

# 台灣北部地區氣溫預報之物理過程探討

林定宜  
氣象預報中心  
中央氣象局

## 摘要

氣溫是決定天氣變化的重要因素之一，高低氣溫預測也是天氣預報的重要項目。過去國內對於局地高低溫預測的研究較不多見，且較少針對高低溫預測進行系統性的分析與整理，因此高低溫的預報並沒有固定的流程可依循。本研究使用現行的預報作業資源為基礎，透過統計分析、個案之物理過程分析與預報原理，配合預報實務，使預報員能了解局地高低溫預測的基本技術和流程，期能減少氣溫預報的誤差，以改進氣溫預報的準確度，並嘗試建立高低溫預測之預報流程，以作為日後預報員對高低溫預報的參考，此亦本文之研究動機。台灣地區天氣型態有其獨特性，本研究應用統計資料做基礎氣溫分析，並應用探空資料，融合大氣邊界層基本概念，對不同典型之天氣型態個案做研究，欲找出 850hPa 氣溫與地面日高低氣溫的之相關性，嘗試建立氣溫預報的概念模式，提供日後預報時之參考。

本研究由局地溫度變化方程式分析，「平流項」及「非絕熱項」的權重較重要。受地理及氣候特性之影響，板橋站與花蓮站各月的平均(地面溫度 - 850hPa 溫度)會有不同的分布。此外，以板橋站及花蓮站(地面溫度 - 850hPa 溫度)各季 00UTC 與 12UTC 資料做統計檢定，在  $\alpha=0.05$  的顯著水準下做 Z-test 及 F-test，結果得到：僅板橋站在冬季時之 Z-test 「差異不顯著」，其他均為「差異顯著」。而以台灣北部之個案分析結果顯示：〔地面 - 850hPa〕氣溫差值以「高壓迴流型」最小，「強烈大陸冷氣團南下型」差值最大。最後，根據研究分析與實務經驗歸納了一些氣溫預報的基本原則。

關鍵詞：850hPa 氣溫、地面氣溫、溫度平流、非絕熱效應、探空資料、厚度場

## 一、前言

氣溫是近地面空氣冷熱程度的物理量，也是決定天氣變化的重要因素之一，因此高低氣溫預測無疑是天氣預報的重要項目。各型態的高低溫均是在特定的天氣型態條件下出現，影響高低氣溫的氣象要素是錯綜複雜的。

氣象預報員在發布高低溫報告前，首先要分析當時的天氣型態，並參照數值模式資料，其次還要考慮雲層、雲量分佈、風向、風速變化、水氣條件以及當時的基礎氣溫等諸多因素。當溫度預報發布後，若是天氣型態或其中任一氣象因素發生變化，則該日之最高、最低氣溫就可能與原來預報的結果產生差異。在此情況下，當氣象預報員發現天氣型態與原來

的預報有變化時，就會對新的資料進行分析研判，並進行最新的預報修正。

根據朱等(2000)的撰述，影響局地溫度變化之方程式，可由(1)式表示。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla T - \omega(\gamma_d - \gamma) + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} + \frac{\gamma_d}{\rho g} \left( \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla p \right) - \dots \dots \dots (1)$$

經尺度分析後，式(1)等式右方最後一項  $\frac{\gamma_d}{\rho g} \left( \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla p \right)$ ，是因變壓和氣壓平流引起的溫度局地變化，此項數量級很小，在實際預報中可以忽略不計。日常分析某地點氣溫變化時主要考慮的是「溫度

平流」(  $-\vec{V} \cdot \nabla T$  )、空氣的「垂直運動」(  $-\omega(\gamma_d - \gamma)$  )和「非絕熱」(  $\frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}$  )這三方面因

子的影響。根據李等(2004年)撰述,在近地面範圍內、垂直運動較小,由此引起的氣溫變化通常亦可以忽略不計。冷暖氣團運動引起的溫度平流是氣溫非周期變化的主要因子,溫度平流的單位是  $^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$  或  $\text{K} \cdot \text{s}^{-1}$  (劉等, 2005年)。非絕熱因子是引起局地氣溫日變化和年變化的主要因子,主要有輻射、可感熱(亂流混合)、水汽蒸發、釋放潛熱等過程,在低層大氣中表現比較明顯,最重要的非絕熱效應乃可感熱的交換。氣溫的非絕熱變化主要表現為氣溫的日變化和氣團的變性(朱等, 2000)。伍等(1999)認為到目前為止,定量計算非絕熱的強度尚有困難,在日常天氣預報中,只能根據經驗判斷。而透過非絕熱因子引起的氣溫日變化,這些要素包括:雲的影響、風的影響、低層大氣穩定度的影響、地表溼度的影響及城市「熱島效應」等。

現行溫度預報方法及誤差:目前中央氣象局預報高低溫的方法是結合天氣分析預報法、統計學預報方法、數值預報方法及探空資料等由預報人員綜合分析,最後做出預報結果。由於天氣系統很複雜,不同尺度的系統有相互關聯、相互影響性,因此,即使經驗豐富的預報員有時也難免會有預報失誤發生。根據張與賈(2008)之研究,關於中央氣象局於2006至2007年台灣各地區最高溫度與最低溫度之預報絕對誤差(MAE),基本上北部、中部、南部、東部高溫預報絕對誤差均隨預報時間增加而增加,其中以北部地區最為明顯(120小時之後誤差已達 $2^{\circ}\text{C}$ 以上),南部地區則誤差較小。而北部、中部、南部、東部低溫預報絕對誤差亦隨預報時間增加而增加,但整體而言,低溫誤差幅度比高溫預報絕對誤差為小。

又以台北氣象站為例,若將JMA MOS預報平均絕對誤差(MAE)減去CWB之官方預報平均絕對誤差(MAE)來比較JMA MOS及CWB官方預報何者較佳,由2006~2007年1至7天預測來看(參考圖1),CWB官方預報之最高溫度及最低溫度,其平均絕對誤差(MAE)優(小)於JMA MOS之MAE,因此檢視的結果可得:經綜合預報的結果基本上會比僅用MOS要好。

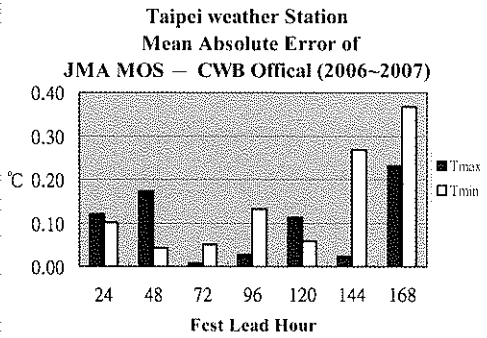


圖 1. 台北氣象站 JMA MOS MAE - CWB 官方 MAE (2006~2007)

在現行數值預報誤差方面:雖然數值預報技術當今已有很大的進展(尤其是對自由大氣層的變化情況),850hPa 之溫度預測常作為地面氣溫預測的參考指標,但850hPa 不同模式溫度預測存在有差異性,例如圖 2 是ECMWF、JMA、NCEP、UA 的850hPa 溫度預測時間序列圖,雖屬個案預報,但作業上不同模式之氣溫預報差異會隨著時間有逐漸擴大的趨勢;此外在作業上也會發現,個別模式常存在著系統性的誤差(偏冷或偏暖),因此做氣溫預報前,必須要做好不同模式初始場及預測場的校驗,如此才能使預報場有好的修正值。

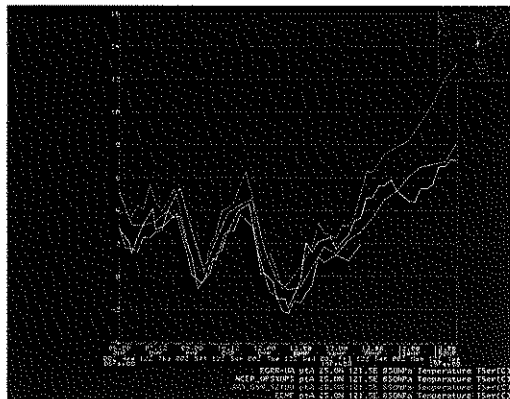


圖 2. ECMWF、JMA、NCEP、UA 模式對 850hPa 氣溫預測的時間序列圖

由於低層空氣受到邊界層複雜因素的影響,許多時候850hPa 之溫度預測無法直接用來推估地面氣溫。例如:2009年2月21日00UTC,地面與850hPa 氣溫差值僅 $1^{\circ}\text{C}$ (如圖3),相較平均地面與850hPa 氣溫差值8至 $9^{\circ}\text{C}$ ,差別甚大。此因當時850hPa 以下大部分為逆溫層,冷平流層在較低層所致。

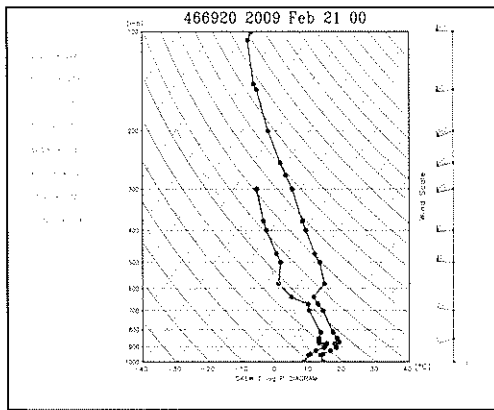


圖 3. 2009.0221.0000UTC 板橋探空資料

就統計預報誤差方面：MOS 方程是以綜觀尺度模式為基礎，它很難解釋重要的中尺度現象，例如：狹長的鋒面帶、颱風線和低層雲等。當預報員認為數值預報包含非系統性誤差時，預報員就會設法去修正溫度。而槽線或鋒面增強或加速時，符合溫度型態的改變時，在主觀上預報員就應考慮修正溫度。此外有些因素 MOS 方程式是無法解釋的，比方像小尺度的邊界層實際物理過程則需靠預報員的經驗來因應。又如：海陸風及山谷風效應、城市與郊區差異、地面溫度及邊界層風速、風向的觀測及預測等等。此外，根據 William and Gordon(1975)之研究，850hPa 至地面之溫度變化明顯受到雲量影響，間接也影響到相對濕度、垂直速度、地面露點溫度。

其次，根據 Dennis(1982)的研究，將 MOS 之 24 小時高、低溫預報客觀誤差區分為「綜觀尺度」及「中尺度」兩部份，結果發現：此兩部分對誤差之貢獻其實是差不多的。但在綜觀尺度客觀預報方面則顯著比持續法及氣候法要好，而在中尺度客觀預報方面，低溫預測和氣候法的準確度差不多，高溫則只稍微比氣候法準確。這意味著 MOS 預報所包含的綜觀尺度訊息多於中尺度的訊息。

此外，MOS 溫度預報誤差在夏季時相對較小，而在春季與秋季季節轉換的時候則較大。根據 Andrew and Lance (2005)之研究，在天氣變化快速的測站，MOS 的氣溫預報誤差也較大，在溫度梯度大的地方，還有冷空氣聚集在地表，近地面有低層逆溫時，MOS 預報極端溫度時均會產生較大誤差。

## 二、研究方法與資料來源

台灣地區天氣型態氣溫變化有其獨特性，而氣溫變化與冷暖平流、非絕熱效應、垂直運動、雲量、相對溼度、日照率、風速...等因子息息相關，本研究首先應用統計資料做時間序列之氣溫基礎分析，並選擇不同類型下之天氣高低溫做個案探討，所選擇之天氣型態包括：梅雨鋒面型、春雨型、西南氣流型、太平洋高壓強盛型、高壓迴流型、氣團雷雨型、強烈大陸冷氣團型(濕冷及乾冷)、颱風與東北季風共伴型等(如附表)。所蒐集的氣象因子包括：日平均雲量、日平均風速、日相對溼度、日照率之變化。本研究由預報觀點探討特殊類型天氣之高低溫，欲找出 0000UTC 或 1200UTC 時 850hPa 氣溫與地面高低溫的定性關聯，嘗試建立氣溫預報的概念模式，以提供爾後在預報日高低溫時之參考。

由於本研究亦欲了解不同測站間是否因地理與氣候因素影響，以及 00UTC、12UTC 資料，是否會有顯著之差異，因此同時蒐集了板橋與花蓮探空站之資料，來做統計分析和檢定，以便對垂直溫度變化有更深入之認識。

## 三、資料整合結果與預報概念

(一) 在統計資料方面：板橋探空站在 9 至 12 月(地面 - 850hPa) 氣溫平均差值較大，3 至 4 月(地面 - 850hPa) 氣溫平均差值較小(圖 4)；花蓮探空站在 10 月至翌年 1 月(地面 - 850hPa) 氣溫平均差值較大，4 至 6 月(地面 - 850hPa) 氣溫平均差值較小(圖 5)。

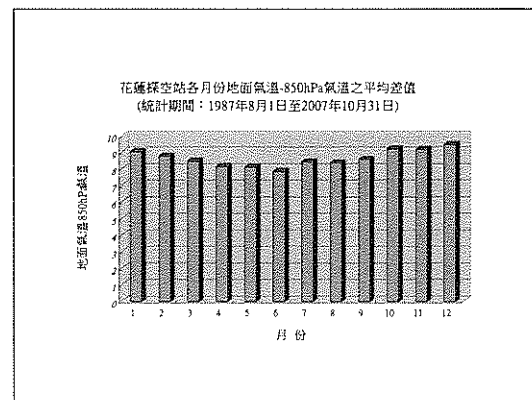


圖 4. 板橋探空各月份地面氣溫 - 850hPa 氣溫之平均

差值(統計期間：1985年1月1日至2007年10月31日)

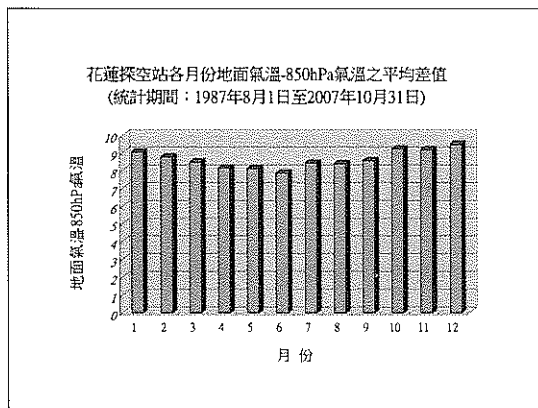


圖 5. 花蓮探空各月份地面氣溫 - 850hPa 氣溫之平均差值(統計期間：1985 年 1 月 1 日至 2007 年 10 月 31 日)

(二)在個案探討方面：主要針對 2005 年至 2008 年模式及探空不同型態之個案資料進行初步分析，研究結果發現：850hPa 溫度平流雖能很好地反映冷暖空氣運動路徑，也是良好的參考層，但是必須謹慎使用，許多時候不能僅由 850 hPa 的溫度去直接推算地面的溫度，因為邊界層存在複雜的物理因素，還必須視近地面探空曲線的變化雲量、日照率、相對溼度、風速、局地地形特性、海陸風、山谷風等等...，各項因子而定。本研究中個案概分為「偏濕型」與「偏乾型」。「偏濕型」個案包括梅雨鋒面型、西南氣流型、春雨型、氣團雷雨型、強烈大陸冷高壓南下(濕冷)型、颱風+東北季風共伴型，其(地面-850hPa)的溫度在 5.0 至 9.8°C 間。「偏乾型」個案包括太平洋副熱帶高壓強盛型、高壓迴流型、強烈大陸冷氣團(乾冷)型，其(地面-850hPa)的溫度差值在 3.3 至 6.4°C 間。分析結果顯示其中「高壓迴流型」由於 850hPa 以下有逆溫現象，差值最小。而強烈大陸冷氣團南下(濕冷)型差值較大。

(三)日常業務中我們常用 850hPa 的變溫來考慮溫度的變化，對比熱力學方法中影響溫度變化的三個因素，將 850hPa 的變溫當作是溫度的一個綜合變化。由局地溫度變化方程式分析：平流項及非絕熱項的權重比垂直運動項重要。

(四)冷暖平流影響溫度的日夜變化至關重要。冷平流的作用，可以掩蓋平時溫度日夜變化的趨勢，作預報時要

把溫度平流變化考慮進氣溫的日變化中。而冷暖平流的垂直結構亦會影響氣溫預報之準確度。例如寒流甫南下時，近地層東北風常會較 850hPa 之冷平流早反映冷空氣，850hPa 以下常出現逆溫現象，此時板橋探空 850hPa 尚在吹西南風，顯示該層冷平流還未到。因此預報氣溫時不可只考慮 850hPa 的溫度和大氣平均溫度遞減率(6.5°C/1km)。此外，當冷氣團接近尾聲時，常會有 850hPa 氣溫已回暖，但地面氣溫卻尚未回暖之現象，此時 850hPa 以下常會出現逆溫層，若在風速小及雲量少的情況下，近地層常有「輻射冷卻」效應，如此將使 850hPa 與地面氣溫差距縮小。

(五)厚度場的分析與預測對判斷冷暖空氣的強度具有重要意義，厚度愈薄代表冷空氣愈強，厚度愈厚代表暖空氣愈強。

(六)高低溫的預測目前雖仍無法靠模式及統計方法精確算出，但透過邊界層特性，預報員只要能分析好各變項的特性並找出權重，適當的修正模式及統計方法無法計算的因子，能有效提升高低溫預測的準確度。

(六)本研究中所採取的探空資料因觀測時間的限制，故均為 00UTC 及 12UTC。然而一天中的高溫與低溫多不是發生在這兩個時間點，低溫通常是在清晨，高溫通常是在午後 1、2 點，但預報員仍可以用內插或外延的方式斟酌冷暖平流的變化量、輻射冷卻效應或輻射加溫的變化量而來調整日高低溫。

(七)圖 6 是預報日高低溫所製作成的「氣溫預報流程概念圖」，期能使預報員對預報氣溫的原理和方法有更進一步的認識。

## 四、結論

(一)以經驗值而論，中低層大氣乾絕熱遞減率是(9.8°C/1km)。濕絕熱遞減率則並非是常數，根據 Anastasios(2008)之大氣熱力學著作中以 5°C/1km 為參考值，而據朱等(1985)所編纂，濕絕熱遞減率是溫度與氣壓的函數，且與潛熱釋放息息相關，濕絕熱遞減率氣塊溫度愈高，水汽壓愈大，絕熱上升過程中放出的凝結潛熱，要比低溫時多，濕絕熱遞減率愈小；而氣壓愈低，濕絕熱遞減率亦愈小。大氣溫度遞減率平均值可取(6.5°C/1km)。因此，以一般大氣而言，850hPa 與地

面氣溫的差值約在 8 至 9 度 $^{\circ}\text{C}$ 間，濕絕熱差值約 7 至 8 $^{\circ}\text{C}$ ，低溫之預報可以上述數值為參考；乾絕熱差值約 15 $^{\circ}\text{C}$ ，當雲量少、非絕熱加熱明顯時高溫之預報可以此為基礎。但是由於不同測站的地理及氣候特性之不同及邊界層複雜的物理因素(如逆溫、冷暖平流、超絕熱現象等)影響，這些差值並非一體適用。

(二)板橋站及花蓮站由於受不同地理及氣候特性的影響，結果亦有差異性。就各月份〔地面-850hPa〕氣溫平均差值分析結果顯示，板橋探空站在 9 至 12 月〔地面-850hPa〕氣溫平均差值較大，3 至 4 月〔地面-850hPa〕氣溫平均差值較小；花蓮探空站在 10 月至翌年 1 月〔地面-850hPa〕氣溫平均差值較大，4 至 6 月〔地面-850hPa〕氣溫平均差值較小。

(三)由於不同測站會受地理及氣候特性的影響而有差異，本研究將板橋站〔地面-850hPa〕氣溫差值與花蓮站〔地面-850hPa〕氣溫差值以整年資料做 F-test，在  $\alpha=0.05$  的顯著水準下，統計檢定結果為「差異顯著」。Z-test 統計檢定亦為「差異顯著」。而花蓮站之〔地面-850hPa〕氣溫差樣本平均值較板橋站為高。

(四)板橋站〔地面-850hPa〕氣溫差值各季用 00UTC 與 12UTC 做 F-test，在  $\alpha=0.05$  的顯著水準下，結果均差異顯著；花蓮站〔地面-850hPa〕氣溫差值各季用 00UTC 與 12UTC 做 F-test 結果亦均差異顯著。板橋站〔地面-850hPa〕氣溫差值各季之 00UTC 與 12UTC 用樣本平均數做 Z-test，在  $\alpha=0.05$  的顯著水準下，檢定結果僅冬季「差異不顯著」，其餘各季均差異顯著；花蓮站〔地面-850hPa〕氣溫差值各季之 00UTC 與 12UTC 用樣本平均數做 Z-test，檢定結果各季均差異顯著。

(五)個案探討結果顯示〔地面-850hPa〕差值以「高壓迴流型」差值最小(3.3 $^{\circ}\text{C}$ )；而強烈大陸冷氣團南下(較濕冷)型差值最大，約在 9 $^{\circ}\text{C}$  以上。

(六)由局地溫度變化方程式分析：「平流項」及「非絕熱項」的權重常比垂直運動項重要。

(七)850hPa 溫度平流能大致反映冷暖空氣運動路徑，是良好的參考層，與低層氣溫及地面氣溫有密切的關係，若爾後能根據更豐富的個案分析，則可歸納出一地不同天氣類型下自地面到 850hPa 之平均溫度遞減率(Temperature lapse rate)，因此由 850hPa 之溫度預

測即可大概了解一地的地面溫度，但必須特別注意邊界層的溫度垂直變化特性，推算地面溫度才不會產生誤差，邊界層重要的因子諸如：冷暖平流、逆溫現象、地面長波輻射冷卻引起之降溫均很重要。

(八)厚度場的分析與預測對判斷冷暖空氣的強弱具有重要意義，厚度場愈薄代表冷空氣愈強，厚度場愈厚代表暖空氣愈強。

(九)高低溫的預測目前雖仍無法靠模式及統計方法精確算出，但透過邊界層特性，預報員若能用心分析好各變項的特性並找出權重，同時參考 MOS 高低溫預報及各測站預測當時基礎溫度，並考慮天氣狀況(風、雲、相對濕度、日照)、層結穩定度、降水、地面濕度...等，並適當的修正模式及統計方法無法計算的因子，將能有效提高高低溫預測的準確度，最後得出最佳之綜合預報結果，綜合預報結果往往比只用模式及 MOS 要好。

(十)綜合理論、研究分析與實務經驗所得之預報原則如下(在無 850hPa 以下逆溫結構，及平流影響之下)：

首先，必須先做好模式溫度與 850hPa 實際探空溫度的初始場與預測場之校驗：以 ECMWF 模式為例，根據經驗 24hr 預測通常比實際低溫略高約 1 至 2 $^{\circ}\text{C}$ ，須列入預報修正考慮。在若不考慮溫度平流且無 850hPa 以下逆溫結構時，可以下列方式概略推估地面日低溫：

1. 潮濕天氣或近地表有輻射冷卻效應時：850hPa 模式氣溫+6 至 7 度 = 地面低溫。
2. 一般中性大氣：850hPa 模式氣溫+8 至 9 度 = 地面低溫。
3. 低層大氣乾燥或有混合現象時：850hPa 模式氣溫+10 至 11 度 = 地面低溫。

若不考慮溫度平流且無 850hPa 以下逆溫結構時，可以下列方式概略推估地面日高溫：

1. 潮濕天氣：850hPa 模式+11 至 12 度 = 地面高溫。
2. 雲量較多時：850hPa 模式+12 至 13 度 = 地面高溫。
3. 雲量較少時：850hPa 模式+14 至 15 度 = 地面高溫。
4. 無雲或有超絕熱現象時：850hPa 模式+(15 度或以上) = 地面高溫。

## 參考文獻

朱炳海 王鵬飛 東家鑫主編 1985 年 12 月：氣象學詞典(第 1 版) 上海辭書出版社 881-882。

伍榮生主編 1999：現代天氣學原理 氣象出版社 295~297。

朱乾根、林錦瑞、壽紹文、唐東昇編著 2000 年 10 月：天氣學原理和方法(第三版) 氣象出版社 307~309。

李愛貞、劉厚鳳編 2004：氣象學與氣候學基礎(第二版) 氣象出版社 73。

周后福 2005：局地溫度變化中各項因數的定量估算 Estimation of Every Element in Local Temperature Variation <<氣象>>2005 年 10 期 安徽省氣象科學研究所。

張定祺、賈新興 2008：一週預報高低溫校驗 PPT 檔 中央氣象局預報中心。

劉健文、郭虎、李耀東、劉還珠、吳寶俊 主編 2005：天氣分析預報物理量計算基礎 氣象出版社 70-71。

Anastasios A. Tsonis 2008：An Introduction to Atmospheric Thermodynamics Second Edition, 42, 127.

William H. Klein and Gordon A. Hammons, 1975: Maximum/Minimum temperature forecasts based on model output statistics. Mon. Wea. Rev., 103, 796-806.

Dennis G. Baker, 1982: Synoptic-scale and mesoscale contributions to objective operational Maximum-Minimum temperature forecast errors. Mon. Wea. Rev., 110, No.3 163-169.

Andrew A. Taylor and Lance M. Leslie, 2005: A single-station approach to model output statistics temperature forecast error assessment. Wea. Forecasting, 20, 1006-1020.

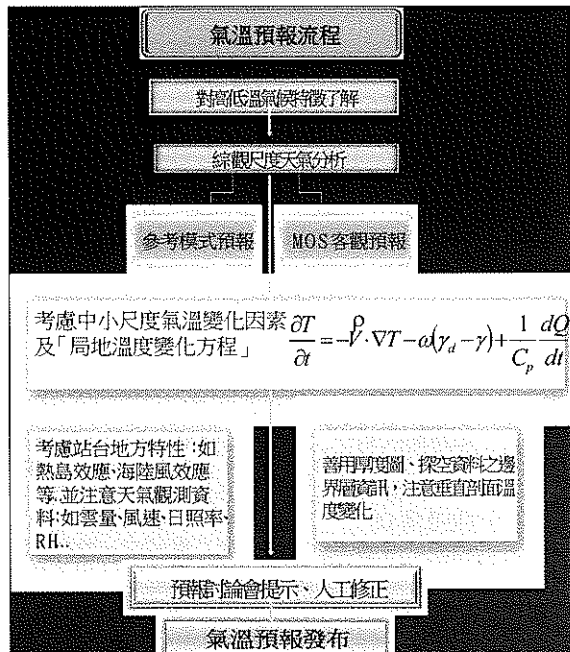


圖 6. 氣溫預報流程概念圖