

臺灣地區春夏季乾濕年受 長週期擾動影響之研究

許子乾 王作臺

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國七十九年四月二十日收稿；中華民國七十九年五月二十三日定稿)

摘 要

本研究利用500毫巴高度場距平值的大小，選取1980年為正距平年，1984年為負距平年，1978年為準正常年。針對三個年份進行1月-7月的時間序列和頻率域的分析。藉以探討大尺度長時間週期擾動對梅雨期降水多寡的影響。

結果顯示，由500毫巴面高度場的頻率域分析，可知台灣地區在異常距平時，18-53天週期的低頻擾動有很大的貢獻，但正距平年和負距平年在此週期內其分段結構有明顯的不同。然而在正常年中此長週期的擾動則佔有較少的貢獻。分析高度場擾動的時空分布，以緯度 $15^{\circ} - 25^{\circ}\text{N}$ 為範圍取平均，做時間-經度的分佈。顯示1980年在2月時有一明顯大範圍的正擾動出現。

根據結果分析，選取太平洋高壓中心區域2月高度距平場，作為參考指標，以探討長時間週期的擾動和梅雨期5月降水量多寡之關係。由參考指標分析可以得知，此指標和5月少雨的相關係數為-0.57；而由參考指標中選取出的7個個案中，有5個符合少雨的條件。此顯示太平洋高壓中心區域2月高度正距平擾動和5月台灣梅雨少雨有某種程度的相關。

關鍵詞：乾濕年，長週期擾動，頻率分析，快速傅立葉轉換

一、前 言

1-1 梅雨期的大尺度環流和降水變化

梅雨發生於春、夏季節交替的時候，此時台灣地區正處於由冬季大陸性冷氣團控制的冬季氣候轉為由夏季海洋性暖氣團控制的夏季氣候之過渡時期。因此整個大尺度環流場顯現出西伯利亞/蒙古高壓消退和太平洋副熱帶高壓發展的主要特徵。

圖1a為5月的北半球500毫巴面平均高度場，圖1b為6月的北半球500毫巴面平均高度場（取自陳，1986）。從圖1a中可以知道，5月時太平洋高壓脊約在 $15^{\circ} - 20^{\circ}\text{N}$ 的地區一帶，東亞主槽在庫頁島至東海一帶。在圖1b中，6月的太平洋高壓脊移至巴士海峽一帶。東亞主槽位置和5月相近，鄂霍次克海的阻塞高壓脊則在6月出現。

比較5月和6月的環流特徵，發現6月時太平洋高壓脊已北移至巴士海峽一帶，鄂霍次克海的阻塞

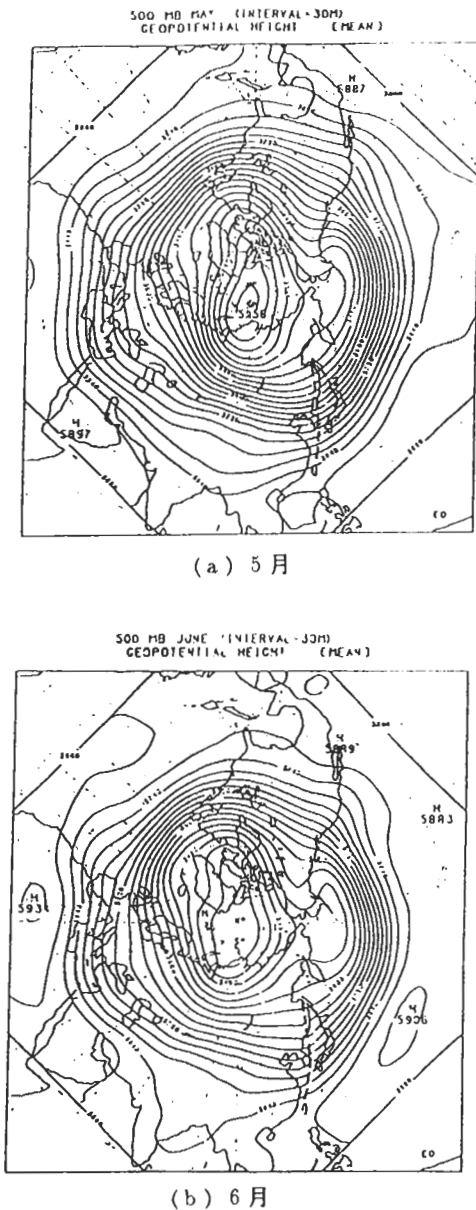


圖1 1957年-1976年500毫巴(間隔30M)平均高度分佈, 虛線為槽, 點線為脊。

高壓也在6月建立, 孟加拉灣一帶的季風槽6月亦比5月明顯。紀(1978)指出副熱帶高壓脊線在梅雨期約位於 $18^{\circ}-19^{\circ}\text{N}$, 鄂霍次克海則有一阻塞高壓存在, 東亞槽此時位於大陸東南部。紀同時指出東

亞槽之後退、鄂霍次克海阻塞高壓的建立和太平洋副熱帶高壓的發展為台灣梅雨期的平均環流主要特徵。Chen and Jou (1986)分析1975-1984年台灣梅雨期的平均環流特徵顯示, 東亞地區梅雨期之中緯度微弱阻塞已在東西伯利亞形成, 正壓暖心結構的季風環流系統亦已於印度北方建立完成。由此可知梅雨期之大尺度環流系統主要為太平洋副熱帶高壓、季風低壓、東亞主槽和鄂霍次克海阻塞高壓。

陳(1987)研究台灣梅雨乾濕梅之平均環流特徵, 指出台灣梅雨雨量多寡的行星尺度控制系統即為太平洋高壓脊、季風低壓、東亞主槽和鄂霍次克海阻塞高壓。徐與紀(1974)和紀(1978)研究台灣梅雨雨量異常時的環流特徵, 顯示梅雨少兩年時, 在梅雨期間, 台灣500毫巴的高度距平為正距平區, 多兩年時, 台灣上空的高度距平為負距平區。陳與廖(1981)針對1954、1961、1963、1971和1980年5個空梅年作個案分析。發現台灣地區空梅年時太平洋高壓比平均位置(15°N)偏北 $10^{\circ}-15^{\circ}$, 並與由西藏高壓附近東移之副熱帶高壓合併, 使中緯度東亞地區均在正距平區內, 以致梅雨鋒面系統未能南下影響台灣地區。陳(1986、1987)分析台灣乾、濕梅雨期的平均環流指出, 乾、濕梅月的決定因素為低對流層氣流之源地和強度。當台灣低對流層氣流為源自於太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流或源自於東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時, 該月為乾梅月。而低對流層氣流之源地和強度, 則受太平洋高壓脊、東亞主槽、鄂霍次克海阻塞高壓和季風低壓等四個行星尺度環流系統的影響。Chen and Jou (1988)分析1975-1984年台灣梅雨期活躍年和不活躍年的鋒面活動頻率及東亞地區之環流特徵。結果顯示在梅雨活躍年有較其它年多的鋒面活動, 梅雨活躍年/多雨年和不活躍年/少雨年的主要大尺度環流特徵差異為中緯度阻塞之有無和太平洋高壓之強弱/位置。陳與周(1987)分析1975-1984年天氣圖, 衛星雲圖和NCAR網格點資料, 發現低緯度環流在決定梅雨顯著性方面, 較中緯度環流更為重要, 而中緯度冷空氣在決定梅雨顯著性方面亦屬不可或缺。同時也發現對流活躍之條

件為低對流層源自孟加拉灣較強之西南氣流，此點在陳與周(1988)分析1981-1984年5、6月綜觀天氣圖、衛星雲圖和NCAR網格資料時，再一次被發現。陳(1988a)使用1975及1977年5月15日-6月16日的衛星雲量分佈，分析台灣梅雨顯著期間之梅雨鋒面系統與熱帶/副熱帶大尺度環流系統間的關連。結果顯現梅雨鋒面系統之生成與印度洋西南季風及太平洋東北信風(或ITCZ)之增強有密切關連。周與陳(1989)分析1979年FGGE資料和NASA衛星長波輻射資料(OLR)，探討台灣梅雨期東亞地區候平均大尺度環流與對流活動之演化及其相關性。結果顯示源自於孟加拉灣或印度洋的西南氣流有助於華南與台灣地區的對流。陳與周(1989)分析1975-1984年台灣梅雨期(5月15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的先決條件。而中緯度冷空氣南侵以維持梅雨鋒面，為決定梅雨活躍度的必要條件。此外，東亞梅雨區哈德里胞環流在梅雨顯著時較強，顯示有較強的中緯度交互作用。

從過去對梅雨異常和大尺度環流特徵關係的研究中，可以發現在梅雨少雨年時，台灣地區受太平洋高壓環流的影響，台灣地區為正距平區，此時由孟加拉灣吹來的低層西南氣流無法抵達台灣附近，造成水汽來源不足，形成梅雨期少雨。梅雨期多雨時，太平洋高壓較平均偏南或消退，台灣地區為負高度距平區，此時孟加拉灣若有較強的西南氣流抵達台灣，配合中緯度冷空氣的南侵維持梅雨鋒面，則造成梅雨期多雨。因此可知，低對流層的氣流源地和強度雖為造成梅雨期雨量多寡的主要因子，但此氣流則受太平洋高壓強弱/位置相當大的影響，即太平洋高壓的強弱和位置為決定梅雨降水多寡的重要因子之一。

1-2 研究動機與目的

從過去對台灣地區乾、濕梅雨期和大尺度環流特徵關係的研究中，可知太平洋高壓的強弱/位置是影響梅雨降水多寡的主要因子之一，當梅雨期多

雨時，太平洋高壓往南消退。在這些研究中，一般皆先以梅雨期降水量的多寡選定乾濕梅雨年個案，然後根據選定的個案年，分析梅雨期的大尺度環流特徵。在分析過程上，因先選定乾、濕梅雨年後再分析大尺度環流特徵，所以得到的大尺度環流特徵為乾、濕梅雨期的必要條件，對由大尺度環流特徵來分析其和梅雨期降水異常的關係，則顯得不足。在分析時間上，過去的研究分析著重於梅雨期或梅雨發生時的5、6月環流特徵，因此分析結果為梅雨期當時的環流結構，缺乏時間序列的變化，使結果只能用於梅雨期間，在了解大尺度環流演化對梅雨降水異常的影響則仍顯缺乏。

依據過去的研究顯示太平洋高壓對梅雨的降水多寡有重要的影響，因此太平洋高壓的長時間演化情形和梅雨降水異常的關係就特別引人注意。因為太平洋高壓在梅雨期間的平均環流異常，其表現尺度在月以上。吾人認為對於長時間持續的異常擾動，其表現在時間序列上的週期特性，應為較長的週期變化，所以擾動在更早時期就應有跡象顯示，因而對於太平洋高壓在長時間序列變化和梅雨降水異常的關係，就值得去加以探討。

過去在研究長週期干擾和氣候變化關係方面，一般多著重於熱帶地區低頻振盪(30-50天週期)和熱帶附近氣候的關係。如Yasunari(1979, 1980, 1981)，Murakami et al.(1984)和Krishnamurti et al.(1985)等人研究低頻振盪(30-50天)對熱帶地區的影響，並指出印度夏季季風的活躍/中斷期和熱帶地區低頻振盪的北傳現象有關。Cadet and Daniel(1988)更利用低頻振盪和印度夏季季風活躍性的關係，來預報季風的活躍期和中斷期之開始時間。再如Lau and Chan(1985, 1986)指出熱帶低頻振盪和艾利紐-南方振盪(ENSO)的發生有關，Weickmann(1983)使用長波輻射資料和NMC的環流分析場，分析北半球的冬季環流和熱帶地區雲量的傳播特性及其相關，結果顯示熱帶地區雲量分布有向東傳播的現象，其週期在35-80天左右。在某些年的冬天，副熱帶風場的季節際(intraseasonal)擾動現象和熱帶地區的雲量傳播現象有關。

由前一節提及的研究中，可知對於台灣地區梅雨期降水異常的分析，在探討大尺度環流場乾濕梅雨年的分布特徵方面，已有不少論著，對於這一方面關於台灣梅雨研究的回顧，可參考陳（1988b）所作之“台灣梅雨研究的回顧”。由研究中可歸納出一些乾、濕梅雨期的大尺度環流條件，如太平洋高壓的強弱/位置，鄂雷次克海阻塞高壓的有無。然而對於這些擾動的時間序列演化分析及大尺度環流場對梅雨降水量的變化影響，目前都有待進一步的研究、了解。

此次研究的目的是，即針對前述的問題，作一初步分析，以了解乾、濕梅雨期和大尺度環流的關係及擾動在乾、濕梅雨期的時間序列變化。另外，根據前面的推論，擾動在乾濕梅雨期有持續一個月（約相當梅雨期的平均時間長度）的正、負距平現象，其擾動應表現在較長的時間週期上，因此對於環流的頻率域分析，也將是另一個重點。藉由頻率域和時間序分析，希望能歸納出一參考指標，作為環流變化和梅雨期降水異常的相關因子。

為簡化研究探討的目標，在擾動方面，本文將僅討論太平洋高壓對台灣地區梅雨降水多寡在前述問題的影響。

二、分析資料與步驟

2-1 資料來源

本文所使用資料包含下列二組：

1. NCAR 1958-1986年北半球 47×51 八角網格點500毫巴面高度場月平均資料。
2. NMC 1974年12月-1987年北半球 65×65 網格點每日二次（00Z，12Z）高度場資料。本文選取1978年、1980和1984年1月-7月850毫巴、500毫巴和250毫巴三層的高度場資料。

2-2 個案選取

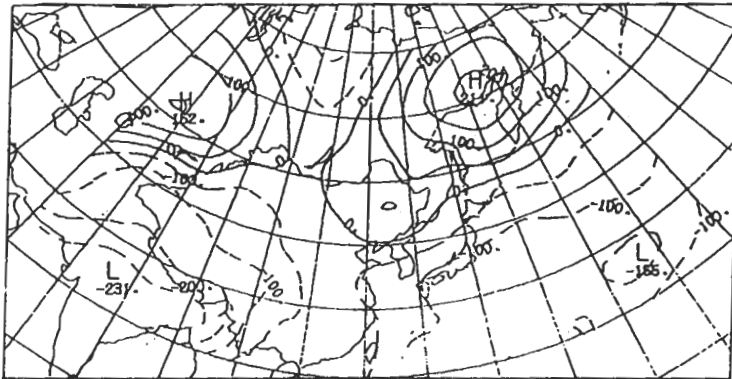
個案的選取是參考500毫巴面高度場距平來決定。利用NCAR 1958-1986年500毫巴面高度場月平均資料，計算3月、4月、5月的29年平均高度場，從而得出3月、4月和5月的500毫巴高度場距平，及29年高度場距平的標準差。將各年3月、4月、5月的距平除以該月的標準差，可以得到距平常態化（normalized）的分布情形。由各年3月、4月和5月月平均距平常態化的分布情形，依其正負和絕對值大小作個案選擇，取距平常態化絕對值持續最大及最小之年份作為分析個案。首先取東經 $120^\circ - 150^\circ E$ ，北緯 $20^\circ - 30^\circ N$ 的區域範圍作區域平均，得到3月、4月和5月各月月平均，由1958至1986年的距平常態化時間序列分佈，選擇近十五年來持續較大的年份，可以得到1980年為持續正距平的年份，1984年為持續負距平的年份，1978年則為距平變化較小的年份。本文選取1980和1984年（距平絕對值較大）及1978年（距平絕對值相對最小）來分析。圖2、圖3、圖4分別為1978、80和1984年3月、4月、5月的500毫巴面高度場距平常態化後， $60^\circ E - 180^\circ E$ ， $20^\circ N - 70^\circ N$ 範圍內的分佈情形。

圖2顯示的是1978年的資料，由圖中可見台灣地區的距平場梯度小，距平值在台灣附近地區都小於一個標準差（小於100%），且3月和5月時，0.5個標準差（50%）的線都通過台灣地區，4月時零線更在台灣西南方海面上，顯示出1978年從3月到5月的500毫巴面高度場在台灣地區接近平均值。

圖3為1980年3至5月500毫巴面高度場距平常態化後的分佈情形，從圖中可知在此三個月中，台灣到太平洋一帶都是正距平區，且台灣地區到太平洋一帶的距平值皆在一個標準差以上（大於100%），為明顯的正距平持續年。

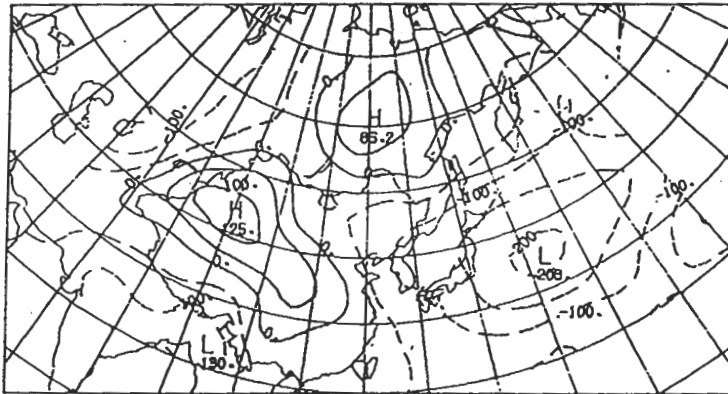
圖4為1984年的資料分佈情形，由圖中可知台灣和西太平洋一帶都位於負距平區內，為負距平持續年。為了解此三年梅雨期之5月期間降水情形，使用陳（1986）所作的1950-1984年台灣地區北、中、南部六個測站5月的雨量常態化指數分佈，作為降水多寡的指標。由陳所作分析得知78年5月雨量接近平均，80年5月為少雨，84年5月為多雨年

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)
ANOMALY 0 GMT 3 /1978



(a) 3月

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)
ANOMALY 0 GMT 4 /1978



(b) 4月

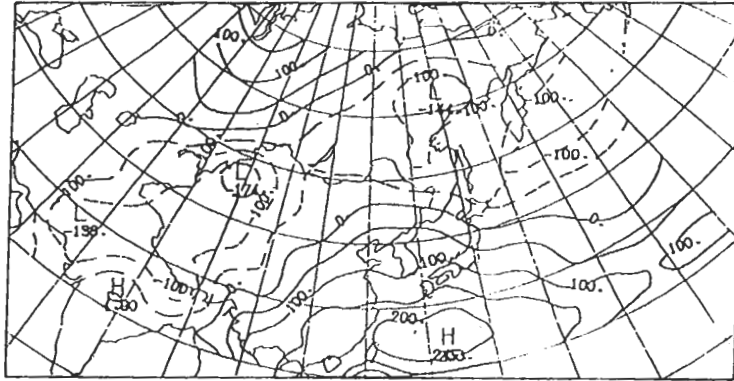
500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)
ANOMALY 0 GMT 5 /1978



(c) 5月

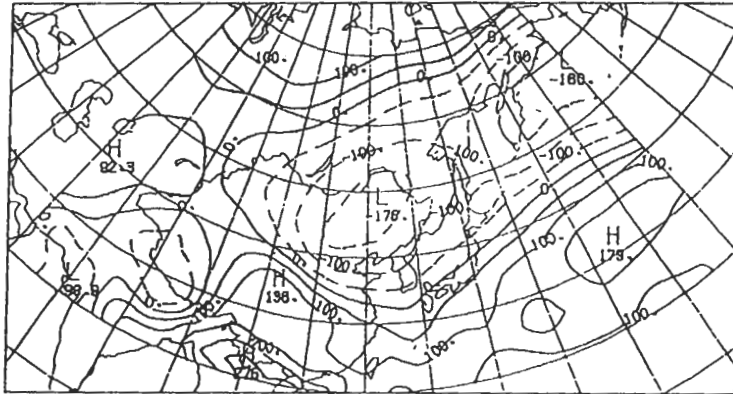
圖2 1978年500毫巴(間隔50%)月平均常態化距平分佈。實線為正,虛線為負。

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)
ANOMALY 0 GMT 3 / 1980



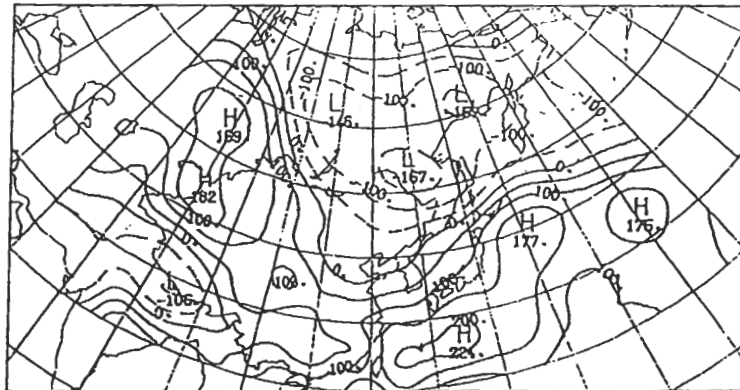
(a) 3月

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)
ANOMALY 0 GMT 4 / 1980



(b) 4月

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)
ANOMALY 0 GMT 5 / 1980

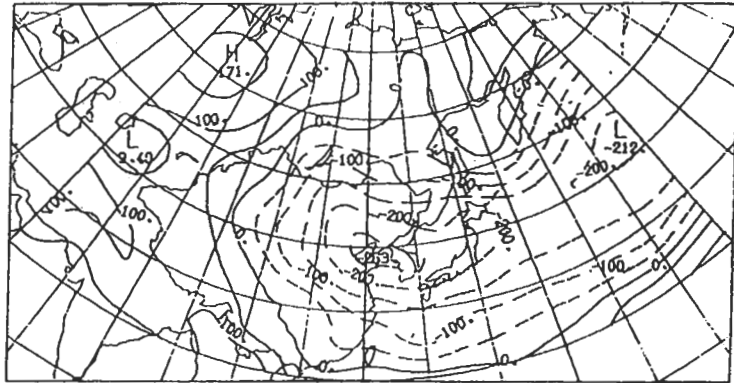


(c) 5月

圖3 同圖2，但為1980年。

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)

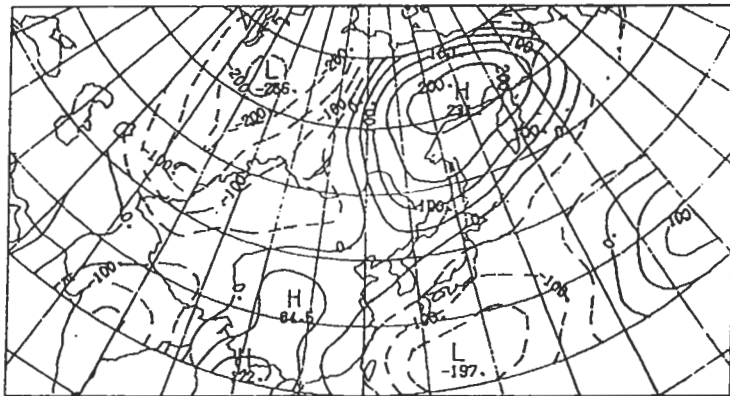
ANOMALY 0 GMT 3 /1984



(a) 3月

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)

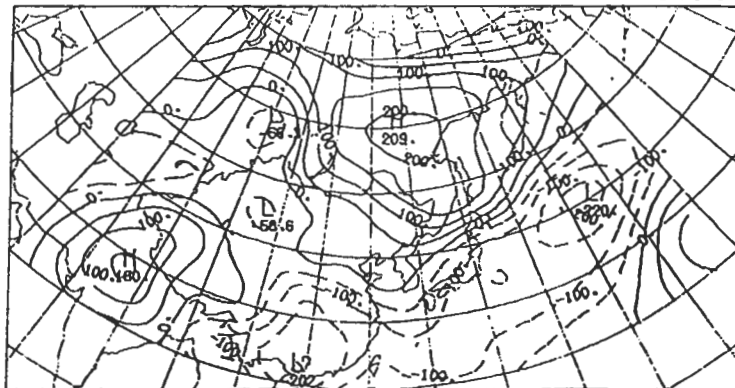
ANOMALY 0 GMT 4 /1984



(b) 4月

500MB GEOPOTENTIAL HEIGHT (Z) (INTERVAL=50Z)

ANOMALY 0 GMT 5 /1984



(c) 5月

圖4 同圖2，但為1984年。

。又另外根據徐與紀(1974)分析梅雨期降水和500毫巴面高度距平的關係,發現少雨年時台灣高度場距平為正距平區,而多雨年時則為負距平區。

綜合上述分析,選取之個案分別代表了正距平少雨年(1980)、負距平多雨年(1984)及準正常年(1978)。

2-3 分析步驟

2-3-1 時間序列

由前述條件選定個案後,依梅雨區域和太平洋高壓中心區域選擇 $115^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 和 $135^{\circ}-155^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 二個區域,前者為台灣梅雨區域,此後簡稱台灣地區,後者為太平洋高壓中心區域,此後簡稱為太平洋區域。選擇此二區域的理由是根據前一章所提太平洋高壓強弱及台灣地區高度場距平分佈和乾濕梅雨期有關,因此取太平洋高壓中心和台灣地區範圍內的高度場作區域平均,來看各年份1-7月區域平均高度值的時間序列變化。

因為在此所要看的是1-7月的時間序列變化,因此使用NMC逐日二次的資料。並取850毫巴和500毫巴二層的高度場來比較上下層的差異。對於時間序列中缺失的資料部份,則以同一時刻的前面資料補入;由於資料的缺失並沒有同一時刻連續超過二天的情形發生,使用上述方法補入資料時,只會影響到高頻的干擾,對於5天週期以上的擾動影響很小,因此對本研究所著重的較低頻率擾動影響很小。

為使各年的時間序列長度一致,逢閏年時去掉最後一天(7月31日),使各年的時間長度相等。從1月1日到7月31日,在平年時為212天,即時間序列長度為212天。

2-3-2 傅立葉轉換(FFT)

根據時間序列的變化,可以使用傅立葉轉換,求取高度場擾動在各不同頻率域的振幅,並可利用傅立葉係數反推得到不同頻率域下的高度場時間序列及各頻率域所佔的貢獻。

傅立葉轉換的形式為:

$$S_r(t) = A_0 + 2 \sum_{m=1}^{n-1} \left(A_m \cos \frac{2\pi mr}{N} + B_m \sin \frac{2\pi mr}{N} \right) + A_n \cos \frac{2\pi nr}{N} \quad (1)$$

其中 S_r 表示在第 r 個時間的時間序列 S 的值, N 為總項數 $N = 2n$

$$A_m = \frac{1}{N} \sum_{r=-n}^{n-1} S_r \cos \frac{2\pi mr}{N}$$

$$B_m = \frac{1}{N} \sum_{r=-n}^{n-1} S_r \sin \frac{2\pi mr}{N} \quad (2)$$

在研究中,首先利用(2)式計算傅立葉係數 A_m , B_m ,並求出 $R_m = \sqrt{A_m^2 + B_m^2}$ 以代表在第 m 個波段中高度場擾動的振幅。然後利用(1)式反推時間序列 S_r ,並藉由 m 值的選取,作簡單的濾波,即取 m 的一定區間範圍代表某一頻率域,而利用(1)式求出 S_r ,即可得到不同頻率域中 S_r 的值。同時計算 R_m 在整個頻率域中的百分比,以得到各頻率域中對整個高度場擾動的貢獻。

2-3-3 高度場時空分佈

在固定區域的時間序列和傅立葉轉換濾波分析之後,以500毫巴和250毫巴高度場,在北緯 $15^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 的緯度帶範圍,作高度場時間-經度關係的時空分析。首先對各個案年1-7月的高度場,以傅立葉轉換,取出2-71天週期的高度場擾動值,作5天平均,以去除71天週期以上的季節變化和5天以下週期的較高頻率擾動。然後對此擾動值作 $15^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 緯度範圍內的南北向平均,得到其東西向傳播的特性,並比較三個不同個案年的差異。

另外,為了解不同頻率域高度場擾動的時空分佈特性,亦將選擇一較低頻波段的擾動,作此擾動時空分佈的分析,並比較三個案年的差異。

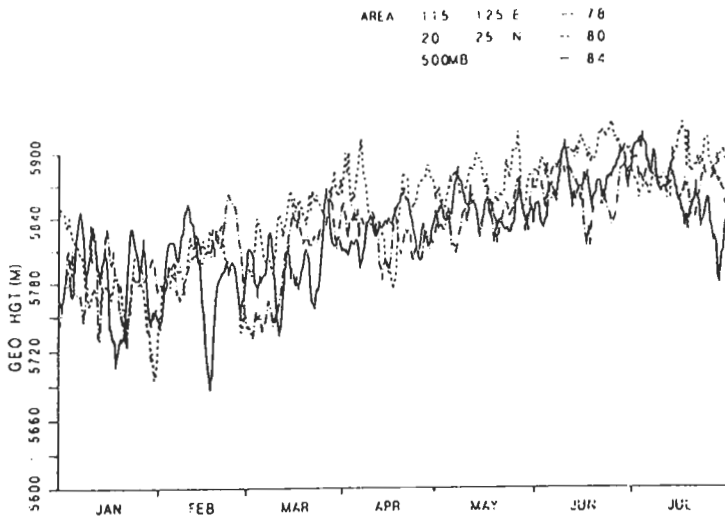
三、結果分析

3-1 時間序列分析

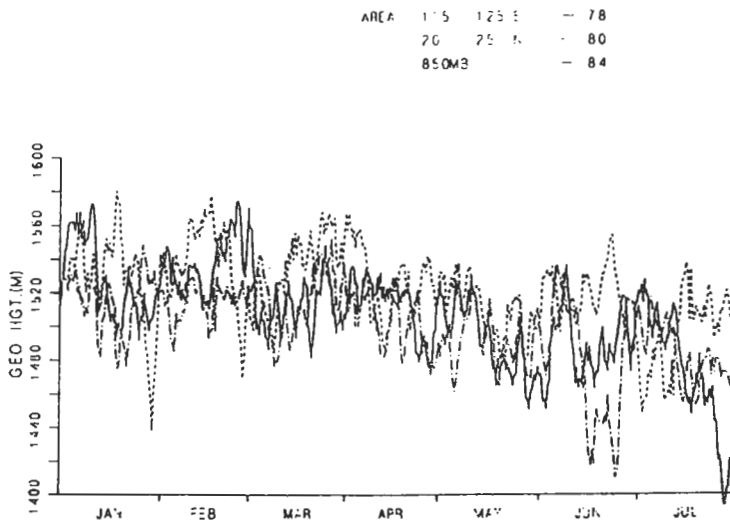
圖5a 為台灣500 毫巴高度場區域平均後的時間序列。從三年的整體變化形式中可以看出1 月到7 月的高度場有逐漸升高的情形，顯示夏季熱帶性暖心高壓逐步控制台灣500 毫巴面環流場。比較1980、1984 年高度場和1978 年高度的差異，發現1980 年的時間序列高度場比1978 年高，1984 年則比1978 年

稍低。

圖5b 為台灣850 毫巴高度場區域之時間序列。同樣地，在850 毫巴面上1980 年的高度場最高，1978 年次之，1984 年最低。此顯示500 毫巴面1980 年高度場正距平現象，1984 年高度負距平現象，及1978 年準正常年的平均現象，一樣存在於850 毫巴面的



(a) 500 毫巴面



(b) 850 毫巴面

圖5 台灣地區高度場時間序列。

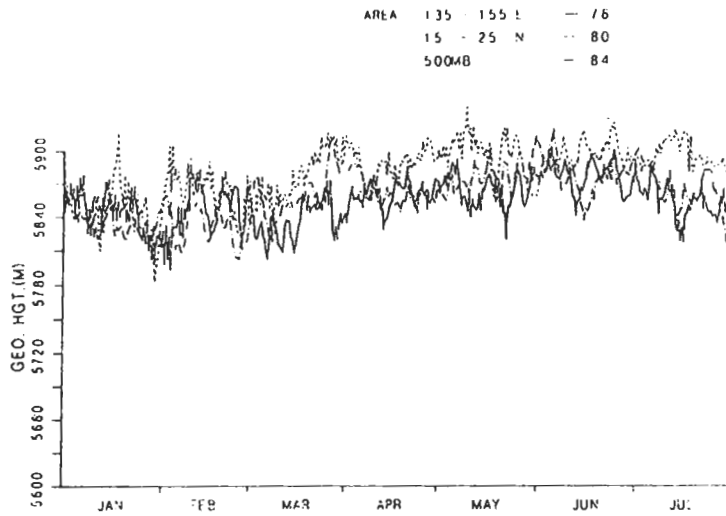
高度場。

比較850毫巴和500毫巴高度場時間序列變化情形，顯示五月以後此二層的變化相位大致相同（圖5a、圖5b），即上下層有同相位變化，為相當正壓系統所控制。

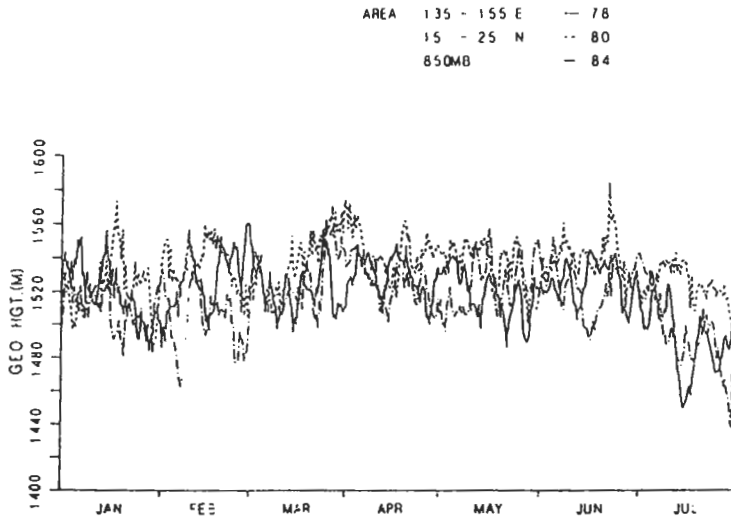
毫巴的高度場時間序列。在此區域中，1980年和1978年的差異比1984年和1978年的差異明顯，即正距平現象在此區域明顯。比較500毫巴和850毫巴二層的高度場時間序列，發現太平洋區域此二層的變化從1月起即大致同相位變化，為一相當正壓系統。

根據陳與周（1989）的分析，顯示副熱帶太平

圖6a，圖6b分別為太平洋區域500毫巴和850



(a) 500 毫巴面



(b) 850 毫巴面

圖6 太平洋地區高度場時間序列。

洋高壓之強度與位置，為決定梅雨活躍度的先決條件。在此比較台灣和太平洋區域500毫巴面高度場變化的時間序列（圖5a、圖6a），顯示在台灣和太平洋區域的高度變化其相位有一致的現象，此結果顯示太平洋高壓對台灣地區的擾動有明顯的影響。

3-2 頻率域分析

使用傅立葉轉換後，可得到各頻率域的傅立葉係數值，以傅立葉係數大小和頻率的關係作圖，可得圖7、圖8的振幅和頻率域關係圖。圖7、圖8分

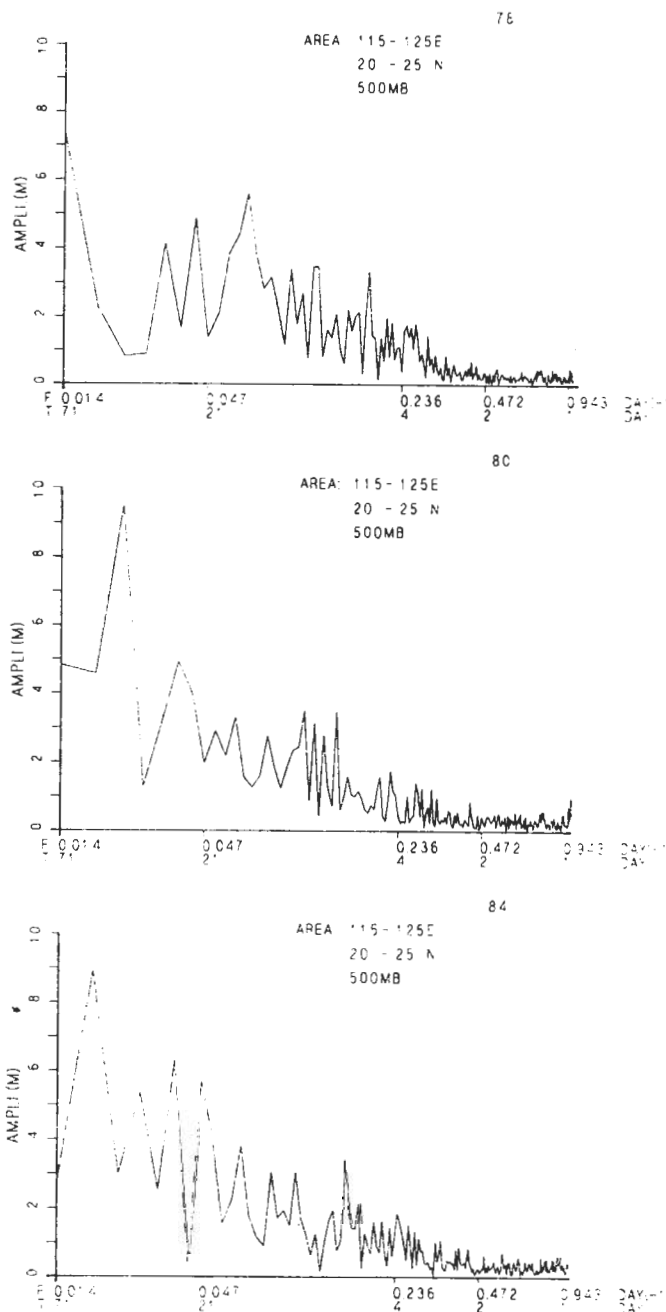


圖7 台灣地區500毫巴面高度場時間序列傅立葉轉換之振幅和頻率關係圖，上圖1984年，中圖1980年，下圖1978年。

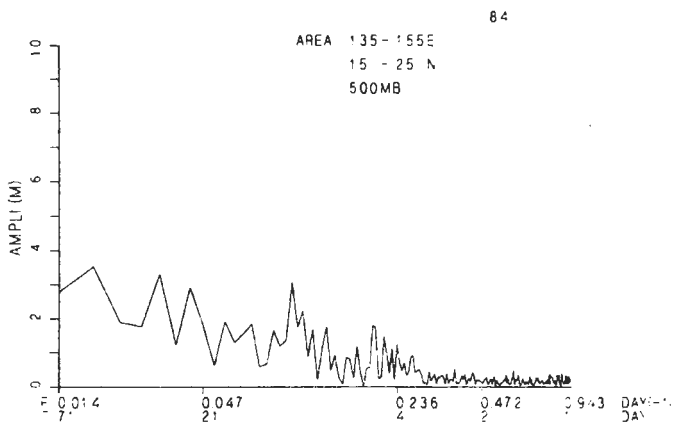
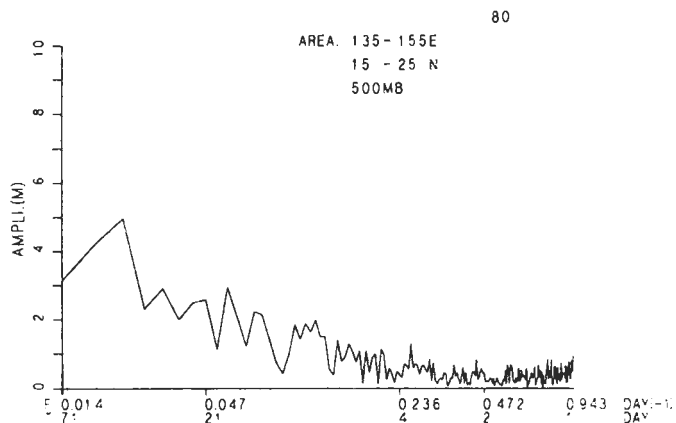
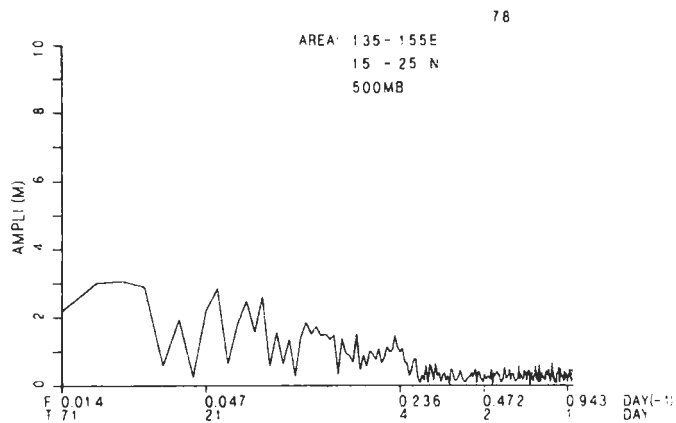


圖8 同圖7，但為太平洋地區。

別為台灣和太平洋區域500毫巴高度場偏差值頻率和振幅的關係圖。從圖7和圖8可以發現在高頻部分其振幅都相當小，只有在頻率為 $1(\text{天})^{-1}$ 的波段有較大的振幅，此為高度場擾動日變化的作用。在頻率較低的部分，則有較大的振幅存在。因此，在接下來的頻率域分析中，將不再考慮週期2天以下的較高頻擾動。另一方面，因為週期在70天以上的季節變化項，並不在研究範圍內，因此週期在71天以上的季節擾動，亦不被考慮。所以取基礎頻率域為2-71天週期的擾動，以下的討論將在此頻率域中，取不同波段來研究各頻率域擾動對基礎頻率擾動的貢獻。

表一為台灣地區500毫巴面高度場擾動各頻率域在基礎頻率域中所佔比例，表中的百分比即為該頻率域擾動在整個基礎頻率域擾動所佔的貢獻。在此表中，值得注意的是在18-53天週期，距平異常年佔有50%以上的貢獻，(俱滿足95% Confidence level)而準正常年時，卻只佔有16.1%，顯示出較低頻率的擾動，異常距平時有較正常年大的貢獻。另外，在10-18天週期的頻率域中，則發現在準正常年時有比異常年時明顯的貢獻。

圖9a、b分別是台灣地區500毫巴和850毫巴高度場擾動的時間序列，擾動週期為18-53天。圖

中右上角之百分比代表此波段擾動在整個基礎頻率域中所佔的貢獻比例。由圖9a中可以發現2月時，1980正距平年在500毫巴面有一明顯的正擾動發生。此現象亦同時存在於850毫巴面的高度場擾動中(圖9b)。在圖9b中，850毫巴面則發現三個個案年所有的比例都在50%以上。

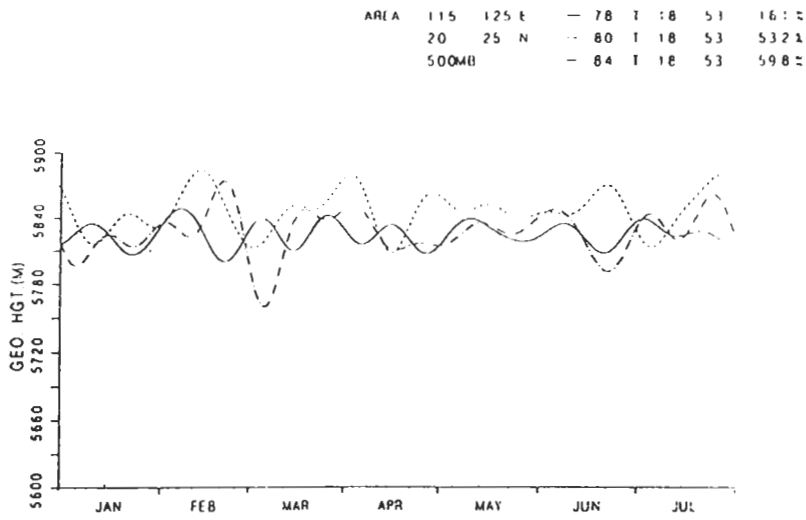
圖10a、b同樣為台灣地區的資料，取擾動週期為16-27天，在此週期內，1984年的貢獻在850毫巴面和500毫巴面分別為30.6%和25.8%，而1980年則分別為16.7%和17.4%。此結果顯示，雖然在18-53天週期的擾動貢獻上，1980、1984二個異常距平年在500毫巴面和850毫巴面上都有超過50%以上的貢獻，但1984年負距平的貢獻在27天週期以下比1980正距平年大，而1980年在27天以上週期的貢獻就比1984年明顯。

在太平洋區域方面，取週期18-53天的波段分析。圖11a、b分別為太平洋地區500毫巴面和850毫巴面高度場週期18-53天的擾動時間序列。在圖11a中，500毫巴面此波段擾動所佔的貢獻，以1980年最為突出，其比例為47%，而1978、1984年則沒有明顯的差別，其貢獻分別是36.4%、36.6%。

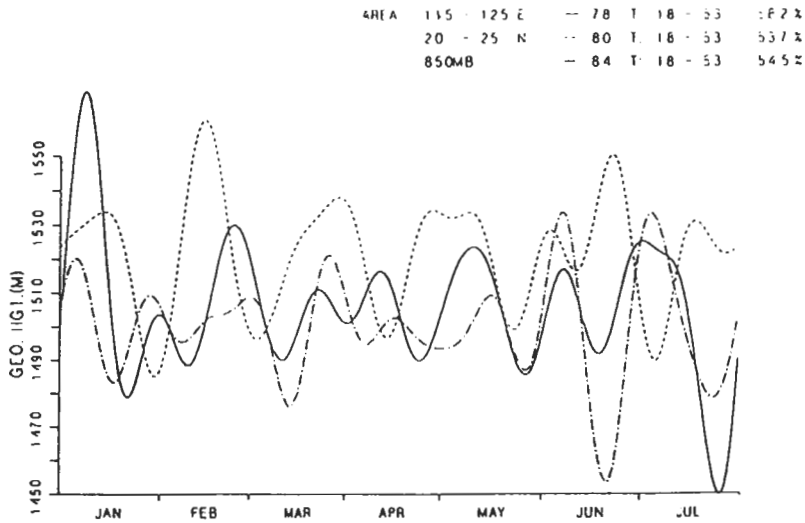
綜合前述二節的分析，可以歸納出在台灣地區500毫巴面高度場擾動中，週期18-53天的波段內，

表一 台灣高度場擾動各頻率域在基礎頻率域(2-71天週期)所佔比例

週 期	1978年	1980年	1984年
2-10天	34.4%	26.3%	25.3%
10-18天	34.0%	13.4%	12.9%
18-53天	16.1%	53.2%	59.8%
(16-27天)	13.6%	17.4%	25.8%



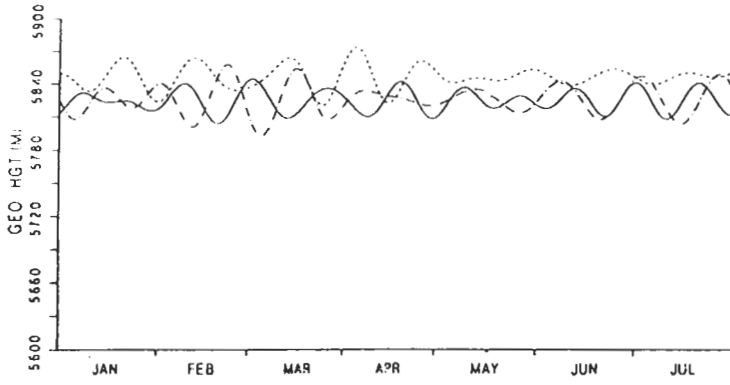
(a) 500 毫巴面



(b) 850 毫巴面

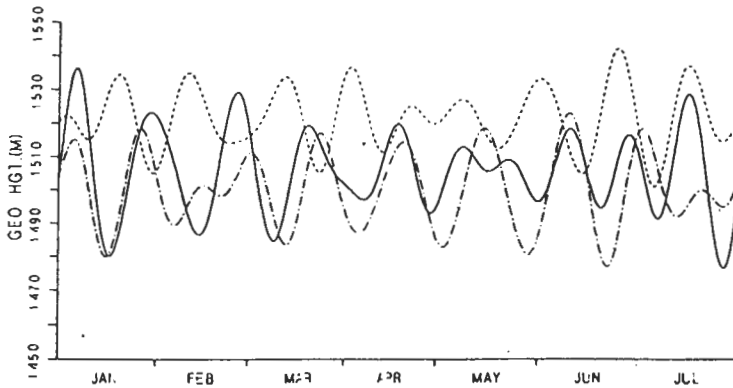
圖9 台灣地區高度場週期18-53天擾動之時間序列，右上角之百分比為在2-71天週期基礎頻率域中所佔比例。

AREA	115 - 125 E	- 78	16 - 27	136 X
	20 - 25 N	- 80	16 - 27	174 X
	500MB	- 84	16 - 27	258 X



(a) 500 毫巴面

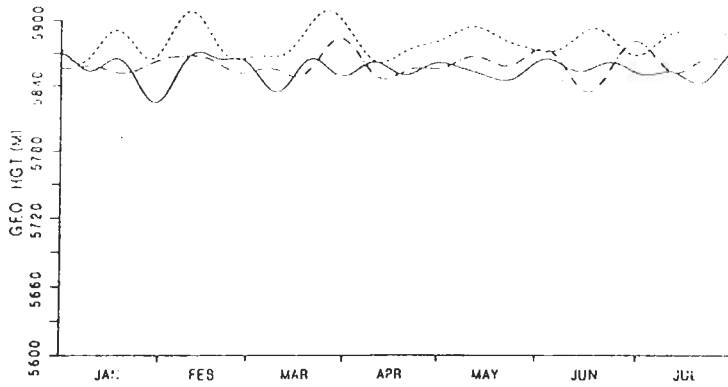
AREA	115 - 125 E	- 78	16 - 27	239 X
	20 - 25 N	- 80	16 - 27	167 X
	850MB	- 64	16 - 27	306 X



(b) 850 毫巴面

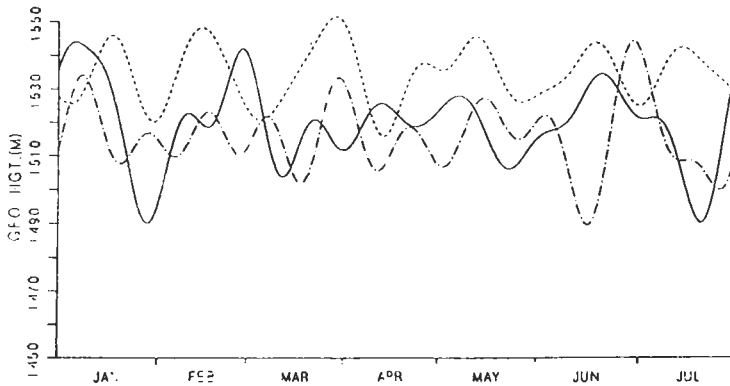
圖10 同圖9，但週期為16-27天。

AREA	135	155 E	-	78	T	18	53	36.4%
	15	25 N	-	80	T	18	53	47.0%
	500MB		-	84	T	18	53	36.6%



(a) 500 毫巴面

AREA	135	155 E	-	78	T	18	53	49.3%
	15	25 N	-	80	T	18	53	39.7%
	850MB		-	84	T	18	53	34.2%



(b) 850 毫巴面

圖 11 同圖 9，但週期為 18-53 天，區域為太平洋區域。

距平異常時，其貢獻明顯比準正常年大許多（圖9a）。在更細分的波段中，則發現負距平的16-27天週期擾動所佔貢獻較其它年明顯，且此現象在低對流層850毫巴面中，更為明顯。

3-3 高度場擾動的時空分布

為了解高度場的傳播特性，選取緯度 15° - 25° N的範圍作平均，圖12上、中、下分別為1978、1980、1984年的500毫巴面高度場擾動的時間-經度分布圖，為去除季節擾動，故只考慮2-71天週期的擾動，並作5天平均，去除5天週期以下的擾動。圖中實線表示正值、虛線表負值。在1978年時，可見擾動有東傳現象，且在經度 100° E以西較明顯。1980正距平年時，在二月有一較1978、1984年明顯的正擾動發生，且向西延至 60° - 90° E一帶，近似停滯。

圖13上、中、下為500毫巴面高度場擾動週期在18-53天的時空分布情形。此波段擾動在1978年的東傳現象更為清楚，而1980年在2月的擾動也比圖12明顯。

在高層方面，選取250毫巴面的高度場擾動作分析。圖14為5天平均去掉71天週期以上擾動的時空分布，圖15為18-53天週期擾動的時空分布。由圖14可以發現1978、1980年有東傳的現象存在，1984年東傳現象較不明顯。在圖15中，1978、1980年18-53天週期的擾動東傳現象比圖14明顯。顯示擾動的東傳現象在高層更明顯。

四、討 論

由頻率域的分析中，發現1980年時，其500毫巴高度場擾動的各頻率域貢獻中，台灣地區週期18-53天的較低頻率擾動佔了53.2%，而其中16-27天週期的擾動佔基礎頻率域只有17.4%。顯示1980年所受的擾動在27天週期以上的較低頻率干擾佔有較大的貢獻。在1984年時，雖然同樣在18-53天週期部份佔了高達59.8%的比例，但其中16-27天週期部份卻佔了25.8%的比例。此顯示負距平（84）年，其擾動和正距平年時的特性不同。

比較上、下層（500毫巴、850毫巴面）在1978準正常年時，其18-53天週期擾動所佔的貢獻比例，可以發現在下層的擾動佔有較高的比例，且此現象同時存在於台灣區域和太平洋區域。Nishi（1989）分析熱帶地區高度場30-60天擾動，指出高度場下層（1000毫巴面）比上層（200毫巴）的低頻擾動部分，在波譜分析中有更明顯的表現。此現象顯示台灣地區的較低頻率擾動和熱帶地區低頻振盪在上下層分布上相類似。至於1980年和1984年的上、下層在18-53天週期擾動的貢獻比例相差並不大，此可能是因為1980、1984兩年的500毫巴面有較大的長週期擾動存在，造成此二年的異常現象。

分析高度場擾動的傳播特性，可發現在台灣區域的緯度圈（ 15° - 25° N）內，存在有向東傳播的較低頻擾動。在1980年時，可以見到2月時從太平洋一直到印度附近一帶的範圍內有明顯的正擾動發生。此現象推論可能因1980年正距平年時太平洋高壓提早發展，使2月有明顯的正擾動發生，且向西延伸。

配合頻率域的分析，顯示1980正距平年時，有較1978年明顯的較低頻擾動貢獻，但其傳播現象卻是在1978年有比較明顯的東傳現象。因此判斷認為在準正常年時，於台灣範圍的緯度圈（ 15° - 25° N）內，存在有向東傳播的較低頻擾動，但其貢獻並不明顯。而在1980年時，為一異常正距平年，此年中存有近似停滯的擾動。此擾動的貢獻以18-53天週期的頻率域中最為明顯，所以雖然在18-53天週期的頻率域中，1980年比1978年的貢獻大，但其低頻擾動傳播的方式和吾人熟知的有所不同。根據Lau and Chan（1985）分析熱帶地區40-50天OLR的低頻振盪現象，發現在1980年的低頻振盪現象較不規則，和其它年有不同的表現，顯示出1980年是一異常的擾動年，此點可作為吾人做此推論之佐證。

利用較低頻擾動在頻率域中有較大貢獻之結果，吾人認為可選取太平洋高壓中心（ 20° - 25° N， 135° - 155° E）在梅雨前一段時間的500毫巴面高度場區域平均距平值，作為梅雨期之5月降水的參考指標。由前述的研究分析知少雨年時在2月有一明

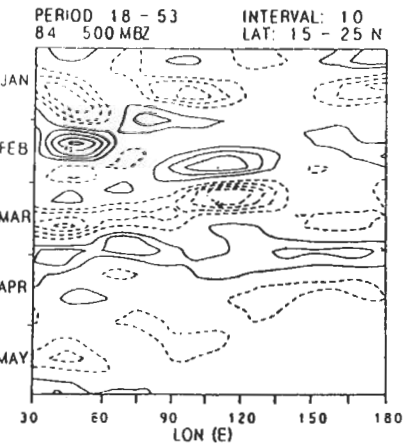
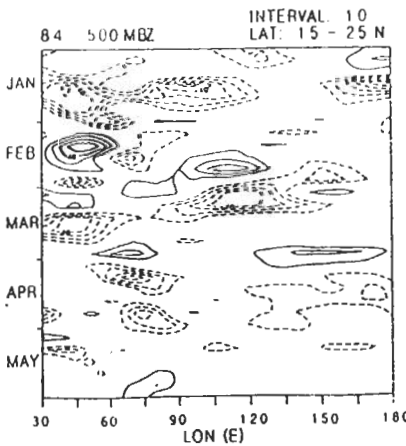
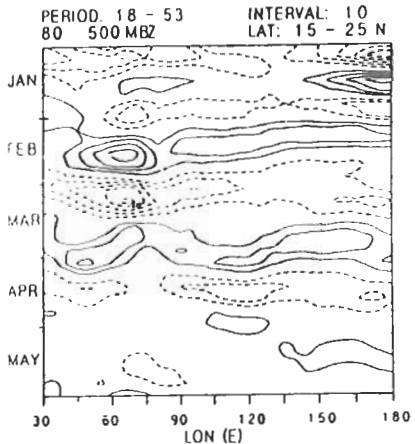
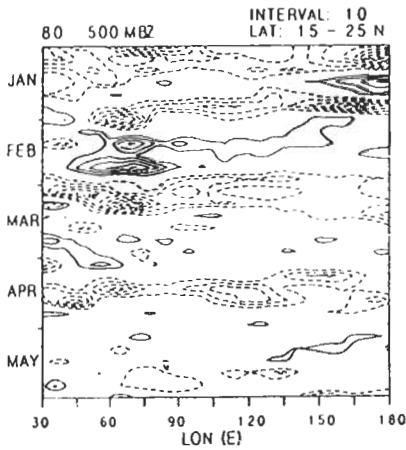
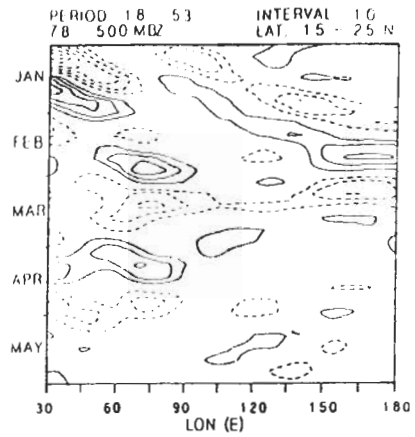
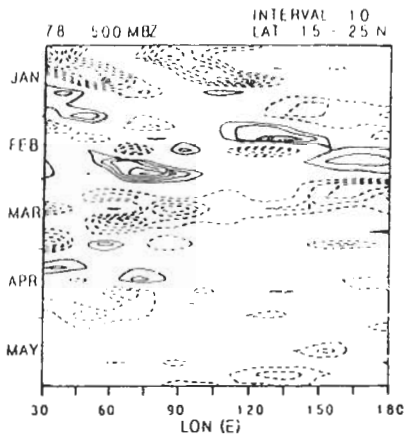


圖12 500毫巴面高度場擾動，在15°-25°N範圍之時間(1-5月)和經度(30°-180°E)關係圖。上圖為1978年，中圖為1980年，下圖為1984年。

圖13 同圖12，但週期擾動在18-53天週期的範圍中。

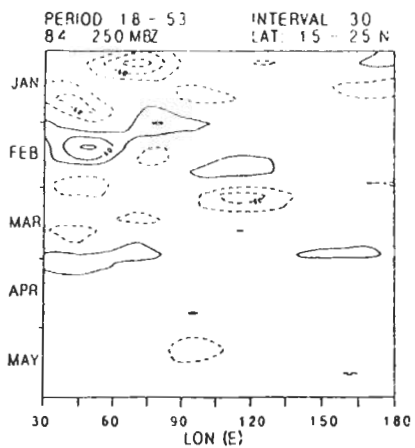
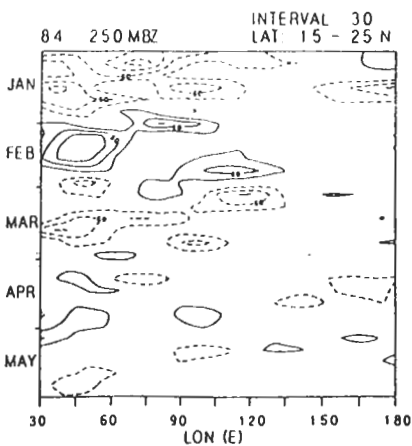
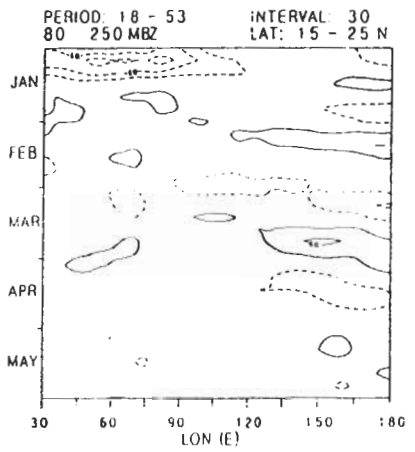
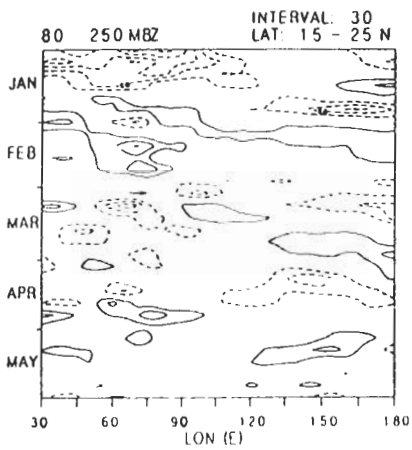
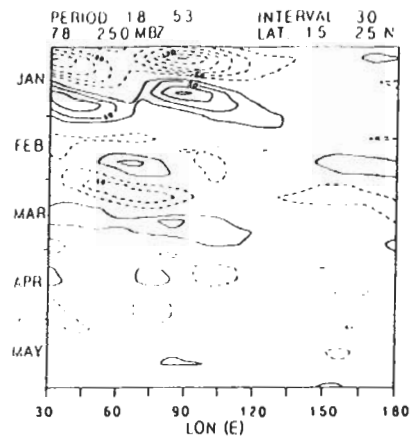
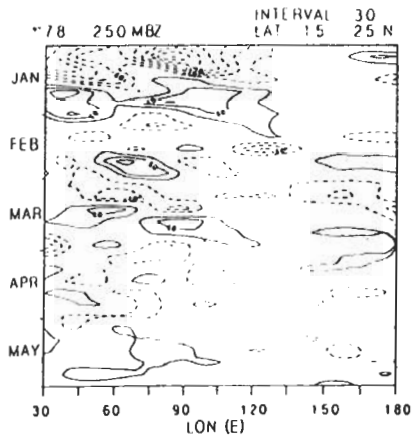


圖14 同圖12，但為250毫巴面。

圖15 同圖12，但為250毫巴面，且週期擾動為18-53天週期。

顯的正擾動，因此可利用2月的月平均高度場距平作為5月少雨的參考指標。

參考指標是取月平均高度場區域平均後的距平除以標準差，作為參考指標。為比較選取不同月份的參考指標和5月少雨的相關性，除了前述的2月時段外，另取3月和較長時間的2-3月。其中2-3月是取2月和3月的平均，代表一較長時間尺度的持續擾動。

在降水方面的資料，仍沿用陳（1986）所作5月降水指數作為對照，在此並定義陳之降水指數小於-0.5者為少雨年。

表二為以2月、3月、2-3月500毫巴高度距平指標和陳（1986）降水指數的比較表，在此選取太平洋高壓中心區域的高度場距平值作為參考指標。表一中有「✓」記號者，表符合選取條件之年份，對距平指標的選取而言，指距平值大於一個標準差

（圖16，指標大於1者）；對陳之降水指數而言，則指降水指數小於-0.5者。

由表二中可知，以2月高度場距平值作為參考指標時，在7個距平指標大於1的年代中，僅有2年不符合5月少雨的定義，其中的1969年5月降水也近於少雨（陳之降水指數為-0.4）。以3月距平指標來看，在4個距平指標大於1的年份中，有2個年份符合少雨的條件。以2-3月作指標時，則6個距平指標大於1的年份中，有3個不符合少雨條件。取2月距平指數大於1的年份，作其和5月降水指數的相關係數為-0.57，此和頻率域分析中，較低頻率擾動所表現的貢獻比例相當。以3月距平指數大於1的年份，作其和5月降水指數的相關性，所得到的相關係數則只有-0.36。由上知以2月高度場距平作參考指標時，可以得到和5月少雨某種程度的相關性。

以台灣地區的高度距平值作參考指標，重覆前

表二 高度距平指標和陳（1986）降水指數比較表

「✓」表合於選取條件之個案。

「*」表1969年之5月降水指數為-0.4，而該年之高度距平指標大於1。

選取區域：太平洋區域。

年 代	太平洋高度距平大於1			陳 (1986) 降水 指數 5月 < -0.5	兩者吻合		
	2月	3月	2-3月		2月	3月	2-3月
1958				✓			
1959	✓			✓	✓		
1961				✓			
1962	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
1963				✓			
1964	✓			✓	✓		
1965				✓			
1966	✓		✓	✓	✓		✓
1969	✓	✓	✓	(-0.4)	* * *	* * *	* * *
1971				✓			
1973	✓			✓	✓		
1977	✓	✓	✓				
1980		✓	✓	✓		✓	✓
1983			✓				

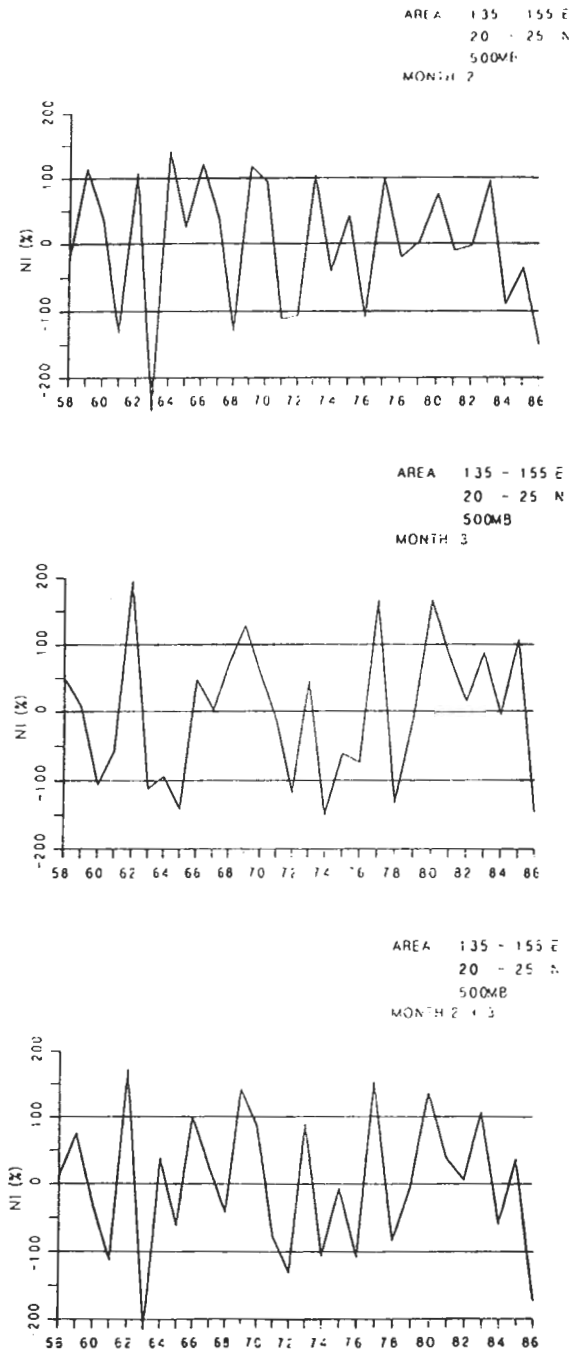


圖16 太平洋區域500毫巴高度距平值常態化之分佈。時間為1958-1986年。上圖為2月，中圖為3月，下圖為2-3月。

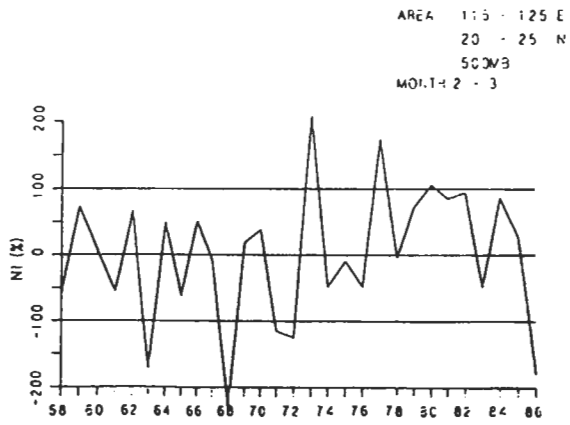
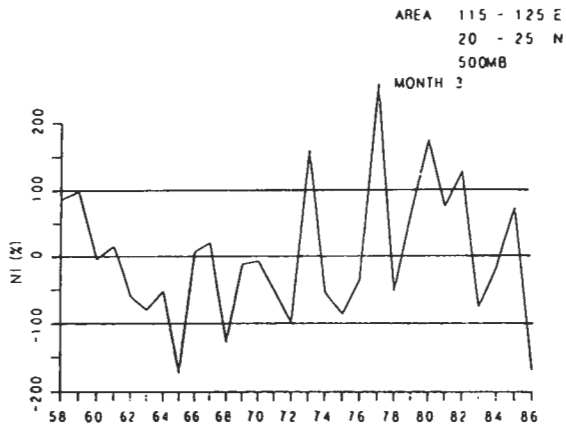
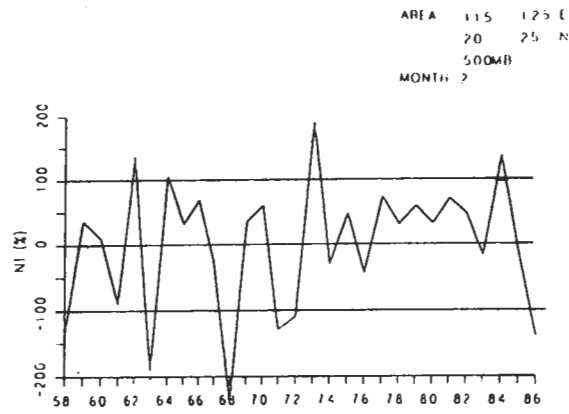


圖17 同圖16，但為台灣區域。

述方法，得到圖17為其距平指標的分佈。表三則為台灣地區距平指標和陳之降水指數的比較。由表中可知台灣地區同樣有不錯的相關性。比較表二和表三可以發現在太平洋地區和台灣地區若同時在2月有大於1的距平指數時，則該年的5月少雨。此和圖15中1980年2月高度正距平擾動遍佈於30°-180° E的區域之現象一致，即此異常擾動在2月發生時就意味著太平洋高壓位置之異常而會影響到較晚時間下台灣地區的降水型態。

由前面的分析討論中，可知在2月時會有一較低頻的擾動影響太平洋高壓，使其提早發展的推論，可以用於少雨年的個案中。不過在1977年時，2月有正擾動發生，該年的5月卻多雨；而1963、1971年的5月少雨，卻不見2月有正擾動的現象。這顯示在大尺度環流的擾動中，仍有其他的干擾會導致該年的5月少雨。

最後對不同區域（20°-22° N，145°-155° E 和 20°-30° N，130°-160° E）作區域大小影響的研究，

結果顯示區域大小對參考指標的影響很小，此亦再次說明2月高度場的正擾動為大尺度的現象。

五、結論與展望

本文分析500毫巴面高度場距平，選取1978、1980、1984年三個不同環流特徵的個案，比較其高度場和梅雨降水特徵，得到以下的結論：

1. 梅雨降水量的多寡和大尺度環流有相當關連，太平洋高壓的強弱/位置可為梅雨少雨年的早期參考指標之一。多雨年時則因降水系統受中尺度系統的影響較大，在大尺度環流特徵的表現並不明顯。
2. 由500毫巴面高度場的頻率域分析，可知臺灣地區在異常距平時，18-53天週期的低頻擾動有很大的貢獻，但正距平和負距平年在此週期內其分段結構有明顯的不同。然

表三 同表二，但為台灣區域。

年 代	台灣高度距平大於1			林 (1986) 降水 指數 5月 < -0.5	兩者吻合		
	2月	3月	2-3月		2月	3月	2-3月
1958				✓			
1959				✓			
1961				✓			
1962	✓			✓	✓		
1963				✓			
1964	✓			✓	✓		
1965				✓			
1966				✓			
1971				✓			
1973	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
1977		✓	✓				
1980		✓	✓	✓		✓	✓
1982		✓					
1984	✓						

而在正常年中此長週期的擾動則佔有較少的貢獻。

3. 分析250毫巴、500毫巴面高度場擾動的時空分布，發現在準正常年有較明顯的東傳現象，而1980年在2月即有一明顯的正擾動由太平洋地區向西延伸。
4. 在參考指標分析上，發現利用2月的太平洋高壓正距平作為5月降水少雨的參考指標，有70%以上的2月正距平值大於1個標準差之個案為少雨年。即使用2月太平洋高壓500毫巴正距平區域平均值來尋求和5月少雨的相關性，可以有不錯的結果。

依據研究結果顯示，可對梅雨期降水和尺度較低頻率擾動的關係，作一初步分析的推論：

在2月時太平洋高壓受到較低頻率擾動的影響，使得高壓提早向西延伸發展且向北移。由於高壓的提前發展，其正擾動有近似30-50天週期存在，使臺灣受此一系列的正擾動影響，5月被向西延伸的太平洋高壓籠罩成為正距平區，而阻擋住源自孟加拉灣或印度洋的西南氣流，使臺灣少雨。

多雨年由於受到較高頻率擾動的影響較大，使其在大尺度環流擾動中，較不易顯現。

本研究僅使用3個個案年作為分析資料，因此所得的分析結果只能作為此3個個案年的特性，若欲建立較完整的推論，則必須對正距平、負距平等不同個案年作更多的個案合成分析。

在1978年的高度場擾動時空分布中，可以發現有向東傳送的擾動現象，此擾動和熱帶低頻振盪之關係，則尚待探討，至於80年所顯現出來，其在低頻擾動上之特異性也值得進一步探討。

在參考指標的選取上，本指標在和5月少雨的個數比較上，雖有70%以上吻合「2月正距平產生，5月少雨」的推論，但對於那些並不吻合此推論的案例，則顯然仍有待更多的探討，而造成此不吻合的原因有可能是本研究中所取的梅雨區域只限於台灣地區，但梅雨期降水涵蓋一較廣泛之區域，因此只以台灣地區來定義乾濕梅雨年，並無法代表該年

整個梅雨區域的梅雨期降水情形。所以，使用OLR資料來進一步研究大區域的降水特性亦屬必要。

在更進一步的探討中，印度季風槽、東亞主槽和鄂霍次克海阻塞高壓的強弱、有無及位置，應當是除太平洋高壓外，值得去探討的3個行星尺度環流。藉由此三個行星尺度環流的分析，應可對梅雨期間多雨、少雨的大尺度環流機制有更進一步的了解。

誌 謝

我們感謝中大林松錦教授，江火明教授在本文研究中所給予的寶貴的建議。對臺大副熱帶氣象資料庫工作人員提供完整資料，對審查者提供的指正，亦一併表示誠心的感謝。

本文是在國科會研究計劃編號NSC-79-0202-M008-11及NSC80-0202-M008-11支持下完成。

參考文獻

- 紀水上，1978：臺灣梅雨之綜觀氣候研究。中國文化大學碩士學位論文，83頁。
- 徐明同與紀水上，1974：臺灣梅雨之分析。氣象學報，20，25-44。
- 周仲島與陳泰然，1989：1979年東亞梅雨候平均大尺度環流之變化特徵。大氣科學，17，303-328。
- 陳正改與廖志翔，1981：臺灣地區空梅之環流特徵。氣象學報，27，1-14。
- 陳泰然，1986：臺灣梅雨期不同尺度系統之診斷。臺大大氣研究所研究報告NTUATM-1986-01，187頁。
- 陳泰然，1987：臺灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
- 陳泰然，1988a：臺灣梅雨顯著年大範圍之衛星

- 雲量演變。大氣科學, 16, 59-74。
- 陳泰然, 1988b: 臺灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊, 16, 239-266。
- 陳泰然與周仲島, 1987: 梅雨季東亞大尺度環流之年際變化與系統間變化。臺大大氣研究所研究報告NTUATM-1987-06, 171頁。
- 陳泰然與周仲島, 1988: 不同性質梅雨鋒雨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臺灣梅雨之活躍度。大氣科學, 17, 223-235。
- Cadet, D. L., and P. Daniel, 1988: Long-range forecast of the break and active summer monsoon. *Tellus*, 40A, 133-150.
- Chen, G. T. J., and B. J. D. Jou, 1986: Interannual variations of large-scale circulations over East Asia during the Taiwan Mei-Yu season. Dept. Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Sci. Rep. NTUATM-1986-05, 213 pp.
- Chen, G. T. J., and B. J. D. Jou, 1988: Interannual variations of the relevant large-scale circulations during the Taiwan Mei-Yu seasons. *Papers Meteor. Res.*, 11, 119-147.
- Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakumar, J. Sheng, N. Surgi and A. Kumar, 1985: Divergent circulations on the 30 to 50 day time scale. *J. Atmos. Sci.*, 42, 364-375.
- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1889-1909.
- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1986: The 40-50 day oscillation and the El Nino / Southern Oscillation: A new perspective. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 67, 533-534.
- Murakami, T., T. Nakazawa and J. He, 1984: On the 40-50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer. Part I: Phase propagation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 440-468.
- Nishi, N., 1989: Observational study on the 30-60 day variations in the geopotential and temperature fields in the equatorial region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 187-203.
- Weickmann, K. M., 1983: Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1838-1858.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 57, 227-243.
- Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 225-229.
- Yasunari, T., 1981: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59, 336-354.

The Effect of Low-Frequency Variability on the Anomalous Mei-Yu Season in Taiwan Area

Tze-Chen Hsu and Jough-Tai Wang

Institute of Atmospheric Physics
National Central University
Chung-Li, Taiwan 32054

(manuscript received 20 April 1990; in final form 23 May 1991)

Abstract

This study uses the 30 years 500 mb height field data to identify the anomaly within those years. 3 different years are chosen to represent the structures of the quasi-normal, characteristic positive and negative anomalies. Fourier analysis is performed upon the time series constructed from those 3 years. The contribution of low frequency band to the total variance of different years are calculated. The effect of this low frequency contribution on the anomalous rainfall in Mei-Yu season is investigated.

It is found that, the year with anomalous height field during the Mei-Yu season in Taiwan area, the variance contributed from 18-53 days period is quite significant. While in the quasi-normal year, the contribution from 18-53 days period is relatively small. Time-Longitude section based on the averaged data between 15N-25N band suggests that during the positive anomaly year, a large positive disturbance occurred in the Spring of that year at the Pacific sector.

The connection between the rainfall anomaly in May and the circulation anomaly of the Pacific high in the Spring time are also studied. The result shows that the correlation between those 2 indices is - 0.57. For all 7 cases with large Pacific high anomaly in the Spring, 5 cases can be identified with as dry season in May around Taiwan area. This result suggests that the Spring time height anomaly in the Pacific high region has reasonable good connection with the Mei-Yu rainfall amount in Taiwan area.

Key words: Mei-Yu season, Low-frequency variability, Fourier transform.