

夏季半島寬度對於對流雲生長的影響

簡長祿

陳景森

國立中央大學大氣物理系

(中華民國七十五年八月廿九日收稿，十月八日定稿)

摘要

利用二維雲模式，研究夏季沿海地區對流雲的產生與發展。並檢討對稱性半島寬度所產生的輻合作用，對於對流雲生成的影響。結果顯示半島寬30~50公里間兩岸的海風，在半島中心所產生的輻合，比10、20公里的半島更有利於對流雲的生成。更寬的半島在海風尚未到達半島中心之前，就已經發展出對流雲系，但成雲的時間卻比較晚。一旦海風移進半島中心，卻能夠產生更強的對流雲。而更窄的半島，海風很早移進半島中心。因而減低地面熱量的往上擴散，進而減弱對流的發展。因此在10公里的窄半島上，較少觀測到積雲的生成。

一、前言

海風為一熱力效應所推動的中尺度環流，起因於海陸溫差之不同。這種溫度分佈的差異可藉由傳導和對流的擴散過程把熱量傳給了大氣。在近地面大氣層中造成水平溫度梯度，結果在白天的沿海地區發生了吹向陸地的海風。海風既是源自海上，必然帶有豐富的水汽以及可做為凝結核的塩粒。同時，由於海風在半島上形成的輻合區造成氣流的抬升，易發展出對流雲，這點可由許多衛星雲圖及雷達回波得到證實。

四面環海的島嶼或沿海地區局部性的天氣，易受到海風環流的影響。海風中夾帶著鹽份具腐蝕作用，對農作物的生長及建築物造成嚴重的損害。夏季午後對流雲系的產生及強烈對流發展成雷陣雨的降水現象與海風帶進豐沛的水汽及中尺度的輻合有密切關係。故甚早就為人類所注意。如Van Bembelm (1922)、Dolezel et al. (1945)等對海陸風的觀測。Byers et al. (1954)

證實海風環流造成雷雨的實據。之後，Fisher (1961)、Estoque (1961)以二維的非線性模式求得數值解，得到較具真實性的海風環流。McPherson (1970)首先發展出三維的海風模式，探討不規則海岸線對海風的修正。Pielke (1974)更實際模擬佛羅里達半島上的海風環流。另外Pearson (1973)研究環流前較小尺度的海風鋒面的性質。Van DelBerg (1984)討論海風環流形成重力流型態 (gravity current) 的推動效果，以及對流雲的回饋作用。

經由日本關東地區的觀測顯示，在該地區30~50公里的半島上經常有積雲出現，而在10公里的半島上卻少有積雲的生成。但是沒有對更寬的半島提出說明。Abe et al. (1982)為了研究這種現象，他們採用二維模式探討對稱性半島，來自兩岸的海風輻合增強垂直運動的效果。結果指出半島寬度在30~50公里間最有利於垂直運動的發展，更

寬的半島兩岸的輻合影響不到，為一般的海風環流。但其模式的網格距離為 4 公里，對於較窄的半島，數值上的解析度根本不夠。並且在模式中距離海岸 12 公里的陸地地面，假設溫度呈線性的向海岸減少。如此的假設勢必造成寬度在 24 公里以下的半島上，地表面的加熱率小。海陸溫差減小的結果，當然使得窄半島上的垂直運動不易發展。雖然 Oouchi et al. (1984) 以三維模式對日本九州北部的模擬。也指出 30~50 公里的寬度產生的輻合最強。但其網路間距 5 公里，所模擬出的結果，無法說明窄半島（例如 10 公里）上甚少觀測到積雲生成的原因。況且以上兩篇的研究中並不包括水汽，而是以垂直速度來推測積雲的存在。

從陳和簡 (1986)、簡長祿 (1986) 的三維模擬中顯示平直的海岸線，在平行海岸方向的變化很少，因此為了節省計算的時間，本文就以二維雲模式，探討半島上兩側海風的輻合對積雲發展的貢獻，以及說明窄半島上甚少觀測到積雲生成的原因。

二、模式簡介

本文所用的雲模式是採用可壓縮性運動方程組與熱力方程式。因謂是可壓縮性，所以聲波與重力波將會存在於模式內，所以在求有關壓力項時，將利用時間分割法 (Time splitting method) 來處理。即對有關聲波部份，選擇較小的時間間隔。而對有關對流問題部份，可用較大的時間間隔來做。至於側邊界將採用開放式方法來處理。水汽部份祇考慮水汽及雲滴兩種。

模式是利用差分方法，求出數值模式的解。在空間的分佈上，採用交錯網格點 (stagger grid)。亦即把有關熱動力變數及水汽變數放在網格點上，而速度 u 、 w 分別向 x 、 z 方向移半個網格點距離。關於雲動力及雲微物理的數值差分法，在時間的微分上，採用二階跳蛙式 (second order leapfrog)，並加上平滑項 (平滑係數為 0.1)。但處理聲波部份，則用半隱法來計算。至於空間的微分，水平平流項採用四階，而垂直項則用二階

。為了守恆起見，除了位溫外，皆寫成通量的形式。詳細的數值差分法，可參考陳和林 (1983a、b)。

由於研究由海陸溫差所引起的對流運動，因此對於地面溫度的變化，必須要特別的處理。假設海面上的溫度及水汽與模式地面所採用的初始值一樣，且不隨時間而改變。陸地表面上的溫度變化是參照 Hill (1977) 的假設，寫成

$$\frac{\partial}{\partial t} T_s(x, t) = A(t) + B(t) R(x, t)$$

T_s 代表模式地表面上的溫度，隨時間的變化，假設是 $1^\circ\text{C}/\text{hr}$ (參照 Oouchi et al., 1978)。A 與 B 的比值為 1，R 是介於 0 與 1 之間的隨機變數 (每 900 秒改變一次)。

地面的熱量假設經由自由對流 (free convection) 或強迫對流 (forced convection) 的過程傳給低層大氣。參照 McPherson (1970) 的方式，在模式底層 $h = 45$ 公尺處，定義理查數 (Richardson number)

$$Ri = \frac{g h}{\theta} \cdot \frac{[\theta(h) - \theta]}{[U(h)]^2}$$

自由對流: $Ri \leq -0.3$

強迫對流: $-0.3 < Ri < |1/\alpha|$

其中經驗常數 $\alpha = -0.03$ 。在自由對流的過程，亂流交換係數為

$$K(h) = \lambda h^2 \left(\frac{g}{\theta} \frac{|\partial \theta|}{\partial z} \right)^{1/2}$$

其中經驗常數 $\lambda = 0.9$ 。而在強迫對流的過程，亂流交換係數改成為

$$K(h) = [k(h+z_0)(1+\alpha Ri)]^2 \frac{U(h)}{h}$$

其中馮卡門常數 (von Karman constant) $k = 0.4$ ，粗糙長度 (roughness length) $z_0 = 0.01$ 公尺。由地表面上的溫度增高，而往上傳的熱通量和水汽通量分別為

$$\text{熱通量} : K(h) \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

$$\text{水汽通量} : K(h) \frac{\partial Q}{\partial z}$$

模式中使用的初始條件是 1985 年 7 月 15 日早上 8 點東港探空資料，如圖 1 所示。根據地面測站的報告，為乾燥無降水的例子。積分時間間隔為 5 秒，模式在 X 方向為對稱，水平網路距離 1 公里。模式高 3.6 公里，採不等間距的網格分佈，如表 1 所示。

K	Z - W (m)	Z - ϕ (m)
12	3100.	3345.
11	2636.	2864.
10	2209.	2418.
9	1818.	2009.
8	1464.	1636.
7	1145.	1300.
6	864.	1000.
5	618.	736.
4	409.	509.
3	236.	318.
2	100.	164.
1	0.	45.

表 1 : K 表示垂直方向的網格點數。
Z - W 表示垂直速度的格點位置。
Z - ϕ 表示其他變數的格點位置。

三、結果與討論

為了檢討半島產生的輻合效應，以下的積分在無環境風場時，都是以 x 方向的左側為半島的中心。在有環境風場時，模式不能以對稱的作法，故必須增加二倍大的範圍。

在 30 公里寬的半島個案，積分到 110 分 (圖 2a) 時，海風鋒面移進半島中心位置。兩岸的海風合併形成的輻合，不僅增強對流，同時增加水汽的往上傳送，於是在 1 公里高度上有雲生成。海風

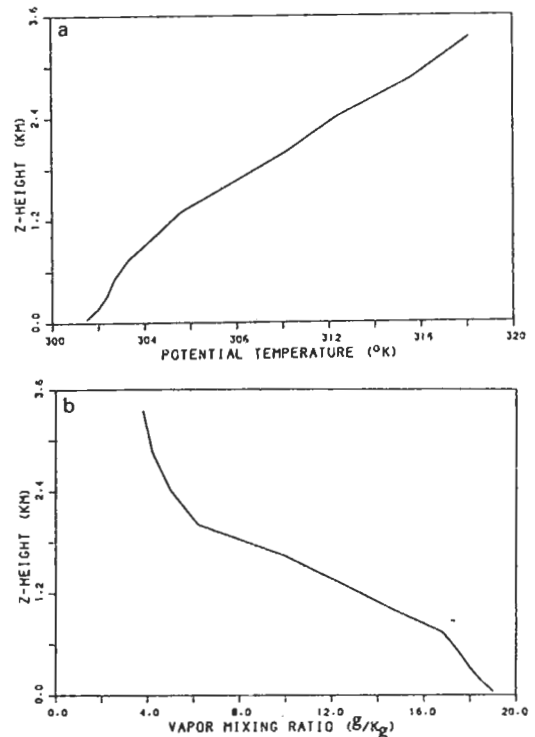


圖 1 1985 年 7 月 15 日 0800 LT, 東港低層探空資料。

a) 位溫, b) 水汽混合比。

吹進陸地後，影響到邊界層，使地面的熱量較不易往上擴散 (第二節之邊界層參數化的假設)；近地面層大氣的溫度升高將減緩，進而減低不穩定的發展，對流不易繼續維持。模式中水汽與熱量採相同的擴散方式，同樣地也減少地面上的水汽向上傳送。積分至 170 分 (圖 2 b)，上層迴流在海洋上沈降所造成的增溫作用，使移向陸地的海洋空氣較為乾燥；減低了水汽的供應，使成雲的高度位置上水汽的含量增加不多，而未能增強對流雲的強度。

在 50 公里寬的半島個案，積分至 110 分 (圖 3 a) 時海風鋒面移進陸地 18 公里遠，於鋒面處有較多的水汽含量。此時，海風尚未移入半島的中心，所形成的對流較弱，未能發展出對流雲系。半島兩側的海風於 140 分 (圖 3 b) 合併後，迅速地增強垂直的運動，支持對流雲的生成。近地面的溫度梯度隨鋒面移近半島的中心，海風的合併時間比 30 公里寬的半島晚了 30 分鐘。沉降氣流的增溫作用，減

少了水汽的繼續供應。乾燥的空氣移進上升氣流區的下層，減少水汽往上傳的量。最後如同前例的發展情形，如圖 3 c 所示，依然維持弱對流雲的存在，但是水汽含量略為高些（比較圖 2 b）。

在 70 公里寬的半島個案，積分至 120 分（圖 4 a）時，於鋒面位置最為潮溼（距離半島中心 15 公里）。同時於鋒面的前方，另外形成一個水汽含量多的地方。之後，海風往內陸移動，於 155 分（圖 4 b）鋒面處的水汽與前方的水汽合而為一，快速地增加水汽的含量。此時鋒面雖然未到達半島中心，但已經有對流雲生成。地面受熱增加不穩定度，同時造成水汽的往上传送，增加大氣的水汽含量。受到鋒面的移入，鋒面氣流的抬升冷却，使水汽到達飽和而凝結出雲滴。雲生成時產生潛熱的釋放，更推動環流的前進，最大水平速度達 9 m/s 。海

風鋒面於 170 分（圖 4 e）合併，合併時增強垂直運動，而發展出更強的對流雲。水汽儲蓄的量較多，上升運動所形成的對流雲；釋放出潛熱，熱量回饋給海風環流，更加強對流的運動。

由以上積分的結果，顯示 30~50 公里寬的半島，兩岸海風的移入所造成的輻合，有利於對流雲的發展。結果與 30、50 公里的半島上，經常觀測到積雲的生成相符合。海風鋒面的合併將提早對流雲生成的時間。30 公里寬的半島，雖然海風比較早到達半島中心，但是形成的對流卻比較弱。比 50 公里更寬的半島（例如 70 公里），在海風尚未移進半島中心前，沒有產生半島的輻合效應。雖然也有對流雲生成，但是成雲的時間卻更晚。當海風產生合併時，卻能生成更強的對流雲。顯然地，在寬的半島上，當水汽儲蓄到達飽和時；弱的對流亦能發展出對

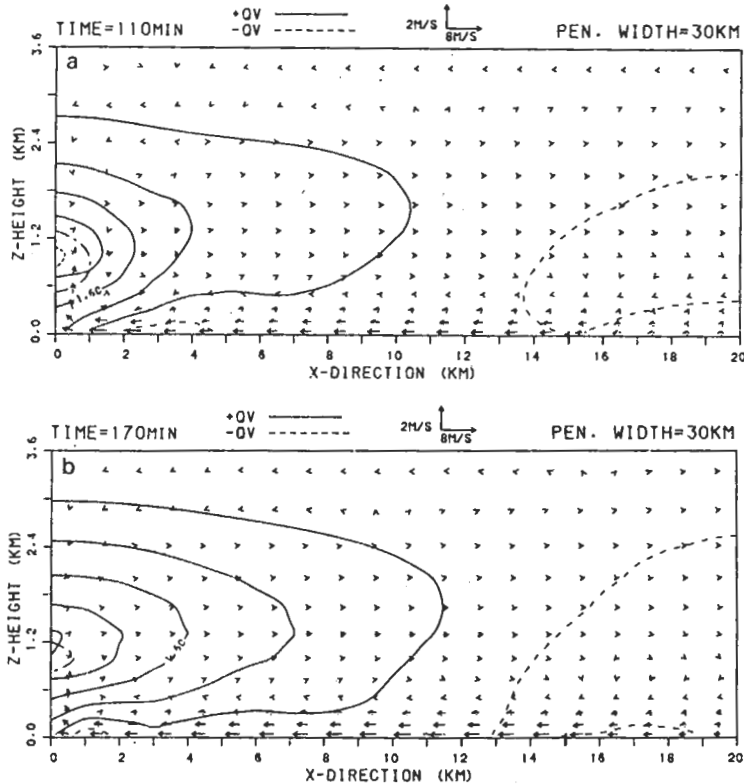


圖 2 30 公里之半島，左邊為半島中心，1 代表海岸線的位置。箭頭標示水平速度 (U) 是 8 m/s ，垂直速度 (W) 是 2 m/s 。實線表示水汽混合比 (Q_v) 正偏差量，虛線表示負偏差量，間隔 0.6 g/kg 。點虛線表示雲區 (Q_c) 範圍，點線為 Q_c 的強度，間隔 0.04 g/kg 。時間標示在左上角。

流雲系，然而發展出對流雲的時間卻很晚。不若兩岸海風形成的輻合來得發展快。假如我們在相同位溫條件下，增加環境空氣的溼度（每層都增加 0.5 g / Kg 的水汽）；對於對流雲的生成時間影響不大，但卻影響到對流雲的強度和範圍。半島輻合效應有助於對流雲的生成，如果比 30 公里窄的半島，海風的輻合更早，是否會更容易形成對流雲？

10 公里寬的半島，於 45 分（圖 5 a）海風即吹

進半島中心，水平溫度梯度較不明顯。較強海風很早就移進陸地中心，將減少地面熱量的往上擴散（第二節邊界層參數化的假設）。因此形成的對流較弱，同樣的也使得底層的水汽上傳不易。於 170 分（圖 5 b）時顯然地水汽的含量更少（比較圖 2 b、3 c、4 c），成雲層的水汽含量無法到達飽和而凝結出雲滴。圖 6 a 顯示，溫度梯度早已移進半島中心，近地面溫度顯然較低（比較 50 公里的結果

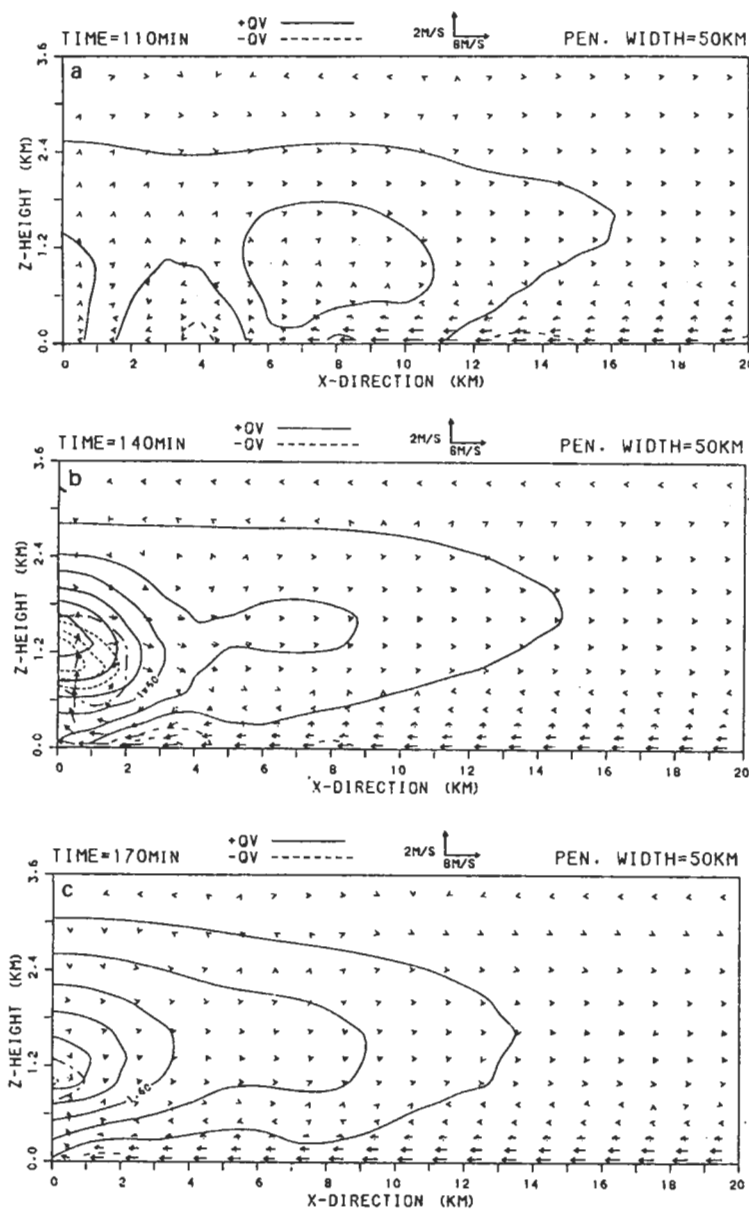


圖 3 同圖 2，但半島寬度 50 公里。

，圖 6 b)，所以形成的對流也較弱。在 50 公里的寬半島上，低層空氣溫度高，易形成不穩定；故能發展強的對流，而有對流雲生成。20 公里寬的半島與 10 公里積分的結果很類似，仍然沒有對流雲產生。

考慮在有環境風的作用。在 10 公里半島的寬度，模式加入 1 m/s 的平均風場。圖 7 的積分結果顯示，在下風面產生較強的對流，和上層有較多的水汽（圖中 18 公里處）。環境風減低地面水汽的往上傳送，以及環境風移入從迴流處下沉的乾燥空氣

，使低層空氣更為乾燥（比較無環境風場的結果，圖 5 b)，因此也不可能有對流雲產生。本模式積分的結果，可以說明 10 公里窄的半島上，較少觀測到積雲生成的原因。另外，假如我們在模式底層修正 500 公尺以下的大氣，使低層的環境接近中性的大氣。如此將使低層容易形成對流性不穩定，而使得窄的 10 公里半島上也有對流雲生成。但同樣的結果對於寬的半島將更能夠發展出對流雲系。

圖 8 a 為模式中 U_{\max} (模式範圍內最大的水

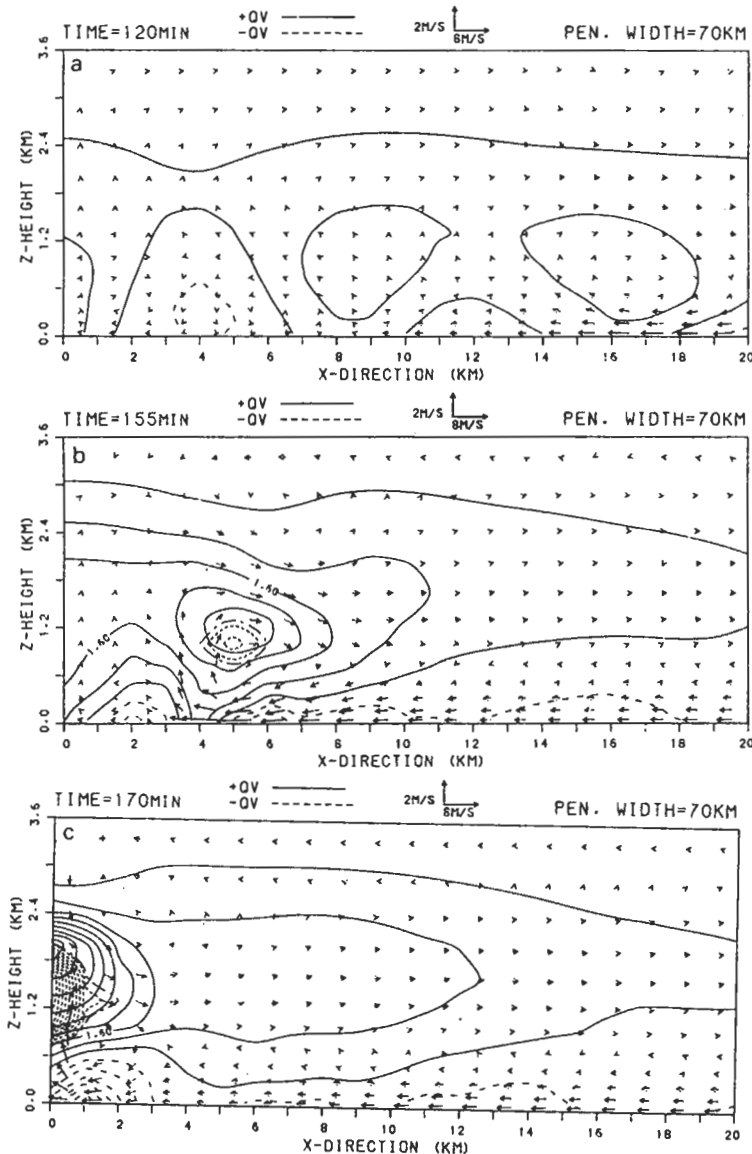


圖 4 同圖 2，但半島寬度 70 公里。

平速度) 隨時間演變的情形。10公里半島之水平速度的變化不大, 於45分兩岸海風開始合併後, 增速減緩而保持同樣的增加速率。垂直速度 +W max (模式範圍內最大的垂直上升速度) 有著相同的變化, 如圖 8 b 所示。20公里半島海風於90分時合併, 輻合增強垂直運動。大致上與10公里半島的發展相類似。30公里半島海風合併前, 垂直運動發展微弱; 鋒面的移動一直是在加速的過程。於110分鐘面

合併, 貢獻給垂直運動的發展。而比30公里更寬的50和70公里半島上, 都有相同的演變過程, 但是海風合併的時間卻更晚, 分別是在140分和165分。 U_{max} 在海風尚未合併前, 都有著相同的變化。合併時產生大的輻合, 貢獻給垂直運動。加強對流雲的快速生成。之後, 能量之間經過轉換, 海風的移動速度減弱, 將再度維持同樣的發展趨勢。半島越寬海風移進半島中心所須的時間越久, 從 +W

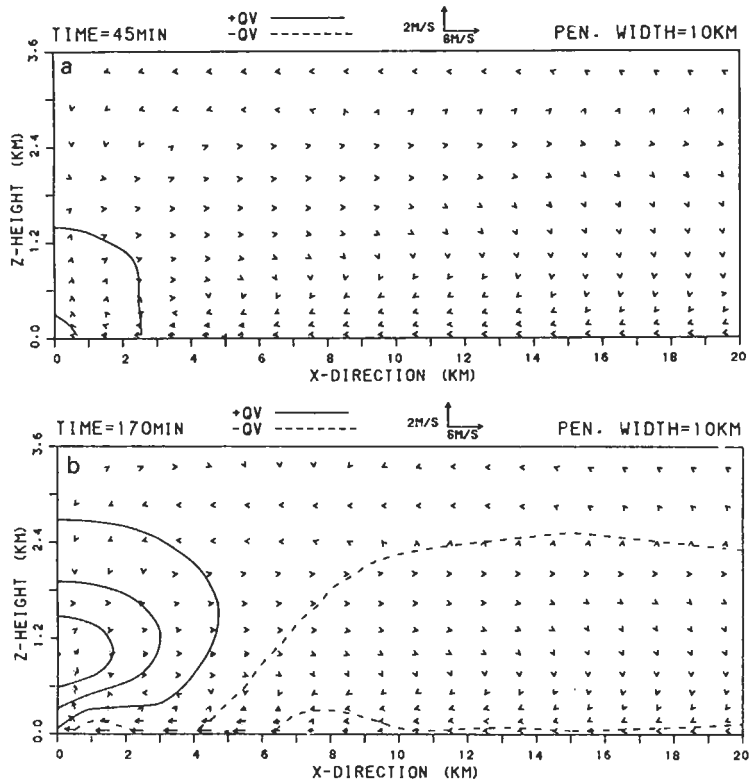


圖 5 同圖 2, 但半島寬度 10 公里。

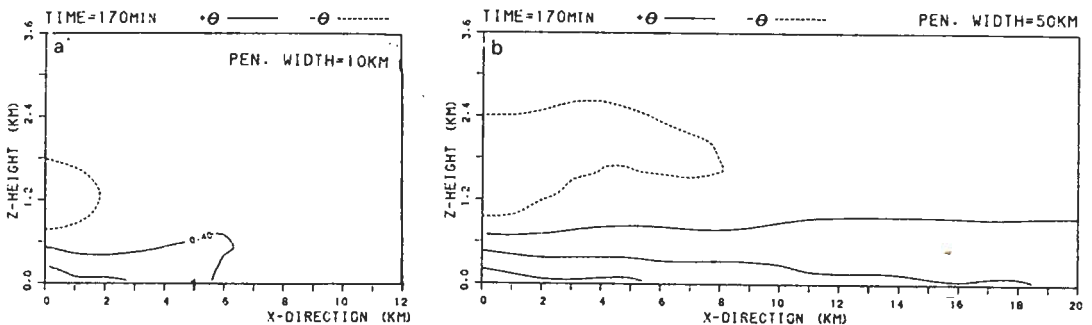


圖 6 等值線表示位置 (θ) 的偏差量, 正值從 0.4°C 開始, 間隔 0.6°C 。a) 半島寬度 10 公里, b) 半島寬度 50 公里。

max 的變化來看，在鋒面未合併前，垂直運動的發展都很微弱。最後，半島越寬鋒面越慢合併，產生的輻合強度也就越強。在有加入平均風場的結果，雖然主要的上升運動是發生在下風面。但因為加入的平均風場微弱，於上風面發展出另一個較弱的上升運動區域。當下風面 Wmax 區在發展時（即 W 增加）在這區域的近地面的輻合加強，使得海風帶入較冷空氣。同時由第二節的參數化的假設，當風速增加後，熱量水汽不易再由地面供給 Wmax 區，則此區的 W 值減少。而在上風處的 W 值逐漸超過下風處的 W 值，此時 Wmax 區域移到上風處。經過類似的過程，上風處的 W 值逐漸小於下風處的 W 值，

則 Wmax 區又移到下風處。因此 Wmax 區無法固定在同一位置，而產生週期性的變化。

四、結論與建議

利用二維雲模式，研究夏季沿海地區對流雲的產生與發展。並檢討對稱性半島寬度所產生的輻合作用，對於對流雲生成的影響。結果顯示半島寬 30~50 公里間兩岸海風所產生的輻合，比 10、20 公里的半島更有利於對流雲的生成，與觀測的結果一致。兩岸的海風到達半島中心，鋒面合併時造成的輻合，發展出對流雲系。海風移進陸地將減弱地面上的熱量和水汽往上擴散，以及上層迴流於海洋處下沉，沉降氣流形成的蒸發作用，使空氣變得更乾燥

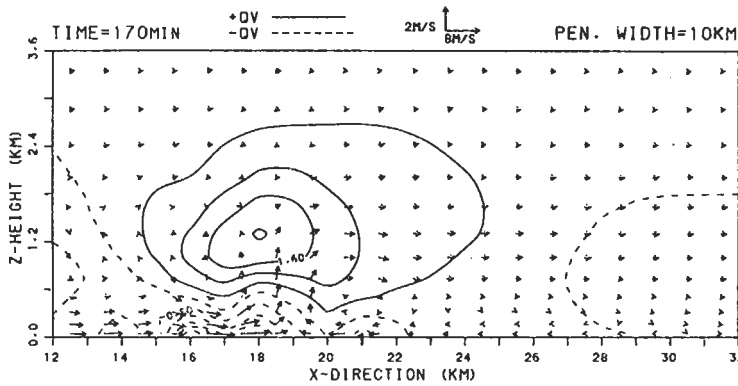


圖 7 半島寬度 10 公里，中間為陸地。加入平均風場 1 m/s。其餘同圖 2。

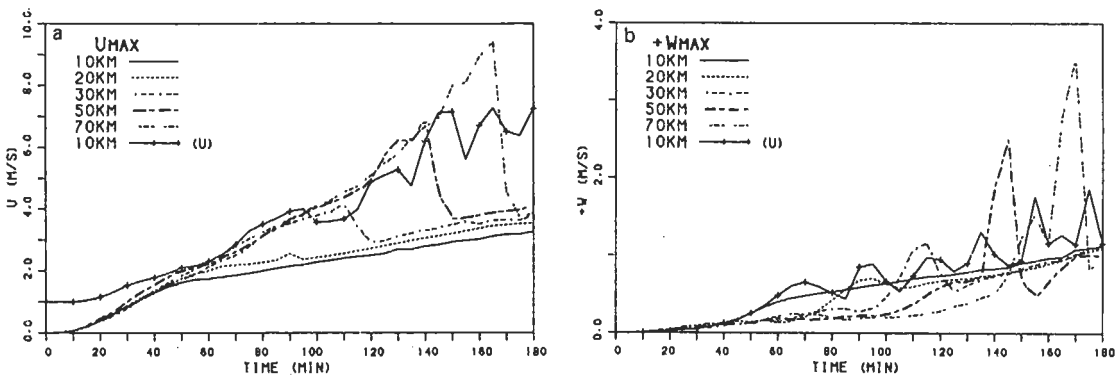


圖 8 a) 模式範圍最大水平速度隨時間之變化，
b) 模式範圍最大垂直上升速度隨時間之變化。

。而隨著下層的海風移入上升運動區域，減少水汽的繼續供應。加上本次模擬選擇的探空是很乾的例子，因而無法繼續的增強對流雲的強度及範圍。起先上傳的水汽是用來溼潤乾燥的環境，在水汽儲蓄到達飽和而凝結出雲滴。雖然我們曾略增環境的水汽含量，但是低層水汽的供應仍嫌不足，而無法充份的提供水汽，以利於對流雲的繼續成長。

更寬的半島在海風尚未合併前，就已經發展出對流雲系，但成雲的時間卻比較晚。顯然地，寬的半島上，在缺少兩岸海風的輻合時，上升運動發展比較微弱。而環境大氣經長時間的潤溼，很容易到達飽和。雖然是在微弱的對流下，鋒面處也有雲生成。但是生成的時間明顯的延後了許多。一旦海風能夠產生合併，產生的輻合雲也越強。而更窄的半島，海風很早移進半島中心。將減低地面熱量的往上擴散，進而減弱對流的發展。同樣地，也減少地面水汽的往上傳送。因此在10公里的窄半島上，較少觀測到積雲的生成。

本次選用的例子，當日在寬約20公里的恆春半島上；從衛星雲圖上可以發現有微弱對流雲生成，但是持續的時間不長。恆春半島的海岸地形複雜，是否因多方向海風的輻合，而發展出的對流雲系。這是我們利用三維雲模式，於目前正在研究的問題。另外半島上的山丘對於對流雲發展的影響，亦是將來我們研究的方向。

誌 謝

本文在國家科學委員會 NSC 73 - 0202 - M 008 - 12 專題研究的資助，及中央大學電算中心的協助下得以完成，謹表謝意。最後還要感謝何台安小姐的校稿。

參考文獻

- 陳景森、林熹閔，1983a：風暴的二維數值模式之研究，大氣科學，10，55—66。
- 陳景森、林熹閔，1983b：風暴數值模式的側面邊界條件之研究，Bull. Geophys., 24，57—76。
- 陳景森、簡長祿，1986：海岸地形對於對流雲生長的影響。第四屆全國大氣科學學術研討會，101—109。
- 簡長祿，1986：海岸地形對於對流雲生長的影響。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- Abe, S. and T. Yoshida, 1982: The effect of the width of a peninsula to the sea-breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1074-1084.
- Byers, H.R. and H.R. Rodebush, 1948: Causes of thunderstorm of the Florida Peninsula. *J. Meteor.*, 5, 275-280.
- Dolezel, E.J., et al., 1945: An analysis of the sea breeze in the Boston area prepared by A.A.F. weather stations. M.I.T., Cambridge, Mass. Unpubl. ms.
- Estoque, M.A., 1961: A theoretical investigation on land and sea breezes. *Quart. J. Roy. Soc. Meteor.*, 87, 136-142.
- Fisher, E.L., 1961: An theoretical study of the sea breeze. *J. Meteor.*, 18, 216-233.
- Hill, G.E., 1974: Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, 31, 646-673.
- McPherson, R.D., 1970: A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, 9, 767-777.
- Ookouchi, R.A., M. Uryu and R. Sawda, 1978: A numerical study on the effect of a mountain on the land and sea breezes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 368-385.
- Ookouchi, Y. and Y. Wakata, 1984: Numerical simulation for the topographical effect on the sea-land breeze in the Kyushu Island. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 864-879.
- Pearson, R.A., 1973: Properties of the sea breeze front as shown by numerical model. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1050-1060.
- Pielk, R.A., 1974: A three-dimensional numerical model of the sea breeze over South Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 115-139.
- Bemelem, W., 1922: Land und seebrise in Batavia. *Beitr. Phys. Freien Atmos.*, 10, 169-177.
- Van DeBery, L.C.J. and J. Oerlemans, 1985: Simulation of the sea-breeze front with a model of moist convection. *Tellus*, 37, 30-40.

THE EFFECT OF THE WIDTH OF A PENINSULA ON THE GROWTH OF
CONVECTIVE CLOUDS IN SUMMER

Chang-Lue Jean *Ching-Sen Chen*

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

(manuscript received August 29 1986; in final form October 8 1986)

ABSTRACT

Using a two-dimensional cloud model, we study the generation and development of convective clouds over the coastal area in summer. We emphasize on the convergent effect of the width of a symmetric peninsula on the genesis of convective clouds in dry seabreeze day. Results show that the convergence of seabreeze at the center of a peninsula between 30 and 50 km is more effective to the growth of convective clouds than that of 10 or 20 km. For more wide peninsula before the seabreeze arrive at the center of a peninsula, the convective clouds have already developed. However the time for the formation of clouds is longer. When seabreeze reaches the center of a peninsula, it can strengthen the intensity of convective clouds. For a narrow peninsula, seabreeze moves to the center very quickly to slow down the upward diffusion of surface heat through our parameterization scheme. Therefore the development of convections is inhibited. This is the reason why the clouds is rare to be observed in a narrow peninsula like 10 km width.