

# 氣象衛星水汽影像在天氣分析的應用

吳倩雯 張拱祿 丘台光

氣象衛星中心

## 摘要

GMS-5於1995年3月18日發射取代原來的GMS-4，並於6月13日正常運作對外廣播，觀測的內容除原有的VIS外，將IR分為兩個頻帶：IR1(10.5 $\mu\text{m}$ ~11.5 $\mu\text{m}$ )以及IR2(11.5 $\mu\text{m}$ ~12.5 $\mu\text{m}$ )，另增加6.7 $\mu\text{m}$ 的水汽頻帶。

大氣的組成成份中，水汽對輻射的吸收在6.7 $\mu\text{m}$ 達最大，故輻射不易穿越大氣而到達衛星，由於衛星所偵測的輻射強度隨輻射路徑上的水汽含量而有所變化，因此分析水汽影像資料對偵測綜觀尺度槽脊、氣旋、高層噴射氣流以及中尺度對流系統與颱風移動均有很大的幫助。本文乃就水汽頻帶的基本原理及特性作簡單的介紹，目的使使用者能初步瞭解水汽影像的特性，以增進對水汽影像的應用能力。

## 一、前言

大氣的組成氣體成分，對大氣輻射都有吸收作用，其中以CO<sub>2</sub>，H<sub>2</sub>O，O<sub>3</sub>為最重要的吸收氣體，圖1為大氣的主要氣體成分的吸收光譜，圖中顯示頻率在8~13 $\mu\text{m}$ 區域，各種氣體的吸收作用相當微弱，為大氣窗區；而吸收作用最明顯的區域發生在6.7 $\mu\text{m}$ 頻帶(波長在1200~2000 $\text{cm}^{-1}$ )，其吸收率達最大，且幾乎為水汽所吸收。

包括6.7 $\mu\text{m}$ 頻帶在內的紅外輻射是地球表面及雲的輻射放射(Emittance)結果，但部分的輻射被位於地表或雲頂之上的水汽所吸收與再輻射而後到達衛星，故經由水汽的再輻射所產生的能量比由低層直接到達衛星的能量低，由於溫度的分佈在垂直方向有很大的差異，也影響水汽的含量，因此，由地表及雲頂到達衛星的總輻射強度，隨經過路徑的水汽含量而衰減。

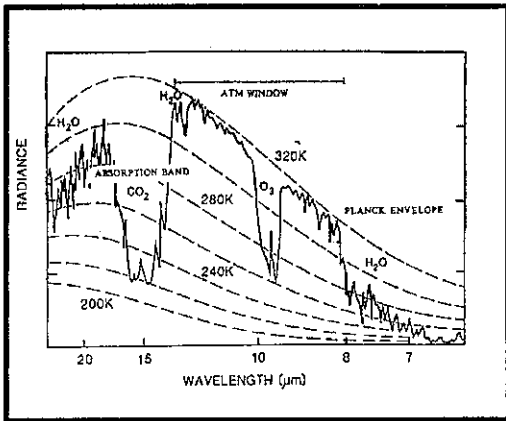


圖1 大氣的主要氣體成分的吸收光譜。

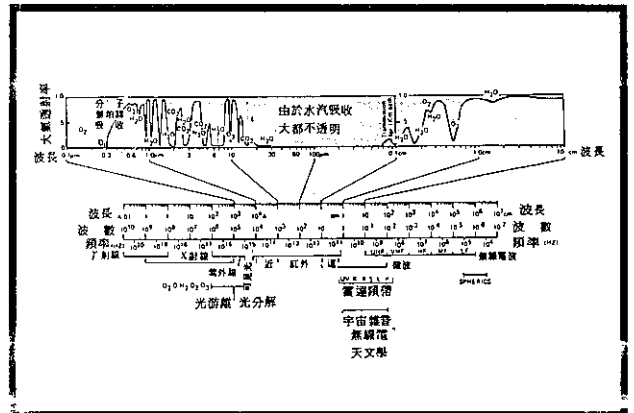


圖2 大氣的透射性。

大氣的低層空氣暖而密度高，具有大量的水汽，大部份的吸收發生於此處；由圖2大氣的透射性可知6.7 $\mu\text{m}$ 的水汽吸收頻帶中，因為大部份的輻射為水汽所吸收，透射率接近0，輻射不易穿越大氣到達衛星而呈不透明。

於今年發射並於6月13日正常運作並對外廣播的GMS-5，所攜帶的輻射計即利用此吸收頻帶的特性，除原有的VIS 雲圖外，同時也將IR 頻帶分為IR1(10.5 $\mu\text{m}$  ~11.5 $\mu\text{m}$ )及IR2(11.5 $\mu\text{m}$  ~12.5 $\mu\text{m}$ )兩個頻帶觀測，另外再增加6.7 $\mu\text{m}$ 頻帶即所謂水汽頻帶的觀測，此一頻帶的觀測不受太陽照射的影響，故每小時皆可接收影像。

## 二、6.7 $\mu\text{m}$ 影像的特徵

紅外頻道的輻射強度與放射物體的溫度有相當高的相關性，觀測的輻射強度可轉換成亮度溫度(Brightness Temperature)，如果將放射物體視為黑體，且假設在輻射路徑上並無其它氣體的吸收，則亮度溫度即為該物體之溫度。若將6.7 $\mu\text{m}$ 所測的輻射強度轉換成亮度溫度，並與標準的IR亮度溫度比較，可發現二者的差異主要在於輻射路徑上，經由地表或雲頂之上的水汽的吸收及再輻射的影響。

6.7 $\mu\text{m}$ 頻道所測得的輻射強度轉換為亮度溫度，色調愈淺，表示亮度溫度愈冷，或到達衛星的輻射能量愈低；色調愈黑，表示亮度溫度愈暖，到達衛星的輻射能量愈多。亦即水汽含量愈多，被吸收的輻射愈多，到達衛星的輻射能量就愈低；水汽含量愈少，被吸收的輻射愈少，到達衛星的輻射能量就愈高。用最簡單、且最容易瞭解的觀念來討論影像灰度與水汽分布的關係，即是將水汽影像視為地形分佈狀態，較淺色調為水汽往上層堆積的"山"，而較深色則為"谷"，即乾燥空氣往低層伸展。

由圖3左側可以看出水汽在垂直方向的分布以及輻射透射率，顯示48.7%的水汽集中於850hPa以下，透射率幾近於0，77.5%的水汽集中於700hPa以下，700hPa的透射率約為0.02，550hPa以下的水汽

約佔92.5%，550hPa的透射率為0.13，而600hPa以上漸往高層則因水汽含量驟減使得透射率驟增，約於200hPa透射率接近1。由上可知即使將850hPa以下的水汽完全除去，也不會改變亮度溫度；如果雲頂低於700hPa，在6.7 $\mu\text{m}$ 頻道水汽影像中亦不容易偵測到。圖中由中緯地區的探空，假設低層到高層的溫度露點差皆等於10°，所得的亮度溫度為-31.0°C，相對高度為405hPa，與權重函數的最大貢獻高度412hPa相近。圖中右側為每100hPa厚度對總輻射量的貢獻百分比，顯示貢獻最大高度為400hPa ~ 300hPa，達27.6%，700hPa以下僅佔1.8%。

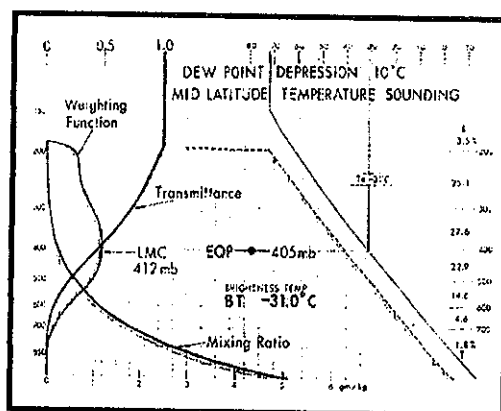


圖3 大氣中水汽含量、水汽對輻射的穿透率及6.7 $\mu\text{m}$ 頻帶權重等的垂直分布。

故溫度露點差小於10°時，600hPa及以下為不透明，所以任何等於或低於600hPa(稱為起始高度，Threshold Level)的水汽層頂，其亮度溫度約等於該水汽層頂的空氣溫度；如果水汽層厚度增加，其頂部可能在起始高度以上，故其亮度溫度可能不代表該水汽層頂的空氣溫度。隨氣溫的變化，起始高度也會改變，冬季或高緯區約低於700hPa；夏季或低緯區，則約介於400hPa到500hPa間。"起始高度"不僅可以定量的估算亮度溫度，也可以定量的說明水汽的垂直分佈。

## 三、水汽影像的分析

圖4為6個不同高度分布的潮溼空氣層，在衛星所測得的亮度溫度與灰度變化，所有個案均假設在800mb以下為飽和潮溼層。

- 個案1：800hPa以上的大氣非常乾燥，故在影像上幾乎呈黑色。這是由於低層濃密潮溼空氣較暖，具有較大水汽混合比，到達衛星的輻射大部分來自潮溼空氣層頂部，而所測得的亮度溫度則接近於800hPa的溫度。

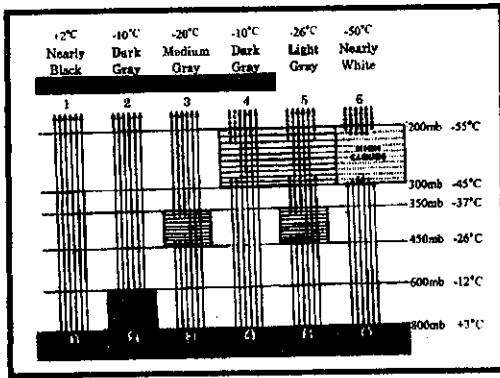


圖4 不同高度潮溼層對6.7 $\mu$ m頻道水汽影像的影響。

- 個案2：潮溼空氣層頂提升至600hPa，影像上則呈深灰色，但比個案1稍淺。這是由於潮溼層頂對6.7 $\mu$ m的輻射略為透明，因此亮度溫度較800hPa的大氣溫度略暖。
- 個案3：於450hPa~350hPa之中高對流層另存在一潮溼層，影像上呈現的色調較前二者為淺，為中灰色。其原因為到達衛星的輻射，一部分來自高度較高的潮溼層，其餘則由低層穿越上層潮溼層而來，因此所測得的亮度溫度為介於此兩潮溼層間之乾燥空氣層某處的大氣溫度。
- 個案4：高對流層另有一層潮溼層，影像的色調呈深灰色，僅較個案1之乾燥大氣略淺。其原因為高層潮溼層的密度及混合比較低，來自低層的輻射大部分可穿越高層潮溼

層，只有小部分為潮溼層所吸收或再輻射，因此所測得的亮度溫度較800hPa的溫度冷，色調與個案2相似。"地形"的概念在高層出現潮溼層時不適用，無法由灰度估計水汽的垂直位置，但是由影像的類型可以區分個案2與個案4的差異，例如深灰色可能是高層卷雲往下游伸展的結果，由連續的影像顯示深灰色區域由雷雨胞擴散出來的高層雲所致。

- 個案5：高層潮溼層之下另增一層中高對流層的潮溼層，影像呈淺灰色。雖然潮溼層高度不是非常高，但到達高層潮溼層底部的輻射是來自較個案4為冷的冷源，故影像色調呈淺灰色。
- 個案6：此個案說明高層雲與高層飽和空氣影像的差異。雲內空氣的密度是一重要的因子，高層雲可以阻止絕大部分來自下層的輻射；而到達衛星的輻射皆來自此溫度較低的高雲層，使影像呈近乎白色。

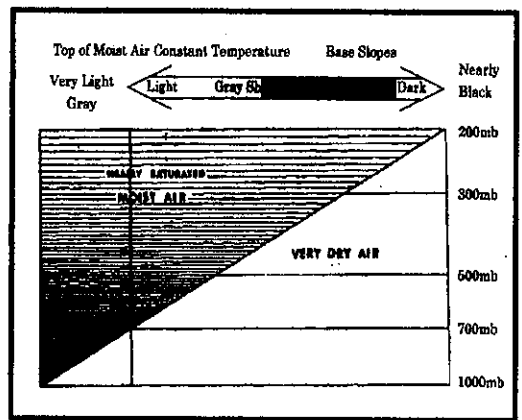


圖5 厚度變化對6.7 $\mu$ m水汽頻道影像色調的改變。

圖5則假設大範圍潮溼層頂的溫度及高度皆相同，但厚度由左到右由非常深厚到非常薄，所形成的影像色調亦由非常淺到深黑、非常黑。當潮溼層底愈低，由暖表面而來的輻射穿透率愈小，灰度愈

淺，如果潮溼層底低於700hPa，則任何由底下往上的輻射均無法穿透，故色調皆呈白色。但在高層脊的下游或在高層噴流向赤道側這項理論並不適用，此處之潮溼層頂並非為同溫，其底部亦呈不規則狀，且常為多層潮溼層分佈。

#### 四、結論

水汽的垂直位置，無法由灰度作非常正確的估計，水汽與雲層不同的組合可產生不同灰度。下列的分析技術對解決這類問題應有所幫助：

- (1) 確認類型：由影像類型的灰度以估計相對高度。
- (2) 確認來源：某些水汽類型可能來自雲區的下游或雷雨雲砧。
- (3) 移動：由移動方向及速度並考慮風向的垂直切變，對水汽垂直位置的推估相當有幫助。
- (4) 探空資料：可利用探空資料在影像上追蹤同一水汽類型。

由於水汽頻道影像於民國84年正式啓用，本文僅對影像作初步的分析說明，圖4討論所用的亮度溫度的比較，則有待作更進一步的探討。

《附註》本文摘譯自 NESDIS 1991 由 Roger B. Weldon and Susan J. Holmes 所撰寫的技術報告『*WATER VAPOR IMAGERY: Interpretation and Applications to Weather Analysis and Forecasting*』。