

複雜地形風場之模式 ～鹽寮地區之研究

柯文雄 吳昭仁

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十六年七月十八日收稿；七十六年九月十八日定稿)

摘 要

複雜地形的風場分析，須考慮以下幾項因素：

- (1) 摩擦效應——地表粗糙度。
- (2) 熱力效應——地形分佈可能由輻射差異造成地表水平位溫梯度。
- (3) 邊界層效應——近地層溫度垂直分佈型式代表大氣穩定度。
- (4) 地形效應——地形對風場的引導與阻擋作用。

在大氣最低的一公里高度內，氣流主要形態為紊流，對於大氣和地表之間熱量（輻射、潛熱、可感熱）及動量（摩擦）的交換與平衡，紊流扮演著重要角色，故須用簡明的物理設計及參數描述邊界層風場。

本文研究目的在以最簡單、最易獲得的地面觀測資料，配合大尺度風場，根據「莫里荷夫相似理論」(Monin Obukhov similarity theory)，以及艾克曼(Ekman)層之邊界層運動特徵建立一維風場模式，能充分反應大氣穩定度及地表粗糙度效應的風場垂直分佈結構。本文先測試模式對各類參數的敏感度，並比照既有的邊界層理論，以證明模式對風場垂直分佈有良好的定量分析，其次可和鹽寮汽球探空站觀測網的實測資料作比較，並加以討論。

關鍵詞：紊流，莫里荷夫相似理論，艾克曼層，穩定度，複雜地形。

一、前言

近地層風場最能直接影響人類生活，也是能以簡易的觀測方式，得到密集的觀測資料，故邊界層理論發展得相當早，也相當廣泛。Monin-Obukhov 即在 1954 年發表“相似理論”簡明邊界層的摩擦、熱力效應參數化和風場垂直分佈的關係，迄今，地近層風場經驗函數的相關實驗報告陸續在發表中，如 Businger et. al. (1971)，

Dyer (1974)，Yaglom (1977)，Wieronga (1979)；對於表面邊界層風場如何受大氣穩定度及地表粗糙度的影響，都已有相當完備的定量描述。

「相似理論」(similarity theory) 僅適用於地表粗糙度水平均勻分佈的情況，因此以其為理論基礎的邊界層風場分析模式，若含有崎嶇不

平的複雜地形，則作適度的修正 (Panofsky 1971)。Kao (1980) 假設在雷諾數 (Reynolds no.) 很小的狀況下，得到含入地形後的納瓦史得克 (Navier-stoke) 方程的三維風場解析，指出大氣邊界層氣流在艾克曼邊界層內，氣壓梯度力、柯氏力及紊流切應力的平衡下，北半球風向有隨著高度增加而向右偏轉，直到與上層自由大氣風向一致，且迎風面有上升運動，背向面有下降運動。

建立一維風場模式，可按邊界層的物理特性，分為表面層 (surface layer) 以及混合層 (mixing layer) 處理，以測站風塔在表面層高度內所得的單層風速、溫度、以及地表溫度，即可建立整個測站風速垂直分佈場。按艾克曼扭線 (Ekman spiral) 分佈理論；地面風向和大尺度地轉風場夾角不得超過 45° ，但邊界層觀測風向、風速大小可能受到地形引導或繞流作用而和理論不一致，因此，Racher (1978) 建議在納瓦史得克方程中，令艾克曼風場解析解中的地轉風向含入熱力風效應，隨著高度修正至與大尺度風場一致而完成風場垂直內插，所以本研究將參考 Bergstrom (1986) 的一維風場模式，並證明其符合含入地形的艾克曼層的大氣運動特性。本文主要目的在於建立一適於含有複雜地形的風場分析模式，模擬在大尺度風場吹拂下，利用地面有限的測站資料，提供在缺乏觀測資料處之風場，同時強調邊界層的重要現象。本文將就塩寮區，球探空觀測網七十四年夏天，日、夜兩個案之觀測分別加以討論，希望能提供下列的參考訊息：

- (1) 在日夜輻射差異下，大氣穩定度 (位溫垂直梯度) 的變化，如何影響風場分佈。
- (2) 在不同方向的盛行風吹拂下，地形的引導、阻擋，如何影響風場分佈。

如此由觀測結果和模式分析結果之差別作定量上的分析，可由實際觀測結果來調整模式參數及找出其他可能的物理因子。

二、一維風場模式的建立

大氣邊界層的結構特性：

在邊界層距地面約十分之一的高度為表面層，氣流主要型態為紊流，紊流切應為其主要控制因素，風速垂直分佈，主要隨 Log 型態向上遞增。距地面約一千公尺高度和表面層頂之間為混合層，氣流主由柯氏力、氣壓梯度力及紊流切應力三者平衡，其運動特徵，即為艾克曼紐線。在邊界層頂的運動特性即為地轉風，假設不受大氣邊界層效應作用的自由大氣，我們將可設為模式之邊界條件。

(一) 基本假設：

1. 不考慮水汽含量，以乾大氣處理。
2. 流體運動採用 Boussinesq 近似。
3. 表面邊界層內動量、熱量之通量設為常數，以適用莫里荷夫相似理論 (Monin & Obukhov 1954)。
4. 混合邊界層內動量、熱量之通量梯度設為常數，以適用 K (eddy diffusivity) 理論。
5. 模式中設為穩常氣流狀態 $\frac{\partial}{\partial t} = 0$ 。
6. 假設模式內地表熱容、地表反照率、輻射量均勻，且能量平衡為穩常狀態。

(二) 一維風場模式：

本模式基本上是分析由微小尺度複雜地形所造成風場分佈，故由紊流所致的垂直運動尺度和水平運動尺度可能相當，尤其是在表面邊界層。在不考慮水汽及密度變化的近地層流體，質量保守的連續方程是有力的物理強勢條件，根據前所提及邊界層的運動特性，經尺度分析後，表面層及混合層各有適用的基本假設，故邊界層將分為兩層處理，在穩常狀態的設定下，建立一維風場模式：

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = f (V - Vg) + K \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -f (U - Ug)$$

$$U - U_g) + K \frac{\partial^2 V}{\partial Z^2} \tag{2}$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0 \tag{3}$$

$$\theta = T \left(\frac{P_s}{P} \right)^{R/C_p} \tag{4}$$

1：表面邊界層風場模式：

按 Monin & Yaglom (1971) 的相似理論可寫成表面邊界層風場垂直分佈公式：

$$\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{U^*}{k_n Z} \phi_m (Z/L) \tag{5}$$

表面邊界層溫度垂直分佈公式：

$$\frac{\partial \theta}{\partial Z} = \frac{\theta^*}{k_n Z} \phi_H (Z/L) \tag{6}$$

U^* 為黏滯速度， θ^* 為無因次位溫， U^* 、 θ^* 均為表面層參數，而 L 稱“莫里荷夫長度”(Monin-Obukhov length) 表風切能量效應和浮力效應達到平衡的特徵高度。

$$\text{即 } \frac{g}{\theta} W' \theta' / (U' W' \left. \frac{\partial U}{\partial Z} \right|_{z=L}) = 1$$

$$\text{故 } L = - \frac{\rho C_p U^{*3} \theta}{kgH} \tag{7}$$

$\phi_m (Z/L)$ 代表無因次風切函數

$\phi_H (Z/L)$ 代表無因次垂直溫度梯度函數

均是由實驗統計得出的經驗式，本文將採用 Businger (1971) 之 $\phi_m (Z/L)$ ， $\phi_H (Z/L)$ 函數對(5)、(6)積分結果如下：

$$U (Z_2) - U (Z_1) = \frac{U^*}{k_n} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\phi_m}{Z} dZ = \Delta U \tag{8}$$

$$\theta (Z_2) - \theta (Z_1) = \frac{\theta^*}{k_n} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\phi_H}{Z} dZ \tag{9}$$

$$dZ = \Delta \theta \tag{9}$$

$$\therefore W' \theta' = -U^* \theta^* \tag{10}$$

$$H = \rho C_p W' \theta' \tag{11}$$

由(9)、(10)及

$$\therefore L = \frac{\theta U^{*2}}{k_n g \theta^*} \tag{12}$$

消去 U^* ， $\theta^* \Rightarrow$ 故若輸入 $\Delta \theta$ ， ΔU ，由(12)式即可利用牛頓雷福遜 (Newton-Raphson) 反覆計算法，得到 L 。

我們可設 Z_0 處 $U = 0$ ， $T = T_s$

在高度 Z 處有時間觀測值 $U (Z)$ ， $T (Z)$

$$\text{且令 } \phi_m (Z/L) = \int_{z_0}^z \frac{[1 - \phi_m (Z/L)]}{Z} dZ$$

$$\phi_T (Z/L) = \int_{z_0}^z \frac{[1 - \phi_H (Z/L)]}{Z} dZ$$

(Paulson, 1970)

\therefore (8)、(9)式可改為

$$U (Z) = \frac{U^*}{k_n} \left(\ln \left(\frac{Z_1}{Z_0} \right) - \phi_m (Z/L) \right) \tag{13}$$

$$T (Z) = T_s + \left(\frac{\theta^* \alpha_0}{k_n} \right) \times \{ \ln$$

$$\left(\frac{Z_1}{Z_0} \right) - \phi_H (Z/L) \tag{14}$$

當 $L < 0$ ，可用反覆疊代法得到合理收斂值：

當 $L > 0$ ，則根據(12)、(13)、(14)式可得到一個二次方程式。

$$aL^2 + bL + c = 0$$

$$\text{取其正根 } L = \frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

其中：

$$a = [\ln(Z_2/Z_1)]^2$$

$$b = [\ln(Z_2/Z_1)] \times (9.4 - 0.74$$

$$\Delta U T_s / g \Delta \theta)$$

$$\therefore a > 0 \tag{I}$$

$$\therefore c < 0 \tag{II}$$

$$\text{且 } \Delta \theta = \theta(Z) - \theta(Z_s) \tag{III}$$

為滿足上述三條件，須有下式成立：

$$0 < \frac{g \Delta Z \Delta \theta}{T_s (\Delta U)^2} < 0.21 \tag{15}$$

(15)式恰為李查遜數 (Richardson number

$$) Ri = \frac{g \partial \theta / \partial Z}{T (\partial U / \partial Z)^2}$$

的差分形式，一旦超

出臨界值，則 L 解不存在。

其物理意義即表示穩定成層大氣，邊界層紊流產生的條件須在李查遜數小於 0.21 的條件限制下，否則大氣氣流即在紊流混合核心之外，此時若和水平方向之渦流尺度相比較，紊流的垂直向混合效應已不具重要性，通常這樣情況的大氣，其高度已遠在邊界層之上。

2：混合層 (艾克曼層) 風場模式：

本研究將參考 Bergstorm (1985) 及 Kao

(1980) 之研究論點。分析風場在混合層垂直分佈的特性。在混合層內動量及熱量通量隨高度作等遞減率的設定下，可用 K 理論 (K theory)，導得一組簡單閉合模式方程，將紊流切應項參數化，同時和柯氏力、氣壓梯度力平衡，即為 Navier-Stoke's 方程，但是為滿足含地形及可能的含熱力風效應，我們必須重新修飾三維風場解析解。

a. 熱力風效應：

為考慮到邊界層內可能的熱力風效應及其他因素等 (如繞流) 影響，根據表面邊界層觀測，我們無法期待地表表面層地轉風分量和自由大氣之大尺度風場一致，換句話說當地面風向和大尺度地轉風夾角可能在 45° 以上，須引入熱力風修正項，以符合艾克曼理論，依據 Bergstorm (1985) 在波羅的海 (Baltic sea) 的實驗結果，熱力風效應對垂直分佈有很好的修訂效果，故 Navier-Stoke 方程中的地轉風分量用下式表示：

$$Ug = Ug_0 + U_T Z \tag{16}$$

$$Vg = V_T Z$$

Ug_0 為表面層頂的地轉風分量

Ug, Vg 為自由大氣之地轉風分量

U_T, V_T 為熱力風修正項，可設為常數。

而座標系統 x 軸方向和 Ug_0 一致。

b. 邊界條件：

含有地形的三維風場解析解，須同時符合(1)、(2)、(3)式等運動方式及連續方程，以及動力邊界條件：

即 (i) 高度極大處，風場趨於地轉風。

(ii) 表面層頂風速為混合層底風速。

$$Z \rightarrow \infty, U \rightarrow Ug, U \rightarrow Vg$$

$$Z = Z_s + H$$

$$\sqrt{V^2 + U^2} \rightarrow |V_0|$$

$$|V_0| \times \cos \alpha = U_0$$

$$|V_0| \times \sin \alpha = V_0$$

(17)

H : 為地形高度。

$|V_0|$: 為表面層風速大小。

α : 表示地面風風向和 U_{g0} 的夾角。

故由以上 1. 運動方程 2 邊界效應，作者導得其解析解為：

$$U = U_{g0} + U_T (Z - h) + A_1$$

$$A_1 = e^{-\gamma(Z - z_s - h)} \times [(U_0 - U_T (Z - Z_s - h) - U_{g0}) \times \cos \gamma (Z - Z_s - h) + (V_0 - V_T (Z - h - Z_s)) \times \sin \gamma (Z - h - Z_s)] \quad (18)$$

$$V = U_T \times (Z - h - Z_s) + A_2$$

$$A_2 = e^{-\gamma(Z - z_s - h)} \times [(U_0 - U_T (Z - Z_s - h) - U_{g0}) \times \sin \gamma (Z - Z_s - h) + (V_0 - V_T (Z - h - Z_s)) \times \cos \gamma (Z - h - Z_s)] \quad (19)$$

其中 $\gamma = (f / 2K)^{1/2}$

$$K = \frac{k_a U_* Z_s}{\phi_m (Z/L)} \quad (20)$$

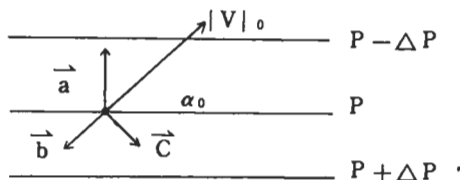
Z_s : 稱為表面層高度

f : 為柯氏參數

K : 為紊流消散系數

和大氣熱力穩定度相關。

因此在整個邊界層中，垂直於地轉風方向的分量乃是由紊流切應力平衡所致，如下圖解：



a : 氣壓梯度力

b : 紊流切應力 (eddy stress)

c : 柯氏力

設在整個表面層內風向不變，則必須滿足如下運動邊界條件：

$$U + iV = C \frac{\partial}{\partial Z} (U + iV) \Big|_{z=z_0+h} \quad (21)$$

又由表面層

$$\therefore \overline{U'W'} = -K \frac{\partial U}{\partial Z} - U_*^2$$

$$\therefore U_*^2 = K \left[\left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial Z} \right)^2 \right]^{1/2} \Big|_{z=z_0+h} \quad (22)$$

故由(21)及(17)得到

$$|V_0| = U_{g0} (\cos \alpha_0 - \sin \alpha_0) \quad (23)$$

由(22)及(17)得到下式

$$U_*^2 = 2K\gamma U_{g0} \sin \alpha_0 \quad (24)$$

$\therefore |V_0|, K, \gamma$ 均可由表面層得到

由(23)、(24)

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{2\gamma K |V_0|}{U_*^2} + 1 \right)^{-1} \quad (25)$$

有關於一維風場模式之流程，見附錄一說明部分。

三、資料分析

鹽寮廠址所在經緯為 $N 25^\circ 03'$ ， $E 121^\circ 55'$ ，大範圍地形以及測站分佈如圖：1，鹽寮廠區位於海濱內側半公里處之丘陵地區，東側臨海，除西側有 20~30 公尺之起伏山丘外，四周散佈雜林、農作物、內陸 20 公里外，即為 1000 公尺高之北部中央山脈起點。綜觀鹽寮全廠地理環境，不但受大尺度氣流影響，同時與 20~30 公里內區域，環流亦

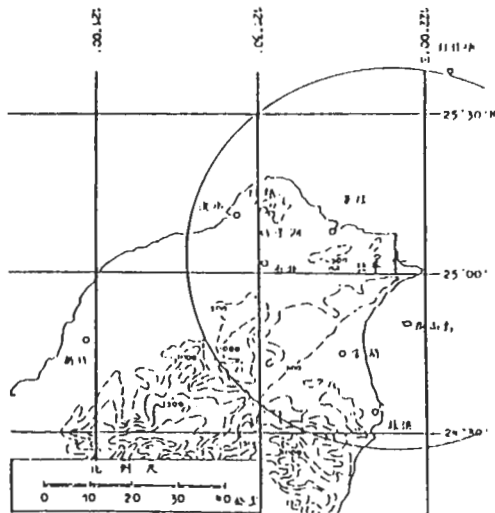


圖 1 以鹽寮廠址所在經緯 N 25° 03' E 121° 55' 為中心之大範圍地形及測站分配圖。

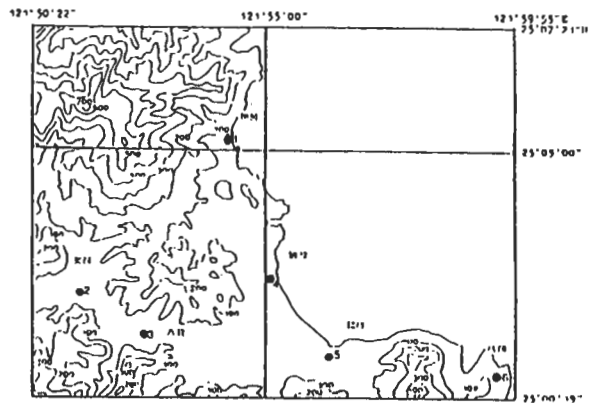


圖 2 鹽寮廠址汽球探空觀測網分佈圖。

極有關係，如海陸風、山谷風、內邊界層等 meso- γ 尺度之天氣現象，因此日夜與季節之輻射差異及地形分佈均將嚴重影響到核能電廠排放氣體之擴散。本文將就七十四年夏季選擇日、夜兩個案，分別討論。

(一) 資料蒐集：

1. 鹽寮廠址 50 公里內之氣象測站：包括基隆、淡水、台北、宜蘭、竹子湖、野柳等 6 站可提供長期氣象統計資料，以及板橋探空。
2. 鹽寮廠址鐵塔測站：有高低鐵塔兩座，觀測之氣象因子包括：(1)兩個高度之風向、風速。(2)兩個高度之溫度。所有資料每隔 15 分鐘作一次平均值，其中必須包括 10 次以上一分鐘間隔的觀測資料，且必須經過偵錯校驗。
3. 測風汽球密集觀測網：(如圖 2)

在民國 74 年 7 月 10 日下午 2 點至 14 日上午 11 時止，每隔 3 小時，由媽岡、福隆、和美、鹽寮、八股、雙溪等 6 個站，同時施放汽球，進行短期間日夜施放汽球觀測。

(二) 邊界層參數輸入：

1. 地表粗糙度的取求：

求取 Z_0 可根據下列方法求取。

- a. 中性穩定大氣的地表粗糙度 Z_0 。

當大氣是中性穩定時，熱力效應遠小於機械摩擦效應。

表面層風場垂直結構可由下列方程表示

$$\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{U_*}{k_* Z_0} \quad (35)$$

因此我們若有表面邊界層 2 個不同高度的風速，即可利用

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{\ln(Z_1/Z_0)}{\ln(Z_2/Z_0)} \quad (36)$$

故可用鹽寮鐵塔長期觀測資料計算 Z_0 ，蔡等 (1986) 曾由 1217 件個案求得 Z_0 的平均值為 1.17 m 標準差為 0.92 m 在此採取保守的估計，令鹽寮 $Z_0 = 1$ m

- b. 根據 kung (1963) 之經驗公式

$$\log Z_0 = 1.24 + 1.19 \log h \quad (37)$$

h 為植物高度， Z_0 與 h 皆以公厘為單位。按鹽寮廠區之植物分析及起伏地形， $Z_0 = 1$ m 亦為合理之估計。

2. 表面邊界層高度 (Z_s) 的求取：

其高度約為整個邊界層厚度的十分之一，且會隨大氣熱力穩定度及地表粗糙度而變化，但我們可

利用探空及地面溫度，求得 Z_s 之合理參考值，而取為常數，如蔡等 (1986)，曾根據板橋探空，配合鹽寮地表溫度觀測統計出各月各季混合層高度的分佈狀況，如圖 3 所示。若混合層高度乘以十分之一即為表面邊界層高度，本文討論之早晚個案表面層高度，可由此方法選擇適當的統計值加以固定，輸入模式。

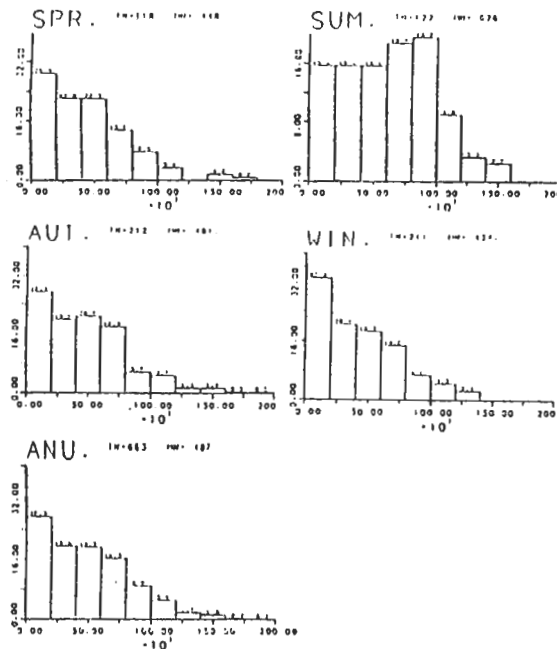


圖 3 鹽寮廠址氣象觀測統計出各季混合層高度之分佈圖。

X 軸：表混合層可能出現之高度單位為 m。

Y 軸：為出現機率之百分比，單位為 %。

(以 74 年鹽寮區，氣象統計資料為準，摘自蔡等 (1986)。)

3. 熱通量 Q 的求取：

在整個網格範圍，僅有鹽寮塔觀測資料足以提供單站一維風場模式所需，來完成風場垂直分布之外插。而媽岡等六站以及外圍測站在表面邊界層高度內僅有單層風速觀測資料，因此須作理論上的補

充。

由莫里荷夫相似理論：

$$U = \left(\frac{U_*}{k} \right) \left[\ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right) - \psi \left(Z/L \right) \right] \quad (38)$$

及莫里荷夫長度定義：

$$L = TU_*^3 / (kgQ / \rho C_p) \quad (39)$$

若能輸入 Q 則由以上兩式可求取未知數 L ，如此即可僅由單層風速觀測來建立風場垂直分佈。

由 (39) 式可知， Q 可由鐵塔測得，而 Q 乃是基於能量平衡觀點得出來之物理量，故在細網格小尺度，短時間內可設為空間均勻的一物理量 Deardroff (1978)，Blackadar (1976)，其“強制還原”(force-restore) 式如下：

$$C_s \frac{dT_s}{dt} = (S - R - F - LE) \quad (40)$$

C_s ：表單位面積的熱容。

T_s ：地表溫度。

S ：太陽短波輻射 (相關於太陽傾斜角、天頂角、緯度、反照率、雲量等因素)。

R ：長波輻射。

F ：可感熱 (相關於土壤傳導率)。

LE ：潛熱 (相關於水汽含熱)。

在考慮短時距的分析問題，模式中的 T_s 可設為常溫，且當不考慮水汽潛熱釋放因素時，由 (40) 式，可得可感熱通量項恰與長波輻射、短波輻射項平衡，在小尺度範圍，影響上述兩因子的氣象條件相似，如地表可感熱傳遞係數、天頂角、反照率、雲量……等。故可感熱項 Q 設為一致是合理的假設。

四、風場模式測試

風場模式對各種效應敏感度測試：

為瞭解地表粗糙度、地形高度及大氣穩定度對風場垂直分佈之影響，可設一組一般狀況下的資料為既定條件，逐步探討各種效應。並將本文前述所

表 1：理想狀況模擬結果之整理

氣象參數 氣象溫度	Z_0	H	U_5	U_{50}	U_{100}	α_0	U^*
Neutral	$10^{-3} m$	0	1.3	1.63	1.94	11.64	0.06
Neutral	$2 \times 10^{-2} m$	0	1.2	1.69	2.03	16.73	0.087
Neutral	0.5 m	0	0.93	1.87	2.34	26.2	0.163
Neutral	1 m	0	0.8	1.97	2.5	29.5	0.2
Neutral	0.5 m	10 m	0.93	1.87	2.34	26.5	0.163
Neutral	0.5 m	50 m	0.93	1.87	2.34	26.5	0.163
Neutral	0.5 m	200 m	0.94	1.87	2.34	26.5	0.163
Neutral	0.5 m	0	1.1	2.03	2.54	27.7	0.2
Neutral	0.5 m	0	1.29	3.77	5.55	29.8	0.2
Neutral	0.5 m	0	0.98	2.03	2.54	26.9	0.2

建的模式，對各種參數改變的條件逐一測試，再將結果和既有理論相比較。

一般條件可設在 20 m 高度有一風速為 1.5 m/s，地表粗糙度 0.5 m，而表面層厚度為 50 m，並假定粗糙度均勻，且雷諾數 < 1 ，使氣流沿地形爬升。

1. 地形高度 H 效應：分 10、25、50、100、200 m。

。

2. 粗糙度 Z_0 效應： $Z_0 = 10^{-3} m$ ， $2 \times 10^{-2} m$ ，0.5 m，1.0 m。

3. 大氣穩定度效應： $L = 80$ ， $L \rightarrow \infty$ ， $L = -40$

（對於穩定度測試，先將 U^* 固定，但不固定 U （ Z ），以便其在合理的值域內比較）。

結果（如表 1）的分析與討論：

a. α 為地轉風分量和地面風向的夾角，標準狀況下， α 在表面層內具有固定值且最大，以後隨著高度遞減，在 $Z \rightarrow \infty$ 時， $\alpha \rightarrow 0$ ，風速大致以 \log 型式隨高度增加，（如圖 4 所示）而在低於邊界層頂高度附近將出現風速的極大值，甚至稍大於地轉風，更高處則風向及大小和地轉風趨於一致，此符合艾克曼理論之運動特性。顯示模式可適當反應紊流切應結果。而且 α 之大小和紊流切應效應有正比

例相關。改變地形高度模擬結果顯示風場垂直分佈型態則整個受地形抬升，此外 $\vec{V}_H \cdot \nabla H$ 亦會引起垂直運動，但 α 角未受影響，顯然大尺度地形抬升運動，不影響紊流垂直混合運動。（如圖 5）

b. 粗糙度 Z_0 對風速垂直分佈之影響測試：

風切的大小可表示紊流垂直混合效應的大小，其中風切將隨高度遞減。（如圖 6 所示）就同一高度而言，四條不同 Z_0 值的風速垂直分佈曲線，有以下物理含義：

(1) Z_0 愈小，則地表摩擦造成之紊流影響高度愈集中在低處。

(2) 當 U 在某高度固定後，由式(13)知 $\ln\left(\frac{Z}{Z_0}\right)$

$\propto \frac{1}{U^*}$ ，故 Z_0 愈大則 U^* 愈大，紊流切應

效應亦愈明顯，由式(2)， α 值將愈大，而所平衡的地轉風分量愈大。

c. 對穩定度（ L ，莫里荷夫長度）參數測試（如圖 8）：

當 Z_0 ， U^* 設定在一合理範圍內，輸入不同的 L 值得到結果如下：

(1) 就 α 言，熱力穩定 $>$ 中性 $>$ 熱力不穩定。

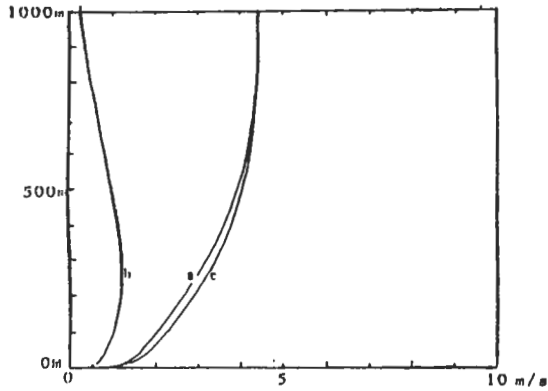


圖 4 一維風場模式所設定一般狀況下之風場垂直分佈結構。

- a 線為風速 U 分量。
- b 線為風速 V 分量。
- c 線為風速大小。

X 軸：表風速大小單位 m/s，範圍 0 ~ 10 m/s。

Y 軸：表高度，單位 m，範圍 0 ~ 1000 m。

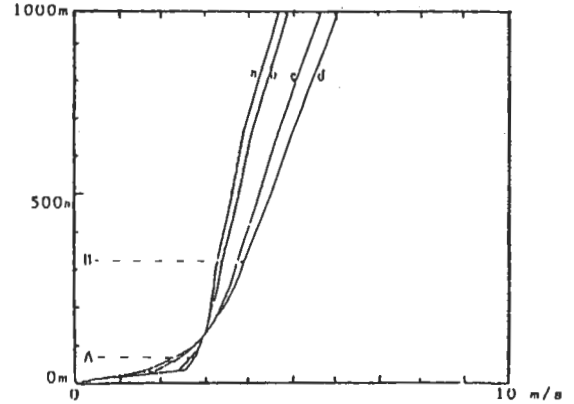


圖 6 一維風場模式對地表粗糙度 Z_0 的敏感度測試 (固定 U 值)。

- 線 a Z_0 : 10^{-3} m
- 線 b Z_0 : 2×10^{-2} m
- 線 c Z_0 : 0.5 m
- 線 d Z_0 : 1 m

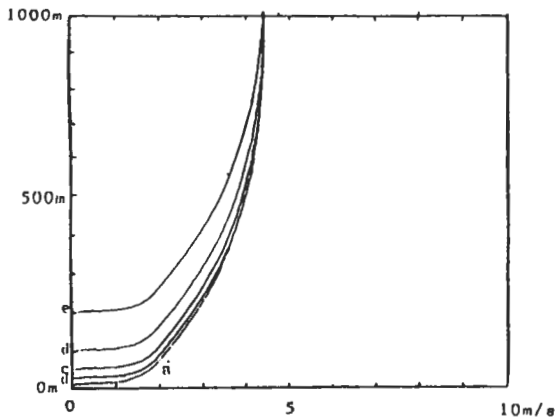


圖 5 一維風場模式對地形高度 H 之敏感度測試 (固定 U 值)。

- a 表 H : 10 m
- b 表 H : 25 m
- c 表 H : 50 m
- d 表 H : 100 m
- e 表 H : 200 m

(2)和 Z_0 效應相較結果如下：(圖 7 和圖 8 比較)就整個風場垂直分佈言，大氣穩定度改變，對風切影響很大，尤其在熱力穩定的情況下。但風切遞減率隨 L 改變之影響，不若 Z_0 改變來得敏感，且 α 值改變幅度亦較小。顯示由熱力穩定度所導致三葉流垂直混合效應，發生在表面邊界層高處，而低處則由 Z_0 控制。此結果和莫里荷夫相似理論一致，可由公式

$$U = \frac{U_*}{k} \left[\underbrace{\ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right)}_A + \underbrace{\psi_m \left(\frac{Z}{L} \right)}_B \right]$$

其中 A 項代表粗糙度之摩擦效應。

B 項代表大氣熱力穩定度效應。

得知，在 M-O similarity theory 適用範圍內，熱力因素隨高度的增加而增加，將逐漸控制風場分佈的型態。(如圖 9)

五、模式模擬和實際觀測結果相較

個案 A 茲以七十四年七月十二日早上八點，塩

寮廠區觀測網資料為代表，此時大範圍地轉風大小為 8.8 m/s ，風向 270° ，由鹽寮鐵塔觀測資料顯示，當時大氣熱力穩定度按巴斯魁爾 (Pasquill) 穩定度分級為 E 級。測站地面風觀測如圖 10。

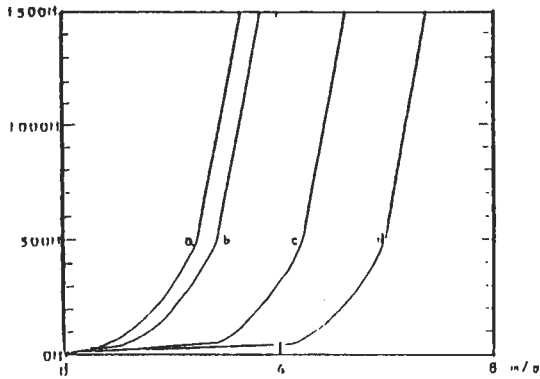


圖 7 一維風場模式對 Z_0 敏感度測試 (固定 U^* 值)。

- 線 a $Z_0 : 10^{-3} \text{ m}$
- 線 b $Z_0 : 2 \times 10^{-2} \text{ m}$
- 線 c $Z_0 : 0.5 \text{ m}$
- 線 d $Z_0 : 1 \text{ m}$

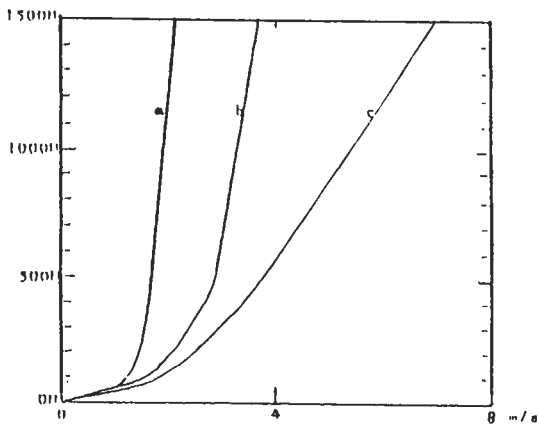


圖 8 一維風場模式對大氣穩定度 L 參數，敏感度測試 (固定 U^* 值)。

- 線 a $L : -40$ (熱力不穩定)
- 線 b $L : 200$ (中性)
- 線 c $L : 80$ (熱力穩定)
- X : 表風速範圍 $0 \text{ m/s} \sim 8.0 \text{ m/s}$ 。
- Y : 表高度範圍 $0 \text{ m} \sim 1500 \text{ m}$ 。

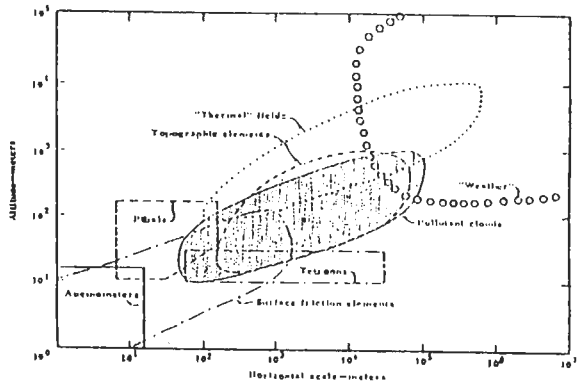


圖 9 大氣擴散範圍及其影響因子示意圖

X : 代表高度。
Y : 表水平尺度單位均為 m ，均為 Log 型式座標。

- 「○○○○○○○」表綜觀尺度系統影響範圍
- 「.....」表熱力效應影響範圍
- 「-----」表為地形效應影響範圍
- 「- - - - -」表地表粗糙度摩擦效應影響範圍

灰色部分即為地表空氣污染主要之擴散範圍

摘自 (Anderson, G.E., 197)

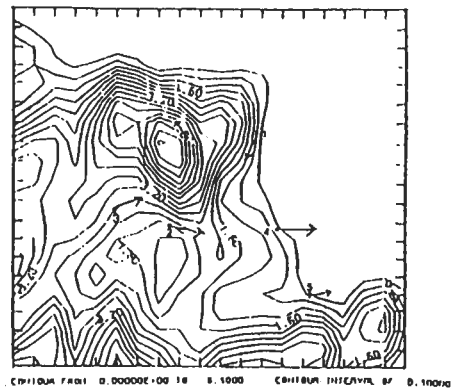


圖 10 74 年 7 月 14 日早上八點，鹽寮汽球探空觀測網地面風觀測 (個案 A)

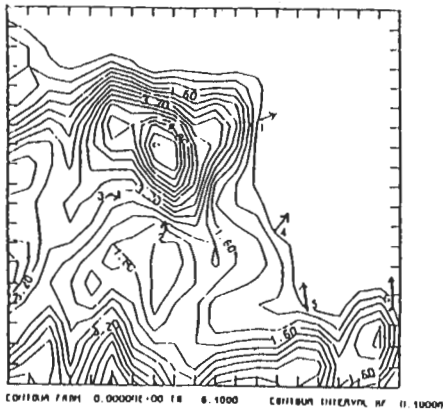


圖11 74年7月14日下午八點，鹽寮汽球探空觀測網地面風觀測(個案B)

- 1 代表 和美站 4 代表 鹽寮站
- 2 代表 雙溪站 5 代表 福隆站
- 3 代表 八股站 6 代表 媽岡站

註：圖10、11是以 E 121° 42.5' ; N 24° 52' 為早點，每隔 1 公里讀入聯動製圖 1 / 100000 之地形圖，再經 (Fast Fourier transform) 作濾波修勻之，其最短之地形波波長為 2.5 km。

個案A 一維風場模式模擬與汽球探空風速垂直分佈之比較：

- (a) 和美站如圖：12
- (b) 雙溪站如圖：13
- (c) 八股站如圖：14
- (d) 鹽寮站如圖：15
- (e) 福隆站如圖：16
- (f) 媽岡站如圖：17

1. 媽岡、雙溪、八股、和美等四站的觀測風速垂直分佈結構和模式模擬結果形態相似。

2. 除了鹽寮、福隆兩站外，其餘各站 400 m 高度以下的模擬結果和觀測極為符合。尤其是和美站地面至 700 m 高的觀測層，模擬及觀測的風速垂直分佈相當一致，顯示此站的地表粗糙度 Z_0 ，熱通量 Q 估計合理。

3. 八股測站由模式模擬和觀測結果相較，各層風速

有偏低現象，惟模式若將表面層高度提高至 150 m，則符合度有相當的改善，顯然是先輸地表粗糙度 Z_0 之參考值可能太小。(如圖18)

4. 鹽寮站表面層風速觀測值為 3.5 m/s，風向東吹，和大尺度風場一致，但風速隨高度快速遞減，而在 400 m 高度左右出現最小值，參考此站其他時段之觀測，得到大範圍風場是吹西風的情況下，都有這種現象，可能是一種地形阻擋造成的「迴流」現象。

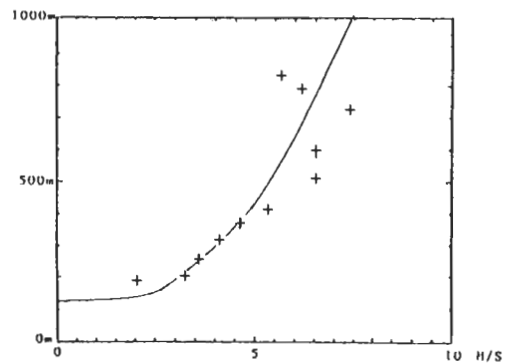


圖18 (可和圖14)作比較，參數測試

個案B 茲以七十四年七月十二日下午八點，鹽寮廠區觀測網資料為代表，此時大範圍地轉風大小為 8.5 m/s，風向 265°，由鹽寮鐵塔觀測資料顯示，當時大氣熱力穩定度按巴斯魁爾穩定度為 D 級，測站地面風觀測如圖11。

個案B 一維風場模式模擬與汽球探空風速垂直分佈之比較：

- (a) 和美站如圖：19
- (b) 雙溪站如圖：20
- (c) 八股站如圖：21
- (d) 鹽寮站如圖：22
- (e) 福隆站如圖：23
- (f) 媽岡站如圖：24

1. 大範圍地方風為南南西方向的情況下，除了雙溪及八股站，其餘均位於背風面，觀測之結果顯示各站有相類似的風場垂直分佈結構；在此地 400 m 至 500 m 高度之間出現一風速極小值。

圖 12：和美站

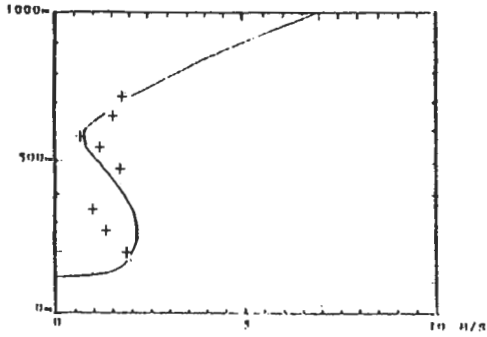


圖 13：雙溪站

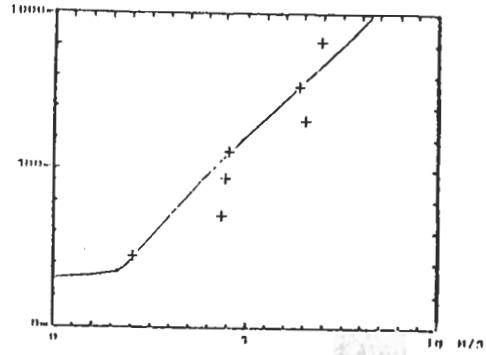


圖 14：八股站

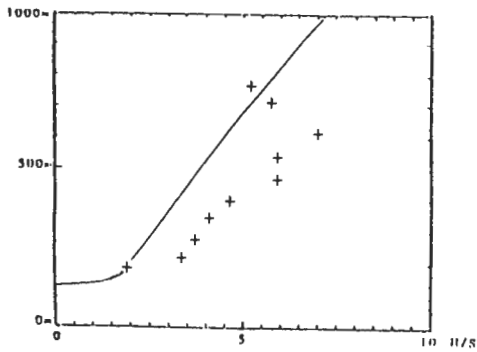


圖 15：鹽寮站

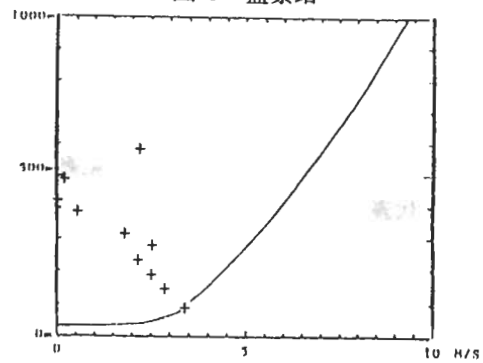


圖 16：福隆站

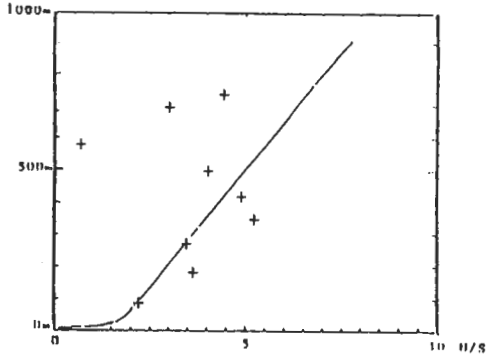


圖 17：媽岡站

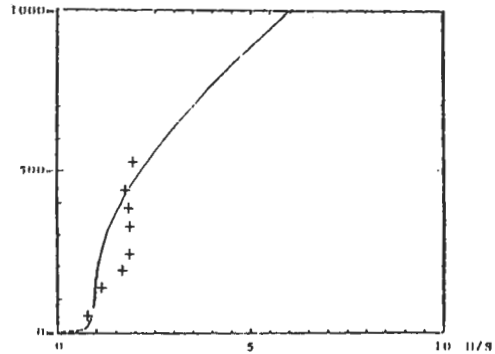


圖 12～圖 17 為個案 A，鹽寮汽球探空觀測網各站觀測結果和一維風場模式之模式之模擬結果比較圖。

x：代表風速 單位 m/s 範圍 0～10 m/s

y：代表高度 單位 m 範圍 0～1000 m

實黑線為模式之模擬結果；「+」代表觀測值。

2. 雙溪站地面風為西北來向，顯示山谷地形對此站之近地風場之引導作用。

3. 除了媽岡及福隆站，一維風場模式和實際觀測結

果在三百公尺以下，風速垂直分佈結果很一致，顯示，即使在複雜地形的影響下，近地處風場仍接近莫里荷夫相似理論的假設條件。

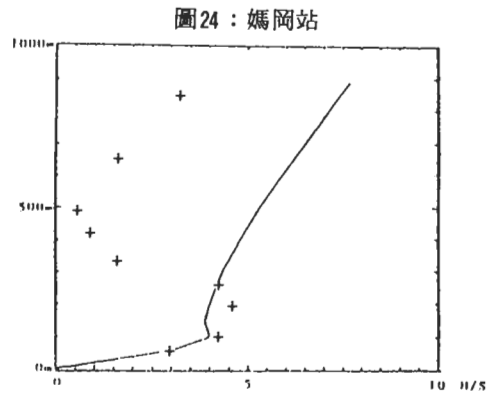
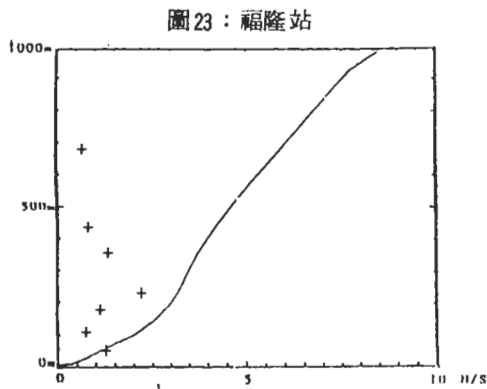
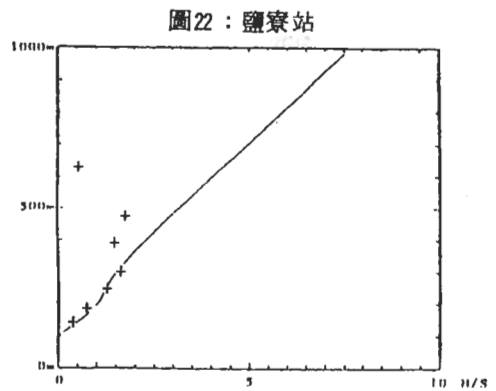
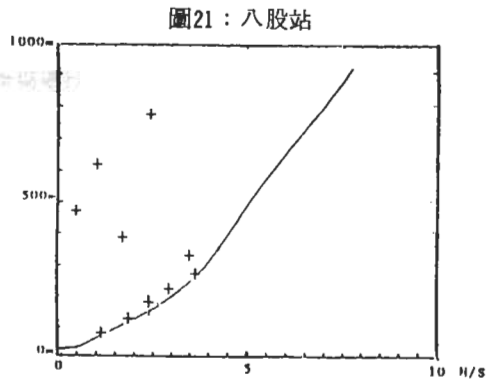
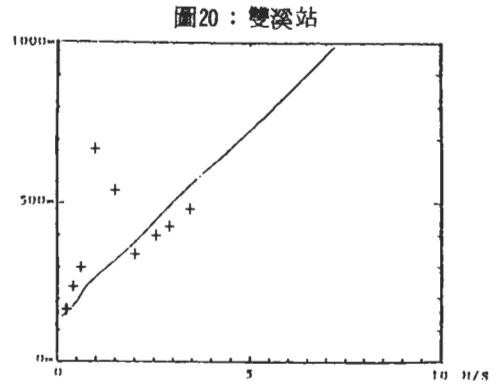
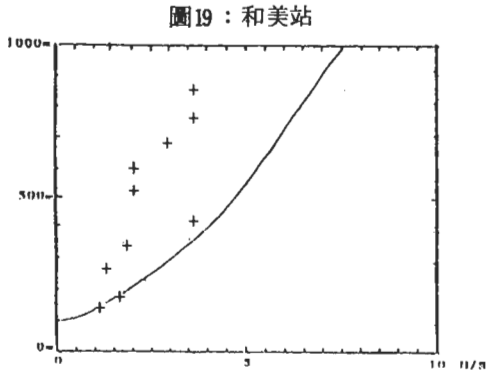


圖19~圖24 個案B，一維風場模式與球探空風速垂直分佈之比較：

「+」：為觀測值，實線為模式模擬。

x：風速；y：高度

六、結論

在可利用的資料僅有近於地表之風速、溫度觀測以及為模式上邊界條件的大範圍風場的情況下，以莫里荷夫相似理論和納瓦史得克方程建立一維風

場模式。將模擬結果和實際風場探空觀測作比較，有預期的良好模擬效果。

由一維風場模式的參數測試中，得知邊界層風場垂直分佈的結構，在近於地表處由於氣流主要是受地表粗糙度和熱力穩定度，兩種效應控制，主要

的表現形態是為紊流，在離地表較高的混合層高度，氣流呈現較大的渦流形態，受到地形的引導與阻擋作用很大。理論上，祇要我們掌握地方的粗糙度及地形分佈特徵，即可由輻射日夜差異，預測風場的分佈情形，同時可和觀測作比較，調整模式參數，使模式更具地方的適用性。

由 A、B 個案的分析中，得知一維風場模式模擬風場垂直分佈，在最低三、四百公尺高度下有相當良好的模擬結果，而在此高度上，地形的強迫作用，地形之強迫作用將逐漸控制氣流運動，由觀測得知位於背風處之測如個案 A 之福隆、塩寮及個案 B 的大部分測站，其風速之垂直、分佈結構都具有這樣的特徵，即在五百公尺高度附近有風速極小值出現，很可能是一種「背風迴流」效應（參考圖 25 a、b），這種「迴流效應」，顯然令動量通量不再適用於混合邊界層的 K 理論，因此我們可根據地方地形特徵，在不同的高度，尋求適用的 K 參數，來改進我們的模式。另一點值得注意，是個案 A 的

媽網站，地面風來自東北海面，和大尺度風向幾差 180°，此種屬於「海風迴流效應」，發現由模式中的「熱力風」修正項，有很好的模擬結果，如圖 17。是模式最大的優點。

本文所提供的是以簡易的物理，掌握影響大氣邊界層風場結構之物理因子，而可使用疏稀的觀測，描述大氣擴散環境，是本文的目的。

誌 謝

本文承原子能委員會專題研究計劃經費支援，謹表謝忱。在研究進行期間，台大大氣科學研究所林和教授提供寶貴意見及參與討論，特此致謝，並感謝杜達成先生幫忙完稿。

符號說明：

K : 紊流消散係數

k : von karman 常數 = 0.4

P_s : 地表壓力

C_p : 等壓熱容

R : 理想氣體常數

Q : 位溫

H : 紊流熱通量 $C_p \rho \overline{W'T'}$

g : 重力加速度

U^* : 黏滯速度

$\phi_m(Z/U)$: 無因次風切

$\phi_H(Z/U)$: 無因次垂直溫度梯度

θ^* : 無因次位溫 = $-1/kU^*(H/\rho C_p)$

θ_0 : 地表位溫

T_s : 地表溫度

U : 莫里荷夫長度 $-U^3 C_p \rho T / (kgH)$

P_n : 李查遜常數

U_1 : 熱力風

U_{g0} : 表面邊界層的地轉風分量

α : 表面層之地轉風分量及實際風向之夾角

$|V_0|$: 表面層風之大小

R : 地形高度

f : 柯氏參數

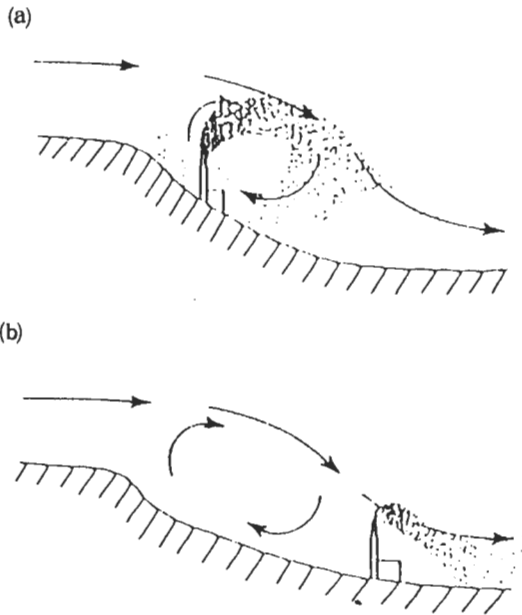


圖 25 「背風迴流」效應對大氣擴散環境所影響之示意圖

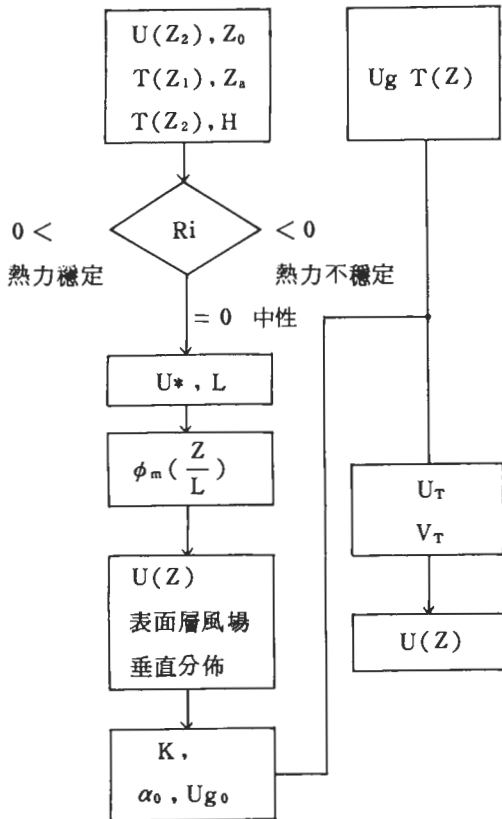
(a)源位於背風坡處之情形

(b)源位於山腳處之情形

- Z_s : 表面層高度
- γ : $(f/2K)^{1/2}$
- S : 太陽短波輻射熱通量
- R : 長波輻射熱通量
- F : 可感熱通量
- LE : 潛熱熱通量
- Z_0 : 地表粗糙度

附錄：

〈說明〉一維風場模式流程
流程圖



B. 流程解說：

(1)資料輸入：表面層觀測資料可有二類輸入類型：

- ①不同高度的三層風速。
- ②兩層高度的溫度、風速。
- ③單層高度的溫度、風速以及地表溫度。

- 探空資料提供大尺度風場 U_g 及溫度探空 $T(Z)$ ，另須讀入地形資料及地表粗糙度之參考值。
- (2)由李查遜數判定資料所屬熱力穩定度形態，或無超出臨界值。 Ri 可由(1)式求出。
- (3)由(2)、(3)、(4)式用牛頓雷福遜 (Newton-Raphson) 反覆計算法得到 L, U^* 。
- (4)由(3)式建立表面邊界層風速垂直分佈，得到 $|V_0|$ ， $|V_0|$ 即為表面層頂風速。
- (5)由式(2)得到紊流消散係數 K 。
- (6)由(2)、(4)得到 α_0, U_{g0} 。
- (7)代入上邊界條件，及地形高度 h ，由式(8)、(9)，即建立整個邊界層的風場垂直分佈。

參考文獻

蔡清彥、周根泉，1981：台灣北部地區局部環流之觀測分析及數值模擬。

林淑卿，1984：地形效應對風場影響之數值分析模式，國立台灣大學，大氣科學研究所，碩士論文。

蔡清彥、林和、柯文雄、周仲島，1986：台灣北部地區核能電廠附近氣象條件研究。國立台灣大氣科學系研究報告 NIU / ATM - 1986 - 04。

Barnes, S.L., 1973: Meoscale objective map analysis using weighted time series observations. NOAA Tech. Memo. Erinsal-62, 60pp.

Bergstorm, H., 1985: A simplified boundary wind model for practical application. J. Appl. Meteor, 25, 813-824.

Blackadar, A.K., 1976: "Modeling the nodaral boundary layer", preprints of third symposium on atmospheric turbulence. Diffusion and air quality, Raleigh, North Carolina, American Meteorological Society, Boston, MA. 46-49.

Businger, J.A., 1970: Flux-profile Relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos. Sci., 28, 181-188.

Dyer, A.J. 1974: A review of flux-profile relationships. Boundary-layer Meteor., 7, 363-372.

Hoffert, M.I., 1979: A scheme for computing surface

- fluxes from mean flow observation. *Boundary-layer meteor.*, 17, 429-442.
- Kao, S. K., 1980: An analytical solution for three dimensional stationary flows in the atmospheric boundary layer over terrain. *J. Appl. Meteor.*, 20, 386-390.
- Kau, W. S., and H. N. Lee., 1984: Simulation of three-dimensional stationary flows in the atmospheric boundary over terrain. *J. Appl. Meteor.*, 20, 38-39.
- Korrell, A. and R. J. Rossi, 1982: Wind profiles at the Boulder Tower. *Boundary-layer Meteor.* 22, 295-312.
- Kutzbach, J. E., 1961: Annual Report, Dept. of Meteorology, University of Wisconsin.
- Lettau, H., 1939: *Atmosphärische Turbulenz* Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Monin, A. S., and A. M. Obuřhov., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Trans. Geophys. Inst. Akad., Nauk USSR* 151, 163-187.
- Monin, A. S., and A. M. Yaglom, 1971: *Statistical fluid mechanics, mechanics of turbulence*, Vol. 1, the MIT press, 769 pages.
- Panofsky, H. A., and F. Fiedler., 1971: The geostrophic drag coefficient and the 'effective' roughness length. *Quart. J. R. Met. Soc.* 98, 213-220.
- Panofsky, H. A., and J. A. Dutton., 1983: *Atmospheric Turbulence*. 107-173.
- Racher, P. et. al., 1978: A mass consistent wind model over mid-phinne valley. *Air pollution modeling and its application I*. Edited by C. De. Wispelaere, 201-211.
- Wieronga, J., 1979: A revaluation of the kansas mast influence on measurement of stress and cup anemometer overspeeding. *Bound. Layer Meteor.*, 7, 289-308.
- Yaglom, A. M., 1977: Comments on wind and temperature flux profile relationships. *Boundary layer. meteor.*, 11, 89-102.

A WIND FIELD MODEL OVER COMPLEX TERRAIN
— THE STUDY OF YEN-LIOU AREA

Wen-Shung Kau *Chien-Zen Wu*

Dept. of Atmospheric Sciences,
National Taiwan University

(manuscript received July 18 1987; in final from September 18 1987)

ABSTRACT

Several factors must be considered in the wind field analysis of complex terrain:

- (1) Frictional effect—surface roughness.
- (2) Thermal effect—surface horizontal potential temperature caused by differential radiation.
- (3) Boundary layer effect—atmospheric stability represented by vertical temperature profile and wind shear near surface.
- (4) Topographic effect—wind field steered and blocked by terrain.

The atmosphere in the lowest 1 km is turbulent. The perturbed eddies play an important role maintaining the budget of heat (radiation, latent heat, sensible heat) and momentum (friction) in boundary layer. No observed data can be dense enough to describe the whole process consistently. Therefore, the additional physical hypothesis should be included and some parametrization schemes assumed, the wind field is then be optimized.

The purpose of this paper is to established an one-dimensional wind field model, using Monin-Obukhov similarity theory, some known characteristics of Ekman layer and large-scale geostrophic wind, the complete set of wind field in boundary layer can be simulated from sparsely observed wind tower data. To verify the results, we take the following three steps: firstly the sensitivity of the model to parameters has been tested, secondly, other boundary layer theories are compared, thirdly, our model output are evaluated by the observed data of pibal stations in Yen-Liou area, the model performs very satisfactorily.

Key words: turbulence, M-O similarity theory, Ekman layer, stability, complex terrain