

# 大氣邊界層污染物擴散之日夜變化

吳清吉 吳志宏

國立台灣大學 大氣科學系

## 摘要

本文以一維邊界層模式，建立日夜變化大氣邊界層背景場。此模式包括二個水平風場、相當位溫、水汽總含量及紊流動能等預報變數，含有凝結、蒸發、大氣輻射和地表能量收支的物理過程。環境背景場建立以後，再利用Sun and Chang二維高階擴散模式，模擬邊界層污染物擴散之日夜變化。擴散模式包括濃度、濃度通量和濃度與溫度之互變異數三個預報方程，近源點處的污染物濃度採用高斯分佈。

結果顯示，夜間位於地面逆溫層之上污染源，受穩定層化影響，污染物都侷限在釋放高度附近，分別向上和向下遞減，而大致呈對稱分佈。由濃度收支情形可知，在濃度較大值高度之間，水平平流項為正貢獻，垂直擴散項為負貢獻。當污染源置於地面逆溫層內時，污染物濃度侷限在釋放高度附近的情形更加明顯。對流擴散，以及邊界層從穩定轉為不穩定時的燻煙過程都有良好的模擬結果。

## 一. 前言

大氣邊界層有強烈的日夜變化，白天為不穩定、紊流很強的對流邊界層；太陽下山以後，地面逆溫層逐漸發展，邊界層慢慢轉為穩定。在大氣邊界層內污染物擴散，也受到大氣熱力結構、動力狀態強烈的影響，也有日夜變化。

水槽實驗結果顯示，對流邊界層內污染物若由一個高層點連續源釋放，煙流中心線先下降，在地面形成一個相對高濃度區後，再反彈(rebound)回高層。如果污染源在近地面，則煙流中心線先在地面行進一小段距離後，再升高至高層(Willis and Deardorff, 1978；以下簡稱WD)。現場觀測實驗，也得到和WD相似的結果(Moninger *et al.*, 1983)。

Sun and Chang(1986)，Sun(1989)(以下簡稱SC)利用二維高階擴散模式，成功模擬出WD的實驗結果。此模式包括濃度、濃度通量、以及濃度與溫度互變異數三個預報方程，其大氣背景場則由一個簡單的邊界層模式提供。在SC的結果中顯示濃度與溫度互變異數，對於煙流中心線的反彈有重要的貢獻。

因為在穩定大氣邊界層內，物理變量的變化非常小，很困難作做精確的測量，因此對於穩定大氣層擴散的觀測瞭解仍然有限。在穩定邊界層內濃度通量的計算，一般多採用K理論閉合方法，例如Nieuwstadt and Ulden (1978)。他們的結果並且發現垂直濃度分佈，在穩定情況下接近高斯分佈，但是在對流不穩定時，則無法以高斯濃度分佈描述。

Degrazia and Moraes (1992)利用局部相似理論和統計擴散理論求取垂直擴散係數。但是當大氣邊界層穩定度逐漸增加，紊流動能逐漸減小而失去連續性時，會有間歇性紊流的孤立區存在(Pleunc, 1990)，這時候垂直渦流擴散就很難決定。目前對穩定大氣內污染物的垂直擴散係數的求取，仍是一個需要進一步研究的工作。

當日出後，地面受到太陽輻射，對流邊界層逐漸發展，大氣由夜間穩定邊界層發展為白天的對流邊界層。地面逆溫層完全被侵蝕以後，被限制在高層的污染物很快向下混合，造成所謂的燻煙(fumigation)現象。當燻煙發生後，往往在地面附近造成很大的污染濃度。

本文利用Sun(1989)的高階擴散模式，模擬大氣邊界層日夜變化時，大氣污染物的擴散情形。

## 二. 模式描述

用於建立大氣背景場的一維邊界層模式，包含四個平均場預報變數：水平風場( $U, V$ )、相當位溫( $\Theta_e$ )、水汽總含量( $q_w$ )，以及紊流動能( $E$ )。模式含有凝結、蒸發、大氣輻射過程，地表溫度由地表能量收支方程預報。紊流通量由K-理論參數化，其中的渦流擴散係數則由混合長度尺度和平均紊流動能決定。有關模式細節則可參考Wu and Sun (1990)。

根據 Sun(1989)，二維高階擴散模式模式，三個預報方程：污染物濃度( $C_y$ )、濃度垂直通量( $w'c'_y$ )、以及濃度與溫度之互變異數( $c'\theta'_y$ )如

下：

$$\frac{\partial C_y}{\partial t} = -U \frac{\partial C_y}{\partial x} - \overline{\frac{\partial w c_y}{\partial z}} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w' c'_y}{\partial t} = & -U \frac{\partial w' c'_y}{\partial x} - \overline{u' w'} \frac{\partial C_y}{\partial x} \\ & - \overline{w'^2} \frac{\partial C_y}{\partial z} + \frac{g}{\theta_0} (1 - \alpha_2) \overline{c' \theta'_y} \\ & + A \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \sqrt{2E\lambda} \frac{\partial w' c'_y}{\partial z} \right\} \\ & - \alpha_1 \frac{\sqrt{2E}}{\lambda} \overline{w' c'_y} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial c' \theta'_y}{\partial t} = & -U \frac{\partial c' \theta'_y}{\partial x} - \overline{w' \theta'_y} \frac{\partial C_y}{\partial z} \\ & - \overline{w' c'_y} \frac{\partial \Theta}{\partial z} - \alpha_3 \frac{\sqrt{2E}}{\lambda} \overline{c' \theta'_y} \\ & + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ \sqrt{2E\lambda} \frac{\partial c' \theta'_y}{\partial z} \right\} \end{aligned} \quad (3)$$

各式中下標( )<sub>y</sub>表示對y-方向積分。在濃度方程(式(1))中，右邊第一項為水平平流項，第二項為垂直擴散項。在濃度通量(式(2))、濃度與溫度互變異數(式(3))兩個預報方程中，假設小尺度紊流結構為均向性，不考慮分子效應項。式中 $\lambda=0.18\ell$ ， $\ell$ 為混合長度尺度，由邊界層模式計算。各式中的係數 $A=1$ ， $\alpha_1=0.15$ ， $\alpha_2=0.75$ ， $\alpha_3=0.13$ 。式(2)的 $\overline{w'^2}$ 未直接預報，而由 $\overline{w'^2}=(2/3)E$ 參數化。為避免連續源污染源附近濃度梯度過大，所以在離開源點下風處5點內，濃度分布以高斯分配表示。

模式在垂直方向上採交錯網格，共有20層。在0，25，100，200，...，1800公尺高度層，放置 $U$ 、 $V$ 、 $\theta_e$ 、 $C_y$ 等平均場變數，而在0，50，150，250，...，1850公尺，放置 $w' c'_y$ 、 $c' \theta'_y$ 等通量項和其他二階變數。在水平方向則採用等間距網格，網格間距為50公尺，網格點數共400點，所以整個模式涵蓋範圍為20公里。

假設在上邊界( $Z=Z_{top}$ )，平均濃度和所有紊流通量梯度為零，在地面的平均濃度，設為離地第一層濃度的0.999倍；而濃度垂直通量、以及濃度與溫度互變異數則假設為零。源點置於上風(左側)邊界上，在離開源點下風處5點以內之濃度，以高斯分佈

求得；在下風(右側)邊界，則採用開放邊界條件。

在大氣邊界層模式中，以Wangara實驗第33天早上9點的溫度、比濕和風速觀測資料，作為大氣的初始場。源點強度設為1000 g/s，平均濃度、濃度垂直通量、以及濃度與溫度互變異數的初始值皆設為零。

### 三、結果與討論

#### (一) 大氣背景場

邊界層模式從Wangara Day-33早上9時積分48小時，到Day-35上午9時，其虛位溫隨時間的變化於圖1中。第33天白天地面溫度隨著時間而增加，近地面為超絕熱，其上近乎中性結構對流邊界層亦逐漸增高，15時對流邊界層的厚度約為1200公尺。到了17時太陽下山以後，因為長波輻射冷卻地面溫度降低，夜間逆溫層逐漸發展，其厚度在第二天(Day-34)太陽出來前(08小時)，可達到200公尺，在夜間高層殘餘層(residual layer)的頂隨著紊流強度的減弱而降低由18時的1000公尺，在Day-34的08小時達到最低，只有700公尺左右。8時以後，虛偽溫的日變化特性，大致上和Day-33相似。

Day-34 04時、11時、14時和Day-35 02時的 $\Theta_e$ ， $U$ 的垂直頗面，分別示於圖2和圖3中。Day-34 04時夜間地面逆位溫發展至200公尺，在地面逆溫層之上的近乎中性穩定殘差層，只到800公尺，殘差層之上為很穩定的高層逆溫層。日出後CBL重新建立、發展，在地面層為超絕熱，在11時CBL的高度為1000公尺，平均虛位溫約為284.1K，到了14時CBL發展至1100公尺，平均虛位溫增為286K。日落後，夜間地面逆溫曾再次建立，Day-35 02時的溫度結構和Day-34 04時相似，只是殘差層的高度比較高。這些溫度場的變化和觀測結果十分相似(可參考Wu and Sun, 1990)。圖3顯示在白天的風速比較大，而且因為對流混合風速比較均勻，晚上在200公尺的夜間地層噴流很明顯。

大氣擴散模式以Day-34 04時至Day-35 04時的大氣背景場(圖1橫座標B和E所示)，將連續點源置於495公尺、295公尺和95公尺的高度，每5分鐘更新一次大氣背景場資料，探討邊界層的日夜變化對大氣擴散的影響。本文只討論495公尺之結果。

#### (二) 對流邊界層大氣擴散

Day-34 14時，污染物濃度示於圖4，各變數已無因次化(參考Sun and Chang, 1986)。煙流中心線先下降至地面，在下游 $x^*=1.2$ 處形成相對高濃度值後，再反彈至高層，在 $z^*=0.9$ ， $x^*=2.8$ 形成另一相對高值，煙流中心線再往下移動。此結果和在水槽實驗(Willis and Deardorff, 1978)、現場觀測(Moninger et al., 1983)；及Sun and Chang(1986)、Sun(1989)數值模擬相似。濃度收支顯示，平流項和垂直擴散項互相平衡(圖5)。

#### (三) 穩定邊界層大氣擴散

由圖1可知在02時，夜間地面逆溫層高度約為150公尺，微弱穩定的殘差層在150~1000公尺之間，1000公尺以上很穩定。圖6為02時濃度場，受穩定層化限制，污染物侷限在源點高度附近( $z^*=2.6\sim 3.8$ 之間)，到了下游 $x^*=3.0$ 以後，始有較明顯的垂直擴散。在源點高度( $z^*=3.3$ )之上層，濃度通量向上；源點之下層濃度通量向下(圖未示)。因為濃度在源點以上隨高度減小，溫度則隨高度增加，因此濃度與溫度之互變異數為負；反之在源點之下層，則為正相關(圖未示)。

濃度收支顯示點源高度附近，由於強烈平流作用造成此高度之最大濃度值，再由垂直擴散項將污染物向上方和向下擴散。水平平流項和垂直擴散項互相平衡(圖7)。

垂直濃度通量收支(式(2))中，水平平流項、雷諾應力產生項、以及擴散項對濃度通量之貢獻不顯著。濃度通量主要受到垂直速度變異數產生項、浮力項、及消耗項控制(圖未示)。由於濃度垂直分佈，在源點高度，分別向上、下方遞減，使得垂直濃度梯度在源點高度之上為負，對於濃度通量為正貢獻；反之，在源點高度之下，垂直濃度梯度為正，對濃度通量為負貢獻。重力項和大氣穩定層化結構有關， $c'\theta_y$ 在源點之上為負，所以浮力項在源點之上為負；反之，在源點之下為正。消耗項對濃度通量一直維持負貢獻。

#### (四) 濃度時間序列

圖8為在下游2公里處，濃度垂直分佈之時間序列圖，夜間因為穩定邊界層的層化限制，污染物都被侷限在源點高度附近。日出後，對流邊界逐漸發展，但在10時40分以前，邊界層高度仍在源點高度以下，所以污染物仍留在高層，11時後對流邊界高度達到源點高度以後，污染物迅速下傳，形成所謂的煙霧現象。高濃度軸線，隨時間增加，向下移動，13時左右在地面形成一高濃度區。然後軸線再向上移。白天對流邊界層內污染物之擴散特性非常明顯。15時以後，對流慢慢減弱，在16時40分以後，污染物濃度逐漸受穩定層化影響，垂直擴散範圍逐漸變窄。18時之後，污染物再度侷限在排放高度附近。垂直上分佈則呈對稱分佈形態。

## 四. 結論

受到邊界層日夜變化的影響，在邊界層內污染物擴散也呈現日夜的變化。在夜間受穩定層化限制垂直擴散很小，污染物都侷限在釋放高度附近，大致呈對稱分佈。在釋放高度之上的濃度通量向上，濃度與溫度則為負相關；在釋放高度之下濃度通量向下，濃度與溫度為正相關。穩定邊界層濃度收支顯示，源點高度附近水平平流項為正貢獻，垂直擴散項為負貢獻，污染物向下風處平流，再向上下垂直擴散。由濃度通量收支可知，浮力項變得很重要，可影響濃度通量之正負號。

當日出後，對流邊界層發展至點源釋放高度時，侷限在點源釋放高度的污染物，由於對流混合作用，產生煙霧現象，污染物擴散至地表，而後又具有對流邊界層內煙流下降後反彈之擴散特性。當下午地表不穩定開始減弱，污染物又再度慢慢被侷限在源點高度附近。

## 參考文獻

- Degracia, G. A. and O. L. L. Moraes, 1992 : A model for eddy diffusivity in a stable boundary layer. *Bound. Layer Meteor.*, **58**, 205-214.
- Moninger, W. R., W. L. Eberhard, G. A. Briggs, R. A. Kropfli and J. C. Kaimal, 1983 : Simultaneous radar and lidar observations of plumes from continuous point source. *Preprints 21st Conf. on Radar Meteorology*, Edmonton, Amer. Meteor. Soc., 246-250.
- Nieuwstadt, F. T. M. and A. P. van Ulden, 1978 : A numerical study on the vertical dispersion of passive contaminants from a continuous source in the atmospheric surface layer. *Atmos. Envir.*, **12**, 2119-2124.
- Pleune, R., 1990 : Vertical diffusion in the stable atmosphere. *Atmos. Envir.*, **24**, 2547-2555.
- Sun, W. Y., 1989 : Numerical study of dispersion in the convective boundary layer. *Atmos. Envir.*, **23**, 1205-1217.
- Sun, W. Y. 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.
- Venkatram, A., 1982 : A semi-empirical method to compute concentrations associated with surface releases in the stable boundary layer. *Atmos. Envir.*, **16**, 245-248.
- 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.
- Willis, G. E. and J. W. Deardorff, 1981 : A laboratory study of dispersion from a source in the middle of the convectively mixed layer. *Atmos. Envir.*, **15**, 109-117.
- Wu, C. C. and W. Y. Sun, 1990 : Diurnal oscillation of convective boundary layer. Part 1 : Cloud-free atmosphere. *TAO*, **1**, 23-43.

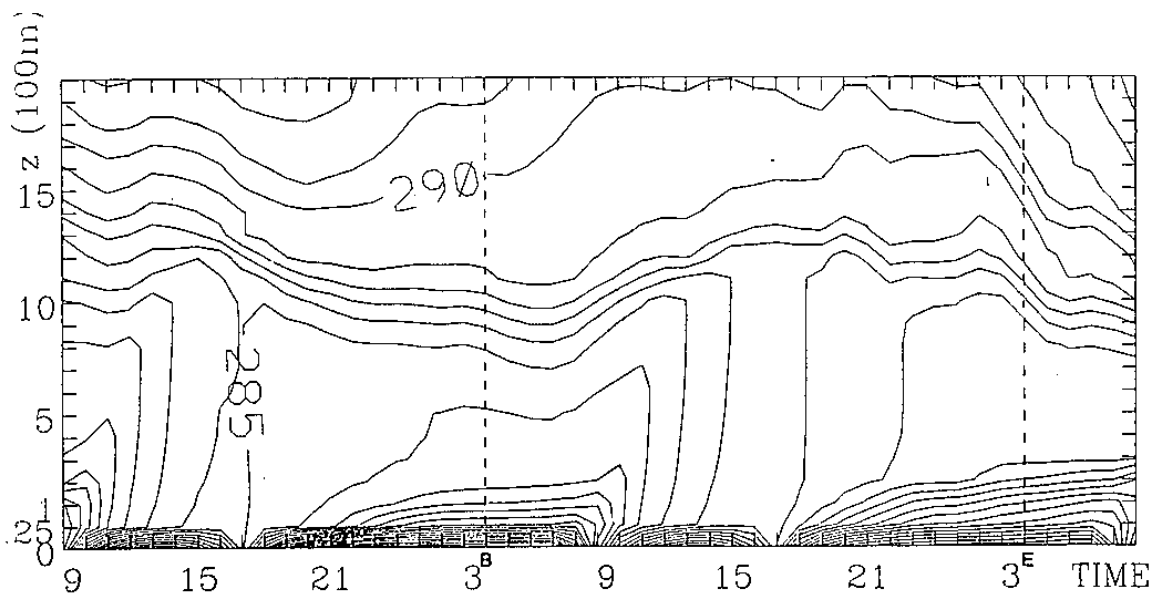


圖1 模擬 Day-33,9時至 Day-35,9時虛位溫隨時間變化情形。橫坐標標示 B、E 為大氣擴散模擬的時間：B:開始，E:結束。

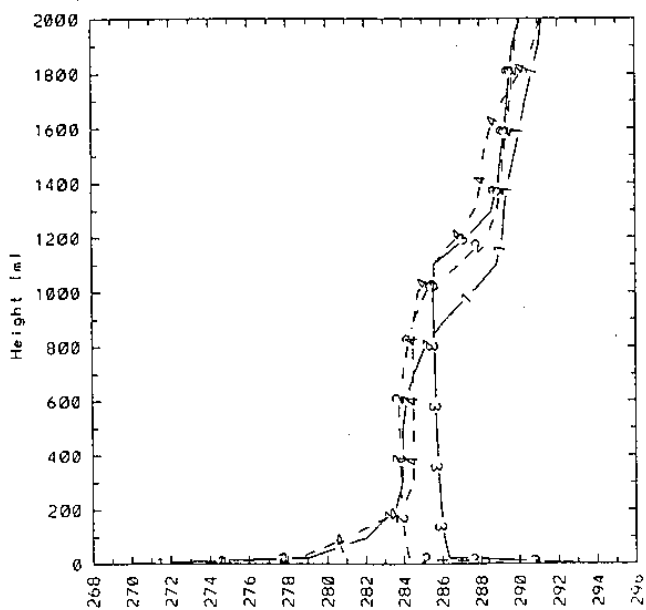


圖2 Day-34,04時(曲線1)，11時(曲線2)，14時(曲線3)和 Day-35,02時(曲線4)的虛位溫垂直剖面。

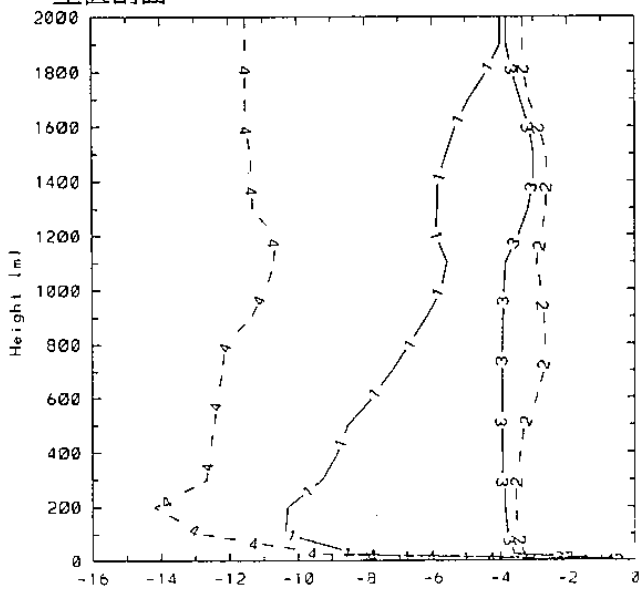


圖3 同圖2但為風速 U

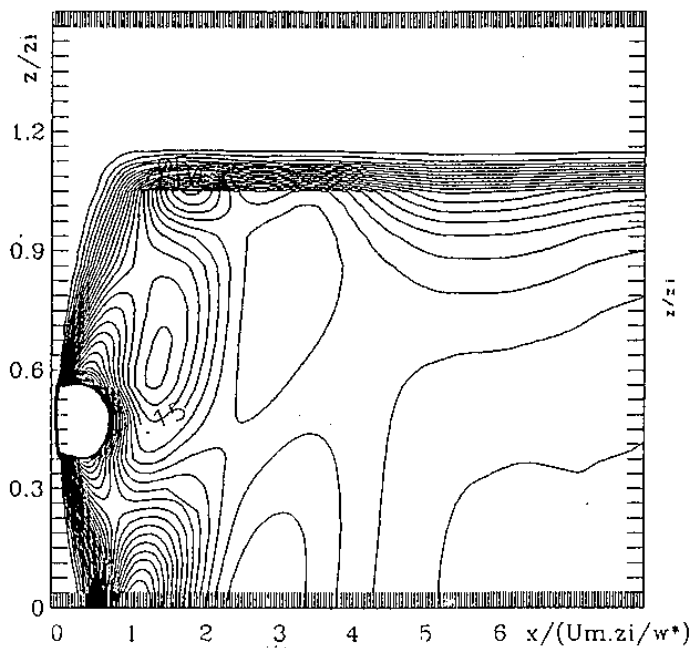


圖4 Day-34,14時污染物濃度線分布。各變數已無因次化。

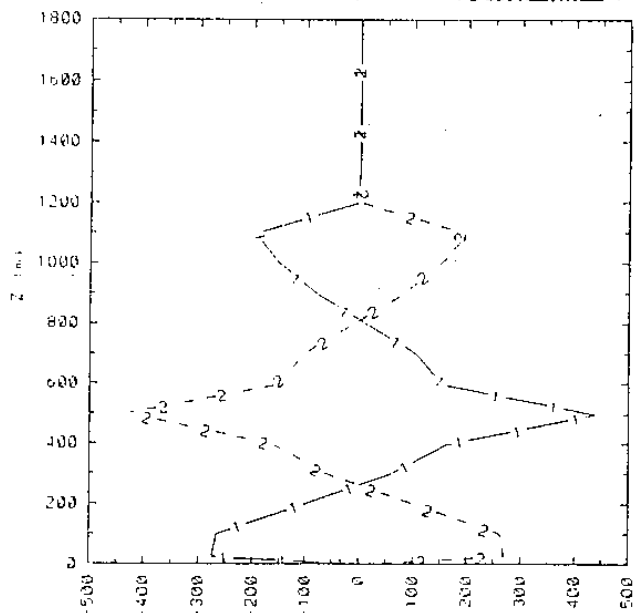


圖5 污染濃度收支：水平平流項(曲線1)，垂直擴散項(曲線2)

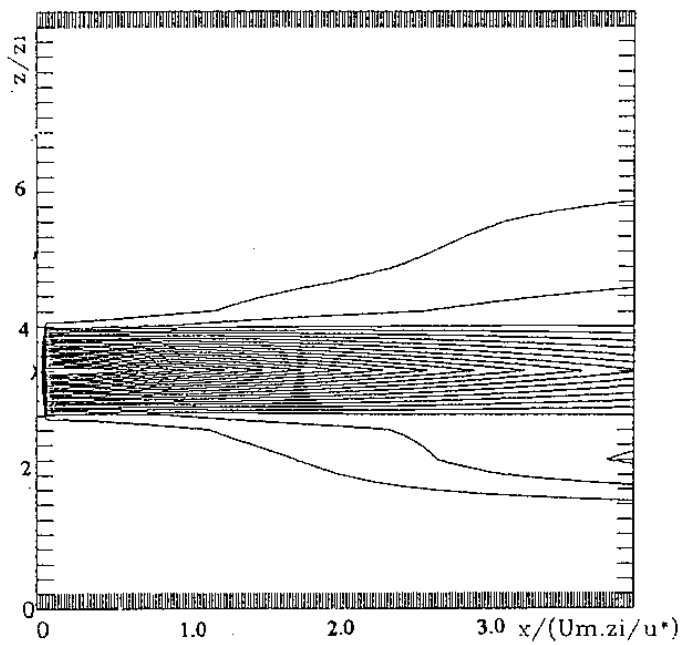


圖6 同圖4 但為 Day-35,02 時

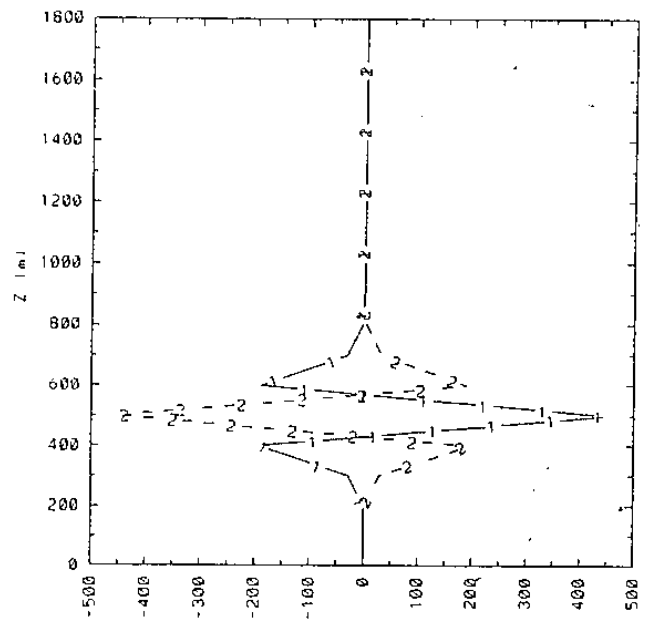


圖7 同圖5 但為 Day-35,02 時

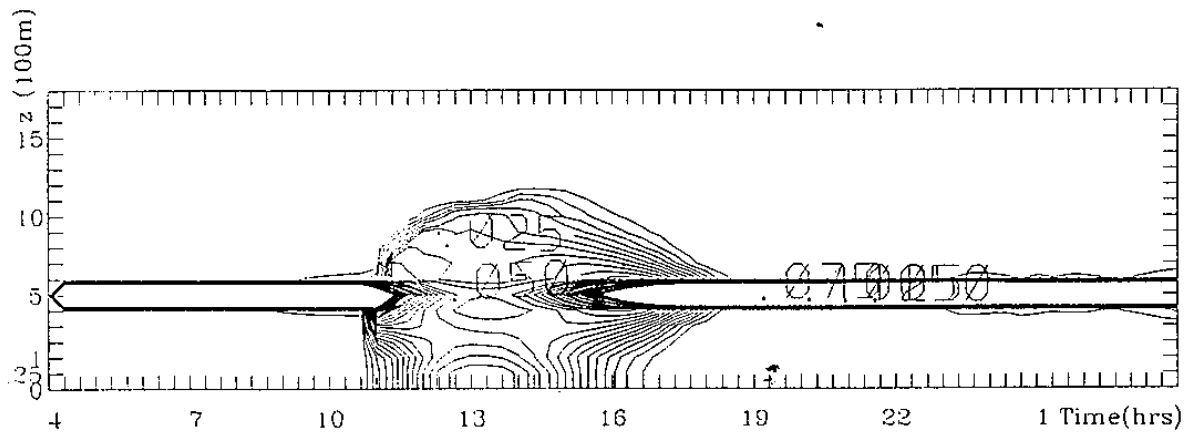


圖8 源點下游 2 公里處污染濃度垂直分佈的時間序列。