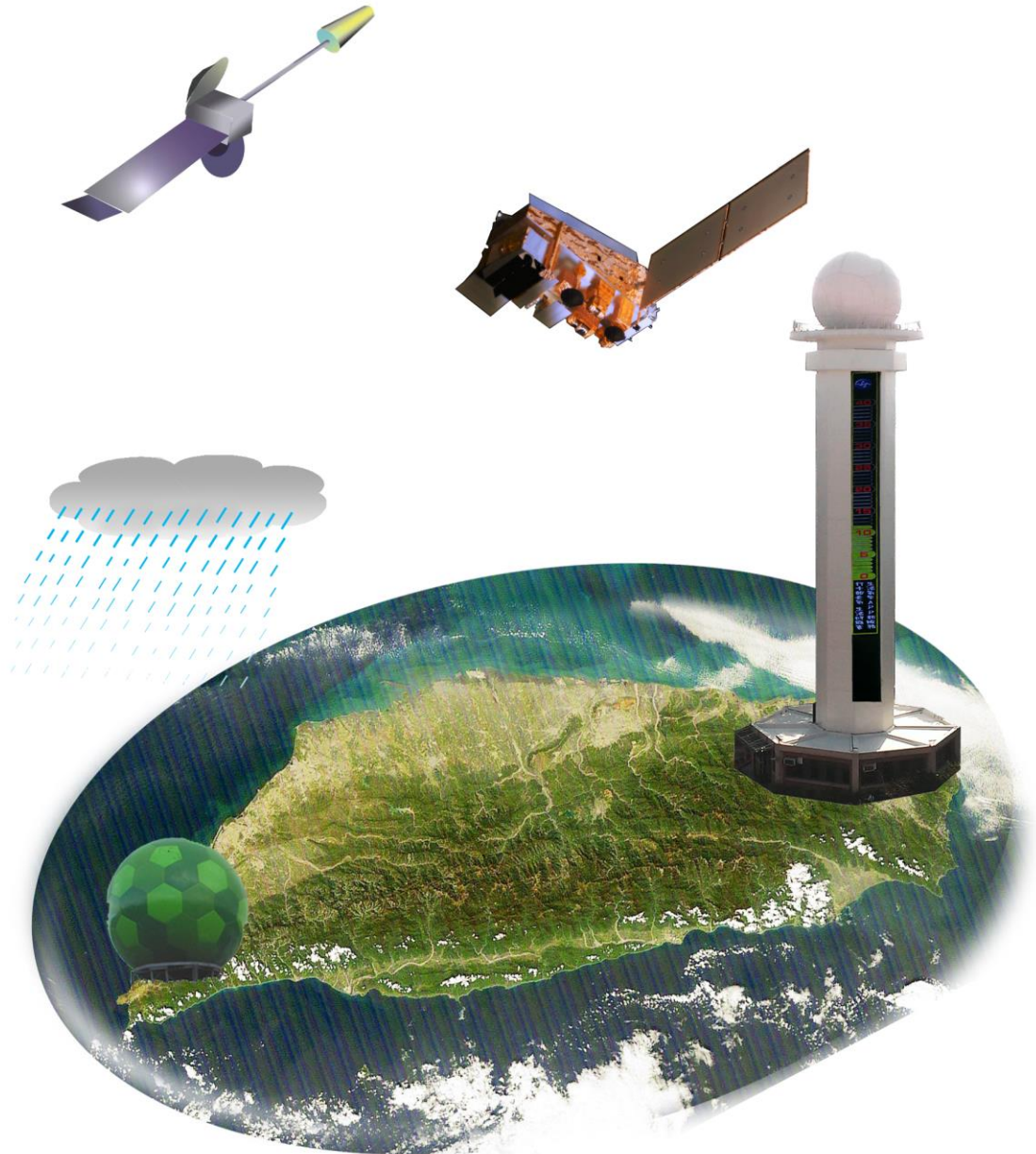


氣象遙測觀測

- 氣象衛星與氣象雷達



中央氣象局氣象衛星中心

104 年 5 月

前言

臺灣位於亞熱帶地區，為四面環海、地形陡峭的島嶼，3 千公尺以上高山連峰的中央山脈呈南北走向，常造成中央山脈左右兩側截然不同的天氣，冬季東北季風盛行時，臺灣北部、東北部以及東部地區容易有雨，西部地區則無；春雨及春、夏之交的梅雨季，由於天氣系統越過平均 5 千公尺的青康藏高原，經高山、丘陵起伏的華中、華南地區，再通過臺灣海峽才到達臺灣，這些複雜的地形使天氣系統所伴隨的對流現象變得更難預測。

但是春雨、梅雨季的大雨或豪雨以及夏季的颱風、冬天嚴寒的東北風，在在都影響著一般民眾的日常生活作息。早期的氣象人員僅能從地面或高空觀測的基本氣象因子，包括氣壓、溫度、露點、風向、風速等的資料中，以抽象且非常主觀的方式進行天氣分析研判與預報，自從氣象雷達與氣象衛星加入觀測作業以後，天氣系統影像化，成為看得到的系統如對流雲系、鋒面雲系、颱風等，這兩種觀測儀器所觀測的資料，在現代的天氣預報作業過程中已是不可或缺的重要角色。天氣預報人員從雷達與衛星的觀測圖像中可以研判天氣系統強度的變化與移動的速度，再配合其他的觀測與數值預報模式資料，進行天氣預報。

大家可以從中央氣象局全球資訊網，瀏覽雷達回波圖與衛星的觀測影像，大致研判天氣系統的變化，但是，常會遇到一些難以理解的現象，例如，有雷達回波卻無雨量觀測、無雷達回波卻有雨量觀測或是衛星雲圖顯示有(無)雲卻無(有)雷達回波等。本文將簡明敘述氣象衛星及氣象雷達的觀測原理，同時也以實際的衛星及雷達所觀測到的影像，配合淺顯易懂的文字，對前述現象進行說明，以增進大家對遙測技術產品的認識。

氣象遙測觀測

-氣象衛星與氣象雷達

目 錄

一、 什麼是遙測	4
二、 氣象衛星的觀測原理	5
(一) 氣象衛星的觀測類型	6
(二) 氣象衛星觀測頻道	9
(三) 如何利用衛星雲圖辨識天氣	12
三、 氣象雷達的觀測原理	14
(一) 雷達的偵測波段	14
(二) 雷達的偵測類型與回波分析	16
(三) 防災降雨雷達	21
四、 雷達與衛星觀測的差異及限制	23
(一) 雷達與衛星觀測的差異	23
(二) 雷達與衛星觀測的限制	24
五、 臺灣地區四季的主要天氣系統	25
(一) 春季	25
1、 春雨鋒面	25
2、 沙塵暴	26
3、 霧	27
4、 梅雨鋒面	28
(二) 夏季	29
1、 午後雷陣雨	29
2、 颱風	31
(三) 秋季	34
1、 秋天的鋒面	34
2、 東北季風與颱風	35
(四) 冬季	38
1、 冷氣團-寒流	38
2、 冬天的鋒面	39
六、 特殊天氣與環境事件個案分析	41
(一) 2013 年春季華南地區大雪	41
(二) 冬季沿海浮冰	41
(三) 臺灣地區空氣污染監測	42
(四) 雷達所觀測的颱風線	43

七、結語	-----	45
八、附錄 衛星與雷達影像差異釋疑	-----	46

一、什麼是遙測

所謂遙測，英文全名為 Remote Sensing，一般定義為利用遙測儀器針對目標物進行間接和遠距離的偵測，根據目標物所反射或放出的電磁波來決定其性質的觀測技術即稱之遙測，觀測方式可分為主動式遙測和被動式遙測兩種。

主動式遙測為儀器向外發射電磁波，再接收目標物所反射回來的電磁波回波，如雷達觀測；被動式遙測則是儀器本身並不對外發射電磁波，而是接收目標物所放射或反射出來的電磁波，如氣象衛星觀測。

肉眼之所以能看見這美好世界的一景一物，乃是因為陽光照射地球，而被照射之處反射陽光，我們的肉眼可接收到的訊號是太陽輻射電磁波中之一小部分稱為可見光，由於肉眼並不會主動發射電磁波，也不需要貼在景物上才能看見，所以肉眼看世界也可說是一種被動遙測方式。又如利用相機拍照，當您按下快門拍照的瞬間，即開啟了快門，讓光線進到感光元件，而得到一張照片，照相機本身也不會主動發射電磁波，所以也是一種被動遙測方式。

遙測的用途非常多，航照土地測量、醫院之 X 光照相、公路之測速照相…等，都是遙測技術的應用，以下本書將就氣象衛星與氣象雷達的觀測原理及分析應用加以說明。

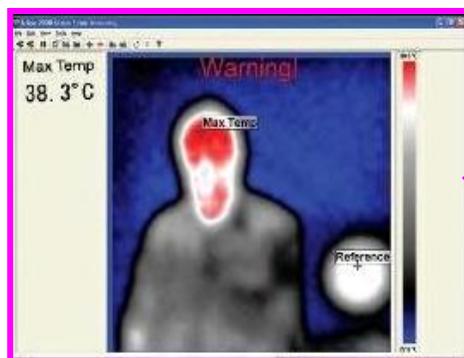
二、氣象衛星的觀測原理

您們知道氣象人員如何準確的預報天氣的變化，掌握春天鋒面或者夏天的颱風到達的時間嗎？氣象觀測人員除了從地面觀看大氣的變化，也可利用數學(值)計算的方式，了解天氣系統的演變；但是，這些方法不是只能看到一小部分的天氣結果，就是只能看到一大堆數字或者符號。

早在 50 年前(約 1960 年)，氣象人員就使用了一個更好的方法，那就是從外太空去看地球上的高氣壓、低氣壓、鋒面與颱風等天氣系統的移動與變化。氣象衛星就是一種從太空中往下觀看地球天氣系統的觀測工具，我們每天都可以利用氣象衛星隨時看到很大範圍並且真實的天氣變化情形，無論是白天或者黑夜，沙漠、海洋或者高山的屏障，都不會影響到衛星的觀測，因此，氣象衛星可以稱為現代千里眼。氣象人員利用現代千里眼—氣象衛星，每天持續觀察天氣變化，告訴我們目前的天氣狀況，也預測未來幾天的天氣，當然如果在太平洋有颱風形成，氣象人員早在幾天前就已經由氣象衛星掌握颱風的動向，提醒各界事先做好防颱準備工作，以減少生命、財產的損失。



紅外線感應器



感應器感應之電磁波信號轉換為
溫度/顏色顯示於顯示器

圖 1 出入境時，海關檢測民眾的體溫情形。

太空中的衛星又是如何觀”看”地球上天氣的變化呢？還記得民國 92 年發生 SARS 大流行時的狀況嗎？我們進出許多公共場所時，都會有負責人員拿著體溫測量儀器測量我們額溫或耳溫；另外，若您有搭飛機的經驗的話，進出機場海關時，在出、入口處也都有裝置溫度感應偵測器(圖 1)，一段距離外的海關人員就能知道您是否發燒，但這些體溫感測儀器並沒有直接跟我們的身體接觸，又如何能知道我們的體溫呢？這是因為人體的溫度，能輻射出紅外線波段的電磁波，感應器即利用吸收此一波段紅外線的感應技術來測量我們的體溫。

衛星的偵測原理就跟這些溫度感應器相似，將這些類似溫度計卻能吸收不同波段電磁波的感測儀器放在外太空的衛星上，衛星就能感應到地球表面的海洋、陸地、雲層所放射或反射的各種電磁波能量(圖 2)，各種不同的能量值經過電腦處理技術計算後轉換成為影像，就會成為我們所看到的各種衛星雲圖。

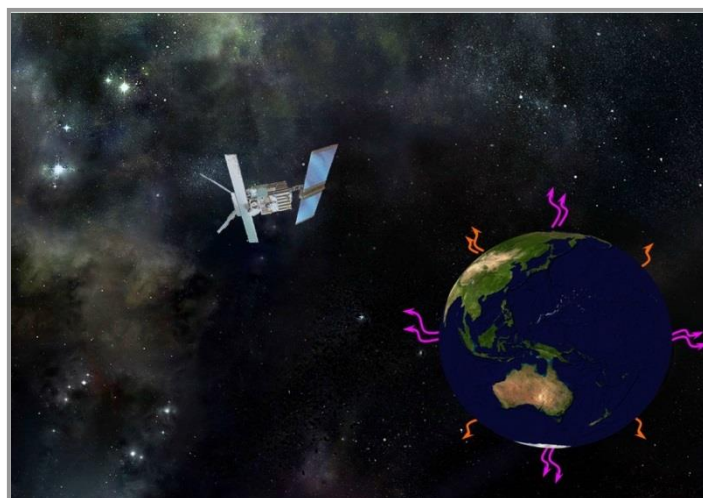


圖 2 衛星接收來自地球所放射或反射的各種電磁波能量。

(一) 衛星的觀測類型

氣象衛星在太空中擔任監看全球天氣的工作，依其與地球相對的位置及繞行地球的方式，可分為地球同步氣象衛星與繞極軌道氣象衛星兩種：

1、地球同步氣象衛星

地球同步氣象衛星位在地球的赤道上空約 36000 公里的高空上，面對地球與地球一起轉動，繞地球一圈的時間剛好也是 24 小時，所以無論從外太

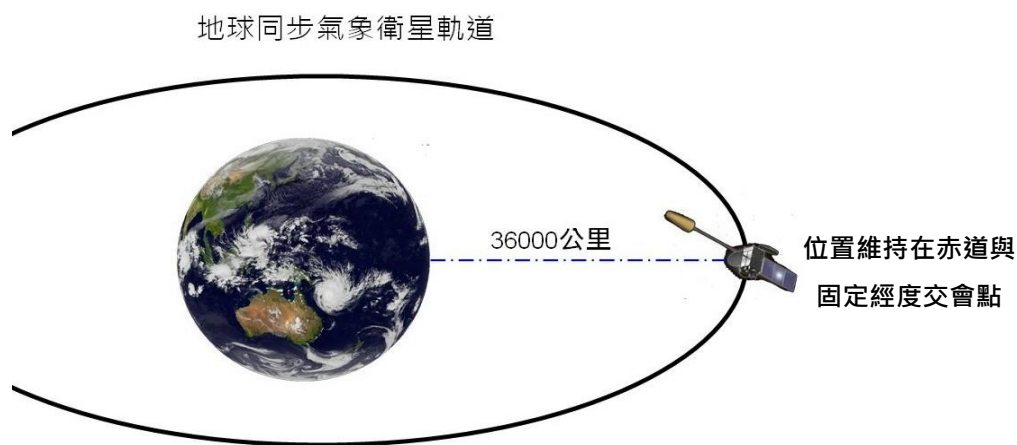


圖 3 地球同步氣象衛星觀測示意圖。

空或地球上看到這類衛星，永遠都是固定在赤道上空的同一地點，因此稱為地球同步衛星(圖 3)，例如日本的 MTSAT-2 氣象衛星就是固定在東經 145 度、赤道的上空。

觀測方式為從太空對地球由北往南作東西向連續掃描(圖 4)，得到 1 張完整的衛星影像約需花費 25 分鐘(目前每隔 15~30 分鐘就有一次北半球的

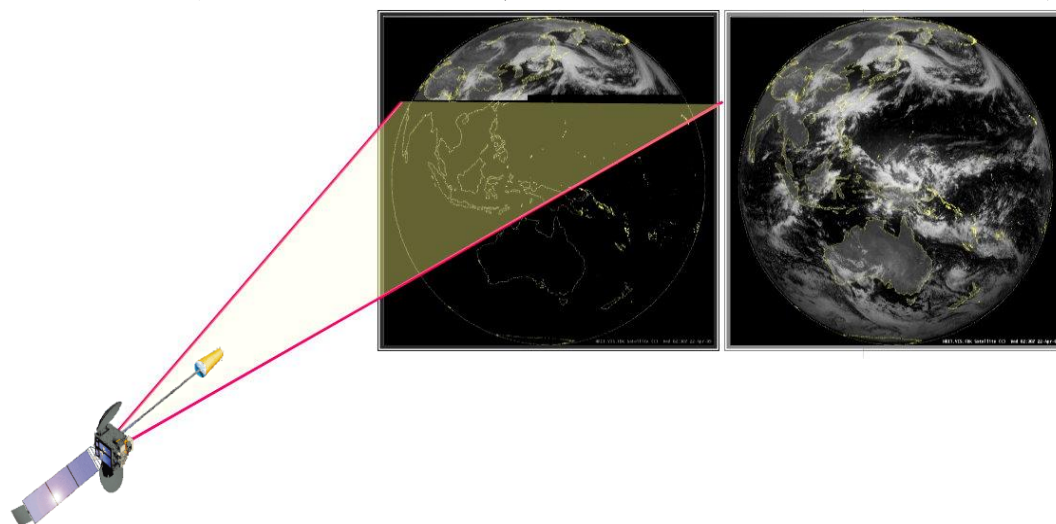


圖 4 地球同步氣象衛星掃描成像方式。

觀測)，而且每一顆地球同步衛星依所在經度位置不同，有其固定的觀測範圍，可以追蹤天氣系統的變化趨勢，所以同步氣象衛星雲圖已成為氣象從業人員必備的天氣分析工具。

1 顆地球同步衛星影像可以觀測到地球表面約三分之一的天氣系統，目前地球赤道上空已有日本(MTSAT)、美國(GOES-W、GOES-E)、歐盟(METEOSAT-7，METEOSAT-9、METEOSAT-10)、印度(INSAT-3A)、中國(FY-2D、FY-2E、FY-2F)與南韓(COMS)等國所屬的數顆地球同步氣象衛星在軌運轉，執行例行的觀測作業，圖 5 為目前赤道上空在軌運轉並執行例行觀測作業的地球同步氣象衛星及位置分布。

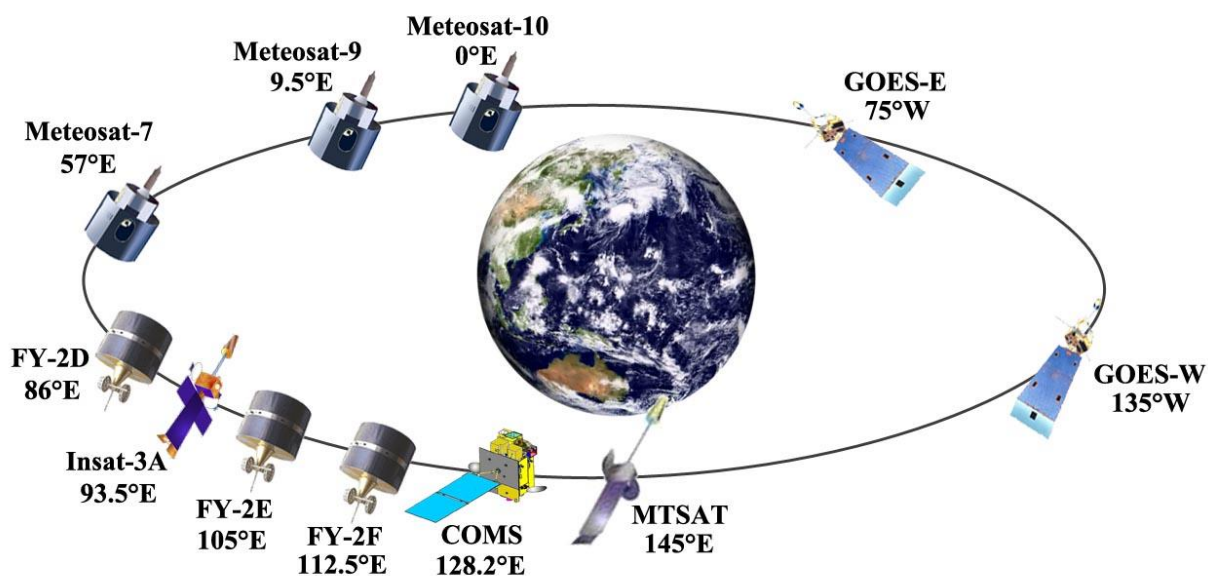


圖 5 目前赤道上空在軌運轉並執行例行觀測作業的地球同步氣象衛星及位置分布。

2、繞極軌道衛星

繞極軌道氣象衛星，其軌道高度較低，距離地表高度約 850 公里，這類衛星因為它的軌道沿著地球近乎南北方向不停地繞行，每繞地球 1 週會經過地球的北極和南極附近，所以稱它為「繞極」軌道衛星(圖 6)。繞極軌道衛星又稱作「太陽同步衛星」，是因為衛星環繞地球的軌道面和黃道面註成一固定角度，因此，衛星通過地球赤道上空附近時，與當地每天的地方時間相同(每天太陽照射某地的當地時間)。例如，1 顆繞極衛星，繞

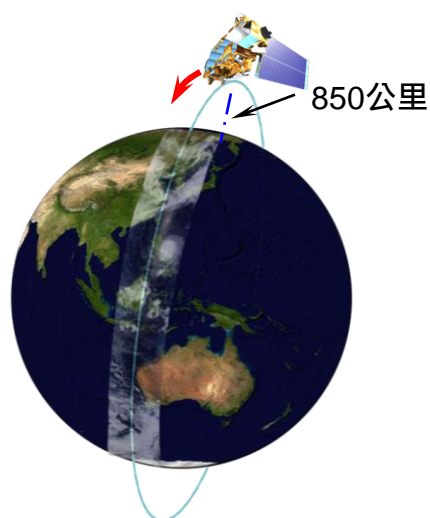


圖 6 繞極軌道氣象衛星觀測運行示意圖。

註：黃道面即地球繞太陽公轉的軌道平面，與地球赤道面有 23.5 度的交角。

行地球 1 圈約 102 分鐘，其每天通過赤道約 12 次，每天約在 15:00 左右，衛星固定會經過該地，因此也稱為「太陽同步衛星」。

繞極軌道衛星影像的解析度約 1 公里，因為運行軌道高度較同步衛星低，因此每次觀測掃描的範圍，只能觀測到約 2000~3000 公里寬度的影像，相較於地球同步衛星，所能看到的範圍，當然就小太多了！但是，繞極軌道衛星因會經過地球的北極和南極，故擁有可觀測高緯度及極區之天氣系統位置的優點，可以彌補因為地球曲率之故，造成地球同步衛星無法觀測高緯度及極區天氣系統的不足。

目前繞極軌道氣象衛星有美國的 NOAA 系列、Suomi NPP、歐洲的 MeTop 系列、中國風雲 3 號(FY-3)系列及美日等國的 EOS(Earth Observation System)系列，在太空中持續運作。

(二) 氣象衛星觀測頻道

通常氣象衛星搭載有數種不同頻道(波長)的輻射感應儀器，可以偵測覆蓋在地球表面各種物體包括陸地、海洋、沙漠、植被或冰、雪、雲、霧等，對外太空所發射出來不同波長範圍的電磁波，因此可以得到各種不同特性的衛星資料(圖 7)。氣象衛星觀測可提供的資料，除了對日常天氣分析最直接、最有用的可見光雲圖、紅外線雲圖、水氣頻道影像外，還有各種不同波段的微波資料，頻道數可由數十個甚至到數千個頻道的衛星觀測數據資料，經由計算反演可提供不同用途所使用。

日本的 MTSAT-2 氣象衛星有 5 個觀測頻道的影像，即 1 個可見光頻道、2 個紅外線頻道、1 個水氣頻道以及 1 個近紅外線頻道，這 5 個頻道的影像可提供即時的天氣系統資訊，專業的天氣分析人員可據以分析研判天氣系統的變化趨勢，作為預報作業的基礎。

一般民眾在氣象局網站上常看到的雲圖有可見光雲圖與黑白雲圖、彩色雲圖、色調強化雲圖 4 種，其中黑白雲圖、彩色雲圖與色調強化雲圖都是紅外線雲圖以不同外貌呈現的結果，另，由於水氣頻道與近紅外線頻道所呈現的影像，其分析及應用方法與眾所熟知的可見光及紅外線雲圖完全不同，不容易用肉眼直接研判天氣系統，故在網頁上未放置此二頻道的影像，以下就可見光與紅外線雲圖的觀測原理加以說明。

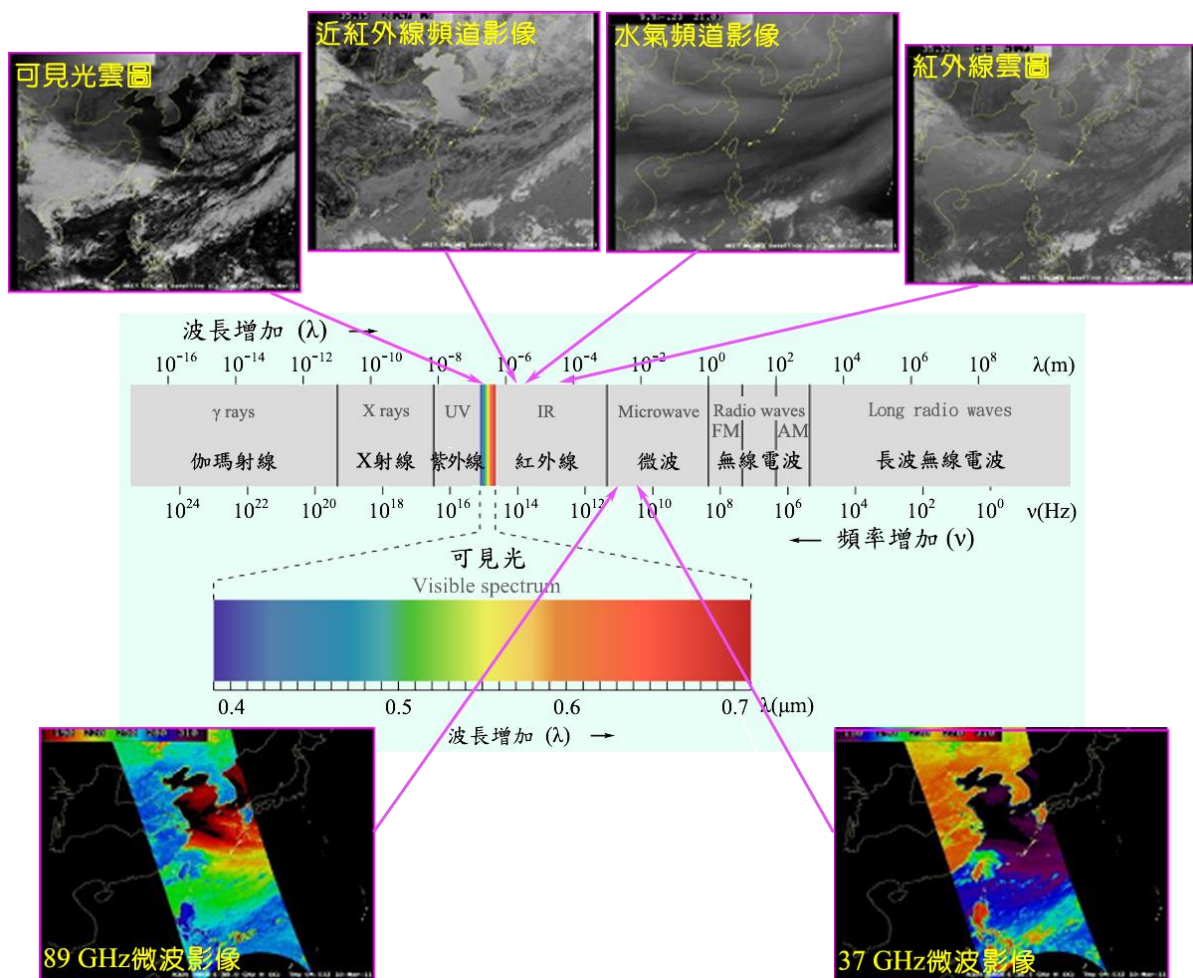


圖 7 衛星接收來自地球所放射或反射的各種電磁波能量。

1、可見光雲圖

可見光頻道的波長為 0.4 微米~0.7 微米，氣象衛星偵測儀利用此頻道由包覆地球表面的物體，包括雲、雪、冰、陸地、海面等覆蓋物反射太陽光能量的大小程度，所轉換而成的影像即為可見光雲圖，雲層愈厚，對陽光的反射率愈強，在衛星雲圖中，就可以看到愈白的雲層；相反的，雲層愈薄，反射陽光能力較差，因此只能看到灰白色的雲，而可見光雲圖中雲層的亮度也會因為太陽東昇西下，每個時間所觀測的雲層的亮度都不同，到了晚上，因為沒有陽光可供反射，所以夜間無法觀測可見光雲圖。

2、紅外線雲圖

氣象衛星紅外線頻道使用波長為 10 微米~12 微米，利用熱感應原理所得到的紅外線雲圖反映的是包覆地球表面的物體，包括雲、雪、冰、陸地、海

面等覆蓋物表面的溫度(圖8)，對雲層而言，由溫度即可推估雲頂高度。由於天氣系統所在的對流層氣溫隨高度降低，故雲頂高度愈高，溫度就愈低，紅外線雲圖的色調就愈白；反之，雲頂高度位置愈低的雲，相對的溫度就比較高，雲圖的色階會呈現較灰暗的顏色。由於地球大氣系統會全天候對外太空散發紅外線波段的能量，在晚間即可藉由紅外線雲圖進行天氣系統辨識，故24小時皆有紅外線雲圖的觀測。

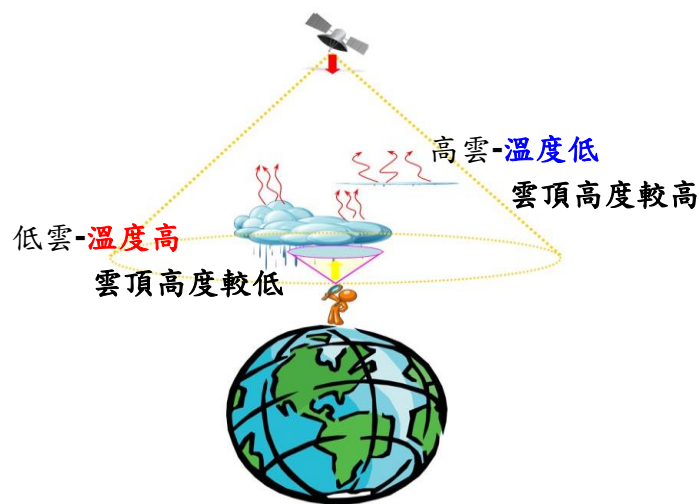


圖8 氣象衛星與地面觀測之雲高與溫度相對關係示意圖。

由於可見光雲圖與紅外線雲圖偵測的方式不太一樣，所以我們要知道一朵雲到底有多高或者多厚？需要這兩種雲圖一起比較，才能確定我們所看到的雲是屬於深厚的對流雲或淺薄的層狀雲。

由於天氣系統的降雨形態(陣性或層狀)及降雨強度與天氣系統發展的高度及結構密切相關，通常我們會將紅外線雲圖經過彩色影像的處理，將不同的溫度區間以不同的顏色表示，這種雲圖我們稱之為紅外線色調強化雲圖，圖9為2014年7月15日14時同時觀測的可見光、紅外線以及紅外線色調強化衛星雲圖，色調強化雲圖簡單的分辨方式是將對流雲看成一座”山”，再

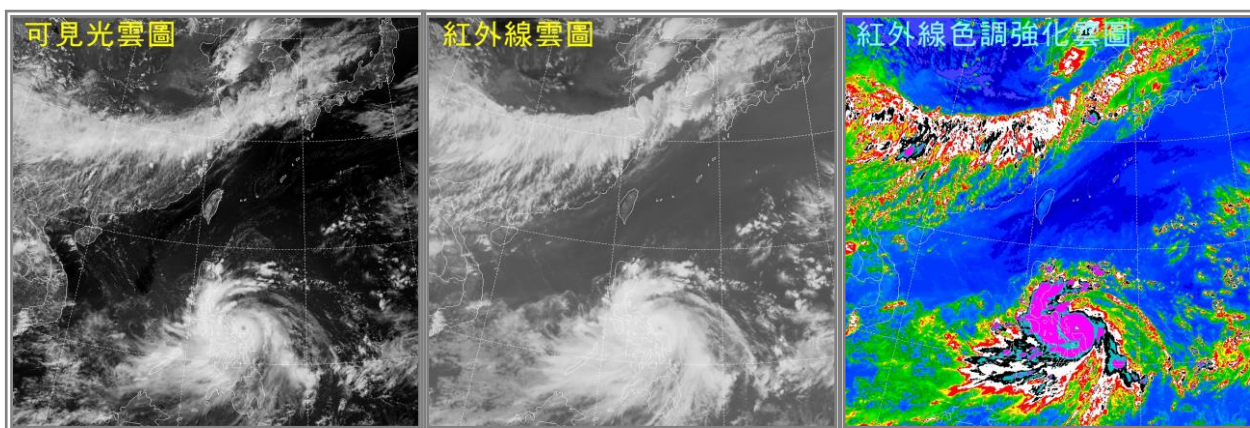


圖9 2014年7月15日14時同時觀測的可見光雲圖(左)、紅外線雲圖(中)與紅外線色調強化(右)雲圖。

由高空鳥瞰這座”山”，右圖颱風伴隨之雲系中，雲頂呈紫紅色為雲層發展最高部分，此區域的雲頂溫度約為攝氏-64~-80 度，而白色區域則約為攝氏-40~-50 度，雲頂高度較紫紅色區域為低；由同時間的可見光、紅外線及色調強化雲圖，可以研判熱帶低壓所伴隨的雲系對流垂直發展高度相當高，降雨強度亦強，另，因為可見光雲圖的解析度較高，有些特徵在紅外線是看不到的，例如，颱風中心附近雲系在可見光雲圖可看出更細緻的結構，而紅外線則顯示較模糊，又如颱風外圍雲帶在紅外線雲圖呈現較白的雲層，可見光雲圖則呈灰白色，這是因為高層為卷層雲覆蓋，而卷層雲透光性高，反射陽光較少之故，再如南海海面上，可見光雲圖可見發展較不明顯的低層雲，紅外線雲圖上則無。換言之，要研判雲系發展深厚的程度及其強度之變化，須同時利用多種雲圖以及連續時間的雲圖，才能做出最佳判斷。

(三) 如何利用衛星雲圖辨識天氣

好了！衛星的觀測原理我們已經知道了，現在我們就要利用衛星雲圖來判斷天氣囉！當你取得一張衛星雲圖，首先要確認是哪一種雲圖？可見光雲圖？還是紅外線雲圖？

通常，在可見光雲圖中，愈厚的雲，就會表現的愈白，相對的在同一位置的紅外線雲圖上，如果也是比較亮的白色，表示這是發展比較高也比較厚的雲層，當然這些區域大都是天氣比較不好的低氣壓區，因為低氣壓區氣流往上上升，容易有雲形成。高氣壓的天氣通常比較穩定，這是因為高氣壓範圍內氣流向下沉，雲層較不易發展，雲頂高度較低、或是晴空無雲，所以在可見光雲圖或紅外線雲圖中，高氣壓區大多呈現較灰、較暗的色調，所反映的是發展高度較低的雲區或是晴空區內較暖的陸地或洋面。

因此利用這樣簡單的判斷原則，可不可以指出圖 10 之 2014 年 6 月 3 日 14 時的衛星雲圖中，鋒面位置在哪裡呢？是否會影響臺灣地區的天氣因而下

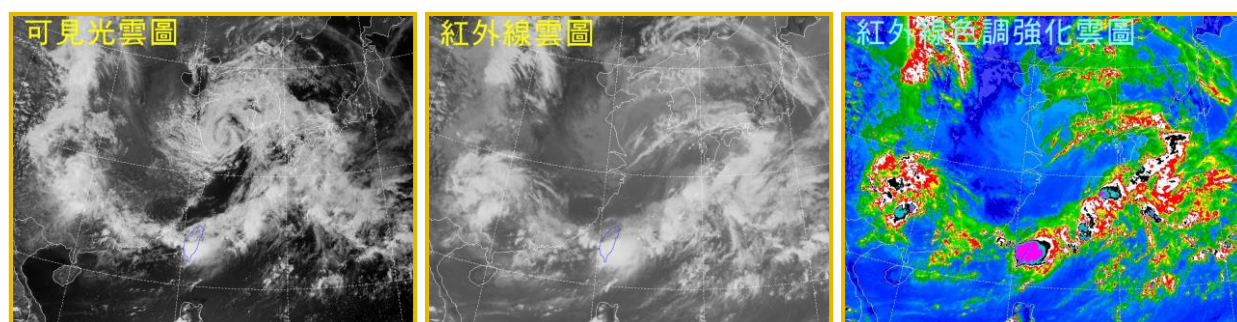


圖 10 日本 MTSAT-2 地球同步衛星 2014 年 6 月 3 日 14 時的衛星影像。

雨？出門是否需要攜帶雨具呢？解答請參考圖 11，即 2014 年 6 月 3 日 14 時的地面天氣圖分析，看看您的研判是否正確呢？。

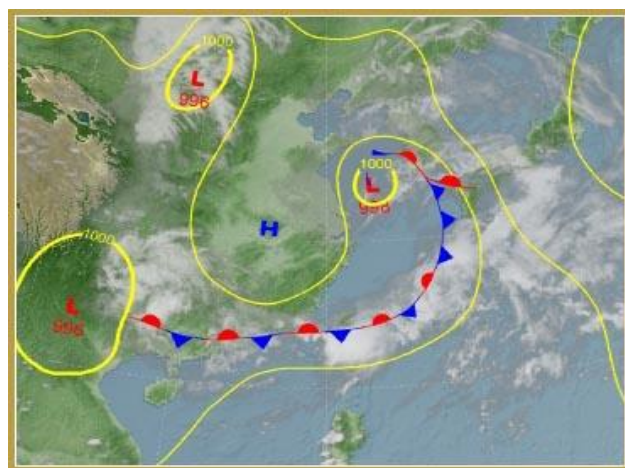


圖 11 2014 年 6 月 3 日 14 時東亞地面天氣圖。

圖 10 與圖 11 都顯示鋒面低壓位於黃海，所伴隨的雲帶通過臺灣地區到華南，衛星雲圖顯示臺灣南部已有強對流雲系發展。

三、氣象雷達的觀測原理

雷達(RADAR)一詞是無線電偵測與測距(RAdio Detection And Ranging)的縮寫，即是以無線電波進行物體的探測及測距。雷達發明於第二次世界大戰前夕，最初是用在軍事上，隨後被廣泛應用到許多的領域，其中一項重要的用途就是天氣監測。除氣象用途之外，雷達也常用於航空工業，包括飛航中的飛機定位顯示，在飛機降落及起飛時提供相當好的安全保障。日常生活中，在球場上的球速測速、警車上的移動式與公路上的定點測速裝置，都是雷達應用的例子。電磁波之父海因里希·魯道夫·赫茲(Heinrich Rudolf Hertz)於 1885-1889 年間在實驗中，即發現電磁波的存在，具有直線傳遞、反射、折射、繞射和偏振等性質，並測出電磁波的波長和速度，只是赫茲未曾想到這項發現，在日後能夠衍生這許多用途。

由於氣象雷達具有全天候觀測的特性，並可觀測大範圍的降雨與氣流特徵的能力，對於氣象觀測而言為相當重要的天氣分析工具，隨著科技的發展，氣象雷達的觀測技術日新月異，所提供的天氣監測資訊也越趨精準與多樣性。

(一) 雷達的偵測波段

所謂無線電波即波長大於 1 毫米的電磁波都稱為無線電波，波長比氣象衛星可見光(0.4-0.7 微米)與紅外線(10-12 微米)頻道觀測所用的波長還要長(參考圖 7)，而雷達所使用的無線電波波長由數毫米至數公尺(頻率範圍 100GHz 到 100MHz)，即在微波及超短波波段，因為雷達經常使用特定波段，因此就以英文字母來辨別該波段，例如 L 波段、S 波段、X 波段、C 波段和 K 波段，現在作業用氣象雷達大多使用 S、C 及 X 等波段。

電磁波在穿越任何介質時都會因衰減效應而減低其能量，所減少的量則視被穿越介質的種類及其密度而定。以氣象雷達而言，所發射的電磁波在空氣中傳遞時，強度會受到空氣中所含的降水粒子影響而有所衰減，衰減的程度與電磁波的波長及降水粒子的大小有關。當雷達電磁波波長越短，或所觀測到的降水粒子越大或越密集時，所受到的衰減效應越明顯。大氣中的降水如雲滴、水滴、雪及冰雹等，都會使電磁波的強度減弱，其中又以大雨及冰雹所產生的影響為最大。

一般而言，波長較長的氣象雷達偵測範圍較遠，電磁波衰減現象較小，

但有較多經由地面(或海面)反射回來的雜波；而波長較短之氣象雷達偵測範圍較小、電磁波衰減現象較大，但經由地面所反射的雜波則較少。

以下就各個波段在氣象雷達使用上的優缺點分別加以說明：

- (a) L 波段：L 即 Long 的字頭，波長為 20-30 公分，最早用於搜索雷達的電磁波波長為 23 公分。
- (b) S 波段：S 即 Short 的字頭，意為比原有波段(L 波段)波長短的電磁波，波長為 10 公分。S 波段電磁波不容易衰減，能觀測到數百公里外的降雨訊號，適用於大範圍的氣象觀測；若配合使用較大的天線碟(往往超過 7 公尺以上)，則可得到較佳的解析度。
- (c) X 波段：X 代表 crosshair 即十字瞄準線之意，波長約 3 公分，為第二次世界大戰期間所發展的火控雷達所用，主要使用在軍機射擊控制之用。

X 波段比 S 波段電磁波所受到衰減來得顯著，在氣象雷達應用上，如在雷達觀測範圍內出現較大的雨勢時，X 波段電磁波只能觀測到數十公里以內的降雨訊號，因此，此波段只適用於短距範圍內的氣象觀測。

由於較小的天線即可達到較高的解析度，故可作為車載雷達，用於短距離、小區域之觀測，飛機上也都配備一個 X 波段雷達，用來偵測航程附近的亂流和其他天氣現象。也因為波長較短，雷達更靈敏，能夠檢測更小的顆粒，可用來檢測如降雪等的弱降水。X 波段雷達一般常使用於雲發展的研究、都市降雨觀測或特殊的觀測任務上，如科技部(前國科會)委託中央大學大氣科學系建置的 TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobil Radar) 雷達(圖 12)、日本都會區防災降雨雷達以及美國用於颶風例行性觀測的飛機-颶風獵者(Hurricane Hunters)等都屬於 X 波段雷達。



圖 12 為科技部(前國科會)委託中央大學大氣科學系建置的移動式氣象雷達(TEAM-R)。(許皓淳 攝)

- (d) C 波段：C 為 Compromise 的字頭，結合之意，即是結合 X 波段和 S 波段的優點，波長約為 5 公分。C 波段雷達發射較窄小的電磁波束，因此天線碟盤不需要非常大，缺點是訊號容易衰減，所以適合應用於短距離

氣象觀測，對於觀測範圍需求相對較小，如監測機場附近航道天氣之氣象雷達，通常就使用 C 波段雷達。如加大天線碟尺寸，則可得到空間解析度較好的觀測資料。

- (e) K 波段:德國人獨立開發波長為 1.5 公分的雷達,此一波段稱為 K 波段(K = Kurtz, 德語意為“短”),惟這一波段的電磁波會被水蒸氣所吸收,以致雷達不能在有雨或有霧的天氣中使用。為了避開這個缺點,也有改為使用比 K 波段頻率略低的 Ku (即 K-under 的縮寫,在 K 波段之下) 波段,波長略長為 1.7-2.5 公分,和頻率略高的 Ka (即 K-above 的縮寫,在 K 波段之上) 波段,波長略短為 0.75-1.2 公分。

(二) 雷達的偵測類型與回波分析

1、雷達的偵測類型

(1)雷達回波

蝙蝠在幽暗的洞穴中飛行為什麼不會撞到同伴和牆壁?這是因為牠們會在飛行中一邊發出超音波一邊接收由四周物體(障礙物)反射回來的超音波,從兩者間的時間差距,判斷物體與本身的距離,而調整飛行的速率與方向。都卜勒氣象雷達探測天氣系統的原理就像蝙蝠一樣,使用單一的天線完成電磁波的發射與接收,來判斷天氣系統的遠近及強度變化。

氣象雷達將高能電磁脈波透過天線聚焦,以多個仰角方式做方位角 360 度旋轉,向空間發射一系列且持續時間很短(微秒,即 10^{-6} 秒)的微波訊號。若空氣中存在雨滴,電磁波經大氣中的雨滴反射回來的訊號(稱為雷達回波 reflectivity)被雷達天線接收之後,根據接收到雨滴所反射回來的訊號強度,再利用不同顏色顯示,即可製成雷達回波圖。回波的強度與水滴粒子的大小、形狀、狀態以及集中率(單位體積內粒子的數量)有關,一般來說,反射回來的訊號越強,降雨的強度就越大,由雷達回波圖即可研判天氣系統的降雨強度及分布狀況。由於雷達觀測面為圓錐面,距離雷達愈遠,代表觀測到的高度就愈高,而雨區與雷達之間的距離則可利用電磁波往返所需的時間及電磁波傳送速度計算出來。由於大氣中的天氣現象大多存在於高度約 15-17 公里的對流層內,加上雷達觀測的距離通常都達百公里以上,在幾何及地球曲率的雙重影響下,使用高仰角進行觀測時,大部分的觀測能量將會

進到沒有天氣現象的平流層內。因此，一般的雷達的掃描仰角都設定 20 度以下。此外，為使雷達在垂直高度上能有完整的觀測，不同仰角間的觀測角度，會考量以波束緊貼的方式以減少空隙的存在，目前氣象局作業雷達以 11 個仰角進行掃描觀測。

(2) 都卜勒效應

奧地利人都卜勒在 1842 年發現，凡是在運動中的波源，它的頻率會隨著與觀測者的相對運動狀態而改變，即朝向觀測者而來的波源頻率會升高，遠離觀測者而去的波源頻率會降低。例如：當救護車駛近(遠離)時，聲調會升高(降低)，這就是著名的「都卜勒效應」。都卜勒氣象雷達與傳統氣象雷達之不同處，在於都卜勒雷達除了含傳統氣象雷達之功能外，另外再以都卜勒效應為基礎，即雨滴移近雷達的速度若越快，散射回來的電磁波頻率就會越高，再經由檢測出降水回波的頻率變化量，就可得知這些雨滴(或冰、雪)移近(或遠離)雷達的速度，而稱之為徑向速度(Radial velocity)或都卜勒速度(Doppler velocity)。

(3) 雙偏極化觀測

隨著科技的發展，氣象雷達的觀測技術日新月異，所提供的天氣監測資訊也越趨精準與多樣性，其中雙偏極化雷達觀測則是作業上的重要發展方向。由於電磁波行進時具有方向性，雙偏極化氣象雷達設計為可分別發射並接收水平與垂直方向傳播的電磁波(都卜勒氣象雷達只有水平方向)，因此可測量更多的觀測資訊(如因雨滴產生的電磁波相位差異量)，這些新資訊在降水估計、反射率衰減訂正及雜波去除等方面均有更優之表現，能更精準地分辨大氣中降水粒子如小雨、大雨、雪及雹等的分布、形狀及相態(液相、冰相)，對於降水特性及量值有較多的掌握能力，甚至可以分辨是否為昆蟲、鳥類等動物所反射的訊號。

近來因電子及射頻元件之進步，已使線性雙偏雷達之穩定性達到作業化之要求，氣象雷達雙偏極化已逐漸成為當前之趨勢與主流。中央氣象局在 103 年 3 月將五分山都卜勒雷達更新為雙偏極化雷達，對北部地區可提供更為精準之降雨估計值。

2、雷達觀測網

目前臺灣地區作業中的氣象雷達總計有 8 座：

(1) 中央氣象局所屬 4 座氣象雷達，分別為北部五分山波長 10 公分的雙偏極化雷達 1 座，以及 3 座波長為 10 公分的都卜勒氣象雷達，分別位於西部臺南七股、南部墾丁和東部花蓮 (圖 13)；

(2) 民航局中正機場 1 座，為波長 5 公分的都卜勒氣象雷達；

(3) 空軍 3 座，皆為波長 5 公分的雷達，分別為架設於綠島的都卜勒氣象雷達 1 座以及臺中清泉崗、澎湖馬公的 2 座雙偏極化氣象雷達 (Dual Polarimetric Radar)。

這 8 座作業的氣象雷達所構成的雷達觀測網密度堪稱世界第一(圖 14)，對於山脈綿互、地形陡峭的臺灣地區，緊密的觀測網可彌補不同雷達因地形阻擋所產生的觀測死角，以提供對於天氣系統更全面的監測。

中央氣象局的氣象雷達觀測始於民國 55 年建置的花蓮氣象雷達站以及 59 年建置的高雄氣象雷達站。自民國 87 年 7 月 1 日起，在「建立臺灣地區都卜勒氣象雷達網計畫」下，整建並更新花蓮氣象雷達，而原位於高雄壽山頂的高雄雷達由於地理位置不佳，雷達盲眼區廣達 20 公里，海浪回波也特別明顯，在國內外氣象學者一致建議下，於民國 90 年 3 月奉准裁撤，另擇七股新建氣象雷達站，另再新建五分山氣象雷達站與墾丁氣象雷達站，於 91 年 6 月 1 日開始執行臺灣地區都卜勒氣象雷達 24 小時的觀測作業，連同



圖 13 中央氣象局五分山、花蓮、七股及墾丁四座都卜勒雷達外觀合成圖。

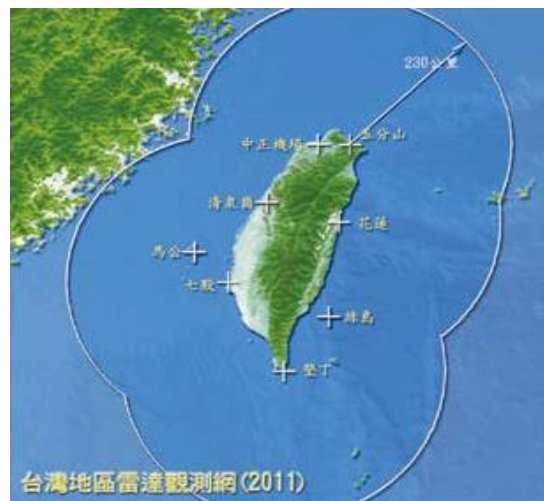


圖 14 臺灣地區氣象雷達雷達網。

民航局及空軍所擁有的 4 座觀測雷達，形成臺灣地區氣象雷達觀測網，完整地監測臺灣地區及其鄰近 460 公里海域的天氣現況。在氣象雷達觀測網建置

完成後，對於減低天然災害損失，保障人民生命財產安全，提昇防洪作業效能，促進水資源規劃利用，增進氣象科技研究發展等方面，均有極大助益。

3、雷達回波分析

氣象雷達的基本產品有 3 種，包括回波強度(dBz)、平均徑向速度及頻譜寬，可以輔助預報人員對天氣系統強弱變化做出最佳的判斷。

基本上，雷達回波強度變化，可代表降雨強度的變化。一般而言，距離雷達較近的範圍內(約 100-200 公里)所觀測到的回波強度，15 - 20dBZ 以上代表會有降雨的可能，20 - 30dBZ 代表雨勢較小，30 - 40dBZ 代表中等雨勢，45dBZ 以上則代表較強的雨勢。因雷達觀測到的回波強度為瞬間觀測，可利用經驗公式將回波強度轉換為降雨強度，並透過多次的觀測累加計算後，可以估計出地面可能產生的降雨量，稱之為雷達降雨估計。

惟在瀏覽氣象局網頁之雷達回波圖時，偶爾會發現，有回波出現，地面觀測卻無雨量；或無回波，地面觀測卻有雨量之現象。茲分別說明其成因及示意圖如下：

狀況一：有回波觀測卻無雨量

- (a) 當雷達所感應之回波離地面過高，加上雲雨系統的底部離地面有相當高度時，雨滴在降落到地面的過程中已蒸發殆盡，致地面觀測無降雨(圖 15)。

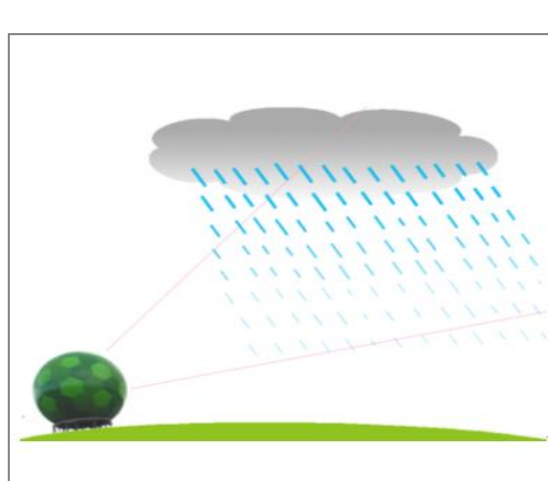


圖 15 回波離地面過高

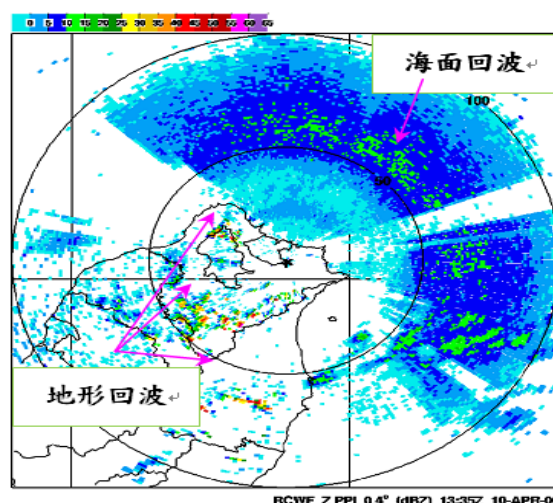


圖 16 反射性回波(地形雜波)

- (b) 雷達電磁波可能直接觸及地形起伏區域，產生反射性回波(即所謂的「地

形雜波」)(圖 16)。或當大氣有逆溫層(氣溫隨高度增加的區域)，電磁波路徑會產生超折射(super refraction)現象，產生大幅偏離，觸及地面或海面而回傳雷達(即所謂的「非正常傳播回波」)(圖 17)。此皆將導致有回波出現，觀測卻無雨量之現象。

- (c) 當雷達站附近出現頻率相近的發射(干擾)源時(如雷達天線正對著太陽、無線電臺等)，干擾性回波即會出現(圖 18)。此亦會導致有回波出現，觀測卻無雨量之現象。

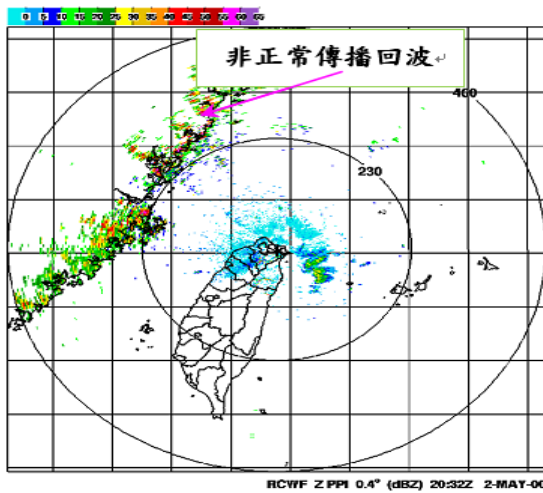


圖 17 非正常傳播回波

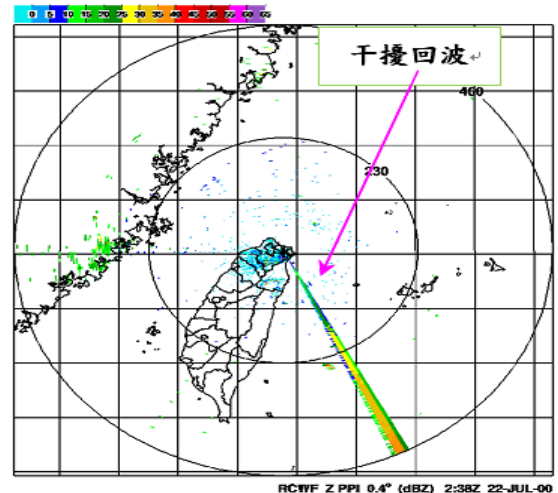


圖 18 干擾性回波

狀況二：無回波觀測卻有雨量

- (a) 雷達掃描之最低仰角為 0.5 度，離雷達愈遠，雷達波離地面愈高。當降

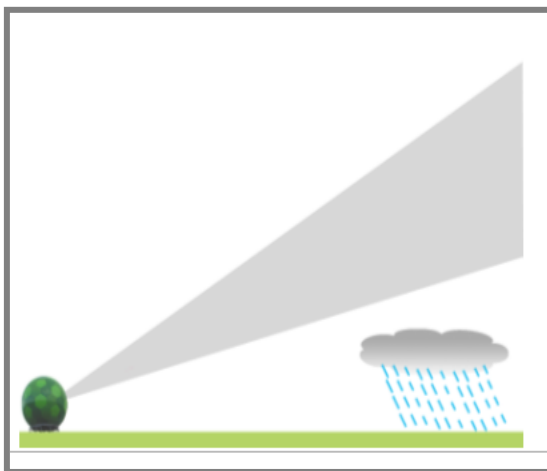


圖 19 降雨系統的頂部低於雷達波束的高度

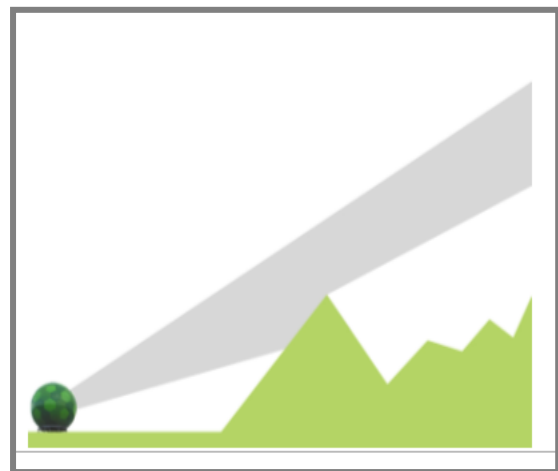


圖 20 受到地形遮蔽

雨系統垂直方向的發展頂部低於雷達波束的高度時，就無回波出現，

但地面卻出現降雨現象(圖 19)。

- (b) 雷達觀測也會受到地形遮蔽的影響產生觀測死角，無法觀測到位於山地地形後方(如山後的窪地或河谷)的降雨狀況(圖 20)，導致雷達回波無法反映或低估該地區實際的降雨量。

(三) 防災降雨雷達

由於豪雨發生時間短暫、降雨強度增加，導致防災工作面臨極大挑戰，唯有強化降雨的監測，才能提升災害預警能力。

受到地球曲率與地形的影響，目前臺灣地區的氣象雷達觀測網有空間上的觀測死角，無法即時且有效地監測在短時間內形成、發展的劇烈降雨，故在現有觀測基礎上，另規劃建立以降雨觀測為目的之防災降雨雷達網，提供都會區及低窪易淹水區高時空解析度之降雨量估計資訊，應用於淹水潛勢預估及預警，期能有效地降低水災所造成的生命財產損失。

防災降雨雷達與現行雷達觀測之差異比較說明如下：

- (a) 防災降雨雷達採用 C 波段雙偏極化雷達，本局作業中之雷達為 S 波段；
- (b) S 波段氣象雷達監測範圍達 460 公里，防災降雨雷達能監測 75 公里範圍以內的降水，而 60 公里則為最佳觀測範圍，所需發射的能量僅約為 S 波段雷達的四分之一；
- (c) S 波段氣象雷達最低觀測仰角為 0.5 度，最高 19.5 度，高度 1.5 公里以下的低空區域為觀測死角，防災降雨雷達最低觀測仰角為 0 度，最高仰角為 2 度；
- (d) S 波段氣象雷達每 10 分鐘有 1 筆資料，而防災降雨雷達每 2 分鐘即可有 1 筆資料；
- (e) S 波段氣象雷達空間解析度為 1 至 2 公里，而降雨雷達為 150 公尺。

目前規劃於北、中、南、雲嘉南及宜蘭建置共 5 處區域防災降雨雷達，採用 C 波段雙偏極化建置，提供 2 種觀測模式，即防災水文模式及一般降雨模式。一般降雨模式與一般地面的雙偏極化雷達觀測相同，主要針對較大範圍，以較多仰角(9 個仰角) 進行降雨的監測。防災水文模式，則以降雨為觀

測對象，最高進行 4 個仰角觀測，可獲得 100-250 公尺與 1-2 分鐘高空間、高時間解析度的降雨資料，資料之精確度將大幅優於現行觀測資料，有助於提升防災預警與應變能力。

這 5 座區域防災降雨雷達建置後將與本局現有的其他 S 波段雷達形成緊密的雷達觀測網，進行整合應用，可獲得完整的臺灣範圍觀測資料，如雷達風場與雷達回波等，更能正確地掌握一般天氣變化或劇烈降雨系統的發展(圖 21)。

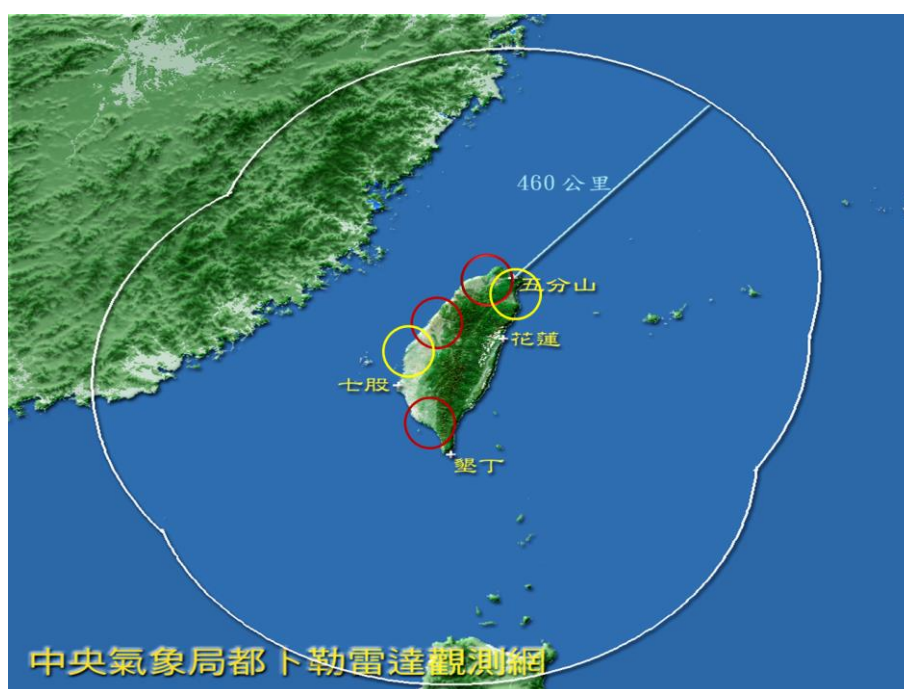
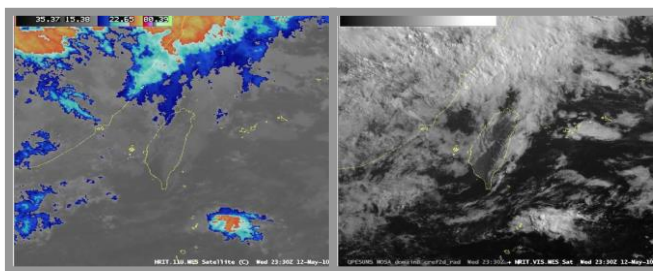


圖 21 北、中、南、雲嘉南及宜蘭 5 座區域防災降雨雷達涵蓋範圍圖，個別雷達所標示半徑為 60 公里的最佳觀測範圍。

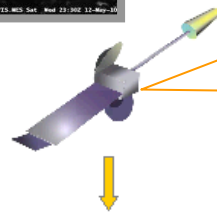
四、雷達與衛星觀測的差異及限制

(一) 雷達與衛星觀測差異

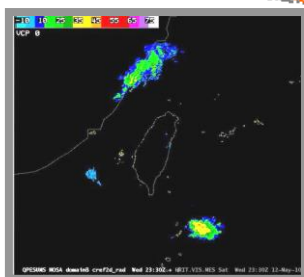
由外太空，利用氣象衛星觀測各種雲系或天氣系統的變化，主要是感應到雲中或表面對外散發的各種不同波長的輻射反應，這些輻射量值反應了雲所在位置的溫度或反射陽光的程度，因此我們可以由衛星「看」到大範圍雲體所呈現的外觀(圖 22)。



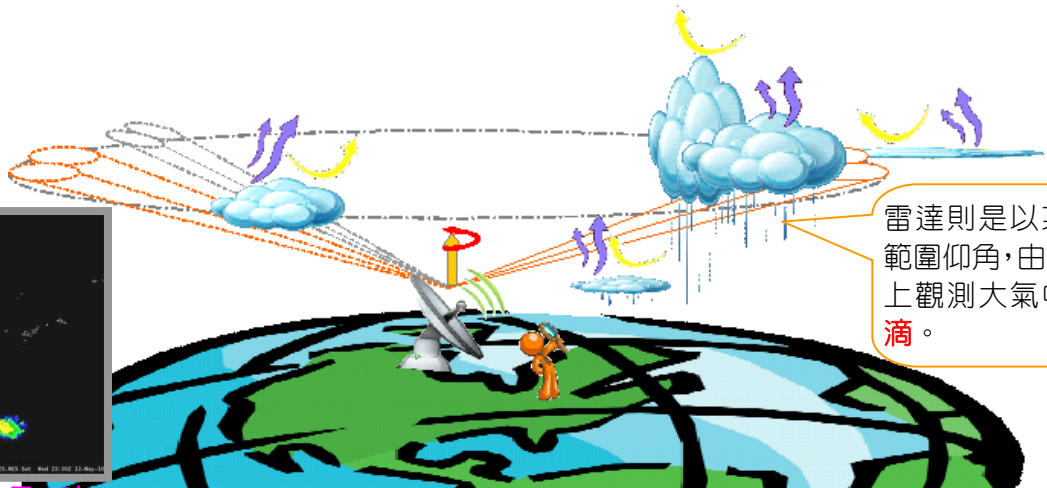
日本MTSAT氣象衛星2010年5月13日8時
紅外線色調強化與可見光影像



衛星是由高空往下觀測地表的天氣系統，所看到的是雲頂表面的溫度(紅外線雲圖)與反照率(可見光雲圖)，因此衛星所看到的是表面的雲滴並不是降落的水滴。



2010年5月13日8時
雷達回波圖



雷達則是以某固定範圍仰角，由地面往上觀測大氣中的雨滴。

圖 22 衛星與雷達觀測的差異。

而大部分的氣象雷達都是裝置在地面上，以多重仰角，由下往上，作 360 度全方位旋轉掃描雷達站附近(半徑 460 公里以內)上空或降落中的水滴。因此，雷達所能「看」到的就是相對於大範圍雲系內較小的降雨區域。

(二) 雷達與衛星觀測的限制

通常雷達掃描最低仰角為 0.5 度，當較遠的降雨系統頂部低於雷達波束的高度時，就無回波出現。另外，受地形遮蔽、雨滴降落至地面前可能發生蒸發作用、局部的大氣逆溫層(氣溫隨高度增加)與其他電波發射(干擾)源存在等因素，都會影響雷達對於降雨的觀測結果。

地球同步衛星每次觀測超過地球三分之一的範圍，所以可掌握到大範圍天氣系統的移動與變化情形。然而，衛星為一種由太空往下觀測的遙測工具，因此衛星的觀測儀器，大部分僅能觀測到雲系表面的變化，對於雲系內部與低層的結構特徵，則無法明顯得知。

另外，衛星在太空中接收地表或雲的輻射訊號，所接收之輻射強度，易受到大氣中各種氣體或懸浮微粒的干擾，增加分析研判以及反演氣象資料的困難度。

五、臺灣地區四季的主要天氣系統

臺灣地區位於中緯度與低緯度交界處，因此隨季節交替，季風變化明顯。冬天受蒙古高壓南下影響，寒冷的東北風來到臺灣，氣溫經常可下降至10度左右，高山地區亦偶有降雪發生；春季時，太平洋高壓勢力增強，蒙古高壓則逐漸北退，此時臺灣位在冷、暖空氣交會的鋒面影響環境下，經常有豪(大)雨甚至超大豪雨的發生，因此，春季降雨、梅雨鋒面的降雨，皆為臺灣地區最顯著的災害性天氣之一。

當時序進入到夏季，臺灣地區受太平洋高壓控制，天氣晴朗炎熱，高溫常超過攝氏35度，午後受熱力作用影響，在臺灣西半部經常有雷陣雨發生；同時，在西太平洋上亦有活躍的熱帶低氣壓生成。熱帶低氣壓增強後，常發展成為颱風並西進侵襲臺灣，每年造成臺灣地區重大的經濟損失。10月份，太平洋高壓逐漸減弱，臺灣地區再度恢復受鋒面影響的天氣型態。

以下將說明臺灣地區，隨季節變化，衛星與雷達所觀測，最具代表性的天氣現象。

(一) 春季

1、春雨鋒面

每年3~4月時大陸冷氣團尚未減弱，但已有鋒面系統在華中、華南地區形成，並迅速向東移出，由於南方的水氣帶仍未建立，受大陸冷氣團的影響，初春的鋒面系統，較不容易出現明顯的對流(雷雨雲)，雲系大都以中、低層的層狀雲為主，連續性的降雨，大多集中在北部與東北部地區。

圖 23 為 2014 年 4 月

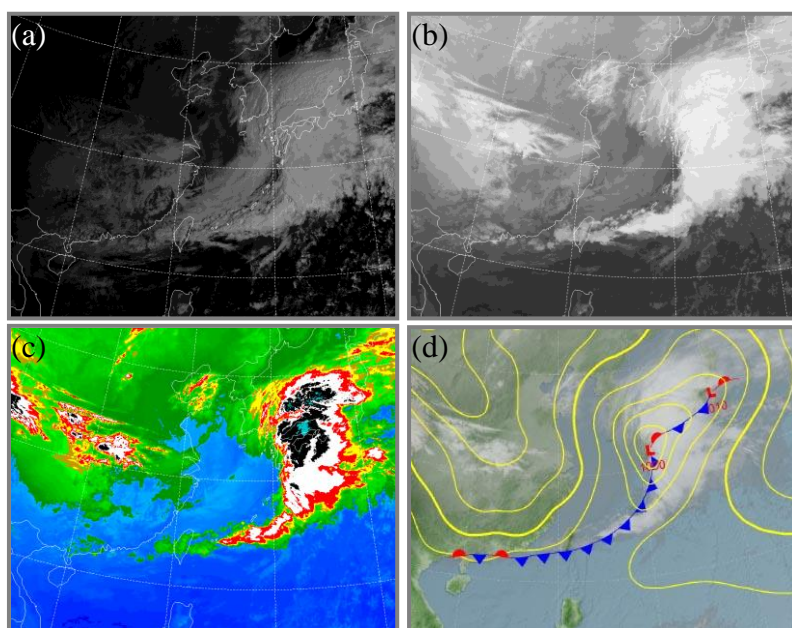


圖 23 日本 MTSAT-2 地球同步衛星 2014 年 4 月 13 日 8 時觀測的可見光雲圖(a)、紅外線雲圖(b)與色調強化雲圖(c)以及天氣分析圖(d)。

13日上午8時日本MTSAT地球同步衛星觀測的可見光、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖及地面天氣分析圖，雲圖顯示，帶狀的鋒面雲帶自日本南方海面，向西南延伸經過臺灣到華南沿海附近。

此時臺灣附近雲層的雲頂溫度約為 $10 \sim -32^{\circ}\text{C}$ ，雲頂高度在4~5公里左右(藍色至綠色漸進色區域)，鋒面上沒有明顯的胞狀對流雲，大都以中、低層的層狀雲組成為主，伴隨較微弱的降雨現象。圖23(d)為相同時間的地面天氣分析圖，圖中可看到藍色的鋒面自日本向華南延伸，鋒面的西北側為乾冷的大陸高壓、東南側則為性質完全不同的暖濕太平洋高壓。

2、沙塵暴

當乾燥且寒冷的冷氣團移經乾燥或半乾燥地區，近地面的強風將颳起乾燥地面表層的沙粒與灰塵，使得沙塵瀰漫在空氣中，也降低了能見度，影響民生、交通甚鉅。臺灣地區每年冬末、春初，受到來自中國西北和華北、蒙古一帶，包括新疆、甘肅、河套、內蒙古、蒙古等地的沙塵暴影響，造成空氣品質下降。

每當中國大陸發生沙塵暴時，這些沙塵大部分都向東移至日本與韓國等地。某些情況下，會經由天氣系統(如南下的鋒面)的長程輸送與擴散過程，南移至臺灣地區，惟此時空氣中的沙塵與懸浮微粒濃度都已下降，不易在衛星影像中清楚辨識，需經過空氣品質監測儀器監測結果才能發現。

圖24為2011年5月1日日日本MTSAT地球同步衛星每間隔3小時的可見光頻道影像，鋒面雲帶由日本向西南延伸，鋒面後方的冷空氣區域中，乾燥地表的沙塵被強風揚起，隨鋒面系統東移而移到海面，如橘色虛線圈圍處呈現灰色朦朧區

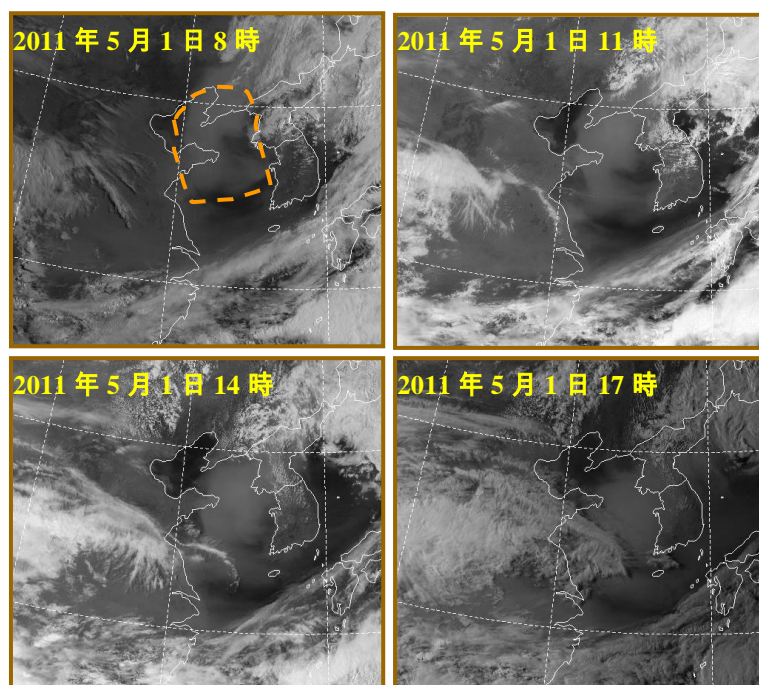


圖24 日本MTSAT-2地球同步衛星2011年5月1日每3小時的可見光雲圖。

域。

沙塵暴自中國河套附近發生後，伴隨鋒面後面的冷空氣向東移動，經過黃海、渤海灣，嚴重影響韓國與日本地區的空氣品質。

經由當天上午 10 時 54 分的地球環境資源衛星觀測所得的影像(圖 25)，我們可以更為清楚的看到，渤海灣與黃海附近的黃色沙塵散佈狀況，與其東北方與西南方的白色雲層有著明顯的差異。

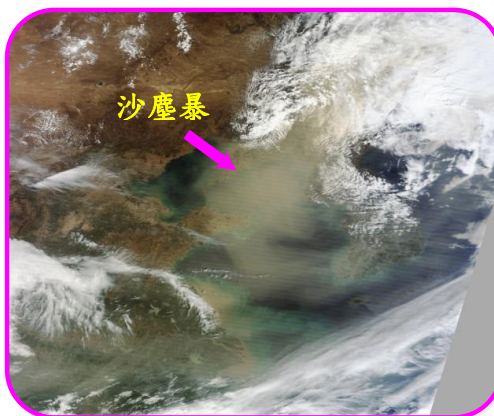


圖 25 2011 年 5 月 1 日上午 9 時 54 分 EOS-Terra 地球環境資源衛星影像。

3、霧

每年約 2~4 月時序進到春季，冷空氣逐漸減弱，受到南方來的濕暖空氣影響，空氣中的水氣含量遠高於冬天。當冷氣團從中國大陸移動到東海、日本及其南方海面，臺灣地區及中國大陸沿海都為偏東氣流，夜晚至清晨時，近地面空氣受到地面長波輻射冷卻，溫度下降，使得空氣達到飽和而形成濃霧的現象，這種濃霧經常造成局部地區的能見度不佳。

濃霧經常出現在金門、馬祖一帶，臺灣西半部中山高速公路的三義、苗栗段也因為地形之故，氣流沿山坡爬升，溫度降低而使空氣達到飽和，於夜間也常有濃霧形成。另外，在臺灣海峽與中國大陸東部海面，亦常在春季的夜晚與清晨，出現持續時間較長的輻射平流霧，影響海面船隻航行安全甚鉅。

圖 26 為 2012 年 3 月 1 日上午 8 時(0000 UTC)日本 MTSAT-2 地球同步觀測的衛星雲圖，圖左之可見光雲圖中，可發現臺灣海峽北部往南延伸到華

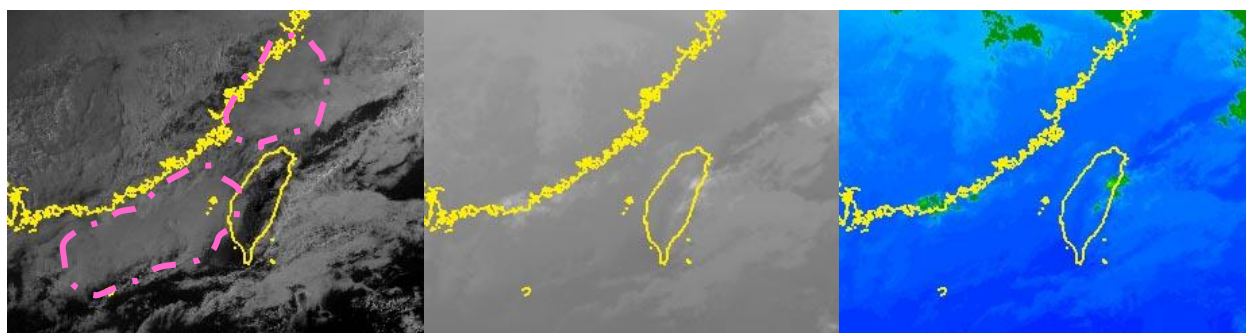


圖 26 日本 MTSAT-2 地球同步衛星 2012 年 3 月 1 日 8 時的衛星雲圖由左至右分別為可見光雲圖、紅外線雲圖與紅外線色調強化雲圖。

南附近海面的灰白色區域(紫紅色虛線處)，雲層表面呈現非常的平滑，且邊界清晰，紅外線或紅外線色調強化雲圖皆顯示，該區的雲頂高度都相當低，此即為霧區。

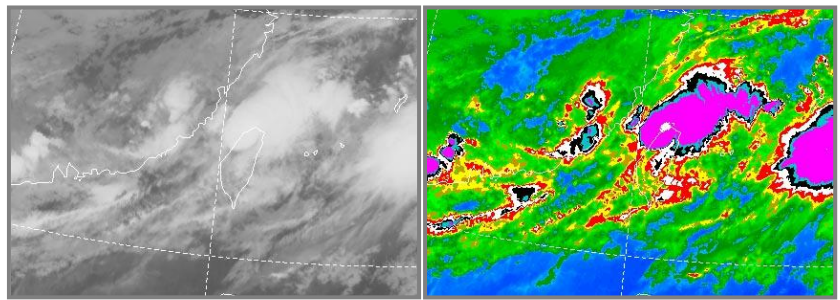
由地面氣象站觀測資料亦顯示，早上 8 時華南沿海與臺灣臺南、高雄附近都有霧的出現，隨著日出之後受到太陽照射，霧區逐漸消散。

4、梅雨鋒面

華南與臺灣地區每年 5、6 月的季節性降雨以梅雨鋒面接近、移入所帶來間歇性或連續性降雨為主，此時適逢東北季風與西南季風的轉換期，當梅雨鋒面滯留時間較長、鋒面結構完整時，常在鋒面上出現連續性的對流胞狀雲，此胞狀雲所引發的雷雨，常造成局部豪(大)雨現象。

衛星影像特徵：

2012 年 6 月 11 日
~12 日梅雨鋒面自華南
地區移到臺灣地區，圖
27 與圖 28 為日本
MTSAT-2 地球同步氣
象衛星分別於 6 月 11
日 23 時與 6 月 12 日 8
時所觀測的衛星雲



圖，顯示鋒面雲帶上存在著非常活躍的雷雨胞狀雲，對流胞於 11 日深夜(圖 27)盤據北臺灣，利用色調強化雲圖更容易分辨對流最強位置及其雲頂發展高度，6 月 12 日 8 時(圖 28)的雲圖則顯示北臺灣的對流有減弱趨勢，但臺灣海峽及南臺灣的對流則發展更旺盛，早上 8 時的可見光雲圖因為太陽仍位於臺灣東方，陽光斜射之故，可清楚看到涵蓋在臺灣本島的雲層表面，由於雲

圖 27 日本 MTSAT-2 地球同步氣象衛星 2012 年 6 月 11 日 23 時所觀測的紅外線雲圖(左)與色調強化雲圖(右)。

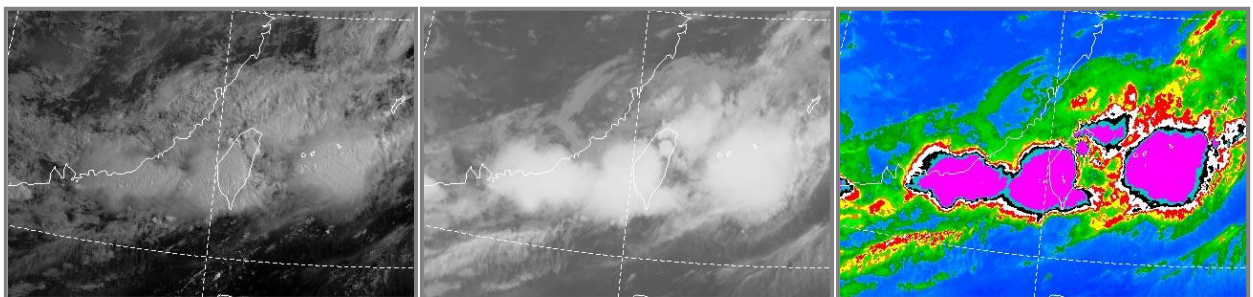


圖 28 日本 MTSAT-2 地球同步氣象衛星 2012 年 6 月 12 日 8 時所觀測的可見光雲圖(左)、紅外線雲圖(中)及色調強化雲圖(右)

的發展高度不同，有明顯的陰影而呈凹凸不平。

雷達回波分析：

雷達回波觀測，除了可以直接得到即時降雨強度的資訊外，另外利用雷達回波與降雨率的經驗關係式，更可以直接估算出小時累積雨量的分布情形，提供防災單位預警重要的參考資料。

圖 29 為 6 月 11 日 22 時 50 分的北臺灣雷達回波圖(參考圖 27 之衛星雲圖)，顯示在臺灣西北側有明顯的強回波，由 6 月 11 日上午 8 時到 6 月 12 日上午 8 時的 24 小時累積降雨量(圖 30)顯示，桃園、新北市與臺北市多處地區雨量超過 350 毫米(暗紅色區域)，這一波的梅雨鋒面的確在臺北市文山區造成淹水災情。

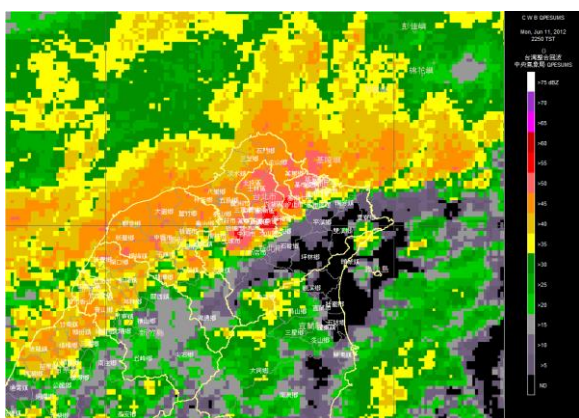


圖 29 2012 年 6 月 11 日 22 時 50 分雷達回波圖

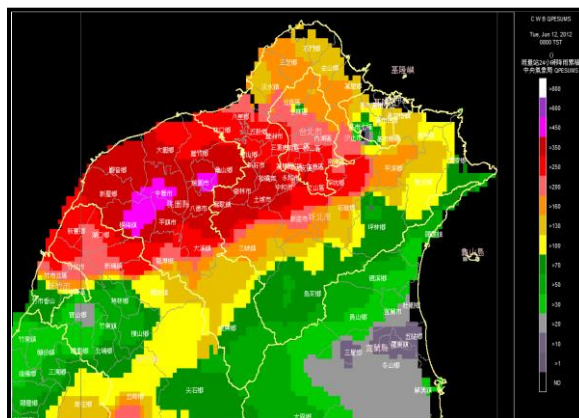


圖 30 2012 年 6 月 11 日 8 時至 6 月 12 日 8 時累積降雨量分布圖

(二) 夏季

每年 6~10 月，逐漸進入到夏天的天氣型態，臺灣地區的天氣除受西太平洋上所發生的颱風侵襲影響外，其間則為午後出現的雷陣雨。由於臺灣複雜的地形變化，使得降雨分布極不平均，從衛星與雷達影像分析資料中，都可以發現兩者的特徵差異。

1、午後雷陣雨

夏日，臺灣受到太平洋高壓影響下，上午通常為無雲的好天氣，如果空

氣中飽含水氣，地面受太陽直接加熱後，水氣不斷的蒸發上升並在大氣中凝結成雲。因此，約在中午前後，西半部的山區附近，開始有積雲出現並逐漸

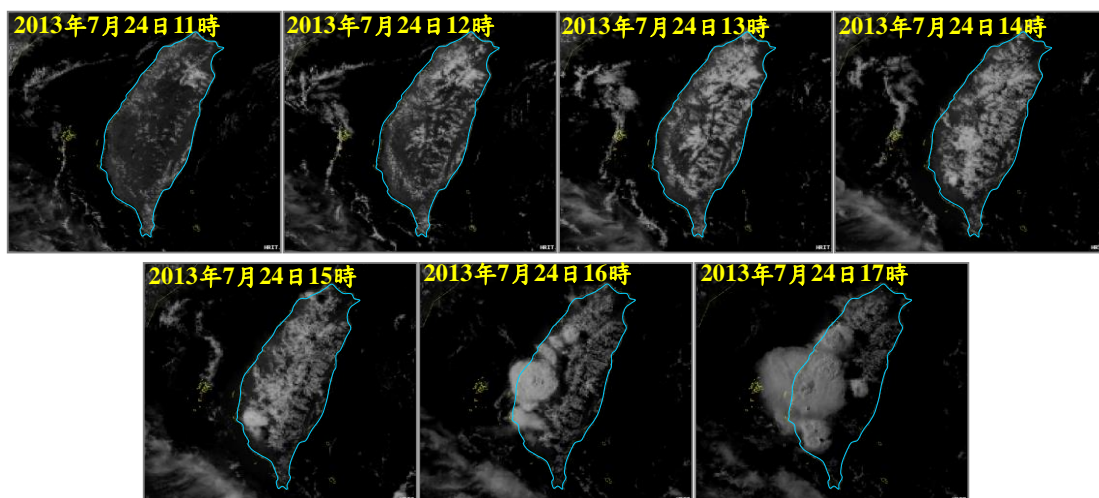


圖 31 日本 MTSAT-2 地球同步衛星於 2013 年 7 月 24 日 11 時至 17 時每小時可見光雲圖。

發展成為積雨雲，此積雨雲即我們一般所稱的雷雨胞，通常這些積雨雲在午後發展達到最強，所以降雨經常在中午過後出現，持續至傍晚逐漸減弱。

衛星影像特徵：

圖 31 為日本 MTSAT-2 地球同步衛星 2013 年 7 月 24 日 11 時至 17 時每小時可見光雲圖，圖中我們可以看到上午臺灣本島地區，皆為晴朗的好天氣，僅在山區有零星雲系。中午 12 時過後，各地雲量陸續發展，這是由於受到太陽加熱作用，所發展的積雲；隨後，即迅速發展成為積雨雲，下午 4 時，在臺灣的西半部已經發展成為數個胞狀雷雨雲，並降下局部性大雨。

雷達回波分析：

圖 32 為 2013 年 7 月 24 日下午 2 點 40 分的雷達回波圖，從雷達回波圖上，可以看到在臺灣陸地上出現有如爆米花般的小範圍回波。在臺灣西部地區出現小範圍明顯強降水區。

午後對流發展變化快速，從開始生成到消散，可能只有數分鐘到數小時，

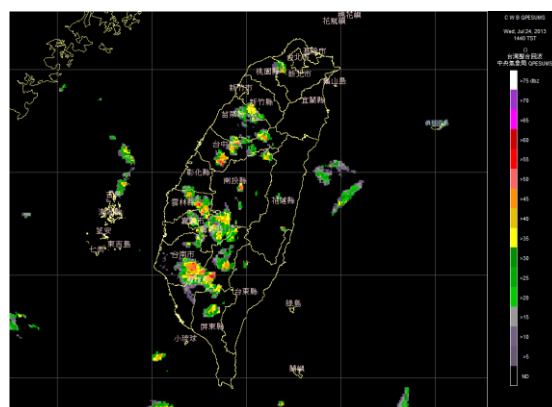


圖 32 2013 年 7 月 24 日下午 2 點 40 分雷達回波圖。

利用雷達在時間上較為密集的觀測，較衛星觀測更能精準的掌握在臺灣附近所發展的對流雲的移動、增強或減弱的資訊。

雷達回波分布的範圍，代表降雨區的範圍，當回波在水平方向的差距甚大，並出現局部性的極大值時，代表對流發展劇烈，可能出現強降雨、冰雹甚至龍捲風等災害性天氣。以 2013 年 6 月 4 日的雷達回波圖(圖 33)為例，圖中最大回波超過 65dBZ，顯示可能出現劇烈的天氣現象，而實際上，當天在臺北市許多地方的確有降下冰雹的紀錄。圖 34(a)為 2013 年 7 月 7 日的午後雷雨雷達回波圖，圖 34(b)顯示 1 小時的累積降雨量大於 50 毫米，短時間的強降雨也造成新北市地區多處淹水。

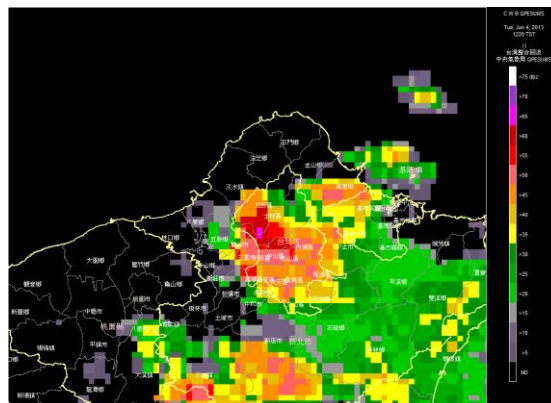


圖 33 2013 年 6 月 4 日 12 時 20 分雷達回波圖，圖中最大回波超過 65dBZ。

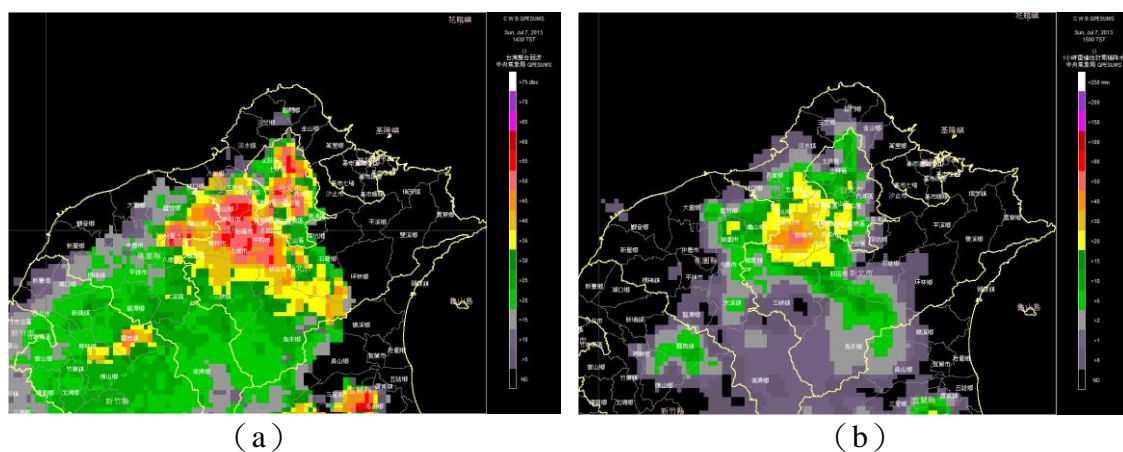


圖 34 (a)2013 年 7 月 7 日 14 時 30 分雷達回波圖，(b) 2013 年 7 月 7 日 14 時至 15 時雷達估計降雨量分布圖。

2、颱風

每年暖季，在北緯 10~15 度的熱帶洋面上，容易有熱帶低壓系統風暴發生，由於受到地球自轉影響，形成具有氣旋式旋轉的低壓系統，加上洋面上足夠的水氣供應，使得對流發展旺盛，氣旋式旋轉產生的輻合作用，再增強原來的對流作用，使低壓系統漩渦繼續加深，也就是使四周空氣加快向漩渦中心流，流入愈快，所形成的風速就愈大，當近地面最大風速達到或超過每秒 17.2 公尺或每小時 62 公里時，我們就稱它為颱風，當颱風繼續增強至一定強度時，中心會有下沉氣流出現，而形成所謂的颱風眼。熱帶洋面的低

壓系統，因為發生的源地不同，各使用不同的名稱，我們所在的西北太平洋地區，將發展成熟的熱帶低壓風暴稱為「颱風」(Typhoon)；北美洲地區稱為「颶風」(Hurricane)，印度洋、澳洲及南太平洋等地區則稱為「氣旋」(Cyclone)。

衛星影像特徵：

一般發展成熟的颱風具有颱風眼、眼牆、外圍雲雨帶等特徵；颱風的眼牆與外圍雲帶都伴隨著活躍的對流雲，因此，每當颱風移經臺灣地區時，常有顯著的降雨發生，造成生命及財產的嚴重損害。

圖 35 為發展到一定強度並且結構完整的颱風例子，當颱風強度增強為強烈颱風時，由衛星可見光頻道或者是紅外線頻道，都可以看到中央部分，有颱風眼形特徵。同時，在颱風眼的外圍，環繞著發展高度最高，紅外線溫度最低的劇烈對流雲，我們通稱為眼牆，此部分為颱風主要的降雨區域，其次，則是集中在外圍雲帶上。

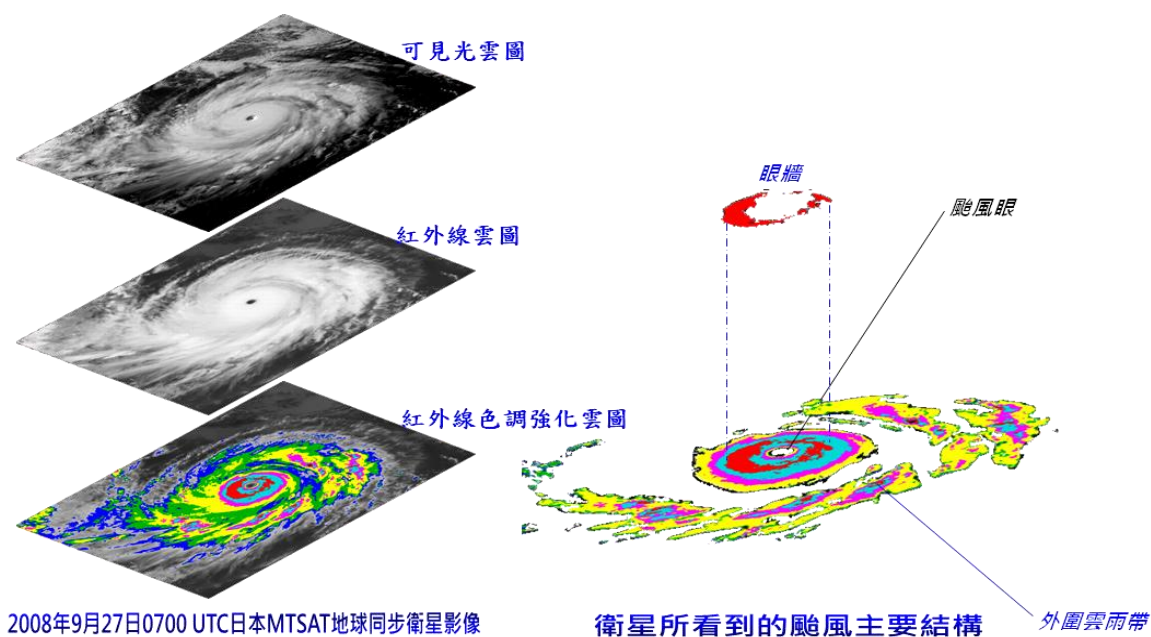


圖 35 發展完整的颱風結構。

雷達回波分析：

雷達在颱風監測方面，依據颱風的大小、發展階段、構造上之特徵、地形之影響以及季節而不同，可說是千變萬化，它的完整外觀結構主要包含

了：颱風眼、眼牆以及外圍的螺旋雨帶。颱風眼區主要特徵為無回波或弱回波的區域，通常為眼牆所包圍。眼牆區為經常成環狀封閉形狀，主要為對流性的強降水區，同時是颱風風速最強的區域。螺旋雨帶顧名思義其降水區呈螺旋狀，回波的強度一般較眼牆區弱，且無封閉的情形發生，由於其影響區域廣闊，也經常是造成劇烈降雨重要的原因之一。

在實際作業中，雷達回波可提供颱風中心定位、過去移速、移向以及最強雨區分布的判定，分別敘述如下：

(a) 中心定位

颱風眼區的中心，在作業上通常可定義為颱風的中心，在雷達降水回波圖顯示為無降水區，圖 36 為 4 個侵臺颱風眼牆附近的降水回波分布，由降水回波顯示圖(a) 1996 年賀伯颱風的眼為一個橢圓形的形狀，颱風眼長軸約 70 公里，圖(b) 2001 年的納莉颱風與圖(d) 2007 年的柯羅莎颱風的眼型則是呈現較對稱的圓眼結構，颱風眼直徑約 60 公里，而圖(c) 2007 年韋帕颱風的

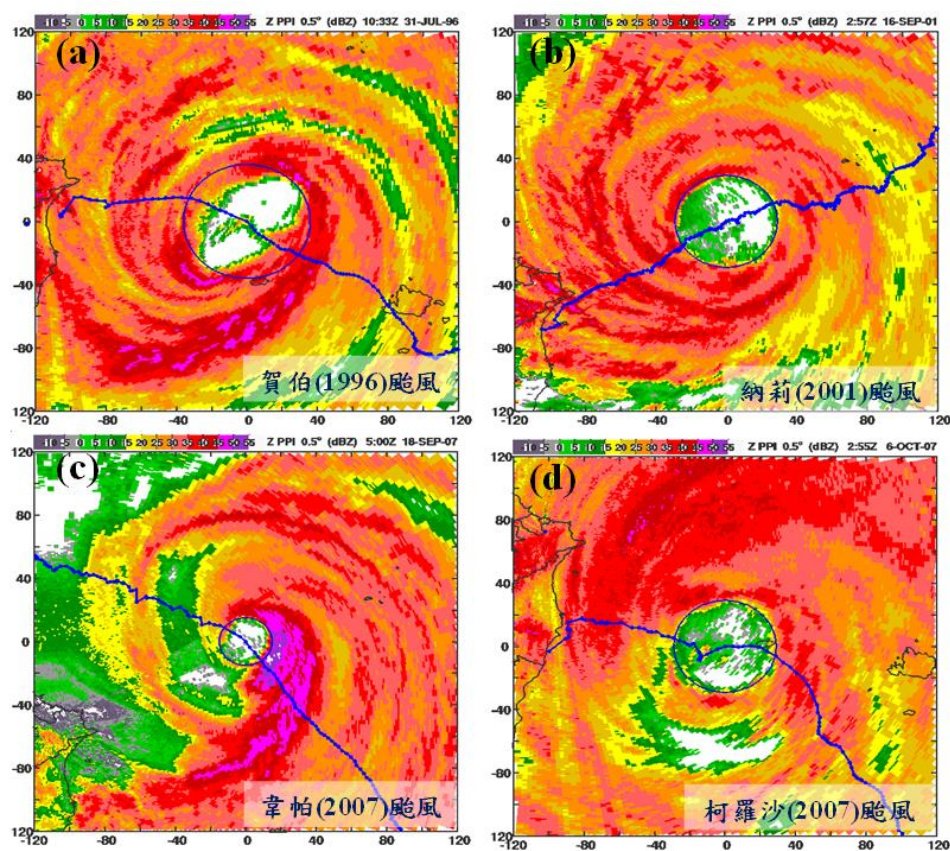


圖 36 颱風雷達回波圖，圖中藍線為利用弱回波中心所決定之颱風中心路徑。

眼直徑約只有 30 公里左右，相對而言為較小的眼。

(b) 移速及移向

圖 36 中之藍色線為利用每一觀測時間所決定之中心所繪製之中心路徑，由這些定位的位置，可計算出颱風在過去一段時間內的移動速度及方向，可輔助對於颱風在短時間之移動趨勢的參考。

(c) 降雨分布

圖 36 的雷達回波圖顯示颱風眼四周為彎曲的螺旋狀雨帶所包圍，而雨帶並非對稱分布，圖 36(a)中顯示賀伯颱風(1996)中心被橢圓形眼牆所包圍，在眼牆之外則有螺旋雨帶，南方的螺旋狀雨帶中，呈現強降雨回波值的範圍明顯較眼牆區域來的廣闊；圖 36(b) 為 2001 年的納莉颱風，則是呈現相對圓形對稱的眼牆結構，其外圍的螺旋雨帶也非常顯著；而圖 36(c) 2007 年的韋帕颱風和圖 36(d)柯羅莎颱風則皆顯示眼牆結構為不對稱的形態，韋帕颱風的眼牆與螺旋雨帶的強降雨區主要集中在颱風的東側與東南側，而柯羅莎颱風主要的降雨區域出現在颱風的西北側，而颱風的南側降雨明顯較弱。

(三) 秋季

當秋天來臨，太陽的直射區域，逐漸南移到赤道附近，太平洋高壓的強度不似夏季那麼強，但是位於中低緯度的臺灣，仍能感受到太平洋高壓的餘威(秋老虎)，氣溫相較於夏日，略為下降，早晚溫差增大，感覺稍有涼意，此季節大家最關心的莫過於第一道鋒面何時南下，以及並非夏季專屬的颱風。

1、秋天的鋒面

我們常聽到氣團這個名詞，到底「氣團」是什麼呢？凡是大範圍性質相近的空氣就稱為氣團，如太平洋高壓位於太平洋廣大的洋面上，為既溫暖、濕度又高的暖氣團，而蒙古高壓或西伯利亞高壓位於高緯度地區，此處地勢廣大又平坦，空氣既乾燥且寒冷，稱為冷氣團。

當時序進入 9 月秋天來臨，太陽的直射區域，逐漸南移到赤道附近，太

平洋高壓的強度不似夏季那麼強，北方的冷空氣強度趨勢逐漸增強，當乾冷氣團往南潰流而推擠到前方的暖濕氣團，鋒面系統於是形成，鋒面系統隨著冷氣團的推擠持續向南移動，如果冷氣團夠強，將鋒面系統南推到臺灣附近，此時臺灣地區東北部及北部首當其衝，天氣型態首先會有明顯的變化，然後大家可以感覺到氣溫開始下降，故入秋後，首波影響臺灣的鋒面系統到

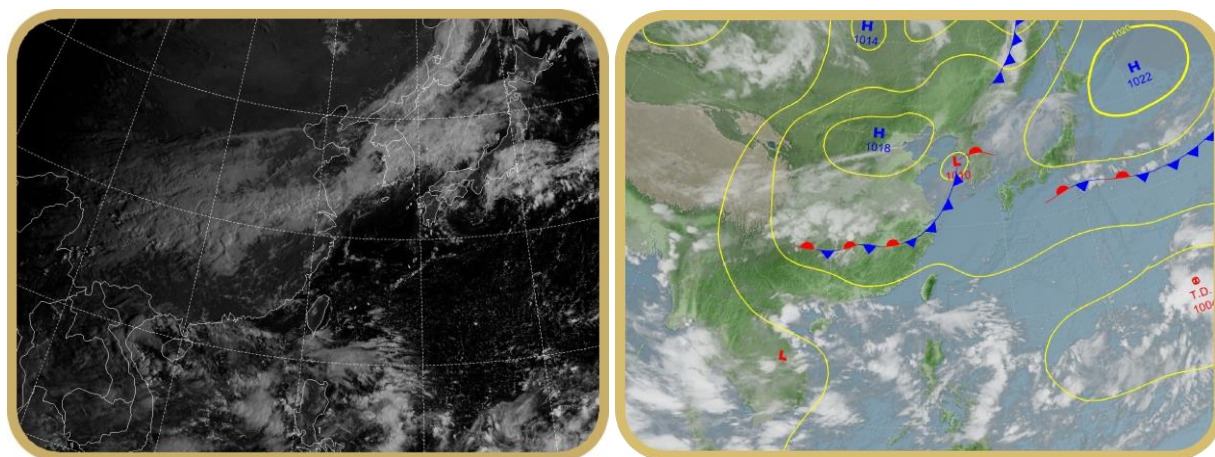


圖 37 2013 年 9 月 11 日 08 時(0000UTC)的 MTSAT 可見光雲圖以及天氣圖。

底何時到達，經常是大家所關心的。

圖 37 為 2013 年 9 月 11 日 08 時(0000UTC)的 MTSAT 可見光雲圖及天氣圖，雲圖中自日本海經朝鮮半島、黃海到華中的雲帶即為鋒面系統所伴隨的雲帶，雲帶北方呈晴空無雲狀態，此即為穩定的乾冷氣團所籠罩的區域。

2、東北季風與颱風

在這時期，太平洋上仍然還是有颱風發生，此時最擔心的除了颱風的移動方向外，還得注意大陸冷高壓的位置是否引進東北風，當颱風移到臺灣附近時，此時臺灣地區很可能會因冷空氣南下，同時受到颱風的環流與東北季風共伴的雙重效應影響，不僅地面風速增強，降雨量也大增，尤以東部、東北部影響最明顯；或是因高氣壓南下引進東北風，而造成颱風向西南方向移動。

圖 38 為 2009 年 10 月 5 日 02 時(1800UTC)的天氣圖及日本 MTSAT 地球同步衛星紅外線色調強化雲圖，由圖顯示，編號 17 號輕度颱風芭瑪(Parma)正位於恆春南南西方之巴士海峽海面，所伴隨的主要雲系已減弱，很明顯的

其外圍雲帶於臺灣花蓮、宜蘭一帶引發劇烈對流。

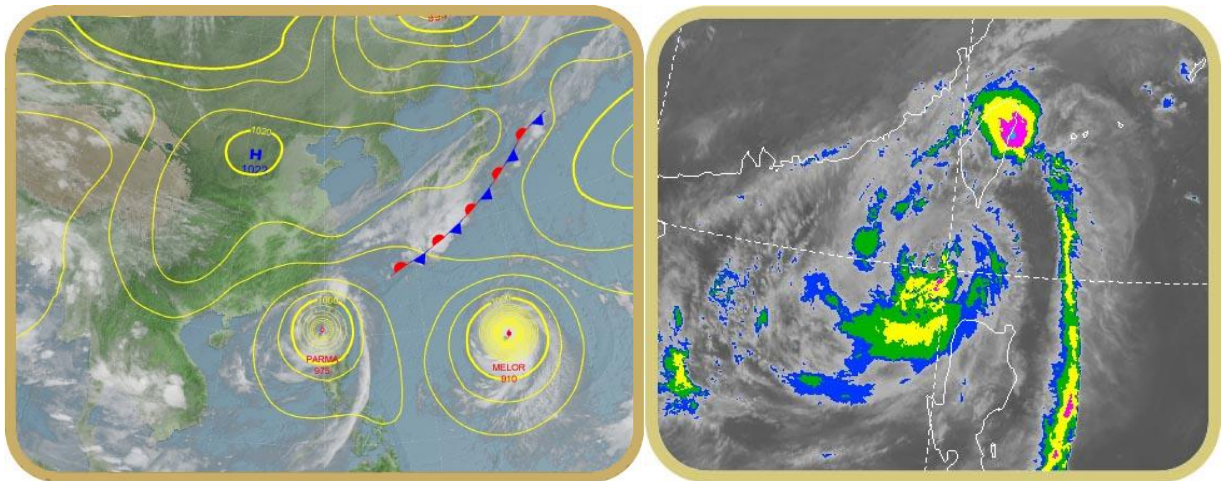


圖 38 2009 年 10 月 5 日 02 時(1800UTC) 天氣圖及 MTSAT 紅外線色調強化雲圖。

圖 39 則為 2010 年 10 月 21 日 20 時(1200UTC)的天氣圖及 MTSAT 紅外線色調強化雲圖，也顯示編號 13 號的梅姬(Megi)颱風位於恆春西南方即巴士海峽西側，颱風中心雲系仍伴隨劇烈對流，未受地形影響而破壞其結構，颱風眼仍清晰可見，而在臺灣東部及海面上出現較劇烈的對流雲系。

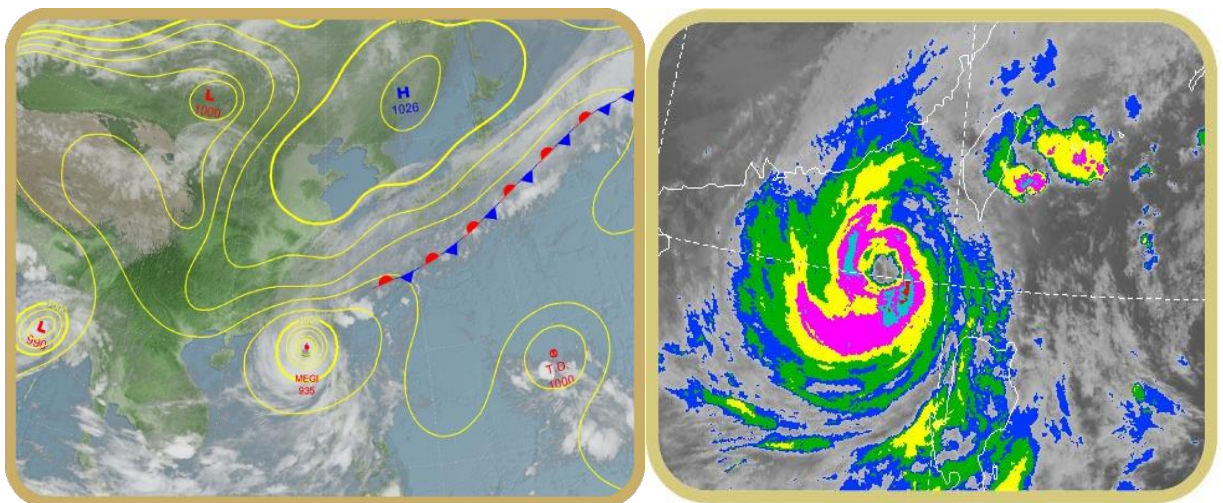


圖 39 2010 年 10 月 21 日 20 時(1200UTC) 天氣圖及 MTSAT 紅外線色調強化雲圖。

由以上兩個個案之天氣圖皆可看出鋒面系統已東移，鋒面後方引進微弱的北方冷空氣，臺灣東北部及東部因颱風外圍環流加上東北風共伴效應的影響之下，雲圖皆可見明顯出現發展較為劇烈的對流雲系，而引發豪大雨現象。

2001 年編號 16 號的納莉(Nari)颱風，形成於琉球群島北方，在附近打個轉且強度一度減弱為熱帶性低氣壓(TD)，而後又再度發展，由於北方高氣壓南下，引進的東北風，引導納莉颱風自 9 月 14 日開始緩慢向西南方向移

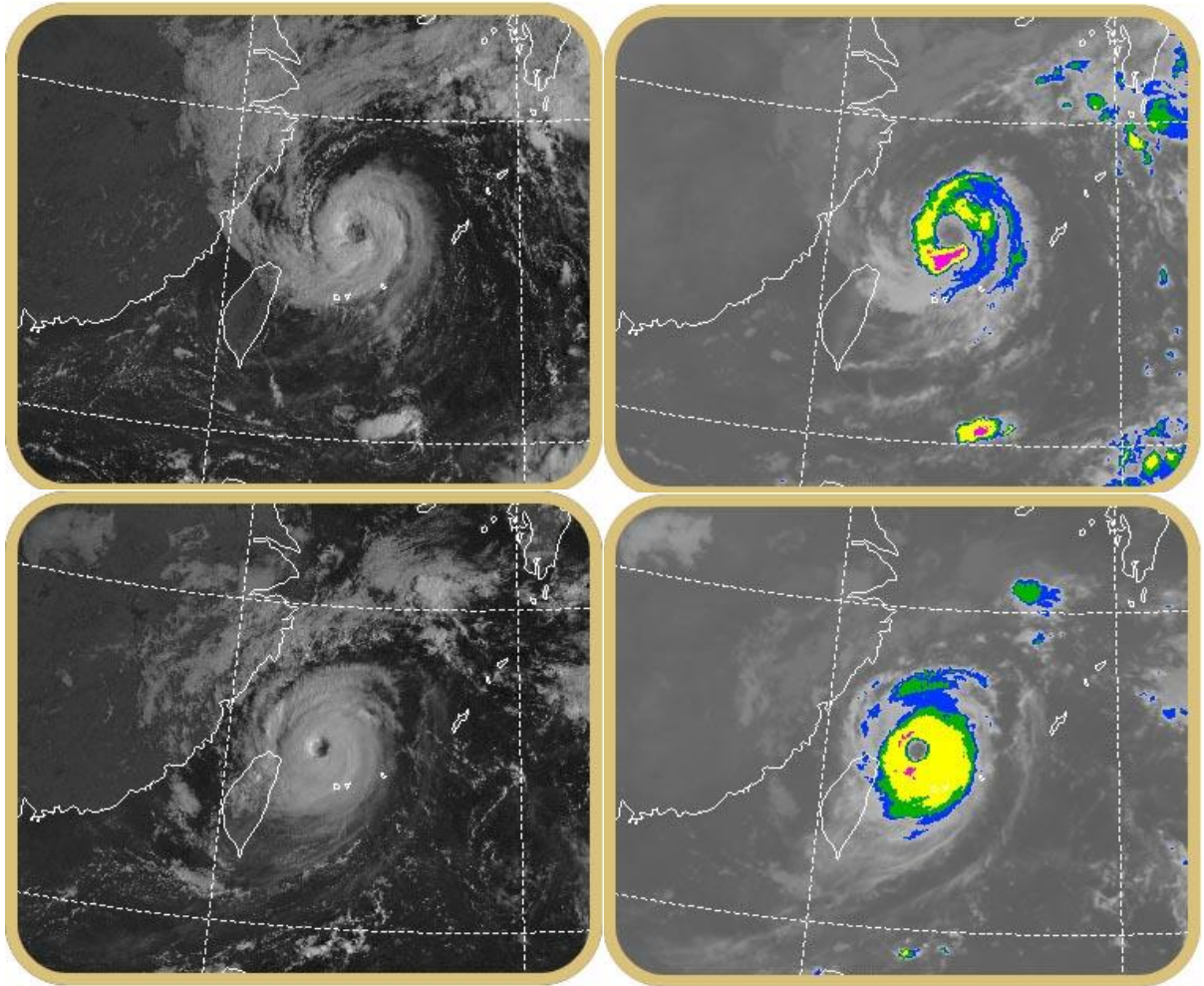


圖 40 上至下分別為日本 GMS 地球同步衛星 2001 年 9 月 15 日及 16 日 08 時的可見光雲圖(左)及紅外線色調強化雲圖(右)。

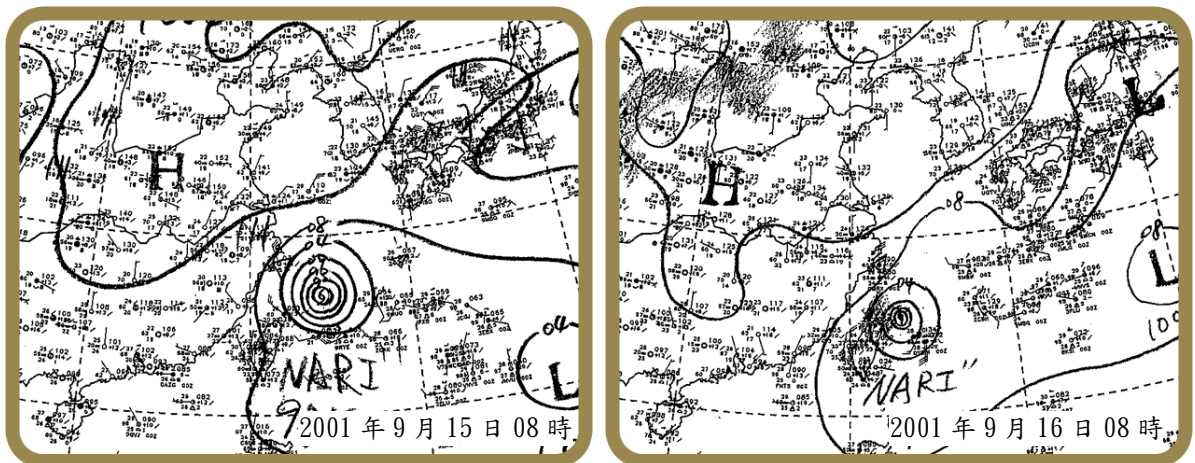


圖 41 2001 年 9 月 15 日及 16 日 08 時(0000UTC)地面天氣圖。

動，圖 40 為 9 月 15 日 08 時與 9 月 16 日 08 時的 MTSAT 可見光與紅外線色調強化衛星雲圖，顯示此時的納莉颱風已有颱風眼形成，愈接近臺灣，眼型與雲系結構愈好，亦即強度增強中；圖 41 為 9 月 15 日 08 時與 9 月 16 日

08 時的地面天氣圖，顯示颱風位於高氣壓之南側，由圖 40 與圖 41 顯示納莉颱風受到東北風影響，向西南方向移動。9 月 16 日晚間納莉颱風由臺灣東北角登陸，再繼續向西南移動貫穿臺灣西部地區，歷經 49 個小時後才由臺南安平附近離開陸地，侵臺期間颱風移動速度非常緩慢，為臺灣各地帶來豐沛的雨量，造成北臺灣及西部地區嚴重淹水。

(四) 冬季

1、冷氣團-寒流

冬天的北半球，沒有了太陽直射的熱力支持，因此，太平洋上的高壓勢力，逐漸往東消退，此時即是北方蒙古高壓或西伯利亞高壓發威的季節，當大陸冷氣團的冷空氣堆積到一定的程度後，冷空氣由中國大陸的北方，往東南方向潰流，經黃海、東海，有時即可南下至臺灣。

冷氣團源於寒冷乾燥的北方大陸，因此除了冷空氣所到之處，氣溫下降外，空氣中水氣非常少，天氣晴朗，不易有雲發生；但是當冷空氣南下，移經相對較暖的海面時，由於冷空氣較重向下沉，暖空氣較輕而被抬升，於是在離岸不遠的海面上，形成排列整齊且幾乎與地面風平行的雲系，稱為「雲街」，大氣底層也因為受到洋面上水氣蒸發影響，使得冷氣團中的水氣量增

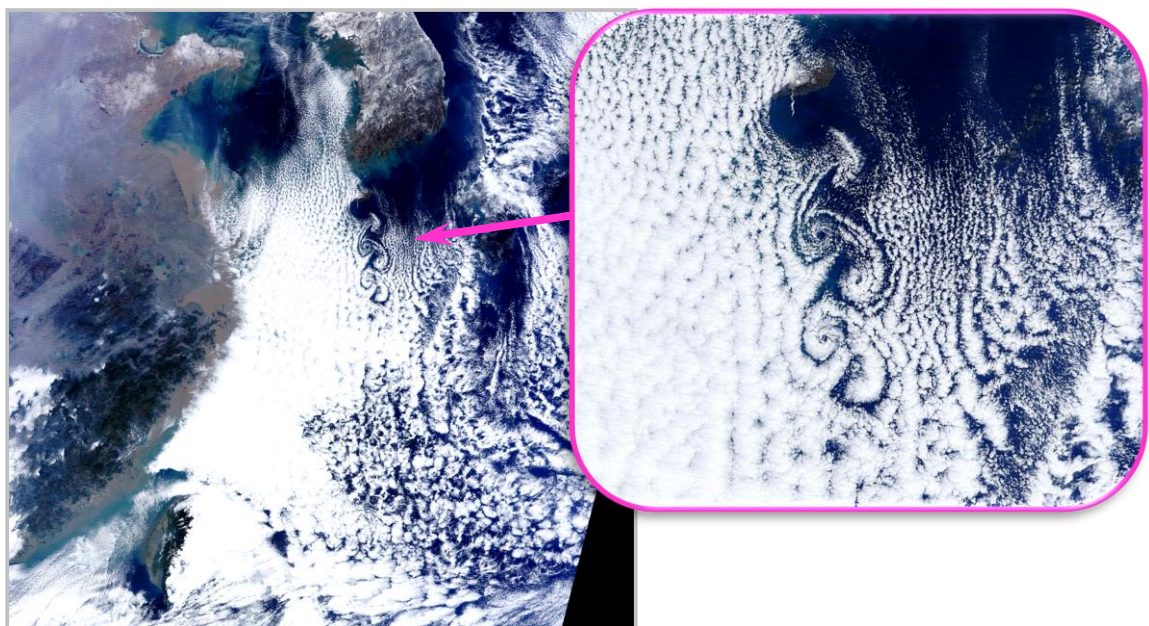


圖 42 EOS-Terra 地球環境資源衛星 2013 年 1 月 18 日上午 10 時 31 分之真實色影像。

加。

圖 42 是 EOS-Terra 地球環境資源衛星，於 2013 年 1 月 18 日上午 10 時 31 分所觀測到東亞地區之高解析度衛星雲圖。在圖中我們可以看到北方冷空氣自大陸出海後，黃海海面出現「雲街」，越往南邊雲量越多，但大多為不易導致降雨的淺積狀雲。

冷空氣經過洋面，到達臺灣附近，風場轉變為東北風型態，空氣中水氣量增加，因為受臺灣地形抬升而形成雲，這些低層的積狀雲大都堆積於臺灣的東半部地區，也是臺灣東北部地區東北季風南下時經常下雨的原因，西半部則因為地形阻擋，為較晴朗的天氣。

此時東北亞地區近地面層盛行北至西北風，在韓國濟州島的下風區，常可發現呈渦漩狀排列之渦狀雲，這種雲型稱為卡門渦旋列。

2、冬天的鋒面

冬季，當北方的冷氣團南下時，冷空氣會推擠其前緣的暖濕氣團往東南方向移動，此交界面即是鋒面，由於冷空氣較重從底部向南推擠暖空氣，於是暖空氣被抬升高度，此即所謂的對流，但因冬季的對流強度較春夏季的對流為弱，故鋒面上所形成的雲系大多為垂直發展高度較低的層狀雲。

圖 43 為 2010 年 2 月 12 日上午 8 時，日本 MTSAT-1R 地球同步氣象衛星紅外線與可見光頻道，所觀測到冬季鋒面的例子。圖中可發現，受大規模冷空氣南移影響，鋒面雲帶被推展到日本南方海面，並向西南延伸至華南地區。因為冬季大氣環境的水氣不像暖季那麼旺盛，鋒面上通常不會有明顯的

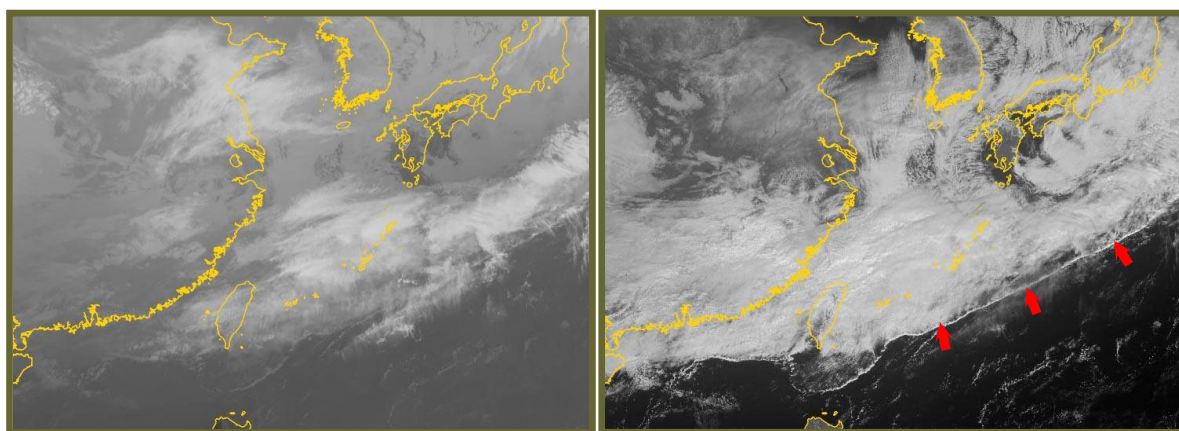


圖 43 日本 MTSAT-2 地球同步衛星 2010 年 2 月 12 日 8 時可見光雲圖。箭頭所指處即為繩索雲(rope line)

對流胞出現，組成鋒面的雲系主要為層狀雲或淺積雲。

此案例中受到大規模冷空氣在下方推擠的效果，鋒面的前緣即冷空氣與暖空氣的交界處，在衛星影像可看到細長且連續的淺積雲(紅色箭頭)，此種連續的積狀雲外觀類似繩子，因此又稱為繩索雲(Rope Line)。

六、特殊天氣與環境事件個案分析

(一) 2013 年春季華南地區大雪

圖 44 為 2013 年 2 月 16 日與 2 月 20 日繞極衛星 EOS-Aqua 地球環境資源衛星觀測所得中國大陸華中一帶的真實色影像，圖中顯示 2 月 16 日在長江口附近的太湖、高郵湖與洪澤湖等地貌清晰可見。上海附近，有零星積雲存在，沿海受河水所攜帶大量的泥沙等懸浮顆粒影響，水色呈現黃灰色。

2 月 19 日華中的江蘇、安徽一帶，發生開春後的第一場大雪，造成路面結冰，部分高鐵列車也暫停行駛。南京市的大雪，甚至達到暴雪等級，國中小以下的學校，都延到 21 日才開學。因此，在 2 月 20 日的衛星影像中可以看到南京、上海等地，一夜之間都覆上一片雪白(紫色虛線與箭頭所指區域)。

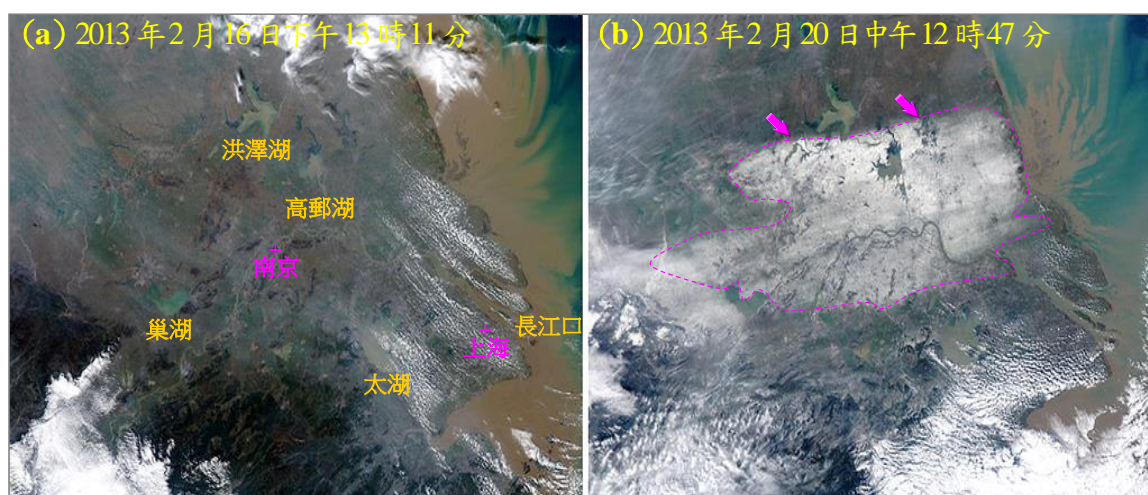


圖 44 繞極環境資源衛星 EOS-Aqua 於 2013 年 2 月 16 日下午 13 時 11 分(a)及 2 月 20 日中午 12 時 47 分(b)之觀測所得的影像。

(二) 冬季沿海浮冰

冬季時，中高緯度地區，大都以固態降水(亦即下雪)為主，除在衛星的連續動態影像上，可發現陸地持續存在的白色積雪外，就是沿海海面的海冰現象。

圖 45 為 2012 年 2 月 7 日與 5 月 21 日的日本 MTSAT2 地球同步氣象衛星可見光雲圖(左上與右上圖)與 EOS 地球環境衛星的真實影像比較圖(左下

與右下圖)，在冬季時期的 2 月 7 日可發現在左上與左下的紅色箭頭所示的

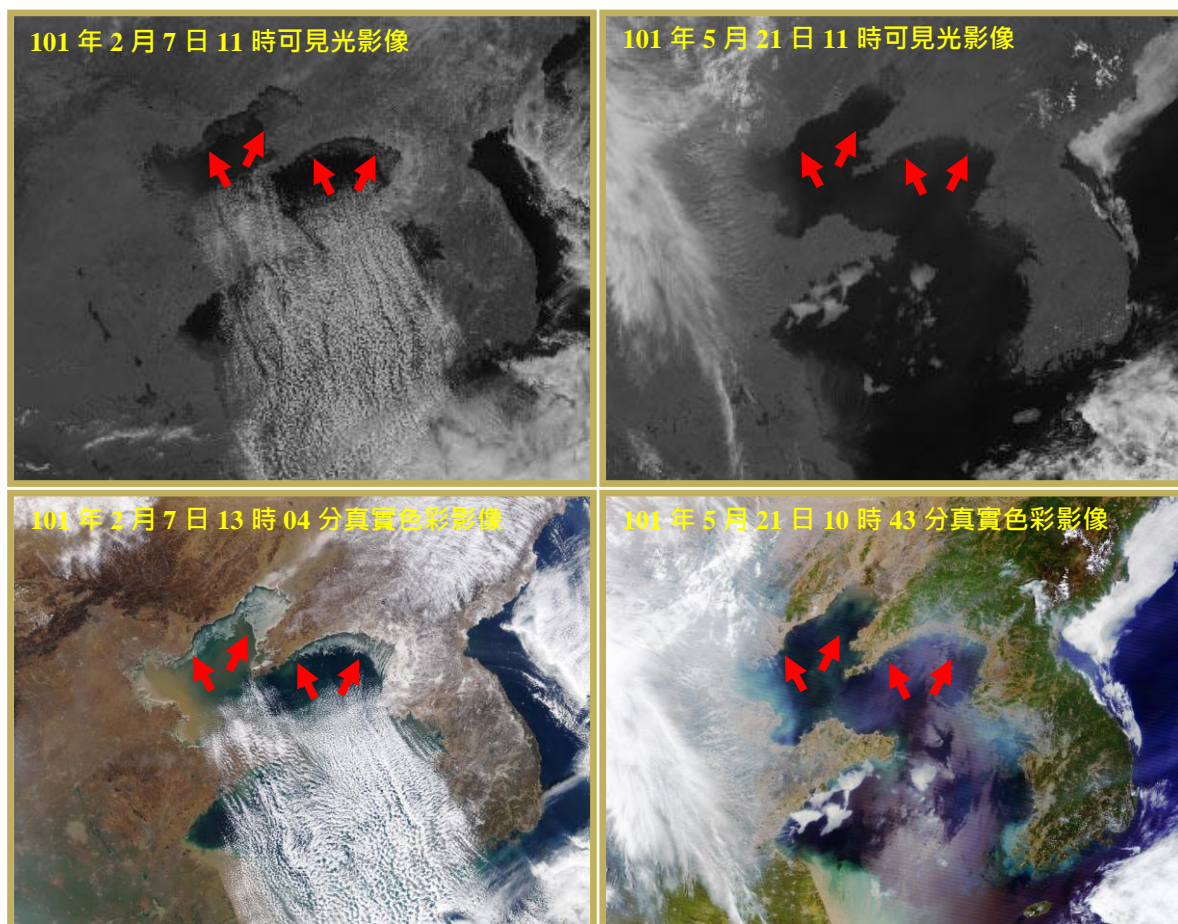


圖 45 2012 年 2 月 7 日與 5 月 21 日日本 MTSAT2 地球同步氣象衛星可見光雲圖(上)與 EOS 地球環境衛星觀測所得的真實影像(下)。

中國遼東灣與西朝鮮灣海面附近，出現白色的浮冰，尤其是在左下圖的衛星真實色彩影像，特別清晰。當時序漸漸進入春季時，天氣逐漸回暖，在右側 5 月 21 日的衛星影像則已不復見海面的浮冰。

(三) 臺灣地區空氣污染監測

當大氣純淨無雲時，通常我們由衛星影像中，可清楚的辨識各種地表的地貌或洋面水色分布情形，如大氣中存在各種懸浮微粒時，則大氣會呈現非透明狀態，將影響衛星觀測的清晰度。

我們從圖 46(a) 2013 年 1 月 31 日的真實影像，發現臺灣大部分地區，清晰的河流與地形邊界，僅在高雄附近的高屏溪一帶，影像些許模糊不清。

2 月 23 日如圖 46(c)，臺灣西半部地區雖然無明顯雲系出現，但由於受

到嚴重空氣污染物的影響，使得影像中的河流與地貌變得模糊不清。

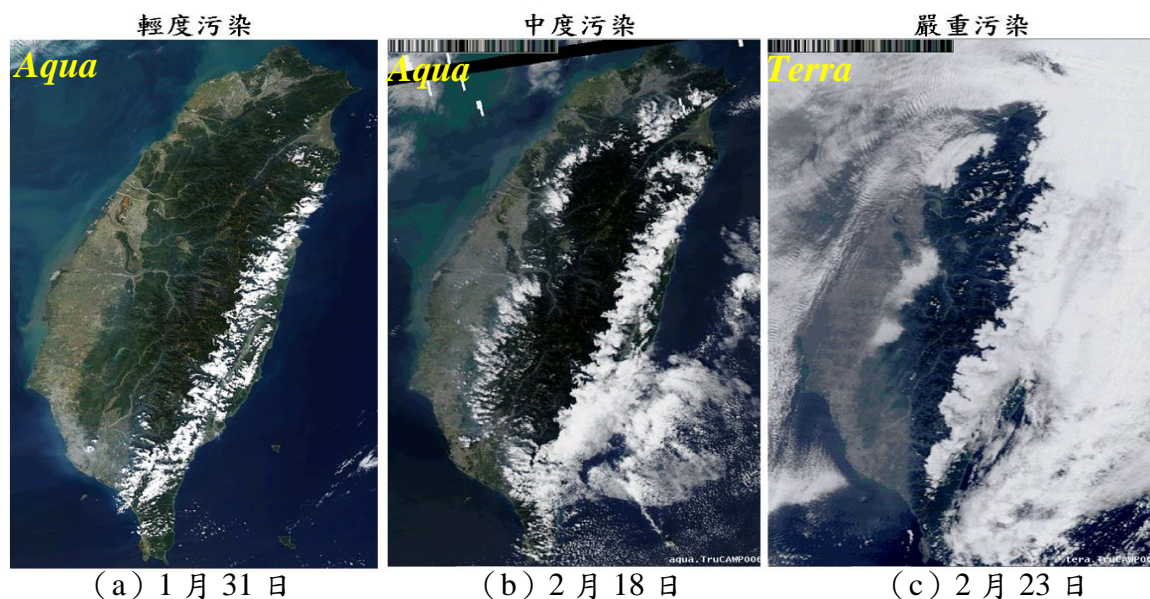


圖 46 2013 年 1~2 月間，EOS 地球環境資源衛星 Terra 與 Aqua 所觀測之影像。

更多沙塵、霧霾等特殊天氣現象出現時之衛星觀測影像，請參見氣象局全球資訊網之「衛星雲圖精選」，網址為 http://www.cwb.gov.tw/V7/knowledge/satellite_topics/truecolor.htm。

(四) 雷達所觀測的飆線

飆線是由數個線狀排列的雷雨胞所組合，在雷達回波圖上呈現為狹窄長形的強回波，圖 47 為 2007 年 6 月 6 日 23 時雷達回波圖，顯示有一飆線在臺灣西北方海面組織、發展，呈線狀窄帶排列的強回波區，快速移入臺灣，所經過之處風強雨驟。

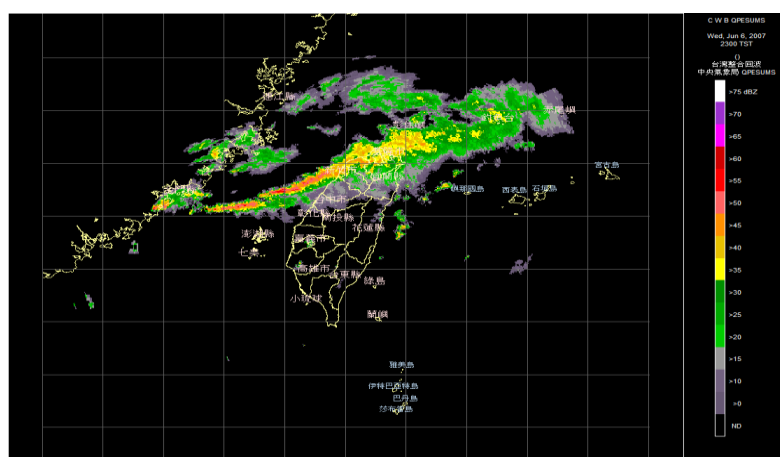


圖 47 2007 年 6 月 6 日 23 時雷達回波圖，顯示臺灣西北方海面有一飆線形成。

圖 48 為 2012 年 11 月 26 日 11 時的雷達回波圖，在臺灣東部外海形成

一接近直線的飊線，圖 49 則為同時間的立體雷達回波圖，圖中尺標為高度，單位為千呎(Kft)，從 3 度空間的結構圖，可以清楚看到飊線是由數個雷雨胞呈線狀排列組合而成。

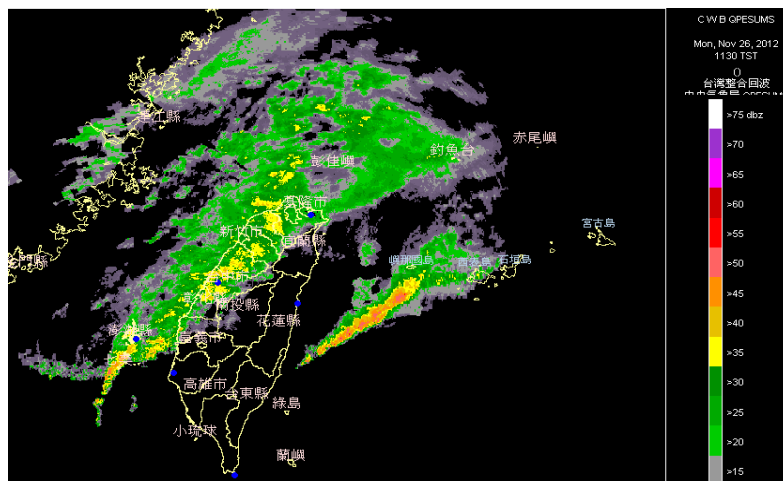


圖 48 2012 年 11 月 26 日 11 時雷達回波圖，顯示臺灣東部外海之飊線。

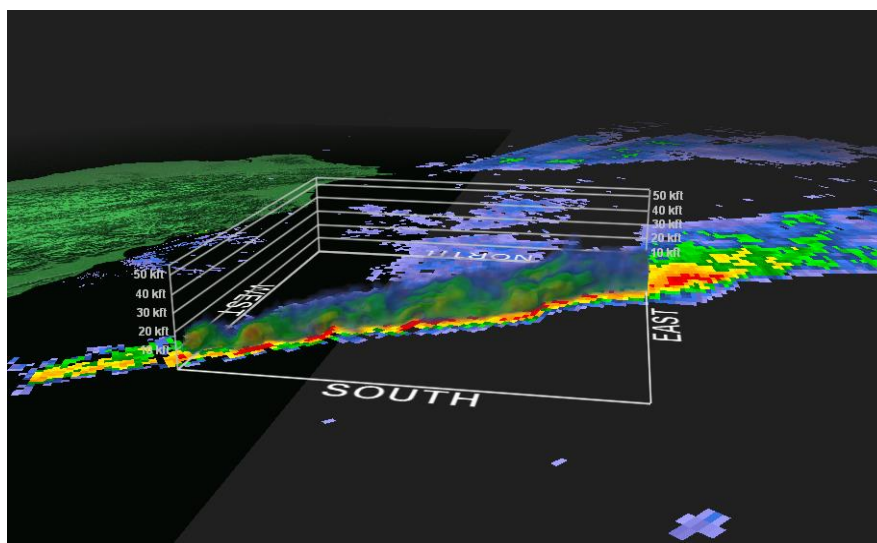


圖 49 3 度空間雷達回波顯示飊線由一連串垂直發展的雷雨胞所構成。

七、結語

衛星與雷達，雖然同屬於遙測系統，但是兩者之間，因為觀測原理的不同與觀測限制，因此無法互相取代。我們可以說，衛星與雷達對於天氣系統的觀測，實則為相輔相成的關係。

衛星具有觀測數千公里以外天氣系統的偵測能力，我們可以在數天前就掌握影響臺灣的各種天氣系統的行蹤與變化。同時，衛星所搭載的各種感應偵測儀器，可以提供天氣系統內部結構的重要資訊，但是衛星卻無法提供較為詳細的降雨訊息。雷達觀測的範圍則遠較衛星為小，但可分析天氣系統內部的3度空間的風雨分布狀況；並分辨及追蹤天氣系統內個別對流胞或雷雨胞的成長或消散狀況，而獲得更為精確的降雨量資訊。

衛星與雷達資料每天不間斷的應用在觀測天氣變化，已經超過60年以上的歷史。但這些遙測資料在日常生活中，雖然近在各位的眼前，卻又似乎有著無比遙遠的距離；因為，「她」的艱澀難懂嗎？所以，大部分僅止於氣象分析與科學研究使用。

記得回教先知穆罕默德在對其門徒講道時曾說過：「山，不就我，我就山！」現在，相信透過這本書，我們把這座「遙測知識的山」，更貼近於普羅大眾，「她」不再是那麼的「詰屈聱牙」！

八、附錄 衛星與雷達影像差異釋疑

氣象衛星與雷達同樣為天氣觀測的重要工具，但二者的觀測方式與觀測目標物有很大的差異，雷達為主動式觀測儀器，亦即雷達發射電磁波束，波束遇到雲層內的雨滴會將波束反射回來，雷達回波的強度與水滴粒子的大小、形狀、狀態以及集中度有關，一般來說，反射回來的訊號越強，降雨的強度就越大，由於雷達由地面往空中觀測，最低仰角為 0.5 度，距離雷達愈遠的回波，代表所在的高度就愈高。

氣象衛星為被動式觀測儀器由高空往下觀測地球，依據觀測頻道與特性差異，常用的頻道有可見光頻道與紅外線頻道，若觀測雲層反射太陽光能量的大小，是為可見光雲圖，在可見光雲圖裡雲層愈厚反射愈強，色調則愈白，反之，雲層愈薄反射愈弱，色調愈灰暗，地球因為自轉而有太陽自東邊升起、西邊落下，僅白天有可見光雲圖，也造成每次觀測的亮度都不相同；紅外線頻道則偵測地球表面的物體包括雲、雪、冰、陸地、海面等覆蓋物吸收太陽能量後轉變成溫度形式放射出來的輻射能，亦即紅外線雲圖觀測雲頂表面所在位置的溫度與高度，色調愈白表示溫度愈低，即雲頂高度愈高，反之，色調愈暗表示溫度愈高，雲頂高度就愈低。因為紅外線雲圖相當於溫度的分布，並不會因為夜間而無資料，所以 24 小時皆可不間斷觀測，若將不同溫度區間以不同的灰階或顏色取代，即稱為色調強化雲圖。

由於衛星與雷達兩者觀測方式及特性的差異，相同時間所觀測的雷達回波圖與衛星雲圖亦可能有很大的差異，尤其是在冬季，由於雲層的發展通常很低，沒有較強對流發生，而近地層也經常為霧所籠罩。以下幾個個案為 103 年 1 月~2 月臺灣及附近地區雷達回波圖與衛星雲圖的觀測差異所做的分析釋疑。

一、雲圖顯示有雲，卻無雷達回波。

個案 1、臺灣四周雲量很多，雷達卻沒有回波顯示。

圖 1 為 103 年 1 月 26 日 1500L 的衛星雲圖及雷達回波圖，衛星雲圖顯示臺灣四周雲量很多，雷達卻沒有回波顯示。由 1 月 26 日 14 時的地面天氣圖(圖 2)可知北方高氣壓南下，高壓中心約於北緯 35 度附近移出海，氣流行

經海面到達臺灣之前，空氣性質已轉為較潮濕的空氣，由於水氣含量多，造

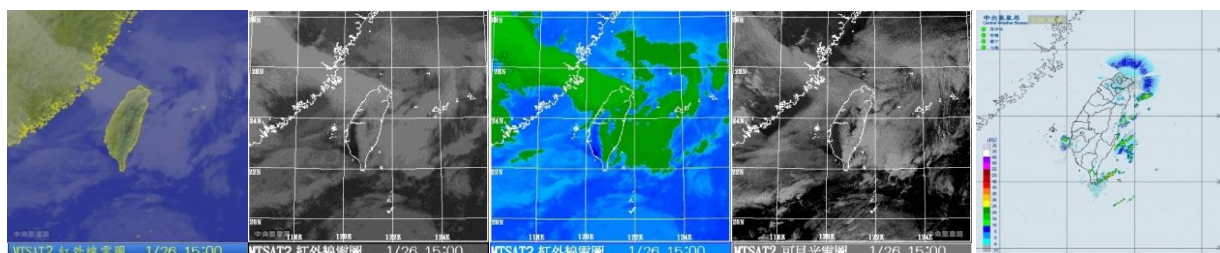


圖 1 103 年 1 月 26 日 1500 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖、可見光雲圖與雷達回波圖

成臺灣附近地區雲量較多，又因冬季地表加熱不足，並無明顯對流，故雲層發展高度較低，在紅外線衛星雲圖上可見較密、色調較灰暗、且雲頂較平滑的雲層，紅外線色調強化雲圖則可發現臺灣海峽北部、臺灣北部到東部海面上，皆呈綠色亦即雲層略高，因為雲層較密，對太陽光的反射率較強，所以可見光雲圖的色調看起來就稍微亮一些。

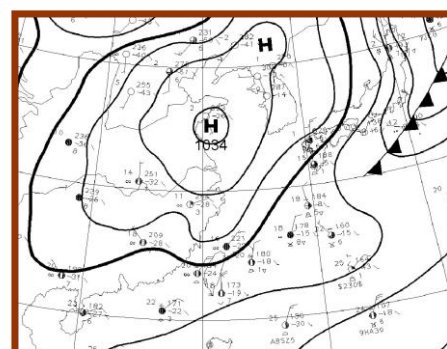


圖 2 103 年 1 月 26 日 1400 時的地面天氣圖。

在雷達回波圖上看到的回波不像衛星雲圖一樣多，這是由於雷達掃描之最低仰角為 0.5 度，離雷達站愈遠，雷達波束離地面愈高，當雲層頂部低於雷達波束的高度時，就無回波出現，此即為臺灣海峽在衛星雲圖上有雲出現，卻無雷達回波出現的原因；而臺灣東部則因雲層發展略高，故在雷達回波圖上可見有回波出現。

個案 2、可見光雲圖在臺灣西北部及臺灣海峽雲量相當多，卻無雷達回波。

圖 3 為 103 年 2 月 7 日 0900 時的衛星雲圖及雷達回波圖。紅外線雲圖

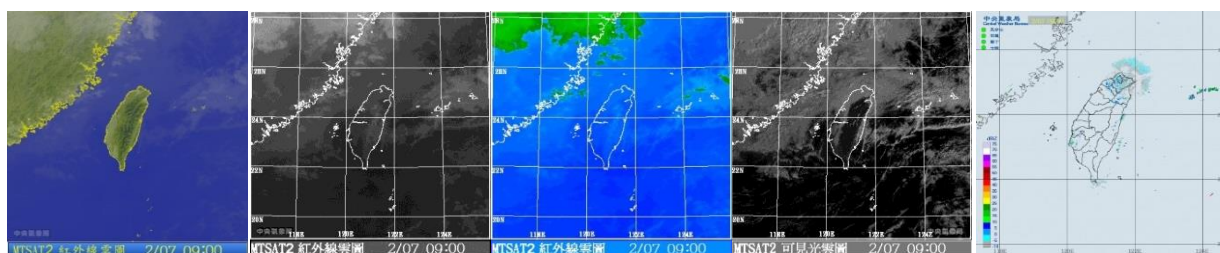


圖 3 103 年 2 月 7 日 0900 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖、可見光雲圖與雷達回波圖。

顯示臺灣周圍為灰暗的色調，可見光雲圖顯示臺灣西側、北側及東側海面上雲量都很多，由紅外線雲圖的色調與可見光雲圖對太陽的反照強度可判斷臺灣周圍應為高度較低的低雲層，但是雷達回波圖卻顯示臺灣周圍並無回波存在，表示雲層頂的高度低於雷達波束的高度，故無回波出現，圖 4 為 103 年 2 月 7 日 0800 時的

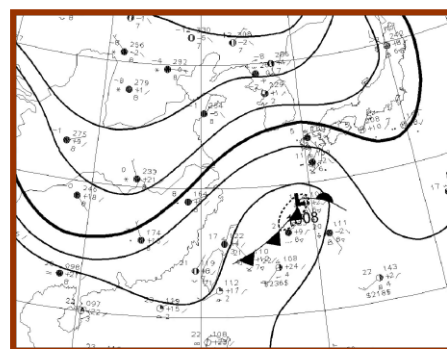


圖 4 103 年 2 月 7 日 0800 時的
地面天氣圖。

個案 3、臺灣海峽雲量相當多，卻無雷達回波顯示。

圖 5 為 103 年 2 月 10 日 1400 時的衛星雲圖與雷達回波圖，圖 6 為同時間的地面天氣圖。地面天氣圖顯示高氣壓位置偏高，東北風帶來潮濕氣流，

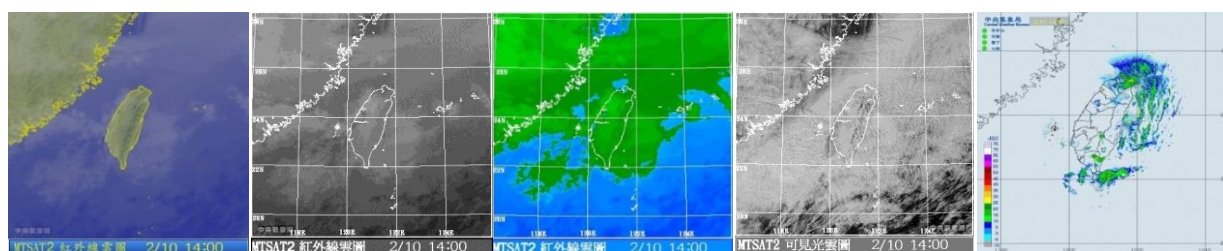


圖 5 103 年 2 月 10 日 1400 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖、可見光雲圖與雷達回波圖。

所以衛星雲圖上顯示臺灣周圍低雲層的雲量非常多，由於雲層結構相當厚實，對太陽光的反射率較大，故可見光雲圖的色調看起來較亮，雷達回波圖顯示臺灣海峽並沒有回波，但臺灣南北兩端以及東部海面上都有明顯的回波，雲層高度雖低，因為距離雷達站不遠，雲層頂的高度達到雷達波束的高度，所以顯示有雷達回波。

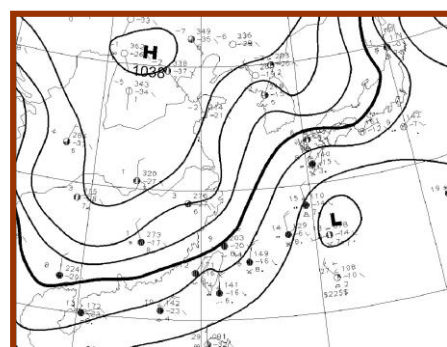


圖 6 103 年 2 月 10 日 1400 時的
地面天氣圖。

個案 1 到個案 3(圖 1、圖 3、圖 5)的紅外線及可見光雲圖，都顯示臺灣

周圍有雲層存在，且雲層頂的高度相當低，由於雷達掃描之最低仰角為 0.5 度，故離雷達站愈遠，雷達波束離地面就愈高，當雲層頂部低於雷達波束的高度時，就無回波出現，故上述個案中衛星雲圖有雲，而無雷達回波即此之故；當雲層頂發展較高，又達雷達觀測波束的高度以上，在雷達回波圖上即可見有回波出現。

個案 4、紅外線雲圖顯示無雲，雷達亦無回波出現，但可見光雲圖卻顯示有雲。

圖 7 為 103 年 1 月 31 日 1300 時的衛星雲圖與雷達回波圖，圖 8 為 103

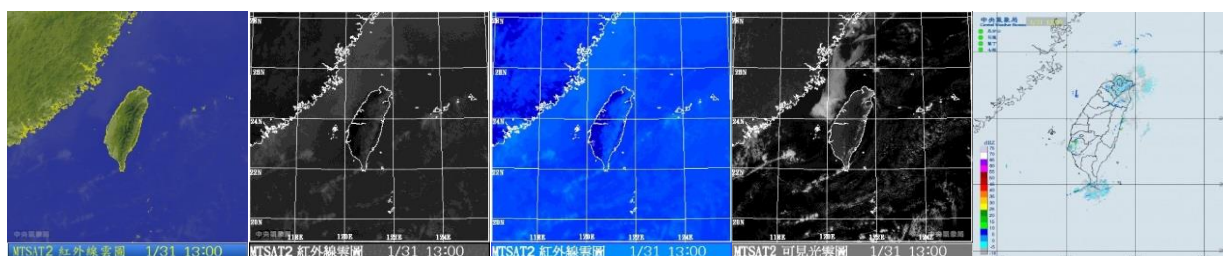


圖 7 103 年 1 月 31 日 1300 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖、可見光雲圖與雷達回波圖。

年 1 月 31 日 0800 時的地面天氣圖。地面天氣圖顯示高氣壓中心已經移到朝鮮半島，臺灣天氣受高壓迴流的影響，紅外線雲圖顯示臺灣附近為無雲狀況，但可見光雲圖上顯示在臺灣海峽北部有白色雲區，外觀呈平滑濃稠狀，此即為霧區在雲圖上的特徵，近地層水氣遇冷凝結，即形成霧，因而當霧區頂部高度低於雷達波束之高度時，雷達回波圖即顯示為晴空無回波。由於霧區高度很低其溫度接近海面或地面溫度，使衛星熱感應之紅外線頻道不易分辨霧區或海面，導致紅外線雲圖顯示為無雲狀態，而反射太陽光之可見光頻道則明顯顯示霧區之存在。

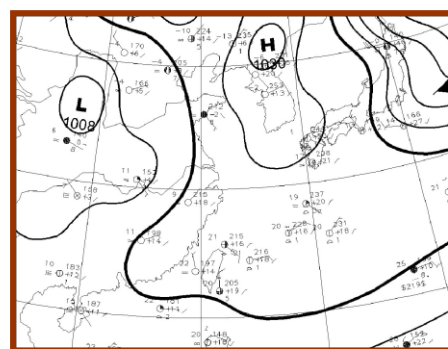


圖 8 103 年 1 月 31 日 0800 時的地面天氣圖。

個案 5、紅外線雲圖顯示臺灣海峽南部有雲，卻無雷達回波。

圖 9 為 103 年 2 月 12 日 2300 時的衛星雲圖與雷達回波圖，此為夜間的個案，故只

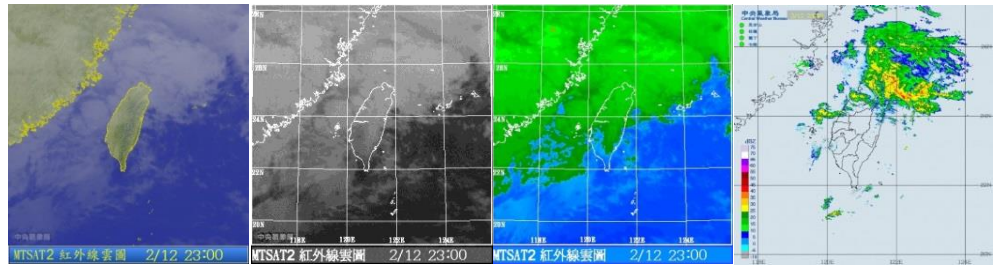


圖 9 103 年 2 月 12 日 2300 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖與雷達回波圖。

有紅外線雲圖而沒有可見光雲圖，圖 10 為 103 年 2 月 13 日 0200 時的地面天氣圖。由於天氣圖顯示高氣壓中心約位於東經 113 度，北緯 36 度，位置偏高緯度，所引進的冷空氣即會伴隨有足夠的水氣，故紅外線衛星雲圖顯示臺灣及附近地區的雲量相當多，色調強化雲圖顯示雲層皆為發展不高的低層雲，但因雲頂色調呈現不同亮度的綠色，顯示雲頂高度有高低之差異，臺灣北方海面的雲層發展即明顯地較其他地區為高、為密。

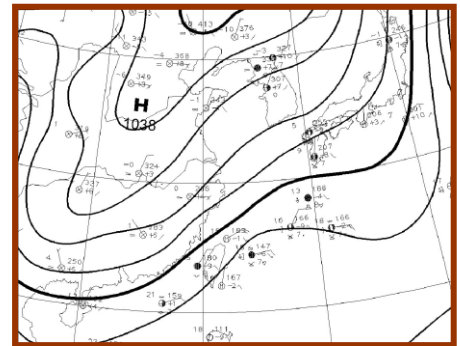


圖 10 103 年 2 月 13 日 0200 時的地面天氣圖。

臺灣東北部、北部近海由於雲層發展較高，且達到雷達觀測可掃描之高度，故雷達回波圖有明顯的回波顯示；澎湖東北方之低雲因距離雷達較近，雲頂亦高於雷達最低高度的波束，故也有雷達回波顯示；而臺灣海峽南部之低層雲則因雲層發展較低且距離雷達站較遠，雷達觀測掃描最低仰角所觀測到的高度已高於雲頂，故無回波顯示。

個案 6、衛星雲圖顯示有雲，雷達回波則顯示部分地區有回波，部分地區則無回波。

圖 11 為 103 年 2 月 20 日 1400 時的雲圖與雷達回波圖，圖 12 為 103 年

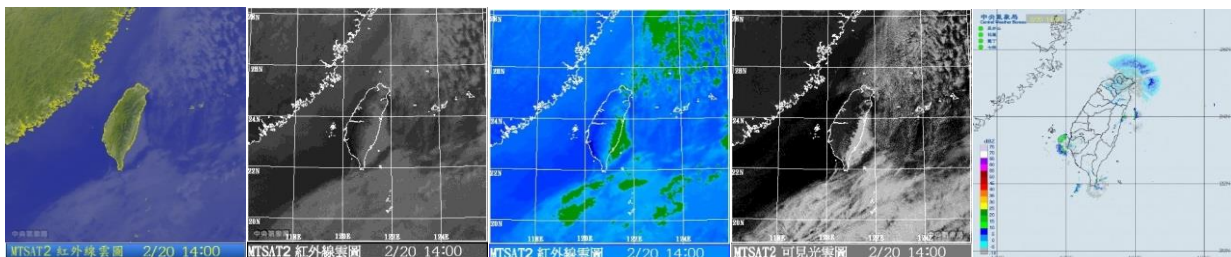


圖 11 103 年 2 月 20 日 1400 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖、可見光雲圖與雷達回波圖。

2月20日1400時的地面天氣圖。由地面天氣圖得知，高氣壓中心位於山東半島，位置偏高緯度，東北氣流仍帶來較潮濕的冷空氣，衛星雲圖顯示臺灣由北部、東部到巴士海峽都有雲層，色調強化雲圖顯示這些雲層都是近地層的雲，雲頂高度非常低，低於雷達觀測波束的高度，故在雷達回波圖上是沒有回波的，但是雷達回波圖顯示在臺灣東北角海面出現扇形且非常規則的回波，這是由於雷達觀測波束的旁波觸及海面，為浪花反射所形成的訊號，稱為海面回波，並非降雨所造成的回波。

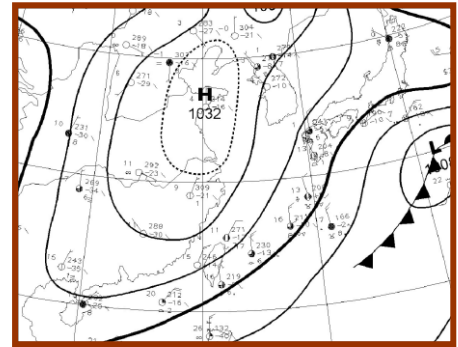


圖 12 103 年 2 月 20 日 1400 時的地面天氣圖。

二、有雷達回波，但衛星雲圖無雲。

個案 7、衛星雲圖顯示恆春半島周圍無雲，但卻顯示有雷達回波。

圖 13 為 103 年 2 月 25 日 1100 時的衛星雲圖與雷達回波圖，圖 14 為 103 年 2 月 25 日 1100 時的地面天氣圖。由地面天氣圖得知，鋒面系統由東海海

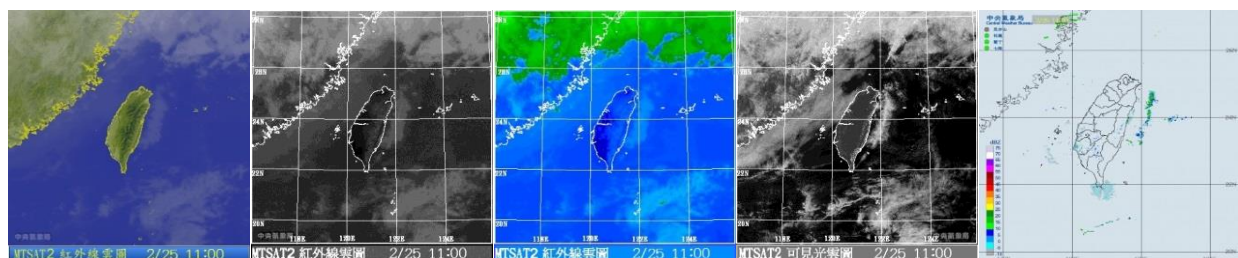


圖 13 103 年 2 月 25 日 1100 時的彩色雲圖、紅外線雲圖、紅外線色調強化雲圖、可見光雲圖與雷達回波圖。

面經浙江向西南延伸到廣西省一帶，所伴隨的雲帶位於臺灣北部海面上，臺灣則位於鋒面前方較穩定區域，衛星雲圖顯示臺灣本島幾乎無雲，周圍雲量也少，僅東部沿岸有些許低雲，由於鋒前為西南風提供較暖空氣，在可見光雲圖上也可發現臺灣海峽有一霧區存在，其雲頂較平滑，而由雷達回波圖可看到東部海面有少許回波，臺灣海峽則是無回波，但是恆春半島

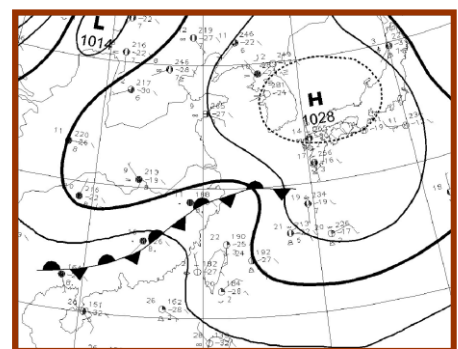


圖 14 103 年 2 月 25 日 1100 時的地面天氣圖。

周圍在衛星雲圖看來是無雲的，卻有淺藍色雷達回波出現，這是因為雷達觀測波束的旁波觸及海面，為海面浪花反射所形成強度較弱的海面回波，並非降雨所造成。