

AMSU 分析颱風參數的方法 及個案分析之測試

周鑑本¹ 黃清勇²

王光華¹ 葉天降¹ 胥立南¹

¹中央氣象局

²國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十三年二月二日投稿；中華民國九十四年十月二十五日定稿)

摘 要

自 1998 年 5 月 13 日發射升空的 NOAA-15 號繞極軌道衛星，其所載的 The Advanced Microwave Sounding Unit(AMSU)是新一代的微波探空儀器，由於 AMSU 較原先的 Microwave Sounding Unit(MSU)於水平及垂直解析度，都有長足的改進，而且微波比較不受雲雨的阻擋，因此可以用於反演颱風的氣象參數。由以往的研究結果顯示，颱風中心的增溫與最大風速及颱風中心氣壓存在著線性關性。並且由衛星資料反演得到的氣溫垂直分布，經由梯度風平衡公式可推導出颱風的梯度風場。輻散輻合風場可利用 Omega 方程式與連續方程，和大氣垂直速度場一併求得，在 Omega 方程中的非絕熱加熱項可用 AMSU 的頻道估算降雨率而求得，邊界層的磨擦項，可使用適當的參數化加以描述。本文建立一個分析溫度場及颱風風場結構的計算程式，利用中央氣象衛星中心所接收的 AMSU 資料對海燕及納莉兩個颱風進行個案分析。就海燕颱風而言，最大風半徑隨著高度向颱風中心外側傾斜，符合成熟颱風的典型特徵，此外由於海燕颱風處於緯度較高的地方，受到高層西風帶的影響，颱風中心呈現高層向東北傾斜現象。相較於海燕颱風，納莉颱風的環流水平尺度較小，颱風中心並無傾斜的情形，反演得到的風場，與測站觀測比對，也有良好的契合，基本上而言，AMSU 資料確可提供颱風三維溫度及風場之結構分析。

關鍵詞：微波，颱風，溫度剖面反演，亮度溫度

一、前言

颱風是經常發生於西太平洋的夏季，對台灣地區常常造成重大的天然災害，然而颱風的生成與發展，大部分發生在缺乏觀測的大洋之上，因此衛星觀測資料，對颱風的監測與分析，扮演重要的角色。長期以來衛星資料運用於颱風的觀測與分析時，由於地球同步衛星較太陽同步低軌繞極衛星具有掃描範圍大，並對同一地區掃描頻率高的特性，例如 Geostationary Meteorological Satellite 5 (GMS-5) 衛星每小時掃描一次，因此長期以來用於分析颱風的衛星資料，主要依賴地球同步衛星的觀測。然而使用繞極軌道衛星觀測颱風的研究也有一定的成就，Dvorak (1973, 1975) 發展出估計颱風強度的方法，就是使用繞極軌道衛星的可見光資料，這個方法主要是以颱風中雲的形態、曲率、螺旋帶等特徵及雲形態的逐日變化，作為判斷颱風目前所處的發展階段，這個方法日後推廣至地球同步衛星的紅外頻道觀測。

微波觀測較紅外線觀測而言，對雲雨具有較高的穿透性，比較利於觀測雲雨區之大氣狀態，且微波觀測除了可以反演溫度、溼度剖面外，也可觀測雲中的液態水、冰晶、降雨及海面風速等，因此利用微波的資料分析颱風是一個可行的方向。如，Rosenkranz *et al.* (1978) 首次以微波資料觀測到颱風的中心增溫；Kidder *et al.* (1978, 1980) 指出微波資料中顯示的颱風中心增溫與颱風中心氣壓與外圍風場有關連性；Velden and Smith (1983), Velden (1989) 與 Velden *et al.* (1991) 以 Microwave Sounding Unit (MSU) 的亮度溫度與由 MSU 反演得到的 250hPa 的大氣溫度來估計颱風強度與中心氣壓，並與其它飛機觀測比較發現結果有良好的一致性。另，

也有學者利用微波觀測亮度溫度的梯度與 500mb 風場的關聯性 (Grody *et al.* 1982)。美國 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 所屬 NOAA-15 號衛星自 1998 年 5 月 13 日發射升空後，其上所載的新一代微波探空儀器 Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)，較之前的 MSU 具有更高的水平與垂直解析度。這提供一個好的機會對於颱風的觀測而言，尤其是颱風的生成與發展，大部分皆源於熱帶的洋面，而這些地區缺乏觀測的資料，須要依賴衛星觀測作為輔助。

在西太平洋地區，颱風的觀測主要是依賴地球同步衛星如過去 GMS-5 衛星的影像，但地球同步衛星上的紅外線影像，往往受限於紅外線觀測頻道之特性，不能提供三維的大氣溫度資料，因此在處理數值預報初始場時，並未發揮積極的角色，使得颱風路徑數值預報模式，常須要透過人為之處理，加入適當之渦漩，模式初始場才能具有較佳的颱風風場結構。在過去的研究中顯示，正確的初始渦旋場，可以改善颱風的強度與路徑預報，尤其是對 24 小時的預報，例如 Serrano and Uden (1994) 和 Kurihara *et al.* (1993)，以及葉等 (1999) 論文所述，而 AMSU 的觀測具有 20 個頻道，可提供三維的溫度場，因此有機會提供颱風中心增溫現象的觀測；找出颱風中心位置；在假設颱風中靜力平衡仍然成立，及假設颱風的風場是處於梯度風平衡的狀態，求出旋轉風量，並使用 Omega 方程求得垂直及輻合輻散的風場分量，找出颱風風場的三維結構；另外也可提供做為數值預報模式颱風初始值時一個參考的選擇。

本文第二節介紹資料特性與分析的方法，第三節介紹颱風個案分析結果與討論，最後一節為結論。

二、方 法

AMSU 是新一代的微波探測儀器，他取代 NOAA 系列衛星原先的 MSU 微波探測儀器，擴充原有 4 個頻道的微波探測儀器，成為 20 個頻道，水平解析度也有改進。這 20 個頻道可分為三組，AMSU-A1、AMSU-A2 和 AMSU-B。AMSU-A1 與 AMSU-A2 可合併稱為 AMSU-A，其星下點的水平解析度為 48km。AMSU-B 的星下點解析度為 16km。AMSU-A1 包括了 12 個頻率在 50-60GHz 的氧氣吸收頻道及另一個 89GHz 頻率的觀測頻道，主要的功能是在探求大氣的溫度剖面。AMSU-A2 包含了 23.8 與 31.4GHz 兩個頻道，可用於反演總可降水量與雲中液態水含量。合併 AMSU-A1 中的 89GHz 觀測頻道，可求取降雨率、雪的覆蓋與海冰。AMSU-B 主要包括三個在 183GHz 附近的水汽頻道，可求取水汽的垂直分布，另外兩個頻道的頻率分別為 89GHz 與 150GHz，主要可偵測降水。

若以 AMSU 的頻道反演大氣的溫度垂直分布，因為 AMSU 的亮度溫度與大氣溫度之間有近似線性的對應關係，因此大氣的溫度垂直分布可以 AMSU 亮度溫度的線性組合來表達 (Janssen 1993；Zhu *et al.* 2002)，其公式如下：

$$T(p) = C_o(p, \theta_s) + \sum_{i=1}^n C_i(p, \theta_s) T_b(\nu_i, \theta_s) \quad (1)$$

其中 p 是代表氣壓， θ_s 是衛星掃描的角度， ν_i 是代表衛星觀測頻道 i 的頻率， T_b 是 AMSU 的觀測亮度溫度。統計迴歸係數 C_o 與 C_i 的求法，須收集大量的大氣溫度垂直分布及與其對應的衛星觀測進行計算，也可以由收集所得真實的大氣觀測剖面資料，與以此剖面資料經輻射模式模擬相對應之衛星觀測而來。

在進行計算迴歸係數之前，有一個問題是，所使用的 AMSU 觀測亮度溫度，是否要經過臨邊修正的處理，因為 AMSU 一條掃描線共有 30 個掃描點，因此有 15 個不同的掃描角度，使得在星下點的衛星觀測與其它掃描角度的衛星觀測，會因光程的變化，而造成即便是相同的大氣剖面，也會有不同的衛星觀測值。故於作統計迴歸時，必須將不同掃描角度的觀測值，修正至如同其在星下點觀測之值，這個過程稱之為臨邊修正。不然就是要採取分不同角度，作屬於該角度的一套迴歸統計係數。Kidder *et al.* (2000)曾指出，採用分不同角度作迴歸統計，可能造成反演所得的大氣溫度垂直分布，具有不同角度的偏倚誤差存在。然而作臨邊修正的過程，事實上也可能在衛星資料之中累積誤差，而引起反演結果的誤差 (Eyre 1989)，所幸的是 Kidder *et al.* (2000)以經臨邊修正後之資料所作的反演結果，在大部分的地區誤差均方根小於 1.75K；而採分角度不同做統計迴歸反演係數，所得的反演結果，其誤差均方根也小於 1.5K (Zhu *et al.* 2002)，由反演結果誤差分析可知，二者之精確度十分相近，本文公式(1)中所採用的係數沿用 Zhu *et al.* (2002)的結果。

雖然 AMSU 的觀測具有穿透雲層的能力，但是仍會受到大水滴的干擾，因此如 Zhu *et al.* (2002)所述，會造成在反演颱風內部溫度垂直分布時，在颱風眼牆 700hPa 以下的地區，溫度過冷的現象，因此在反演颱風雲雨較大之地區，頻道 3-5 不可使用，而只能用頻道 6-11 來進行反演溫度剖面。

當溫度的垂直分布由 AMSU 資料反演得到之後，在假設靜力平衡及梯度風平衡成立的

情形下，可以由已知的溫度場推算出二維與三維的梯度風場。首先介紹二維梯度風推導方式，由於 AMSU 求出的溫度場在 50hPa 以上的資料可能具有較大的誤差，而 1000hPa 的資料，因為在颱風中心附近 1000hPa 往往在海平面以下，因此 50hPa 以上及 1000hPa 的溫度資料不採用。由 AMSU 所反演得到的溫度場導出二維梯度風的計算步驟主要參考 Kidder et al. (2000)。

首先將溫度垂直分布的探空資料，計算成颱風半徑與氣壓的函數，主要是將各氣壓層的溫度資料，內插到以颱風為中心的徑向網絡上。網絡的距離為 25km，內插的方式，採用簡單的高斯權重，其公式如下：

$$T_i = \sum W_k T_k / \sum W_k \quad (2)$$

其中 T_i 是在徑向網絡 r_i 的所求溫度， T_k 是第 k 個觀測溫度，而該觀測點的權重 W_k 定義如下：

$$W_k = \exp[-(r_i - r_k)^2 / r_e^2] \quad (3)$$

其中 r_e 是決定權重函數平滑度的參數，在此設定為 30km， r_k 是該觀測點距颱風中心的距離。

接下來，以由上所得的二維溫度場，其橫坐標是颱風中心到外圍的距離，縱坐標是氣壓層，作靜力平衡方程的積分，以求得各氣壓層的重力位。由於 AMSU 並未求出海平面氣壓與海溫，在此以區域數值天氣預報模式所提供的海平面氣壓與海溫為之。由於在距離颱風中心最外圍的氣象變數受到颱風影響較小，因此區域數值天氣預報模式所提供的海平面氣壓與海溫，具一定的準確度。一旦海平面氣壓與海溫決定之後，各氣壓層的溫度又由 AMSU 反演所提供，則最外圍的各氣壓層的重力位，可利用靜力方程積分求得，積分過程由下往上，直到

50hPa 的重力位高度求出為止。然後假設 50hPa 不受颱風的影響，因此，此層的重力位在所有的徑向半徑上是一常數，故當 50hPa 氣壓層的重力位高度決定後，每一個徑向網絡點的各層重力位可由 50hPa 向下積分得到，最後使用梯度方程求出風場隨氣壓半徑變化的情形，詳見 Holton(1992)第三章。在此訂定颱風中心的方法是以 250hPa 處最高異常溫度的所在位置行之。

當由 AMSU 資料反演得到溫度場後，除了如上所述，推導二維的梯度風隨氣壓層、颱風半徑變化以外，也可以經由梯度風平衡方程推導出三維的旋轉風場，其關係為：

$$f\nabla^2\psi + 2(\psi_{xx}\psi_{yy} - \psi_{xy}^2) + \psi_x f_x + \psi_y f_y = \nabla^2\phi \quad (4)$$

其中 ψ 是流函數， ϕ 是重力位高度， f 是科氏力參數， ∇ 是二維梯度運算子。當重力位 ϕ 為已知時，在橢圓方式條件滿足下，可以求得流函數 ψ ，當流函數求得後可以推導出三維的旋轉風量。因此，由反演的溫度場，推導出三維旋轉風量，其計算過程與計算二維的情形類似，首先找出頂層或底層的氣壓與重力位場，由 AMSU 反演得到的溫度場，以靜力平方程求得各氣壓層的重力位高度，再由公式(4)與邊界條件求出流函數，最後由流函數算出風場。

由 AMSU 反演溫度場，經由靜力平衡方程，積分得到重力位場方法有二種，一是由上往下積分，另一種是由下往上積分。在由上往下積分的過程，假設 50hPa 的重力位場，在颱風的上層並未受到嚴重的擾動，故其重力位場與颱風週圍環境的重力位場一致。而週圍環境 50hPa 重力位場可由預報場或衛星反演的溫度場

與預報場之地表氣壓由下往上積分得到。而在由下往上積分的方法中，一個合理設定底層條件的方法是採用 Holland(1980)所設計的公式：

$$p_{SFC} = p_{CEN} + (p_{ENV} - p_{CEN}) \exp(-A/r^B) \quad (5)$$

其中 p_{SFC} 是海平面氣壓， p_{CEN} 是颱風中心氣壓， p_{ENV} 為環境氣壓， r 為至中心之距離， A 、 B 為經驗常數，可由颱風最大風速，最大風速半徑及中心與環境溫度差等參數決定(Kidder et al. 2000)。在本次計算過程中採用由上往下積分的方法，因為雖然這個方法，可能因為反演溫度場的誤差造成下層氣壓場的不準確，因此 Zhu et al. (2002) 選擇採用由下往上積分的過程。但是就理論上而言，由上往下積分的方法不須經驗公式，假設比較簡單，而且目前衛星遙測儀器的發展對上層大氣觀測具一定的能力，例如歐洲展期預報中心為配合 Advanced TIROS Operational Vertical Sounder 資料之使用將其預報模式頂層延伸到 0.1hPa，而最新的紅外線觀測儀器 Atmospheric Infrared Sounder 具有 2000 多個頻道，相信對颱風上層(雲雨區以上)及週圍(非雲雨區)的觀測都能有效的改進。

當重力位場 Φ 決定後，可由公式(4)解出流函數 ψ ，須要注意的是公式(4)不能以典型的鬆弛法直接解出，因為解有時會不收敛，因此公式(4)須重新安排如 Zhu et al. (2002)所示：

$$\frac{1}{2}(\psi_{xx} + \psi_{yy} + f)^2 - \frac{1}{2}(\psi_{xx} + \psi_{yy})^2 - 2\psi^2_{xy} + (\psi_x f_x + \psi_y f_y) - (\Phi_{xx} + \Phi_{yy} + \frac{1}{2}f^2) = 0 \quad (6)$$

然後用連續過度鬆弛法解出流場 ψ ，邊界與初始的 ψ 設為零，當 ψ 被求出後，旋轉風場可由 $V = k \times \nabla \psi$ 得到。

為了求得輻散風場，採用 Tarbell et al. (1981)年所提出的方法，解出下列的 Omega 與連續方程

$$\begin{aligned} \nabla^2(\sigma\omega) + f\xi_a \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} &= f \frac{\partial}{\partial p} (V_\psi + V_x) \cdot \nabla \xi \\ &+ \frac{R}{P} (\nabla^2 V_\psi + \nabla^2 V_x) \cdot \nabla T \\ &- f \frac{\partial}{\partial p} (\xi \nabla^2 x) + f \frac{\partial}{\partial p} (\omega \frac{\partial \xi}{\partial p}) \\ &+ f \frac{\partial}{\partial p} (\nabla \omega \cdot \nabla \frac{\partial \psi}{\partial p}) \\ &- \frac{R}{C_p P} \nabla^2 Q + f g \frac{\partial^2}{\partial p^2} \nabla \times \tau \end{aligned} \quad (7)$$

$$\nabla^2 x + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (8)$$

其中 $\sigma = -(RT/P\theta)(\frac{\partial \theta}{\partial p})$ 是靜力穩定度， Q 是非絕熱加熱率， τ 是邊界磨擦應力， ω 是在以氣壓為垂直座標下的垂直風速， f 是科氏參數， ξ_a 是絕對渦度， ξ 是相對渦度， V_ψ 代表非輻散風量， V_x 代表輻散風量， T 為溫度， R 是氣體常數。上兩式可採用疊代的方法解 ω 與 V_x 。

在(7)式中非絕熱加熱項 Q 的求取方法，是由 AMSU 資料導出的降雨率推導而來的，在推導降雨率時，首先求出雲中液態水含量，這個方法是源自於處理 Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)的資料，因為 SSM/I 的掃描角度每一個點都相同，而 AMSU 的是隨掃描點而變化的，而且 SSM/I 的觀測頻道的頻率與 AMSU 不相同。因此，為了處理 AMSU 資料作了適當的修正，基本上此法考慮不同頻

率的差異與因掃瞄角度不同引起地表放射率與光程的變化(Grody *et al.* 2000)，雲中液態水 (CLW)的公式如下：

$$CLW = \cos\theta \{D_0 + D_1 \ln[T_s - T_B(v_1)] + D_2 \ln[T_s - T_B(v_2)]\} \quad (9)$$

其中 $D_0 = 8.240[2.622 - 1.846\cos(\alpha)]\cos(\alpha)$ ， $D_1 = 0.754$ ， $D_2 = -2.265$ ， α 是掃瞄角度，詳見 Grody *et al.* (2001)。由雲中液態水 (CLW) 再經驗公式推導出降雨率 (R) 之大小：

$$R = 0.002(100CLW)^{1.7} \quad (10)$$

並由 Puri and Miller(1990)所敘述對流雲中垂直加熱分布，決定由降雨凝結釋放的加熱率的垂直分布。

在海面上動量由大氣傳到海上，因而在邊界層產生強烈的垂直風切，風切造成亂流的渦度應力，這些應力的垂直梯度產生磨擦的力量，這種表面的渦度應力 τ 可由 bulk aerodynamic 公式表達為：

$$\tau = C_D |\mathbf{V}_b| \mathbf{V}_b$$

其中 C_D 是拖曳係數 (drag coefficient)， \mathbf{V}_b 是向量 (u_b, v_b)， u_b 是在邊界條件中的東西向風速分量，

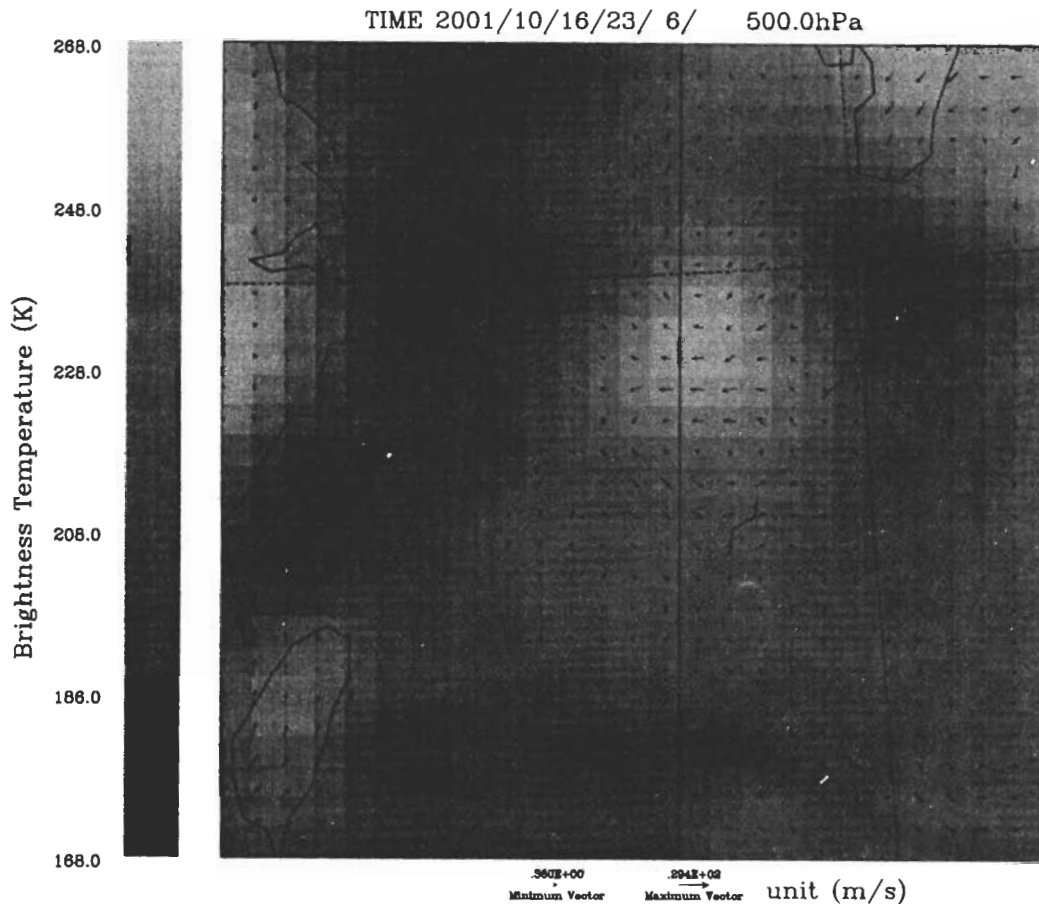


圖 1 海燕颱風 2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分的 AMSU 頻道 2 之雲圖，及 500hPa 處 AMSU 反演的旋轉風分量加輻散風分量之風場分布情形。

v_b 是在邊界層中的南北向風速分量， C_D 的定義採用 Shapiro(1983)與 Smith(2002)：

$$C_D = C_{D_0} + C_{D_1} |u_b|, \text{ 其中}$$

$$C_{D_0} = 1.1 \times 10^{-3} \text{ 而 } C_{D_1} = 4 \times 10^{-5}$$

當輻散風分量求到以後，加上旋轉風的分量，就可以求得水平風場的總量。

三、分析結果

首先是以海燕颱風 2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分的個案進行分析，因為此時海燕颱風大部分都被 NOAA-15 號衛星觀測到，如圖 1 所示。以下的分析結果是以溫度場在方位角平均的情形，也就是在高度與颱風半徑平面上的分析結果，而溫度反演是利用 NOAA-15 號上的 AMSU 頻道 6-11 來進行。圖 2 是因颱風引起的方位角平均溫度擾動，隨颱風半徑與氣壓層變化的情形。這裏溫度的擾動是以颱風內的溫度場與環境場之比較，此次實驗的環境場設定在距颱風中心 500 公里處。由圖二中可以發現 250hPa 層在颱風中心有明顯的暖區存在，這與其它颱風的觀測現象是吻合的，而且暖區明顯地向下層延伸。

圖 3 是梯度風隨颱風半徑與氣壓變化情形，由圖中可以看到最大風半徑約在 100 公里處，平均最大風速約 25m/s，就風場的結構而言，很明顯的可以看到下層的正渦旋存在，而高層存在著微弱的負渦旋，這與颱風其它的觀測比較而言是合理的。由圖中也可看到最大風半徑隨著高度有向外傾斜的現象，這是發展強烈颱風的典型特徵。由颱風中心到最大風半徑的風場結構都顯現出合理的結果，但是在颱風的外圍則不是十分的合理，可能的原因是梯度風的公式在此處並不十分適用。

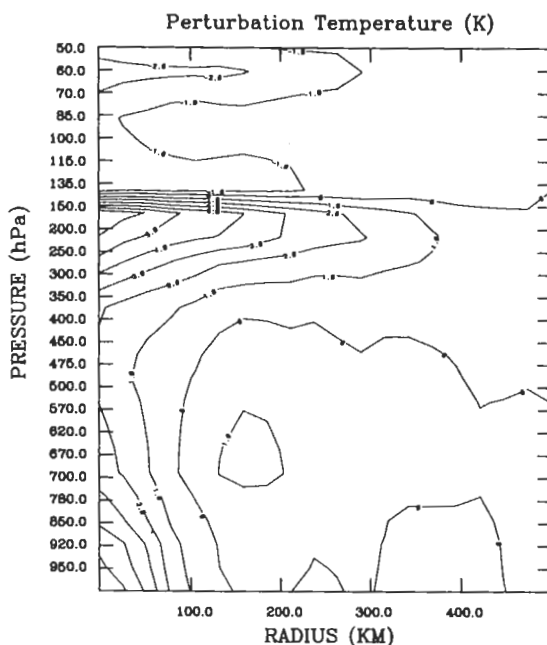


圖 2 圖 1 海燕颱風的環向平均溫度擾動隨半徑(橫向，左方為颱風中心)和氣壓層(縱向)之分布。

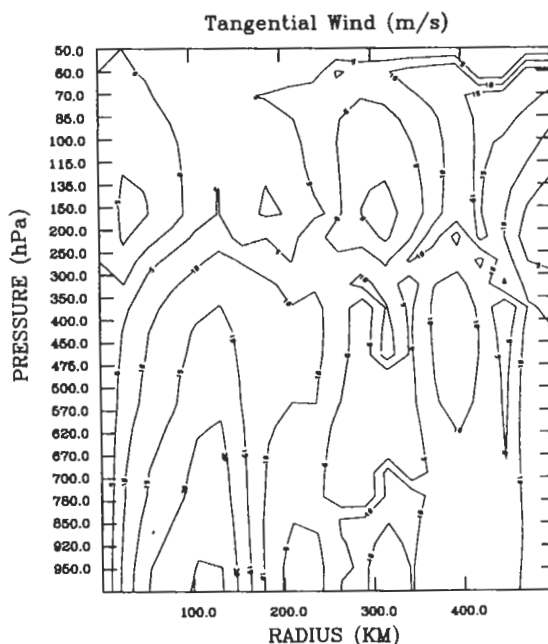


圖 3 圖 1 海燕颱風的環向平均梯度風隨半徑(橫向，左方為颱風中心)和氣壓層(縱向)之分布。

由颱風的中心增溫，可以經由經驗公式 (Kidder et al. 2000) 推出颱風最大風速。觀測時間在 2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分的海燕颱風，由 AMSU 求得的中心增溫為 6°K ，由經驗公式 (Kidder et al. 2000) 所推估得到的最大風速為 27.9m/s ，而由圖 3 中所看到的平均最大風速也達 25m/s ，由於這是方位角平均值，因此，低於局部最大風速是合理的。另外由經驗公式也可經由颱風中心增溫推估出中心最低氣壓，在 2001 年 10 月 16 日 23 時 06 分的海燕颱風所估出的中心氣壓為 984.7hPa ，若假設颱風氣壓分布隨

半徑增加而呈指數遞增，由此也可推估出海面氣壓的分布情形。值得注意的是，Kidder et al. (2000) 的經驗公式是經由個案統計而得，本身也有其誤差存在。

另一個分析的個案是 2001 年 9 月 14 日 23 時 34 分的納莉颱風的分析結果，這個颱風由衛星觀測得到的中心增溫是 5.8°K ，最大風為 27.3m/s ，颱風的最低中心氣壓為 987.8hPa 。由衛星觀測的影像圖(圖 4)也可發現此一颱風的雲雨範圍不如海燕颱風(如圖 1)雲雨範圍大。因此這是一個比較弱的颱風，由其反演的環向平均

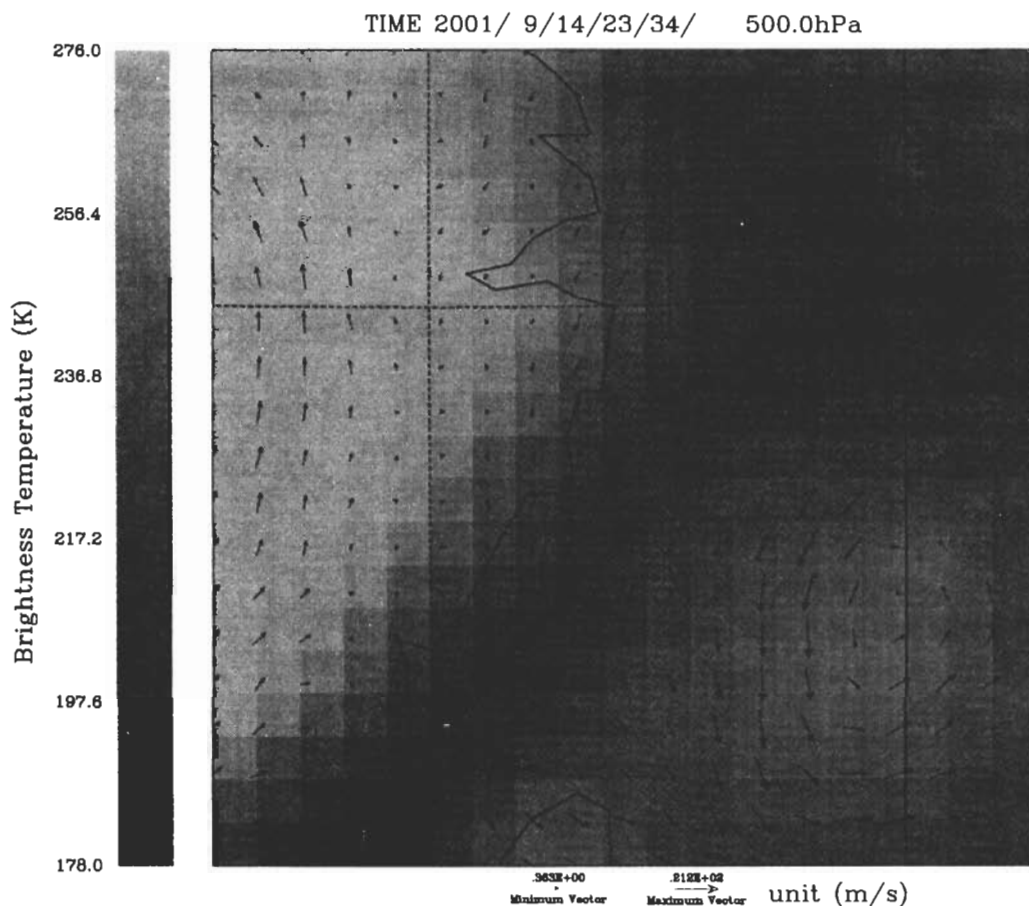


圖 4 納莉颱風 2001 年 9 月 14 日 23 時 34 分的 AMSU 頻道 2 之雲圖，及 500hPa 處 AMSU 反演的旋轉風分量加輻散風分量之風場分布情形。

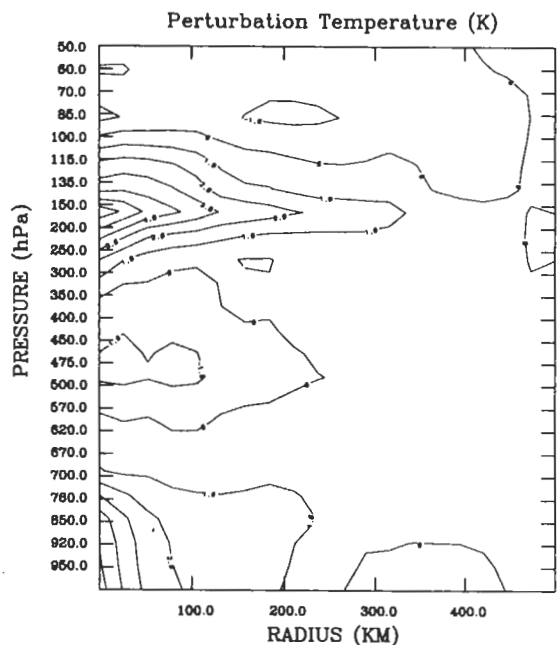


圖 5 如圖 2，但為圖四納莉颱風的環向平均溫度擾動。

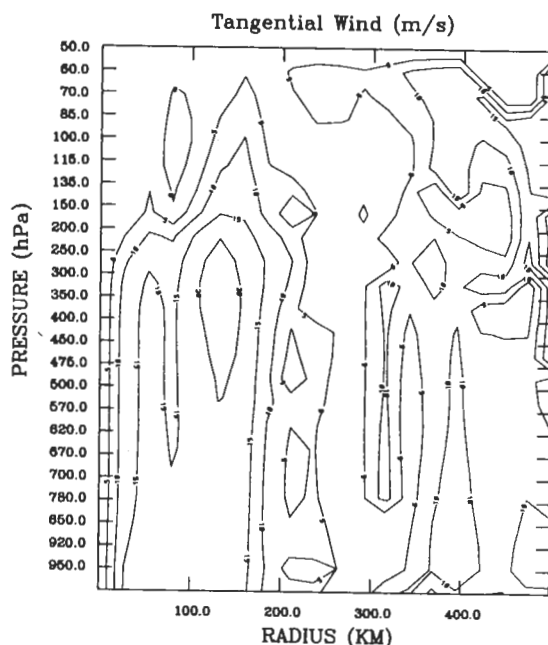


圖 6 如圖 3，但為圖四納莉颱風的環向平均梯度風。

溫度擾動(圖 5)可以看到，較弱的增溫在高層及低層，但是在 500-400hPa 之間有不合理的微弱低溫，形成的原因可能是，此時的颱風的中心增溫結構確實是在此處比較不明顯，或者反演溫度受到其他參數(如水滴)所影響，而產生較環境溫度為低的情形。值得注意的是，目前的反演方法，其反演所得氣溫垂直分布，如前所述，其誤差約在一度左右，這是仍需進一步改善的地方。另外觀察平均梯度風，如圖 6 所示，切線風隨由颱風中心向外逐漸增強，最大風半徑約在 100KM 處，基本上顯示出颱風環流的結構，因此雖然 AMSU 的水平解析度為 48 公里，但對於此一颱風的觀測仍有一定的參考價值。

對於求取颱風二維溫度場與風場的分析方法而言，存在一些比較難以克服的問題，例如：事實上颱風的溫度與風場的結構並非是方位角

對稱的，颱風中心也可能發生傾斜，而造成上下層颱風中心不在同一地理位置上。而且本次的實驗以兩個颱風強度範圍不同的個案進行初步的分析，實驗中颱風中心的定位，是以反演所得大氣溫度垂直分布中 250hPa 處最大溫度處的經緯度為之。這都可能會受到衛星觀測解析度不足之故，而影響其精確度。此外在颱風發展的初期或微弱的颱風，可能發生中心增溫微弱或不明顯的現象，這些問題是需要進一步研究的。發展三維的分析方法可避免上述的問題，是另一個可以嘗試的方向。

以下討論由梯度平衡方程解出三維旋轉風的結果，圖 7 是圖 1 中海燕颱風中心增溫的南北剖面圖，剖面所在位置，如圖 1 中垂直實線所示，由圖 7 可以發現，海燕颱風的中心增溫，由 250hPa 向下延伸到 620hPa 還可達到 4°K，

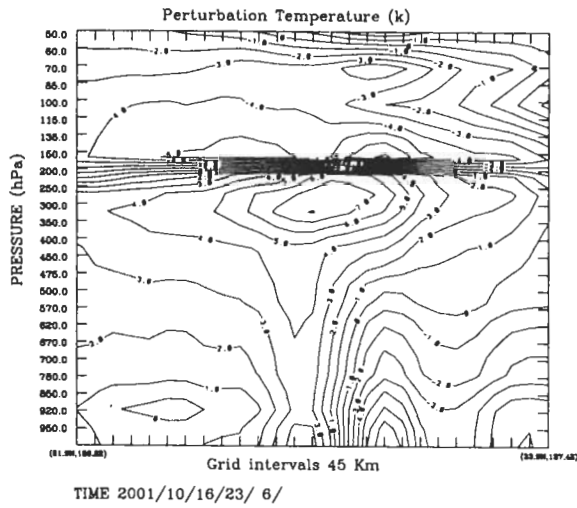


圖 7 圖 1 中海燕颱風中心增溫的南北剖面 (左南右北)。

而且中心增溫有向上向北傾斜的現象。圖 8 是與圖 7 同一切面的三維旋轉風分布的情形。由圖中可以看到，在 620hPa 以上的地區，風場的分布愈往上層愈向中心外圍傾斜，而在 620hPa 以上的地區，颱風強風分布的地區有向北偏移的現象，在 300hPa 附近有另一較強的風場環流。圖 9 與圖 10 是 850hPa 與 250hPa 處的旋轉風分

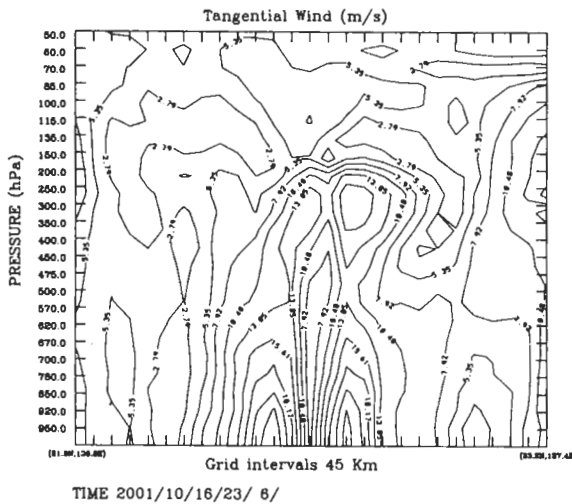


圖 8 圖 1 中海燕颱風的旋轉風場的南北剖面 (左南右北)。

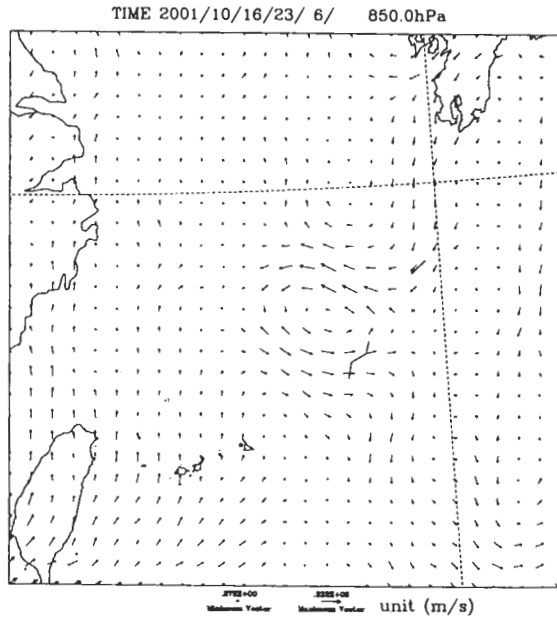


圖 9 海燕颱風由 AMSU 反演的旋轉風分量加輻散風分量之三維風場在 850hPa 處的分布情形。

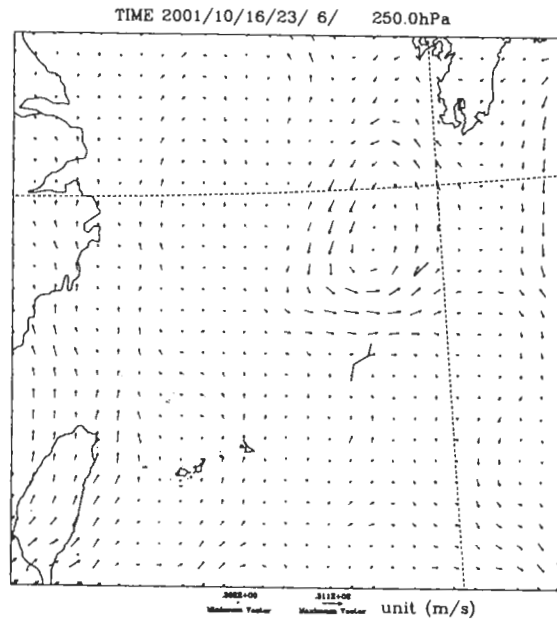


圖 10 如圖 9，但為在 250hPa 處。

量加輻散風分量的風場分布情形，由圖 9 中可以看到 850hPa 處颱風環流十分清楚其北方則有一個負渦旋的存在，而在圖 10 中可以發現其上

方(250hPa)颱風正渦旋所在的位置。比較圖 9 與圖 10 可以發現颱風的正渦旋有向東北傾斜的現象，颱風由低緯度往高緯度移動，逐漸受到中緯度西風帶的影響，高層颱風中心被平流離開原有的位置，而與颱風底層渦度中心分離。由綜觀天氣圖(圖略)可見，這時颱風在西風帶槽前的位置，高層的風為西南風，因此反演所得的颱風中心向東北傾斜，與綜觀尺度的環流顯示配合的。這樣的結果在定性上而言，顯示由 AMSU 分析所得的颱風參數，具有一定程度的參考價值。

圖 11 是圖 4 中納莉颱風中心增溫的南北剖面圖，剖面位置如圖 4 中垂直實線所示，由圖中可以看到納莉颱風中心增溫比較微弱且範圍較小，但是中心增溫的高度比海燕颱風高。海燕颱風似乎被壓制在 200hPa 以下。觀察納莉颱風的中心風場旋轉風分量的南北剖面，剖面位置如圖 4 中垂直實線所示，可以發現納莉颱風的風場比較微弱，環流的中心隨高度並無明顯的變化，如圖 12 所示。

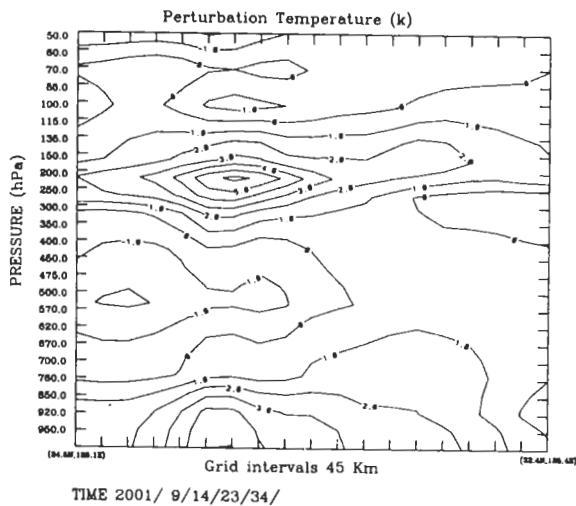


圖 11 2001 年 9 月 14 日 23 時 34 分納莉颱風中心增溫的南北剖面(左南右北)

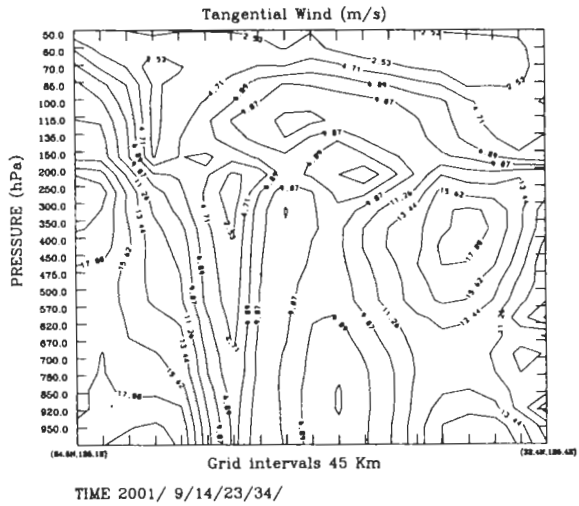


圖 12 如圖 11，但為旋轉風場的南北剖面(左南右北)。

納莉颱風在 2001 年 9 月 16 日 10 時 24 分接近台灣的北部，而且被 AMSU 觀測得到，因此我們亦分析此一個案，求取旋轉風分量與輻散風分量的三維風場，此時颱風的環流結構依然十分完整，且有增強的現象，由於暴風半徑涵蓋台灣，因此有測站探空資料可供比對。圖 13(a)是反演風場與板橋測站 2001 年 9 月 16 日 12 時探空風場隨氣壓層變化的情形。由圖中可以看到兩項觀測所得之風向與風速大小都有不錯的相關，由衛星反演所得風場探空各層平均風向量為 (4.6, -15.6) m/s；而測站探空各層平均風向量為 (3.6, -15.9) m/s。圖 13(b)如圖 13(a)，唯一不同的是比對花蓮的探空資料，由衛星反演所得風場探空各層平均風向量為 (15.7, -9.6) m/s；而測站探空各層平均風向量為 (5.7, -3.9) m/s。兩項觀測在花蓮各層平均之風量大小與風速的相關性不在如板橋，但在 700hPa 到 200hPa 之間仍有不錯的相關，如圖 13(b)所示。各層平均之風速與風向的相關性，花蓮不如板橋的原因，可能是地形的效應，

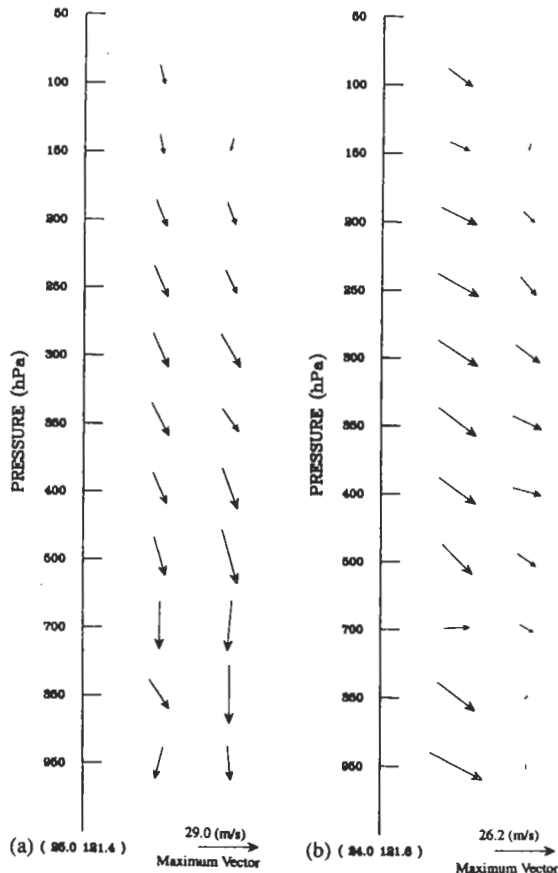


圖 13 圖(a)為板橋站(b)為花蓮站之探空觀測所得風場(右)與由 AMSU 反演所得風場(左)的比較。

因為衛星的風場是沒有考慮地形變化，所以在山後之背風區，往往估計所得風場有比較大差異，不過當颱風在洋面上的時候就不須考慮此一效應。另外須要提及的是兩項觀測的時間並非完全相同，這也可能造成差異。

衛星資料掃描的範圍除了颱風本身以外，也涵蓋了颱風的環境場，以後可以使用反演的衛星資料，加入初始化的過程，將環境場的因素也納入考慮。由以上的分析可以發現，NOAA-15 繞極軌道衛星上的微波頻道，確實可以提供 GMS 地球同步衛星紅外線觀測所不能提供的颱風相關資訊，相信對颱風預報作業可提

供一定程度的幫助。

四、結 論

由於微波觀測儀器較紅外線的觀測儀器具有更良好的穿透雲層的特性，因此它對劇烈天氣的掌握比紅外線儀器更具優勢。NOAA-15 號繞極軌道衛星上所載的 AMSU 先進微波探空儀較原先 NOAA-14 之前的微波探空儀具有更佳的水平與垂直解析度，因此運用此一觀測進行颱風參數分析的可行性大為增加。本文使用 AMSU 微波探空儀器對海燕及納莉颱風進行個案分析，藉由反演求得該兩颱風的上層增溫，並由增溫的大小透過統計資料的迴歸方程求得最大風速及最低中心氣壓等其它參數。另外也由反演溫度場及梯度風的相關係式可以推出颱風的梯度風，而輻散輻合風場則可利用 Omega 方程式與連續方程，和大氣垂直速度場一併求得，結果顯示由 AMSU 反演之各量場，在定性上與颱風的結構契合，而與探空資料的比對也可發現其定量分析的可信度，這些反演方法，可在作業或其它研究上應用。

基本上 AMSU 反演氣溫垂直分布的微波頻道，雖具有較佳的穿透雲層特性，但是仍會受到水相、冰相粒子的影響，這是一個須要克服的問題。而其窗區頻道對水相、冰相粒子的敏感度更佳，可用於雲中液態水含量、降雨率等參數之求取，進而求出垂直的加熱率。透過颱風上升氣流與垂直加熱關係，可提供上升氣流與徑向風的估計值，目前估算雲中液態水降雨率的方法適用於海面上的情形，對於陸上的情形需尋找另外適當的計算方法。水汽在颱風扮演重要的角色，對積雲的形成、海面水汽可感熱的交換都有影響，是颱風生成與強度維持的重要能量來源，AMSU 中的 AMSU-B 有三個

頻道可供水汽場反演之用，在本次實驗中因 AMSU-B 的資料不夠精確，因此未加以使用，希望在往後的實驗中能夠加入 AMSU-B 的頻道對水汽場分析。

致 謝

本文蒙美國馬里蘭大學 Da-Lin Zhang 教授與 Tong Zhu 之協助與指導，並承美國 National Environmental Satellite Data Information Service 的 Norman Grody 博士的協助，在此特誌謝意。此外並感謝美國威斯康辛大學 Allen Huang 博士的鼓勵，中央氣象局王時鼎顧問之討論，中央氣象局楊傳琮、廖美慧、王文隆、陳興漢、曾建翰、賈新興、李香蘭、潘琦、汪鳳如、黃康寧、吳倩雯、汪琮等同仁之協助與兩位審稿者的寶貴建議。

參考文獻

- 葉天降、陳得松、黃康寧、彭順台與謝信良，1999：颱風路徑數值預報模式初始處理：兩種方法對模式預測誤差之比較，*大氣科學*，**27**，171-189
- Dvorak, V. F., 1973 : A technique for the analysis and forecasting of cyclone intensities from satellite pictures. NOAA Tech. Memo. NESS 45, Washington, DC, 19pp.
- Dvorak, V. F., 1975 : Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420-430.
- Eyre, J. R., 1989: Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **115**, 1001-1237.
- Grody, N., F. Weng and W. C. Shen, 1982 : Observation of hurricane David (1979) using the Microwave Sounding Unit. NOAA Tech. Rep. NESS 88, Washington, DC, 52pp.
- Grody, N., F. Weng, and R. Ferraro, 2000: Application of AMSU for obtaining hydrological parameters in microwave radiometry and remote sensing of the Earth's Surface and Atmosphere, Edited by P. Pampaloni and S. Paloscia, VSP, Zeist, Netherlands, 339-351.
- Grody, N., J. Zhao, R. Ferraro, F. Weng and R. Boers, 2001 : Determination of precipitable water and cloud liquid water over oceans from the NOAA 15 Advanced Microwave Sounding Unit. *J. Geophysical Research.*, **106**, 2943-2953.
- Janssen, M. A., 1993 : Atmospheric remote sensing by microwave radiometry. Wiley Series in Remote Sensing, John Wiley and Sons, 572pp.
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C., Grody, and S. J. Kusselson, 2000 : Satellite analysis of tropical cyclone using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1241-1259.
- Kidder, S. Q., W. M. Gray, and T. H. Vonder Harr, 1978 : Estimating tropical cyclone central pressure and outer winds from satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1458-1464.
- Kidder, S. Q., W. M. Gray, and T. H. Vonder Haar, 1980 : Tropical cyclone outer surface winds derived from satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 114-152.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. Ross, 1993 : An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030-2045.
- Holland, G. J., 1980 : An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1212-1218.
- Holton, J. R., 1992: An introduction to dynamic meteorological, Third edition. Academic Press, 507pp.
- Puri, K., and M. J. Miller, 1990 : The use of satellite data in the specification of convective heating for diabatic initialization and moisture adjustment in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 67-93.

- Rosenkranz, P. W., D. H. Staelin, and N. C. Grody, 1978 : Typhoon June(1975) viewed by a scanning microwave spectrometer. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1857-1868.
- Serrano, E., and P. Uden, 1994 : Evaluation of tropical cyclone bogusing method in data assimilation and forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1523-1547.
- Shapiro, L. J., 1983: The asymmetric boundary layer under a translating hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1984-1998.
- Smith, R. K., 2002 : A simple model of the hurricane boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1-20.
- Tarbell, T. C., T. T. Warner, and R. A. Anthes, 1981 : An example of the initialization of the divergent wind component in a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 77-95.
- Velden, B., M. Goodman, and R. T. Merrill, 1991 : Western North Pacific tropical cyclone intensity estimation from NOAA polar-orbiting satellite microwave data. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 159-168
- Velden, C. S., 1989: Observational analysis of north Atlantic tropical cyclone from NOAA satellite microwave observation. *J. Climate Appl. Meteor.*, **28**, 59-70.
- Velden, B. and W. L. Smith, 1983: Monitoring tropical cyclone evolution with NOAA satellite microwave observations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 714-724.
- Zhu, T., D. L. Zhang, and F. Weng, 2002 : Impact of Advanced Microwave Sounding Unit measurements on hurricane prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2416-2432.

A Case Study on the Analysis of Typhoon Parameters Using AMSU Data

Chien-Ben Chou¹ Ching-Yuang Huang²
Peter Wang¹ Tien-Chiang Yeh¹ Lee-Nan Shee¹

¹Central Weather Bureau

²Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 02 February 2004 ; in final form 25 October 2005)

ABSTRACT

The Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) aboard the NOAA-15 platform launched in May 1998. The microwave can be used to retrieve the parameters of typhoon, because the obstructed effect of the cloud to the microwave is minor than to the infrared. And, the resolution of AMSU is better than the Microwave Sounding Unit (MSU) on board the earlier NOAA satellites. Previous studies showed that there are relationships between the temperature anomalies in the core of typhoon and other typhoon parameters such as the maximum wind speed, and the center surface pressure. The rotational winds component can be obtained by solving the nonlinear balance equations using the retrieval temperature from AMSU. The divergent wind component can be evaluated from the vertical velocity field that can be diagnosed by using the omega equation. The diabatic term in the omega equation was estimated from the rainfall rate that obtained from AMSU observations. The frictionally-induced convergence in the boundary layer was represented by a relevant parameterization. In this article we formulate a procedure to analyze the structure of temperature and winds in typhoon through AMSU observation. Two cases (typhoon Haiyan and Nari) have been presented. In the case of Haiya the radius of maximum wind slopes outward with height, which is typical of intense tropical cyclones. Because typhoon Haiyan move into midlatitudes, the center core of typhoon becomes tilted away from the vertical by the advection of upper level westerlies. In the case of typhoon Nari, the result showed that typhoon Nari is smaller horizontal scale compared with that of typhoon Haiya and the downshear tilt has not been found. Comparing the retrieved wind fields with the traditional observation showed that the retrieved wind fields are good match with the sounding profiles. Basically, the AMSU data can provide the temperature and wind structure of typhoon.

Key words: Microwave , Typhoon , Temperature profiles retrieval , Brightness temperature