

# 中尺度環流的二維模擬及探討

賴信志\*

盛揚帆\*\*

張石軍\*

林沛練\*\*

\* 海軍氣象中心

\*\* 國立中央大學大氣物理研究所

## 摘 要

在微弱綜觀尺度環境的條件下，中尺度環流的存在對於海岸地區及山坡地形的天氣型態具有主導的功能。尤其像台灣這般的海島地形，山坡區緊臨著海岸線，中尺度環流的現象更為明顯。

本文利用一簡單的二維中尺度氣象模式，探討海陸風環流及山谷風環流的發展過程；並且觀察此二中尺度現象互相結合，影響的情形。最後並討論若有綜觀尺度風場存在時，中尺度環流扮演的角色。結果發現盛行風的方向及強度均會影響中尺度環流的發展，離岸風會增加環流的強度及垂直厚度，向岸風則相反。

## 一. 前 言

由於局部區域熱力作用的差異，海陸交界處、山坡地形、山谷地形等地方，會因為日照輻射吸收不同而造成水平溫度梯度。這種情形所造成的力管效應，會在該地區引發一個空間尺度約為 100 公里左右的環流。

這種由於熱力作用所引發的中尺度環流，常見的有海陸風環流、山谷風環流、斜坡風環流等。在夏日微弱大尺度流場的環境下，中尺度環流系統具有主導區域性流場的功能。

海陸風形成的原因是因為海洋與陸地表面吸收太陽輻射能力不同，海水擁有較大的熱容量，陸地則較小。因此在日間短波輻射強盛時，海陸的交界處會因加熱程度不同而產生水平溫度梯度，經由力管項的作用，在海岸處便形成一個熱力直接環流，

這個在近地層白天吹向岸風，夜晚吹離岸風的一日週期環流，即稱之為海陸風環流。山谷或斜坡風則由於地形高低不同造成溫度梯度的傾側，產生白天風由低處往上吹，夜晚則風由高處向下吹的情況。

有關海陸風的研究已經相當完整，Defant (1951) 及 Neumann (1951)，即觀測過海風，並提出海風環流的特徵：厚度約在 1000 公尺以下，最大水平風可達 10m/s，可深入內陸 30-50km，海風風面通過時，風速增加，溫度下降，濕度上升。而 Hsu (1970) 在德州海岸的觀測更清楚地指出海陸風最早均發生於海岸，陸風較微弱且出現時間較短，海風最強時刻約在下午 3 點，平均風速達 6m/s，上層回流的速度較小，只有 3m/s，水平延伸可達 100 公里，厚度則高達 3 公里，海風風面處為最強之輻合區。

$$\eta = \frac{Z-Z_g}{Z_t-Z_g}$$

其中  $Z_g$  表示地面離海平面之高度，

$Z_t$  表示模式頂的高度，

$Z$  為直角座標系統的垂直座標，由此轉換關係

式可以推導出一些微分的運算元：

垂直速度在新地勢座標的表示法如下：

$$\dot{\eta} = \frac{d\eta}{dt} = -u \frac{(1-\eta)}{Z_t-Z_g} \frac{\partial Z_g}{\partial x} + \frac{W}{Z_t-Z_g}$$

因此直角座標上的垂直分量可表示為

$$W = \dot{\eta} (Z_t - Z_g) + U(1-\eta) \frac{\partial Z_g}{\partial x}$$

其中時間的全微表示法如下：

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + \eta \frac{\partial}{\partial \eta}$$

在模式中水平範圍涵蓋 330 公里，垂直範圍取至 10 公里，整個模式範圍比要探討的中尺度環流的空間尺度大了許多。如此的取法是為了避免模式邊界所產生的干擾，但相對的必須增加更多的格點數才能符合中尺度的解析度，格點的增加勢必增加更多的計算機資源，為了維持中尺度環流應有的解析度並在節省計算機資源的使用原則下，本文中採用非等間距網格，亦即在海陸交界及地形處採用較好的解析度，愈往側邊界與上邊界的格點間距愈大。轉換的方法如下：

水平解析度轉換

將原有的  $X$  座標系統轉換成  $X'$ ，其關係如下

$$x' = -a \frac{X}{L} \left[ \left( \frac{X}{L} \right)^2 - b \right]$$

式中  $L$  為模式半寬， $a$  及  $b$  為常數，隨模式的半寬調整及要求的解析度調整之。經測試後， $a=49.7$ ， $b=4.32$  時，在  $X$  座標系統上之水平格點間距可以由模式中心處的 7.4 公里一直增加至邊界附近的 16.4 公里，而在  $X'$  座標系統上則為 9.7 的等間格間距。

垂直解析度轉換

基本上地形熱力作用所引發之中尺度環流為一種淺對流之現象，其結構主要表現在邊界層中，為了維持邊界層垂直向的高解析度，並節省計算機資源，我們將原有的  $Z$  座標系統轉換成  $\hat{S}$ ，其關係如下：

$$\hat{S} = A \left[ \frac{\eta}{\eta_a} + \ln \left( \frac{\eta + \eta_b}{\eta_b} \right) \right]$$

式中  $A$ 、 $\eta_a$  及  $\eta_b$  均為常數，隨著需要的解析度調整之，由於探討的現象基本上仍屬於大氣邊界層中的運動。故在模式低層要有較細密的格點分布。取  $A=335.757$  公尺， $\eta_a$  為  $4.3806 \times 10^{-2}$ ， $\eta_b$  為  $9.54065 \times 10^{-4}$ ，則在  $\eta$  座標系統上垂直格點間距可由模式最低層的 20.4 公尺增加到模式頂附近的 498 公尺。而在  $\hat{S}$  座標系統上則是等間距的 400 公尺。

為了表現次網格點尺度的物理過程，我們利用參數化的方法來求出渦流交換係數。在一般的研究中對於水平渦流交換係數並不是非常清楚，模式中通常以常數給定之，但是適當地選擇  $K_H$  值可以有效地濾掉短波 (Pielke 1974b)。本研究在選擇水平方向渦流交換係數上亦給以常數值  $10000 \text{ m}^2/\text{s}$ ，並假設動量與熱量之水平交換係數相同。

由於熱力強迫作用所引發的中尺度環流系統在沒有大尺度環境提供的抬升條件下，垂直方向的延伸很少到達模式頂 10km 的高度，因此假設上邊界沒有擾動，即令：

$$\tilde{U} = \tilde{V} = \tilde{W} = \tilde{\theta} = \tilde{\pi} = 0$$

在這種上邊界無擾動的假設下，為了避免重力波或其他擾動上傳到邊界後產生反射的作用，因此在上邊界附近加上吸收層，此吸收層距離下邊界層甚遠，並不會影響到下層淺對流模擬的結果。模式的水平範圍遠大於中尺度環流所能延伸的水平範圍，因此控制環流的各個物理量在到達側邊界時，應該沒有明顯的變化發生，因而在側邊界的假設條件採取零梯度的邊界條件。

假設地表為不可滑動之邊界 (No Slip)

除了觀測分析外，由於計算機的發明與進展，數值模式的發展日精益求精，早期 Estouge(1961、1962) 便曾以非線性的海陸風模式進行模擬，成功地模擬出海陸風環流的形態，之後有關海陸風的數值模擬便有了很大的進展。Pielke(1974a) 以三維的數值模式模擬美國佛羅里達州南部海陸風的情形。Kikuchi(1982) 則以三維的海陸風模式模擬日本關東平原附近地形對海陸風的影響。而由於海風前緣的輻合區具有明顯的上升速度，當海風向前推進時會形成一個界面，稱之為海風鋒。且海風入侵時，海面上的空氣與陸地上的空氣稟性不同，會形成所謂的海風熱力內邊界層。關於這方面，Ogawa, et al.(1984) 曾就內邊界層內的亂流特徵提出當海風入侵後，較冷的空氣會與地面較熱的空氣產生對流，使得亂流的作用明顯加大，內邊界層的高度會隨著地表加熱的增加而向上發展。Gemó, et al.(1982) 亦以飛機觀測來探討內邊界層在海岸區的發展情形。

臺灣地區地處亞熱帶，四面環海，加上中央山脈縱貫南北，通常在離海岸線不遠處即有斜坡、山地之存在。中尺度環流系統的現象如海陸風、山坡風非常的明顯，且兩者間的距離很近，當午後中尺度環流發展強盛時，海陸風環流與山坡風環流的熱力場將和而為一，形成一個空間尺度較大的熱力環流，稱之為“擴張的海陸風”。(Kondo et al; 1990)。

因此本文在第二節建立一個採用較合理邊界層參數化法，考慮地形效應的二維中尺度數值模式，模擬中尺度環流的發展第三節即討論模擬的結果，並考慮有大尺度風場存在時中尺度環流所受之影響。除了討論環流風場外，邊界層的發展亦是探討的重點。

## 二. 理論與模式

模式中大氣的環境假設大尺度基本流場為正壓狀態，沒有垂直運動。遵守理想氣體方程式，並處於流體靜力平衡狀態下。除了地面之加熱與冷卻作用外，運動過程視為絕熱過程，不考慮水汽、輻射等效應。由於中尺度環流垂直方向運動的尺度遠小

於大氣的垂直運動特徵高度 (scale height) 故採用布氏近似 (Boussinesg's approximation)。假設位溫的擾動量遠小於大尺度的基本位溫，以便簡化靜力方程式。如此模式便符合我們有興趣之中尺度氣象場的特性。

採用擾動法 (perturbation method)，我們依尺度大小將大氣運動的各種物理量分成三部分：其中  $A$  代表任意之物理量， $\widehat{A}$  表示大尺度之基本場，在模擬過程中維持不變，意謂綜觀尺度的變量，不受中尺度環流的影響。 $\widetilde{A}$  表示中尺度的變量，模式模擬的重心即在描述此格點尺度產生的環流系統。 $A'$  為次網格點的變數，模式之網格無法解析此一尺度的變數，但由於這種次網格的變數係由邊界層亂流擾動所引起，在邊界層中代表熱量和動量的傳遞，因此以合理的參數化方法來處理。本文採用  $K$ - 理論來處理次網格的變數，即令：

動量方程

$$\overline{U'_j \frac{\partial U'_i}{\partial x_j}} = - \frac{\partial}{\partial x_j} (K^{(m)} \frac{\partial}{\partial x_j} (\widetilde{U}_i + \widehat{U}_i))$$

熱量方程

$$\overline{U'_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j}} = - \frac{\partial}{\partial x_j} (K^{(\theta)} \frac{\partial}{\partial x_j} (\widetilde{\theta} + \widehat{\theta}))$$

其中  $K^{(m)}$  為動量之渦流交換係數 (eddy exchange coefficient of momentum)

$K^{(\theta)}$  為熱量之渦流交換係數 (eddy exchange coefficient of heat)。

由於亂流在垂直方向與水平方向的擴散效應不同，在模式處理中將之分開， $K_H^{(m)}$ ,  $K_H^{(\theta)}$  代表水平方向之渦流交換係數， $K_V^{(m)}$ ,  $K_V^{(\theta)}$  代表垂直方向之渦流交換係數。

定義 Exner's function:

$$\pi = C_p \left( \frac{P}{P_{1000}} \right)^{\left( \frac{R}{C_p} \right)}$$

採用追隨地勢座標：

(Terrain following coordinate)，將原本的卡氏座標轉換如下：

定義新的垂直座標

Boundary )，故所有的速度在下邊界均為零。

在海陸風環流的模擬中，由於海水的比容遠大於陸地，因而將海面上的溫度定為常數，並保持固定為  $300^{\circ}\text{K}$ 。在陸地上由於白天吸收太陽短波輻射及夜間散熱（長波）的效應，地表溫度會受到一日循環周期的影響。我們參照嘉義測站數年夏季日溫變化情況，以一簡化的周期函數公式來代表地表溫度的一日變化，此周期函數公式表示如下：

$$\theta(t)|_{\text{land}} = [2.994\text{Sin}(\frac{2\pi}{24}t - \frac{23}{36}\pi) + 0.916\text{Sin}(\frac{4\pi}{24}t + \frac{12}{36}\pi) + 0.258\text{Sin}(\frac{6\pi}{24}t + \frac{22}{36}\pi)]$$

其中  $T$  為地方時間，以小時為單位。

模式開始積分時，大氣中的綜觀尺度環境處於一靜力穩定的狀態，大尺度位溫場每上升一公里增加  $3^{\circ}\text{K}$ ，而中尺度的初始場則完全無任何擾動。

大尺度的風場一直維持靜止，在次網格尺度的風場擾動  $u'$ 、 $w'$  分量上，是利用亂數產生器給予一個初始值，以便往下積分時計算渦流交換係數，至於其他物理量在次網格尺度內初始值均為零。

整個模式的積分過程共分為三個階段，調整過程、平流過程以及摩擦過程，差分方法及計算的過程是採用 Gadd(1978)所提出的分離—外顯積分法 (Split-explicit integration Scheme)。這種區分法是依據不同的運動特性，分別以適當的差分方法來配合，以便分開處理運動快慢不同的現象並節省計算機使用的資源。此法最大的優點是穩定、省時。

本模式中，一個完整的外顯 - 分離積分法的積分過程應該包括了四次的調節過程、一次平流過程及一次摩擦過程。

由於使用不同的數值方法以不同的時間間隔來處理不同的運動作用，不但可藉著選擇適當的數值方法配合不同的物理特性來減少誤差，並可利用積分時間間隔的調節以節省計算時間。

積分是由地面位溫和海面位溫相等的時刻開始，約在地方時間 8:00 左右。網格點的選取採用交

錯網格且非等間距，其配置圖如 3.1。水平方向共有卅五點，討論單純海陸風環流的個案時以第十八點為海岸的位置所在 ( $X=0$ )，第一到第十七點為 ( $X<0$ )，第十七點到第卅五點為陸地 ( $X>0$ )。若為單純斜坡風的個案時，則以第十八點為地形上升處。海陸風加上地形效應時，則以第十四點為海岸，第十八點為地形上升處，第十八—廿五點間為斜坡，第廿五點後為平台地形。垂直方向則共分廿六層，第十八層以上為吸收層。詳細的地形配置如圖 3.2 所示。

### 三. 結果與討論

前三個討論個案以討論單純的中尺度環流為主，後四個個案則加入弱強不同、方向不同的盛行風場，詳細如表一所列。

#### 個案一

模擬地面為海陸分布的條件下，海陸風環流發生的情形，為了使模式有較穩定的結果，並避免擾動產生的影響，因此探討的是積分廿四小時之後的情形。

地方時八點時，由於地表剛開始加熱，故模式區域仍存在夜間陸風環流型態，但地表持續的加熱，此時水平溫度梯度的方向恰與夜間相反，力管效應引發的環流系統亦整個與晚間的環流方向相反。這種低層吹向岸風，高層吹離岸風的封閉環流，通稱為“海風環流”。在模式的各種設定之下，地方時間 1200 時，由圖 3 可看出海岸附近已有明顯的海風環流，其厚度約在 400 公尺以下，迴流並不明顯，海風的前緣向內陸約已推進至 18 公里左右。

圖 4 為下午四點的風場。可以非常明顯的看到海風環流繼續往內陸推進，上升速度最大區存在於離海岸約 30 公里處，而且垂直的延伸範圍亦發展至 1200 公尺。整個的環流向內陸、向上擴張，模擬的結果與以前的觀測或模擬均有良好的相符。由此亦可證明此模式之可行性。

而海風鋒前則發現一個強度較弱的反環流，此乃因為質量不減使得內陸的空氣補充海風上升區所

導致。其強度與範圍均比環流小。

過了地面加熱最高點的時間後，地面逐漸降溫，海風的強度漸次減弱，水平風速減弱，垂直速度變小，但因為運動的慣性使得海風前緣仍向內陸推進，但是前進的速度變小很多。圖 5 是 2000 LST 時的風場，水平速度由 1600 LST 的 6M/S 減弱成 3.6M/S，但是海風前緣已推至 75 公里處的內陸。

經過一天的太陽輻射周期變化，晚間陸地不再加熱，反而因長波輻射放出能量而降溫。冷卻的效應讓水平溫度梯度和日間的溫度梯度再次反向，再度形成陸風環流的形態。0300 LST 的風場繪於圖 6。陸風環流的強度與厚度均比海風環流來得小，是因為夜間太陽輻射消失，環流強度的維持只靠地面降溫與海面之間不大的溫差。因此圖中的近地面水平風已反向，往海面上吹；上層則為其迴流。但不論是水平或垂直的風速都小了許多，且整個環流的厚度降至 600 公尺，而海陸風環流的一日循環過程於焉完成。由此可看出本模式可良好的模擬海陸風環流的生成及發展過程。

亂流擾動形成的機制有兩種，一種是由風切效應 (Wind Shear effect) 所引起，當風切越大時，亂流擾動的能力亦越強；另一種則是由浮場效應 (Bouyancy effect) 所引發，若上下兩層之間的溫差越大，則亂流擾動的能力亦越強。

另外邊界層發展的情形亦與垂直方向的擴散有極密切的關係。邊界層層頂被視為亂流向上傳遞能量的界線，邊界層層頂以下的空氣由於亂流的混合作用在垂直方向污染物可以分布得相當均勻；而邊界層層頂以上則因為沒有亂流的作用，所以維持一個穩定的情況。因此邊界層 (混合層) 高度常常被利用於空氣污染預警的一種指標。在風場微弱的情形下，若近地層的溫度分布顯示一個相當穩定的狀況，則不利混合層的發展，污染物無法向上擴散，地面濃度勢必增加；但若地面加熱強盛，溫度一直抬升，造成與上層較冷空氣有對流混合的效應，則邊界層高度會一直往上發展，污染物得以向上擴散，地面濃度便會減小。

陸地表面加熱的結果會使得渦流擾動的能力增強，並使得近地表的位溫分布呈現超絕熱的狀態，

這種溫度型態的垂直分布一直到亂流擾動能力消失才恢復先前的絕熱過程，而這個回復的高度即為逆溫層頂。分析單點一日的位溫垂直分布時序變化，即可清楚的看出邊界層隨日照增強，亂流活動增強而向上成長的情形。

圖 7 是離海岸線 3.7 公里處的日間垂直位溫分布時序圖。地方時間九點時，由於地表加熱的程度慢慢加大，因此在近地層呈現極不穩定的超絕熱位溫垂直分布。近地層的上方由於亂流的混合作用，位溫呈現幾乎垂直的形態。對於混合層開始慢慢地成長，混合層以上為不受地面加熱與亂流混合作用影響的穩定狀態，隨著時間的增加在圖中可以看到超絕熱現象益加明顯，熱力邊界層的發展亦往上延伸 1400 LST 時邊界層頂達到 800 公尺左右，顯示在此高度以下亂流強烈地混合作用。

觀察內陸 26.3 公里處的位溫垂直位溫變化 (圖 8)，同樣地也發現在近地層的超絕熱現象越來越明顯，而邊界層亦一直往上發展 1400 LST 邊界層頂以抬升至 800 公尺。和圖 8 比較，則發現 500 公尺以下的位溫高出 3.7 公里處 1.5°，這是因為海風尚未入侵至 26.3 公里處，而 3.7 公里處由於海風帶入較冷的空氣使得在海風層 500 公尺以下的溫度較低。

Ogura et al. (1986) 在加拿大安大略湖畔所觀測到的湖風入侵現象中，亦看到相同的邊界層發展。

1400 LST 以後海風在水平方向以擴展至 30 公里，風速加大使得風切效應增大，地表加熱亦達到極大，因此亂流混合效應變得極強，混合層高度在 1700 LST 時抬升到 1500 公尺，而海風帶入冷空氣與陸地上熱空氣產生的對流混合現象亦非常清楚。圖 9 是內陸 26.5 公里處 15 到 20 點的垂直位溫分布時序圖，皆可明顯的看到地面開始降溫，1900 LST 之後穩定的絕熱位溫分布開始在近地層出現，而白日亂流作用的效應仍存在混合層中，但是因為海風環流的減弱以及地表不再提供熱量，因此邊界層在 1700 LST 以後開始下降。圖 10 則是夜間的溫度分布，地表持續降溫使得近地面呈穩定的分布狀態，陸風環流系統成立後，其強度較海風弱許多，而夜間的長波輻射冷卻效應比白天短波輻

射亦來得小，因此在近地穩定層的上方溫度呈現一溫度稍高的情形，亂流作用的效應並未完全消失，此即殘留邊界層 (Residual Boundary layer) Roland(1988)。

和不受海陸風環流影響的更內陸地點的溫度變化作比較，圖 11 為離海岸 125 公里處 1500 到 2000 LST 的溫度時序圖。明顯的看出由於沒有海風的入侵，在沒有海風內邊界層的發展下，因此邊界層高度只能局限在大氣穩定條件下的高度約 850 公尺。邊界層的發展受大氣穩定度及中尺度環流的影響很大，汪 (1990) 在探討邊界層結構對海風環流的影響時，曾提出相同的論點。

為了更清楚地觀察海風熱力內邊界層的結構及發展，觀察模式範圍內位溫分布隨時間的變化情形。早上九點的分布，在海上仍維持穩定的熱力結構，陸地上夜晚穩定的形態逐漸被地表加溫所破壞而呈現超絕熱的現象，由於海風尚未建立，因而海風內邊界層尚不明顯。一小時之後海風在海岸線建立，海風內邊界層出現，其高度約在 300 公尺。海風熱力內邊界層的成因是因為海風入侵會帶入海面上較冷的空氣，與陸地加溫後的溫暖空氣形成稟性不同的界面行所造成。若地表的加熱作用增強，則此邊界會往上抬升。

圖 12 是 1200 LST 的位溫場，可以清楚的由海岸上緣往陸地看到內邊界層的發展，若以 312°K 當成邊界層頂，則到時層頂已被抬升至 500 公尺。下午兩點的地表加溫達到最大，內邊界層亦達到最高，圖 顯示內邊界層已發展至 0.9 公里，此後由於海風推進更內陸，所帶進的冷空氣經過亂流混合的效果和陸地熱空氣的對比已不如海岸附近般強烈，所以內邊界層不再明顯，而與陸地上的大氣邊界層合而為一。

## 個案二

個案二為模擬地面存在一斜坡的條件下，斜坡風環流的發生，和個案一相同，探討的個案為模式積分廿四小時之後的情形。

斜坡地形的存在會因為太陽熱力強迫作用的日變化而產生一日循環的斜坡風環流。日間太陽輻射加熱，由於地形有高度的變化，地形表面的溫度會

比鄰近同一高度的空氣來得高，於是便產生一水平溫度梯度，由於質量場與運動場的平衡，力管效應在坡面上產生一熱力直接環流，日間近斜坡處為上坡風，其上為往下坡的迴流，夜間則剛好方向完全相反，此即斜坡風環流系統。

由於地表的持續加熱，在 1200 LST 時，斜坡上近地層附近有明顯的上坡風出現，垂直速度並不是非常清楚，但已有大略的上坡風環流形態。其水平範圍含蓋整個斜坡，厚度約 300 公尺。

圖 13 為下午四點的風場，可以非常明顯的看到上坡風環流繼續往平台推進，上升速度最大區存在於斜坡轉換成平台的地方，整個上坡風環流已經非常清楚，垂直延伸高度達 1000 公尺，垂直速度值約 28 cm/s，其延伸範圍亦發展至 100 公里。整個的環流向內陸、向上擴張，模擬的結果與以前的觀測或模擬均有良好的相符 (Kondo et al. 1990 a)。

過了地面加熱最高點的時間後，地面逐漸降溫，上坡風的強度漸弱，一如海陸風環流一般，水平風速變弱，垂直速度變小，但環流仍非常明顯。其強度比海陸風稍大，水平速度約為海風環流的 1.2 倍。斜坡上的平台則存在一反環流，亦如在海風的個案中所觀察的結果，其強度及範圍均比上坡風來得小。

圖 14 是與海平面同高平地處的日間垂直位溫分布時序圖。地方時間九點時，由於地表加熱的程度慢慢加大，因此在近地層呈現極不穩定的超絕熱位溫垂直分布。近地層的上方由於亂流的混合作用，位溫呈現幾乎垂直的形態，對流混合層開始慢慢地成長。混合層以上為不受地面加溫與亂流混合作用影響的穩定狀態，隨著時間的增加在圖中可以看到超絕熱現象益加明顯，熱力邊界層的發展亦往上延伸，1400 LST 時邊界層頂達到 800 公尺左右，顯示在此高度以下亂流強烈地混合作用。

觀察斜坡上的位溫垂直位溫變化 (圖 15)，同樣地也發現在近地層的超絕熱現象越來越明顯，而邊界層亦一直往上發展。1400 LST 邊界層頂已抬升至 800 公尺，和圖 14 的海風個案做比較，則發現斜坡上的低層位溫高出海平面處 0.5°K，這是因為同為地表溫度相同，上坡風的範圍所帶入的空

空氣並沒有相差太多的原因。

1400LST 以後上坡風發展地非常完整，地表加熱使亂流混合效應變得極強，混合層高度在 1700LST 時抬升到 1500 公尺。圖 16 與圖 17 分別是海平面及斜坡上十五到廿點的垂直位溫分布時序圖，皆可明顯的看到地面開始降溫，穩定的絕熱位溫分布開始在近地層出現，但是因為斜坡風速的減弱以及地表不再提供熱量因此邊界層開始下降。

### 個案三

個案三為模擬地面有海陸的分布，在海岸附近並存在有山坡地形的條件下，海陸風環流以及斜坡風環流系統的變化，探討的個案亦為模式積分廿四小時之後的情形。

地方時間早上八點時，可以看到海岸上空存在一微弱的離岸風，即陸風的情形。但是在斜坡上由於水平溫度梯度的較先反應，因此上坡風環流首先出現在斜坡，而海風尚未建立。在 Kondo et al. (1990) 對日本關東平原進行模擬實際海陸風環流影響時，曾有相同的結果。

1200LST 時，海岸區由於地表的持續加熱，使得地表的溫度高於海面的溫度；水平溫度梯度的加強使得海岸線上緣顯現出明顯的向岸風，即海風。在斜坡地形方面，上坡風的強度一直在增強當中。觀察海岸與地形之間平面上的風場，可以看到存在一個輻合區，此乃海風環流前沿的上升速度區，但是並不明顯，可能是因為受到上坡風水平速度的影響，使得上升速度被破壞，因此有此情形發生。若以等值線來觀察，圖 18 可看到海風環流與斜坡風環流各自發展，而斜坡風的範圍與強度要比海陸風大了許多。

圖 19 為下午四點的風場。可以非常明顯的看到由於海風環流繼續往內陸推進，其水平溫度梯度與斜坡風的溫度梯度已經結合在一起，因此整個海岸附近的地帶，包括地形上的環流結合成一個向內陸、向上擴張的大環流，這種結合兩種中尺度環流與熱力效應所形成的大環流被稱之為“擴張的海陸風”(Extended Land-Sea Breeze)。

此時由風場圖 19 已分不出海風與上坡風的界線。

過了地面加熱最高點的時間後，整個大環流的

強度減弱的強度，水平風速減弱，垂直速度變小，但是環流仍結合在一起。圖 20 是 2000LST 時的風場，斜坡上的溫度梯度因地表降溫的原因而反向，由上坡風的形態變為下坡風。至於在海岸線附近因海陸溫度的對比尚不是很明顯，因此仍為海風的形式。這兩個方向相反環流的上升速度最大區則由斜坡頂往下坡方向移動，而白天午後的結合環流則因對溫度差異反應快慢的差別而告破壞。

由於地表有海陸的差異分布，加上離海岸線不遠處即有地形的存在，因此整個探討範圍內的溫度變化變得比較複雜，不若單一中尺度現象般的單純。由於地表加熱的程度慢慢加大，因此在近地層呈現極不穩定的超絕熱位溫垂直分布，上方由於亂流的混合作用位溫為垂直的分布。混合層以上不受地面加熱與亂流混合作用影響，位溫並沒有改變。隨著時間的增加熱力邊界層的向上發展，1400LST 時邊界層頂約達到 800 公尺左右。

觀察斜坡上的位溫垂直位溫變化(圖 21)，同樣地也發現在近地層的超絕熱現象越來越明顯，邊界層亦一直往上發展，斜坡頂的混合層高度於下午五點時達到最高，則發現邊界層高度發展至離地面 2.5 公里高的上空。這是因為海風環流與上坡風環流結合後，強盛的水平風切使得亂流擾動的能力增強，加上海風帶入較冷的空氣，對流混合的效果亦強所造成。

圖 22 及圖 23 則分別比較同一時間，不同地點的溫度分布，發現在海風入侵範圍內的地方，其邊界層內的溫度比較低，且在地面加熱最強盛時其邊界層的高度要比不受海風或上坡風影響處的大氣邊界層來得高，此點顯示熱力內邊界層發展的特性。由於地勢的抬升，斜坡上的邊界層幾乎是垂直斜坡發展，發展的高度約在 500 公尺以下。500 公尺到 1500 公尺之間會因為較上層迴流下降運動的影響而有略為增溫的情形。海風熱力內邊界層在這個個案中亦可清楚的看到，圖 24 是早上十點的位溫分布，在海陸交界處可看到因為溫度差異明顯的海風內邊界層層頂。高度約在 公尺左右，此邊界層與斜坡上的邊界層相連，但在平面上的垂直高度要比斜坡上高。圖 25 是 1400LST 的位溫場，地形效應加熱所造成的邊界層抬升已和海風熱力內邊

界層合而為一，亂流混合的效應約可達地面上空 3 公里高。

#### 個案四

考慮弱向岸盛行風  $2\text{ m/s}$  對局部環流的影響。模擬的結果為模式第三天的情形。

在大尺度環境為  $2\text{ M/S}$  的向岸盛行風的條件下，由熱力機制引發的中尺度環流之強度會因為向岸盛行風吹散熱量至內陸，水平溫度梯度變小的關係而減弱。觀察 1200 LST 的風場時，若將盛行風去掉，再和個案三比較中尺度環流的強度時，便可發現向岸盛行風扮演的角色是減弱中尺度環流的強度（圖 26）。但是加上盛行風後由 1600 LST 的風場（圖 27）可發現總合的水平速度比個案三要來得大。至於夜間的風場。由於盛行風的方向與中尺度環流夜間陸風較弱，而且盛行風與陸風方向相反，相互抵消的結果，使得夜間的離岸風場並不明顯。

圖 28 為 1000 LST 的位溫分佈情形，由於向岸風的吹送地表加熱所產生的熱量被輸送至內陸。比較圖 29 與圖 30  $2^\circ\text{K}$  等位溫線之分佈，我們發現在有弱向岸盛行風的情形下，該等位溫線分佈在更內陸的地區。因此熱量擾動的程度與個案三相較之下顯得比較小，亦即海岸附近的水平溫度梯度比較小。1400 LST 的位溫分佈更可明顯地在斜坡頂處看到此一情形（圖 29）。

#### 個案五

考慮強向岸盛行風  $5\text{ m/s}$  的情形。模擬的結果一樣為模式第三天的情形。

在大尺度環境為  $5\text{ M/S}$  的向岸盛行風的條件下，中尺度環流之強度會因為強向岸盛行風將水平溫度梯度幾乎完全破壞的關係而變得非常微弱。觀察 1600 LST 加熱最強時的風場（圖 30），若將盛行風去掉，垂直速度的量非常小，整個環流的形態也不明顯。夜間亦由於強盛行風的影響，整個風場均呈向岸的情形，反向環流亦非常不明顯。

圖 31 為 1000 LST 的位溫分佈情形。由於強向岸風的吹送，地表加熱所產生的熱量被快速輸送至內陸，因此在水平方向幾乎沒有溫度梯度。此個

案熱量向上擾動的程度與個案四相較之下顯得很微小。觀察 1400 LST 的位溫分佈（圖 32），除了因地面加熱使得溫度分佈較高外水平溫度梯度與 1000 LST 一樣，沒有多大的變化。

#### 個案六

考慮弱離岸盛行風  $2\text{ m/s}$ 。

大尺度環境若為  $2\text{ M/S}$  的離岸盛行風，熱力機制引發的中尺度環流日間的方向為向岸的海風，恰與盛行風向相反。此時由於地面加熱在海岸與地形處所產生的水平溫度梯度會因為離岸盛行風的阻擋效應而加強，造成中尺度環流強度的加大。觀察 1200 LST 的風場時，若將盛行風去掉，可發現中尺度環流的強度比個案三強很多。弱離岸盛行風的效應相當明顯（圖 33）。而且發現總合的垂直速度比個案三要來得大。由於盛行風的方向與中尺度環流夜間的方向相同，相互加強的結果，使得夜間的離岸風增大。

圖 34 為 1000 LST 的位溫分佈情形。由於弱離岸風的吹送，地表加熱所產生的熱量被侷限在海岸與斜坡之間，因此熱量擾動量增加，與個案三相較之下變得比較大，亦即海岸附近的水平溫度梯度比較大。1400 LST 的位溫分佈更可明顯地在斜坡頂處看到此一情形，位溫的向上擾動達到兩公里多的上空（圖 35）。此種分佈和風場有很大的垂直速度現象相對應。

#### 個案七

考慮強離岸盛行風。

大尺度環境若為  $5\text{ M/S}$  的離岸盛行風，由於地面加熱在海岸與地形處所產生的水平溫度梯度會因為離岸強盛行風的平流效應而減弱，造成中尺度環流的不明顯。和個案六很不相同。觀察 1200 LST 的風場時，若將盛行風去掉，可發現中尺度環流的強度比個案六弱很多，強離岸盛行風的效應相當明顯（如圖 36）。並且發現總合的垂直速度比個案六要來得小，而且存在的位置亦離斜坡頂較遠，中尺度環流受到盛行風平流而向海岸方向偏移。至於夜間由於盛行風的方向與中尺度環流的方向相同，相互加強的結果，使得夜間的離岸風增大（圖 37）



，其水平速度亦比個案六大許多。

圖 38 為 1000 LST 的位溫分佈情形。由於強離岸風的吹送，地表加熱所產生的熱量被移往海面上，因此熱量擾動量的情形不明顯。水平溫度梯度往海上分佈且其強度較小。1400 LST 的位溫分佈可看出地面加熱在斜坡頂的發展並不大（圖 39），而海岸附近的水平溫度梯度則比個案三大。

## 四. 結論

由以上的模擬結果可確知，在忽略綜觀尺度風場的條件之下，中尺度環流確是主導整個氣象流場的系統，不管是海陸風或是斜坡風，其強度均可達 5m/s。而考慮一簡單的平台地形分佈於海岸線附近時，可得到以下之研究發現：

一、斜坡風的生成較海陸風的生成時間為早，斜坡風生成約在早晨八點左右，而海陸風則較遲約一個小時左右，這是因為地表受熱之程度較快，海陸溫差所造成的溫度梯度之反應不及因地形高低差異所形成的溫度梯度所導致。

二、當輻射日漸加強至中尺度環流發展盛期時，因海岸線與斜坡非常接近，故兩個系統之熱力場遂慢慢地合而為一，也因此兩個中尺度環流的風場也漸漸地結合成一個，這個在午后三點左右所形成的較大範圍環流，其風場的強度與中尺度環流的強度相當，垂直速度也和山坡風的強度相差不多，這種因熱力場結合所產生的“擴張的海陸風”，由於水平及垂直的範圍較大，在評估離岸較遠的天氣現象時，“擴張的海陸風”是值得納入考慮的現象。

三、加入盛行風風場的考慮時，發現不論是盛行風的強度或方向均會影響中尺度環流的發展及型態。在微弱離岸風的情形下，由於溫度梯度在岸邊的累積，因此海陸風及斜坡風均會增強，且提前發展；較強向岸風則造成溫差更大，所造成的環流強度亦更強。向岸風則因會吹散在地形差異處造成的溫度梯度，因此不論強弱，中尺度環流在此條件下的發展均會被壓抑，向岸風愈強，海陸風或斜坡風的發展機會愈小。當盛行風的強度超過某個值時，中尺度環流系統便會被大尺度的系統涵蓋，看不出明顯的型態。

四、探討邊界層的發展發現，海風內邊界層隨著環流的發展往內陸漸次升高，至午后日照最強，陸地邊界層發展強盛時，海風內邊界層逐與陸地邊界層結合，沒有明顯的邊界。

綜觀以上各點，二維的中尺度環流模式確可掌握各項環流的氣象要素，若加以應用至空氣污染模擬或研判夏日午後雷雨等方面，應會有良好的結果。

## 五. 參考文獻

- 汪鳳如, 1990: 邊界層結構對海風環流影響之初步研究, 國立臺灣大學碩士論文。
- Defant, F., 1951: Local wind. *Compendium of Meteorology*, T.F. Malone, Ed., *Amer. Meteor. Soc.*, 655 - 672.
- Estoque, M. A., 1961: A theoretical investigation of the sea breeze. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 87, 136-141.
- Estoque, M. A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing Synoptic situation. *J. Atmos. Sci.*, 19, 244-250.
- Gadd, A. J., 1978: A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 104, 569 -- 582.
- Gemo, M., S. Yamamoto, and O. Yokoyama, 1982: Airborne measurements of the free convective internal boundary layer during the sea breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1284 -- 1298.
- Hsu, S. A., 1970: Coastal air-circulation system: observation and empirical model. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487-509.
- Kikuchi Y., S. Arakawa, F. Kiruma, K. Shirasaki and Y. Nagano, 1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto District. *J. Met. Soc. Japan*, 59, 723 - 738.
- Kondo, H., 1990a: A numerical Experiment of the "Extended sea breeze" over the Kando Plain. *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 419 - 434.
- Kondo, H., 1990b: A numerical Experiment on the interaction between sea breeze and valley wind to generate the so-called "Extended sea breeze". *J. Meteor. Soc. Japan*, 68, 435 - 446.
- Neumann, J., 1951: Land breeze and Nocturnal thunderstorms. *J. Meteorol.*, 8, 60- 67.
- Ogawa, Y. and T. Ohara, 1984: The turbulence structure of the internal boundary layer near the shore - part I. Case study. *Boundary - layer Meteorol.*, 31, 369 -- 384.
- Pielke, R. A., 1974a: A three dimensional numerical model of the sea breezes. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115 - 139.
- Pielke, R. A., 1974b: A comparison of three - dimensional and two dimensional numerical predictions of sea breeze. *J. Atmos. Soc.*, 31, 1577 - 1585.
- Roland, B. S. 1988: An introduction to boundary layer Meteorology. *Kluwer Academic Publishers*, pp. 14.

個案	一	二	三
地形分布	海陸分布	斜坡地形	海陸分布加斜坡

個案	四	五	六	七
加入之風速	扇向岸風 2 m/s	離向岸風 5 m/s	扇離岸風 2 m/s	離離岸風 5 m/s

表一個案說明

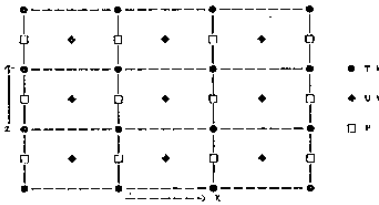


圖 1 網格系統設定說明。

圖 2 個案地形之配置。A 為個案一，B 為個案二，C 為個案三。

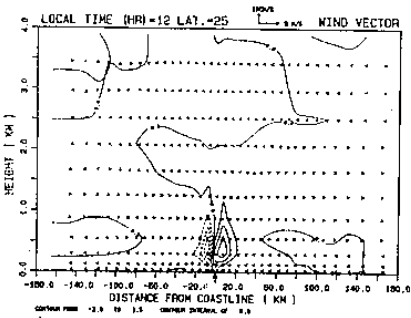
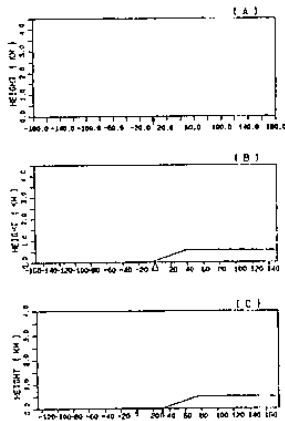


圖 3 個案一 1200 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直速度，間隔值為 0.5 cm/s。

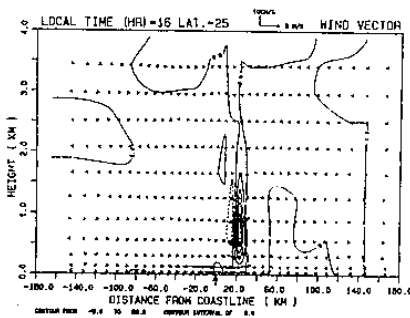


圖 4 個案一 1600 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直速度，間隔值為 0.5 cm/s。

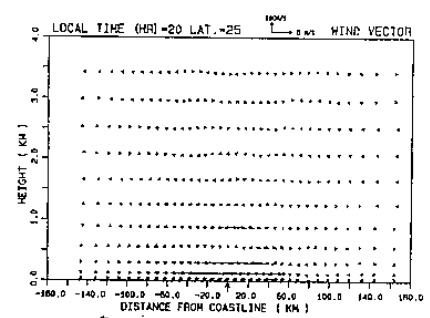


圖 5 同前圖，但為個案一 2000 LST X-Z 合成風場。

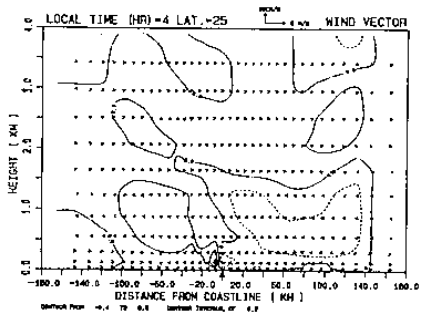


圖 6 同前圖，但為個案一 0400 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直速度，間隔值為 0.2 cm/s。

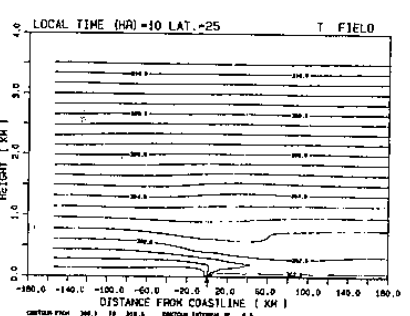


圖 12 個案一 1200 LST 垂直位溫分布圖。等值線間隔值為 0.5 K。

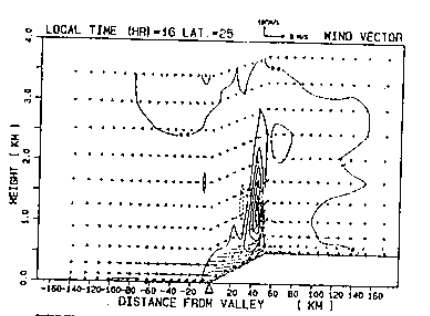


圖 13 同前圖，但為個案一 1600 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直速度，間隔值為 0.2 cm/s。

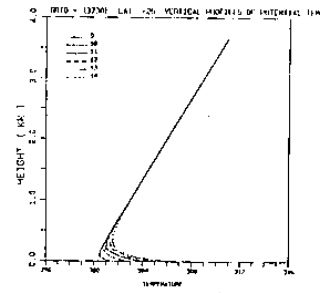


圖 7 個案一，陸地離岸 3.7 公里處之垂直位溫時序分布圖。時間由 0900 LST 至 1400 LST。

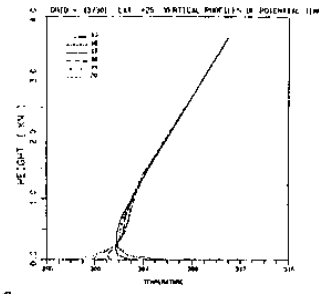


圖 8 個案一，陸地離岸 26.3 公里處之垂直位溫時序分布圖。時間由 0900 LST - 1400 LST。

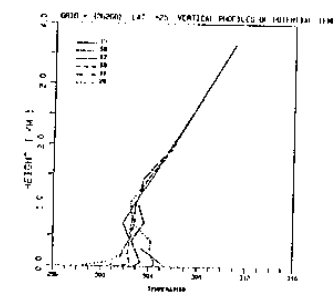


圖 9 個案一，陸地離岸 26.3 公里處之垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST - 2000 LST。

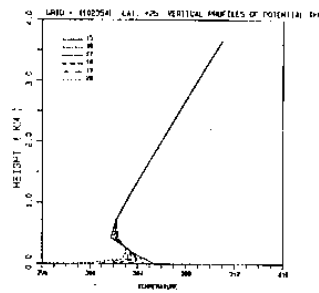


圖 10 個案一，陸地離岸 120 公里處之垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST - 2000 LST。

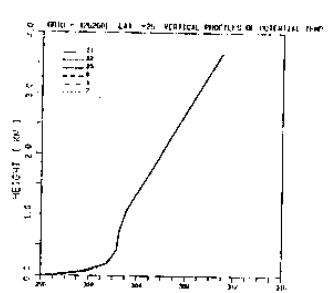


圖 11 個案一，陸地離岸 26.3 公里處之垂直位溫時序分布圖。時間由 2100 LST - 0200 LST。

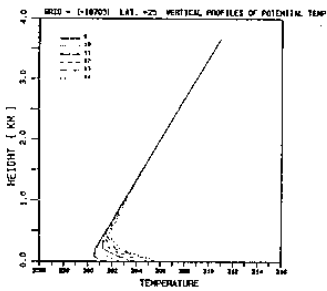


圖 14. 個案二, 平坦地形處之垂直位溫時序分布圖。時間由 0900 LST 至 1400 LST。

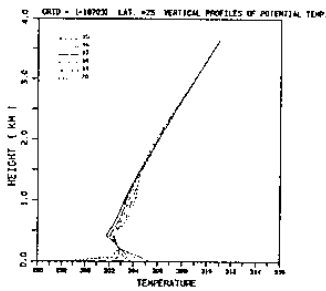


圖 16. 個案二, 平坦地形處之垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST 至 2000 LST。

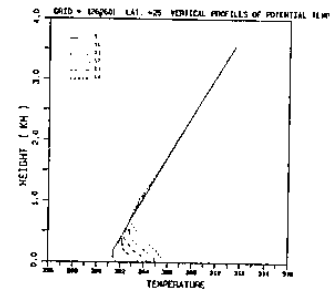


圖 15. 個案二, 斜坡地形處之垂直位溫時序分布圖。時間由 0900 LST 至 1400 LST。

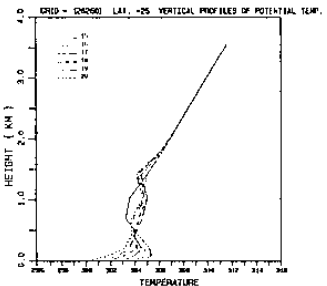


圖 17. 個案二, 斜坡地形處之垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST 至 2000 LST。

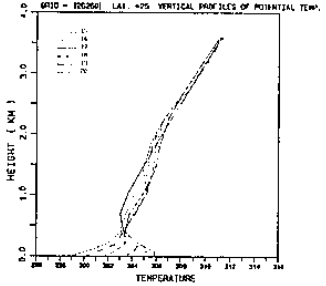


圖 21. 個案三, 陸地海岸 33.6 公里處, 即山頂上之垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST 至 2000 LST。

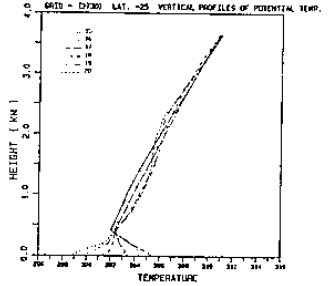


圖 22. 個案三, 陸地海岸 25 公里處垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST 至 2000 LST。

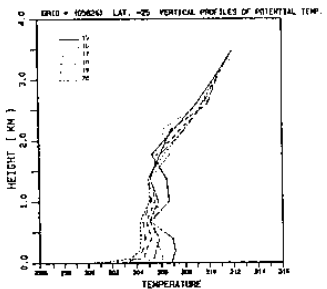


圖 23. 個案三, 陸地海岸 88 公里處垂直位溫時序分布圖。時間由 1500 LST 至 2000 LST。

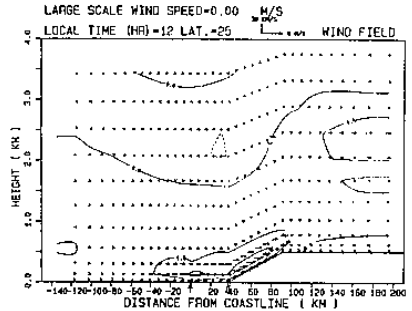


圖 18. 個案三 1200 LST X-Z 合成風場, 箭頭指標為海陸交界。等值線為垂直高度, 間隔值為 1.5 cm/s。

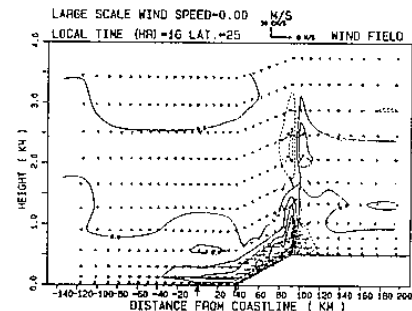


圖 19. 個案三 1600 LST X-Z 合成風場, 箭頭指標為海陸交界。等值線為垂直高度, 間隔值為 2 cm/s。

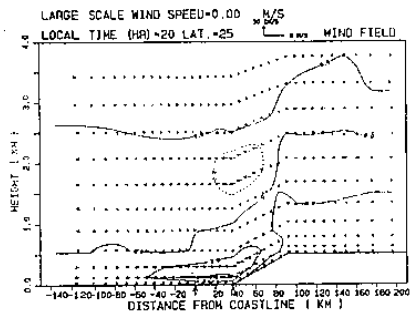


圖 20. 個案三 2000 LST X-Z 合成風場, 箭頭指標為海陸交界。等值線為垂直高度, 間隔值為 2 cm/s。

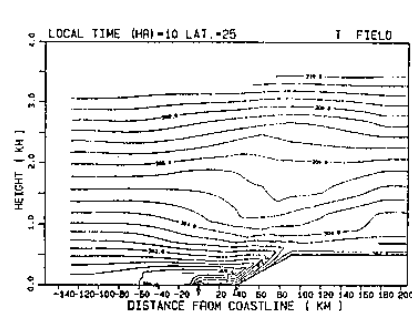


圖 24. 個案三, 1000 LST X-Z 合成風場, 等值線間隔值為 0.5 m/s。

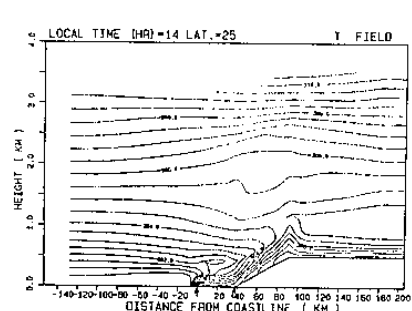


圖 25. 個案三, 1400 LST X-Z 合成風場, 等值線間隔值為 0.5 m/s。

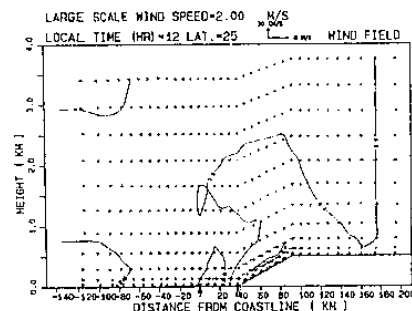


圖 26. 個案四 1200 LST X-Z 合成風場, 箭頭指標為海陸交界, 三角指標為地形開始上升處。等值線為垂直高度, 間隔值為 3 cm/s。

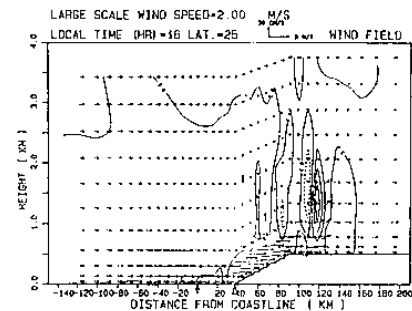


圖 27. 個案四 1600 LST X-Z 合成風場, 等值線為垂直高度, 間隔值為 10 cm/s。

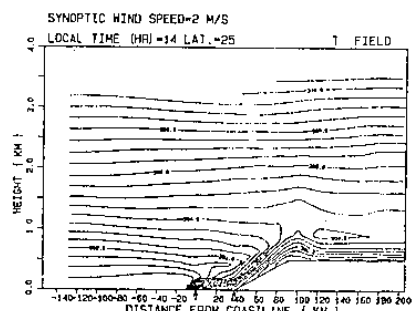


圖 29. 個案四, 1400 LST X-Z 合成風場, 等值線間隔值為 0.5 m/s。

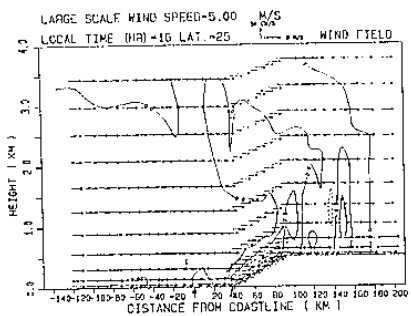


圖 30. 觀察五 1600 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直高度，間隔值為 2 cm/s。

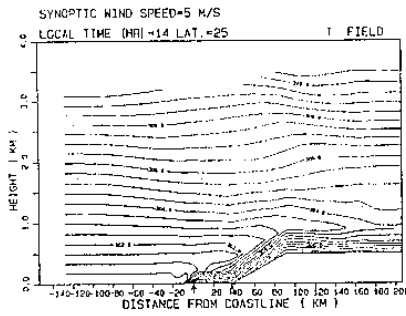


圖 31. 觀察五 1000 LST 垂直位溫分布圖。等值線間隔值為 0.5°C。

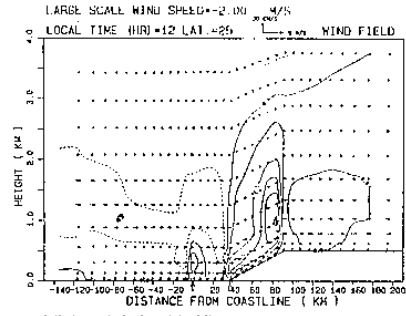


圖 32. 觀察六 1200 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直高度，間隔值為 1 cm/s。

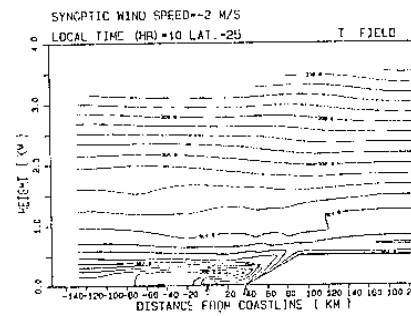


圖 34. 觀察六 1000 LST 垂直位溫分布圖。等值線間隔值為 0.5°C。

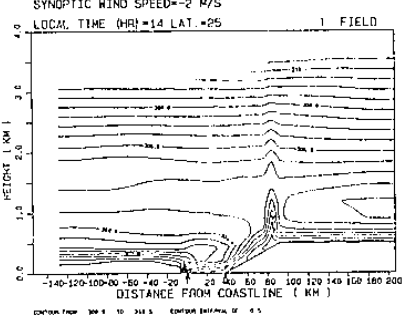


圖 35. 觀察六 1400 LST 垂直位溫分布圖。等值線間隔值為 0.5°C。

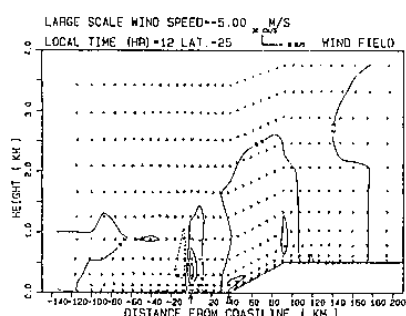


圖 36. 觀察七 1200 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直高度，間隔值為 1 cm/s。

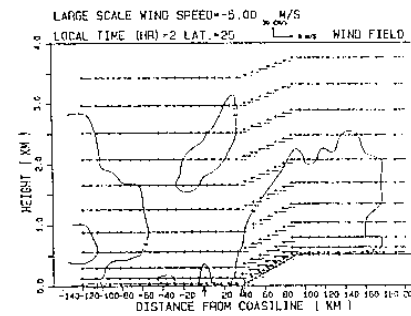


圖 37. 觀察七 0200 LST X-Z 合成風場。等值線為垂直高度，間隔值為 2 cm/s。

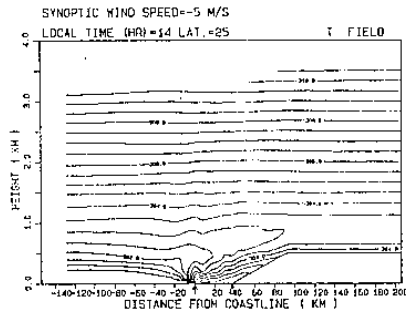


圖 39. 觀察七 1400 LST 垂直位溫分布圖。等值線間隔值為 0.5°C。

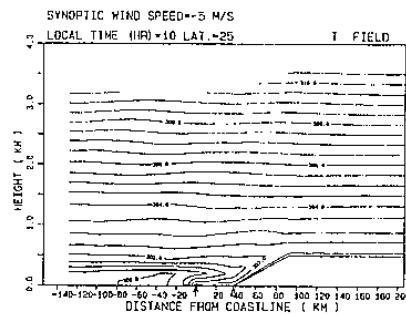


圖 38. 觀察七 1000 LST 垂直位溫分布圖。等值線間隔值為 0.5°C。

## The 2-D Simulation of mesoscale circulations

Hsin Chih Lai\* , Yang Vang Sheng\*\*,  
Shih Chun Chang\* , Pay Liam Lin\*\*

\* Chinese Navy Weather Center

\*\* Department of Atmospheric Science, National Central University

### ABSTRACT

Under the weak synoptic scale system conditions, the mesoscale circulations dominated the weather type of shoreline and mountain/valley areas. The small island such as TAIWAN, with shape slope valley neighbors seashore, there are many obviously mesoscale circulations, land-sea breeze, up/down slope wind..., etc. sometimes they are the reason of summer afternoon rainfall.

This article used a simply 2-D mesoscale meteorological model to discuss the life of the mesoscale circulations. Find that the thermal field between land-sea breeze and slope wind will combine together in some topographical conditions, and this larger circulation is so called "extended land-sea breeze".

At last, considers that when the synoptic wind existed (on/off-shore and strong/weak), the mesoscale circulations and boundaries will be changed by these winds.