

區域空氣擴散數值模式之應用研究

黃清勇 李坤城

國立中央大學大氣科學系

(中華民國八十六年一月二十日收稿；中華民國八十六年十一月七日定稿)

摘 要

本研究發展一中尺度空氣擴散數值模式，用於探討複雜地形下區域空氣污染物傳送與擴散問題。台灣海峽為一狹窄的海域，東有台灣高聳的中央山脈，西有中國大陸東南山嶽地形，兩岸空氣污染物在此區域複雜氣流型態下的傳送與擴散過程乃是一值得研究的問題。

模擬結果顯示，低層盛行氣流受中央山脈的阻擋作用容易形成繞流現象。若盛行風向與中央山脈走向的夾角較大(如東風、東南風、西南風)，可以形成背風渦旋。在複雜地形流場下，台北、台中及高雄三大都會區污染源對其山脈背風區或平地下風區皆有相當的污染潛勢。大體而言，低層盛行風受到台灣海峽渠道效應的影響，其風向受限且風速有加強的現象，造成兩岸污染物不易直接跨越海峽。若中國大陸上的面源污染物有機會進入高層的西風帶，則可快速移至台灣上空，並可能隨著中央山脈下坡風運動向低層輸送。擴散模式中亦進行單點污染物粒子隨平均風場的移動，即拉格朗日軌跡追蹤，同樣地發現在冬夏盛行風場下，低層污染粒不易跨越海峽飄送。另外，本文亦初步探討點源型式的污染粒群受次網格隨機運動影響的分布情形。模擬研究結果顯示，由於受到不均勻平均風場與亂流場影響，污染物濃度產生不對稱擴散現象，但其整體性移送仍依循平均風的拉格朗日軌跡。

關鍵詞：中尺度、空氣擴散模式、隨機運動

一、前 言

台灣本島隔著台灣海峽與中國大陸相望，而台灣海峽是一個相當狹小的海域，加上台灣本島上高聳的中央山脈以及中國大陸東南沿海一帶的山地地形，氣流流經台灣海峽鄰近區域時受到山脈的阻擋以及渠道效應形成複雜的型式。近年來中國大陸沿岸區域的迅速工業化及開發，使得中國大陸上的污染物隨氣流往外輸送的機會增加，而台灣西部本來就存在工業化後的空氣污染問題。在這種情形下，台灣與中國大陸之間的空氣污染物輸送與擴散就成爲一個很重要的課題。另外，受到中尺度地形效應的影響，台灣本島都會區局地性污染物輸送與擴散過程亦是一複雜的問題。

當氣象條件爲近似常定狀態(*quasi-steady state*)及平坦地形的先決條件下，污染物的擴散主要是呈現常態分布(或高斯分布)，可用較簡單的高斯陣煙(*puff*)模式或統計擴散模式來估算污染物的濃度變化及分布情形。但若不平坦地形，不均勻亂流及中尺度系統存在，污染物的擴散輸送過程已非上述簡單的擴散模式所能描述(Pasquill,1974; Segal et al.,1988a,b)。在區域尺度污染物的傳送過程中，風場是很重要的一個資料，早期是由綜觀氣象測站的探空資料所得，但由於空間及時間解析度均不足以滿足中尺度系統所需的解析度，因此近年來風場逐漸轉由數值氣象模式來輸出。除了綜觀尺度風場外，亦須考慮中尺度系統是否存在以及對污染物輸送擴散過程的影響(Segal et al.,1988a,b)。近年來不少學者利用中尺度數值模式進行成層穩定氣流通過三維不平坦地形的研究，也發展出不少完善的數值模式(如Huang and Raman,1988; Smolarkiewicz and Rotunno,1989; Sun et al.,1991; Lin et al.,1992)。

由於空氣污染物的移動與分布爲平流與擴散作用所控制，因此局部地形所引發的中尺度環流與大氣邊界層亂流的發展必須被正確的掌握與了解，才能得到正確合理的污染物輸送擴散過程的描述。利用中尺度數值模式結合空氣擴散機制來模擬複雜氣流下污染物輸送與擴散過程乃不失爲一有效的研究方法。本文將使用中尺度空氣擴散模式來探討台灣海峽鄰近區域空氣污染物的輸送與擴散問題。除了使用尤拉法模擬面源污染物的輸送與擴散過程之外，另外亦將以拉格朗日法了解單點污染粒隨平均風場運動的軌跡路徑。若考慮同一點污染源釋放的大量污染粒時，尤拉形式的污染物濃度方程式並不適用，因爲方程式中平移與擴散的網格空間尺度甚大於污染粒釋放的空間尺度(Pielke,1984)，但是次網格擾動量對污染物的瞬時分布有很大的影響，一般須以特別方法處理，本文亦使用蒙地卡羅(Monte-Carlo)方法或隨機運動模式(*random walk model*)對這個問題進行模擬研究，此方法可個別計算各個污染粒的軌跡以節省電腦記憶體空間，最重要的是可包含污染粒在模式無法解析的次網格尺度下的運動情形。

二、數值模式及方法

本研究採用的模式大體上相同於黃與莊(1993)所使用的中尺度數值模式，此模式使用了靜力、非彈性、及Boussinesq流體假設。在垂直座標上，採用一追隨地勢座標。此中尺度數值模式所使用的基本方程式包含動量方程式、熱力方程式、水氣、雲水、雨水的方程式以及污染物濃度方程式。對於污染物的水平擴散項，本文使用非線性函數的擴散係數來平滑濃度場(參見Pielke,1984)。

為了使模式方程組成一閉合系統，必須將方程式中次網格的亂流混合作用項予與參數化。在表面層(surface layer)內，本文使用Businger et al.(1971)的相似理論(similarity theory)來參數化亂流的輸送；而在過渡層(transition layer)內則使用亂流動能(TKE)預報方程式來參數化，在z座標下的TKE預報方程式可寫為

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} E + [-\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta_v}] - \frac{\overline{\partial w'(E' + p'/\rho_0)}}{\partial z} - \varepsilon \quad (1)$$

式中E為亂流動能，E'為亂流動能擾動量， ε 為亂流動能消耗項，其數學推導約為(詳見Duykerke and Driedonks,1987)

$$\frac{\partial \varepsilon}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \varepsilon + c_3 \frac{\varepsilon}{E} [-\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta_v}] - c_4 \frac{\varepsilon^2}{E} + c_5 \frac{\partial}{\partial z} (K_M \frac{\partial \varepsilon}{\partial z}) \quad (2)$$

其中 c_3 ， c_4 ，及 c_5 為常數(Duykerke,1988)。在知道TKE後我們就可以使用Mellor and Yamada(1982)的level 2.5方法來參數化 K_M 與 $K_\theta = P_r^{-1} K_M$ ，其中 P_r 為亂流的普朗多數(Prandtl number)。在此我們假設所有的亂流傳送過程皆為順梯度向，因此使用K-理論(K-theory)，亦即 $-\overline{w'\phi'} = K \partial \phi / \partial z$ (其中 ϕ 為網格點上的變數值，K值為正)以使模式基本控制方程式形成一封閉系統。本文中 K_M 用於動量場變數，而 K_θ 則用於熱力變數以及濃度場變數。

模式中亦可考慮地面溫度隨日夜的變化，陸面溫度則由地面能量收支平衡方程式來決定之。本文中泥土的熱擴散係數定為 $0.44 \times 10^{-6} m^2/s$ ，相當於含10-20%水分的灰沙。對於地面溫度的熱傳導方程，本文使用一較簡單的表示(見Huang and Raman,1989)，

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{2\sqrt{\pi} Q_G}{\rho_s c_s d_s} - \frac{2\pi}{\tau_s} (T_s - \bar{T}_d) \quad (3)$$

其中 T_s 為地面溫度， ρ_s 為泥土密度， Q_G 為地下泥土熱通量， c_s 為泥土熱容量， τ_s 為日循環的週期(24小時)， \bar{T}_d 為前一天地下泥土層的平均溫度， $d_s = \sqrt{k_s \tau_s}$ 為地下受到地面溫度影響的泥土厚度， k_s 為泥土的熱擴散係數。

本文使用的數值模式其水平平流項採用半拉格朗日(semi-Lagrangian)七階格式插分法，垂直平流項由於為非等間距網格，因此採用三次樣條或滑弧(cubic spline)插分格式(詳細可見Huang, 1993, 1994)。至於模式邊界條件的處理，上邊界採用一海綿吸收層，側邊界部份則採用輻射邊界條件及無梯度邊界條件，而非滑動性(no-slip)條件則使用於下邊界的風場。另外，在模式開始做時間積分之前，我們使用一維的邊界層模式來調節風場結構。

三、模擬個案

本文所進行的個案模擬水平範圍為990公里×990 公里，水平網格採用單一網格間距為 $\Delta x = \Delta y = 10$ 公里，涵蓋了台灣全島以及中國大陸東南台灣海峽沿岸部份地形(如圖1所示)；

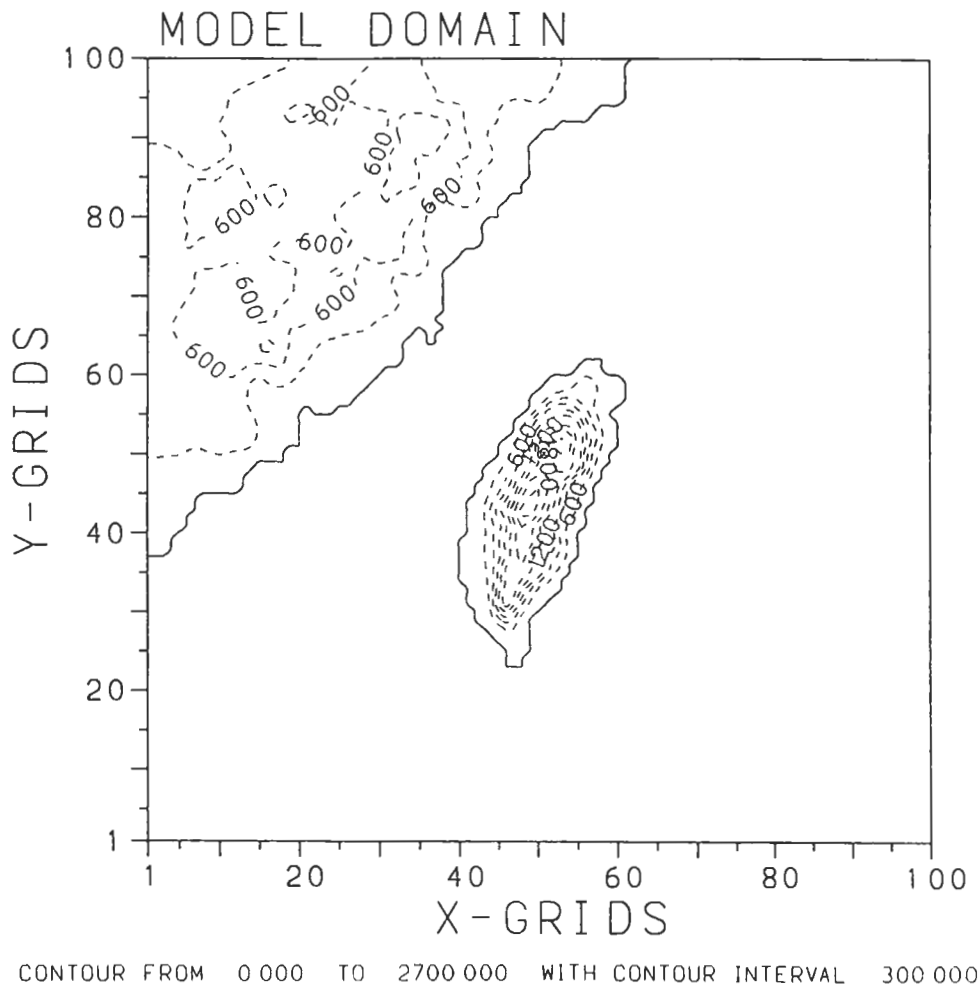


圖1 模式中模擬範以及地形分布(水平範圍為990公里X990公里)，網格間距 $\Delta x = \Delta y = 10$ 公里。

垂直範圍則從地面到10公里高度，採用非等間距網格，網格點高度分別為0、50、250、500、750、1000、1500、2000、2500、3000、3500、4000、5000、6000、7000、8000、9000及10000公尺，而在10公里到20公里之間則為模式的吸收層。另外，在所有的個案積分過程中，時間間距 Δt 皆設定為30秒，陸地的表面粗糙度設為4公分。

本文採用的模擬個案分為兩部份，第一部份的初始氣象條件為正壓，也就是初始風場不具有垂直風切，詳細個案初始條件列於表一；第二部份所採用的為斜壓性初始氣象條件，初始風場具有垂直風切，詳細個案初始條件列於表二。

在第一部份的模擬個案中，個案1到個案5為初始風場不同但是其他條件相同的個案模擬(個案1為東風、個案2為北風、個案3為東北風、個案4為西南風、個案5為東南風)，污染物的初始水平分布為中國大陸沿岸一帶、台灣三大都會區(台北、台中、高雄)附近 3×3 個網格點(20公里 \times 20公里)範圍、及以台灣為參考位置的風場上游一帶，污染物初始垂直分布為地面到離地面250公尺高假設為100個濃度單位；個案6到個案10則以相同的東北風初始風場(與個案3相同)，對模式所進行的各種靈敏度測試，其中個案6測試污染物質量保守形態、個案7測試上游污染物邊界條件、個案8則加入日夜變化的影響及單點污染物粒子拉格朗日軌跡的計算、個案9除了日夜變化外並將對污染物濃度所施加的平滑作用取消、個案10僅於台灣三大都會區附近釋放污染物。最後個案TWN中，中國大陸的地形被人為的去除，並採用東風初始風場(與個案1相同)以探討台灣海峽對氣流場的影響。在這部份的個案中，模式總積分時間與風場積分時間皆為10小時，污染物釋放時間皆為第3小時。

表一 無風切個案初始條件分類

個案名稱	1	2	3	4	5	6	7(*)	8	9	10(**)	TWN
乾溼條件	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣	乾大氣
地面溫度	恆溫25 ℃	恆溫25 ℃	恆溫25 ℃	恆溫25 ℃	恆溫25 ℃	恆溫25 ℃	恆溫25 ℃	日變化	日變化	日變化	恆溫25 ℃
盛行風 (U_g)	-5 m/s	0 m/s	-5 m/s	5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s
盛行風 (V_g)	0 m/s	-5 m/s	-5 m/s	5 m/s	5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	-5 m/s	0 m/s
位溫遞減率	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km	4 K/km
總積分時間	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時	10小時
質量保守	無	無	無	無	無	有	有	有	有	有	無污染物
濃度場非線性平滑	有	有	有	有	有	有	有	有	無	無	無污染物
污染物釋放時間	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	第3小時	無污染物

註：(*)個案7中對上游污染物的邊界條件做測試，初始氣象條件與個案6相同。

(**)個案10中只於台灣本島上釋放污染物，初始氣象條件與個案9相同。

表二 風切個案初始條件分類

個案名稱	S1A	S2A
乾溼狀況	乾大氣	乾大氣
地面溫度	恆溫25°C	恆溫20°C
地面盛行風	$U_g = 5 \text{ m/s}$ $V_g = 5 \text{ m/s}$	$U_g = -5 \text{ m/s}$ $V_g = -5 \text{ m/s}$
垂直風切	$\partial U_g / \partial z = 0.0015 \text{ s}^{-1}$ $\partial V_g / \partial z = -0.0005 \text{ s}^{-1}$	$\partial U_g / \partial z = 0.0045 \text{ s}^{-1}$ $\partial V_g / \partial z = 0.0005 \text{ s}^{-1}$
垂直位溫遞減率	4 K/km	4 K/km
總積分時間	20小時	20小時
風場積分時間	5小時	5小時
污染物釋放時間	第3小時	第3小時

第二部份進行兩個個案模擬—個案S1A及個案S2A。個案S1A為一般夏季情況，低層西南風($U_g = 5 \text{ ms}^{-1}$, $V_g = 5 \text{ ms}^{-1}$ 在高度 $z=0$)順轉到10公里高度為西風($U_g = 20 \text{ ms}^{-1}$, $V_g = 0 \text{ ms}^{-1}$)，x方向的垂直風切為 0.0015 s^{-1} ，y方向為 -0.0005 s^{-1} ；個案S2A為一般冬季情況，低層東北風($U_g = -5 \text{ ms}^{-1}$, $V_g = -5 \text{ ms}^{-1}$ 在高度 $z=0$)逆轉到10公里高度為西風($U_g = 40 \text{ ms}^{-1}$, $V_g = 0 \text{ ms}^{-1}$)，x方向的垂直風切為 0.0045 s^{-1} ，y方向則為 0.0005 s^{-1} ；這兩個個案的垂直風切皆與高度成線性關係。當模式達到近似常定狀態(steady state)後停止風場的積分(積分5小時)，只做污染物濃度隨著穩常定風場的輸送擴散過程積分。污染物的初始水平分布在中國大陸部份是於陸地上全面放置污染物，在台灣部份則與第一部份相同，在風場上游處則不再釋放污染物；而污染物的初始垂直分布則皆為自地面到250公尺高為100個濃度單位，自250公尺到10公里之間為線性減小到10公里高為1個濃度單位。在積分過程中我們發現，大約在積分三小時以後，氣流場逐漸趨向於穩常定狀態，因此我們在第三小時釋放污染物。在隨後的污染物濃度積分過程中，並未對污染物濃度施加以任何的平滑作用。

由於受到不均勻平均風場與亂流場影響，污染物濃度產生不對稱擴散現象，另外我們亦進行了不同高度單點污染物拉格朗日粒子軌跡的計算，以追蹤單點污染物粒子隨著平均風場的運動情形，藉以比較污染物濃度整體性移送與依循平均風的拉格朗日軌跡之間的關係。

因為無法正確的估計污染物自污染源釋放的瞬間擴散的過程，所以假設污染物為瞬間釋放的陣煙(puff)形式，此煙團涵蓋所設定的面積，而此面積為理想化的形式，污染物於其中為一定值。也就是假設初始時間的小尺度亂流擴散作用已迅速將設定面積內的污染物濃度均勻的混合，此一小尺度亂流擴散過程過程是無法為中尺度模式所描述的。另外，在模擬過程中亦假設污染物為中性浮力，即不考慮重力對污染物粒子的影響，其路徑完全由大氣運動所控制。

在模式積分過程中，若不考慮日變化則假設陸地表面層為中性(neutral)狀態，即無熱通量的存在，海面溫度則固定；而若考慮日變化陸面溫度則由表面能量收支平衡方程式決定之。另外，假設大氣為乾大氣、無降水情形，大氣垂直位溫遞減率則設定為4 K/km，相當於浮揚頻率 N (*Brunt Väisälä frequency*, $N = [(g/\theta)(\partial\theta/\partial z)]^{1/2}$)約等於0.01。

四、模擬結果與討論

關於台灣與其鄰近地區的中尺度環流，Sun et al.(1991)曾利用中尺度數值模式做過詳細的數值模擬與討論，模擬結果顯示中央山脈可以有效的阻擋低層氣流的通過，且當氣流流經台灣海峽時，會受到兩邊陸地的影響而轉向(如東風轉成東北風)及有風速加強的現象發生。這種因局地複雜地形所造成的渠道效應(channeling effect)在瑞士的多山地區亦有明顯的發現，並加以探討對當地污染物輸送與擴散過程的影響(Beniston,1987)。

本文第一部份個案採用較理想化的初始氣象條件，探討不同的簡單形態氣流流經台灣海峽及其鄰近區域時受地形影響的程度，以及對污染物的輸送擴散過程和濃度分布的影響。第二部份個案選取兩種較接近真實的不同天氣形態，類似夏季的盛行西南風及冬季的盛行東北風，但採用較簡單的初始氣象條件，同樣的討論這兩種不同型式的氣流流經台灣海峽的情形，以及對污染物的輸送與擴散過程的影響。

(一) 中尺度環流分析

在氣流通過三維地形時，可藉由Froude number來簡單的判斷氣流受地形的影響，若定義Froude number $F_r = U/Nh$ (其中 U 為上游平均風速， h 為山高)，則這部份個案中低層流場在台灣附近所具有的 F_r 值約為0.2到0.3之間(若取中央山脈平均高度為2400公尺)，而中國大陸上則約為1到1.4(地形平均高度若為500公尺)。簡單的說，Froude number為流體所具有的動能對其可用位能的比值，為氣流過山時的一個重要參數。當 F_r 小於1(unity)時，氣流過山的問題將成為高複雜性；當地形為理想的鐘型山時，若 F_r 小於約0.5，背風坡處將會有渦旋的產生且迎風坡前會形成一逆流區(Smolarkiewicz and Rotunno, 1989)。

圖2為個案1模式第3、第5及第10小時第2層流線圖，在積分3小時間，氣流遇上中央山脈時於中央山脈東北部(宜蘭附近)分流成兩支，北支氣流繞流過台灣北部陸地於台灣海峽上氣旋式的轉向西南後，部份隨台灣海峽走向轉成東北風往下游前進，部份持續氣旋式的運動轉進台灣西部陸地上，中央山脈西北部(桃園、新竹一帶)則是氣旋式氣流最明顯的地方；南支氣流則於台灣東部順著中央山脈的走向反氣旋式的往台灣南部(恆春半島一帶)前進，並在台灣西南外海上部份往下游前進部份則持續反氣旋式的轉進台灣西南陸地上。在經過繞流運動後，兩支氣流於台灣西南部(台南)附近會合。氣流流經中國大陸時，沒有明顯受到地形的阻擋而能越過地

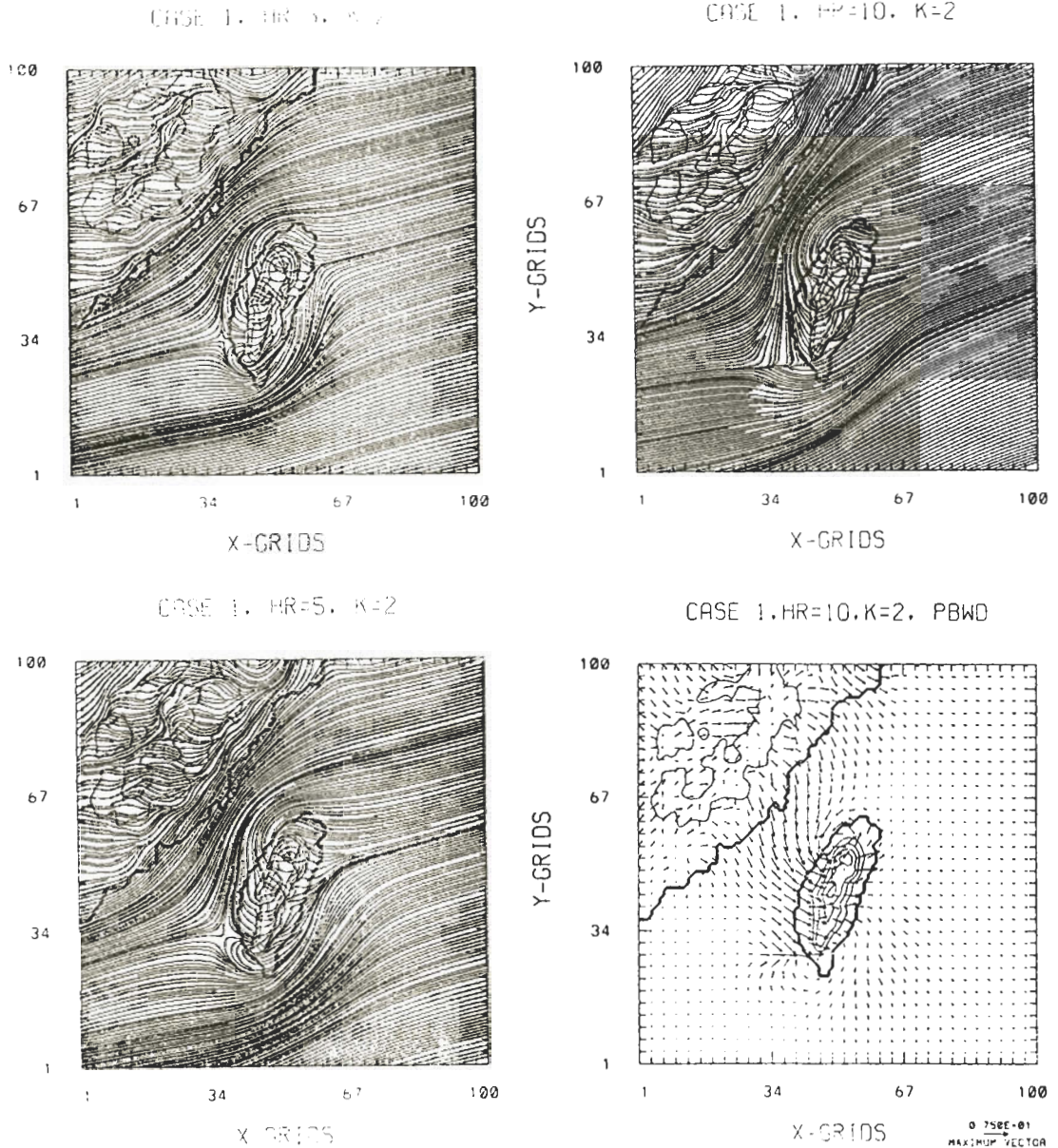


圖2 個案1模式第2層(K=2)積分第3、第5、及第10小時的流線圖與擾動風場向量圖(風標單位為m/s)。

形，但是地形的影響還是存在，使得氣流除了爬山運動外，亦有大部分順著海岸轉成東北風往西南方向前進。

到了中期第5小時，除了一些局地變化外大致上的情形與第3小時的結果並無太大的差別。到了第10小時，除了台灣海峽上東北風更明顯外，桃園、新竹附近已有一氣旋式渦旋的形成，但是台灣西南並無反氣旋式渦旋而是一條輻合線，這是因為台灣海峽造成氣流加速及改變氣流方向，此氣流輻合線為繞經台灣北部再加速流經台灣海峽的氣流與繞經台灣南部的反氣旋式氣

流會合所形成，其位置已較前幾個小時為南。若將風場減去背景值可得一擾動風場(如圖2d所示)，可看出中央山脈迎風處為一逆流區，台灣西北部的氣旋式擾動風場非常清楚，而西南部的反氣旋式擾動風場則受台灣海峽上氣流增強的影響而無法形成一閉合式的渦度，中國大陸上則較不規則。

在其它個案中，台灣海峽鄰近地區的地形對氣流的影響仍是主要現象，但不同個案影響也不同。圖3為個案2、個案3、個案4及個案5模式第5小時第2層流線圖。個案2北風情形下台灣海

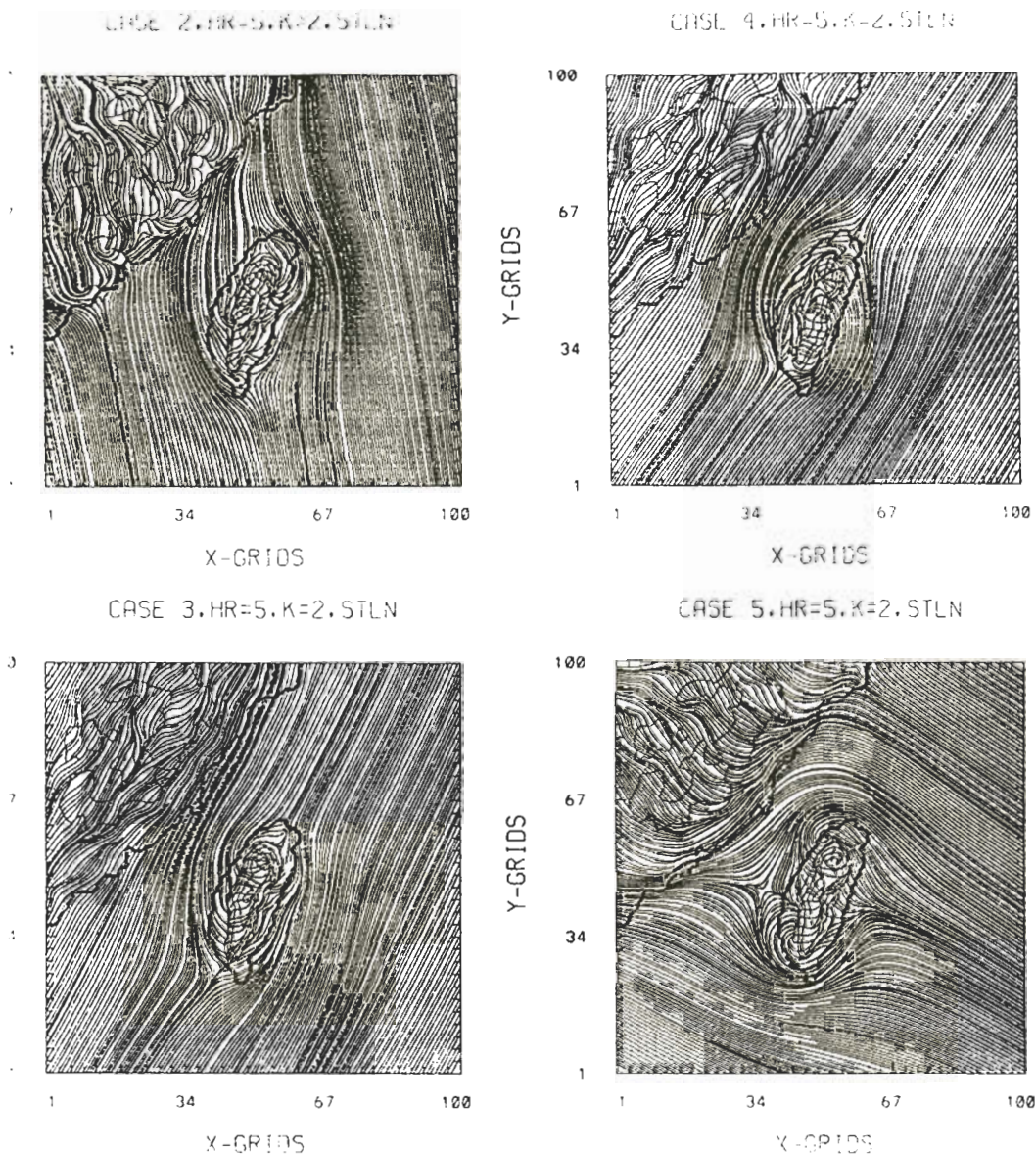


圖3 個案2、個案3、個案4、及個案5模式積分第5小時第2層流線圖。

峽並沒有對風場造成太大的限制強迫其轉向，這是因為中央山脈的南北長度並不是很大，影響的範圍有限。另外，中央山脈的走向基本上偏北北東-南南西方向，因此風場與中央山脈走向的夾角並不是很大，無法於背風處形成明顯而持久的渦旋，只有在台灣東北部附近有較明顯的反氣旋式運動，流場在中國大陸上有明顯的不規則擾動，並於海岸處有轉向的現象。

個案3所使用風場經過邊界層模式的調節後與中央山脈的走向更加接近，低層 F_r 值較前兩個個案略大，可預期的是背風處的渦旋應更不易形成。實際上不論是積分的前期或後期，在整個模式積分過程中中央山脈背風處並沒有形成渦旋。與北風個案不同的是氣流分流處及會合處並沒有隨著積分進行而有明顯的位置移動。因為中央山脈東側走向呈現比較接近直線，並無太大的轉折，因此台灣東部反氣旋式氣流主要呈現的是平行海岸線的前進。台灣海峽上的風場是比較有明顯變化的地方，由於中央山脈的阻擋造成的氣旋式繞流不斷的擴張勢力範圍，加上福建沿海地形的效應，台灣海峽上風場的偏轉情形也越來越明顯可見，到了後期風場已不完全是以東北風的形態通過台灣海峽。

個案4中所使用風場與中央山脈走向夾角則比個案3略大，與個案3不同的是，在積分前期中央山脈兩側皆已有明顯的氣旋式與反氣旋式的繞流風場，台灣西部的反氣旋式氣流已大部分影響到整個台灣海峽，台灣東部陸地上形成一條輻合帶，這是因為中央山脈山頂的外流區加上台灣東部氣旋式氣流曲率較大所形成。在積分過程中，台灣東部的氣流氣旋式偏轉的現象不斷的加強，於積分後期在台灣東部陸地上形成一氣旋式渦旋，此氣旋式渦旋的形成加強了氣旋式氣流的範圍，使其在台灣東部海面上影響的範圍越大。

個案5的風場與中央山脈走向的夾角接近於90度，氣流流經台灣時緊接著的是下游處台灣海峽與中國大陸陸地。由於中央山脈廣泛的阻擋作用，氣流於台灣東部發生堆積現象，並於外海處有一氣流停滯點及明顯的逆流區，氣流繞過中央山脈後於台灣西部外海會合，部份往下游繼續前進部份則繞進台灣西部陸地，此個案中氣流所必須繞行的路徑較前幾個個案來的長。由於台灣海峽北端較窄、渠道效應較明顯，在整個積分過程中台灣西南部並無封閉式渦旋的形成，且在台灣中部附近的氣流會合點會往南移，到了積分後期已經移到台灣南部外海。因而台灣海峽附近的風場變化是由積分前期的東北東風逐漸變成積分後期的北北東風轉東北風。

從個案2、個案3、個案4與此個案的比較可以發現，風場與山脈外型及走向的些微偏差，可以對氣流形態造成明顯不同的變化，這點單從Froude number是無法判別出來的。

個案8採用的初始風場與個案3相同，加入了地表溫度的日夜變化影響，模式開始積分時間設定為當地時間早上三點半(0330 LST)，模擬結束時間為當地時間下午一點半(1330 LST)，日出時間約為第3模擬小時(0630 LST)。雖然初始位溫垂直分布為穩定流體的形態，但由於地表的加熱作用，近地面大氣隨地面溫度的增加而呈現不穩定，將會使陸地上邊界層內發展較強的垂直混合作用，以及海陸風環流的發展，造成氣流在台灣北部及東部以較快的速度接近台灣， F_r 值逐漸增大造成氣流爬山能力逐漸增加，中央山脈之上的外流區漸漸消失，取而代之的

是氣流的爬山行爲(圖4)；台灣北部已無氣流的分流，台灣西部的繞流現象也不似個案3明顯；中國大陸上明顯的受到海風的影響，岸邊氣流向岸風場分量明顯的出現，並加強了初始的東北風，使中國大陸上氣流受地形擾動的影響比個案3低很多。受到風場向岸分量加強的影響，台灣海峽上的氣流與個案3有很大的變化，靠近中國大陸岸邊的風場由東北風轉成東風進入中國大陸，靠近台灣的部份則受到海風及較弱的繞流影響，以東北風轉北風再轉西北風的形態流過台灣海峽，由於台灣島嶼的存在，東北風於海峽中間附近有強烈的分流現象，不利於對流的發展。

CASE 8, HR=10, K=2, STLN

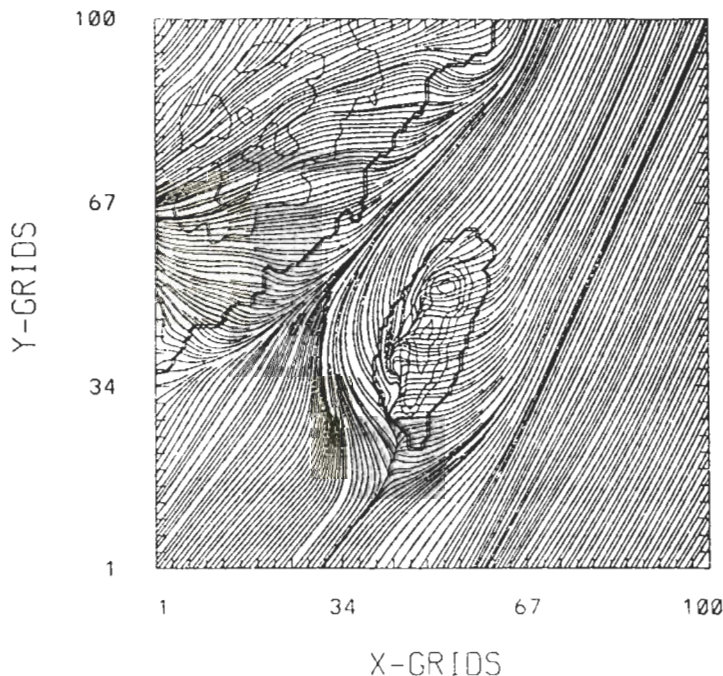


圖4 個案8模式積分第10小時第2層流線圖。

個案TWN中將中國大陸地形取掉，並以個案1的初始條件重新模擬一次東風個案，以便討論中國大陸地形存在與否對氣流的影響。個案TWN模擬第10小時氣流線示於圖5。與個案1相比較，可發現兩個明顯的不同處：第一個是大陸地形存在時，台灣海峽位置上的氣流氣旋式偏轉的程度較不明顯，這說明了中國大陸地形的存在將改變風場的走向，使得原本應以東風形態氣旋式旋轉的風場變為東北偏北的風場以較弱的偏轉程度流過台灣海峽，且會持續影響到下游的氣流會合處的形式。第二個是台灣西北部的渦旋在個案TWN中的形態較完整強度也較強，這點可由圖5的擾動風場圖的比較看出，台灣西北部的擾動風場為一相當完整的氣旋形態，但若加入中國大陸地形，台灣海峽上的擾動風場大部分為北風(圖3)，也破壞了氣旋的完整性並降低

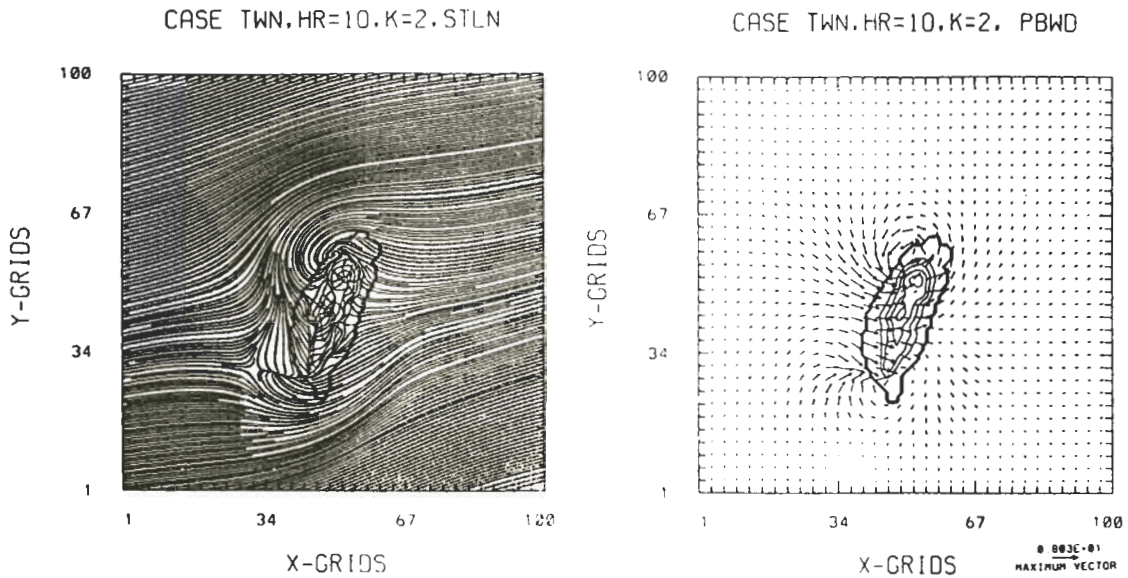


圖5 個案TWN模式積分第10小時第2層流線圖與擾動風場。

其強度。另外，從y方向風速分量的比較，可以發現中國大陸地形存在時台灣海峽上有北風加強的現象，而x方向則較無太大變化。這也說明了氣流流經台灣海峽時會發生南向風速加強的現象。

綜合上面所討論的結果，台灣海峽渠道效應對氣流所造成的影響主要有兩個：第一個是會改變氣流的走向；第二個是會造成氣流的加速。這部份結果與Sun et al.(1991)所得結果相當一致。

有垂直風切的個案S1A與 S2A其近地層流場（見圖15及圖18）與先前無垂直風切之類似個案大體上是相近的。如個案S1A中，風場的積分時間只設為5小時，此時低層氣流的形態和個案4相當類似；中層則與第3小時結果無太大變化，只有台灣海峽上空風場偏轉較明顯；高層風場仍然保持西風形式流過模擬範圍。個案S2A所使用初始風場為低層東北風隨高度向上逆轉為高層的較強西風，垂直風切值較個案S1A為大（見表二）。台灣兩側低層的繞流比較弱，影響範圍比個案3來的小；模式第6層（約1公里高）的氣流為近北北東的形式，中央山脈無法完全阻擋氣流的通過，台灣西部陸地上空的氣流除了繞流外，接近中央山脈的部份以西北風的形態越過山頂而在台灣東部陸地上恢復北北東風；模式第13層（約5公里高）的風場已轉為西北西風，地形的影響無法到達此層，因此氣流保持西北西風的形態流過整個模擬範圍。到了第5模擬小時，不論是低層、中層、或是高層，台灣海峽及其鄰近區域的氣流走向與變化與第3小時並無太大差異，風場在第3到第5小時之間已達近似常定狀態，因此於第5小時後停止氣象場的積分。

更進一步的比較，Froude number雖為氣流過山時的一重要參數，但在低 F_r 值時，

Smith(1980)的線性理論已明顯的不適用(Smolarkiewicz and Rotunno,1989)。除此之外，地形的特性及與流場走向的夾角，也會影響到流場，故應列入考慮因素之一；同樣屬於低 F_r 的流體，西南風個案的氣流走向與中央山脈的夾角較大，所造成的山前停滯及逆流區相對較東北風個案明顯。但不論西南風個案或東北風個案，低層氣流與山脈走向的夾角都不是很大，所以並沒有形成明顯的背風渦旋。

(二) 污染物的輸送與擴散

1、無風切個案

為方便敘述，本文將原本位於台北附近的污染物稱為污染物P、台中附近的污染物稱為污染物C、高雄附近的稱為污染物K、中國大陸沿海的稱為污染物S，皆設為100個濃度單位。台灣東方粗黑等值線右側為特別加入的上游等量污染物濃度（可視為背景值，為圖示方便仍設為100個單位）。

個案1所使用的污染物初始水平分布及模擬結果如圖6所示。受到風場及擴散作用的影響，在模式第5小時污染物P隨著台灣西北部的氣旋式氣流往台灣西北部外海移動，污染物外圍濃度已擴散至台灣海峽上；污染物C則在台灣西部陸地上緩慢的向南移動，污染物擴散的範圍不如污染物P廣大，中心濃度值卻比污染物P來的低；污染物K的水平移動速度甚慢，只呈現原地的擴散行為，中心濃度值則是台灣本島上最低的一個，污染物S的行為則是作沿岸邊及往內陸的移動及擴散，濃度勢力範圍無法深入台灣海峽，但濃度值仍然保持相當高；上游污染物此時已移向台灣，但由於氣流受到中央山脈的阻擋，靠近台灣部份的污染物移速不如其他海面上快，另外在海面上擴散作用不大，污染物仍保持完整及高濃度的形式。

個案1第10小時的結果顯示，台灣本島污染物P、C、K的濃度值皆已小於6個濃度單位，其中污染物P的外圍已越過台灣海峽中線並和污染物S有相連結的現象且已覆蓋了台灣海峽甚大的區域，但整體移動方向順著台灣海峽的走向，並不直接往大陸輸送；污染物C及污染物K的範圍大部分停留於台灣本島上無法快速的移出，且於高雄附近有停留的現象；污染物S已向中國大陸內陸發展，其最高濃度值約下降了30%到40%。上游污染物在台灣北部受氣流加速的帶動已經到達台灣本島，但在東部氣流受阻擋移動緩慢而變形。

為何台灣本島上的污染物消散如此迅速？圖6d為模式第2層於第5小時的熱力擴散係數分布，台灣西部陸地上有較高的值，海面上僅台灣海峽及台灣南部外海上有分布，中國大陸沿岸不如台灣西部高，加上台灣西部有風場輻合的現象，尤其是中南部，結果會造成台灣中南部的污染物往上輸送，污染物K更因位於氣流會合點附近，往上輸送的現象更加明顯，地面濃度也就消散較快。

圖7為個案2積分第3與10小時第2層風場向量及污染物分布。整體輸送方面，污染物P受到台灣東北部反氣旋式氣流的帶動而往基隆、宜蘭一帶移動，污染物較靠近西側部份則擴散到桃園北部；污染物C則在台灣西部陸地上緩慢向南輸送；至於污染物K則隨氣旋式氣流往台灣南端

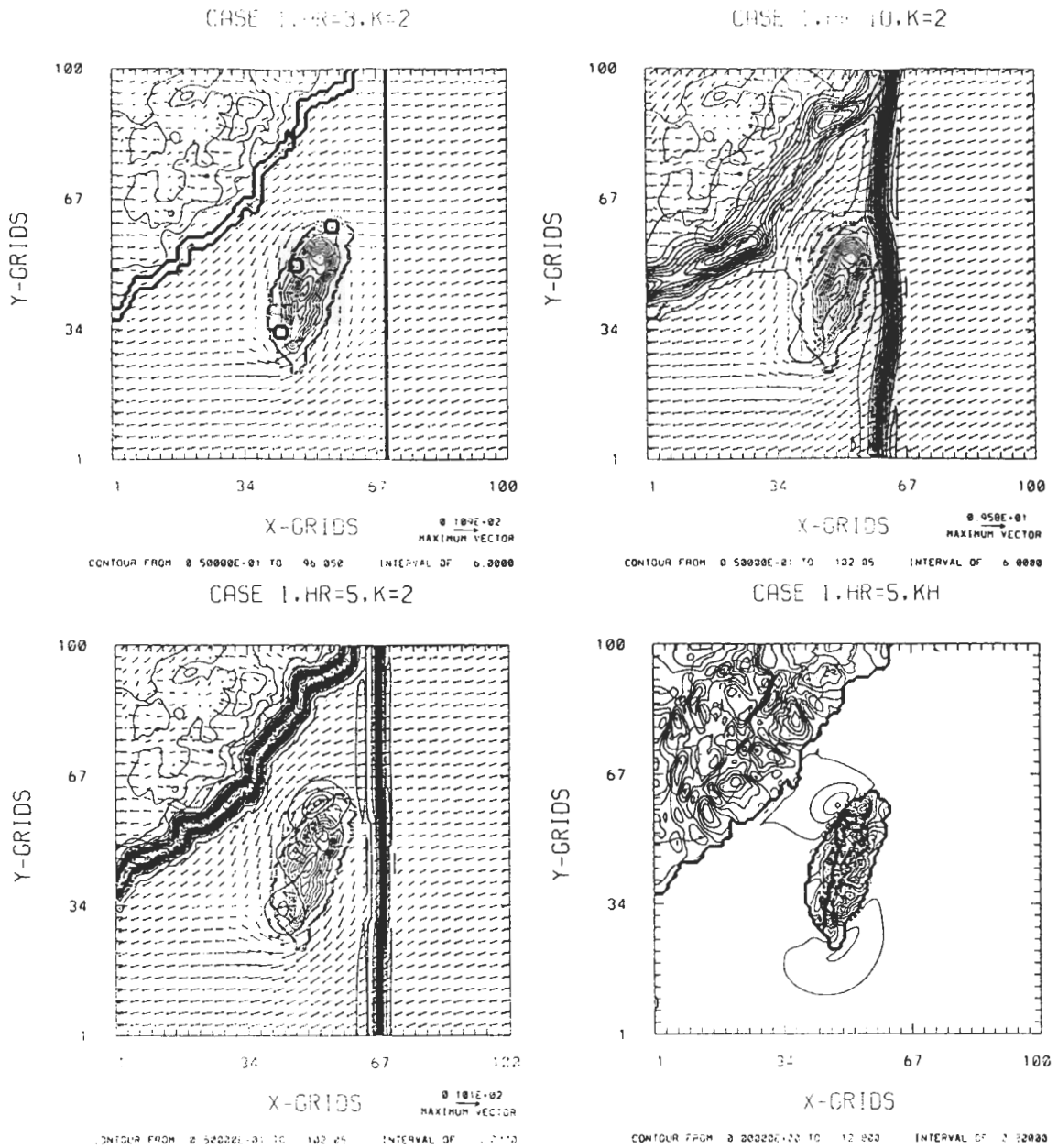


圖6 個案1模式積分第3、第5、及第10小時第2層污染物濃度分布，及第五小時水平熱力擴散係數(單位為 m^2/s)。

移動；污染物S則有隨著北風移入台灣海峽的趨勢。最後第10小時結果顯示，污染物P濃度中心已到達宜蘭，但因無很強的輻合作用，濃度值較台灣西側污染物高，而台灣西部的污染物已結合成一片並覆蓋了整個台灣西部陸地但濃度已剩不到10個單位，污染物K到了台灣南端後隨著氣流移出海往下游輸送。污染物S更深入台灣海峽，隨北風及西北風往台灣西岸方向前進，但是否會到達台灣西部陸地則須進一步的探討，但吾人認為可能會影響到台灣西南部及南部地

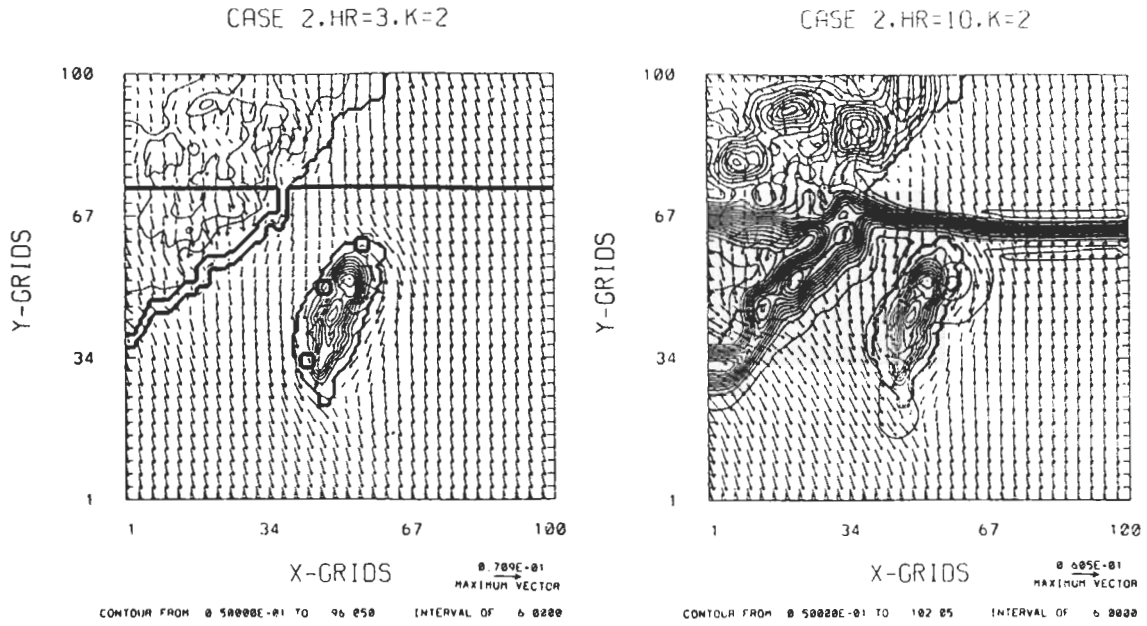


圖7 個案2污染物初始濃度分布(粗黑等值線包含範圍為100濃度單位)與積分第10小時第2層污染物濃度分布。

方。上游污染物隨著北風的傳送，第10小時前緣的位置已經到達台灣，污染物於海上的濃度仍然相當高，且外型似乎只受些微的影響。北風個案中氣流受中央山脈阻擋減速的程度較小，因此上游污染物的外型保持比較完整。

東北風個案3中，污染物C及污染物K的表現與東風個案1很類似，但是污染物K的消散速度不像個案1那樣快，圖8為個案3積分第3與10小時第2層風場向量及污染物分布。污染物P剛好位於氣流分支點附近，因此部份污染物往西傳再往南輸送，部份污染物則緩慢往東移(較小部份)，進入台灣海峽的僅是少部份。污染物S靠近台灣海峽部份受制於繞流風場無法移出中國大陸，僅能作沿岸方向的傳送，藉由擴散作用才能少量進入台灣海峽，較下游部份則可隨偏北的東北風移出中國大陸。上游污染物在均勻的東北風流場內往西南輸送，逐漸接近台灣北部。

在第10小時結果，台灣西部污染物濃度最大值降到6個單位以下，整個台灣西部皆有污染物的分布，而台灣東部則為污染物P所移入，濃度亦在6個單位之下，另外，台灣西部污染物傳到屏東北部氣流會合點附近即往外海下游處輸送，並不傳到台灣南端。前述的污染物S的行為更加明顯，靠台灣海峽部份仍無法深入海面上，更下游處的污染物則已大量移出陸地往下游輸送，應不至於影響到台灣本島，而此部份的污染物在台灣海峽中央附近與台灣西側污染物的外緣結合在一起。上游污染物則已到達台灣北部，外型雖然有改變，但不是很明顯，這也是氣流減速並不明顯的結果。

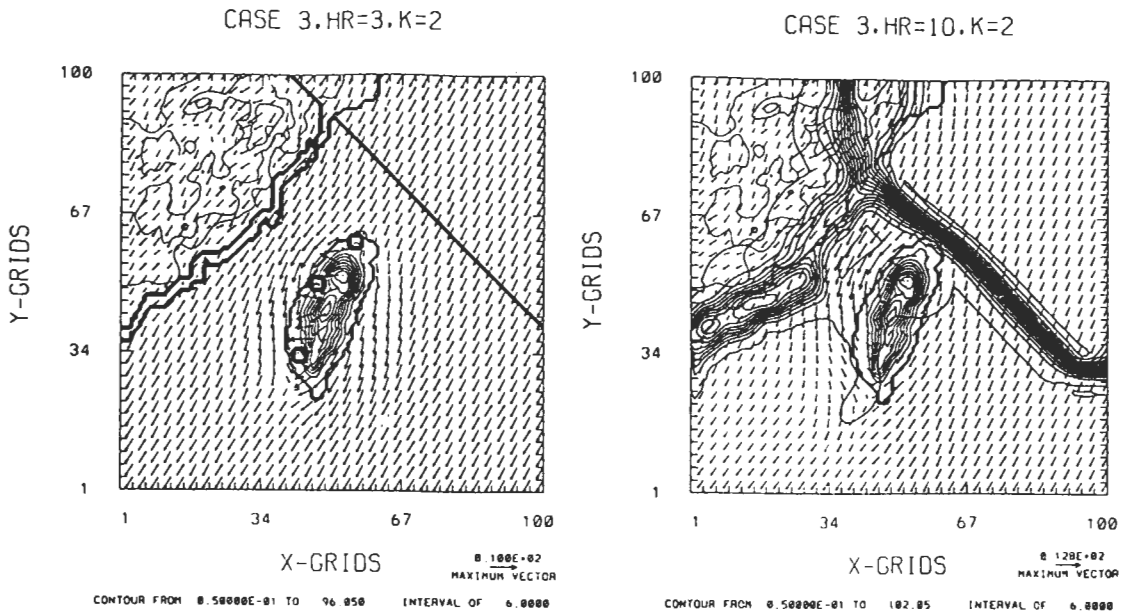


圖8 同圖7但為個案3。

圖9為個案4積分第3與10小時第2層風場向量及污染物分布。西南風個案中，污染物K的初始位置正好位於氣流分流點附近。染物P的位置處於氣流會合的位置附近，因此，受到這兩股氣流的帶動而往東北方向外海移動，但在到達氣流會合點之前移速較緩慢；污染物C在台灣西部陸地上較快速的北移及擴散；污染物K呈現兩個不同的輸送方向，大部分往北方輸送，小部份卻繞過中央山脈南端較低山坡及平地往東移。污染物S受制於台灣海峽上風場走向，無法深入台灣海峽，只沿岸邊往下游方向輸送；上游污染物則逐漸接近台灣西南部。

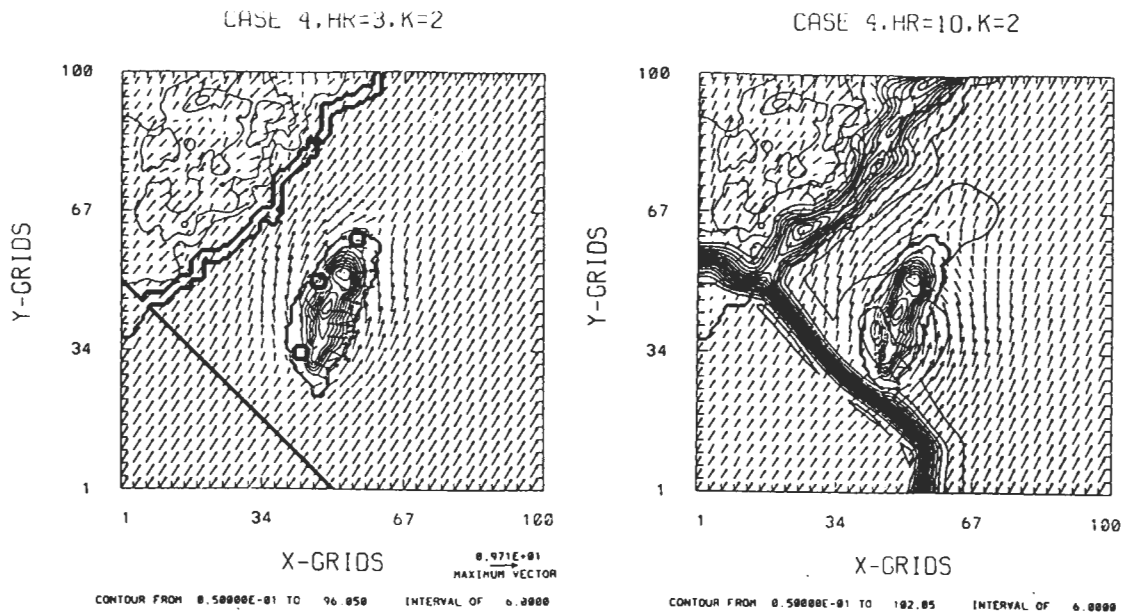


圖9 同圖7但為個案4。

污染物P在到達氣流會合點後，快速往下游海面上移動，濃度已小於6個單位，污染物C在到達台灣北部後跟隨污染物P的輸送方向，污染物K在台灣西部部份持續的北移，中心濃度約為20個單位，部份擴散到台灣海峽；在台灣東部的濃度範圍已經到達渦旋所在地附近，污染物濃度也不到6個單位。污染物S仍然保持沿岸及向內陸輸送，無法深入海峽部份。上游污染物部份已經到達恆春半島，部份受氣流影響而移速變慢，在台灣西南部及南部附近有變形的情況發生。台灣北部的氣流會合處附近及台灣東南部是較明顯的低層氣流輻合區，因此污染物到達這兩個地方時將會往上層輸送而降低了地面濃度(圖9b)。

圖10為個案5積分第10小時結果。東南風個案中污染物P位於氣旋式氣流的範圍內，污染物C位於中央山脈背風處風場微弱地帶，污染物K則位於反氣旋式氣流範圍內。積分10小時後，台灣西部污染物濃度值皆小於6個單位，大部分範圍仍保持於台灣西部陸地及外海，僅西北部較外圍的污染物隨東風轉東南風的過程靠近大陸沿岸並與污染物S外圍相結合。污染物S往中國大陸內輸送。由於中央山脈的強烈阻擋氣流效應，上游污染物接近台灣東部及東南部時受其影響而移速變慢，但在台灣南部有加速的現象(圖10a)，台灣西部陸地背風區是主要的低層輻合區，在模式第5層發現大量的污染物分布於台灣西部，而且污染物P、C及K皆有。台灣海峽上東風轉東南風的過程較低層緩慢甚多，因此污染物P往上傳送到第5層時會隨著東風而越過台灣海峽往中國大陸方向輸送，於釋放第7小時後已到達岸邊(圖10b)。

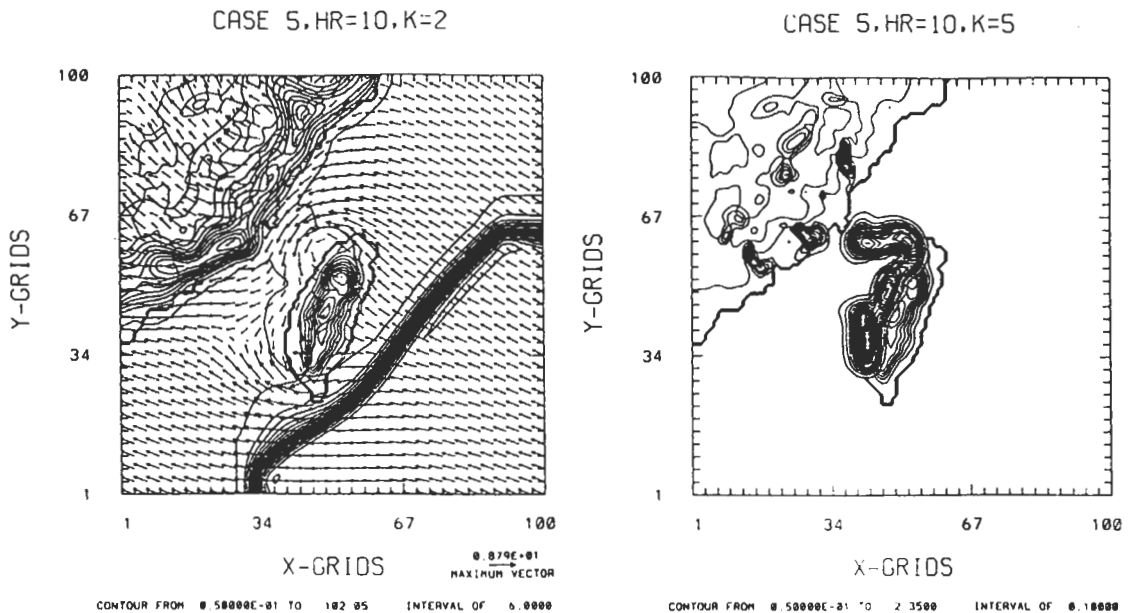


圖10 同圖7但為個案5。

本文模擬個案中的污染物初始濃度分布為所設面積內為一定值，因此濃度邊界的梯度相當大，故一開始對濃度積分時會在濃度邊界有undershooting的現象而產生負值質量區，而在濃度中心會產生overshooting，但彼此會互相平衡故總值來說仍為守恆，這是本文數值格式的必

然結果。在正定平流中，若將負值設為零，則總質量自然會增加，Huang(1994)發現於變形流場測試中，七階的半拉格朗日格式於短期積分後，質量累積已不容忽視。

格式內正定化與質量守恆對半拉格朗日格式而言是非常困難的，因為無法如尤拉法對單一計算點的變易量進行有效的控制，因此本文使用Huang(1994)格式外正定化方法對平流後的總質量進行修正。簡單的說即是將負值區質量設回零，增加的質量則由正值區平均減量吸收以保持總質量保守，重複到質量修正量小於設定的微小值。所以污染物質最高值會有下降的現象，尤其小範圍分布的污染物表現會較明顯，但污染物分布曲線會較和緩。

圖11a為個案6模式第2層結果，污染物S及上游污染物為較廣泛分布的污染物加上有邊界污染物的流出，質量保守所造成的影響並不明顯，但整個模擬範圍內的污染物濃度最高值已經下降到96及80個濃度單位；對於小範圍分布的台灣本島三個污染物來說，污染物質質量保守調節的影響則很明顯，與個案3相比較可以發現，個案6中污染物P、C、K的中心最高值以及分布範圍皆明顯減少。雖然質量保守的調節對污染物的質量有影響，但對污染物整體輸送與擴散趨勢的表現並無造成差異。

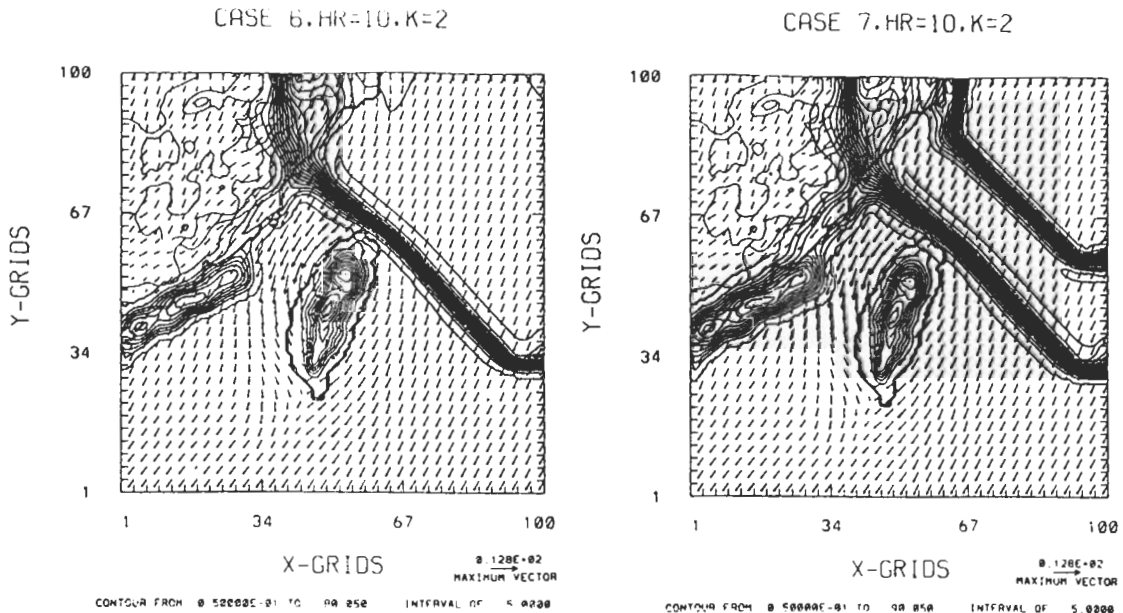


圖11 個案6及個案7模擬污染物濃度分布。

在前幾個個案中，上游污染物的初始位置為距離台灣約100公里到模式邊界，在積分過程中邊界上的污染物不斷移入，其行為好像上游邊界外仍有污染物存在。個案7中上游污染物設為帶狀，上游邊界僅部份有污染物存在，其餘條件除了使用質量保守外則和個案3相同。從最後結果可以發現，靠近模擬範圍東北角落的污染物亦隨風場往台灣方向移動，不再有污染物移入，但位於東邊界及北邊界中央上仍有污染物的移入(圖11b)。本文中污染物使用輻射性邊界

條件，此邊界條件的特性對於出邊界可以很好的控制，但對於入邊界則無法有良好的定義。若要改善這種情形而不動到邊界條件，可由污染物濃度方程中的來源-沈降項在邊界上加以控制，但本文並不討論此種方法。

個案8中污染物於0630 LST(第3模擬小時)釋放，並使用質量保守的形式。在積分前期，地表加溫的影響尚不至於發展初強烈的海風環流，因此污染物的輸送與前述東北風個案很接近，但因質量保守形式使得台灣本島上的污染物濃度較低(圖12a)；到了1330 LST(第10模擬小時)，海風環流加強，上游污染物的前緣已經進入北台灣，影響範圍較東北風個案3大，污染物P、C、K地面濃度已消散；污染物S也較深入中國大陸內陸，濃度也快速的消散中，最大值約為15到20個濃度單位(圖12b)。海風環流及繞流進台灣西部的氣流，在台灣西部形成一明顯輻合帶，加上熱力擴散係數隨著地表持續加熱而增大，造成近地表污染物濃度的快速消散。

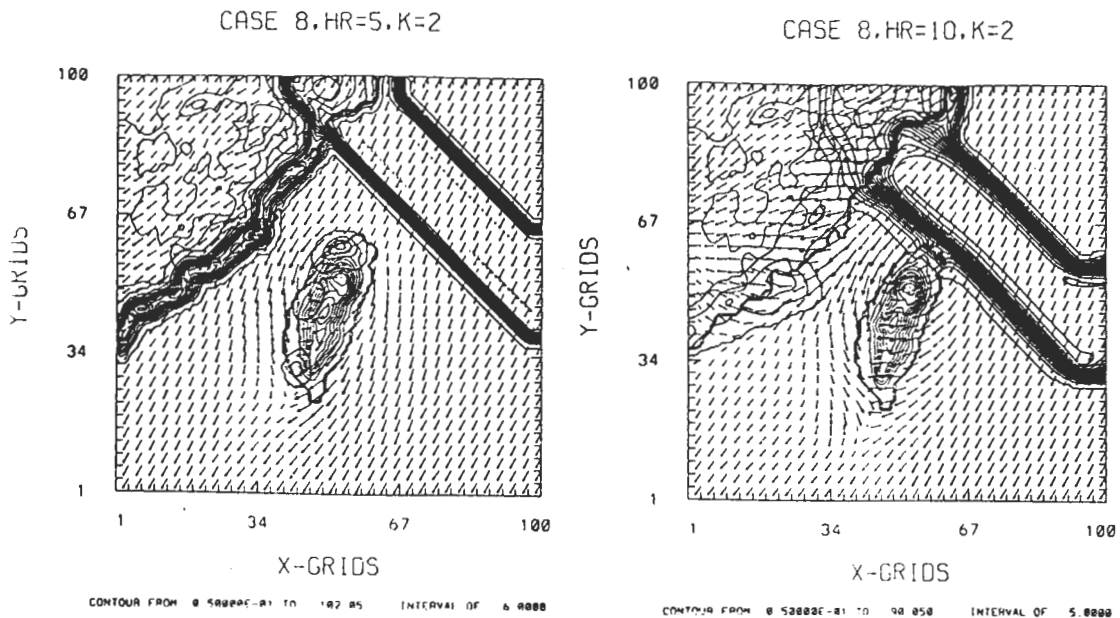


圖12 個案8模擬污染物濃度分布。

個案9取消對污染物濃度的非線性平滑作用，可明顯比較污染物平移與擴散的作用，氣象條件則與個案8相同。污染物P的移動速度甚快，在第10小時已在台灣西部陸地上與污染物C會合，受到低層強烈的擴散作用及氣流輻合的影響，兩者濃度最大值只剩下15到20個單位，污染物K則集中於高雄外海上，因為海面上並無強烈的擴散作用，濃度仍保持相當高；污染物S移向中國大陸且明顯的擴散(圖13)。與個案8相比較，非線性平滑作用對污染物濃度有額外的消散及擴散作用，造成污染物濃度大量降低及分布範圍變廣及更和緩的效果。

個案10中僅釋放污染物P、C、K，其模擬結果示於圖14。在海風尚未加強之前，污染物P有向西南及向東部移動的趨勢，但在海風加強後，原本移到基隆、宜蘭一帶的污染物轉向西南

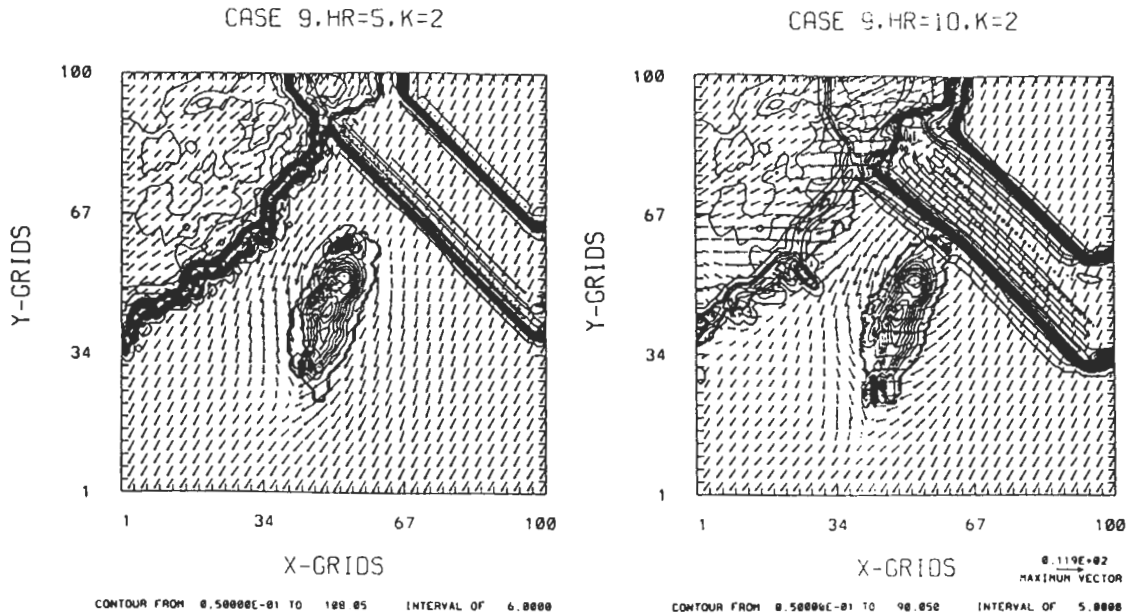


圖13 同圖12但為個案9。

方前進與原污染物P再度結合，污染物C始終在台灣西部陸地上向南移動，在第10小時被污染物P追上，污染物C在第5小時因氣流輻合的關係濃度已剩不到10個單位值，污染物K則往高雄外海的氣流會合處移動。上升區主要分布於台灣北部及西部平地、東部部份山坡及高雄外海上，這些地方近地層污染物有垂直向上輸送的現象，這可由模式第4及第6層的結果得到映證，第4層污染物最大值甚至高於第2層。但不論是那一層，污染物大致輸送方向為西南或南方，皆無法深入台灣海峽往大陸方向輸送。另外，地表加熱日變化有助於近地表污染物濃度的消散。

在東北風、北風、及西南風的情形下，污染物會隨風場移入台灣東部並做沿山脈走向的輸送與擴散。另外，為了解垂直方向污染物濃度的收支情形，本文選取個案3第5小時的結果來分析。表三為污染物P、C、K垂直方向的濃度收支情形，可發現污染物P在743公尺以下濃度有負的收支，不利於污染物往上發展；而污染物C在低層有正的收支，在245公尺處垂直平移與擴散項的級數相同，表示在此處兩者的作用差不多；同樣的污染物K在低層(249公尺以下)也有正的濃度收支，但垂直平移項比擴散項大一個級數，表示低層垂直平移的作用較擴散作用來的大。

2、風切個案

個案S1A所使用的地面初始風場為西南風，模式第5小時的風場向量與污染物分布如圖15。中國大陸沿海附近的風場大致為西南風，因此污染物也大致呈東北向的擴散與個案4類似。台灣三大都會區附近的污染物則呈現較複雜的情形，首先，污染物P朝著東北外海氣流會合處移動並擴散；污染物C於台灣西部陸地上朝台灣北部移動，少許污染物在中央山脈北部較低山坡處有爬山的現象；至於污染物K因位於氣流停滯點附近，受到不同方向氣流的影響而有

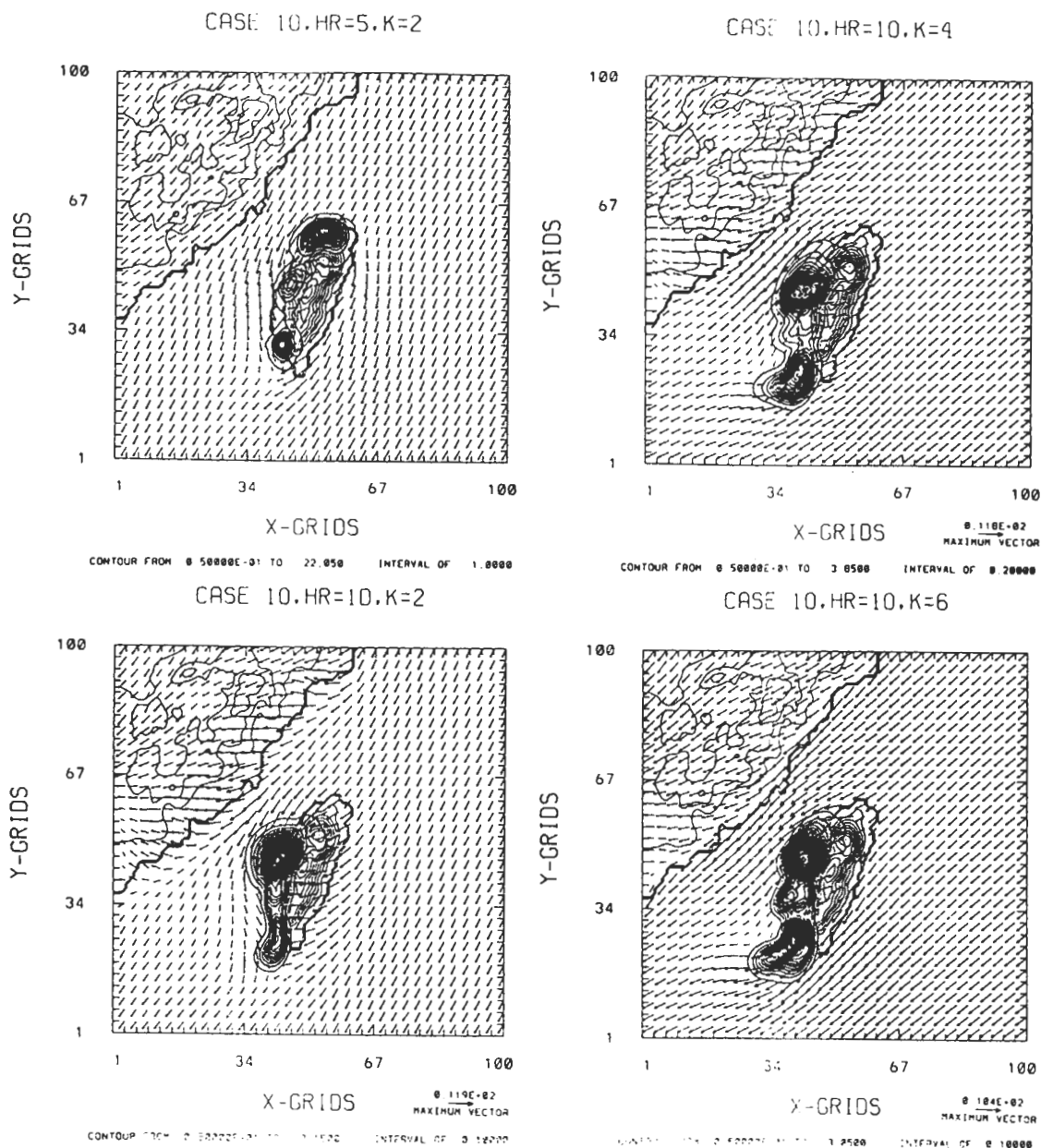


圖14 個案10模擬污染物濃度分布。

不同的表現，部份隨著中央山脈南端東向分支繞流而越過中央山脈南端較低山坡往台灣東南部台東一帶輸送，大部份則仍位於原地做局地性的擴散，使得污染物K有分離的現象。不同高度的污染物有不同的輸送擴散過程。模式第5小時第6層結果(圖15d)顯示中國大陸上的污染物有向台灣海峽移動的趨勢，而台灣本島的污染物已隨著氣流有很大的爬山能力，傳送速度也較低層快。到了第14小時，低層分布於中國大陸上靠近台灣海峽部份的污染物，明顯受到前述北支

表三 個案3污染物P、C及K於第5小時垂直平移與擴散項隨高度變化

污 染 物 P		
離地面高度(m)	$-w \frac{\partial C}{\partial z}$ (UNIT/sec)	$\frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial C}{\partial z})$ (UNIT/sec)
49.551	-1.2965×10^{-3}	-1.2581×10^{-3}
247.755	-3.2187×10^{-3}	6.5638×10^{-4}
495.517	-1.3003×10^{-3}	3.8297×10^{-5}
743.266	-3.8232×10^{-5}	1.2753×10^{-8}
991.021	1.8508×10^{-8}	0
1486.532	0	0
1982.043	0	0
2477.553	0	0
污 染 物 C		
49.020	7.4756×10^{-4}	-4.2199×10^{-4}
245.101	4.9706×10^{-4}	2.3144×10^{-4}
490.202	7.2322×10^{-5}	2.6975×10^{-6}
735.303	1.3106×10^{-5}	0
980.405	-3.3705×10^{-5}	0
1470.608	-2.6876×10^{-4}	0
1960.810	-1.2336×10^{-4}	0
2451.013	-9.1944×10^{-6}	0
污 染 物 K		
49.848	1.0311×10^{-4}	-5.0373×10^{-5}
249.242	3.0158×10^{-4}	2.7069×10^{-5}
498.485	-9.4916×10^{-5}	8.2458×10^{-7}
747.727	-1.6195×10^{-4}	0
996.969	8.9472×10^{-4}	0
1495.499	3.9610×10^{-4}	0
1993.940	-5.0450×10^{-5}	0
2492.425	-7.6346×10^{-5}	0

繞流及渠道效應的影響無法更深入的進入台灣海峽往東輸送；污染物P與污染物C已由氣流會合處往東北方向移出台灣進入西太平洋，地面濃度最大值仍位於氣流會合處附近且濃度只剩下20%左右；部份污染物C所留下的污染物仍位於中央山脈東北部較低的山坡上，濃度最大值則只剩下10%左右；污染物K部份隨著氣流在台灣西部往北輸送至台灣中部附近，部份在台灣東部隨氣流往北繞進陸地上，使得在台灣東南部、中南部除了恆春半島外，皆受污染物K的影響(圖

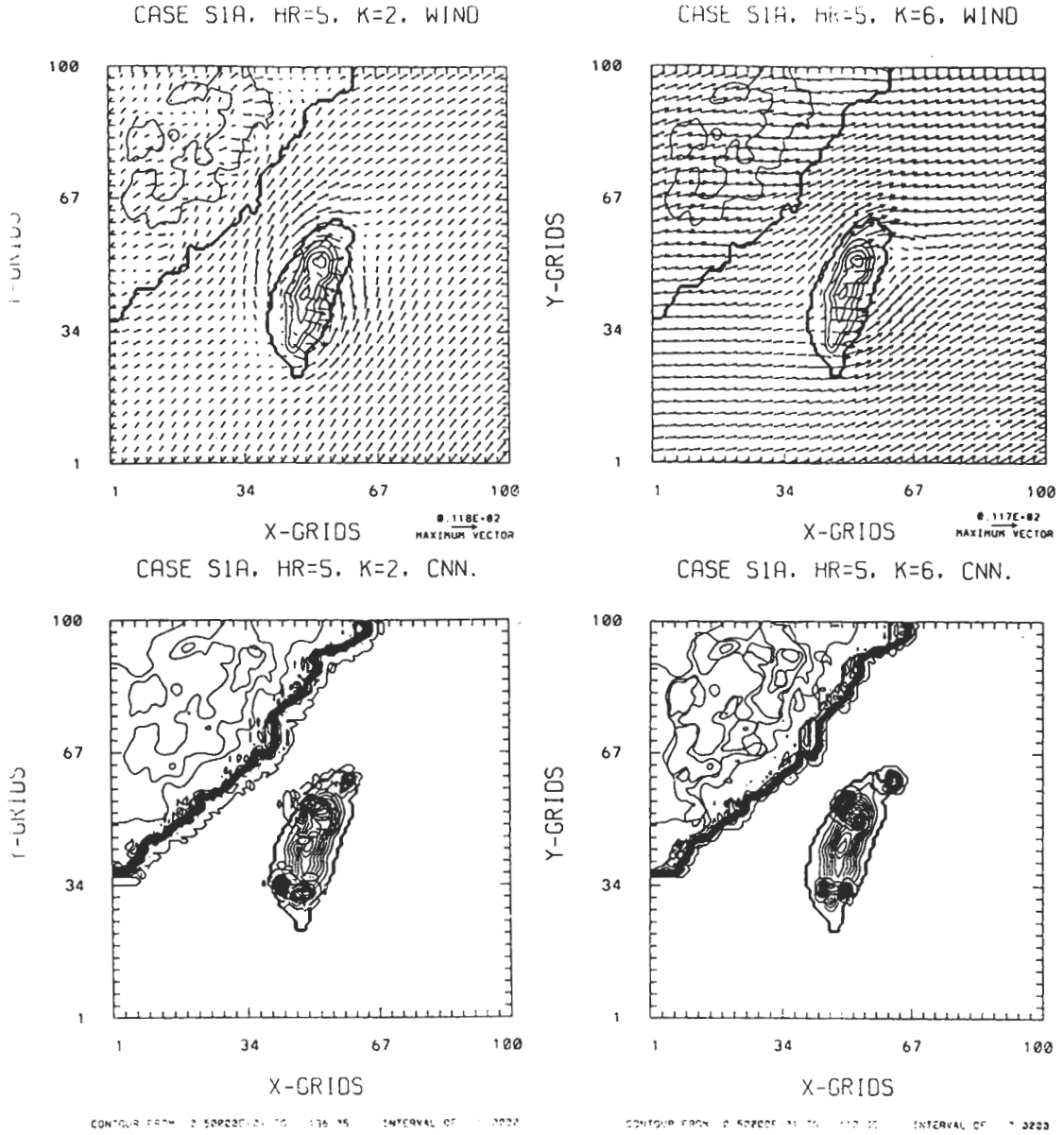


圖15 個案S1A積分第5小時模擬風場向量及污染物濃度分布。

16)。模式第6層中國大陸上空移入台灣海峽的污染物輸送過程與海峽上空的氣流相當一致；台灣本島的污染物除了部份在中央山脈及台灣東南部有滯留現象外，大部分則往太平洋上空移動。模式第13層由中國大陸移出的污染物已覆蓋了台灣除了南部以外的大部分上空；而污染物P、污染物C及污染物K則持續在太平洋上空往東傳。到了最後第20小時，中國大陸上的近地層污染物始終無法跨越台灣海峽，只能在較北部的地區往東移；而台灣本島的污染物則大部分為污染物K輸送擴散的結果。

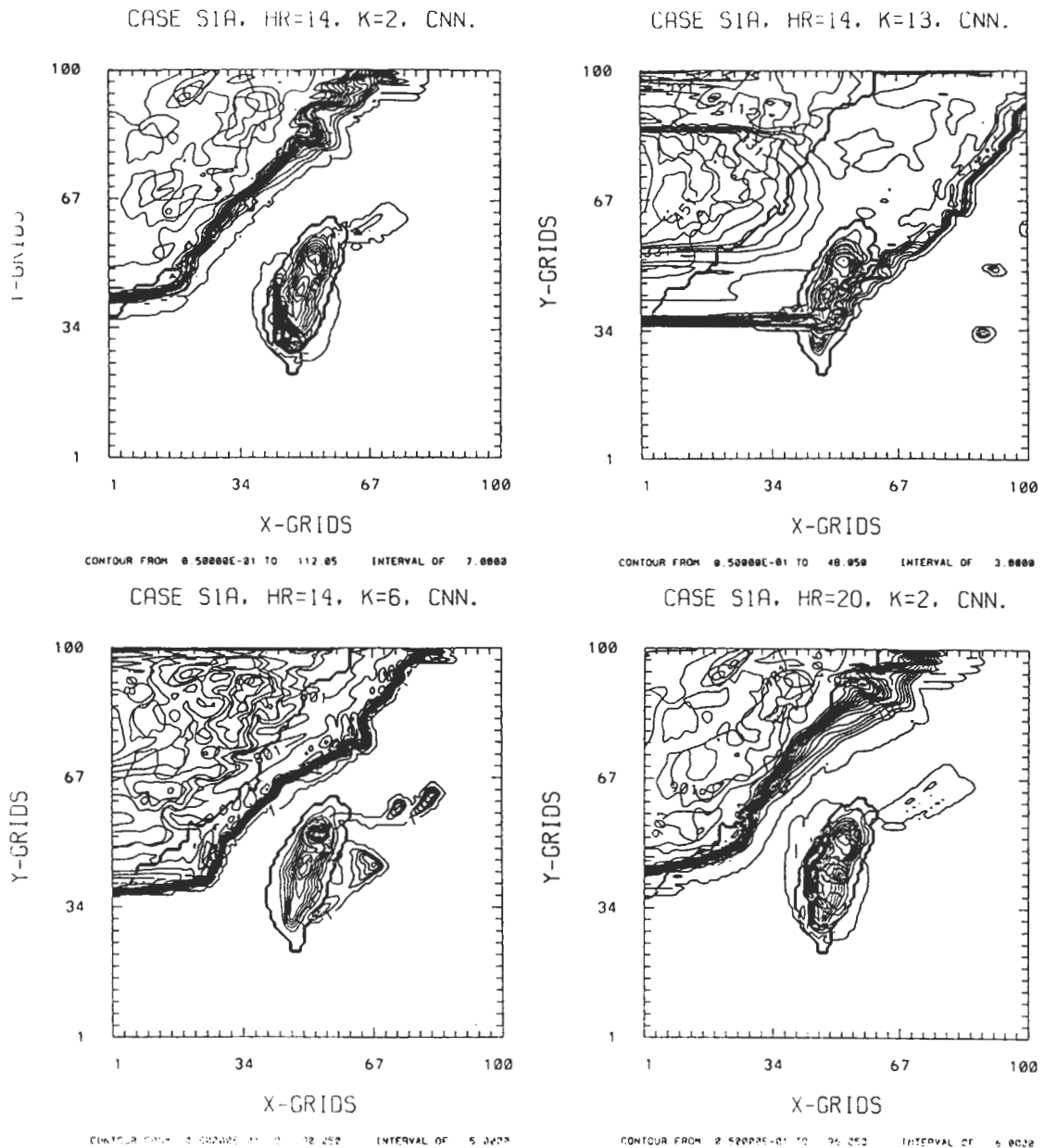


圖16 個案S1A積分第14與20小時模擬污染物濃度分布。

除了水平的輸送與擴散之外，污染物亦可能由高層藉由大氣的垂直運動而影響到低層。圖17所示為個案S1A沿著y網格50東西向的垂直度與風場剖面圖。在第16及20小時，在中央山脈上空及背風坡上空有較大的垂直運動。因為垂直風切的關係，不同高度的污染物的輸送速度也不同，越高層污染物東移速度越快；值得注意的是，在大約2800公尺高度左右，污染物隨著背風坡處的下陷運動而有往下輸送的現象，但在背風坡處更低層有微弱的上升運動，因此污染物是否會沈降到地面則須更進一步的探討。

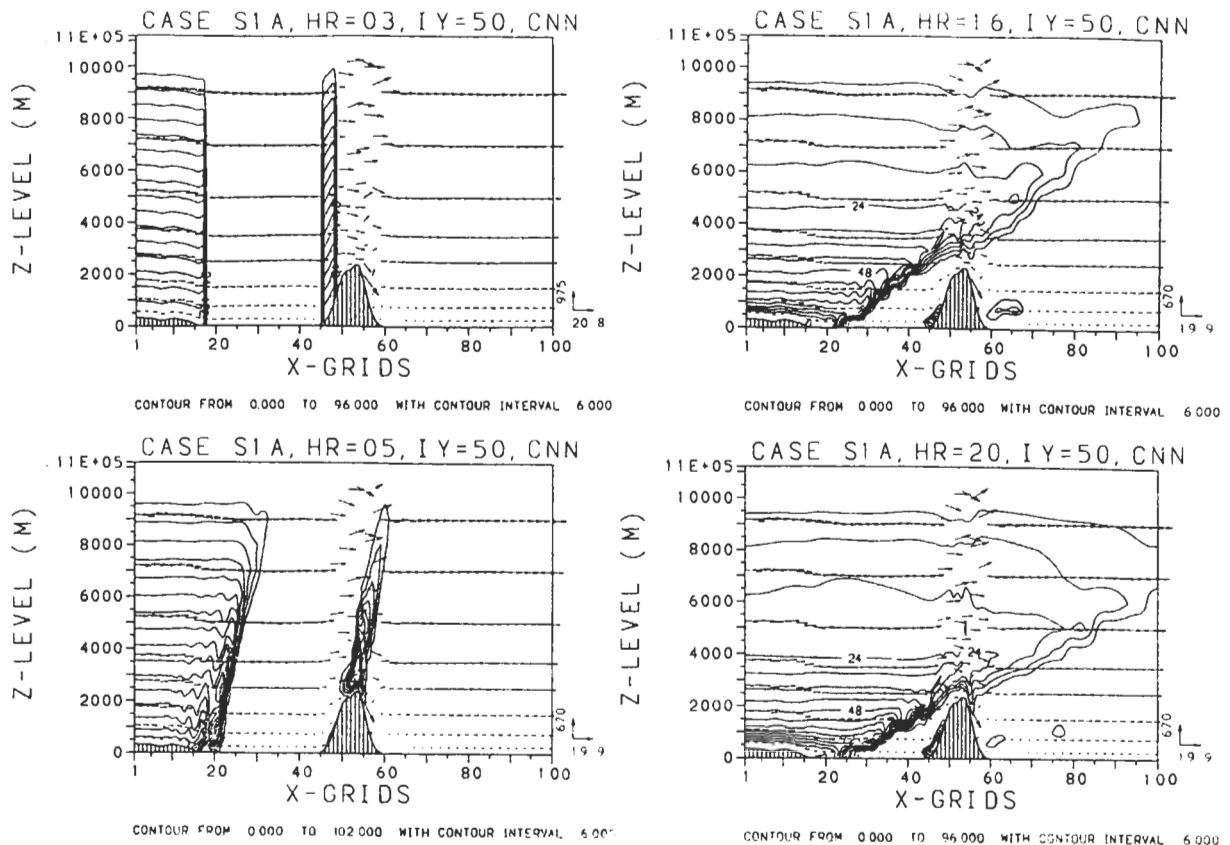
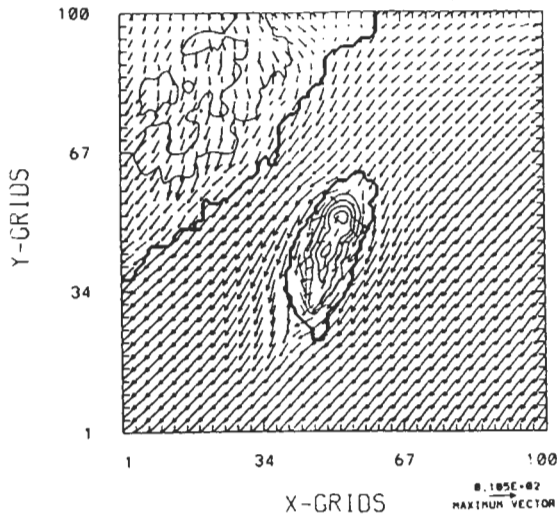


圖17 個案S1A沿y網格點50的風場與污染物初始濃度東西向剖面圖。

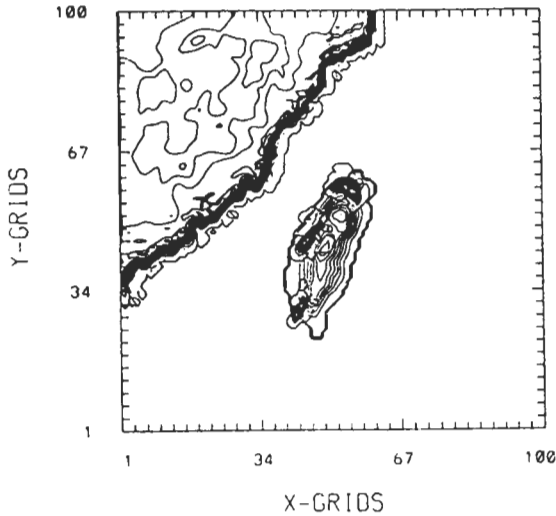
個案S2A所使用的污染物初始分布與個案S1A相同，但風場為低層東北風逆轉至高層的西風。圖18為模式第5小時風場及污染物分布。中國大陸上的污染物大部分仍停留於原地，受微弱北風分量的影響，岸邊的污染物外緣已進入台灣海峽；污染物P原位於中央山脈北端氣流分流處附近，因此有往東南及西南兩個方向的輸送現象；污染物C則受氣流影響而往內陸及南邊輸送；污染物K緩慢的向西南外海移動。在模式第6層結果可以發現一較特殊的情形：污染物C雖位於北風內，但因風場有分流的現象(一部分為東北風，部份為西北風及偏北風)，使得污染物C在中西向上的延伸較往南輸送明顯，部份的污染物已到達中央山脈中央較低的山頂上。

圖19為個案S2A第10與20小時的東西向污染物初始垂直分布及垂直速度剖面圖(剖面位置與個案S1A同)。在第10小時，在高度約1500公尺處有一x方向風速分量甚小的區域，此層上下的風場呈現不同的方向。高層污染物在中央山脈山頂上會藉由下降運動沿著兩側山坡往下層輸送，並於中央山脈東側山坡低層與台灣本島的污染物相結合；在1000公尺以下中國大陸的污染物無法明顯的向東傳輸，只能藉由擴散作用使其前緣進入台灣海峽。而在第20小時，在台灣本島上500公尺以下並無污染物的存在，台灣海峽上的污染物則幾乎全位於模式第6層(參考高度為1000公尺)以上。

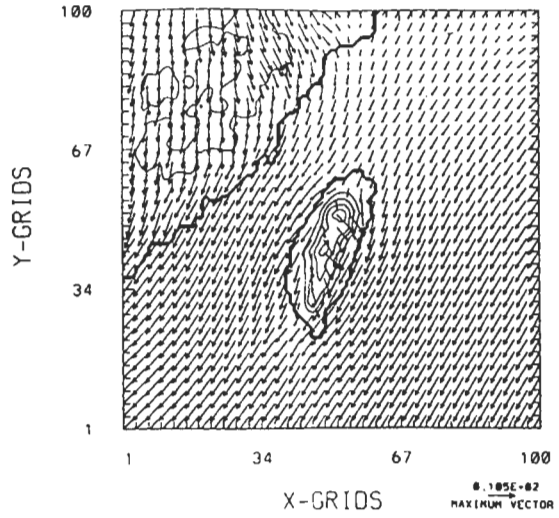
CASE S2A, HR=5, K=2, WIND



CASE S2A, HR=5, K=2, CNN.



CASE S2A, HR=5, K=6, WIND



CASE S2A, HR=5, K=6, CNN.

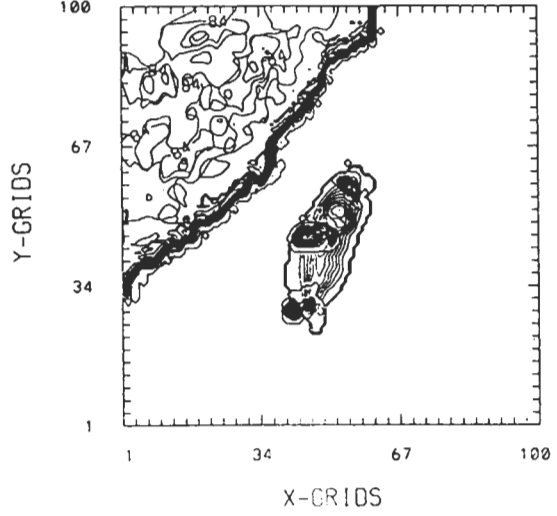


圖18 同圖15但為個案S2A。

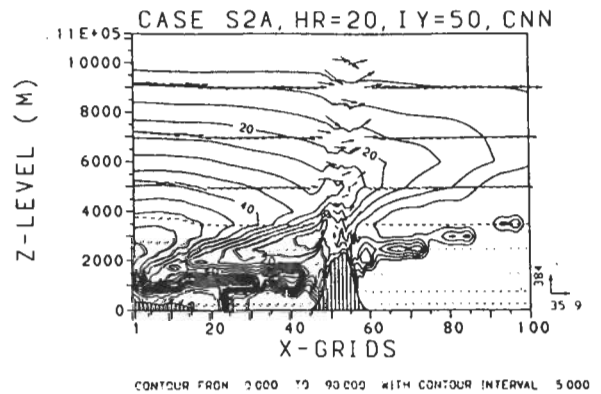
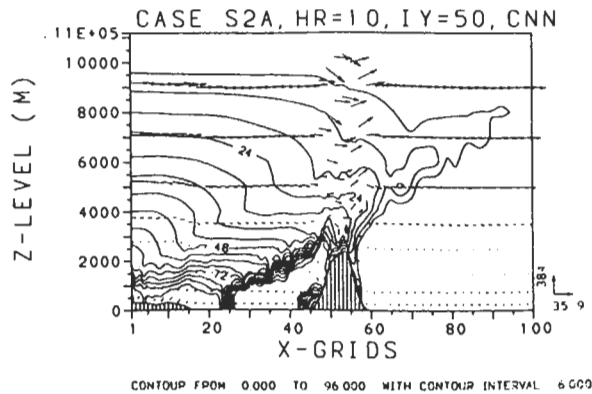


圖19 個案S2A沿y網格點50的風場與污染物初始濃度東西向剖面圖。

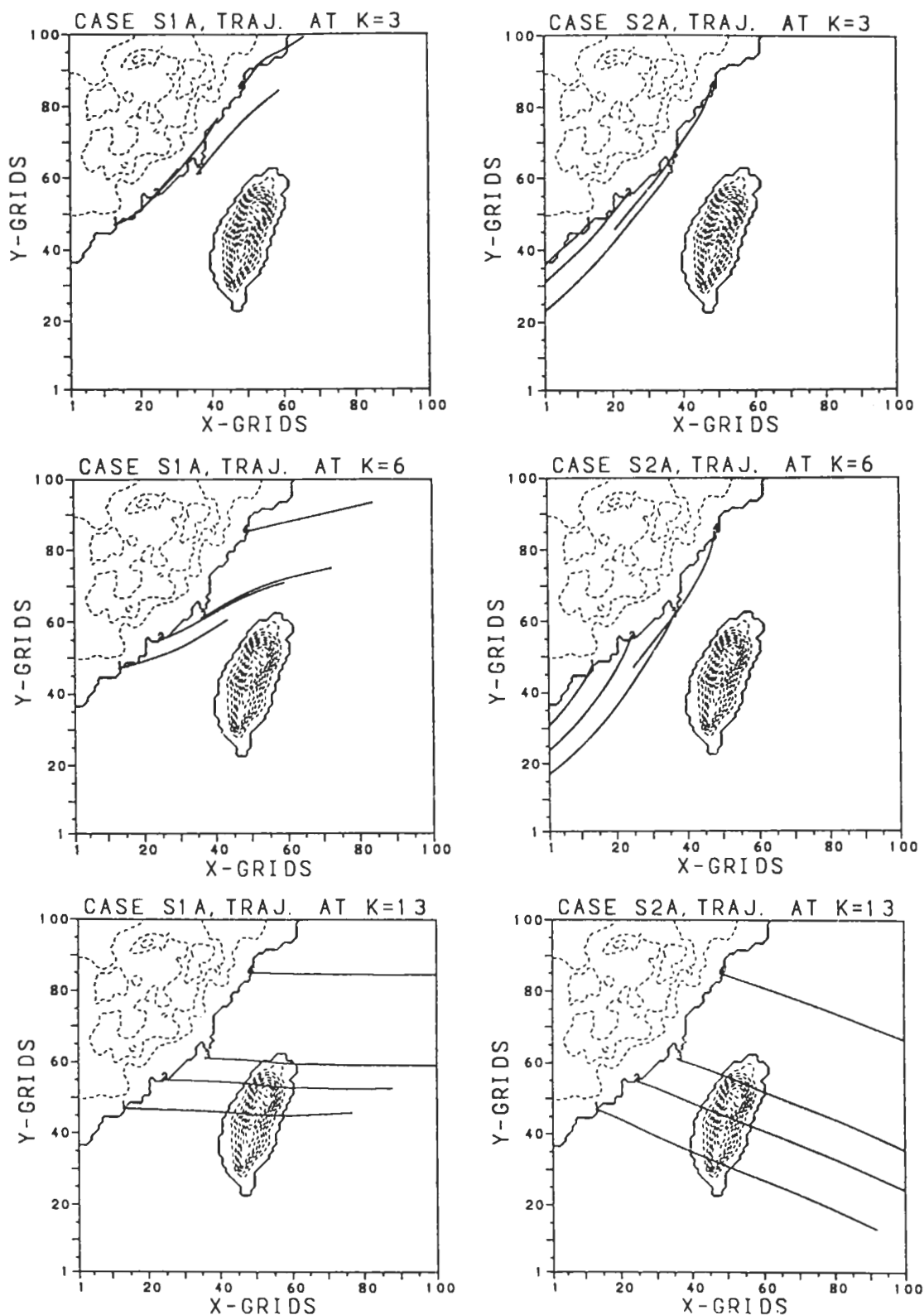


圖20 個案S1A與S2A於中國大陸沿岸4處釋放的單點污染物粒子第3小時至第20小時之軌跡於模式第3、第6、及第13層x-y平面的路徑。

個案S1A及S2A中亦進行單點污染物粒子拉格朗日軌跡追蹤。污染物粒子初始位置於中國大陸沿岸4個地方(其中污染物粒子1、2、3較接近台灣海峽),釋放高度為模式第3、6及13層,釋放時間為第3小時。個案S1A與S2A模擬結果示於圖20,為污染物粒子於第3小時至第20小時的路徑圖。從個案S1A污染物粒子的軌跡亦可看出,低層污染物粒子並不會跨越台灣海峽,主要是沿著大陸沿岸往東北方向前進。第6層的污染物粒子雖有較大的東移分量,但僅有污染物粒子1可能影響到台灣北部。最後,第13層的情形則是中國大陸台灣海峽沿岸所釋放的污染物粒子都會經過台灣。個案S2A模擬結果亦顯示,在模式第6層以下,中國大陸沿岸上的污染物若只藉由平均風場的輸送,並無法跨越台灣海峽,即使是位置較北邊的污染物粒子4。但若在較高層如第13層,污染物粒子卻可輕易的藉由平均風場跨越台灣海峽上空而往東輸送進入西太平洋,此時便有可能藉著大氣的垂直運動而影響到低層。

五、隨機運動模擬研究

在前面模擬中,所設定的污染物為面源形式,這是因為模式使用有限差分的數值格式無法解析小於2個網格間距的變化,若使用有限差分格式來模擬點源將會造成濃度峰值不合理的快速消散,無法正確的模擬單一點源的輸送與擴散過程;另外,所得出單點污染粒傳送的軌跡僅考慮平均氣流的吹送,忽略瞬時亂流作用造成污染物隨機運動(random walk)的現象。許多研究曾以蒙地卡羅(Monte-Carlo)的方法來模擬次網格亂流作用對單一點源污染物粒子傳送的影響(如Hanna,1979; Diehl et al.1982; Thomson,1990; Desiato,1992; Poulos and Pielke,1994)。本文亦使用蒙地卡羅方法來探討多點污染粒子受隨機運動擴散與傳送的過程。

污染物粒子軌跡的計算可由下列式子決定

$$\begin{aligned}x(t + \Delta t) &= x(t) + [\bar{u}(t) + u''(t)]\Delta t, \\y(t + \Delta t) &= y(t) + [\bar{v}(t) + v''(t)]\Delta t, \\z(t + \Delta t) &= z(t) + [\bar{w}(t) + w''(t)]\Delta t,\end{aligned}\tag{4}$$

其中 $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$ 為污染粒所在位置平均風速,可由前述中尺度模式網格點值插分得出; u'', v'', w'' 為次網格擾動量,於模式中屬不可解析,本文採用Hanna(1979)及Smith(1968)的方法來決定之

$$\begin{aligned}u''(t) &= u''(t - \Delta t)R_u(\Delta t) + u'''(t - \Delta t), \\v''(t) &= v''(t - \Delta t)R_v(\Delta t) + v'''(t - \Delta t), \\w''(t) &= w''(t - \Delta t)R_w(\Delta t) + w'''(t - \Delta t),\end{aligned}\tag{5}$$

其中 R_u, R_v, R_w 為拉格朗日自相關係數(Lagrangian auto-correlation)，與數值模式的時間間距(Δt)有關； u''', v''', w''' 為隨機擾動分量，為了使污染粒動能與流體亂流動能保持一致性，必須以下式限制隨機擾動分量

$$\begin{aligned}\sigma_{u'''} &= \sigma_{u''} [1 - R_u^2(\Delta t)]^{1/2}, \\ \sigma_{v'''} &= \sigma_{v''} [1 - R_v^2(\Delta t)]^{1/2}, \\ \sigma_{w'''} &= \sigma_{w''} [1 - R_w^2(\Delta t)]^{1/2},\end{aligned}\quad (6)$$

式中 σ 代表標準差。

對於 R_u, R_v, R_w 與 Δt 的關係為

$$\begin{aligned}R_u(\Delta t) &= \exp(-\Delta t/T_{Lu}), \\ R_v(\Delta t) &= \exp(-\Delta t/T_{Lv}), \\ R_w(\Delta t) &= \exp(-\Delta t/T_{Lw}),\end{aligned}\quad (7)$$

其中 T_L 為拉格朗日時間尺度，為主控擴散過程的渦流其運動的時間特性尺度，通常 T_L 不易直接測得必須由經驗式關係得之，一般來說 $\Delta t/T_L$ 在 1/10 左右較適合(5)的使用；從(7)式可知時間間距 Δt 越短， R_u, R_v, R_w 的值越大，也就是時間間距越大時 $u''(t)$ 與 $u''(t - \Delta t)$ 關係越小，主要是由隨機亂數 $u'''(t - \Delta t)$ 來決定 $u''(t)$ 。Hanna (1979) 認為 Δt 小於 10 秒時， R_u, R_v, R_w 應大於 0.85，但若不穩定狀態下其值應再降低。本文為了簡化則皆取 0.8。

至於次網格的渦流擾動速度均方差 $\sigma_{u''}, \sigma_{v''}, \sigma_{w''}$ 則直接由中尺度模式中預報的 TKE 分解得之，本文假設大氣較接近等向擴散的大氣邊界層，因此所使用的比值為 $\sigma_{u''} : \sigma_{v''} : \sigma_{w''} = 2 : 2 : 2.43$ (參考 Yamada and Mellor, 1975)，這是目前為簡化問題所暫定的結果，實際上應該是不同狀態的大氣應有不同的比值，除此之外也可由更高階閉合參數化得之。

最後須決定隨機擾動速度分量，本文利用一亂數產生器來求得大量的常模化亂數值 u''', v''', w''' ，這些亂數符合高斯(Gaussian)分布、平均值近似於零及標準差 $\sigma_{u''}, \sigma_{v''}, \sigma_{w''}$ 為(7)式限制，最後由(5)式得到 u'', v'', w'' ，如此便可利用(4)來計算污染物粒子隨機運動的軌跡。

測試部份進行一簡單測試及一較複雜個案的測試。簡單測試的地形設定一水平網格 41×41 的簡單海陸分布地形，網格間距為 4 公里，中央設一四方形陸地，中有一圓錐形高地高度 400 公尺，初始風場為東風 5 ms^{-1} ，模式積分 10 小時，積分間距為 10 秒，模式中加入地表加熱日夜變化；在第 3 模擬小時於網格點 (38, 20) 釋放 10000 個污染粒。到了第 6 小時，海風已明顯加強且於陸地上發展出較強的亂流，污染物到達東邊山腳時已有明顯隨機運動情形(圖 21a)；模式中山脈高度對氣流無阻擋作用，僅為一參考地形，到了第 10 小時，海風環流於西海岸附近展出一輻合帶，污染粒此時也已到達，但受制於風場無法再更往西傳，原本圓形分布的外型也受到風場的帶動而有往南北方向延伸的現象(圖 21b)。若將第 10 小時的污染粒分布轉換成平均的

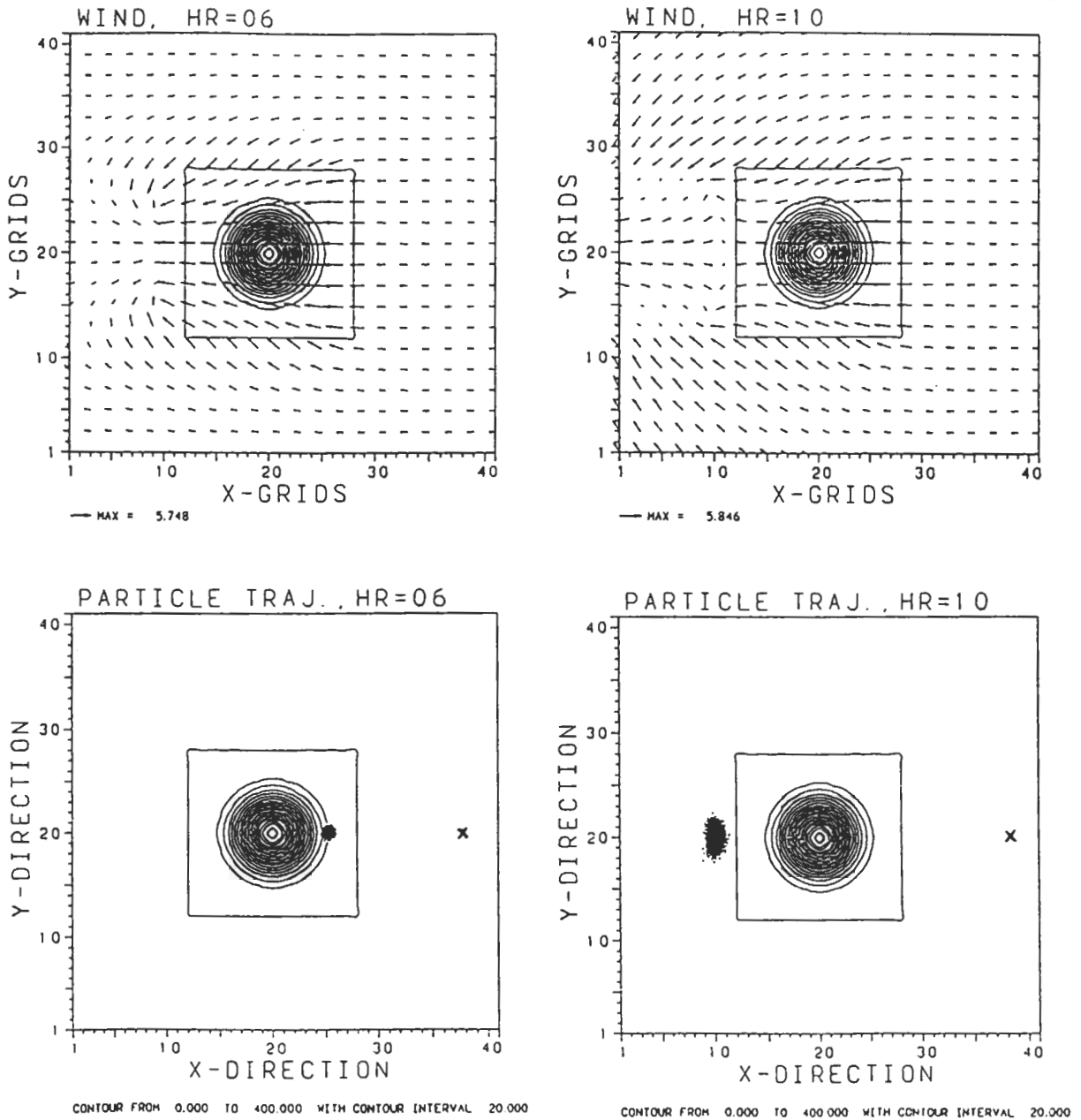


圖21 穩定成層氣流通過一400公尺高的鐘型地形於離地50公尺的水平風場向量及初始10000點污染物粒子隨機運動情形；個案模擬加入海陸分布(中央方框內為陸地)及地表加溫日變化，水平網格間距為4公里。圖示為積分第6與10小時模擬結果。打×記號為染物粒初始位置，釋放時間為積分第3小時。

垂直積分濃度百分比，即單位面積（1網格間距×1網格間距）之污染粒個數，可看出污染物呈現若干不對稱擴散的情形，濃度峰值只剩下初始值40%。但大體而言，污染粒子由最大值區呈現快速遞減的型式在其個別擴散方向上亦頗接近高斯分佈。

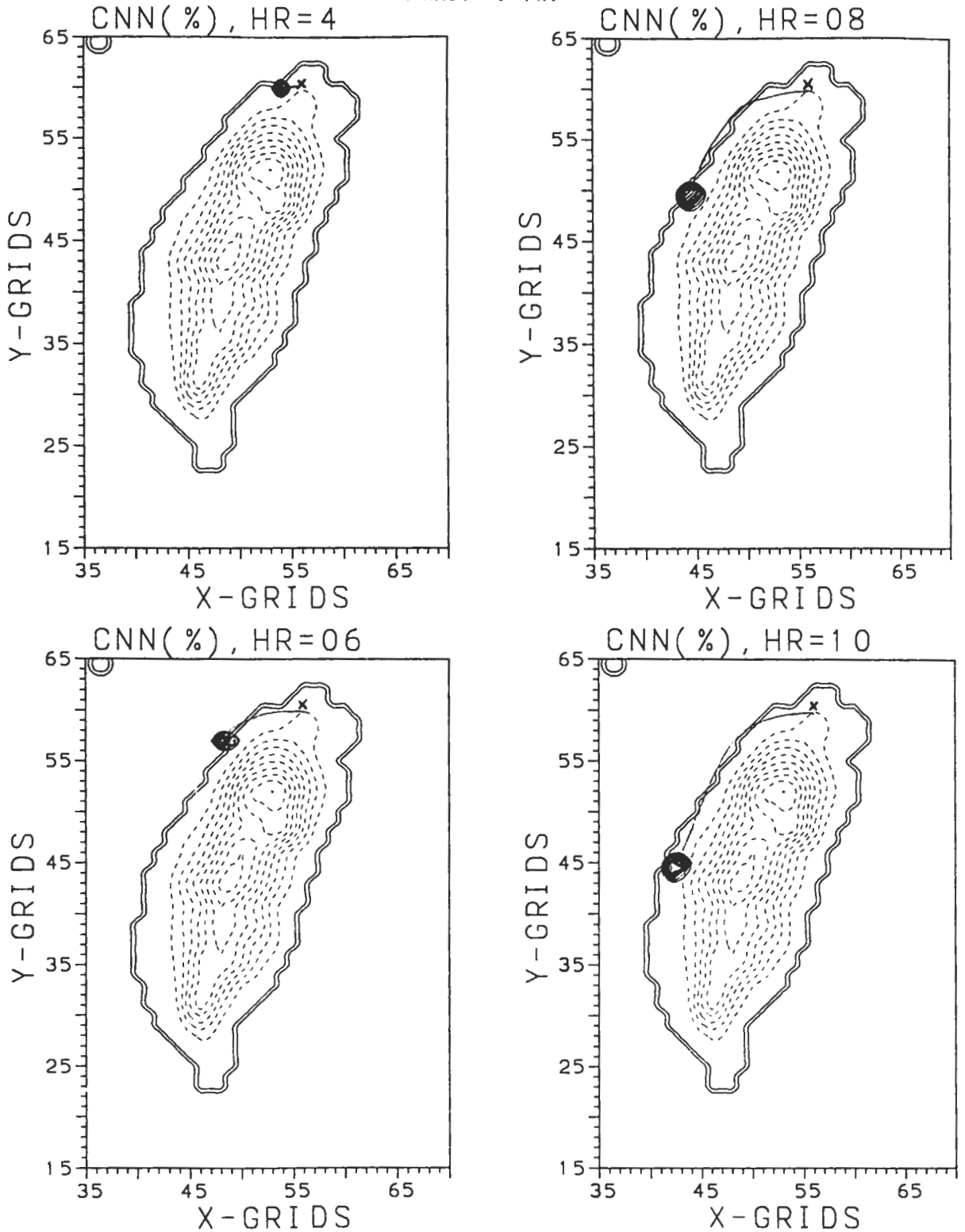


圖22 盛行東北風個案於台北(打×記號)放入10000點污染物粒子隨機運動情形, 污染物釋放時間為積分第3小時。圖示為第4、6、8與10小時污染物之分佈, 已換算為單位網格面積(1網格×1網格)之個數, 即相對濃度值, 圖中濃度等值線最大值分別為96%、72%、38%與42%, 最外圈為10%。粗黑線為平均風軌跡。

複雜個案測試使用盛行東北風個案8的初始條件，並於污染物P中心點位置放入10000點污染粒子，於第3小時釋放。圖22為模式第4、6、8、及第10小時模擬結果，圖中等值線為將污染粒分布轉換成相對濃度百分比，粗黑線為拉格朗日軌跡線，打×處為污染粒釋放位置。從結果中可以發現拉格朗日軌跡線隨著平均風場而變化，污染粒群的整體移動與拉格朗日軌跡有很好的一致性。由於伴隨隨機擴散，污染粒中心濃度從第4小時的96%降到第10小時的42%。另外，從第6小時就可發現濃度峰值並非出現在濃度範圍中心，且呈現不對稱擴散，尤以第10小時最明顯，此時側向擴散尺度約為20公里。常用的高斯模式呈現對稱擴散，粗略估計在點源平流7小時後，Pasquill-Gifford中度不穩定條件下側向擴散尺度約為10公里，與隨機運動方法模擬結果相差並不嚴重，但先決條件須得知污染粒的平均移速與方向。

六、結 論

本文發展一中尺度空氣擴散數值模式，探討台灣海峽鄰近區域的空氣污染物輸送與擴散過程。此中尺度模式使用高階的邊界層參數化方法，對近地氣流的特性有詳細的描述，因此對地表附近污染物的擴散過程，可以作有效而深入的探討。由模擬結果得知，氣流流經台灣時，低層氣流皆有明顯的繞山運動。但因為氣流與中央山脈走向的夾角並不相同，氣流的表現也不相同，僅有夾角較大如東風個案、東南風個案及西南風個案後期有背風渦旋的產生。

台灣海峽的渠道效應，會使流經台灣海峽的氣流在低層有加速的現象，並使得風向受到台灣海峽走向的限制。其結果使得在台灣海峽兩側岸邊的空氣污染物在模擬個案中均無法在低層作直接跨越台灣海峽的輸送。而無風切的東南風個案中台灣北部的污染物會先向上輸送，再往大陸方向移動。至於更高層，風場不受台灣海峽渠道效應的影響，中央山脈的阻塞影響極弱再加上風速較強的西風，中國大陸上空的污染物可以輕易而快速的到達台灣上空。若受到中央山脈上大氣較強的垂直運動，污染物在中央山脈兩側會沿著山坡往下層輸送。

不同的初始風場及不同的高度下，輸送到台灣東部的污染物有不同的來源及過程：不論是正壓或是斜壓條件，在西南風個案S1A中，低層是由位於高雄附近的污染物隨著氣流繞過中央山脈南端先進入台灣東南部陸地上，並於隨後的時間由台灣東南部北上到台灣東部；東北風個案S2A中低層則是由位於台北附近的污染物在中央山脈北端藉由類似的過程而進到台灣東部，若有海風環流存在，污染物則不易進到台灣東部。而在較上層如1000公尺左右，污染物已具有很大的爬山能力，個案S1A中污染物可由台中及高雄附近直接爬過中央山脈進到台灣東部；個案S2A則因為風場方向的關係，主要還是由台北附近的污染物藉由爬山及繞流進入台灣東部。另外，白日地面加溫的情形下，氣流受地形阻擋作用降低，近地的污染物受盛行氣流的水平平流作用以及垂直亂流擴散較大，污染物可迅速的被亂流擴散至較高層的大氣並由盛行風作長程輸送。整體而言，Froude number不失為了解地形氣流平流作用之有效參數，然近地亂流的擴

散作用有時為決定地面污染物濃度大小更重要的因子。

本文以中尺度空氣擴散數值模式來進行複雜地形下污染問題的探討，文中對面源污染物以尤拉法模擬之，而單點污染物粒子的軌跡則以拉格朗日法計算。從模擬結果中發現，複雜地形的阻擋作用及渠道效應、風場的垂直變化與污染物釋放的地點及高度等，皆是影響污染物輸送過程的重要因素。在這種情形下，利用中尺度數值模式來進行污染物輸送與擴散過程的探討是可行的。若要考慮次網格亂流作用對污染物粒子軌跡的影響，因為解析受限無法由中尺度數值模式直接估算，而完善利用蒙地卡羅方法探討多點污染粒的隨機運動則是一個良好的方法，本文使用此方式來模擬污染粒於次網格亂流作用下的隨機運動。由結果得知，在不穩定大氣情形下，由點污染源所釋放的大量污染粒一方面隨平均風場輸送，另一方面受次網格亂流作用的影響呈現不規則方向的隨機運動擴散行為。本文初步的研究顯示合理的模擬結果，未來將更進一步研究中尺度複雜地形的擴散過程，進行高解析度數質模擬，並嘗試找尋個案與環保署及其它單位觀測資料比較，藉以了解隨機運動模擬的最佳參數化。

誌 謝

本研究在國科會專案計畫支助下完成，計畫編號為NSC 84-2111-M-008-044 AP1。

參考文獻

- 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。
- Beniston, M., 1987: A numerical study of atmospheric pollution over complex terrain in Switzerland. *Boundary-Layer Meteorol.*, 41, 75-96.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Desiato, F., 1992: A long-range dispersion model evaluation study with Chernobyl data. *Atmos. Environ.*, 26, 2805-2820.
- Diehl, S. R., D. T. Smith, and M. Sydor, 1982: Random-walk simulation of gradient-transfer processes applied to dispersion of stack emission from core-fired power plants. *J. Appl. Meteor.*, 21, 69-83.
- Duynkerke, P. G., and A. G. M. Driedonks, 1987: A model for the turbulent structure of the stratocumulus-topped atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 44, 43-64.
- Duynkerke, P. G., 1988: Application of the E- ϵ turbulent closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 45, 865-880.

- Hanna, S. K., 1979: Some statistics of Lagrangian and Eulerian wind fluctuations. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 518-525.
- Huang, C. Y., and S. Raman, 1988: A numerical modeling of the marine boundary layer over the gulf stream during cold air advection. *Boundary-Layer Meteorol.*, **45**, 251-290.
- Huang, C. Y., and S. Raman, 1989: Application of the E- ϵ closure model to simulation of mesoscale topographic effects. *Boundary-Layer Meteorol.*, **49**, 169-195.
- Huang, C. Y., 1993: A study of high-order advection scheme in variable resolution. *TAO*, **4**, 421-440.
- Huang, C. Y., 1994: Semi-Lagrangian advection scheme and Eulerian WKL algorithms. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1647-1658.
- Lin, Y. L., N. H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices, and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 43-67.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Pasquill, F., 1974: *Atmospheric Diffusion*. 2nd ed., John Wiley & Sons, New York.
- Pielke, R. A., 1984: *Mesoscale Numerical Modeling*, Academic Press, New York.
- Poulos, C. S., and R. A. Pielke, 1994: A numerical analysis of Los Angeles basin pollution transport to the Grand Canyon under stably stratified, southwest flow condition. *Atmos. Environ.*, **28**, 3329-3357.
- Segal, M., C. H. Yu, R.W. Arritt, and R. A. Pielke, 1988: On the impact of valley/ridge thermally induced circulations on regional pollutant transport. *Atmos. Environ.*, **22**, 471-486.
- Segal, M., R. A. Pielke, R. W. Arritt, M. D. Moran, C. H. Yu, and D. Henderson, 1988: Application of a mesoscale atmospheric dispersion modeling system to the estimation of SO_2 concentration from major elevated sources in southern Florida. *Atmos. Environ.*, **22**, 1319-1334.
- Smith, R. B., 1968: Conditioned particle motion in a homogeneous turbulent fluid. *Atmos. Environ.*, **2**, 491-508.
- Smith, R. B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, **32**, 348-364.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part 1: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.
- Sun, W. Y., J. D. Chern, C. C. Wu, and W. R. Hsu, 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2558-2573.
- Thomson, D. J., 1990: A stochastic model for the motion of particle pairs in isotropic high-Reynolds-number turbulence, and its application to the problem of concentration variance. *J. Fluid Mech.*, **210**, 113-153.
- Yamada, T., and G. Mellor, 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2309-2329.

Application Studies of a Regional Air Dispersion Numerical Model

Ching-Yuang Huang Kung-Cheng Lee

Department of Atmospheric Sciences, National Central University

ABSTRACT

A mesoscale air dispersion numerical model was developed in this study to investigate regional transport and dispersion problems of air pollutants in complex terrain. Taiwan Strait is a narrow oceanic region with the high and steep Central Mountain Range (CMR) in Taiwan to the east and the mountain topography in southeastern China to the west. It is important to study for the transport and dispersion processes of the air pollutants on both sides of the strait under complex flow patterns.

The modeling results show that the low-level prevailing flow is subject to splitting due to the blocking effects of the CMR and tends to induce lee vortices if the angle between the prevailing wind and the CMR is somewhat larger (e.g., easterly, southeasterly and southwesterly). Under the complex topographically-induced flow, the air pollutants of three Taiwan metropolitan cities, Taipei, Taichung and Kuoshiang, are likely to generate remarkable pollution potential over the mountain leeward or downstream regions. In general, the low-level prevailing wind is significantly constrained by the channel orientation and is accelerated by the

channeling effect. Hence, the air pollutants on both sides do not tend to move straight over the strait. However, the air pollutants over the Mainland can quickly advect to Taiwan if transferred to the upper westerly and may be transported downward to the lower levels by the CMR downslope wind. The dispersion model also computes the pathways of particles advected by the mean wind, i.e., Lagrangian trajectory. Similarly, the low-level particles do not tend to drift over the strait in cases of prevailing winds in the winter and summer. This study also investigates the distribution patterns of numerous particles (as single point source) as affected by the subgrid random walk motions. The simulation results exhibit local asymmetric dispersions of pollutant concentration. However, the gross movement of most particles remains to follow the Lagrangian trajectory of mean wind.

Key words: Mesoscale, Air dispersion model, Random walk.