

長期天氣過程的一些特性及預報

王 寶 貫

美國威斯康辛大學氣象系

1. 長期天氣預報之範疇及目標

長期天氣預報一詞，是相對於短期及中期預報而言。根據世界氣象組織（WMO, 1984）之定義：「長期天氣預報是指對典型之時間尺度為一個月或一季之大尺度環流及天氣一般動態之預測。長期天氣預報時間之下限，乃是個別天氣尺度中每日天氣系統的可預報性之實際極限，即一到二個星期」。由這個定義看來，我們可以把二個星期以上之天氣預報皆可稱為長期天氣預報。

當然，上述這個定義仍稍嫌籠統，而且個別國家各有不同之定義。如以美國國家氣象局之用詞為例（參考Wagner, 1989），則：(1) 48小時以下之天氣預報為短期天氣預報；(2) 3天至5天之預報為展期天氣預報；(3) 6天至二星期之預報為中期天氣預報；(4) 二星期以上之預報稱為長期天氣展望（Long Range Outlook）。所謂「展望」之意義，在於長期天氣預報不能如短期天氣預報一般地把大氣之瞬間狀態詳細預測出來之故。當然，這些用詞乃是官方對外發布消息時所採用的。在學術討論中，我們不妨將一星期以上之天氣預測稱為「長期天氣預報」，這是本文中所採用的定義。因此以下所討論的事項，也包括中期預報的一些特性在內。

由於長期天氣預報不能詳細預測大氣運動之瞬間狀態，因此它所處理的天氣信息，乃是一些集體信息——諸如平均值，方差，距平等。故從統計學之角度來說，長期天氣預報所處理的，乃是一些期望值，而此中即含有「誤差

」的可能性在焉。為了衡量一個長期天氣預報之準確度，我們有必要確立一個衡量的標準，而這個標準，自然是日後實際發生的天氣狀況。

但是何謂「實際發生的天氣狀況」？由於長期天氣之對象乃是一周以上之平均值，因之所用來比較之「真實天氣狀況」，當然也是這一段時間內的平均值。眾所周知，平均值特點是把極端值平均掉了。因此它無可避免地包含許多無法預測而又確實發生過的天氣擾動。這些擾動有時會對長期預報之準確度發生極大的影響（Madder, 1976; Madden and Shea, 1978），除此之外，還有許多外在的因子，諸如海面溫度，土壤水份，及冰雪覆蓋等均會對長期天氣過程產生許多無法詳細預測的干擾。

然而，即使是準確度有限的長期天氣預報，也有十分重大的意義及用途。至少長期預報可以指趨勢之所向，如氣溫之偏暖或偏冷，雨量之偏多或偏少等等。許多有關國家經濟計劃之重大決定，諸如公用事業燃料之貯存，糧食之生產，調配，及預存，天災之預防，甚而交通措施及國防行動等，如有長期天氣預報之資料作為參考，當可作出更適當的決定。譬如今年夏季中國大陸江淮地區之大水如果有先期之預報，則可事先制定防災之對策，大量減少人命財產之損失，其價值將不只數億或數十億美元而已。其他世界各地之由乾旱或嚴寒所產生之災荒等問題，屢見不鮮，皆有由於不知長期天氣之大勢，而致天災突降，手足無措。由此可知長期天氣預報之嚴重性及必須性。而如何將長期預報之準確性提高，則是我氣象界同

仁所須共同努力之目標也。

2. 長期天氣過程的一些特性

在討論長期天氣預報技術之先，我們有必要先了解長期與短期天氣過程之間的差異。了解這些差異將有助於我們研判長期天氣變化的可能方向，而不至於把一些次要的機制當成主要的影響因子。以下列舉一些長期天氣過程與短期不同的一些特性：

(1) 外在熱源的重要性

從整個地球一大氣系統的角度來看，大氣運動之基本能量來源當然是來自太陽輻射。然而我們又知道，大氣對日光短波輻射基本上是透明的，因之僅有少量之短波輻射直接為大氣所吸收，而絕大部分則透過大氣而為地表（包括陸面及海洋）所吸收，被轉換成為長波輻射、可感熱、及潛熱等釋放給大氣層。這些方才是大氣運動的直接能源。故大氣運動之能量傳輸，基本上是由下而上的。

短期天氣過程中的大氣運動，主要是由於上述之地表熱源傳輸給大氣之後，造成一些可用位能(APE)，其中一部分被轉換成為動能而引起的。這種位能一動能之轉換主要是近於絕熱過程的。雖然在強對流區會有較大量之潛熱被釋放出來，但這些局部的加熱作用對短期運動之影響不大。職是之故，短期天氣預報之主要著眼點乃是大氣之動力過程。所以即使不考慮局部加熱、潛熱及地表摩擦力的因素，只憑運動方程外推，也可將短期大氣運動之大概模擬出來。

長期天氣過程則不然。上述的動能如果沒有其它熱源繼續補充的話，大約在一周內將被摩擦力所消耗殆盡，可見這種過程對一周以上之長期天氣並非主要。倒是一些外在熱源的變化變得重要起來。正是因為這些外在熱源之影響，使得大氣運動逐漸偏離原來之平均狀態，從而產生長期天氣的變異。

在所有的外在熱源中，又以海洋最為重要。海洋占全球表面積的70%左右，為陸地之2.4倍。而海水之比熱較陸地為大，使得它能貯存

大量之能量，提供給大氣運動之用，海洋每年提供給大氣之熱量約為陸地的4倍，可見其對全球天氣的影響之大，我們因之可以理解，海水溫度場變異定然會引起大氣環流的改變，從而引起長期的天氣變化。此點早由Namias(1968)提出，並具體運用於長期天氣預報技術上。

海洋對大氣的影響，是透過海氣相互作用之種種機制來進行的，這些機制十分複雜，但隨著大氣的溫壓場改變，並且隨著洋流之循環及各緯度帶之海陸分布不同而有差異。目前對這方面的觀測並不完整。資料之缺乏嚴重地影響了長期天氣預報之發展。而全球海洋中，又以熱帶海洋最為重要，這是因為熱帶海洋所佔面積最廣，熱量貯存最大，顯然對全球之長期天氣過程具有關鍵性之控制作用，近年來國際上組織的熱帶海洋及全球大氣(Tropical Oceans and Global Atmosphere, 簡稱TOGA)觀測計劃之主要目的之一，即是要收集資料來試圖了解熱帶廣大的海洋面上之海水物理特性對整個大氣環流的影響。

當然，上面強調了海洋作為大氣熱源的重要性，並不就是說，陸地之影響一點也不重要。即使陸地對大氣熱力之貢獻為海洋的1/4，這仍然是個十分重要的比率，不容忽視。衆所周知，一個海洋氣團在移過陸地之後，會產生極大之變化，而成為變性氣團，足證陸地仍對大氣有十分重大之影響，因此在考慮長期天氣過程時，也有必要認真對陸地之物理特性，比如其反照率，水份含量，及地貌（沙漠、土壤、植被、冰雪覆蓋）等一些性質。台灣位於歐亞大陸之東緣，從中緯度而來到台灣，故陸地之影響實是一項重要之考慮。

另外，還有一個比較引起爭論的外在熱源變化因子—太陽活動，也值得約略一提。在分析過去的氣候記錄中，作過波譜分析後，有人發現有類似太陽活動之11年及22年之週期。因有人認為，太陽活動與天氣之間存有某種關係。這些關係，有人相信是事實，也有人認為

是巧合。僅憑周期本身，並不能證明兩者之關係，尤其是日月星辰對大氣之引潮力作用，也具有相近之周期，而在實際力之大小而言，月球對大氣之引潮力作用遠超過太陽活動變異所能提供的能量。最近 Van Loon及 Labitzke (1990)指出了一個日—地大氣之間的比較良好的相關，但仍不足以說明太陽活動及天氣之間的因果關係。

(2) 長期天氣過程之空間尺度

由於長期天氣預報之對象是一個星期以上的天氣，我們當然有必要考慮在這段時間之內，大氣運動的可能改變。以中緯度之天氣擾動來說，一個擾動進行之速度，經向大約每天30-40經度，緯向約每天10個緯度左右，由此看來，在十天左右，此擾動之影響即可傳遍全球。這同時也可理解成，一個地點之長期天氣，是可能受到全球其他地區之天氣及地表狀況所影響的。因此即以台灣而論，不但上游地區的中國大陸之大氣及地表情況會影響台灣之天氣，即下游地區之太平洋甚至南太平洋及大西洋之異常，也會對台灣之長期天氣動態產生影響。因此，全球任何地區之任何重大變化，對台灣地區之長期天氣預報均有重要性。

上面講過，海洋是一個龐大的熱容器，因此海面溫度小小的變異，即可能足以引起大氣溫壓場不小的變化。某一海洋面上一點之海溫異常，即可能在十來天左右將其影響傳遍全球，而且還可能餘波盪漾，影響其後相當長一段時間內的全球天氣變化。由於熱帶海洋面積最為遼闊，熱貯量也最大。因此熱帶海洋之海溫異常，乃是長期天氣預報重要指標之一。

長期天氣過程之主導系統，顯然是長波系統，這是由於短波系統在大氣中衰減很快，只有幾天之生命，顯然不足以引起長期天氣變化。假如我們沿著一圈緯圈，把某層（例如500毫巴）之高度場作傅立葉分解(Fourier Analysis)，則可得到不同波數的各種分量波之擾動。從波動理論裏我們得知高頻波（短波）之衰減比長波快得多。例如波數為10的短波在4天內便可衰減到原振幅的1/10，顯然不會

對一星期以上之天氣有何重要貢獻。反之，波數為5的中波衰減一半約須5天，衰減1/10約須15天，而波數1-3的長波振幅衰減一半須時13-80天，可見1-3波對長期天氣最為要。因此，如何掌握長波系統之動向，亦是長期天氣預報重要課題之一。

(3) 反饋作用

在長期天氣過程中，大氣與其下墊面是不斷地相互影響的。下墊面的熱量之變異固然引起了長期天氣的變化，而天氣之變化也同時引起了其下墊面物理狀態的變化。舉海洋為例，海面溫度場的變化可能引起了大氣溫度、濕度及氣壓場的變化，從而造成了長期天氣之變異。然而大氣溫、濕、壓場之變異，也造成了風場之變異。不同的風場吹在海面上，引起不同的風吹洋流。假使此洋流把海洋表面之溫水流走，便可能引起海裏深層的冷水上翻，連帶地引起海水之垂直環流。這當然引起了海面溫度場之改變於是又開始下一步長期天氣過程變異之連鎖反應。這種大氣海洋相互影響之作用，便是反饋作用。

實際上的洋流改變，比我們上述的情況還要複雜。除了上述的風吹洋流之外，由於海溫場的改變，也影響了海水的鹽度及密度之不均勻，從而造成了梯度洋流，使得海洋之行爲變得十分複雜。近年來多半用電子計算機用數值方法來模擬大氣及海洋之間的相互作用，固然取得了一定的成績，但是距離能夠完整地理解這些作用，仍是來日方長。

在海氣相互作用中，最值得重視的問題，厥為艾爾尼諾—南方濤動(El Niño-southern Oscillation, 簡稱ENSO)之現象，雖然目前對ENSO之興趣主要在於更長期的氣候多年變化上，但由於ENSO所影響之天氣型態，往往有其持久性，因此從長期天氣預報的觀點來說，也是一項必須掌握的課題。如何正確地模擬ENSO之大氣及洋流狀況，乃是數值模式學者所面臨的一項挑戰。

除了海洋之反饋作用之外，陸面之水份，植被之變遷，兩極冰雪之消長等也是反饋作用

，也有必要列入長期天氣預報參考指標。

以上所提的反饋作用的來源對大氣而言都是外在的。然而即使在大氣本身也存在有反饋作用一即是雲。舉例來說，如果某一地點在某段時間內是晴空萬里，則太陽輻射可直達地面，因而使該地引起輻射加熱增溫，造成較強之對流。強對流能把地面的潮濕空氣往上抬升，形成雲層，因而增加了該地的雲量，但如此一來，太陽輻射又被遮擋減小，使得該地冷卻下來。地面一冷卻，對流活動減小，而氣流沉降之分量加大，終將導致雲層的消散，又變成有利於日光之透過，而對流運動又周而復始焉。以這個作用而言，雲層乃是具有負反饋作用。

(當然，雲層也有出現正反饋作用的時候，比如颱風的形成過程中，積雲釋放之潛熱能增進颱風之成長，不過這是題外話了)。在考慮長期天氣之演變時，雲是一個不能不考慮的因素，而同時又是研究大氣環流模式時一個比較令人頭痛的問題。近年來的許多數值模式，在對雲參數化的問題上，都有比較詳盡的分析，但是就對長期天氣預報的目的來說，仍太嫌不足。

3. 美國氣象局之長期天氣預報方法

目前美國之中長期天氣預報業務是由國家氣象中心(National Meteorological Center, 簡稱NMC)下之氣候分析中心(Climatic Analysis Center, 簡稱CAC)，這裏介紹的方法主要參考Wagner (1989)及Epstein (1988)之文獻。早期之長期預報方法多半比較主觀，而且成效亦不好。Rossby (1939)曾提出所謂「定常絕對過度軌迹」之方法(簡稱CAVT)，曾被用來推測一個渦動5日以上可能移動軌迹，假定在此移動過程中，此渦動之絕對過度必須保持固定。其後Namias(1952, 1954)嘗試作每月預報，主要根據在某一季節及某個地形所影響的行星波中較常的槽脊位置，西風平均風速季節上之轉變及其對大氣環流之可能影響，以及每月平均高度場的一些逐月的特徵及持續性

。雖然這些作業都要求作到盡量客觀，但由於實際條件的限制，仍然是主觀的成份較大。其後經過幾十年預報及驗證的經驗，發現一些異常的地表情況，諸如大量的冰雪覆蓋，異常乾燥之地面，海面溫度型式(Namias, 1962)等等，似乎對大型天氣環流有重大之影響。1974年，CAC首次發布90天之天氣預報，現在此項預報不僅是對一個特定之季節而已，而是對任何連續三個月之預報。早期90天之預報主要根據地面溫度及降水之距平及700毫巴季平均環流之統計關係來制定的。目前CAC之各種中長期預報之作業大要如下述。

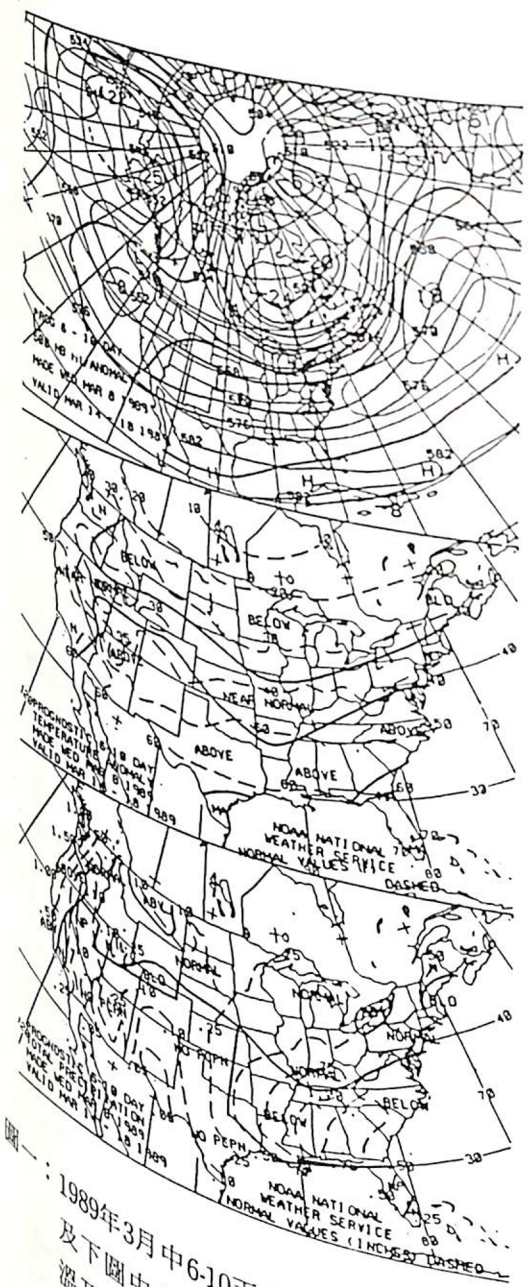
(1) 中期(6-10天)預報

中期天氣預報主要是根據數值預報模式之輸出環流型式來制定的，CAC目前使用兩個數值預報模式：一個是NMC自己的中期預報模式(稱為MRF)，另一則是歐洲中期預報中心(ECMWF)之模式。根據過去幾年之經驗，此兩模式各有偏差。MRF常易低估中高對流層之高度，而造成冷偏差。反之，ECMWF之模式則常易高估脊線之強度，而造成暖偏差。為了制定在此5日期間之500毫巴高度及距平之平均測，中期預報員常將上述兩模式之輸出值“融合”在由MRF經回歸校正後所計算出的平均高度場中。而校正之公式則是基於過去某60天高度場中，每6-10天500毫巴平均高度預測值之平均誤差來制定的。至於選擇那一個60天的時段，則是靠經驗來決定。

在“融合”的過程中，無疑有很大的主觀成份在內，因其主要是由預報員自己來權衡如何進行的。其權衡之主要條件為融合後之天氣預報圖必須看起來合乎氣象常識。其中遙相關(Teleconnection)之型式常被用來作為檢驗這些模式或混合模式結果之內在一致性，氣溫之預報首先須得出一些參考，如5日之500毫巴平均高度場之預測及700毫巴之月平均高度場，並用一套客觀之統計方法求得溫度預報之參考值。然而預報員在制定最後之預報時，仍根據他過去之經驗關於特別的氣溫距平場型來判斷是否與現在的情況有相類似之處。所以

最後之預報仍有許多主觀預報之成份。

至於降水之預報則主要根據MRF模式輸出值之5日總和，但預報員仍可對之作主觀之修正，例如MRF可能對美國西南部之季風經常低估等等。因之，降水之中期預報亦是基於一些客觀及氣候上的參考值所作的主觀修正。



圖一：1989年3月中6-10天之中期預報圖，中國及下圖中之虛線分別代表此5日中之氣溫及降水之正常值。(Wagner, 1989)

圖一是6-10天預報圖之一例。通常氣溫預報之效果要比降水預報要好。此點乃是氣候學上眾所周知之事實—氣溫之分布比較降水更有空間之均勻性，在季風氣候區之中國東南沿海尤然。一般而言，經過主觀修正後之預報仍比純粹客觀預報之參考值來得準確。由此可見，對中長期預報而言，純粹數值方法之技術仍未能超越具有多年經驗之預報人員。

(2) 月(30)展望

目前CAC之月天氣展望之預報技術是一種揉合動力與統計兩種方法之綜合技術，近來由於數值模式之改善，有逐漸略為強調動力部分之趨勢。此種預報方法之起點乃是採取MRF及ECMWF兩模式之10天預報輸出。將此輸出分為第1-5天及第6-10天兩部分。由於500毫巴之流場具有較好之持續性，故一般注意此兩部分之500毫巴5日平均高度及距平。此即成為兩個初始場，用之來進行模式運算，並由預報人員選取其中較好的一組結果作為預報參考。由預報與實際之比較得知，10-28天之平均值預報，冬夏兩季結果比較好，而春季最差。春秋之預報只在一星期以下較好。

其次是研究每月最初10天與整個月之間的700毫巴高度異常之相關，而所根據的是觀測資料，這種相關係數隨著地區及季節之不同而有相當大的變化。通常的情況是有一片弱相關區，這些相關係數雖小，卻有統計上之重要性，因此也是有用的。

另外，預報員也能獲得根據逐月700毫巴平均高度場之自相關函數而制定的下月700毫巴平均高度場之線性回歸預報。至於研判這項參考資料之可靠程度則是看它相關之強度，統計之重要性，及它與動力預測符不符合而定。最近的一些研究指出，一些大尺度的低頻大氣環流在某些季節裏有相當的持續傾向。

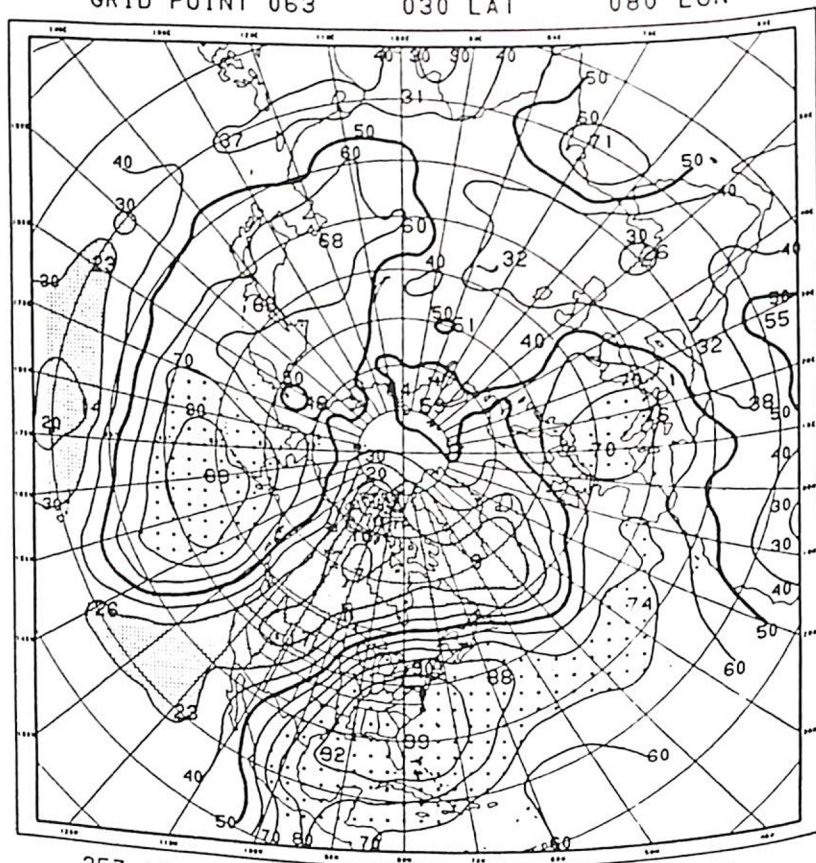
目前很少注重由上個月的平均環流場用線性外推得出的預報。這在目前僅作為參考用。倒是近年來逐漸注重一些長期的大型環流場如由ENSO引起之力場及30-60天的低頻振盪等。有些迹象指出，在ENSO之強位相期，中對流

層之平均高度場及地面溫度異常等型式，都有比較好的持續性及可預報性。

在參考採用了上述之種種資料後，預報員還可用遙地相關之型式來檢查預報模式所指出

的各類異常中心的內在一致性，互容性，持續性，以及由異常之熱帶作用力所引起之種種變化，這遙相關場通常都以等值線來表示，圖二便是例子之一。

TOP 30 POSITIVE ANOMALIES FOR JAN AT
GRID POINT 063 030 LAT 080 LON



257 174 251 272 372 164 260 352 362 448
151 456 249 482 375 354 171 457 374 459
149 450 449 252 274 357 184 349 350 250

圖二：根據30° N 80° W之700毫巴半月平均高度最大的30個正異常值所得出之一月遙相關圖之一例。等值線代表在一些網格圖上有同符號之或然率。陰影區代表其或然率超過50/50之置信度達95%以上地區。圖下的30個三位數代表用來計算這張圖之案例。第一位數代表某個半月(1代表12月之下半月，2代表1月之上半月等等)，第二，三位數代表年份。(Wagner, 1989)

用以上的辦法作出700毫巴平均高度場異常的預報圖之後，便可根據此預報圖作出月平均溫度及降水之預報。在美國地區這些溫度降水之推斷已有客觀之模式可資運用。圖三是一張每月天氣展望圖之一例。自從1982年夏季以

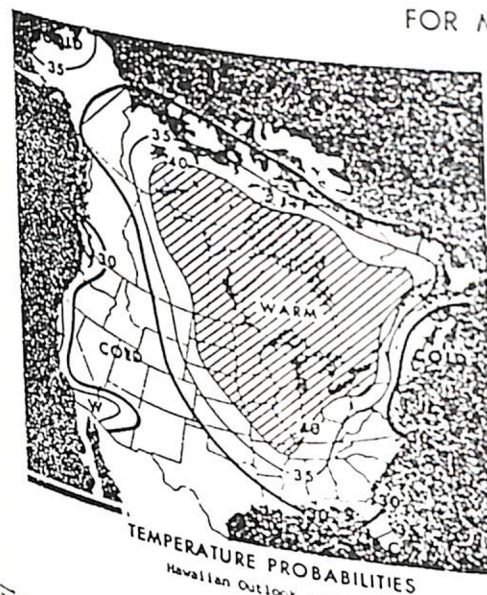
來，正式發布的展望圖都是以或然率的形式來比較正確地反映各地不同之預報準確度。
(3)季(90)天氣展望
季天氣展望之預報技術與前二者大為不同。由於初始場之環流型式對一季後之環流可說



MONTHLY & SEASONAL WEATHER OUTLOOK

U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE • National Oceanic and Atmospheric Administration • National Weather Service

FOR MAY 1988



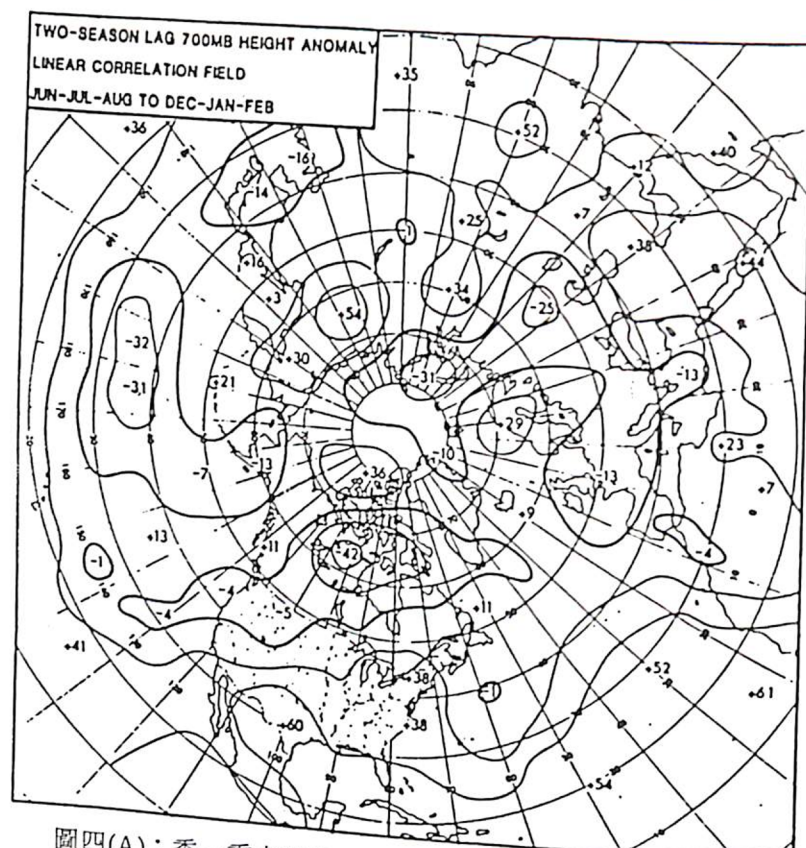
圖三：1988年5月每天月天氣展望之一例，假定正常之或然率是40% (Wagner, 1989)

是毫無關係，因此動力數值預報模式在此派不上用場，而預報技術主要是根據各種統計方法，換句話說，季預報的問題是一種邊界值問題(Boundary value Problems)而不是一種初始值問題(Initial Value Problems)。季預報之起點仍是一套700毫巴平均高度之自相關場，包括被預報季節與其前一至四季之自相關。此外，前月與來季之自相關均在考慮之內。這後一種較遠期之自相關分析是為了要照顧一年與25年之一季與來季之自相關，這種自相關場之一例及其統計上之重要性如圖四(A)及(B)所示。自從Bjerknes(1966)提出熱帶海溫對長期天氣之影響以來，許多研究皆指向此一方向。一些特殊的環流場，如由ENSO引起之海溫異

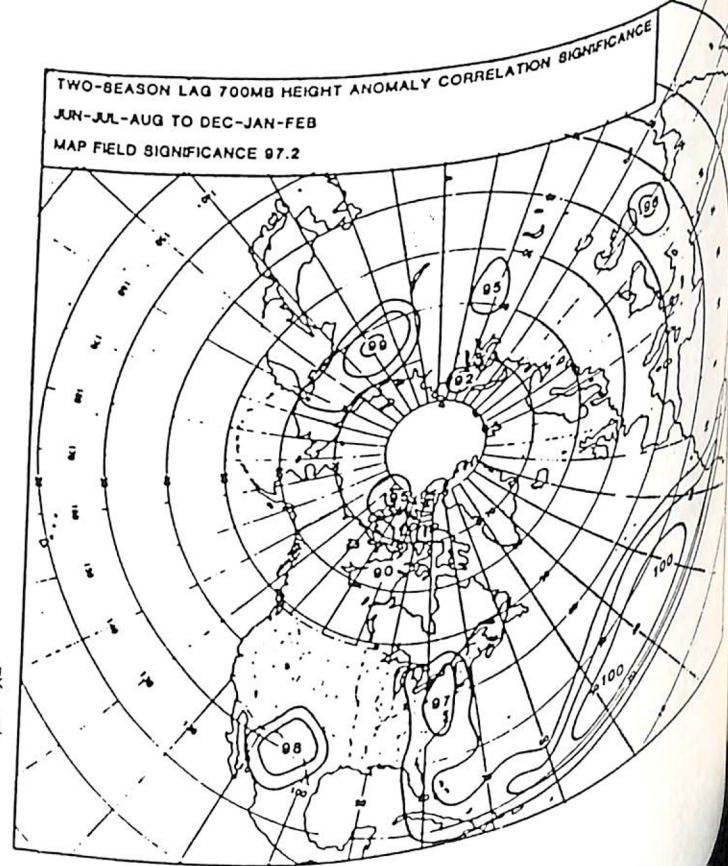
常等現象，似乎具有相當之持久性。即使它們會暫時被短期之波動(如30-60天之振盪)所中斷，不久仍能恢復其所操縱之環流型式。這些型式往往在某些季節某些地點特別強烈。故長期預報員必須掌握這些特點來制作長期天氣展望。

當然，以這些參考資料作出來之展望有很大的主觀成份在內，近年來也有人嘗試將之作成客觀預報模式(如Livezey and Barstow 1988; Barnston and Livezey, 1989)，但其成效與主觀預報差不多。一般而言，冬季之預報要比其它季節來得準確，而春秋二季最差。當然。這僅是指美國地區而言，不見得世界其他地區也是如此。

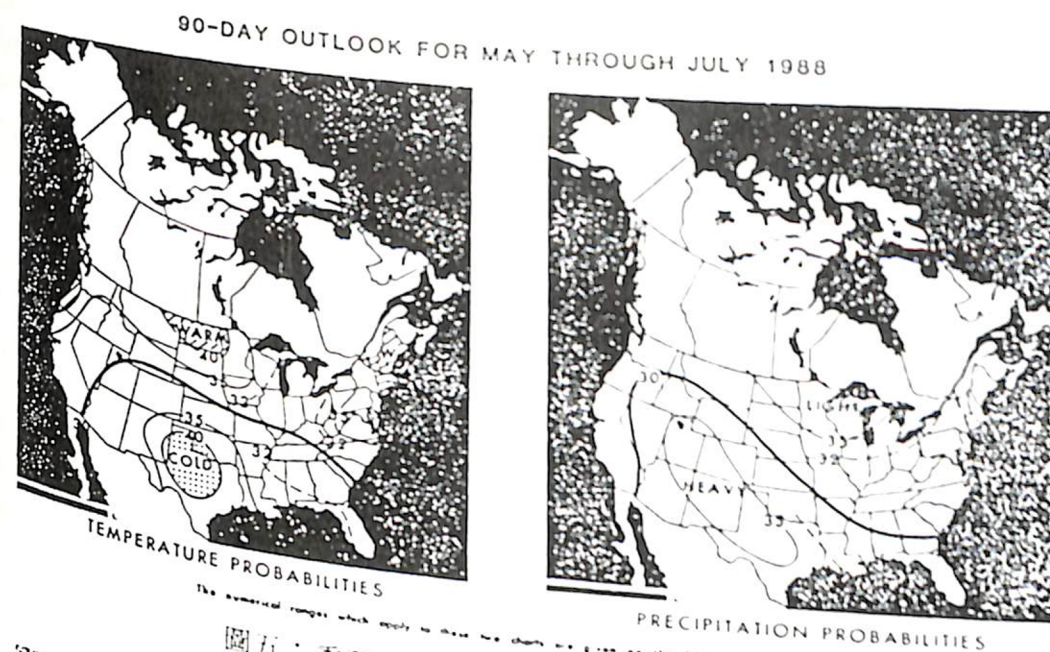
除了述之工具外，季預報也參考地面溫度持續性的一些統計資料。至於降水則通常沒有



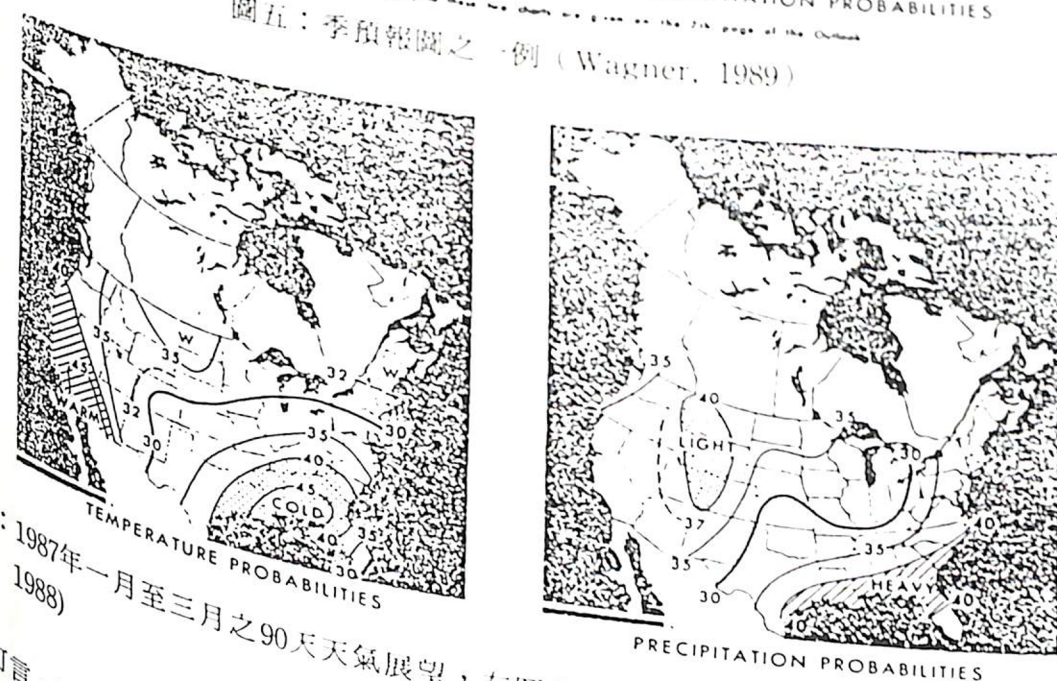
圖四(A): 季一季之自相關圖, 等值線是間隔為0.2之相關係數值(粗線是0線)。線中之數字代表極大或極小值。(Wagner, 1989)



圖四(B): 圖四(A)相關係數之置信度。等值線所圈之地區是置信度達90%, 95%, 及99%之地區, 其中之數值代表最大值。(Wagner, 1989)



圖五: 季預報圖之一例 (Wagner, 1989)



圖六: 1987年一月至三月之90天天氣展望, 左圖是氣溫, 右圖是降水。(Epstein, 1988)

持續性可言, 除了暖季裏的一些乾旱情況例外。因此降水之季展望在美國地區而言, 多半是預報員的主觀選擇。由於海溫對長期天氣之影響在各地是不同, 因此即使對美國地區之預報價值不大, 也無法據之以斷定對別的地方也一樣。事實上, 不能據之以斷定對別的地方也一樣。事實上, 四面環海的台灣島, 其天氣受海溫異常之影響是定十分大, 已有人證實, 海溫異常會影響華北平原及長江中下游之汛期降水。相信海溫也

對台灣地區之降水有重大之影響。

CAC在作季預報時, 常由3-4個人個別作出預報, 然後互相討論。也許有人欠考慮了一些因素, 便可以在討論中調整過來。這些人然後作出大家一致同意的預報, 其內容便是幾乎同於最後正式公布的預報, 氣溫之預報尤其如此。Sanders(1967)曾經指出, 幾個技術相近的預報員所得出的一致結論, 往往比一個技術優秀的預報員所單獨作出的預報要來得準確。這

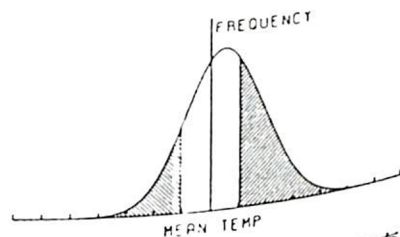
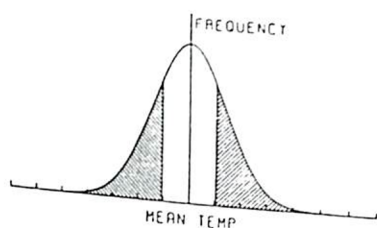
倒符合俗諺所說的：「三個臭皮匠，賽過一個諸葛亮」了。

至於降水之季預報還多了一道手續。即利用1899年至1970年代中期氣溫及降水資料中，找出5年與正式溫度預報中之異常型式最接近的年份。然後將這5年之平均（或大家一致同意之）降水異常值與降水預報之同意值來比較。預報員可以根據這個比較結果來修正其預報，然後作出正式預報。圖五是季預報圖之一例。

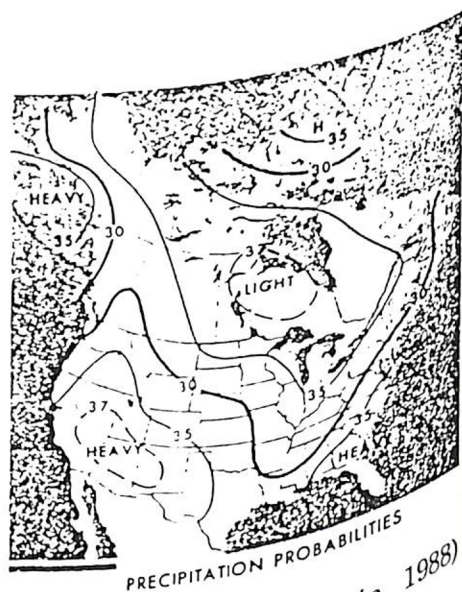
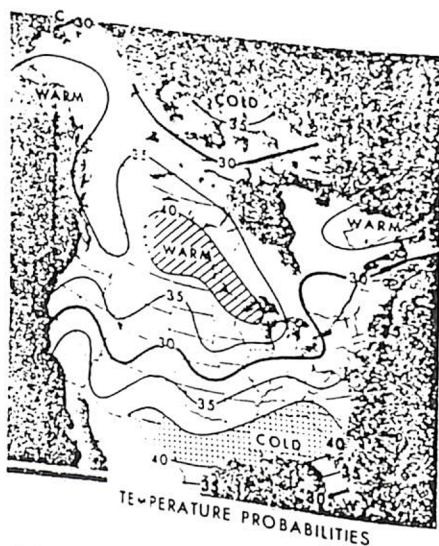
4. 長期天氣預報準確性之評定

由上節之敘述可知，長期預報注重的是異常值—即降水與氣溫之預測估計是高於氣候上

之期望值，還是少於期望值？爲了評定預報之準確度，有必要先了解一下期望值是如何定義的。目前CAC對氣候要素之頻率分布多半採取三級制：(1)頻率分布在最高之30%稱之爲「偏暖」或「雨量偏多」，(2)中間的40%稱之爲「接近正常」或「雨量中度」，(3)最低之30%稱之爲「偏冷」或「雨量偏少」。(中期預報則也有訂爲五級制的)。這中間的40%（所謂近正常之或然率）乃是長期預報的主要假定，而是根據多年之經驗得來的。因此在讀一份預報圖時，必須了解我們已經假定，接近正常值的機會總是40%，而預報圖上標出之數字則指出「偏高」或「偏低」的機會。試看圖六中90天展望圖之氣溫部份，美國加州南部預測「偏



圖七：左圖是理想的正態氣候分布，中間部份占40%，而偏高與偏低之或然率則各占30%，右圖是標準偏差爲0.270而偏暖之情況中間部分占39%，偏冷爲21%，偏暖爲40%。(Epstein, 1988)



圖八：1987年3月中至4月中之正式氣溫(左)及降水(右)之30天展望。(Epstein, 1988)

同樣地，我們可以得出，如果實際情況是偏暖的話， $RPS_{CAC} = 0.71$ 。如果一個站為保險起見每次都以氣候平均來預測，而實際發生之情況長期來看也是以氣候平均分布，則此站之平均分數為以上三者之加權平均，即 $RPS_{CAC} = (0.3)(0.71) + (0.4)(0.91) + (0.3)(0.71) = 0.79$ 。在圖八之溫度預測中，由於實際發生之情況並非氣候平均分布，如果每個站都採用氣候平均預測的話，則所有100個站之平均分數 $C = 0.778$ 。幸好並非每個站都用這樣的預測，而是有較好的估計，故圖八(A)實際得分是 $F = 0.808$ ，而所謂的“技術評分”則定義如下：

$$\text{技術評分} = \frac{F - C}{1 - C} = \frac{0.808 - 0.778}{1 - 0.778} = 0.137$$

這個分數算是很不錯了，通常之技術評分是接近0.10。圖八(B)中之降水預報之技術評分也可以照樣算出，對照實際發生之情況後，若以氣候平均預報，則100個站之平均分數為 $C = 0.7926$ 。而實際官方預報之分數則是 $F = 0.7901$ ，還不如氣候平均預報之分數，在此情況下，技術評分為

$$\frac{F - C}{1 - C} = \frac{0.7901 - 0.7926}{1 - 0.7926} = -0.012$$

得到負的技術評分自然是十分令人沮喪的，但對降水而言，這種情況發生之可能性很大。不過通常的評分還是以正為多，雖然常常比0.10要小。在熱帶地區，由於降水比較有規律，一般應可得到較高之技術評分。

5. 結 論

以上謹就個人所知，略論長期天氣過程之特性及目前美國氣候分析中心之預報方法，由於每個地點之天氣過程不見得完全一樣，故其預報方法也不必要一樣。以台灣而論，則西接

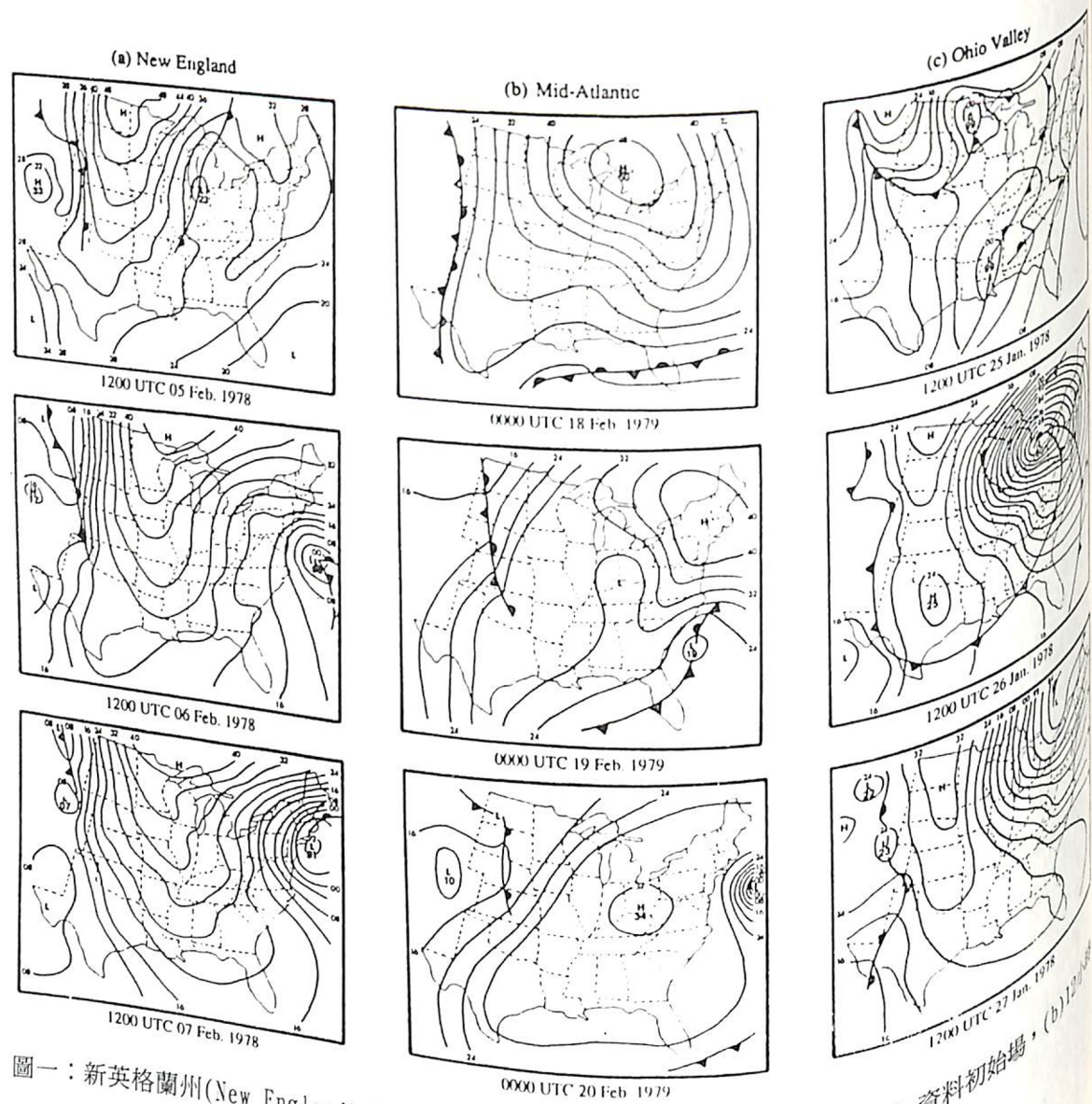
歐亞大陸，東臨太平洋，其短中期天氣受歐亞大陸之影響甚大，而長期天氣則受南北太平洋之大量操縱，其理甚明。相信根據這些觀察事實加以分析運用，定可發展一套獨特之長期預報方案來。

6. 參考文獻

- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1989: An operational multifield analog prediction system for United States seasonal temperatures. Part II: Spring, Summer, Fall, and intermediate three month period experiments. *J. Climate*, 2, 513-541.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Epstein, E. S., 1988: Long-range weather prediction: Limits of predictability and beyond. *Weather and Forecasting*, 3, 69-75.
- Livezey, R. E., and A. G. Barnston, 1988: An operational multifield analog prediction system for United States seasonal temperatures. Part I: System design and winter experiments. *J. Geophys. Res.*, 93, 10953-10974.
- Madden, R. A., 1976: Estimates of the natural variability of time average sea level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 942-952.
- Madden, R. A., and D. J. Shea, 1978: Estimates of natural variability of time averaged temperatures over the United States. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1655-1703.
- Namias, J., 1952: The annual course of month-to-month persistence in climatic anomalies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 33, 279-285.
- Namias, J., 1954: Further aspects of month-to-month persistence in climatic anomalies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 112-117.
- Namias, J., 1962: Influence of abnormal heat sources and sinks on atmospheric behavior. *Proc. Int. Symp. Numerical Weather Prediction*, Tokyo, 615-627.
- Namias, J., 1968: Long-range weather forecasting - History, current status, and outlook. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 49, 438-470.
- Sanders, F., 1967: The verification of probability forecasts. *J. Appl. Meteor.*, 6, 756-761.
- Van Loon, H., and K. Labitzke, 1990: Association between the 11-year solar cycle and the atmosphere. Part IV: The stratosphere, not grouped by the phase of QBO. *J. Climate*, 3, 827-837.
- Wagner, A. J., 1989: Medium- and long-range forecasting. *Weather and Forecasting*, 4, 413-426.
- World Meteorological Organization, 1984: Report of the session of the commission for atmospheric science working group on long-range weather forecasting research. *Long-range Weather Forecasting Research Publication Series* No. 4, WMO, Geneva.

表一：24小時的最大氣壓變化值及發生時間

編號	個案名稱	發生日期	24小時最大氣壓變化
1.	新英格蘭雪暴	2月5日~7日, 1978年	1023hpa(5/12)→1000hpa(6/12)
2.	中大西洋強烈氣旋	2月18日~20日, 1979年	1020hpa(19/00)→992hpa(20/00)
3.	俄亥俄州山谷雪暴	1月25日~27日, 1978年	998hpa(25/12)→960hpa(26/12)

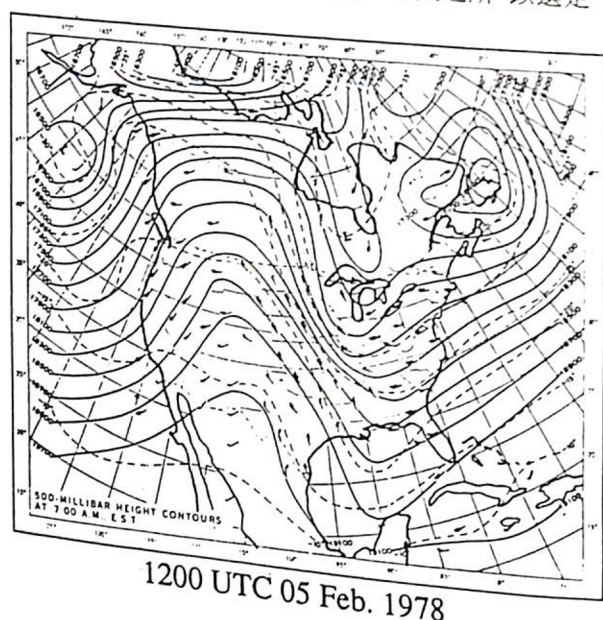


圖一：新英格蘭州(New England)雪暴的海平面氣壓場分析及系統移動情形，(a) 資料初始場，(b) 24小時後狀態，及(c) 24小時後狀態。

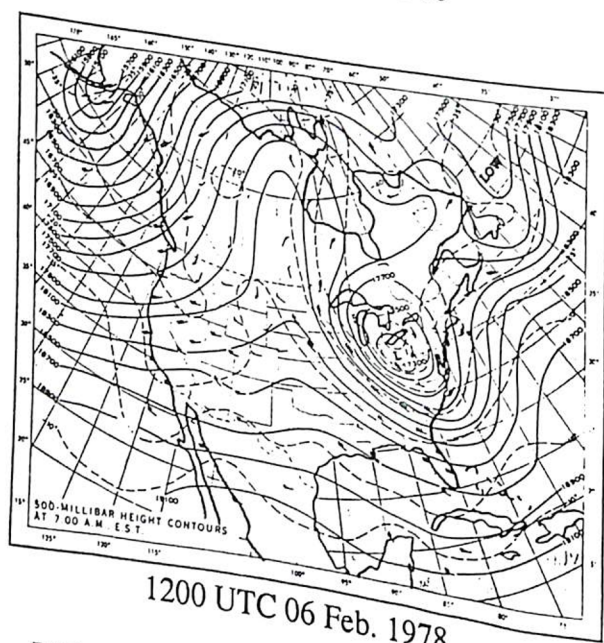
圖二：同圖一，唯個案名稱是中大西洋 (Mid-Atlantic) 強烈鋒面。

圖三：同圖一，唯個案名稱是俄亥俄州山谷 (Ohio Valley) 雪暴。

區各自發展，後來兩者先行合併，並迅速發展成爲一強大的風暴系統，在俄亥俄州造成威脅後，才逐漸東移出海。圖四(a)說明了高層的擾動狀況，由於兩擾動中心具有相同的相位，促使了該高層擾動迅速加深的情形，圖四(b)的結構則證實了上述的事實。同樣的理由，新英格蘭雪暴也是在類似狀況下，造成了加深的結果，只不過強度較弱罷了(圖五)。至於中大西洋強烈鋒面系統便不是兩擾動相互激發的結果，它的詳細診斷結果可以參攷 Uccellini et al.(1984) 的探討，本文之所以選定



1200 UTC 05 Feb. 1978



1200 UTC 06 Feb. 1978

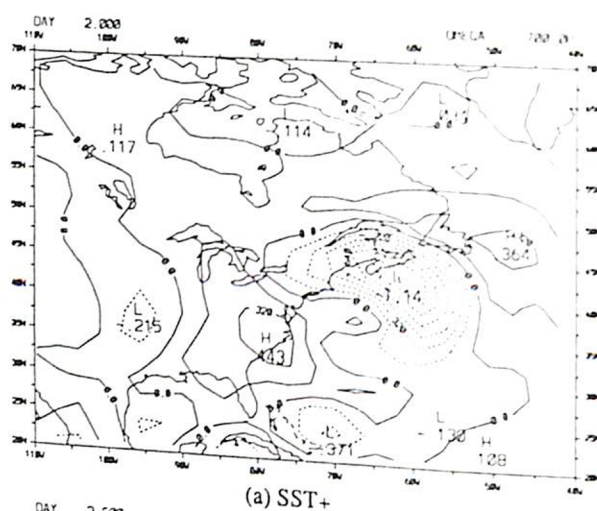
圖五：同圖一，唯個案名稱是新英格蘭雪暴。

此個案作爲探討的對象，即是想試探一下本研究採用之氣候模式是否對事先並無擾動現象之個案有能力加以分析和預測。

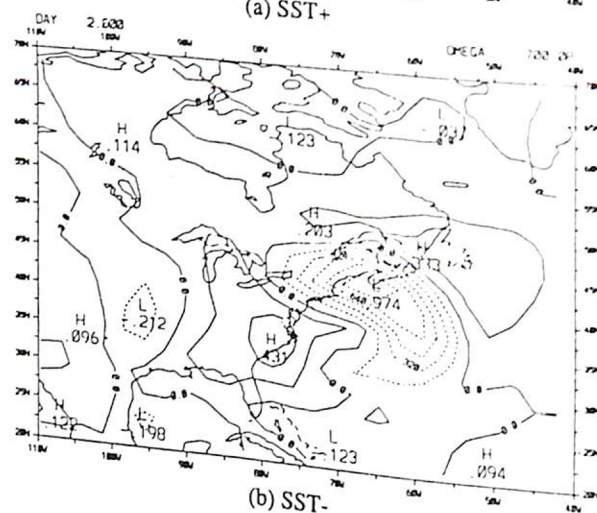
四預報實驗及結果

本研究的三組個案均是以T42的解析度(以數目42爲界限的三角截取方法所使用之波數)爲依據，我們稱此模擬爲“基準”(Control)在此基準模擬狀況下，其底層邊界的資料，如表面溫度(SST)及大雪覆蓋之地表範圍(Snow Cover, SN)均是以氣候的統計數據作爲模式的資料。其次，吾人可再改變局部地區少許SST，以觀察其變化所造成的影響，因此，在美國東部沿海地帶(40-100°W, 20-70°N)分別以2.5°C值高於或低於原氣候平均值來進行測試，爲使兩種狀況容易區別，吾人分別以SST+及SST-的數值作爲本研究的模擬情形，至於爲何以2.5°C的數值作爲參考標準則是根據30年(1951-1980)的氣候資料(Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset, COADS)經過計算所得之平均誤差值(Woodruff et al, 1987)。最後，吾人亦將以同樣的初始條件，改變另一種邊界層的物理量——地面積雪深度，以觀察其變化所造成之影響，在此情形下，我們將其區分爲SN-(覆雪區域在北緯42°N以北)及SN-(覆雪區域達北緯33°N)兩種型態。

在基準的模式模擬下，圖六說明了三組個案現最低氣壓值的時間及結構。若以此結果分別與一至圖三的觀測資料相比較，我們可以很成功地確定：三組個案在模式中的結果均屬於很成功的預測，只不過在強度或中心位置的計算上有少許的偏差。以新英格蘭雪暴爲例：模式在48小時的預測中推算出雪暴中心的氣壓值從1023hpa增強至1030hpa(圖六(a))，而實際的觀測值則增強至1035hpa，另外模式對雪暴中心的預測位置也與實際相距才200公里左右。



(a) SST+

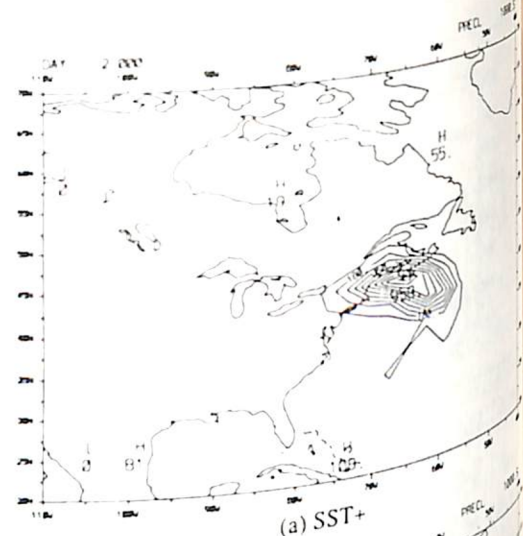


(b) SST-

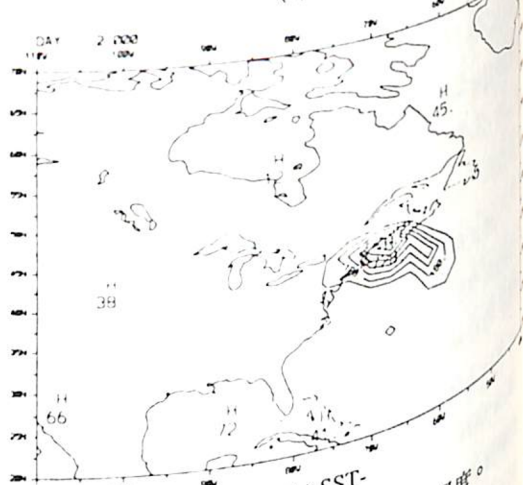
圖八：新英格蘭州雪暴之48小時垂直速度(Pa s^{-1})，圖(a)(b)分別是SST+及SST-之模擬情形。

時之降雨量為3—5公分頗為接近，是以本文所採用之模式對此個案的追蹤，不論是系統的移動、強度的變化及定量的降雨數據均具有較為可信的預測能力；同樣的，中大西洋之強烈鋒面系統亦有類似之結果。

最後，吾人對於覆雪面積的範圍大小作了相同的敏感度測試，唯各種結果均顯示了其影響較不重要。圖十的現象即說明了中心氣壓值的變化值小於1hpa，即使在中大西洋強烈鋒面及俄亥俄州山谷雪暴兩系統中均增加覆雪的面積從 42°N 及 33°N ，這一點說明了覆雪面積的變化在模式中亦屬於不敏感

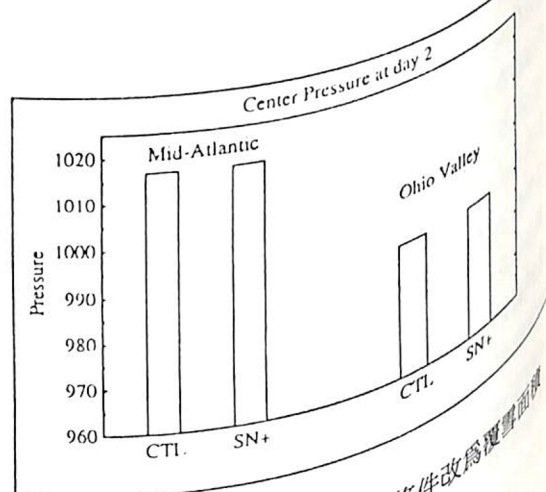


(a) SST+



(b) SST-

圖九：同圖八，唯等值線改為降水強度。



圖十：同圖六，唯地面邊界條件改為覆雪面積 (SN+)。

pre-cyclogenetic environment. Preprints
Sith Conf. Numerical Weather Predic-
tion, Omaha, NE, Amer. Meteor. Soc., 45-
52.

Uccellini, L.W., P.J. Kocin, R.A. Petersen,
C.H. Wash and W.F. Brill (1984), The
Presidents' Day cyclone of 18-19 Febru-
ary 1979: Synoptic overview and analysis
of the subtropical jet streak influenc-
ing the pre-cyclogenetic period. Mon.
Wea. Rev., 112:31-55.

Williamson, D.L., J.T. Kiehl, V. Ramanathan,
R.E. Dickinson and J.J. Hack, (1987),
Description of NCAR Community Climate
Model (CCM1). NCAR Tech. Note, NCAR/CI-
285+STR, NTIS PB87-203782/AS, National
Center for Atmospheric Research, Bor-
lder, CO, 112pp.

Woodruff, S.D., R.J. Slutz, R.L. Jenne and
P.M. Steurer, (1987), A Comprehensive
Ocean-Atmosphere Dataset. Bull. Amer.
Meteor. Soc., 68:1239-1250.

