

# 海風環流下污染物之擴散

吳清吉<sup>\*</sup> 祁立中<sup>\*\*</sup>

## 摘要

許多大都市或工業區常位於濱海地區，海陸風在濱海地區是一個常見且重要的中尺度天氣現象，它常會影響海岸地區污染物的擴散與傳送。

本文以二維中度大氣模式和高階的擴散模式研究海風環流下污染物的擴散與傳送。模式中包括相當位溫、兩個水平風速、濕度和壓力五個預報方程。混合長度尺度由紊流動能決定，紊流動能則用預報方程式得到。同時，模式中包括大氣輻射，地面溫度由地表能量收支方程預報。

擴散模式中有三個預報方程，包括濃度、濃度通量和溫度與濃度互變異數。此模式對於海風環境時對流邊界層的污染物擴散，有很好的結果。

## 一、前言

因為數學處理很方便，多年來高斯模式一直被用來估計大氣污染物濃度，一般相信它可以合理的模擬觀測的結果。但是Willis and Deardorff(1975, 1978, 1981)的水槽實驗顯示，對流邊界層中，在高層連續點污染源(continuous elevated point source) 排放的煙流中心線，首先會下降，到達地面以後再反彈(rebound) 回中層和高層；而在地面污染源排放的煙流中心線，初始時會在地面行進一段距離，然後再上升至中和高對流邊界層中(圖1)，此現象在現場實驗中也可以看到(圖2)。

上述的現象，無法使用高斯模式模擬。Lamb(1982)則利用修正的高斯模式去模擬，在模式中 $\sigma_y$ 和 $\sigma_z$ 由一組的經驗公式代替。他的結果可以顯示煙流中心線下降的現象，但是無法顯出煙流強烈

\* 國立台灣大學大氣科學系副教授

\*\*空軍氣象中心

1983)。最近，Papageorgiou(1988)以二維及三維海風模式，模擬二氧化硫在海風系統中的擴散情形。國內也有一些在海陸風環境下污染物的擴散與傳送的研究(例如林(1984)，賴(1991)，張(1992)等)他們對於污染物的通量採用K理論的閉合方法。從邊界層分析可得知，紊流尺度運動在大氣邊界層中占重要地位，一些觀測研究同時指出，海風具有複雜的紊流特性。這些紊流特性對於污染物的擴散會有很大的影響。

本文利用普度大學的中尺度模式，建立一個海風環流背景，然後修改Sun(1989)的模式，使能適用於不是水平均勻的二維海風背景場，以探討在海風環境下，污染物的擴散情形。關於普度中尺度模式和擴散模式將在第二節中描述。第三節則將討論模式的模擬結果，最後一節為結論。

## 二、模式描述

### 1. 中尺度模式

普度中尺度模式為基於靜力平衡假設並考慮大氣輻射的原始預報模式，模式中包括相當位溫( $\theta_e$ )、水氣總含量( $q_w$ ) (液態水 $q_l$ 加混合比 $q$ ,  $q_w=q+q_l$ )，二個水平風場( $U, V$ )和地面氣壓( $P_s$ )五個預報變數，垂直速度( $W$ )和重力位( $\phi$ )以診斷方程求得，地表溫度及濕度則透過地表能量和水汽收支預報求得。平均紊流動能則以紊流動力方程求得，並用以參數化次網路尺度的紊流通量。

模式在垂直方向使用“標準化壓力座標”( $\sigma$ )， $\sigma=(P-P_t)/(P_s-P_t)$ ，其中 $P_t$ 為模式頂氣壓，文中定為200hpa。本模式只考慮x-z方向二維的變化，忽略Y方向的平流作用，其五個預報方程式為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = Adv(U) + fV - \frac{1}{P_*} \left[ \frac{\partial(\phi P_*)}{\partial X} + \frac{\partial(\phi \sigma)}{\partial \sigma} \frac{\partial P_*}{\partial X} \right] + Diff(U) \quad (1)$$

由於許多大城市或工業區皆位於濱海地區，因此海陸風環流下的大氣污染物擴散與傳送，近年來已引起人們的重視(例如：Ozono

$$\frac{\partial V}{\partial t} = Adv(V) - f(U-U_g) + Diff(V) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial t} = Adv(\theta_e) + Diff(\theta_e) - \left(\frac{\theta}{T}\right) \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F}{\partial Z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = Adv(q_w) + Diff(q_w) \quad (4)$$

$$\frac{\partial P_*}{\partial t} = - \int_0^1 \nabla_{\sigma} \cdot (P_* \vec{v}) d\sigma \quad (5)$$

兩個診斷方程式為

$$\frac{\partial \phi}{\partial (\ln P)} = -R_d T (1 + 0.61q - q_l) \quad (6)$$

$$\dot{\sigma} = \frac{1}{P_*} \int_0^{\sigma} \nabla_{\sigma} \cdot (P_* \vec{v}) d\sigma + \frac{\sigma}{P_*} \int_0^{\sigma} \nabla_{\sigma} \cdot (P_* \vec{v}) d\sigma \quad (7)$$

式中 $\dot{\sigma} = d\sigma/dt$ ，平流項 $Adv(\Psi) = -U\partial(\Psi)/\partial X - \sigma\partial(\Psi)/\partial \sigma$ ，擴散項 $Diff(\Psi) = \partial(\partial K\Psi/\partial Z)/\partial Z$ ， $\Psi$ 為 $U, V$ 時， $K$ 為動量的紊流擴散係數； $\Psi$ 為 $\theta$ 時， $K$ 為熱量的紊流擴散係數，擴散係數由紊流長度尺度( $l$ )和紊流動能( $E$ )得到。另外式中， $\nabla_{\sigma} \cdot (P_* \vec{v}) = \alpha(P_* U)\partial X + \alpha(P_* V)\partial y$ ， $P_* = P_s - P_t$ ，相當位溫定義為 $\theta_e = \theta + (L/C_p)(\theta/T)q$ ， $\theta$ 為位溫， $T$ 為溫度， $L$ 為水汽的潛熱釋放， $\rho$ 為密度， $C_p$ 為定壓比熱。F為淨輻射通量，包括長波輻射和短



波輻射通量，由輻射參數化得到。

紊流動能(E)方程式為：

$$\frac{\partial E}{\partial t} = Adv(E) + \frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta'_y} - \overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial Z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial Z} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[ \overline{w'(E' + P'/\rho)} \right] - \epsilon \quad (8)$$

式中的 (一) 表示整體平均，( ' ) 表示對平均的偏差(deviation)。等號右邊的第 2 項為浮力項，當熱力穩定時有負貢獻，不穩定時有正貢獻。第 3、4 項為風切項，是紊流動能的來源。第 5 和 6 項分別是傳遞項和消耗項，由參數化得到。有關模式的進一步細節可參考 Sun and Wu(1992)。

### 2. 擴散模式

二維擴散模式的變數，先對垂直風向(y-方向)積分，包括垂直風向積分後污染物濃度(Cy)，濃度通量(w'Cy)和濃度與溫度互變異數(C'θy)的三個預報方程式為：

$$\frac{\partial C_y}{\partial t} = -U \frac{\partial C_y}{\partial X} - \frac{\partial w' C_y}{\partial Z} \quad (9)$$

$$\frac{\partial w' C_y}{\partial t} = -U \frac{\partial w' C_y}{\partial X} - \overline{u' w'} \frac{\partial C_y}{\partial X} - \overline{w' \frac{\partial C_y}{\partial Z}} + \frac{g}{\theta} (1 - \alpha_2) \overline{C' \theta_y} + \frac{\partial}{\partial Z} \left[ \sqrt{2E\lambda} \frac{\partial w' C_y}{\partial Z} \right] - \alpha_1 \frac{\sqrt{2E}}{\lambda} \overline{w' C_y} \quad (9)$$

$$\frac{\partial C' \theta_y}{\partial t} = -U \frac{\partial C' \theta_y}{\partial X} - \overline{w' \theta'_y} \frac{\partial C_y}{\partial Z} - \overline{w' C'_y} \frac{\partial \theta}{\partial Z} - \alpha_3 \frac{\sqrt{2E}}{\lambda} \overline{C' \theta_y} + \frac{\partial}{\partial Z} \left[ \sqrt{2E\lambda} \frac{\partial C' \theta_y}{\partial Z} \right] \quad (10)$$

式中  $\alpha_1 = 0.15$ ,  $\alpha_2 = 0.13$ ,  $\alpha_3 = 0.181$ ,  $\alpha_2$  值在本文中則定為 0.75。在近點源附近的 6 點 (包含原點) 則由高斯模式預報濃度，方程式為

$$C_y(x,z) = \frac{S}{\sqrt{2\pi\sigma_x\sigma_z}} \left[ \exp\left[-\frac{(Z_s - Z)^2}{2\sigma_z^2}\right] + \exp\left[-\frac{(Z_s + Z)^2}{2\sigma_z^2}\right] \right]$$

式中  $Z^* = Z + 0.5(X/U)^2 d \overline{w'^2} / dZ$ ,  $\sigma_z = \sqrt{(3\sigma_z^2) X U}$ ;  $Z_s$  為有效源點高度， $U_s$  為源點高度的風速， $S$  為點源強度，水平間距  $\Delta X = 100m$ 。

### 三、結果討論

中尺度模式的頂層  $P_t = 200hpa$ ，垂直方向共 25 層，水平方向有 63 點，水平間距為 5 公里。在擴散模式中，再內插成水平間距為 100 公尺。而網格涵蓋海洋 80 公里，陸地 80 公里，因此水平方向共 1601 點。垂直方向僅取最下面 15 層 (700hpa 以下)，改為高度座標，內插成 34 層，採用交錯網格，階變數 (first moments),  $U$ 、 $\theta$  和  $C_y$  等放階變數 (second moments),  $\overline{w' C_y}$ ,  $C' \theta_y$  及其他紊流場則置於 150, 250, ..., 3250m。假設初始場為水平均勻，GATE 第 243 天的溫度和水汽觀測作為初始溫度場和水汽場。初始的水平風速  $U = 2m/s$ ,  $V = 0$ 。模式在風環流系統建立以後，在離海岸 10 公里，340 公尺的高度上，放置污染源，啟動擴散模式。

圖 3 為早上八點的初始虛位溫場，在低層為微穩定的結構，到了 11 時 (圖 4)，在陸上的對流邊層已建立，在近地層為不穩定的超絕熱溫場，減率，其他為中性溫度降溫率，在海上則仍維持微穩定的結構。此時，海風環流已建立起來，近岸的海風最大可達 1.4m/s，其上 (平均約 900 公尺) 有微弱的離岸風，最大風速約 0.37m/s (圖 5)。而在陸上為上升運動，在海上為下降運動 (圖 6)，上升運動的中心在離岸約 30 公里的內陸，約 500 公尺；下降運動中心在海上，離海岸約 10 公里，高度也約 500 公尺。海風的鋒面向內陸移動，此現象在 COAST 實驗中也觀測到。如將  $U-W$  以圖 7 示 (圖 7) 則可以清楚的看到海風環流，環流中心在近海岸約 910hpa 的高度上，向岸的海風比其對岸的離岸風強。此海風環流系統隨時間的增加而加強。15 時的  $U-W$  圖示於圖 8 中，此時環流中心移至內陸約 35 公里，高度約 890hpa 處的位置上。

環流已向內陸移動約 35 公里，向上移動約 200 公尺 (1 hpa 約略為 10 公尺)，同時軸線的傾斜加大。

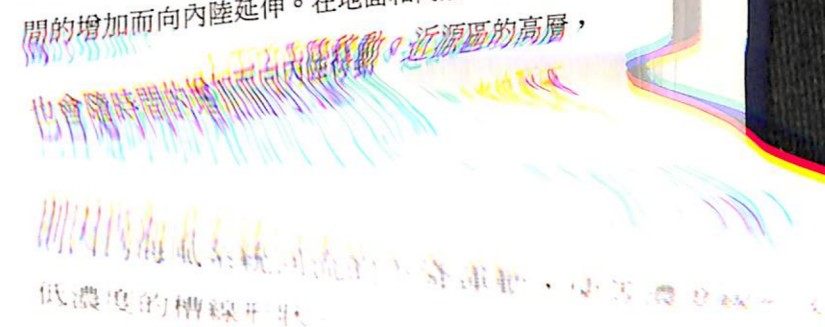
在 11 時，在離岸 10 公里，高度 340 公尺處，以連續點源開始釋放污染物，在最接近源點的 5 個網格點是以高斯模式求取，圖 9a 為 11 時 (初始) 的濃度分布，圖 9b 則為 12 時的分布，在離源點水平約 500 公尺處，地面有相對濃度極大值，其上約 300-700 公尺高度上有相對較小值；濃度中心線到達地面後有反彈的現象，在下風距離 1.2 里，高度約 600 公尺處有相對的高濃度區存在。而在 1000 公尺以上的高層，則由於離岸的回流，使等濃度線有擠壓的現象。在前緣，濃度線呈上下走向，水平濃度梯度較大。13 時和 14 時 (圖 9c 和 9d)，濃度線繼續向內陸推進，等濃度線的形式和 12 時的外觀類似，只是在 600 公尺高度上相對最大濃度位置，逐漸向內陸移動，而濃度中心線在反彈回到高層後，會再向下游的低層移動，在地面形成第二個相對高濃度區，例如 14 時 (圖 9d) 離源區約 4.5 公里地面，有相對高濃度區，在 15 時 (圖 9e)，此相對高濃度區已向內陸移至離源區約 6.5 公里處。在 15 時，源點已離海風鋒面附近，其後，源點則位於海風鋒面後的位置 (圖 9f 和 9g) 和前面的結果相似。只是因為高層回流的關係，離源點約 5 公里，在約 800 公尺高度上，濃度較小，濃度線呈槽線狀 (圖 9f)，此槽線繼續向下和向內陸延伸至離源點 15 公里，高度降至約 700 公尺。

### 四、結論

本文使用一個包含大氣輻射參數化的二維大氣中尺度模式，建立海風環流系統，以提供在研究海風發生時，大氣污染物擴散的大氣背景環境。模式中，地面溫度由能量收支方程預報，溫度和動量紊流擴散係數則由紊流長度及紊流動能決定，紊流動能由紊流動能方程式預報。大氣擴散模式為一個二階閉合模式，包括濃度

、濃度通量和濃度與溫度的互變異數三個預報方程。11 時海風系統建立以後，啟動擴散模式，連續的點污染源被置於離岸 10 公里，高度 340 公尺之處。模擬結果顯示，濃度中心線會下降到地面，在地面有一個相對高濃度區存在，在其上層有相對低值的區域，然後此中心線再反彈回到高層，同時在高層形成相對的高濃度區。

污染物的濃度線前緣呈垂直走向，即垂直方向混合比較均勻，但水平梯度比較大，其前緣會隨時間的增加而向內陸延伸。在地面和高層的高濃度區



模式的初步結果已可模擬出海風環流時，污染物的擴散情形，其特性與 U.S. and Deardorff 1989 實驗室的對流邊層層擴散實驗相似。未來應進一步探討夜間陸風時污染的擴散情形。

### 參考文獻

汪鳳如，1990：邊界層結構對海風環流之影響，國立中央大學碩士論文。  
 林武璋，1984：海風環流及對沿海地區擴散現象之探討，國立中央大學碩士論文。  
 賴有忠，1991：中尺度環流污染擴散現象之研究，國立中央大學碩士論文。  
 張美玉，1992：海陸風對邊界層結構之影響，國立中央大學碩士論文。



Deardorff, J. W. and G. E. Willis, 1975: A Parameterization of diffusion into the mixed layer. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1451-1458.

Enger, L., 1983: Numerical boundary layer modeling with application to diffusion. Part II: A higher order closure dispersion model. Dept. of Meteor., University of Uppsala, Sweden, Report No. 71.

Lamb, R.G., 1982: Diffusion in the convective boundary layer. Atmospheric turbulence and air pollution modeling. Edited by Nieuwstadt and van Dop, 159-229.

Nieuwstadt, F. T. M. and J. P. J. M. M. de Valk, 1987: A large eddy simulation of buoyant and non-buoyant plume dispersion in the atmospheric boundary layer. *Atmos. Envir.*, 21, 2573-2587.

Ozoe, H., T. Shibata, H. Sayana and H. Ueda, 1983: Characteristics of air pollution in the presence of land and sea breeze-- a numerical experiment. *Atmos. Envir.*, 17, 35-42.

Papageorgiou, J. G., 1988: A 3-D sea breeze model of the PBL including pollutant dispersion. *Bound. Layer Meteor.*, 45, 9-29.

Sun, W. Y., 1989: Numerical study of dispersion in the convective boundary layer. *Atmos. Envir.*, 23, 1205-1217.

--- and C. C. Wu, 1992: Formation and diurnal variation of the dryline. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1606-1619.

--- and C. Z. Chang, 1986: Diffusion model for a convective layer. Part II: Plume released from a continuous point source. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 25, 1454-1463.

willis, G. E. and J. W. Deardorff, 1978: A laboratory study of dispersion from an elevated source within a modeled convective planetary boundary layer. *Atmos. Envir.*, 12, 1305-1311.

--- and ---, 1981: A laboratory study of dispersion from a source in the middle of the convective mixed layer. *Atmos. Envir.*, 15, 109-117.

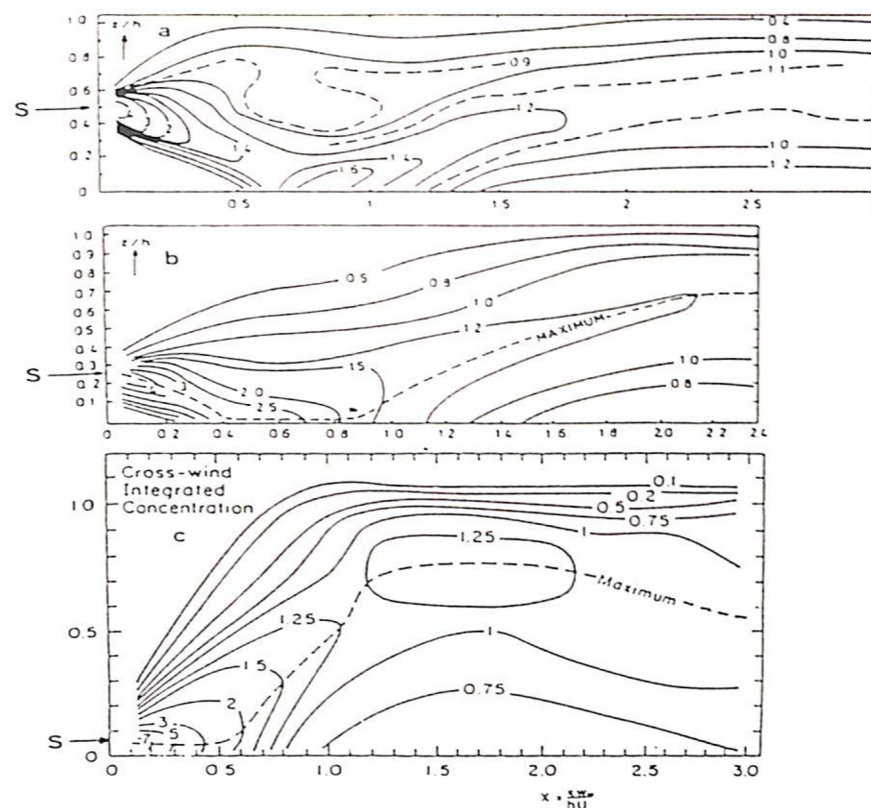


圖 1 : 水槽實驗之結果。a、b、c 分別表示點源高度為 0.49, 0.25 及 0.067  $Z_i$  之情形。(Deardorff and Willis, 1975; Willis and Deardorff 1978, 1981)

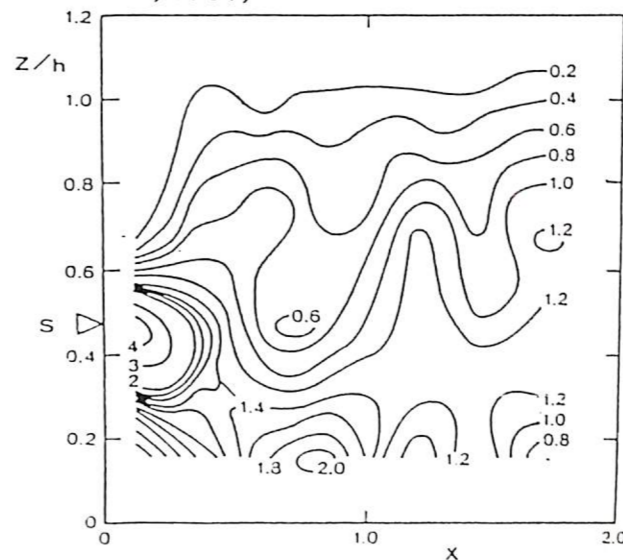


圖 2 : 現場實驗之結果。(Moninger et al., 1983)



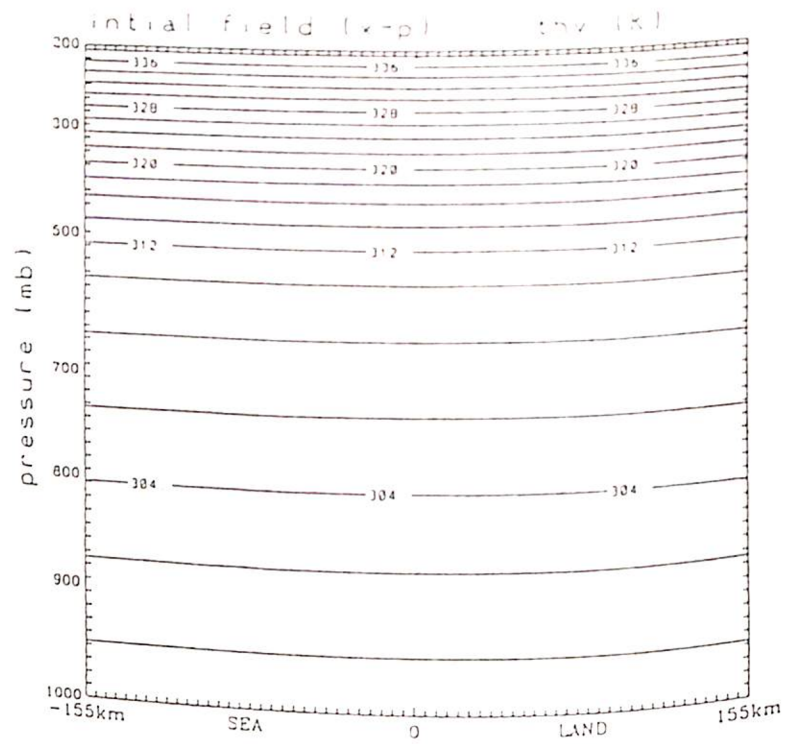


圖3：初始虛位溫場。

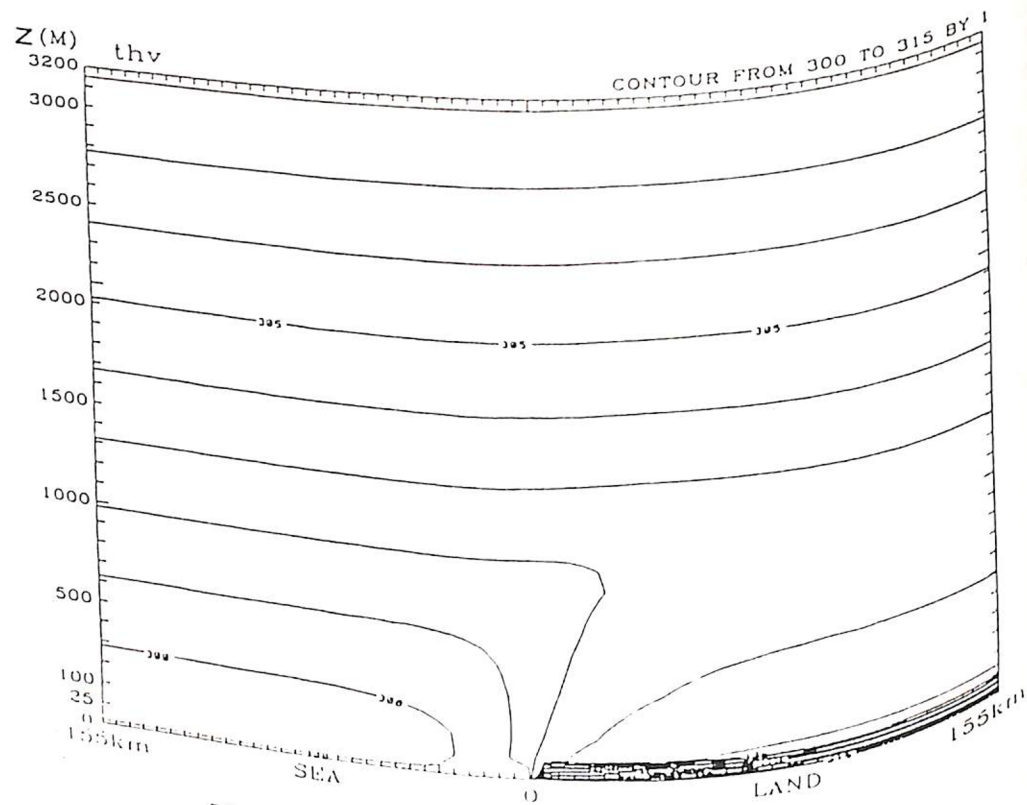


圖4：積分3小時 (1100 LST) 之虛位溫場。

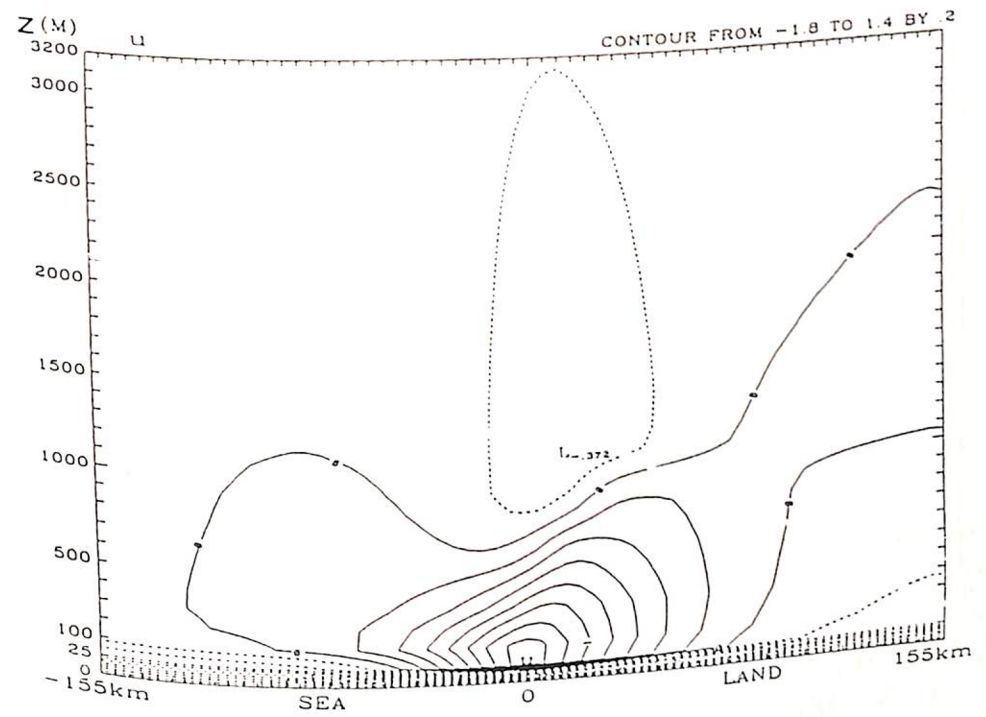


圖5：如圖4，但為水平速度場。

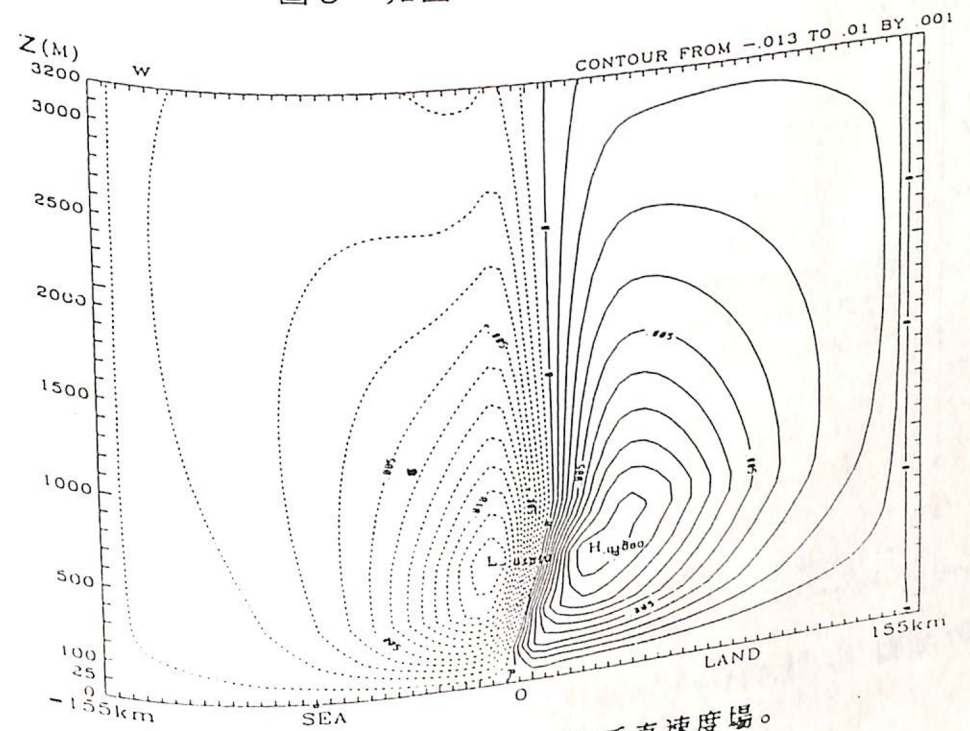


圖6：如圖4，但為垂直速度場。



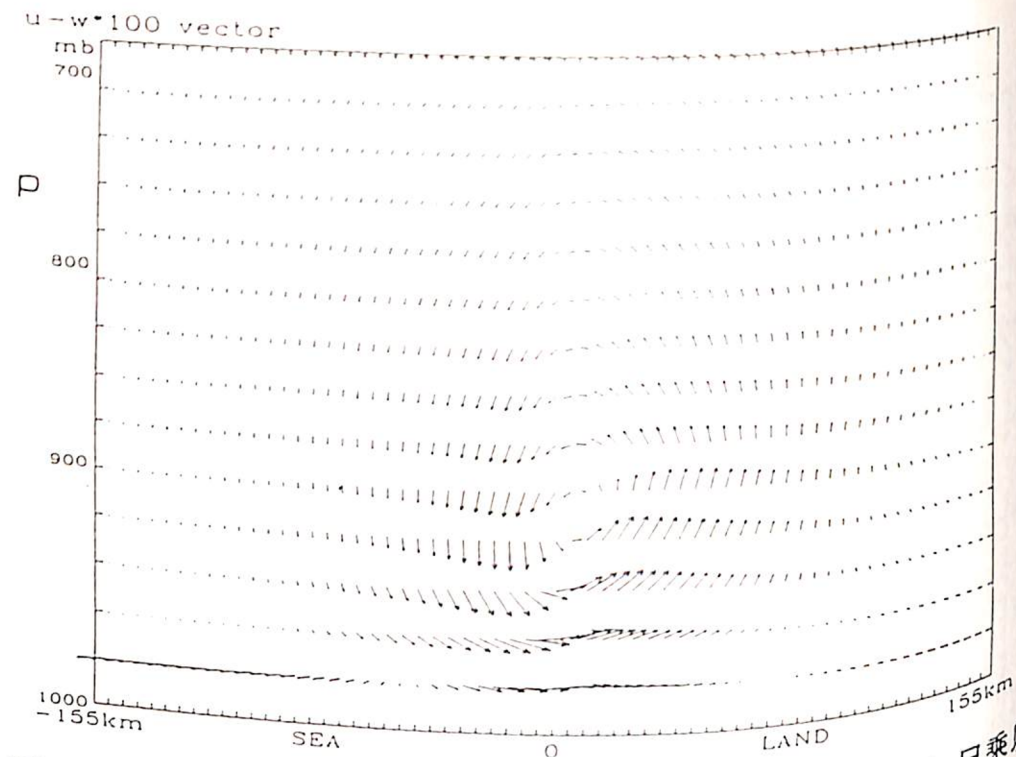


圖7：如圖4，但為U-V速度之合成向量場，垂直速度(W)已乘以100倍，圖中最長箭頭為1.5m/s。

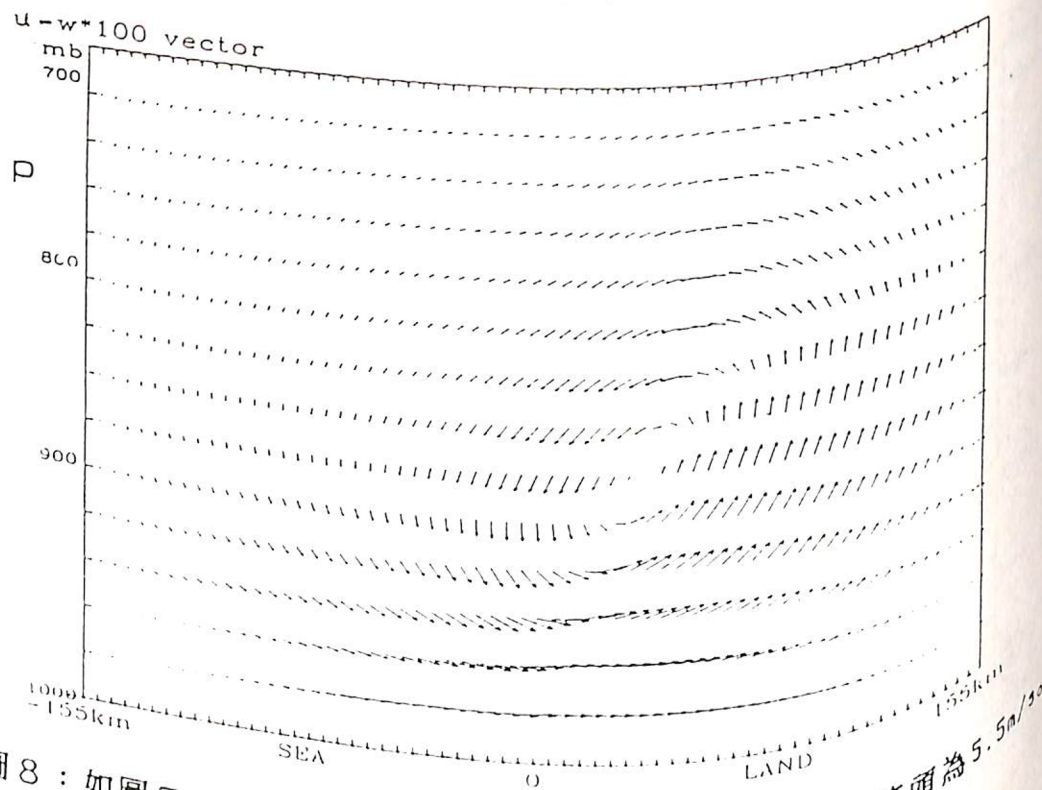


圖8：如圖7，但為積分七小時(1500 LST)。圖中最長箭頭為5.5m/s。

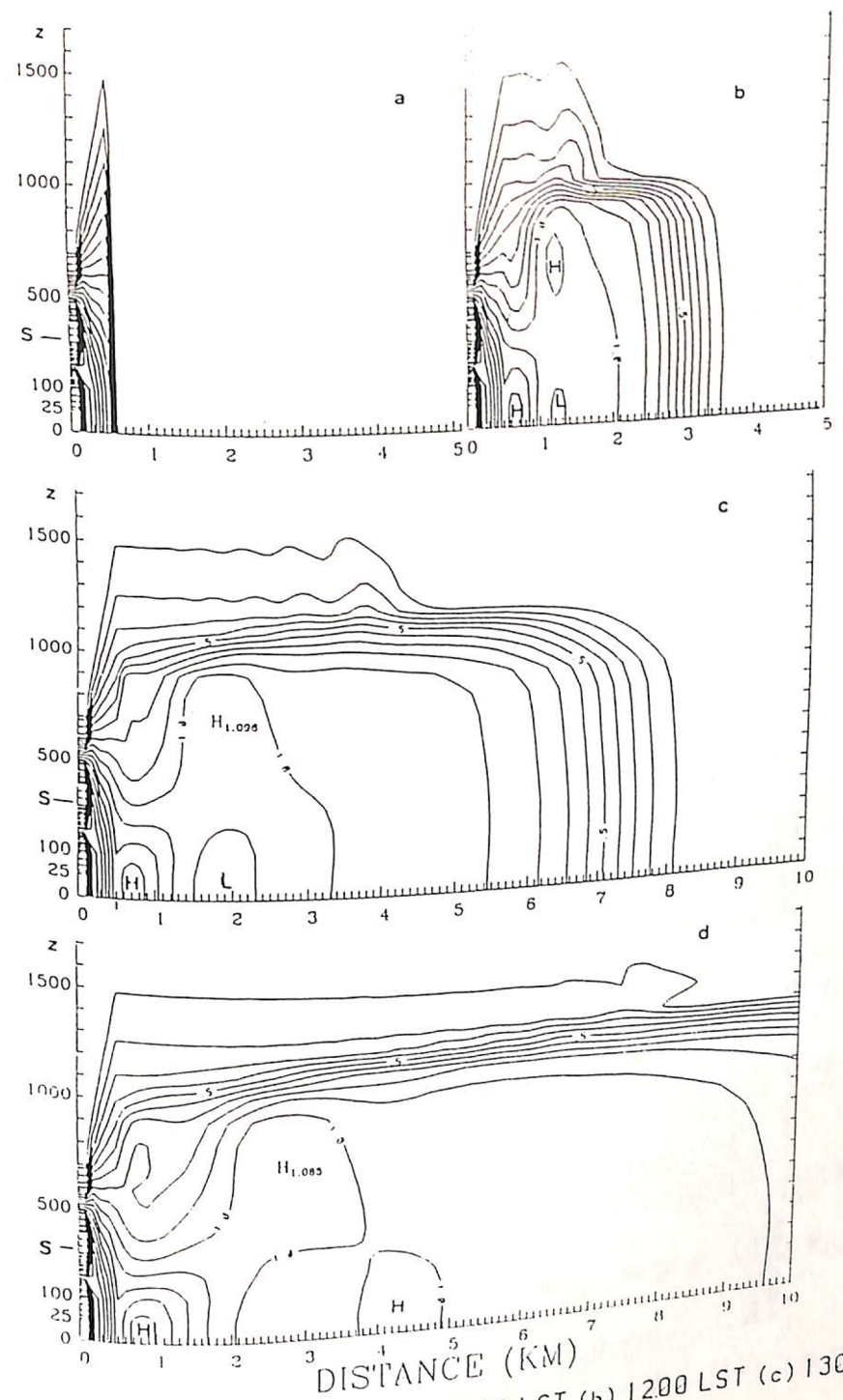


圖9：污染物濃度場分布情形：(a) 1100 LST (b) 1200 LST (c) 1300 LST (d) 1400 LST (e) 1500 LST (f) 1600 LST及(g) 1700 LST。



