

# 利用 AVHRR 資料辨識台灣鄰近地區之霧/低雲區

王光華

氣象衛星中心

廖美慧

氣象衛星中心

中央氣象局

## 摘 要

本研究嘗試以 NOAA 氣象衛星上所酬載之極精密高度解像輻射計 (AVHRR) 所獲得之多頻道紅外線影像資料, 利用霧/低雲 (Fog/low stratus) 在第三頻道 (3.55 - 3.93  $\mu\text{m}$ ) 及第四頻道 (10.3 - 11.3  $\mu\text{m}$ ) 之放射率差異的特性, 參照 Eyre et al (1984) 的方法, 推算出霧或低雲在此兩頻道亮度溫度之差值, 來偵測台灣鄰近地區之霧/低雲區分佈的範圍。但因 3.7  $\mu\text{m}$  紅外線頻道在白天會受到反射陽光的影響, 所以本研究主要是針對在夜間不受反射陽光影響的狀況下, 利用 AVHRR 第三頻道及第四頻道的特性來偵測出台灣及台灣鄰近地區之霧/低雲區。由研究結果得知, 利用衛星資料來偵測夜間台灣及台灣鄰近地區霧/低雲區之分佈區域及消散情形, 的確能有效且能即時掌握其水平分佈範圍、濃度及消散情況, 提供航海、航空、陸上交通等有關能見度測報的參考指標。但當霧/低雲區上空被中、高雲層遮蔽時, 此時衛星上之紅外線頻道所觀測到的輻射量, 是其上空的雲層所放射出來的輻射量, 因此無法觀測到下層的霧/低雲的分佈狀態, 因此本研究必須是在其上空沒有被中、高雲遮蔽的條件下, 其研究結果才可提供災害天氣的預報人員, 於從事能見度判斷時的一項參考指標。

## 一、前言

台灣位於太平洋西側與東亞大陸邊緣, 台灣本島及週邊海域屬於亞熱帶範圍, 具有海島型氣候特徵, 以平流冷卻作用對台灣附近海域霧區的生成影響最大, 主要發生於冬、春季節, 且集中在 2 至 6 月, 此時期正是台灣鄰近地區的多雨季節, 冷暖空氣交替頻繁 (蘇, 1998)。因為霧區的形成與存在會使大氣能見度降低, 視線受阻, 使陸上行車、空中飛航及海上航行遭受嚴重影響, 為危險天候狀況之一, 若能即時掌握霧區的動向, 建立海、陸、空交通預警及通報系統, 即能有效降低霧害所造成之損失。

但傳統霧區的測報, 僅依靠少數地面定點觀測站及海上航行船隻於不定點海域, 以人工目測法判定能見度距離的資料來做測報, 不僅具人為主觀判斷誤差, 且難有效掌握霧區真正的水平分佈範圍、垂直厚度及連續擴展消散情況等。加上大多數的地面測站於夜間不是減少觀測次數就是停止觀測, 而海上船測資料通常都會有資料傳送時間延遲的現象, 且大多集中在某些主要航線上。因此依現行霧區觀測通報方式, 甚難對陸路交通、航空及航海安全做準確且可靠的預報。因此若能利用氣象衛星資

料具即時觀測及廣景覽要之特性來自動辨識霧區, 將可進一步有效掌握霧區之時空變異及分佈動態。

因為霧/低雲和層雲在雲圖上的特徵類似, 所以較難直接由衛星影像來辨識霧/低雲區和層雲, 在白天時, 可直接由傳統的可見光雲圖及紅外線雲圖辨識出霧/低雲區。但在夜間, 因缺乏可見光雲圖, 若僅以單波段之紅外線雲圖有時很難辨識出霧/低雲區或層雲分佈的範圍, 因此 Eyre et al (1984) 首先利用 NOAA 繞極軌道衛星 AVHRR 影像之不同紅外線頻道資料特性, 將霧/低雲由晴空地表分離出來。D'entremont et al (1987) 利用影像結合的技巧, 將 AVHRR 三張紅外線頻道黑白的衛星影像資料結合成一張彩色影像, 利用目標物在此三個紅外線頻道所表現出的亮度溫度間之差異, 可辨識出圖中的陸地、海域、霧/低雲區及卷雲等。Ellrod et al (1989), Ellrod (1991, 1994) 則分別利用同步衛星 (GOES) 之不同紅外線頻道影像研究霧/低雲區。

本研究嘗試以 NOAA 氣象衛星上之極精密高度解像輻射計 (AVHRR) 所獲得之多頻道紅外線影像資料, 利用霧/低雲在第三頻道 (3.55 - 3.93  $\mu\text{m}$ ) 及

第四頻道 (10.3 – 11.3  $\mu\text{m}$ ) 之放射率差異的特性，參照 Eyre et al (1984) 的方法，推算出霧/低雲在此兩頻道亮度溫度之差值，偵測台灣鄰近地區之霧/低雲區分佈的範圍。但因 3.7  $\mu\text{m}$  紅外線頻道在白天會受到反射陽光的影響，所以本研究主要是針對在夜間不受反射陽光影響的狀況下，利用 AVHRR 第三頻道及第四頻道的特性來偵測出台灣鄰近地區的霧區。

## 二、原理與方法

### 1、AVHRR 資料特性

AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) 是酬載於 1978 年以後之 NOAA 系列繞極軌道衛星上的成像輻射計，共含五個不同波長的觀測頻道，第一頻道為可見光頻道，其波長範圍從 0.58 微米至 0.68 微米，第二頻道為近紅外線頻道其波長範圍從 0.725 微米至 1.10 微米，這兩個頻道所接收的輻射主要是來自地面、雲面對太陽輻射的反射輻射，其他三個頻道皆位於紅外線窗區，第三頻道其中心波長約為 3.7 微米，受水汽吸收的影響小，能夠穿透大量的水汽而幾乎不會被削弱，可用來修正第四頻道和第五頻道的亮度溫度值，但此大氣窗頻道位於太陽輻射光譜曲線與地球大氣輻射光譜曲線重疊處，所以此頻道在白天所觀測到的輻射，不僅包含地面、雲面本身所放射的紅外線長波輻射，而且還包含有地面、雲面所反射的太陽輻射，其所造成的亮度溫度值的變化相當大，所以要去除反射陽光的效應之後，資料才能使用 (McClain, 1981)。第四頻道及第五頻道，其中心波長分別為 11 微米及 12 微米，這兩個窗區頻道所接收的輻射是地面、雲面本身所發射的長波紅外線輻射，不受反射陽光的影響，但受水汽吸收的削弱較大。

### 2、辨識霧/低雲區的基本原理

霧/低雲是由一種極細微而密集的小水滴所組成，一般而言，陸地上的水雲雲滴，其平均半徑的分佈約從 2 到 10 微米，而在洋面上水雲雲滴一般來說會比陸地上的大，其平均半徑約介於 3 至 22 微米之間 (Kingwell, 1996)，且因其厚度很厚，可視為不透明的雲層。這種小水滴其放射率會隨波長及粒子大小分佈而異 (圖一 a) (Bell and Wong, 1981; Hunt, 1973)，由圖中可知，不透明的厚層水雲之放射

率對 11  $\mu\text{m}$  而言，放射率的大小與水雲粒子大小兩者間的相關性很小，不論水雲粒子大小其放射率幾乎都是接近 1；而對 3.7  $\mu\text{m}$  頻道來說水雲粒子愈大則其放射率也愈大，但當水雲粒子半徑超過 30  $\mu\text{m}$  時，則不論對 3.7  $\mu\text{m}$  頻道或是對 11  $\mu\text{m}$  頻道而言，兩者的放射率非常接近，都趨近於 1。另由圖一 b 可知，不透光的厚層水雲在 11  $\mu\text{m}$  附近波段可視為一黑體，其放射率幾乎等於 1 ( $\epsilon = 0.99$ )，若將衛星所觀測到的輻射量換算成亮度溫度，其亮度溫度幾乎等於霧/低雲的表面溫度；而在 3.7  $\mu\text{m}$  附近的波段其放射率遠小於 1，約在 0.7 至 0.9 之間，因此所觀測到的亮度溫度，會比實際上霧/低雲的表面溫度低很多。而對冰晶之卷雲而言，雖然卷雲在 3.7  $\mu\text{m}$  頻道與 11  $\mu\text{m}$  頻道的放射率差值很小，幾乎相同，但因地表輻射能穿透卷雲，且 3.7  $\mu\text{m}$  窗區頻道對熱點反應比較敏銳，所以其觀測到的亮度溫度會比 11  $\mu\text{m}$  窗區頻道所觀測到的亮度溫度高。對晴空地表或海面來說，這兩個頻道的亮度溫度差很小，可忽略不計。所以利用這兩個頻道之亮度溫度的差異，可檢測出霧/低雲分佈的範圍。關於霧/低雲在這兩個頻道的亮度溫度差值的大小，主要是視雲層的厚度及水雲粒子的分佈狀況而異 (Liljas, E., 1987; Gary, 1994)，其亮度溫度差值會隨水雲厚度的增加而增加 (Yamanouchi, et al., 1987)。

### 3、研究資料及處理程序：

本研究所使用的資料，是由中央氣象局衛星中心所接收及處理的 NOAA-14 衛星夜間通過台灣地區之 AVHRR 影像資料，其時間範圍從 1998 年 12 月到 1999 年 3 月底，共計 4 個月的時間觀測。首先將 AVHRR 頻道三 (3.7  $\mu\text{m}$ ) 和頻道四 (11  $\mu\text{m}$ ) 的原始影像資料，經由資料校準及地理位置校正等等處理程序後，選取台灣鄰近地區且將其切割下來，範圍約在北緯 19 度~28 度，東經 116 度~125 度之間。接下來將切割下來的影像資料經校準成輻射量資料，再做輻射量的非線性修正，最後轉換成亮度溫度值，如此，即可得知影像中每一個像元之 3.7  $\mu\text{m}$  頻道和 11  $\mu\text{m}$  頻道的亮度溫度值。

參照 Eyre et al (1984) 和澳洲目前檢測夜間霧/低雲分佈範圍的程序及方法，本研究的檢驗步驟如下：首先逐一檢查每一像元所對應之 11  $\mu\text{m}$  頻道之

亮度溫度值，若其值大於  $260^{\circ}\text{K}$  表示此像元通過亮度溫度檢驗，則此像元才可繼續下一個檢驗，否則捨棄不要。接下來計算通過上一個檢驗之像元的  $11\ \mu\text{m}$  頻道與  $3.7\ \mu\text{m}$  頻道的亮度溫度差值，若此差值小於  $0.5^{\circ}\text{K}$  時，表示此像元並非不透明之水雲，則捨棄不要；若此差值大於  $2.5^{\circ}\text{K}$  時，表示此像元被不透明水雲覆蓋，此差值大小與霧的濃度有關，且當  $11\ \mu\text{m}$  頻道之亮度溫度值較高時，表示影像中霧/低雲區的溫度較暖。至於亮度溫度差值介於  $0.5^{\circ}\text{K}$  到  $2.5^{\circ}\text{K}$  之間的像元，可能是被不透明水雲部分遮蔽或是被有透光性的霧或雲遮蔽了。最後在經過霧/低雲區判識所獲得的影像中，陸地以黑色表示，水域以較暗的灰色表示，比較亮的灰色表示經由本研究辨識的霧/低雲區（如圖二）。

### 三、分析與討論

於 1998 年 12 月 13 日 1800Z 的亞洲地面天氣圖（請參考王，1999），由圖中可發現台南、高雄一帶霧，風速微弱且天氣晴朗，這種天氣現象一直到 14 日 00Z 的天氣圖上還存在，但在 1998 年 12 月 14 日 06Z 的地面天氣圖上（請參考王，1999），台南、高雄一帶的霧區已經消散且天空晴朗無雲。可知台南、高雄一帶的霧區是入夜後由於地面迅速的輻射冷卻作用，使得低空中之水汽冷卻而凝結成小水滴，浮游於近地面大氣中而形成，當陽光出來後因地面溫度逐漸回升，使大氣中的水汽又回復到未飽和狀態時，霧即開始消散，應屬於輻射霧。圖中亦可發現台中地區被霧所籠罩，但由 1998 年 12 月 13 日 1853Z 所接收到 NOAA-14 之 AVHRR 第四頻道紅外線波段的影像（請參考王，1999）中顯示，台灣中部以北，包括台中一帶在雲圖中的色調比較亮，即天空被中、高雲層所籠罩，因此台中一帶的霧區無法在根據本研究霧區判識方法處理獲得之影像（圖二）中顯示出來；而台南、高雄一帶在第四頻道紅外線波段影像中的色調呈現比較暗的色調，與晴空區地表的色調很接近，表示其上空沒有被中、高雲遮蔽，在圖二中可清楚的看到台南、高雄一帶被霧/低雲區所籠罩，且霧/低雲區一直延伸至台灣海峽南部。由此個案結果可知，當觀測點的上空有中、高層的雲層存在時，AVHRR 無法觀測到較低層的其他雲層或地表現象，即本研究分析出的霧/低雲區，是在其上空

沒有被中、高雲遮蔽時的狀態。

另 1999 年 3 月 7 日 1800Z 的地面天氣圖（請參考王，1999），圖中可知在日本東方海面有一低壓存在，鋒面由此中心向西南延伸至琉球東南方海面，台灣地區及鄰近海域受東北風影響，天空狀況被低雲遮蔽且台灣西半部及台東一帶有霧。而在 1999 年 3 月 7 日 2000Z 的 NOAA-14 之 AVHRR 第四頻道的影像（請參考王，1999），圖中除了台灣東南方太平洋海域一帶有雲之外，其他地區之色調都比較暗，無法由肉眼直接辨識晴空區。當低空的冷空氣流經較暖的洋面時，由於水汽大量由水面蒸發到冷空氣中，而使空氣中的水汽達飽和，在海面上會形成大片的霧（平流霧）或層狀雲，此種霧一旦形成，往往能持續一段相當長的時間除非風停止或風向轉變，此種霧才會逐漸消散。而當時的衛星資料經過處理之後的霧區或低雲區影像（請參考王，1999），圖中可清楚的看出北方冷空氣下來所造成的霧/低雲分佈的範圍。

另一個案是台灣地區因受滯留鋒所帶來東北季風的影響下，台灣海峽附近洋面被一大片霧區或低雲所籠罩的例子。根據氣象局預報中心的分析指出，台灣地區於 1999 年 3 月 11 日，有一滯留鋒自日本南方海面，向西南延伸經巴士海峽至東沙島海面。12 日受另一鋒面影響，滯留鋒起自台灣東北部海面，向西南延伸經台灣南部至海南島，13 日滯留鋒移至琉球附近海面，向西南延伸經巴士海峽至廣東海面。14 日另一低氣壓—00 六百帕，在北緯卅二度，東經一二七度，即在韓國南方海面，向東北東移動，時速廿公里，鋒面由此中心向西南延伸經台灣北部至廣東海面。從 11 日自 14 日這段期間，台灣地區及鄰近海域都受到東北季風影響。從 1999 年 3 月 11 日至 1999 年 3 月 14 日，NOAA-14 衛星於夜間通過台灣地區的影像資料，經由本研究辨識霧/低雲區處理後連續四天的影像（請參考王，1999），從連續影像中可發現從台灣海峽沿著大陸沿岸一帶的洋面上，被一大片霧/低雲區所籠罩，而霧/低雲區隨著滯留鋒的移動及消長變化，其主要分佈區域的位置及水平範圍稍有變動，在缺乏觀測資料的洋面上，可做為預報海面能見度的參考。

由上述研究結果配合地面觀測資料可知，本研究利用不透光的厚層水雲，其在  $3.7\ \mu\text{m}$  頻道與  $11\ \mu\text{m}$

頻道之放射率的差異，來辨識夜間台灣及台灣鄰近地區之霧或低雲的分佈區域，及生長期較長之平流霧的消散情形是可行且有效的，甚至於在缺乏地面觀測的海面上，亦可藉由衛星觀測清楚得知夜間霧/低雲區的分佈區域。可提供預報人員做災害天氣判斷時的一項有用的參考指標。

#### 四、結論

由上述研究結果可知，利用衛星資料來辨識霧/低雲區，的確能有效且即時掌握其水平分佈範圍、濃度及消散情況，提供航海、航空、陸上交通有關能見度測報一個參考指標。但當霧/低雲區上空被中、高雲遮蔽時，此時衛星上之紅外線頻道所觀測到的輻射量是霧/低雲區上空的雲層所放射出來的輻射量，因此無法觀測到下層的霧或/低雲區。另本研究主要是針對不具透明性質之小水雲滴在  $3.7\mu\text{m}$  頻道及  $11\mu\text{m}$  頻道之放射率不同之特性所做的研判，即當霧/低雲區具有半透明或透明性質時，本研判會將其忽略，不會顯示出來。

本研究所選用的資料是 NOAA 系列衛星上之 AVHRR 觀測資料，NOAA 衛星是屬於太陽同步衛星的一種，繞地球一周約需時 101 分鐘，每日通過某一地點附近上空兩次，配合目前 NOAA 系列衛星觀測，約每隔 6 小時可觀測一次，但對於生長消散比較快速的霧/低雲區（如輻射霧等）而言，其時間解析度並不夠有效的掌握其生長情況，若是改用地球同步衛星每隔一個小時即可觀測一次，可更有效的掌握其短時間內的生長消散的變化。但因目前我們所接收的地球同步衛星（GMS-5），並沒有  $3.7\mu\text{m}$  頻道，無法使用本研究方法來辨識霧/低雲區，將來日本的下一代地球同步衛星（MTSAT 系列），其上有  $3.7\mu\text{m}$  頻道及  $11\mu\text{m}$  頻道，即可應用本法來監視霧/低雲區短時間內的生長消散變化。

目前本研究著重於夜間將霧/低雲區與晴空地面分離出來，並沒有對霧/低雲區做特別的分類工作，若在其他應用上有需要做分類時，可加入其他研判條件（如其生長消散情況、移動方式等等）。因此未來的研究方向有二點：一是著重於白天辨識霧/低雲區的技術，如此可在白天對霧/低雲區的變化做連續性的觀測，提供能見度測報作參考。二是著重於霧和低雲的分類，此結果對當地的天氣預報應有助益。

#### 五、致謝

本文在研究期間蒙衛星中心吳倩雯技正及分析課同仁協助收集、分析地面天氣圖，系統管制課同仁在衛星資料處理及程式設計方面的協助，在此一併致謝。

#### 六、參考文獻

- 王光華，廖美慧，1999：利用 AVHRR 資料辨識台灣鄰近地區之霧區，中央氣象局八十八年度研究報告第 CW88-1A-05 號。
- 蘇鴻明，1998：台灣海峽海霧的氣候分析，台灣海峽，1998, Vol. 17, No. 1。
- Bell, E. J., and M. C. Wong, 1981: The near-infrared radiation received by satellites from clouds. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 2158.
- D'entremont, R. P. and L.W. Thomason, 1987: Interpreting meteorological satellite images using a color – composite technique. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 68, 762 – 768.
- Eyre, J. R., J. L. Brownscombe and R. J. Allam, 1984: Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery. *Meteorological Magazine*, 113, 266 – 271.
- Gary P. Ellrod, 1994: Detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery, NOAA Technical Report NESDIS 75, Washington, D. C. .
- Hunt, G. E., 1973: Radiative properties of terrestrial cloud at visible and infrared thermal window wavelengths. *Q. J. R. met. Soc.*, 99, 346 – 369.
- Kingwell, M. Wilson, S. Campbell, S. Ward, K. Bradshaw, 1996: Resources in Earth Observation: Case studies, data and information for schools and developing countries. CSIRO Office of Space Science & Applications (COSSA) Publication 038.
- Kidwell, Katherine B., 1995: NOAA polar orbiter data (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13, NOAA-14) users guide. Washington, D. C.,

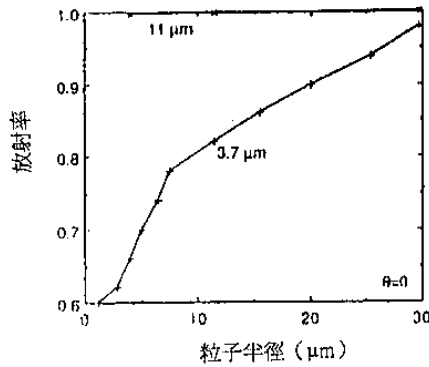
Liljas, E. 1987: Multispectral classification of cloud, fog, and haze. NATO Adv. Study Inst. On Rem. Sens. Appl. In Meteor. and Clim. Proceed. D. Redel, Dordrecht, 301-319.

Sellers, W. D., 1965: Physical Climatology. The University of Chicago Press, Chicago, 272pp.

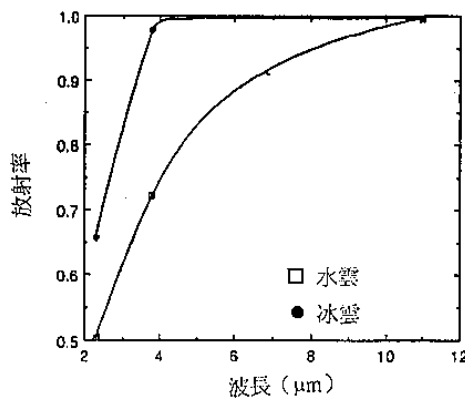
McClain, E. Paul, 1981: Multiple atmospheric window techniques for satellite derived sea surface temperatures. Oceanography from Sapce, Plenum

Yamanouchi, T., K. Suzuki, and S. Kawaguchi, 1987: Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. J. Meteor. Soc. Of Japan, 65, 949-996。

圖一 a：水雲在  $3.7 \mu\text{m}$  與  $11 \mu\text{m}$  的放射率隨水雲粒子大小而異。



圖一 b：小雲滴在  $3.7 \mu\text{m}$  與  $11 \mu\text{m}$  的放射率，隨水雲及冰雲而異。圖中可發現波長在  $3.7 \mu\text{m}$  時，冰雲的放射很接近 1，而水雲的放射率約在 0.6 至 0.8 之間。對波長  $11 \mu\text{m}$  而言，不論是水雲或冰雲，其放射率都非常接近 1。



圖二、由 1998 年 12 月 13 日 1853Z 的 NOAA-14 衛星 AVHRR 第三頻道與第四頻道資料處理後的影像，所得知的霧及低雲分佈的區域。

