

中國文化大學理學院地學研究所大氣科學組
碩士論文

Master's Thesis
Graduate School of Earth Science (Atmospheric Sciences Section)
College of Science
Chinese Culture University

海棠颱風(2005)外圍雨帶之雙都卜勒分析

Dual-Doppler analysis of outer rainbands associated with
Typhoon Haitang (2005)

指導教授：游政谷
Advisor : Cheng-Ku Yu

研 究 生：陳文軒
Graduate Student : Wen-Hsuan Chen

中華民國 104 年 6 月
June 2015

中國文化大學

碩士學位論文

海棠颱風(2005)外圍雨帶之雙都卜勒分析

研究生：陳文軒

經考試合格特此證明

口試委員：

吳俊傑

楊明仁

游政豪

指導教授：

游政豪

所

長：

游政豪

口試日期：中華民國 104 年 6 月 17 日

摘要

本研究利用中央氣象局的五分山 (WFS) 與花蓮 (RCHL) 雷達資料和日本氣象廳與那國島的地面觀測資料來分析海棠颱風 (2005) 外圍雨帶 (R1、R2、R3)，透過雙都卜勒雷達風場反演來檢視雨帶內的降水結構與三維運動場之特性，並與先前研究的外圍雨帶及颱風線的結構特徵作比較。

由雙都卜勒分析顯示 R1、R2、R3 的結構特徵皆具有其獨特性。三個雨帶的降水回波結構，除了層狀降水區分佈位置不同之外，其對流降水區皆位於雨帶前緣，而氣流結構與先前研究的颱風外圍雨帶及颱風線之結構特徵有著明顯差異。R1 雨帶內，底層(0.5 km)至高層(10 km)皆為 FTR(front - to - rear flow)，R2 及 R3 的對流前緣均為 FTR，對流降水區的後方底層至中層為 RTF(rear - to - front flow)，不過 R2 對流降水區後方的 RTF 以中層較為顯著，與先前研究的外圍雨帶及颱風線結構類似。

在 R1 與 R2 合併的過程中，有觀測到類似 arc - shaped radar echoes (ASREs) 的結構，並且在 R2 的南端 (北端) 形成了一個氣旋式 (反氣旋式) 環流。然而，RTF 的強度變化與渦旋的發展並無顯著相關性。分析顯示，當時的環境風切所造成的水平渦度之傾斜效應無法解釋此兩個渦旋的形成原因，而雨帶內部冷池有可能是水平渦度的主要來源。透過與那國島測站的資料顯示，當這三個外圍雨帶通過測站時，擾動氣壓的變化呈現先下降後上升再下降的趨勢 ($-0.8 \text{ mb} \sim 0.5 \text{ mb}$)，並且有觀測到顯著的溫度下降 ($1.5^{\circ}\text{C} \sim 3.5^{\circ}\text{C}$)。溫度的驟降代表冷池的存在，而外圍雨帶的維持及發展除了透過波動動力外，冷池的動力過程有機會扮演著相當重要的角色。

致謝

在這四年的研究所生涯中，首先我要感謝游政谷老師，這段時間老師不厭其煩的教導我，賦予我處理事情正確的態度及永不放棄的精神，並提供相當多的資源及資訊使我在研究的路上沒有後顧之憂。並感謝吳俊傑老師及楊明仁老師抽空擔任我的口試委員，經過兩位老師對本論文的審閱及建議，相信能夠使本研究論文更加完整及充實，再次感激各位老師的教誨。

感謝團隊內的每一位學長姐及學弟妹，在我研究遇到瓶頸時，願意給予我一些想法及指導，以及遇到困難時無私的伸出援手幫助我，讓我能夠心無旁騖的做我該做的事情。以及感謝文化大學裡曾經教導過我的各位老師，與曾經幫助過我的助教和同班同學。

接著我要感謝我的爸爸、媽媽、姊姊的細心栽培，謝謝你們在我長達 20 年的學習之路裡默默的付出，為我提供一個良好的成長及學習環境，並且在我失志的時候為我加油打氣，我總算不負眾望取得學位，你們給我的鼓勵是我完成這篇論文最大的動力及目標。

從大學時期一路走來的好夥伴們，很感謝一起歡笑、闖禍、努力的那段日子，也十分感激你們給我的鼓勵與支持，讓我擁有充實的大學及研究所生活。還有一直陪伴在我身邊的余浩昀，感謝你這些年來不離不棄的陪伴著我，時常給我正面的想法，還要忍受我的壞脾氣，接下來的日子也很長遠，也希望你能夠繼續的陪我走下去。

最後要感謝所有曾經幫助過我的人，本研究能夠完成都是靠各位貴人的幫助及支持，我在此感謝大家並獻上我的研究成果給各位，謝謝大家。

陳文軒 謹致

中華民國 104 年 7 月 7 日

目錄

摘要.....	I
致謝.....	II
目錄.....	III
圖表說.....	V
第一章 前言	1
(一) 文獻回顧.....	1
(二) 研究動機與目的.....	4
第二章 資料與研究方法.....	6
(一) 資料.....	6
1. 資料來源.....	6
2. 都卜勒雷達資料的特性及處理.....	6
3. 地面測站資料的特性及處理.....	8
(二) 都卜勒雷達風場合成及反演.....	9
第三章 個案描述.....	11
(一) 雨帶定義與演化.....	11
(二) 雨帶移動特徵.....	14
第四章 三維降水及風場結構分析.....	15
(一) R1、R2 之結構變化.....	15
1. R1 與 R2 合併前的降雨及氣流結構.....	16
2. R1 與 R2 合併時的降雨及氣流結.....	16
3. R1 與 R2 合併後的降雨及氣流結構.....	17
(二) R3 之結構變化.....	18
(三) 氣旋式環流與反氣旋式環流的結構特徵.....	18

第五章 雨帶的地面氣象參數特徵.....	21
(一) R1	22
(二) R2	22
(三) R3	23
第六章 結論與未來工作.....	25
(一) 結論	25
(二) 未來工作	26
參考文獻.....	27
表.....	29
圖.....	33



圖表說

表 1 表 1 五分山與花蓮雷達規格表。

表 2 為雙都卜勒風場合成的基準時間與五分山、花蓮雷達資料的時間表。

表 3 外圍雨帶的移動速度估計值。R1 及 R2 東西方向的平均移動速度為 -17.90 m s^{-1} ，南北方向為 -13.88 m s^{-1} ，雨帶平均走向為 170.5° ，R3 東西方向的平均移動速度為 -16.88 m s^{-1} ，南北方向為 -9.78 m s^{-1} ，雨帶平均走向為 152° 。

圖 1.1 Houze(2010)依據 Willoughby et al.(1988)定義的颱風雨帶種類示意圖。

圖 1.2 Gray (1979)和 Frank (1977)的研究指出距離颱風中心越遠所受到颱風動力機制所影響的程度越小。(a) r 為距離颱風中心的距離， p 為氣壓(高度)， u 為徑向風，(b)為切向風。

圖 1.3 (a) 外圍雨帶通過地面測站時的地面觀測參數(T' ，擾動氣溫； Td' ，擾動露點； RH' ，擾動相對溼度； θ_e ，擾動相當位溫； P' ，擾動氣壓； Vc' ，擾動垂直雨帶氣流； Va' ，擾動平行雨帶氣流； Ws' ，擾動風速； Wd' ，擾動風向； RR ，降雨率)的變化特徵。(b)同(a)但為內圍雨帶。

圖 1.4 與圖 1.3 同，但為內圍雨帶。

圖 1.5 (a)為雷達觀測到颱風的胞狀對流、層狀降水之結構特徵示意圖(Houze 2010)。(b)為颱風雨帶垂直的雷達回波剖面示意圖。

圖 1.6 (a)為 Yu and Tsai(2013)分析 2005 年龍王颱風外圍雨帶的垂直結構示意圖，箭頭代表雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降水結構。(b)為 principal band 的垂直降水與氣流

結構示意圖(參考 Barnes et al. 1983 與 Hence and Houze 2008 繪製而成)。

圖 1.7 (a)為 principal band 的垂直降水與氣流結構示意圖(參考 Barnes et al. 1983 與 Hence and Houze 2008 繪製而成)。(b)為 Yu and Tsai (2013)所分析的外圍雨帶垂直結構示意圖。(c)為 Tang et al. (2014)分析 2008 年哈格比颱風主要雨帶的垂直結構示意圖，箭頭代表雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降水結構。

圖 2.1 本研究所使用的資料分佈及地形結構圖。色階為地形高度(m)，三角形符號代表都卜勒雷達站位置，五分山(WFS)、花蓮(RCHL)。星符號代表地面測站，日本氣象廳的與那國島測站(Yonaguni)及石垣島測站(Ishigakijima)，中央氣象局的板橋(BC)及花蓮(HUA)測站，方框為雙都卜勒風場反演的範圍，大小為 140 x 160 公里。

圖 2.2 此圖為五分山與花蓮雷達交角範圍。色階為地形高度(m)，紅色三角形符號代表都卜勒雷達站位置，分別為五分山(WFS)及花蓮(RCHL)，紅色方框為雙都卜勒風場反演的範圍，黑色實線為兩個雷達的交角角度。

圖 3.1 為中央氣象局所繪製 2005 年海棠颱風的颱風路徑圖。

圖 3.2 3.2 R1 與 R2 與 R3(分別由箭頭所指)的雷達回波演變圖(五分山雷達， 0.4° 仰角 PPI)，box 表示雙都合成範圍。

圖 3.3 同 3.2，但將範圍縮小。

圖 4.1 R1、R2 與 R3 兩公里高度之雙都卜勒合成的風場及降水回波隨時間變化圖。(色階為降水回波值，箭頭為風向大小，時間位於左上，演化順序由左至右，由上至下)。

圖 4.2 (a)為 07162305 UTC R1、R2 合併前兩公里高度之雙都卜勒合成風場及降水回波圖，為相對於雨帶之水平氣流與回波結構，(b) A-A' (c) B-B' (d) C-C' (e) D-D' (f) E-E' 為雨帶垂直氣流及回波結構。色階為降雨回波值，黑色箭頭代表氣流結構(水平 20 m s^{-1} ，垂直 10 m s^{-1})，黑色實線代表剖面位置。

圖 4.3 4.3 (a)(b)(c)(d)(e)同 4.2，但此圖為 07162328 UTC 兩個雨帶合併時。

圖 4.4 (a)(b) 同 4.2，但此圖為 07162340 UTC。

圖 4.5 (a)(b)(c) 同 4.2，但此圖為 07170010 UTC 兩個雨帶合併後，此時 R1 位於左下方。

圖 4.6 (a)(b) 同 4.2，但此圖為 R3 07170144 UTC。

圖 4.7 (a)(b)(c) 同 4.2，但此圖為 R3 07170208 UTC。

圖 4.8 (a) R1 及 R2 在 3.5 公里高度的水平剖面回波及風場隨時間 (07162323 UTC – 07170040 UTC) 變化示意圖，正方形範圍 (30 x 30 公里) 代表 V_c 選取的位置，第一個時間為主觀選取，第二個時間開始的平均範圍位置皆根據各個時間雨帶的移動速度所定義的。(b) V_c 隨時間演化示意圖。

圖 4.9 由 07162317 UTC 至 07170058 UTC 利用雙都卜勒風場資料計算區域平均，(a) 表示 V_c 隨時間及高度的變化 (b) 為 0.25 km ~ 10 km 個高度範圍內資料的百分比。

圖 4.10 氣旋式環流隨時間演化的示意圖，色階為渦度值，黑色中空圓形為渦度選取範圍(以環流中心向外距離 12.5 公里內的網格資料)，此渦度值已乘上 10^3 。

圖 4.11 由 07162334 UTC 至 07170016 UTC 計算渦度區域平均，同 4.9 但為氣旋式環流隨高度及時間的變化。

圖 4.12 同 4.10 但為反氣旋式環流之時間演化示意圖。

圖 4.13 由 07162358 UTC 至 07170046 UTC 計算渦度區域平均，同 4.9 但為反氣旋式環流隨高度及時間的變化。

圖 4.14 (a)透過雙都卜勒風場資料計算環境的垂直風切，U 表示垂直雨帶走向的氣流，V 表示平行雨帶走向的氣流。(b)探空及雙都資料所計算出環境垂直風切的示意圖。(c)雨帶走向及垂直速度隨 Y 方向變化的示意圖，綠色箭頭(氣旋)，紅色箭頭(反氣旋)。

圖 5.1 7 月 16 日 1200 UTC 板橋花蓮及石垣島的斜溫圖，右側風標為水平風隨高度變化(half-bar = 2.5 m s^{-1} ，full bar = 5 m s^{-1}) (a)中央氣象局-板橋站，(b)花蓮站，(c)日本氣象廳-石垣島。

圖 5.2 R1 與 R2 通過與那國島測站時的地面觀測參數(T, 氣溫 ; Td, 露點溫度 ; RH, 相對溼度 ; EPT, 相當位溫 ; P', 擾動氣壓 ; Vc, 垂直雨帶氣流 ; Va, 平行雨帶氣流 ; Ground relative, 相對於地表的風 ; Band relative, 相對於雨帶的風 ; Ref 為回波值(使用五分山雷達資料); RR, 降雨率的變化特徵，(左為 R1 右為 R2)。

圖 5.3 同 5.1，為 R3 通過測站時的地面觀測參數序列圖。

圖 6.1 雨帶 2 公里高隨時間演化的水平剖面結構示意圖，陰影為雨帶的回波，箭頭為氣流結構，斜線為剖面位置，正方形方框為雙都合成區域。

圖 6.2 雨帶垂直剖面結構示意圖，陰影為雨帶的垂直回波，箭頭為氣流結構。

第一章 前言

(一) 文獻回顧

早期的雷達觀測研究顯示熱帶氣旋內的降水分佈相當不均勻，在颱風的環流中某些區域呈現具有組織、帶狀的降水特徵，此帶狀降水結構範圍即為颱風雨帶(Wexler 1947；Ligda 1955；Senn and Hiser 1959)，通常包含較大的降雨量及較強風速(Anthes 1982；Ryan et al. 1992；Samsury and Zipser 1995)。

在 1980 年開始廣泛利用機載雷達來觀測颱風雨帶，進而對於颱風雨帶的結構開始有了一些初步的認識，在這些研究中發現到颱風雨帶具有明顯的內流減速及相當位溫降低等特性。此外，這些研究提出邊界層變異(內流減速、相當位溫降低、風速增強)對於對流活動有相當程度的影響，並且潛在影響颱風強度的演化(Willoughby et al. 1982；Shapiro and Willoughby 1982；Willoughby 1990；May and Holland 1999；Houze et al. 2006；Wang 2009)。

Willoughby et al. (1984) 利用機載雷達發現颱風雨帶呈現螺旋狀的型態，並將其分為三種類別(圖 1.1): 1.principal band (主要雨帶)，2.secondary band (次雨帶)，3.connecting band (連結雨帶)。principal band 通常具有較強的對流活動及較大面積的層狀降水，雨帶的走向平行於切向風，通常分佈於颱風行徑方向的東側。secondary band 的對流活動則相對較弱並位於眼牆與 principal band 之間。connecting band 則具有更弱的對流與層狀降水，其走向橫越切向風和眼牆並且與 principal band 連結。近期的觀測研究顯示當雨帶距離颱風中心的距離大於受到颱風氣旋環流所影響的範圍時，稱做為遠距雨帶(distant rainbands)。由於雨帶距離颱風中心較遠，其對流會與大尺度的低層風合流並流向颱風的渦旋中，有時會觀測到類似飆線(squall line)的結構特徵(Houze 2010)。

Wang (2009)利用三倍RMW (Radius of Maximum Wind) 的徑向距離也可將颱風雨帶分為兩種類型，大於三倍RMW的颱風雨帶稱為外圍雨帶(outer rainbands)，反之則稱為內圍雨帶(inner rainbands)。Yu and Chen (2011)分析37個颱風中的263個雨帶，其中有157個外圍雨帶，53個內圍雨帶，大部分內圍雨帶分佈在距離颱風中心約150公里範圍內。

Frank (1977)分析長達十年的西北太平洋探空資料，研究結果指出相對於颱風中心的徑向氣流在底層(約800 mb以下)皆為內流(氣流由颱風外圍進入颱風中心，反之則為外流)，並且隨著離颱風中心的徑向距離變小而逐漸增強，其強度大約可由 0.5 m s^{-1} 增強到 8 m s^{-1} 。外流最強的位置大約是在距中心距離約500公里內的高層(約200 mb)，其強度可達 4 m s^{-1} (Gray 1979)。颱風的切向氣流大都為氣旋式環流，最強的切向風出現在接近颱風中心的底層，其強度可達 24 m s^{-1} 。在100 mb的高空中則有反氣旋式的氣流存在，最大可達 12 m s^{-1} ，其研究顯示距離颱風中心越遠所受到颱風動力機制影響的程度越小(圖1.2)。

過去對於颱風雨帶的研究大多是利用機載雷達資料分析(Barnes et al. 1983；Willoughby et al. 1984；Barnes and Stossmeister 1986；Powell 1990 a,b)，雨帶的範圍降水、氣流和熱力特性使我們對於雨帶的特性有更進一步的了解，但由於飛機飛行高度的限制，大部分的資料限制於海平面上150~500公尺以上，如此可知雨帶的地面氣象參數特徵更為重要。先前研究指出當颱風雨帶通過地面測站時，通常可觀測到地面的氣象參數會產生一些擾動，如氣壓會降低、風向轉變、風速增加、氣溫下降與強降水等現象(Wexler 1947；Ligda 1955；Ushijima 1958；Hamuro et al. 1969 與 Skwira et al. 2005)。近期，Yu and Tsai (2010)使用高時間解析度的地面觀測資料，都卜勒雷達及微波降雨雷達資料分析2005年的龍王颱風雨帶，研究結果顯示雨帶位置隨時間有遠離颱風中心的情形，地面氣壓有類似重力波的特性，提供了相當程度的

觀測證據支持波動動力及濕對流交互作用的重要性。Yu and Chen (2011) 分析雨帶地面的特徵變化,研究顯示外圍雨帶較內圍雨帶更有潛力去影響近地面的熱力場變化(圖 1.3, 1.4)。顯示外圍雨帶的發展及傳播除了受到波動動力所影響之外,還可能受到其他機制主導其發展演化。

Houze (2010, 2013)的分析指出,從水平雷達回波可發現 principal band 的外側(雨帶外邊界)為層狀降水區,有胞狀對流存在於接近內邊界的區域,胞狀對流隨高度增加向雨帶外邊界傾斜,並於雨帶外側約 5 公里高度有觀測到亮帶存在。1 公里以下相對於雨帶的氣流皆為內流,此氣流由外邊界進入雨帶內部,並在對流降水區域被抬舉,約在 3 公里高度轉變成外流,此結構稱作為 overturning updraft。另一支氣流約由 3 公里高度的地方由外側進入雨帶,並流向對流降水區底部,此氣流將中低層的乾冷空氣帶進地面(圖 1.5)。

Yu and Tsai (2013)及 Tang et al. (2014)分析龍王颱風(2005)的外圍雨帶與哈格比颱風(2008)的主要雨帶,其結構特徵顯示外圍雨帶的降水回波及運動場結構與內圍雨帶有所不同,其對流降水區位於雨帶的外邊界,層狀降水位於行進方向後方,約在 5 公里高度的地方有亮帶形成。氣流結構於外邊界底層為 FTR (front - to - rear flow),被後方低層至中層的 RTF (rear - to - front flow) 抬舉,強度為低層較為顯著(圖 1.6、1.7)。

螺旋雨帶通常出現在接近眼牆附近的強輻合區,颱風中向外傳遞的重力波可能為雨帶生成的解釋之一(Senn and Hiser 1959; Willoughby 1977),不過目前對於雨帶生成的機制仍沒有定見。過去我們對於颱風雨帶的研究多為主要雨帶(principal rainband)或是眼牆(eyewall),但對於距離颱風中心較遠的外圍雨帶之形成機制及結構特徵的了解仍相當有限。

根據過去研究顯示(Houze 1989)，颱風的降水回波結構主要分為系統前方的對流降水區和系統後方的層狀降水區，內部的氣流結構為對流前緣低層進入系統的 FTR 和由後方中高層向對流降水區底部流入的 RTF 組成。FTR 由系統前方的低層流入，並提供暖濕的空氣進入對流降水區，而 RTF 由系統後方中高層流入，將較乾冷的空氣帶到系統的前緣低層，加強對流降水區低層的蒸發冷卻，利於系統的維持發展。當空氣垂直速度無法負荷水滴重量，就在對流降水區形成降雨，而較輕的水滴繼續向上移動，由於環境溫度過低導致水滴凝固形成冰晶，降水系統持續的在移動，冰晶被帶到系統後方逐漸向下掉落並形成亮帶，形成廣大的層狀降水區域。

(二) 研究動機與目的

颱風主要的結構由內至外分別為颱風眼、眼牆及螺旋雨帶，颱風雨帶佔了整個颱風大部分的區域，早期對於颱風的研究大多在探討颱風的移動路徑與強度的變化和眼牆降雨及氣流結構，針對外圍颱風雨帶結構分析的研究相當稀少。過去對於颱風雨帶的研究多為探討颱風的主要雨帶或是眼牆的結構及物理機制，而我們對於距離颱風中心較遠的外圍雨帶之形成機制及結構特徵的了解仍相當有限。當雨帶通過時，會帶來大量的降水及強風，容易造成土石流、淹水、巨浪等災害，對於人類活動及安全產生了極大的威脅。若能增加對於颱風外圍雨帶的了解，相信對於颱風研究若有更進一步的發展空間，將能夠提高颱風降水預報的準確度，降低各種災害所造成的民生損失。因此，對於雨帶結構特徵若有更深入的了解，相信是一件相當重要的工作。

過去對於雨帶的形成普遍認為是透過波動來激發及傳播所導致的，由 Yu and Tsai (2010)的分析顯示，得知雨帶通過測站後伴隨的擾動氣壓具有波動的特性，但由於觀測資料在時間及空間解析度上不連續的限制，使我們無法證明所有的颱風雨帶都具有波動的性質。根據

Gray(1979)和 Frank(1977)的研究，當雨帶距離颱風中心越遠的時候，其所受到颱風的動力因素影響會越小。並且從不同個案的雷達回波中看到颱風雨帶與颱風中心距離增加其降水型態有著不同的差異，內圍雨帶(外圍雨帶)的強降水回波區域位於雨帶行進方向的後方(前方)。相較之下颱風外圍雨帶的回波結構特性似乎比較類似於颱風線，而與颱風內圍的主要雨帶(principal rainband)或是眼牆(eyewall)較不相同。

颱風雨帶對於颱風強度變化、移動路徑甚至是發展及維持皆可能扮演著相當重要的角色。透過先前的研究顯示，外圍雨帶較內圍雨帶更能顯著影響近地面的熱力場變化，並從許多地面觀測資料得知，外圍雨帶通過測站後具有顯著的溫度下降而內圍雨帶較不明顯，風切的變化兩者並無顯著差異。因此，我們認為距離颱風中心較遠的雨帶，其維持及傳播的機制除了透過波動傳導之外，或許是有其他的過程及原因在驅使這些外圍雨帶的發展。

在海棠颱風這個個案中形成了數個結構完整的颱風雨帶，但是組織度及降雨回波強度差異明顯，其中以最外圍雨帶的降水結構具有明顯的回波梯度變化，回波強度也比內圍的雨帶來的強，並且呈現類似於颱風線的線狀對流。因此，在海棠颱風中挑選出三個結構完整、好定義的外圍雨帶進行分析[分別稱作為雨帶一 (Rainband1, R1)、雨帶二 (Rainband 2, R2) 與雨帶三 (Rainband 3, R3)]，並且在雨帶發展期間皆通過雙都卜勒風場反演的區域，可提供較完整的降雨及風場資訊使我們有絕佳的機會來拓展我們對於外圍雨帶的認知。過去雖有少量的颱風外圍雨帶研究，但仍無法釐清所有外圍雨帶相關探討，加上台灣常有颱風侵襲，這種距離颱風中心較遠的強降雨系統時常被忽略也不容易預測，為此我們更應該進行這方面的研究，使我們能夠逐漸掌握此類型的降水系統。因此，本個案研究會進一步透過雙都卜勒風場合成和地面測站的氣象參數分析，與先前研究的颱風雨帶及颱風線的降水回波與氣流結構特徵作比較，以了解海棠颱風外圍雨帶發展之演化過程。

第二章 資料與研究方法

(一) 資料

本研究利用中央氣象局地面雷達資料以及日本氣象廳與那國島地面測站資料，來分析 2005 年海棠颱風的外圍雨帶，資料位置分別分佈於(圖 2.1)所示。

1. 資料來源

中央氣象局:五分山(WFS)與花蓮(RCHL)都卜勒氣象雷達資料，包含(WFS)每六分鐘與(RCHL)每十分鐘一筆體積掃描的雷達回波場及徑向風場資訊。板橋(BC)、花蓮(HUA)探空氣球觀測資料，可觀測垂直氣壓、氣溫、露點、風向、風速。

日本氣象廳:與那國島地面測站逐分資料，主要參數項目包含測站氣壓、氣溫、露點溫度、風向、風速與降雨率資訊，石垣島(Ishigakijima)探空氣球觀測資料。

2. 都卜勒雷達資料的特性及處理

(1) 五分山都卜勒氣象雷達

五分山雷達(Wu-Fen-Shan, WFS)為WSR-88D (Weather Surveillance Radar-1988 Doppler)的S-Band (10 cm 波長)的都卜勒氣象雷達，其位於 121.46°E ， 25.04°N 五分山頂部，雷達天線高度為766公尺(詳細規格特徵如表1)，不易受地形遮蔽而影響觀測。雷達的觀測資料包括降水回波強度、都卜勒徑向速度以及頻譜寬。雷達掃描觀測為順鐘向360 度圓錐面掃描，並非由固定方位開始掃描，而每次觀測所得不同仰角的圓錐面資料組成完整的體積掃描。此雷達掃描策略先以非都卜勒模式掃描0.4、1.4度，之後再開啟都卜勒模式分別掃描0.4、1.4、2.3、3.3、4.2、6.0、9.8、14.5 及19.5 度，掃描一層約

費時 26~34 秒，一次體積掃描約六分鐘，資料時間的紀錄使用世界標準時間(UTC)。雷達回波資料觀測範圍為 460 公里，徑向解析度為 1 公里，都卜勒徑向風以及頻譜寬資料範圍則為 230 公里，其徑向解析度為 0.25 公里。雷達回波強度之精確度介於 -0.5 dBZ 至 +0.5 dBZ 之間，儲存範圍為 -40 dBZ 至 72 dBZ 之間；徑向風場的儲存範圍為 -48 m s^{-1} 至 48 m s^{-1} 之(鄭2006)之間。

由中央氣象局取得 level II 的體積掃描資料，將 level II 資料格式轉換成 UF(universal format)資料格式。(1)首先將 level II 資料解壓縮之後，轉為兩組氣象局格式資料，分別為雷達回波以及都卜勒徑向速度資料，然後再將此兩組資料轉換成 UF 格式資料。(2)將 UF data 轉換為 sweep data 並使用美國國家大氣研究中心(NCAR, National Center for Atmospheric Research)所研發的 SOLO 軟體處理雷達回波場及風場資料。雷達回波場的處理主要是刪除海面雜波及地形雜波，即刪除 0.4 度仰角掃描中，因海面所造成的雷達回波，以及剔除因地形所造成的恆定回波(permanent echoes)。徑向風場方面，本研究個案中刪除雷達回波場值小於 0 dBZ 的資料點以及所對應的徑向風場資料。另外亦針對發生風速折錯的區域進行反折錯處理，最後再將處理完畢後的都卜勒雷達資料轉換回 UF 格式。

(2) 花蓮都卜勒氣象雷達

花蓮雷達(Hual-Lien, RCHL)為德國 Gematronik 公司生產的 METEOR 1000S 的 S-Band (10 cm 波長)的都卜勒氣象雷達，位於 121.37°E , 23.59°N ，雷達天線高度為 63 公尺(詳細規格特徵如表 1)。因花蓮雷達的西側有中央山脈阻擋，故掃描策略會隨高度做修正，使天線旋轉的方位角避開中央山脈所造成的地形雜波。花蓮雷達的觀測方式為順鐘向 360 度圓錐面掃描，先以非都卜勒模式掃描 0.4、1.4 度，之後再開啟都卜勒模式分別掃描第一至第九個仰角，一次體積掃

瞄的時間約為十分鐘。由中央氣象局取得 level II 的體積掃描資料，處理方式與五分山相同，且將資料內插至水平解析度 1 公里的網格點上以供分析。

3. 地面測站資料的特性及處理

(1) 地面觀測

本研究使用與那國島地面測站的逐分資料，觀測參數包括測站氣壓、氣溫、露點溫度、風向、風速、降雨率，資料的時間解析度為一分鐘。由於資料為日本氣象廳所取得，資料的記錄時間為當地時間，因此須將時間轉換為世界標準時(UTC)。

當颱風接近地面測站時，測站氣壓會受到颱風低壓的影響，而逐漸下降與上升，為了突顯出颱風雨帶通過測站時的氣壓變化，因此將氣壓觀測資料做了六十分鐘的滑動平均(因颱風雨帶通過測站的時間約為 30~60 分鐘)，再將逐分氣壓資料扣掉滑動平均值進而得到擾動氣壓的變化。若利用其他時間長度來進行滑動平均並計算擾動氣壓，則無法突顯出雨帶通過時的變化。經過一般雨帶移動速度和寬度的測試後發現 60 分鐘最能突顯雨帶的變化。

地面測站觀測所得相對於地面的風向風速可轉換成 U (東西方向) 與 V (南北方向) 方向的分量速度，將 U 與 V 扣掉颱風雨帶的移動速度後，再投影至垂直與平行颱風雨帶走向的座標上以取得相對於颱風雨帶的氣流。本研究將此垂直與平行於颱風雨帶的氣流速度分別定義為 V_c (cross-band flow) 與 V_a (along-band flow)。由於雨帶不是垂直橫越過地面測站，因此利用五分山 0.4 PPI 的雷達回波圖計算雨帶外邊界到與那國島測站的距離，之後把地面測站一分鐘解析度的資料做線性內插變成每秒一筆資料，最後將線性內插後的測站資料與雷達資料相對應時間及距離整合成雨帶相對於與那國島測站的距離。

(2) 探空資料

由於本個案雨帶的位置距離颱風中心約五百公里遠，颱風侵襲範圍尚未對於台灣造成影響，因此在本個案期間並無增加探空氣球的施放頻率，故板橋及花蓮的探空觀測資料皆為 12 小時一筆。而海棠颱風也尚未影響到日本，因此日本氣象廳石垣島的探空資料也是 12 小時一筆，探空資料選取時間為 07161200 UTC，因為這個時間點雨帶尚未通過三個探空測站，因此可充分表達雨帶通過前的環境狀況。

(二) 都卜勒雷達風場合成及反演

本研究利用雙都卜勒風場合成法(Ray et al. 1980)，可得到三維風場資訊，藉此分析颱風雨帶內部的氣流結構特性。利用五分山與花蓮雷達合成的分析區域及兩個雷達的交角範圍如(圖 2.2)所示，雙都卜勒風場反演的時間如(表 2 所示)共 51 筆資料，基準時間以五分山的時間為基準來做平移。

雷達資料的處理以及風場合成的步驟如下：(1)將各雷達的UF資料格式轉換為Swp格式，再利用SOLO軟體將雷達資料地形及海面雜波去除，並把折疊的徑向風場反折成正確數值，且回波值小於0 dBZ的徑向風場全數移除。(2)經過SOLO軟體處理過的Swp格式資料，利用NCAR的REORDER軟體(Oye et al. 1995)將雷達資料內插成網格點資料，並進行系統移動速度的平移修正。網格點資料的水平解析度為1公里、垂直解析度為0.25公里，0.25~10公里共40層。影響半徑使用Cressman weighting function方式內插，水平影響半徑為2公里，垂直為2.5公里。由於颱風雨帶移動快速，因此透過系統平移以獲得更精確的合成風場。即在REORDER中的 (REFERENCE TIME) 設定兩雷達的基準時間，並在 (ADVECTION) 設定雨帶的移動方向及速度，執行REORDER 即可完成雷達資料的內插及平移。(3)經過上述步驟後得到的網格資料，透過NCAR的CEDEIC(Custom Editing and Display

of Reduced Information in Cartesian)軟體(Mohr and Miller 1983)進行雙都卜勒風場合成。

CEDRIC設定需先設定邊界條件，本研究使用之邊界條件為：當最大回波值大於 10 dBZ 時，其值為 0.25 m s^{-1} 。若最大回波值小於 10 dBZ，其值為 0 m s^{-1} 。然後給定一個基準時間後設定系統的移動方向與速度，以此進行第一次平移修正。水平風場的調整則使用向下積分調整方式，上邊界之垂直速度初始值設定為上述之邊界條件。水平風場之輻合輻散值以三個網格點的資料進行計算，並將輻合輻散值利用變分法做積分。此變分法也使用上述之邊界條件，之後執行 CEDRIC 即可獲得三維風場資料。雙都卜勒風場合成及設定參考 Yu and Cheng (2008)。



第三章 個案描述

圖 3.1 為中央氣象局海棠 (Haitang 2005) 颱風的路徑圖。2005 年 7 月 10 日 1200 UTC 於 21.9°N、154.9°E (關島北北東方海面) 生成一個熱帶擾動，生成後向西北方行進並持續增強，於 11 日 1800 UTC 發展成輕度颱風，命名海棠，成為 2005 年編號第五號的侵臺颱風。海棠颱風形成後轉向西南方向移動；至 13 日 1200 UTC 達到中度颱風等級，但行進方向由西南西逐漸轉為西北西方向，並於 16 日 0000 UTC 增強為強烈颱風，持續向西北方向移動。中央氣象局於 2005 年 7 月 16 日 1530 UTC 發佈陸上颱風警報，此時颱風中心位置位於鵝鑾鼻的東方約 630 公里之海面上，其中心最低氣壓為 912 mb，瞬間之最大陣風為 68 m s^{-1} 。海棠登陸臺灣前，其颱風中心在花蓮外海有偏轉繞圈的現象，約於 7 月 18 日 0730 UTC 中心位置自宜蘭東澳附近登陸。海棠登陸後強度逐漸減弱，並且持續向西北西方向往中國大陸移動，於 7 月 18 日 0930 UTC 減弱為中度颱風，7 月 19 日 0630 UTC 減弱為輕度颱風。

(一) 雨帶定義與演化

在颱風這種強綜觀的系統下，由內而外包含了颱風眼牆、螺旋雨帶以及颱風外圍環流和地形交互作用所帶來的降水。在海棠颱風侵台的過程中，可由五分山雷達資料觀測到許多不規則分佈對流活動，以及具有組織度的帶狀對流活動，這種具有組織度的帶狀對流我們稱之為雨帶。

Barnes et al. (1983) 指出在颱風環境中常常有一些層狀降雨及不規則分佈的對流活動，因此要定義出颱風雨帶有時候是相當不容易的。過去研究對於雨帶邊界的定義大約介於雷達回波 25 ~ 32.5 dBZ，

但是這個門檻值的選定會因為個案的不同及環境因素的影響而改變。本研究這三個雨帶形成的過程分別是由數個零散的對流胞隨著時間變化逐漸合併並且增強，因此本個案利用 20 dBZ 的門檻值來定義出雨帶的內外邊界，因為在雨帶合併的過程原本**的**強對流區域 (> 35 dBZ)有分裂的現象，如此一來分裂的強回波可被囊括成為同一個系統，並且能夠保留及維持雨帶中層狀降水區的完整性。

根據上列雨帶定義條件，內(外)邊界是比較接近(遠離)颱風中心的邊界，在雨帶內外邊界的中間稱為雨帶的中心軸。內(外)邊界自中心軸區域稱為雨帶內(外)側。雨帶內(外)邊界外之區域稱為雨帶後(前)方。本研究所分析的雨帶氣流結構皆為扣除了系統移動速度的相對雨帶氣流 (band-relative flow)，在垂直橫越雨帶的氣流 (V_c) 中，自雨帶移動方向前方進入雨帶內至後方之氣流為前方內流 FTR，為負值)，反之則為後方外流 RTF，為正值)。平行雨帶的氣流 (V_a) 中，與颱風環流方向同向的氣流為正值，反之為負值。

本研究利用五分山 0.4° 的雷達回波 PPI (Plan Position Indicator) 分析海棠颱風中的雨帶(圖 3.2)。如前所述這三個雨帶分別稱為 R1，R2，R3。圖 3.2 與 3.3 a，為 R1 (如箭頭所指)、R2 (如箭頭所指) 由臺灣東部海面上合併及演化的過程演變圖。2005 年 7 月 16 日 2224 UTC 時 R1 位置位於與那國島上方，其長(寬)約 150(40)公里，R2 位置位於與那國島右側，其長(寬)約 100(90)公里，R1、R2 都約呈北北東-南南西走向($20-200^\circ$)並逐漸向西南方移動，兩個雨帶與颱風中心的距離大約為 469.7 與 454.8 公里。R1 與 R2 的降水回波結構在外邊界皆具有明顯的回波梯度，並且觀測到數個回波值大於 50 dBZ 的強對流區域。R1 對流降水區域及層狀降水區域在雨帶邊界內大約各占 50 %，而 R2 的回波結構為對流降水區的範圍較小。這兩個雨帶並沒有類似眼牆或是 principal band 的彎曲特性(類似同心圓)，皆為筆直行進接近臺灣，兩者外邊界距離大約相差 35 公里左右。R1 在與 R2 合併之前皆呈現線狀對流(圖 3.2 與 3.3 d)並且有很大的回波梯度。而一

開始由數個對流胞合併組成的 R2，在通過與那國島測站前組織成為線狀對流結構(圖 3.2 與 3.3 f)，從回波結構的演化看到北段對流降水區與後方層狀降水區逐漸分離時，強降水回波開始變得有些零散且向外擴散(圖 3.2 與 3.3 d ~ 圖 3.2 與 3.3 i)。當兩個雨帶開始合併時，由 R1 北段與 R2 南段部分先開始進行(圖 3.2 與 3.3 i)，合併前後 R1 的降水回波結構並沒有顯著的變化，而 R2 自合併後結構由線狀對流結構逐漸轉變為類似 arc - shaped radar echoes (ASREs) 的結構，在(圖 3.2 與 3.3 k)的時候 R2 南段回波先斷裂後又重新合併(圖 3.2 與 3.3 l)。這兩個雨帶的演化過程相當複雜，直到 2005 年 7 月 17 日 0005 UTC 時 R1 及 R2 完全合併，此時雨帶依然約呈北北東-南南西走向($20-200^{\circ}$)，系統前方仍然有明顯的回波梯度存在且後方拖著廣大的層狀性降水區，直到(圖 3.2 與 3.3 o)之後由於雨帶接近臺灣地形，五分山 0.4° PPI 因底層受到地形阻擋，因而無法觀測。R1、R2 由形成後合併到接觸地形的期間大約 150 分鐘。

在 R1、R2 雨帶靠近地形的時候，R3 也逐漸由數個對流胞合併匯集成一個具有帶狀組織的線狀對流系統。2005 年 7 月 17 日 0046 UTC 時 R3 位置位於與那國島上方，其長(寬)約 230(60)公里，R3 約呈北北東-南南西走向($30-210^{\circ}$)並逐漸向西南方移動，雨帶距離颱風中心的位置大約為 423.7 公里。R3 的回波結構在外邊界為對流性降水，後方為層狀性降水也具有明顯的梯度存在。R3 自通過與那國島測站之前，由數個胞狀對流系統逐漸匯集，通過測站時雨帶已有較明顯的線狀組織(圖 3.2 與 3.3 p)。R3 在接近臺灣的過程中，除了由胞狀對流逐漸合併演化成線狀對流外，雨帶的回波結構並沒有明顯的變化，從雨帶具有組織到接觸地形大約 130 分鐘。

(二) 雨帶移動特徵

颱風雨帶的移動速度及方向基本上受到颱風的移動速度及環流所影響，但本個案所選取的三個雨帶都是屬於距離颱風中心較遠的雨帶，因此受到颱風本身動力機制所影響的因素比較小，由颱風外圍環流與環境為主要的交互作用。本研究利用雨帶的外邊界去估計雨帶的移動方向及速度，R1、R2 自 07162259 ~ 07170121 UTC (共 24 筆資料，最後 4 筆資料的移動速度採用前 20 筆資料的平均值來當作雨帶的移速)，平均移動方向 232.21° 、速度 22.65 m s^{-1} ，由於最後 4 筆資料雨帶外邊界已接觸台灣海岸線，這麼做是為了減少移動速度估計上的誤差值。R3 自 07170127 ~ 07170359 UTC (共 27 筆資料，最後 2 筆資料採用前 25 筆資料的平均作為雨帶移速)，平均移動方向 239.91° 、速度 19.51 m s^{-1} (表 3 為各時間雙都卜勒風場反演的雨帶移動速度估計值)。



第四章 三維降水及風場結構分析

對於過去研究的主要雨帶而言，其對流降水區位於雨帶的內邊界至中心軸的區域，外邊界上多為層狀降水，氣流結構則為底層內流，而高層為外流。而外圍雨帶的對流降水分佈於雨帶的外邊界至中心軸的區域，內邊界至中心軸為層狀降水，在外邊界為 FTR 的結構，至對流降水區有較強的上升運動，流向雨帶內邊界，系統後方有底層至中層逐漸減弱的 RTF 氣流結構，並流向對流降水區的底層。外圍雨帶的降水回波及運動場結構皆類似於颱風。透過雙都卜勒合成分析顯示，本個案中的三個雨帶(R1, R2, R3)，其對流降水區皆位於雨帶的外邊界上，回波梯度相當顯著，差別在於雨帶後方有無存在廣大區域的層狀降水。

(一) R1、R2 之結構變化

圖 4.1 a~p 為 R1 與 R2 的雙都卜勒風場反演兩公里高度的水平結構演化圖。透過雙都卜勒風場反演檢視 R1 及 R2 的降水回波及運動場結構，兩個雨帶在合併之前的降水及氣流結構並沒有太大的變化(圖 4.1 a~4.1 c)。降水回波同為線狀的對流，都具有明顯的回波梯度，但 R2 後方有比較廣大的層狀降水區域(圖 4.1 d~圖 4.1 f)，R1 並沒有顯著的層狀降水區。隨時間演化(圖 4.1 b~圖 4.1 f) R2 逐漸追趕上 R1，R1 的降水及運動場結構同樣沒有顯著的改變，不過 R2 南段的結構卻開始有了變化，南段 RTF 的氣流結構，逐漸與前方 R1 北段的 FTR 氣流合併，氣流呈現互繞的現象並且使 R2 南段減速，在 R2 南北段速度不相等的情况下，其降水回波也開始變形，兩個雨帶於(圖 4.1 d)開始合併，降水回波型態由線狀對流結構逐漸轉變為弧形對流結構，此時 R1 及 R2 的降水回波的強度有局部的加強(>50 dBZ)。並且在 R2 南段對流降水區域後方形成一個氣旋式環流，北段對流降水

區域後方形成一個反氣旋式環流(圖 4.1 e)。R1 與 R2 合併之後，R1 的降水及運動場結構都沒有明顯的變化，R2 北段的對流降水區逐漸與後方的層狀降水區脫離，而 R2 南段依然拖著廣大區域的層狀降水(圖 4.1 f~圖 4.1 j)。最後 R1 移出了雙都卜勒風場合成的範圍，僅剩下 R2 的南段及北段的降水及氣流特徵(圖 4.1 l)。

1. R1 與 R2 合併前的降雨及氣流結構

圖 4.2 (a) 為 R1 及 R2 合併前 2 公里高的雙都卜勒合成之水平雷達回波及氣流結構圖。R1 主要的強對流區域(> 45 dBZ) 位於雨帶的外邊界與中心軸之間的區域，有明顯的回波梯度存在，雨帶長度及寬度分別約為 150 公里及 40 公里。R1 整個雨帶內的氣流皆為內流(圖 4.2 b,c)。R2 主要的強對流區域位於雨帶的外邊界與中心軸之間比較靠近外邊界的區域，有較強的回波梯度存在，雨帶的長度及寬度分別約為 100 公里及 90 公里。整個雨帶內的氣流皆為外流(圖 4.2 e,f)。R1 與 R2 合併之前，降水回波結構差異在於 R2 後方有存在層狀降水區，R1 氣流結構為底層至高層皆為 FTR，R2 則為整層的 RTF，兩者氣流結構完全相反。

2. R1 與 R2 合併時的降雨及氣流結構

R2 在與 R1 合併的過程中，由於 R2 的南段相當接近 R1 北段，本來整層 RTF 的結構，受到前方 R1 北段的氣流影響而產生了變化，兩支氣流輻合並且互繞(圖 4.2 d)。當 R1 與 R2 開始合併時，R1 降水及氣流結構並未隨著時間有顯著變化(圖 4.3 a,b,c)。而 R2 的降水回波結構已經與先前有了明顯的不同，從水平回波結構可以看到北段的對流降水區域與層狀降水區域逐漸分離，並且由線狀對流降水逐漸演變成類似 ASREs 的特徵(圖 4.3 a)，並且在 R2 南端逐漸形成氣旋式及 R2

北端形成反氣旋式的環流，兩個渦旋存在的時間大約為一個小時。R2 南段受到前方的氣流影響逐漸減速，速度相對於北段較慢，但後方的 RTF 持續的與前方 FTR 輻合，並且由後方中高層較強的 RTF 向對流區域底層匯集，因此在 R2 南段局部加強了降水強度(圖 4.3 d)，使最強回波大於 50 dBZ。R2 北段的氣流結構同樣為 RTF (圖 4.3 e)，與合併前並無顯著變化。

3. R1 與 R2 合併後的降雨及氣流結構

R1 由合併前至完全合併，其水平氣流結構並無太大的改變(圖 4.4 a)，從圖 4.4 b 顯示 R1 的垂直結構特徵與早期並無顯著差異，對流降水區域位於外邊界與中心軸之間的位置，對流發展高度約在 8.5 公里以上隨時間增加甚至超過 10 公里，層狀降水區域並不顯著，並未觀測到亮帶。R1 雨帶內的氣流結構由底層至高層皆為內流(圖 4.4 b)，在對流較強區域有較大的上升運動，隨著時間變化 R1 的結構並無明顯改變。當 R1 及 R2 完全合併後，R1 已移出雙都卜勒風場合成的觀測範圍，R2 北段的對流降水區與後方的層狀降水區脫離，降水回波演變成類似 R1 的結構，而南段後方依然存在者廣大的層狀降水區域(圖 4.5 a)。南北段對流發展高度皆到達 10 公里(圖 4.5 b,c)，並且具有顯著的回波梯度，不過氣流結構卻逐漸改變，由南到北形成較三維的氣流結構。圖 4.5 b 為 R2 南段(靠近氣旋式環流的區域)的垂直剖面，氣流結構在外邊界為 FTR，在對流降水區有較強的上升運動，後方的 RTF 以中層(3~6 公里)較底層(1~2 公里)來得顯著，其強度由低對流層至中對流層略為遞減，但並沒有明顯的變化。而圖 4.5 c 為 R2 北段(靠近反氣旋式環流的區域)的垂直剖面，氣流結構在外邊界為 FTR，後方底層至中層(1~4 公里)為 RTF，兩支氣流交會於對流降水區，在最強回波的區域有較大的上升運動。

(二) R3 之結構變化

R3(圖 4.1 q ~圖 4.1 b1)的降水及運動場特徵隨時間並無顯著的改變，而且雨帶南北方向的結構差異不大，是一個比較二維的雨帶。回波結構的特徵為行進方向前方對流性降水，具有顯著的回波梯度，後方存在著廣大區域的層狀性降水。在觀測期間內 R3 變化較顯著的部分就是大約在圖 4.1 w 的時候，其對流降水區域的回波分裂，可能與系統後方的 RTF 強度有關，但整體的結構是沒有太大的差異的。

圖 4.6 (a) 及圖 4.7 (a) 分別為 R3 在 2 公里高的雙都卜勒合成之水平雷達回波及氣流結構圖。R3 主要的強對流區域位於雨帶的外邊界與中心軸之間靠近外邊界的區域，也有明顯的回波梯度存在，雨帶長度及寬度分別約為 230 公里及 60 公里。由水平風場合成圖顯示 R3 外邊界前方氣流皆為內流，雨帶內下(上)半部皆為內(外)流，外流區域的降水回波組織較完整且強度也比較強。圖 4.6 (b)、4.7 (b)(c)為 R3 的降雨及垂直運動場的結構圖，由垂直剖面得知 R3 的降水回波梯度也相當顯著，主要強對流降水區域位於外邊界與中心軸之間的左側，層狀降水區位於對流降水區及行進方向的後方，並且有觀測到亮帶。R3 的氣流結構在外邊界由底層至高層皆為 FTR，後方底層(1 km)至中層(5 km)為 RTF，其中以底層較為顯著。由這三個剖面所示，R3 的氣流結構較二維，沒有太顯著的差異。

(三) 氣旋式環流與反氣旋式環流的結構特徵

R2 與 R1 合併後，產生了類似 ASREs 的特徵，並在 R2 的南端形成氣旋式及 R2 的北端形成反氣旋式的環流，存在時間大約為一個小時。根據先前研究顯示，弧形回波左右側的氣旋與反氣旋環流減弱時，其觀測到的 RTF 也會跟著減弱 (Yu and Tsai 2013)。但本個案的情況不同於先前的研究。我們利用了 3.5 公里高度的水平剖面，首先在 R2 的後方選取了一個正方形(30 x 30 公里)的區域(圖 4.8 a 正方形的

黑色方框)，之後再根據各時間雨帶的移動速度來平移區域範圍，利用雙都卜勒合成的風場資料來計算 R2 後方的 RTF 在各個時間及高度的變化量(圖 4.8 b)，並將範圍內的 RTF 值平均，量化結果呈現於(圖 4.9)。其 R2 後方的 RTF 隨時間變化是逐漸減弱的，最強的區域大約在高度 2~4 公里的區域，即為雨帶的中層。

而渦度的計算先將各時間每個網格資料計算出渦度值，再將氣旋(圖 4.10 07162334 UTC ~ 07170016 UTC)及反氣旋(圖 4.12 07162358 UTC ~ 07170046 UTC)的環流的中心位置取直徑 25 公里的圓(圖中圓形範圍)計算各高度的平均渦度值。渦度的量化結果顯示氣旋(圖 4.11)及反氣旋(圖 4.13)隨時間的發展並無顯著的改變。由這兩個結果顯示 RTF 的強度隨時間減弱對於氣旋及反氣旋隨時間的發展並無顯著的影響，因此兩者並沒有呈現正相關。

為了釐清氣旋式環流與反氣旋式環流的形成原因，我們利用雙都卜勒三維風場資料，將範圍內各個高度的水平風取平均值，計算出較具代表性的環境風場。U 分量(垂直雨帶的氣流)底層至中層的風速是隨高度遞減的，中層至高層是隨高度遞增，V 分量(平行雨帶的氣流)隨高度並無顯著變化，其結果與顯示於(圖 4.14 a)。透過渦度方程式

$$\frac{D}{Dt}(\xi + f) = -(\xi + f)\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z}\right) + \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x}\right)$$

(a) 輻散項 (b) 傾斜項 (c) 力管項

我們可以知道(a)輻散項的作用是加強或減弱渦度的強度，若先前無渦度存在，這一項是沒有貢獻的。而力管項通常很小，可忽略不計。故垂直渦度的發展可能主要透過(b)傾斜項。傾斜項主要是透過垂直速度在水平方向的變化將環境水平渦度轉成有垂直渦度分量。因為南北風隨高度沒有明顯變化(圖 4.14 a)，因此僅考慮 $\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z}$ 的貢獻，透過定性推估由圖(4.14 a,b)顯示環境的垂直風切是隨高度遞減， $\frac{\partial u}{\partial z}$ 小於零，在 R2 北端垂直速度隨 y 軸(正北)方向的變化為負值，南端的部分則為正值。透過傾斜項的作用，理論上在 R2 北端會出現氣旋式環

流，南端則是反氣旋式環流(圖 4.14c)，但是雙都卜勒風場反演出的渦旋旋轉特徵完全相反(圖 4.1)，因此透過對流垂直運動將環境垂直風切的傾斜效應無法解釋渦旋形成的原因。

過去許多線狀對流研究指出對流區所產生的冷池，有可能是水平渦度的來源(Trier et al. 1997; Yu et al. 1999)。而如下章節所討論的，本個案具有冷池特徵，雨帶呈南北走向，冷池所引發的水平渦度方向(即向北渦管)與伴隨環境風切的水平渦度(即向南渦管)剛好相反，因此我們可合理推測渦旋的形成可能與對流區的冷池較有關連。



第五章 雨帶的地面氣象參數特徵

R1、R2、R3 在臺灣東部海面上形成、合併，直到接近臺灣的過程皆可經由五分山的雷達回波觀測(如圖 3.2 及圖 3.3)。由雷達回波可以看到這些過程都是發生於海面上的，不過現階段我們並沒有太多海面上的地面觀測資料，因此我們只能依賴鄰近島嶼上的測站資料，來檢視雨帶的地面特徵。在我們分析雨帶的區域中，所幸有日本氣象廳的與那國島地面測站資料，因此我們可以透過測站資料來分析這些雨帶的地面特性。

透過雷達回波(≥ 30 dBZ)與地面降雨(≥ 10 mm h⁻¹)可定義出雨帶通過地面測站時的時間及內外邊界 Yu and Tsai (2009)。本研究利用高解析度(1 分鐘)的地面測站資料，針對 R1、R2、R3 內氣象參數的變化情形來進行分析，其探討的氣象參數包括氣壓(P)、氣溫(T)、露點溫度(Td)、風向(Wd)、風速(Ws)與降雨(RR)，其中風向、風速可經由計算轉換成垂直(Vc)和平行(Va)雨帶的氣流。

由於颱風雨帶並非垂直橫越地面測站，因此我們利用五分山 0.4 PPI 的雷達回波圖計算雨帶外邊界到與那國島測站的距離，之後把地面測站一分鐘解析度的資料做線性內插變成每秒一筆資料，將地面測站資料配合雷達資料的時間及雨帶外邊界至測站的垂直距離，如此一來就能忽略雨帶並非垂直通過測站的問題。除了地面測站的資料分析，也透過了板橋，花蓮，石垣島的探空資料分析當時環境場的狀態，圖 5.1 為個案期間颱風雨帶通過前的探空資料，其底層皆顯示環境較為乾燥，在乾燥的環境中若有降水，其雨水蒸發後可使環境溫度下降，有利於冷池生成。

(一) R1

當 R1 通過與那國島測站時其走向為 $20-200^{\circ}$ (正北為 0°) 並以平均 22.65 m s^{-1} 的速度朝 232.21° 方向移動。圖 5.2 左側為 R1 通過測站時其地面觀測參數的變化，R1 外內邊界通過地面測站的時間分別為 2236 - 2248 UTC 共 12 分鐘，紅色的線表示雨帶外邊界與測站距離 0 公里的位置。擾動氣壓的變化在雨帶的外邊界靠近地面測站之前先逐漸下降且皆為負值(最大值約 -0.5 mb)，隨著外邊界距離測站約 10 公里之後轉逐漸變為正值(最大值約 0.3 mb)，之後再開始下降至 -0.1 mb ，因此 R1 的擾動氣壓呈現先下降後上升再下降的趨勢。氣溫、露點溫度及相當位溫在雨帶通過後有顯著的下降，下降幅度為 3.5°C 、 3°C 及 15K 。地面風也同時有風向的轉變，由北北東風轉變為東風(順轉)。Vc 皆為內流，但有減弱(從 -10 m s^{-1} 減弱為 -1 m s^{-1} 之後再逐漸增強)。Va 皆為反氣旋式環流，不過有增強(從 -5 m s^{-1} 增強為 -15 m s^{-1} 之後再逐漸減弱)。從降雨率可知當雨帶外邊界通過時有最大值(約 128 mm h^{-1})之後驟降。

(二) R2

當 R2 通過與那國島測站時其走向為 $20-200^{\circ}$ (正北為 0°) 並以平均 22.65 m s^{-1} 的速度朝 232.21° 方向移動。圖 5.2 右側為 R2 通過測站時其地面觀測參數的變化。R2 外內邊界通過地面測站的時間分別為 2303 - 2313 UTC 共 10 分鐘。擾動氣壓的變化在雨帶外邊界通過地面測站的前後皆為負值，其先逐漸下降(最大值約 -0.8 mb)，隨著 R2 的外邊界通過測站之後上升，擾動氣壓最大值約為 -0.05 mb ，之後再開始下降至 -0.3 mb ，因此擾動氣壓也是呈現先下降後上升再下降的趨勢。氣溫、露點溫度及相當位溫在外邊界通過後開始下降約 1.5°C ， 1°C 。及 $2\sim 5\text{K}$ ，地面風也同時有風向的轉變，由北北東風轉變為東北風(順轉)。Vc 皆為內流，但自外邊界通過後開始減弱(從 -18 m s^{-1} 減

弱為 -10 m s^{-1} 之後再逐漸增強)。Va 皆為反氣旋式環流，不過有增強 (從 -2 m s^{-1} 增強為 0 m s^{-1} 之後再逐漸減弱)。從降雨率可知當雨帶外邊界通過後有最大值(約 150 mm h^{-1})之後驟降。透過地面觀測資料顯示，R2 通過後的最低溫度，實際上要比 R1 通過時來的低(3.8°C)，這是由於 R2 通過的時候 R1 才離開測站不久，測站附近的氣溫回升的速度並沒有這麼快，而這時候 R2 又緊接而來，因此氣溫的下降並沒有像其他兩個雨帶這麼顯著，但是實際上 R2 的溫度下降是最高的。

(三) R3

當 R3 通過與那國島測站時其走向為 $30\text{-}210^{\circ}$ (正北為 0°) 並以平均 19.51 m s^{-1} 的速度朝 239.91° 方向移動。圖 5.3 為 R3 通過測站時其地面觀測參數的變化。R3 外內邊界通過地面測站的時間分別為 0100 - 0111 UTC 共 11 分鐘。擾動氣壓的變化在雨帶外邊界通過地面測站的前為負值，在外邊界靠近的時候由 -0.2 mb 下降至 -0.4 mb ，隨著 R3 的外邊界接觸測站之後上升，當外邊界到達測站時擾動氣壓約為 0.1 mb ，為最大正值，之後再逐漸下降，因此擾動氣壓也是呈現先下降後上升再下降的趨勢。氣溫、露點溫度及相當位溫在外邊界通過後開始下降約 3°C 、 2.5°C 及 10K 。地面風也同時有風向的轉變，由北北東風轉變為東風(順轉)。Vc 皆為內流，但自外邊界通過後開始減弱 (從 -15 m s^{-1} 減弱為 -2.5 m s^{-1} 之後再逐漸增強)。Va 皆為反氣旋式環流，但是先略為減弱後再逐漸增強(從 -5 m s^{-1} 增強為 -8.5 m s^{-1} 之後再逐漸減弱)。從降雨率可知當雨帶外邊界通過後有最大值(約 90 mm h^{-1})，之後逐漸下降。

根據先前研究過的外圍雨帶，其通過測站時溫度下降了 3.8°C ，說明溫度的驟降可能是由於冷池動力過程在主導雨帶發展及傳播。透過與那國島測站的資料顯示，R1、R2、R3 通過測站時，除了擾動

氣壓的變化呈現先下降後上升再下降的趨勢 (約- 0.8 mb ~ 0.3 mb) , 並且在地面測站也有觀測到顯著的溫度下降 (R1 - 3.5°C、R2 - 1.5°C、R3 - 3°C)。因此，本個案中的三個外圍雨帶的維持及發展除了透過波動動力外，冷池的動力過程或許扮演著相當重要的角色。



第六章 結論與未來工作

(一) 結論

本研究利用高解析度的地面觀測及雷達觀測資料分析海棠颱風(2005)的三個外圍雨帶(R1、R2、R3)，主要目的是為了瞭解颱風外圍雨帶降水及氣流結構及其地面觀測特徵。透過雙都卜勒風場合成分析以及雨帶通過與那國島測站後的地面氣象參數變化，我們得到了以下分析結果，對於颱風外圍雨帶有更進一步的了解。

就降水回波結構來說，R1、R2、R3 與先前研究的內圍雨帶不同，僅 R2 南段與 R3 相似於先前研究的外圍雨帶及颱風線(示意圖 6.1,6.2)，而 R1 和 R2 北段雨帶的後方無顯著的層狀降水區。氣流結構也與內圍雨帶有所不同，僅 R2 北段和 R3 相似於先前研究的外圍雨帶及颱風線，而 R1 整層的 FTR 與之前研究皆不相似，R2 南段的氣流結構與先前研究的外圍雨帶及颱風線差別在於後方 RTF 的強度大於底層。R1，R2，R3 這三個雨帶具有獨特的結構特徵，這些外圍雨帶的降水回波及氣流結構雖然有些微的不同，但與內圍雨帶和颱風線相比，是較相似於颱風線的結構特徵，與以往的內圍雨帶有較大的差異，由這三個外圍雨帶的分析結果顯示，外圍雨帶的特徵結構具有複雜的多樣性。

在前面提到當 R1 與 R2 合併時，回波結構逐漸由線狀對流轉變為弧形回波，並且在 R2 南端形成一個氣旋式及 R2 北端形成一個反氣旋式的環流。為了探討這兩個渦旋與 RTF 的關係，透過 RTF (V_c) 及渦度的量化分析顯示，R2 後方的 RTF 的確隨時間變化逐漸減弱，最大值位於高度 2 ~ 4 公里的區域，但正(負)渦度並沒有隨著 RTF 的減弱而有明顯的變化。因此，RTF 的強度變化與渦旋的發展並無顯著相關性。藉由渦度方程的討論，也顯示當時的環境風切所造成的水平渦度之傾斜效應無法解釋渦旋的形成原因，這說明渦旋的發展可能透過其他的機制在主導，而雨帶內部冷池有可能是水平渦度的主要來源。

透過日本氣象廳的與那國島測站資料顯示，當這三個外圍雨帶通過測站時所觀測到的結果相當類似，擾動氣壓皆呈現先下降後上升再下降的趨勢，變化的幅度大約在 $-0.8 \sim 0.5$ mb 之間，其中以 R2 下降至 -0.8 mb 最為顯著，並且都有觀測到顯著的溫度下降 $1.5^{\circ}\text{C} \sim 3.5^{\circ}\text{C}$ 。這些地面氣壓與溫度變化特徵與過去的外圍雨帶地面觀測結果類似(Yu and Tsai 2010)。溫度的驟降代表冷池確實存在，也說明了外圍雨帶的維持及發展除了透過波動動力外，冷池的動力過程有機會扮演著相當重要的角色(Yu and Tsai 2013)。

(二) 未來工作

綜合以上結論可以增加我們對於海棠颱風雨帶(R1, R2, R3)內降水回波與運動場結構及地面特徵的認識，但其實仍有許多問題需要釐清。根據先前的研究分析顯示，對流前方的內流有利於後方層狀降水區發展，此區受到蒸發冷卻等效應影響使冷池逐漸增強，並且當空氣密度差異變大時會形成類似密度流的性質的後方外流，回波結構也出現向外邊界突出的弧形結構。透過目前研究結果顯示，我們在海棠颱風的 R2 也有看到類似的降水及氣流結構，雨帶內的冷池動力過程可能是其維持及發展的主要原因，但是目前沒有一個有力的證據來說明冷池對於雨帶的貢獻。因此為繼續增進對於颱風雨帶的認識，將釐清雨帶冷池是否具有密度流的特性，並探討冷池如何影響雨帶的生成及發展。

参考文献

- Anthes, R. A., Ed., 1982: Tropical Cyclones: Their Evolution, Structure and Effects. Meteor. Monogr., No. 41, Amer. Meteor. Soc., 208 pp.
- Anthony C. Didlake, Jr., and R. A. Houze, Jr., 2013: Dynamics of the stratiform sector of a tropical cyclone rainband. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1891-1911.
- Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. P. Jorgensen, and F. D. Marks, 1983: Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Barnes, G. M., and G. J. Stossmeister, 1986: The structure and decay of a rainband in Hurricane Irene (1981). *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 2590-2601.
- Frank, W. M., 1977: The Structure and energetics of the tropical cyclone. Part I: Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Gray, W. M., 1979: Tropical cyclone intensity determination through Upper-Tropospheric aircraft reconnaissance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 1069-1074.
- Hamuro, M., and Coauthors, 1969: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part I). *J. Meteor. Soc. Japan.*, **47**, 298-309.
- Houze, R. A., Jr., M. I. Biggerstaff, S. A. Rutledge, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608-619.
- Houze, R. A., Jr., and coauthors, 2006: The hurricane rainband and intensity change experiment: Observations and modeling of Hurricanes Katrina, Ophelia, and Rita. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1503-1521.
- Houze, R. A., Jr., 2010: Clouds in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 293-344.
- Ligda, M. G. H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **36**, 340-342.
- May, P. T., and G. J. Holland, 1999: The role of potential vorticity generation in tropical cyclone rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1224-1228.
- Powell, M. D., 1990a: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part I: Mesoscale rainfall and Kinematic structure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 891-917.
- Powell, M. D., 1990b: Boundary layer structure and dynamics in outer hurricane rainbands. Part II: Downdraft modification and mixed layer recovery. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 918-938.
- Ryan, B. F., G. M. Barnes, and E. J. Zipser, 1992: A wide rainband in a developing tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 431-447.
- Samsury, C. E., and E. J. Zipser, 1995: Secondary wind maxima in hurricanes: Airflow and relationship to rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3502-3517.
- Senn, H. V., and H. W. Hiser, 1959: On the origin of hurricane spiral rain bands. *J. Meteor.*, **16**, 419-426.

- Shapiro, L. J., and H. E. Willoughby, 1982: The response of balanced hurricanes to local sources of heat and momentum. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 378-394.
- Skwira, G. D., J. L. Schroeder, and R. E. Peterson, 2005: Surface observations of landfalling hurricane rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 454-465
- Tang, X., and W.-C. Lee, and M. Bell, 2014: A squall-line-like principal rainband in typhoon Hagupit (2008) observed by airborne doppler radar . *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2733-2745.
- Trier, A. B., W. C. Skamarock, and M. A. LeMone, 1997: Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line: Organization mechanisms inferred from numerical simulation. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 386-407.
- Ushijima, T., 1958: Outer rain bands of typhoons. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **36**, 1-10.
- May, P. T., and G. J. Holland, 1999: The role of potential vorticity generation in tropical cyclone rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1224-1228.
- Wang, Y., 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250-1273.
- Wexler, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **48**, 821-844.
- Willoughby, H. E., 1977: Inertia-buoyancy waves in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1028-1039.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395-411.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, Jr., R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3189-3211.
- Willoughby, H. E., 1990: Temporal changes of the primary circulation in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 242-264.
- Yu, C.- K., B. J. D. Jou, and B. F. Smull, 1999: Formative stage of a Long-Lived mesoscale vortex observed by airborne Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 838-857.
- Yu, C.- K., and L.-W. Cheng, 2008: Radar observations of intense orographic precipitation associated with Typhoon Xangsane (2000). *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 497-521
- Yu, C.- K., and C.- L. Tsai, 2010: Surface pressure features of landfalling typhoon rainbands and their possible causes. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2893-2911.
- Yu, C.- K., and Y. Chen, 2011: Surface fluctuations associated with tropical cyclone rainbands observed near Taiwan during 2000–08. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1568-1585.
- Yu, C.- K., and C.- L. Tsai, 2013: Structural and surface features of arc-shaped Radar echoes along an outer tropical cyclone rainband. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 56-72.

表

表 1 五分山與花蓮雷達規格表。

	五分山	花蓮
經度	121.77°E	121.62°E
緯度	25.07°N	23.99°N
海拔高度	766 m	63 m
天線增益	45.6 dB	45.5 dB
波長	10 cm	10 cm
頻率	2.7 – 3.0 GHz	2.7 – 2.9 GHz
波束寬	0.95°	0.95°
脈波往返頻率	318 – 1304 Hz	250 – 1302 Hz
最大觀測範圍	230 km	230 km
脈波長	1.6 μ s	0.5 μ s
最小接收訊號	-133 dBm	< -112 dBm
空間解析度	1 km (回波) 250 m (徑向風)	1 km
最大旋轉速率	6 RPM	6 RPM
最大功率	750 kW	750 kW
仰角	0.4、1.4、2.3、3.3、4.2、6.0、 9.8、14.5、19.5°	0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、 9.9、14.5、19.5°

表 2 為雙都卜勒風場合成的基準時間與五分山、花蓮雷達資料的時間表。

基準時間 (REFERENCE TIME)	五分山雷達 (WFS)	花蓮雷達 (HL)
Rainband 1 & Rainband 2		
07/16 22:59:00	07/16 22:59:37	07/16 22:58:05
07/16 23:05:00	07/16 23:05:29	07/16 23:08:07
07/16 23:11:00	07/16 23:11:19	07/16 23:08:07
07/16 23:17:00	07/16 23:17:11	07/16 23:18:05
07/16 23:23:00	07/16 23:23:02	07/16 23:28:05
07/16 23:28:00	07/16 23:28:53	07/16 23:28:05

07/16 23:34:00	07/16 23:34:45	07/16 23:38:05
07/16 23:40:00	07/16 23:40:36	07/16 23:38:05
07/16 23:46:00	07/16 23:46:23	07/16 23:48:05
07/16 23:52:00	07/16 23:52:18	07/16 23:48:05
07/16 23:58:00	07/16 23:58:10	07/16 23:58:05
07/17 00:05:00	07/17 00:05:06	07/17 00:08:07
07/17 00:10:00	07/17 00:10:56	07/17 00:08:07
07/17 00:16:00	07/17 00:16:45	07/17 00:18:05
07/17 00:28:00	07/17 00:28:43	07/17 00:28:05
07/17 00:34:00	07/17 00:34:35	07/17 00:38:05
07/17 00:40:00	07/17 00:40:27	07/17 00:38:05
07/17 00:46:00	07/17 00:46:18	07/17 00:48:05
07/17 00:52:00	07/17 00:52:09	07/17 00:48:05
07/17 00:58:00	07/17 00:58:00	07/17 00:58:05
07/17 01:03:00	07/17 01:03:53	07/17 01:08:07
07/17 01:09:00	07/17 01:09:44	07/17 01:08:07
07/17 01:15:00	07/17 01:15:34	07/17 01:18:05
07/17 01:21:00	07/17 01:21:25	07/17 01:18:05
Rainband 3		
07/17 01:27:00	07/17 01:27:16	07/17 01:28:05
07/17 01:33:00	07/17 01:33:06	07/17 01:38:05
07/17 01:38:00	07/17 01:38:58	07/17 01:38:05
07/17 01:44:00	07/17 01:44:49	07/17 01:48:05
07/17 01:50:00	07/17 01:50:40	07/17 01:48:05
07/17 01:56:00	07/17 01:56:31	07/17 01:58:05
07/17 02:02:00	07/17 02:02:22	07/17 01:58:05
07/17 02:08:00	07/17 02:08:13	07/17 02:08:08
07/17 02:14:00	07/17 02:14:03	07/17 02:18:06
07/17 02:19:00	07/17 02:19:54	07/17 02:18:06
07/17 02:25:00	07/17 02:25:45	07/17 02:28:05
07/17 02:31:00	07/17 02:31:36	07/17 02:28:05
07/17 02:37:00	07/17 02:37:26	07/17 02:38:05
07/17 02:43:00	07/17 02:43:18	07/17 02:48:05
07/17 02:49:00	07/17 02:49:11	07/17 02:48:05
07/17 02:55:00	07/17 02:55:02	07/17 02:58:05
07/17 03:00:00	07/17 03:00:53	07/17 02:58:05
07/17 03:06:00	07/17 03:06:44	07/17 03:08:07

07/17 03:12:00	07/17 03:12:34	07/17 03:08:07
07/17 03:18:00	07/17 03:18:27	07/17 03:18:05
07/17 03:24:00	07/17 03:24:19	07/17 03:28:06
07/17 03:30:00	07/17 03:30:11	07/17 03:28:06
07/17 03:36:00	07/17 03:36:02	07/17 03:38:05
07/17 03:41:00	07/17 03:41:52	07/17 03:38:05
07/17 03:47:00	07/17 03:47:42	07/17 03:48:06
07/17 03:53:00	07/17 03:53:32	07/17 03:58:06
07/17 03:59:00	07/17 03:59:22	07/17 03:58:06

(月/日 時:分:秒, UTC)

表 3 外圍雨帶的移動速度估計值。R1 及 R2 東西方向的平均移動速度為 -17.90 m s^{-1} ，南北方向為 -13.88 m s^{-1} ，雨帶平均走向為 170.5° ，R3 東西方向的平均移動速度為 -16.88 m s^{-1} ，南北方向為 -9.78 m s^{-1} ，雨帶平均走向為 152° 。

基準時間 (REFERENCE TIME)	相對於雨帶的移動速度(東西方向 m s^{-1})	相對於雨帶的移動速度(南北方向 m s^{-1})	雨帶走向 (度)
Rainband 1 & Rainband 2			
07/16 22:59:00	-18.75	-13.60	165
07/16 23:05:00	-19.61	-14.98	162
07/16 23:11:00	-18.22	-14.62	165
07/16 23:17:00	-19.94	-14.82	166
07/16 23:23:00	-18.45	-14.28	165
07/16 23:28:00	-16.95	-13.74	165
07/16 23:34:00	-16.46	-13.62	166
07/16 23:40:00	-15.96	-13.50	166
07/16 23:46:00	-16.01	-13.86	169
07/16 23:52:00	-19.20	-14.89	170
07/16 23:58:00	-20.72	-14.75	171
07/17 00:05:00	-20.00	-14.94	172
07/17 00:10:00	-19.68	-13.27	175
07/17 00:16:00	-17.85	-13.41	178
07/17 00:28:00	-17.31	-13.96	178
07/17 00:34:00	-20.22	-15.44	177
07/17 00:40:00	-14.24	-9.74	176

07/17 00:46:00	-18.20	-17.33	179
07/17 00:52:00	-16.60	-14.52	179
07/17 00:58:00	-14.99	-11.72	179
07/17 01:03:00	-17.90	-13.88	170.5
07/17 01:09:00			
07/17 01:15:00			
07/17 01:21:00			
Rainband 3			
07/17 01:27:00	-18.89	-9.43	155
07/17 01:33:00	-17.34	-13.45	154
07/17 01:38:00	-19.42	-9.82	156
07/17 01:44:00	-16.99	-10.53	154
07/17 01:50:00	-20.26	-8.83	156
07/17 01:56:00	-17.08	-6.04	155
07/17 02:02:00	-16.89	-7.38	153
07/17 02:08:00	-18.14	-8.64	153
07/17 02:14:00	-16.88	-9.78	154
07/17 02:19:00	-14.59	-9.15	154
07/17 02:25:00	-16.21	-10.64	153
07/17 02:31:00	-15.52	-9.46	152
07/17 02:37:00	-17.91	-11.99	152
07/17 02:43:00	-17.35	-8.32	153
07/17 02:49:00	-14.46	-10.09	155
07/17 02:55:00	-12.81	-8.47	156
07/17 03:00:00	-14.43	-9.79	154
07/17 03:06:00	-15.89	-11.92	151
07/17 03:12:00	-15.91	-8.97	149
07/17 03:18:00	-13.77	-9.62	149
07/17 03:24:00	-16.91	-10.02	146
07/17 03:30:00	-17.42	-9.24	147
07/17 03:36:00	-17.23	-10.97	146
07/17 03:41:00	-18.93	-10.51	146
07/17 03:47:00	-20.83	-11.46	147
07/17 03:53:00	-16.88	-9.78	152
07/17 03:59:00			

圖

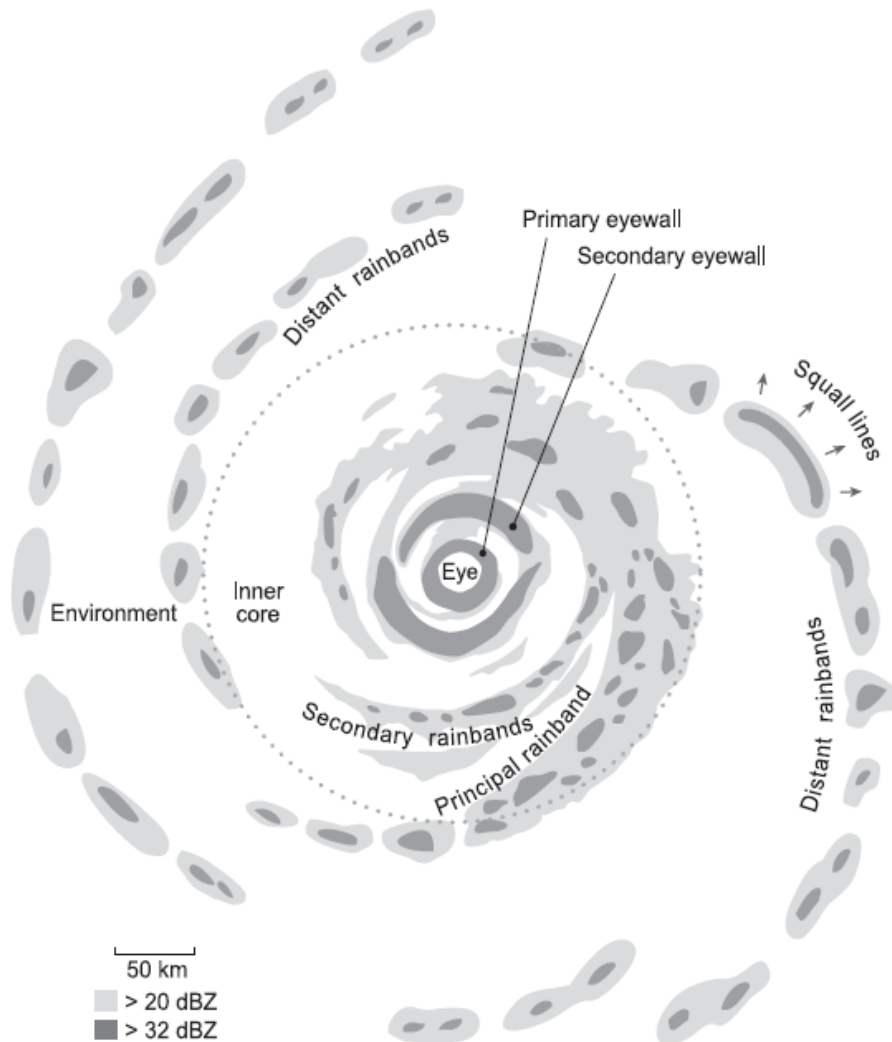


FIG. 30. Schematic illustration of radar reflectivity in a Northern Hemisphere tropical cyclone with a double eyewall. (Adapted liberally from Willoughby 1988.)

圖 1.1 Houze(2010)依據 Willoughby et al.(1988)定義的颱風雨帶種類示意圖。

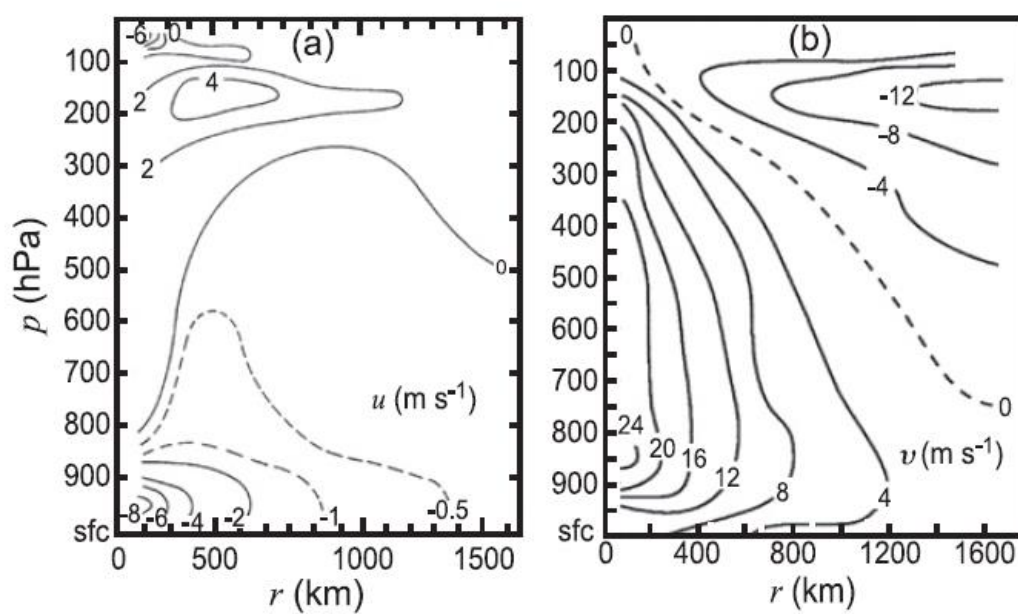


圖 1.2 Gray (1979)和 Frank (1977)的研究指出距離颱風中心越遠所受到颱風動力機制所影響的程度越小。(a) r 為距離颱風中心的距離， p 為氣壓(高度)， u 為徑向風，(b)為切向風。

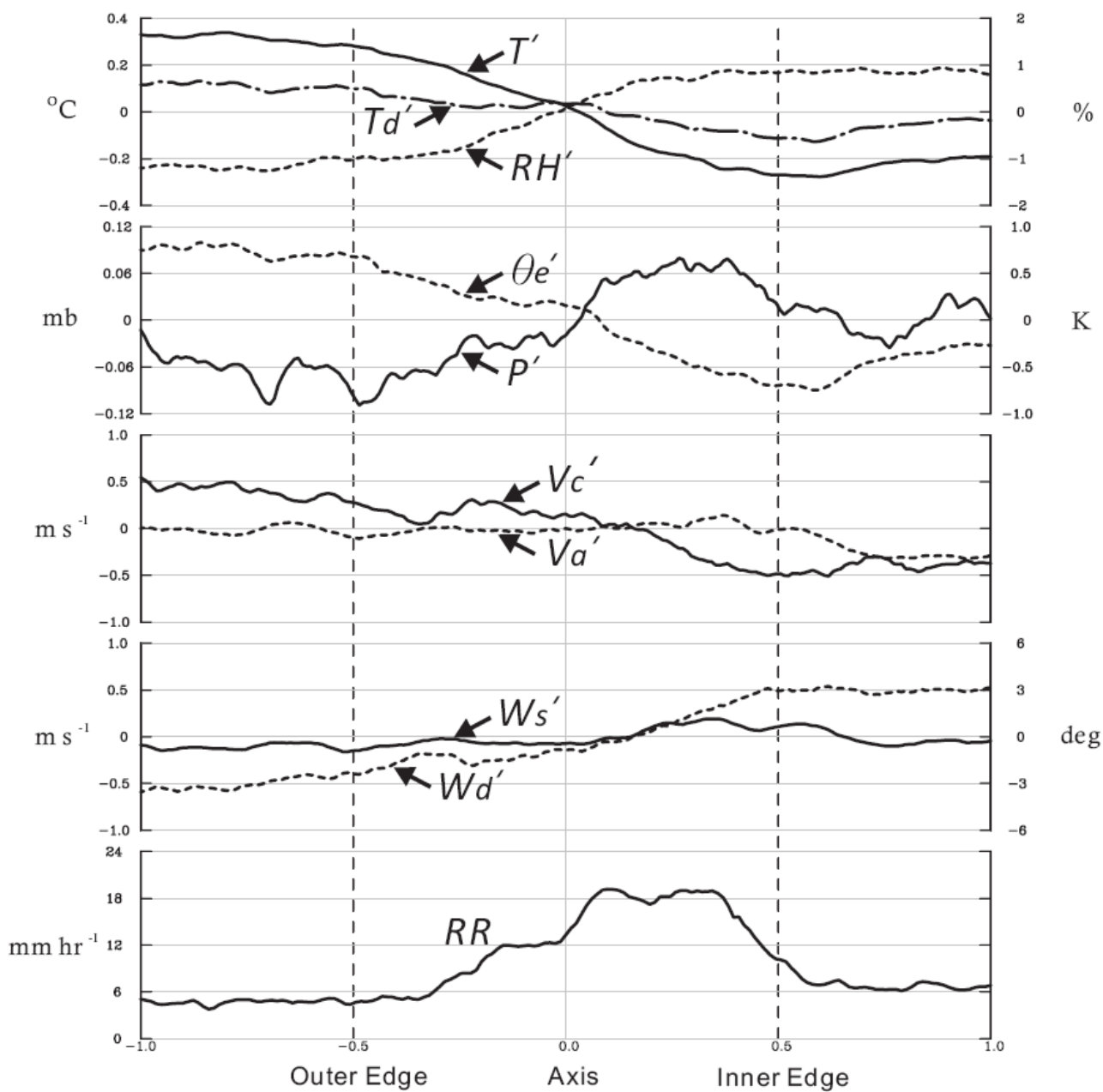


圖 1.3 (a) 外圍雨帶通過地面測站時的地面觀測參數(T' ，擾動氣溫； Td' ，擾動露點； RH' ，擾動相對溼度； θ_e' ，擾動相當位溫； P' ，擾動氣壓； Vc' ，擾動垂直雨帶氣流； Va' ，擾動平行雨帶氣流； Ws' ，擾動風速； Wd' ，擾動風向； RR ，降雨率)的變化特徵。(b)同(a)但為內圍雨帶。

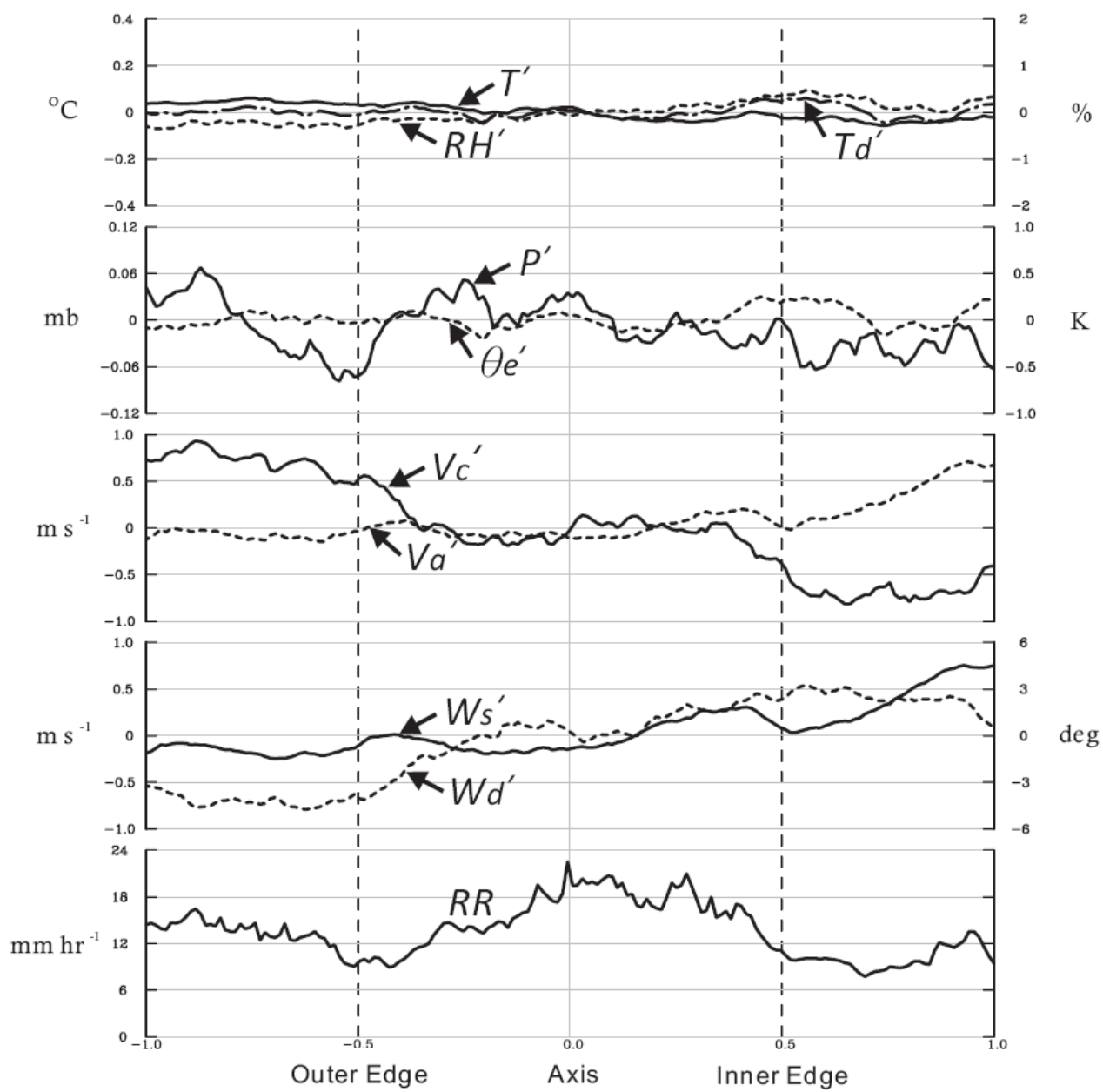


圖 1.4 與圖 1.3 同，但為內圍雨帶。

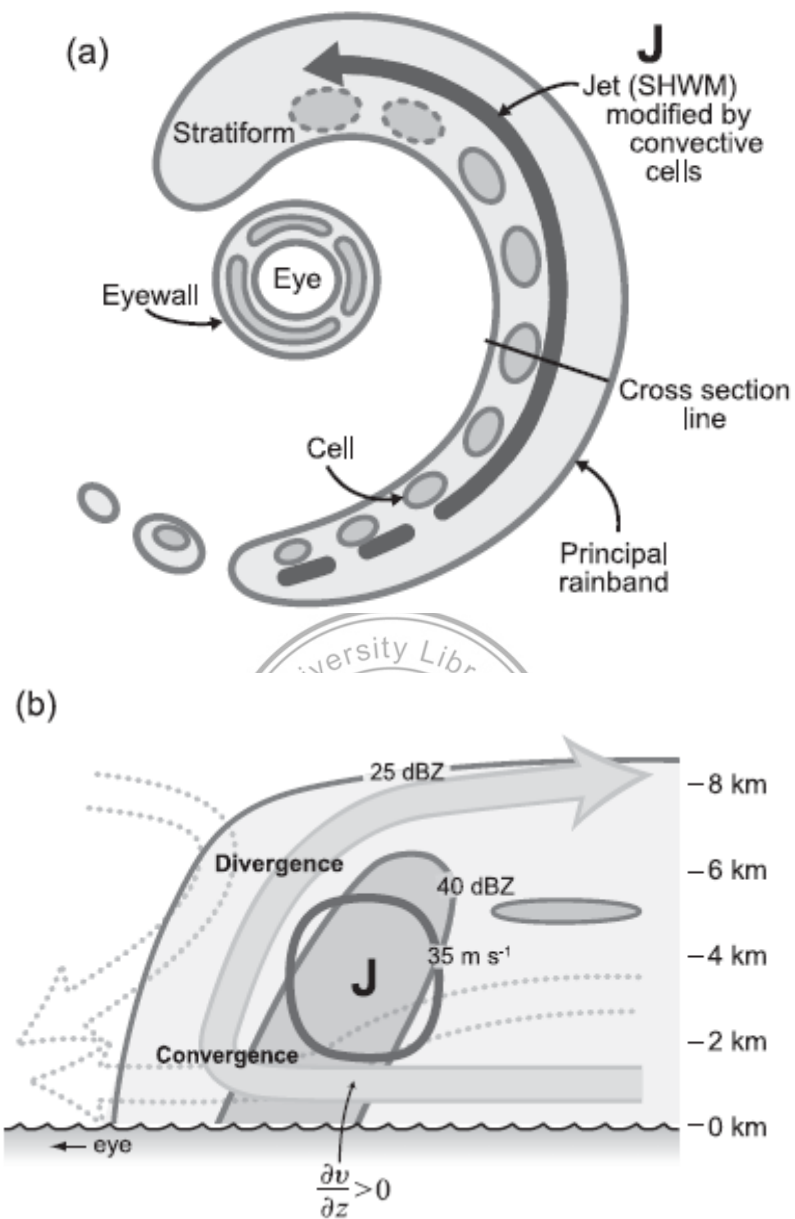


圖 1.5 (a)為雷達觀測到颱風的胞狀對流、層狀降水之結構特徵示意圖 (Houze 2010)。(b)為颱風雨帶垂直的雷達回波剖面示意圖。

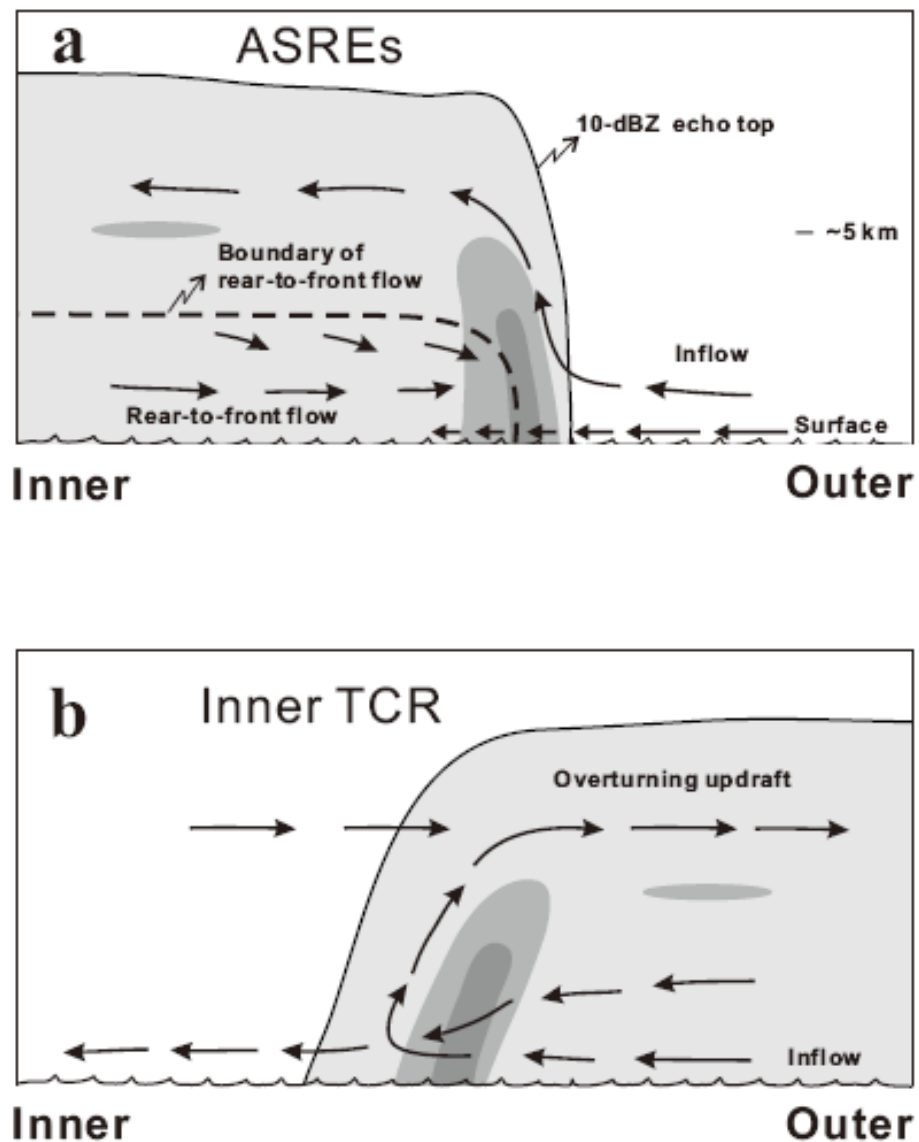


圖 1.6 (a)為 Yu and Tsai(2013)分析 2005 年龍王颱風外圍雨帶的垂直結構示意圖，箭頭代表雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降水結構。(b)為 principal band 的垂直降水與氣流結構示意圖(參考 Barnes et al. 1983 與 Hense and Houze 2008 繪製而成)。

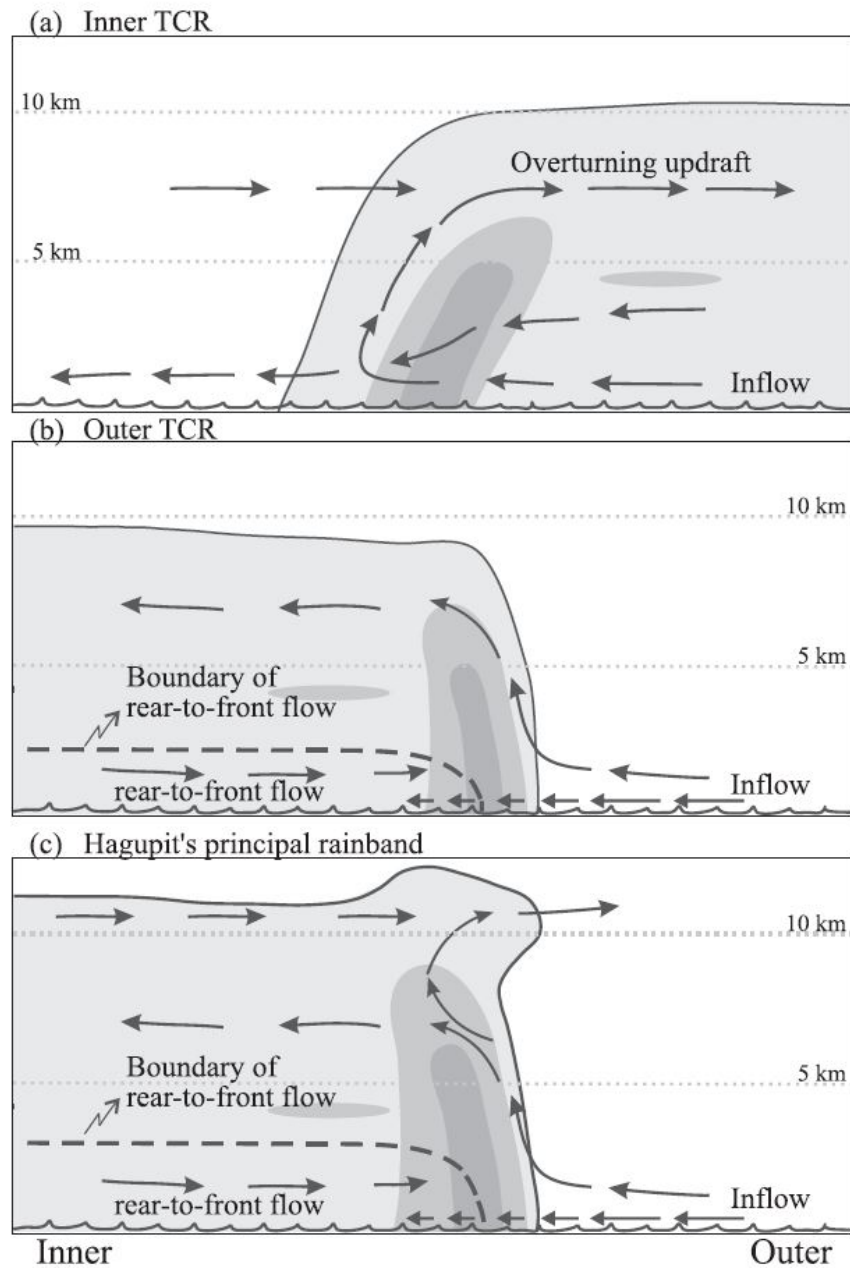


圖 1.7 (a)為 principal band 的垂直降水與氣流結構示意圖(參考 Barnes et al. 1983 與 Hense and Houze 2008 繪製而成)。(b)為 Yu and Tsai (2013) 所分析的外圍雨帶垂直結構示意圖。(c)為 Tang et al. (2014)分析 2008 年哈格比颱風主要雨帶的垂直結構示意圖，箭頭代表雙都卜勒風場合成之氣流結構，灰色色階為雨帶降水結構。

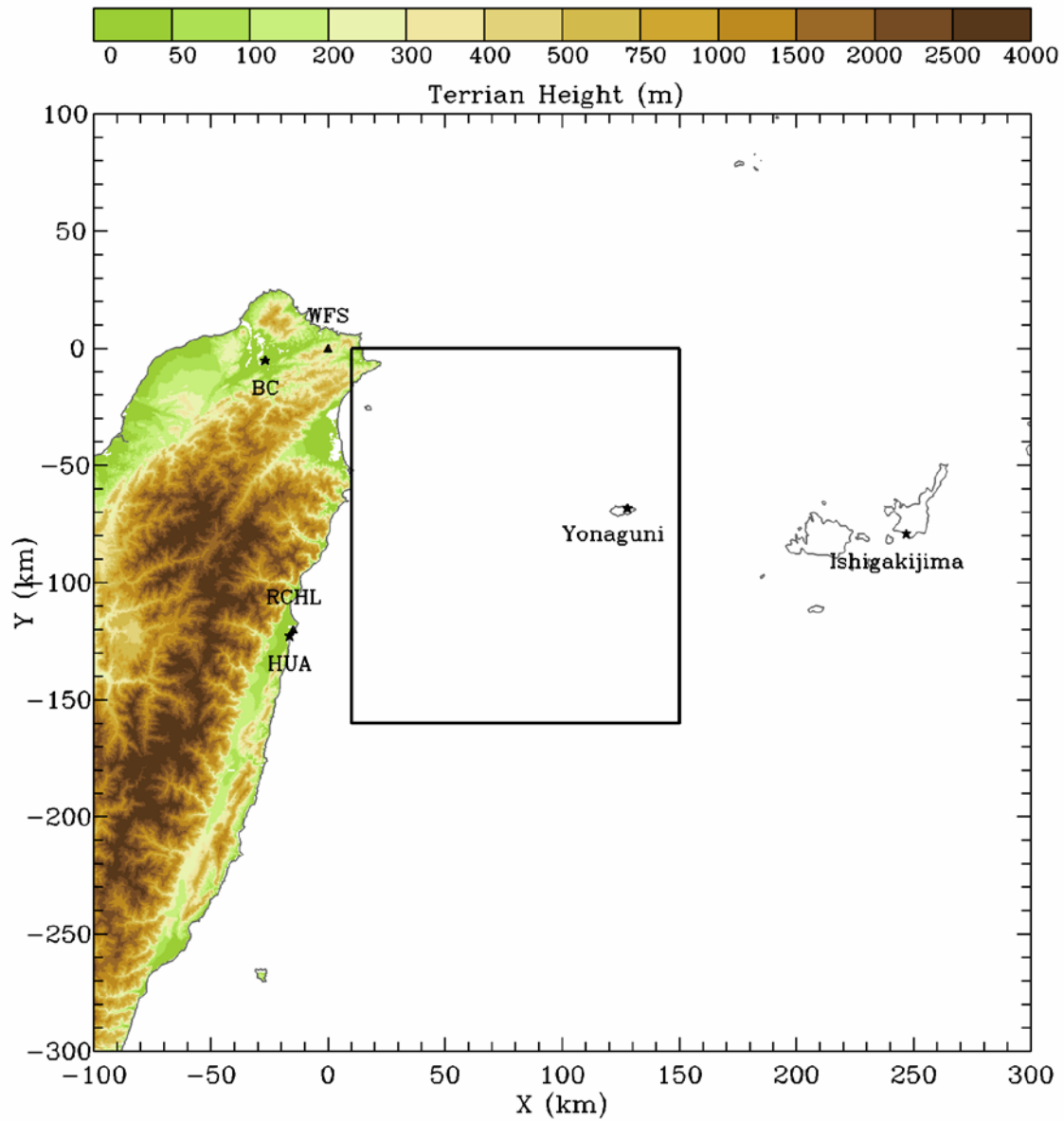


圖 2.1 本研究所使用的資料分佈及地形結構圖。色階為地形高度(m)，三角形符號代表都卜勒雷達站位置，五分山(WFS)、花蓮(RCHL)。星符號代表地面測站，日本氣象廳的與那國島測站(Yonaguni)及石垣島測站(Ishigakijima)，中央氣象局的板橋(BC)及花蓮(HUA)測站，方框為雙都卜勒風場反演的範圍，大小為 140 x 160 公里。

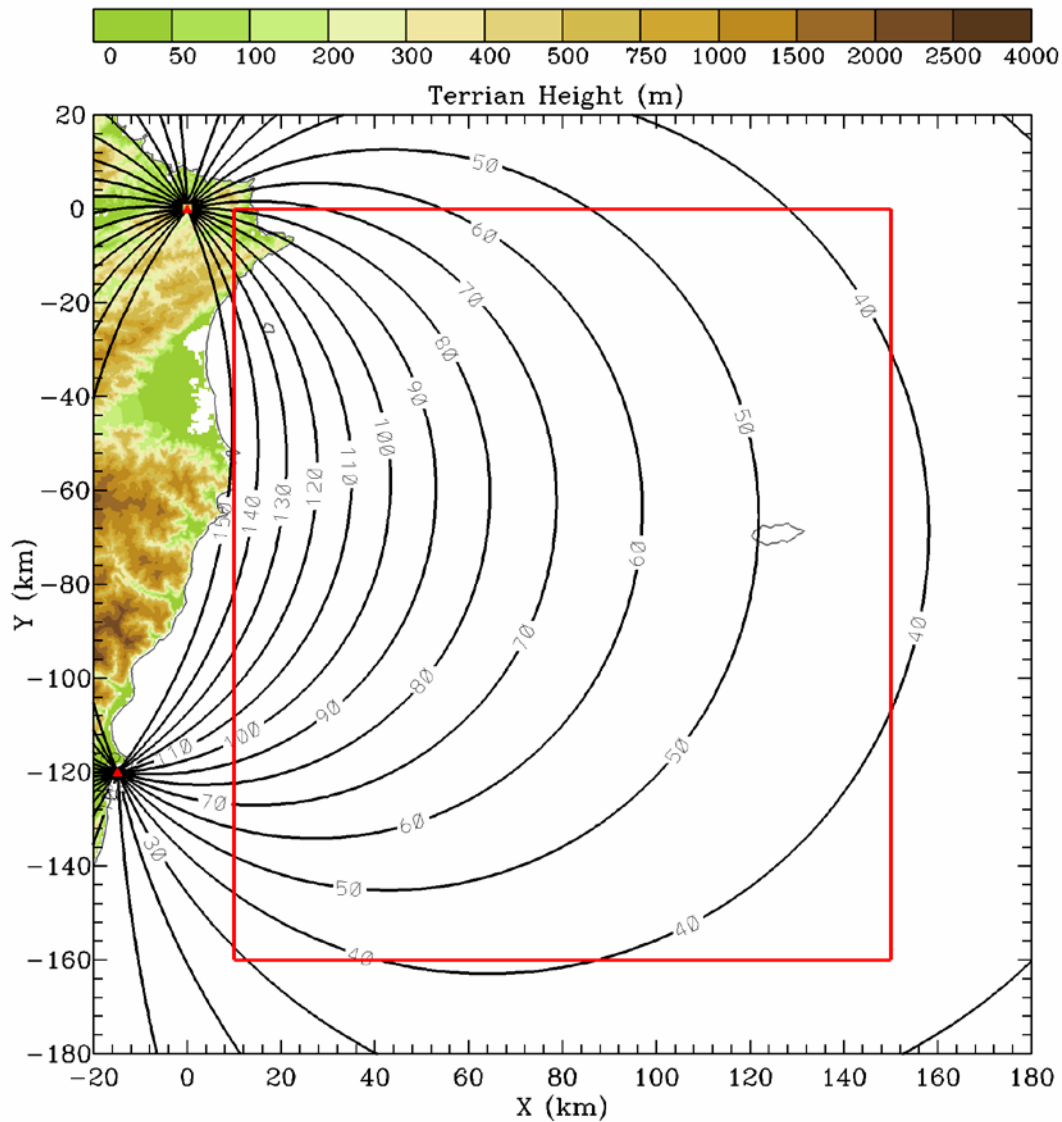


圖 2.2 此圖為五分山與花蓮雷達交角範圍。色階為地形高度(m)，紅色三角形符號代表都卜勒雷達站位置，分別為五分山(WFS)及花蓮(RCHL)，紅色方框為雙都卜勒風場反演的範圍，黑色實線為兩個雷達的交角角度。

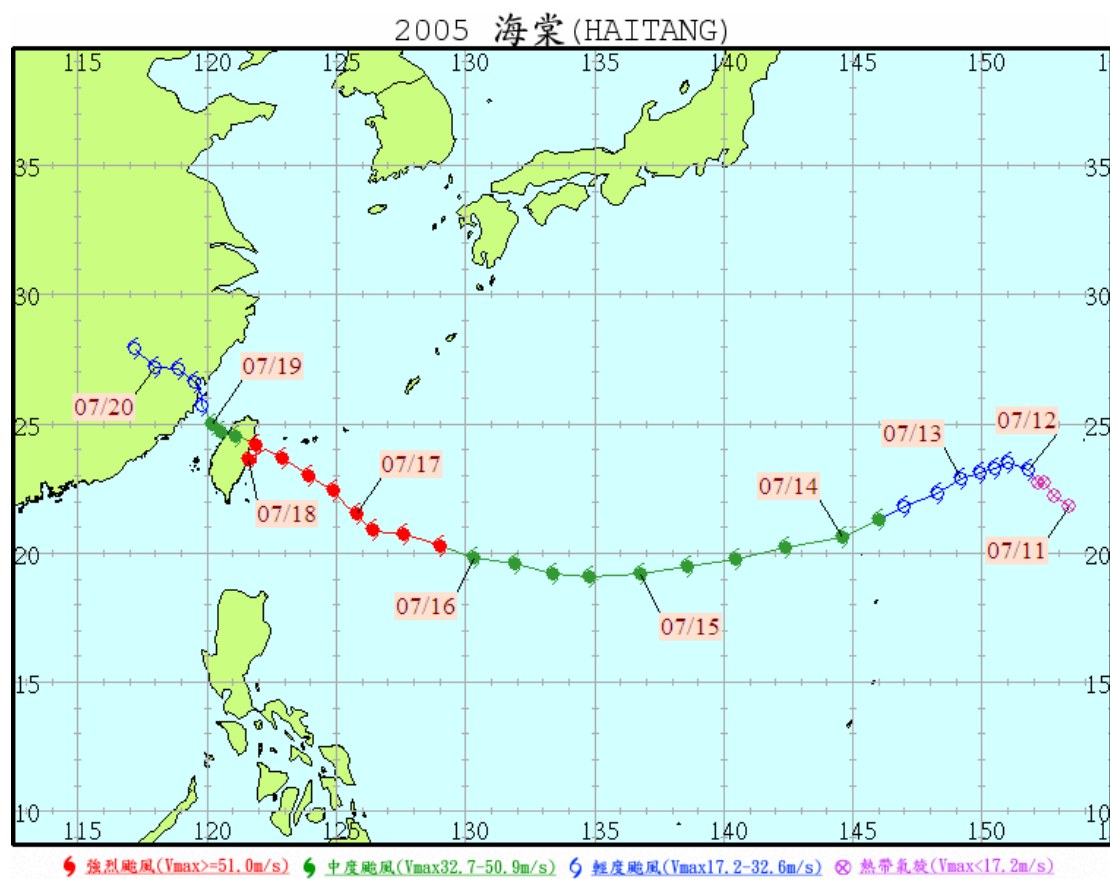


圖 3.1 為中央氣象局所繪製 2005 年海棠颱風的颱風路徑圖。

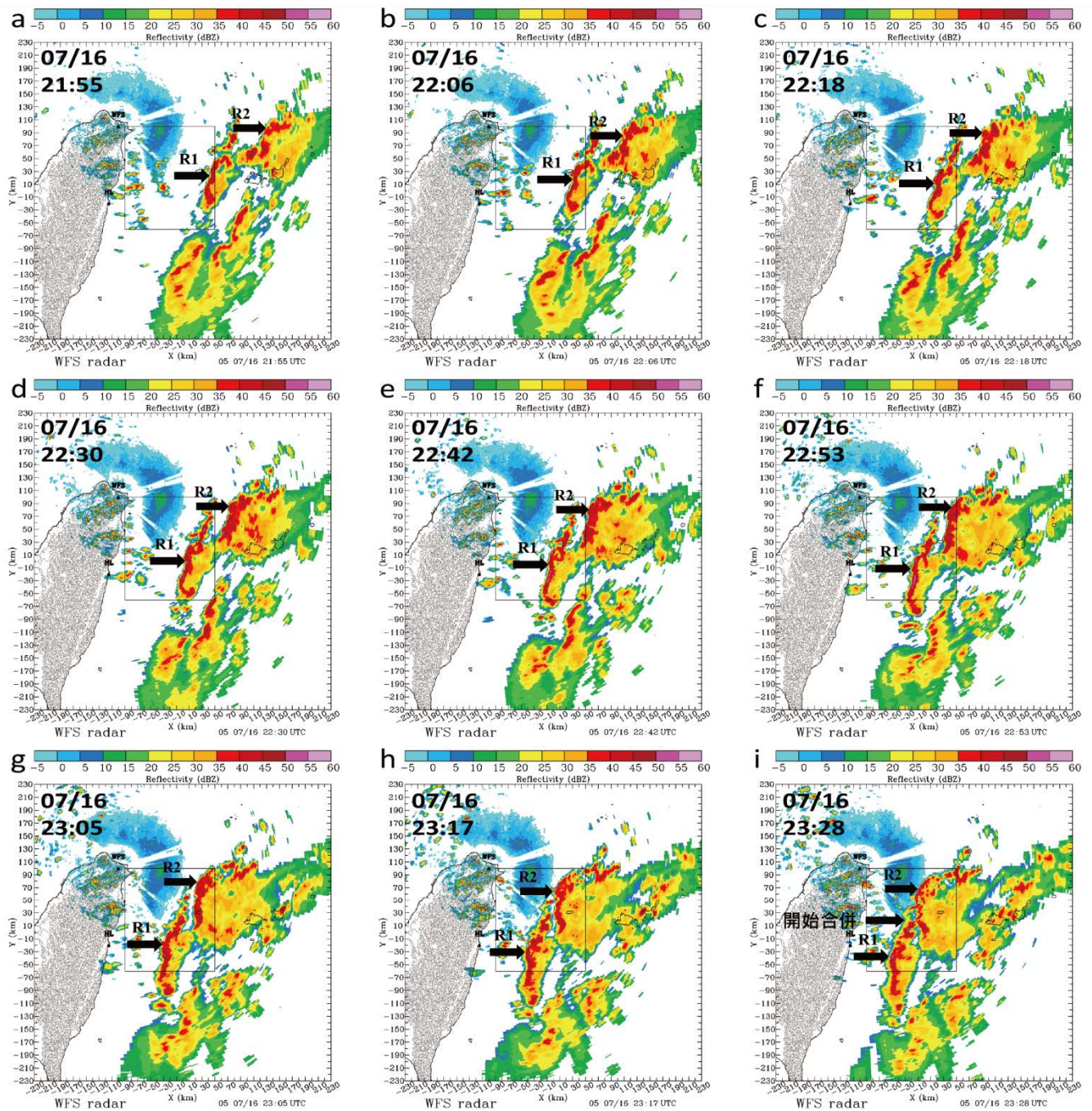


圖 3.2 R1 與 R2 與 R3(分別由箭頭所指)的雷達回波演變圖(五分山雷達， 0.4° 仰角 PPI)，box 表示雙都合成範圍。

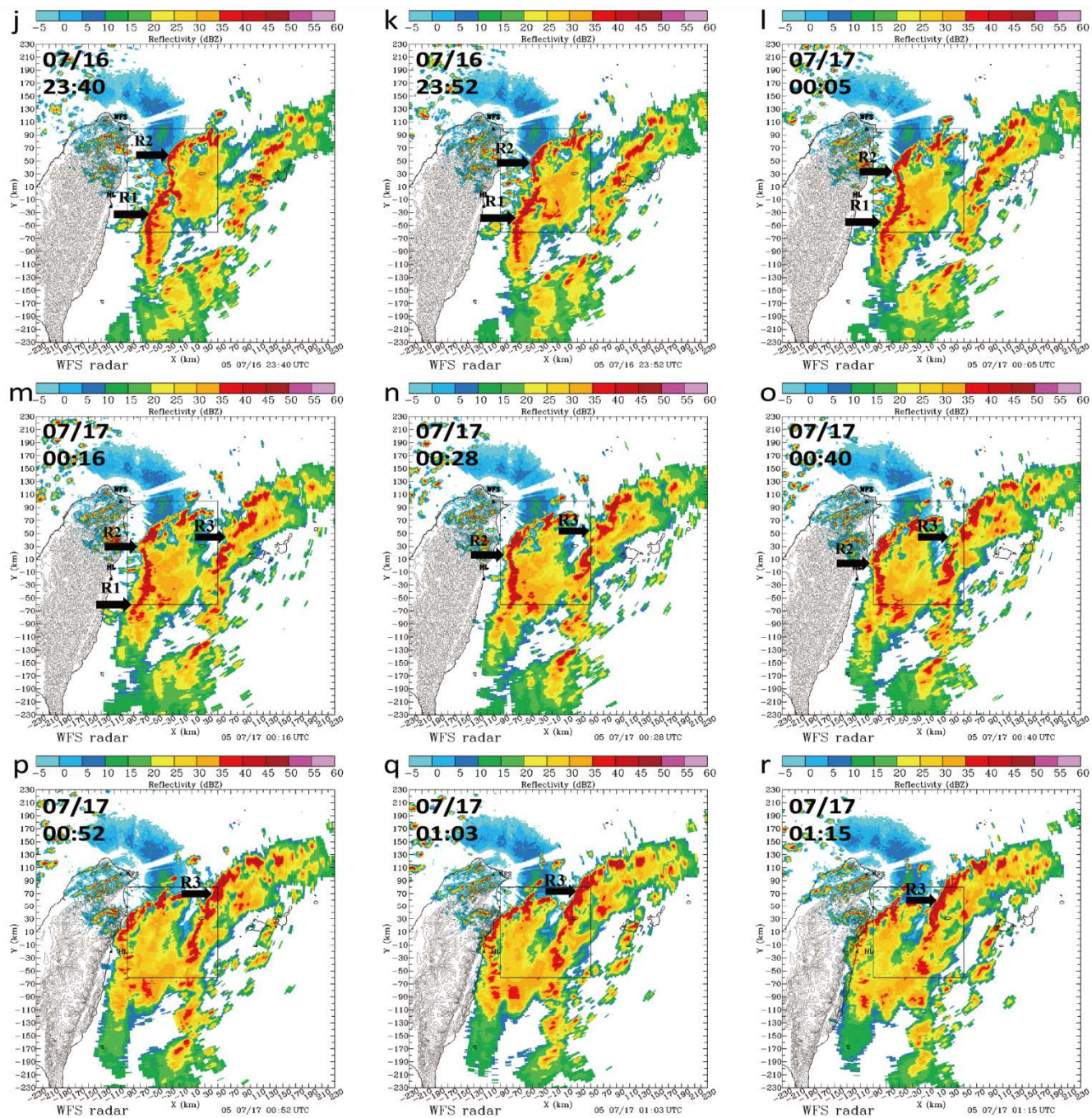


圖 3.2 (續)。

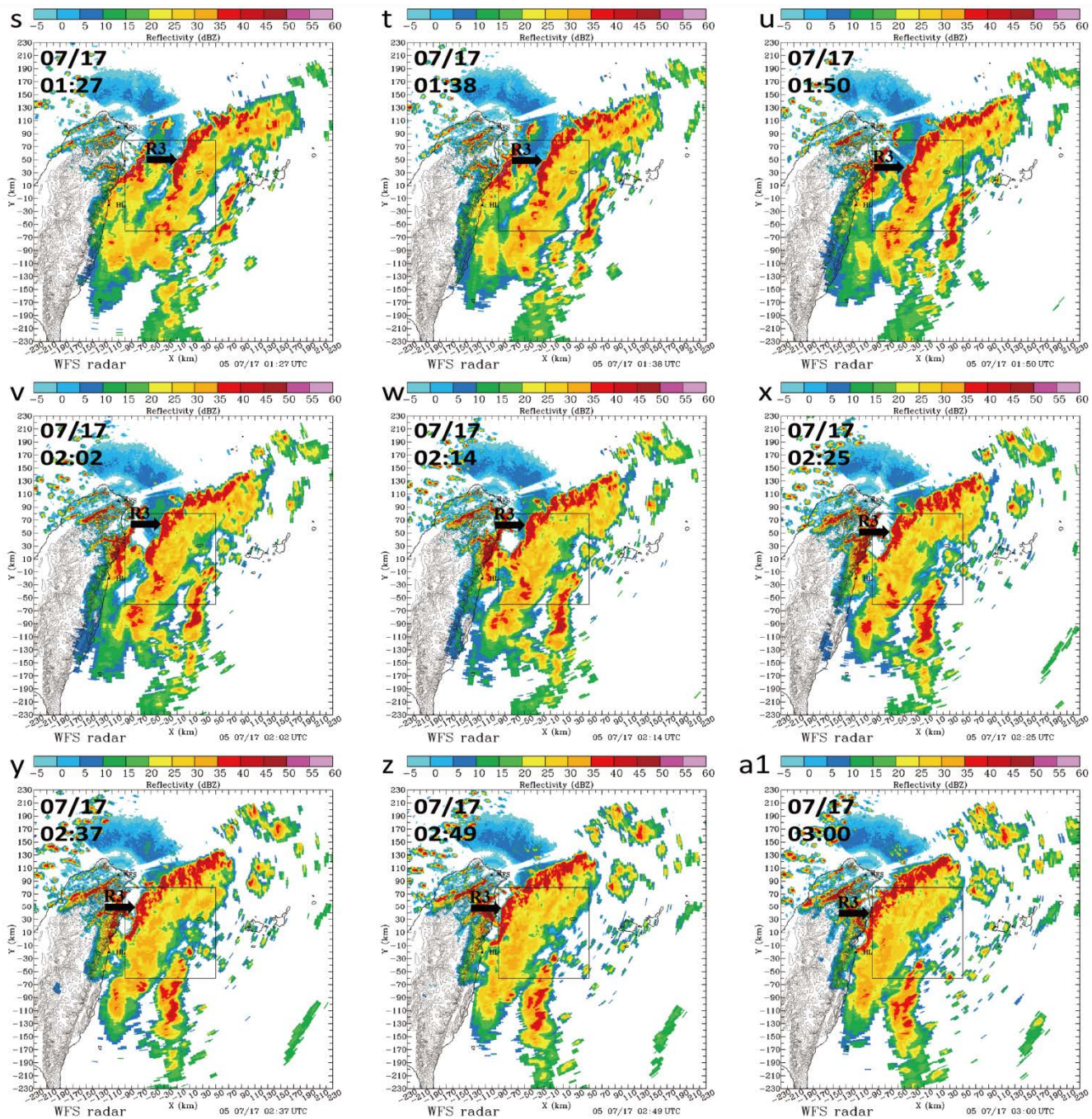


圖 3.2 (續)。

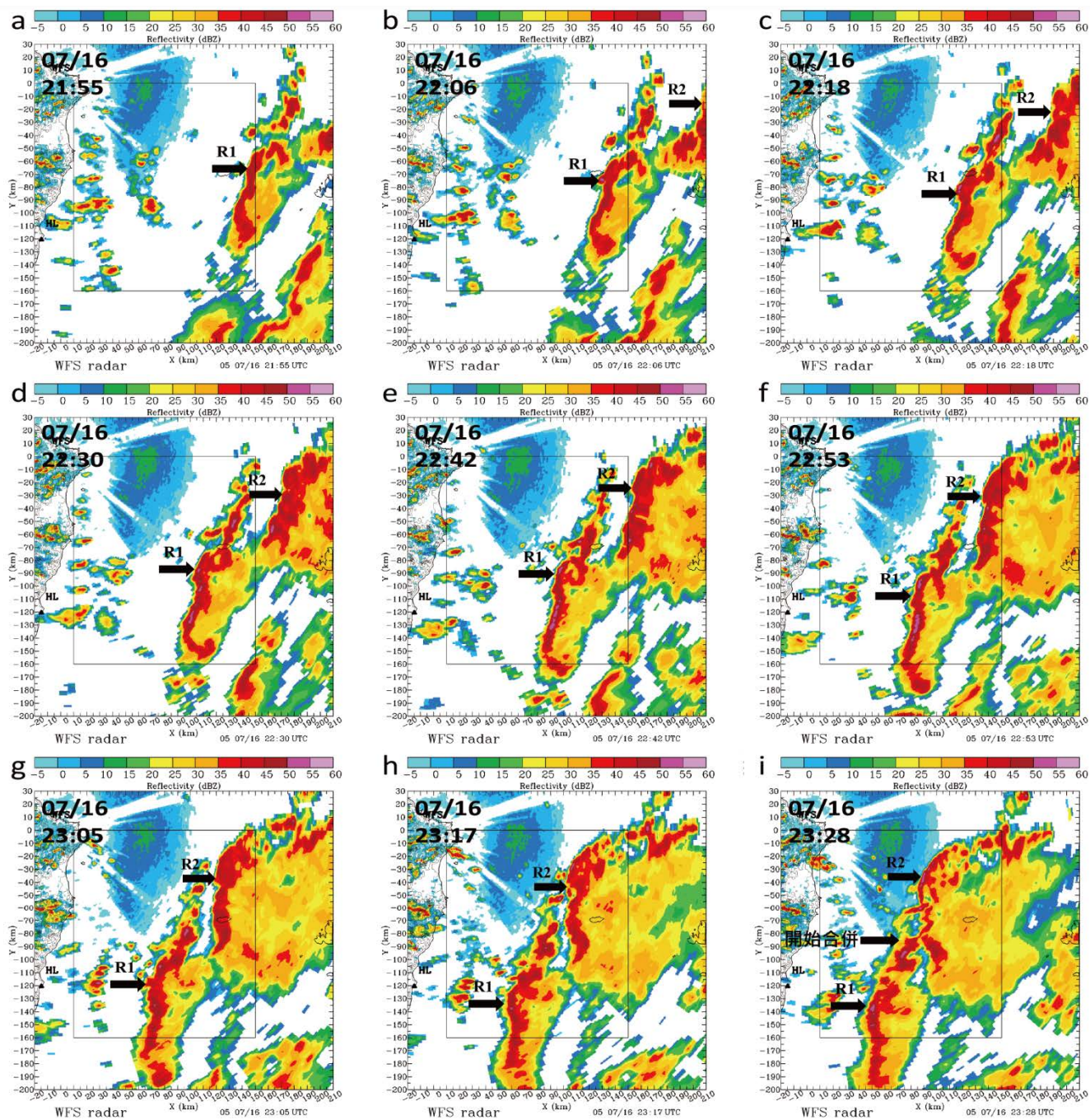


圖 3.3 同 3.2，但將範圍縮小。

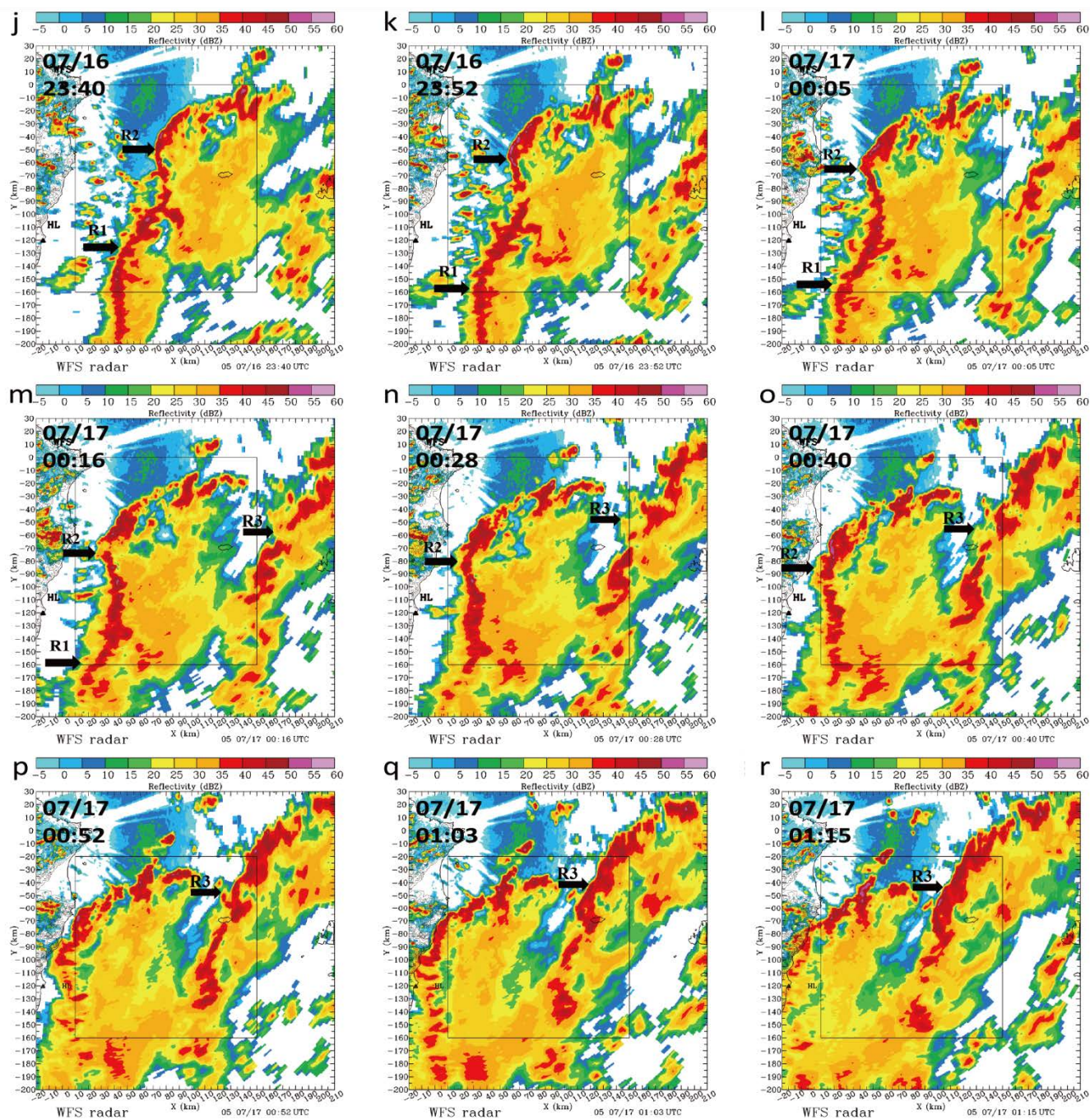


圖 3.3 (續)。

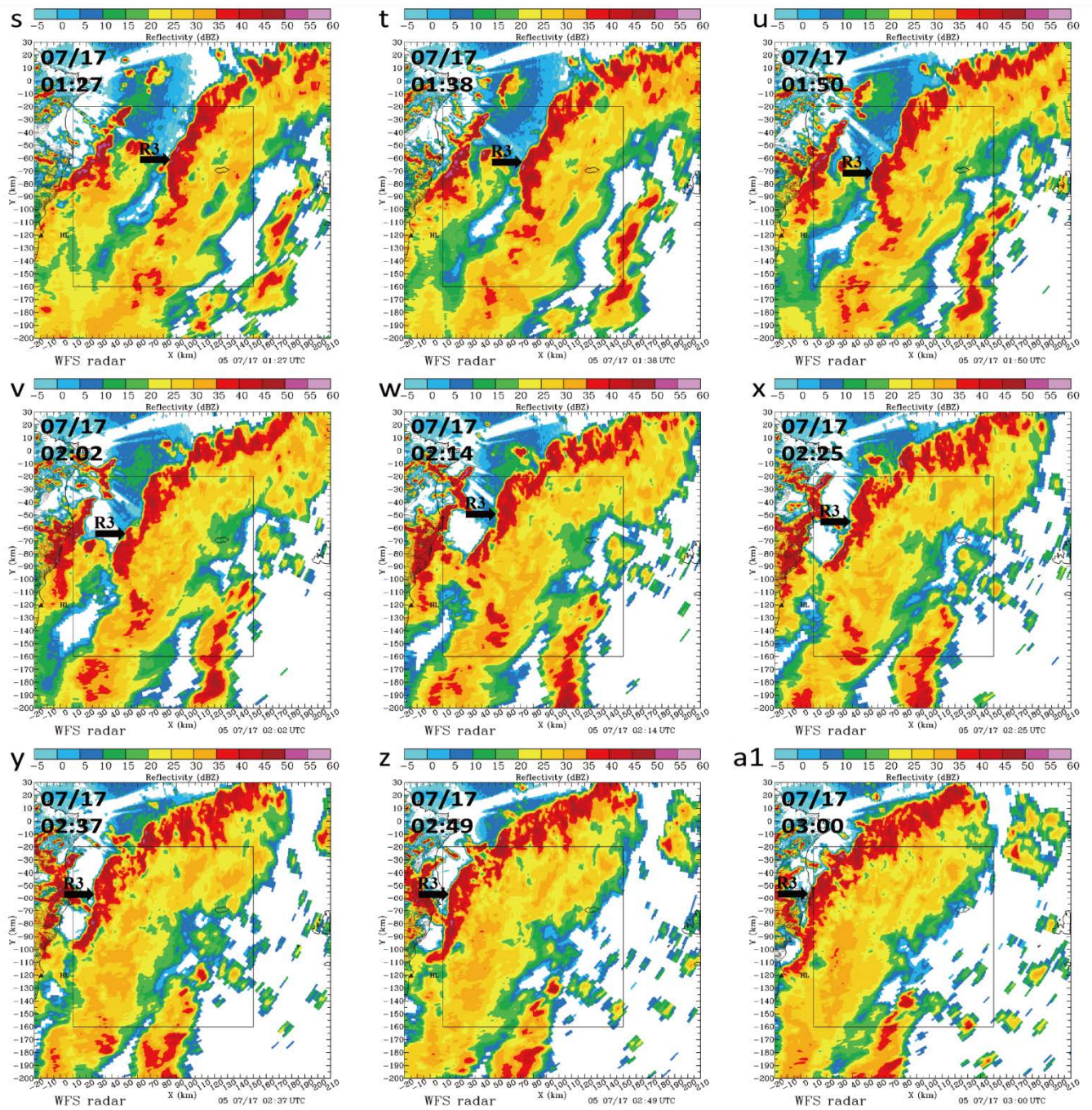


圖 3.3 (續)。

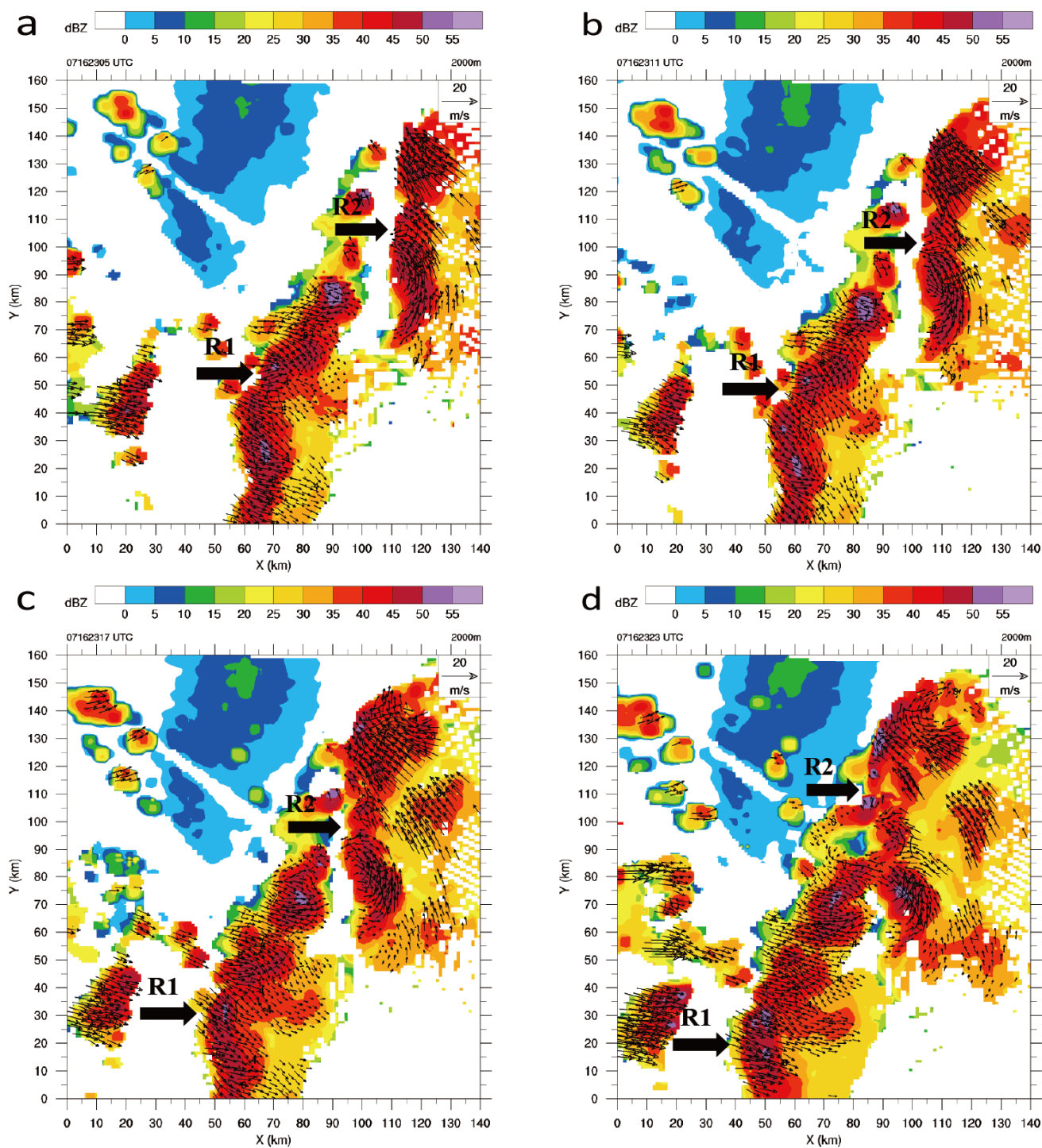


圖 4.1 R1、R2 與 R3 兩公里高度之雙都卜勒合成的風場及降水回波
隨時間變化圖。(色階為降水回波值，箭頭為風向大小，時間位於左
上，演化順序由左至右，由上至下)。

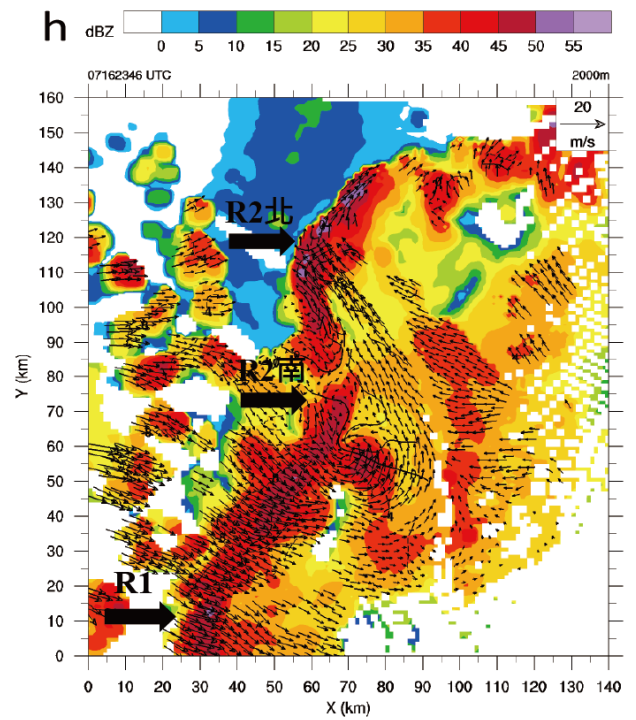
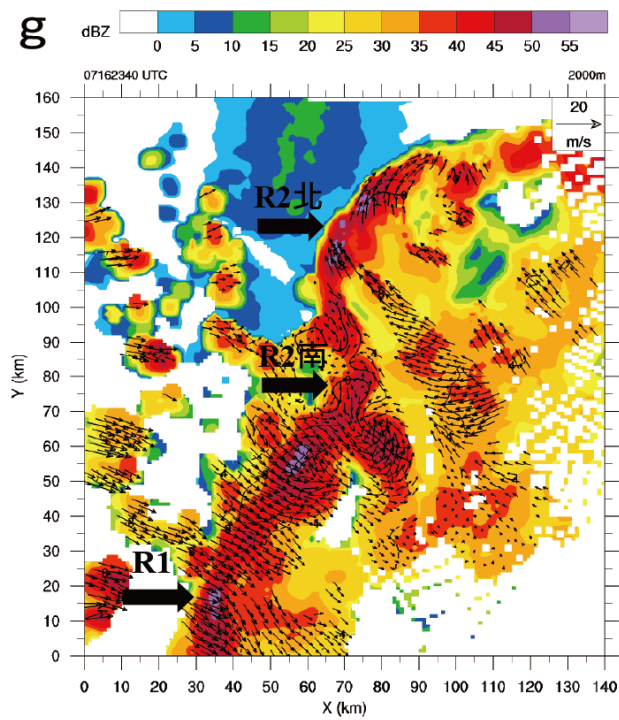
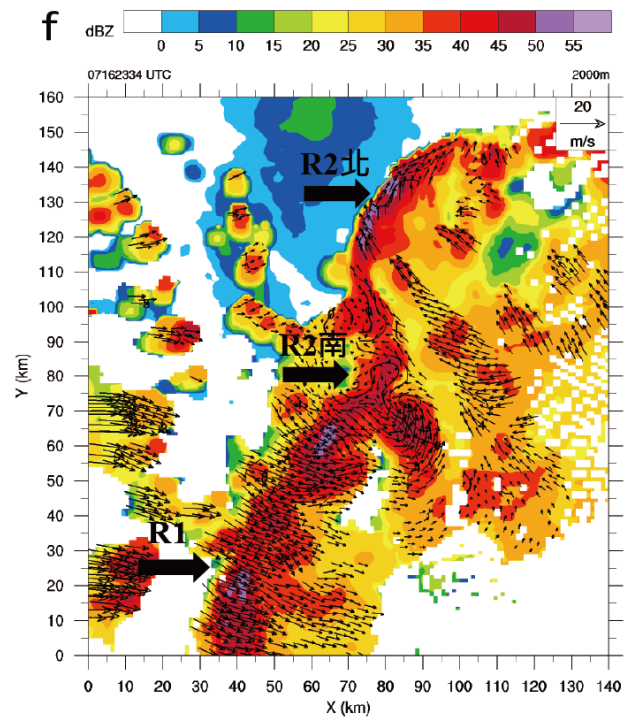
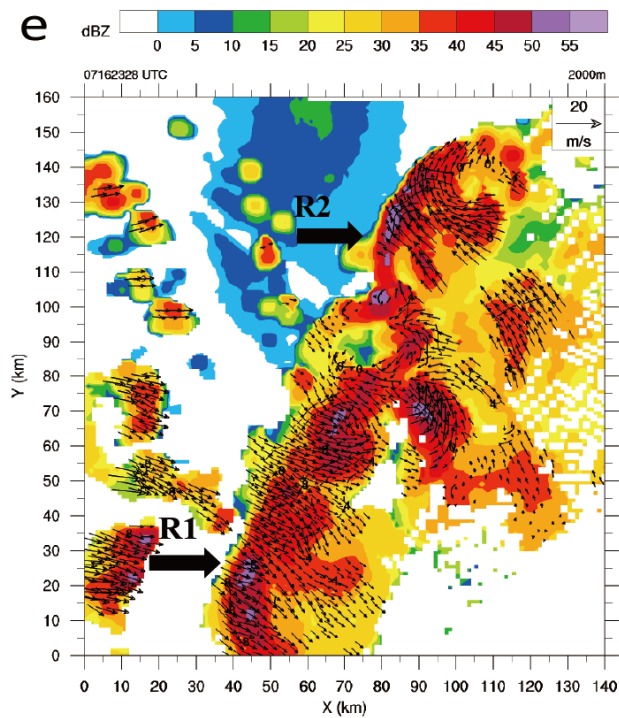


圖 4.1 (續)。

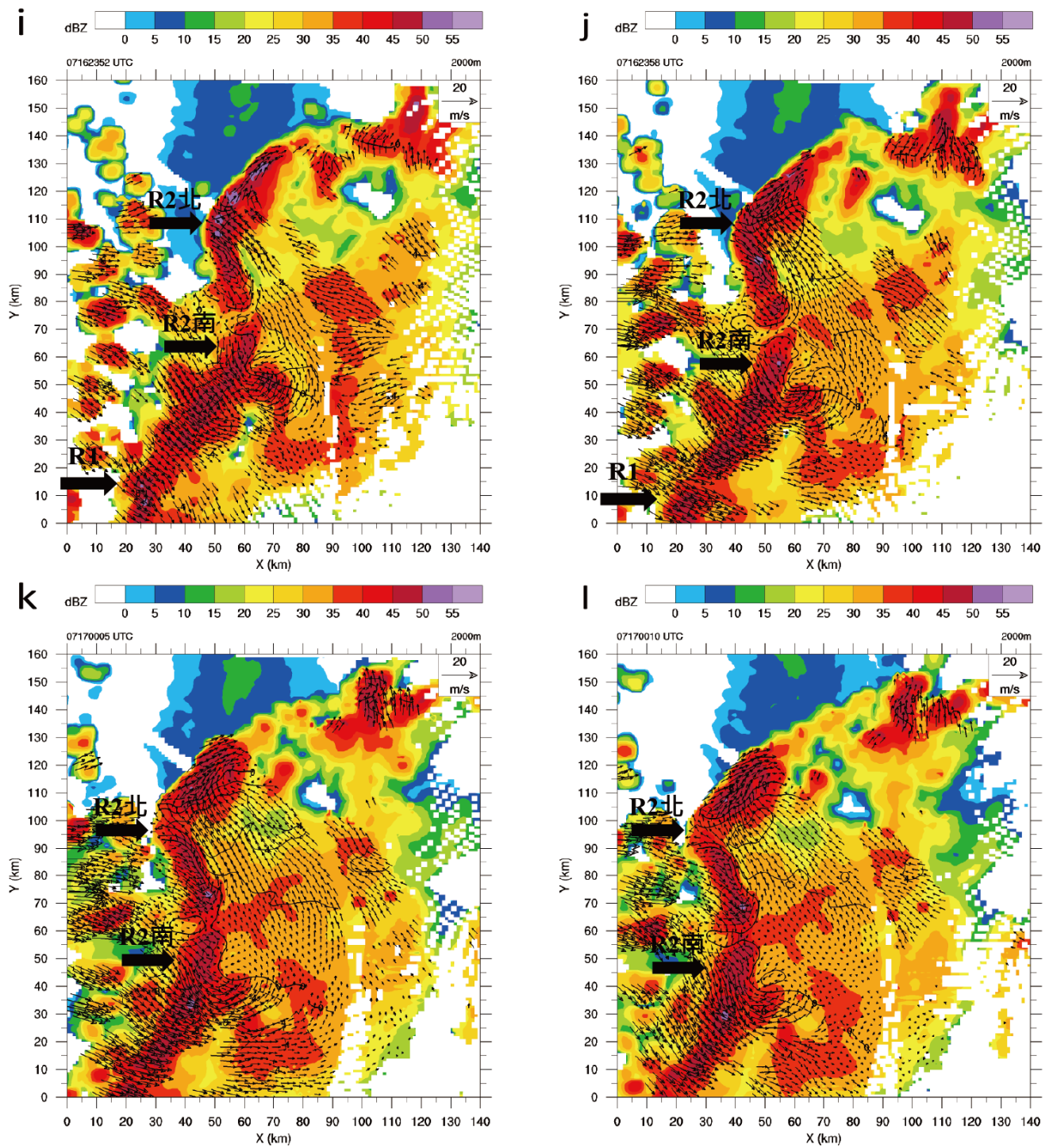


圖 4.1 (續)。

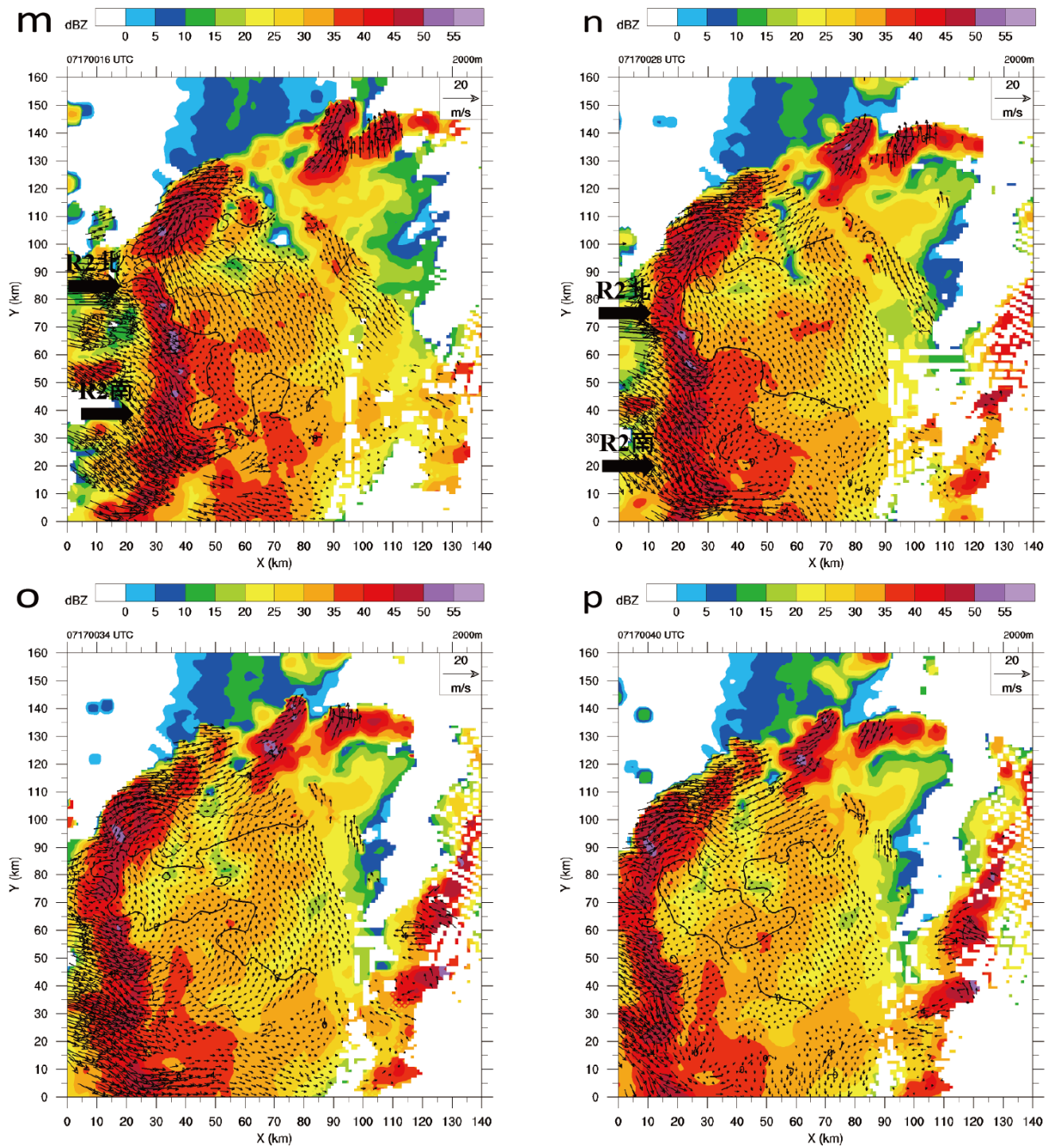


圖 4.1 (續)。

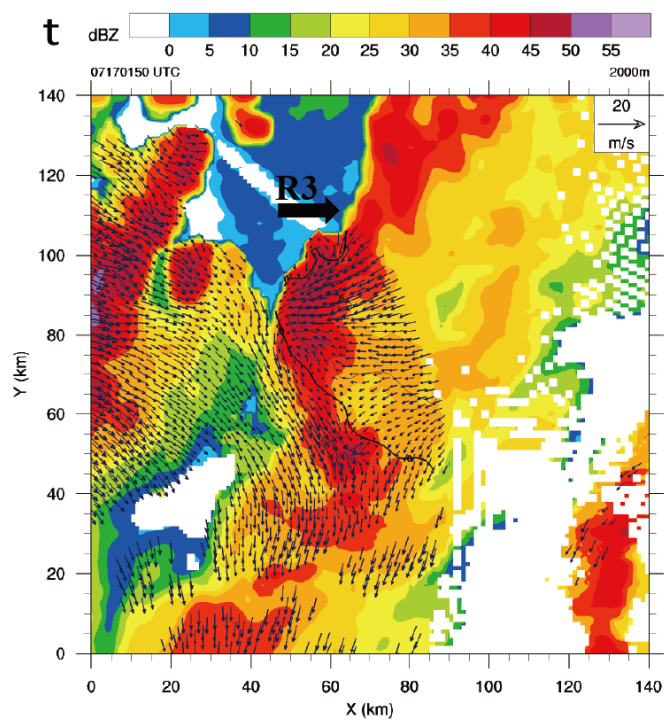
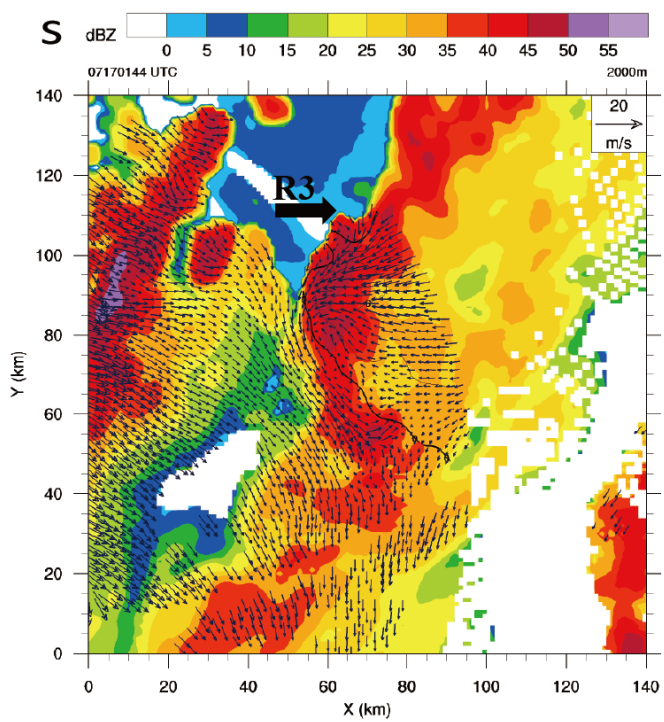
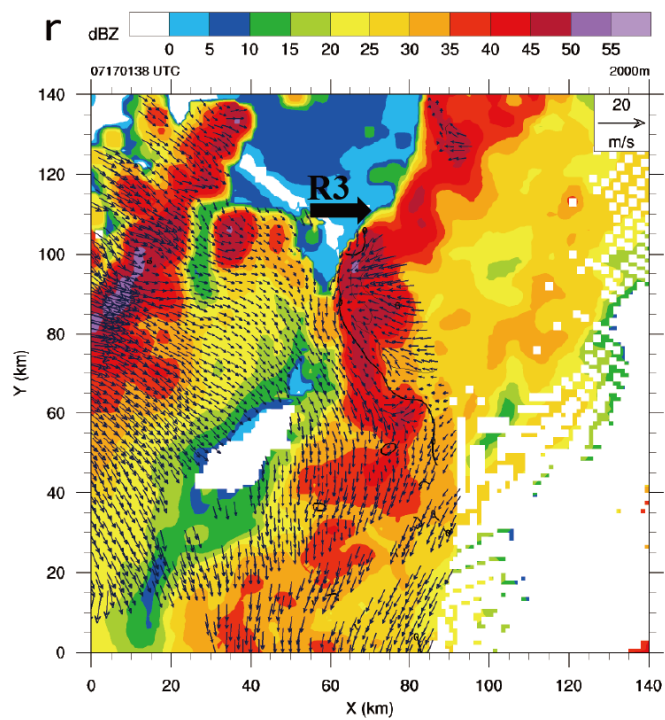
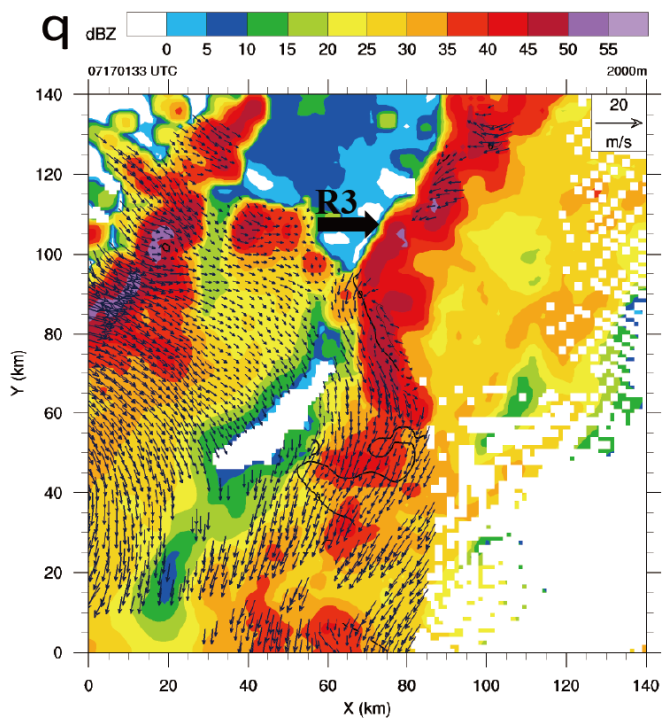


圖 4.1 (續)。

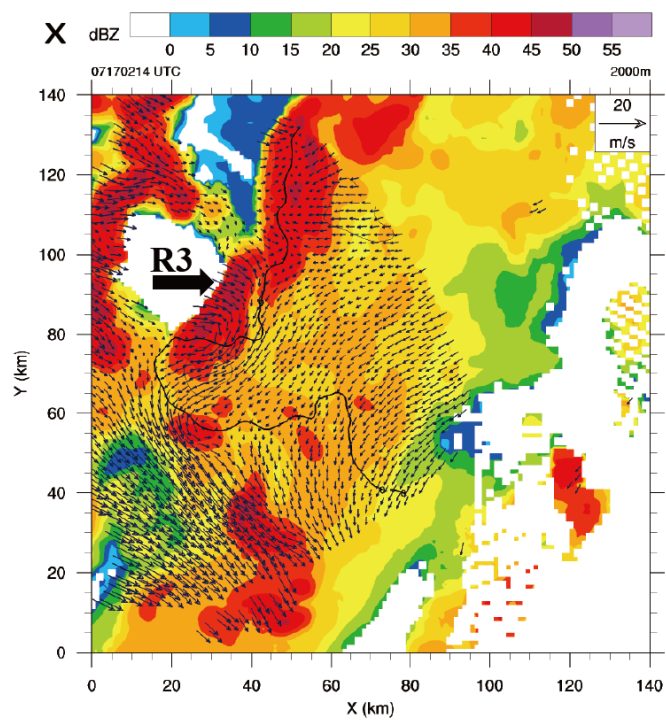
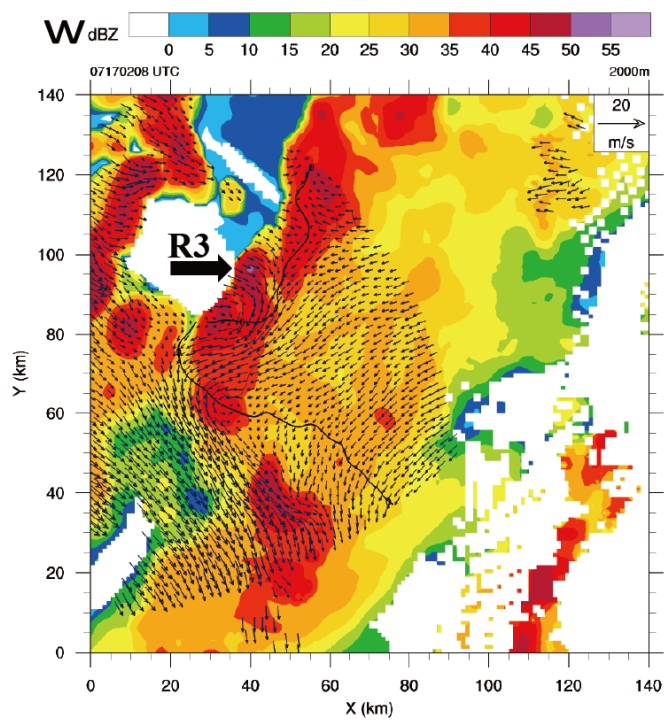
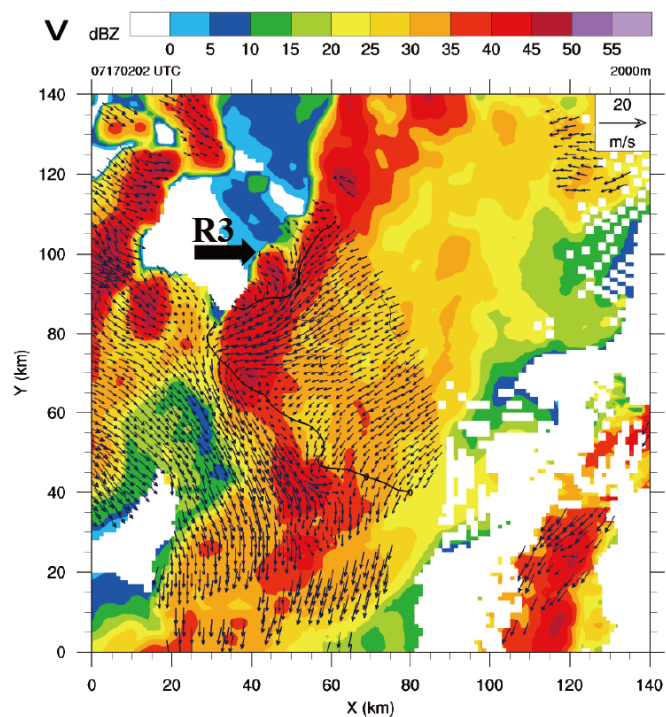
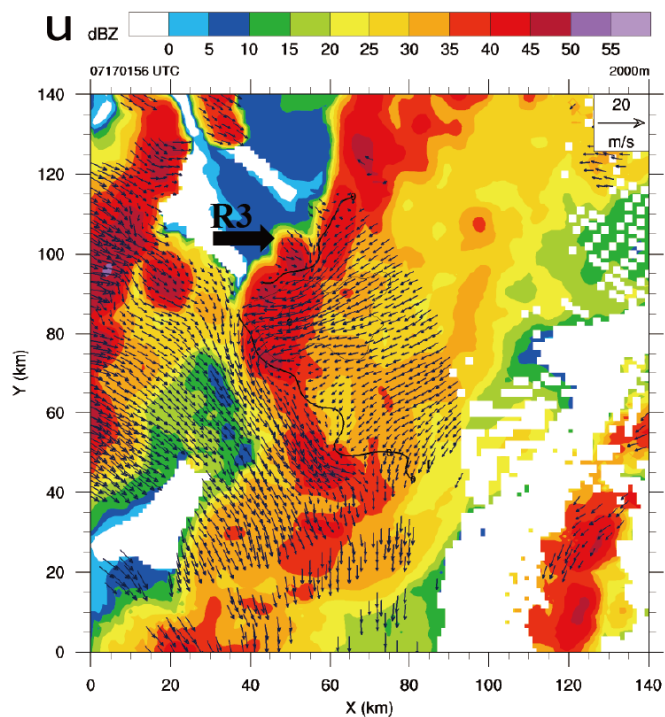


圖 4.1 (續)。

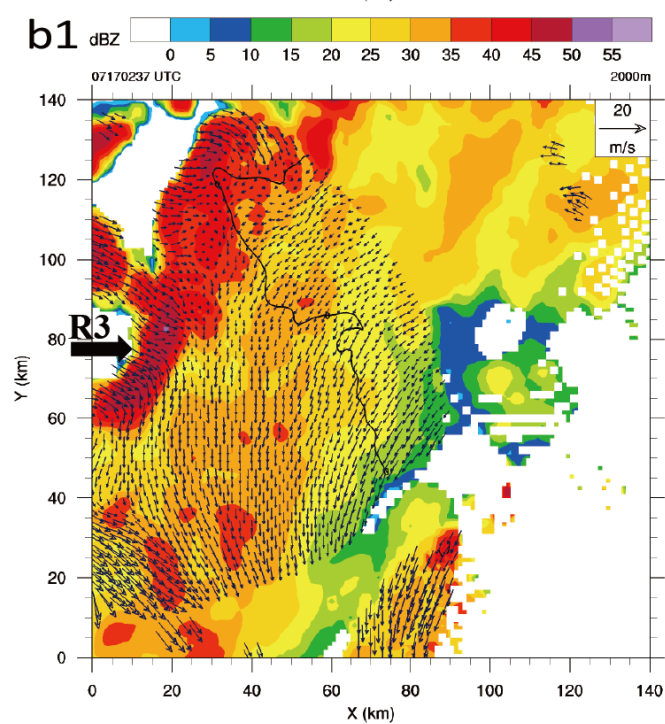
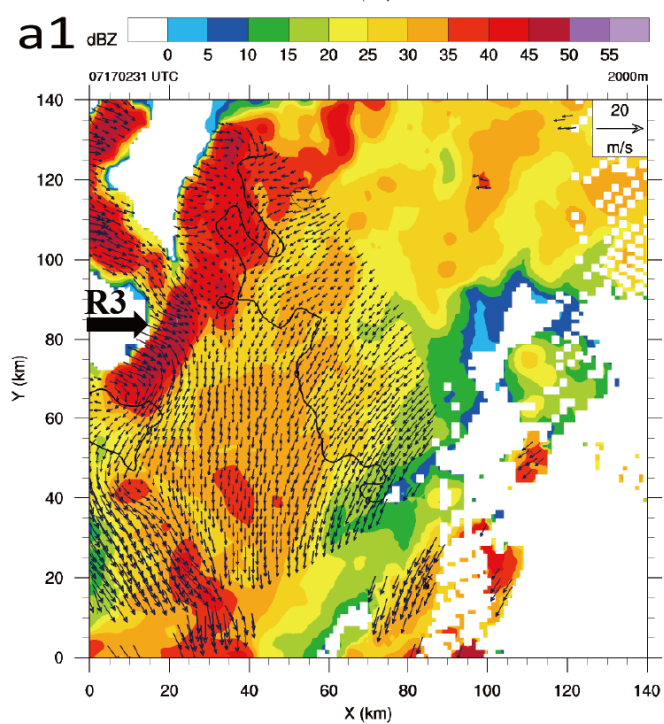
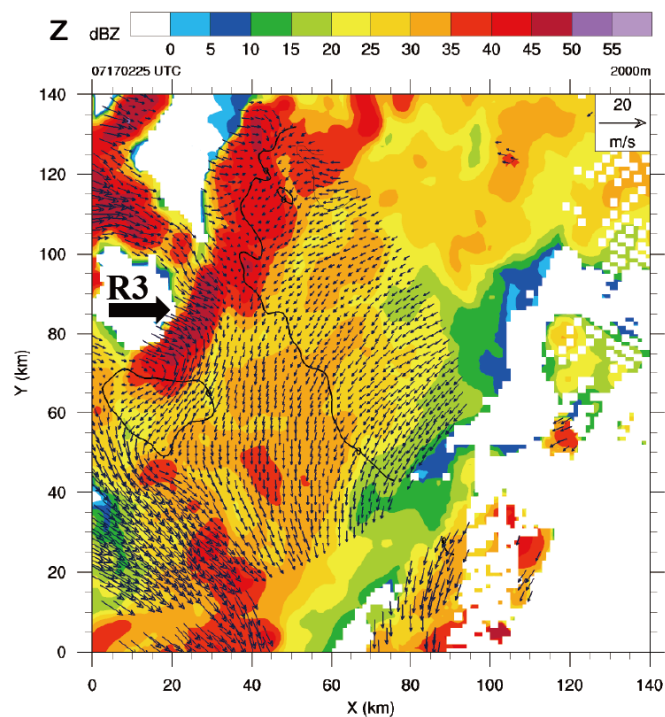
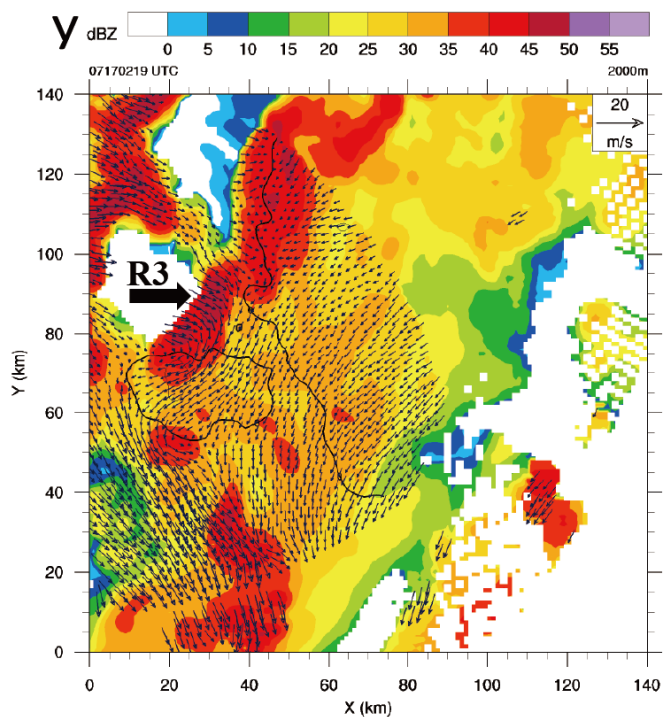


圖 4.1 (續)。

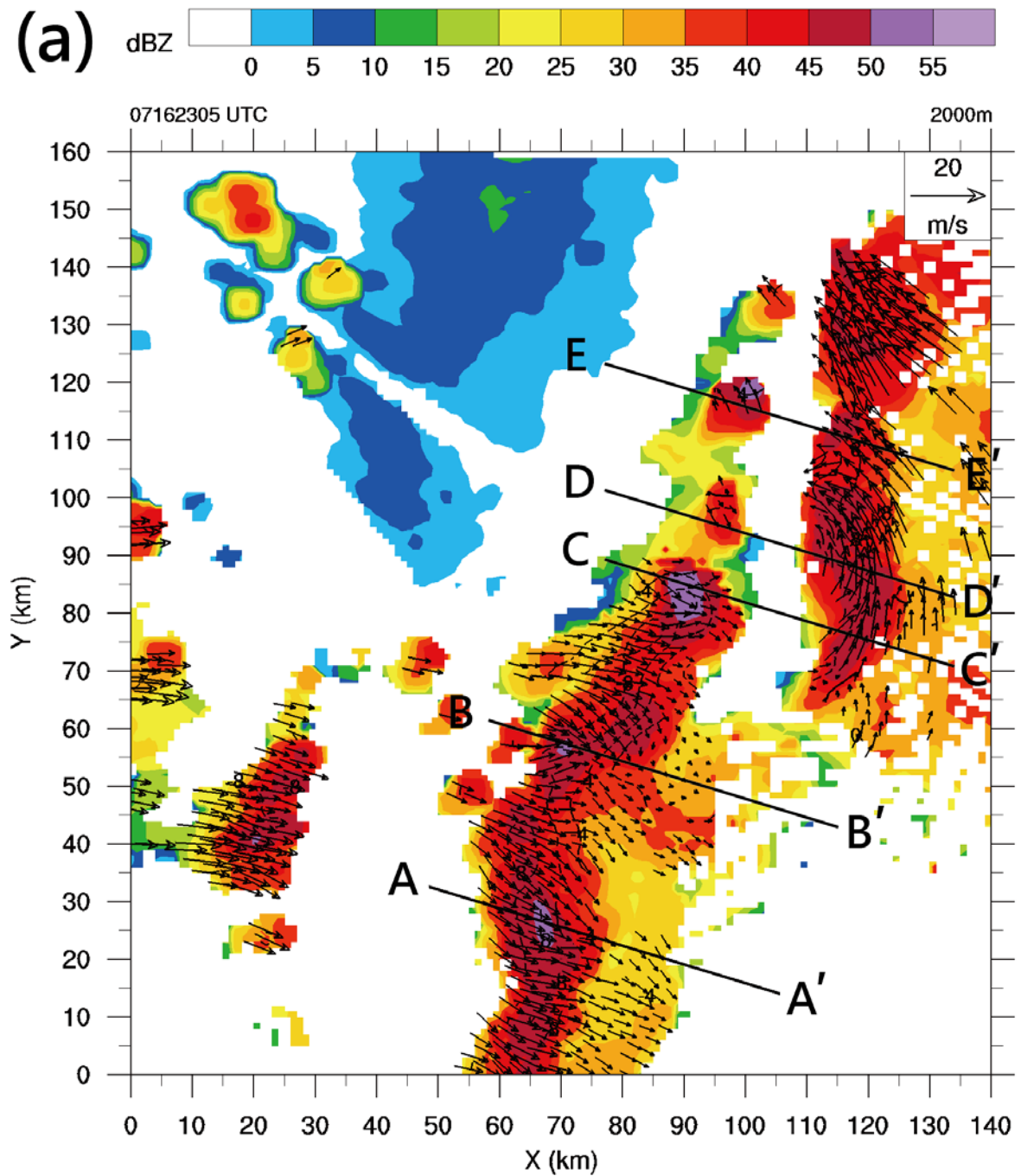


圖 4.2 (a)為 07162305 UTC R1、R2 合併前兩公里高度之雙都卜勒合成風場及降水回波圖，為相對於雨帶之水平氣流與回波結構，(b) A-A' (c) B-B' (d) C-C' (e) D-D' (f) E-E' 為雨帶垂直氣流及回波結構。色階為降雨回波值，黑色箭頭代表氣流結構(水平 20 m s^{-1} ，垂直 10 m s^{-1})，黑色實線代表剖面位置。

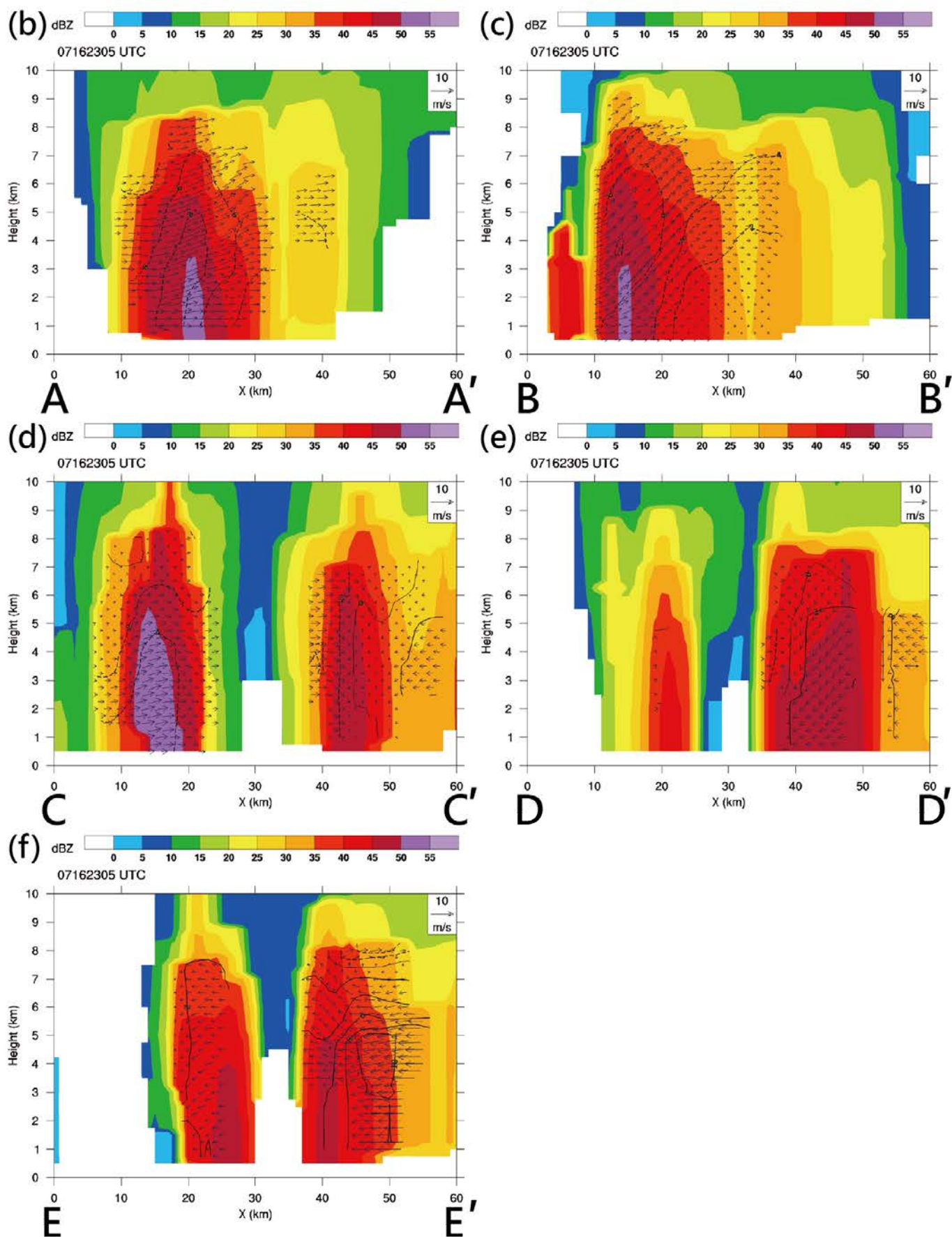


圖 4.2 (續)。

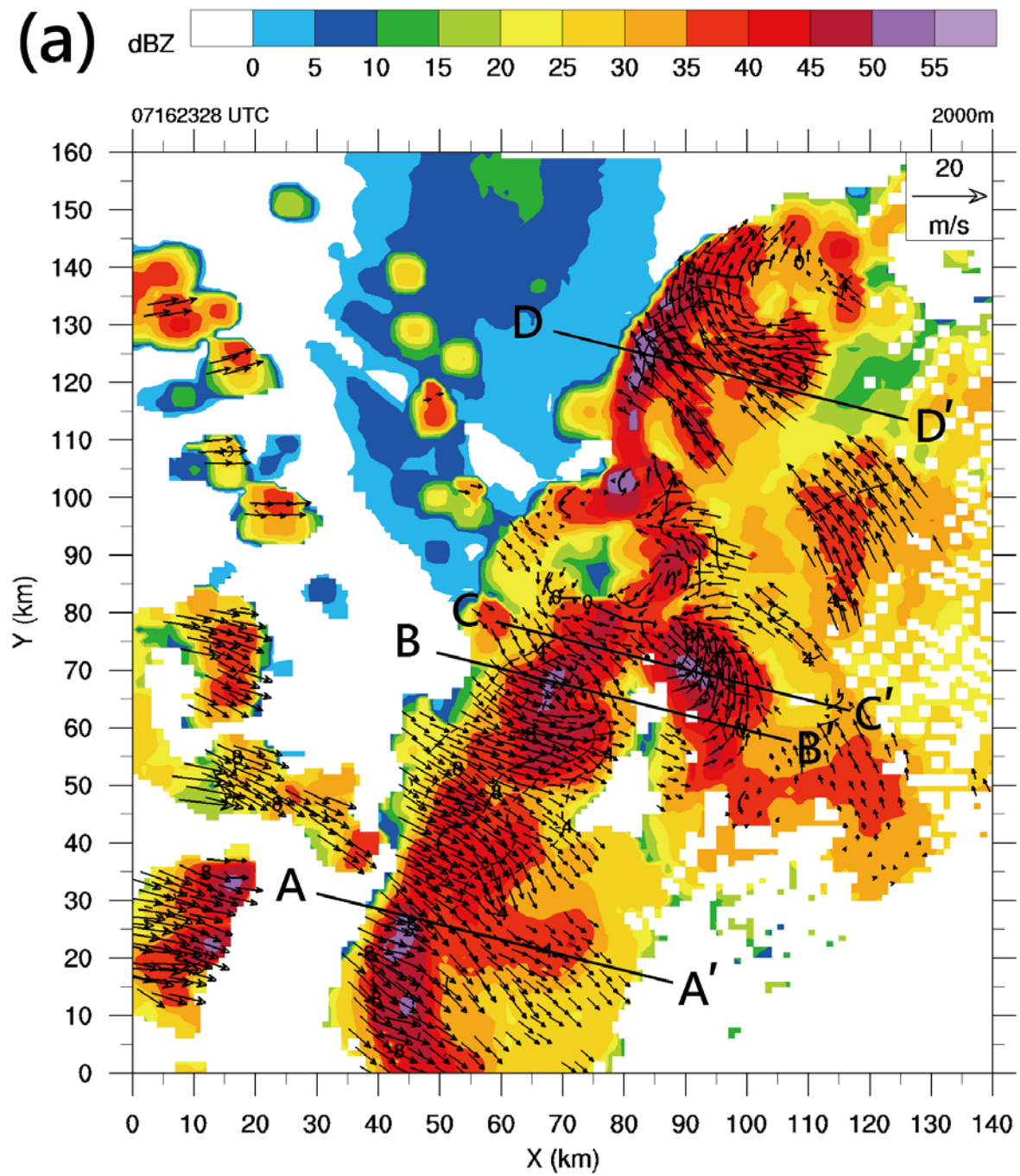


圖 4.3 (a)(b)(c)(d)(e)同 4.2，但此圖為 07162328 UTC 兩個雨帶合併時。

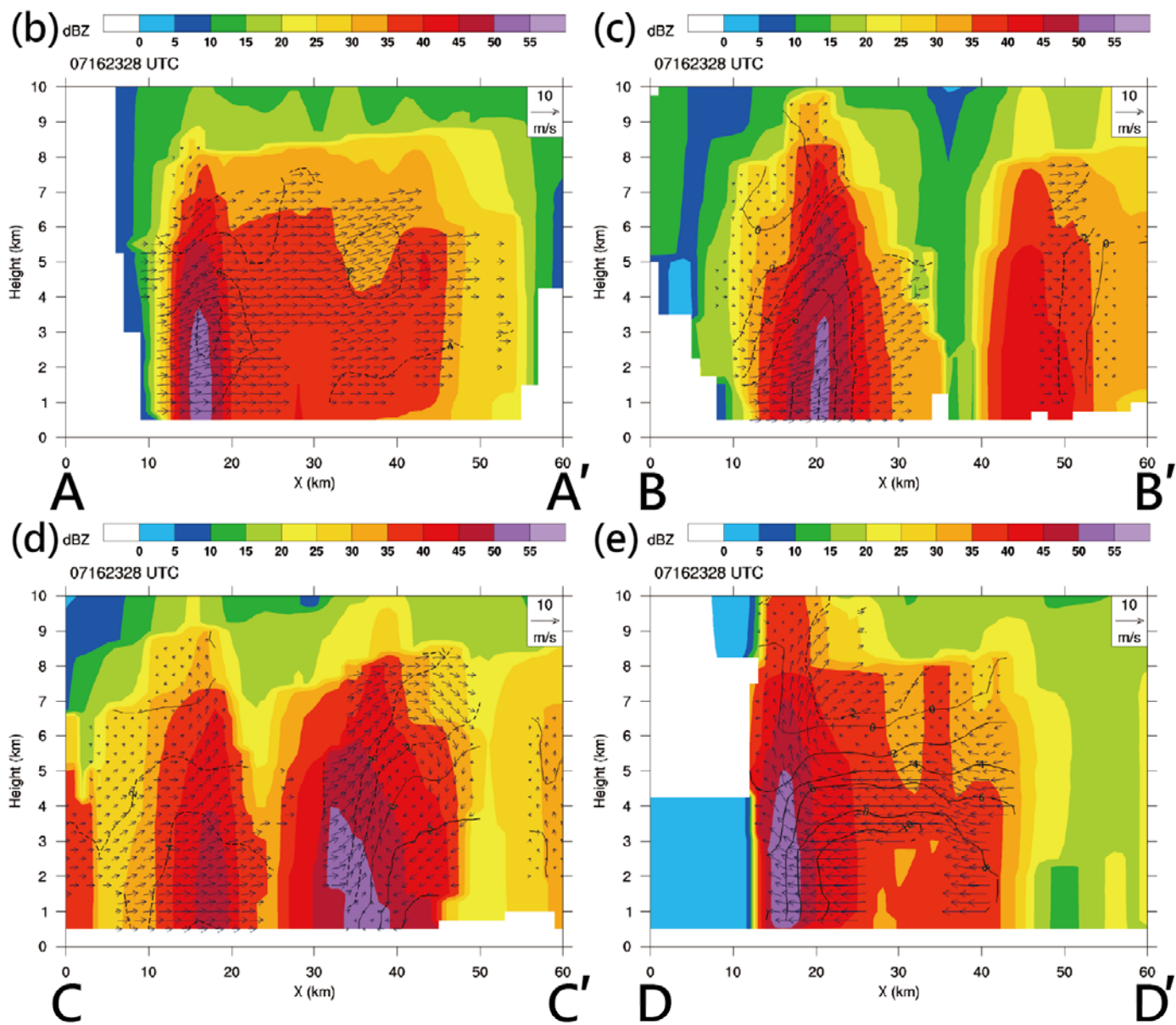


圖 4.3 (續)。

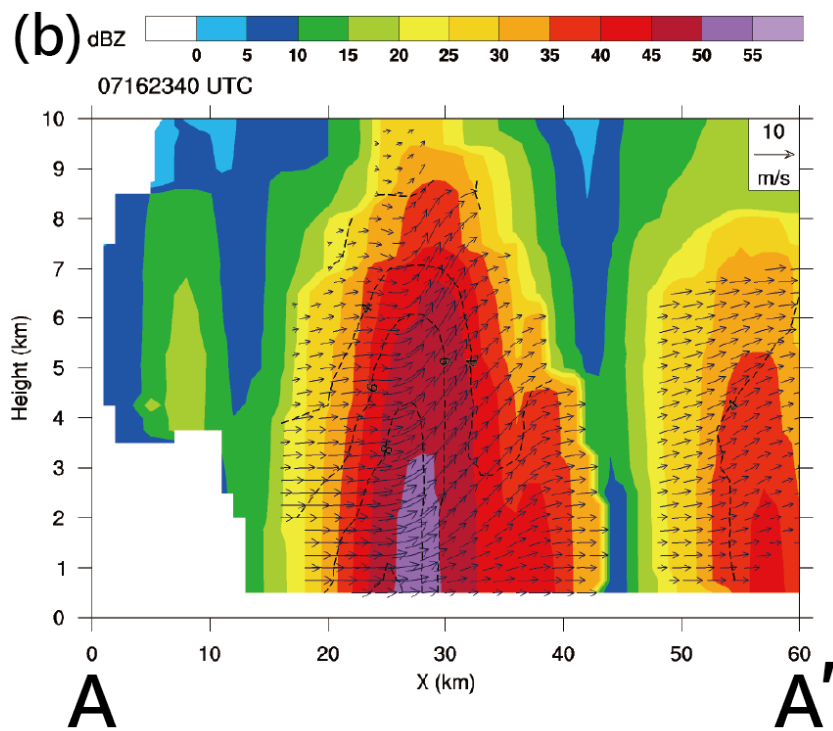
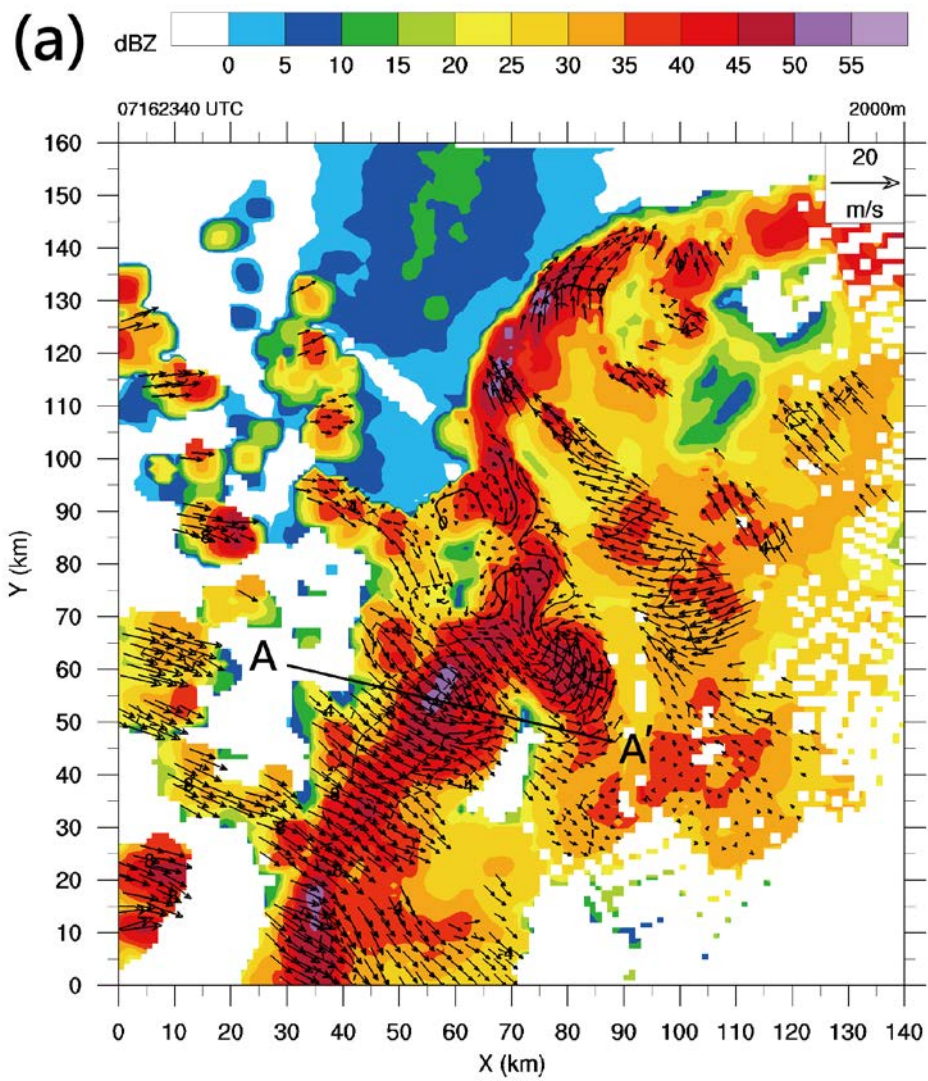


圖 4.4 (a)(b) 同 4.2，但此圖為 07162340 UTC。

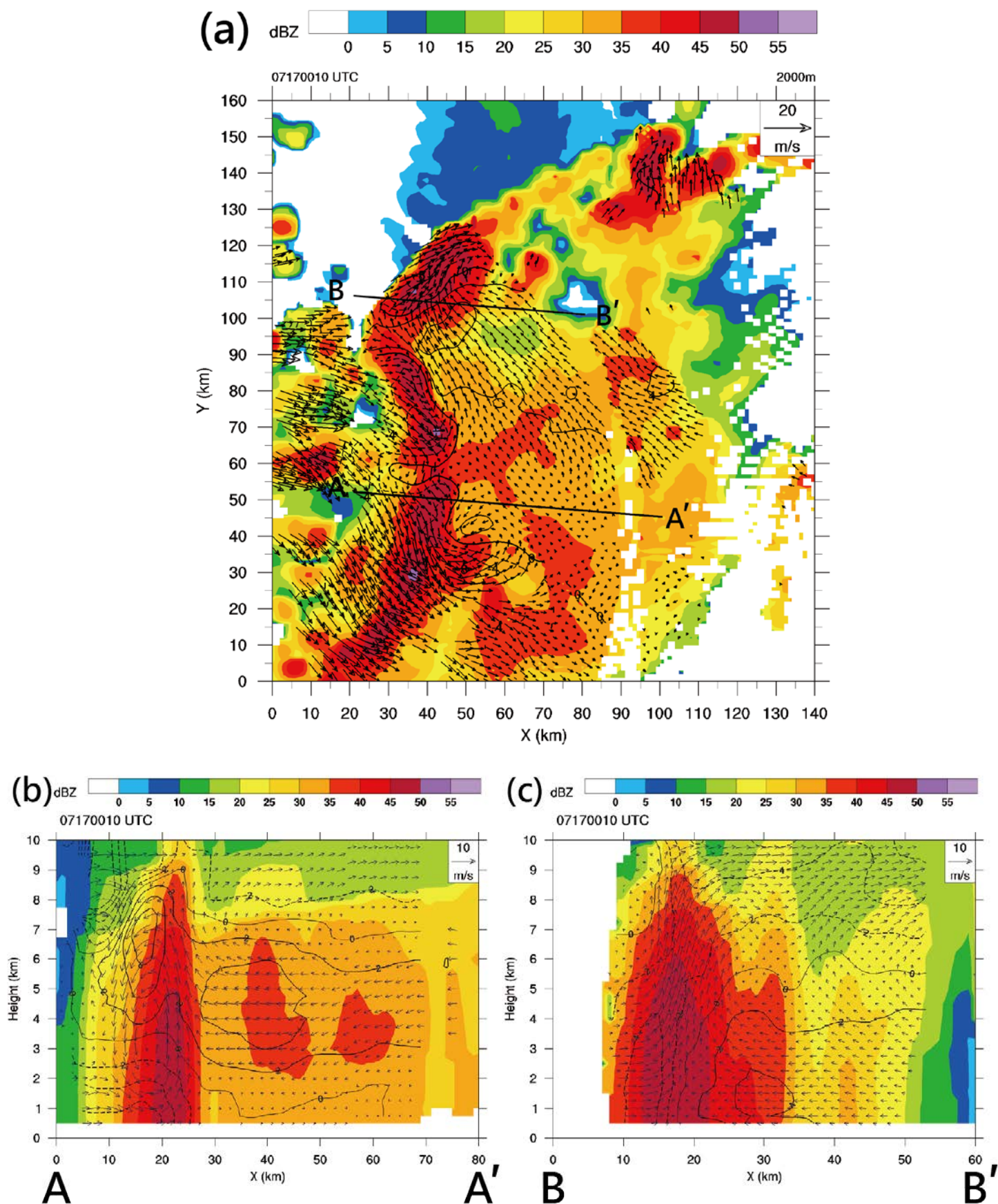


圖 4.5 (a)(b)(c) 同 4.2，但此圖為 07170010 UTC 兩個雨帶合併後，此時 R1 位於左下方。

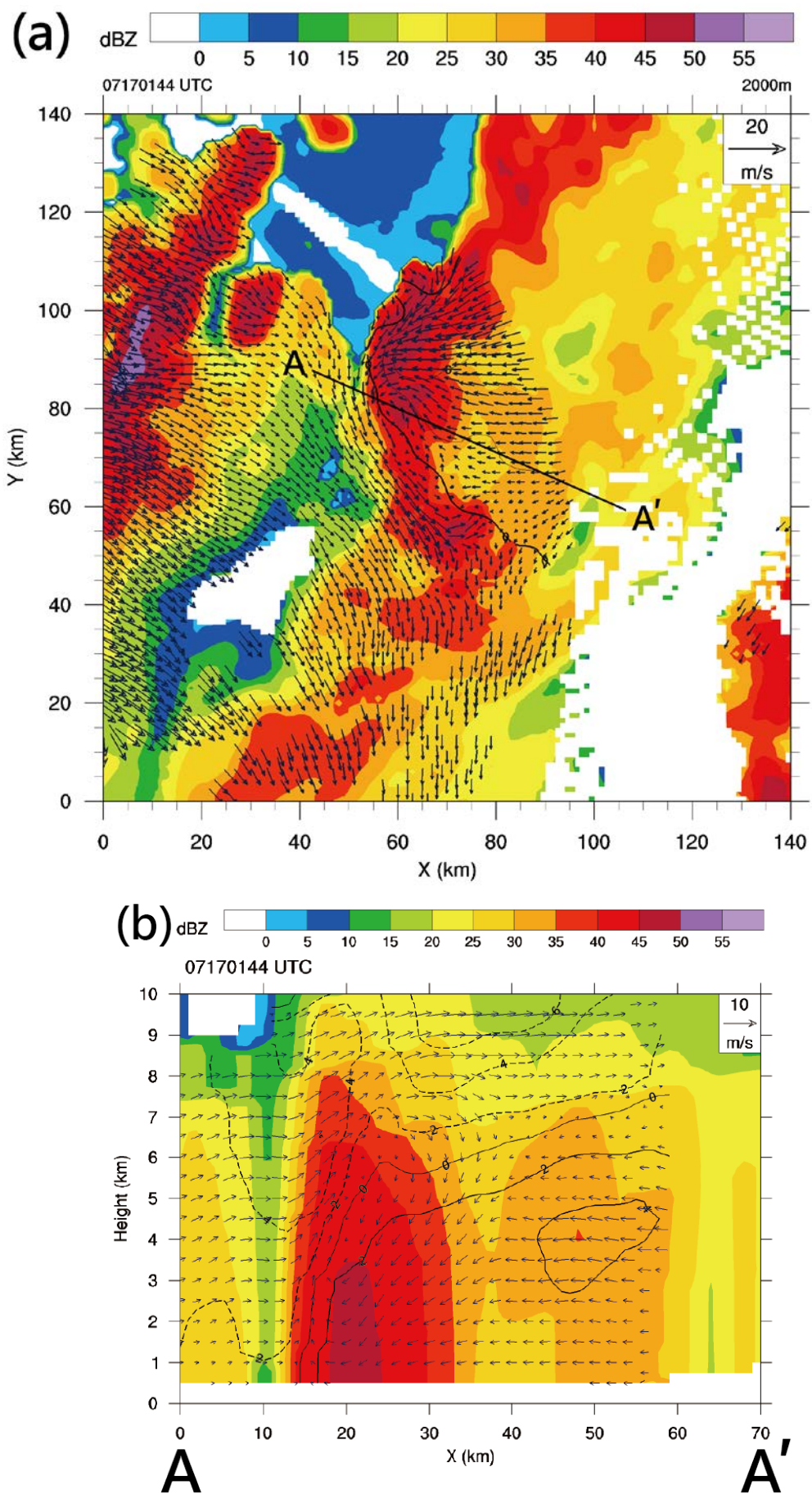


圖 4.6 (a)(b) 同 4.2，但此圖為 R3 07170144 UTC。

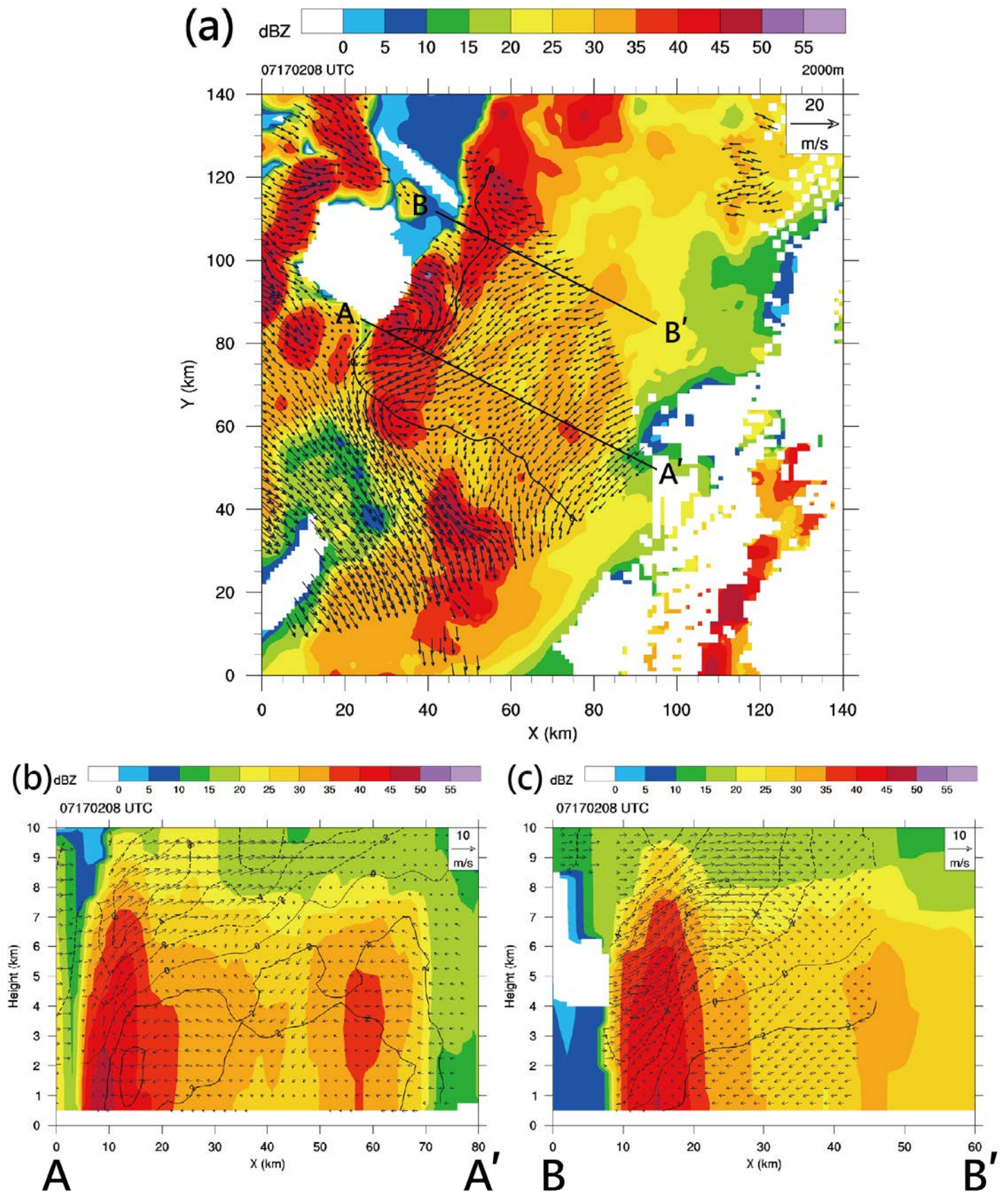


圖 4.7 (a)(b)(c) 同 4.2，但此圖為 R3 07170208 UTC。

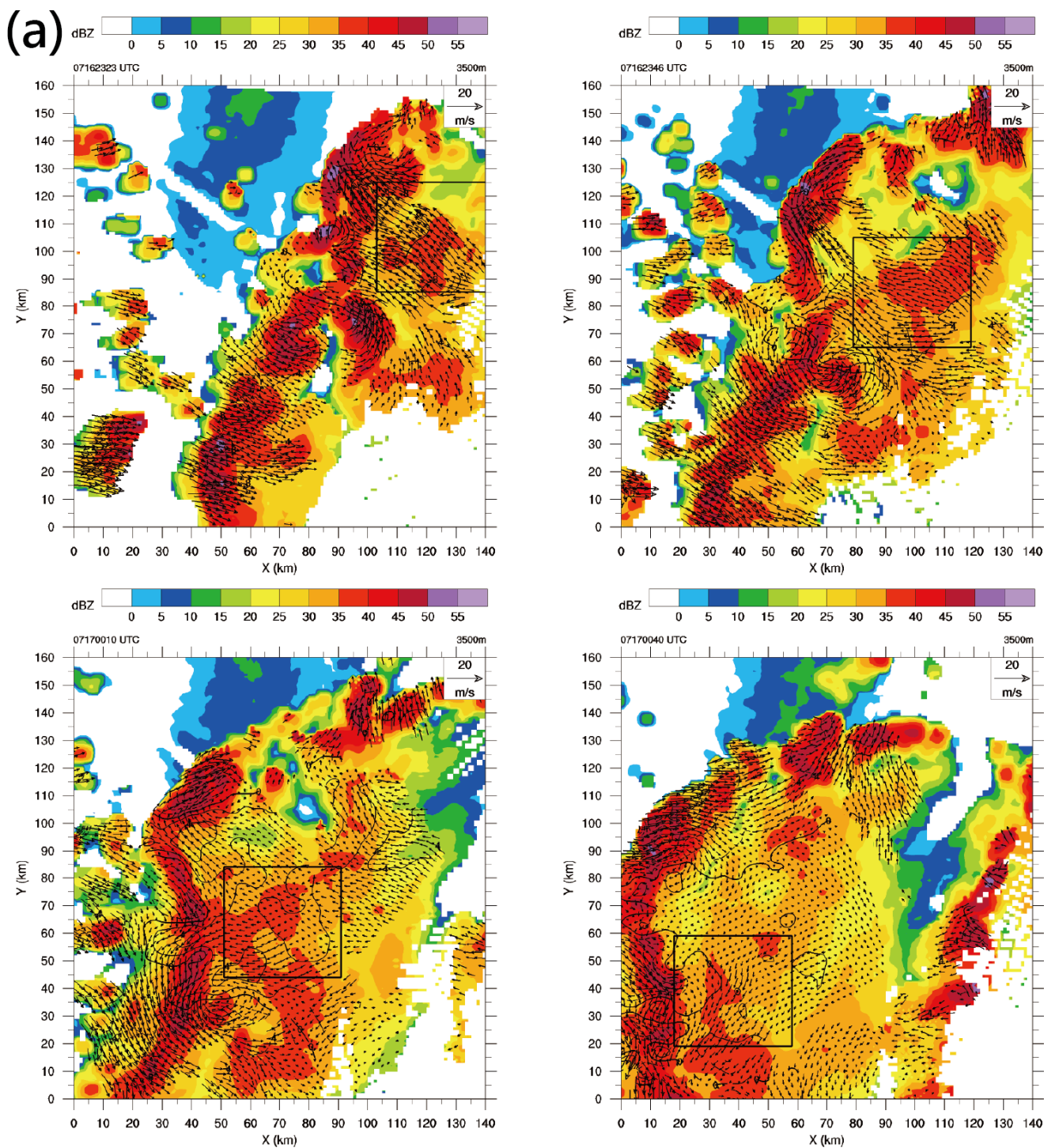


圖 4.8 (a) R1 及 R2 在 3.5 公里高度的水平剖面回波及風場隨時間 (07162323 UTC – 07170040 UTC) 變化示意圖，正方形範圍(30 x 30 公里)代表 Vc 選取的位置，第一個時間為主觀選取，第二個時間開始的平均範圍位置皆根據各個時間雨帶的移動速度所定義的。(b)Vc 隨時間演化示意圖。

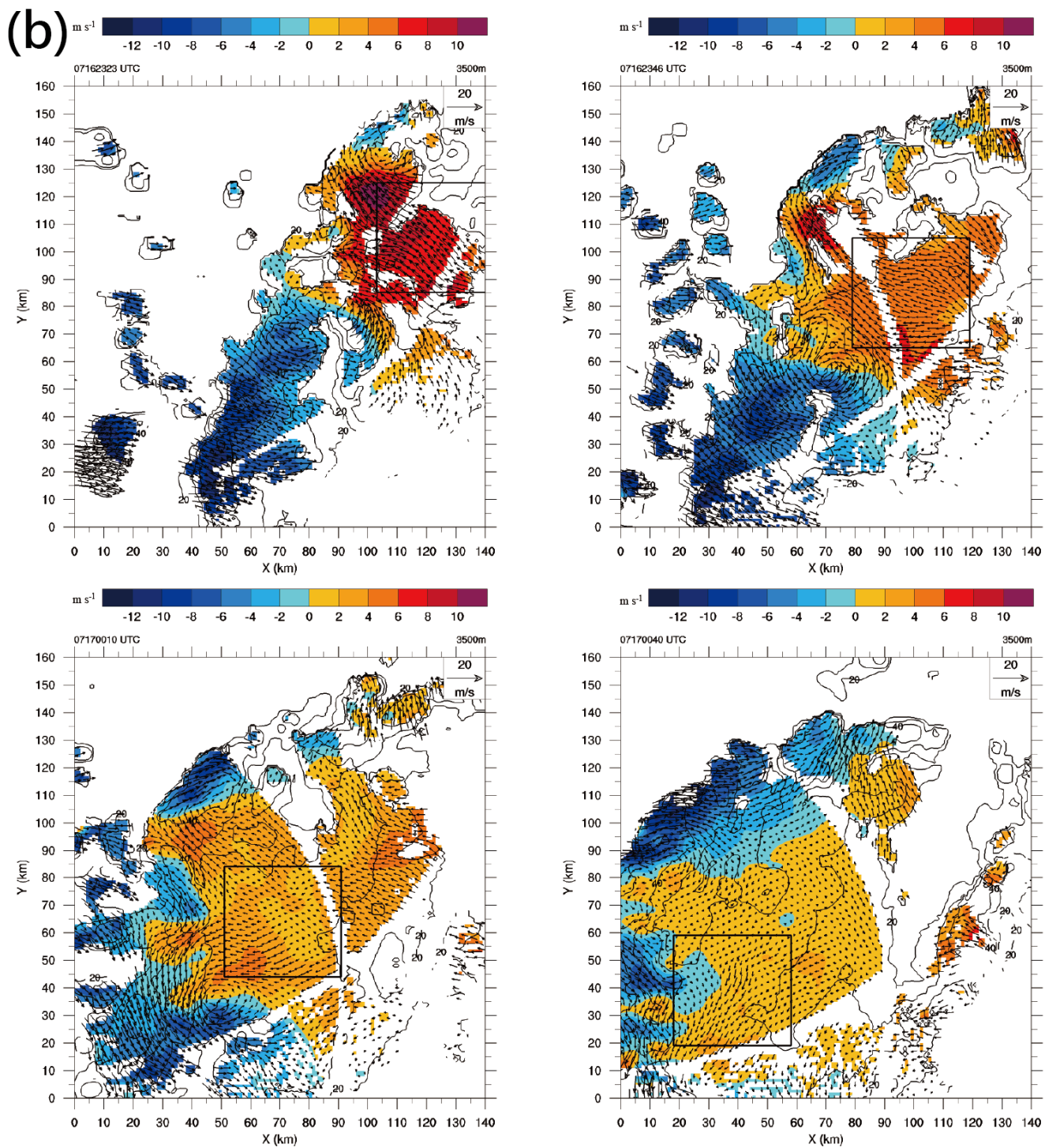


圖 4.8 (續)。

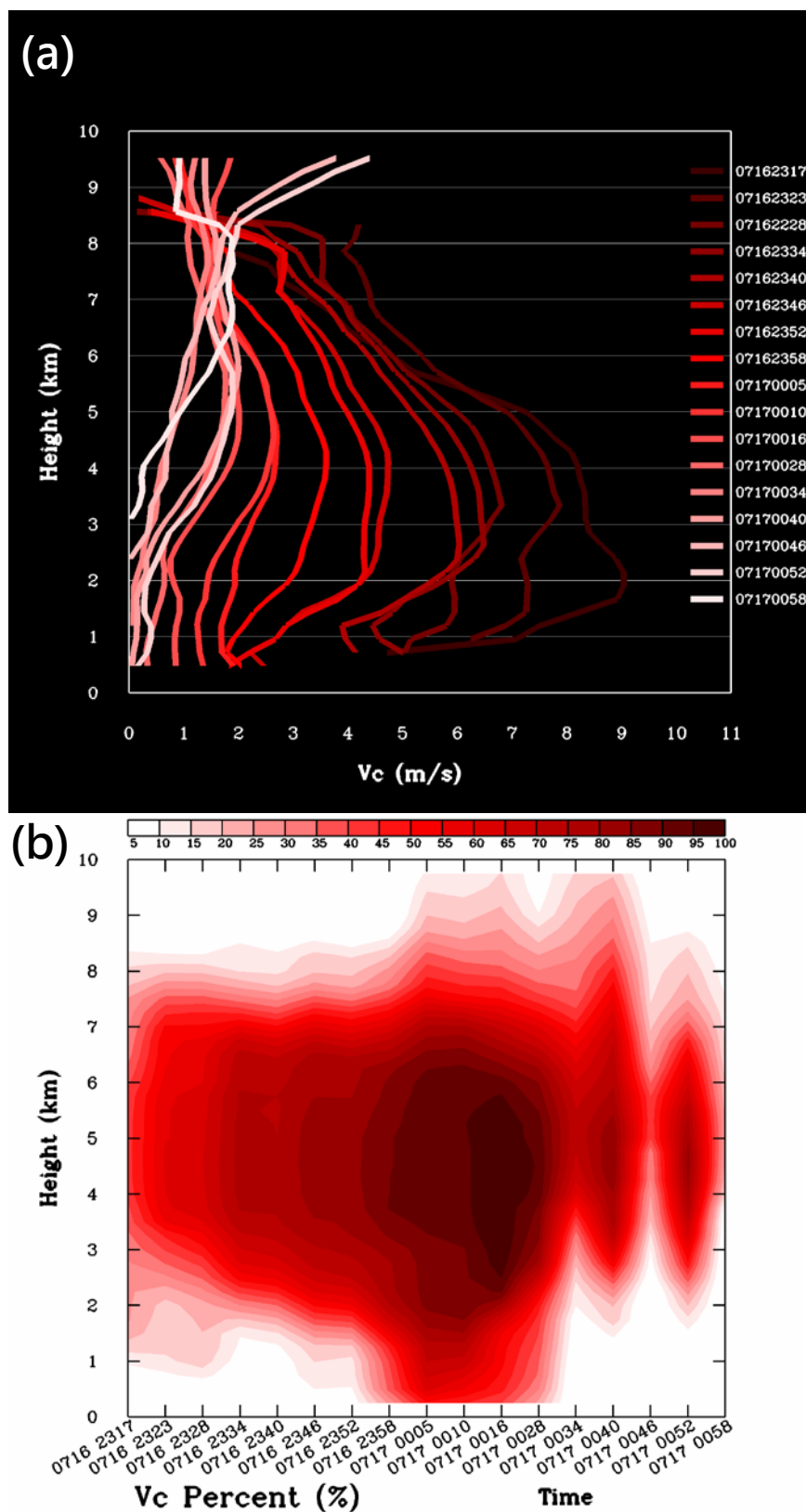


圖 4.9 由 07162317 UTC 至 07170058 UTC 利用雙都卜勒風場資料計算區域平均，(a)表示 Vc 隨時間及高度的變化 (b)為 0.25 km ~ 10 km 個高度範圍內資料的百分比。

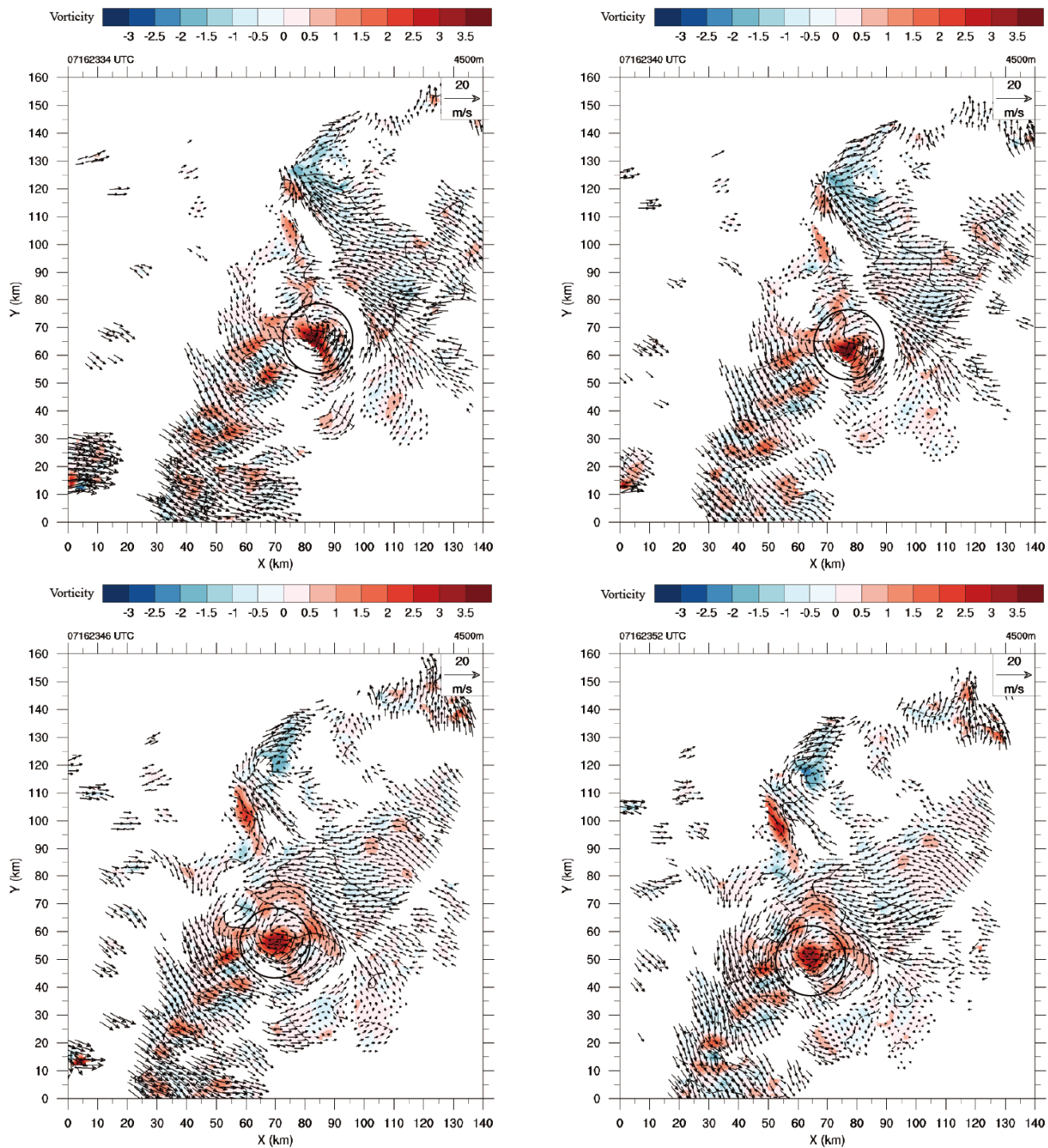


圖 4.10 氣旋式環流隨時間演化的示意圖，色階為渦度值，黑色中空圓形為渦度選取範圍(以環流中心向外距離12.5公里內的網格資料)，此渦度值已乘上 10^3 。

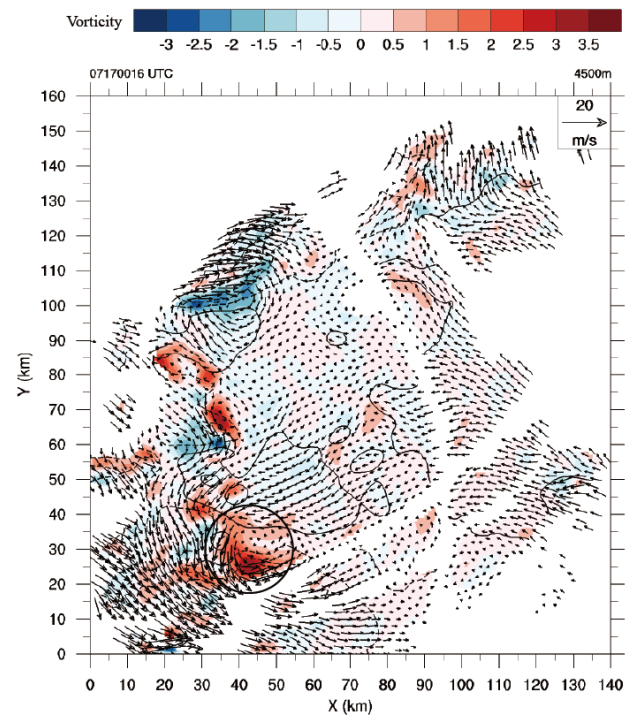
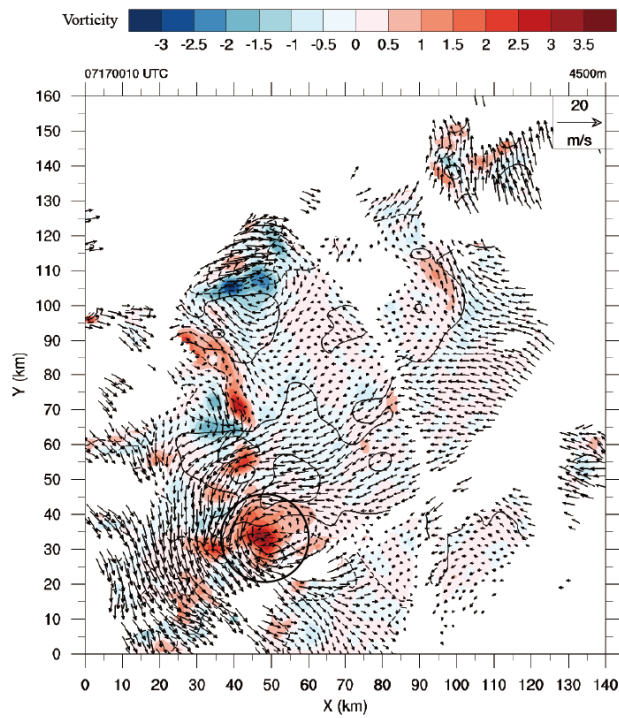
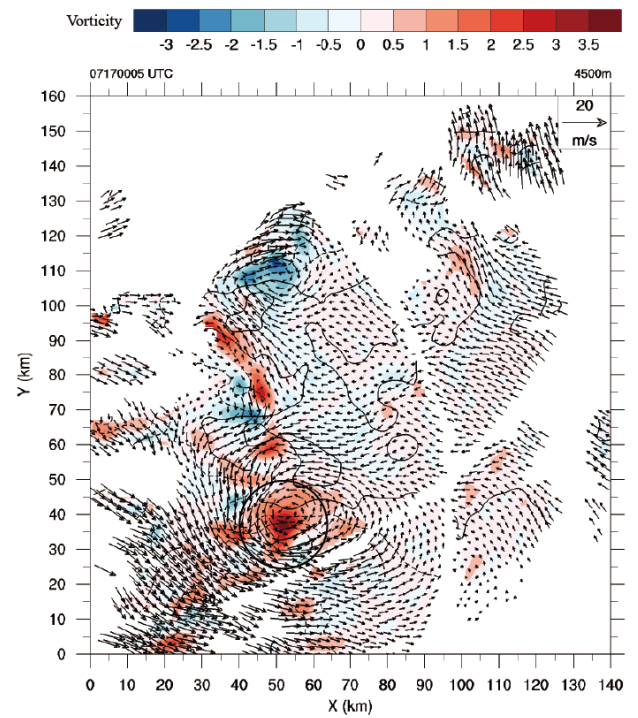
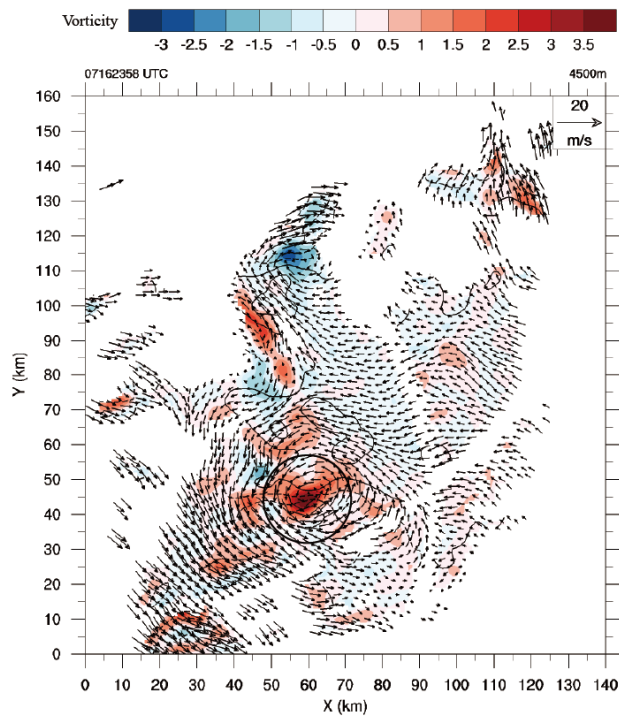


圖 4.10 (續)。

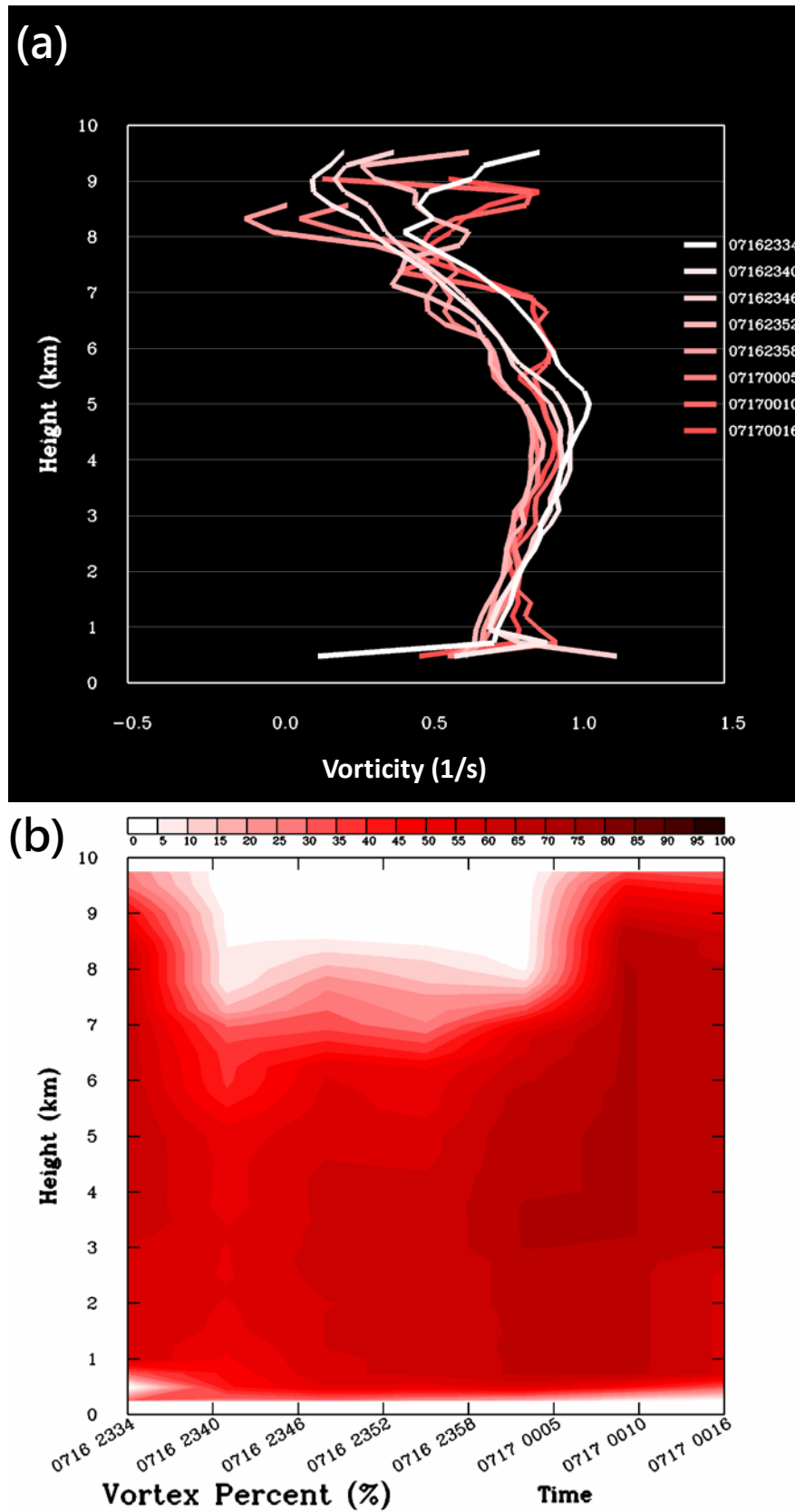


圖 4.11 由 07162334 UTC 至 07170016 UTC 計算渦度區域平均，同 4.9 但為氣旋式環流隨高度及時間的變化。

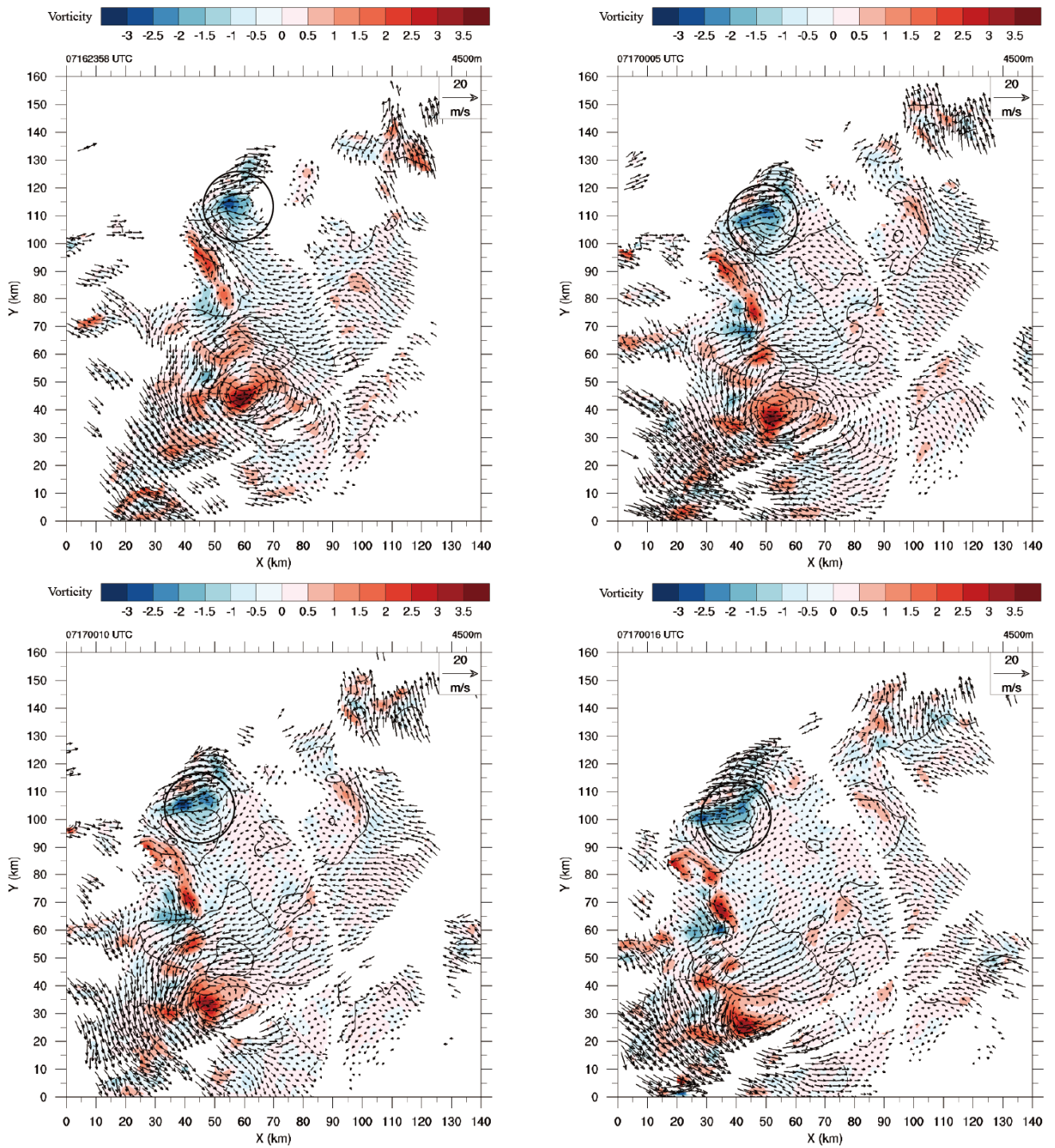


圖 4.12 同 4.10 但為反氣旋式環流之時間演化示意圖。

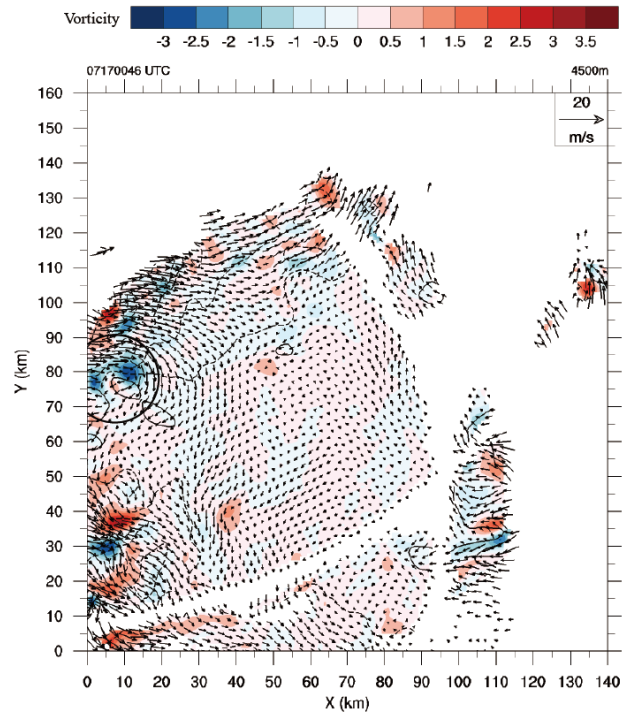
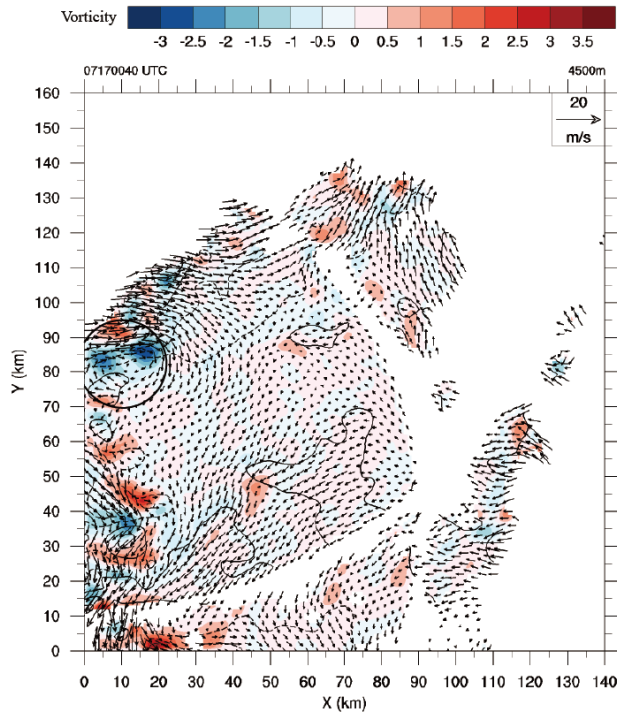
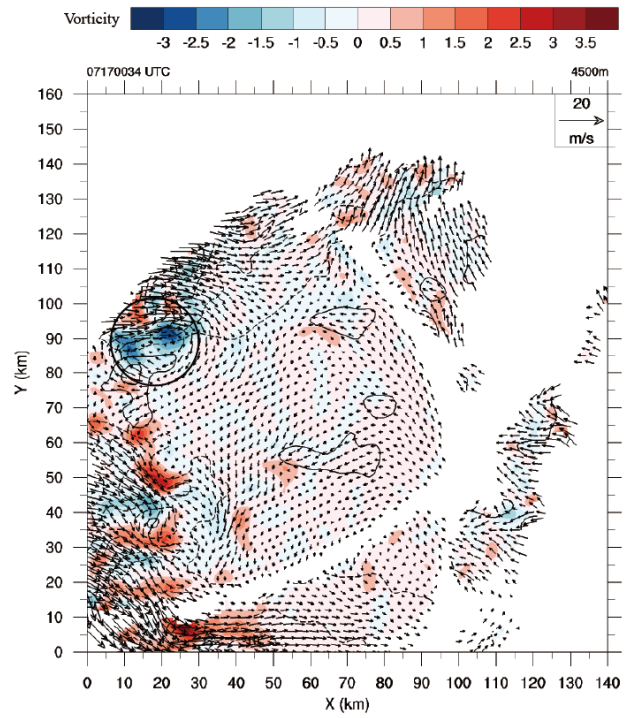
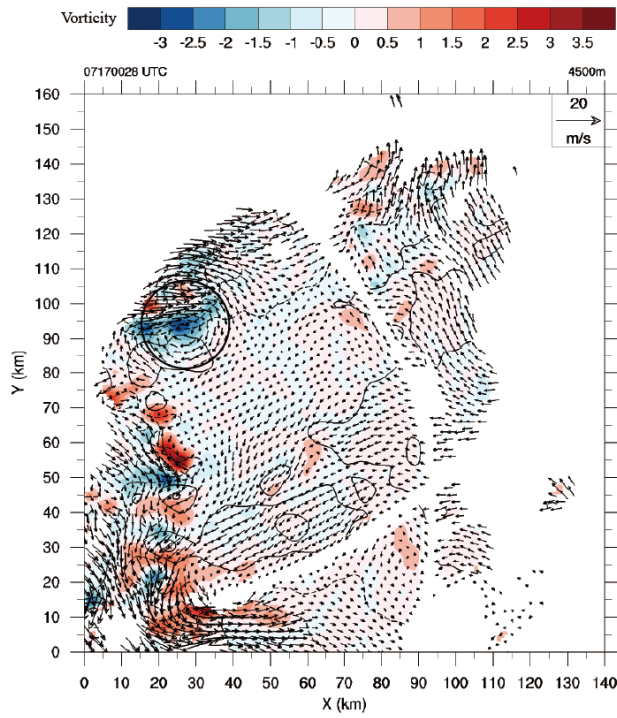


圖 4.12 (續)。

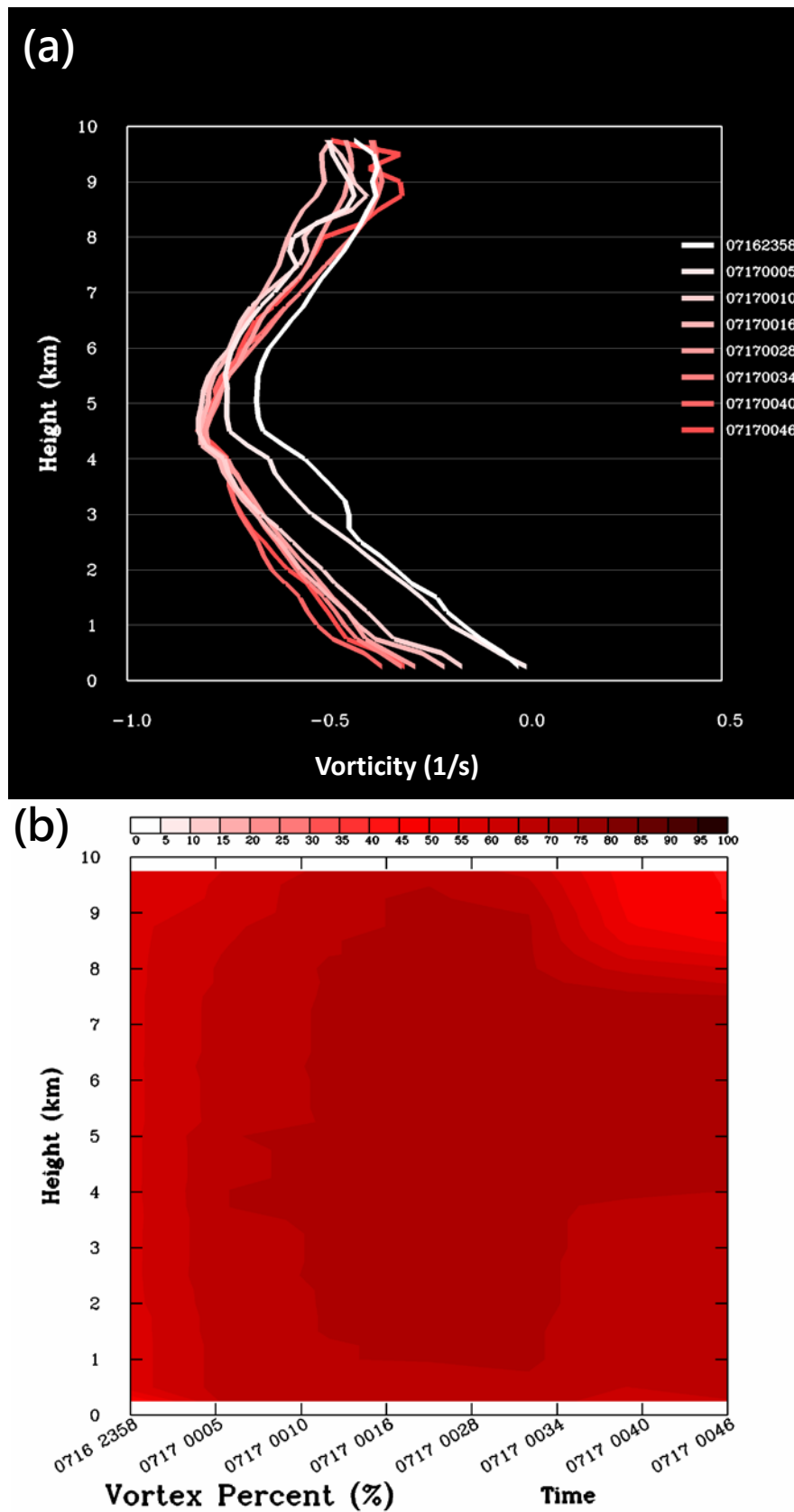


圖 4.13 由 07162358 UTC 至 07170046 UTC 計算渦度區域平均，同 4.9 但為反氣旋式環流隨高度及時間的變化。

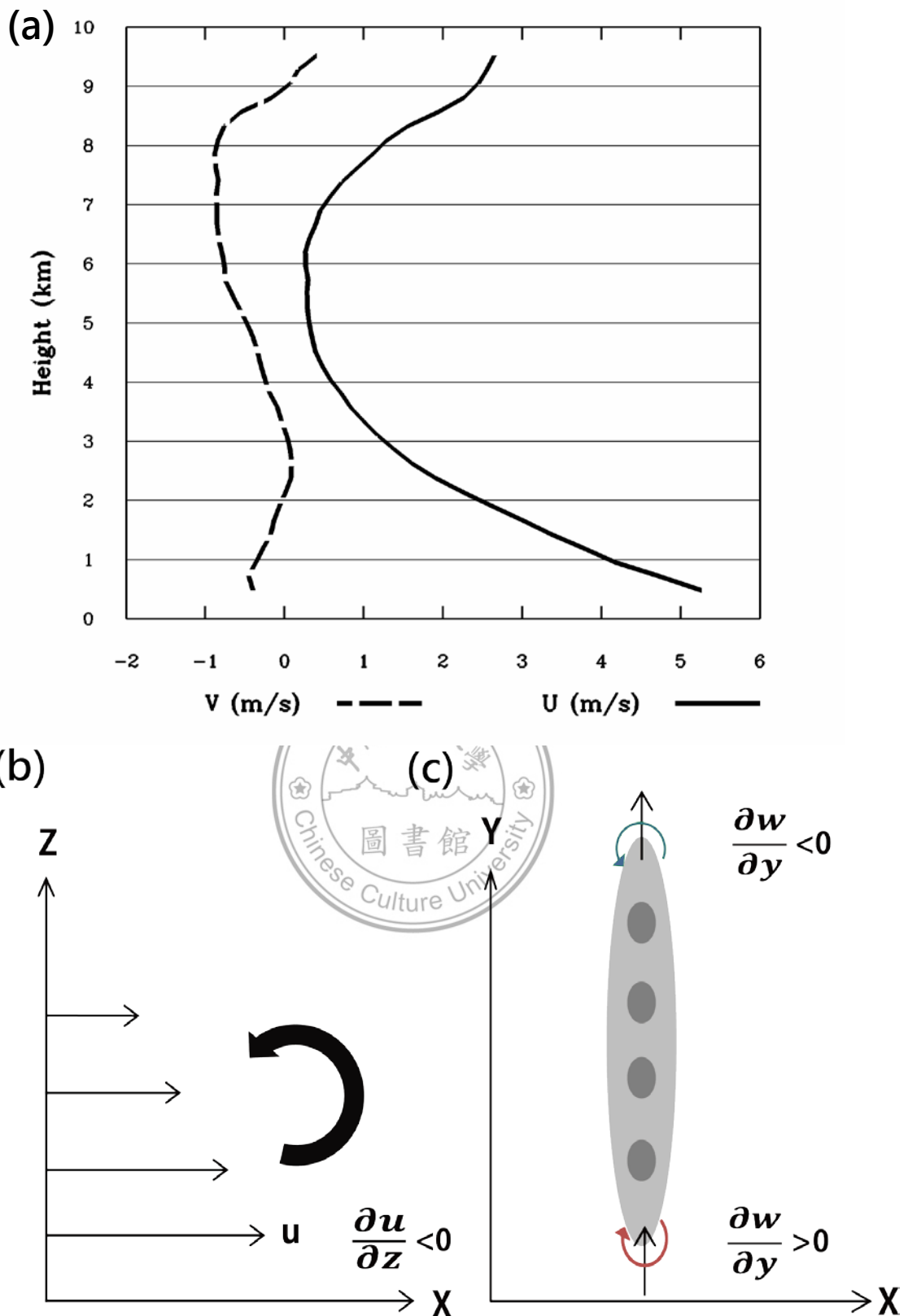


圖 4.14 (a)透過雙都卜勒風場資料計算環境的垂直風切，U 表示垂直雨帶走向的氣流，V 表示平行雨帶走向的氣流。(b)探空及雙都資料所計算出環境垂直風切的示意圖。(c)雨帶走向及垂直速度隨 Y 方向變化的示意圖，綠色箭頭(氣旋)，紅色箭頭(反氣旋)。

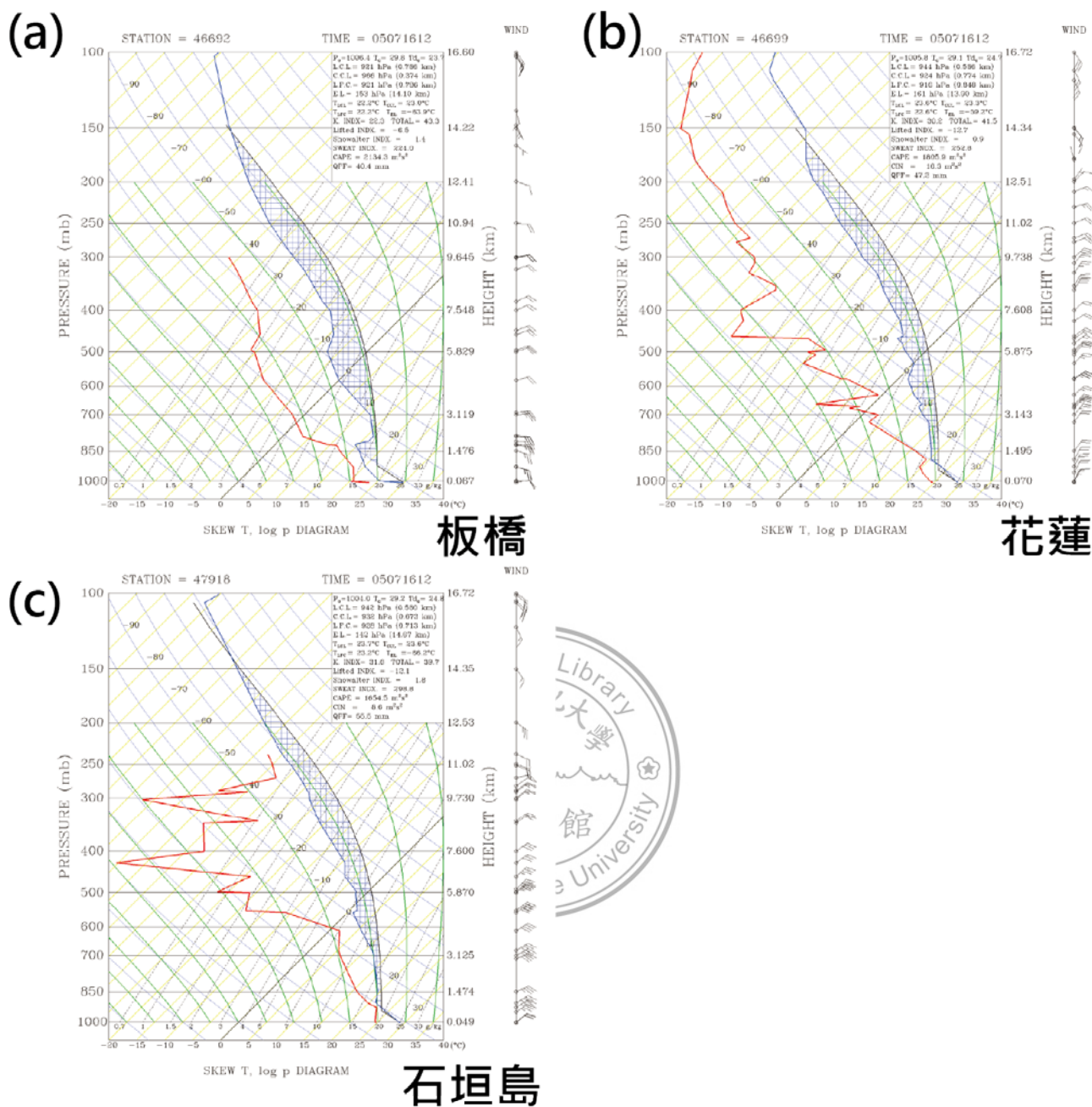


圖 5.1 7 月 16 日 1200 UTC 板橋花蓮及石垣島的斜溫圖，右側風標為水平風隨高度變化(half-bar = 2.5 m s^{-1} , full bar = 5 m s^{-1}) (a)中央氣象局-板橋站，(b)花蓮站，(c)日本氣象廳-石垣島。

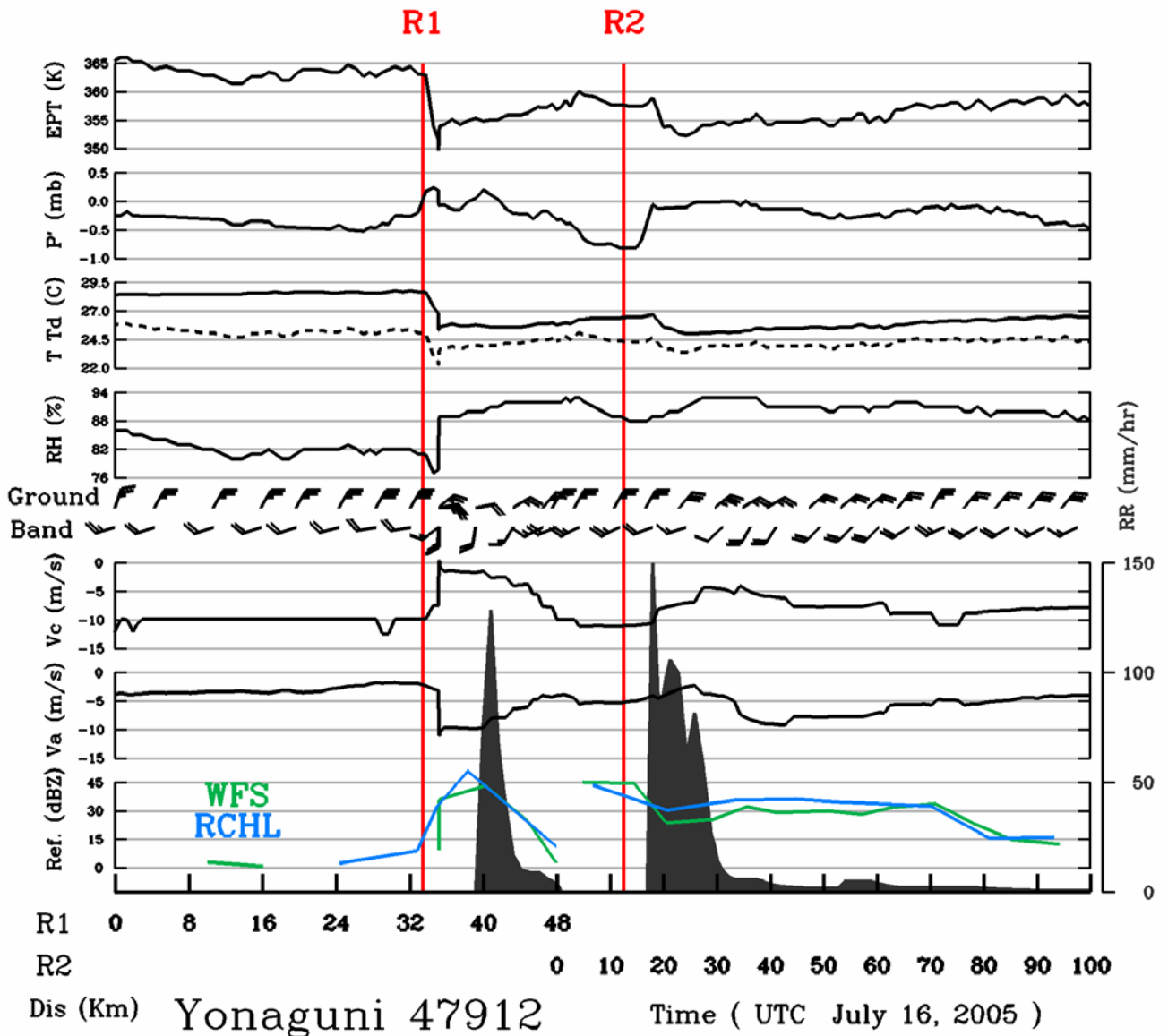


圖 5.2 R1 與 R2 通過與那國島測站時的地面觀測參數(T，氣溫；Td，露點溫度；RH，相對溼度；EPT，相當位溫；P'，擾動氣壓；Vc，垂直雨帶氣流；Va，平行雨帶氣流；Ground relative，相對於地表的風；Band relative，相對於雨帶的風；Ref 為回波值(使用五分山雷達資料)；RR，降雨率的變化特徵，(左為 R1 右為 R2)。

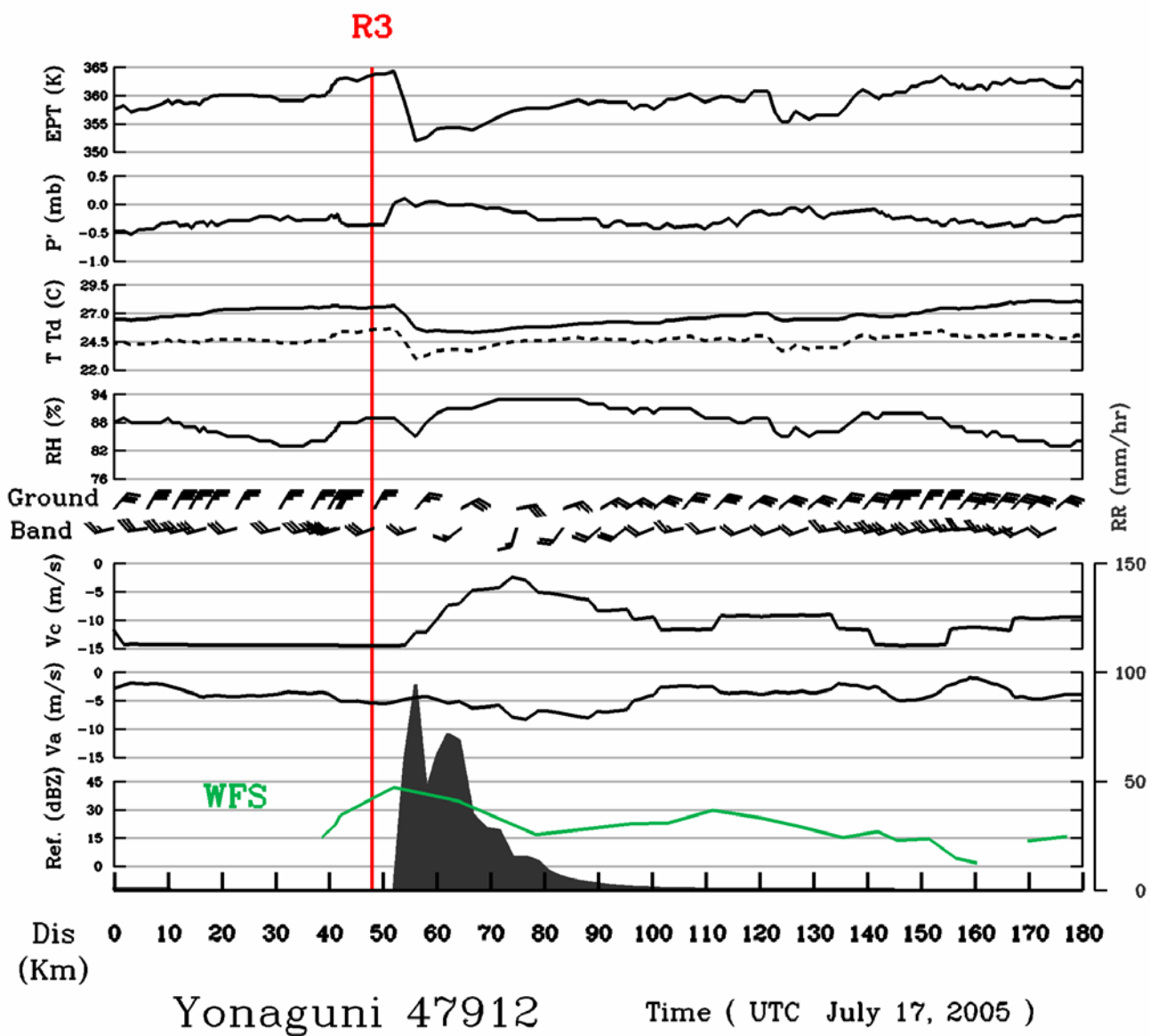


圖 5.3 同 5.1，為 R3 通過測站時的地面觀測參數序列圖。

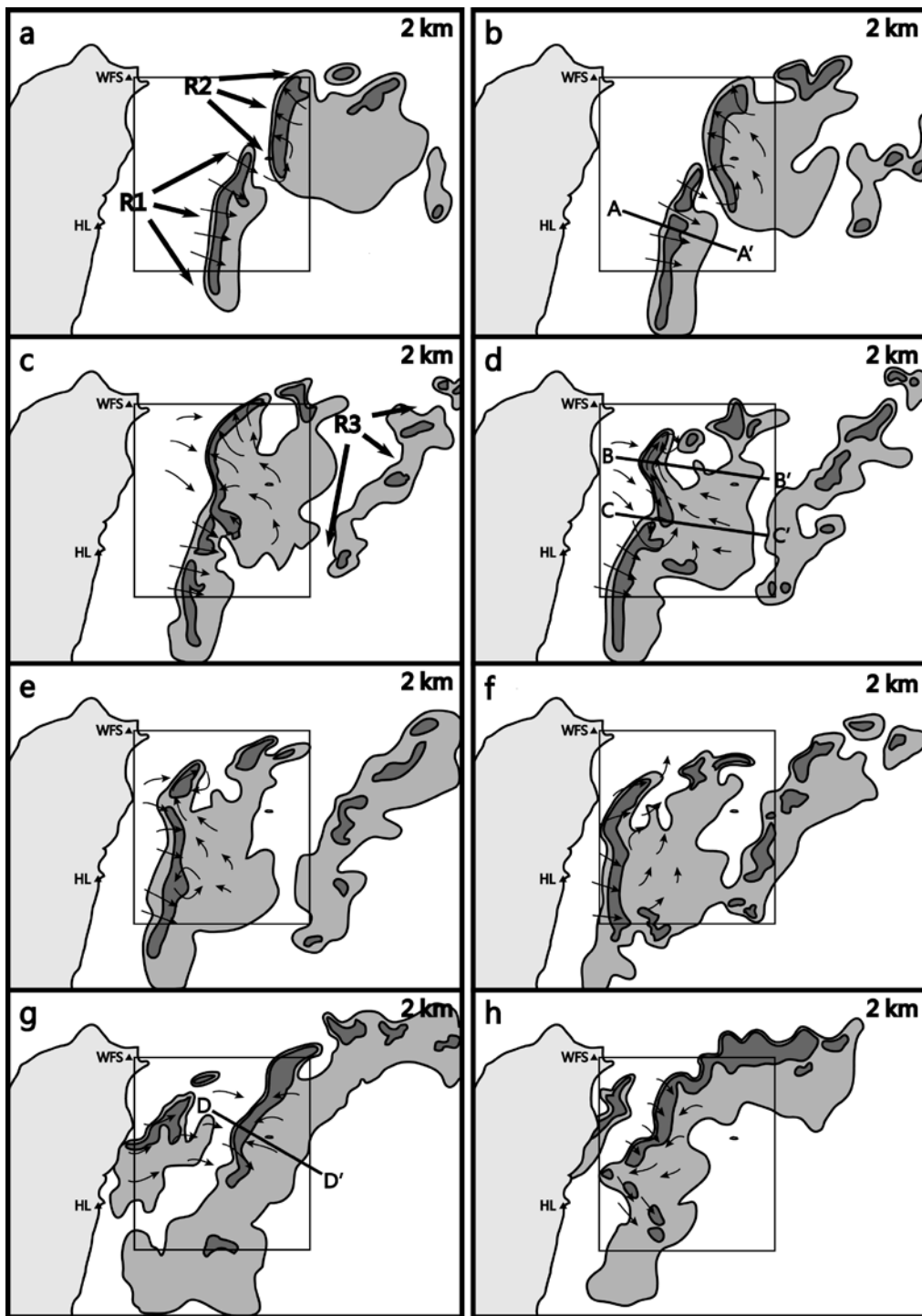


圖 6.1 雨帶 2 公里高隨時間演化的水平剖面結構示意圖，陰影為雨帶的回波，箭頭為氣流結構，斜線為剖面位置，正方形方框為雙都合成區域。

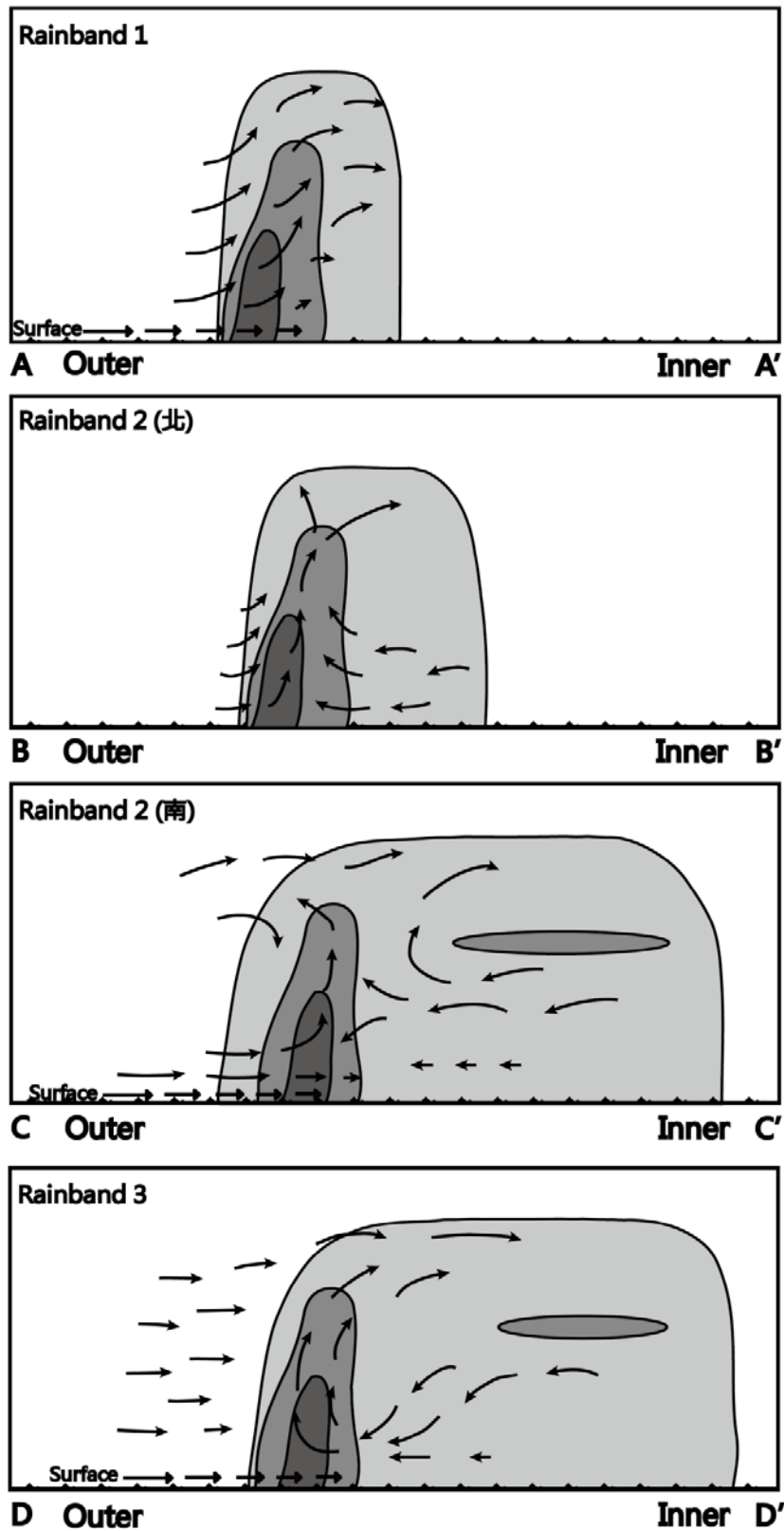


圖 6.2 雨帶垂直剖面結構示意圖，陰影為雨帶的垂直回波，箭頭為氣流結構。