

冬季台灣附近氣流場與大氣傳送 個案之數值研究

吳清吉¹ 于宜強² 許武榮¹ 徐光蓉¹ 商文義^{1,3}

¹國立台灣大學大氣科學系

²國立台灣師範大學地球科學系

³美國普度大學地球暨大氣科學系

(中華民國九十一年三月二十一日收稿；中華民國九十一年十月十五日定稿)

摘 要

本文利用普度區域模式(PRM)探討冬季典型天氣時，台灣複雜地形的氣流場和大氣傳送。文中所選擇 1999 年 2 月 1 月至 2 月 3 日的個案，是一個冬季典型東北季風，鋒面通過台灣的天氣。鋒面通過台灣時，天氣演變十分複雜，台灣附近的近地表外圍環境風場由西南風轉為北風，且持續增強；同時高層西風變強。這些特性 PRM 都能準確的模擬出來。模式模擬結果也顯示台灣局部環流隨著綜觀環境風場的風向與風速的微小改變，可能大幅度的變化。因此，大氣污染物的傳送也是複雜、多變化。在強勁的東北季風下，污染物的傳播快速，在不及一天的短時間內即可由北台灣傳送至南台灣。

冬季穩定的大氣形態下，污染物不易擴散至高層。大部分的污染物集中在低層 800hPa 高度之下，沿著中央山脈的兩側向南迅速傳播。擴散到比較高層(約 2 到 3 公里)的大氣污染物，則迅速向東移出外海。受到背風面的合流效應和嘉南外海形成局部低壓的作用，空氣污染物容易在南台灣外海堆積。

關鍵詞：普度區域模式，模擬，傳送

一、前 言

近年來台灣經濟快速發展，伴隨著發電廠、工廠和汽機車等污染源的排放，造成空氣污染問題。空氣污染物濃度受到許多因素的影

響，包括排放源性質、氣象條件、大氣的物理和化學反應機制，這是一個十分複雜的過程。就氣象條件而言，污染物在大氣中受到垂直擴散和水平氣流傳送作用，大氣邊界層和局部環

流特性是這些過程的主要決定因素。

爲了環境影響評估，臺灣過去對於局部環流有一些小規模的觀測分析，提供比較片面的資訊。例如，林等(1990)在臺灣北部觀音工業區密集觀測，探討該地區海風環流特性、海風邊界層發展，以及污染濃度之日變化。臺灣大學大氣科學系曾在核能二廠釋放 SF_6 追蹤劑，以及局部地區的高空風觀測，並利用 Yamada(1981)的 HOTMAC 模式(Higher Order Turbulence Model for Atmospheric Circulations Model)模擬其氣流和大氣傳送，以瞭解核二廠附近污染物的擴散和傳送問題(王，1996)。蔡與于(1984)、林等(1989)利用有限的氣象觀測資料診斷、內插，透過質量保守原理對風場進行調整，估計臺灣北部風場的三維分布。

一般而言，氣象局的常規觀測作業，以觀測預報天氣所需的綜觀系統爲主，各氣象測站的距離比較遠，其觀測資料的解析度很難滿足計算大氣污染物傳送和擴散的需求。臺灣目前又比較缺乏有系統的局部環流觀測資料，因而很難由實測資料瞭解臺灣複雜地形環境下的局部環流全貌，以提供大氣傳送和擴散之研究所需。因此必須借重適當的大氣數值模式計算，補足大氣污染物傳送和擴散所需的大氣背景場。

黃與莊(1993)利用中尺度數值模式來進行東北季風下臺灣核能電廠附近污染物擴散之數值研究。他們的結果指出，在盛行東北季風下，大屯山脈地形對氣流阻擋的效應已不重要，核二廠的污染物大部份經由基隆河谷進入臺北盆地；水平平流大致決定濃度的幾何分佈。張(2002)利用六層巢狀網格探討蘭陽平原在鋒面過境時的局部環流和污染擴散情形。王等(1994)和林等

(1994)則探討臺灣附近環流對背景大氣成份傳送的影響。環保署爲了改進臺灣的空氣品質，在1998-2000年間進行「南高屏地區空氣污染總量管制規劃」，規劃中包含排放量推估組、空氣品質觀測組、氣象觀測組、氣象模式組和空氣品質模式組(鄭等，1998)。在空氣品質模式組中，採用 PSU/NCAR 第五代中尺度模式(Fifth Generation Mesoscale Model, MM5)產生較高解析度的氣象場，作爲空氣污染模式的大氣背景場，並嘗試發展四維資料同化技術(Four Dimensional Data Assimilation)，同化實際地面與探空觀測資料，改進模式初始場和預報結果(吳和林，2000)。就比較長程傳送而言，Lin(2001)探討2000年影響臺灣的中國北方黃沙的長程傳送，並利用 MM5 模擬其結果。Chen et al.(2002)利用 CTx 模式(Circuit Trajectory transfer-coefficient model)建立臺北大都會地區排放源和受體城市的“遙相關”。Terada et al.(2002)利用 AQPMS(Air Quality Prediction Modeling System)探討東亞酸雨趨勢和受黃沙的中性化(neutralization)作用。

臺灣冬季天氣形態以東北季風爲主，但是東北季風型天氣不僅只是發生於冬季。以氣候觀點來看，東北季風在秋季與春初都經常發生，影響時間平均長達五個月之久(十一月至翌年三月)，因此它是臺灣最主要的天氣型態。在此天氣型態下，東北風會隨著鋒面系統以及大陸冷高壓的移動，強度與方向都會隨時間改變；在此天氣型態下，對於局部空氣污染物南傳有重要的意義。本文利用普度區域模式(Purdue Regional Model, PRM)模擬臺灣複雜地形下的冬季氣流場，以及以金山附近(核二廠所在地)爲源地的大氣傳送。

PRM 發展至今已有一十五年，除了控制大氣

的基本動力方程式的計算外，對於大氣輻射過程、雲物理過程、邊界層內的亂流傳送過程、土壤內溫度和濕度變化，以及地表能量收支等均加以考慮，因此可應用於各種多變之中尺度(包含邊界層)、大尺度的大氣現象。該模式已成功模擬寒潮暴發，暖洋面上之對流運動(Hsu and Sun, 1991)，台灣背風面渦流群(Vortex shedding)(Sun et al., 1991; Sun and Chern, 1993, 1994)，梅雨鋒面與低層噴流(Hsu and Sun, 1994)，乾線(dryline)(Sun and Wu, 1992)等現象。本文分為以下幾個部份：PRM 模式的簡介、調整和應用，個案的模擬結果、討論，以及結語。

二、模式簡介與個案選取

原來的 PRM 並未包含空氣污染物的計算，本文在原始模式架構下，加入污染物保守方程式，以計算大氣污染物傳送與擴散。此處只對控制方程式作簡單的介紹，有關模式細節請參考 Hsu and Sun (1994)和 Chern(1994)。

(一) 控制方程式與計算方法

模式的垂直方向採用 σ 座標， σ 定義如下：

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} = \frac{p - p_t}{p_s} \quad (1)$$

其中 p 為氣壓， p_s 為地面氣壓， p_t 為模式頂氣壓， $p_s - p_t$ 為地面氣壓與模式頂氣壓之差值。

水平動量方程式為：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = Adv(u) + fv - \left[\frac{m}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} + \frac{m}{p_s} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \right] + Diff(u) \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = Adv(v) - fu - \left[\frac{m}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} + \frac{m}{p_s} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right) \right] + Diff(v) \quad (3)$$

其中 u, v 為水平風速， p' 為對參考氣壓的偏差(deviation)， ϕ 為重力位， f 為科氏參數， m 表示投影因子， Adv 表示平流效應， $Diff$ 表示擴散效應。熱力方程式為：

$$\frac{\partial \theta_{ei}}{\partial t} = Adv(\theta_{ei}) + \left(\frac{L_v}{c_p} q_v - \frac{L_f}{c_p} q_i \right) \frac{d}{dt} \left(\frac{\theta}{T} \right) + Diff(\theta_{ei}) + Rad(\theta_{ei}) + Conv(\theta_{ei}) \quad (4)$$

其中 θ_{ei} 為考慮冰相的相當位溫，它的定義是：

$$\theta_{ei} = \theta + \left(\frac{\theta}{T} \right) \left(\frac{L_v}{c_p} q_v - \frac{L_f}{c_p} q_i \right) \quad (5)$$

其中 q_v 是水氣混合比， q_i 是冰混合比， c_p 是定壓比熱， L_v 和 L_f 分別為水氣和冰的潛熱釋放， Rad 代表輻射加熱/冷卻效應， $Conv$ 代表次網格對流加熱/冷卻效應。地表壓力預報方程式是：

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = - \int \nabla_{\sigma} \cdot (p_s \bar{V}) d\sigma \quad (6)$$

其中

$$\nabla_{\sigma} \cdot (p_s \bar{V}) = m^2 \left[\frac{\partial (u p_s)}{m \partial x} + \frac{\partial (v p_s)}{m \partial y} \right] \quad (7)$$

三種水相位的預報方式分別是：

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = Adv(q_w) + Diff(q_w) + Conver(q_w) + Micro(q_w) \quad (8)$$

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} = Adv(q_i) + Diff(q_i) + Conver(q_i) + Micro(q_i) \quad (9)$$

$$\frac{\partial q_i}{\partial t} = Adv(q_i) + Diff(q_i) + Conver(q_i) + Micro(q_i) \quad (10)$$

其中 q_w 是總水混合比, q_l 為液態水混合比, $Conver$ 代表次網格對流所引發的相(phase)轉換效應, $Micro$ 是微物理過程所引發的相位轉換效應。靜力方程式則為:

$$\frac{\partial \phi}{\partial (\ln p)} = -R_d T(1 + 0.61q_v - q_l - q_i) \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \dot{\sigma} = & -\frac{1}{p_*} \int_0^\sigma \nabla_\sigma \cdot (p_* \bar{V}) d\sigma \\ & + \frac{\sigma}{p_*} \int_0^\sigma \nabla_\sigma \cdot (p_* \bar{V}) d\sigma \end{aligned} \quad (12)$$

至於擴散效應, 則是使用高階的亂流動能方程式(turbulent kinetic energy equation), 以作為參數化的依據, 其方程式如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} = & Adv(\bar{E}) + \frac{g}{\theta_0} \left(\overline{w'\theta_v'} \right) - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \\ & - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} - \overline{w'^2} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left[\overline{w' \left(E' + \frac{p'}{\rho_0} \right)} \right] - \varepsilon \end{aligned} \quad (13)$$

其中 $E' = 0.5(u'^2 + v'^2 + w'^2)$, $\bar{E} = E'$, ε 是耗散效應。式中的 $(\bar{\quad})$ 表示系集平均, (\quad') 表示對平均的偏差, $\theta_0 = 273K$ 。(13)式等號右邊的第二項為浮力產生項, 當熱力穩定時有負貢獻, 不穩定時有正貢獻。(13)式第三、四、五項為風切產生項, 常為正貢獻, 第六項為傳遞項。次網格的參數化請參考 Sun(1993a; 1993b)。

模式之時間積分方法使用精確的前差/後差法(forward-backward)。空間差分法使用 C 網格, 地面層(Surface layer)使用相似方程式(Similarity equation)。土壤的部份, 引用多層土壤模式, 包含逕流、植物覆蓋。土壤模式的細節和參數可參考 Bosilovich and Sun(1999)。一些變數值亦由歐洲中心(ECMWF)提供, 例如高層大氣的重力位、風和相對溼度, 地表的重力位、地面氣壓等。大氣輻射計算使用周明達方法(Chou et al., 1998; Chou et al., 1999), 考慮臭氧、水氣、以及氣膠(aerosol)的影響。

(二)大氣污染物濃度

假設大氣污染物為惰性, 無化學反應, 並且不考慮沈降, 則污染物濃度 c 主要是受到傳送與擴散的控制, 其方程式為:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = Adv(c) - \frac{\partial \overline{w'c'}}{\partial z} + S \quad (14)$$

上式等號右邊第二項是垂直方向的次網格擴散量, S 為污染源項。由於在靜力模式中水平的網格距離遠超過垂直網格距離, 次網格擴散效應在水平方向並不明顯, 因此只考慮垂直擴散。它的參數化方式為:

$$\overline{w'c'} = -K_h \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (15)$$

在計算方法上, 傳送項是以 Sun (1993c)的平流方法計算。此方法是混合 Crowley 四階計算法(Crowley, 1968)與 Gadd 三階計算法(Gadd, 1978)。Sun 證明此方法的計算精確度超過了一般四階的平流計算法。擴散項則是採取梯形法(trapezoidal scheme), 雖然此方法比較複雜, 需要求解一反矩陣, 但穩定性極佳, 在本文的結果中顯示, 污染物在垂直方向的分布是較平滑的。

(三)模擬區間選取與資料來源

大氣污染濃度的分布主要受到大氣環境條件的控制。影響大氣環境流場的因素，除了當地地形之外，大範圍天氣系統的演變也扮演重要的角色。因此以數值模式模擬空氣污染濃度分布必須同時考慮大範圍天氣演變與小範圍的當地局部大氣環流，這是一個多重尺度運動重疊且交互影響的複雜問題。

為了能有效掌握大範圍天氣系統，例如：氣團、鋒面，數值模擬必須涵蓋相當大的範圍。在有限的計算機資源下，本文採取巢狀網格(nested grid)架構的概念進行氣象場模擬，這個大的計算範圍被定義為區間 1(圖 1，第一內框 D1)，水平解析度是 54 公里。區間 2 則是以台

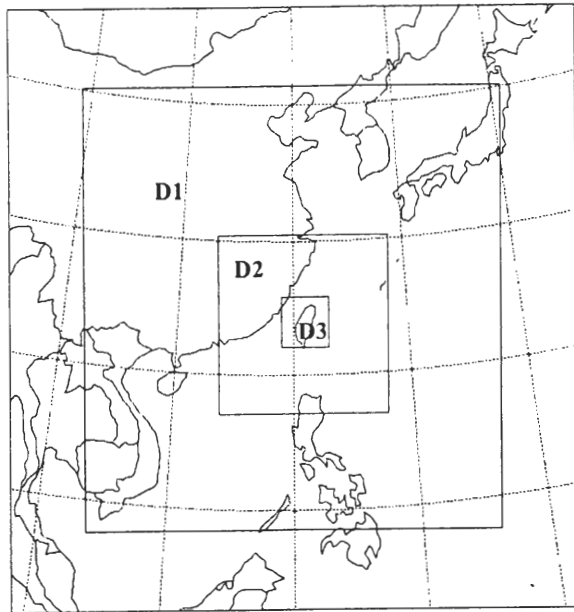


圖 1 觀測資料選取與數值模擬範圍，全圖所示區域為選取歐洲氣象中心(ECMWF)分析資料的範圍。第一內框(D1)為大範圍數值模擬區域，網格間距 54 公里；第二與第三內框(D2 和 D3)分別是網格間距 18 公里與 6 公里的數值模擬範圍。

灣為中心，東西與南北方向各延展約 1500 公里的中等計算範圍(圖 1，第二內框 D2)，水平解析度提高至 18 公里。區間 1 先行計算。在計算過程中，將每一時步(time step)所得，提供區間 2 的外圍邊界條件，這些邊界條件包含了所有的氣象變數資料，如風場、溫度場、溼度場等。在獲得此隨時間變化的邊界值後，即可進行中範圍區間 2 的數值模擬。同理在區間 2 積分的過程中，將內部所得之相關氣象場儲藏起來，以提供區間 3 計算所需之邊界條件。圖 1 中的最內框(D3)是區間 3 的計算範圍，解析度則提高至 6 公里。在此高解析度的計算方式下，台灣主要山脈(中央山脈與雪山山脈)的地形效應，以及海岸附近因海陸對比引發的熱效應等始能反應在模擬結果中。

靜力模式的適用範圍主要是依所模擬大氣現象之扁平程度(水平尺度除以垂直尺度)來決定，即使水平網格間距很小，只要大氣運動足夠“扁平”，靜力模式依然可以使用。Hsu and Sun(1991)就曾在 PRM 中使用兩公里的高解析度模擬。在本文中依經驗，考慮適度平滑處理之台灣地形坡度，六公里的水平解析約為是靜力模式可適用之極限。

圖 2 所示的是以區間 3 為範圍，數值模擬所採用的台灣地形資料，在高解析度情形下，中央山脈與雪山山脈均非常突出。甚至大屯、七星山系也約略可解析出來。此水平解析度已是靜力模式可提供的極限，未來如果希望再提高解析度則需進一步考慮非靜力數值模式。本文的數值計算以區間 2 作為緩衝區，可提供大尺度天氣系統與中小尺度台灣局部大氣環流之間連續、平滑的變化，提高計算結果的精確性與代表性。在垂直網格架構上，各區間均使用 28

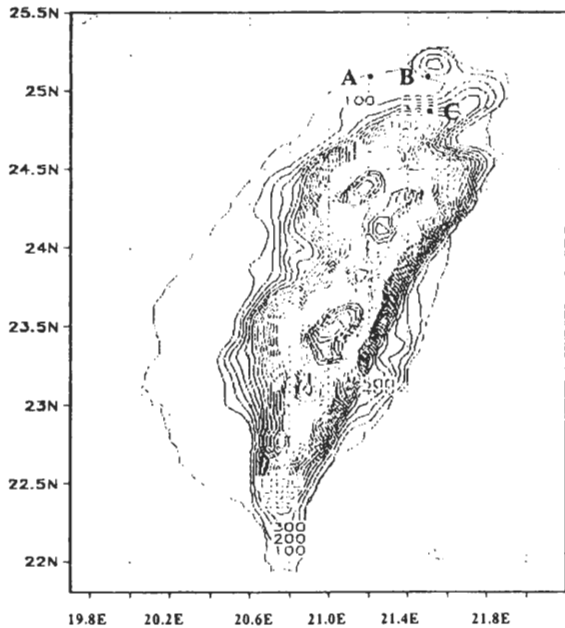


圖 2 小範圍高解析度(圖 1, D3)模擬所使用的台灣地形資料, 等值線間距為 100 公尺。在圖中 A,B,C 三個定點考慮模擬污染濃度的時間變化(圖 13)。

層。各層距離, 即垂直解析度並不相同, 愈靠近地表解析度愈高。

空氣污染物的傳播與擴散受到了多重空間尺度大氣運動的影響, 大至數千公里的天氣系統演變, 中至由數公里台灣地形與地表效應引發的局部環流, 小至數百公尺或更小的渦流運動都能影響污染物的分佈。本文以真實觀測大尺度氣象場(歐洲中心分析資料), 由大而小模擬個案當時天氣狀態下, 台灣局部環流的生成, 並計算大氣污染物的傳送。此問題本質上的難度極高, 如果大尺度天氣演變無法精確的被掌握, 為模式計算出來, 則中尺度局部環流不可能正確, 大氣污染物的傳送、分佈更不可能合理的計算出來。目前本文水平解析度已達 6 公里, 研究結果具一定價值, 但仍不足以應用至更小範圍間(例如鄉鎮間)傳送問題。

數值模式所使用的初始條件與邊界條件, 由歐洲氣象中心全球分析資料(ECMWF Analysis)內插得到。模式輸入的資料包含: 氣溫、風、水汽量、海溫、地表狀態(如地溫、植被、土壤溫度、土壤溼度等)、地形, 以及邊界條件。

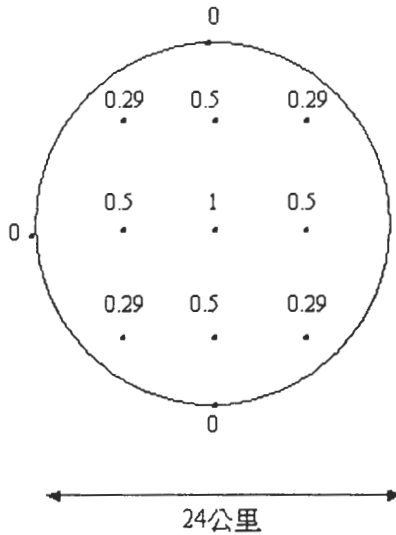
(四) 模擬個案選取

本研究原來在春、夏、秋、冬四季, 各選擇一具有代表性的個案, 利用 PRM 進行為期兩天的數值模擬。因限於篇幅關係, 文中只呈現冬季之結果。個案的模擬時間由 1999 年 2 月 1 日 00UTC 至 2 月 3 日 00UTC。

(五) 污染源與軌跡計算的設定

在模式中大氣污染物傳送與軌跡計算是和 PRM 的氣象場模擬同步進行, 且僅在最高解析的模擬區域 3(圖 1 的 D3)內進行。假設一個理想連續釋放的污染源, 其在空間上的分布是圓柱形的。為了考慮在污染源附近濃度的連續性, 在水平面上, 圓形的中心點污染釋放率最高, 然後依照離中心點的距離, 以線性的方式遞減。到達離中心 12 公里處(即是離中心兩個網格點位置上)釋放率為零。依此設定污染源在空間上分布是非常緊密的, 在一水平面上污染物只在 9 個網格點上持續釋放(圖 3a)。在垂直方向, 則污染物只在最靠近地表的 5 個網格點上釋放。為了保持空間上的連續性, 最上層的釋放率減少為地表釋放率的一半(圖 3b)。限於模式的解析度, 污染源範圍比較大, 和實際上的點污染源情況會有所差異。污染源中心位於 25.2°N、121.7°E(約在台北縣金山鄉附近), 最大釋放率設為每公斤空氣中每小時釋放 1 單位, 即 $1/3600 \text{ kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ 。依此定義空氣污染濃度的意義是每公斤空氣所含無單位量值, 因此單位是 kg^{-1} , 單位面

(a)



(b)

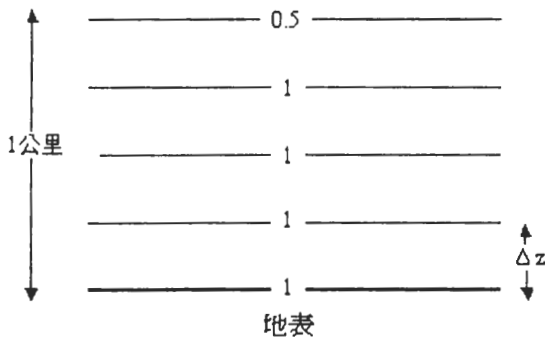


圖 3 (a)污染源釋放率在水平面上的分布，圖中所顯示的數字為在網格點上的釋放率與最大釋放率(中心點)的比值。(b)污染源釋放率在垂直方向的分布，圖中所顯示的數字為在網格點上的釋放率與最大釋放率的比值。

積垂直積分污染物總量單位則為 m^2 。在大氣質點軌跡的計算上，本文除了追蹤源點近地表和不同高度大氣質點的軌跡外，也選擇源點附近 4 個定點近地表大氣質點作追蹤，以了解軌跡在空間上的變異性與敏感度。

三、結果與討論

本節將先陳述模擬個案期間的基本天氣型態，然後討論模擬之氣象場，並比對歐洲中心的分析資料，以驗證所模擬氣象場之結果。最後再說明空氣污染部分的模擬結果，以及 9 個點的污染物軌跡走向。

(一)氣象場

1、個案天氣概述

圖 4 顯示模擬期間內 1999 年 2 月 1 日

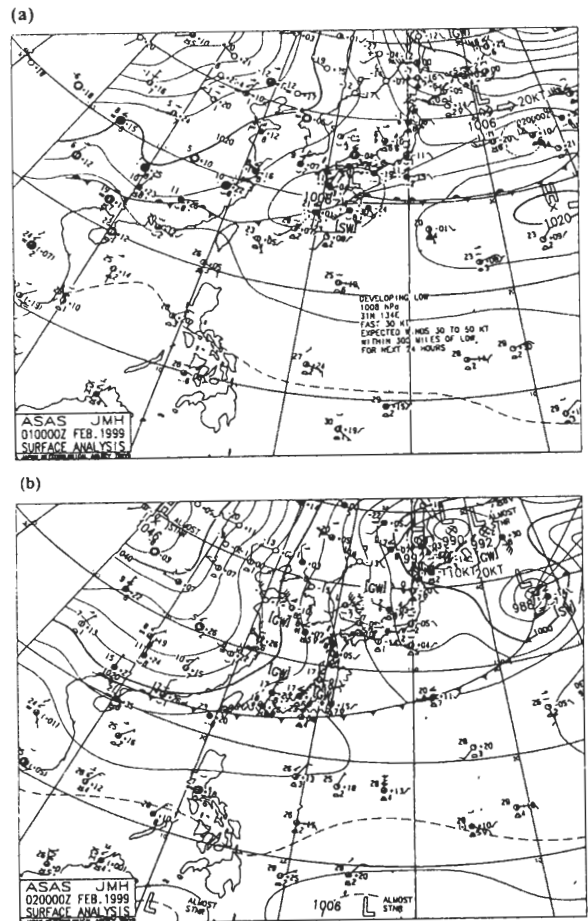


圖 4 日本氣象廳所分析之地面天氣圖：(a)1999年2月1日00UTC，(b)1999年2月2日00UTC。

00UTC 和 2 月 2 日 00UTC 大範圍天氣的形態。在模擬初始時間(圖 4a)，一個低氣壓在日本南方海面上，冷鋒由此低壓中心向西南延伸經過台灣北方海面到達華南一帶。鋒面以北是一威力相當強大源自於西伯利亞的大陸性冷氣團，它幾乎涵蓋了整個中國以及其周圍地區。此刻台灣是在鋒面南側，溫度相當暖和，外海海面上溫度達到 23°C，風向以南風為主。圖 4a 顯示即使在隆冬時刻，也是氣候上東北季風最盛行的時刻，台灣仍是有出現南風的機會，但通常南風只出現在一波波冷氣團來臨前的短暫時刻。本個案的這道鋒面是非常典型的情況。離台灣不遠的浙江一帶，位於鋒面北側，溫度只有 10°C 以下，非常寒冷，而在更內陸地地區則是空氣下沉、晴朗的高壓區，溫度更在冰點以下。在 6 個小時之後(圖略)，天氣已發生演變。原本通過台灣中部的 1020hPa 等壓線已消失了。台灣外海的風速已轉強，且風向也轉為西南風。

在接下來的 18 小時中，這道鋒面由北到南通過台灣(圖 4b)，台灣各地的天氣產生明顯的變化，主要是溫度降低、雲量增加、微量降水，以及影響空氣污染物傳送甚巨的風向轉變，風速增強。另外，人們雖然不能感受到 24 小時中氣壓上升了約 6hPa(由 1012hPa 到 1018hPa)，但此壓力的改變其實是非常重要的，因為它在動力上主導了風速未來的變化。原在日本南方海面的低氣壓朝著東北東方向前進並加深，到了模擬期間的末期(圖略)，中心氣壓值甚至低到 984hPa。這也是此區域典型的冬天爆發性海洋旋生情形，天氣轉變比台灣一帶更劇烈，最後它將演變為極深的阿留申低壓。而大陸性冷氣團則持續向東南前進，並將冷鋒推過巴士海峽，到熱帶後則消失，不見蹤影。2 月 3 日 00UTC，

台灣北部地區已轉晴，氣壓值上升至 1024hPa，風力也非常強勁(圖略)。

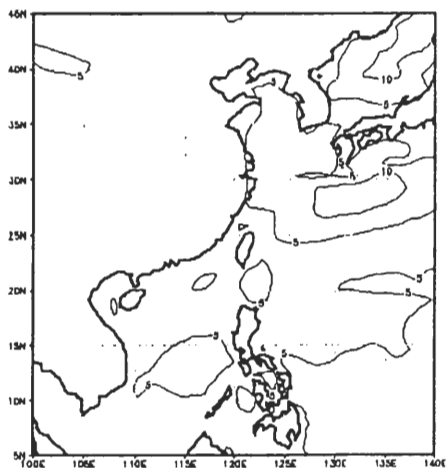
2、模擬之氣象初始場

模式以歐洲氣象中心(ECMWF)的分析資料作為初始值，先進行大範圍低解析度(圖 1，D1)兩天的模擬，並將對應於中範圍(圖 1，D2)連續變化的邊界值儲存起來，以供給中範圍模擬使用，最後再以同樣方式進行小範圍(圖 1，D3)高解析度為期兩天的模擬。為了精簡扼要，文中主要顯示大範圍(大尺度天氣變化)與小範圍(局部環流)的模擬結果，中範圍模擬結果並未展示。

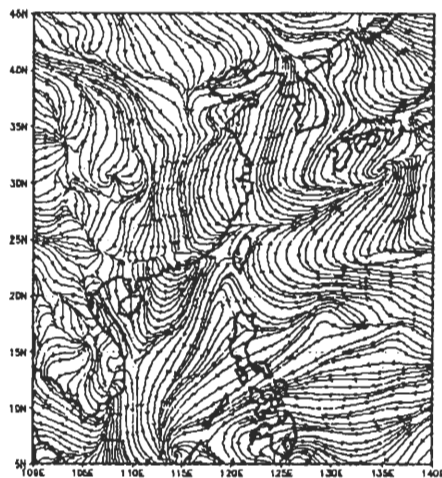
圖 5 是歐洲氣象中心所分析的 1999 年 2 月 1 日 00UTC 觀測資料，為模式初始場。在華中與華南一帶是北風(圖 5b)，由於受到地表摩擦的影響風速並不強，風速在每秒 5 公尺以下，而在黃海上，同樣是北風但風速較強(圖 5a)。初始時間(2 月 1 日 00UTC)台灣附近位於鋒面南側，主要是微弱的南風。風速最強的地方是在日本南方海面上的低氣壓中心附近以及日本海一帶冷氣團出海引發之強烈西北風。這兩個地區風速可達 10~15ms⁻¹。圖 5c 是海平面氣壓場，等值線的間距是 5hPa。台灣位於 1010 與 1015hPa 兩等壓線之間，與圖 4a 所顯示此時 1012hPa 等氣壓線通過台灣的情況一致。此時大陸性冷高壓中心尚在圖 5c 左上角之外更偏向西北的方向。

圖 5d 與圖 5e 則分別是 850hPa 與 500hPa 兩等壓面上的高度場與風場。圖 5d 顯示大陸性冷氣團非常深厚的，即使在 850 hPa 高度上仍是一高氣壓，日本附近為一低壓槽。台灣附近是西南西風，和地表附近的南風不同。在 500hPa

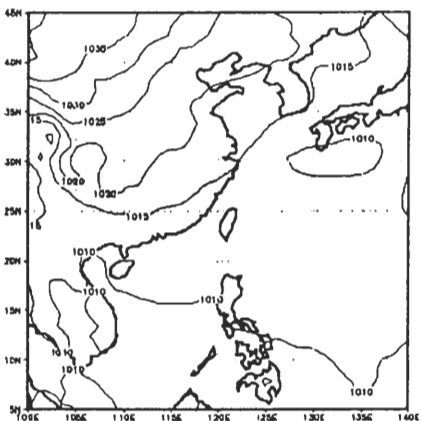
(a)



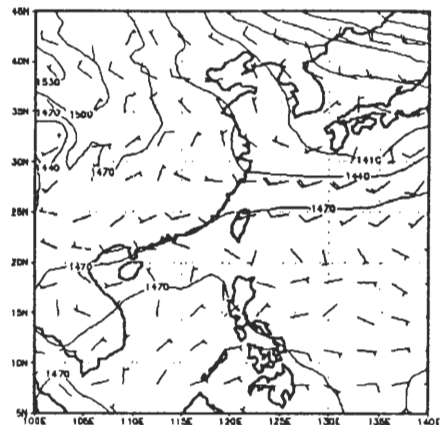
(b)



(c)



(d)



(e)

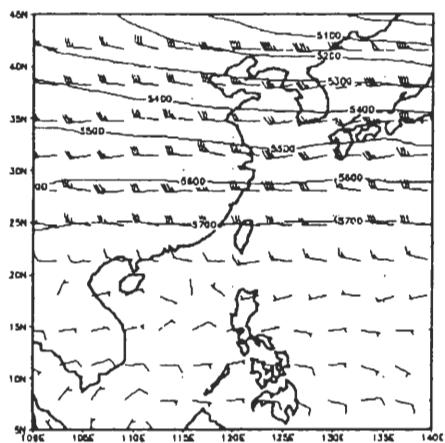


圖 5 歐洲氣象中心(ECMWF)所分析 1999 年 2 月 1 日 00 UTC 之(a)風速場，等值線間隔 5 m/s，(b)地表氣流線，(c)海平面氣壓場，等值線間隔 5 hPa，(d) 850 hPa 等壓面高度場與風場，等值線間隔 30 m，(e) 500hPa 等壓面高度場與風場，等值線間隔 100 m。圖 d 和圖 e 的風標尾每一長線代表 10 m/s。

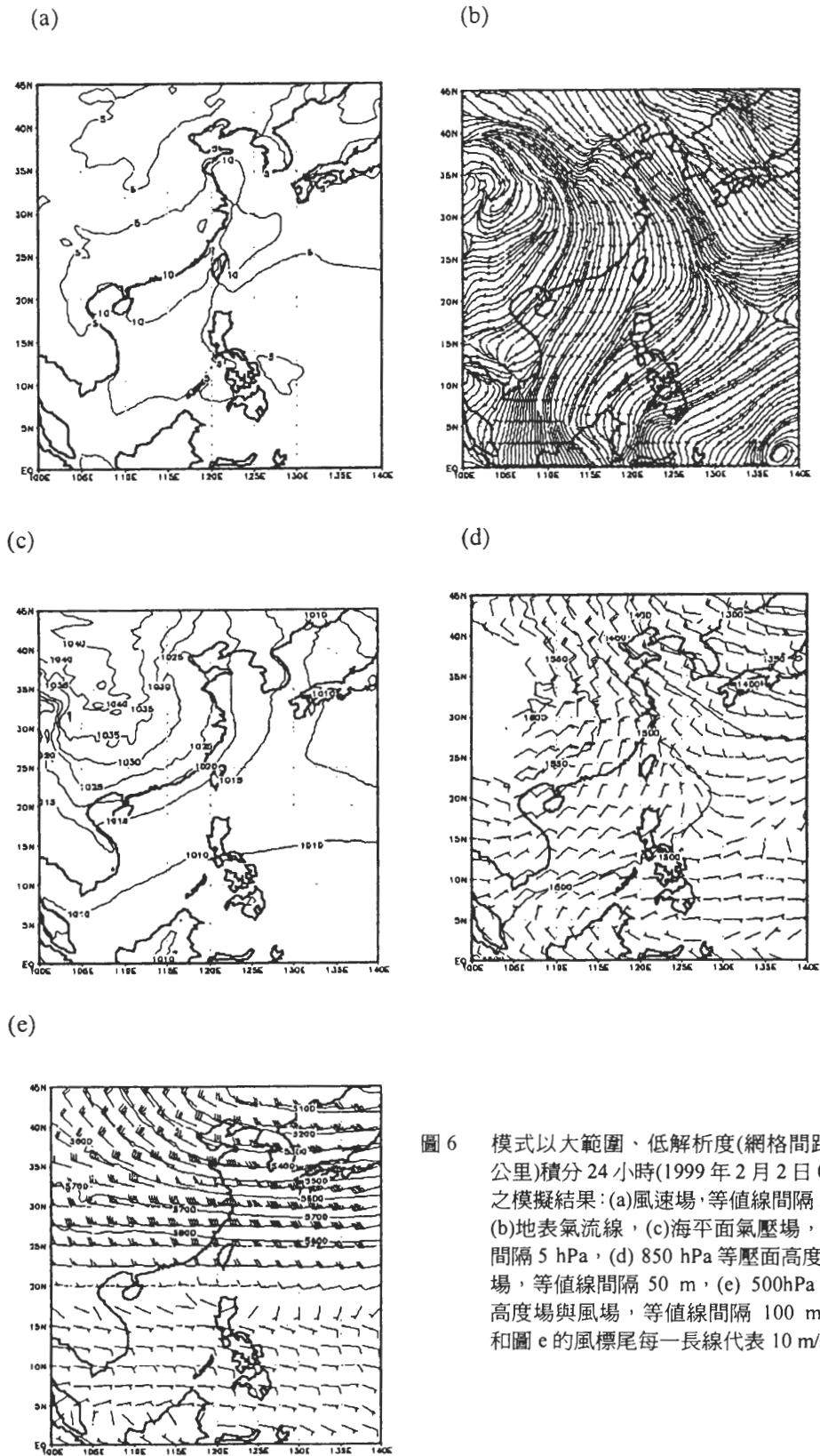
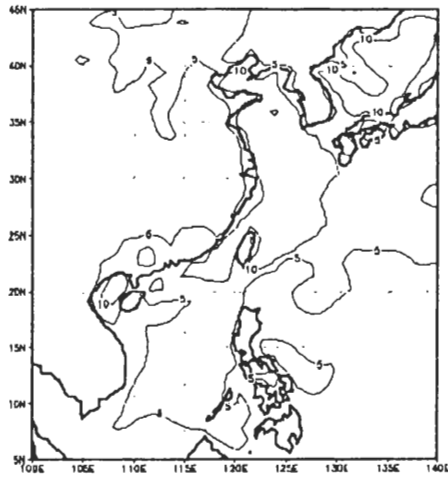
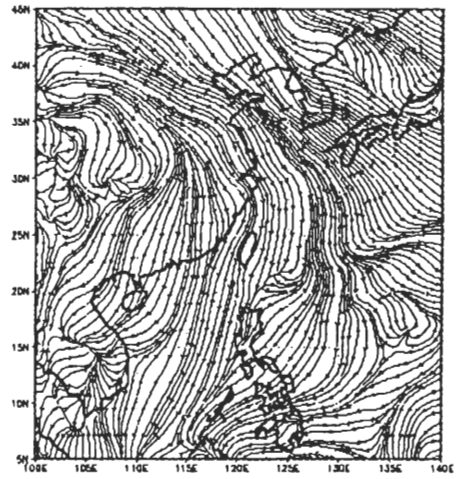


圖 6 模式以大範圍、低解析度(網格間距為 54 公里)積分 24 小時(1999 年 2 月 2 日 00UTC)之模擬結果:(a)風速場,等值線間隔 5 m/s, (b)地表氣流線, (c)海平面氣壓場,等值線間隔 5 hPa, (d) 850 hPa 等壓面高度場與風場,等值線間隔 50 m, (e) 500hPa 等壓面高度場與風場,等值線間隔 100 m。圖 d 和圖 e 的風標尾每一長線代表 10 m/s。

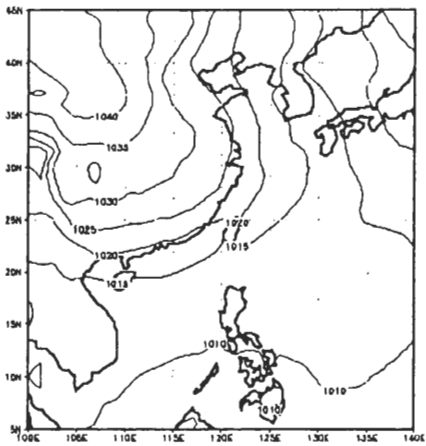
(a)



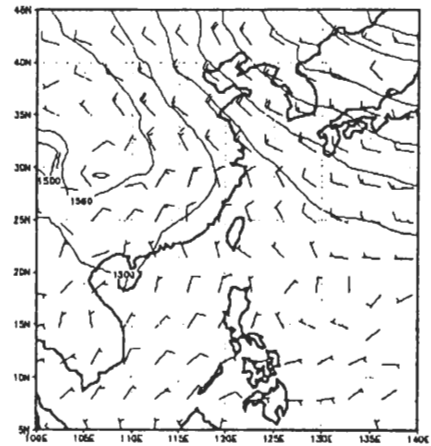
(b)



(c)



(d)



(e)

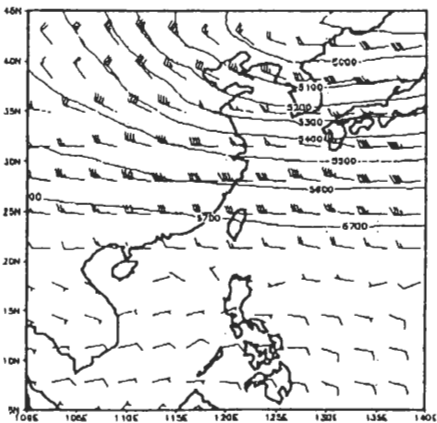


圖 7 同圖 6，但為歐洲氣象中心 (ECMWF) 所分析之結果。

的高度上(圖 5e)，在台灣附近是很強的西風，風速值達每秒 30 公尺。風場在高度上的劇烈變化亦是台灣冬季的特徵之一。圖 5e 高度的分布在緯度上是相當均勻的，冷空氣不可能伸展到 5 公里以上的高度，圖的左上角並沒有類似於圖 5d 左上角的壓力分布特徵。

3、24 小時模擬結果與驗證

(1) 大範圍模擬結果與驗證

2 月 2 日 00UTC(模擬 24 小時後) 數值模擬和歐洲氣象中心所分析之結果分別示於圖 6 和圖 7。原來在日本南方海面上的低壓已移出數值模擬的範圍，大陸性冷高壓也已經出海，鋒面移動至台灣最南端(圖 7c 和圖 4b)。圖 7b 顯示日本南方海面、東海、台灣附近海域直到南海的廣東海域都已轉變為西北、北或東北風，風速也增強了。中國外海一帶風速為 $10\sim 15\text{ms}^{-1}$ 。數值模擬相當細膩的掌握了這些變化，圖 6a 和圖 6b 中各地風向風速的模擬也很準確。

比較圖 6c 與圖 7c，海平面上等壓線也是一致的，大範圍模擬冷高壓出海的位置、強度、涵蓋範圍都與觀測十分接近。兩張圖都顯示台灣的氣壓值在鋒面過境後升高至 1015hPa 到 1020 hPa。大陸性冷氣團的中心也移到模擬範圍內的蒙古地區。至於高空風場與高度場方面模擬結果十分接近觀測狀態。

圖 6d 與圖 7d 都顯示在中國大陸，空氣圍繞高壓中心順時針旋轉，風場強度也很接近，只是模擬所得的高壓稍強，圖 6d 中的 1550 公尺等高線較圖 7d 中對應同值的等高線伸展的範圍略大一些。兩圖中右下角熱帶海洋區高度值也約略相同。另外圖 6d 中部份是因該位置位於山區，若地表氣壓值低於 850hPa，則應是無資

料的，歐洲中心所顯示的資料是人為植入的。

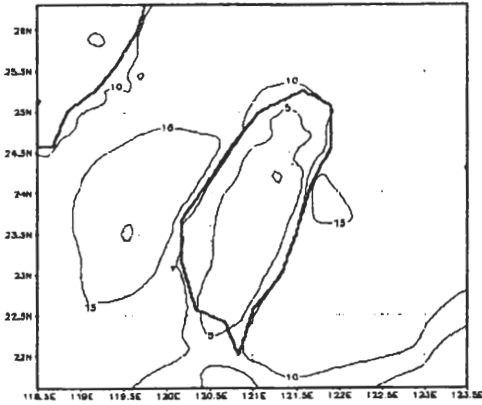
(2) 小範圍模擬結果

歐洲中心所提供資料空間解析度是 2.5 度，為兩百多公里，而模式小範圍模擬的解析度只有 6 公里。因此台灣複雜地形、地表過程、細微海水分布狀態所引發的局部環流，歐洲氣象中心分析資料無法提供。同時，小範圍的數值模擬結果，比較難由實際觀測資料加以驗證。所以文中只示出台灣近地面觀測風場，強調其動力上的一致性，並透過一般對局部環流的認識判定模擬結果的合理性。這些小範圍模擬結果，是被用來計算污染物傳送的重要資訊。

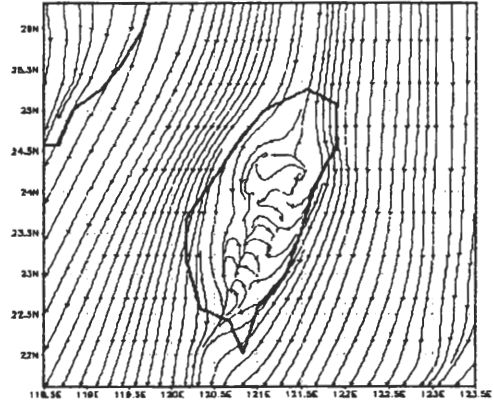
模式模擬 24 小時後，台灣及其周圍因鋒面過境後，吹乾冷的北風(圖 8b)，海面上風速值較大。在中央山脈的阻擋下，氣流在北台灣產生分流的現象而繞山行進，而且在山的兩側加速，以及在台灣海峽而生成在花蓮外海與台灣海峽兩強風區(圖 8a)，風速高達每秒 15 公尺以上，特別在台灣海峽部份氣流又受到福建武夷山的阻隔，形成管道效應(channel effect)，此時海象可謂十分險惡。相反地，在高雄以南外海成為合流區，風速明顯減弱，在山區則產生相當細緻的超小型結構。這些結構，看似混亂，其實都有規律存在。圖 8c 顯示了海平面氣壓分布，此分布與大範圍模擬結果(圖 6c)相當一致，但具許多細微尺度特徵，在冬季這些特徵主要是因地形阻擋的機械式因素(mechanical effect)所造成的。

在台灣 850hPa 的高空中，因為在高解析度的地形下，廣大地區海拔高度超過 1500 公尺(圖 8d 中空白區域)，地形阻擋因素仍然存在，流場仍十分混亂。在 500 hPa，風向為西風，風

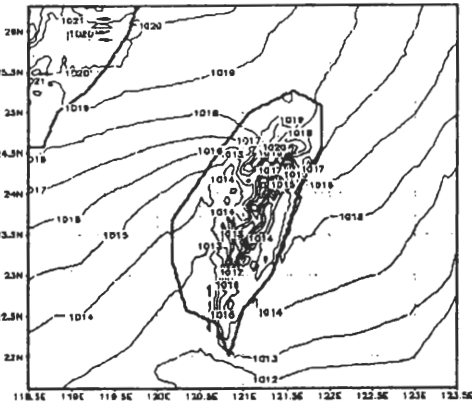
(a)



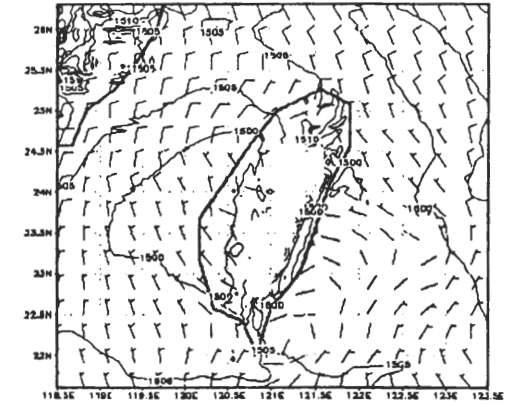
(b)



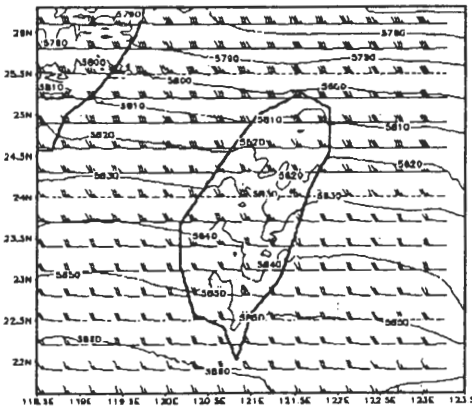
(c)



(d)



(e)



(f)

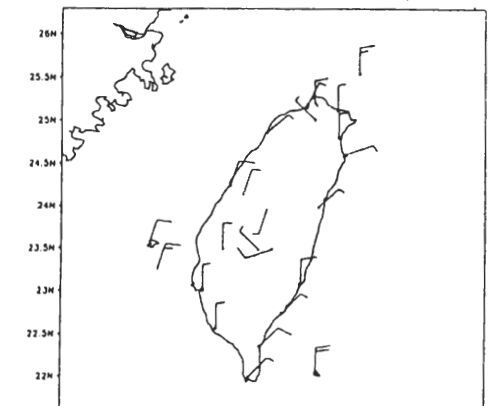
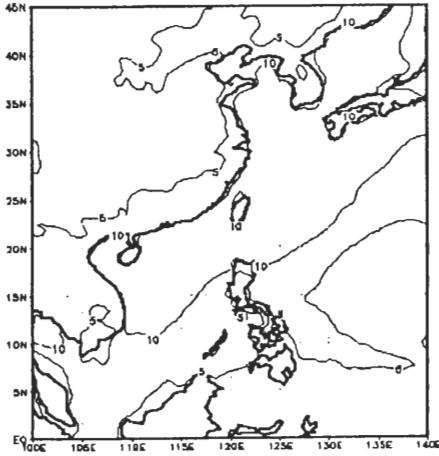
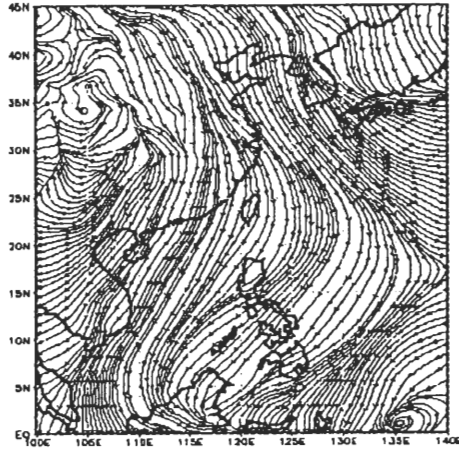


圖 8 模式以小範圍高解析度（網格間距為 6 公里）方式積分 24 小時(1999 年 2 月 2 日 00UTC)之模擬結果：(a)風速場，等值線間隔 5 m/s，(b)地表氣流線，(c)海平面氣壓場，等值線間隔 1 hPa，(d) 850 hPa 等壓面高度場與風場，等值線間隔 5 m，(e) 500hPa 等壓面高度場與風場，等值線間隔 10 m。 (f)近地面的觀測風場。圖 d，圖 e 和圖 f 風標尾每一長線代表 10m/s。

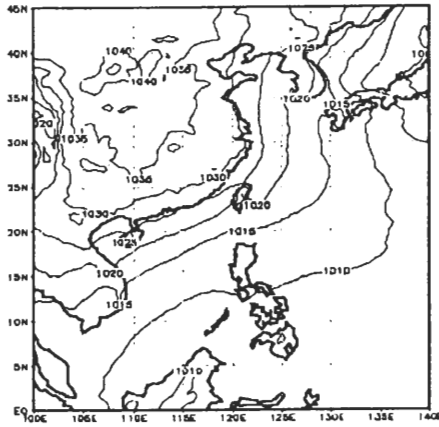
(a)



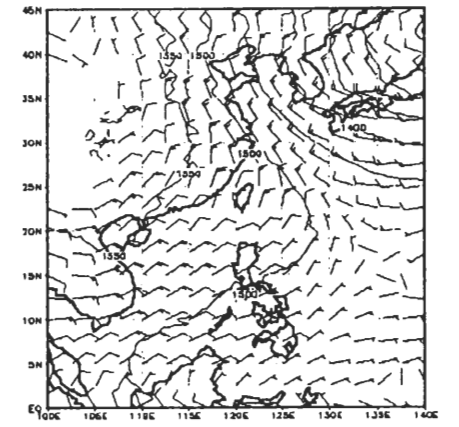
(b)



(c)



(d)



(e)

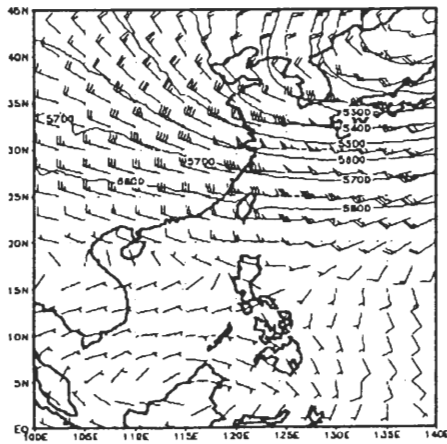
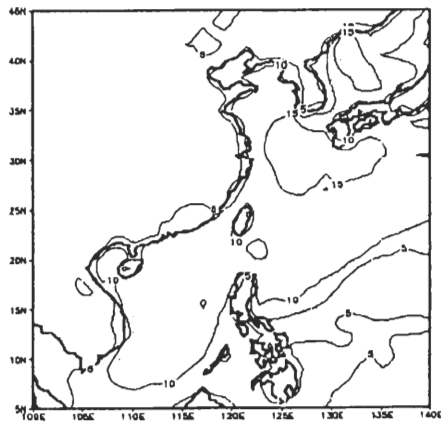
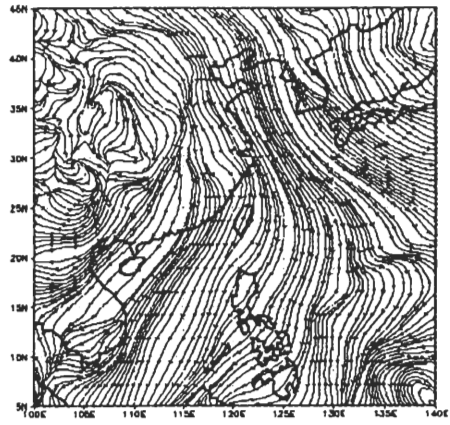


圖9 同圖6, 但為積分48小時(1999年2月3日00UTC)之模擬結果。

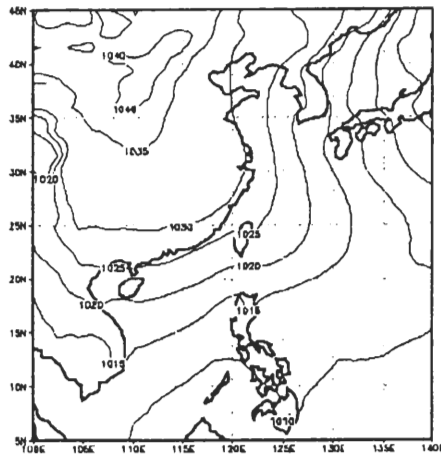
(a)



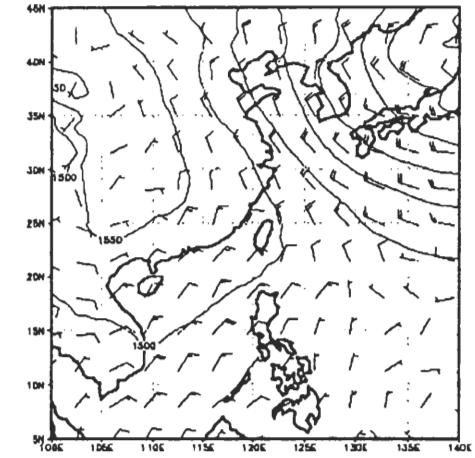
(b)



(c)



(d)



(e)

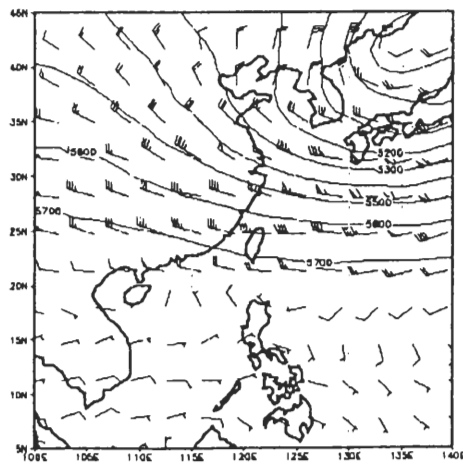


圖 10 同圖 6，但為歐洲氣象中心(ECMWF)所分析 1999 年 2 月 3 日 00UTC 之氣象資料。

速受到地形的影響較不顯著(圖 8e)。但仍可看到在高度場上山岳波(mountain waves)的結構,迎風面(台灣西部)高度值昇高,過山脊產生低壓,使得大環境為東西走向的高度場等值線,在山脊上呈現南北走向分布。圖 8f 為近地面的觀測風場,風向以北風、北北東風和東北風為主。玉山的高度較高,已進入高層西風帶,所以觀測風向為西南西風。日月潭則呈現微弱的南南西風。比較圖 8b 和圖 8f,模擬的氣流線方向大致能呈現觀測風向。在圖 8f 三個島上(彭佳嶼,蘭嶼,東吉島)上的風速比較強。

4、48 小時模擬結果與驗證

(1) 大範圍模擬結果與驗證

數值模擬 48 小時後(2 月 3 日 00UTC),冷空氣持續向南推進,海面上強風區也持續擴大。數值模擬的結果(圖 9)與觀測(圖 10)仍十分接近。只有在東海與黃海一帶,模擬之風速值未達觀測之每秒 15 公尺以上(圖 10a),但整體形態與風向的模擬都很一致(比較圖 9b 和圖 10b)。在高空風場上更顯示出模式良好的模擬功能。雖然在高空日本海上空的低壓槽與 24 小時前相較加深了許多,天氣形態因此斜壓波的急速成長而發生了很大的變化,但數值模式仍能非常精確的模擬其中的改變(比較圖 9d 和圖 10d,以及圖 9e 和圖 10e)。

(2) 小範圍的模擬結果

此時台灣外圍環境風場與 24 小時前一樣仍是北風,在局部環流的形態上(圖 11b)與 24 小時的結果(圖 8b)似乎非常接近,亦即在北台灣分流,兩側外海風速強,南台灣合流。近地面觀測風場的風向(圖 11f)仍以北風至東北風為主,只是阿里山風向變為微弱南南西風。比較

圖 11b 的氣流線方向和圖 11f 的觀測風向,有相當的一致性。此時,局部環流隨著風速的增強而更加明顯;台灣花蓮外海與台灣海峽的兩強風區變得更為廣大(圖 11a)。北台灣海平面氣壓值由 24 小時前的 1019hPa(圖 8c)遽增至 1026hPa(圖 11c),除了大範圍環境改變外,局部環流的效應其實也增強了。北風增強,在北台灣迎風面受到阻礙風速值減小,由白努利效應(Bernoulli effect)壓力會變大,形成在北台灣的局部高壓。同理在台灣東西兩側外海,風速增強形成低壓,此局部低壓在 850hPa 面上最明顯。圖 11d 顯示嘉南外海一帶是低壓區,此低壓又導致其南側高雄一帶轉為西風。這一類地形效應引發局部風速風向的改變,對空氣污染物的傳播會產生很大的影響。至於在 500hPa 的等壓面上,西風的強度也增強了,仍可看到在高度場上山岳波的結構。

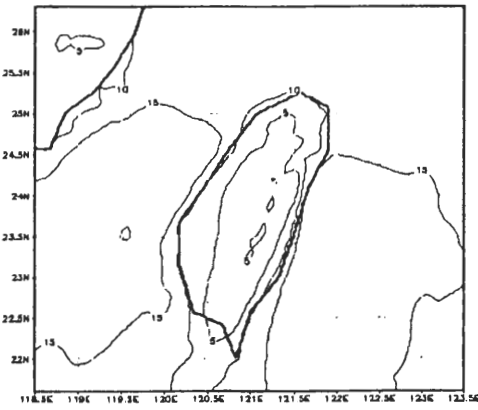
(二) 污染物傳送

將污染源中心置於 25.2°N, 121.7°E(約在金山附近),污染源的配置如圖 3 所示。模式中濃度場和氣象場同步積分,從 1999 年 2 月 1 日 00UTC 積分至 3 日 00UTC,共 48 小時。

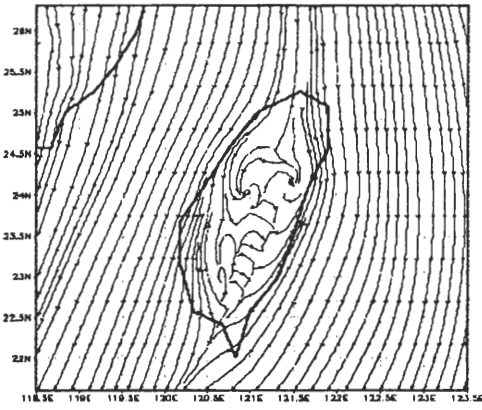
1、污染物濃度場

圖 12 為 1999 年 2 月 1 日 03UTC 至 3 日 00UTC,每隔 3 小時一次的污染物垂直積分總濃度的分布,圖中同時示出風場分布。在這段期間冷鋒正由台灣北部海面經過台灣到達台灣南部(圖 4),台灣北部附近的地面風向由原來的西南風(圖 5b),轉為北風(圖 7b)。由圖 12a 可見,積分初期 3 小時,源地排放的污染物被西南風往東北傳送到海上。當鋒面抵達台灣北部後,風向由西南風轉為西北風以後,新排放

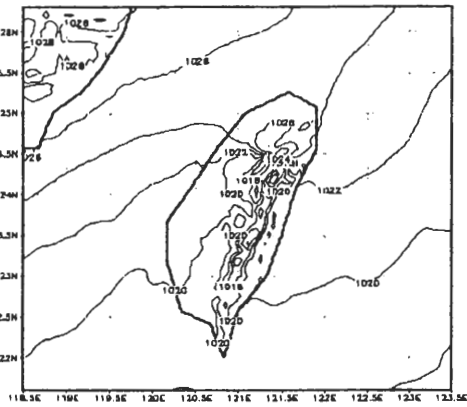
(a)



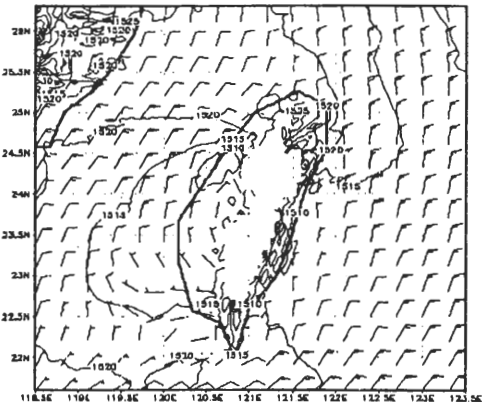
(b)



(c)



(d)



(e)

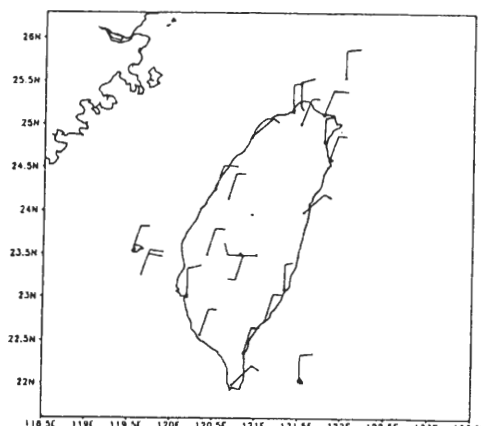
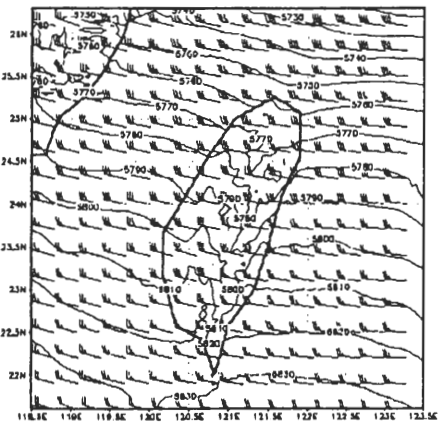
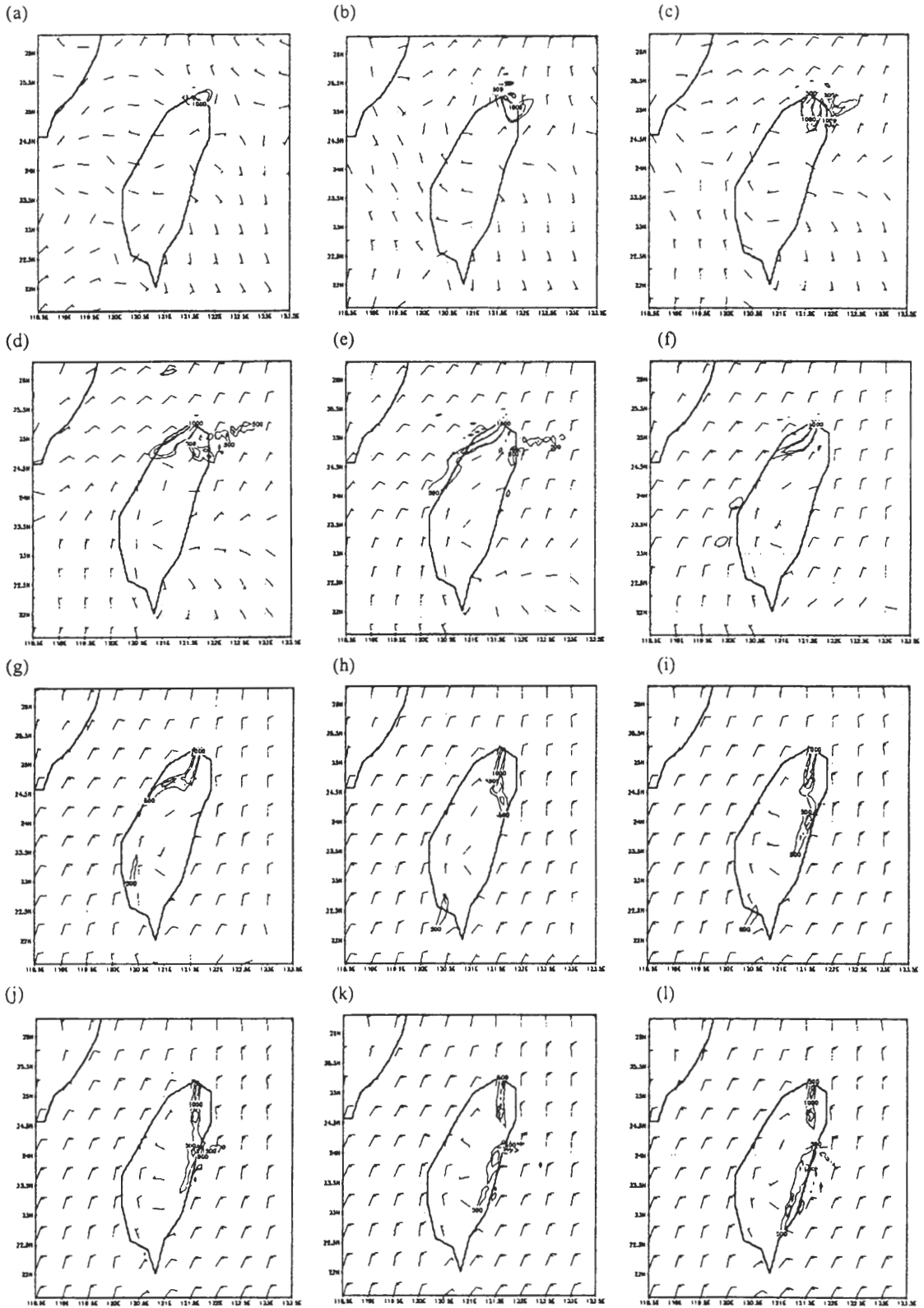


圖 11 同圖 8，但為模式積分 48 小時(1999 年 2 月 3 日 00UTC)之模擬結果和近地面觀測風場。



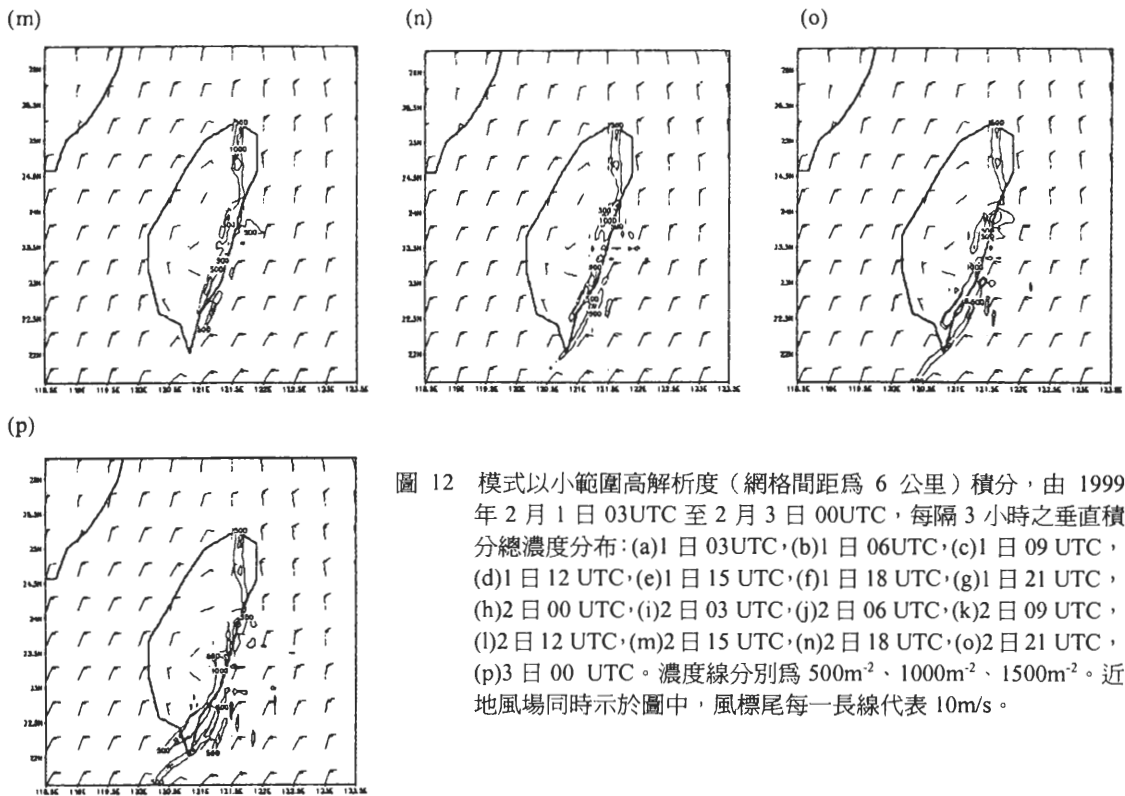


圖 12 模式以小範圍高解析度（網格間距為 6 公里）積分，由 1999 年 2 月 1 日 03UTC 至 2 月 3 日 00UTC，每隔 3 小時之垂直積分總濃度分布：(a)1 日 03UTC，(b)1 日 06UTC，(c)1 日 09 UTC，(d)1 日 12 UTC，(e)1 日 15 UTC，(f)1 日 18 UTC，(g)1 日 21 UTC，(h)2 日 00 UTC，(i)2 日 03 UTC，(j)2 日 06 UTC，(k)2 日 09 UTC，(l)2 日 12 UTC，(m)2 日 15 UTC，(n)2 日 18 UTC，(o)2 日 21 UTC，(p)3 日 00 UTC。濃度線分別為 500m^{-2} 、 1000m^{-2} 、 1500m^{-2} 。近地風場同時示於圖中，風標尾每一長線代表 10m/s 。

污染物的濃度中心線由源地向東南移動，先前呈東北-西南走向的濃度線也被往東南推移。因此，使得濃度中心線呈 'V' 形結構(圖 12b)。這種 'V' 形濃度線排列持續到 09UTC 之後，因風向轉為北風，才逐漸被破壞(圖 12c)。而在源地北方因為數值積分關係，呈現一些波狀結構，但濃度比較低。

到了 12UTC，冷鋒南下到北台灣新竹、苗栗附近(圖略)，鋒面過境造成風向轉變，北部地區大致以北風、東北風為主。受風向變化的影響，由源點排放的污染物，順著地形(參考圖 2)也轉向西南傳送(圖 12d)。在等濃度線南緣，受到地形的阻擋，污染物稍微偏向西南西。15UTC 時，污染物順著地形和風向，沿著海岸傳送到台中附近(圖 12e)，在北台灣呈東北-西南走向。

而在宜蘭東方海面殘存的污染物，濃度也逐漸減弱，終於在 18UTC 消失(圖 12f)。

18UTC 時，台灣北部環境風場已由東北風轉為偏北風，雖然風向的微小轉換，卻對傳送造成影響。由每小時的濃度分布圖(圖略)可看出污染物也由沿著海岸往南傳送，逐漸轉為沿著西部平原往南傳送，在圖 12f 中可以看到約在雲林和台南附近海面上有污染物聚集。這和嘉南沿海的背風面低層低壓有關(參考圖 8c 和圖 8d)。因為大環境風向以北風為主，由源點出來的濃度中心線北半段也逐漸由東北-西南，偏移為東北北-西南南走向，但中半段濃度線受地形和北風的影響，由東北-西南走向，轉為東北東-西南西，濃度線分布呈淺 'V' 字形，21UTC 時，'V' 字形更為明顯(圖 12g)。同時污

染物也沿著西部平原往南傳，在南、高形成帶狀污染區。到了 2 日 00UTC 時，北風增強，污染物在源區被排放後直接向南傳送，然後受到山脈地形分流影響，隨著風向轉往東南南，傳到花蓮北邊海岸附近(圖 12h)。這時候沿西部平原傳送的污染物失去污染源點的補充，除了在高屏和外海仍有較高濃度區仍能維持至 06UTC(圖 12j)之外，在其他地區則變淡消失。傳到花蓮北邊的污染物，受東部風向和地形的影響，沿著東部海岸線繼續往南傳送，2 日 03UTC 時(圖 12i)濃度線前緣源以抵達花、東交界處附近。12UTC 抵達台東市附近(圖 12l)。然後繼續沿著台東海岸附近海上往南，最後再轉往西南傳送。

如果細查流線場(圖 8b 和圖 11b)，因受中央山脈的影響，風向在恒春半島轉為東北風，約在枋寮附近為合流區。因此，污染物由台東沿岸轉向西南傳送，最後傳至墾丁西南方海面(圖 12m 至圖 12p)。在 18UTC 以後，細看污染物濃度場，可見在台東外海也有數支污染物向西南傳送，呈現出短波波動的結構。其部分原因可能是因為高梯度濃度的數值積分所致。本文所採用的平流數值方法為 Sun(1994)方法，即混合 Crowley 四階(Crowley, 1968)與 Gadd 三階平流法(Gadd, 1978)，此法較直接使用 Crowley 四階方法更為準確，但是只要使用數值差分(finite-difference)方法，在高梯度情形下，發生雜訊是難免的，但此短波雜訊(誤差)並不影響主要濃度分布之計算(如 Sun, 1994 所顯示)。文中部分地區濃度梯度較大，自然產生濃度斷斷續續現象。此現象有待進一步改善濃度的數值積分方法。

同時，在圖 12j 至 12l 中也可見在花蓮北邊外海也有污染物存在，且向東傳，這是比較

高層傳送(900hPa 至 850hPa)的貢獻。為了進一步了解在不同高度污染物的傳送情形，文中檢視 2 日 00UTC 和 3 日 00UTC 高度 1000hPa 至 700hPa 之間，每隔 50hPa 等壓面上的污染物濃度分布(圖略)。結果顯示在 700hPa 以上，污染物濃度很小，幾乎可以忽略。在 900hPa 以下，污染物由源地(金山附近)往南傳送；因為高層風場以西風為主，所以在 900hPa 以上，在台灣東部及其海面的有些污染物向東傳送。

由以上討論可知，在這個典型的東北季風鋒面過境台灣個案中，污染物由金山附近源地釋放後，在前期沿著中央山脈西側南傳，在嘉南外海有短暫的污染物堆積；在後期則沿著中央山脈東側南傳。些微的環境風場變化會造成大氣傳送很大的差異。

在濃度分布場中，有時候可見到下游遠距離的濃度，反而較上游為大(例如圖 12-h)，這是因為在污染物剛被釋放時，若環境風較弱，污染物會較集中、濃度值高，當污染物傳送至下游，濃度自然因擴散而略為降低，但若此時源區之環境風變強，可能新釋放出的污染物濃度反而更小，產生下游濃度值較大情形。

2、定點的濃度垂直分布隨時間之變化

圖 13a 至圖 13c 分別為在(25.1°N, 121.2°E)、(25.1°N, 121.5°E)和(24.8°N, 121.5°E)三個定點(圖 2 中 A、B、C 三點)，由 2 月 1 日 00UTC 時至 2 月 3 日 000UTC 的濃度垂直分布隨時間的變化。A、B、C 三個定點分別約在桃園海邊、台北北方和烏來附近。由源地排放的污染物，在短暫時間內(1 日 14UTC 至 17UTC)影響桃園(圖 13a)。污染物濃度隨高度之增加而減少，在 840hPa 以上高度，濃度就可以忽略。1 日 01UTC 污染物已傳到台北北方(圖 13b)，主

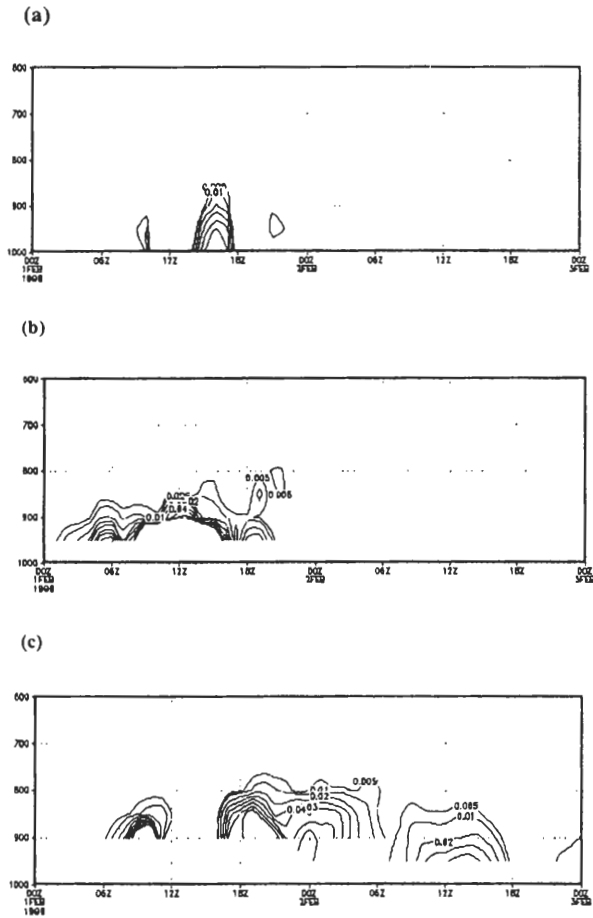


圖 13 1999 年 2 月 1 日 00UTC 至 2 月 3 日 00UTC，在 A、B、C 三個定點(圖 2)之模擬濃度垂直分布隨時間之變化：(a)地點 A(25.1°N, 121.2°E, 約在桃園)，(b)地點 B (25.1°N, 121.5°E, 約在台北北方)，(c)地點 C(24.9°N, 121.5°E, 約在烏來)。縱坐標為氣壓(hPa)，橫坐標為時間(UTC)，等值線間格 0.01 kg⁻¹，同時也示出 0.005 kg⁻¹等值線。

要在 850hPa 之下。2 日 21UTC 在北台灣濃度中心線主要向南傳送(參考圖 12g)，所以在台北北方附近的污染物濃度很小，可以忽略。在烏來附近的情況與桃園和台北北方稍有不同。污染物在 1 日 06UTC 開始影響這個區域(圖 13c)，主要在 900hPa 和 800hPa 之間，12UTC 和 16UTC 之間有個間斷期。2 日 07UTC 之後，污染物的

可以影響到 950hPa 之下，一直持續到 18UTC。烏來附近受到金山排放污染物的影響時間，比桃園和台北北方要長。

3、軌跡分析

圖 14 為源點(點 E)和其附近 4 個地點(點 A 至 D)，在 2 月 1 日 00UTC 所釋放大氣質點的軌跡，在源點有 5 個釋放高度，而其附近 4 個地點則只有近地面釋放高度。積分時間間格 Δt 為 20 秒，共積分 2881 時步(16 小時)，軌跡跑出範圍以後就不在示出。開始的時候，鋒面位於台灣北部海面(圖 4a)，鋒面前面有西南風分量，所以近地面各大氣質點的軌跡(軌跡線 1 至 5)，大致先向東北移動一小段距離。鋒面通過後，北台灣以偏北風為主，所以軌跡線逐漸由東北順轉為東南或南的方向。在這同時，大氣質點也逐漸進入較高層的偏西風帶，所以軌跡

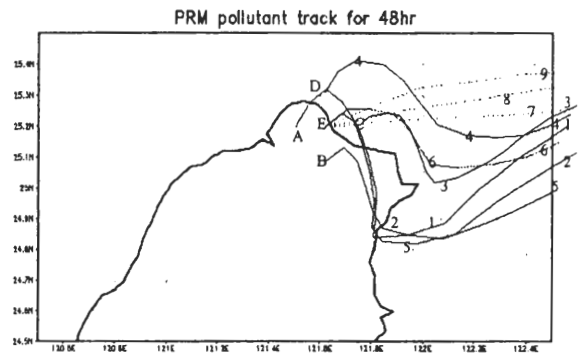


圖 14 以污染源(點 E)和附近 4 個定點(點 A 至 D)為起始點的大氣質點軌跡。軌跡線 1 至 5(實線)為 A 至 E 的近地面釋放，軌跡線 6 至 9(虛線)為 E 的不同高度釋放。追蹤時間自 1999 年 2 月 1 日 00UTC 開始，共積分 16 小時，大氣質點如果跑出範圍就不再積分。各軌跡線的釋放點和釋放高度如下：軌跡 1：A，196m；軌跡 2：B，349m；軌跡 3：C，103m；軌跡 4：D，171m；軌跡 5：E，126m；軌跡 6：E，455m；軌跡 7：E，1037m；軌跡 8：E，1860m；軌跡 9：E，2950m。

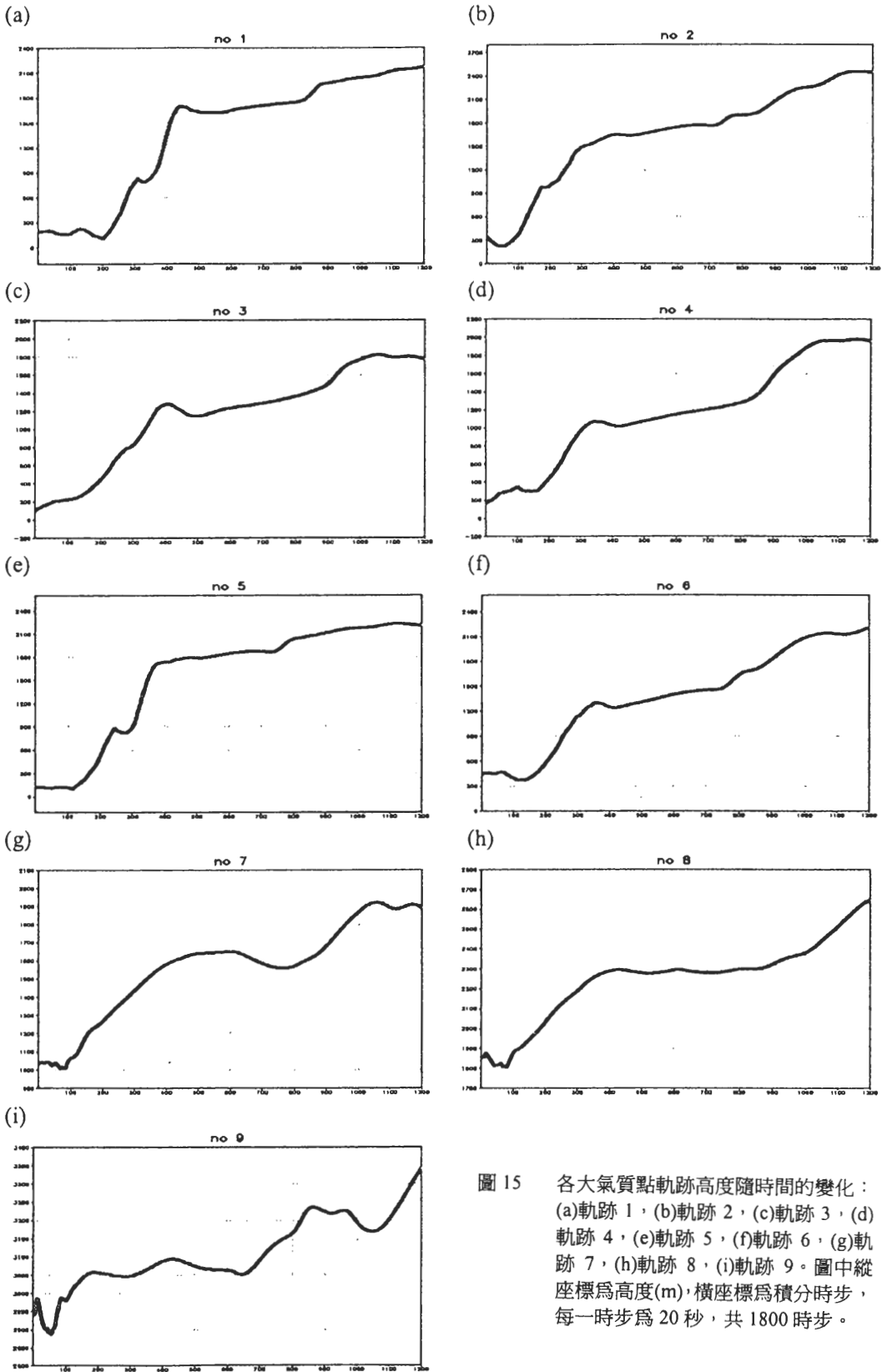


圖 15 各大氣質點軌跡高度隨時間的變化：(a)軌跡 1，(b)軌跡 2，(c)軌跡 3，(d)軌跡 4，(e)軌跡 5，(f)軌跡 6，(g)軌跡 7，(h)軌跡 8，(i)軌跡 9。圖中縱座標為高度(m)，橫座標為積分時步，每一時步為 20 秒，共 1800 時步。

線再轉向東或東北東移動。在源點的高層釋放，除了軌跡線 6，因為釋放高度比較低，軌跡走向類似近地面釋放以外，其餘 3 個釋放高度比較高的大氣質點(軌跡線 7 至 9)很快進入西風帶，所以軌跡呈現向東或東北東移動。圖 15 為各軌跡線的高度隨時間的變化。以原點近地面的軌跡線為例(圖 15-c)，污染物先在釋放高度維持約 40 分(約 120 個時步)，然後上升至 800m 時有短暫停留，然後在上升至 1800m 左右，上升有減緩。其他的軌跡線也有類似的情形。

四、結 語

本文利用普度區域模式模擬一個冬季東北季風期間，鋒面通過台灣的典型天氣形態個案，以及在臺灣附近的大氣傳送。普度區域模式採用 σ 坐標，預報變數包括風速、地表壓力、含冰相的相當位溫、總水混合比、液態水混合比、冰混合比、亂流動能。擴散效應利用亂流動能參數化，大氣輻射採用周明達的計算方法。模式的時間積分使用前差/後差法，空間差分使用 C 網格，平流計算混合 Crowley 四階和 Gadd 三階計算方法，地面層採用相似方程。模式並加入含有逕流和植物覆蓋的多層土壤模式。在普度區域模式原始架構下，加入污染物保守方程式，以計算大氣污染物傳送與擴散。

就氣候觀點而言，一年中東北季風影響台灣長達五個月。以大範圍的大氣狀況來看，由於鋒面過境台灣，天氣演變十分複雜，在地表附近台灣外圍環境風場由西南風轉為北風，且北風持續增強，在高空則是西風變強。本文由觀測資料驗證普度區域模式大範圍模擬的正確性。數值模擬結果顯示，無論是高層或低層、

風場或氣壓場、氣象場的形態或強度都有一致性。同時，小範圍高解析度的大氣模擬結果，也相當合理，符合氣象基本理論；模擬的近地面氣流線走向也符合近地面觀測風場的風向。

冬季時，台灣局部大氣環流相當複雜，而且隨著大環境風場、風向與風速的些微改變，局部環流也大幅度的變化。因此空氣污染的濃度分布也呈複雜多變化。本文結果顯示，在強勁的東北季風下，污染物的傳送快速，在很短的時間內(不到一天)，即可由北台灣傳送至南台灣。在穩定的大氣形態下，空氣污染可擴散至高層大氣的量相當少。但是一旦污染物到了高層大氣(2 到 3 公里)則迅速向東移出外海。模擬結果顯示大部分的污染物是集中在低層大氣，在前期沿著中央山脈的西側，在後期沿著中央山脈的東側，幾乎是以貼著山壁的方式向南迅速傳播，其速度似較綜觀環境風還要快，這是因為地形產生的加速效應所造成的。

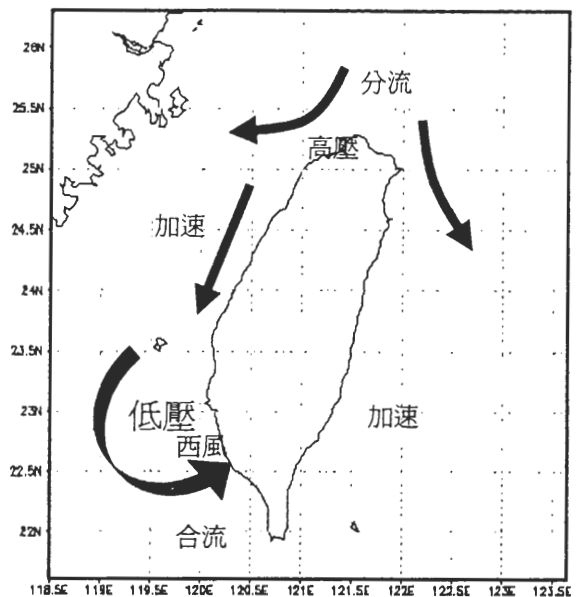


圖 16 低層為強勁北風狀況下，部份的局部環流分支示意圖，對空氣污染物傳送有重大影響。

另一個有趣的現象是空氣污染物易在南台灣外海短暫堆積。這一方面是背風面的合流效應使然，另一方面是嘉南外海形成局部低壓，其南側產生西風使合流效應更為明顯所致。圖 16 是東北季風對污染物傳播有重要影響的部份局部環流示意圖。但我們必須強調逐時的環境風場不斷在改變，位置、強度、風場也因而不斷在改變，甚至跳動。

本文只是呈現一個典型東北季風個案的結果，解析度只及 6km，對於近距離之點源隨機擴散較無法觸及。污染物傳播與擴散的複雜度與多樣性有待進一步的研究，並不能只由本文的單一個案所能完全代表的。

誌 謝

本文是在台北縣政府環境保護局九十年年度研究計畫和國科會研究計畫 NSC 90-2111-M-002-027-AP4 的支助下完成。研究進行中得到台北縣政府環境保護局行政上的許多協助，副熱帶資料提供 ECMWF 的資料，中央氣象局賈新興博士提供日本氣象廳地面天氣圖，本系鄒佩容小姐和王國隆先生在本文的打字、編輯的細心幫助，在此特別表示謝意。同時也很感謝審查者對本文的細心審查和提供許多寶貴的建議。

參考文獻

王永壯，1996：台灣北部海岸複雜地形下局部環流與大氣擴散之研究，國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，202 頁

王作台、胡志文、林松錦、柳中明，1994：氣象環流對背景大氣成份傳送影響-第一部份：軌跡法之建立及個案分析結果，大氣科學，22，57-76

林松錦、王君賢、王作台、胡志文，1994：氣象環流對背景大氣成份傳送影響-第二部份：台灣地區氣流軌跡之氣候統計，大氣科學，22，565-584

林和、柯文雄、吳昭仁，1989：複雜地形三度空間風場模式-鹽寮地區之海陸風之研究，大氣科學，17，121-142

林沛練、張隆男、陳景森，1990：海風邊界層之發展與污染物濃度的日變化。大氣科學，18，287-308

吳俊傑、林沛練，2000：南高屏地區空氣污染總量管制研究-B3 子計劃：氣象模擬之模擬應用及觀測數據驗證，環保署研究計劃報告 EPA-89-FA11-03-101，168 頁

張哲耀，2002：1998 年臺灣梅雨個案模擬及其應用-蘭陽平原之擴散研究，國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，110 頁

黃清勇、莊銘棟，1993：盛行東北季風下北台灣核能電廠附近污染物擴散之數值研究，大氣科學，21，101-124

蔡清彥、于蓓，1984：台灣北部地區風場分布估計模式。台大大氣科學系研究報告 NTU-ATM-1984-04

鄭福田等人，1998：南高屏地區空氣污染總量管制規劃-總計劃，環保署期末報告，113 頁。

Bosilovich, M. G. and W.-Y. Sun, 1999: Numerical simulation of the 1993 Midwestern flood: Land-atmosphere interactions. *J. Climate*, 12, 1490-1505.

Chen, C. L., B. J. Tsuang, R. C. Pan, C. Y. Tu, J. H. Liu, P. L. Huang, H. Bai, and M. T. Cheng, 2002: Quantification on source/receptor relationship of primary pollutants and secondary aerosols from ground sources-Part II. Model description and case study. *Atmos. Envir.*, 36, 421-434.

Chern, J. D., 1994. Numerical simulations of cyclogenesis over the western United States. Ph. D. Thesis, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, 178 pp.

- Chou, M. T., K. T. Lee, S. C. Tsay, and Q. Fu, 1999: Parameterization for cloud longwave scattering for use in atmospheric models. *J. climate*, **12**, 159-169.
- _____, M. J. Suarez, C. H. Ho, M. H. Yan and K. T. Lee, 1998: Parameterizations for cloud overlapping and shortwave single-scattering properties for use in general circulation and cloud ensemble models. *J. climate*, **11**, 202-214.
- Crowley, W. P., 1968: Numerical advection experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 1-11.
- Gadd, A. J., 1978: A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. *Quart. J. Meteor. Soc.*, **104**, 569-582.
- Hsu, W. R. and W. Y. Sun, 1994: A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-Yu system. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 324-340.
- ____ and _____, 1991: Numerical study of mesoscale cellular convection. *Boundary-Layer Meteorol.* **57**, 167-186
- Lin, T. H., 2001: Long-range transport of yellow sand to Taiwan in Spring 2000: observed evidence and simulation. *Atmos. Envir.*, **35**, 5873-5882.
- Sun, W. Y., 1993a: Numerical simulation of a planetary boundary layer: Part I. Cloud-free case. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 3-16.
- _____, 1993b: Numerical simulation of a planetary boundary layer: Part II. Cloudy case. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 17-29.
- _____, 1993c: Numerical experiments for advection equation. *J. Comput. Phys.*, **108**, 264-271.
- ____ and J. D. Chern, 1994: Numerical experiments of vortices in the wake of idealized large mountains. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 191-209.
- ____ and _____, 1993: Diurnal variation of lee-vortexes in Taiwan and surrounding area. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3404-3430.
- _____, _____, C. C. Wu, and W. R. Hsu., 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2558-2573.
- ____ and C. C. Wu, 1992: Formation and diurnal oscillation of dryline. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1606-1619.
- Terada, H., H. Ueda and Z. Wang, 2002: Trend of acid rain and neutralization by yellow sand in east Asia- a numerical study. *Atmos. Envir.*, **36**, 503-509.
- Yamada, T., 1981: A numerical simulation of nocturnal drainage flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 108-122.

Numerical Study on the Wind Fields and Atmospheric Transports of a Typical Winter Case in Taiwan and Surrounding Area

**Ching-Chi Wu¹ Yi-Chyang Yu² Wu-Ron Hsu¹
Kuang-Jung Hsu¹ Wen-Yih Sun^{1,3}**

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Department of Earth Sciences, National Normal Taiwan University

³Department of Earth and Atmospheric Science, Purdue University

(Manuscript received 21 March 2002 ; in final form 15 October 2002)

ABSTRACT

This paper uses the Purdue Regional Model (PRM) to study the wind fields and atmospheric transport in Taiwan and surrounding area. The case selected from February 1 to February 3, 1999 is a typical winter monsoon case. During this period, the cold front passed Taiwan and the weather variations were complex. Near the surface the wind direction changed from southerly to northwesterly and the wind speed increased continuously. At the upper atmosphere the westerly wind became stronger. The PRM simulates those phenomena very well. The simulation results indicate that a small changing of the mean flow can produce a lot of changing of the local circulation. Therefore, the variations of the atmospheric transports are complex. Within one day the strong northwesterly winds bring the pollutants from the source at northern Taiwan to southern Taiwan.

In this case most pollutants are constrained in the lower atmosphere below the height of 800 hPa because of the stable atmosphere. The pollutants transport southward along the Central Mountain Range. A local low pressure forms at the ocean surface outside the coast of south Taiwan because of the confluence of the wind at leeward of mountain. The pollutants are easy to accumulate at this area.

Key words : PRM, Simulation, Transport