

衛星資料在夏季午後對流 潛勢環境之初步分析

李紀恩¹ 劉崇治¹ 趙俊傑¹ 葉南慶²

¹空軍氣象聯隊

²國立中央大學太空科學所

(中華民國九十三年三月十日收稿；中華民國九十四年七月二十二日定稿)

摘 要

台灣地區夏季期間，常有劇烈午後熱對流的發生，這種對流系統發生的機制，是氣象學家及預報人員相當感興趣的議題之一。由於午後熱對流發展快速，單單從傳統的觀測資料是不容易做到事前的預警，因此往往造成人、事、物的損傷。尤其台灣地區四面臨海，建立衛星觀測資料之應用能力更顯得重要。本研究主要目的是，建立一套適合台灣附近區域使用的 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration) 繞極衛星大氣溫濕垂直剖面反演方法，並將其結果應用在夏季午後熱對流發生之有利大氣條件分析。

在大氣溫濕剖面反演結果顯示，NOAA 衛星反演 850、700、500、400 及 300 hPa 大氣溫度（露點）的均方根誤差及相關係數分別為 2.47 (4.43)、2.18 (3.13)、1.76 (5.07)、1.97 (5.73)、2.05 °C (3.73 °C) 及 0.83、0.82、0.71、0.76、0.67。在溫度方面，雲覆蓋量小於 50% 的情況下，各層均方根誤差平均約 2.0 °C，標準差約 0.5°C，在露點方面，雲覆蓋量小於 50% 的情況下，各層均方根誤差平均約 4.3°C，標準差約 0.9°C。

本研究利用衛星資料計算台灣地區附近大氣穩定指數及 500 hPa 水氣含量，並將其結果應用在實際的個案分析之中，結果顯示：大氣中水氣含量的多寡及穩定度的狀態，對夏季午後對流系統的生成與發展同樣的重要。此外由 2003 年 6~9 月 441 個樣本分析，推導出台灣地區夏季午後對流降水發生機率的預報模式，可做為對流降水出現與否的預報參考，初步的分析結果顯示準確率約 87.36%，此結果顯示本研究建立之指數確可提升午後熱對流的預報能力。

關鍵詞：大氣溫濕剖面、大氣穩定指數、水氣含量、午後對流

一、前言

夏季午後對流發展的時間相當迅速，如果不能提早且準確做出適當的預報，常常會造成相當的損害，例如 2004 年 6 月 24 日下午 2 時 30 分，因為午後熱對流影響，台灣北部下起大雷雨，由於雨勢來得又急又大，此場午後熱對流除了造成物資嚴重損失外，也使得海陸交通頓時大亂。

國際上關於午後熱對流發展的研究已經有很多，例如 Gentry (1950) 及 Frank and Smith (1968) 認為大氣的垂直熱力結構是對流發展的重要因子之一。Burpee (1979) 發現，中對流層的濕度（尤其 700 ~ 500 hPa）是對流發生與否及其發展強弱的重要原因。Carlson et al. (1983)、Beebe (1958)、Sanders (1986)、Colby (1984)、Sanders and Blanchard (1993)，認為深對流發生初期，最重要的就是行星邊界層中熱和溼度的改變。Bluestein (1993) 更直接提出大氣環境之溫濕度的增加、自由對流層(Level of Free Convection) 的高度降低及對流可用位能(Convective Available Potential Energy, CAPE) 增加都是有利對流的發展。另外 Byers and Rodebush (1948)、Gentry and Moore (1954) 及 Frank et al. (1967) 和之後的 Ulanski and Garstang (1978)、Cooper et al. (1982)、Watson and Blanchard (1984)、Watson et al. (1991) 也曾針對美國佛羅里達州對流活動和低層輻合、風向、風速進行討論。Smith (1970) 使用雷達資料發現，美國佛羅里達州低層盛行風向，扮演著對流發展位置的一個重要因素。Ulanski and Garstang (1978)、Cooper et al. (1982)、Burpee and Lahiff (1984)、Watson and Blanchard (1984) 都有提到低層的輻合的確提供了大氣舉升的動力，也扮演著對流發展的重要因素。Silvia et al.

(2002) 利用 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)-LBA(Large Scale Biosphere) 所包含的一些陸基 (ground-based) 和機載平台 (airborne platforms) 資料來研究在南美洲亞馬遜河區域所發生對流的特性。一些研究顯示 (Halverson et al. 2002; Petersen et al. 2002) 在南美洲亞馬遜河區域低層的風場會隨季節變化而改變，這現象迫使南美洲大尺度的環流和南大西洋輻合區的位置隨之改變；在低層風向為偏東風期間產生對流時，環境的對流可用位能和垂直風切的值，跟低層風向為偏西風所產生對流時的環境比較起來不一樣，當低層為偏東風而產生對流時，CAPE 值較大，且垂直風切也較大；此外，Petersen et al. (2002) 及 Williams et al. (2002) 針對此地區低層風向偏東風與偏西風時所產生的對流環境做比較，兩者的大氣環境有明顯的不同，例如：氣塊垂直運動在偏東風時有較強的上升運動、水氣的垂直剖面在偏東風時各層的水氣也較偏西風潮濕等等。Cifelli et al. (2004) 利用 TRMM-LBA 資料在南美洲亞馬遜河地區的濕季進行研究，發現低層流風場和對流發展強度有很大的關聯，當低層流偏東風時所產生的對流在雷達上的回波較強，即產生的對流較低層流為偏西風時強烈。

自從氣象衛星發射升空以後，由於其資料在時空解析度上的優勢，因此已經是對流系統發展前，大氣綜觀環境分析的重要工具之一。關於利用衛星反演大氣垂直溫濕剖面的構想是由 King (1956) 首先提出，發展至今已經有了相當的進步。MPEF (Meteorological Product Extraction Facility) 用 GOES (Geostationary Operational environmental Satellite) 發展出 GII (Global Instability Index) 在全球尺度上提供了許多的不穩定參數。Menzel et al. (1998) 也利用

GOES-8/9 衛星的亮度溫度，透過物理反演法估算出對流層的溫度和水氣垂直剖面。Ma et al. (1999)以物理反演法反演 GOES-9 衛星從 1000 ~ 0.1 hPa 共 40 層的大氣溫濕剖面。Feltz et al. (1998)、Turner et al. (2000)在 SGP (Southern Great Plains)、CART (Cloud and Radiation Test Bed)所發射的傳統探空觀測值和 AERI (Atmospheric Emitted Radiance Interferometer)系統與 GOES-9 反演溫濕剖面做比較(行星邊界層內)，均方根誤差在溫度方面約 1K，水氣方面誤差約 6%~8%。Wayne and John (2002)利用 AERI 系統所得高時間解析的溫濕剖面和大氣穩定度來分析美國南部所發生的龍捲風，發現龍捲風發生前的大氣穩定指數都有愈來愈高的情形，即大氣愈來愈不穩定的情形。Petersen et al. (2000)結合 AERI 系統所得的大氣穩定指數時間序列變化趨勢，配合由都普勒雷達(Doppler radar)所得的風場隨時間序列變化情形來預報奧克拉荷馬州對流降雨的起始，發現當低層風向為偏南風時，對流發展較旺盛，當對流發展偏西風時，因為帶入較乾燥的空氣，所以對流發展就較不旺盛。Feltz et al. (2002)利用 AERI 系統所得的溫濕剖面提供 GOES-9 衛星及 NWP (numerical weather prediction) 模式當做初始值，使 GOES-9 衛星及 NWP 模式在行星邊界層以上得到較好的大氣剖面資訊，並且結合 AERI 系統、GOES-9 衛星及 NWP 模式三者，在高度三公里內與探空儀器比較的均方根誤差在溫度方面小於 1K，水氣方面誤差約 5%。不過雖然利用衛星推估大氣溫濕剖面在國外已很有歷史了，甚至已經是例行的作業，但是目前的反演結果對夏季午後對流潛勢環境的探討而言仍不甚理想。本研究的目的便是想要利用衛星資料來建立一套適合台灣地區附近使用的大氣溫濕

度剖面反演方法，並利用該方法反演的產品進行夏季午後對流發生與否之大氣熱力結構進行初步的分析。

第二節說明本研究所使用的衛星、傳統探空與地面測站逐時觀測資料的來源和處理過程，第三節說明本研究的方法與步驟，第四節則是研究結果的討論及個案的分析，第五章提出本研究的結論。

二、資料收集與處理

由於一般傳統探空測站觀測時間為 00UTC 及 12UTC，NOAA15 通過台灣上空的時間也約為 00UTC 及 12UTC，因此在本研究測試大氣垂直溫濕剖面反演結果準確度使用 NOAA15 的資料。因為欲研究午後熱對流的生成發展，而 NOAA17 通過台灣上空的時間較 NOAA15 更接近下午時間，所以反演各種大氣穩定指數方面則使用 NOAA17 的資料。本研究使用 2002、2003 年的資料，分別由中央大學太空及遙測中心氣象衛星實驗室及空軍氣象中心所提供。衛星垂直大氣溫濕剖面反演所使用的軟體是美國威斯康辛大學氣象衛星合作研究院 CIMSS(Cooperative Institute for Meteorological Satellite)所發展出來的處理程式套 IAPP (International ATOVS (Advanced TIROS Operational Vertical Sounder) Processing Package)。IAPP 是讀取經過 AAPP (ATOVS and AVHRR Processing Package) 做一些訊號轉換、測定、校正等動作收集至 Level 1D 的資料，並反演出大氣的溫度、露點的垂直剖面和水氣的資訊。此外該軟體還有一些其他像臭氧含量、地表微波輻射、地表溫度、總可降水量等資訊(Li et al., 1999)，不過本研究未使用到。

在本研究中將就衛星反演之溫度、露點剖

面和花蓮、板橋、馬公等三測站之傳統探空觀測值做比較，2002、2003 年的傳統探空電碼由空軍氣象中心所提供。雖然測站的探空資料，可能因為編碼、電訊傳送以及譯碼而造成錯誤，不過陳（1994）以三種方式檢定探空電碼的正確率達 98%，顯示目前的探空品質均具有相當不錯的水準。本研究中，僅使用陳（1994）中統計檢定與基本檢定，將傳統探空觀測值有不合理的現象部分，主觀地予以刪除不用。

另外因為本研究主要著重於午後熱對流所發展出來的對流系統，所以我們希望在午前的天氣能夠保持晴空（無對流雲系）。因此一方面利用衛星雲圖主觀的將有雲存在的個案濾除，另一方面利用花蓮、板橋、馬公等三測站之逐時觀測資料來判斷局部區域午前是否確無對流雲系存在。依據 Henry and David (1994) 研究午後熱對流所使用的樣本為以上午天空雲覆蓋量 50% 做分界，在此本研究也以 NOAA15 上午接收時間的前後兩小時（共四小時）天空雲覆蓋量來做判斷，假如此時段內測站天空雲覆蓋量小於 50% 者，歸類為無雲狀況；反之，此時段內測站天空雲覆蓋量大於 50% 者，歸類為有雲狀況。本研究所使用的衛星資料為 ATOVS，此探測器由 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit)-A、AMSU-B 及 HIRS (High-Resolution Infrared Sounder) / 3 三種具不同功能的輻射計所組成，其最佳空間解析度分別為 48、16 及 18.9 公里，為確保反演出之溫度、露點的客觀性，衛星反演的溫濕剖面位置距離三測站 0.5 經緯度內，所反演的溫濕剖面各高度層分別做平均，如果該探空測站 0.5 經緯度內如無任何衛星反演的溫濕剖面，則該筆資料捨棄不予以比較，當然如果當天早上的傳統探空觀測值不合理一樣不予以分析比較。

依照上述分類篩選，因為傳統探空觀測值在溫度屬於正常合理時，有時露點會有不合理的現象，但並無發現有露點合理而溫度不合理的現象，所以溫度的樣本會大於露點樣本，有雲情況下溫度反演資料有八十筆，露點反演資料有四十五筆，無雲情況下溫度反演資料有二十五筆，露點反演資料有十八筆。

另外上午除了希望為晴朗無雲的天氣外，整個綜觀尺度環境也需要為弱綜觀的狀況（即不討論鋒面、颱風、冷心低壓等的影響）。在此我們利用 GOES-9 衛星逐時的紅外線雲圖觀測在台灣地區附近的天空上午是否為晴朗無雲，下午是否有因為熱利因素而產生的對流胞，除了初步從衛星雲圖來判斷外，為確保更客觀的天氣狀況，本研究也使用台灣地區，含外離島九個實際地面觀測資料來做驗證的依據。

三、研究方法與步驟

首先建立大氣垂直溫度及露點修正模式，衛星原始資料經過 AAPP 程式套得到 Level 1D，再經過 IAPP 程式套得到大氣垂直溫濕剖面，其溫濕剖面結果與傳統探空觀測值作比較。在此本研究以 2003 年 00Z 資料進行衛星反演值各層與傳統探空觀測值的特定層做比較，期望能夠找出定量的系統性誤差。因為傳統探空觀測值溫度觀測約到 100 hPa，而露點觀測在 300hPa 以上時常無觀測資料，所以溫度比較層為 1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100 hPa；露點比較層為 1000、850、700、500、400、300 hPa。統計兩者比較後的差值結果，最後即可利用此統計結果建立各高度層誤差的修正值，其修正方法為將其系統性誤差減掉而得較接近實際真值的結果。

衛星資料經過 AAPP、IAPP 程式套後得

衛星資料經過 AAPP、IAPP 程式套後得到大氣溫濕剖面，經由上述的修正模式進行修正，使得衛星反演之溫度、露點更接近傳統探空觀測值（真值），利用修正後所得一組新的大氣溫濕剖面來計算大氣穩定指數。近年來在對流性雷雨之預報及研究使用最多的是 KI（K Index）和 TTI（Total Totals Index）。

$$KI = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$

$$TTI = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - T_{500})$$

根據林 (1975) 研究指出，K 值和 TTI 指數與對流雷雨之生成極有關聯。因此本研究使用這兩種大氣穩定指數來分析、判斷對流的生成與發展。

850 至 500 hPa 的溫度遞減率“ $T_{850} - T_{500}$ ”、850 hPa 露點“ Td_{850} ”和 700 hPa 的飽和程度“ $T_{700} - Td_{700}$ ”，三者的和所計算出的 K 指數可以代表雷雨發生的潛勢大小，例如當 700 hPa 的溫度露點差愈小，代表著此高度層的空氣愈接近飽和狀態，相較於溫度露點差大的空氣（較不飽和）而言，空氣愈是接近飽和狀態的環境，更容易有對流的產生，所以當 700 hPa 的溫度露點差大（“ $T_{700} - Td_{700}$ ”大），環境較不適合對流發展，K 指數小，相反的，當 700 hPa 的溫度露點差小（“ $T_{700} - Td_{700}$ ”小），環境較適合對流發展，K 指數大。用來預報雷雨的指標如表一（NOAA 網站，<http://www.noaa.gov/>）。總指數包含垂直指數（Vertical Totals，VT）“ $T_{850} - T_{500}$ ”和交差指數（Cross Totals，CT）“ $Td_{850} - T_{500}$ ”，垂直指數為 850 至 500 hPa 的溫度遞減率，而交差指數則包含了 850 hPa 的水氣資訊，如果 VT 為 40 就相當接近 850 至 500hPa 的乾絕熱線，然而 VT 一般都遠小於 40，當 VT 接近 26 或大於 26，則表示在不考慮水氣的情況

表一 K 指數與雷雨發生機率對照表
(來源：<http://www.noaa.gov/>)

K 值	雷雨發生機率
< 15	0%
15 - 20	< 20 %
21 - 25	20 - 40 %
26 - 30	40 - 60 %
31 - 35	60 - 80 %
36 - 40	80 - 90 %
> 40	> 90 %

下，大氣不穩定得足以發展對流雷雨，而 CT 大於或等於 18 意味著有可能有對流的生成，而將這兩個合併起來在預報對流雷雨方面就更重要，例如當溫度遞減率（ $T_{850} - T_{500}$ ）大，即高低層的溫度梯度大，有助於低層空氣上升，如果低層的空氣又潮濕（ Td_{850} 大），此情況總指數理所當然較大，低層的濕暖空氣就會上升，也就容易形成有助於對流生成的環境，相反的當溫度遞減率（ $T_{850} - T_{500}$ ）小，低層的空氣又乾燥（ Td_{850} 小），就不易形成有助於對流生成的環境，總指數相對較小。其發生對流的機率如表二（NOAA 網站，<http://www.noaa.gov/>），其中雷雨、中度雷雨與劇烈雷雨的區別為最大陣風，雷雨的最大陣風為每小時小於 35 哩，中度雷雨的最大陣風區間為每小時 35 ~ 50 哩，當每小時的最大陣風大於 50 哩則為劇烈雷雨。就像 K 值一樣，總指數值愈大代表愈有可能發生雷雨，但其發生雷雨的門檻值常會隨著地點改變而改

表二 總指數與相關天氣對照表(來源: <http://www.noaa.gov/>)

總指數	對應相關天氣
44 - 46	1 - 15 % 雷雨
46 - 48	16 - 45 % 雷雨、3 - 15% 中度雷雨
48 - 50	16 - 45 % 雷雨、3 - 15% 中度雷雨、1 - 2 % 劇烈雷雨
50 - 52	16 - 45 % 雷雨、3 - 15 % 劇烈雷雨、1 - 2 % 龍捲風
52 - 58	16 - 大於 45% 中度雷雨、16 - 45 % 劇烈雷雨、3 - 15 % 龍捲風
> 58	大於 45 % 中度雷雨、16 - 45% 劇烈雷雨和龍捲風

變而改變(NOAA 網站,<http://www.noaa.gov/>)。

最後將所計算出的大氣穩定指數做客觀分析，通常用數據之間的距離來描述其相似度，距離愈大、相似度愈小，反之，距離愈小、相似度則愈大，理想的客觀分析應該具有可擴展性、能適用於任意形狀、對干擾(noise)不敏感、能處理高維資料、可解釋性和可用性等特性。本研究使用的客觀分析方法為自然鄰點差值法 (Natural Neighbor) (Sibson , 1981) ，此法為加權移動均分方法 (weighted moving average technique) ，使用幾何關係來挑選鄰近的點，客觀分析的網格點與鄰近點的數學關係如下方程式：

$$G(x, y) = \sum_{i=1}^n w_i f(x_i, y_i)$$

其中 w_i 為各鄰近點的權重係數，其大小決定可由圖 1 加以說明。在圖 1 中 $G(x, y)$ 為欲求網格點在 (x, y) 座標的客觀分析值， n 為 G 點的鄰近點個數 (此例 $n=5$) ， $f(x_i, y_i)$ 為在 (x_i, y_i) 座標上的值。實際的做法是首先在各 (x_i, y_i) 座標上

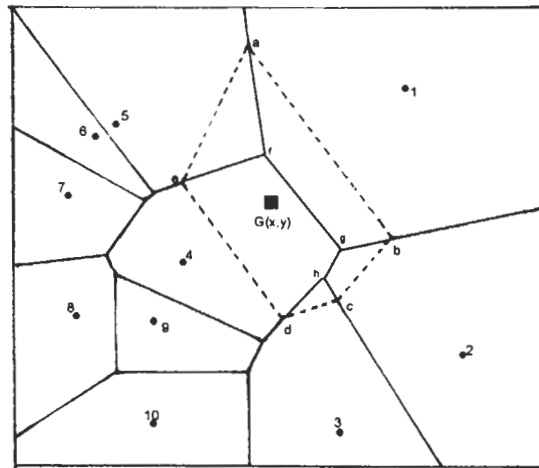


圖1 自然鄰點差值客觀分析法示意圖。

之間畫一條中線(實線)，例如 fg 為點 1 與點 4 的中線，再將欲求網格點 $G(x, y)$ 與鄰近 (x_i, y_i) 座標點之間畫中線，例如 ab 為點 1 與欲求網格點 $G(x, y)$ 的中線，此時欲求網格點將被一多邊形 $abcde$ 圍繞，而矩形 $abgf$ 面積的大小就是點 1 對欲求網格點 $G(x, y)$ 加權的依據 w_1 ，同理，矩形 $bchg$ 則是點 2 對欲求網格點 $G(x, y)$ 加權的

依據 w_2 ，加權大小取決於形成的面積大小，面積愈大，加權愈大；較遠處的鄰近座標點 (x_i, y_i) 權重較小；反之，較近的鄰近座標點 (x_i, y_i) 權重較大。此方法的優點有：只考慮欲求網格點的鄰近點，而非考慮某一範圍內的所有點，能在空間中快速找到每一欲求網格點的鄰近點並計算其加權後欲求網格點值，即運算時間快速、能有效的過濾掉干擾，即遠方點不會對欲求網格點產生任何影響、繞極衛星的校正基準線 (calibration line) 依然能計算出其值，即較大範圍缺值處也能客觀分析出欲求網格點值等。

最後則利用衛星推導的大範圍大氣穩定指數探討一些個案來驗證此產品的實用性。由於本研究是探討午後熱對流所發展出來的對流系統，所以個案的選擇需要為弱綜觀，在測試區內不能有鋒面通過、颱風接近等強系統的影響。因為大氣溫濕剖面的修正模式由 2003 年的資料建立，在此利用 2002 年的資料進行修正模式的驗證，最後將以 K 指數配合水氣資訊來做實際天氣個案的驗證。

四、結果與討論

在比較衛星溫度及露點反演值與傳統探空觀測值方面，圖 2 為花蓮、板橋、及馬公三測站於 2003 年 1 ~ 12 月 NOAA15 上午通過台灣上空的資料，且符合下列條件，上午雲覆蓋量小於 50%、反演溫度通過檢測、探空觀測溫度通過檢測、且衛星反演的溫度剖面位置距離三測站 0.5 經緯度內，符合上述條件的各個測站總共有 25 筆，花蓮、板橋及馬公測站分別為 9 筆、8 筆及 8 筆，衛星反演與探空觀測溫度在各高度層的差值，縱座標為高度座標 (hPa)，橫座標為反演值與探空值的溫度(露點)差 (°C)。從圖

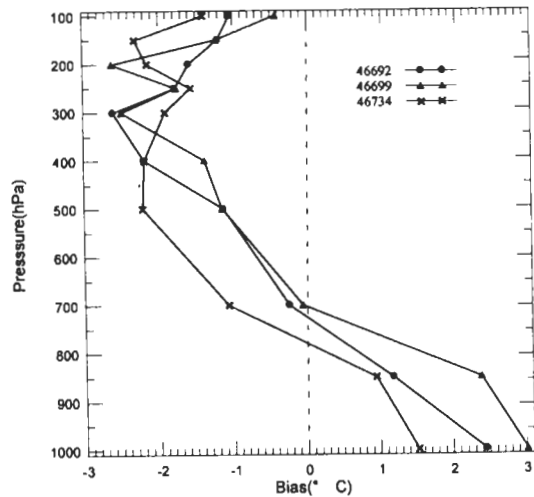
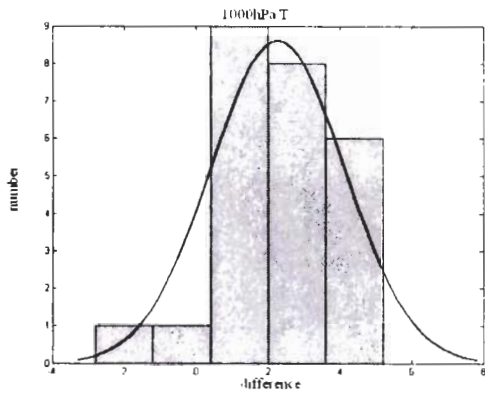


圖2 2003年1 ~ 12月，NOAA15衛星反演溫度值與板橋(46692)、花蓮(46699)、馬公(46734)測站觀測值各高度層之差異。

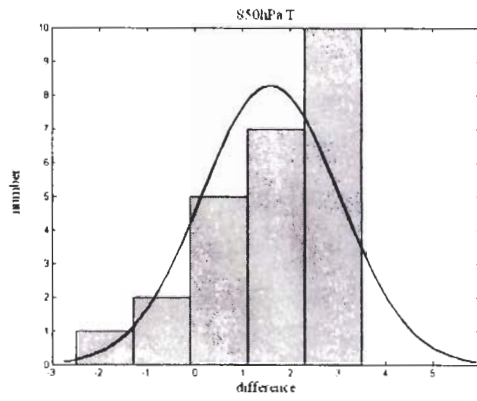
可觀察出，衛星反演溫度值在三測站的 850 及 1000 hPa 有高估的情況，在 1000 hPa，花蓮測站高估了約 3°C 的情形，而馬公測站則高估約 1.5°C，板橋測站則約高估 2.5°C，而在 850 hPa 三測站一樣都有高估的情形，只是高估的數值較 1000 hPa 低，所以衛星反演溫度值在三測站的 850 及 1000 hPa 有高估的情況，而從 700 hPa 以上，包含 500、400、300、250、200、150、100 衛星反演溫度值則有低估的情形，為了要找出各高度層的系統性誤差，分別統計各高度層 2003 年衛星反演與傳統觀測值的差值。

圖 3 及圖 4 為 2003 年 1 ~ 12 月 NOAA15 上午通過台灣上空的資料，且符合下列條件，上午雲覆蓋量小於 50%、反演溫度(露點)通過檢測、探空觀測溫度(露點)通過檢測、且衛星反演的溫濕剖面位置距離三測站 0.5 經緯度內，各高度層 1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100 hPa 等 10 層 (露點無 250、200、150、100 hPa) 衛星反演溫度(露點)值和傳統探空

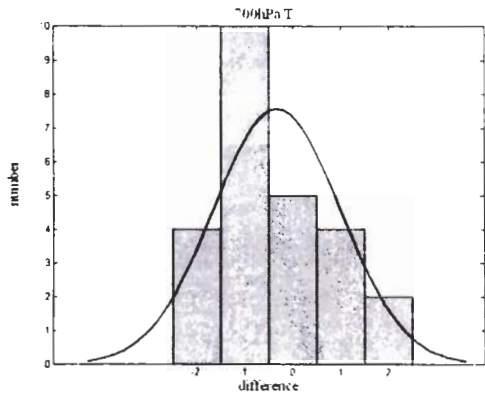
(a)



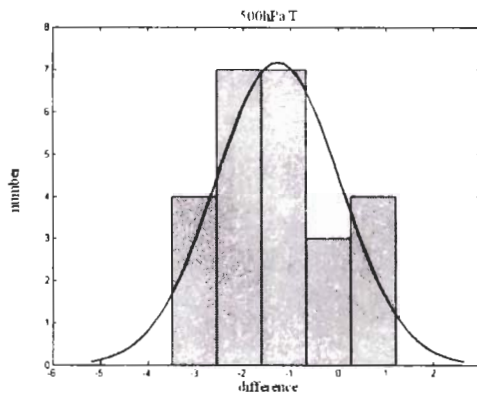
(b)



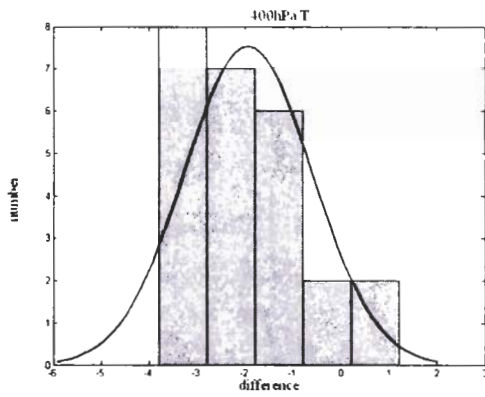
(c)



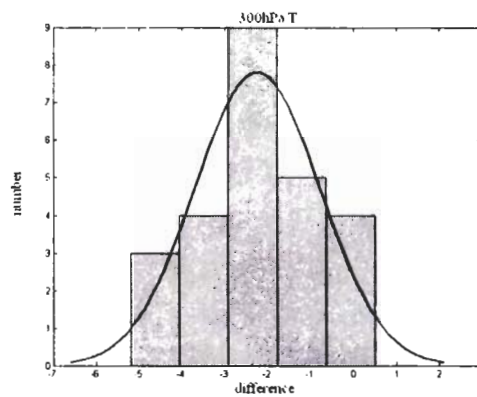
(d)



(e)



(f)



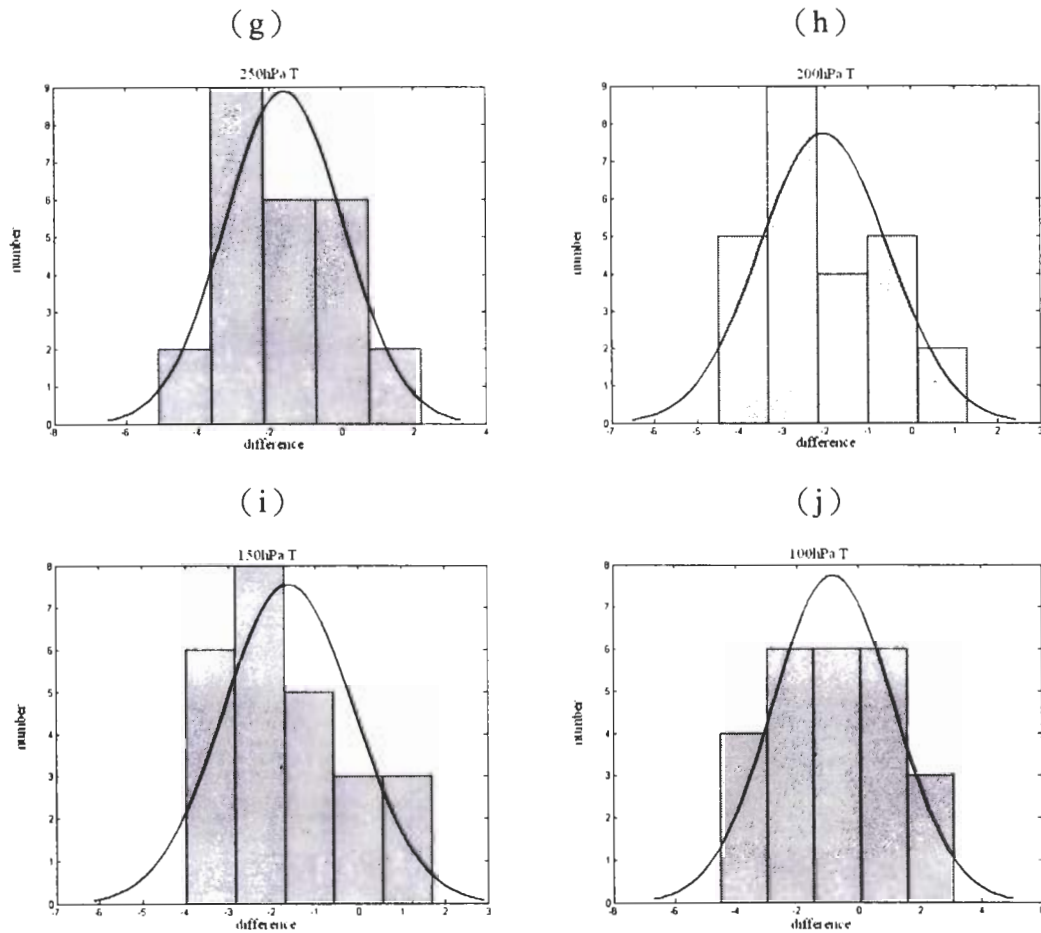


圖3 2003年1~12月, NOAA15衛星接收前後2小時, 雲覆蓋量小於50%, 衛星反演溫度與探空觀測溫度差值直方圖。(a)1000hPa、(b)850hPa、(c)700hPa、(d)500hPa、(e)400hPa、(f)300hPa、(g)250hPa、(h)200hPa、(i)150hPa、(j)100hPa

觀測溫度(露點)值, 兩者差值的直方圖分析, 橫座標為兩者溫度(露點)的差值, 縱座標為次數, 曲線為擬合出的常態分佈, 由圖中可發現, 各高度層的衛星反演溫度(露點)值和傳統探空觀測溫度(露點)值的差值有集中的趨勢, 例如 1000 hPa 的差值集中 2, 即擬合出的常態分佈頂點在 2 的位置, 而在 700 hPa 的差值則集中於-1, 所以將各層反演值和觀測值分別做此動作, 我們

即可得到我們欲想知道各個高度層的系統性誤差。本研究也針對有雲狀況的溫度、露點作分析比較(圖略)。由上述差值分布所繪製的直方圖可以發現, 各高度層的衛星反演值與傳統探空觀測值差值的直方圖略成高斯分佈曲線, 在此將高斯曲線的平均值當作是系統性誤差(如表三, 四)。

表五為本研究反演 2003 年溫度、露點與

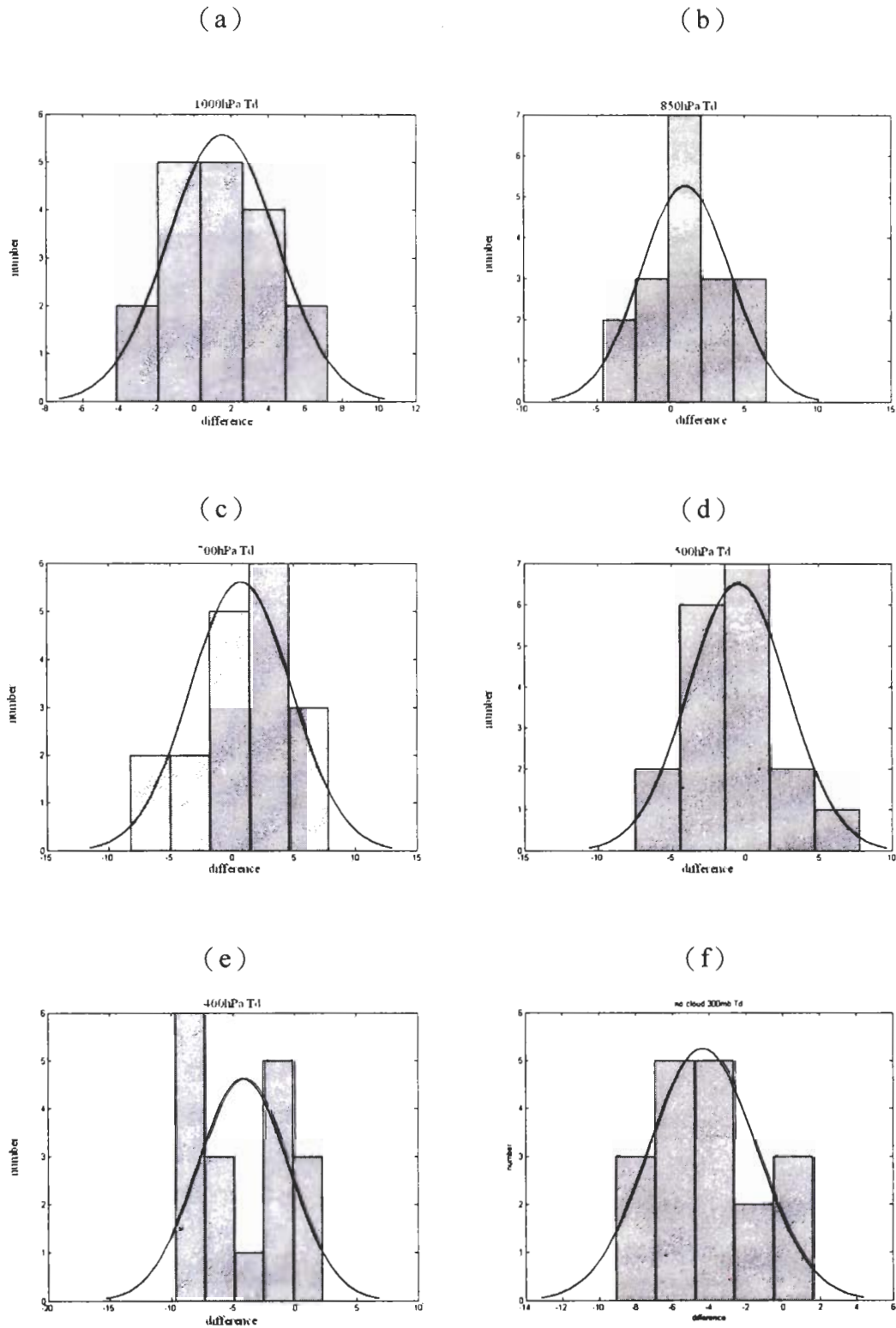


圖 4 2003 年 1 ~ 12 月，NOAA15 衛星接收前後 2 小時，雲覆蓋量小於 50%，衛星反演露點與探空觀測露點差值直方圖。(a)1000hPa、(b)850hPa、(c)700hPa、(d)500hPa、(e)400hPa、(f)300hPa

表三 2003年1~12月, NOAA15 衛星上午接收前後2小時, 雲覆蓋量小於50%, 衛星反演溫度各高度層之系統性誤差。

溫度方面(°C)		
高度	無雲部分	有雲部分
1000hPa	2.26	0.23
850hPa	1.59	0.63
700hPa	-0.33	0.75
500hPa	-1.27	-0.66
400hPa	-1.94	-1.27
300hPa	-2.24	-1.70
250hPa	-1.6	-1.86
200hPa	-2.04	-1.91
150hPa	-1.61	-1.35
100hPa	-0.82	-0.97

表四 2003年1~12月, NOAA15 衛星上午接收前後2小時, 雲覆蓋量小於50%, 衛星反演露點各高度層之系統性誤差。

露點方面(°C)		
高度	無雲部分	有雲部分
1000hPa	1.54	-1.37
850hPa	1.02	-0.99
700hPa	0.73	0.58
500hPa	-0.46	-1.30
400hPa	-4.21	-2.28
300hPa	-4.36	-2.08

表五 2003年1~12月, NOAA15 衛星上午接收前後2小時, 雲覆蓋量大(小)於50%, NOAA15 衛星反演溫度(露點)與傳統探空量測溫度(露點)各高度層差值之均方根誤差。

高度	溫度方面(°C)		露點方面(°C)	
	無雲部分	有雲部分	無雲部分	有雲部分
1000hPa	1.816	2.837	2.852	4.048
850hPa	1.416	3.262	2.944	3.312
700hPa	1.291	2.57	3.981	4.23
500hPa	1.28	1.786	3.281	3.01
400hPa	1.297	1.758	3.588	4.385
300hPa	1.427	1.727	2.842	3.694
250hPa	1.604	1.543		
200hPa	1.464	1.677		
150hPa	1.475	1.969		
100hPa	1.953	1.737		

傳統探空觀測值比較之均方根誤差，就雲覆蓋量小於 50% 狀況而言，溫度的均方根誤差各層皆在 1°C~2°C 以內，而露點各層均方根誤差也在 2°C~4°C 以內。將本研究所反演溫度、露點的結果與 Menzel et al. (1998) 所反演溫度、露點的結果做均方根誤差的比較（如圖 5），從圖上可看出，在溫度的均方根誤差方面，在 700~1000 hPa 與 300~100 hPa，本研究的均方根誤差較小，雖然在 300~700 hPa 均方根誤差較 Menzel et al. (1998) 所作之結果大，但也在可接受的誤差範圍內，而在露點的均方根誤差方面，除了 950 hPa 以下之外，在 950~100 hPa 各高度層，本研究均方根誤差結果明顯較小，而 Menzel et al. 是使用 GOES-8 所反演出美國地區的溫濕剖面，目前提供台灣地區衛星雲圖的 GOES-9，並無使用 VAS(Visible and Infrared Spin Scan Radiometer Atmospheric Sounder) 儀器來提供衛星資料進而反演溫濕剖面，所以本研究使用 NOAA 衛星反演溫濕剖面。另外比較本研究所反演溫度剖面與其他各單位利用不同的衛星、不同方法所反演溫度剖面的均方根誤差差異（如圖 6），由圖可知，由美國威斯康辛大學氣象衛星合作研究院 CIMSS(Cooperative Institute for Meteorological Satellite) 太空科學及工程中心 SSEC(Space Science and Engineering Center) 所發展出來的國際 TOVS 處理程式套 ITPP 所反演之溫濕剖面結果(Yen and Wang, 1986)與傳統探空觀測資料比較，溫度的均方根誤差最好的約 1.5 K，最差的在對流層頂高達 7.5 K，平均約 4 K，標準差約 1.9 K；英國氣象局(British Meteorological Office) 使用統計法反演所得結果，溫度均方根誤差最好約 1.7 K，最差在近地面層高達 6.5 K，平均約 3 K，標準差約 1.4 K；NOAA/NESDIS(National Environmental Satellite Data and Information

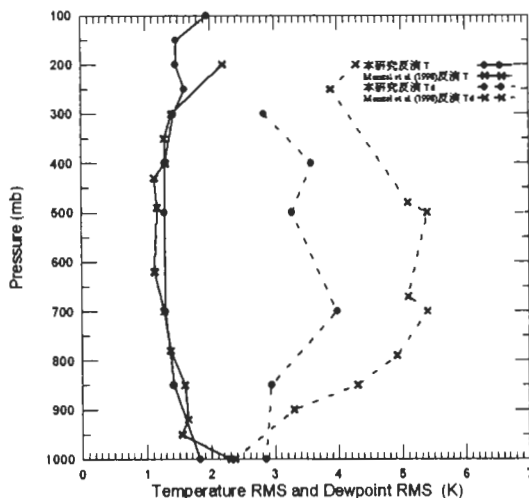


圖 5 Menzel et al. (1998) 使用 GOES(x) 反演溫度(實線)、露點(虛線)與本研究使用 NOAA(●) 反演 2003 年溫度、露點的均方根誤差的比較結果。

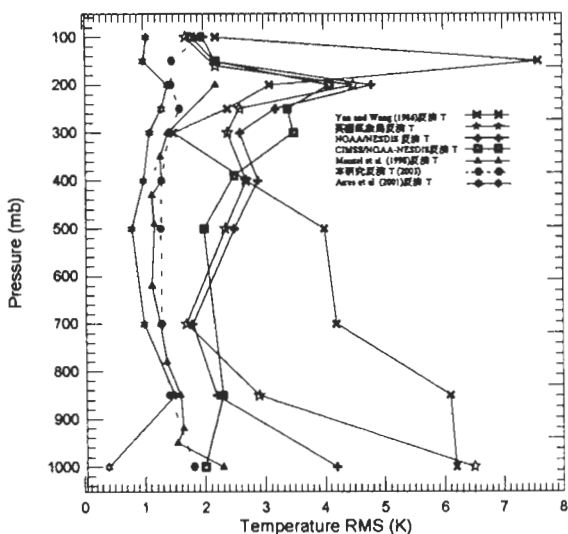


圖 6 各種反演方法之溫度均方根誤差示意圖。

Service) 也是利用統計法所得的結果，其均方根誤差結果和英國氣象局結果相似，主要差異是在近地面層有較好的結果，均方根誤差最好約 1.8 K，最差約 4.8 K，平均約 2.8 K，標準差約 0.9 K；美國 CIMSS/NOAA-NESDIS 以物理法反

演所得的結果，溫度均方根誤差最好約 1.8 K，最差約 4.1 K，平均約 2.4 K，標準差約 0.8 K；Aires et al. (2001)利用紅外線大氣干涉儀器 (IASI, Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) 反演出的溫度剖面，溫度均方根誤差最好在近地面 (1000 hPa) 只有 0.4 K，最差約 1.5 K，平均約 1.1 K，標準差約 0.3 K，因為 IASI 為地面觀測儀器而非衛星，受雲層影響相對較小，所以近地面層有較好的結果，但是並無法提供像衛星一樣大範圍的大氣資訊，且台灣並無此儀器；本研究使用 NOAA15 所反演 2003 年溫度的均方根誤差，溫度均方根誤差最好約 1.3 K，最差約 2 K，平均約 1.5 K，標準差約 0.3 K。從圖可發現，本研究反演溫度剖面均方根誤差的結果，與其他學者的結果比較，結果還算不錯，更重要的是本研究的溫濕剖面反演誤差相較於其它方法最為穩定，那意味著本研究的方法穩定且值得信賴與進一步應用的。在此利用 2003 年的資料建立修正模式，其修正方法為將衛星反演出各高度層的溫度、露點，減去表 3 及表 4 所列出之系統性誤差，期望衛星反演值能更接近探空觀測值，並反演 2002 年 NOAA 的溫度、露點來做驗證 (如圖 7)，由圖中可知 500 ~100 hPa 的系統性誤差並沒有改善，但此研究所計算大氣穩定指數所需的 500 hPa 以下的溫度、露點的誤差值都有因修正而減小的情況，顯示以本研究反演出的溫濕剖面的系統性誤差在 500 hPa 以下為穩定的情形，這是我們所期望的。

穩定指數方面，由表一、表二可知，穩定指數僅提供穩定度之狀況，如 K 值越大，大氣的潛在不穩定性越大，但並未提及任何可能之強迫機制，或其他 (不利) 因素的影響，例如

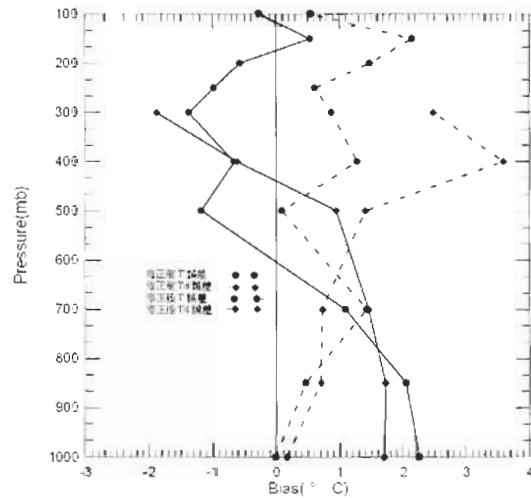


圖 7 2002 年衛星反演溫度 (●)、露點 (◆) 與傳統探空觀測溫度、露點的差值，實線為修正前，虛線為修正後。

雲量與太陽照射強度 (緯度等)、中低層之溫度、水氣平流、高或低層之渦度場及輻散場、局部地貌特徵、地面摩擦等，此外，風速與垂直風切所造成之混合作用等因素也會影響穩定指數之適用性。使用穩定指數在天氣分析上具有計算容易、客觀、統計上有參考價值及可依局部地區而調整等優點，不過也存在一些細節喪失 (如逆溫層等)、尚需考慮其它因素且需因地區不同而調整等缺點。

由於中對流層濕度是對流發生與否及其發展強弱的重要原因 (Burpee, 1979)，本研究所使用的 K 指數和 TT 指數計算方程式中，已經含有 850 hPa 和 700 hPa 的水氣資訊，所以在此僅配合 NOAA 反演 500 hPa 的水氣狀況，討論午後對流發生與否，以下提出三個個案來驗證此研究所提出之研究方法的實用性。

(一) 個案一：2003 年 7 月 14 日

圖 8 可看出當天下午 1 時台灣地區附近大

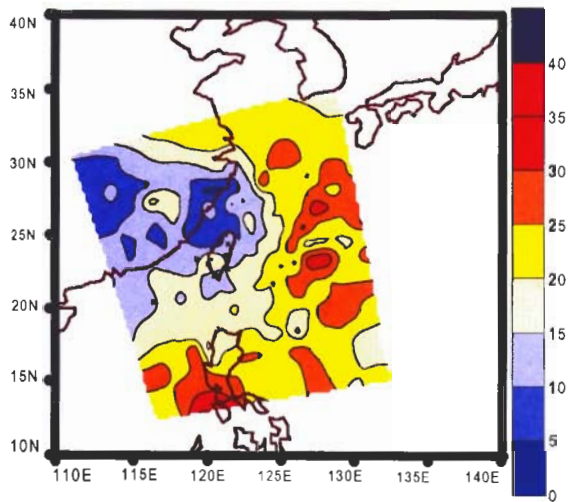


圖 8 2003年7月14日 1300 LST K指數圖。

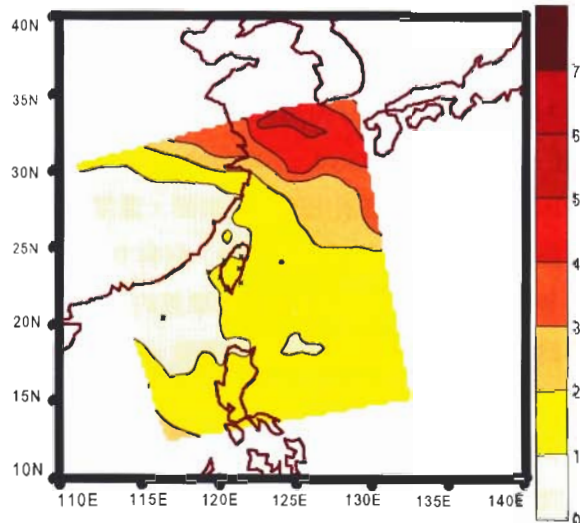


圖 9 2003年7月14日 1300 LST 500hPa 水氣含量(g/kg)圖。

氣穩定狀況，顏色區塊代表 K 指數的大小，愈是暖色系，即 K 值愈大，代表大氣狀況愈是不穩定，反之，愈是冷色系，代表大氣狀況愈是穩定，在圖中符號 "X" 代表本研究選擇台灣地區(含外離島)的9個測試點，由圖 8 可明顯看出，9 個測試點的 K 指數都在 20 以下(根據表一，雷雨發生機率小於 20%)，其中板橋及蘇澳測站的 K 指數更是明顯小於 15(根據表一，雷雨發生機率為 0%)，屬於大氣狀況較為穩定的情形，而配合上 500 hPa 的水氣狀況，圖 9 為 500 hPa 的水氣情形，顏色區塊代表水氣含量的多寡，單位為 (g/kg)，每公斤空氣中含有多少克水氣，顏色愈淡，代表水氣含量愈少，即愈乾燥，反之，顏色愈深愈潮濕，符號 "X" 一樣代表 9 個測試點，從圖 9 可看出 9 個測試點的水氣含量皆在 2 g/kg 以下，有 4 個測試點水氣含量不到 1 g/kg，由圖 9 來分析，當天這 9 個地區的水氣含量也屬於偏低的狀況，由圖 8 及圖 9 的分析，我們預測當天 9 個地區並不會有午後熱對流的發生，接下來由當天的 GOES-9 衛星紅外線雲

圖來驗證，圖 10 (a)、(b)為上午 8 時 30 分與 10 時的衛星雲圖，當天上午台灣地區 9 個測試點並無任何雲的存在，由圖 10 (c)、(d)得知，到了下午 4 時及 6 時的衛星雲圖，台灣地區的 9 個測試點依然沒有對流雲的產生，再由 9 個測試點的地面觀測資料查詢當天下午天氣狀況，至下午 6 時測站內並沒有打雷或是任何形式的降水情形發生。

(二) 個案二：2003 年 8 月 26 日

圖 11 為當天下午 1 時的 K 指數圖，由於衛星掃過的範圍通過本研究原訂測試點中的 6 點(缺東沙、綠島、大武)，所以此個案討論此 6 個測試點，由圖 11 得知，台灣海峽及馬公的 K 指數大於 30，台中介於兩種顏色當中，由網格點的值讀出台中的 K 值為 29.61，所以其餘 5 個測試點 K 值皆在 25 ~ 30(根據表一，雷雨發生機率 40 ~ 60%)，代表馬公的大氣狀況較其他 5 個測試點不穩定(根據表一，雷雨發生機率 60 ~ 80%)，圖 12 為下午 1 時的水氣含量圖，由圖

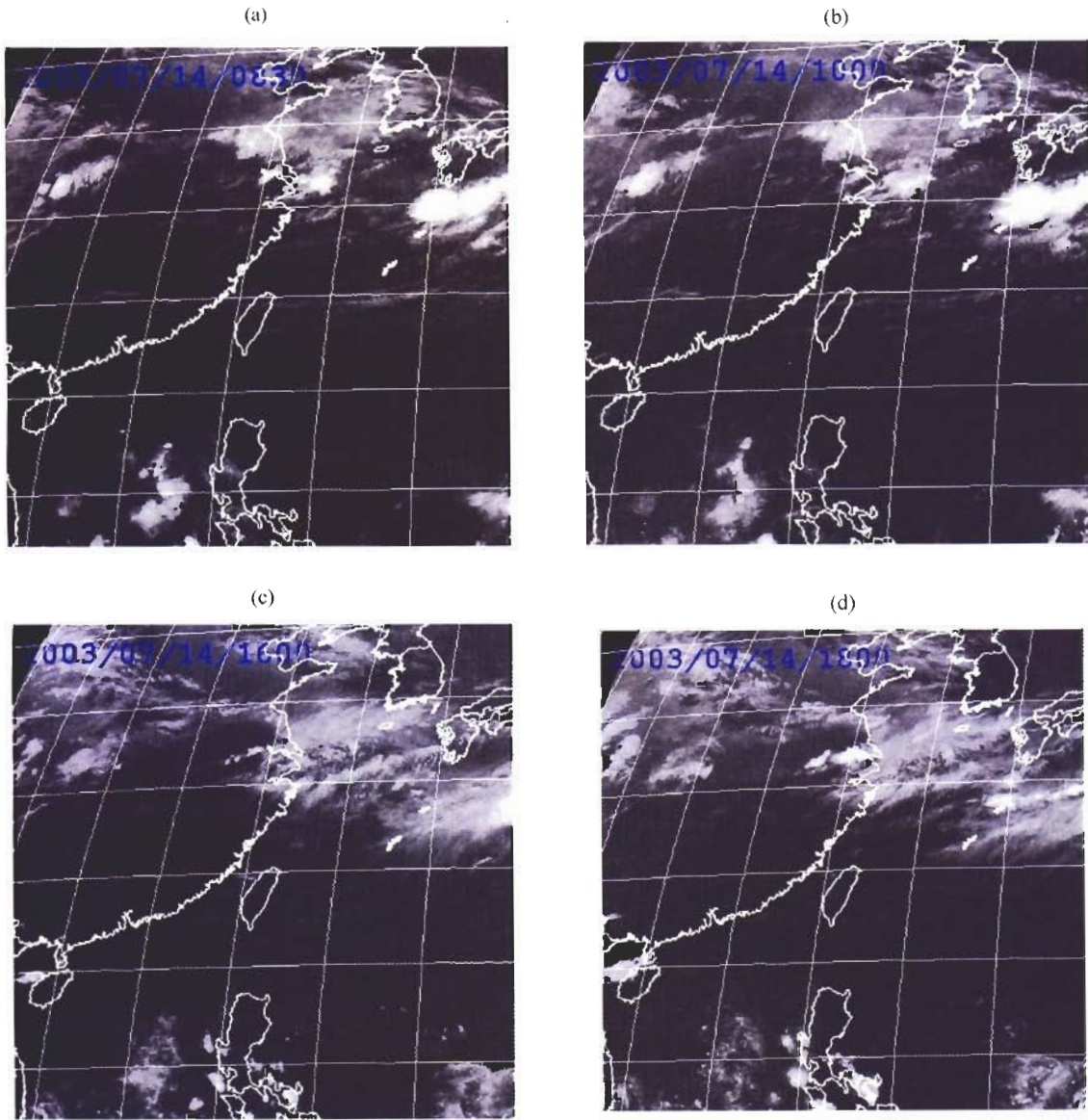


圖10 2003 年7 月14 日GOES-9 紅外線雲圖。(a) 0830 LST (b) 1000 LST (c) 1600LST (d)1800LST。

可知 6 個測試點的水氣含量皆在 1 g/kg 以上，其中馬公、台中及台南水氣含量在 2 ~ 3 g/kg，高於其他 3 個測試點，圖 13 為 GOES-9 紅外線雲圖，圖 13 (a)、(b)為上午 8 時 30 分與 10 時的衛星雲圖，當天上午台灣地區 6 個測試點並無明顯對流胞存在，由圖 13 (c)、(d)看出，到了下午 4 時及 6 時的衛星雲圖，在台灣海峽，

包含馬公地區有對流雲的產生，由 6 個測試點的地面觀測資料查詢當天下午天氣狀況，至下午 6 時測站內有降水的為馬公測站和台中測站，由此個案分析，6 個測試點以 K 指數相較之下，馬公和台中測站大氣狀況較不穩定，馬公、台中及台南的水氣含量較高，而對流發生並且降雨的有馬公及台中測站，所以需要大氣的不穩

定加上水氣含量高方能發生午後熱對流，像台南測站水氣含量雖然與馬公、台中相當，以 K 指數而言大氣穩定度相較之下較低亦無對流產生並降水。

(三) 個案三：2003 年 7 月 5 日

圖 14 為當天下午 1 時的 K 指數圖，圖中可看出除了綠島、花蓮測站外，其他 7 個測試

點的 K 指數皆大於 20，屬於較不穩定的區域(根據表一，雷雨發生機率 20~40%)，東沙測站的 K 指數更達 25 以上(根據表一，雷雨發生機率 40~60%)，而配合上 500 hPa 的水氣狀況，從圖 15 可看出 9 個測試點的水氣含量皆在 2 g/kg 以下，9 個地區的水氣含量是屬於偏低的狀況，圖 16

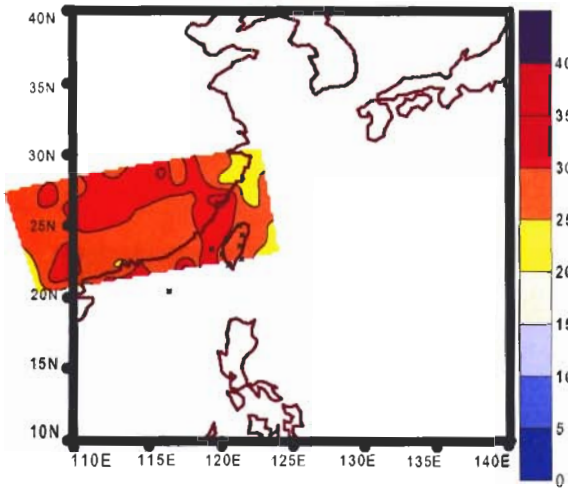


圖 11 2003 年 8 月 26 日 1300 LST K 指數圖。

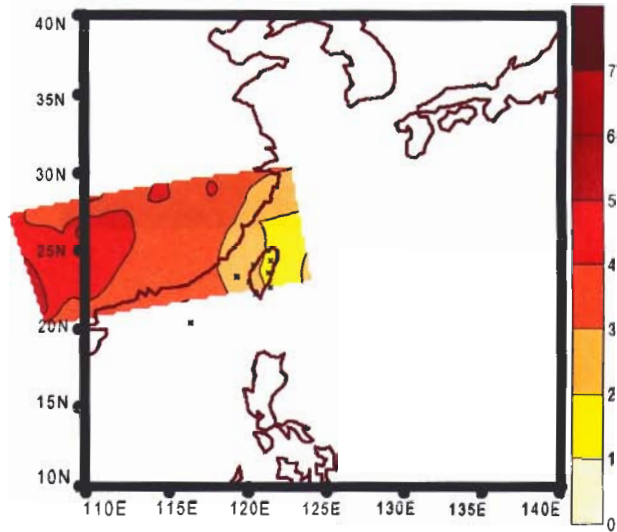
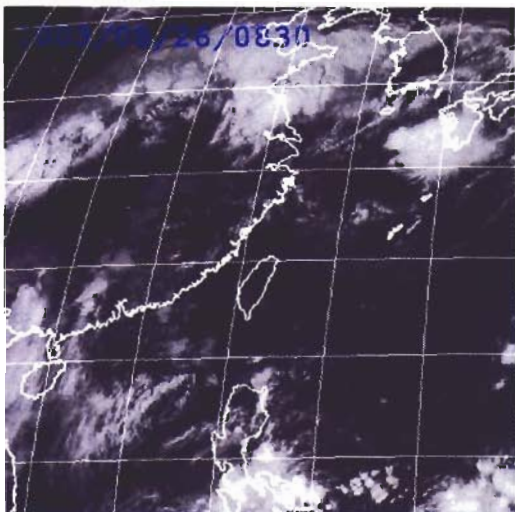
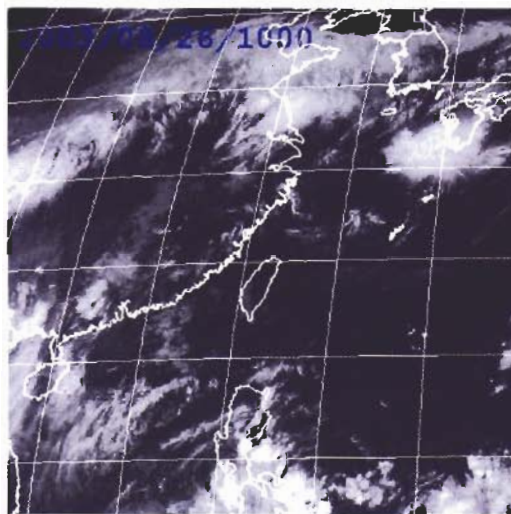


圖 12 2003 年 8 月 26 日 1300 LST 500hPa 水氣含量(g/kg)圖。

(a)



(b)



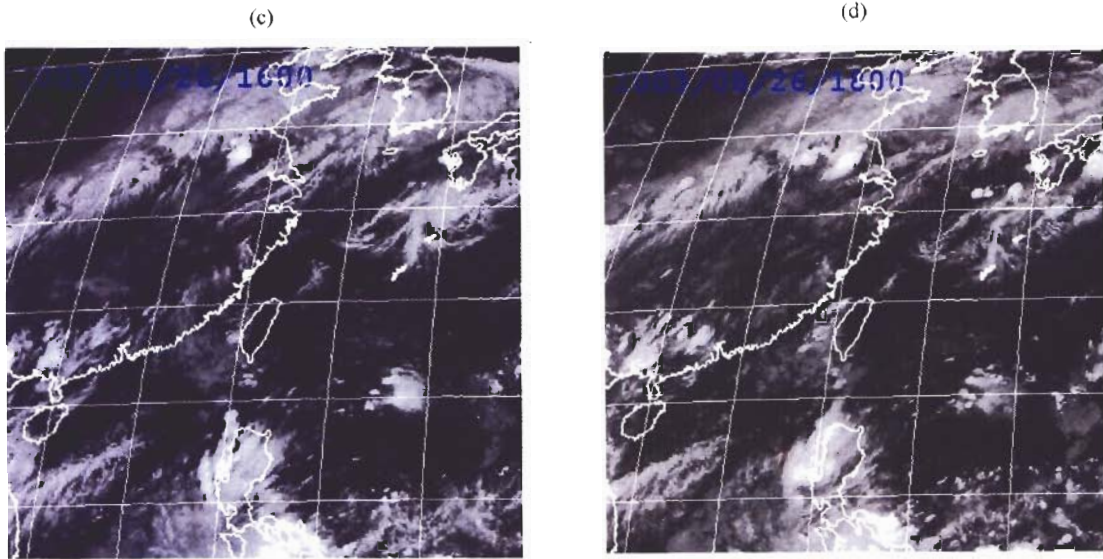


圖 13 2003 年8 月26 日GOES-9 紅外線雲圖。(a) 0830 LST (b) 1000 LST (c) 1600LST (d) 1800 LST。

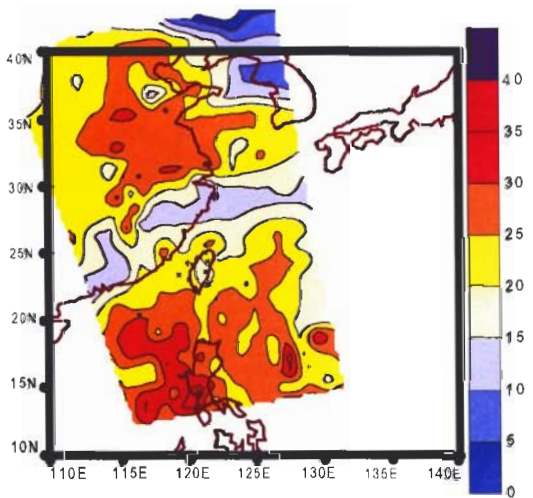


圖 14 2003 年7 月5 日 1300 LST K 指數圖。

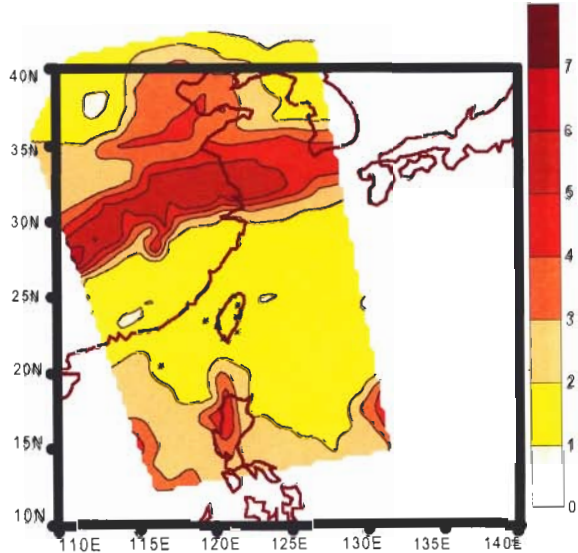


圖 15 2003 年7 月5 日 1300 LST 500hPa 水氣含量(g/kg)圖。

為 GOES-9 雲圖，圖 16 (a)、(b)為上午 8 時 30 分與 10 時的衛星雲圖，當天上午台灣地區 9 個測試點並無任何雲的存在，由圖 16(c)、(d)得知，到了下午 4 時及 6 時的衛星雲圖，台灣地區的 9 個測試點依然沒有對流雲的產生，再由 9 個測試點的地面觀測資料得知，至下午 6 時測站內

並沒有打雷或是任何形式的降水情形發生，與個案三的台南測站為相反的情形，測站在大氣不穩定的情況下，可是水氣含量不足，亦無對流的生成發展以致降水。

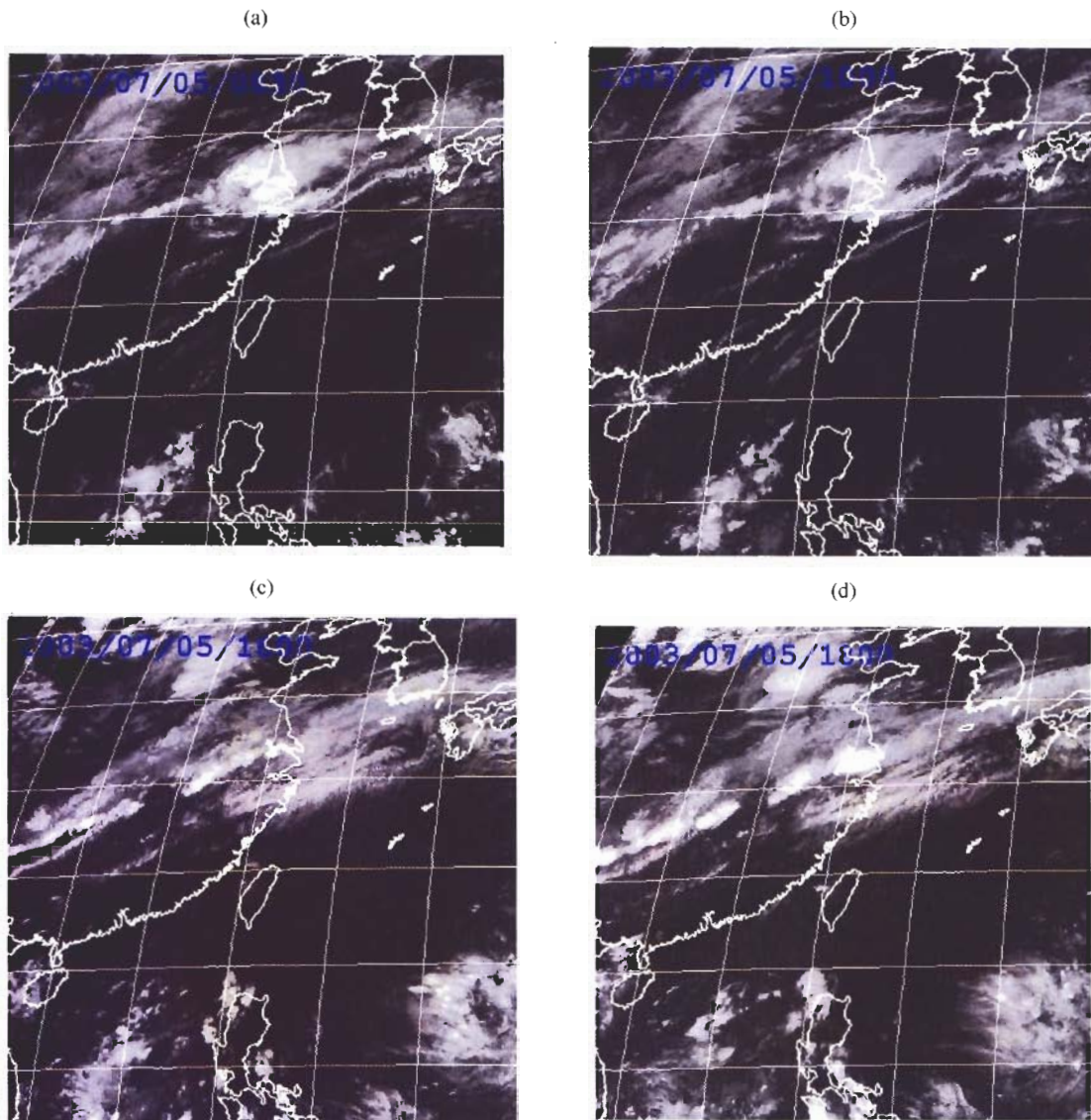


圖 16 2003 年 7 月 5 日 GOES-9 紅外線雲圖。(a) 0830 LST (b) 1000 LST (c) 1600LST (d) 1800 LST。

從以上 3 個案定性上可以發現，水氣含量充沛與大氣不穩定度都是熱對流系統發生與否重要因子之一，本研究利用衛星資料計算出一整個面的水氣含量及大氣穩定度分佈，這對預報者而言是一個很重要的參考依據，然而這是單憑傳統探空探站一個點一個點的觀測值推算出的一個點一個點的大氣穩定值所無法做到

的。

此外本研究在台灣地區找了 9 個有地面觀測資料的測試點，分別為板橋(25.02°N、121.31°E)、花蓮(23.39°N、121.36°E)、馬公(23.35°N、119.37°E)、綠島(22.65°N、121.48°E)、東沙(20.4°N、116.43°E)、台南(23.00°N、120.13°E)、蘇澳(24.36°N、121.51°E)、台中

(24.09°N、120.41°E)、大武(22.21°N、120.54°E)，利用所計算出的穩定指數配合水氣資訊，由實際觀測值來定量地驗證本研究方法預報午後熱對流的可用性，在此使用 2003 年 6 ~ 9 月的資料來做樣本，扣除衛星掃描未通過上述任何一點測試點、台灣地區附近有顯著天氣系統、上午台灣地區上空有雲的存在等情況，樣本數總共為 55 天 441 個測試點，圖 17 為 K 指數與 500 hPa 水氣含量之分布圖，橫座標為 K 指數，縱座標為水氣含量(g/kg)，”▲”為發生對流降水，”▲”為無對流發生，由圖 17 可看出對流降水的分布集中於圖右上角，即水氣含量高且 K 指數大的區域，圖 18 類似圖 17，為 TT 指數與 500 hPa 水氣含量之分布圖，橫座標為 TT 指數，縱座標為水氣含量(g/kg)，由圖中可看出對流降水的分布集中於圖上半部，顯示當水氣含量高，對流降水易產生，但對流降水在 TT 指數上並無明顯的分界。

圖 19 為利用圖 17 所繪製之 500 hPa 水氣含量與降水機率的關係圖，橫座標為水氣含量(g/kg)，縱座標為降水機率(%)。在此分別統計圖 17 中 500 hPa 水氣含量，每間隔 1 g/kg 區間內，降水發生的機率(對流發生個數/總個數)。例如水氣含量介於 2 ~ 3 的個案數為 163 個，其中有 20 個個案為對流降水，143 個個案無降水產生，則表示利用 500 hPa 水氣含量預報降水機率為 20/163，即 12.27 %，從圖中可看出，當水氣含量介於 0 ~ 1，對流降水發生的機率為 0，而當水氣含量逐漸升高，降水機率似乎呈線性關係的跟著升高，當水氣含量大於 5 g/kg 時，發生對流降水的機率高達 100%，擬合出的線性方程式為 $y = 21.479x - 24.279$ ，其中 y 為降水機率，x 為水氣含量，由方程式可得知，當水氣含量愈高時，代表發生對流降水的機率也

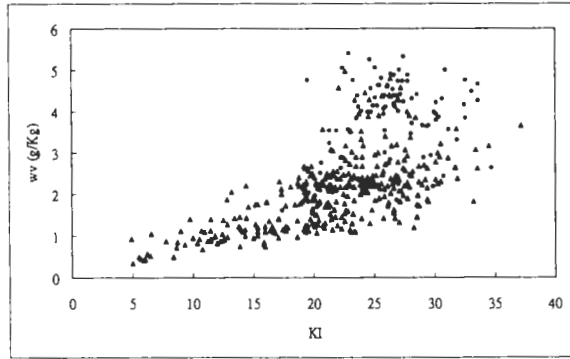


圖 17 2003年6 ~ 9月441測試點K指數與500 hPa 水氣含量(wv)之分布圖。

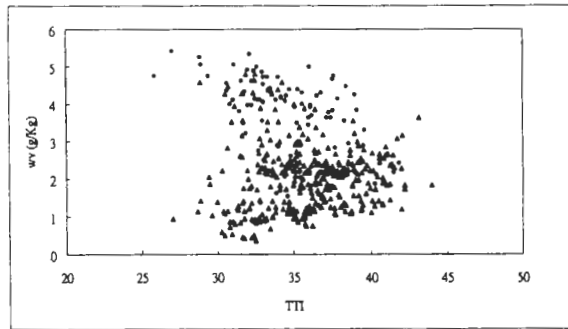


圖 18 2003年6 ~ 9月441測試點TT指數與500 hPa水氣含量(wv)之分布圖。

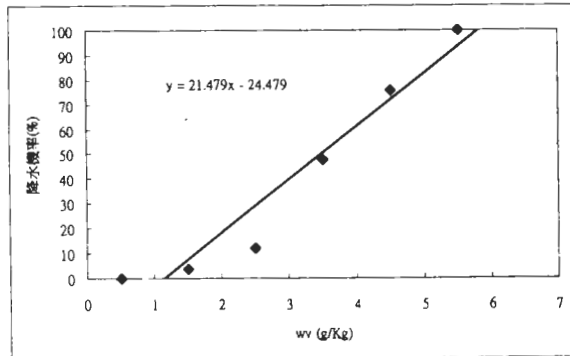


圖 19 水氣含量(g/kg)與降水機率之關係圖。

愈高。圖 20 為類似圖 19，不過在此是以 K 指數 5 為間隔區間所繪製之 K 指數與降水機率的關係圖，橫座標為 K 指數，縱座標為降水機率(%)，由圖可知，當 K 指數小於 15 時，降水機

率為 0，當 K 指數介於 30 ~ 35，降水的機率達到 53.13%，與水氣含量一樣呈線性關係，當 K 指數愈高，降水機率愈高，擬合出的線性方程式為 $y = 2.7648x - 39.44$ ，其中 y 為降水機率， x 為 K 指數，由此方程式可知，當利用本研究方法反演計算出 K 指數，帶入此一方程式，即可求出發生對流降水的機率為多少，表六為本研究在台灣地區所做 K 指數與雷雨發生機率

之關係，圖 21 為跟 NOAA 網站得知美國地區 K 指數(表一)與雷雨發生機率之比較圖，由圖可看出，當 K 指數小於 15 時，兩地雷雨發生機率為 0，K 指數等於 20 時，兩地的雷雨發生機率開始有些微差距(約 3%)，當 K 指數等於 25 時，兩地雷雨發生機率差距有變大的趨勢(約 10%)，而 K 指數由 30 ~ 40，兩地的雷雨發生機率差距平均約 20%，此一現象說明上述穩定指數需考慮其它因素且需因地區不同而調整。圖 22 為類似圖 20，不過是 TT 指數與降水機率的關係圖，橫座標為 TT 指數，縱座標為降水機率(%)，由圖中橫座標各個區間的降水機率分布並無法擬合出某一線性關係方程式，這樣的結果和第三節所述總指數預報對流降水的門檻值常

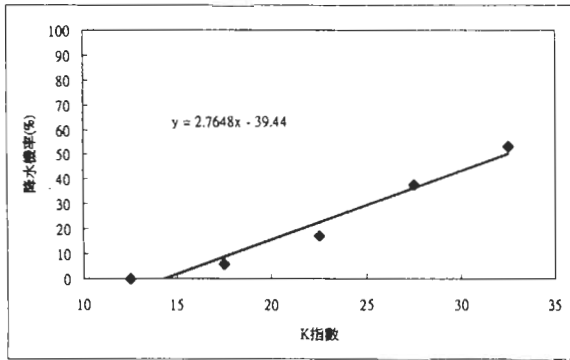


圖 20 K 指數與降水機率之關係圖。

表六 本研究分析 2003 年 6 ~ 9 月 441 個案所得 K 指數與雷雨發生機率對照表。

K 值	雷雨發生機率
< 15	2 %
15 - 20	2 - 16 %
21 - 25	16 - 30 %
26 - 30	30 - 44 %
31 - 35	44 - 57 %
36 - 40	57 - 71 %
> 40	> 72 %

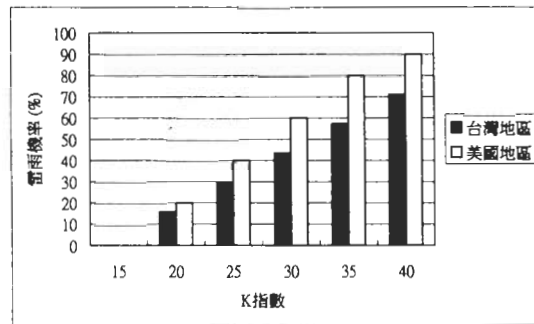


圖 21 台灣地區與美國地區 K 指數與雷雨機率之比較圖。

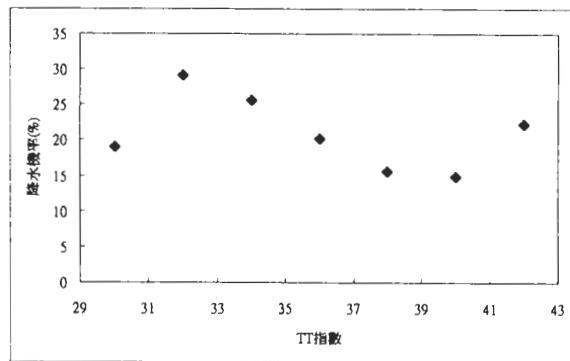


圖 22 TT 指數與降水機率之關係圖。

會隨著地點改變而改變一致，惟原因也可能是樣本數仍不夠多得足以看出其相關性、或計算 TT 指數中的方程式只有交差指數含有水氣資訊“ $Td_{850} - T_{500}$ ”，其水氣資訊較計算 K 指數方程式不足，而水氣資訊在對流發展中又佔有相當重要的地位等原因。

爲了能夠建立一個能夠同時代表大氣水氣含量及穩定指數的降水機率預報參數，在此將圖 19、圖 20 中出現最大及最小的水氣含量及 K 指數，分別投影至 1 及 0，然後其他中間數值則利用差分的技巧，將其表示爲介於 0 至 1 之間無因次量（如圖 23、圖 24），其中線性方程式分別爲 $y = 1.074x - 0.1374$ 、 $y = 0.553x - 0.0488$ 。接下來，便是要結合圖 19 及圖 20 中的線性方程式來推得同時具有水氣含量及穩定指數資訊的預報降水機率參數。我們的做法是分別計算圖 23 及圖 24 中線性方程與直線 $x = y$ 的夾角，例如，當兩線夾角爲 0 度，代表 100% 相似，權重爲最大(100%)；當兩線夾角爲 45 度，即擬合出的直線爲 $x = 0$ 或 $y = 0$ ，代表 0% 相似，權重爲 0%。由於直線 $y = 1.074x - 0.1374$ (圖 23) 與直線 $x = y$ 的夾角爲 1.86° ，直線 $y = 0.553x - 0.0488$ (圖 24) 與直線 $x = y$ 的夾角爲 16.27° ，其結果代表水氣含量在預報對流降水機率的權重大於 K 指數，高達 96%，K 指數的權重則爲 64%。因此降水機率預報方程式便可寫爲下式

$$RP = \frac{[0.96 \times (21.479 \times WV - 24.479) + 0.64 \times (2.7648 \times KI - 39.44)]}{0.96 + 0.64}$$

其中 RP 爲降水機率。表七是利用上式計算得到各種狀況下的預報降水機率及準確率，其中括弧內爲準確率，當某組合的實際樣本數小於

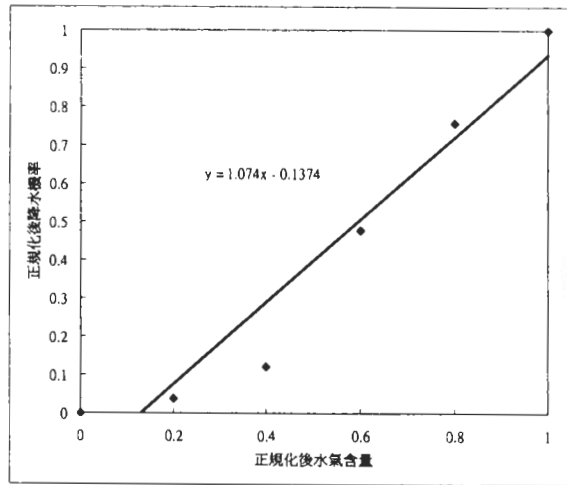


圖 23 同圖 19，但已將水氣含量(g/kg)與降水機率正規化。

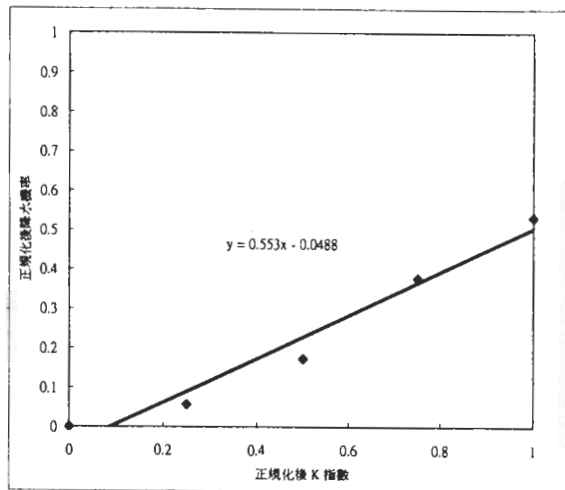


圖 24 同圖 20，但已將 K 指數與降水機率正規化。

或等於 5 時，在此主觀地以樣本數不足於予刪除。例如當水氣含量介於 3 ~ 4 g/kg，降水機率爲 61.637%，K 指數介於 20 ~ 25，降水機率爲

表七 2003年6~9月441個測試點KI與wv之分布圖，與各種狀況下預測降水機率及其準確率。預測降水機率/(準確率)。

	52.4/()	57.9/()	63.5/()	69.0/()	74.5/()	80.0/()	85.6/()	91.1/()
5	39.5/()	45.0/()	50.6/()	56.1/()	61.6/(92.9)	67.2/(90.8)	72.7/(81.9)	78.21/()
4	26.6/()	32.1/()	37.7/()	43.2/()	48.7/(90.1)	54.3/(98.7)	59.8/(99.8)	65.3/()
3	13.7/()	19.3/()	24.8/()	30.3/(74.2)	35.9/(77.7)	41.4/(72.6)	46.9/(76.2)	52.4/()
2	0.8/()	6.4/()	11.9/(88.1)	17.4/(89.7)	23.0/(81.1)	28.5/(75.9)	34.02/()	39.6/()
1	0/()	0/(100)	0/(100)	4.5/(95.5)	10.1/()	15.6/()	21.1/()	26.7/()
0								

K 指數

29.68%，帶入上述降水機率方程式可得預報降水機率為48.73%，而水氣含量介於3~4 g/kg、K指數介於20~25的實際樣本有18個，發生對流降水有佔7個，則實際降水機率為38.89%，在此準確率定義為

$$\text{準確率} = 100\% - |\text{預報降水機率} - \text{實際降水機率}|$$

即100%減去兩者的差值(即預報不準，9.84%)，所以此例子的準確率為90.16%，整體的準確率則為各個組合準確率之平均，為87.36%。

五、結 論

夏季午後的熱對流常常又快又急，在台灣地區附近洋面缺少傳統探空資料的情形下，利用衛星輻射資料反演大氣的溫濕垂直剖面，進而加以應用是一門很重要的課題。本研究利用2003年NOAA15早上通過台灣附近上空所觀測得的輻射值反演溫濕剖面，並透過衛星反演值與傳統探空觀測值的比較，統計分析原始程式套反演的系統性誤差並進而建立修正模式。結

果顯示：大氣溫度(露點)的均方根誤差及相關係數分別為2.47(4.43)、2.18(3.13)、1.76(5.07)、1.97(5.73)、2.05°C(3.73°C)及0.83、0.82、0.71、0.76、0.67。在溫度方面，雲覆蓋量小於50%的情況下誤差皆可控制在約2°C，均方根誤差平均約2.0K，標準差約0.5°C，雲覆蓋量大於50%的情況下除在較低層(1000、850、700 hPa)外，其餘也可控制在約2°C；在露點方面，雲覆蓋量小於50%的情況下皆在5°C內，均方根誤差平均約4.3°C，標準差約0.9°C，雲覆蓋量大於50%的情況下最高也不超過6°C，這樣的結果與國際上做溫溼度垂直剖面的結果相較，其結果相當不錯。

利用修正後所得新的垂直溫濕剖面加以計算穩定指數，因大氣穩定指數需依地區不同而調整，本研究也建立一個適合台灣地區的大氣穩定指數(K指數)與雷雨發生機率對照表，並與500 hPa水氣資訊配合，判斷對流胞生成與否，其結果顯示：對流的發展不只需要充足的水氣供應，亦需要不穩定的大氣環境配合，兩者是

缺一不可。本研究利用 2003 年 6 ~ 9 月 441 筆樣本數反演計算出大氣穩定度，配合水氣資訊做對流降水出現與否的預報參考，其準確率約 87.36 %，此結果顯示本研究之指數確可提升午後熱對流的預報能力。

本研究利用 NOAA 衛星進行大範圍溫度、露點及大氣穩定度的估算，除彌補了傳統探空資料在時間和空間上的不足，也再一次證明衛星資料在夏季午後對流潛勢條件診斷分析上之可用性。由於對流降水的發生不單單只是大氣穩定度和水氣含量所能完全解釋，未來若加入輻散場、風場及垂直風切等氣象因子的考量，預期可以在預測對流降水的準確度上有更好的結果。

致 謝

本文的順利完成首先要感謝國立中央大學太空及遙測研究中心劉振榮教授提供的寶貴意見和精闢的見解、中央氣象局與空軍氣象中心提供的衛星資料和傳統觀測資料。另外本研究是在國科會編號 NSC93-2625-Z-072-003、NSC93-2625-Z-072-004 與 NSC93-2111-M-072-001-AP2 部分計劃經費補助下完成，在此也要一併表達感謝之意。

參考文獻

- 林則銘，1975：危害飛行氣象因素客觀預報之研究-雷雨部分-，空軍氣象聯隊研究報告第 001 號
- 陳萬金，1994：AVHRR 資料在 ATOVS 反演大氣垂直溫濕剖面之應用。國立中央大學大氣物理研究所博士論文，p.8-25、p.41-51。
- Aires, F., C. Alain, A. S.Noëlle, and B. R. William, 2001: A Regularized Neural Net Approach for Retrieval of Atmospheric and Surface Temperatures with the IASI Instrument. *Journal of Applied Meteorology*, **41**, No. 2, pp. 144-159.
- Beebe, R. G., 1958 : Tornado proximity soundings. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 195-201.
- Bluestein, H. B., 1993 : Observations and Theory of Weather Systems. Vol. 2. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes*, Oxford University Press, 594 pp.
- Burpee, R. W., 1979 : Peninsula-scale convergence in the south Florida sea breeze. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 852-860.
- and L. N. Lahiff, 1984 : Area-average rainfall variations on sea breeze days in South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 520-534.
- Byers, H. R., and H. R. Rodebush, 1948 : Causes of thunderstorm of the Florida peninsula. *J. Meteor.*, **5**, 275-280.
- Carlson, T. N., S. G. Benjamin, G. S. Forbes, and Y. F. Li, 1983 : Elevated mixed layers in the regional severe storm environment : Conceptual models and case studies. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1453-1473.
- Cifelli, R., L. Carey, W. A. Petersen, and S. A. Rutledge, 2004 : An Ensemble Study of Wet Season Convection in Southwest Amazonia: Kinematics and Implications for Diabatic Heating. *Journal of Climate*, Vol. 17, No. 24, pp. 4692-4707.
- Colby, F. P., Jr., 1984 : Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2239-2119.
- Cooper, H. J., M. Garstang, and J. Simpson, 1982 : The diurnal interaction between convection and peninsular-scale forcing over south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 486-503.

- Feltz, W. F., W. L. Smith, R. O. Knuteson, H. E. Revercomb, H. M. Woolf, and H. B. Howell, 1998 : Meteorological applications of temperature and water vapor retrievals from the ground-based Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 857-875.
- Feltz, W. F., W. L. Smith, R. O. Knuteson, H. E. Revercomb, H. M. Woolf, and H. B. Howell, 2002 : Near-Continuous Profiling of Temperature, Moisture, and Atmospheric Stability Using the Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI). *J. Appl. Meteor.*, **42**, 584-597.
- Frank, N. L., and D. L. Smith, 1968 : On the correlation of radar echoes over Florida with various meteorological parameters. *J. Appl. Meteor.*, **7**, 712-714
- , P. L. Moore, and G. E. Fisher, 1967 : Summer shower distribution over the Florida peninsula as deduced from digitized radar data. *J. Appl. Meteor.*, **6**, 309-316.
- Gentry, R. C., 1950 : Forecasting local showers in Florida during the summer. *Mon. Wea. Rev.*, **78**, 41-49.
- and P. L. Moore, 1954 : Relation of local and general wind interaction near the sea coast to time and location of air-mass showers. *J. Meteor.*, **11**, 507-511.
- Halverson, J. B., T. Rickenbach, B. Roy, H. Pierce, and E. Williams, 2002 : Environmental characteristics of convective systems during TRMM-LBA. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1493-1509.
- Henry E. F. and G. B. David, 1994 : The Preconvective Environment of Summer Thunderstorms over the Florida Panhandle. *Weather and Forecasting*, **9**, 316-326.
- King, J. I. F., 1956 : The radiative heat of planet Earth. In "Scientific uses of Earth satellites", 133-136, Univ. of Michigan press, Ann Arbor.
- Li J., W. Wolf, W. P. Menzel, W. Zhang, H.-L. Huang, T. H. Actor, and H. M. Woolf, 1999 : International ATOVS processing package : The algorithm development and its application real data processing. *Technical Proceedings of the Tenth International TOVS Study Conference*.
- Ma, X. L., T. J. Schmit, and W. L. Smith, 1999 : A nonlinear physical retrieval algorithm—Its application to the GOES-8/9 sounder. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 501-513.
- Menzel, W. P., F. C. Holt, T. J. Schmit, R. M. Aune, A. J. Schreiner, and D. G. Gray, 1998 : Application of GOES-8/9 soundings to weather forecasting and nowcasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2059-2077.
- Petersen, R. A., W. F. Feltz, J. Schaefer, and R. Schneider, 2000: An analysis of low-level moisture-flux convergence prior to the 3 May 1999 Oklahoma City tornadoes. Preprints, *Proc. 20th Conf. on Severe Local Storms*, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc., 619-621.
- Petersen, W. A., S. W. Nesbitt, R. J. Blakeslee, R. Cifelli, P. Hein, and S. A. Rutledge, 2002 : TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. *J. Climate*, **15**, 1278-1294.
- Sanders, F., 1986 : Temperatures of air parcels lifted from the surface : Background, application, and monograms. *Wea. Forecasting*, **1**, 190-205.
- , and D. O. Blanchard, 1993 : The origin of a severe thunderstorm in Kansas on 10 May 1985. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 133-148.
- Sibson, R., 1981, " A Brief Description of Natural Neighbor Interpolation " , Interpreting Multivariate Data, V. Barnett editor, John Wiley and Sons, New York, p.21-36.
- Silvia D., M. A. F., and Coauthors, 2002 : Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8072, doi:10.1029/2001JD000335.

- Smith, D. L., 1970 : The application of digitized radar data to the prediction of summertime convective activity in coastal regions. *Proc. 14th Conf. Radar Meteor.*, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc., 347-352.
- Turner, D. D., W. F. Feltz, and R. A. Ferrare, 2000 : Continuous water vapor profiles from operational ground-based active and passive remote sensors. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1301-1317.
- Ulanski, S. L., and M. Garstang, 1978 : The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I : Observation and analysis. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1047-1062.
- Watson, A. P., and D. O. Blanchard, 1984 : The relationship between total area divergence and convective precipitation in south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 673-685.
- , R. L. Holle, R. E. Lopez, R. Ortiz, and J. R. Nicholson, 1991 : Surface wind convergence as a short-term predictor of cloud-to-ground lightning at Kennedy Space Center. *Wea. Forecasting*, **6**, 49-64.
- Wayne F. F. and R. M. John, 2002 : Monitoring High-Temporal Resolution Convective Stability Indices Using the Ground-Based Atmospheric Emitted Radiance Interferometer (AERI) during the 3 May 1999 Oklahoma-Kansas Tornado Outbreak. *Weather And Forecasting*, **17**, 445-455.
- Williams, E., and Coauthors, 2002: Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi : 10.1029 / 2001JD000380.
- Yen, T. C. and H-J. S. Wang, 1986 : A preliminary Study of TOVS retrieval in Taiwan, R.O.C.. *Technical Proceedings of third International TOVS Study conference*. Madison, Wisconsin, 18-22 August, 1986, 332-338.

A Preliminary Analysis in Potential Environment of Convections in the Summer by Using Satellite Data

Ji-En Li¹ Chung-Chih Liu¹ Chun-Chieh Chao¹ Nan-Ching Yeh²

¹The Weather Wing, Republic of China Air Force

²Institute of Space Science, National Central University

(Manuscript received 10 March 2004 ; in final form 22 July 2005)

ABSTRACT

Intense convections often occur over the Taiwan area during the afternoon in summer. The relevant mechanisms of this weather system are strongly attracts the attention of meteorologists and forecasters. Since the development of the afternoon convection is very rapid usually, the traditional observations can not provide an early warning, which often results in serious damages to the environment and livelihood of people. Due to the lack of traditional radiosonde observations, it is very important to emphasizes the applications in satellite monitoring. The major purpose of this research is to establish a method for the polar-orbiting NOAA-15 satellite to retrieve the profiles of temperature and dew

point near the Taiwan areas, then we apply this result in the analysis of convection's environment during the afternoon in summer.

The results show that the root mean square errors and correlation coefficients of temperature (the dewpoint) are 2.47 (4.13) · 2.18 (3.13) · 1.76 (5.07) · 1.97 (5.73) · 2.05 (3.73) and 0.83 · 0.82 · 0.71 · 0.76 · 0.67 respectively. Besides, we utilize the NOAA satellite data to derive the distribution of the atmospheric stability and moisture at 500 hPa around Taiwan areas. It shows that the enough atmospheric moisture content and the degree of stability are both important to convective systems' genesis during the afternoon in summer. Moreover, a model to predict the possibility of convection over the Taiwan areas during the afternoons of summer were proposed by using satellite data. It can be applied to predict if convections will appear.

Key words: Profile of temperature (dew point), Atmospheric instability, Moisture content