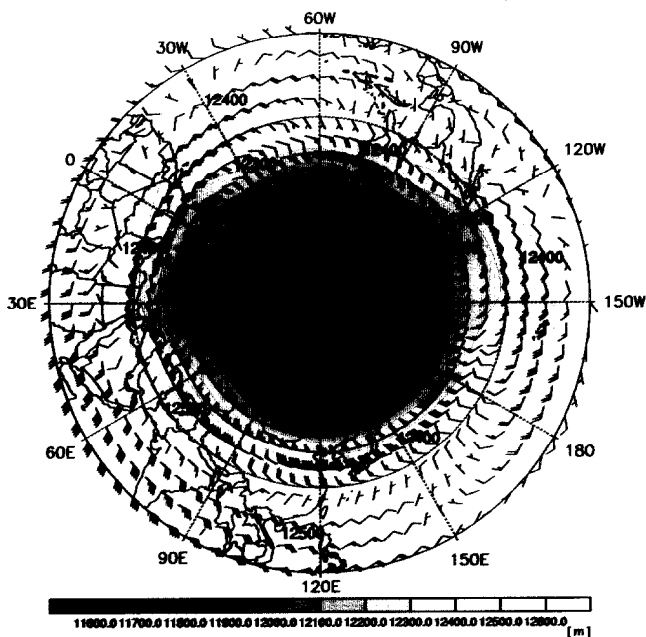


圖 8 (b) : 1979-2001 年夏季 (JJA) 200hPa 重力高度場和風場的氣候分布圖。

要是由於赤道輻合區所形成。主要之高值區位於印尼和澳洲北部之間，北半球副熱帶地區為低值區域，意味西太平洋和南亞地區的對流作用並不旺盛。顯示來自北半球的跨赤道氣流輻合進入赤道低壓槽，因而使印尼和澳洲北部產生旺盛之對流和降水。另外，在南太平洋有一條明顯的降雨帶，從印尼地區向東南延伸到南半球副熱帶地區，為南太平洋輻合區 (Southern Pacific Convergence Zone, SPCZ)。

圖 9 為冬季低層 (925hPa) 水氣通量的氣候平均，圖中顯示，整個亞洲季風區吹偏東風分量，主要水氣來自於副高南側的東風氣流傳送到南半球，此東風氣流在中南半島附近分為兩支氣流，一支向南跨越赤道為澳洲北部帶來充沛水氣，形成澳洲季風降水，另一支向西傳送到孟加拉灣。

圖 10 為冬季潛熱通量的氣候平均圖，圖中顯示，此時印度洋、阿拉伯海、孟加拉灣及西太平洋地區一帶皆為主要之潛熱通量區域，熱源中心位於日本附近之海域，意味由於冬季鋒面活動所帶來的降水，因水氣凝結釋放出潛熱，提供能量給大氣，為此時主要之能量來源，水氣並非從其他地方輸送而來。

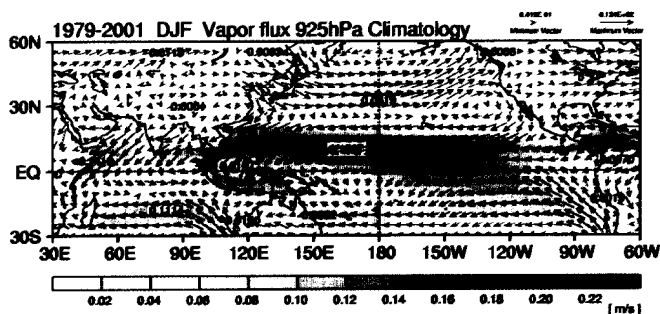


圖 9 : 1979-2001 年冬季 (DJF) 925hPa 水氣通量場的氣候分布圖。

四、亞洲季風區水文氣候特徵

(一) 冬季水文場

圖 1 (a) 為冬季低層 850hPa 流線場與降水的氣候分布圖，圖中顯示，降雨帶主要集中在赤道到 15°S 之熱帶地區，此降雨帶主

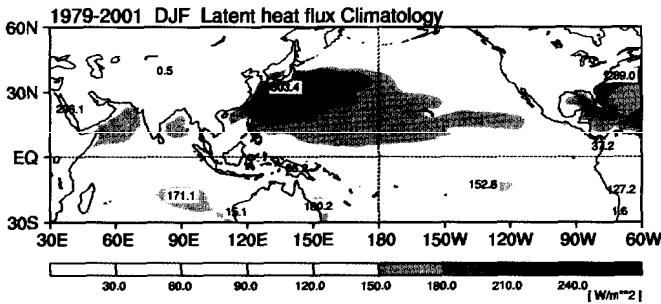


圖 10：1979-2001 年冬季 (DJF) 925hPa 潛熱通量場的氣候分布圖。

(二) 夏季水文場

圖 5 (a) 為夏季低層 850hPa 流線場與降水的氣候分布圖，圖中顯示，熱帶地區降水帶在換日線以西之位置變化最大，位置明顯向北移至北半球熱帶地區，主要降水高值區位於阿拉伯海東側、孟加拉灣以及南海至西北太平洋暖池區 (Western Pacific Convergence Zone, WPCZ) 三處，這也是亞洲最主要季風區 (南亞、中南半島以及西北太平洋季風區) 所在位置。而低值區位於太平洋上，顯示夏季北太平洋在副熱帶高壓的控制下，有強烈的下沉區，使水氣難以凝結而成雲降水。熱帶太平洋上有一東西狹長的降水帶，此為北太平洋間熱帶輻合區 (Inter-Tropical Convergence one, 簡稱 ITCZ)，此降雨帶之位置並沒有明顯的改變，但 SPCZ 之降雨帶明顯減弱，顯示降水有顯著之季節變化。

圖 11 為夏季低層 (925hPa) 水氣通量的氣候平均，由圖中顯示，主要的水氣來源是來自於北印度洋，印度洋上的反氣旋環流將南半球水氣透過索馬里噴流輸送到北半球，索馬里噴流輸送大量的空氣質量到阿拉伯海和孟加拉灣，繼續向東傳播到菲律賓附近，然後受到太平洋副高外圍環流導引轉而向北傳輸，將水氣傳送到東亞較高緯度的地區，提供季風區足夠的水氣量。因此，索馬里噴流為南北半球間水氣輸送的重要媒介，對於

南亞季風的爆發和維持有密切的關係。而太平洋地區受到太平洋副高的影響，水氣主要沿副高西南側的東南氣流向北輸送水氣，因而副高的位置與強度，會影響西南氣流和東南氣流的水氣輸送，進而對東亞地區的降水造成影響。

圖 12 為夏季潛熱通量的氣候平均圖，圖中顯示，夏季主要之潛熱通量區域位於南印度洋到中太平洋 10°S-30°S，其中南印度洋為夏季潛熱熱源中心，而北太平洋主要之熱源區位於阿拉伯海和孟加拉灣，此二區為夏季水氣之輻合區，因氣流在低層輻合將水氣上傳至高空，使水氣冷卻凝結而釋放出潛熱，產生大量降水，意味夏季季風區域的降水為水氣透過風場輻合而來，此水氣輻合凝結所釋放之潛熱，為熱帶地區大氣相當重要之能量來源。

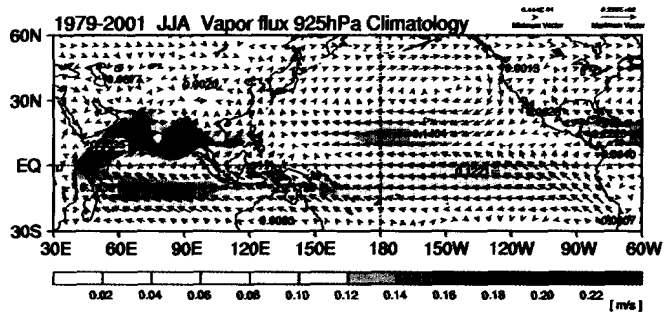


圖 11：1979-2001 年夏季 (JJA) 925hPa 水氣通量場的氣候分布圖。

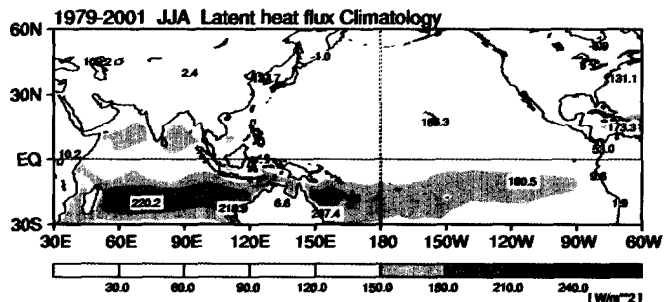


圖 12：1979-2001 年夏季 (JJA) 925hPa 潛熱通量場的氣候分布圖。

五、總結

由於夏季季風並非每年總是準時到達，其伴隨季風而來的雨量多寡變化，會造成當地洪水氾濫或旱災等問題，與亞洲社會和民生息息相關。因此，亞洲季風一直是大氣科學研究上一個重要的課題，許多研究人員致力於瞭解季風的結構、變化機制等，嘗試改善季風的預報能力。本文的目的是在瞭解整個亞洲季風區冬、夏季之間在環流和水文上的差異。

冬季季風區高空環流存在東風分量氣流，雖然東亞地區的東風氣流強度比南亞地區的東風氣流弱，但是跨赤道氣流則較強。水氣大多藉由東風自熱帶西太平洋輸送而來，且輻合區位於澳洲北部，受到凝結潛熱釋放的影響，主要的降水帶可在印尼沿海陸地與南太平洋輻合帶（SPCZ）等熱帶地區發現。另外，在台灣、日本沿海一帶海域也出現潛熱之熱源，此為鋒面降水所造成。隨著季節進入夏季，受到海陸分佈差異的影響，造成西風分量盛行，轉而由北印度洋提供水氣來源。輻合區移至東亞和南亞地區，使得該區產生上升作用，對流作用旺盛，水氣得以凝結成雲產生降雨，主要之對流區是位於以東亞和南亞之亞洲夏季季風區域和附近熱帶西太平洋。此外，SPCZ 與南半球熱帶西太平洋也為主要之潛熱熱源區。

綜合上述分析結果可知，雖然東亞和南亞夏季季風的組成分量不盡相同，各自形成獨立的季風子系統，但是這兩個子系統共同存在於整個亞洲季風環流中，卻又是互相影響的。且東亞地區之環流和水文存在著季節性的變化，瞭解季風的基本特性，未來將有助於我們探討亞洲季風的物理機制，與其所導致季風強度的變化，期望能提升東亞地區氣候預報的能力與品質。

致謝

本研究由國科會計畫NSC93-2621-Z-034-001資助下完成，所需之計算機資源由文化大學大氣科學系提供。

參考文獻

- 陳隆勛、朱乾根、羅會邦、何金海、董敏、馮自強，1991：東亞季風，氣象出版社，P362。
- 陳孟詩、王作臺，1997：東亞夏季季風肇始期間大尺度系統轉化特徵之診斷分析，*大氣科學*，**26**，P109-130。
- He, H., W. Mcginnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1995.
- Krishnamurti, T. N., 1985: Summer Monsoon Experiment—A Review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1626.
- Krishnamurti, T. N., Bhalme, H. N., 1976: Oscillations of a Monsoon System. Part I. Observational Aspects. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937-1954.
- Matsumoto, J., 1992: The seasonal change in Asian and Australian monsoon regions. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 257-273.
- Murakami, M., 1976: Analysis of summer monsoon fluctuations over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 15-32.
- Murakami, T., and Unninayer, S., 1977: Atmospheric circulation during December 1970 through February 1971. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 1024-1038.
- Murakami, T., and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian

- continent and western North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 719-745.
- Tao, S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60-92.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319-351.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1996: Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, **9**, 840-858.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observation , satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558