

懸浮微粒與霧

戴志輝、顏自雄、呂英展

賴世運、林建合

空軍氣象中心

摘要

本文透過地面觀測，結合MODIS資料反演、環保署空氣品質監測資料，以及對綜觀天氣、地形作用、局部環流發展與雲物理的基本知識，說明懸浮微粒在2004年12月18日清晨，台灣中南部濃霧個案中所扮演的角色。我們歸納許多片段的訊息，建構出一個可參考的概念模式。資料顯示，12月17日高壓迴流經過洋面挾帶大量懸浮微粒，氣流受台灣地形影響，低層偏東風繞流，加上山脈西側下沉氣流，形成低壓，使懸浮微粒聚集在局部地區；12月17日下午起，岡山地區相對溼度雖不高，但西南部能見度已開始緩慢下降，子夜時已降至4000公尺，推論為大量細小雲滴散射光線所致；凌晨時段受輻射冷卻效應影響相對溼度增大，致雲滴半徑增大，能見度明顯降低，並於18日清晨出現濃霧狀況；日出至午前相對溼度逐漸下降，雲滴半徑縮小，能見度又緩慢回升至3000公尺左右。

關鍵字：懸浮微粒、霧、MODIS資料反演、空氣品質監測、背風低壓。

一、前言

根據飛航安全統計顯示，低能見度是威脅飛航安全的重要原因之一；經驗也告訴我們，冬、春兩季每當清晨出現濃霧時，預報員都曾面臨難以下決策的困擾。霧的成因及型態很多，舉例而言，海洋性層積雲會過渡成霧(Koracin, 2000)，海水溫差會形成海霧(Cho et al., 2000)，冷氣團變性更是我們最熟悉的原因(Croft et al., 1997)，有關於霧的原理、診斷及預報，本軍先進亦著墨不少(王, 2004; 潘與吳, 2001)。然而霧是雲物理與邊界層交互作用的問題，會受綜觀天氣系統、殘留與夜間邊界層的發展(development of residual and nocturnal boundary layer)、凝結核的分布、低層垂直風切、局部地形、輻射收支、以及土壤過程或下墊面特性等直接影響，所以單靠分析天氣圖是不能完全滿足的。

霧對本軍任務的執行影響極大，其出現時間、地點，以及發展、消散過程的掌握，就成為軍事氣象預報重點所在。2004年12月17日台灣處於高壓迴流偏東風環境場內，當日上午西南部地區能見度均良好，以岡山為例，下午起能見度開始下降，至子夜時能見度約降至4000公尺，持續至18日清晨出現約100公尺能見度之濃霧現象(濃霧定義為能見度低於或等於

1000公尺)。

本文透過地面觀測資料，結合MODIS(MODERate resolution Imaging Spectroradiometer)感測儀器反演資料、環保署空氣品質監測資料、以及我們對綜觀天氣、地形作用、局部環流發展與雲物理的知識來進行探討。我們將個案中所經歷到的特徵，從雲物理的角度加以詮釋，企圖歸納出一個未來在作業上可以參考的概念模式，雖然這個主觀的概念還沒有經過量化的驗證，但為合理的推論演繹；我們企待藉此個案的討論，能夠具體化某些濃霧出現的過程，並獲得一些意見與建議，共同集思廣益以提高本聯隊在能見度預報上的能力。

至於該如何把個案所經驗到的各項特徵，包括大至綜觀天氣、小到局部氣流場與天氣現象演變、甚至微小到懸浮微粒的分布與濃度等，組織成為完整的概念模式呢？這恐怕得花上很大一番口舌才能說清楚。在第二節中，我們先把「有關霧的成因」的各種成見，像是平流霧、輻射霧等想法暫時保留，單純從細小雲滴的成長過程來討論霧的發生；第三節針對個案中一些看似無關、但卻可能互為因果的現象，逐一的分析陳述並加以關聯；最後一節則將說明一些尚待評估、或是在現行預報作業流程中，暫時無法解析或收集的資訊，對霧預報成敗所可能造成的

影響。

二、細小雲滴的成長

如果我們要探討的低能見度，是指一般狀況下由雲霧所造成的低能見度，那麼我們應該要先了解一下細小雲滴的長大過程，也就是藉由柯勒 (Köhler) 方程所描述的過程；其實探討細小雲滴的成長，應該要先看純水雲滴與濕空氣間平衡的凱爾文 (Kelvin) 方程，凱爾文方程指的是「在相同的溫度下，一個球面水面的飽和蒸氣壓，應大於平面水面的飽和蒸氣壓」；先不管雲滴表面是球面或平面的，總是要在環境的蒸氣壓大於水表面蒸氣壓的情形下，細小雲滴才能夠繼續長大，但是我們都知道，即使相對濕度達到 100%，也只不過代表環境的蒸氣壓剛好和平面水面的飽和蒸氣壓相等而已，因此對於表面是球面的雲滴而言，100% 的相對濕度其實並沒有達到飽和，所以純水雲滴在一般的大氣環境中，應該是要蒸發掉的。

但由於大氣中富含化學物質，這裡的細小雲滴其實並不會是純水雲滴，而是在純水中溶解了溶質的溶液液滴，由於雲滴是溶液，而溶液具有活性，活性會修正凱爾文方程，再加上溶質分子往往會解離成多個離子，所以溶液液滴表面飽和蒸氣壓 (圖 1 曲線 2、3 為不同溶液液滴飽和比隨液滴半徑之變化) 不再像純水雲滴那樣大 (圖 1 曲線 1 為純水雲滴飽和比隨雲滴半徑之變化)，柯勒方程所描述的，正是溶液液滴和濕空氣間的平衡結果。

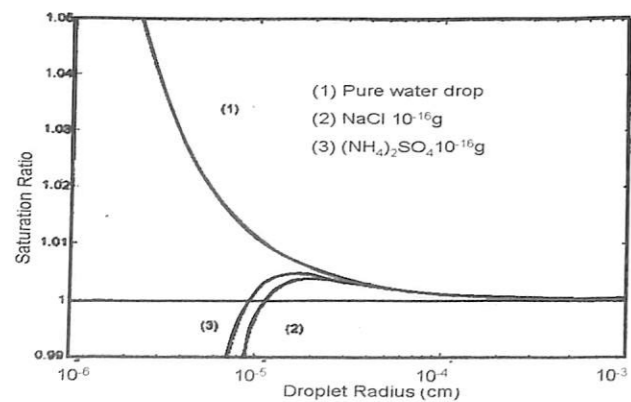


圖 1 水溶液滴的飽和蒸氣壓隨液滴半徑之變化。

若有某種化學物質 (也許是鹽分) 的溶液液滴漂浮於大氣中，我們透過圖 2 來討論這個液滴隨環境相對濕度變化時的反應。圖 2 極大值所對應的液滴半徑 a_c 稱為臨界半徑，曲線上點 1 至 4 所對應的液滴半徑為 a_1 至 a_4 ，由於曲線上各點都是平衡的，例如點 1 代表溶液液滴半徑為 a_1 ，在飽和比為 1.01 的環境下不會成長也不會蒸發，但如果環境飽和比增大到 1.015，也就是過飽和，則此液滴半徑將增大為 a_3 ，反之若環境飽和比降低為 1.005，也就是還不到飽和蒸氣壓時，則此液滴將蒸發，半徑將減小為 a_4 ；事實上，凡是在臨界半徑左側的點，都有相似的行為，不論環境飽和比增大或降低，液滴都將隨之成長或蒸發，但最後仍然會達到平衡而停止變化，所以這塊區域稱為穩定平衡區。

至於在臨界半徑右側，是所謂的不穩定平衡區，例如點 2，當環境飽和比增大，相對於液滴表面是過飽和，水氣將向液滴表面凝結使液滴半徑增大，然而半徑增大後將使表面飽和蒸氣壓下降，環境的過飽和程度將更為明顯，所以液滴將繼續成長，反之則會持續蒸發直到落入穩定平衡區為止；穩定平衡區內的另一個重要性質，就在於即使飽和比小於 1，也就是環境相對濕度降至 100% 以下時，液滴仍有機會處於平衡狀態，這些溶液液滴只會變小卻不會蒸發消失，同樣的，即使處於偏低相對濕度環境中的極小液滴，也會因相對濕度的提高而成長，這個性質，正是稍後我們要用來說明濃霧之所以發生的重要依據。

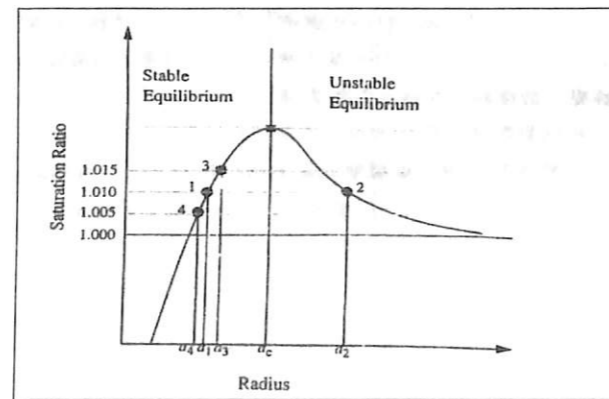


圖 2 一個含鹽分水溶液滴的飽和蒸氣壓隨液滴半徑之變化。

三、資料分析與推論

12月17日1200UTC地面天氣圖(圖3)顯示，台灣地區正處於高壓迴流偏東氣流影

響之下，而台灣附近雲系(圖4)的分布情況，正是偏東風繞過中央山脈的結果。

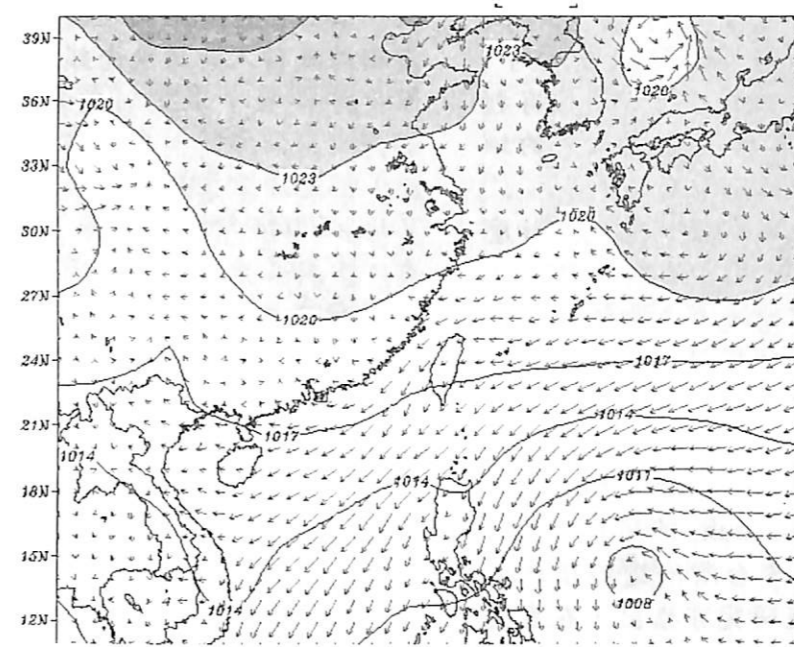


圖 3 12月17日1200UTC地面天氣圖。

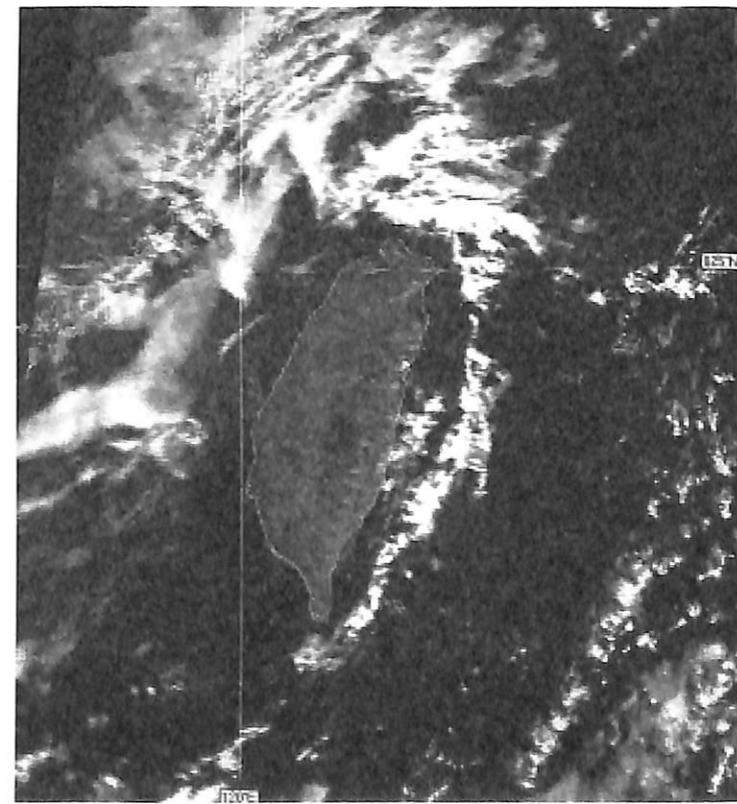


圖 4 12月17日0148 UTC NOAA 衛星可見光雲圖

大氣中原本就存在多種懸浮微粒，有的是原生粒子(如地面揚塵)，有的是人為的污染物，另外高壓迴流伴隨流經寬廣洋面的氣流，還會透過氣泡爆裂(Bubble burst)過程提供大氣海鹽成分，將更增加大氣中的懸浮微粒數量，如果其中雲凝結核(cloud condensation nuclei, 簡稱CCN)數量足夠，就有機會成為前述柯勒公式發揮作用的有利環境，不過這裡面仍有一些值得注意的細節，我們在最後一節中再加以討論。

但就算有懸浮微粒或CCN，它們靠什麼機制聚集在台灣中南部呢？雖然到目前為止，還未見有完整對台灣在冬季季風影響下的局部環流相關報告，但從眾多文獻中，我們都已熟知氣流遇地形阻擋，有機會在背風面形成尾流區(wake zone)，甚至是低壓或渦旋等(Smolakiewitz et al., 1989; Lin et al., 1993; Olafsson and Bougeault, 1996)。

吳等(2003)針對冬季台灣附近流場與大氣傳送個案所作的數值研究亦指出，在東北風的吹襲下，東北部沿海的污染物，從排放後會順著低層風場沿山脈兩側向南傳送，絕大部份的污染物集中於800 hPa以下的低層大氣，且受背風面合流效應及西南部外海的局部低壓作用，污染物易於南台灣外海堆積。12月17日0641 UTC時MODIS資料反演結果(圖5)，台灣附近懸浮微粒的分布狀況，正具有這樣的特徵，此外，高壓迴流所涵蓋的廣大洋面上，亦可見到懸浮微粒的分布。

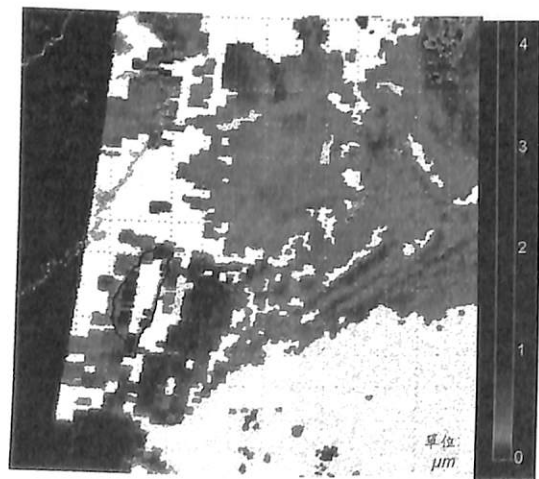


圖5 12月17日0641 UTC MODIS資料反演懸浮微粒。

另由當日下午中尺度觀測資料(圖6)，我們可以看出西南部有偏北風與東部海域繞流東北風的合流現象，同時可能因海陸效應，西南部沿海風向均為西北風，有利於海面上的懸浮微粒平流進陸地；我們由Terra及Aqua衛星雲圖(圖7)也可看到低層懸浮物質由海峽移入台灣中南部地區。

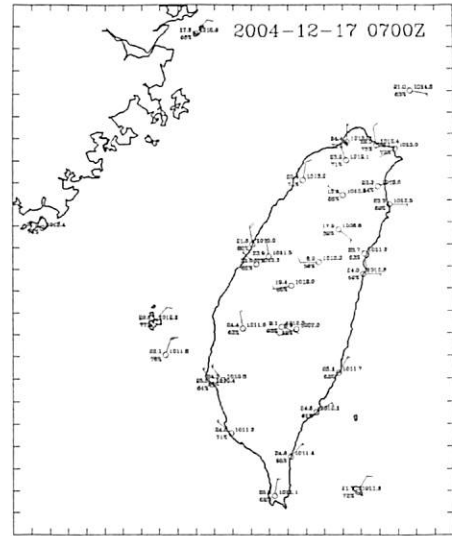


圖6 12月17日0700 UTC中尺度觀測資料。

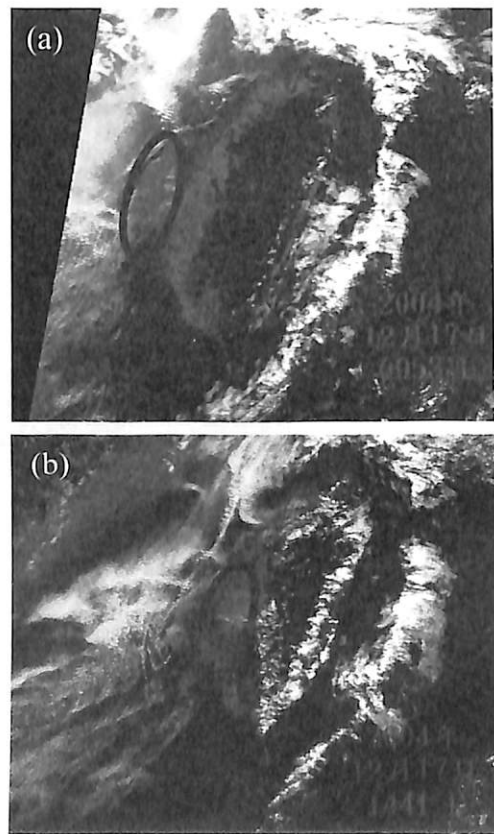


圖7 12月17日(a)0153 UTC Terra衛星雲圖及(b)0641 UTC Aqua衛星雲圖。

從下午過渡到夜間，中部地區已轉為陸風，但西南部合流特徵仍在(圖8，但僅附17日1800UTC)，顯示在綜觀流場變動不大的情況下，除了日夜變化之外，地形與局部環流之間的相互關係得以維持；我們比較同一時間RSM的模擬結果，在近地層的動力場上，儘管水平風輻散十分微弱，但氣流繞流及過山下沉後再分流的現象十分明顯(圖9)，模擬也看到山脈以東的迎風面是個高壓脊、山脈以西包括台灣海峽是個低壓槽(圖10)，而探空分析(圖11)顯示850hPa以下存在逆溫，定性上說明低層大氣為穩定，有利於懸浮微粒集中於近地層。根據前述資料，我們有理由相信在個案的綜觀流場下，因中央山脈地形作用，西南部至台灣海峽南部一帶局部環流存在，且此局部環流將造成懸浮微粒或CCN聚集。

環保署近地面的環境品質監測資料(圖12)，顯示西南部懸浮微粒指數相當高。如果其中也包含足量的CCN，如第二節所述，則這些CCN會製造出許多細小雲滴，在白天因為相對溼度低，雲滴半徑小，但大量小雲滴散射作用明顯，自然能見度不可能太好，在夜間輻射冷卻作用顯著，提高了環境的相對溼度，因此小雲滴半徑漸漸成長加大，終於形成濃霧，而在日出以後到中午之前，相對溼度逐漸下降，雲滴半徑再度減小，能見度又回升至約3000公尺(圖13)。

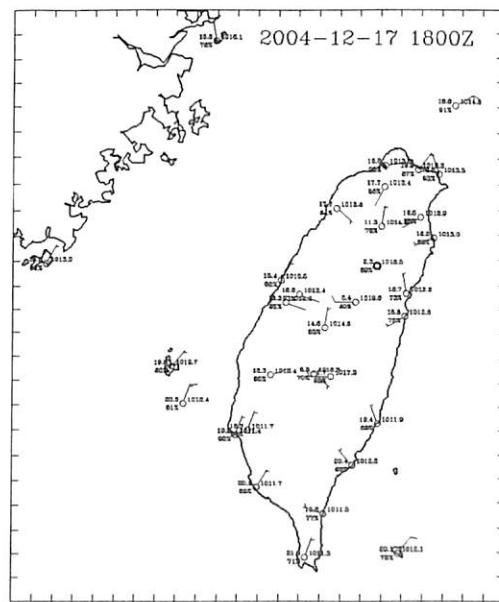


圖8 12月17日1800 UTC中尺度觀測資料

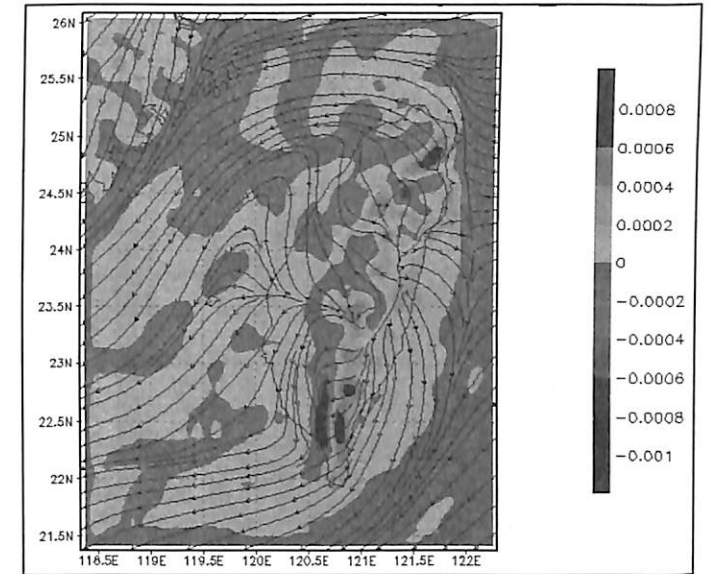


圖9 12月17日1800 UTC模擬近地表流線及輻散場(單位為 s^{-1} ，色階間距為0.0002)。

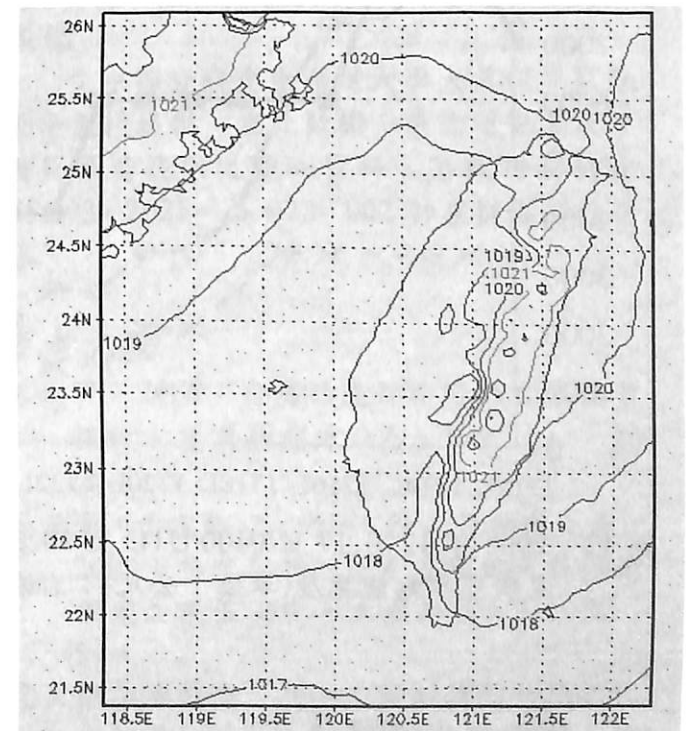


圖10: 12月17日1800 UTC模擬地面氣壓。

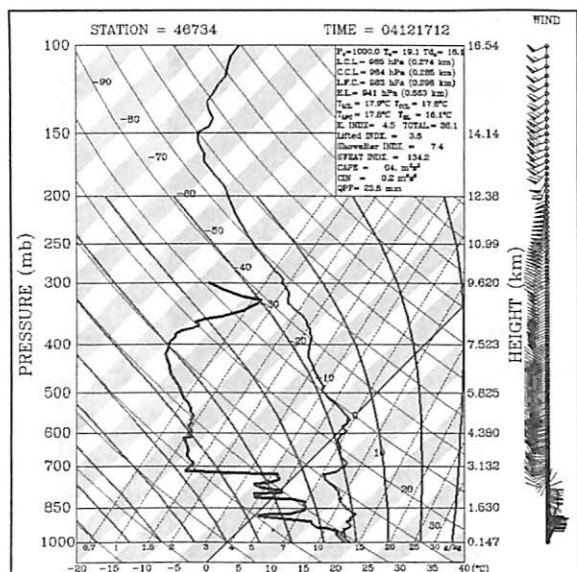


圖 11 12月17日1200UTC馬公探空。

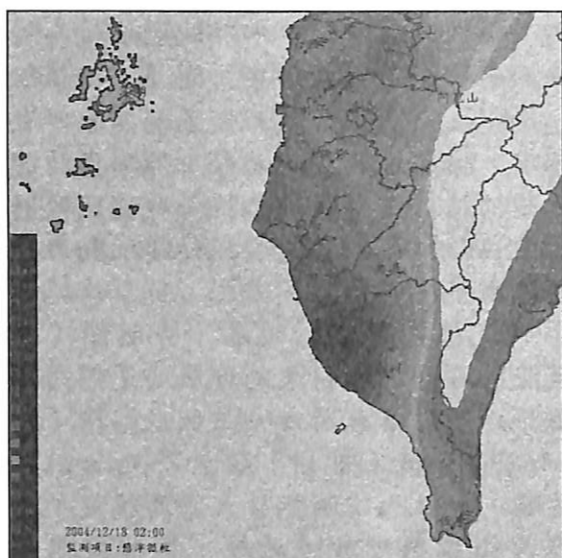


圖 12 12月17日1800 UTC 懸浮微粒監測 (取自環保署網站)。

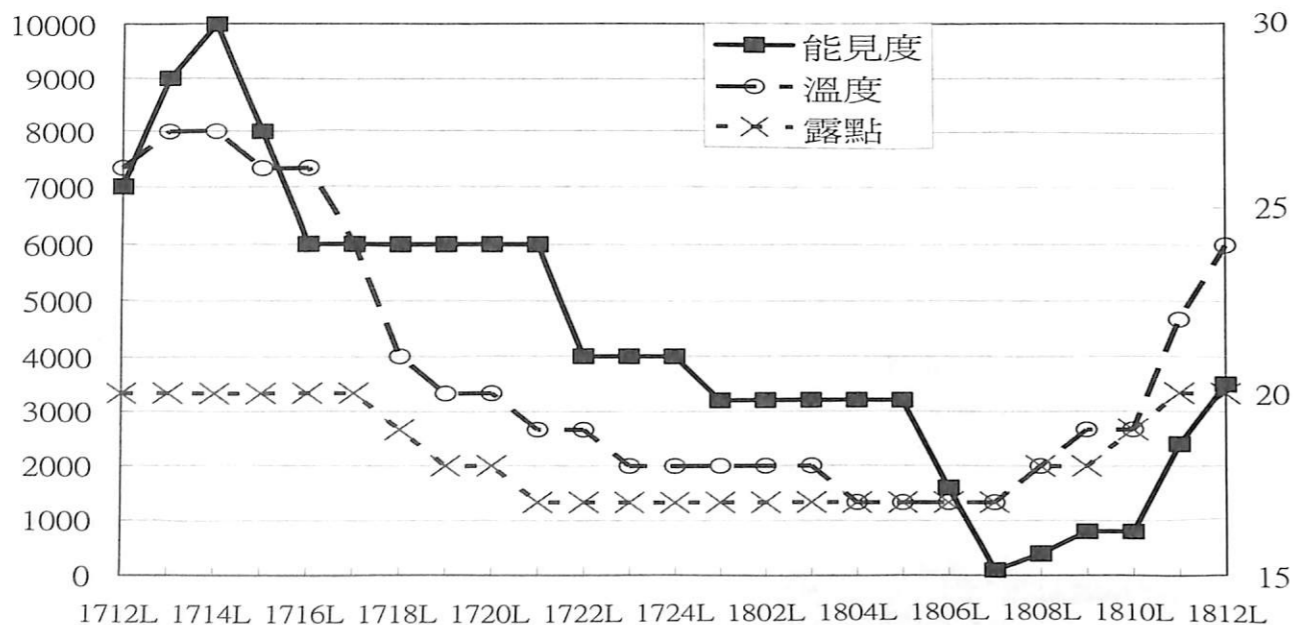


圖 13 2004年12月17日0400 UTC至18日0400 UTC, 岡山機場能見度及溫度、露點圖。左縱座標為能見度(單位:公尺);右縱座標為溫度(單位:°C)。

四、結論與建議

本文目的是想為類似的濃霧個案找出可能原因,也可以說是想把許多不同尺度的特徵,組織成一個濃霧演化過程的概念模式,但嚴格來說只能算是想法,還沒有經過量化驗證,我們摘要前兩節所述作為本文結

論。

2004年12月17日,天氣型態為高壓迴流,氣流經過洋面挾帶大量懸浮微粒,偏東風在台灣地形影響下繞流,配合山脈西側下沉氣流形成局部低壓,有利於懸浮微粒聚集;12月17日午後,相對溼度雖不高,

但西南部能見度已開始緩慢下降,推論為大量細小雲滴散射光線所致;夜間相對溼度增大,致雲滴半徑增大,能見度明顯降低,並於18日清晨出現濃霧;日出至午前相對溼度逐漸下降,雲滴半徑縮小,能見度又緩慢回升。

文中尚有許多需要進一步說明之處,例如:

(一)、本文引用環保署資料中的懸浮微粒係特指PM10(單位為 μgm^{-3} 而非濃度),也就是粒徑在 $10\mu\text{m}$ (微米)以下的粒子,主要來源有地面揚塵、車輛廢氣、露天燃燒、營建施工及農地耕作等,但其中並非全都適合成長為雲滴,較適合的主要成分為PM2.5甚至是PM1,運用時須多一層考量;據了解國內正在發展運用徑譜儀以觀測較細微粒子的技術,一但技術成熟且資料取得容易,則對此概念模式的運用將更為有利。

(二)、本聯隊接收MODIS資料,並運用NASA所提供之反演式,可概略將氣溶膠(aerosol)成分區分為五大類,亦可估算出光學厚度(optical depth),但距離可用以直接判定粒子的化學成分,以及粒子分布的高度,中間的關聯性還沒有定論,不論是引進國內外學界的研究成果,或是由本聯隊自行投入人力研發,在技術上尚有相當大的發展空間。此外,aerosol直接或間接均影響地表短波輻射收支,左右天氣或氣候變化,近來已越來越受到重視(Twomey, 1977),值得注意。

(三)、霧和雲的物理過程其實都一樣,只是降溫的原因及位置不同,從這個角度來看,如果雲的發生與消散是我們所不易掌握的,那麼想要成功的預報霧的過程又何其容易!就「雲」而言,CCN的粒徑分布及空氣上升速度是主宰雲滴成長的主要機制,對「霧」而言,上升速度的重要性則應由冷卻率所取代。

(四)、從綜觀天氣型態到局部環流發展,現今數值預報模式的能力已可充分掌握,雖然研究指出,提高解析度(例如由12公里提高為4公里)的模擬並非在任何情況下都具有必要性(Clifford et al., 2002),但因霧的演化,決定於可感熱與水氣的分布,與邊界層內穩定度、風切、輻射等息息相關,要掌握這些

因素,不但模式的解析度要高,尤其是近地表的垂直解析度要高,這不只是單純地將預報模式網格點縮小就可以了,還得搭配高階的次網格計算格式、更完整的輻射及地表過程,並結合雲物理的基本知識才有意義,因此屬於本聯隊的邊界層作業模式仍然有必要發展或引進。在本個案的回顧中,我們並未詳細討論海陸環流、地表秉性差異,更沒有評估對流或穩定邊界層的發展、轉換與消散對霧演化的影響等等,這些資訊是無法僅靠時間解析度不夠的探空,或空間解析度不足的地面觀測就足夠評估的,似乎透露著我們得結合其他工具才能增進霧的預報能力。有關邊界層模式的概念,以及與一般預報模式的差異,今後如遇適當時機再另文專論;目前國內的邊界層模式正在發展中,但仍停留在研究模式階段,近期內我們暫將朝運用一般模式(如MM5或RSM等),對低層大氣所解析到的相對溼度、風場(也就是邊界層大致環境)變化趨勢,定性的與霧作一些相關性研究。

致謝

文中部分觀念由台灣大學大氣科學系陳正平教授提供,在此致謝;感謝環保署及中央氣象局提供之觀測資料。另感謝國科會NSC93-2625-Z-072-002計畫提供部份資源。

參考文獻

王義發, 2004: 台灣西北部機場低雲幕個案探討。《氣象預報與分析》, 179, 21 - 26 頁。
 吳清吉、于宜強、許武榮、徐光蓉與商文義, 2003: 冬季台灣附近氣流場與大氣傳送個案之數值研究。《大氣科學》, 31, 29 - 54。
 潘大綱與吳俊憲, 2001: 輻射霧的物理過程與個案分析。《氣象預報與分析》, 166, 29 - 48 頁。
 Cho, Y. K., M. O. Kim and B. C. Kim, 2000: Sea Fog around Korean Peninsula. *J. Applied Meteor.*, 39, 2473 - 2479.
 Croft, P. J., R. L. Pfof, J. M. Medlin and G. A.

- Johnson, 1997 : Fog Forecasting for the Southerb Region : A Conceptual Model Approach. *Wea. Forecasting.*, **12**, 545 – 556.
- Koracin, D., J. Lewis, W. T. Thompson, C. E. Dorman, and J. A. Businger, 2001 : Transition of stratus into fog along the California coast : Observations and modeling. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1714 – 1731.
- Lin, Y. L., 1993 : Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 381 - 420.
- Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick, and B. A. Colle, 2002 : Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **59**, 22-28.
- Olafsson, H. and P. Bougeault, 1996 : Nonlinear Flow Pass an Elliptic Mountain Ridge. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2465-2489.
- Smolarkiewicz, P. K., R. Rotunno, 1989 : Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.
- Twomey, S. A., 1977 : The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149-1152.