

# 一九九五年春夏轉換時期大尺度環流特性之回顧

盧孟明  
中央氣象局科技中心

## 摘 要

一九九五年春夏轉換時期（約為臺灣之梅雨季）臺灣地區的降水特徵在雨量方面是正常偏少，雨日則是明顯的偏少。同時，在熱帶深對流運動方面，南半球的對流普遍偏強（其中以南美洲熱帶雨林區最明顯），北半球則普遍偏弱。另一方面，南半球的亞熱帶高層西風噴流偏強，在北半球則在青藏高原西南部的上方有明顯的高層反氣旋環流距平。這些熱帶對流運動和東半球高層風場的特性可能是導致臺灣地區雨日偏少的原因，也顯示出掌握熱帶深對流運動特性和亞熱帶環流特徵以及二者間的關係是改善梅雨季中長期天氣預報的基礎要務。

## 一、前言

每一年春夏轉換時期即為臺灣的「梅雨季」。根據中央氣象局對北、中、南、東四大測站（台北、台中、高雄、花蓮）的過去三十年資料統計，梅雨季中的降水在各區分別約佔全年總降水量的百分之二十三、三十六、三十三、二十。可見梅雨季中臺灣的降水特徵對水資源（特別是中南部）的充盈程度絕對有不可輕忽的重要性。台灣中南部在梅雨季中的持續性降水開始的時間與東亞季風爆發早晚的關係目前尚無定論，但其終止的時間可能很大部份是受到南亞（印度）季風發展的控制（參考陳隆勛等 1991）。因此，若欲估計梅雨季中台灣降水的特徵，我們需要對亞洲季風發展的特性有基本的認識。在本文中，我們將針對一九九五年春夏轉換期間的大尺度環流特性提出討論，並希望從中歸納出日後預估梅雨季降水特徵時應該注意的要點。

在討論大尺度環流之前，我們先來看 1995 年 5、6 月間台灣降水的特徵。我們將 5、6 月份的台北、台中、高雄和花蓮四個測站的日降水量與日氣溫之氣候值和距平表示在圖 1 中。圖 1 顯示出，以臺北測站為代表的北區降水在 5 月主要發生在三個時段：3 日至 5 日，14 日至 18 日及 21 至 24 日。三次降水期均是因北方鋒面系統過境而造成的（參考中央氣象局月長期天氣展望第 287 期），在圖 1 中也可看到有明顯溫度下降（幅度均超過  $5^{\circ}\text{C}$ ）現象伴隨著降水。類似的降水與溫度關係在台中測站資料中也看得出來，但其降水量和降溫幅度均較台北為小。高雄與花蓮測站資料則表現出不同的氣候特徵。高雄測站有

明顯降水的日子較台北與台中測站為分散，溫度上也沒有清楚表現出三次鋒面過境的影響，可見高雄的降水有比較高的比例是來自於熱帶擾動或是區域性對流系統。花蓮測站在 5 月的降水日數雖然較期它測站多了不少，但是與氣候平均值相比仍有一 2 日的距平。鋒面過境的效應在花蓮測站的溫度資料中也可清楚辨認出，該站的降水明顯地包括了鋒面和熱帶擾動的雙重效應。

依日氣候來看，5 月的最後一候應仍有相當大的降雨機會。但是資料顯示在 1995 年從 5 月的最後一候到 6 月的第一候全省普遍是高溫少雨的情況，可說是在梅雨期間有長達 10 天的間歇期。從降水日數的統計資料來看（參考中央氣象局月長期天氣展望第 288 及 289 期），6 月份除東北角以外全省是普遍偏少，其中日月潭測站負距平日數達 10 日之多，阿里山也達 9 日，可謂相當不尋常。因此，在我們接下來討論環流特性時，將特別針對梅雨季中的乾期找尋其可能的解釋。

## 二、組織性對流系統

為了對梅雨期間與臺灣降水有關的組織性對流運動狀態有所了解，我們將從 3 月到 7 月在不同緯度的外溢長波輻射（OLR）時間與經度（東半球）剖面圖表示在圖 2 中。圖 2a 和 b 是分別從  $25^{\circ}\text{N}$  到  $30^{\circ}\text{N}$  和從  $20^{\circ}\text{N}$  到  $25^{\circ}\text{N}$  平均的 OLR，其中深影部分表示 OLR 值低於  $180\text{Wm}^{-2}$ （表示有高的雲頂或是冷的下邊界）而淡影部分表示 OLR 值高於  $180\text{Wm}^{-2}$  但低於  $210\text{Wm}^{-2}$ 。圖 2a 與 b 顯示出在 5、6 月份時臺灣（ $120^{\circ}\text{E}$  附近）以北和以南的組織性對流系統特徵上雖然有許多相近之點，但

細微結構並不盡相似。從這一年的測站降水記錄看來，台灣對這些細微的差異可能相當敏感。譬如，圖 2a 中在  $120^{\circ}\text{E}$  附近的對流運動到 6 月最後一候仍相當活躍，但是圖 2b 中則相對地顯出對流運動是被壓抑住的，這個現象和臺灣地區的降水特徵（圖 1）比較一致。由此可以印證這一年的「出梅」乃因梅雨鋒面北抬所致，而梅雨鋒面的北抬有可能是西太平洋亞熱帶高壓增強（月長期天氣展望第 289 期）造成的。太平洋高壓勢力增強的效果在圖 2c（從  $15^{\circ}\text{N}$  到  $20^{\circ}\text{N}$ ）中看得更清楚。圖 2c 顯示出在  $120^{\circ}\text{E}$  附近 5 月和 6 月分別有兩波對流旺盛的時期，一為 5 月 9 日到 15 日左右，另一段時間為 6 月 4 日到 13 日左右；這兩段時間也是臺灣地區有明顯降水的時間。我們應注意的是，在這兩波對流的活躍期中間，有一段長達 10 日的間歇期。在這段期間，孟加拉灣（ $90^{\circ}\text{E}$  附近）的對流也不活躍，這和 6 月下旬太平洋高壓西伸（ $120^{\circ}\text{E}$  附近以及以東的對流系統有向西移動的表現）的情形非常不同。因此，我們猜測臺灣梅雨季中出現了長達約 10 天的間歇期是熱帶擾動不活躍所致，與西太平洋副熱帶高壓的變化沒有明顯關係。有趣的是在這段間歇期中，北方（從  $30^{\circ}\text{N}$  到  $35^{\circ}\text{N}$ ）擾動是相當活躍的（圖略），暗示著相對於中緯度擾動而言，熱帶擾動對臺灣梅雨期雨量之多寡有絕定性之影響。

### 三、南亞高壓

在春夏轉換的時期，亞洲的大尺度環流通常以高層南亞反氣旋的發展為轉換過程的指標。因篇幅所限，我們不能在本文中討論根據流線場來追蹤南亞反氣旋的移動和發展，但可藉從  $25^{\circ}\text{N}$  到  $30^{\circ}\text{N}$  的平均 200 hPa 風場東西分量的時間與經度剖面圖（圖 3）來說明環流的變化。圖 3 中深影部分表示風速大於  $40\text{ms}^{-1}$ ，淺影部分則表示風速大於  $30\text{ms}^{-1}$  但小於  $40\text{ms}^{-1}$ 。從 3 月初到 4 月中，我們看見太平洋噴流（長度約含蓋了從  $150^{\circ}\text{E}$  到  $180^{\circ}\text{E}$  的範圍）不斷向東退縮，若比照風場的平面圖（圖略）來看，可看到太平洋噴流實際除了向東退縮以外，還清楚地向北移動。4 月中旬時在圖 3 的  $15^{\circ}\text{E}$  和  $100^{\circ}\text{E}$  附近出現了兩區清楚的西風極值，它們分別屬於西亞和南亞高壓的北緣（圖略），而此時的太平洋噴流與冬季相比已是相當微弱了。在 5 月上旬風場出現了急劇的變化，伴隨西亞高壓的西風雖仍可辨認但強度減弱且中心明顯向東移動。伴隨南亞高壓的西風變化更為明顯，西風動量在 5 月中時迅速向東傳遞。到了 7 月，亞洲上方出現持續之東風（虛線部分），表示屬於夏季型態的環流已經建立。因

此，若以西風特徵來定亞義洲季風的發展階段，東亞季風的爆發應大致在 5 月初即西風動量迅速從亞洲陸地向太平洋上方傳遞之時，南亞（印度）季風的爆發大致在 7 月初，即亞洲大陸上空初現持續之東風。

雖然在東亞季風爆發時，在緯度  $25^{\circ}\text{N}$  到  $30^{\circ}\text{N}$  附近有西風動量從華南上空往太平洋上傳遞，但是高空反氣旋則是從爆發前的西亞和東亞兩個完整的反氣旋環流轉變成為以青藏高原為中心的巨大南亞反氣旋，這種轉變也可以在圖 4 裏看出。圖 4 是從  $25^{\circ}\text{N}$  到  $30^{\circ}\text{N}$  的平均 200hPa 流函數在時間與經度上之剖面圖。圖中清楚顯示出在 5 月上旬亞洲高空環流出現急劇變化，在  $90^{\circ}\text{E}$  附近流函數由原先的負值轉變為正值，標示出南亞反氣旋的出現。從圖 4 看來，南亞反氣旋的東西尺度從 5 月到 6 月上旬並沒有明顯的變化，比較明顯的轉變出是現在 6 月下旬。一方面，南亞反氣旋中心向西移動到印度上空；另一方面，在華南上空又出現一新的反氣旋中心，這個反氣旋不論是在強度或空間範圍上均不斷擴張，在 7 月中時已發展成盛夏時的南亞反氣旋形態。

### 四、青藏高原之熱源效應

在春夏轉換期間，對高層大氣而言，全球最顯著的非絕熱熱源自然是非青藏高原莫屬的；其熱效應之顯著從大氣溫度的變化就可以直接看得出來。圖 5 是  $25^{\circ}\text{N}$  到  $30^{\circ}\text{N}$  平均的 500hPa 溫度在時間與經度上之剖面圖，其中斜線部分表示溫度低於  $-6^{\circ}\text{C}$  而陰影部分表示溫度高於  $0^{\circ}\text{C}$ 。圖 5 顯示出在這個緯度圈範圍，在季節轉換時率先增溫（約在 4 月中旬）的地區就在青藏高原的東端，些許類似的增溫情形也同時發生在中美洲墨西哥灣（ $90^{\circ}\text{W}$ ）附近，但變化的頻率比較高。到了 5 月 6 日左右，青藏高原和中美洲上的增溫型態便有明顯的不同；在青藏高原上的增溫顯得急劇且持續，但是中美洲上的增溫則是斷斷續續地。直至 6 月初時，青藏高原上的大氣溫度已比中美洲上高出了  $6^{\circ}\text{C}$  左右。青藏高原的熱效應還有一特殊之處，即因高原的加熱作用使熱帶與副熱帶高層大氣的南北溫度梯度領先於其它區域轉變符號。圖 6 是 500hPa 上大氣溫度從赤道到  $35^{\circ}\text{N}$  的溫度梯度，正值（陰影區）表示在  $35^{\circ}\text{N}$  的溫度高於赤道上的溫度。圖中清楚顯示，溫度梯度的轉變以青藏高原上為最早，時間約在 5 月下旬，領先了中美洲約有一個半月之久。

另外，OLR 也是一種可以顯示出青藏高原之熱變化的資料。圖 7 是  $30^{\circ}\text{N}$  到  $35^{\circ}\text{N}$  平均的 OLR

在時間與經度上之剖面圖，其中深影部分表示 OLR 值低於  $180\text{Wm}^{-2}$ ，淺影部分表示值低於  $210\text{Wm}^{-2}$  但高於  $180\text{Wm}^{-2}$ 。圖 7 顯示出從 3 月一直到 5 月上旬，青藏高原上均有明顯的 OLR 低值，這種低值大概主要是降雪或積雪所造成的，其中降雪的部分可以從由西移向高原又經高原繼續往東移出的 OLR 低值系統得到佐證。有趣的是，從 5 月 6 日左右到 6 月上旬，高原上的 OLR 值呈現出一段的高值期，這種高 OLR 現象又以高原的西半部比東半部明顯，應是可感熱的加熱效應所致。6 月中旬後高原上雖再出現 OLR 的低值，其特徵上與 3、4 月時明顯不同。3、4 月時的 OLR 低值除了背景效應（積雪）之外還可辨認出許多前述之向東移動的天氣系統，6 月中旬後僅根據 OLR 資料便完全辨認不出有從高原西方移到高原上的天氣系統。另一方面，我們看到在 5 月下旬和 6 月上、中旬（長江梅雨期）有許多向東移動的擾動出現在東海與西太平洋上；但是，在 6 月下旬和 7 月，對流系統似乎受到一些向西移動比較低頻之擾動的影響而被限制了向東的發展。

根據圖 4 到圖 7，我們可以確定，在這一年象徵著亞洲開始進入夏季的南亞高空反氣旋出現於 5 月 10 日左右，並出現之前青藏高原即已開始急速增溫。臺灣地區梅雨季中第一波持續性降水恰巧出現在青藏高原顯著增溫，也就是在高原的經度範圍內副熱帶與熱帶溫度梯度開始變號之後。而最後一波降水則停止於青藏高原開始第二次顯著增溫。是否能利用這類關係來增進預報員從事中長期預報時的判斷能力，目前仍言之過早，實在需要我們更深入的研究工作先來釐清各系統間的複雜關係，才能進一步探討預報問題。但是，利用 OLR 資料來診斷數值預報模式中對青藏高原地表處理是否合適，則是一重要並立即可行的工作。

## 五、東亞夏季季風爆發

南亞高空反氣旋的出現與東亞夏季季風爆發是不是同一件事呢？這從南海上的風場東西風向之垂直結構可以略見端倪。我們將以經度從  $100^{\circ}\text{E}$  到  $120^{\circ}\text{E}$  和緯度從  $0^{\circ}$  到  $20^{\circ}\text{N}$  為範圍的平均東西向風的時間序列垂直剖面圖表示在圖 8 中。圖中顯示，在 5 月 10 日以前，高層風是東（白）西（陰影）風交替出現的狀況，低層主要是東風。在 5 月 10 日左右風場出現了急劇的變化，先是高層西風加強，然後低層西風緊接增強並且高層西風也驟轉為東風。高層西風轉為東風之後，風場的垂直結構便一直維持在高層東風和低層西風的狀態。高層東風的出現就是南亞反氣旋出現的部分表現，而低層持續西風的開始出現正是東亞季

風爆發現象的重要一環。在這些環流遽變的階段中，伴隨有大範圍旺盛的深對流擾動（可參考圖 2c），這可以說是東亞季風爆發的最重要特徵。

這種風場垂直結構的變化在不同緯度圈上有何差異是一項重要的問題。因此，我們將從  $90^{\circ}\text{E}$  到  $120^{\circ}\text{E}$  平均風場的東西分量在緯度與時間座標上的剖面圖表示在圖 9a（ $200\text{hPa}$ ）與 b（ $850\text{hPa}$ ）中。圖中陰影部分表示西風，深影部分的風速大於  $24\text{ms}^{-1}$ 。圖 9a 顯示南半球亞熱帶西風噴流在 3 月底時有一次明顯的增強現象，位置也明顯的從  $30^{\circ}\text{S}$  以南往北推到  $25^{\circ}\text{S}$  左右；接著在 4 月底時又有一次北推，但是在北推之後西風軸的緯度並沒有明顯的變化，只是強度增強許多。在北半球方面，4 月底時副熱帶西風噴流快速從約  $40^{\circ}\text{N}$  南壓到  $15^{\circ}\text{N}$  左右，5 月 10 日之後西風噴流軸即「北跳」到  $35^{\circ}\text{N}$ ，在 7 月上旬又「北跳」到  $40^{\circ}\text{N}$ 。從這裡我們可清楚看到，西風噴流的「北跳」完全是南亞反氣旋發展特徵的一部份（參考圖 4）。

圖 9b 顯示赤道附近的低層西風在 3 月以及 4 月的第一旬時仍在南半球，表示從南到北的跨赤道流還沒有建立。在四月中旬和下旬赤道附近的低層東西風非常微弱，5 月上旬時有微弱西風出現，5 月 10 日後西風突然增強、範圍擴大並且一直持續到夏季。其中在 5、6 月中旬的兩次「西風爆潮」均是臺灣地區出現明顯降水的時段（圖 1），值得我們注意。

## 六、綜合討論

根據本文中的描述，我們認為春夏轉換時期大尺度環流最重要的特徵應屬高層南亞反氣旋的建立與發展。南亞反氣旋的建立似乎與青藏高原的加熱作用有最直接的關係。伴隨著南亞反氣旋的建立，亞洲高層西風噴流有「北跳」現象，從印度洋到南海的熱帶風場垂直結構則轉變成「高層東風—低層西風」的固定形態。這些風場的轉變，加上伴隨的旺盛深對流運動，構成了東亞夏季季風爆發的基本現象，也是臺灣地區梅雨季中的一段主要降水期。

在本文所研討論的這一年（1995），臺灣在梅雨季中的累積降水雖不算少，但是雨日卻是明顯偏少，作者推測導致這個結果可能有兩個主要的因素：（1）北半球的熱帶對流運動普遍偏弱，（2） $80^{\circ}\text{E}$  到  $100^{\circ}\text{E}$  部分南亞反氣旋偏強。圖 10 是 6 月 OLR 的月平均（上圖）與月距平（下圖）。圖中顯示，雖然熱帶對流運動的中心（上

圖中深影區)仍在孟加拉灣、中南半島和印尼一帶,但是有三區明顯的正距平區(弱對流運動)分別出現在阿拉伯灣、從中南半島至菲律賓東方的西太平洋、連貫中美洲與西非的熱帶大西洋。與這些正距平相對應的現象有印度遲來的雨季和熱浪,以及遠少於氣候值的太平洋和大西洋熱帶氣旋生成個數。另外一方面,圖 11 (200hPa 流線場的 5 月平均(上圖)和距平(下圖))顯示出雖然南亞反氣旋的平均中心位置在孟加拉灣北端上方,但是其反氣旋距平的中心位置大約在青藏高原的西部。伴隨著這個反氣旋距平在大陸東岸上方有一深槽,而在東北和蒙古上方有氣旋距平。南亞反氣旋距平在 6 月的距平圖中仍然清楚。這種距平加上不活躍的熱帶擾動,使得臺灣地區喪失了有利的持續降水條件,以致於兩日偏少。不可諱言地,以上推理在論證上仍嫌薄弱,後續之研究工作非常必要。但是,日後在短期氣候監視工作上,南亞高壓的發展特徵以及熱帶對流運動的特性是我們絕對必須密切觀察的對象。

參考文獻

陳隆勛, 朱乾根, 羅會邦, 何金海, 董敏, 馮志強, 1991: 東亞季風。氣象出版社, 362 頁。

月長期天氣展望, 中央氣象局提供。

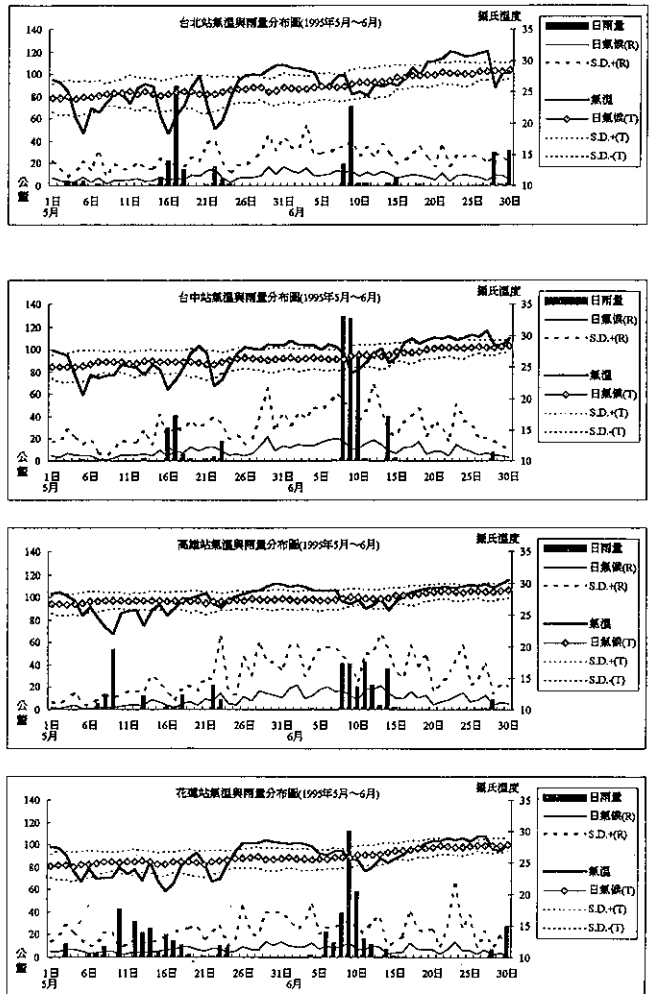


圖 1

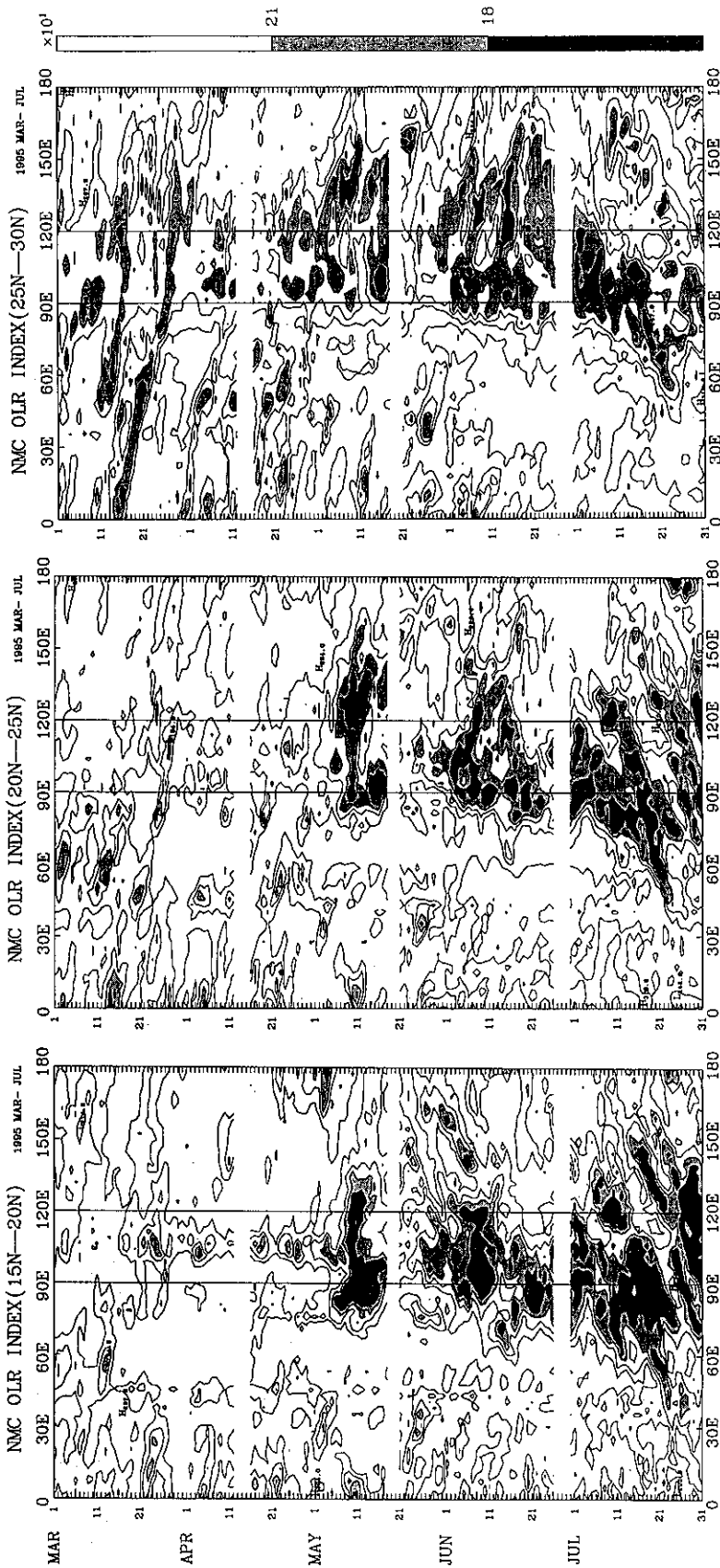


圖 2a

圖 2b

圖 2c

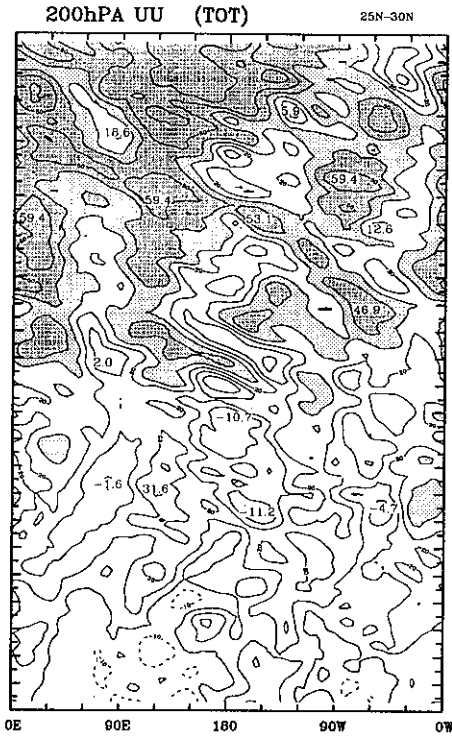


圖 3

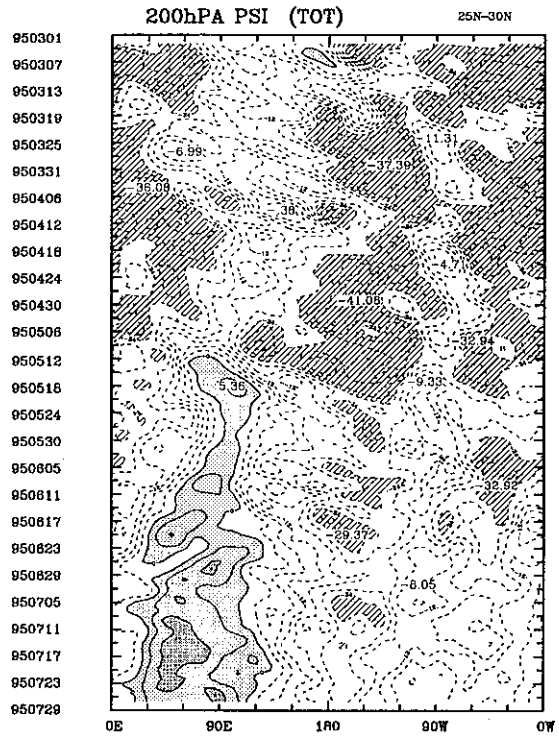


圖 4

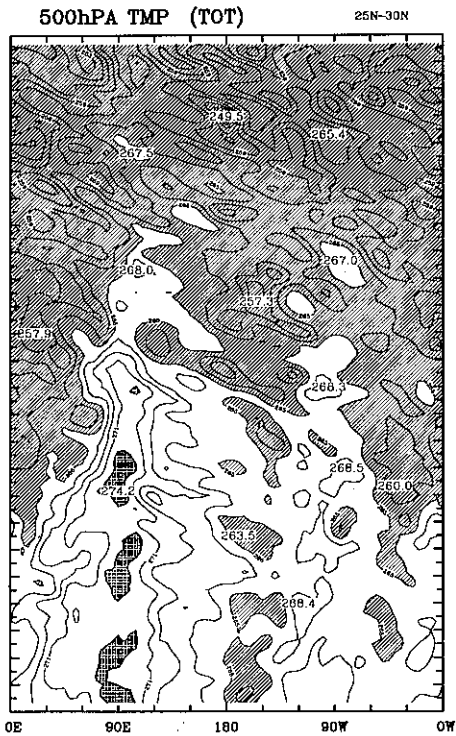


圖 5

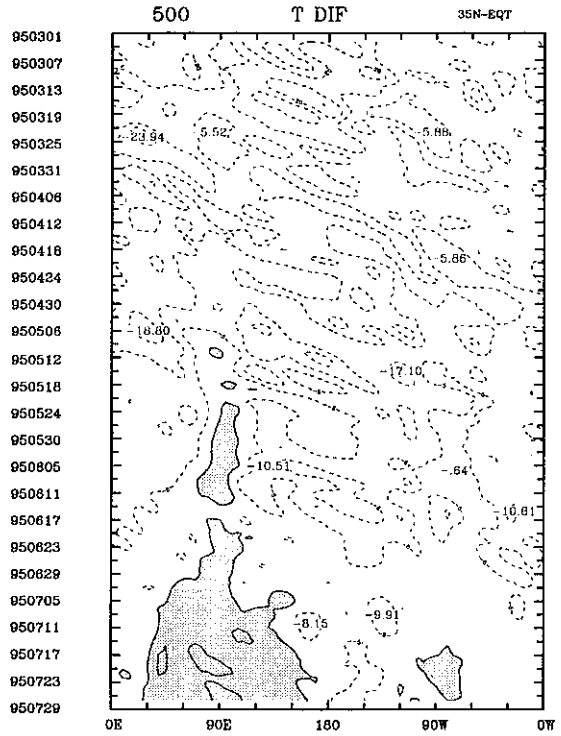


圖 6

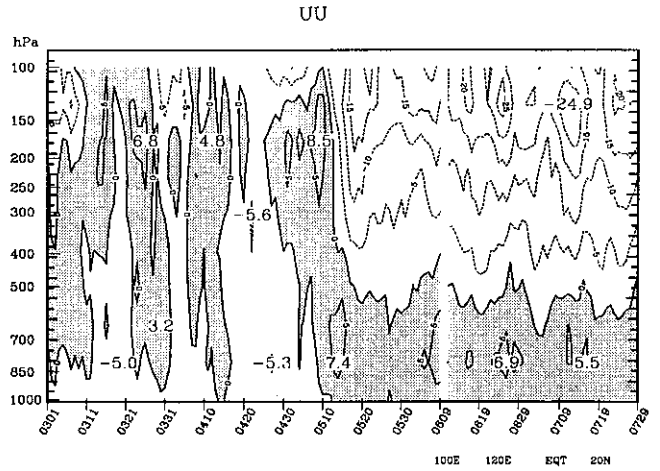


圖 8

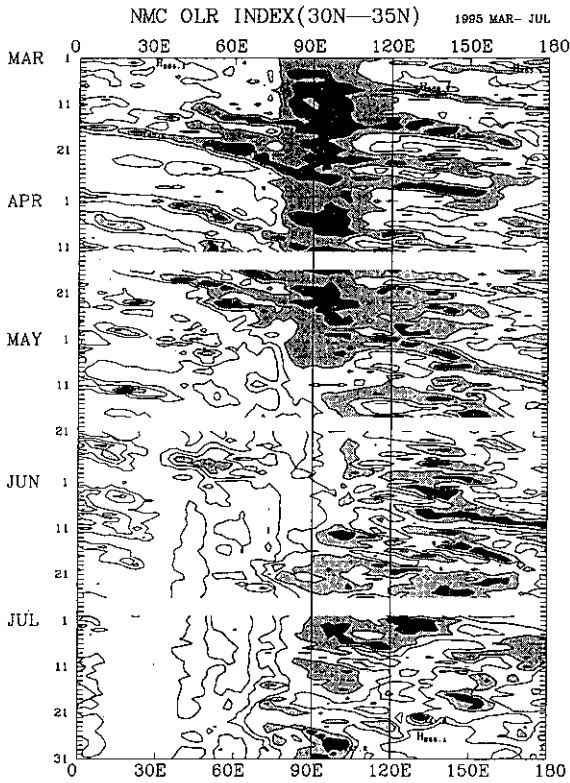


圖 7

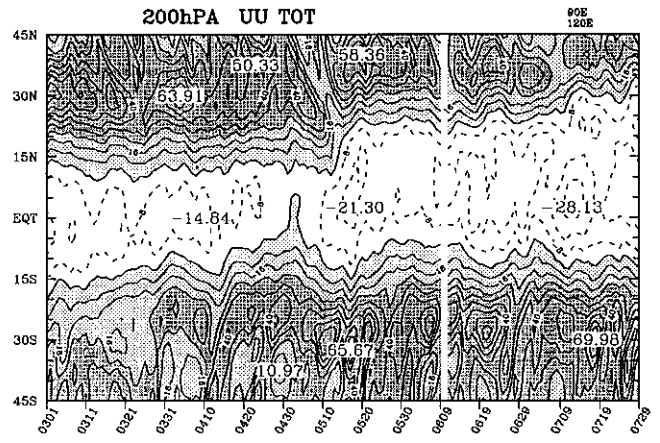


圖 9a

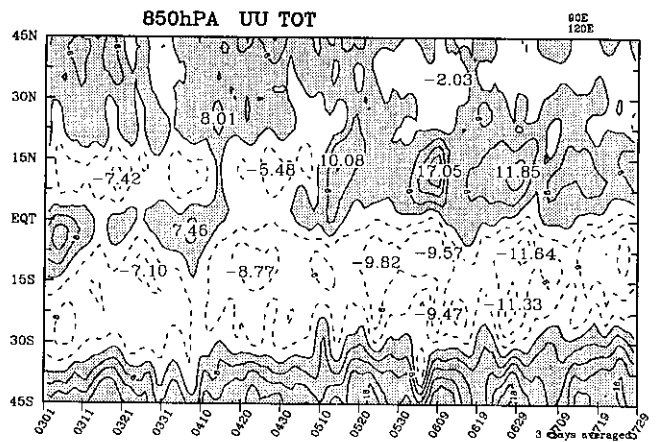


圖 9b

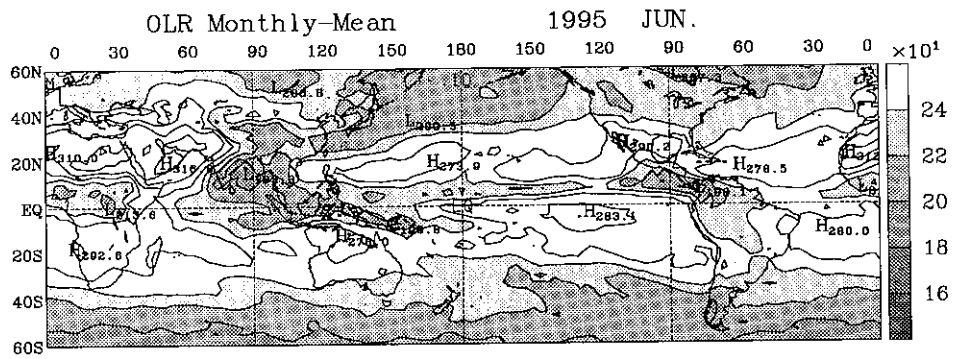


圖 10

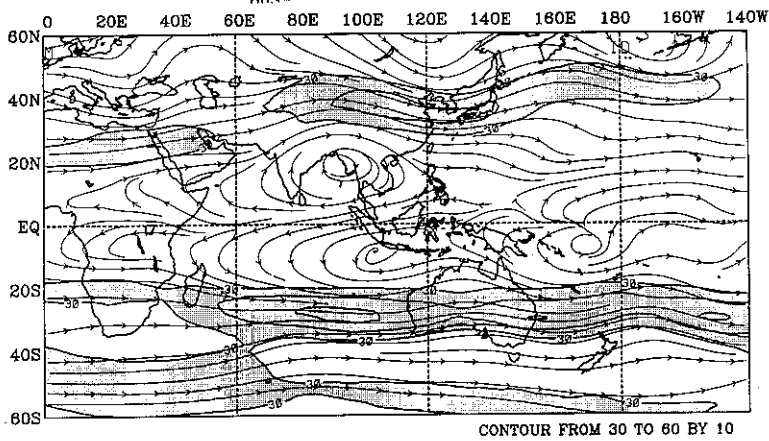
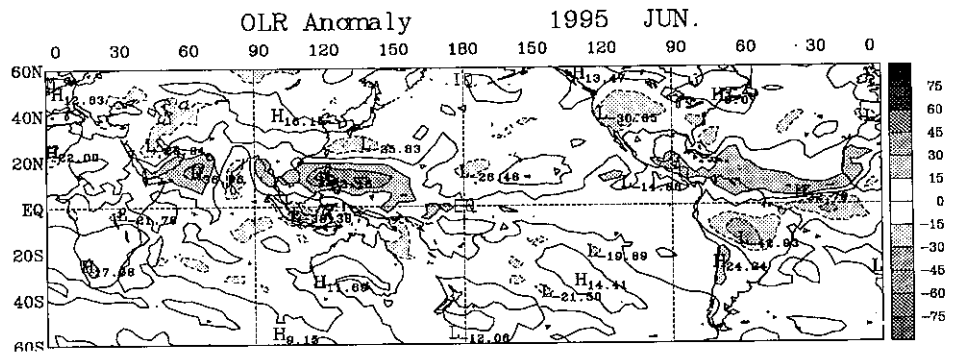


圖 11

