

台灣區域長期天氣預報之特性

王 時 鼎

中央氣象局

摘 要

本文係透過對台灣區域之環流變化及天氣變化，以瞭解長期天氣預報之特性。台灣之風系自20mb層以下計出現有九種。出現於對流層中者為七種。分別各為東北季風(NE)，西南季風(SW)，東南信風(SE)，以上三種係出現於低層。以及高空極地西風(W_P)，西藏高壓之西北風(W_T)，及東亞高壓之西風(W_S)。該四種係出現上述三低層風系之上。以言台灣雨制，則計有：春雨、梅雨、夏雨(颱風雨)、秋雨及冬雨。以溫度分，計有：春季、梅雨季、夏季(颱風季)、秋季、前冬與後冬等六季。上述環流場與台灣之雨制及冷暖季節變化係密切相關。最主要特徵為低層風場季節變化之非對稱性質，致影響天氣變化亦同。中央山脈之存在，而使上述雨制受嚴格地域限制。另外，影響台灣區域環流及天氣變化之因子，亦經討論。最主要為超長波與高空西風中之擾動。其73候之平均變化，經予作出，並對西風擾動中之滯留波與移行波對台灣長期預報之影響，特別強調指出，並作實例說明。

一、前 言

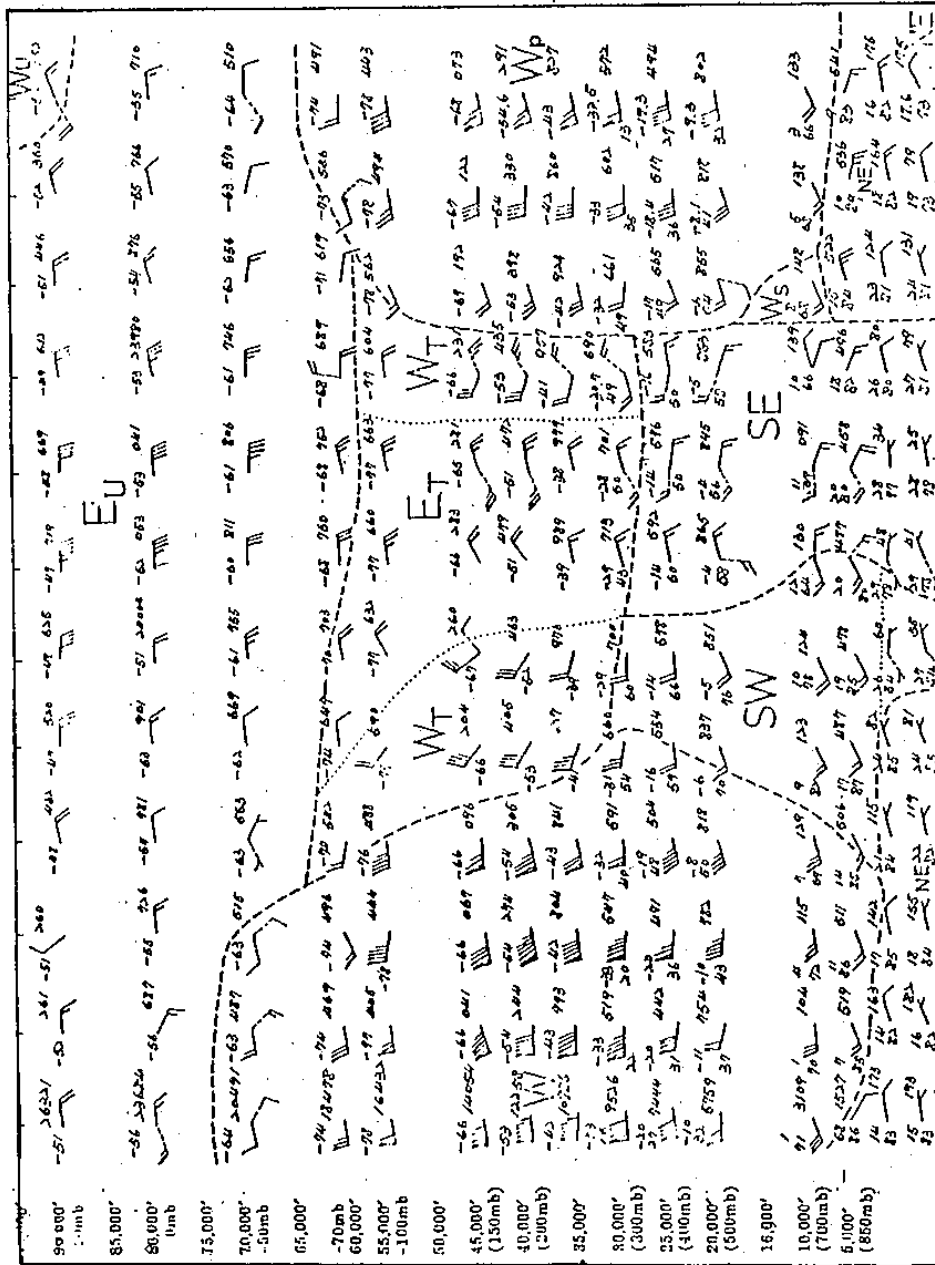
此處所謂長期天氣預報係指一週以上之天氣預報而言。而本文研究之目的，期望能在對台灣區域環流(此處主要係指風場、氣壓場)及天氣(主要係指雨量與溫度)等兩者變化特徵中認識台灣區域長期天氣預報之特性。台灣之地理特徵為：(1)係位於中低緯度之交；(2)西臨最大之歐亞大陸，東鄰最大之海洋；(3)其西約15個經度處有世界最高之高原——西藏高原；(4)台灣本身為一海島，但境內却有完整顯著之山系——中央山脈。由於以上地理特性，而使本區長期天氣預報之特性與其他區域有着顯著之不同。最著者，例如：冬季與夏季之穩定季風、冬夏氣壓系統交綫所造成之梅雨，及夏季之颱風。而本文即在探求本區環流與天氣變化之特徵及其與中低緯度環流變化關係，進而藉以瞭解本區

長期天氣預報問題之本質。

二、台灣區域之環流變化特徵

有關台灣之環流，此處主要係以風場、高度場、溫度場及其變化表示。

有關台灣之區域風場，王(1968)已經就台灣各地之月平均探空資料及高空風資料之平均分佈為代表作過討論。惟此處係着重環流時間變化特徵，故基本上略有不同。有關於此，茲利用三圖以作說明，各見圖1(a)、(b)、(c)。圖1(a)為1974~1979年平均之台北自地面至20mb層之逐月高空風及各等壓面層高度、溫度與濕度(以相對濕度表示)分佈(其他馬公、東港者基本上均相同)，圖中並就風系變化繪如圖示。圖1(b)為圖1(a)中所引出各等壓面高度值之逐月變化。圖1(c)為圖1(a)中所引出之各等壓面溫度值之逐月變化。由該三圖可明顯見



J F M A M J J A S O N D

圖 1(a) 1974-1979年 台北自地面至20mb 逐月平均高空風、各層高度、溫度與相對濕度分佈，示平流層以下環流之季節變化。圖中 NE—東北季風，SW—西南季風，SE—東南季風，W—西風，Wt—西藏高壓軸線北側西北風，Et—南側之東北風，Eu—高空東風，Wu—高空西風。虛線為各風系之分界線，虛線風向表次盛行風向。Ws—南亞高壓軸線之北之西風。

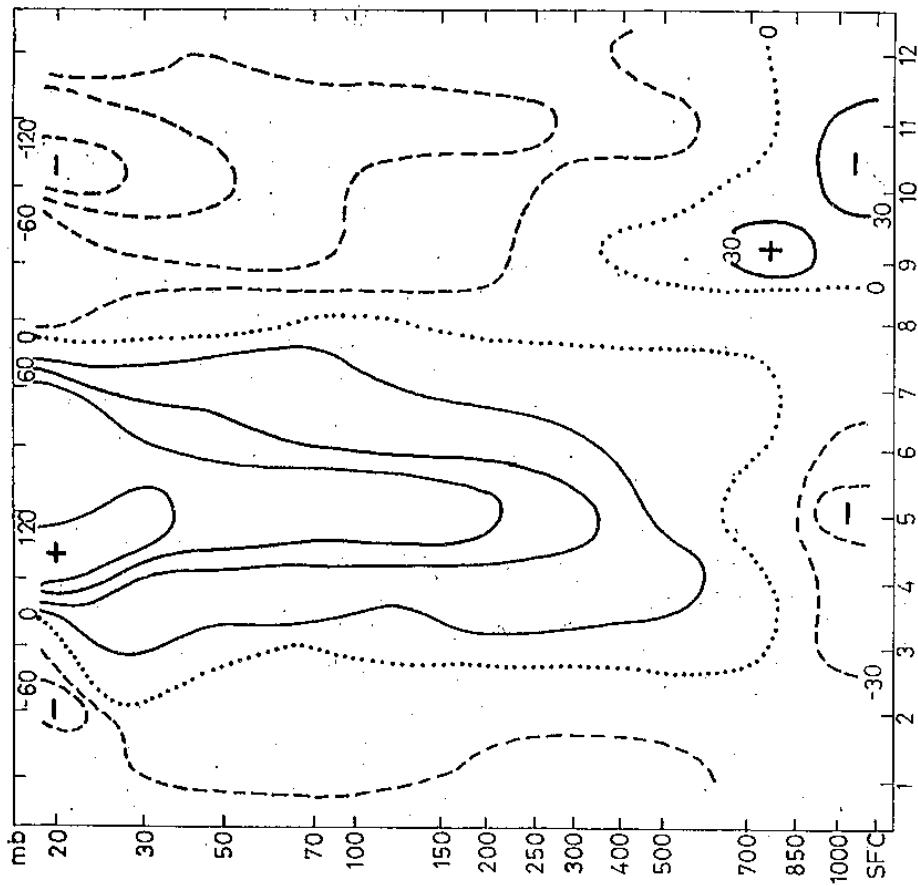


圖 1 (b) 根據圖 2-1a 資料所作出之各等壓面高度值之逐月變化
 ——自然季節。「+」「-」各表升、降中心，點線為升降區分界線。

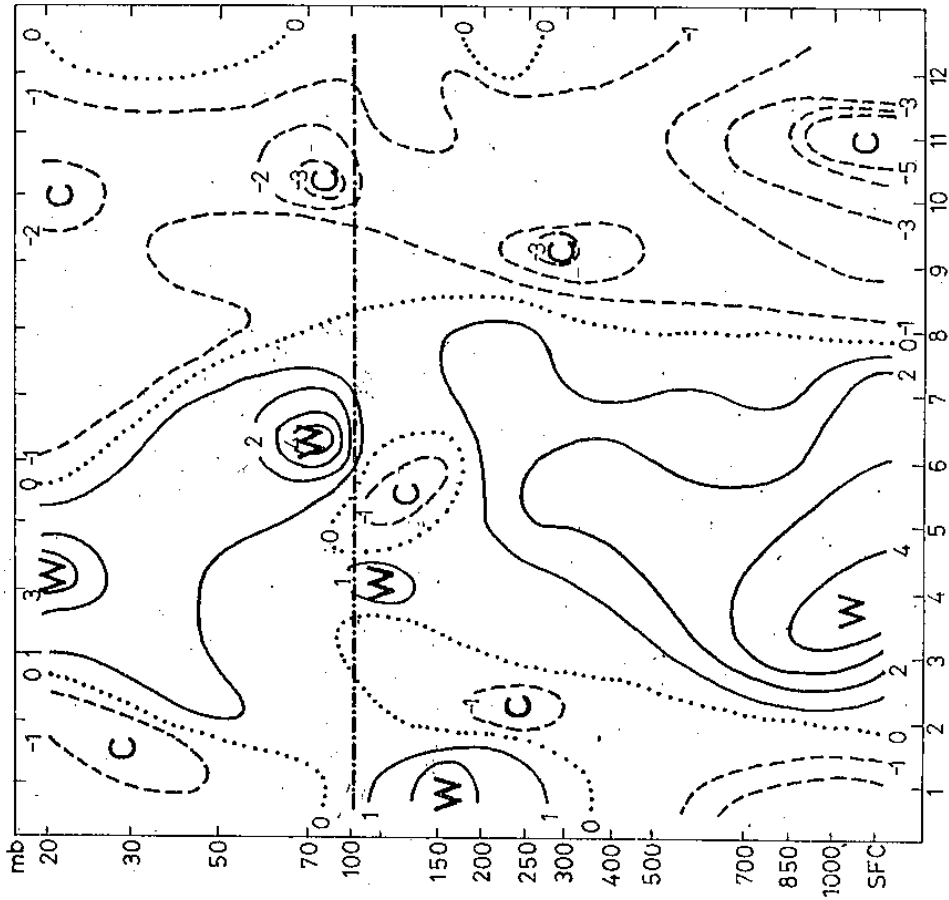


圖 1 (c) 根據圖 2-1a 資料所作出之各等壓面溫度值之逐月變化。
 “W”與“C”各表增溫與降溫中心，點線為其分界線，段點線為對流層頂。

出台灣（以台北為代表）區域，風場、濕度場、高度場及溫度場之變化特徵，並以此代表台灣環流之變化。由該三圖可見：

(一)台灣上空逐月風場變化特徵（圖 1 (a)）

(1)台灣有極明顯之風系，而風系之變化亦代表環流變化。由圖可見其風系有九：

1. 東北季風 (NE)

2. 西南季風 (SW)

3. 東南信風 (SE)

(以上三風系係出現於低層，並出現於特定季節。)

4. 高空極地西風 (W)

5. 南亞高壓軸線北側之西風 (W_s)

6. 西藏高壓東西向軸線北側之西北風 (W_T)

7. 西藏高壓東西向軸線南側之東北風 (E_T)

(以上四風系系統出現於對流層中上層。)

8. 平流層東風 (Eu)

9. 上平流層西風 (Wu)

就長期預報上之特徵而言可得：

a. 全年之風場變化為屬不對稱之分佈。此實際反映季節由冷轉暖之過程較為緩慢。由暖轉冷，則極迅速。在轉暖階段，台灣區域於 4 至 6 月有西南氣流 (SW) 之出現，與原變性之淺薄冷氣團相遇，致有全球聞名之梅雨。而轉冷階段，則直接由 9 月東來信風 (SE)，轉為 10 月份之東北季風 (NE)。

b. 於梅雨期，對流層上層，已由高空極地西風 (W_P) 轉為西藏高空高壓東緣東西向軸線之北之西北風 (W_T)。

c. 綜全部夏期，略自 5 月至 9 月期間，本區上空主要均為西藏高空高壓進退 (W_T, E_T, W_T) 所控制。其消長進退構成本區夏季長期天氣預報之主要問題。因有甚多事實說明，此直接影響太平洋副高變化，並進而影響西太平洋之颱風活動。

d. 東北季風穩定存在期間為自 10 月至翌年 3 月。但其出現之厚度係非屬對稱性質，即並非於最冷之 1 至 2 月為最大，而係於開始之時之 10 月

為最厚（均在 850 mb 層以上，或至 600 mb 或以上，見圖 1），並隨之按月減小。

e. 夏季期間對流層中層以下，除 7 月份外，SE 信風場較 SW 季風為盛行。此兩風系之強弱、消長，直接關係夏季之降水。

(二)台灣逐月高度場變化特徵（圖 1 (b)）

1. 其高度升降變化係分三制 (Regime)，即：(1) 3 月至 7 月共五個月，其特徵為 850 mb 層及以下高度下降，其上即為高度向上遞增。(2) 9 月至 2 月約為六個月，其特徵與前者相反，下層等壓面層高度增加，上層高度即層向上遞減。而此項上下交錯現象，各代表溫度場變化所造成之結果。則 3 月至 7 月因增溫而低層氣壓 (高度) 下降，但因此屬暖心低壓性質，故至 700 mb 層以上已轉為高度升高。9 月至 2 月低層氣壓 (高度) 增加，其中特以 9 月，迄至 400 mb 層高度均為增高，此示副高控制本區。而 10 月份及以後，高度升高區僅及 850 mb 層。其上即屬高度向上遞降區，基本上屬冷心高壓之性質。及(3) 8 月自地面迄至 20 mb 層高度均屬下降，此為赤道低壓區，亦即赤道輻合區影響之結果。

2. 高度場變化最大一在 5 月，一在 10 月，此代表本區冬夏之變易季。

(三)台灣上空逐月溫度場變化特徵（圖 1 (c)）

基本上同高度場。惟深值注意者，自地面迄至 20 mb 高度，顯見熱源一在地面，一在平流層頂，而在對流層頂 (斷線) 分界。其全層溫度升高月份約自 3 月至 7 月。下降為自 8 月至 2 月。同時可見，略在對流層頂有一與上下層溫度變化相反之中心存在。又溫度變化最大，一在 4 月 (地面上的升 4°C)，一在 11 月 (地面下降約 5°C)，與高度場變化有提前 (春季) 及落後 (秋季) 現象。

三、台灣區域之天氣變化特徵

(一)台灣區域之雨量

此處茲以台灣各地長年平均之 73 候雨量值為討論基礎，該項資料見圖 2 (a)~(f)。此處茲以宜

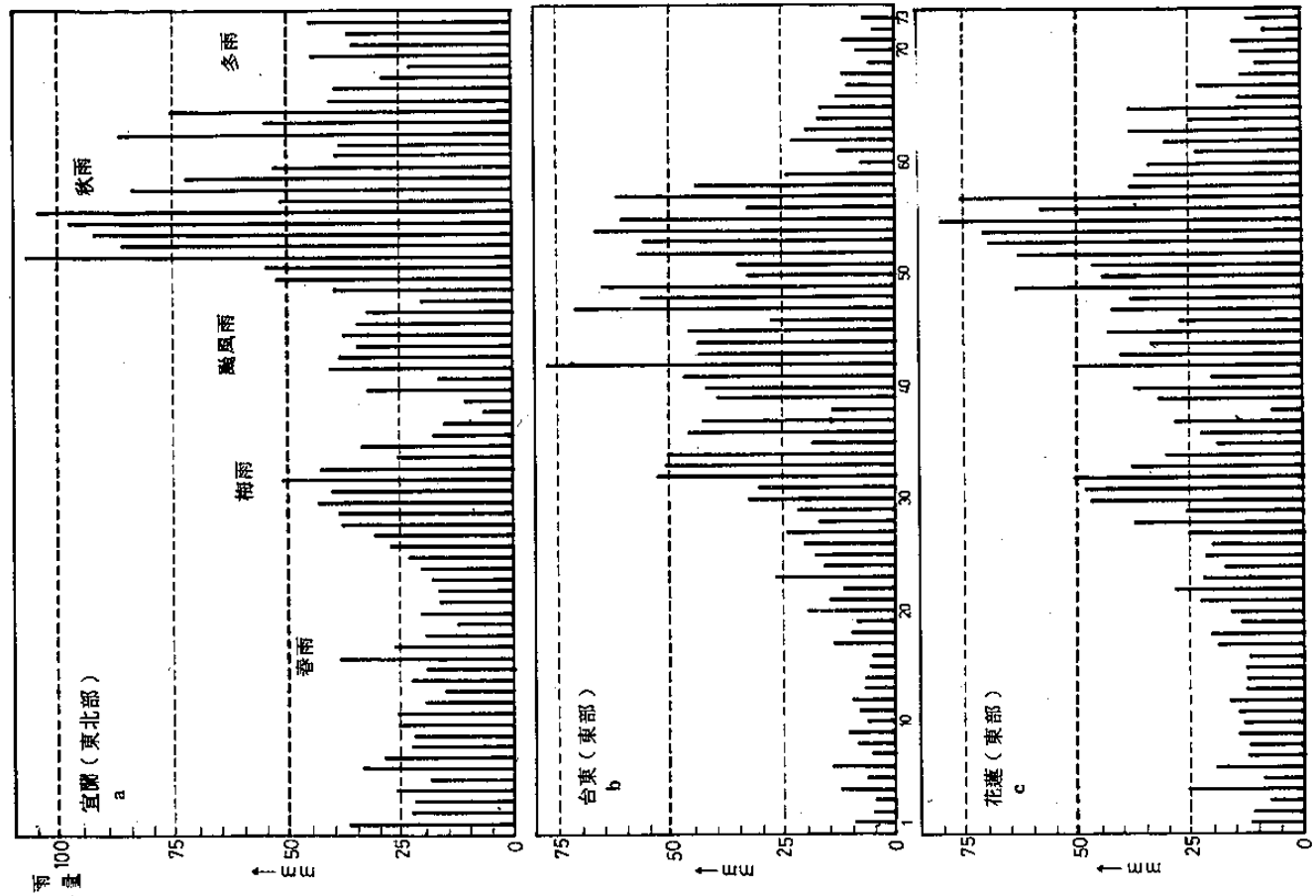
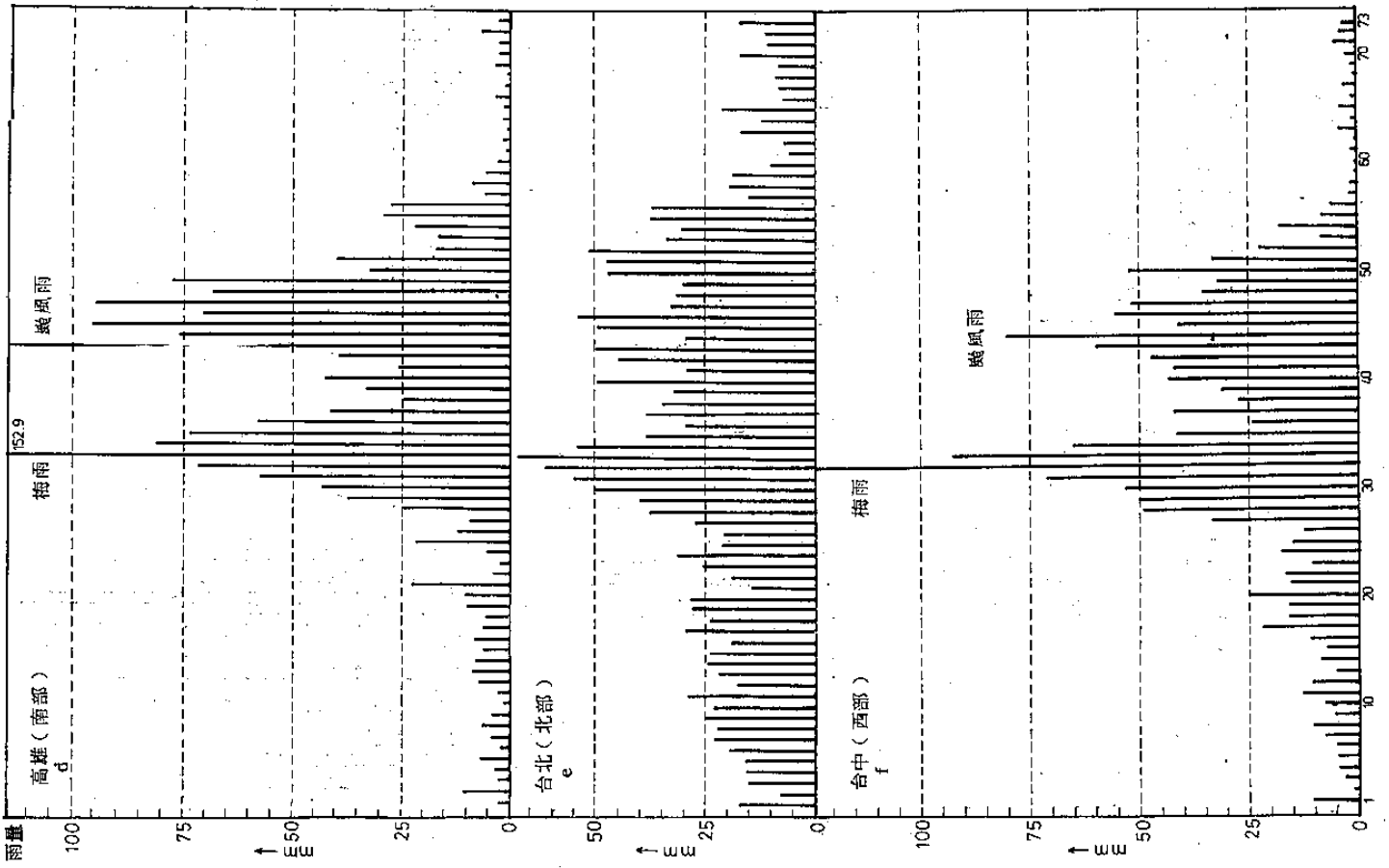


圖2 台灣各地全年73候平均候雨量分佈(根據1941~1979年資料)。

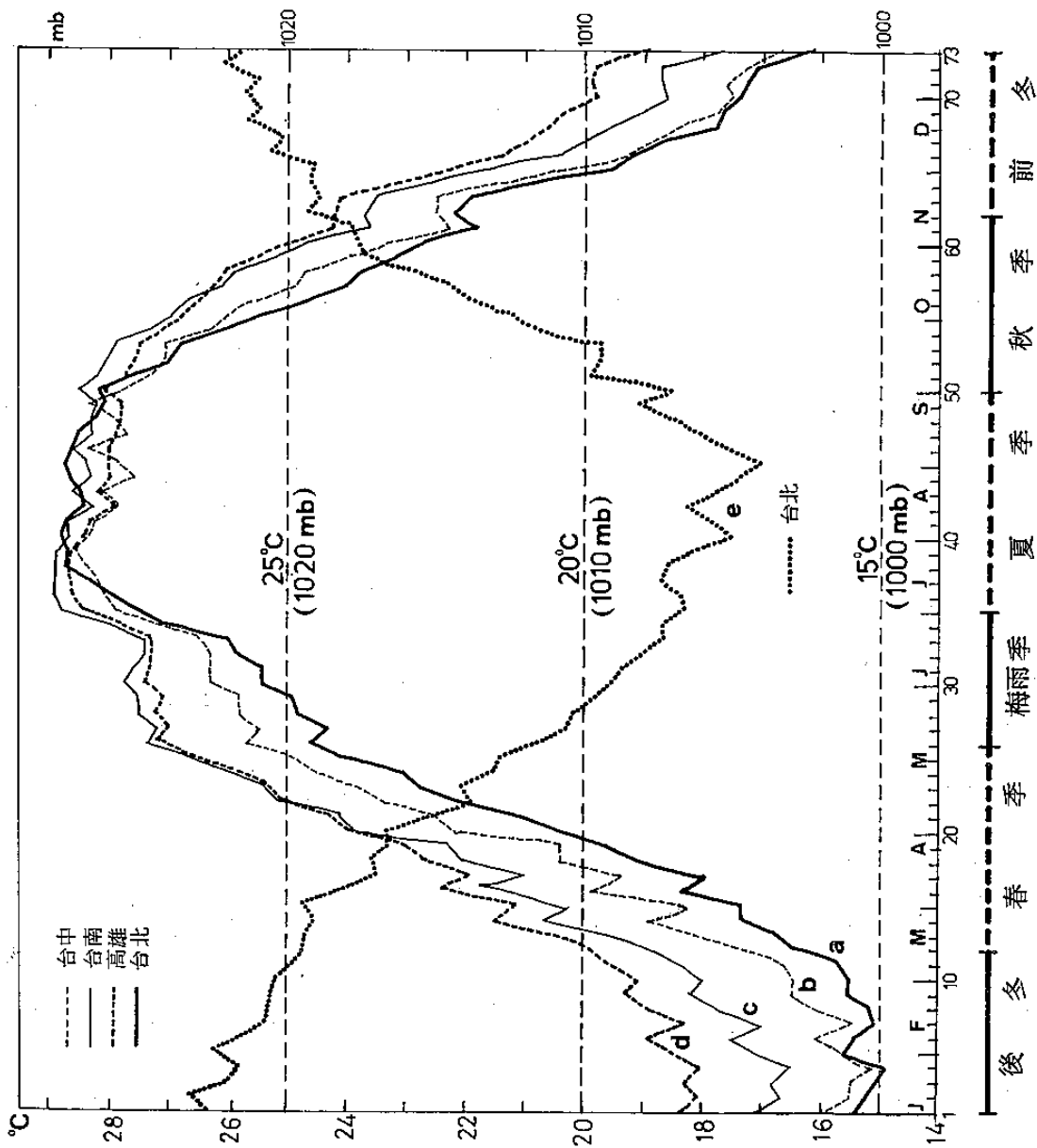


圖 3 1941—1979 年台灣各地全年 73 候平均候溫分佈所顯示之自然季節。(a)台北，(b)台中，(c)台南，(d)高雄，(e)台北逐候平均氣壓分佈。底線所示為相聯之自然季節

蘭者代表東北部（見圖 2(a)），台東、花蓮者代表東部（圖 2(b)、(c)），台北者代表北部（圖 2(e)），台中者代表西部（圖 2(f)），高雄者代表南部（圖 2(d)），以為各區雨量分佈及變化之代表。由上各地候雨量資料可見。

(1)台灣之雨季：關於此吳宗堯、王時鼎（1981），吳宗堯、王時鼎、鄭俠（1981）均已論及。台灣雨季可分為五季，即：秋雨、冬雨、春雨、梅雨、颱風雨等。其所根據之資料為月雨量值。而此處則係根據圖中各地候雨量資料所作之討論。藉圖可見：

a. 台灣各區均有梅雨與颱風雨，特以台灣中部及南部為最著，平均候雨量最多可達 100 公厘以上。

b. 台灣東北部、東部及南端有秋雨或稱初冬雨，出現時間為 9 月與 10 月。最著為宜蘭，平均候雨量最多可達 100 公厘以上。

c. 台灣東北部有初冬雨，時間在 11 月份，平均雨量最多可達 80 公厘以上。

d. 澎湖資料顯示有春雨，時間在 3、4 月間。台灣區域除東部、東北部外，其他各地亦有春雨現象，惟不穩定。

(2)台灣之乾季：台灣之有乾季亦為熟知事實。此可藉比較圖 2 中各地之雨量值大小即可知之。由圖可見：

a. 台灣中部、南部、南端及澎湖冬季之乾季最為明顯，持續時間亦長，幾均達半年之久。出現時間略在 10 月至翌年 3 月。其他區域北部於 10 及 11 月間有短暫乾季，東部於 12 月及 1 月間亦有乾季。

b. 宜蘭與花蓮區於 6、7 月間出現有短暫乾季。

c. 澎湖於梅雨季前之 4 至 5 月間，亦有乾季現象。

(二)台灣區域之溫度

此處茲以台灣北、中、南部全年 73 候溫度分佈作為討論基礎。以台北代表北部，台中代表中部

，台南代表南部，另並以高雄者作為與台南者之比較，各參見圖 3。以下並分條討論。

(1)台灣溫度分佈：如以中緯度標準，以候（5 日）平均溫度低於 10°C 為冬季， $10\sim 22^{\circ}\text{C}$ 之間為春秋， 22°C 以上為夏季。如以此為標準則可見台灣無冬季，最低候溫均在 14°C 以上，均適於大部份農作物生長（指平地言）。對台北言，春季為 1 至 22 候，秋季為 61 至 73 候。而夏季係在 23~60 候之間。顯然由圖各曲線可見，上述中緯度標準值並不能代表台灣溫度變化之自然季節。

(2)由各地候溫所示台灣溫度之南北變化：藉圖可見冬季期間，台灣南北溫度變化明顯。例如候溫最低之時（第 4 候），台北與高雄平均溫差達 4.1°C ，而台南與高雄地理位置之差僅 0.4° 緯度，溫差却達 1.5°C ，此因高雄更近海邊，且更近風蔭處所致（參見圖 3）。另外，仲夏七、八月間，各地溫差均不及 1°C ，台北候溫最高，台中與高雄為最低。緯度效應極不顯著。

(3)由候溫分佈所顯示之台灣自然季節：此可歸納其結果如圖 3 底線部份所示。由圖可見：台灣各地候溫亦若候雨量有極明顯之季節變化，其自然季節分配亦同，可分為六季，即：秋季、前冬、後冬、初夏（梅雨季）及夏季。且各季間變化顯著，而同季間各地均有相同之變化特徵。例如：夏季與梅雨季各地溫度變化均小或不變，而春季、秋季及初冬有最顯著之候溫變化。極有興趣者，此項六季自然季節之劃分，無論以台灣候雨量或候溫度為標準，結果均同。

四、全球 500mb 高度場變化及其與台灣環流與天氣變化關係

圖 4(a)~(b)為 500 mb 層 50°N 及 30°N 緯線上全年 73 候高度值時間剖面圖。藉圖可見：(1)冬季西風波動強度、波槽位置及其時間變化；(2)夏季環流特徵；(3)冬夏變易季環流變化；(4)區域性環流變化特徵。以下之分析為專着重與台灣區域長期天氣預報之關係。

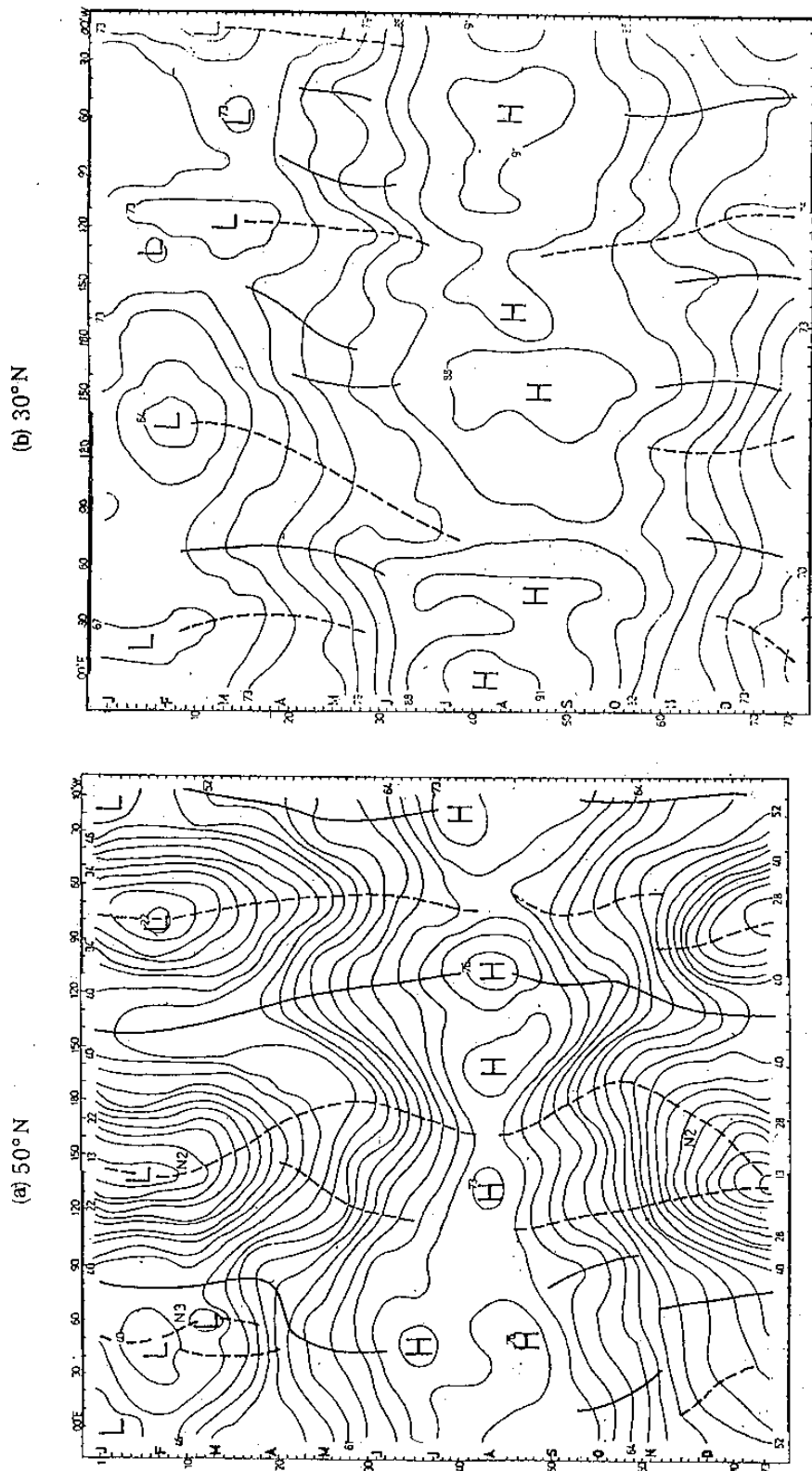


圖 4 500mb 層 50°N 及 30°N 緯線上全年 73 候平均高度剖面圖，(a) 50°N，(b) 30°N。圖中粗實線為脊線，粗虛線為槽線。N2，N3 各表超長波，波數 2 及 3 槽線位置。上下底線之粗線表歐亞及美洲大陸所在經度範圍。

(→) 50°N 緯線上 500 mb 層高度 73 候時間變化 (圖 4(a))

a. 冬季 10 至 11 月期間亞洲及美洲東海岸槽之發展為本圖最主要之特徵。在台灣在此期間為建立東北季風之天氣，亦即台灣東北部進入秋雨期。

b. 初冬轉仲冬 (12 至 2 月) 最重要變化為二波轉三波，故波長縮短，指標轉低，氣流成經向型 (南北向)，此時台灣區有最著之寒潮。

c. 仲冬轉初春 (3~4 月) 40~60°E 之槽轉變成脊而轉為二波型。

d. 7、8 月間有最弱之高度梯度。

(→) 30°N 緯線上 500 mb 層平均高度值之 73 候時間變化及其與台灣區域環流與天氣變化之關係 (圖 4(b))

上述 50°N 為西風帶之中心區域，藉以示北半球高空環流之季節變化。而 30°N 緯線上 500 mb 高度值之變化與 50°N 線上之變化密切相關，但對本區言，其重要性則遠超過 50°N，因其直接支配本區之天氣變化。藉圖可見。

其一般特徵計有：

a. 其梯度隨經度 (空間) 及隨時間之變化均遠較 50°N 者為小。

b. 在冬季 1 至 2 月間 140°E 之主槽為本圖上最主要特徵。

c. 約自 34 至 55 候 (即自 6 月中旬至 9 月下旬)，30°N 線上主要均為副高所踞。故在時間變化上，在該兩候 (34 候與 55 候) 前後有西風帶之劇變，即：一為北退，一為南移入本區。

d. 無論初冬及仲冬均以三波槽為佔勢。

對台灣區域環流與天氣變化關係：

a. 1 至 2 月間之沿海深槽，使本區有最盛之寒潮。

b. 在台灣 5、6 月份之梅雨期間，可發現不同於 50°N 線上，東海岸外之主槽西退移至西藏高原東側，而使本區受槽前西南氣流影響。原主槽處建立短波脊綫，更有助於西南氣流之增強，提供台灣梅雨型天氣之環流條件。

c. 7~9 月，西風帶完全退出本區，而使在該時間本區不再受中高緯度系統影響，實際情形為不再受鋒面侵襲，而出現夏季之天氣型——西南部進入雨季及間受颱風侵襲。

d. 至 10 月中緯高空西風重又影響本區，而使本區進入冬季之東北季風天氣型，雨季自台灣西南轉入東北區。

五、中緯超長波分佈及其變化與台灣環流及天氣變化關係

此處有關超長波資料係根據日本氣象廳 500 mb 層 50°N 線上候平均高度值，藉調和分析法求得。何以採用 50°N 緯線上資料，乃因該緯度無論冬夏均在西風帶中之故。本項超長波資料見附表 (略)。另外圖 5(a)、(b) 為超長波波數 1, 2, 3 之波幅及槽綫之逐候變化。該項圖表對長期預報之應用有二：

(1) 藉此可知季節變化中超長波之特徵，並進而藉超長波分佈之特徵，以決定環流之季節及其變化。

(2) 本項超長波分佈係藉候平均圖作出，代表超長波之隨季節正常分佈情形。故與實際候平均圖及天氣圖所得者比較，可知季節是否正常，提前，落後或反常。

以下為圖 5(a)、(b) 之討論：

a. 無論 1 波，2 波，3 波之波幅與波槽均有顯著之季節變化，且其變化均極規律，一般均呈漸變型式。所有各波，冬季有最大波幅，至夏季均減至最小。

b. 就冬季而言超長波 1、2、3 之合成，即可為平均圖之代表，故該各波之變化亦代表環流之基本變化。(王、鄭，1982)

c. 在圖 5 中已附台灣區域重要環流系統與各超長波波幅及波槽變化之關係，藉圖可見：

① 台灣 (或亞洲) 1 至 2 月寒潮最盛之時係伴隨有 1 波波幅減小與 3 波波幅之增大，此時 2 波波幅不變，波槽位置則均甚穩定。

② 台灣區東北季風於 3 月開始，強度已顯

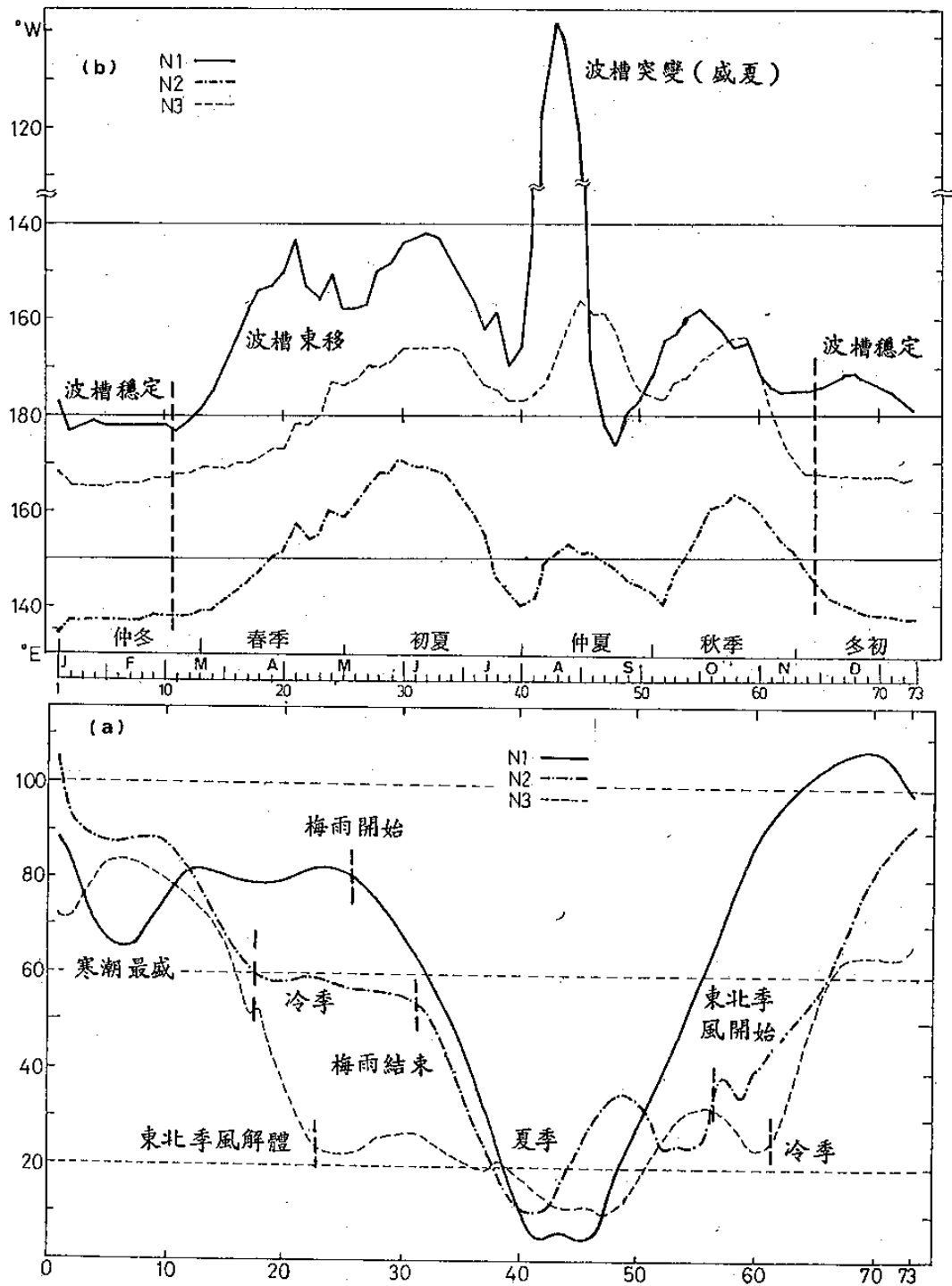


圖 5 500mb 層沿 50°N 緯線上超長波 (N = 1, 2, 3) 分析。(a)波幅, (b)槽之位置。及其自然季節之配置。

著減弱，並出現間斷現象。其在超長波變化上之特徵為 3 波波幅開始顯著連續減小，波槽由滯留轉為向東移動。綜觀超長波 1, 2, 3 之變化，可見波數 3 之波幅變化與台灣之冷季關係最為密切（見圖 5）。

③ 台灣梅雨開始時間略在 5 月中旬，為期約一個月。其開始時間約與 1 波波幅開始減小一致。結束時為 2 波波幅開始急劇減小。

④ 台灣夏期略與 2 波波幅減小期相一致。

⑤ 當季節由冬轉夏，1, 2, 3 波之波幅值有顯著不同，其隨時間變化亦不同，已見上述。但波槽則均自滯留而開始向東變動。而當季節由夏轉冬時，各波波幅開始增加之時間及型式均頗一致，而波槽則有西進現象。藉此可見，季節轉暖與轉冷之大氣變化過程，係完全不同。

由上討論可見 50°N 綫上 500 mb 層之超長波動態及其季節變化可為本區長期預報特性之甚佳指示。

六、台灣區域移行波之特徵

以上所述之超長波基本上主要屬滯留波（standing wave），其對一地天氣之影響，為造成繼續惡劣或良好之天氣。在長期預報上另一類為移行波（transient wave）。此處即為就長期預報觀點對台灣區移行波特徵之討論。

圖 6 為 1979 年 3 月至 1983 年 6 月期間，東亞區域共十地 700 mb 36 天高度值時間序列，經調和分析（一月製作一次），所得每月第一至三優勢波（波幅值最大之前三波）之出現頻率（次數）統計。此處十地係圍繞台北（692）為中心，向東各為 945, 971, 991, 245 測站，向西為 778（昆明）。上述 6 測站略沿 25°N 綫上，此亦為副高軸綫平均位置所在。另外，其北有在日本之 401、646 測站。配合台北，約為冬季沿海主槽所在。另外為 327（克拉克）、217（關島）。基本上各測站均以台北為中心，與各地比較更能了解台北移行波之特性。由圖可見：

a. 就台北言，低頻波動佔絕對優勢，依次各為 36 天波（波數 1），18 天波（波數 2），12 天波（波數 3），9 天波（波數 4），7 天波（波數 5）。故提供較長期預報之有利條件。

b. 就波數 1（36 天之低頻波）而言，除 245 與 401 測站外，其他八處，均屬出現特多之優勢波。

c. 就約沿 25°N 之 6 測站而言，692 與 945 兩站顯見波數 1 至 5 波出現最頻，6 波以下顯著減少。971 則 8 波（含）以下減少。另外，991、245 為依次遞減，778 亦近似。藉此亦可見區域波動特徵。

d. 中緯 401 與 646 測站之分佈又見不同，3、4、5 波（週期各為 12 天、9 天、7 天）佔甚大之重要性，該各波有甚高出現頻率。

e. 低緯 327 與 217 測站波動分佈，又自成系統。從低頻波至高頻波之頻率呈跳躍式之減少。

圖 7(a) 及 7(b) 為一實例，時間為 1982 年 11 月 21 日至 12 月 26 日，此可作波動區域性變化特徵之代表。圖 7(a) 主要為 700 mb 第一優勢波之區域分佈。顯見中緯西風帶以中頻之 6 天波佔絕對優勢。太平洋高壓為 36 天之低頻波佔絕對優勢。台灣一帶則較複雜，因屬冬季，此想主要係受西藏高原影響之故。故就長期預報觀點言，比其東部同緯度測站為難。圖 7(b) 為相同時間十測站之 850 mb、700 mb、500 mb、300 mb 及 200 mb 第 1 至 3 優勢波隨高度分佈。大致言，愈至高層，低頻波愈佔優勢。

圖 8 為 1981 年 12 月 13 日至 1982 年 1 月 27 日，藉調和分析所求得 700 mb 計共 9 地最著優勢波之波數 1（36 天波）之波幅與相位比較。此為一相當典型之例，頗可作台北低頻波特徵參考。藉圖可見：

a. 就上述 9 地比較，台北（692）36 天波波幅僅較 245（副高中心所在）及 778（昆明，該地之 700 mb 波動嚴重受西藏高壓影響而減弱），兩地為略大。並均較其他同緯度之測站 945、971、991 為

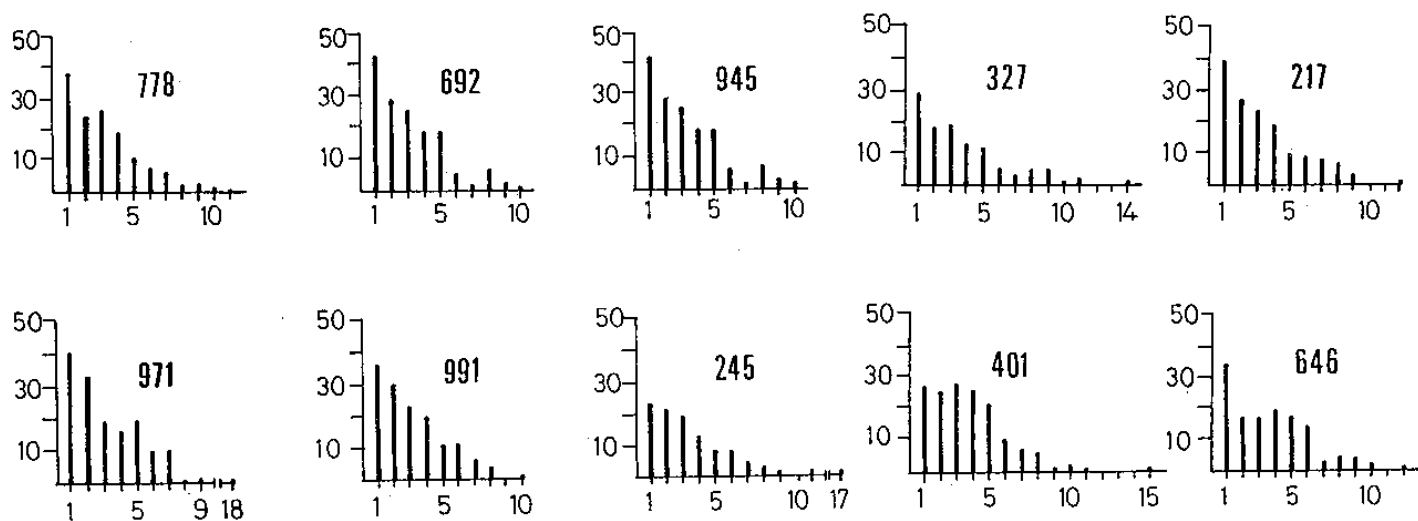


圖6 1979年3月至1983年6月十地每月700 mb 36項調和分析結果，所得第一至三優勢波中出現最多之頻率（次數）統計。圖中波數1為36天波，波數2為18天波（即 $\frac{36}{2}$ ），波數3為12天波（ $\frac{36}{3}$ ），餘各波類推之。

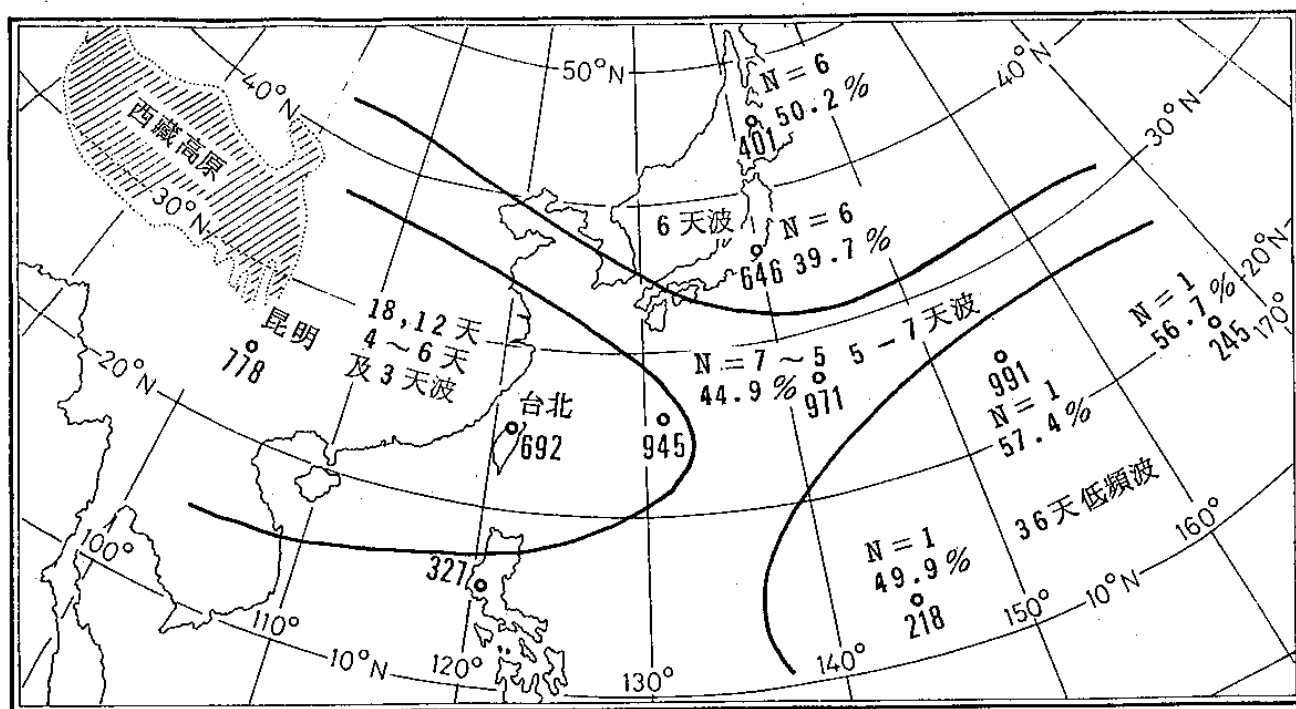


圖7(a) 1982年11月21日至12月26日十地700 mb層36項（天）調和分析所得各優勢波之區域性特徵圖。

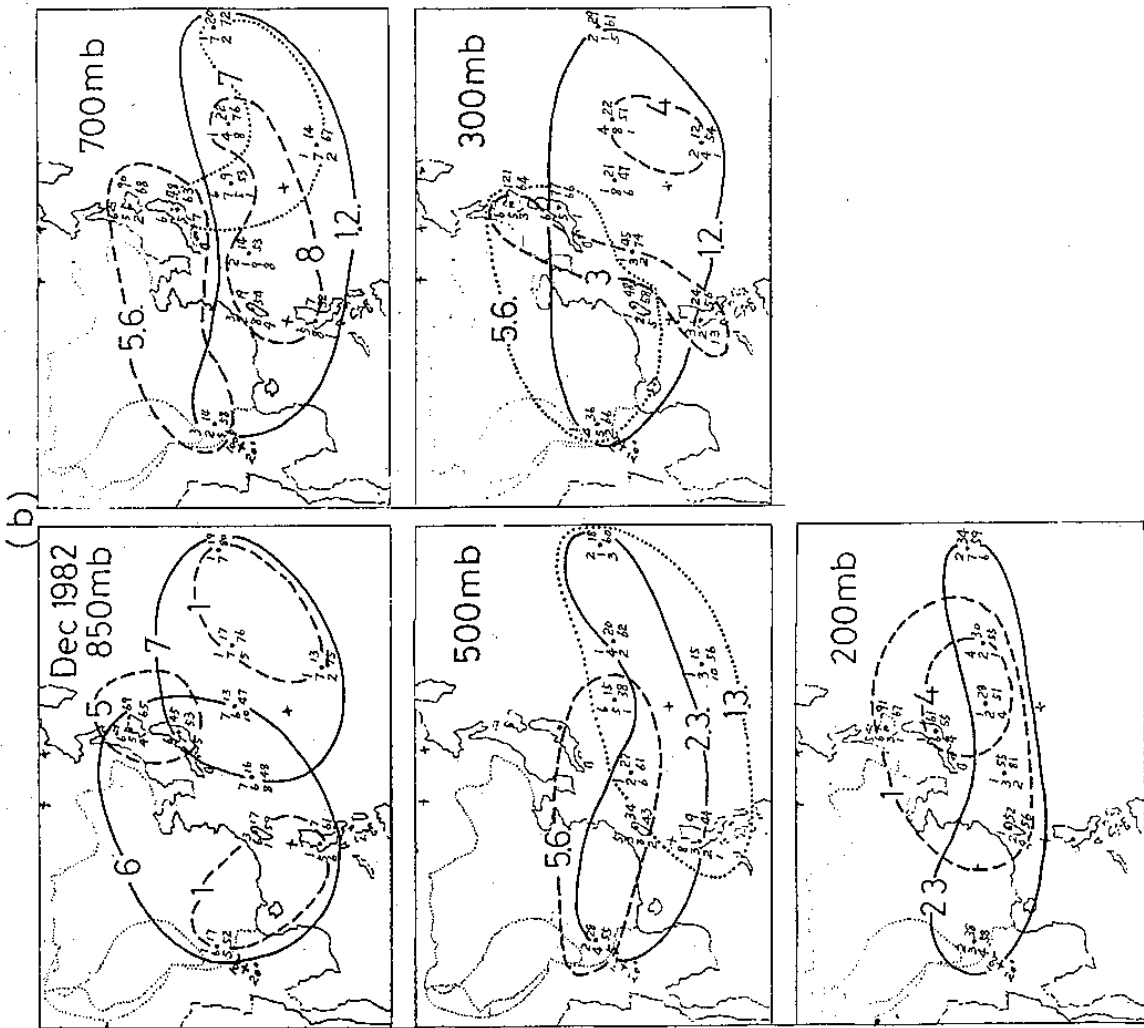


圖 7(b) 1982年12月十測站850 mb, 700 mb, 500 mb, 300 mb及200 mb層優勢波分析。

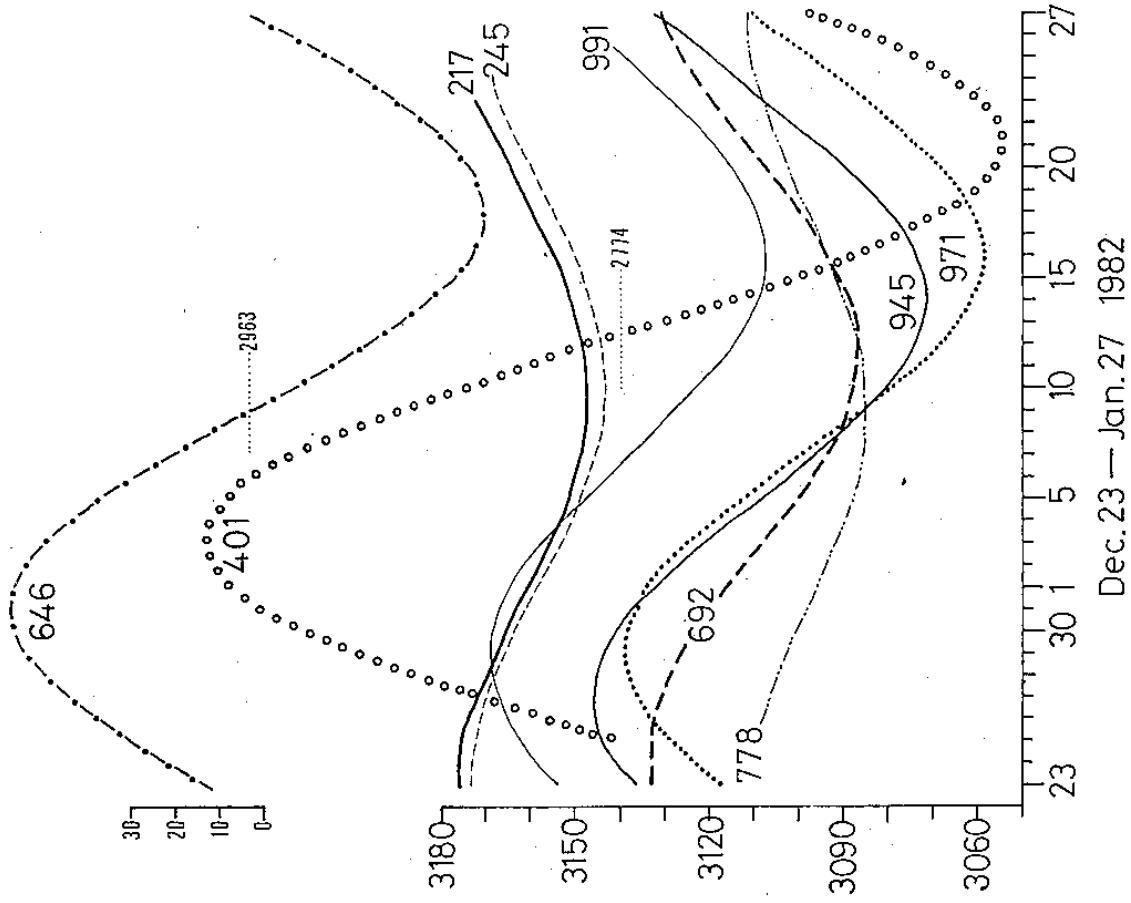


圖 8 1981年12月23日至1982年1月27日700 mb層週期36天
低頻波波幅及波槽隨地區(測站)分佈圖。

小。

b. 所有9測站(327資料不全)之波形分佈均極規則，故顯有物理意義。就太平洋副高言，其中心略在威克島(245)，該地有次大之平均高度值，及除昆明(778)以外最小之波幅變化值百分比。

c. 由991, 971, 945, 692, 778測站波槽位置以看，有一向東移動之分量存在。778約在8日，692(台北)在12日，945在14日，971在16日，991在17日。略在971處有最大之高度值變化。此時中緯西風帶主流中(646測站)亦有槽存在。

d. 如上述兩例，778處因其西則屬西藏高原，故700 mb層該波之波幅為最小，無論波動變化之絕對值，或所佔之比例值均然。

由本例略可見，台灣區中對流層之低頻波動動態與其臨近各地者顯著相關，藉以作長期預報應用參考。

七、利用各優勢波外推以作長期天氣變化之預測

此為本研究之最重要部份(參見王, 1983)，此亦為本局月預報方法之一。最近四年來均藉之作實際應用，並獲得一定程度之預報效果。圖9(a)所示即為本研究(王, 1983)最後一次所作1983年6月份之預測，並附實際校驗資料。用以表示本法之應用，並作結果之核驗(所以用撰寫報告時之最後一次預測，以避免主觀之選擇困難)。圖中之結果係根據三主要優勢波之外推，即波數1，亦即36天之波，波數5，即7天波，以及波數3，即週期為12之波數。圖中預測鋒面係以一般習見形式表示，斜綫區表示可能持續陰雨之時間，圖中所作之預報係根據下述之觀點：

a. 通常近一月以上之波動，在天氣變化上並無一定之重要性，僅表示較緩慢大範圍天氣系統之過程，如環流指標之循環，西風帶南北位變或副高西進東退等之變動或季節之遞變等。故此處在天氣

變化上僅列作考慮之次要目標。

b. 本月份主要鋒面之預測有四，各以“十”號多少以代表強度大小。3、4日之鋒面最強(三個“十”號)，因其有該月內最明顯之二主要波槽之重疊；15至19日之鋒面次之，原因是兩主要波槽(7天波與12天波)之位置甚為接近，並伴隨長低頻波槽移近時。11日之波因恰在7天週期波之槽綫處。另外25至28日亦繪有鋒面，因係在兩主要波之槽綫所在。由上之敘述，鋒面強度與壞天氣期之決定，均有其客觀之憑藉。

有關實際結果之核驗，見圖9(a)下方之資料。我們以台北低層高空風變化，以及最高、最低溫度，及雨量以決定鋒面過境期間及其強度。另可參見圖(c)實際台北700 mb之高度剖面，由圖9(a)及9(c)資料可見：

a. 實際上，3、4日有該月最大鋒面強度與降水。中南部並有近20人之死亡。預測完全準確。因作出該項預測係在六天之前，已非屬短期之預報範圍。

b. 預報次強之天氣變化係出現於15至19日，實際情形亦然，並代表本年梅雨期結束之時間，此並可參見報上所發佈消息。

c. 11日之鋒面預測，實際出現於13日，差兩天。強度不大，就長期預報言，已為甚佳之結果。

d. 25~28日實際並未有鋒面過境，屬預報失誤，但如以高度值變化趨勢言，該時亦見有700 mb層高度值之下降。此在圖10(c)上可明顯看出，34項與36項之預測合成高度時間變化圖中，均明顯可見。

故由上討論，僅憑粗略之月預報工具能有此項結果，已殊不易。

另外，圖9(b)係根據5月21日至6月25日700 mb實際高度資料調和分析之結果，藉供與圖9(a)之比較。藉該兩圖，可見：

a. 6月份控制台灣天氣變化最著之波為波數3，亦即12天週期之波。預報波槽出現日期各為

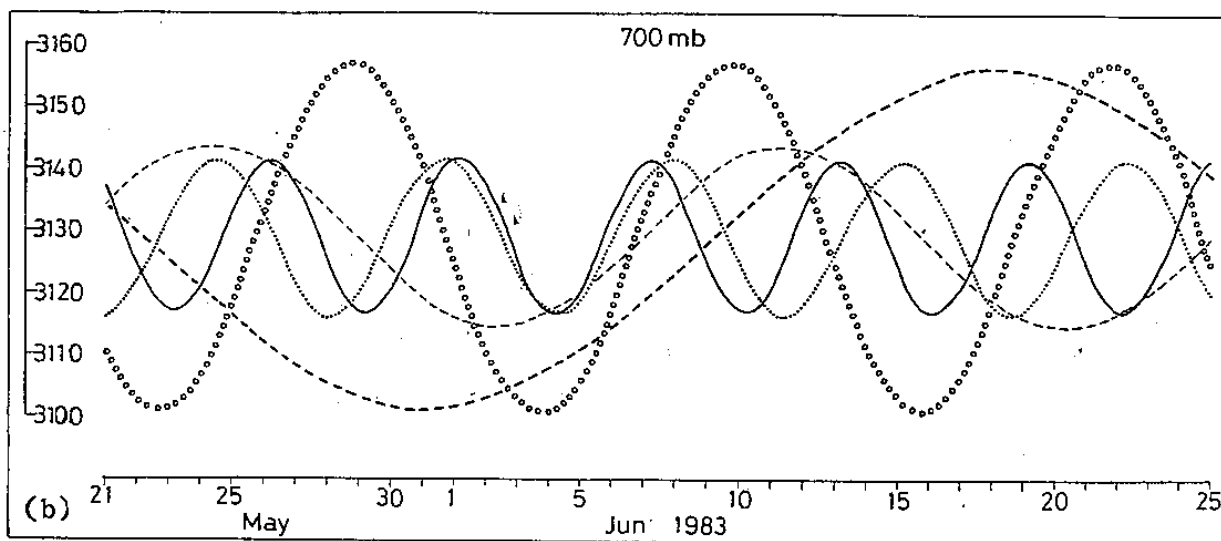
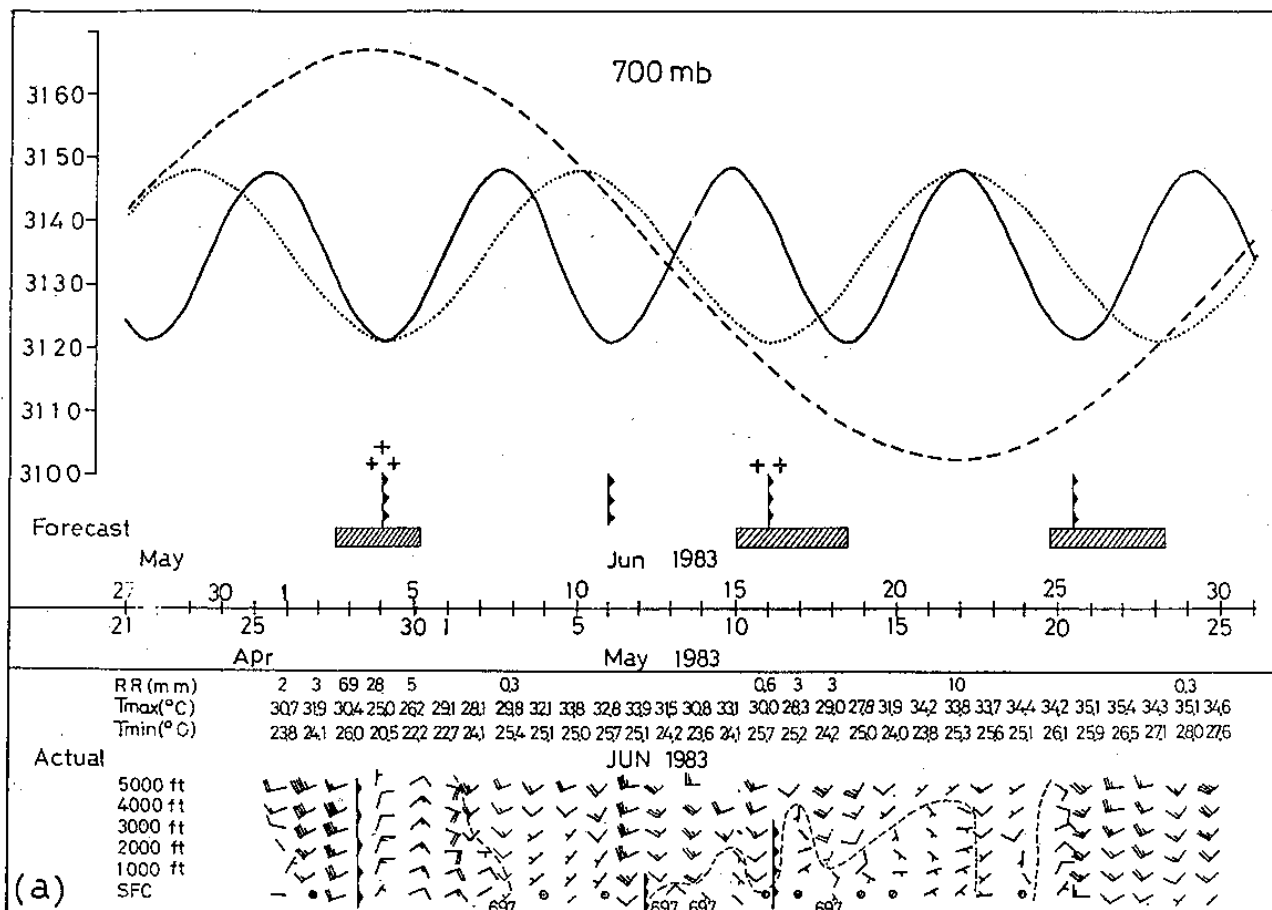


圖 9 利用各別優勢高度波之外推以預測未來一個月內逐日天氣變化及與實際者之比較——1983年6月月預報之例。(a) 700 mb 預測之波動，並附實際資料說明見內文。(b) 700 mb 實測之波動。

6月4日、16日、28日(圖9(a))。而實際情形亦然，為6月4日、16日及28日，完全一致(圖9(b))。

b. 其次在預測圖另一控制天氣最重要之波為波數5，亦即7天波。其預報槽綫出現日期各為：6月4日、11日、18日、25日(圖9(a))。而實際情形亦然，為6月4日、11日、18日及25日，完全一致(圖9(b))。

c. 在預測圖另一優勢波為波數1之低頻波，實際亦有出現，惟相位完全相反，應歸屬為「完全錯誤」。所幸此低頻波，實際無關於天氣變化，僅影響700 mb 高度剖面之趨勢。預測為前高後低，實際為前低後高。此項趨勢想係由梅雨期之存在而產生。因週期較長，36項(天)之分析，無此能力。

d. 另外，實際圖上，有出現波數2及6，此為預測圖上所無。但實際情形，其重要性遠不若實際與預測均見出現且相位完全一致之波數3與5。此亦為何以預測與實際高度剖面型式均極神似之原因。

e. 圖9(a)中並附有台北6月份實際5000英尺層以下之高空風，以及逐日之台北最高、最低溫度及雨量。由該項資料亦可見，4日有最強之鋒面過境(最低溫度為 20.5°C ，全月最低)。

f. 由圖9(d)(未附)相同時間內藉台北(692)地面氣壓所求得之優勢波分量可見，700 mb 之各優勢波(1、3、5)，地面圖均有，強度與相位亦近相同(比較圖9(a)與(b))。惟地面圖上增加了波數4(9天波)之優勢波。雖然主要結果不受影響，但藉該波可說明5月31日由鋒面所造成之新竹豪雨。

八、超長波波數1長期持續對台灣天氣影響之例

於1979年元月至1983年6月共四年半期間，我們曾作出500 mb 層各緯度帶(70°N 、 60°

N 、 50°N 、 40°N 、 30°N 及 20°N)波數分析資料之統計，同時我們亦作出半北球500 mb 層沿 55°N 及 35°N 緯度綫上之逐日高度剖面。表1即為就該6緯度帶全部資料中選出優勢波持續最長時間之三次個例。該各個例之逐日沿 35°N 綫上500 mb 高度剖面圖，則見圖10。其主要特色均為波數1超長波特別發展，持續時間31天至46天不一。以下所述為該三例之特徵。

表1：1983年元月至三月各緯度帶上持續最久之優勢波統計

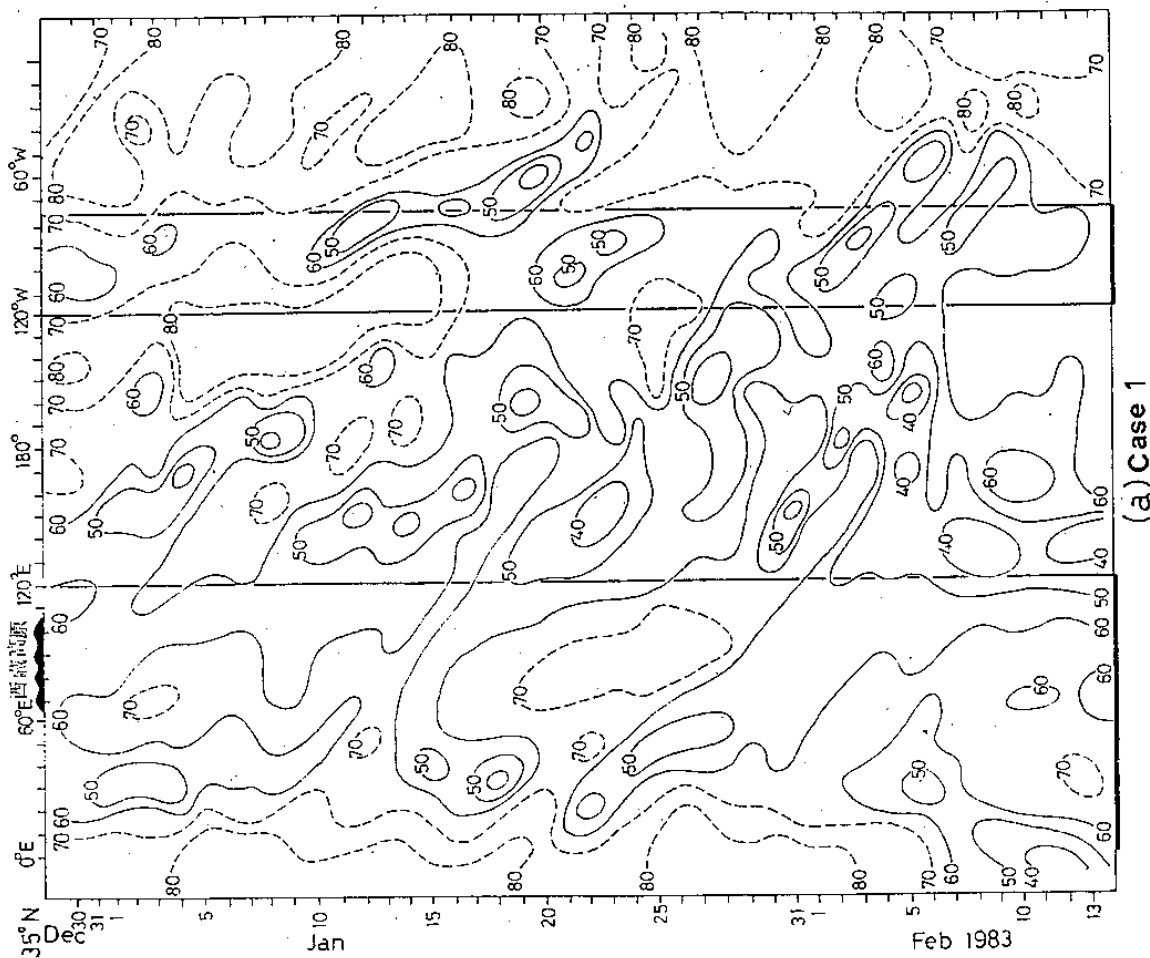
編號	年	月 日	緯 度	波 數	波 幅 (gpm)	持續 天數
1	1982	12/30-2/13/81	40°N	1	≤ 120	46
2	1983	3/3-4/2	50°N	1	≤ 110	32
3	1983	2/23-3/31	40°N	1	≤ 80	37

藉表可見該三例均出現於1983年1月至3月之間，且均屬超長波之波數1為優勢波(dominant wave)。持續時間31天至46天不一。又該三例之逐日 35°N 綫上500 mb 高度剖面圖，則見圖10(a)、(b)。可發現在該時間台灣北部之雨量均為逾常(對冬季台灣區而言，北部雨量較有代表性)，特以2及3月，台北與陽明山之月雨量均破該兩地自有雨量觀測以來之紀錄(參見表二)。

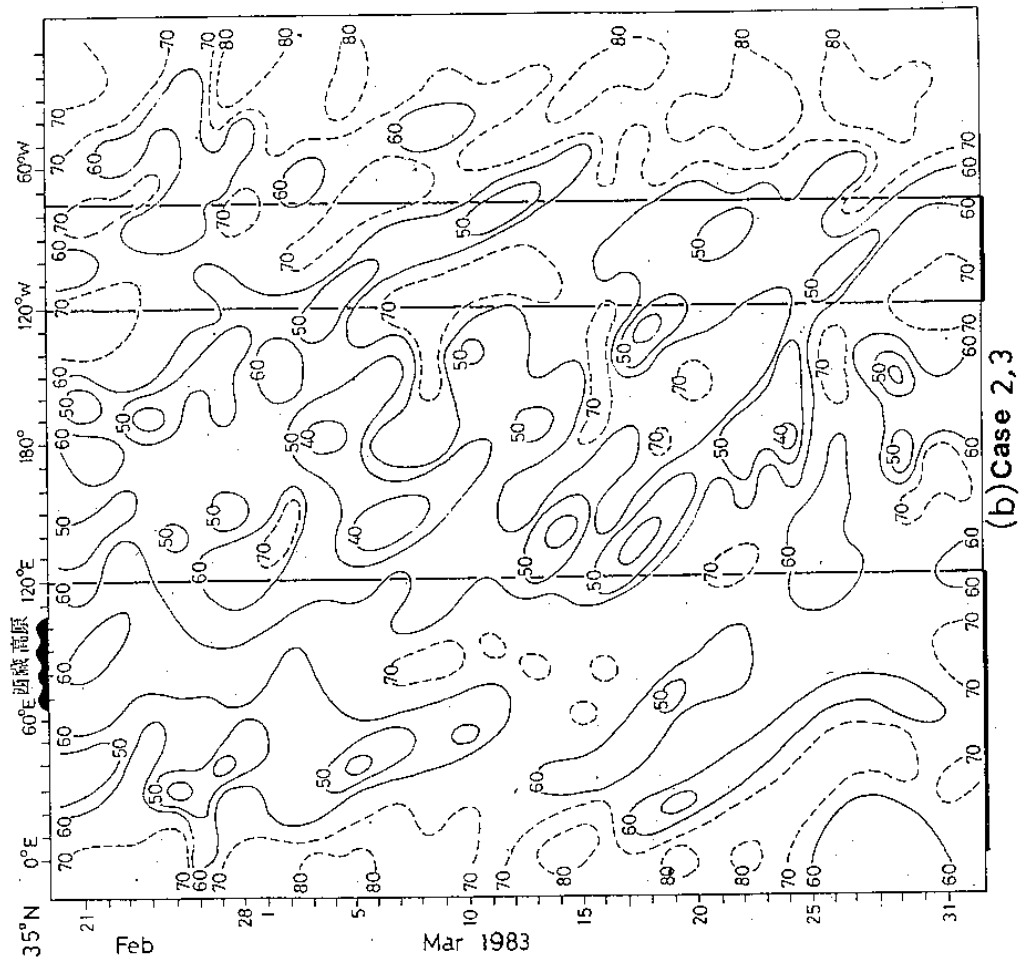
表2：例1至例3，亦即1983年1~3月期間， 40°N 綫上超長波波數1特別發展，主波即在 120°E 附近，致台灣雨量特多。甚多之處，2、3月雨量均破最多紀錄。下為台北與竹子湖雨量(單位：公厘)。

月 地點 年	1 月		2 月		3 月	
	台 北	竹 子 湖	台 北	竹 子 湖	台 北	竹 子 湖
1983	146.2	405.6	499.0	614.6	514.5	557.6
平均值	91.1	270.0	137.1	257.9	169.4	194.8

由此可見超長波對台灣天氣變化之重要性。以下所述為就圖10(a)、(b)及當時天氣圖所見之特徵：



(a) Case 1



(b) Case 2,3

圖 10 1979 年元月至 1983 年 6 月期間 3 次持續最久之優勢波存在期間，35°N 線上 500mb 層逐日高度剖面圖。圖中虛線表脊綫區，實綫表槽綫區，歐亞及美洲大陸區域以粗綫繪於底綫中以表示（參見表一）。

a. 在該三個月期間最著之特徵為出現以 0°E 為中心之穩定脊綫。該脊綫有時又呈阻高型態，例如2月5日至25日之間情形。此則構成該一長時間超長波波數1特強之原因(資料略)。

b. 亞洲沿海(120°E)至中太平洋區(至 180°E)均為低槽活躍區域。且深值注意者，極大部份時間均屬移動性之低壓槽。源區即在亞洲沿海近 120°E 經綫上。

c. 於元月30日至3月18日期間，亞洲主槽主要即在亞洲沿海 120°E 處滯留，或在該處頻頻發生。而鋒面帶則始終在台灣一帶盤旋，而使該時間台灣區有最劣天氣。2、3月份台灣甚多地區，雨量破歷來紀錄。

d. 30°E 經綫一帶(地中海)亦為高空槽源區，在該區不斷有低槽產生，並移至西藏高原一帶後減弱消失。西藏區有一不甚強之脊綫，始終維持於該處。

九、結 論

(一)台灣區域有極明顯之風場變化，且風場變化均能反映出台灣天氣變化之特徵，而風場變化之反常，亦為台灣天氣變化之反常——長期預報之中心問題。

(二)台灣區域環流季節變化之特徵有極其不對稱之性質。即：在自冬至夏冷空氣衰退及氣團增溫階段係持續一極長時間，約自3至6月，此期間以春雨及梅雨為其特徵，特以梅雨為台灣最穩定之雨季。但自季節由夏轉冬，其變化幾乎在約一個月期間內完成。變化時間係在9月下半月至10月上半月之間。即：自微弱之東來信風轉為甚強之東北季風。此時之雨季，有其極顯著之地域性，係局限於台灣之東北部及北部。

(三)上述一、二兩者之事實，可發現與 50°N 緯綫上之超長波動態及其變化，關係密切。其關係並均給出(見圖)，可作台灣區長期預報之有力參考。

(四)中緯西風槽內波動季節變化控制台灣區域天氣季

節變化。此在 50°N 及 30°N 之500 mb高度場逐候變化中明顯見出。

(五)台灣區域移行波之最著特徵，為低頻波(此處指週期在7天及以上)佔極大優勢及較多之出現頻率。此直接有助於長期預報。藉該項特性以製作月預報已有四年餘。此處並作應用舉例。

(六)相對於移行波，呈駐波性質之超長波對台灣長期預報扮演極為重要之角色。特以冬半年。經分析去年(1983)台灣北部2~3月雨量之多破歷年紀錄，即為中緯波數1超長波異常發展及穩定出現之結果。

※ ※ ※

本文之討論內容主要係根據：(1)本局研究報告63號、國科會研究計畫NSC-70-0202-M052-02「台灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究」，作者為筆者與鄭俠，及(2)本局研究報告97號：筆者之「藉空間及時間序列分析法對台灣區域長期預報之應用」。

參 考 文 獻

- 王時鼎，1968：台灣區域環流與長期天氣預報。
王時鼎，1979：亞洲及西太平洋區域超長波之動態及發展研究。大氣科學，6卷1期。
吳宗堯、王時鼎、鄭俠，1981：民國69年台灣乾旱分析兼論雨量長期預報問題。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局出版。
吳宗堯、王時鼎，1981：民國69年(1980)台灣乾旱研討。大氣科學，8期，95-104。
王時鼎、鄭俠，1981：台灣天氣之自然季節與冬季反常天氣之研究，中央氣象局研究報告063號。
王時鼎、鄭俠，1982：亞洲區域環流變化之自然季節。大氣科學，第九期，125-146。
王時鼎，1983：藉空間及時間序列分析法對台灣區域長期天氣預報之應用。中央氣象局研究報告97號。

王時鼎、鄭俠、趙友夔，1984：台灣天氣變化之
自然季節，大氣科學，第十一期，101-120。
陳泰然，1980：台灣鄰近地區梅雨系統之合成結

構研究，台大大氣科學系研究報告梅雨-04號。
程允中，1981：台灣北部秋雨的環流特徵。異常
氣候研討會論文集編，P 337-348。

Some Characteristics of the Long-range Prediction in Taiwan

Shih-ting Wang

Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this report some characteristics of the long-range prediction in Taiwan are discussed through the investigation of annual variation of the local mean circulation and the mean pentad rainfalls and temperatures for a number of stations. In order to understand the annual variation of the local circulation, the annual variation of 50°N and 30°N normal pentad height at 500mb level and the normal pentad extra-long waves of 50°N at 500mb level are also studied. Through this study, the rainfall regime and the natural season classified by pentad temperature variation are well understood and documented. The characteristics of the transient waves of low frequencies at 700 mb level for several stations in Taiwan and neighboring areas are also studied. In most situations the extrapolation of these low-frequency waves are possible and is beneficial to monthly forecast. In addition, the influences of standing waves in upper westerlies on the weather in Taiwan are also manifested.