

# 海風環流與上坡風環流和陸地對流邊界層交互作用之數值研究

侯昭平<sup>1</sup>、顏葆琳<sup>1</sup>

國防大學環境資訊及工程學系<sup>1</sup>

## 摘要

本文使用臺大-普度二維非靜力模式(NTU-Purdue 2D non-hydrostatic model)，以海、陸配置及高度1000 m之理想地形，在不考慮環境風場的理想條件下，進行乾燥與潮濕兩種背景大氣及不同大氣穩定度敏感度測試之高空間解析度( $\Delta x = 500 \text{ m}$ ,  $\Delta z = 50 \text{ m}$ )數值模擬；探討海風與上坡風兩種局部環流在發展過程中，背景大氣條件對環流強度、移動速度及環流前緣對流強度的影響，並藉此瞭解環流和陸地對流邊界層的交互作用及環流和深對流的關係。

模擬結果呈現出，上坡風均會較海風先行建立，降低穩定度後，乾與濕的大氣條件下，兩局部環流的強度都會變強；而濕模擬中，上坡風前緣會較海風前緣（海風鋒面）先產生對流性積雲，不同穩定度條件下，兩局部環流前期舉升成雲的時間差異可達近二小時，隨後對流性積雲在不穩定條件下，會發展為深對流。

關鍵字：海風、上坡風、深對流。

## 一、前言

局部環流是現今大氣科學研究重要的議題之一，因為它與地形之間交互作用的結果，能讓一日之間的上午是晴朗天氣，卻可於午後就瞬間降下劇烈降水。由於台灣地區午後雷陣雨具有小區域、強降雨且預警時間短的特性，藉由高解析度的模式模擬，瞭解局部環流和深對流的物理過程，以提高此類中小尺度天氣預報的精確性，相當重要。

林等(2012)[1]運用雷達資料研究台灣本島暖季 2005-2008 年的 5-10 月，在弱綜觀環境下的午後對流(afternoon thunderstorm;  $T_{SA}$ )特徵，其統計研究 14LST 時段(圖 1a)發現，對流活動已發生在雪山和中央山脈的西側斜坡上，且此時沿岸地區回波值較少，可以推測此時谷風環流或海谷風環流發展於此，因

此較內陸區域才有較強回波值；15LST(圖 1b)對流區域則逐漸擴大且對流活動更頻繁持續至 16LST(圖略)；17LST 後北台灣的對流活動開始減少；而中南部則是在 18LST(圖略)後對流活動才逐漸減少；其統計研究顯示，不同區域的  $T_{SA}$  其最大發生頻率時間皆於 15-16LST，發生地點為平行於雪山和中央山脈的西側斜坡帶上，北台灣發生對流的時間較早，中南部對流發生的頻率則較北部地區活躍；此特徵亦顯示，對流活動受台灣地形分布的影響顯著。除了上述統計結論外，林等研究結果也發現，北台灣在  $T_{SA}$  day 有沿淡水河河谷而進的西北海風與沿基隆河河谷而進的東北海風；這兩個沿河谷而進的海風會在台北盆地形成輻合，進而提供有利  $T_{SA}$  day 發生的條件，且  $T_{SA}$  day 比 non- $T_{SA}$  day 較具有

暖溼的環境。

Fovell (2005)[2]為瞭解海風環流和深對流及陸地對流邊界層的關係，使用三維模式進行模擬，結果發現海風鋒面(sea-breeze front, SBF)會因為海風帶來的冷溼空氣，使其上方相對於陸地先產生雲系；在地表加熱10分鐘後，陸地上的紊流強度也跟著變強，其上方開始有對流雲的產生，而SBF的上升氣流強度會同步增強，上方的雲也會變多(圖略)；但地表再加熱10分鐘(圖2a)，陸地上的對流雲變的更多、紊流也變的更強，而此時相對於上個時間點，SBF上方的上升氣流強度沒有因為多加熱了10分鐘其強度就增強，反而受到前方熱對流造成的下沉氣流，抑制SBF的上升氣流強度，而SBF上方的雲量，則因為SBF持續帶入冷溼空氣而變多；當地表再加熱10分鐘後，陸地除對流雲量持續增加外，積雲下方的上升氣流和海風鋒面的上升氣流在此時開始合併且產生深對流；圖2b為當SBF與熱對流即將完成合併且對流強度變強，進而發生了深對流的過程，在此同時強的下沉氣流伴隨在上升氣流的兩側，SBF和其前方的對流雲系均因推擠產生變形，最終SBF和對流胞完成了合併的增強作用。這一系列的模擬說明了整個海風環流和陸地對流運動合併的過程，除可能使SBF強度更強外，更在合併過程裡會有相互抑制的情況出現。

## 二、 研究工具

本研究使用臺大-普度非靜力模式(NTU-Purdue nonhydrostatic model)，為一「雙重」前差-後差(forward-backward)中尺度數值模式。「雙重」指的是：如果由線性的角度來看，無論是聲波或是重力波的計算都是 forward-backward 的計算方法。此方法是屬於 Ikawa (1988) 所分類之全壓縮 HE-VE 模式(Horizontal explicit-vertical explicit)。而垂直坐標則是採用跟隨地形的  $\sigma$  坐標：

$$\sigma = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p_0(z_{surface}) - p_0(z_{top})} = \frac{p_0(z) - p_0(z_{top})}{p^*} \quad (1)$$

由於此類模式類似於 HE-VI 模式，具計算簡單、容易考慮地形效應的優點，但避免了 HE-VI 模式在  $\Delta x, \Delta y$  接近於  $\Delta z$  時的計算不穩定問題。在 Hsu and Sun (2001) 中即以線性分析的方式證明了此模式的穩定性。

## 三、 實驗設計

本次模擬以許等(2013) [3]研究做為基礎，再加入2012年07月19日這天真實大氣背景的水氣條件進行局部環流模擬。

分析19日真實大氣背景條件，從00 UTC(圖略)探空圖可看出，大約700 - 850hPa有沉降逆溫的情形，混合層高度約850hPa，且此時有正能區(CAPE)的累積，其值約1930 m<sup>2</sup> s<sup>2</sup>、CIN值約8.6 m<sup>2</sup> s<sup>2</sup>、LCL大約是在941hPa處，而此時對流層的溫度大約是15-20°C、風向由低層至高層500hPa皆為西南風，其強度不強。19日午後從雷達回波圖(圖3，13LST、1430 LST及15 LST)可清楚的看出，對流雲系造成之降水回波已於中南部山區測出，其它區域而後之；較特別的是1430 LST時，在中南部的平原地區也有明顯的線狀降水回波出現。

本模擬，總積分時間為8.5小時，網格解析度為  $\Delta x = 500$  m,  $\Delta z = 50$  m，水平有802點，垂直有220點(計算範圍如圖4)。地表初始的大氣壓力設為1000 hPa，位溫隨高度線性增加，Brunt-Väisälä frequency平方 ( $N^2$ ) 為  $10^{-4}$  s<sup>-2</sup> 及  $10^{-5}$  s<sup>-2</sup>， $N^2$  定義為

$$N^2 = \frac{g}{\theta_0} \frac{d\bar{\theta}}{dz} \quad (2)$$

海面溫度設為 298 K，陸地溫度最高加熱 10 度，依式(3)隨時間改變。

$$T_{land} = 298 + 10 \sin \left[ \frac{2\pi}{24 * 3600} \right] \quad (3)$$

在x方向採用Klemp and Lily (1978)的開放性邊界條件，並分別在左側海面及右側對流邊界層，分別設置80點及100點的吸收層。上邊界設定40層的吸收層，以牛頓阻尼 (Newtonian damping) 的方式，使所有預報量逐漸恢復初始值，以減少內重力波經由邊界反射而對模擬結果產生影響；模式的最高及最低層垂直速度均設為零。在提升模式效率上所使用的時間分離法 (time-splitting technique; Gadd 1978) 中，聲波積分時步  $\Delta t_s$  為 1.25 秒，平流、擴散階段積分步長則分別為  $\Delta t_s$  的 4 倍及 5 倍。計算範圍的左方部分設置為海洋，地形高度設計為 1000 公尺，運用一簡單平台地形，探討海風、上坡風等局部環流彼此關係及其與陸地對流邊界層和深對流的影響，個案之斜坡與高度的設定皆為：

$$Z=H+mx \quad (4)$$

其中， $H$  為山頂平台的高度值， $m$  為地形斜率，除了理想化的地形設定以外其他均設定為平坦的地形。模式配置圖如圖 4。

為瞭解乾、濕大氣條件及穩定度對海風環流、上坡風環流和陸地對流邊界層及深對流的影響，設計一系列的敏感度測試(表 1)，選擇個案 A 為控制個案。

#### 四、 模擬結果與討論

##### (一) 局部環流的特性與對流邊界層的發展

本研究不考慮環境風場，以凸顯局部環流和對流邊界層的特性，因此局部環流藉由水平溫度梯度建立後，會逐漸向右推擠並和隨機產生紊流的對流邊界層產生交互作用。乾燥個案 A 中，模式積分一小時後，上坡風環流已完整建立，但強度較弱，此時海風尚未出現完整的基本型態 (圖略)，到了三小時 (圖 5a)，上坡風強度已增強為  $5 \text{ m s}^{-1}$ ，其上的迴流強度約為  $2 \text{ m s}^{-1}$ ，由於高山地形建立了較強的水平溫度梯度，因此在圖中可看出，除上坡風先行出現，且強度較強外，地

形前方亦藉由上坡風的建立，出現了西風帶；此時的海風已於海陸交界處 (50 km) 建立，但強度僅約  $1 \text{ m s}^{-1}$ ，明顯較上坡風環流微弱，模式積分四小時 (圖 5b)，海風型態已相當清楚，水平風場強度也增強為  $3 \text{ m s}^{-1}$ ，此時海風環流前緣約位於 60 公里處，移速約  $4 \text{ m s}^{-1}$ ，厚度約 200 公尺，其上方迴流強度約  $1 \text{ m s}^{-1}$ ，厚度約 250 公尺；相較於上個時間點 (積分 3 小時)，上坡風環流其強度隨時間加熱而增強且更往內陸移動，推算上坡風環流前進速度為  $1.39 \text{ m s}^{-1}$  (3 小時位 152 公里至 4 小時位 157 公里)，厚度由 100 公尺增加至 250 公尺；在垂直風場分佈圖 (圖 5c) 可以看到，上坡風前緣 (150-160 公里內) 具有較強之上升運動 (其強度約  $1.5 \text{ m s}^{-1}$ )，對流尺度約 1000 公尺，此時平地因加熱時間不足，尚無明顯之熱對流運動產生，海風前緣亦因此對流較不明顯。

同樣為乾燥個案，但降低穩定度至  $10^{-5}$  後 (個案 B)，積分三小時 (圖 5d)，上坡風環流明顯變強 (水平風速約  $7 \text{ m s}^{-1}$ 、迴流水平風速約  $3 \text{ m s}^{-1}$ )，其前緣的對流尺度亦變強變大 (低層輻合後至近 4 公里處出現輻散)，但此同時，對於海風環流的影響較不明顯；積分四小時後 (圖 5e)，上坡風環流水平風速增強為  $10 \text{ m s}^{-1}$  (迴流風速增強為  $5 \text{ m s}^{-1}$ )，上坡風前緣的舉升對流尺度則增大為近 4.5 km，強度超過  $5 \text{ m s}^{-1}$ ，上坡風前緣的對流尺度和強度均明顯大於個案 A，另地形前因上坡風引發的環境西風則是由近地面向上擴展至近 8 km；個案 B 的海風在四小時的積分後，水平風速 ( $5 \text{ m s}^{-1}$ ) 和海風鋒面 (3 km) 亦明顯較個案 A 強且大；在垂直風場分佈圖 (圖 5f) 可以看到，上坡風前緣 (145-160 公里內) 具有較個案 A 更為強烈之上升運動 (其強度逾  $5 \text{ m s}^{-1}$ )，對流尺度約 5000 公尺。雖然僅是乾燥個案的模擬，但以上模擬結果可以看出背景大氣條件的改變 (穩定度的降低)

對於局部環流的水平和對流強度及對流尺度，扮演關鍵角色。

## (二) 斜坡上的對流運動

國內外的觀測資料均顯示(圖略)，弱綜觀天氣條件存在時，受地形影響引發的午後深對流多發生於脊線或山頂平台附近，鮮少於地形斜坡上產生熱對流的舉升運動，但較少有學者關注這種情形發生的原因；在我們過去的研究中，以高空間解析度模擬此類天氣現象時，已發現地形斜率是地形上是否會產生對流運動的關鍵(許和侯，2013[3])，也就是說，當地形斜率較小時，斜坡上會因水平溫度梯度的不足，使斜坡產生較不明顯的上坡風，因而使斜坡上出現熱對流運動，但本次模擬中，另發現了一個重要的物理過程：「當平地上同時存在局部環流和熱對流運動時，熱對流受局部環流推擠進入地形後，熱對流強度會逐漸減弱，終至消失。」在個案 C 模擬至 5 小時 50 分後，模式中第 130.5 公里及 135 公里處存在二對流胞(如圖 6a)，其對流尺度大小約 1 公里，對流強度約  $1.25 \text{ m s}^{-1}$ ，其存在地點，低層受熱後輻合、對流運動高層輻散的情形相當明顯，此現象符合質量連續的特徵；地形斜坡上則是存在強度約  $5 \text{ m s}^{-1}$  的上坡風，追蹤靠近地形的對流胞後續發展發現，19 分鐘後(6 小時 9 分，圖 6b)，對流胞的位置移動了 1 公里(移至 136 公里)，但其強度減少近 50%，再經過 11 分鐘的積分後(圖 6c)，對流中心移至 136 公里處，其強度已減弱為  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ ，隨後此對流胞在斜坡上完全消失，探究其強度快速減弱的原因應是低層風速轉變所致，在圖 7a 時，對流胞 A 因距離地形較遠，因此不受上坡風的影響，對流運動可順利進行，到了圖 7b 時，對流胞 A 已接近地形，低層受上坡風的影響，不易產生輻合，因此對流強度減弱，而此時對流胞 B 快速發展後產生的下沉運動，亦使對流胞 A 不易持續發展，對流胞 A 進入地形後，

因上坡風強度更強，因此對流胞 A 幾近消失，而此同時，對流胞 B 則是持續的發展中，由於對流運動進入地形後，受制於上坡風，使其無法繼續發展，因此我們的研究顯示，大於特定斜率的地形，在斜坡處不會存在對流運動，因此深對流不會於地形的斜坡處產生。

## (三) 局部環流與深對流

在個案 C 中，模式積分至 4 小時 10 分(圖 7a)，上坡風前緣已能夠藉由上升運動舉升成雲，但同一時段的海風鋒面則因對流強度不足，沒有出現對流性積雲，20 分鐘後(圖 7b)，海風鋒面上方開始出現積雲，上坡風前緣的積雲雲量略微增多，此時兩局部環流前方的對流邊界層因對流加熱時間不足，尚未出現明顯的對流運動，模式積分至 7 小時 10 分(圖 7c)，上坡風前緣的對流舉升強度略強於海風鋒面，且上坡風前緣正與對流邊界層的對流胞進行合併運動，因此對流舉升的積雲雲量明顯多於海風鋒面，此和台灣多數弱綜觀天氣型態下，山邊較易產生積雲的特徵吻合，兩局部環流前方的對流邊界層，雖然對流強度與局部環流相當，但因對流尺度較小，對流運動尚未完成舉升成雲的過程，經過 20 分鐘(圖 7d)，上坡風前緣已和對流邊界層完成合併，其上的積雲則順著上坡風迴流向西運動，但該積雲已缺乏舉升機制，且此個案非屬不穩定個案，因此該積雲到了 7 小時 40 分(圖 7e)雲量逐漸減少，終至消散(圖 7f)，但此同時上坡風持續與前方的對流邊界層進行合併的過程，舉升成雲的過程持續重複(圖 8ef)，海風環流在此挑選時段中，海風鋒面尚未與對流邊界層中的對流胞完成合併，因此舉升成雲的雲量亦較不明顯。

在較不穩定的個案 D 中，模式僅積分 2 小時 20 分(圖 8a)，上坡風前緣即已舉升成雲，海風環流此時雖已建立，但海風鋒面強度仍弱，因此圖中較不明顯，到了 3 小時 10 分(圖 8b)，上坡風前緣的舉升機制，已使對

流性積雲快速向上發展為深對流，此時海風鋒面強度已增強，但未達舉升成雲的強度，模式積分 3 小時 30 分(圖 8c)，上坡風前緣的深對流持續發展，而海風鋒面強度快速增強，並開始出現積雲，由此個案可以看出，大氣的穩定度對於弱綜觀天氣型態下的對流運動具有關鍵的影響性，穩定度偏向中性大氣時（個案 C），即時存在局部環流，亦未必能使水氣藉由對流舉升機制有效發展為深對流，但大氣穩定度若明顯下降（個案 D），局部環流的對流尺度不但變大，且強度變強，因此具備快速舉升成雲的能力，且能夠使對流性積雲快速發展為深對流；上坡風和海風同時存在時，上坡風環流舉升成雲的時間會明顯較海風環流快（快了近 2 小時）。

## 五、 結論

藉由本次理想化的數值實驗設計，瞭解了背景大氣條件的改變（穩定度的降低）對於局部環流的水平和對流強度及對流尺度，扮演關鍵角色。台灣地區多數相同之弱綜觀天氣型態出現時，大氣穩定度可能是當日能否出現午後雷雨的重要指標，在模擬過程中，我們也發現，地形斜率較大的區域，斜坡上不會有對流運動的產生，因此不會在這樣的區域出現深對流，但由於上坡風環流的前緣具備舉升成雲甚至深對流的能力，因此當舉升成雲後，在該積雲深對流發展初期，仍可能順著上坡風迴流向斜坡處上方發展，惟該類積雲在斜坡處已喪失舉升機制，能否發展將視其雲內動力和熱力過程而定。

不論穩定度是否改變，上坡風環流均會較海風環流先完成舉升成雲的過程，此亦符合台灣地區多是觀測資料顯示，若綜觀天氣時，山區先期出現積雲的特徵，而當穩定度降低一個尺度時，會使局部環流舉升成雲的時間差異高達近 2 小時。

## 誌謝

感謝林淑卿博士在資料分析提供的指導與協助，本研究經費由國科會資助（計畫編號：NSC 102-2111-M-606-001-MY2）。我們亦感謝國家實驗研究院台灣與颱風洪水研究中心及國家高速網路與計算中心提供的計算資源。

## 參考文獻

- [1] 林品芳、張保亮、周仲島，“弱綜觀環境下臺灣午後對流對流特徵及其客觀預報”，大氣科學期刊，第40期，第77-107頁，2012。
- [2] Fovell, R. G., “Convective Initiation ahead of the Sea-Breeze Front,” *Mon. Wea. Rev.*, 133, pp.264-278, 2005.
- [3] 許淳皓, "海谷風之數值研究", 國防大學理工學院環境資訊及工程學系大氣科學組碩士論文, 桃園, 2013。
- [4] 許武榮, 侯昭平: 不均勻地表情況下淺對流的大渦流模擬研究, 國立臺灣大學大氣科學研究所博士論文, 2006。

## 圖表彙整

表 1 模擬個案名稱、設定與環境條件。

個案名稱	水平解析	地形高度	穩定度	背景
個案 A	500 m	1000 m	$10^{-4}$	乾燥
個案 B	500 m	1000 m	$10^{-5}$	乾燥
個案 C	500 m	1000 m	$10^{-4}$	潮濕
個案 D	500 m	1000 m	$10^{-5}$	潮濕

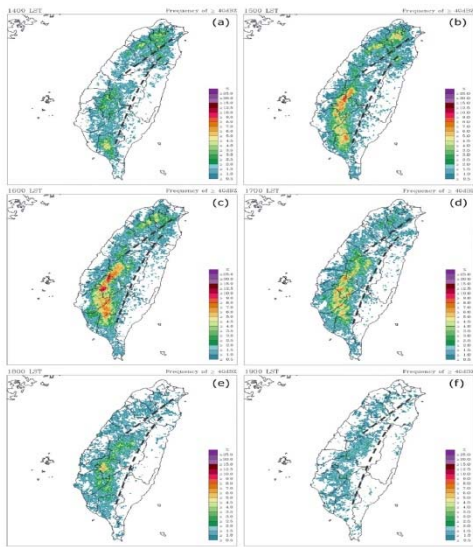


圖 1 2005-2008 年暖季(5-10 月)弱綜觀環境下回波  $\geq 40$  dBZ 之發生頻率圖(%)，分別為(a) 1400、(b) 1500、(c) 1600、(d) 1700、(e) 1800 及(f) 1900 LST。

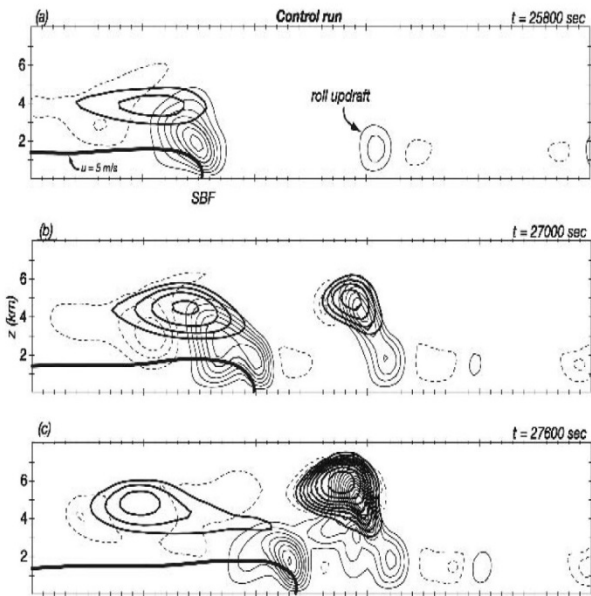


圖 2 海風環流與對流邊界層交互作用示意圖。最粗線為海風鋒面，粗線為雲的混合比 $q_c$ (每一個等值線為 $0.5 \text{ g kg}^{-1}$ )，細線為垂直速度 $w$ (每一個等值線約為 $0.5 \text{ m s}^{-1}$ )，海風鋒面(SBF)沿著海岸的方向前進(90km往140km)，速度約為 $5 \text{ m s}^{-1}$ ，虛線為負值，此圖範圍全為陸地上，海陸交界位置為45 km (摘自Fovell (2005))。

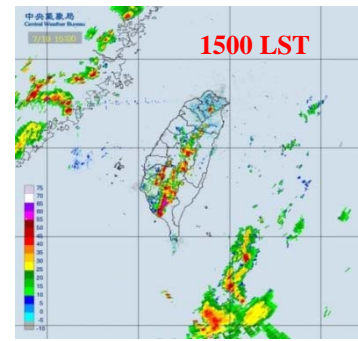
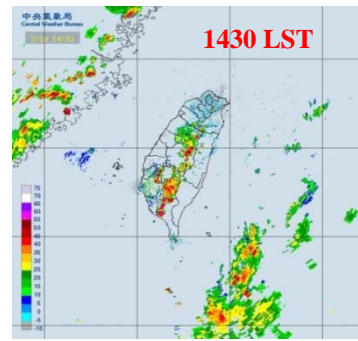
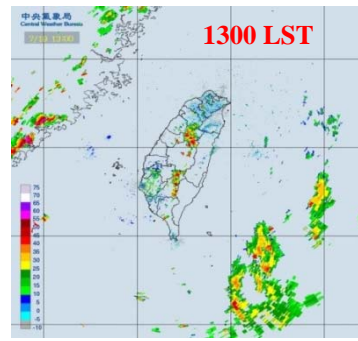


圖3 2012年07月19日1300、1500 LST整合雷達回波圖(資料來源：中央氣象局)。



圖 4 模擬個案中，海洋，陸地及平台地形的二維配置圖，海陸交界位於50公里處。



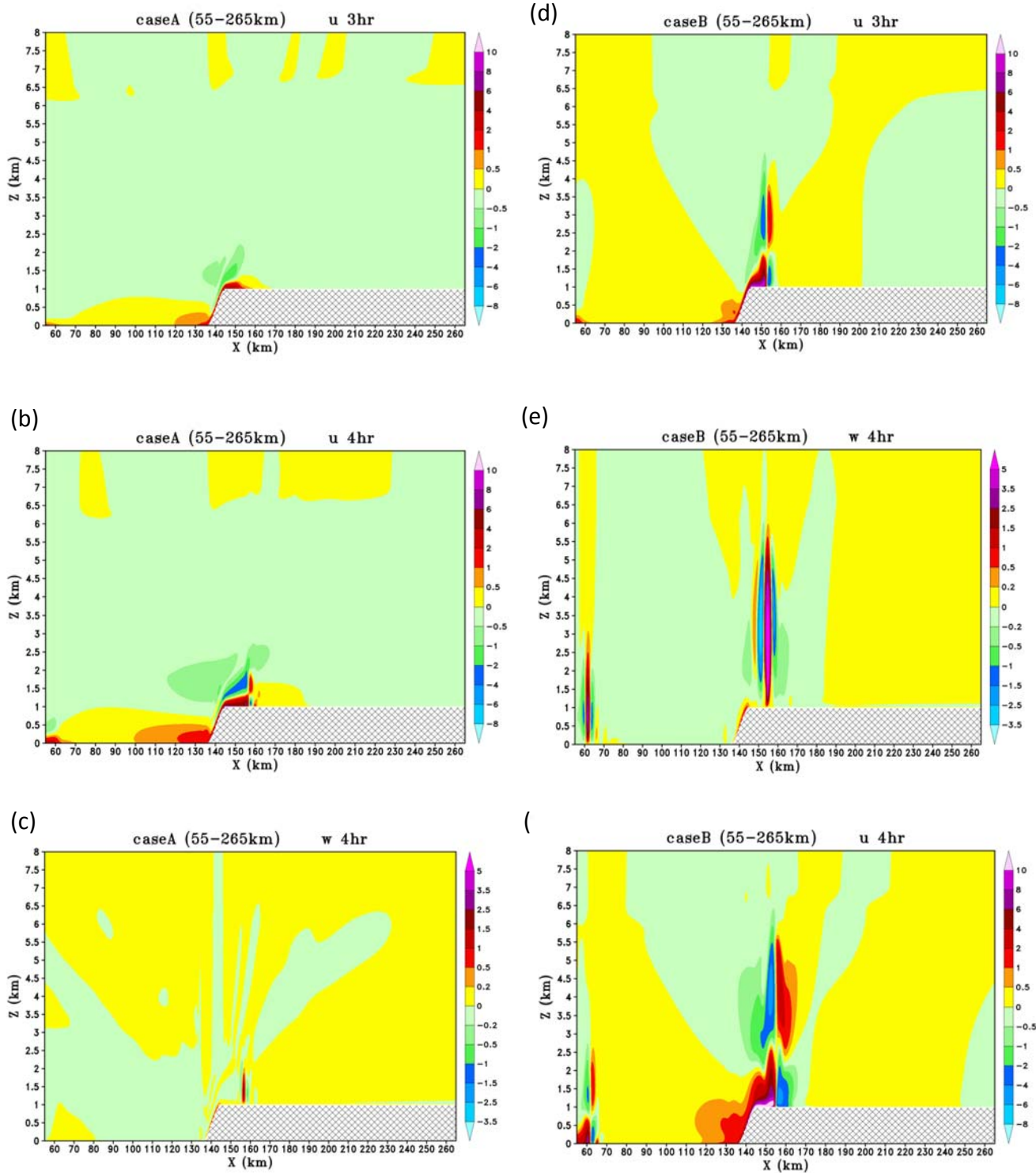


圖 5 (a)至(f)模式積分 3 至 4 小時，個案 A 及個案 B，55 至 265 km 水平運動  $u$ (色階部分，正值代表西風，負值代表東風)和垂直運動  $w$ (色階部分，正值代表上升，負值代表下降)模擬結果，海陸交界處為 50 km。

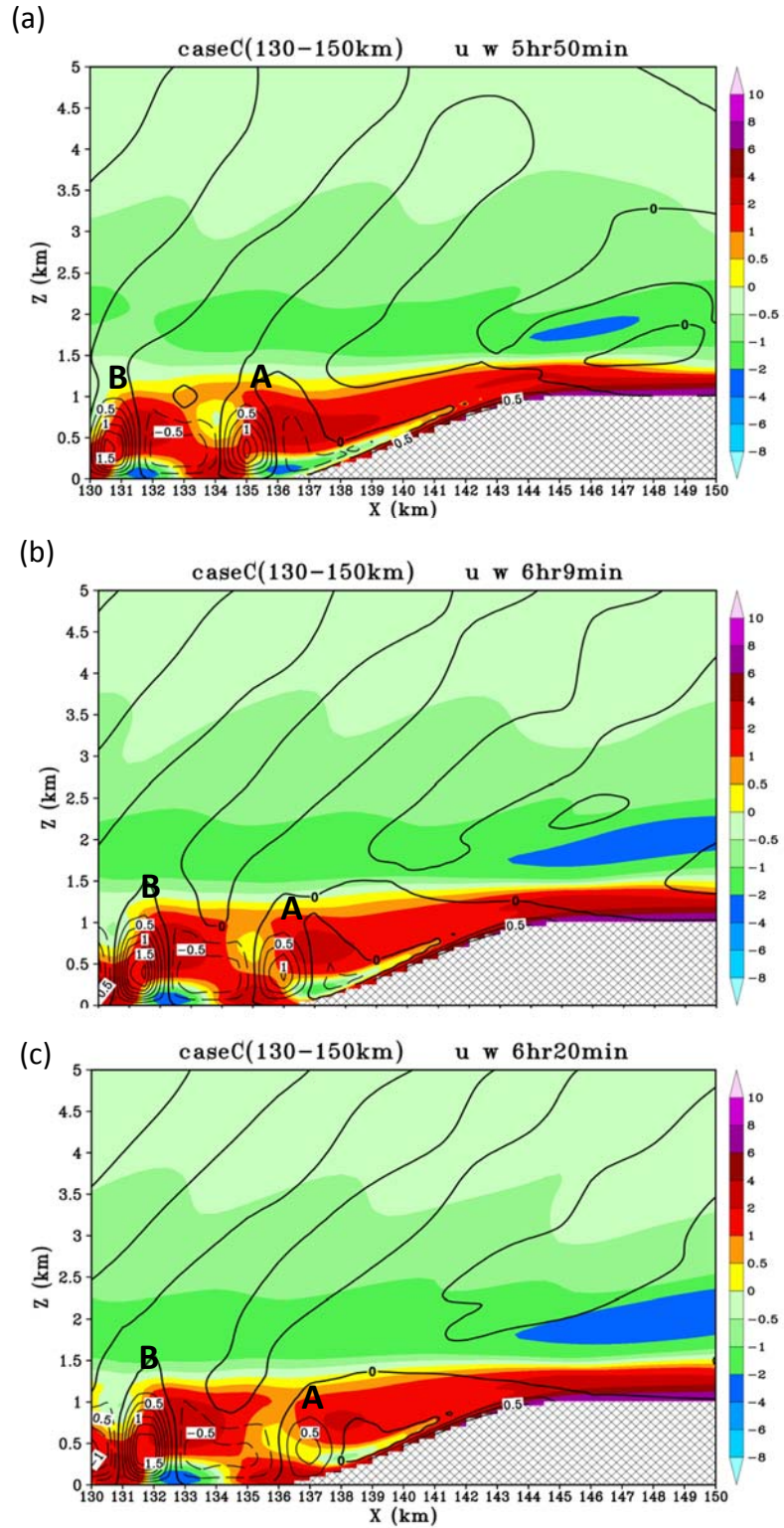


圖 6 個案 C 中 130 至 150 km 水平運動  $u$ (色階部分，正值代表西風，負值代表東風)和垂直運動  $w$ (細實線代表上升，虛線代表下降，等值線間距  $0.25 \text{ m s}^{-1}$ )模擬結果，A、B 分別代表不同的對流胞，積分時間分別為(a)5 小時 50 分、(b)6 小時 9 分、(c)6 小時 20 分。



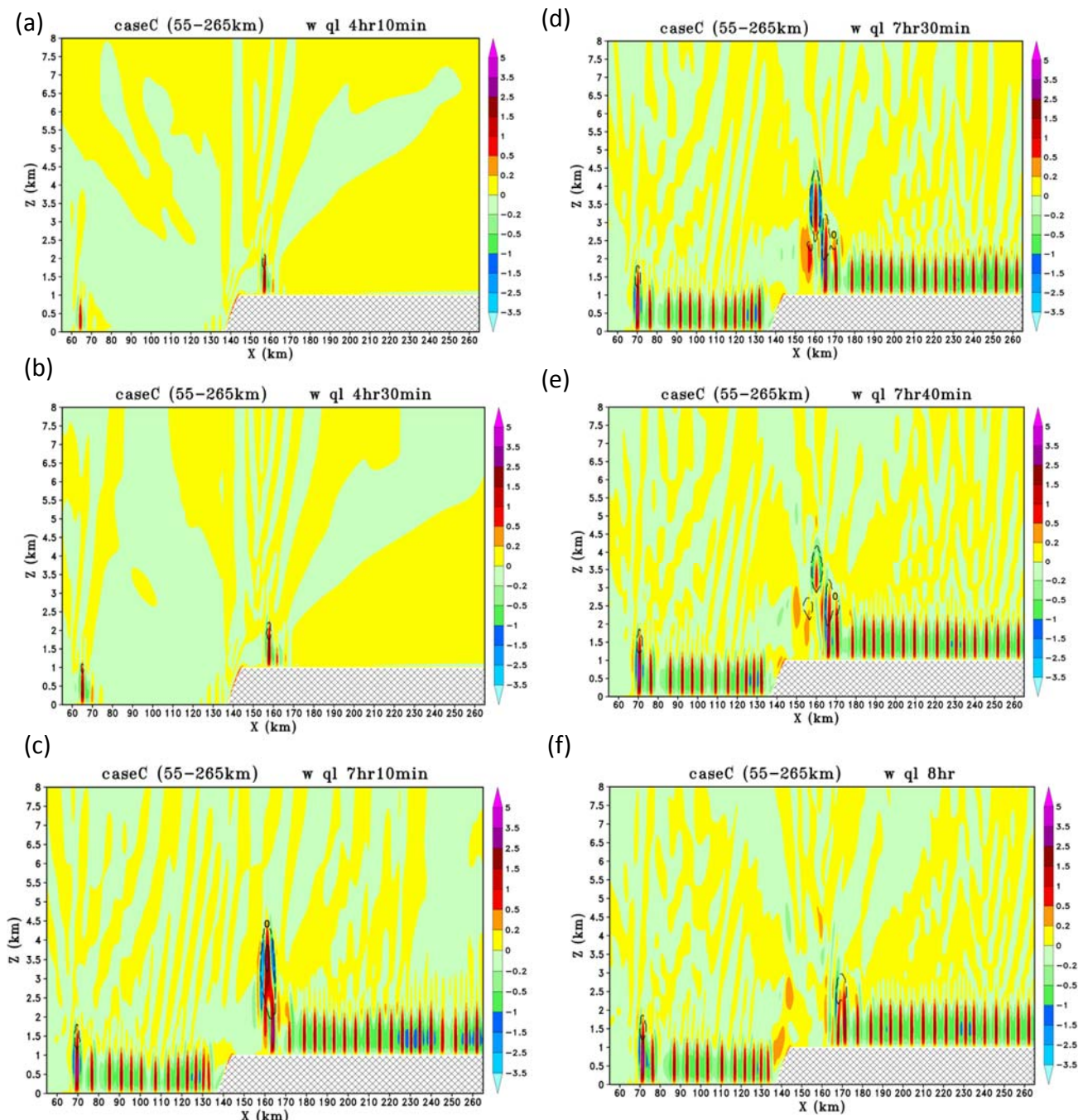


圖 7 個案 C 中(a)至(f)為模式積分 4 小時 10 分至 8 小時，垂直運動  $w$ (色階部分，正值代表上升，負值代表下降)和液態水  $q$ (僅劃出大於  $10^{-7} \text{ g Kg}^{-1}$  之等值線)模擬結果，海陸交界處為 50 km。

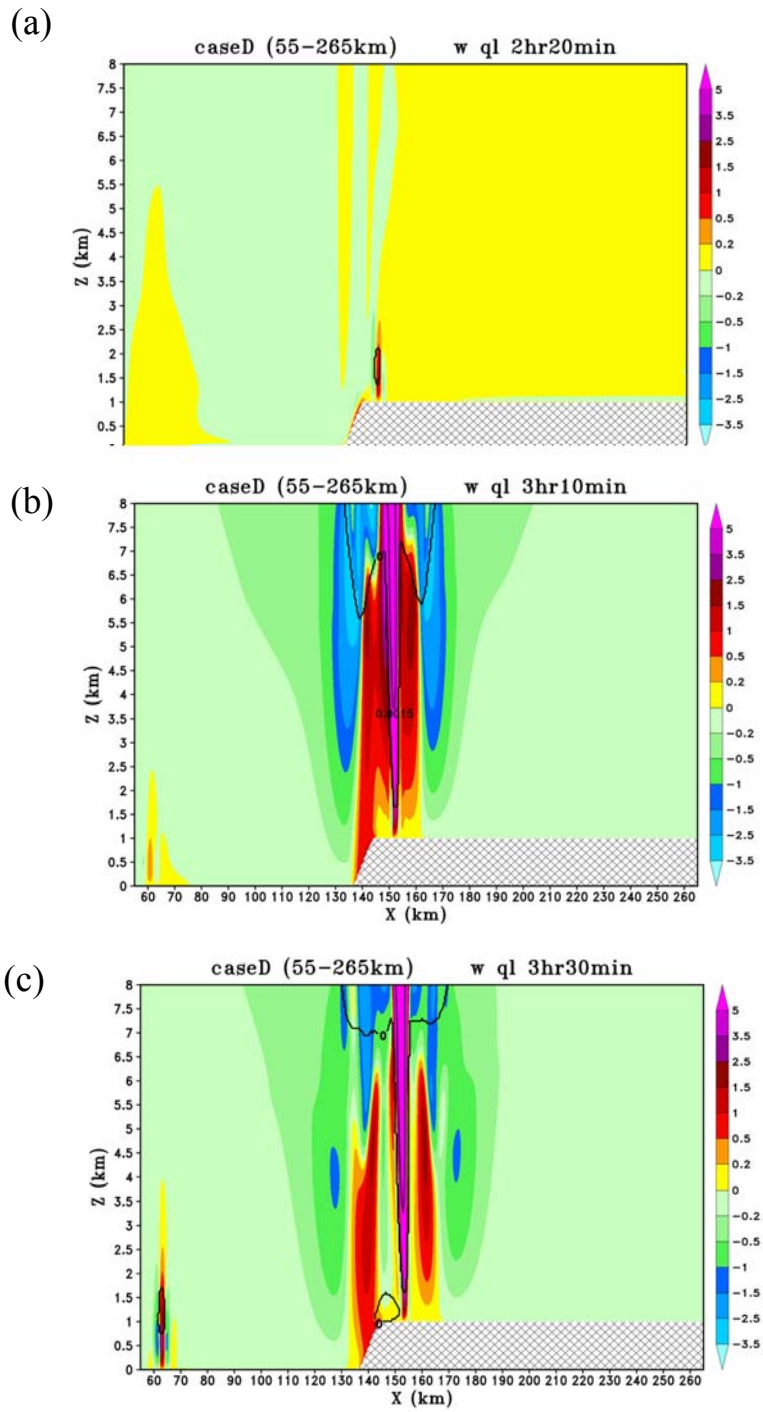


圖 8 個案 D 中(a)至(c)為模式積分 2 小時 20 分至 3 小時 30 分，垂直運動  $w$ (色階部分，正值代表上升，負值代表下降)和液態水  $q_l$  (僅劃出大於  $10^{-7} \text{ g Kg}^{-1}$  之等值線)模擬結果，海陸交界處為 50 km。