

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

使用WRF理想模組討論颱風系統

與山脈地形之交互作用

-水收支及降水效率研究

研究生：鍾宜娟

指導教授：楊明仁 博士

中華民國 103 年 7 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(101 年 9 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

- 同意 (立即開放)
 同意 (請於西元 _____年____月____日開放)
 不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

- 同意 (立即開放)
 同意 (請於西元 _____年____月____日開放)
 不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名：_____鍾宜娟_____ 學號：_____101621008_____

論文名稱：使用 WRF 理想模組討論颱風系統與山脈地形之交互作用
- 水收支及降水效率研究

指導教授姓名：_____楊明仁 博士_____

系所：_____大氣物理研究_____所 博士班 碩士班

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理 學系/研究所 鍾宜娟 研究生所提之論文 使用 WRF 理想模組討論颱風系統與山脈地形之交互作用- 水收支及降水效率研究 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 楊明仁 (簽章)

103 年 7 月 3 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣物理 學系/研究所 鍾宜娟 研究生

所提之論文

使用 WRF 理想模組討論颱風系統與山脈地形之交
互作用- 水收支及降水效率研究

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

隋中興

隋中興

楊明仁

廖宇慶

陳文奇

中華民國 103 年 7 月 3 日

摘要

本篇研究利用 WRF 模式模擬一颱風系統，首先探討其在通過一理想鐘形山脈(山頂高度兩公里)的過程中，颱風系統內水收支及降水效率如何受理想化地形的影響而變化。先在 Eulerian framework 下進行討論，將颱風系統發展的過程分為成熟期、迎風坡、過山期、背風面及消散期等不同時期。結果發現，當颱風系統由成熟期演變至迎風坡及過山階段時，由於系統受到地形抬升的影響，水氣輻合及凝結率皆增強，使得降水效率從原來的 50.42% 增加至約 58.71%；而背風面的下沉氣流使得水氣輻散增加並伴隨有強烈蒸發作用，導致降水效率下降，最後颱風系統逐漸減弱至消散。接著從 Quasi-Lagrangian framework 的角度進行討論，以每十分鐘一筆的模式資料追隨颱風系統運動以得到降水效率、凝結率、凝固率及蒸發率在瞬時的變化。結果指出降水效率及凝結率在迎風坡皆隨著時間增加，至背風面後快速下降，但由於山岳重力波向上傳輸的作用將水相粒子往更高層傳輸而有凝固現象，使得凝固率在背風面反而有增加的趨勢。若將討論範圍縮小至颱風系統的對流降水區域甚至是單一對流胞時，則此現象更為顯著。

然後進行將地形高度降低至原來高度一半(山頂高度一公里)及沒有地形的兩組敏感度實驗測試。在一公里地形高度的實驗中，由於地形降低使得颱風系統在迎風面受地形抬升影響而增強的作用較不明顯，降水效率增加的幅度也減少。但也因為地形的阻礙較小讓低層冷池得以過山，即使到背風面颱風系統的前緣仍可持續激發出新生對流胞，系統維持較長一段時間才消散。而在沒有地形的敏感度實驗中，則是因為沒有地形的抬升作用，因此於原來有地形實驗中的迎風坡位置，降水效率不但沒有隨時間而增加，反而隨著颱風系統的減弱而有逐漸下降之趨勢。

Abstract

In this study, idealized numerical simulations of a squall line traversing a sinusoidal mountain ridge are conducted using the Weather Research and Forecasting model, version 3.2, with 2-km horizontal grid size. The vapor and condensate budgets are examined, and the temporal variation of four microphysics ratios, including precipitation efficiency(PE), condensation ratio(CR), deposition ratio(DR), and evaporation ratio(ER) are calculated during and after the period when squall line interacts with the terrain.

In an Eulerian framework, the whole life cycle of the squall line can be divided into five stages, which include mature, over-windward-slope, over-mountain, over-lee-side and, dissipating stage. When the squall line moves from mature stage to over-windward-slope stage, the corresponding PE increases from 50.42% to 58.71%, due to the increasing horizontal flux convergence of vapor and strong condensation of liquid water. Then, a Quasi-Lagrangian framework is adopted to investigate the “in situ” orographic forcing of the mountain on the microphysics process by following the eastward propagation of the squall line. The result shows that the high PE observed on the windward slope is caused by the increase of cloud condensation and the orographic lifting. On the other hand, the low PE observed on the lee side is a result of strong increase of raindrop evaporation and the decrease of cloud condensation. The vertically propagating gravity waves above the terrain is helpful to transport hydrometeors upward and then let the hydrometeors transform into ice critical or snow, so the DR also shows an increasing trend on the lee side.

Two sensitivity experiments with different terrain height are performed to examine the effect of terrain on microphysics ratios. The half-terrain sensitivity experiment shows that because of the reduced orographic lifting effect, the condensation on the windward slope also decreases, which further results in lower PE. But the lower mountain height makes the blocking- effect occurred at mountain ridge become less significant, so the squall line can traverse the mountain ridge more smoothly and maintain a stronger convective system on the lee side compared to the full-terrain control run. Finally, the result from no-terrain sensitivity experiment shows that without the orographic lifting effect, all of the characteristics associated with the interaction between squall line and terrain disappear.

致謝

在中央大學度過了六年，從多采多姿的大學生活到心境開始轉變的研究所，感謝爸爸媽媽在我求學階段的支持，使我無憂無慮並專心嘗試自己想要的生活，雖然一心想離開這個待了太久又太安全的校園，但真的要離開時還是有些感傷。

兩年的研究生活很快的就過去，從碩一的修課生涯到碩二開始著手進行研究，一路上受到許多人的協助與陪伴，首先要感謝指導教授楊明仁老師這兩年來以提點的方式指導我完成論文，給予我自己發揮的空間，且適時的糾正並指與方向，即使遠在美國依然利用線上討論的方式與我們進行討論，並時常與我們分享人生應抱持的態度。也謝謝隋中興老師、廖宇慶老師及陳台琦老師對於此篇論文給予的指教與建議，使我了解並能夠反思自己與此篇研究上的不足之處、未來可能的發展以及改進之空間和更為明確的目標。還要感謝從大學時期便十分關心學生的林沛練老師時時鼓勵著我們、喜歡和我們聊天的曾仁佑老師、讓我參與季風實驗室北海岸出遊的嚴明鈺老師以及讓我知道跟老師一起打球很開心的芳怡老師。

感謝黃小玲學姊在水收支分析與計算的方法上給予許多的協助，否則在進行對 WRF 模式中程式之了解必定需要花費更多之時間，更不用說正確地輸出討論中所需之水收支參數。感謝林柏旭學長、陳寰學長和林昌鴻學長給予在 WRF 模式實際應用上之教學，還要特別感謝林昌鴻學長無私地分享其在理想型颶線系統之模擬實驗的經驗，使我能夠順利的模擬出颶線系統之過山。另外也感謝楊靜仔學姊和陳薇鈞學姊提供我 SoWMEX 2008 觀測期間 IOP8 強降水事件的觀測資料。謝謝惠琪學姊總是幫忙我們處理行政上的事物，還有同實驗室一起共患難的宜霖跟奕叡，也感謝亭蓁和靜吟總是在我研究上碰到困難時給予我幫助，同時還有碩二的大家，彥達、春仔、梓舜、忠剛、慧文、建齊、柏儀、伯謙、浩彥、冠翰、念青、哲維、定賢、達偉、珮瑜、冠伶、林琴、孟岳、攸祁、曉君，大家一起渡過了許多風風雨雨，以後一定會想念跟大家一起吃飯的日子。最後要特別感謝彥達，每次在我煩躁崩潰的時候你總是陪在我身邊，鼓勵我讓我更有動力。

目錄

摘要.....	I
Abstract.....	II
致謝.....	IV
目錄.....	V
圖表目錄.....	VII
一、 緒論.....	1
1-1 文獻回顧.....	1
1-2 研究動機.....	5
1-3 論文架構.....	6
二、 模式概述.....	7
2-1 模式簡介.....	7
2-2 模式設定.....	8
2-3 暖包設定.....	9
2-4 模式初始場設定.....	9
2-5 理想山脈地形設定.....	11
三、 研究方法.....	13
3-1 水氣及水凝結物收支計算.....	13
3-2 雲微物理比率計算.....	15
3-3 Froude number.....	17
四、 模擬結果.....	18
五、 水收支及雲微物理比率分析.....	22
5-1 Eulerian Framework 觀點分析.....	22
5-2 Quasi-Lagrangian framework 觀點分析.....	27

六、	敏感度實驗測試.....	32
6-1	地形降至一半之敏感度實驗.....	32
6-2	去除山脈地形之敏感度實驗.....	36
七、	總結.....	39
	附錄.....	42
	參考文獻.....	43
	圖表.....	45

圖表目錄

表 1. : SoWMEX 觀測期間 IOP8 個案的強降水事件，於 2008 年 6 月 13 日及 6 月 14 日兩天，從板橋、臺南、屏東及六龜四個測站所測得之探空資料，表內之數值為將探空資料放入模式後所計算出的 CAPE 值，表格內沒有數值即代表無該時間點的探空資料，紅色方框則是圈選出此篇研究中所採用之探空資料。.....	45
表 2. : 所有水收支分析及雲微物理比率計算中，所需應用到之參數。.....	46
圖 1. : 為此篇理想颶線系統模擬研究中，模式的初始網格設定，東西方向為 477 格，而南北方向則為 451 格，水平網格大小皆為 2 公里。等值線為對稱橢圓山脈地形高度，初始高度值為 50m，間距為 200m，並將地形設至於模式中央之位置。顏色的部分為初始線狀暖胞設定，並將其放置於 1/4 X 軸長及 1/2Y 軸長的位置。.....	47
圖 2. : 模式初始熱力剖面圖，紅色線為溫度線(°C)，藍色線為露點溫度線(°C)。....	48
圖 3. : 初始環境西風風場垂直剖面圖，為一理想化風場，東西方向風速(U)從近地面的 0m/s 線性增加至 2.5 公里高的 10m/s，2.5 公里以上則維持 10m/s 的風場。.....	49
圖 4. : 2 公里高度控制實驗之鐘形山脈地形高度(km)，垂直和水平座標單位皆為公里(km)。圖(a)為東西方向之垂直剖面圖(正值為朝東之方向而負值為朝西之方向)、圖(b)為南北方向之垂直剖面圖(正值為朝北之方向而負值為朝南之方向)。在水平方向上山頂(即鐘形山脈地形之中心)所在之位置皆定義為第 0 公里。.....	50
圖 5. : 1 公里高度敏感度實驗之鐘形山脈地形高度(km)，垂直和水平座標單位皆為公里(km)。圖(a)為東西方向之垂直剖面圖、圖(b)為南北方向之垂直剖面圖。.....	50
圖 6. : 颶線系統以東西走向通過橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的雷達回波 CV 圖(dBZ)，等值線為山脈地形高度，初始高度值為 50m，間距為 200m。圖(a)為成熟期，圖中粗黑實線框選範圍為此篇主要討論的區域，圖(b)及圖(c)為迎風坡時期，圖(d)為過山時期，圖(e)為背風面時期，最後圖(f)則是消散期。.....	51
圖 7. : 颶線系統以東西走向通過"2 公里"高度橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的雷達回波(dBZ)垂直平均剖面圖(y= -30~30km)。圖(a)為成熟期，圖(b)及圖(c)為迎風面時期，圖(d)為過山時期，圖(e)為背風面時期，最後圖(f)則是消散期。.....	52

- 圖 8. : 為颶線系統以東西走向通過"2 公里"高度橢圓對稱山脈地形, 隨時間發展的垂直速度場(cm/s)及位溫擾動場(K)之垂直平均剖面圖(y= -30~30km)。顏色部份代表垂直運動, 紅色為上升運動、藍色則為下沉運動, 單位為 cm/s ; 等值線代表位溫擾動場, 實線為正值, 而虛線則為負值, 單位為 K。在此篇所定義之冷池為位溫擾動小於 -0.5K 之區域。圖(a)及圖(b)為成熟期, 圖(c)為迎風面時期, 圖(d)及圖(e)為過山時期而圖(f)為背風面時期。.....53
- 圖 9. : 此圖為 Eulerian framework 分析中, 將各個時期皆取一小時時間平均的雷達回波 CV 圖(dBZ), 圖(a)為成熟期(-2.5hr~ -1.5hr), 圖(b)為迎風面時期(-1.5hr~ -0.5hr), 圖(c)為過山時期(-0.5hr~ +0.5hr), 圖(d)則為背風面時期(+0.5hr~ +1.5hr), 最後圖(f)則是消散期(+2hr~ +3hr)。而圖中黑色方框即為水收支計算中所選取的颶線型 MCS 計算範圍, 其為長 100 公里而寬 80 公里。.....54
- 圖 10. : 為"成熟期"之各水氣及水凝結物收支項, 即圖 9a.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。圖(a.)中為凝結及凝固作用(Condensation)、蒸發及昇華作(Evaporation)用、降雨量(Precipitation)和水平水汽通量輻合(HFC[vapor])之一小時加總, 單位為 10^{11} kg/hr。圖(b.)及圖(c.)則是各個水氣收支及水凝結物收支項的數值相對總凝結及凝固量(Condensation)做常規化的比率, 其單位為 %。.....55
- 圖 11. : 同圖 10., 但為為"迎風坡時期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9b.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。.....56
- 圖 12. : 同圖 10., 但為為系統"過山時期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9c.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。.....57
- 圖 13. : 同圖 10., 但為為系統於"背風坡時期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9d.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。.....58
- 圖 14. : 同圖 10., 但為系統"消散期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9e.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。.....59
- 圖 15 : 圖(a.)為各水氣收支及水凝結物收支的主要貢獻項, 於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里而寬 80 公里)的體積分(總量)隨時間之變化, 單位為 kg/s。藍色線為凝結及凝固量(COND)、紅色線為蒸發及昇華量(EVAP)、紫色線為降雨量(P)、綠色線及黃色線則分別為水氣的水平 and 垂直通量輻合(HFC 及 VFC)之空間加總。而圖(b.)則是將圖(a.)中每個變數於 -1.5 小時(即系統開始受地形影響之時間)所計算出之數值平移至同一點, 以比較各項隨時間變化的相對幅度[即圖(a.)中虛線所框選之範圍]。.....60
- 圖 16. : 於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里且寬 80 公里) 各雲微物理比率其隨時間之變化曲線, 單位為%。藍色實線為凝結率(CR)、紫色實線

- 為降水效率(PE)、紅色虛線為蒸發率(ER)、綠色虛線則為凝華率(DR)。灰色陰影為此MCS計算範圍所經地形的平均高度。.....61
- 圖 17.: 同圖 16.,但其為"強對流降水區域"計算範圍內(長 60 公里而寬 20 公里)各雲微物理比率其隨時間之變化曲線。.....61
- 圖 18.: 颶線系統以東西走向通過橢圓對稱山脈地形,隨時間發展的色調強化雷達迴波 CV 圖(dBZ),為凸顯回波值於 35dbz 以上之強對流降水區域,因此 35 dBZ 以下之數值皆以藍色系表示。圖中白色方框即代表在討論強對流區域的微物理比率時所選取的計算範圍(長為 60 公里而寬為 20 公里)。.....62
- 圖 19.: 此圖為沿圖 18b.中粗黑實線做南北方向之垂直剖面的結果,其主要由三個單一的對流胞結構所組成,分別定義為對流胞 A、對流胞 B 及對流胞 C。.....63
- 圖 20.: 同圖 18,但此圖中之方框分別標示出在討論對流胞 A、對流胞 B 及對流胞 C 時,其雲微物理比率的計算範圍。.....63
- 圖 21.: 同圖 16.但分別為(a.)對流胞 A、(b.)對流胞 B 及(c.)對流胞 C,其各雲微物理比率在"對流胞計算範圍"內所計算出之結果隨時間的變化曲線。左側方框代表其分別之對流胞計算範圍水平尺度。.....64
- 圖 22.: 分別做對流胞 A(圖 a.-圖 c.)、對流胞 B(圖 d.-圖 f.)及對流胞 C(圖 g.-圖 i.),沿東西方向上的垂直剖面圖,顏色的部分代表垂直運動,紅色為上升運動、藍色為下沉運動,單位為 cm/s。黑色實線為雨滴混合比,灰色實線為軟雹混合比,藍色虛線則為雪花混合比,單位為 g/kg,間距皆為 0.2g/kg。.....65
- 圖 23.: 同圖 7.,但為颶線系統以東西走向通過"1 公里"高度橢圓對稱山脈地形,隨時間發展的雷達回波其垂直平均剖面圖(y= -30~30km)。.....66
- 圖 24.: 同圖 8.,但為颶線系統以東西走向通過"1 公里"高度橢圓對稱山脈地形,隨時間發展的垂直速度場及位溫擾動場的垂直平均剖面圖(y= -30~30Km)。.....67
- 圖 25.: 為-2hr 時 Froude number(Fr)的計算結果,以顏色來區分其數值,由於接近山頂位置會出現數值方法所產生之誤差,因此僅列出 Fr 小於 1.25 以下的數值,Fr>1 表示氣流越山;Fr<1 則表示氣流繞山。圖(a.)為 2 公里高度地形控制實驗的計算結果,圖(b.)為 1 公里高度地形敏感度實驗的結果。紅色虛線標示當時山前低層環境的冷池高度。.....68
- 圖 26.: 圖(a.):同圖 15a.,但為在 1 公里高度地形實驗中,各水氣收支及水凝結物收支項,於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里而寬 80 公里)的體積分(總量)隨時間之變化曲線。圖(b.):同圖 16,但為 1 公里高度地形實驗

	中，於"飈線型 MCS 系統"計算範圍內的各雲微物理比率隨時間之變化曲線。.....	69
圖 27.:	同圖 7，但為在沒有山脈地形的實驗中飈線系統向東移動時，隨時間發展的雷達回波(dBZ)其垂直平均剖面圖(y=-30~30km)。圖中虛線表示為原先山脈地形之最高高度所在之位置。.....	70
圖 28.:	同圖 8.但為在沒有山脈地形的實驗中飈線系統向東移動時，隨時間發展的垂直速度場及位溫擾動場的垂直平均剖面圖(y=-30~30km)。圖中虛線表示為原先山脈地形之最高高度所在之位置。.....	71
圖 29.:	圖(a.):同圖 15a.，但為沒有山脈地形的實驗中，各水氣及水凝結物收支項，於"飈線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里而寬 80 公里)的體積分(總量)隨時間之變化曲線。圖(b.):同圖 16，但為沒有山脈地形的實驗中，於"飈線型 MCS 系統"計算範圍內的各雲微物理比率隨時間之變化曲線。....	72

一、緒論

不同的劇烈天氣系統(如颱風或梅雨鋒面等)，由於系統內部不同動力機制影響，再加上環境熱力條件及綜觀強迫之差異，而使得降水在形態、分佈及總量上皆有不同的特徵。地面降水的產生，通常可以假設其與當時環境中的大尺度水氣通量輻合或是大氣中雲微物理凝結量成比例，但在真實的大氣中，可能會有雨水的蒸發及雲冰的昇華等作用，並非所有的凝結量及水氣通量輻合都會對地面降水產生貢獻。因此我們可以定義出降水效率這個轉換參數，來討論不同的對流系統中可能產生降雨之效率。

降水效率的定義方式有很多種，像是 LSPE (**L**arge-**S**cale **P**recipitation **E**fficiency) 即是由大尺度水氣通量輻合的觀點所定義出的降水效率(Sui et al.2005)，定義方式為地面總降雨量和三度空間大尺度水氣通量輻合之比例；其優點為計算過程中所需之變數皆可直接由觀測資料(探空或衛星遙測)取得，常用於觀測結果的討論。但水氣在輻合後還需經由凝結之雲微物理過程形成雲滴，再藉由碰撞合併等機制產生雨滴才能夠落至地面形成降水，因此後來又定義出 CMPE (**C**loud **M**icrophysics **P**recipitation **E**fficiency) 此由雲微物理觀點所定義出的降水效率(Sui et al.2005；2007)，其計算方式為總降雨量和總凝結量之間的比例。相較於 LSPE 而言，CMPE 之優點為在物理過程上較為直接，但在計算時所需之變數(如凝結量)無法直接由傳統觀測資料取得，通常需經由數值模式模擬或雷達資料反演而得，因此其多半用於模式結果之討論。

1-1 文獻回顧

飆線(squall line)即定義為任何線狀或呈狹長帶狀的對流系統。其對流區域中強降水伴隨的蒸發冷卻作用，使其近地面區域產生一溫度較周圍溫度

為低之冷池。Houze et al. (1989)提出，在颶線型中尺度對流系統中，由於對流系統內的中尺度低壓生成造成水平氣壓梯度力，在系統後方之中層大氣產生後方入流(rear inflow)，將後方環境中層較乾燥的空氣帶入颶線系統的層狀降雨區和對流降雨區內；由於水滴蒸發冷卻產生負浮力，導致後方入流的氣流向低層大氣傳遞。後方入流向低層後，將中高層的較高動量向下層傳輸，造成颶線系統移速增加；並且從後方環境引進的較乾冷空氣，增加蒸發冷卻作用，導致近地面的冷池強度與地面風速增強。

颶線系統低層之冷池抬升前方相對較暖的空氣，可以持續激發對流胞於冷池前緣發展，使颶線系統生命週期可維持約6~12小時。Fovell and Tan (1998), Lin et al. (1998), Lin and Joyce (2001)在探討颶線系統生命週期時，亦指出冷池前緣之陣風鋒面的低層上升氣流將持續產生新的對流胞，而使得颶線系統的生命週期較一般單一的對流胞更長。

Frame and Markowski (2006；簡稱FM06)探討在三維模式架構下，颶線與鐘形山脈地形間的交互作用。其研究結果顯示，在颶線系統還未受地形影響時，其低層空氣受到系統前緣陣風鋒面的抬升，有新的對流胞生成。而當系統移至到地形上時，於迎風坡處的冷池受到地形抬升，使其前方較溫暖的氣流在接觸到系統前緣之冷池後，在低層陣風鋒面前緣仍持續激發出新生對流胞結構。當颶線系統逐漸移動至背風面，由於背風面下沉氣流所造成之絕熱增溫效應，使得蒸發作用增強，降水減少，近地面處冷池強度亦減弱。另外FM06也進行山脈之高度及寬度的敏感度實驗測試，其實驗結果顯示，寬度較寬的山脈其背風面產生的重力波強度會比較窄的山脈所產生背風重力波強度還來的弱；另外颶線碰到較高的山脈時，冷池內冷空氣被堵塞(blocking)的量較多，使得背風面之冷空氣減少，因此受到陣風鋒面抬生的對流胞強度降低。

Sui et al. (2007)指出，若利用先前其於Sui et al. (2005)所定義的

CMPE1 及 LSPE1 方法[式(1)及式(2)]來計算降水效率：

$$\text{CMPE1} = P/\text{Cond} \quad (1.)$$

$$\text{LSPE1} = P/(\text{CONV}_v + E_s) \quad (2.)$$

P 為地面降雨率、Cond 包括凝結(condensation)及凝固(deposition)的作用 [如式(15.)所示]、 CONV_v 則是水氣因輻合作用產生的貢獻而 E_s 為地表蒸發率 (surface evaporation rate)。因為原先定義過於簡化，沒有考慮所有可能對地面降水產生正貢獻的來源，導致所計算出之數值很有可能會出現大於 100% 等在物理直觀上不合理之現象，LSPE 的計算結果甚至可能為負值!因此其於 Sui et al.(2007)中重新定義出 CMPE2 及 LSPE2 這兩個降水效率的計算方法，期望能夠改善先前計算中可能出現大於 100% 之結果不合理情形。CMPE2 是在降水的貢獻來源上除了考慮凝結及凝固的作用外，還加入了水相及冰相降水粒子(hydrometeor)的輻合項(CONV_c)以及局部變化量(Tend_c)所提供之正貢獻 [如式(17a.)所示]，並將此加入的貢獻定義為 Q_{CM} [如式(17b.)所示]。而 LSPE2 則是在水氣的來源上，除了考慮水氣之輻合及地表蒸發作用外，還加入了局部的水氣變化量(Tend_v)及上述之 Q_{CM} 項，[如式(3a.)及式(3b.)所示]。

$$\text{LSPE2} = P / \text{sgn}(Q_v) \times Q_v \quad (3a.)$$

$$Q_v = \text{CONV}_v + E_s - \text{Tend}_v + Q_{\text{CM}} \quad (3b.)$$

其中 $\text{sgn}()$ 參數表示其僅取括號內之變數 Q_v 為正值時的貢獻，如式(17c.)所示。而此修正過後之計算方式確實使得降水效率的計算結果能夠介於 0%~100% 的合理直觀範圍內。另外其亦利用將數值模式中每個網格點上之 CMPE2 及 LSPE2 分別做每 96 公里水平尺度及每小時時間平均進行比較，結果發現兩者的相關係數很高，可達 0.85! 這表示雖然此兩組降水效率是由不同的角度來定義，不過在統計上的結果是相當的(equivalent)。

Yang et al.(2011) 利用 MM5 模式模擬納莉(2000)颱風並討論其系統內

水收支及降水效率之變化。在水氣(water vapor)收支的部分，當納莉颱風仍在海洋上時，其 150 公里範圍內之颱風環流其由外圍環境向系統內部傳輸的淨水平水氣通量輻合(horizontal flux convergence, HFC)項為淨凝結作用(net condensation and deposition)的 88%，也就是此兩項作用在水氣收支及水凝結物收支的分析中皆扮演重要角色。而由水凝結物(water condensate)收支的觀點則指出，在眼牆區域由於凝結及雲滴之碰撞、合併作用十分旺盛，降水主要是由暖雨過程(warm rain processes)提供；而在外圍雨帶區域，除了暖雨過程外，軟雹融化及凝固(deposition)等冷雨過程(cold rain processes)也對降水產生不可忽略的貢獻。而當納莉颱風登陸後，台灣陡峭的地形使得納莉颱風的次環流增強，導致內核(inner core)區域低層水氣水平向內傳輸的作用增強，同時上層由內核強對流區域向外圍雨帶區域傳輸的凝結水及固態冰亦有增加的現象；另外納莉登陸後，颱風環流於 150 公里半徑之範圍內總凝結量亦增加約 22%。最後在降水效率的討論中，不論是從大尺度的觀點(LSPE)還是雲微物理觀點(CMPE)做計算，其結果皆指出當納莉颱風登陸台灣後其降水效率可以增加約 10%~20%。

Huang et al.(2014) 在莫拉克(2009)颱風之水收支研究中，先經由地形敏感度實驗之測試指出，台灣的中央山脈地形會顯著影響颱風外圍環流雨帶之分佈；並藉由各水收支項之計算結果得到，莫拉克颱風在登陸台灣後亦會有水氣水平通量輻合增強、凝結量增加，進而使得地面降水及降水效率的數值增加之現象。他們並利用追隨單一對流胞移動方式(Lagrangian framework)，討論一對流胞在過山過程中降水效率隨時間的變化；結果指出在迎風坡時，對流胞之降水效率因受中央山脈地形抬生作用而明顯增加，極值可達 95%以上，凝結率亦有在迎風坡增加的情形。而當對流胞逐漸移至背風面後，由於下沉氣流抑制對流發展加上其所伴隨的強蒸發作用，因此凝結率及降水效率皆有快速下降的趨勢。但是蒸發率在背風面卻上升，

另外凝固率在背風面亦有上升的趨勢，因降水粒子被山岳重力波傳送至高層更冷的環境而使水相粒子直接凝固，且其降水效率在背風面有再次升高之現象，此時期之降水主要由冰晶及雪花等冰相粒子所產生。

1-2 研究動機

台灣地處對流系統過境頻繁的西太平洋上方，除了颱風系統外，每逢春末夏初季節交替之際(五六月間)，由於西南季風逐漸增強，將南方暖濕空氣往北帶，而東北季風之冷空氣勢力則逐漸衰退，當冷暖兩氣流勢力相當並於東亞地區交會時，暖空氣受冷空氣抬升，容易於此區域形成一道狹長的鋒面系統即梅雨鋒面。梅雨鋒面內不穩定的天氣環境時常伴隨許多中小尺度對流結構如飗線系統的發展，其所產生的強降水為台灣地區之地面降水提供不少的貢獻。再加上台灣複雜的地形，約有三分之二的土地被山脈及丘陵所覆蓋，此陡峭的地形在飗線對流系統移入後，降水之強度及分佈型態上地形扮演著十分重要的角色。在迎風面上由於對流系統受地形阻擋而停留，且地形抬升作用常激發強烈垂直運動，使得迎風面經常產生過量的豪大雨而導致土石流及洪水等災害，造成難以估計的生命財產損失。因此若能進一步了解台灣地形與飗線對流系統間之交互作用對降水的影響，對未來降水的預報上應能提供不少幫助。

過去 Yang et al.(2011) and Huang et al.(2014)已對颱風系統之外圍雨帶環流區域及內核中眼牆區域內做水收支及降水效率的分析研究，並比較環流範圍、強度及結構不同的兩組颱風(Nari 及 Morakot)結果，討論其在受台灣地形影響後水收支及降水效率的變化上有何相同及相異之處。但卻未曾有關於飗線對流系統內部水收支及降水效率如何受地形影響之研究，因此此篇論文研究特別針對伴隨著梅雨鋒面生成的飗線系統，進行系統性的分析及討論。

本研究利用 WRF 模式模擬一理想的颶線系統，將台灣地形簡化為一理想鐘形山脈，並使用台灣地區梅雨季的合成探空資料作為初始熱力場。在三維的數值模式下討論颶線在過山的過程中，對流系統內部結構及降水的變化。除了想藉由此理想化實驗探討颶線系統在受地形影響後，是否也會和颱風系統一樣，有著水平水氣通量輻合增強、凝結量增加及降水效率隨後提升的結果外，還希望更進一步了解其水收支項及降水效率變化的定量幅度有多高，甚至是當地形高度改變後，其會如何影響颶線對流系統結構的發展。

1-3 論文架構

第一章為緒論，主要介紹前人研究及此篇論文的動機。第二章則為模擬實驗設計及所使用的方法，包括模式簡介、模式設計、初始環境的熱力剖面 and 垂直風場、暖包設定以及地形公式。第三章研究方法，介紹水收支控制方程及降水效率與各雲微物理比率之計算方式和 Froude Number 公式。第四章則為模式模擬的結果，介紹所討論之颶線系統其特徵，及在受到地形影響後對流結構之變化。第五章為水收支及降水效率計算結果的討論與分析，分別從 Eulerian framework 和 Quasi-Lagrangian framework 的觀點來進行討論。第六章則是加入兩組敏感度實驗的測試，分別為將地形降低至一半和將地形移除的實驗。最後第七章則是結論以及參考文獻。

二、 模式概述

2-1 模式簡介

WRF(Weather Research and Forecasting)為新一代的中尺度氣象數值天氣預報系統，為非靜力平衡之動力模式，是由 NCAR (the National Center for Atmospheric Research)、NCEP (the National Centers for Environmental Prediction)、FSL (the Forecast System Laboratory)、AFWA(the Air Force Weather Agency)、FAA(the Federal Aviation Administration)等單位於 2000 年後所共同研發。WRF 所模擬的天氣尺度從數公尺到數千公里，不但可以加入觀測資料或分析場來模擬真實的天氣個案，亦可利用其理想化模組對不同天氣系統之基本物理過程進行討論。

WRF 模式可提供不同的物理參數化方法以供使用者作選擇，包括雲微物理參數化、積雲參數化、輻射參數化及邊界層參數化等方案，可依據不同的大氣環境及天氣尺度，選擇合適的參數化方法進行模擬及分析。另外模式中也包含了三維資料同化系統，可利用同化觀測資料之方式改善分析場，使模式模擬的結果更接近真實的情況。

WRF 模式在垂直方向上使用 η 座標， $\eta = (p_h - p_{ht}) / (p_{hs} - p_{ht})$ ，即地勢追隨座標， p_h 為靜力平衡下某一層之氣壓， p_{ht} 和 p_{hs} 則為沿模式頂層和底層邊界之靜力平衡氣壓值，因此其在流場的計算中有考慮質量權重所產生之影響。而在網格點設置的部份則是使用 Arakawa C grid，其特徵為交錯網格，即將各個速度場放置於距離熱力變數前後左右上下各 1/2 網格的位置。時間積分的部分則是使用 3 階的 Rung-Kutta 數值方法，但其僅用於波長較短(如聲波)的變數(例如氣壓)之更新，波長較長的物理過程(如雲微物理過程、氣壓梯度力等)則未使用此時間積分的方法。

2-2 模式設定

此論文使用 WRF3.2.0 版的數值模式，模擬理想的颱風系統過山。模式的設定大部分參考 FM06 中使用 Advanced Regional Prediction System (ARPS) 模式的基本設定，因此為一理想化的數值模擬，地形為理想型的鐘形山脈，且水收支的分析需高時間解析度(每兩分鐘一筆資料)的輸出；為減少計算時間及節省計算資源，X、Y 方向之水平網格大小皆設定為 2 公里。而在水平網格點數的設定上，為完整討論颱風系統的過山過程，及避免邊界反彈之數值訊號對初始颱風系統的對流胞產生干擾，因此水平網格點在 X、Y 方向上的設定分別為 477 格及 451 格(如圖 1.所示)。颱風為一深對流系統，發展之高度可達 10 ~15 公里，為了避免深對流受到模式頂層所設定之吸收層(damping layer)的訊號衰減影響，因此將模式頂層設於 30 公里高度，而吸收層位置則約在 25 公里到 30 公里之間，垂直上分為 61 層以有足夠解析度解析對流系統的垂直變化。模擬時間設為 15 小時，以涵蓋整個颱風系統的生命週期。根據 Courant -Friedrichs-Lewy (CFL) Condition 限制，時間步長須符合 $C(\Delta t/\Delta x) \leq 1$ 條件，也就是當模式中的水平網格間距(Δx)越小，則模式積分步長(Δt)就必須越小。本研究將積分時間步長設定為 3 秒，以滿足此 CFL 計算穩定條件。

雲微物理參數化方法的部分使用 WSM6 (WRF single moment six-class microphysics scheme)雲微物理方法，其為 Hong and Lim(2006)由 WSM5 延伸發展而來，主要考慮的水相物質除了水氣(q_v)、雲水(q_l)、雲冰(q_i)、降雨(q_r)、雪花(q_s)外，在冰相過程的轉換中還加入軟雹(q_G)形成的作用。在台灣地區此接近海洋性氣候條件且常有強對流系統發展之環境中，軟雹溶解所形成的降雨應佔有一定程度上之貢獻。而因為網格大小的設定為 2 公里，應可直接解析颱風系統中對流結構的發展，因此模式中不使用積雲參數化方法。因為此為一簡化的理想模擬實驗，故不考慮柯氏力及大氣輻射作用

的影響，但邊界層的亂流擾動亦會對降水粒子及水氣的收支平衡產生影響，因此使用 YSU(Yonsei University, Hong and Pan 1996；Hong et al. 2006)邊界層參數化方法。最後側邊界條件的設定在 X、Y 方向皆使用開放式邊界條件。

2-3 暖胞設定

我們參考 FM06 的方法採用植入暖胞(warm bubble)的方式，以激發初始的對流系統生成，將暖胞的溫度設定為高於環境溫度 3K，並在暖胞沿著南北方向各加入 0.3K 的隨機擾動，使其系統在南北方向的對稱性結構降低，更為接近真實大氣的環境。由於希望討論一發展至成熟的飗線系統與地形間的交互作用，因此一開始便設定一長為 100 公里、寬為 10 公里的線狀暖胞。而暖胞的初始位置不能太接近側邊界，以免暖胞受到邊界反彈之數值訊號干擾，影響初始對流之發展，暖胞亦不能太靠近山脈地形，才能使飗線系統在碰到地形前有足夠的時間發展。因此將暖胞位置設定於整個網域(domain)中 1/4 X 軸長及 1/2 Y 軸長的位置，即距離山脈地形約 200 公里處，飗線系統呈南北方向持續往東向山脈地形移動；並使線狀暖胞系統有足夠時間發展為一成熟的飗線系統後，才與鐘形山脈地形產生交互作用。

2-4 模式初始場設定

本研究的熱力環境設定是選用 2008 年西南氣流實驗(SoWMEX)期間 IOP-8 個案的強降水事件(2008/6/13 至 2008/6/15)的環境資料，並使用台灣西半部地區四個測站(板橋、台南、六龜、屏東)於 6/13 及 6/14 白天的九筆探空資料進行合成，希望得到一較能代表梅雨季台灣熱力環境的探空資料(如圖 2.所示)。另外為使此合成之環境的對流可用位能(CAPE 值)增加，更有利於飗線系統的發展，因此參考其中一筆真實的探空資料，在合成探空

資料做低層加濕。此九筆探空資料選取的方式為，當 CAPE 值大於 1000 J/kg 時即使用，而若 CAPE 值介於 500 J/kg ~ 1000 J/kg 者則是低層相對濕度高於 80% 之資料才取用(如表 1.所示)。而在資料合成前，為使探空資料轉換為 WRF_ideal 模組可以執行的資料格式，因此每筆資料皆先利用其溫度場計算出位溫[式(4.)]，接著參考 Bolton(1980)使用溫度求得飽和水氣壓的經驗公式[式(5.)]，再利用此飽和水氣壓與相對溼度間之關係式求得水氣混合比[式(6.)]，最後將探空資料內插為固定高度間距之資料，再將處理完的資料做平滑，以減少數值雜訊(numerical noise)。

$$\text{位溫: } \theta = (T+273) \times (P_{res}/1000)^{R/C_p} \quad (4.)$$

$$\text{飽和水氣壓: } e_s = 6.112 \times \exp[(17.67 \times T)/(T + 243.5)] \quad (5.)$$

$$\text{水氣混合比: } r_{qv} = (RH/100) \times 0.622 \times [e_s/(P_{res} - e_s)] \quad (6.)$$

T 為環境溫度(°C)

R 為乾空氣氣體常數 287.04 J / (kg · K)

C_p 為等壓比熱容量 1004 J / (kg · K)

P_{res} 為大氣壓力 (hpa)

RH 為相對溼度 (%)

利用上述的方法最後可得到一 CAPE 值約為 1512 J/kg，且 CIN 值僅-6 J/kg 的合成探空資料，且其低層環境濕度較高(RH>85%)，有利於濕對流的發展。

由於飆線系統之垂直結構的變化，主要與垂直於線狀對流系統(line-normal 方向)的環境風場相關，而環境風場的垂直風切，則是會影響飆線系統的發展，因此在風場的部份給定一僅考慮東西方向之理想風場(u)，南北方向之風場(v)則假定為 0m/s。且為使環境低層存在一利於飆線系統發展的強垂直風切，因此假設近地面處之東西向水平風場為 0m/s，而從地面

至約 2.5 公里高處東西向水平風場則呈線性遞增，持續增加至約 10m/s，2.5 公里以上的區域其水平風場則一律假定為 10m/s(如圖 3.所示)，即為一理想化的西風風場。

使用以上公式，將台灣地區觀測之探空資料轉換為 WRF 模式相容格式之設定後，我們成功地在三維 WRF 理想化模組中模擬出線狀的對流系統，且飆線系統在接觸山脈地形前便已發展至成熟，使其能夠較完整呈現飆線系統在過山過程之結構變化。

2-5 理想山脈地形設定

為簡化台灣之複雜地形，因此參考 Lin et al. (2005) 所使用的橢圓對稱山脈地形公式[如式(7)所示]。

$$h(x,y)=hm / \left[\left(\frac{x-x_0}{a} \right)^2 + \left(\frac{y-y_0}{b} \right)^2 + 1 \right]^3 \quad (7.)$$

$h(x,y)$: 為山脈地形高度(m)

hm : 山脈地形之最高高度(m)

x_0 、 y_0 : 山脈地形之中心位置

a 、 b : 山脈地形分別於東西方向及南北方向的半幅寬

因為主要是依據台灣的地形作為此實驗之參考，因此將山脈的最高高度(hm)假設為 2000 公尺，此為中央山脈之平均高度，而半幅寬即為高度降低至最高高度之一半時地形的半徑，在東西方向和南北方向的半幅寬(a 、 b)分別設定為 10.4 公里和 31.2 公里，使其坡度降至地面後，山脈底部寬度及長度約為 100 公里和 300 公里(如圖 4.所示)。

為能夠討論飆線系統在過山過程中完整的生命週期，包括飆線系統過山前發展至成熟並與地形交互作用，以及過山後強度減弱並逐漸消散之情形，因此將山脈地形設置於整個 WRF 模式網格的中心。另外將 Lin et al. (2005)所提出之公式中的分母次方數從原來的 1.5 次改為 3 次，目的為使山

脈地形在相同的半幅寬下坡度變化的情形較為平緩，以減少數值計算上的誤差。

而在之後的兩組地形敏感度實驗，皆是藉由更改此方程式中式(7.)地形之最高高度及半幅寬以調整地形結構。將地形降低至原來高度一半的實驗，顧名思義便是將山脈最高高度更改為 1000 公尺，且半幅寬亦須調整至東西方向 12 公里、南北方向 36 公里，才能將山脈底部寬度維持在與高度 2000 公尺之控制實驗中相同(如圖 5.所示)。而沒有山脈地形的實驗則是直接將山脈地形完全移除即將其高度設定為 0 公尺，以討論颶線系統在通過平坦地形時系統內部結構之發展所產生的影響。

而為清楚標示颶線系統的移動與山脈地形間之相對位置，因此討論中一率定義山頂(即鐘形山脈地形之中心)位置為第 0 公里，在東西方向上，過山前之位置相對於山頂位置為負值，而過山後之位置相對於山頂位置則為正值(如圖 4.及圖 5.所示)。

三、研究方法

3-1 水氣及水凝結物收支計算

本研究參考 Yang et al.(2011)及 Huang et al.(2014)的方法討論飊線系統在過山過程中各水物質收支項的變化，水氣及水凝結物收支分析的計算皆是參考 WRF 模式中的控制方程，水氣(q_v)的控制方程式可寫為：

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left[-\nabla \cdot (q_v \mathbf{V}) - \frac{\partial (q_v \mathbf{W})}{\partial z} + q_v (\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z}) + D_v \right] - C + E + B_v + \text{Resd}_v \quad (8.)$$

同樣的，雲($q_c = q_l + q_i$)的控制方程則可寫為：

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left[-\nabla \cdot (q_c \mathbf{V}) - \frac{\partial (q_c \mathbf{W})}{\partial z} + q_c (\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z}) + D_c \right] + Q_{c+} - Q_{c-} + B_c + \text{Resd}_c \quad (9.)$$

最後降水($q_p = q_r + q_s + q_G$)的控制方程則是表示為：

$$\frac{\partial q_p}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left[-\nabla \cdot (q_p \mathbf{V}) - \frac{\partial (q_p \mathbf{W})}{\partial z} + q_p (\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \mathbf{W}}{\partial z}) + D_p \right] + \frac{\partial (q_p \mathbf{V}_T)}{\partial z} + Q_{p+} - Q_{p-} + \text{Resd}_p \quad (10.)$$

其中 q_v 為水氣混合比， q_c 為雲滴混合比[包括雲水(q_l)和雲冰(q_i)混合比]， q_p 則為降水混合比[包括雨滴(q_r)、雪花(q_s)及軟雹(q_G)混合比]，單位皆為 kg/kg， $\mathbf{V}(U, V)$ 、 \mathbf{W} 為氣壓權重的水平風向量和垂直風向量，其在模式中分別定義為 $U = \mu u$ 、 $V = \mu v$ 而 $W = \mu w$ ，其中 $\mu = p_s - p_t$ ，即利用模式頂層壓力(p_t)與模式底層壓力(p_s)相減所求得的單位面積上方空氣柱質量， \mathbf{V}_T 則為降水粒子的終端落速。在上述的三個方程式中，等式右邊第一及第二項為水平及垂直通量輻合，因此當水平或垂直通量為輻合時，其對該水相粒子混合比量質增加有正的貢獻，反之輻散時則是有負的貢獻(質量減少)。而等式右邊

第三項則是氣流場的輻合輻散作用對各混合比量質的影響， C 為水氣因凝結(condensation)或凝固(deposition)等作用而減少的量， E 則為水氣因蒸發(evaporation)或昇華(sublimation)而增加的量， Q_{c+} 、 Q_{c-} 、 Q_{p+} 、 Q_{p-} 分別是雲滴及降水因雲微物理作用而增加或減少的量；而 $C - E = Q_{c+} - Q_{c-} + Q_{p+} - Q_{p-}$ 即水氣因淨凝結及淨蒸發等雲微物理過程作用而減少的量皆轉變為雲滴及降水的雲微物理項(Braun 2006)。在降水的控制方程[式(10.)]中多考慮了降水垂直通量輻散 $\partial(q_p \times V_T) / \partial z$ 的貢獻[WSM6 雲微物理方法中終端落速(V_T)之計算補充於附錄]， B_v 、 B_c 為行星邊界層參數化過程及垂直亂流擴散作用對水氣及雲的影響， D_v 、 D_c 、 D_p 則分別為水氣、雲滴及降水的數值擴散項， $Resd_v$ 、 $Resd_c$ 、 $Resd_p$ 為水氣、雲滴及降水收支的剩餘項，可能是由數值模式中所使用的有限差分方法所造成，如 WRF 模式在空間上使用 3 階和 5 階的中差法而時間上則使用 3 階的 Rung-Kutta 數值方法，其皆會有差分誤差的產生。除了剩餘項外，式(8.)至式(10.)中其餘收支項皆直接由 WRF 模式輸出所提供，各收支項皆以通量形式表示，單位為 kg/kg/s。

上述各收支項的計算有下列兩種定義方式，首先，是各個輸出項皆做三維空間的體積分：

$$\int_{x_i}^{x_f} \int_{y_i}^{y_f} \int_{z_B}^{z_T} \rho [] \partial z \partial y \partial x \quad (11.)$$

x_i 、 y_i 為所選取之分析範圍中水平網格分別於 X、Y 方向上的初始點， x_f 、 y_f 則為所選取之分析範圍中水平網格分別於 X、Y 方向上的終點，而 z_B 、 z_T 分別為模式最底層和最頂層之高度，式(11.)之計算結果其單位為 kg/s。接著是各個收支項在做三維空間的積分外還加入時間之積分：

$$\int_{T_1}^{T_2} \int_{x_i}^{x_f} \int_{y_i}^{y_f} \int_{z_B}^{z_T} \rho [] \partial z \partial y \partial x \partial t \quad (12.)$$

T_1 、 T_2 分別為分析開始及結束的時間，在此篇文章的討論中皆取一小時來進行時間積分之計算，因此式(12.)之計算結果其單位為 kg/hr。

隨後將式(8.)到式(10.)三個控制方程整理為兩組收支方程式，分別是水氣收支(water vapor budget)及水凝結物收支(water condensate budget)方程式，水氣收支即將水氣(q_v)的控制方程(式 8.)，簡寫如下(底標v表示水氣):

$$\text{Tend}_v = \text{HFC}_v + \text{VFC}_v + \text{Div}_v + \text{Cond} + \text{Evap} + \text{Diff}_v + \text{PBL}_v + \text{Resd}_v \quad (13.)$$

而水凝結物收支則可以利用結合雲水(q_c)及降水(q_p)控制方程[即結合式(9.)和式(10.)]來描述，而各物理收支項簡寫如下(底標c表示凝結水及固態冰):

$$\text{Tend}_c = \text{HFC}_c + \text{VFC}_c + \text{Div}_c + \text{Cond} + \text{Evap} + \text{P} + \text{Diff}_c + \text{PBL}_c + \text{Resd}_c \quad (14.)$$

此兩收支方程最主要的差異在水凝結物收支方程多考慮了降水(P)所產生的貢獻，其為三維空間降水粒子之總和，因此單位亦表示為總質量隨時間的變化(kg/s 或 kg/hr)。其中 Cond 包含了水相及冰相粒子的凝結及凝固作用，如式(15.)所示:

$$\text{Cond} = \text{Cond}_c + \text{Dep}_s + \text{Dep}_g + \text{Dep}_i \quad (15.)$$

而 Evap 則包含雨滴、溶解雪花及溶解軟雹的蒸發作用所提供之貢獻，如式(16.)所示:

$$\text{Evap} = \text{Evap}_R + \text{Evap}_s + \text{Evap}_g + \text{Mlt}_s + \text{Mlt}_g \quad (16.)$$

上述式(8.)至式(16.)各收支物理項的名稱皆統整於表 2.。

3-2 雲微物理比率計算

除了降水系統內各收支量的計算外，也討論各個雲微物理作用的相對比率，分別為降水效率(Precipitation Efficiency; PE)、凝結率(Condensation Ratio; CR)、凝固率(Deposition Ratio; DR)及蒸發率(Evaporation Ratio; ER)，各別定義將敘述於後。

降水效率(PE)選用 CMPE，即從雲微物理觀點所定義出之降水產生效率來做計算，但為避免其降水效率數值出現大於 100%等在物理直覺上不合理之情形，因此參考 Sui et al.(2007)研究中重新定義出之計算方法。在 Sui et

al.(2007)的研究中所定義出的 CMPE2 計算方式，其在分母的部分除了凝結及凝固產生的貢獻外，又再加入 $-Q_{CM}$ 項，如式(17a.)所示：

$$CMPE2 = P/[Cond + \text{sgn}(Q_{CM}) \times Q_{CM}] \quad (17a.)$$

$$Q_{CM} = -Tend_c + CONV_c \quad (17b.)$$

$$\begin{cases} \text{sgn}(Q_{CM}) = 1; \text{ if } Q_{CM} > 0 \\ \text{sgn}(Q_{CM}) = 0; \text{ if } Q_{CM} \leq 0 \end{cases} \quad (17c.)$$

其中 $CONV_c = HFC_c + VFC_c$ ，因此 Q_{CM} 即為局部水相粒子變化和水相粒子輻合作用之加總[式 17(b.)]。而當 Q_{CM} 為正值時 $\text{sgn}(Q_{CM})$ 此函數為 1；而當 Q_{CM} 為負值時 $\text{sgn}(Q_{CM})$ 此函數為 0，也就是為考慮最大可能性的分母(降水粒子貢獻來源)所造成的分子(地面降雨量)，因此僅考慮括號中之變數 Q_{CM} 為正值時的貢獻。

除了降水效率(CMPE2)的計算外，凝結率(CR)、凝固率(DR)及蒸發率(ER)的計算中分母部份使用 Cond，即凝結和凝固之作用，而分子部份則分別考慮水氣因凝結作用對雲水所產生的貢獻($Cond_c$)、水氣因凝固作用而對雲冰、雪花及軟雹所產生之貢獻($Dep_i + Dep_s + Dep_G$)，以及雨水的蒸發作用對水氣的貢獻($Evap_R$)，如式(18.)、式(19.)、式(20.)所示：

$$CR = Cond_c/Cond \quad (18.)$$

$$DR = [Dep_i + Dep_s + Dep_G]/Cond \quad (19.)$$

$$ER = Evap_R/Cond \quad (20.)$$

利用上述的雲微物理比率計算方法，我們討論颱風系統在接近山脈地形期間，各個雲微物理作用受不同地形坡度(如迎風坡、背風面等)之比重變化及差異程度。

3-3 Froude number

藉由計算流場環境條件的 Froude number(Fr)，探討當時環境低層流場是否具有足夠的條件以越過山脈；若 $Fr \geq 1$ ，則表示當時低層環境適合氣流場越過山脈而到達背風面，若 $Fr < 1$ ，則表示氣流場難以越山，僅能透過繞山方式抵達背風面。空氣塊所在高度感受到的 Fr 之其計算方程如下所示：

$$Fr = U/[N \times (H_{\max} - h)] \quad (21a.)$$

$$N = \sqrt{(g/\theta_v) \times (\partial\theta_v/\partial z)} \quad (21b.)$$

其中 U 為 X 方向之水平平均風速(m/s)，

N 則為環境穩定度(Brunt-Väisälä frequency；1/s)，

H_{\max} 為地形之最高高度 (m)，

h 則為模式中某一層水平平均之重力位高度 (m)，

g 為重力加速度 (m/s^2)，

θ_v 為虛位溫 (K)

由於不同高度之空氣塊所感受到的山脈地形阻礙程度皆不相同，因此將其原來分母之地形高度項改為山脈最高高度減去該空氣塊所在之高度。

四、 模擬結果

為得到一由西向東移動並與地形有交互作用之飗線系統，因此在理想的西風環境下植入一線狀暖胞結構，將其位置設定在 X 軸長的 1/4 與 Y 軸的 1/2 處，使其在接觸山脈地形前有足夠的時間發展為一成熟的飗線系統，也避免對流受模式側邊界反彈之數值訊號干擾，且使其低層大氣(2.5 公里以下)存在 10m/s 的垂直風切。再加上 WRF 模式初始熱力場使用真實梅雨季節的合成探空資料，並將低層資料加濕，進而得到一高 CAPE 值之初始熱力環境，果然使得線狀暖胞順利激發對流而發展為一線狀的飗線系統。

為了方便討論，在此篇論文研究的分析中，一律定義飗線系統移至山脈地形頂點正上方的時間為第 0 小時(0hr)，飗線系統在過山前的時間定義為負值，而系統過山後的時間則定義為正值，例如-1.5 小時(-1.5hr)即代表對流結構移至山頂上方的前 1.5 小時，+1.5 小時(+1.5hr)則代表對流結構離開山頂上方的 1.5 小時後。

從雷達回波 CV 圖(圖 6.)中可以比較完整地看到飗線系統與山脈地形間之交互作用。飗線系統約於模式模擬的第四小時發展為一明顯的線狀對流，其距離地形約 50km，而在此篇論文中主要討論的區域即為系統前緣呈現帶狀的線性對流結構[見圖(6a.)之粗黑線區域]。在山脈的背風面則是有因山岳重力波而激發之對流的回波，其亦為強對流。但由於 WRF 模式設定為整層西風帶環境，故此背風面對流結構亦隨之逐漸向東移動，加上背風面下沉氣流伴隨的強蒸發作用使其若干對流結構會逐漸消散，因此在討論飗線系統過山運動時，此山岳重力波生成的對流結構不至於對主要的飗線系統產生太多干擾。整個模式模擬飗線的過程可以分為五個時期，分別是系統發展出成熟之線狀對流結構，但尚未受地形影響的"成熟期"(Mature period；約為-2.5hr 至-1.5hr，如圖 6a.所示)；然後是系統開始接觸到山脈地形，使飗線

受地形阻塞影響，回波逐漸與山脈地形平行的"迎風坡時期" (Windward slope；約為-1.5hr 至-0.5hr，如圖 6b.及圖 6c.所示)。接著飊線系統過山後，飊線中間部分的回波逐漸消失，使得原來的線狀對流被截成南北兩個部分，即定義為"過山時期" (Over mountain；約-0.5hr 至+0.5hr，如圖 6d.所示)。而當飊線系統持續移動至"背風面時期" (Lee side 約；+0.5hr 至+1.5hr，如圖 6e.所示)時，由於下沉氣流伴隨著強蒸發作用，使得雷達回波強度持續減弱。直到最後"消散期" (Dissipation；約+2hr 至+3hr，如圖 6f.所示)，對流結構幾乎完全消失。

從雷達回波的垂直剖面圖中(圖 7.)，其清楚地呈現出飊線系統對流強度(以雷達回波為例)在受到地形影響的變化情形。在成熟期時，飊線系統已發展出完整的對流結構(對流降雨與層狀降雨區)，南北 60 公里平均後的回波值可達 45dBZ，而其後方則伴隨有層狀結構之較弱雲層發展(圖 7a.)。隨著飊線系統逐漸東移，其開始接觸山脈地形。在迎風坡時期，由於飊線系統受地形抬升作用之影響，使得前緣垂直運動增強，激發系統前緣之對流結構發展，水氣凝結量亦增強，其南北方向 60 公里平均後之回波值可由原來的 45 dBZ 增加至約 55 dBZ (圖 7b.與圖 7c.)。但當系統完全移至山脈上方時，由於其低層結構開始受到地形破壞，對流強度減弱，南北向平均之雷達回波強度亦下降至約 40 dBZ (圖 7d.)。接著系統逐漸移動到背風面，由於下沉氣流伴隨的強烈蒸發作用，使其對流結構持續減弱，幾乎沒有強回波值存在(< 25 dBZ ;圖 7e.)，最後飊線系統對流結構完全消散(圖 7f.)。

圖 8.為對流之位溫擾動場及垂直運動場分佈之情形。初始對流結構所產生的降水，其蒸發冷卻作用使飊線系統低層有厚度約 1 公里的冷池(-0.5K 擾動等值線範圍)之分佈。冷池內的冷空氣為下沉運動，因此在系統行進的過程中冷池空氣會抬升前方相對較暖濕之空氣，而於飊線系統前緣之陣風鋒面產生上升運動(Gust front updraft ; GFU)，激發對流胞發展。而此陣風鋒

面處新生之對流胞快速增強並加深，接著以一相對於飊線系統移動方向，呈現向系統後方移動的情形(front-to-rear flow；前到後流場)，最後對流胞結構開始減弱甚至是消散。而飊線系統前緣可以持續激發新生之對流胞，使得飊線維持長生命期(6~12 小時)，而此長生命期飊線系統的發展過程是由多個生命期不一之對流胞所組成。由圖 8.中可見在成熟期時，飊線系統之中上層呈現一相對暖區，近地面處則存在因降雨伴隨的強蒸發冷卻作用所形成之冷池。冷池前緣持續激發新生對流胞，且增強之後便向系統後方傳遞，使得整個飊線垂直運動結構呈現稍微向後方傾斜(圖 8a.之左側)的現象，南北 60 公里平均後的垂直速度約 $1.5\text{m/s} \sim 2 \text{ m/s}$ ，但由於環境為西風帶($u=10\text{m/s}$)，其將上層積雲及砧狀雲向東吹送，因此飊線系統垂直運動向後傾斜的情形較不明顯(圖 8a.與圖 8b.)。當系統開始受地形影響後，飊線前緣受地形抬升作用影響，冷池厚度增加，前緣激發之對流胞增強，加上地形抬升亦使垂直運動增加，從原來的 2m/s 增加至超過 3.5m/s ，使系統強度增強，中層暖區的擾動位溫值極值亦從原先的 3 K 升高至 4.5 K (圖 8c.)；另外在山脈背風面則有因西風氣流過山而產生之山岳重力波，垂直速度場呈正負交替並逐漸向上傳遞。接著飊線系統逐漸移動至山脈地形的正上方，低層氣流礙於受到地形阻擋作用，僅部分冷池可繼續抬升，使得冷池厚度下降，其前緣激發對流胞的能力下降，整個系統的對流結構開始減弱。另外在背風面低層亦有呈負值的擾動位溫分佈，其主要為先前背風面因氣流過山產生之重力波生成的對流結構，其降水的蒸發冷卻作用所產生之冷池(圖 8d.)。另外此時期已有部分對流胞移動至背風面，大部分的冷池皆被山脈地形阻擋而累積於山脈前方的低層環境中，僅少部分的冷池能夠順利過山。此過山之冷池與背風面重力波生成之冷池疊加，且其疊加後冷池抬升的幅度很小；加上背風面為強烈下沉氣流存在的環境，伴隨有絕熱增溫現象，故使冷池強度減弱，相對於前方較暖空氣冷池內沒有太明顯的溫度差，其

前緣激發的新生對流胞強度亦下降，使得整個系統的對流結構開始減弱，系統之對流結構呈現一不十分完整的情形(圖 8e.)。最後飆線系統在完全移至背風面並逐漸離開地形後，仍持續減弱，對流結構消散，強垂直上升運動幾乎不存在，但仍有因西風氣流過山而產生的山岳重力波固定維持在山脈地形的背風面(圖 8f.)。

五、水收支及雲微物理比率分析

在流體系統中，我們可以探討某一空氣塊(質點)物理變數 q 隨著流體運動時 q 隨時間的變化，或該變數 q 在空間中固定位置的範圍內討論其隨時間之變化情形。前者稱為全變化或全導數(total derivative)，以 Dq/Dt 表示，而後者則稱為局部變化或局部導數(local derivative)，可表示為 $\partial q/\partial t$ 。而此兩者間之關係式為：

$$\partial q/\partial t = Dq/Dt - \left[u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} \right] = Dq/Dt - \mathbf{U} \cdot \nabla q$$

式中的 $-\mathbf{U} \cdot \nabla q$ 表示平流項(advection term)的作用。

此兩種討論物理變數隨時間之變化的方法各有其優點。Eulerian Framework 定義為某變數在空間中固定位置範圍內該變數隨時間的變化，即利用局部導數($\partial q/\partial t$)的概念做計算，亦包含了平流物理過程之貢獻，也就是其所計算出之結果帶有當時環境流場平流的性質。而 Lagrangian Framework 則是定義為持續追隨著某一氣塊流動之過程中，物理變數隨時間的變化，即利用全倒數(Dq/Dt)的概念來做計算，如此我便可以得到同一空氣塊中的該變數在每個時間點所產生的變化。但因為在此論文研究的討論中，Lagrangian Framework 的部分是採用每十分鐘追隨空氣塊移動一次的方式來進行計算，而並非如定義中不斷持續跟隨空氣塊運動以討論該氣塊中之變數，因此將此討論方式定義為 Quasi-Lagrangian Framework，即以準 Lagrangian Framework 的觀點來進行分析討論。

5-1 Eulerian Framework 觀點分析

首先，從 Eulerian Framework 之觀點來進行討論，其方法為從先前區分的五個時期中(成熟期、迎風坡、過山時期、背風面及消散期)分別各取一固定的計算空間範圍，且此計算範圍皆涵蓋每個時期中飊線系統前緣的帶狀

對流結構，如圖 9a.至 9e.黑色方框所包圍的區域所示。而此選定之計算範圍長約 100 公里而寬約 80 公里，因為一般定義颶線型中尺度對流系統之方式為當其線狀對流帶結構於任何方向之尺度達 100 公里以上，即可被定義為中尺度對流系統(mesoscale convective system, MCS)，而此颶線型 MCS 範圍之選取在南北方向若過大，則在過山時可能會將山岳重力波的影響亦加入計算，而東西方向的範圍若過大，則其計算出之結果無法具有不同時期之代表性。模式輸出的資料皆為兩分鐘一筆，將每筆資料中的輸出變數皆針對該計算空間範圍內做三維空間的體積分；接著便可於每個演變時期內各取一小時的空間積分結果做時間的積分（約 31 筆資料），得到在這一小時內颶線型 MCS 系統移入此固定的計算空間範圍及移出此固定的計算範圍之過程中各個水收支項時間疊加之結果，以代表該時期各收支項所具有的特性[即利用(式 12.)進行計算]，並將不同時期的結果呈現出之特性作比較。

首先看到颶線系統已發展至成熟，但還未被地形影響的成熟期所計算之颶線型 MCS 範圍水收支結果，如圖 10.所示。上方的方框內(圖 10a.)分別為水氣之凝結及凝固作用(condensation)、雲滴和雲冰之蒸發及昇華作用(evaporation)、降雨量(Precipitation)和水平水氣通量輻合(HFC)四項在颶線型 MCS 方框區域內的空間積分於這一小時內加總的結果[即利用式(12.)進行計算]，單位為 10^{11} kg/hr。由於此四項收支作用對整個水收支及水氣收支的討論所產生的影響最為明顯，因此我們特別列出此四項之一小時總量來比較其數值於不同時期的變化，而下圖(圖 10b.與圖 10c.)則分別為水氣收支及水凝結物收支項的計算結果，同樣的先利用式(12.)做空間及時間之積分，最後各收支項再對總凝結量(Cond)做正規化(normalization)，以方便進行不同時期中各個收支作用所占總凝結量比例之比較討論，因此其單位為百分比(%)。從各收支項之總量(圖 10a.)發現，凝結及凝固作用所產生之總量最大，約 5.20×10^{11} kg/hr，其值為其他作用之總量的兩倍以上!而水氣收支的

計算結果中(圖 10b.)指出，此時期最主要的水氣貢獻來源為蒸發作用(Evap)用及水平水氣通量輻合(HFC_v)，兩項作用所占的比例皆較其他收支項來得大，分別為 46.35 % 及 33.74 %。在水凝結物收支的部分(圖 10c.)則主要由凝結作用(Cond)所提供，水平之水相及冰相粒子通量輻合(HFC_c)的作用雖然相對較小，僅佔 1.87 % 的貢獻量，但其作用仍占有一定之比例，而此時期的降水效率(PE)為 50.42 %。

接著是討論颱風系統逐漸東移至迎風面並開始受地形影響的迎風坡時期，所計算出的收支結果，如圖 11.所示。此時受地形抬升作用影響，颱風系統之垂直運動增強，帶動低層氣流之輻合增強，不斷將周圍低層潮濕環境中的水氣往颱風系統內部傳輸，使得水平水氣通量輻合之總量(HFC)從原本的 2.38×10^{11} kg/hr 增加至 3.09×10^{11} kg/hr。而此時強烈垂直運動也使得系統內部之凝結(Condensation)和蒸發(Evaporation)作用增加，分別由原來成熟期的 5.20×10^{11} kg/hr 和 2.40×10^{11} kg/hr 增加至 6.20×10^{11} kg/hr 及 2.82×10^{11} kg/hr。水氣通量輻合的增加再加上系統內部凝結作用的增強，導致其所產生的總累積降雨量(Precipitation)亦由原先的 2.66×10^{11} kg/hr 增加至 3.64×10^{11} kg/hr(圖 11a.與圖 10a.)。另外從水氣收支的部份(圖 11b.及圖 10b.)，亦可得知此時由水平通量輻合作(HFC_v)用所提供之水氣其所佔的比例明顯增加，從原本成熟期的 33.74%增加至 50.22%，且其所提供之水氣比蒸發作用(Evap)的貢獻 45.40%還來得高！但水氣在垂直通量輻合(VFC_v)的作用中，其比例不但沒有增加，反而從原先的 7.69 %下降至幾乎趨近於零甚至呈現負值(垂直輻散)，可能是因為此時颱風系統內部垂直上升及下降運動皆增強，上升運動伴隨的凝結作用使水氣在抬升後便很快凝結為液態水或凝固為雲冰而使水氣在垂直向上的傳輸量下降。而在水凝結物收支的部份(圖 11c.及圖 10c.)，凝結量(Cond)仍為最主要的貢獻來源，但水平通量輻合項(HFC_c)卻為負值，造成此現象的主要因為，此時系統內部為一強

對流結構，進而形成大量的凝結雲水及雲冰存在於對流系統中，使得從系統內部向外傳送的凝結水及雲冰比從外圍環境向系統內傳入的凝結水及雲冰還要多所導致。因為總累積降雨量(Precipitation)增加，因此在迎風坡時期的降水效率(PE)也從原來成熟期的 50.42 % 增加至 56.20 %。

當飆線系統沿著迎風坡爬升並移動至山脈地形山頂的正上方，此系統在過山時期由於其低層對流結構受到地形的破壞，對流持續減弱，水平水氣通量輻合(HFC)的作用及凝結(Condensation)、蒸發(Evaporation)作用等個別的總累積量皆有減少的趨勢(圖 12a.)，分別從迎風坡時期的 3.09×10^{11} kg/hr、 6.20×10^{11} kg/hr、 2.82×10^{11} kg/hr，減少至 2.10×10^{11} kg/hr、 4.40×10^{11} kg/hr、 2.22×10^{11} kg/hr，而使得系統所產生的總累積降雨量(Precipitation)亦減少，從迎風坡時期的 3.64×10^{11} kg/hr 下降至 3.31×10^{11} kg/hr。但從圖 12c.和圖 11c.的比較中卻顯示，此過山時期的降水效率(PE)反而較迎風坡時期有增加的現象，其從原來的 56.20 % 提升至 58.71 %。造成此現象的主要原因，應為總凝結量(Condensation)減少的幅度(-1.80×10^{11} kg/hr)遠比總累積降雨量(Precipitation)減少的幅度(-0.33×10^{11} kg/hr)還來得大(圖 12a.及圖 11a.)，也就是在 CMPE2 的計算中分母減少的速度比分子減少的速度還來的快，因此使降水效率(PE)在此過山的時期出現增加的趨勢。而從水氣收支的計算結果(圖 12b.及圖 11b.)中，雖然系統在地形正上方，仍有地形抬升的作用，但因為有部份的對流結構已移動至背風面，背風面有下沉氣流伴隨的強蒸發作用，使得蒸發(Evap)所提供的水氣其所佔的比例再度提升，從迎風坡時期的 45.40% 增加至 54.56%，水平水氣通量輻合作用(HFC_v)所佔的比例反而有稍微下降的趨勢，從原來的 50.22%降低至 43.08%，而垂直通量傳輸的水氣(VFC_v)亦受下沉氣流的影響，其比例也從原本之 -0.55%大幅度的增加為-12.55%，即水氣在垂直方向上輻散的情形增強。

接著颶線系統從山頂完全移動至背風面時，強烈下沉氣流使系統的對流結構持續減弱，因此各收支項的總量亦持續下降(圖 13a.)，尤其是凝結量(Condensation)及水氣水平通量輻合(HFC)的作用，分別比過山時期減少約 $3.11 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ 及 $1.28 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ ，但蒸發作用(Evaporation)減少的幅度卻相對較小，僅下降 $1.07 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ ，其減少之幅度比凝結量及水氣通量輻合作用減少之幅度來得小，此情形使總累積降雨總量(Precipitation)亦下降約 $2.51 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ 。很直觀地，此背風面時期的降水效率(PE)也從原來過山時期的 58.71% 下降至 39.17%(圖 13c.)。而由水氣收支的計算結果(圖 13b.)得知，下沉氣流伴隨著強烈蒸發作用，使得蒸發作用(Evap)提供之水氣其所佔的比例從原先過山時期的 54.56 % 增加到 90.16 %，而水平通量輻合作用(HFC_v)所提供之水氣則大幅度的下降至 14.44%，另外強烈下沉氣流也使水氣的垂直通量輻合項(VFC_v)之負值(輻散作用)更為明顯，從原來的 -12.55% 增加至 -26.21%。

最後當颶線系統逐漸離開山脈地形時，其主要對流結構已被破壞，再加上僅少部分冷池能夠過山，前緣激發新生對流的能力減弱，因此系統持續消散中，幾乎看不到對流結構的存在(圖 7f.)。從各收支項總量(圖 14a.)可見各項之數值仍持續下降，總累積降雨量(Precipitation)減少許多，從背風面時期的 $0.80 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ 下降至 $0.15 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ ，且此時期中凝結(Condensation)和蒸發(Evaporation)作用的總量幾乎相同，代表兩項作用相互抵消，其值分別為 $0.51 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ 及 $0.50 \times 10^{11} \text{kg/hr}$ 。在水氣收支的計算結果中(圖 14b.)，亦可見凝結(Cond)及蒸發(Evap)作用所佔的比例十分接近(-100% vs 99.46%)，此時水氣的水平通量輻合(HFC_v)轉變為負值-0.57%，表示水氣在水平方向上的傳輸為一輻散的作用。但水凝結物的水平通量輻合(HFC_c)卻可達 20.64 % (圖 14c.)，這主要是因為我們所討論的水氣或水凝結物之通量輻合項皆為正的輻合作用及負的輻散作用相抵銷之結果。若將其

正的輻合作用及負的輻散作用分別計算出來，則水氣通量的輻合及輻散作用其各別的比例還是比水相及冰相粒子之輻合及輻散作用各別之比例還來的高。且由於總累積降雨量(Precipitation)減少，因此降水效率(PE)亦從原來背風面的 39.17% 下降至 22.75%。

5-2 Quasi-Lagrangian framework 觀點分析

在討論完從 Eulerian Framework 分析的水收支平衡結果後，接著我們以持續追隨颶線系統的方式來討論系統內各水氣及水凝結物收支項隨時間的變化，即由 Quasi-Lagrangian framework 的觀點進行分析討論。同樣地我們選取一長為 100 公里而寬為 80 公里的颶線型 MCS 計算範圍來做三維空間之積分，但不再設定於陸地上固定位置來討論系統於某一段時間內通過此計算範圍的收支項變化，而是使計算的空間範圍隨著颶線系統的移動而改變。因此每一個時間點所選取的颶線型 MCS 計算範圍皆有涵蓋整個此篇所要討論的帶狀對流區域，且每一筆資料僅為該時間點的瞬間輸出結果，不再做一小時的時間平均，即利用(式 11.)進行計算，如此便可得颶線系統內瞬時的水氣收支及水凝結物收支項其隨時間之變化。

圖 15a.列出了幾個在水氣及水凝結物收支方程中貢獻較為明顯的主要收支項，並討論其颶線型 MCS 計算範圍之三維空間總量隨時間的變化，分別為凝結及凝固量(COND)、蒸發及昇華量(EVAP)、總降雨量(P)、水平的水氣通量輻合(HFC)以及垂直的水氣通量輻合量(VFC)。當颶線系統從成熟期移至迎風坡時(-2.5hr 到-0.5hr)，由於地形抬升因素使得對流結構逐漸增強，因此各收支項亦有隨時間增加的趨勢，且凝結和凝固的作用(COND)及水氣水平通量輻合作用(HFC)對降水所產生的貢獻最大。為了比較颶線系統受地形影響後各收支項隨時間變化的改變幅度，因此將各項所計算出之結果做平移，使其開始受地形影響的初始點(約-1.5hr 所計算出的各收支總量)之數

值重合，如圖 15b.所示。結果可見系統在受地形影響初期，是先有水氣的水平通量輻合(HFC)及垂直通量輻合(VFC)增加，再有凝結量(COND)的增加，最後這些作用才反應至降雨量(P)的變化，使降雨之瞬時總量亦隨時間而增加。接著當颱風系統爬升到山脈地形之上方且逐漸移動至地形背風面後(-0.5hr 到+1.5hr)(圖 15a.)，由於颱風系統對流結構持續減弱，各水氣及水凝結物收支項的總量亦快速下降；並且可明顯辨識出凝結及凝固之作用(COND)與水平水氣通量輻合(HFC)先下降，接著降雨量(P)才出現隨時間減少的情形，且減少的速度相對較慢。而蒸發的作用(EVAP)雖然亦呈現一下降之趨勢，但其下降的幅度明顯較其他收支項要緩和許多，且到背風面後其所產生的總量幾乎與總凝結及凝固之作用(COND)相同。

圖 16.則為跟隨著颱風 MCS 系統移動，各雲微物理比率隨時間之變化情形，各比率包括降水效率(PE)、凝結率(CR)、凝固率(DR)及蒸發率(ER)。當颱風系統還在成熟期時(-2.5hr 至-1.5hr)，其降水效率(PE)約在 40%~50%之間。而當此颱風系統逐漸移動至迎風坡時，對流結構逐漸增強，降水效率(PE)也隨著地形的抬升而增加，其極值在地形上方可達約 62%；且凝結率(CR)在迎風坡處則是維持在約 80%左右。而蒸發率(ER)和凝固率(DR)之作用於迎風面位置相對較低約介在 10%~30%。另外於系統逐漸接近至地形附近的期間(約-2.5hr 到-1hr)，其氣流場會受到地形阻礙的作用，而使得系統的對流結構有稍微減弱之趨勢，進而造成降水效率(PE)數值的下降；但在颱風碰到地形後，由於系統受地形抬升，使其垂直上升運動增加，凝結作用(CR)亦增強，因此系統對流結構又再度發展，進而使降水效率(PE)數值升高。當颱風系統過山並移至背風面後，因背風面有下沉氣流伴隨的強烈蒸發作用，因此蒸發率(ER)之數值於背風面區域快速升高至 60%~70%，但降水效率(PE)及凝結率(CR)則是因系統對流減弱而有快速下降的情形，減少至 30%~50%。另外在背風面由於有山岳重力波之作用(如圖 8c.所示)，其不斷

將水相粒子往更高層大氣傳遞至相對較冷之環境，使水相粒子直接凝固為雲冰或雪花等冰相粒子，因此凝固率(DR)在背風面亦有增加的情形(升高至約 50%)。上述之結果為針對一長寬達 100 公里×80 公里的颶線型 MCS 計算範圍，此計算範圍亦涵蓋對流結構並不十分強的層狀降水區域，若此時將討論範圍縮小至強對流降水區域則各個雲微物理比值是否依然存在此隨地形變化之現象。

因此將原先選取的計算空間範圍縮小至僅包含強對流胞之對流降水區域，南北長為 60 公里而東西寬約為 20 公里，如圖 18.所示，而其所計算出之各雲微物理比率的結果則如圖 17.所示。由圖 17.可見，凝結率(CR)在迎風坡依然可維持於相對較高之數值，降水效率(PE)則是在迎風坡亦仍有增加的趨勢，而當颶線系統移至背風面後降水效率(PE)及凝結率(CR)皆減少，而蒸發率(ER)及凝固率(DR)之數值在背風面則呈現快速上升之現象。但與先前較大範圍(即颶線型 MCS 計算範圍)之計算結果(圖 16.)比較後，發現若僅討論強對流降水區域，則各個雲微物理比率隨時間變化的幅度皆有增加的情形，例如在迎風坡凝結率(CR)維持在接近 90%左右，而降水效率(PE)則可由 30%-50%提升至約 70%；當系統移置背風面後，蒸發率(ER)的數值迅速地由 10~20%增加到 100%，而凝固率亦可由 10~20%上升至大於 70%。

接著，對此颶線系統前緣的強對流區域做一沿南北方向上之垂直剖面(圖 18b.)，結果發現此強對流區域主要由三個單一的對流胞所組成(圖 19)，因此分別將此三個單一對流胞結構定義為對流胞 A(Cell A)、對流胞 B(Cell B)及對流胞 C(Cell C)，並計算此三對流胞之雲微物理比率受地形影響之變化趨勢。圖 20.列出此三對流胞在過山過程中，其水平位置的分佈。對流胞 A 其所要越過的山脈地形高度最高(南北平均的地形最高高度約 1950 公尺)，因此其凝結率(CR)及降水效率(PE)於迎風面抬升的幅度最明顯，降水效率的極值甚至可以達到 80% !但同時其所受的地形阻礙作用也最強，因而使此對

流胞(Cell A)在過山前便已經開始消散，凝結率(CR)及降水效率(PE)之數值皆快速下降。且因其所在地形高度較高，背風坡環境之下沉氣流較強，蒸發率(ER)之數值於背風面大幅度的提升，而凝固率(DR)亦有在背風面升高的現象。但當此逐漸消散之對流胞(Cell A)持續移動至背風面後受到其他對流胞之合併所干擾，因此其降水效率和凝結率有再度升高的趨勢(圖 21a.)。對流胞 B 在迎風坡處之降水效率(PE)亦有抬升的現象，但其所要通過的地形高度相對於對流胞 A 而言較為低平(南北平均的地形最高高度約 1250 公尺)，因此降水效率(PE)增加情形便沒有對流胞 A 那樣的明顯，且其極大值僅達約 69%。且因對流胞 B 所受到之地形阻礙作用較少，其能越過山脈並使對流胞結構可維持至背風面，因此所計算出之凝結率(CR)和降水效率(PE)於背風面減少的現象便較為緩和，不像對流胞 A 中之數值呈現快速下降的情形。而對流胞 B 所經過之較低平的地形也使得背風面下沉氣流以及山岳重力波向上傳遞的現象較弱，因此蒸發率(ER)和凝固率(DR)雖然亦有在背風面增加的趨勢，但其增加的幅度較對流胞 A 為不明顯(圖 21b.)，另外其背風側處凝結率(CR)亦有稍微回升之現象，此亦為受其他對流胞之影響所造成。對流胞 C，其所要越過的地形高度約較對流胞 A 的地形來的低，但比對流胞 B 的地形高(南北平均之地形最高高度約 1675 公尺)，因此在迎風坡時，降水效率(PE)亦可增加至約 73%，但其數值變化的幅度稍為較對流胞 A 小一些，且其受地形的阻礙程度也沒有對流胞 A 那樣高，因此其結構與對流胞 B 一樣可維持到過山階段。在背風面降水效率(PE)及凝結率(CR)下降，蒸發率(ER)及凝固率(DR)增加，且各個雲微物理比率變動的幅度皆介於對流胞 A 和對流胞 B 的變化結果之間(圖 21c.)。

而圖 22.則是希望清楚呈現出地形舉升之作用及垂直重力波傳遞的現象。因此對於對流胞 A、對流胞 B 及對流胞 C 皆分別做東西方向之垂直剖面，來比較對流胞在迎風面、過山期間及移動至背風面階段，其雨滴、雪花、

及軟雹混合比之分佈情形受山脈地形影響而產生的變化。在迎風坡時(-0.5hr)，從東西向之垂直剖面可見對流胞(cellA ~ cellC)的對流結構皆強，因此其低層有強降雨、而軟雹則是分佈在約五公里上下之位置，而於更高層的區域中產生雪花(圖 22a.~圖 22c.)。且由圖 22a.~圖 22c.中可見，此時背風面已有向上傳遞之山岳重力波，而其將水相粒子往更高層傳輸至更冷的環境，使其直接凝固而產生冰晶或雪花。而當飆線系統移動至山脈地形正上方時(0 hr)，因為對流結構減弱，飆線系統下層的雨滴混合比明顯減少，於中層產生的軟雹混合比亦下降，上層的雪花混合比於此時期有相對於降雨及軟雹還來得高之現象(圖 22d.~圖 22f.)。隨著系統逐漸移動至背風面(+1 hr)，其低層雨混合比亦持續下降，由於對流結構消失，因此系統中層幾乎沒有軟雹的生成，不過在背風面處因有重力波存在，因此雪花混合比的量值仍在上層維持於一定的比例(圖 22g.~圖 22i.)。

六、敏感度實驗測試

此篇研究主要討論飊線系統和地形間交互作用的關係，但不同山脈高度或坡度之地形，皆可能會影響飊線系統其在過山過程中對流結構的變化，進而影響系統中各雲微物理比率隨地形變動的程度。因此這裡特別針對地形高度的變化，來討論不同高度之山脈地形對飊線系統所產生的影響。因此將上述 2 公里的地形高度降低為原先的一半，也就是設計一組地形高度約為 1 公里的敏感度實驗，並將 1 公里地形高度的模擬及所分析出之雲微物理比率結果拿來與原本 2 公里地形高度的模擬實驗做比較。

另外除了地形抬升對飊線結構所產生的影響外，飊線結構也可能因為其系統本身內部動力機制之發展而改變。為了進一步瞭解飊線結構之變化是由於系統本身之動力機制影響而改變，還是受地形影響而改變，因此再進行一組沒有地形的模擬實驗，來與有地形實驗進行比較。

6-1 地形降至一半的敏感度實驗

此實驗同樣使用式(7.)的對稱橢圓地形山脈公式，來做地形高度及半幅寬的調整，而得到一最高高度 1 公里高的鐘形山脈地形，而山脈底部仍維持長 300 公里，而寬 100 公里之分佈，如圖 5.所示。並使用相同的初始環境設定，於網域 $1/4 X$ 軸長及 $1/2 Y$ 軸長的位置植入一線狀暖胞，並給定一低層(2.5 公里以下)風切為 10m/s 的西風風場，來討論其發展為成熟飊線系統後與地形之交互作用情形。由 1 公里高度地形之模擬結果顯示，其系統移動至地形正上方的時間較 2 公里高度實驗約提早 20 分鐘，可能是由於 1 公里地形實驗中的飊線系統其在山脈地形前方受到地形阻礙(blocking)較小，因此飊線系統較能夠順利爬升至地形上方並過山移動。不過在之後的討論，仍是以系統運動的相對時間來進行比較。

圖 23.為將地形高度降低至一半的實驗所模擬出之雷達回波垂直剖面圖，

從圖中可見飊線系統強度受地形影響之變化。在成熟期時，因初始環境場相同，因此所模擬出之飊線系統其結構與 2 公里高度實驗十分相似，南北 60 公里平均的雷達回波其極大值皆約在 40dBZ~45dBZ 之間(圖 23a.)。當飊線系統逐漸往山脈地形方向移動時，亦出現因前方氣流受地形阻擋(blocking)的作用，而使其對流結構減弱的現象，此時南北方向平均之雷達回波極大值降至介於 35 dBZ~40 dBZ 之區間(圖 23b.)。當飊線系統逐漸移動至迎風坡後，其對流結構亦有因地形抬升作用而增強的現象；但因為 1 公里高度之地形坡度相對於 2 公里高度地形來得平緩，因此對流結構受地形作用而增加的幅度較小，雷達回波值僅上升至約 45 dBZ (圖 23c.)左右，回波極值強度比 2 公里高度控制實驗小約 5 dBZ。但也因為其地形坡度較低且平緩，飊線系統受到地形的阻礙較少，使系統能夠持續爬升至山頂處，即使有部份對流胞移動至背風面，系統前緣仍可持續激發出新生對流胞(圖 23d.)。此不像 2 公里高度控制實驗中，飊線系統移至山頂處時其對流結構便已受地形破壞而減弱(圖 7d.)。最後飊線系統移動至背風面，在 1 公里高度的敏感度實驗中，因為飊線系統能夠順利過山而受到地形之破壞程度較小，因此在背風面仍能維持完整的對流結構(圖 23e.)。於此時期，飊線系統之雷達回波強度明顯較 2 公里高度之控制實驗來得大，2 公里高度實驗中的對流結構在此時期幾乎消散(圖 7e.)。

接下來，將 1 公里高度敏感度實驗中飊線系統的垂直運動及位溫擾動場與 2 公里高度控制實驗中飊線系統的發展做對比(圖 24.與圖 8.)，比較結果指出 1 公里高度實驗中的飊線在成熟期時，亦呈現系統中上層為一相對暖區，近地面處則分佈有因降水蒸發冷卻作用所產生的冷池；冷池的厚度約 1 公里，且其垂直上升速度則約介於 1.5m/s ~ 2m/s(圖 24a.與圖 24b.)，和 2 公里高度之地形實驗類似。而當此飊線系統逐漸移動至迎風坡時，垂直上升運動因受地形影響亦有增加的情形，但其上升速度極大值僅約增加至

3m/s，比 2 公里地形所激發之垂直速度來得小，且冷池受地形抬升而使其厚度增加之現象較不明顯(圖 24c.)。當飊線系統逐漸移至山脈地形正上方時，其低層冷池受地形阻礙的現象較少，因此大部分冷池皆可過山，冷池前緣持續激發新生對流胞，因此即使有部分對流胞到達背風面，其垂直上升運動的結構仍較完整存在(圖 24d.與圖 24e.)；而不像在 2 公里高度實驗中，飊線系統在從過山至背風面時期時，大部分之冷池被地形所阻礙而無法過山，因此背風面垂直運動幾乎完全消失(圖 8d.與圖 8e.)。最後系統完全移至背風面並逐漸遠離消散(圖 24f.)。

為較清楚呈現飊線系統在過山前其低層冷池所在之環境條件，是否具有過山的能力，因此選取第-2 小時(-2hr)，即飊線系統移至山脈地形正上方的前兩個小時，並計算在該時間點，低層環境流場之 Froude number(Fr)。其 Fr 值若大於 1，則表示當時之低層環境具有越山的能力；而其 Fr 值若小於 1，表示其低層環境之氣流難以越過山脈，可能以繞山方式到達背風面。Fr 計算出之結果如圖 25.所示，以顏色來表示其 Froude number 的數值，由於近山頂位置會出現數值方法所產生之誤差，因此僅列出 Fr 小於 1.25 以下的數值。由圖 25.可見，在 2 公里高度的控制實驗中，其冷池分佈位置之環境(約 1 公里以下，紅色線虛線所標示之高度) Froude number 所計算出之結果約在 0.25 ~ 0.5 之間，表示當時其低層環境並不適合氣流越過山脈，因此大部分冷池皆被地形阻擋於山前。而於 1 公里高度敏感度實驗中，則顯示其冷池分佈之環境(約 1 公里以下，紅色線虛線所標示之高度)，所計算出的 Froude number 其數值大於 1.25，也就是此山前的環境具有足夠的條件支持飊線系統下層氣流直接越過山脈。因此 1 公里高度地形的敏感度實驗中，飊線低層冷池能夠過山，而於背風面持續激發對流胞而繼續發展。

最後則是計算 1 公里高度敏感度實驗中的飊線系統，其水氣收支及水凝結物收支項和雲微物理比率在受地形影響的過程中隨時間的變化，同樣

選取一長 100 公里、寬 80 公里的 MCS 計算範圍，使其涵蓋颶線系統前方呈帶狀的對流結構。首先，圖 26a. 為將此選取之颶線型 MCS 計算範圍做三維空間之積分，所得到的各水氣收支項及水凝結物收支項總量。從圖 26a. 可見，在迎風坡時(-2.5hr 到 -0.5hr)由於山脈地形較為平緩，因此颶線系統受地形抬升而增強的現象較不明顯，其各水氣收支及水凝結物收支平衡項總量於此時期增加的幅度也相對較 2 公里高度實驗中之結果來的小，不過仍然可見總凝結及凝固之作用(COND)和水氣水平/垂直通量輻合之作用先提高(HFC 與 VFC)，接著才反應到降雨量(P)的增加上。當颶線系統移動至背風面後(0 hr 到 +1.5 hr)，對流強度開始減弱，因此各水氣收支及水凝結物收支項的總量也有下降之趨勢；但因為 1 公里高度地形敏感度實驗中之颶線系統其低層環流較能夠支持其越過山脈，即使到達背風面系統之對流結構仍較為完整。所以各水氣收支及水凝結物收支項的總量下降的幅度也較為緩和，而非 2 公里地形高度的控制實驗中，各水氣收支及水凝結物收支總量在過山後便呈現快速下降之趨勢。圖 26b. 則為各雲微物理比率受地形影響而隨時間變化的趨勢。在成熟期時，降水效率(PE)之值與 2 公里地形高度的控制實驗類似，介於 40% ~ 50% 之間。接著颶線系統受地形抬升影響而使降水效率(PE)增加(-1 hr 到 0 hr)，但由於 1 公里高度實驗中所設定之地形坡度較緩，因此降水效率(PE)僅增加至約 58%，比 2 公里高度地形實驗的降水效率(PE)極大值還要小 5% 左右。而凝結率(CR)之變化趨勢則與降水效率(PE)十分接近，蒸發率(ER)和凝固率(DR)在迎風面之數值皆相對較小，僅 20% ~ 30%。到背風面後，由於颶線系統之對流結構雖然有減弱之現象但仍維持在一定的對流強度，因此凝結率(CR)和降水效率(PE)下降的幅度亦較 2 公里高度地形實驗之結果來得平緩，凝結率(CR)可維持在 60% 以上 而降水效率則可介於 40% ~ 50% 之間。且因為 1 公里高度實驗之背風面其下沉氣流較弱，伴隨的蒸發作用亦較小，因此第+1 小時(+1hr)的蒸發率(ER)

為 45%，較 2 公里高度控制實驗的 65% 少約 10%，另外 1 公里高度地形實驗之背風面山岳重力波向上傳遞的現象亦較不明顯，因此使凝固率(DR)增加的幅度僅約達 35%，亦較 2 公里高度地形之控制實驗來得少。

6-2 去除山脈地形之敏感度實驗

我們進行去除山脈地形之敏感度實驗，希望能夠區分出颶線系統本身動力機制所產生之改變以及地形抬升作用所產生之影響。但由於模式一開始便給定一具有高 CAPE 值且濕度很高的初始熱力環境場，環境中一但有擾動生成便可能發展為對流系統。在模式模擬至第 5 小時，於颶線系統前方約 50 公里處便發展出一對流胞(如圖 27a.所示)。而此颶線前方之對流胞持續發展，且約於模式模擬至第 7.5 小時逐漸與東移之颶線系統結合，進而干擾颶線系統之結構；因此此組沒有地形的結果，僅採用颶線對流未被干擾之時間來進行分析，也就是先前 2 公里及 1 公里高度模擬實驗中的成熟期至迎風坡時期。故將系統隨時間之發展標示為第-2.5 小時到第 0 小時(-2.5hr 到 0hr)，第 0 小時(0hr) 仍然定義為當系統移至原來 2 公里及 1 公里高度實驗中有山脈地形存在之山頂正上方時，如圖 27a.至圖 27 d.中黑色虛線所示位置。首先從圖 27a.可見，颶線系統的初始強度和先前 2 公里高度及 1 公里高度地形實驗的對流強度很接近，約為 40dBZ。颶線系統雖然沒有地形抬升作用，但由於系統強降水使地面產生冷池，在系統移動時期低層冷池仍可抬生前緣暖濕空氣而激發出新生對流胞，因此當系統於第-1.5 小時(-1.5hr；圖 27b.)，颶線系統強度仍能維持在達 40 dBZ 之強度。但由於沒有受到地形抬升作用，因此颶線在接下來的發展中其對流強度開始減弱，雷達回波極值明顯下降(圖 27c.)，最後颶線系統持續減弱至強回波值幾乎不存在(圖 27d.)。

接著從垂直速度場及位溫擾動場的垂直平均剖面圖中(圖 28.)，亦可見

颶線系統一開始所產生的強降水使得近地面有冷池之分佈，而冷池抬升前緣暖空氣並激發初始對流，使其對流胞逐漸發展並增強(圖 28a.與圖 28b.)。但隨著颶線系統持續東移，其冷池厚度開始減少，冷池前緣激發對流胞的能力下降，使颶線系統對流強度開始減弱，因此垂直運動的強度亦逐漸隨時間而下降(圖 28c.及圖 28d.)。

最後是颶線系統內部水氣收支及水凝結物收支和雲微物理比率之逐時分析。由圖 29a.可見，初期(-2.5hr)由於系統之陣風鋒面前緣持續生成新對流胞結構，因此對流強度較強，凝結和凝固(COND)以及水氣水平通量輻合(HFC)的作用皆較強。然而隨著時間發展，颶線系統由於未受地形抬升作用影響，因此其所計算出的各水氣收支及水凝結物收支項總量隨時間之變化並不如 2 公里和 1 公里高度實驗中所示，於迎風坡約-2 hr 到-1 hr 的區間內，因系統受地形抬升作用而增強。各水氣收支及水凝結物收支總量亦隨時間而有提高的現象(圖 15a.與圖 26a.)，在沒有山脈地形實驗中的颶線系統其對流結構於此時期反而開始逐漸減弱並消散，由圖 29a.中的-2.5 hr 到-1 hr 區間，便可見由於颶線系統開始減弱，因此各水氣收支及水凝結物收支總量亦隨時間而逐漸下降。而到各收支項持續遞減至約-0.5hr 後水氣收支及水凝結物收支項之值又開始回升，這主要是由於颶線系統開始受於颶線前方生成之對流胞影響，因此之後的數據便不加入討論。最後圖 29b.為各雲微物理比率之逐時變化。在整個成熟期到迎風坡時期(-2.5hr 到-0.5hr)，由於系統結構皆呈現一持續減弱的狀態，降水效率(PE)之數值隨時間而逐漸下降，而另外凝結率(CR)、凝固率(DR)及蒸發率(ER)的變化亦可見由於颶線系統減弱，各雲微物理比率呈現逐漸下降之趨勢。將此圖與 2 公里高度地形之控制實驗(圖 16)及 1 公里高度地形敏感度實驗(圖 26b.)做比較便可發現，先前有山脈地形的數值模擬實驗中，降水效率(PE)的極值皆發生於約 0hr，也就是颶線系統移至山頂之位置時；但此實驗由於颶線系統並沒有受到地形抬

升作用影響，因此於 0hr 時之降水效率僅能達 40%到 50% (2 公里高度控制實驗中的降水效率極值可達 62%，而 1 公里高度敏感度實驗中之降水效率亦可提升至約 58%)，由此可見地形抬升之作用確實對迎風坡區域之降水效率的提升給予不可忽略的貢獻。

七、總結

本論文研究先利用一理想的 WRF 模組，在三維模式架構下模擬颶線系統與地形間之交互作用，便進行系統內部水氣收支、水凝結物收支以及降水效率的分析，希望藉由此研究之分析結果來探討颶線系統在接觸到山脈地形後，是否也會出現像納莉颱風(2001)及莫拉克颱風(2009)登陸後一樣之特徵。在 Eulerian framework 的分析中，颶線系統尚未受地形影響的成熟期其一小時平均的降水效率約 50.42%。但當颶線系統移至迎風坡時，由於前緣垂直運動增強，水氣水平輻合作用及垂直對流作用皆增加，總累積降雨量亦增加，使得一小時平均的降水效率從 50.42% 增加至 56.20%。接著颶線系統移至山脈地形正上方，由於山脈地形的阻礙使得系統低層環流受到破壞，其對流結構開始減弱，凝結凝固作用及水平水氣通量輻合作用皆下降，累積降雨量也減少，但此時期一小時平均的降水效率卻從迎風坡的 56.20% 增加至 58.71%；此現象主要是由於凝結及凝固作用下降的幅度比降水還要來得大很多，使得降水效率之分母下降的程度比分子下降程度為快所造成。最後當颶線系統完全移動至背風面並逐漸遠離山脈地形時，由於背風面有強烈下沉氣流，抑制對流發展，因此颶線系統之對流結構持續減弱乃至消散，而一小時平均之降水效率也下降至僅剩 22.75%。此結果與納莉颱風(2001)及莫拉克颱風(2009)結果類似，即強對流系統在碰到山脈地形抬升後，水平輻合作用及凝結量皆有增強之趨勢，再伴隨著降水效率之增加。

從 Quasi-Lagrangian framework 的角度進行討論，希望得到颶線系統內各雲微物理比率於過山過程的演變結果。若我所計算之空間範圍包含整個颶線型 MCS 系統(100 公里長及 80 公里寬)，則降水效率在迎風坡可由 40%~50% 增加到 62%，而背風面之降水效率則是快速下降，而凝結率亦有迎風面增加、背風面下降之趨勢。但在背風面因為有下沉氣流的絕熱增溫，使

得蒸發率提升，另外背風面向上傳遞的山岳重力波則將水相粒子往高層傳輸至較冷之環境，進而增加水相粒子凝固為冰晶或雪花之作用。而若將計算空間範圍縮小至颶線內部對流區域或是單一對流胞，則各雲微物理比率隨時間的變化幅度皆有明顯增加之趨勢，降水效率的極大值甚至可以達到約 70% !此結果驗證了莫拉克颶風(2009)雨帶中之單一對流胞在過山過程，凝結率及降水效率於迎風坡增加、背風面下降，而蒸發率及凝固率之數值在迎風面較低但背風面卻逐漸提升。

在分析完地形高度 2 公里的控制實驗後，接著進行一組地形高度為 1 公里的敏感度實驗做測試。結果發現，地形高度為 1 公里的實驗由於較為低平，因此迎風坡的抬升作用較弱，使得颶線系統之對流結構增強的程度較不明顯，而其降水效率增加的幅度亦較 2 公里高度的控制實驗降低約 5%，加上 1 公里高度之實驗其山脈背風面的下沉氣流及山岳重力波作用皆較弱，因此蒸發率及凝結率上升的幅度亦相對較少。但也由於其地形較為低且坡度較平緩，當颶線系統移動至山頂正上方後，低層氣流受到的阻礙較少，因此颶線系統能夠過山，即使到了背風面亦維持較完整的對流結構；所以凝結率及降水效率在颶線系統移至背風坡後，仍能維持在 40%~70% 間，不像 2 公里高度控制實驗中之凝結率及降水效率數值，有快速下降之趨勢。

最後是將山脈地形完全去除所進行的模擬實驗，由於模式中給定一潛在不穩定之熱力環境，因此於此組敏感度實驗中，颶線前方會有擾動生成進而發展為對流胞，甚至於後期併入颶線系統，因此僅能選取颶線系統尚未被影響的時期(也就是先前有山脈地形之實驗中的成熟期及迎風坡時期)來進行討論。在此無山脈地形實驗中，由於缺乏地形抬升之作用影響，颶線系統的結構呈現持續減弱之趨勢，因此各水氣收支及水凝結物收支項之總量亦隨時間持續下降，因此此組敏感度實驗並不如先前有山脈地形之實驗所示在第 0 小時產生降水效率的極值，此時期的降水效率僅能維持於約

40%~50%，比起 2 公里高度和 1 公里地形高度的實驗還來得小。

在沒有山脈地形的實驗中，我們曾嘗試多組模擬，但可能由於初始熱力條件之低層環境濕度非常高，十分適合濕對流之成長，再加上實驗中沒有山脈地形的阻礙，使得繞過颱風系統之氣流容易於颱風前輻合進而激發對流胞之發展，因此颱風前對流擾動之出現幾乎皆發生在模式模擬時間第 4、5 小時，並於颱風系統前方約 50~100 公里處發展，此為此篇研究的限制。不過我們仍能對颱風系統還未受到其前方對流胞合併之明顯影響前的時期來進行討論，並且藉由診斷分析的結果看到在去除山脈地形後，原先於迎風坡的各水收支項及雲微物理比率便沒有隨地形抬升作用而使各收支項皆有增加的現象。如此確定各水收支項在迎風坡的增加及背風面的減少，的確是受到地形抬升及背風面對流抑制的作用所導致。

最後言之，由於本論文研究僅為一利用理想 WRF 模組討論颱風系統與鐘形山脈地形間之交互作用，並未針對真實梅雨季颱風個案通過台灣中央山脈進行探討。未來研究可進行真實颱風個案模擬，以確定理想化模擬實驗所得結論於真實個案中依然成立。另外，未來亦可能考慮將此水收支及降水效率研究擴展至其他類型天氣個案中，例如冬季的冷鋒個案等。而在模式模擬的過程中若選用不同的雲微物理方法，由於計算方式上的差異所得到的結果在定量的分析上可能亦稍微不同，為加以確認雲微物理方法的改變可能對結果產生之變化，因此未來考慮加入另一組雲微物理方法之實驗來進行測試，改以 Purdue Lin et al. scheme 或 Garddard 6-class scheme 等較類似於 WSM6 的 one-moment 方法來進行分析與討論。

附錄

WSM6 雲微物理方法之終端落速計算

WSM6 中參考 Lin et al.(1983)及 Rutledge and Hobbs(1984)的方法，即利用質量權重之平均終端落速(mass-weighted mean terminal velocity)進行估計，如下所示：

$$\begin{aligned}
 V_{Tr} &= \frac{a_r \Gamma(4+b_r)}{6\lambda_r^{b_r}} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} & a_r &= 841.9 \text{ m}^{1-b_r} & b_r &= 0.8 \\
 \lambda_r &= \left(\frac{\pi\rho_r n_{0r}}{\rho q_r}\right)^{0.25} & n_{0r} &= 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4} \\
 V_{Ts} &= \frac{a_s \Gamma(4+b_s)}{6\lambda_s^{b_s}} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} & a_s &= 11.72 \text{ m}^{1-b_s} & b_s &= 0.41 \\
 \lambda_s &= \left(\frac{\pi\rho_s n_{0s}}{\rho q_s}\right)^{0.25} & n_{0s} &= 2 \times 10^6 \exp[0.12(T - T_0)] \text{ m}^{-4} \\
 V_{Tg} &= \frac{a_g \Gamma(4+b_g)}{6\lambda_g^{b_g}} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.5} & a_g &= 330 \text{ m}^{1-b_g} & b_g &= 0.8 \\
 \lambda_g &= \left(\frac{\pi\rho_g n_{0g}}{\rho q_g}\right)^{0.25} & n_{0g} &= 4 \times 10^6 \text{ m}^{-4}
 \end{aligned}$$

V_{Tr} 、 V_{Ts} 、 V_{Tg} 分別代表雨水、雪和軟雹的終端落速； ρ_r 、 ρ_s 、 ρ_g 則為水、雪及軟雹的密度，其值分別為 1000kgm^{-3} (即 1gcm^{-3})、 100kgm^{-3} (即 0.1gcm^{-3})和 500kgm^{-3} (即 0.5gcm^{-3})； n_{0r} 、 n_{0s} 、 n_{0g} 為雨水、雪及軟雹的截距參數； ρ 、 T 為空氣密度及溫度； ρ_0 、 T_0 則代表環境空氣密度及溫度，其值分別為 1.28 kgm^{-3} 及 273.16K ；最後 q_r 、 q_s 、 q_g 則是雨水、雪及軟雹的混合比。

參考文獻

- Holton, 2004: An Introduction to Atmospheric Dynamic. Academic Press.
(text book).
- 周俊宇, 2012: 西南氣流實驗(IOP-8 個案)觀測分析與數值模擬: 雲微物理結構特徵及參數法方案比較。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 林昌鴻, 2014: 颱風線與山脈地形的交互作用: 理想模擬研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- Braun, S. A., 2006: High-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Water budget. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 43–64.
- Bolton, D, 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Fovell, R. G. and Tan, P.-H., 1998: The temporal behavior of numerically simulated multicell-type storms, Part II: The convective cell life cycle and cell regeneration. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 551–577.
- Frame, J. W. and P. M. Markowski, 2006: The interaction of simulated squall lines with idealized mountain ridges. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1919–1941.
- Hong, S.-Y., H.-L. Pan, 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322–2339.
- Huang, H.-L., M.-J. Yang, and C.-H. Sui, 2014: Water Budget and Precipitation Efficiency of Typhoon Morakot (2009). *J. Atmos. Sci.*, **71**, 112–129, doi:10.1175/JAS-D-13-053.1.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- , Deal, R.L., Kulie, M.S., 1998. Mechanisms of cell regeneration,

- propagation, and development within two-dimensional multicell storms. *J. Atmos. Sci.* **55**, 1867 – 1886.
- , S.-Y. Chen, Christopher M. H., C.-Y. Huang, 2005: Control Parameters for the Influence of a Mesoscale Mountain Range on Cyclone Track Continuity and Deflection. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1849–1866.
- , Joyce, L.E., 2001. A further study of mechanisms of cell regeneration, development and propagation within a two-dimensional multicell storm. *J. Atmos. Sci.* **58**, 2957 – 2988.
- Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. Part VIII: A model for the “seeder-feeder” process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185–1206.
- S.-Y. Hong and J.-O. J. Lim, “The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6),” *Journal of the Korean Meteorological Society*, vol. **42**, no. 2, pp. 129–151, 2006.
- Sui, C.-H., X. Li, M.-J. Yang, and H.-L. Huang, 2005: Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4358–4370.
- , X. Li, and M.-J. Yang, 2007: On the definition of precipitation efficiency. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4506–4513.
- Yang, M.-J., and R.A. Houze, Jr., 1995: Multicell squall line structure as a manifestation of vertically trapped gravity waves. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 641-661.
- , S. A. Braun, and D.-S. Chen, 2011: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3809-3828, doi: 10.1175/MWR-D-10-05090.1.

圖表

	板橋	台南	屏東	六龜
6/13 0000 UTC	0	525	1060	89
6/13 0300 UTC			1213	
6/13 0600 UTC	1625	821	763	1208
6/13 0900 UTC				
6/13 2100 UTC		514		
6/14 0000 UTC	0	721	121	390
6/13 0300 UTC		700	141	712
6/13 0600 UTC	0		574	502
6/13 0900 UTC			312	
6/13 2100 UTC		687	31	617

表 1.: SoWMEX 觀測期間 IOP8 個案的強降水事件，於 2008 年 6 月 13 日及 6 月 14 日兩天，從板橋、臺南、屏東及六龜四個測站所測得之探空資料，表內之數值為將探空資料放入模式後所計算出的 CAPE 值，表格內沒有數值即代表無該時間點的探空資料，紅色方框則是圈選出此篇研究中所採用之探空資料。

Name	Description
Cond	Condensation and deposition
Cond_T	Total condensation and deposition
Cond_C	Cloud water condensation
Dep_S	Snow deposition
Dep_G	Graupel deposition
Dep_I	Cloud ice deposition
Evap	Evaporation and sublimation
Evap_R	Evaporation of raindrop
Evap_S	Evaporation of melting snow
Evap_G	Evaporation of melting graupel
Mlt_S	Snow Melting
Mlt_G	Graupel Melting
HFC	Net horizontal flux convergence
VFC	Net vertical flux convergence
CONV	HFC+VFC (Total flux convergence)
Div	Divergence term
P	Precipitation flux
Diff	Numerical diffusion
PBL	Boundary layer source and vertical (turbulent) diffusion
Tend	Storage term
Resd	Residual term

表 2.: 所有水收支分析及雲微物理比率計算中，所需應用到之參數。

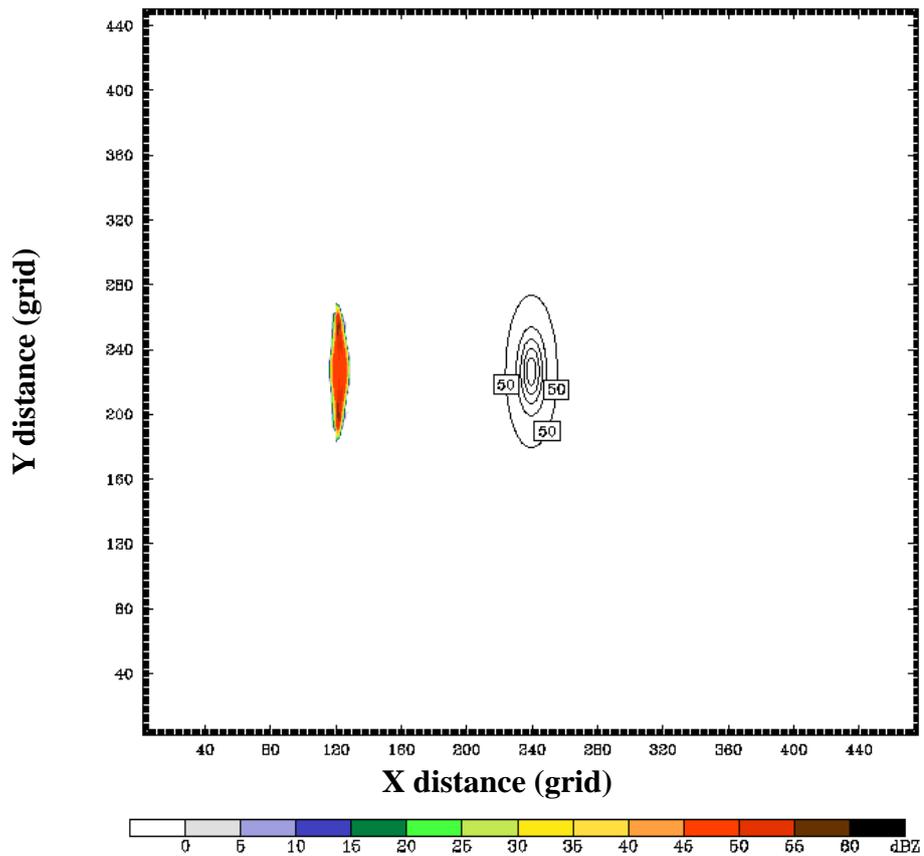


圖 1.: 為此篇理想颶線系統模擬研究中，模式的初始網格設定，東西方向為 477 格，而南北方向則為 451 格，水平網格大小皆為 2 公里。等值線為對稱橢圓山脈地形高度，初始高度值為 50m，間距為 200m，並將地形設至於模式中央之位置。顏色的部分為初始線狀暖胞設定，並將其放置於 1/4 X 軸長及 1/2Y 軸長的位置。

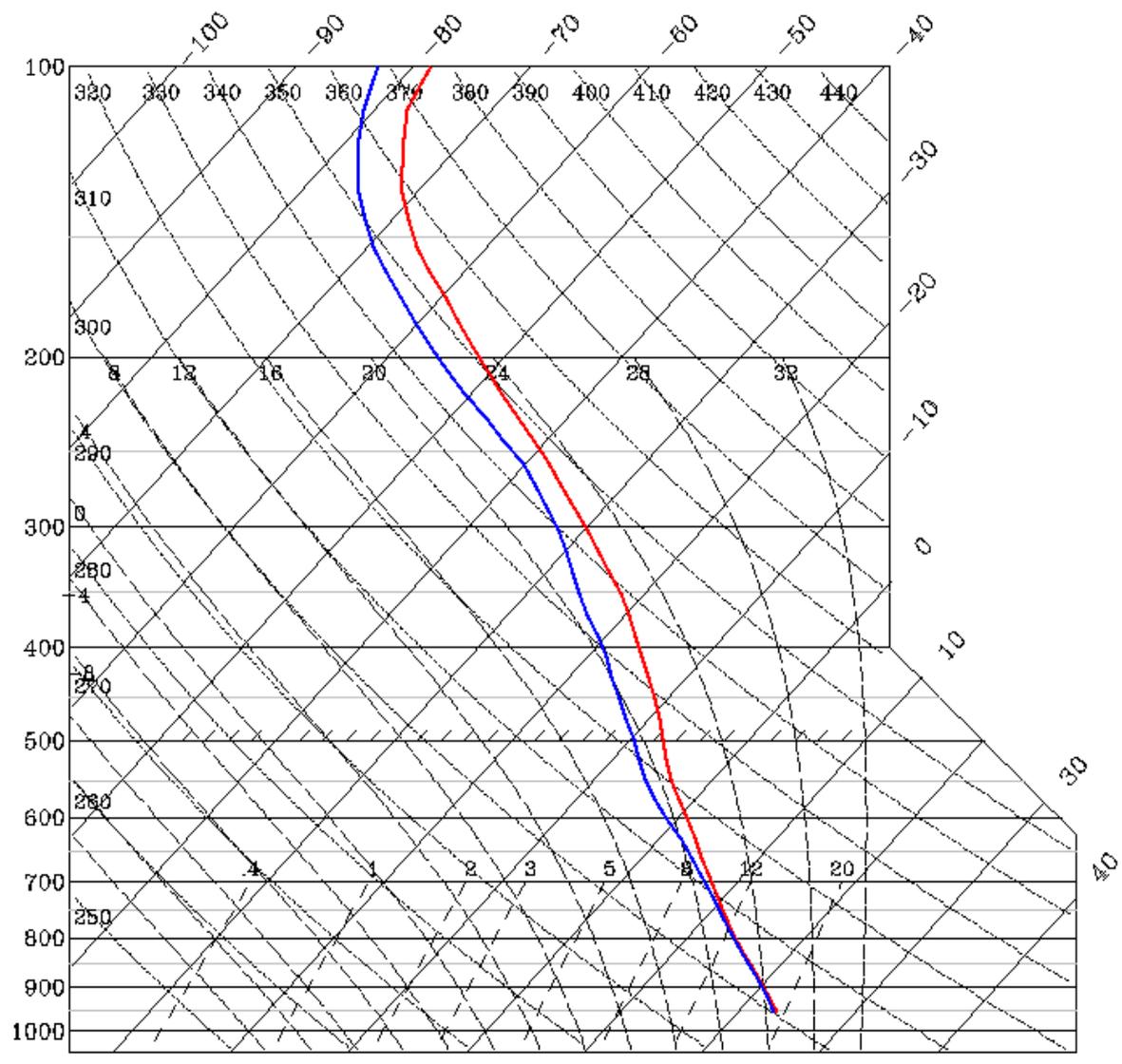


圖 2.: 模式初始熱力剖面圖，紅色線為溫度線(°C)，藍色線為露點溫度線(°C)。

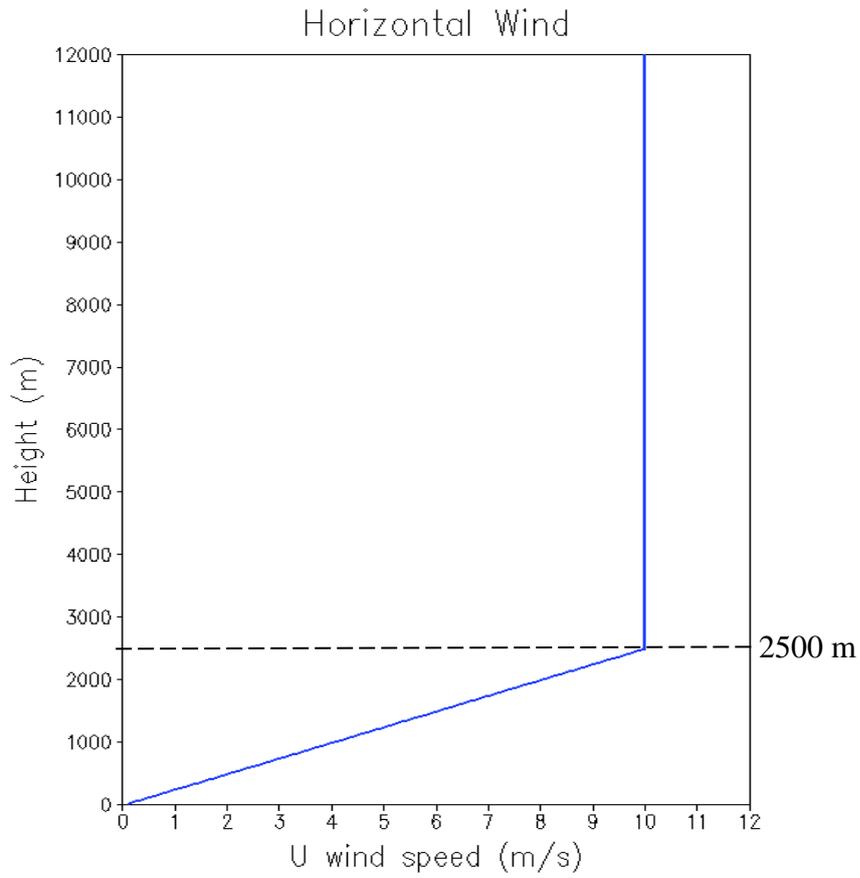


圖 3.: 初始環境西風風場垂直剖面圖，為一理想化風場，東西方向風速 (U)從近地面的 0m/s 線性增加至 2.5 公里高的 10m/s，2.5 公里以上則維持 10m/s 的風場。

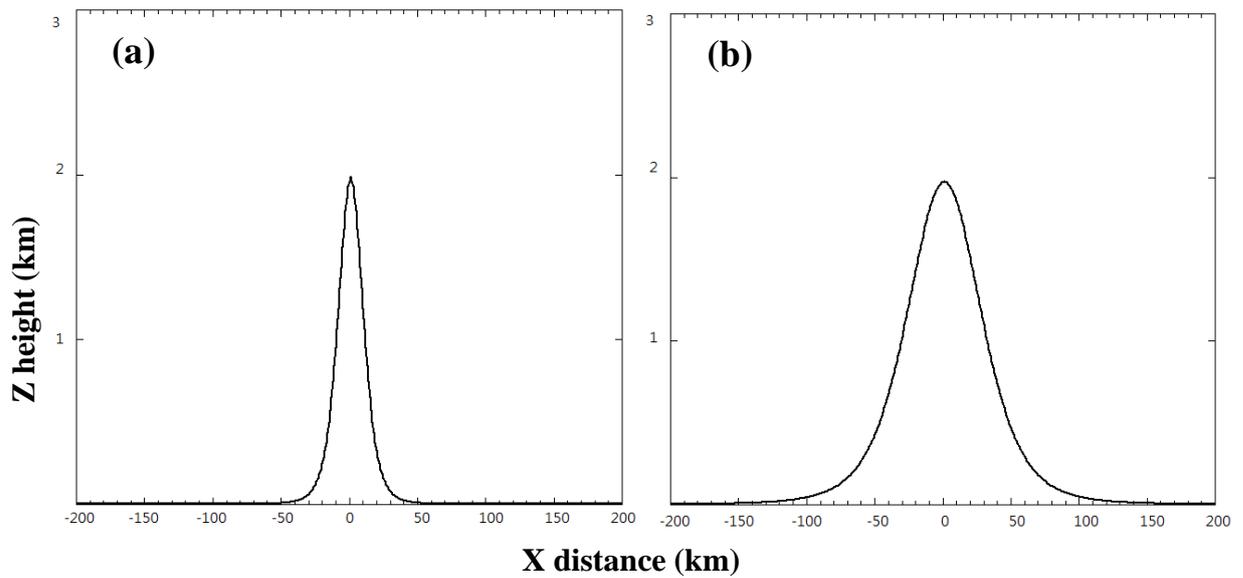


圖 4. : 2 公里高度控制實驗之鐘形山脈地形高度(km)，垂直和水平座標單位皆為公里(km)。圖(a)為東西方向之垂直剖面圖(正值為朝東之方向而負值為朝西之方向)、圖(b)為南北方向之垂直剖面圖(正值為朝北之方向而負值為朝南之方向)。在水平方向上山頂(即鐘形山脈地形之中心)所在之位置皆定義為第 0 公里。

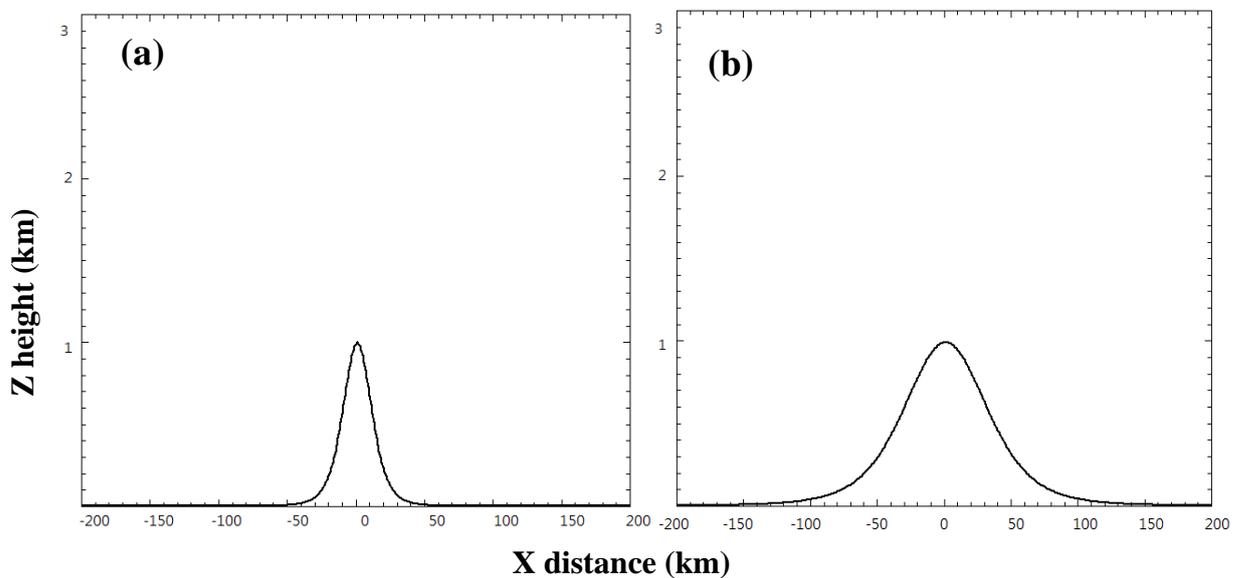


圖 5. : 1 公里高度敏感度實驗之鐘形山脈地形高度(km)，垂直和水平座標單位皆為公里(km)。圖(a)為東西方向之垂直剖面圖、圖(b)為南北方向之垂直剖面圖。

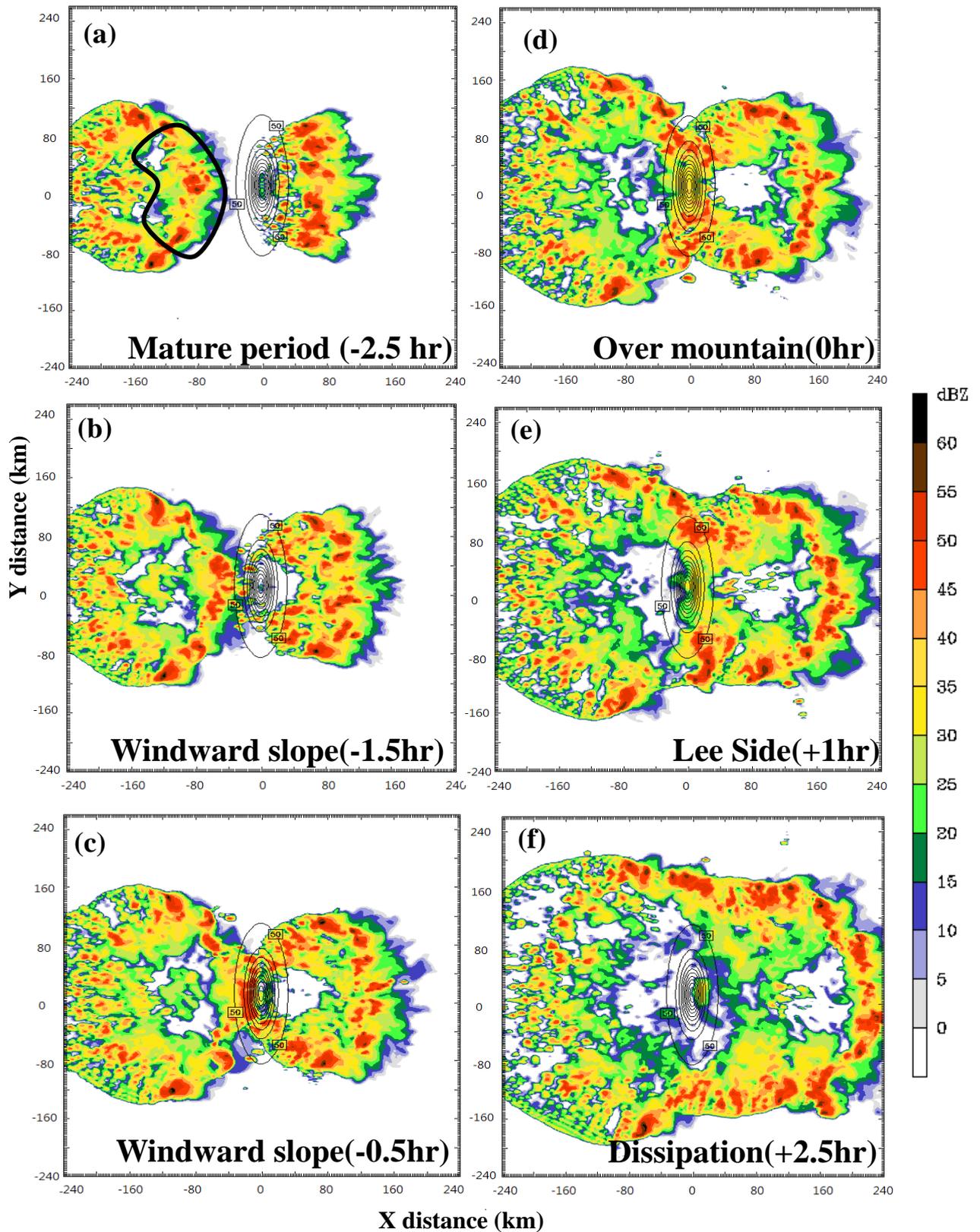


圖 6：颶風系統以東西走向通過橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的雷達回波 CV 圖(dBZ)，等值線為山脈地形高度，初始高度值為 50m，間距為 200m。圖(a)為成熟期，圖中粗黑實線框選範圍為此篇主要討論的區域，圖(b)及圖(c)為迎風坡時期，圖(d)為過山時期，圖(e)為背風面時期，最後圖(f)則是消散期。

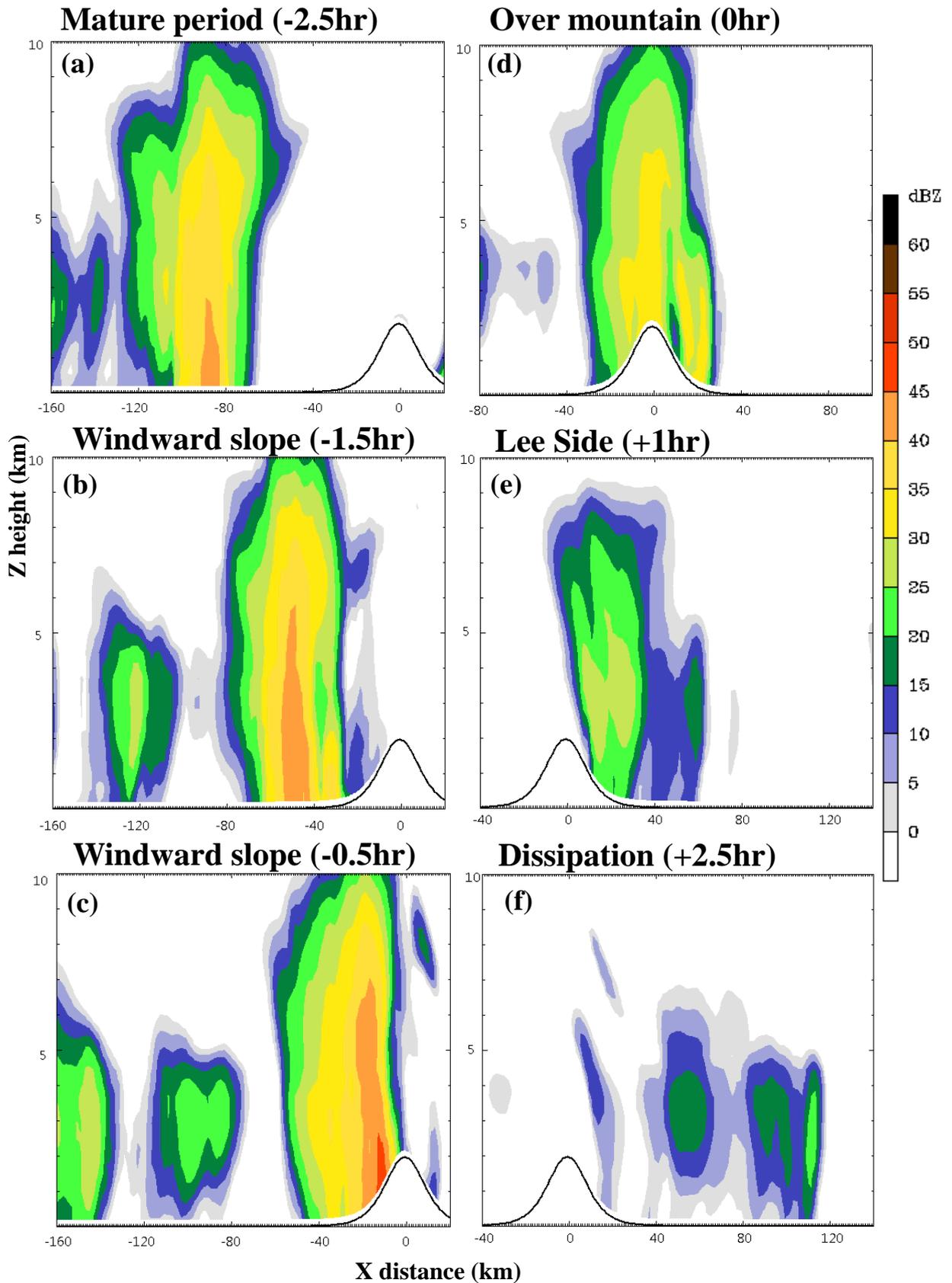


圖 7：颱風系統以東西走向通過"2 公里"高度橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的雷達回波(dBZ)垂直平均剖面圖(y= -30~30km)。圖(a)為成熟期，圖(b)及圖(c)為迎風面時期，圖(d)為過山時期，圖(e)為背風面時期，最後圖(f)則是消散期。

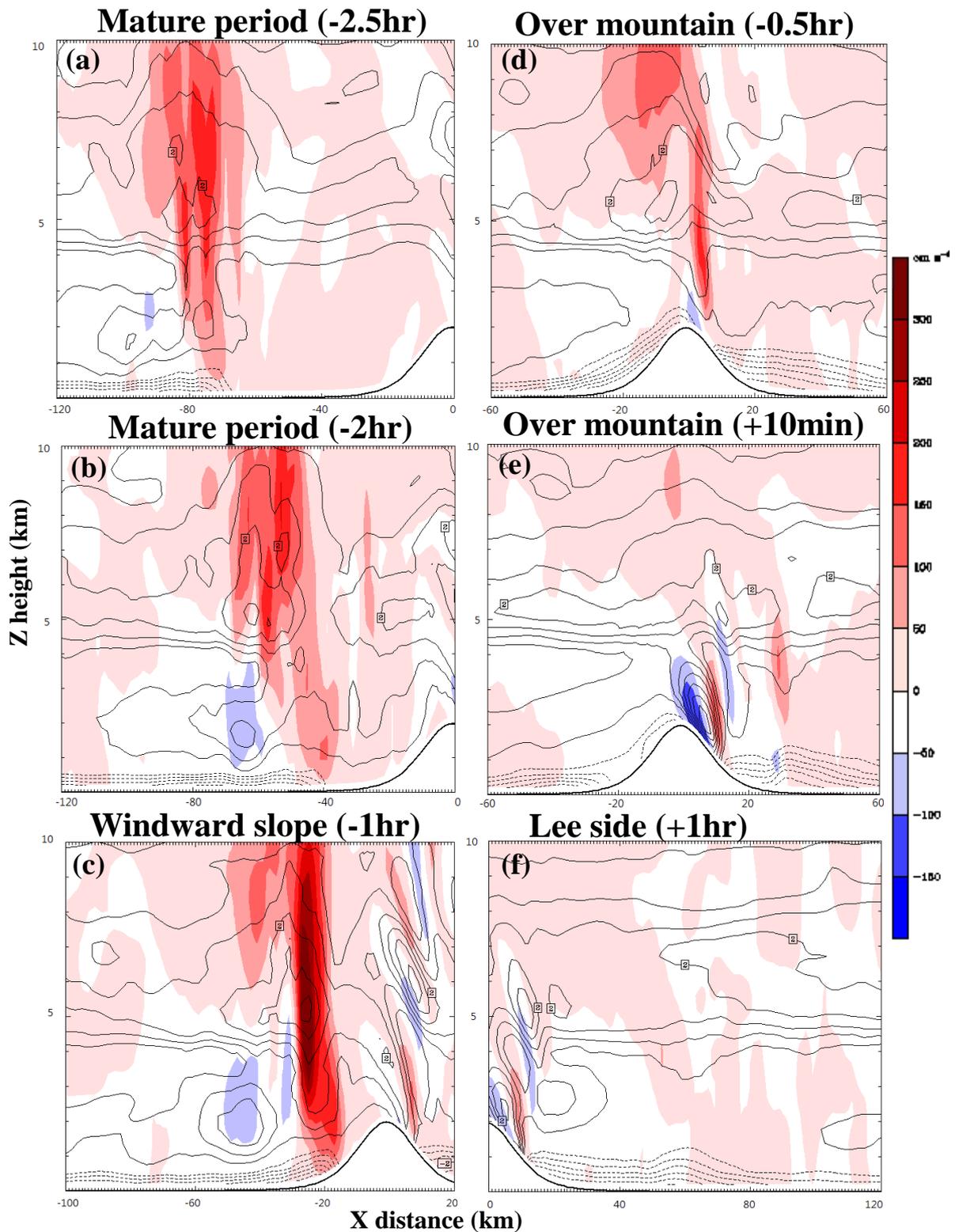


圖 8.: 為飊線系統以東西走向通過"2 公里"高度橢圓對稱山脈地形, 隨時間發展的垂直速度場 (cm/s) 及位溫擾動場 (K) 之垂直平均剖面圖 ($y = -30 \sim 30 \text{ km}$)。顏色部份代表垂直運動, 紅色為上升運動、藍色則為下沉運動, 單位為 cm/s ; 等值線代表位溫擾動場, 實線為正值, 而虛線則為負值, 單位為 K 。在此篇所定義之冷池為位溫擾動小於 -0.5 K 之區域。圖(a)及圖(b)為成熟期, 圖(c)為迎風面時期, 圖(d)及圖(e)為過山時期而圖(f)為背風面時期。

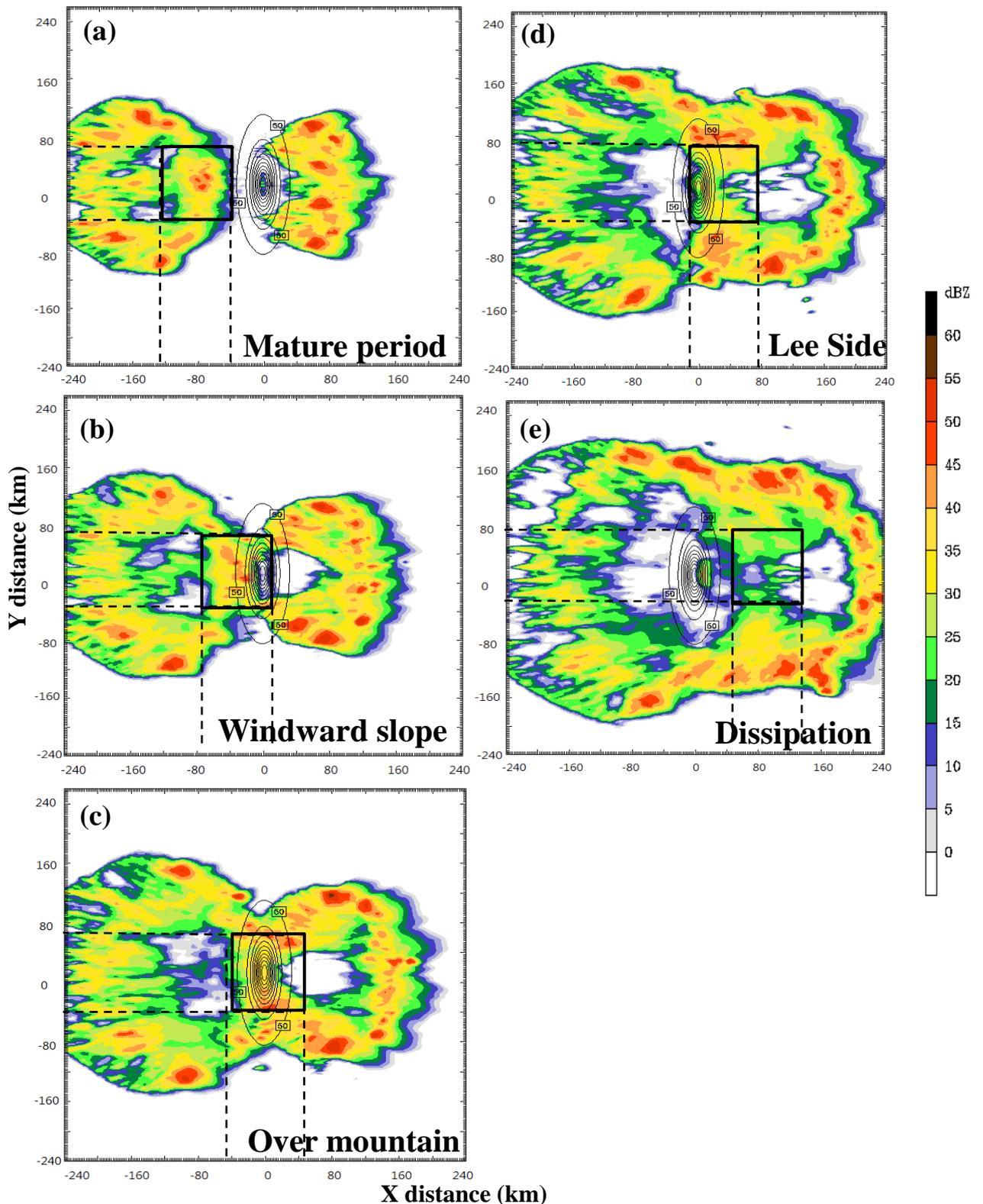


圖 9.：此圖為 Eulerian framework 分析中，將各個時期皆取一小時時間平均的雷達回波 CV 圖(dBZ)，圖(a)為成熟期(-2.5hr~ -1.5hr)，圖(b)為迎風面時期(-1.5hr~ -0.5hr)，圖(c)為過山時期(-0.5hr~ +0.5hr)，圖(d)則為背風面時期(+0.5hr~ +1.5hr)，最後圖(f)則是消散期(+2hr~ +3hr)。而圖中黑色方框即為水收支計算中所選取的飆線型 MCS 計算範圍，其為長 100 公里而寬 80 公里。

Mature period

(a)

- **Condensation** : $5.20 * 10^{11}$ kg/hr
- **Evaporation** : $2.40 * 10^{11}$ kg/hr
- **Precipitation** : $2.66 * 10^{11}$ kg/hr
- **HFC (vapor)** : $2.38 * 10^{11}$ kg/hr

(b) Water vapor Budget (c) Liquid/Ice Budget

Cond = -100	Cond = 100	PE=50.42%
Evap = 46.35	Evap = -46.35	
Div _v = -0.12	Div _c = -0.06	
VFC _v = 7.96	VFC _c = -0.68	
HFC _v = 33.74	HFC _c = 1.87	
Diff _v = -0.01	Diff _c = -0.01	
PBL _v = 0.09	PBL _c = -0.01	
Tend _v = -12.02	Tend _c = 3.36	
Resd _v = -0.03	Resd _c = -0.01	
P= -51.37		

圖 10. : 為"成熟期"之各水氣及水凝結物收支項，即圖 9a.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。圖(a)中為凝結及凝固作用(Condensation)、蒸發及昇華作(Evaporation)用、降雨量(Precipitation)和水平水汽通量輻合(HFC[vapor])之一小時加總，單位為 10^{11} kg/hr。圖(b)及圖(c)則是各個水氣收支及水凝結物收支項的數值相對總凝結及凝固量(Condensation)做常規化的比率，其單位為 %。

Windward slope

(a)

- Condensation : $6.20 * 10^{11}$ kg/hr
- Evaporation : $2.82 * 10^{11}$ kg/hr
- Precipitation : $3.64 * 10^{11}$ kg/hr
- HFC (vapor) : $3.09 * 10^{11}$ kg/hr

(b) Water vapor Budget (c) Liquid/Ice Budget

Cond = -100	Cond = 100	
Evap = 45.40	Evap = -45.40	
Div _v = -0.23	Div _c = -0.07	
VFC _v = -0.55	VFC _c = -0.30	
HFC _v = 50.22	HFC _c = -1.78	
Diff _v = 0.03	Diff _c = -0.07	
PBL _v = 0.19	PBL _c = -0.02	
Tend _v = -4.89	Tend _c = -6.81	PE=56.20%
Resd _v = 0.06	Resd _c = -0.05	
	P = -59.00	

圖 11. : 同圖 10. , 但為為"迎風坡時期"之各水氣收支及水凝結物收支項 , 即圖 9b. 黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。

Over Mountain

(a)

- Condensation : $4.40 * 10^{11}$ kg/hr
- Evaporation : $2.22 * 10^{11}$ kg/hr
- Precipitation : $3.31 * 10^{11}$ kg/hr
- HFC (vapor) : $2.10 * 10^{11}$ kg/hr

(b) Water vapor Budget

Cond	= -100
Evap	= 54.56
Div _v	= -0.04
VFC _v	= -12.55
HFC _v	= 43.08
Diff _v	= -0.04
PBL _v	= 0.11
Tend _v	= -14.71
Resd _v	= 0.08

(c) Liquid/Ice Budget

Cond	= 100
Evap	= -54.56
Div _c	= -0.03
VFC _c	= -0.75
HFC _c	= -0.15
Diff _c	= -0.09
PBL _c	= -0.00
Tend _c	= -32.64
Resd _c	= -0.42

PE=58.71%

P= -76.62

圖 12.: 同圖 10., 但為為系統"過山時期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9c.黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。

Lee Side

(a)

- Condensation : $1.29 * 10^{11}$ kg/hr
- Evaporation : $1.15 * 10^{11}$ kg/hr
- Precipitation : $0.80 * 10^{11}$ kg/hr
- HFC (vapor) : $0.82 * 10^{11}$ kg/hr

(b) Water vapor Budget (c) Liquid/Ice Budget

Cond = -100	Cond = 100	
Evap = 90.16	Evap = -90.16	
Div _v = -0.38	Div _c = -0.02	
VFC _v = -26.21	VFC _c = -0.63	
HFC _v = 14.44	HFC _c = -2.56	
Diff _v = 0.19	Diff _c = -0.06	
PBL _v = 0.19	PBL _c = -0.00	
Tend _v = -21.25	Tend _c = -52.21	PE=39.17%
Resd _v = 0.36	Resd _c = -0.07	
	P = -58.70	

圖 13.: 同圖 10., 但為為系統於"背風坡時期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9d. 黑色方框包圍之颶線型 MCS 區域做體積分的結果。

Dissipation

(a)

- **Condensation** : $0.51 * 10^{11}$ kg/hr
- **Evaporation** : $0.50 * 10^{11}$ kg/hr
- **Precipitation** : $0.15 * 10^{11}$ kg/hr
- **HFC (vapor)** : $0.32 * 10^{11}$ kg/hr

(b) **Water vapor Budget** (c) **Liquid/Ice Budget**

Cond = -100	Cond = 100	
Evap = 99.46	Evap = -99.46	
Div _v = 2.45	Div _c = 0.03	
VFC _v = -64.63	VFC _c = -0.37	
HFC _v = -0.57	HFC _c = 20.64	
Diff _v = -0.03	Diff _c = -0.00	
PBL _v = 0.36	PBL _c = 0.00	
Tend _v = -62.95	Tend _c = -8.36	PE=22.75%
Resd _v = -0.01	Resd _c = -0.10	
P = -29.08		

圖 14.: 同圖 10., 但為系統"消散期"之各水氣收支及水凝結物收支項, 即圖 9e. 黑色方框包圍之颱風型 MCS 區域做體積分的結果。

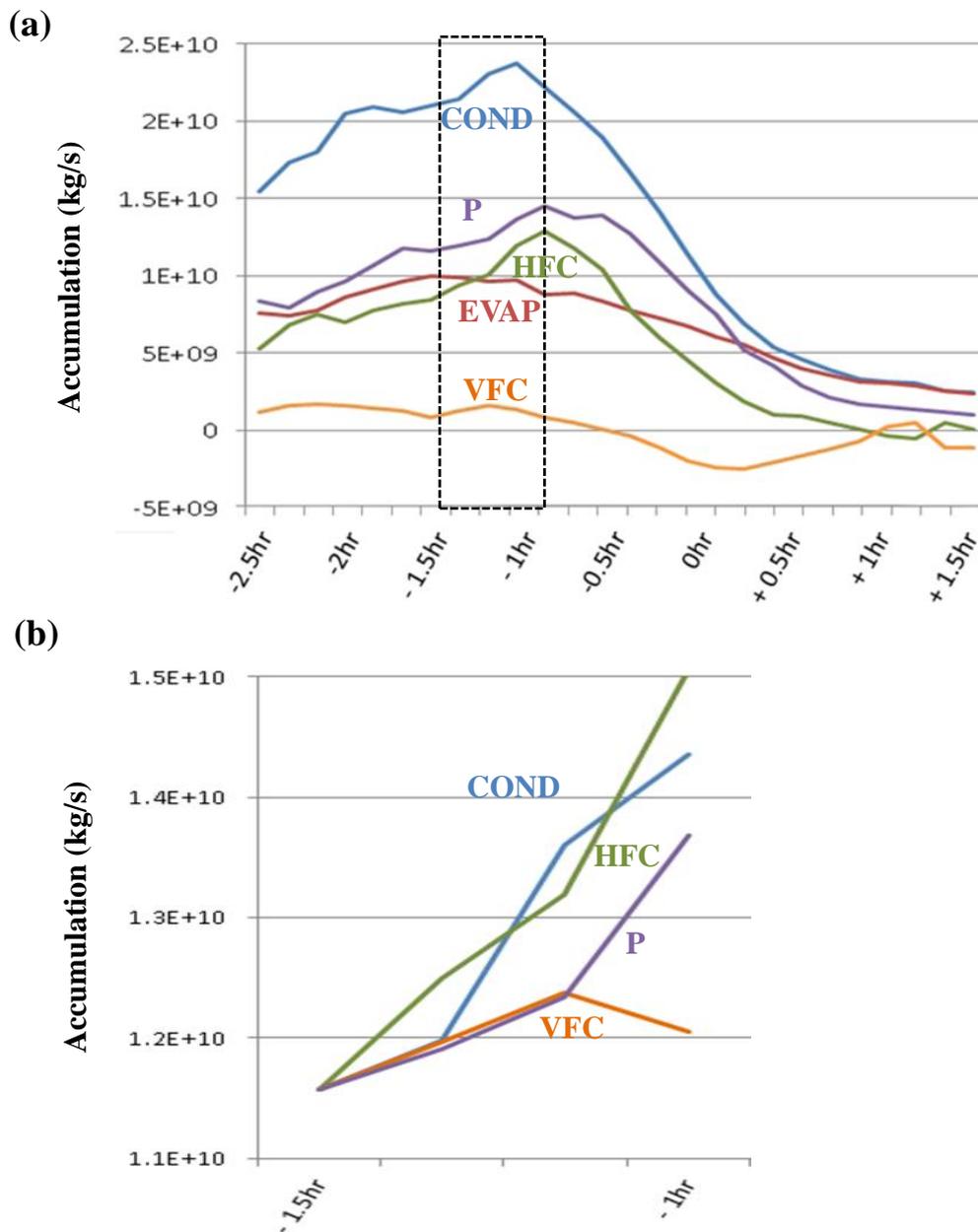


圖 15：圖(a)為各水氣收支及水凝結物收支的主要貢獻項，於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里而寬 80 公里)的體積分(總量)隨時間之變化，單位為 kg/s。藍色線為凝結及凝固量(COND)、紅色線為蒸發及昇華量(EVAP)、紫色線為降雨量(P)、綠色線及黃色線則分別為水氣的水平 and 垂直通量輻合(HFC 及 VFC)之空間加總。而圖(b)則是將圖(a)中每個變數於 -1.5 小時(即系統開始受地形影響之時間)所計算出之數值平移至同一點，以比較各項隨時間變化的相對幅度[即圖(a)中虛線所框選之範圍]。

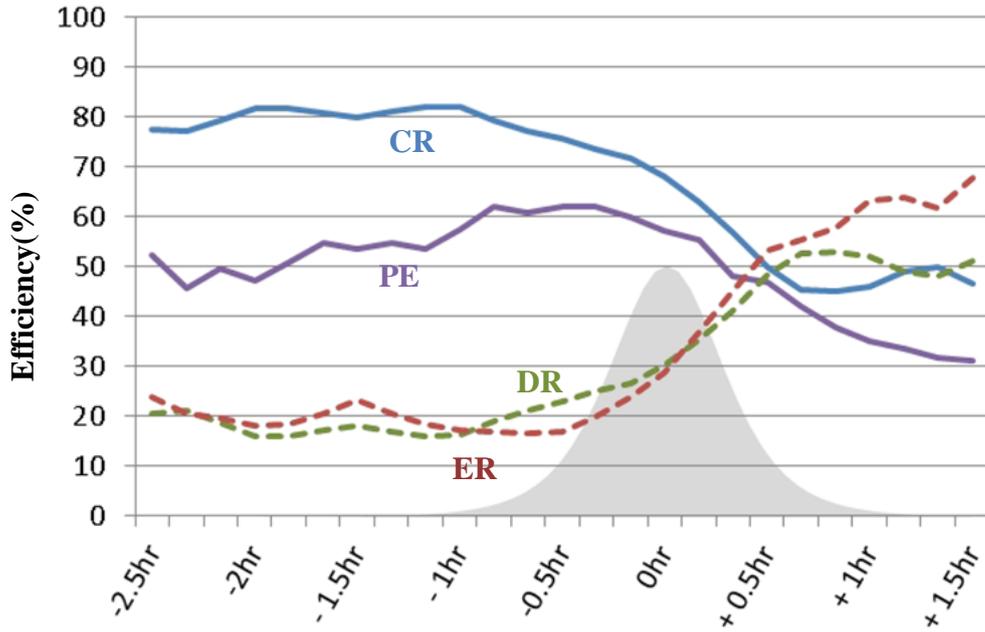


圖 16.: 於"飆線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里且寬 80 公里) 各雲微物理比率其隨時間之變化曲線，單位為%。藍色實線為凝結率(CR)、紫色實線為降水效率(PE)、紅色虛線為蒸發率(ER)、綠色虛線則為凝華率(DR)。灰色陰影為此 MCS 計算範圍所經地形的平均高度。

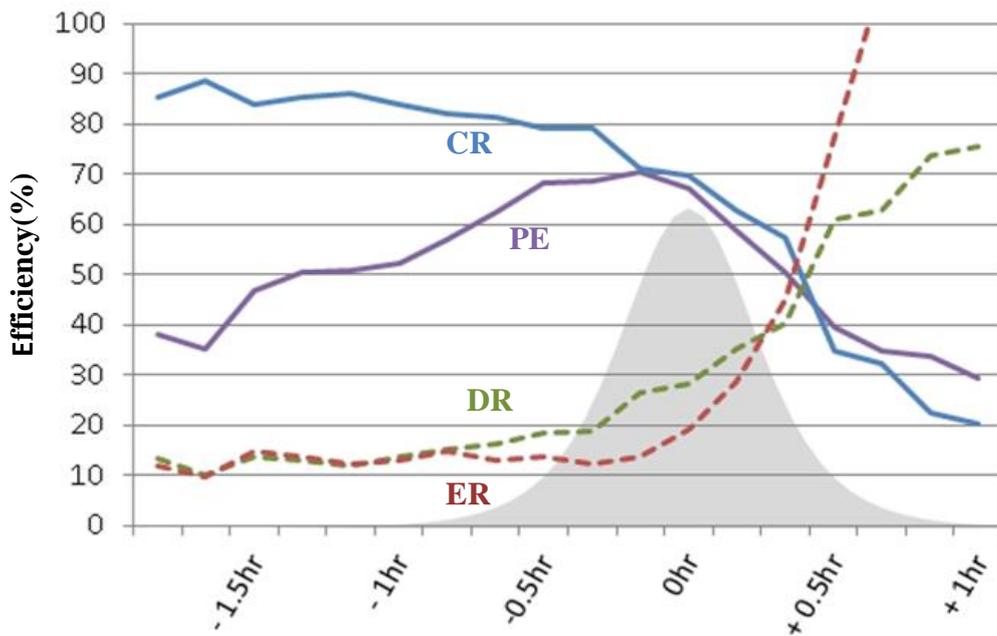


圖 17.: 同圖 16., 但其為"強對流降水區域"計算範圍內(長 60 公里而寬 20 公里) 各雲微物理比率其隨時間之變化曲線。

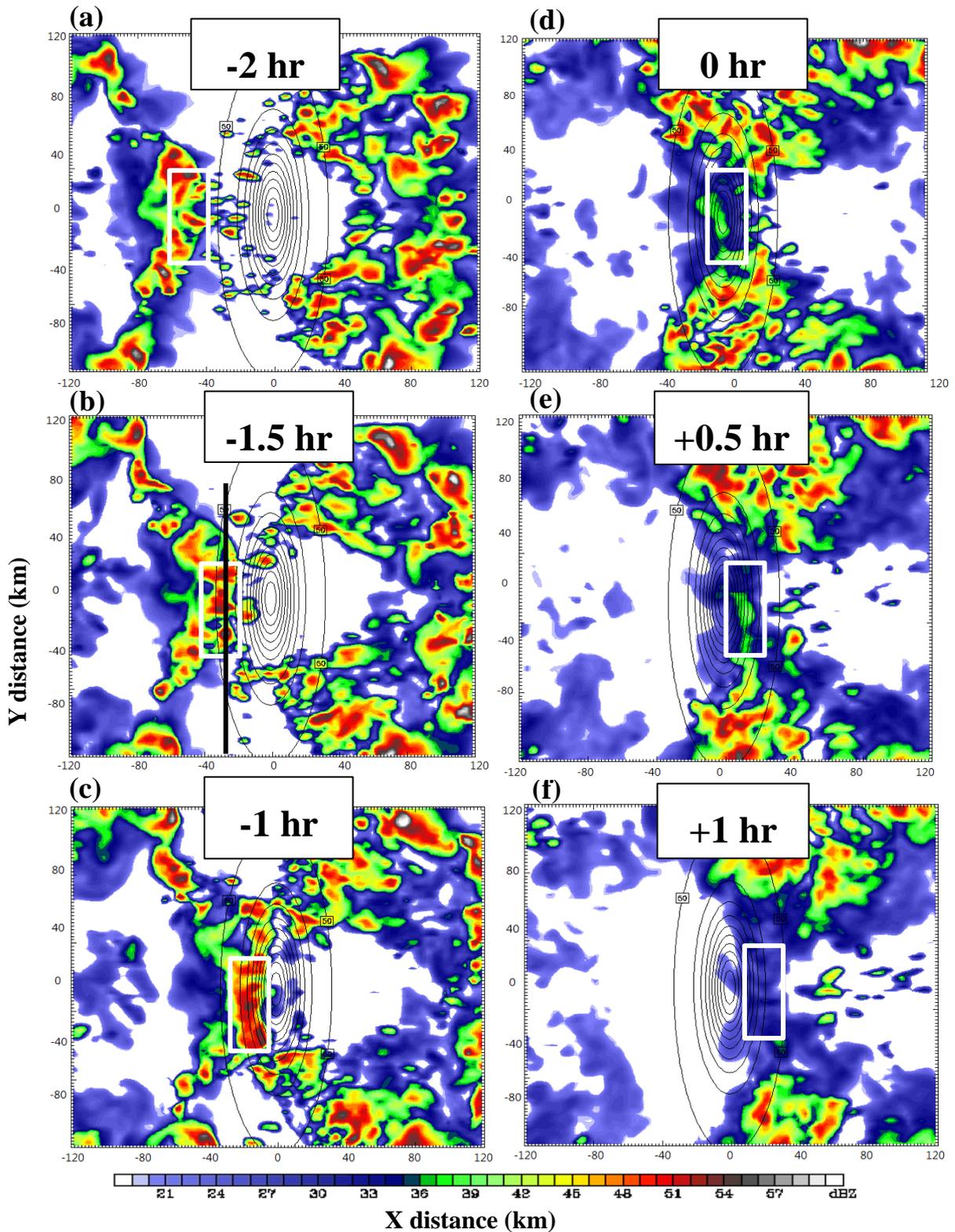


圖 18.：颶線系統以東西走向通過橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的色調強化雷達迴波 CV 圖(dBZ)，為凸顯回波值於 35dbz 以上之強對流降水區域，因此 35 dBZ 以下之數值皆以藍色系表示。圖中白色方框即代表在討論強對流區域的微物理比率時所選取的計算範圍(長為 60 公里而寬為 20 公里)。

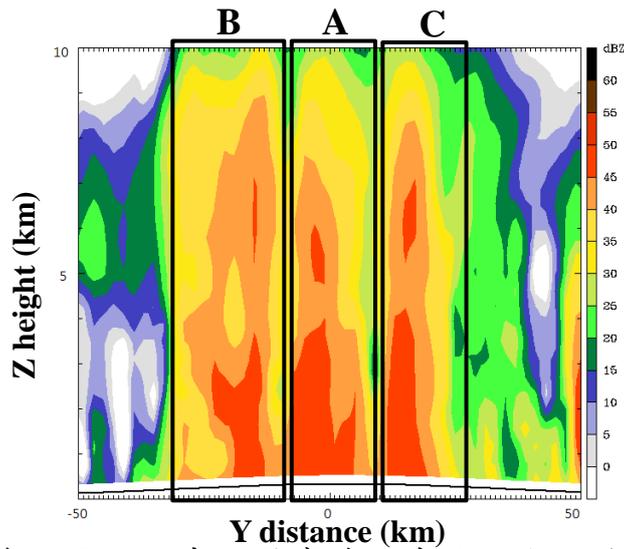


圖 19.: 此圖為沿圖 18b. 中粗黑實線做南北方向之垂直剖面的結果，其主要由三個單一的對流胞結構所組成，分別定義為對流胞 A、對流胞 B 及對流胞 C。

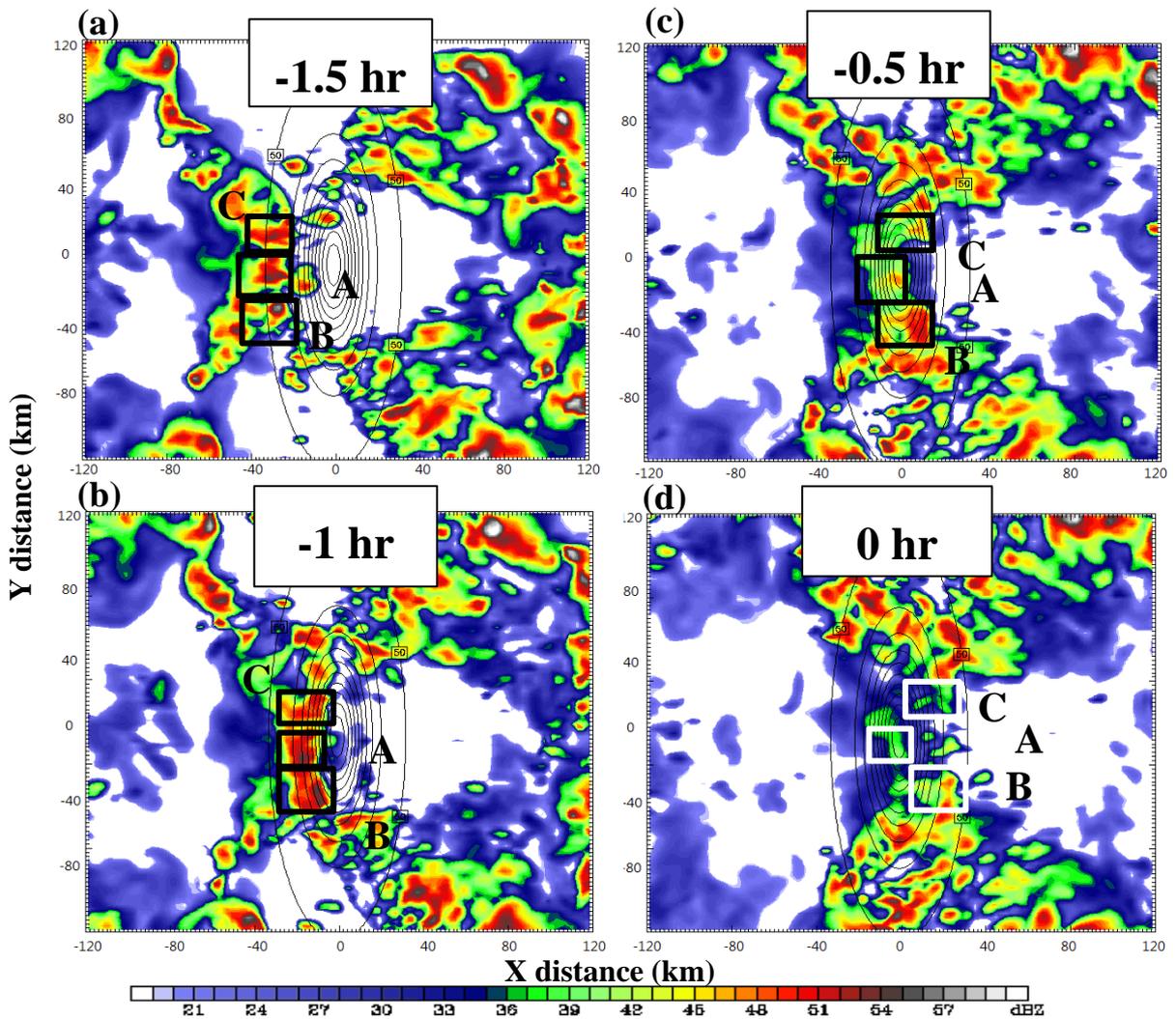


圖 20.: 同圖 18，但此圖中之方框分別標示出在討論對流胞 A、對流胞 B 及對流胞 C 時，其雲微物理比率的計算範圍。

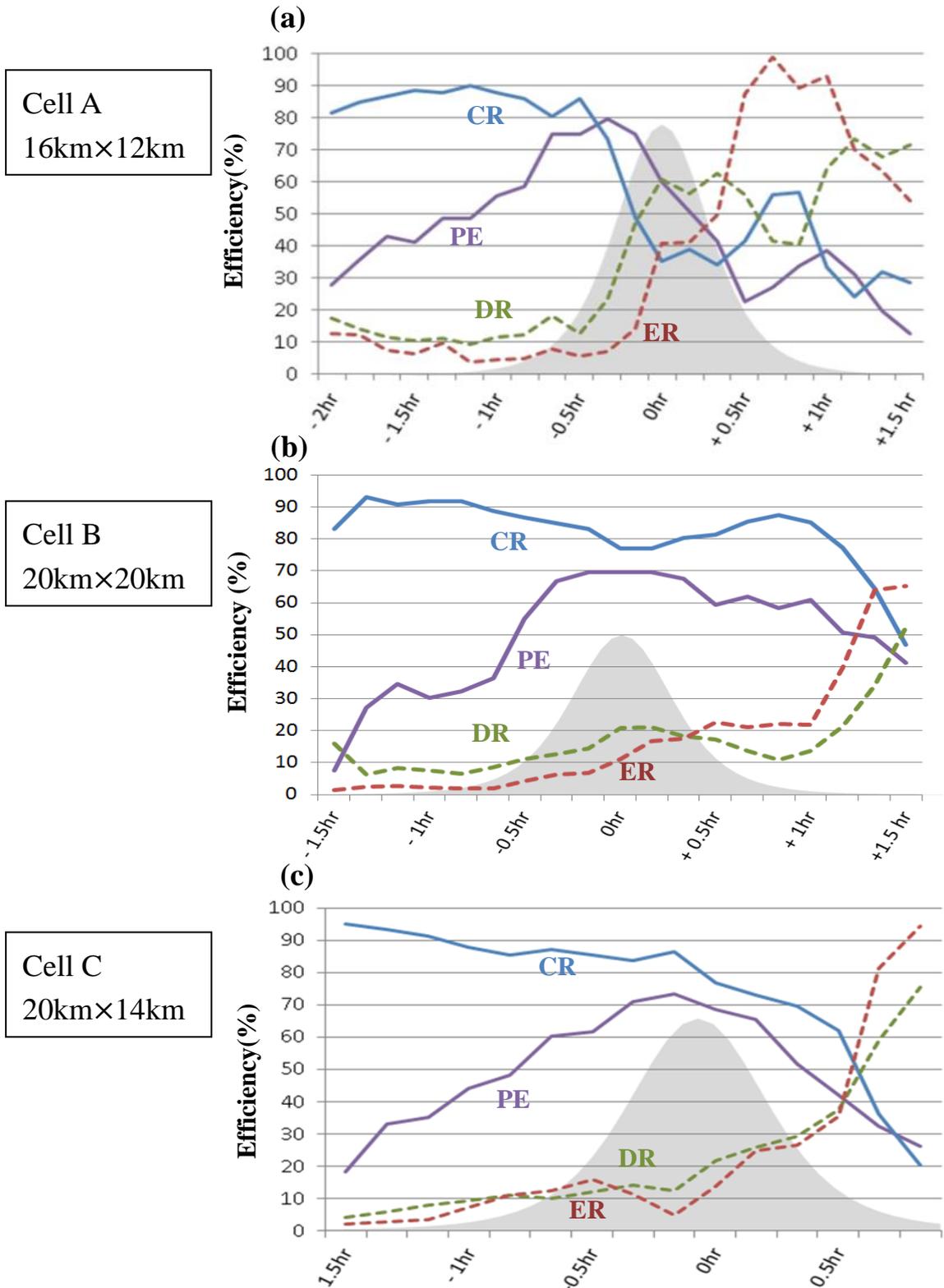


圖 21.：同圖 16.但分別為(a)對流胞 A、(b)對流胞 B 及(c)對流胞 C，其各雲微物理比率在"對流胞計算範圍"內所計算出之結果隨時間的變化曲線。左側方框代表其分別之對流胞計算範圍水平尺度。

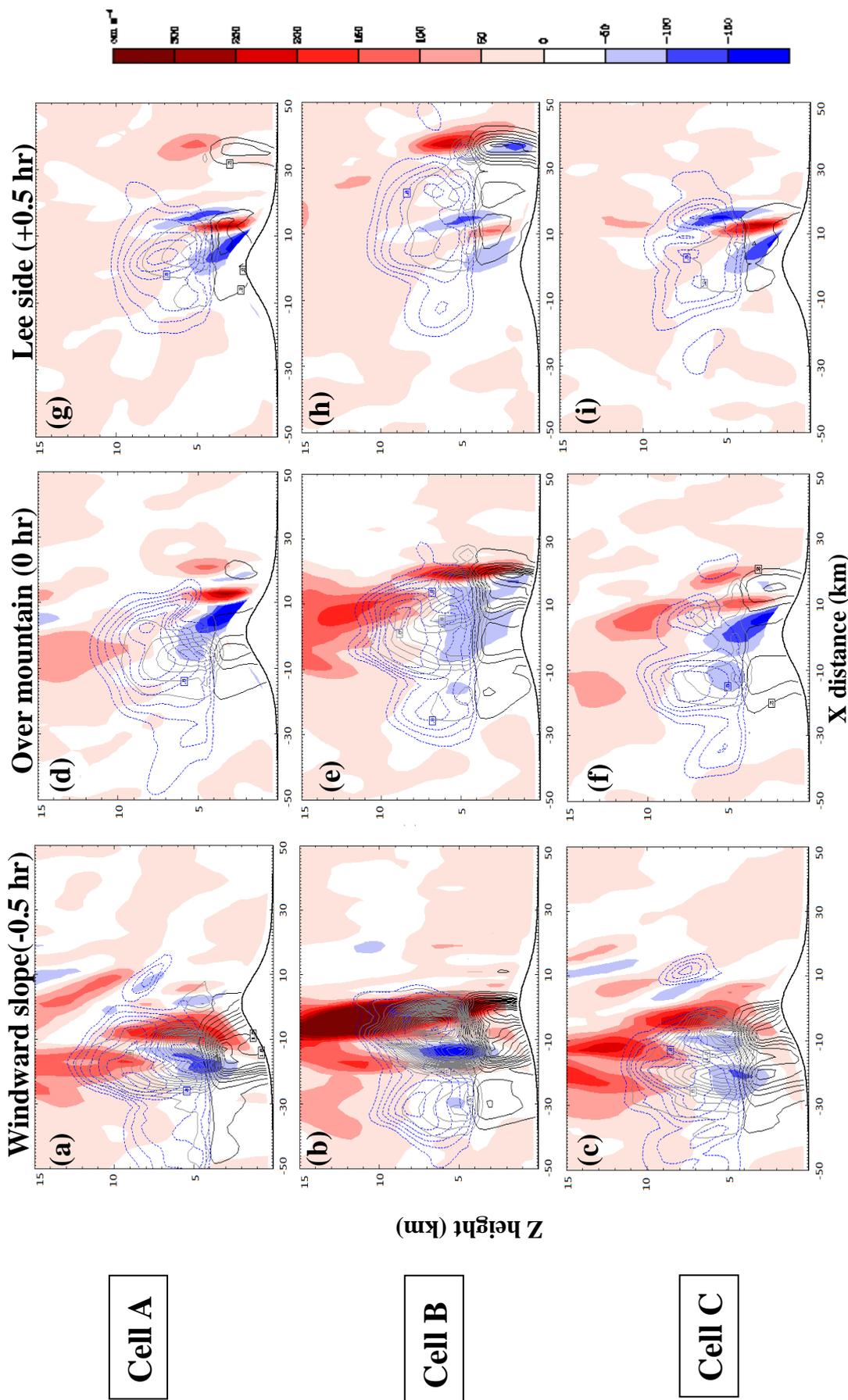


圖 22.: 分別做對流胞 A(圖 a~圖 c)、對流胞 B(圖 d~圖 f)及對流胞 C(圖 g~圖 i)，沿東西方向上的垂直剖面圖，顏色的部分代表垂直運動，紅色為上升運動、藍色為下沉運動，單位為 cm/s。黑色實線為雨滴混合比，灰色實線為軟電混合比，藍色虛線則為雪花混合比，單位為 g/kg，間距皆為 0.2g/kg。

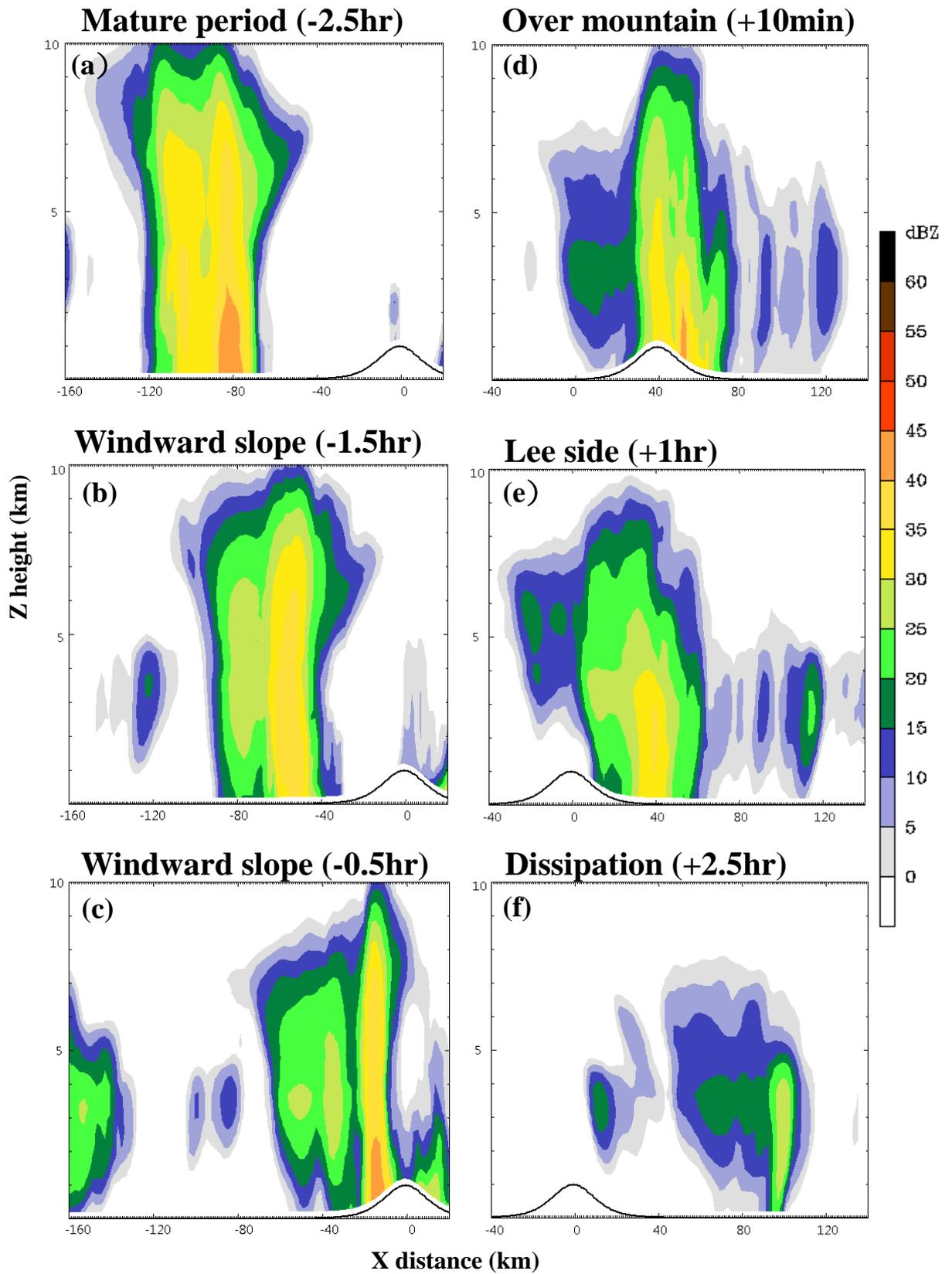


圖 23.：同圖 7.，但為颱風系統以東西走向通過"1 公里"高度橢圓對稱山脈地形，隨時間發展的雷達回波其垂直平均剖面圖(y = -30~30km)。

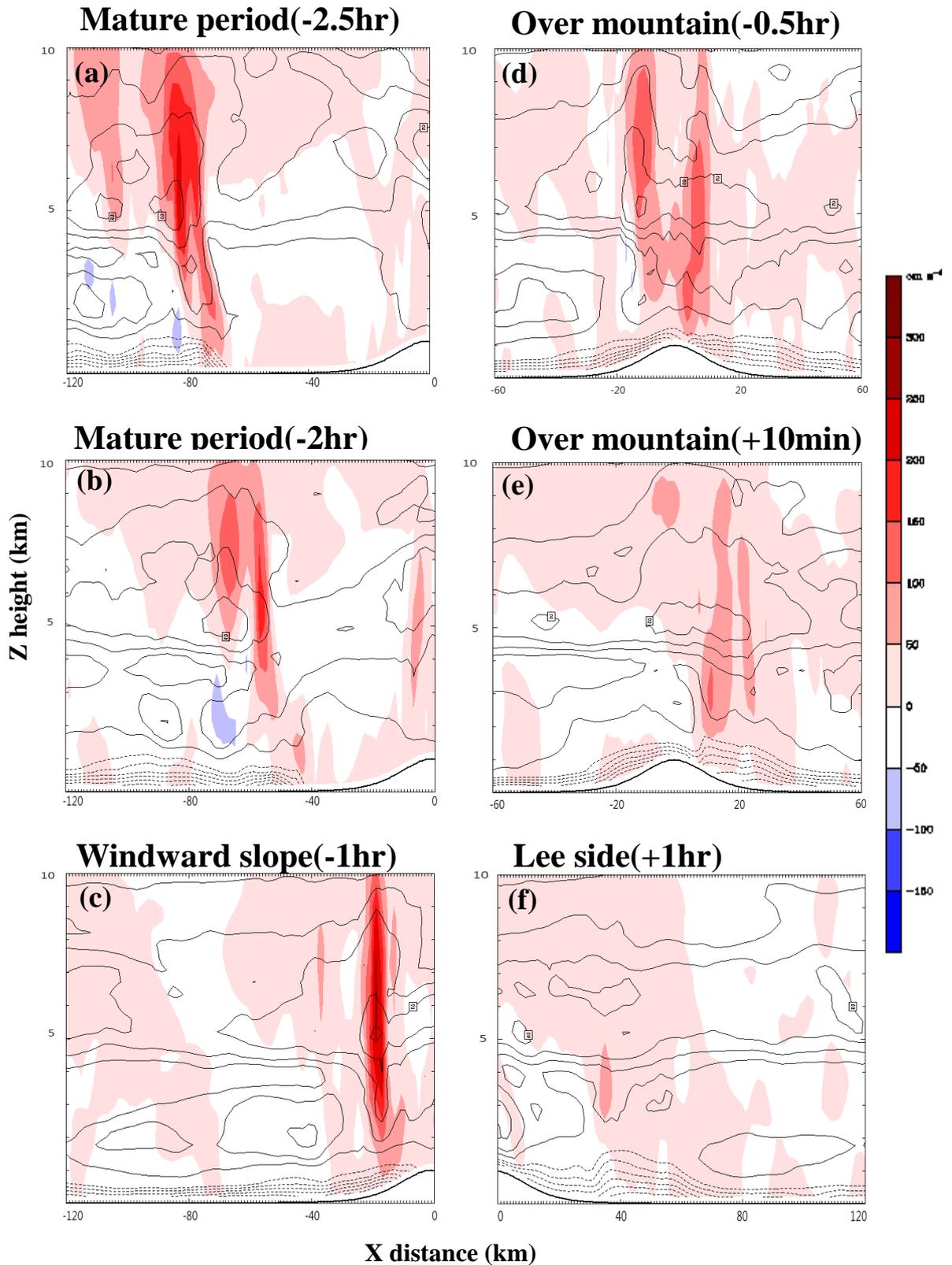


圖 24.: 同圖 8., 但為颶線系統以東西走向通過"1 公里"高度橢圓對稱山脈地形, 隨時間發展的垂直速度場及位溫擾動場的垂直平均剖面圖 ($y = -30 \sim 30 km$)。

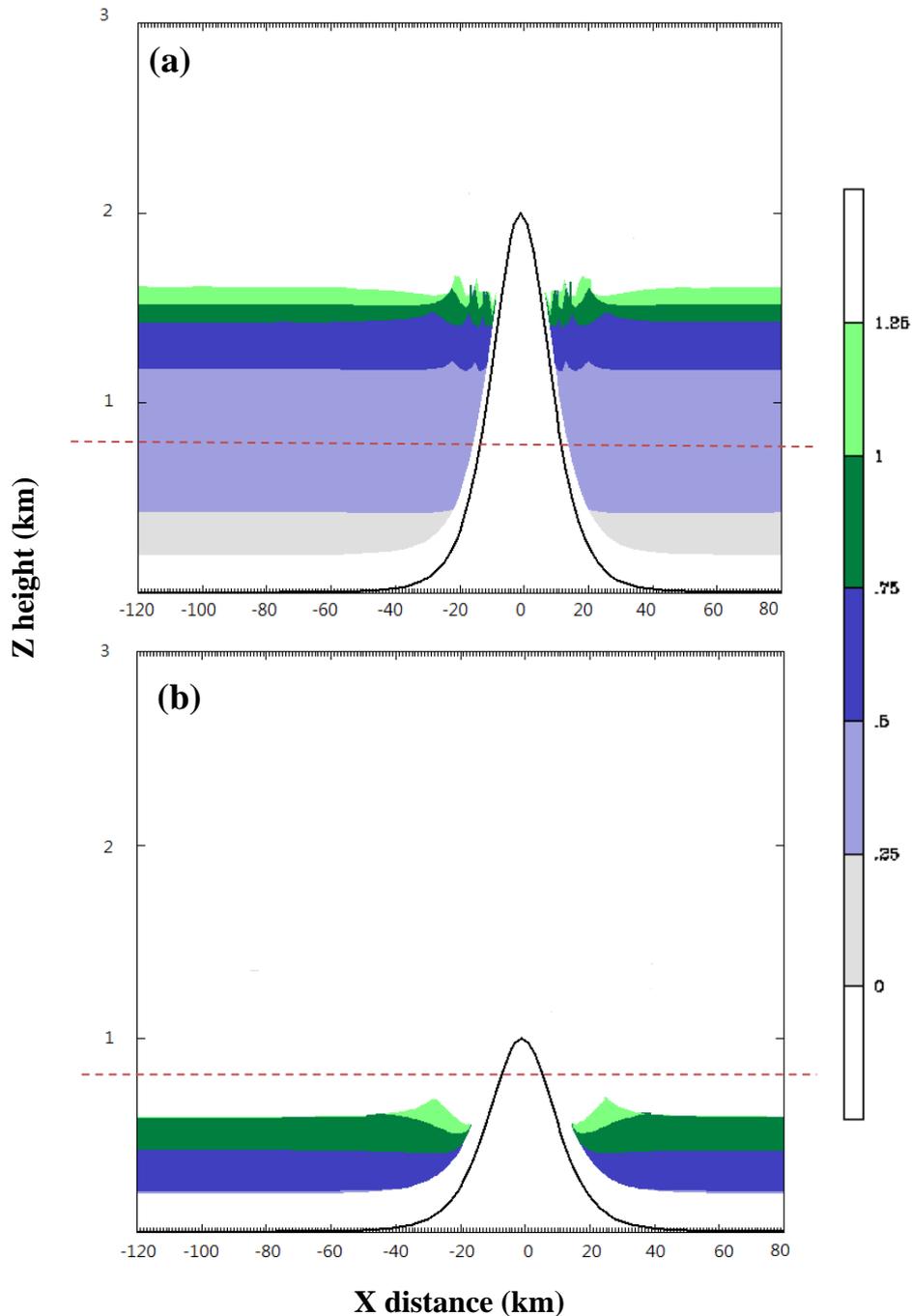
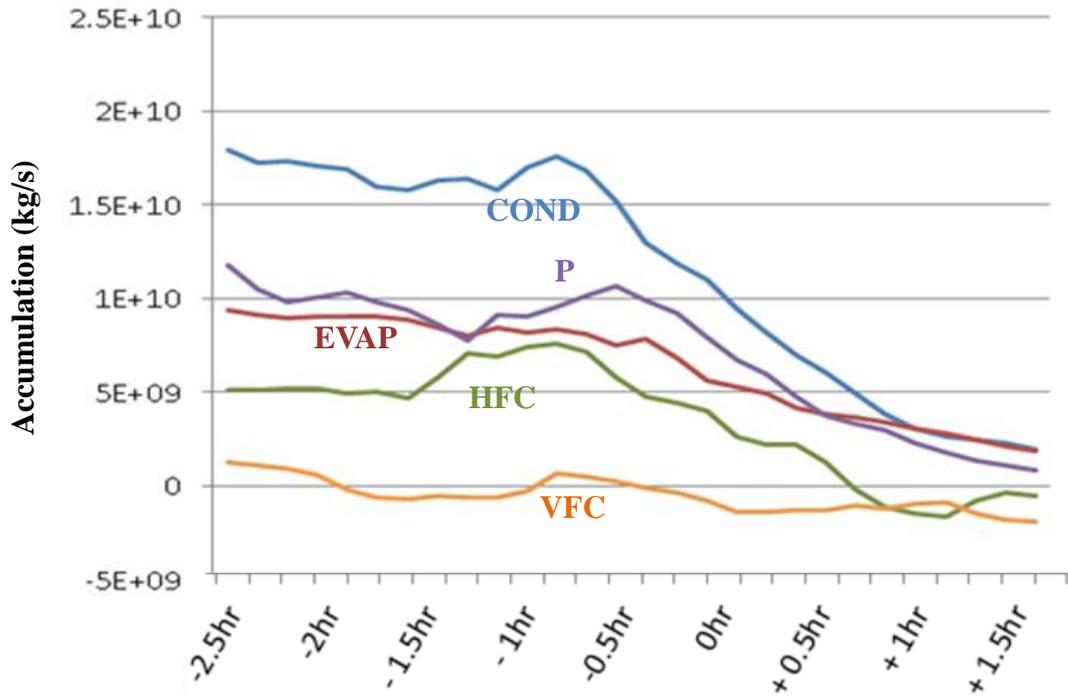


圖 25. : 為-2hr 時 Froude number(Fr)的計算結果，以顏色來區分其數值，由於接近山頂位置會出現數值方法所產生之誤差，因此僅列出 Fr 小於 1.25 以下的數值， $Fr > 1$ 表示氣流越山； $Fr < 1$ 則表示氣流繞山。圖(a)為 2 公里高度地形控制實驗的計算結果，圖(b)為 1 公里高度地形敏感度實驗的結果。紅色虛線標示當時山前低層環境的冷池高度。

(a)



(b)

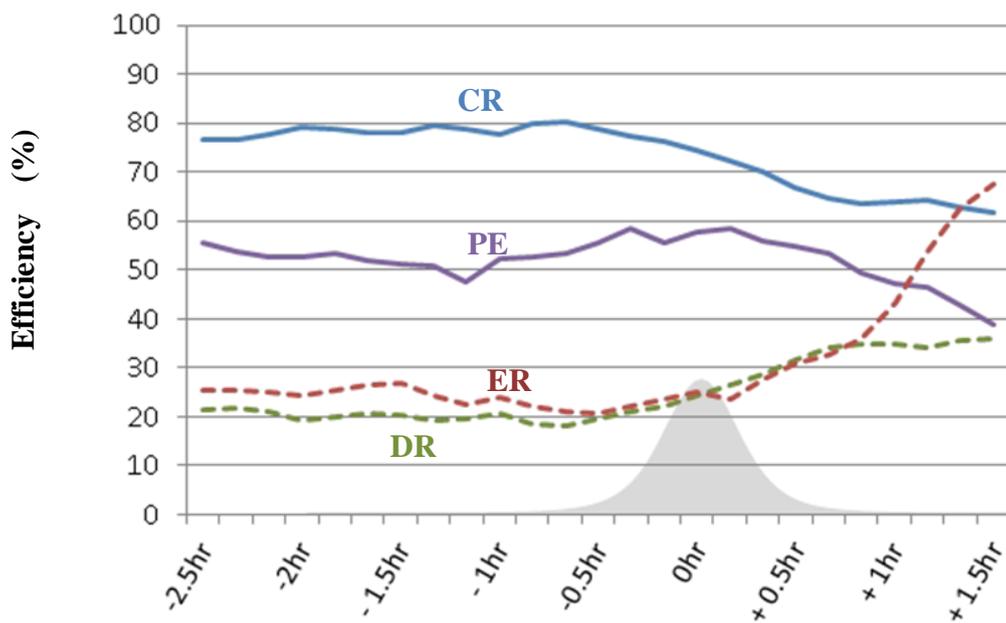


圖 26. : 圖(a) :同圖 15a. , 但為在 1 公里高度地形實驗中, 各水氣收支及水凝結物收支項, 於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里而寬 80 公里)的體積分(總量)隨時間之變化曲線。圖(b) :同圖 16, 但為 1 公里高度地形實驗中, 於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內的各雲微物理比率隨時間之變化曲線。

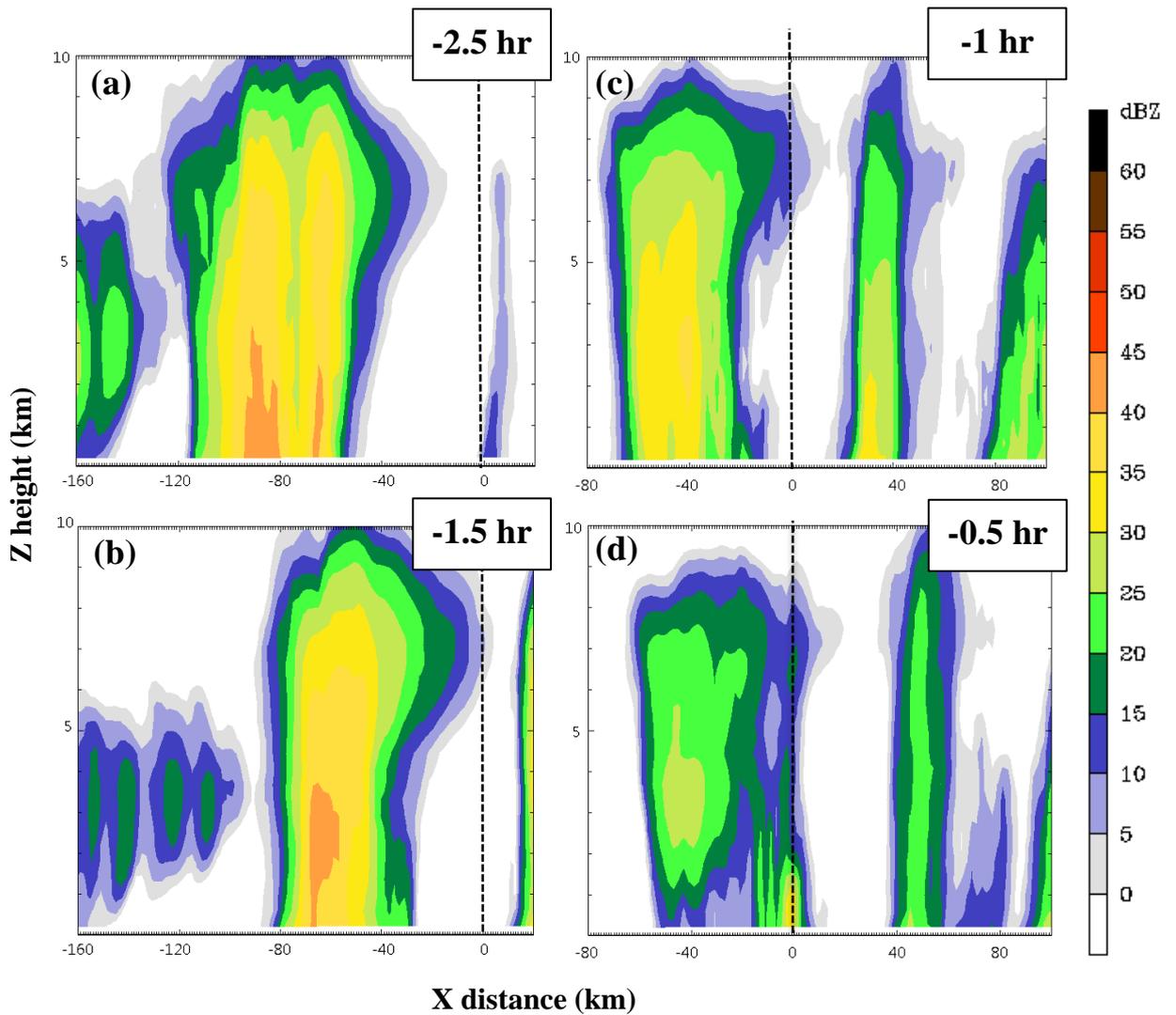


圖 27.: 同圖 7., 但為在沒有山脈地形的實驗中颶線系統向東移動時, 隨時間發展的雷達回波(dBZ)其垂直平均剖面圖($y = -30 \sim 30 \text{ km}$)。圖中虛線表示為原先山脈地形之最高高度所在之位置。

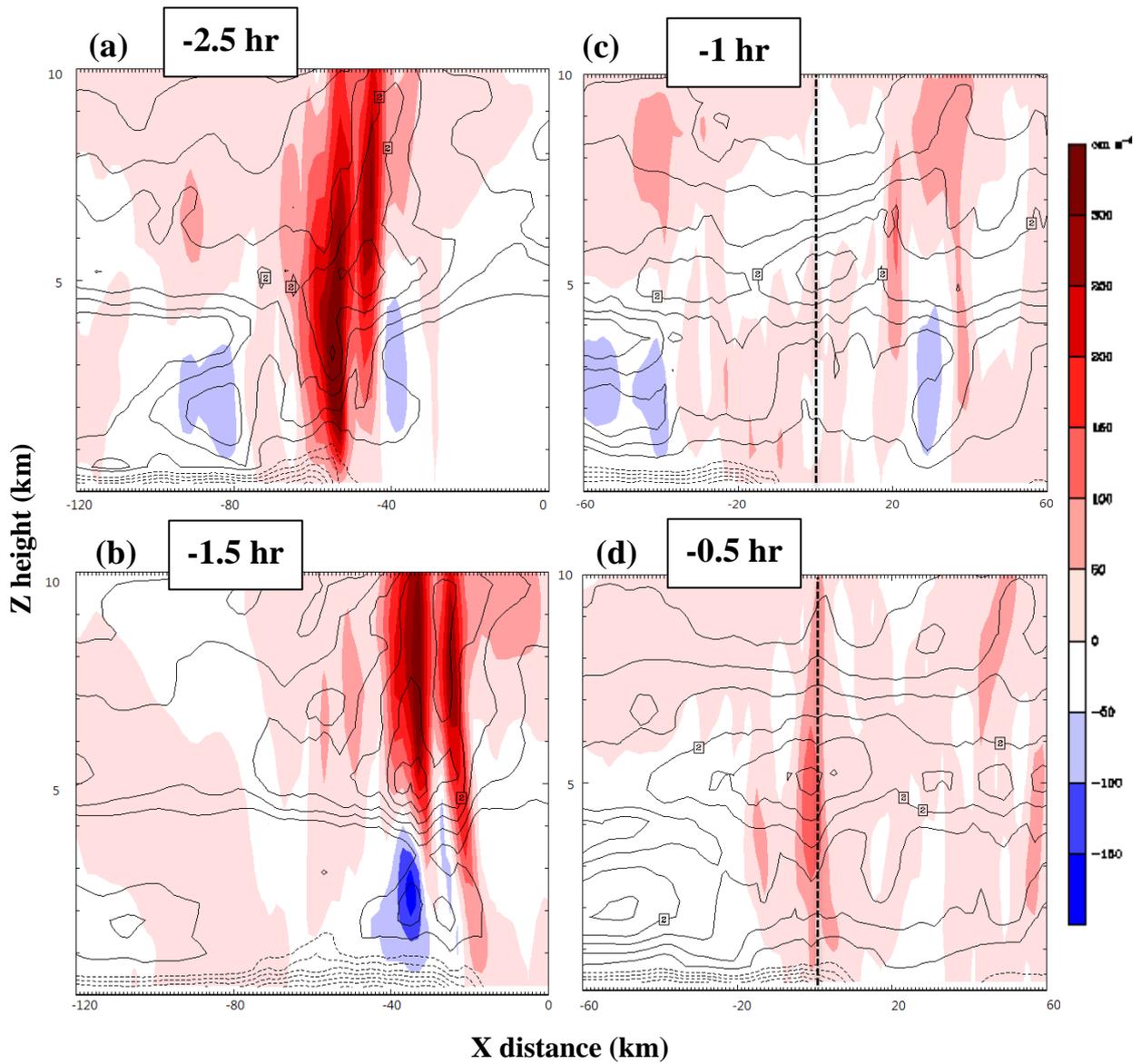


圖 28.: 同圖 8.但為在沒有山脈地形的實驗中飈線系統向東移動時，隨時間發展的垂直速度場及位溫擾動場的垂直平均剖面圖($y=-30\sim 30\text{km}$)。圖中虛線表示為原先山脈地形之最高高度所在之位置。

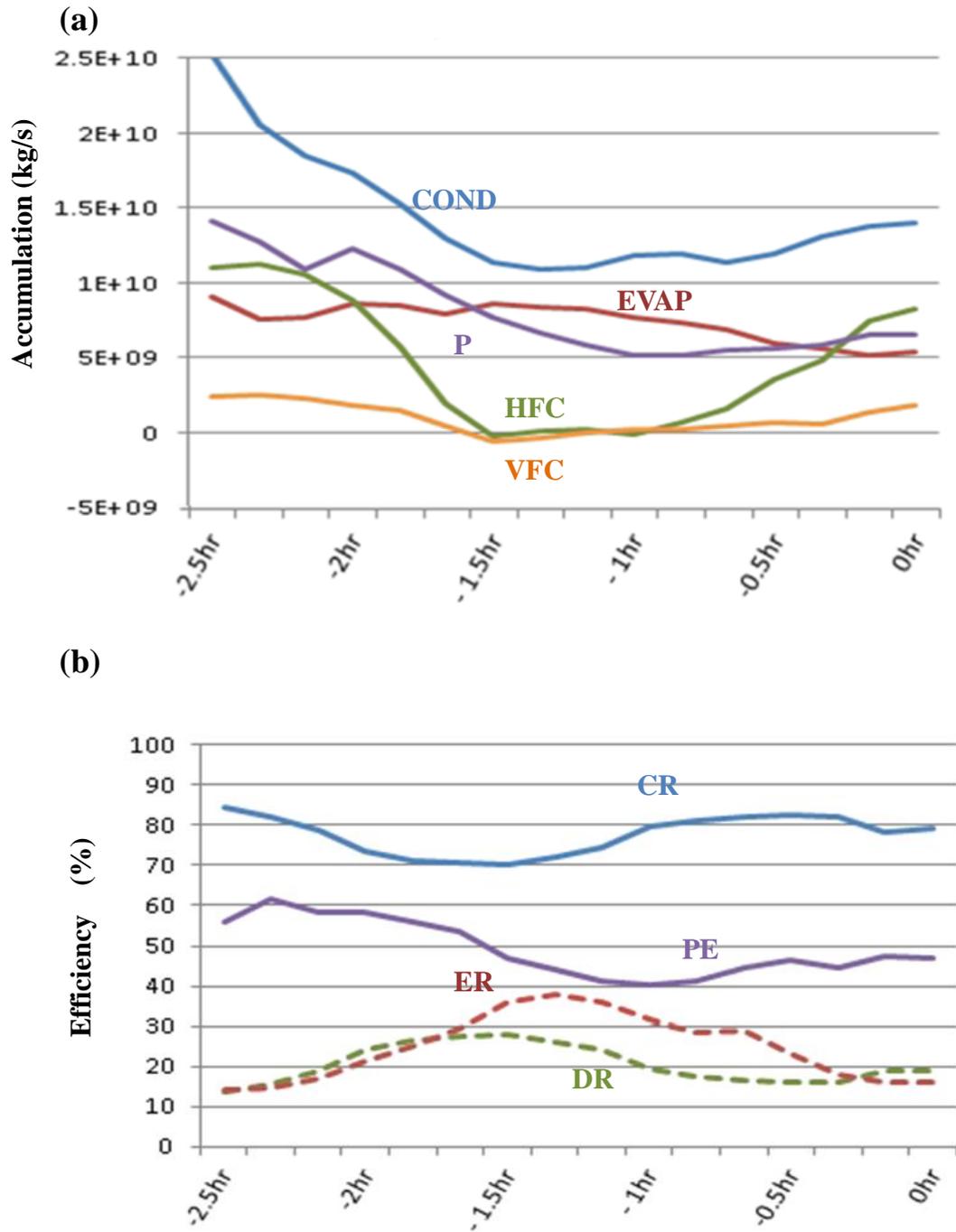


圖 29.: 圖(a)同圖 15a, 但為沒有山脈地形的實驗中, 各水氣及水凝結物收支項, 於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內(長 100 公里而寬 80 公里)的體積分(總量)隨時間之變化曲線。圖(b)同圖 16, 但為沒有山脈地形的實驗中, 於"颶線型 MCS 系統"計算範圍內的各雲微物理比率隨時間之變化曲線。