

颱風雨帶之水象粒子分類初步分析

莊耀中¹ 葉南慶²

¹空軍航空技術學院航空通訊電子系

²空軍航空技術學院軍事氣象系

摘要

本研究利用空軍在馬公的 C 頻雙偏極化氣象雷達和中央氣象局在七股的 S 頻都卜勒氣象雷達資料來分析颱風雨帶結構之水象粒子分布，反演颱風雨帶上水象粒子分布，並細部探討颱風雨帶上，水象粒子分類 (precipitation identified, 簡稱 PID) 與動力、熱力結構之關聯性，以建立颱風雨帶中，水平與垂直結構分布資訊之概念模式。

關鍵字：水象粒子分類

Preliminary Analyses of Precipitation Identified in Typhoon Rainband

Yao-Chung Chuang¹ Nan-Ching Yeh²

¹Department of Aviation Communication & Electronics, Air Force Institute of Technology

²Department of Military Meteorology, Air Force Institute of Technology

Abstract

The research uses the Air Force weather wing C-band dual-polarization radar in Makung and the Central Weather Bureau S-band Doppler weather radar in Qigu to observe the typhoon rainband structure of hydrometeor classification on the distribution. The correlation between precipitation identified (PID) and dynamic and thermal structures on the typhoon rainband is discussed in detail to establish the horizontal and vertical structure of the typhoon rainband distribution of information concept model.

Keywords: Precipitation Identified

1. 前言

在國內外針對颱風的研究多不勝數，颱風的雲系分布，已有清楚的概念模式，從形成到消散的熱力機制、動力結構及來源也有一致性的推論，但對於水象粒子（雲微物理）在颱風雨帶中的分布情況及演化過程還不是很清楚，然而在臺灣地區的夏季，有百分之六十左右的降水來自於颱風，我們都知道降水源自於雲系，而雲系又由許多水象粒子所組合而成，可見研究颱風降水特性之前，水象粒子所組合而成，雲系中的水象粒子分布結構乃一重要課題。在國外雖然有許多研究是針對颱風雨帶中的水象粒子進行分析研究，

然而幾乎都是利用機載雷達進行任務飛行，並穿雲取得樣本，使得在觀測上所花費的人力與金錢相當龐大，另外在觀測的範圍及區域並不夠全面，觀測時間也不夠長，因此可能遺漏掉許多重要的資訊；所幸空軍氣象聯隊於98年建置C波段雙偏極化氣象雷達(C-Pol)，本研究想藉由此對颱風雨帶水象粒子分布特徵進行分析，以遙測方式分析雨帶未受地形破壞之個案，取得完整的雨帶結構資訊，以利瞭解颱風雨帶中水象粒子分布情況。以莫拉克颱風(2009)為個案去探討颱風雨帶中水象粒子分布情況，莫拉克颱風的雨帶被加強且

持續地移入陸地時造成大量降雨，導致在整個南臺灣地區引發大量的土石流和大水災，從觀測結果顯示颱風本身的環流與西南氣流共伴，並受地形影響後產生了一個延時很長、近似滯留的降水系統，因此透過雷達網資料可以詳細分析此強降水事件之風雨分布，並進一步了解其內部雲物理、雲動力特徵及致災的原因。

在過去研究中，運用雙偏極化雷達執行觀測的研究相當多，除因其可獲得都卜勒雷達的所有資料外，還可利用水平與垂直脈波取得差異反射率、相關係數、差異相位差、比差異相位差及線性退極化率等數據，進行降水估計及水象粒子分類，Zrnica and Ryzhkov(1999)[1]認為雙偏極化雷達已經通過兩個重要測試，分別是：偏極化的資訊包含水象粒子特性，及反演足夠精確度。因此，雙偏極化雷達目前對於降水微物理結構估計與反演上，是擁有足夠的可信度的。

Houze et al.(1992)[2]利用飛機進入颶風Norbert(1984)的眼牆與內核區6km高度觀測，發現 $0^{\circ}\text{C}\sim 10^{\circ}\text{C}$ 間的一些冰微物理特性，即眼牆上的大粒子以軟雹(Graupel)為主，眼牆外則以聚合(Aggregates)為主(如圖1)，圖中淺灰色區域為大粒徑水象粒子分布位置，中值粒徑大於1.05mm，深灰色區域為高濃度小粒徑水象粒子分布位置，中值粒徑0.05~0.5mm。

Marks and Houze(1987)[3]分析颶風Alicia(1983)發現(如圖2)，次環流的向上分量會讓降水粒子快速產生，形成環狀的強降水眼牆，降水的基本要素是水象粒子的成長與降落過程，許多降水在眼牆中都是暖雲過程，因為它們在溫度高於 0°C 位置時便快速凝結增長，然後在結冰之前就降落，但儘管如此，眼牆中和內核區附近的降雨大部份都還是和冰相的水象粒子有關。溫度略低於

0°C 層，冰粒就會出現，且經凇化過程(Riming)產生軟雹(Graupel)，較重的軟雹會迅速下降(每秒數公尺)，然後融化成雨滴在眼牆降水區掉落(如圖2軌跡0-1'-2')，但許多的冰粒卻會形成聚合(一串的冰粒黏在一起)，下降的速度比較慢(約每秒1公尺)，聚合物與下降較慢的冰粒會受到徑向風場的分量向外平移，並受強勁的切向風場所掃動而帶離至較遠的一段距離(如圖2軌跡0-1-2-3-4)，它們向外平移快速，環繞著颶風，而在距眼牆50km外的地方聚合，並造成層狀性的降水。他們因此下了一個結論，就是冰相的水象粒子以這種方式向外散布整個熱帶氣旋內核區，而當聚合物通過融解層(Melting Layer)後，通常會在距眼牆一段距離的雨帶雷達降水回波上產生亮帶，也就是層狀降水的訊號，這種結構在圖2a中，半徑>20km的位置。Houze et al.(1992)[2]研究期間發現雖然有一些下降速度較慢的軟雹及低密度的聚合物會快速平移出眼牆，但一般來說軟雹較不容易受到平流而離開眼牆區域。

Heymsfield et al(2006)[4]觀察颶風Humberto(2001)後，發現在眼牆的下部，雨滴向上延伸至6~7km高度層；而取樣眼牆中 -22°C 至 -57°C 範圍，發現上衝流速度在 4ms^{-1} 到 15ms^{-1} 之間。眼牆外緣區域，聚合作用在融解層(0°C)到8.9km與11.9km之間的高度發生，雨帶中可發現少量軟雹訊號伴隨出現。

May and Keenan(2008)[5]運用偏極化雷達觀測熱帶氣旋Ingrid後，發現一個特別的現象，有時在眼牆附近的一些強雨帶的對流胞中會出現由冰雹所形成而未接觸至地面的連續積體，冰雹的出現顯示融解層附近有大於 10ms^{-1} 的上升運動，亦即存在大量的過冷水。飛機穿越眼牆對流觀測最大上升運動速度，發現上升運動分布中，有90%小

於 10ms^{-1} ，顯示颱風雨帶中強烈的上衝流並不多，雷達要觀測到冰雹的頻率並不高。

Black and Hallett(1986)[6]指出微物理不穩定雲系的系統中，過冷水的存在是最好的證據，因為常伴隨著相態的變化。他們觀測三個颶風後發現，除眼牆的最強上衝流外，小過冷水在的任何地方都可發現，它們提供給這些具稀少與短暫特性的上升氣流，以及位於颶風中6公里水平各個象限裡的大量冰粒子，使得不太可能有大量的過冷水存在低於 -10°C 的成熟颶風中。在對流區裡，過冷水滴只在大於 5ms^{-1} 的上衝流中找到，但當有大於 5ms^{-1} 的上衝流時，並不一定會有過冷水。而對流性的下衝流與上衝流相鄰處，會有高濃度、顆粒小、柱狀及針狀的冰晶，層狀區域則會包含雪花（即聚合物）。

此研究主要目的為初步建構颱風雨帶的水象粒子分布情況，進行雲中水象粒子分類及各種水象粒子的質量估計，提供劇烈降水事件中雲物理現象的了解，提高作業用雙偏極化氣象雷達在颱風觀測上的貢獻，使雷達資料運用更多元，讓觀測產品更加豐富，進而提供校驗改善颱風相關預報，並做為未來颱風個案研究之參考。

2. 資料介紹

利用空軍在馬公 C-波段的雙偏極化氣象雷達和中央氣象局在七股 S-波段的都卜勒氣象雷達資料來分析颱風雨帶，圖 3 顯示本研究使用資料相對位置，馬公雷達與七股雷達距離 64 公里，其中馬公雷達為空軍氣象聯隊新建置 C-波段的雙偏極化雷達，於 2009 年 4 月 1 日開始啟用，為臺灣地區首部作業化之雙偏極化都卜勒氣象雷達，其位置處於 119.63°E 、 23.56°N ，標高 48 公尺，波長 5.309cm ，掃描仰角計有 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5° 、 25° 共 10 層，完

成一次體積掃描(Volume Scan)時間約需 4 分 33 秒，每七分半鐘執行一次。共計可獲得 ZH（回波）、VR（徑向風）、SW（波譜寬）、ZDR（差異反射率）、 ρHV （相關係數）、KDP（比差異相位差）及 ΦDP （差異相位差）等參數。利用觀測得到參數來估算或反演獲得水象粒子的大小、形狀、指向以及熱力相態等訊息，可用於改善降雨率的估算、偵測冰雹、資料的品質管制、水象粒子辨識以及進一步分析雲物理特性。七股雷達為中央氣象局所屬之 S-波段都卜勒雷達，其位於 120.08°E 、 23.15°N ，標高 38 公尺，波長 10.578cm 。掃描仰角計有 0.5° 、 1.4° 、 2.4° 、 3.4° 、 4.3° 、 6.0° 、 9.9° 、 14.6° 、 19.5° 共 9 層，每七分半鐘執行一次掃描。可獲得之參數為 ZH（回波）、VR（徑向風）以及 SW（波譜寬）。

3. 研究方法

以馬公雙偏極化雷達參數進行水象粒子分（precipitation identified，簡稱 PID）分析，水象粒子分類方法採 Vivekanandan et. al.(1999)[7] 所提出的模糊邏輯（Fuzzy logic）粒子識別算法，每個雷達參數與水象粒子有一隸屬函數關係，所有觀測到的水象粒子可從個別的隸屬函數（membership function）中得到一個介於 0 和 1 之間的數值「隸屬度（membership value）」，這些數值即圖中的(P)，分別乘上適當的權重(W)並加總，總合稱為「得分」(aggregation value)，結果得分最高者即(MaX(Q))，表示此水象粒子判別最可能為該類型粒子。本研究的隸屬函數採林(2010)[8] 雙偏極化雷達反演雹暴個案水象粒子分布之研究中，修正 T. Keenan (2003) [9] 針對澳洲氣象局雷達所制定的各參數門檻範圍，林(2010) [8]將修正後的水象粒子隸屬函數，運用來與高、中、低層風場合成分析，其研判上下層

風切是造成冰雹能夠循環成長的主因，並透過雙都卜勒雷達之三維風場反演雹暴內部結構和 PID 分布，提供了 2009 年 3 月 6 日雹暴個案的動力與雲物理過程。而降水回波的衰減訂正，則採 Testud et al.(2000) [10]所提出的 Z-PHI 法。

都卜勒風場合成方法參考 Ray et al. (1978、1979) [11,12]，而垂直運動場則是先積分非彈性連續方程式，再藉由變分法調整而得。首先先使用由 NCAR(National Center for Atmospheric Research) 發展的 SOLOII 進行地形和海面雜波去除，並且濾去在觀測時，其風場信號內插到較高解析度時產生的錯誤資料，接下來針對風場去折疊為正確數值，然後使用 REORDER 軟體將資料從雷達座標(r, θ, ϕ)內插到直角座標(x, y, z)，其中網格點資料的設定為水平解析度為 1.5 km，垂直解析度為 0.5 km，自 0.5-15 km 共 30 層，由於颱風雨帶系統移動速度快速，需經過系統平移以獲得更準確的合成風場，平移方法可以在 REORDER 中的"REFERENCE TIME" 設定基準時間，並在"ADVECTION" 設定颱風雨帶的移動方向與速度後，執行 REORDER 軟體即可完成雷達資料的內插和平移。然後利用 CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space)對資料作平滑和修補，最後將處理好的資料進行合成和應用。

4. 個案分析

本研究探討莫拉克颱風個案利用空軍澎湖馬公基地的雙偏極化雷達，連續觀測莫拉克颱風雨帶的雨滴粒徑分布的演化及水象粒子分類，增加對此降水效率極佳的系統雲物理及雲動力機制的了解，並可提供給數值模擬各種水象含量結果互相比對驗證。先利用雷達回波圖可以看到莫拉克颱風侵台期間中尺度天氣現象，8 日 0600UTC 雷

達回波圖 (圖 4(a)) 發現，颱風中心由桃園附近出海，眼牆部分重新建立，主要雨帶 B 位於臺灣南方海面強度逐漸增強，南部外海附近線性雨帶 E 強度增強，8 日 1200UTC 雷達回波圖 (圖 4(b)) 指出，颱風移動緩慢，主要雨帶 B 和線性雨帶 E 滯留，比較 8 日 1800UTC 雷達回波圖 (圖 4(c)) 發現颱風逐漸北移，主要雨帶 B 和線性雨帶強度 E 減弱，9 日 0000UTC 雷達回波圖 (圖 4(d)) 指出颱風遠離，主要雨帶 B 和線性雨帶 E 結合逐漸北移。

接下來討論雨帶上的對流發展狀況，在 8 日 2139 UTC 時雨帶 B 消失後被雨帶 E 取代(圖略)，雨帶 E 即為主要雨帶，雨帶 E 詳細特徵可以透過七股(RCCG)和馬公(RCMK)氣象雷達的雙都卜勒風場分析得知，圖 5 顯示雨帶 E 具有準線性和東西走向特徵，其中輻合區有很多對流胞 (回波強度大於 40 dBZ) 生長，同時，如果對流胞裡面有回波強度大於 45 dBZ 定義為對流胞核心，這些對流胞以 $25\text{--}28\text{ ms}^{-1}$ 速度向東移動並沿著颱風環流的西風氣流發展，西風氣流上的對流胞定義為對流胞 D1，雨帶 E 南邊的對流胞定義為對流胞 D2，在 2154UTC 時，雨帶 E 上游的輻合區有新對流胞生成，顯示雨帶有不斷增強現象，並因西南氣流向北的分量減弱更明顯，當西南氣流向北的分量到達對流胞 D2 時明顯的轉往東北方，使得在二個對流胞核心之間也產生一個狹長的輻合區，同時，除了在對流胞 D1 徑向內側上有一個明顯下沉氣流外，在對流胞 D2 也有一個中等下沉氣流($\sim 1\text{ m s}^{-1}$)，對流胞 D2 最後和對流胞 D1 結合，並在 2209 UTC 時 (圖略) 形成新的東西走向對流胞核心 D3，同時間，在雨帶上游有一個新的對流胞核心 D4 開始形成(圖 6)。

圖 7 為對流胞核心 D1 沿著徑向向颱風中心

剖線 E-E' (圖 5) 的垂直剖面圖, 其中雷達回波強度大於 30dBZ 垂直延伸到 8 km 高度, 同一高度有強烈徑向向外氣流使上升氣流傾斜, 垂直剖面特徵除了最大垂直速度場位置被限制在 4 km 以下(3 ms^{-1})和 9 km 以上(4 ms^{-1})的情況外, 上升氣流有出現乾濕軟雹混和現象, 可見此處的水平與垂直空氣混合作用很旺盛, 粒子間的接觸機會變多, 粒子成長的機會自然也變大。在對流胞核心 D1 內側徑向往外的地方, 雷達回波強度梯度變化較大, 在水平座標 10-15 km 形成高度 6 km 明顯的下沉氣流(Inner Edge Downdraft, IED)($> 2 \text{ m s}^{-1}$), 下沉氣流分布的位置類似 Didlake and Houze (2009)[13]提出的內緣下沉氣流, 其下沉氣流是在沿著雨帶內緣雷達回波強度梯度變化大的位置, 其主導的作用力來自形成在高度 6 至 8 km 處氣壓梯度向下之加速度, 然而, 對流胞核心 D1 具有徑向往內傾斜和上升氣流相反特徵, 這個特徵隱含內緣下沉氣流可能是由降水推積導致下沉所主導, 而不是氣壓梯度向下之加速度作用。

圖 8 為對流胞核心 D2 沿著徑向向颱風中心剖線 F-F' (圖 5) 的垂直剖面圖, D2 不像 D1, 是稍微向外傾斜, 有一個明顯的徑向向內氣流穿入 D2 且在對流胞底部減弱, 下沉氣流(2 m s^{-1})分布高度相對於 Didlake and Houze (2009)[13]的下沉氣流分布高度 2-4 km 是較低的, 乾濕軟雹混和現象比較不明顯。

圖 9 為對流胞核心 D4 沿著徑向向颱風中心剖線 G-G' (圖 6) 的垂直剖面圖, 徑向向內氣流稍微向內延伸且在 D4 底部減弱, D4 底部生成明顯輻合區, 輻合區舉升在 D4 底部內側高度 2-4 km 的微弱徑向向外氣流, 在底層二個徑向向內和向外氣流生成明顯上升氣流, 上升氣流在高度 5-6 km 位置, 速度超過 6 m s^{-1} , 雷達回波核心和上升

氣流是徑向向外傾斜, 有濕軟雹出現在更高的地方(約 10km), 這隱含低層的徑向向內和向外氣流在加強 D4 強度方面扮演重要角色。

5. 結論

本研究探討莫拉克颱風個案利用空軍澎湖馬公基地的雙偏極化雷達, 連續觀測莫拉克颱風雨帶的雨滴粒徑分布的演化及水象粒子分類, 增加對此降水效率極佳的系統雲物理及雲動力機制的了解, 並可提供給數值模擬各種水象含量結果互相比對驗證。

6. 參考文獻

- [1] Zrnica, D.S., and A. V. Ryzhkov, "Polarimetry for weather surveillance radars," *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 389-406, 1999
- [2] Houze, R. A., Jr., F. D. Marks, and R. A. Black, "Dual-aircraft investigation of the inner core of Hurricane Norbert. Part II: Mesoscale distribution of ice particles," *J. Atmos. Sci.*, 49, 943-962, 1992.
- [3] Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze Jr., "Inner-core structure of Hurricane Alicia from airborne Doppler-radar observations," *J. Atmos. Sci.*, 44, 1296-1317, 1987.
- [4] Heymsfield, A. J., Bansemer A., Durden, S L., Herman R. L., and Bui T. P., "Ice Microphysics Observations in Hurricane Humberto: Comparison with Non-Hurricane-Generated Ice Cloud Layers," *J. Atmos. Sci.*, Vol.63, pp.288-308, 2006
- [5] Marks, F. D., Jr., and R. A. Houze Jr., "Inner-core structure of Hurricane Alicia from airborne Doppler-radar observations," *J. Atmos. Sci.*, 44, 1296-1317, 1987.
- [6] Black, R. A., and J. Hallett, "Observations of the distribution of ice in hurricanes," *J. Atmos.*

Sci., 43, 802–822, 1986.

[7] Vivekanandan, J., Zrnica, D. S., Ellis, S. M., Oye, R., Ryzhkov, A. V., and Straka, J., “Cloud Microphysics Retrieval Using S-band Dual-Polarization Radar Measurements,” *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 80, pp.381–388, 1999.

[8] 林育邦, “雙偏極化雷達反演電暴個案水象粒子分布之研究”, 國防大學理工學院環境資訊及工程學系大氣科學研究所碩士論文, 桃園, 84頁, 2010。

[9] Keenan, T., “Hydrometeor classification with a C-band polarimetric radar,” *Australian Meteorology Magazine*, Vol. 52, No. 1, pp. 23-31, 2003.

[10] Testud, J., Bouar, E. Le, Obligis, E., and Ali-Mehenni, M., “The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar,” *J. Atmos. Oceanic Tech.*, Vol. 17, pp. 332-356, 2000.

[11] Ray, P. S., Wagner, K. K., Johnson, K. W. J., Stephens, J., Bumgarner, W. C., and Mueller, E. A., “Triple-Doppler Observations of a Convective Storm,” *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 17, pp. 1201-1212, 1978.

[12] Ray, P. S., Stephens, J. J., and Johnson, K. W., “Multiple-Doppler Radar Network Design,” *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 18, pp. 706-710, 1979.

[13] Didlake, Jr. A. C. and Houze, Jr. R. A., “Convective-Scale Downdrafts in the Principal Rainband of Hurricane Katrina (2005),” *Monthly Weather Review*, Vol. 137, pp. 3269-3293, 2009.

7. 圖表彙整

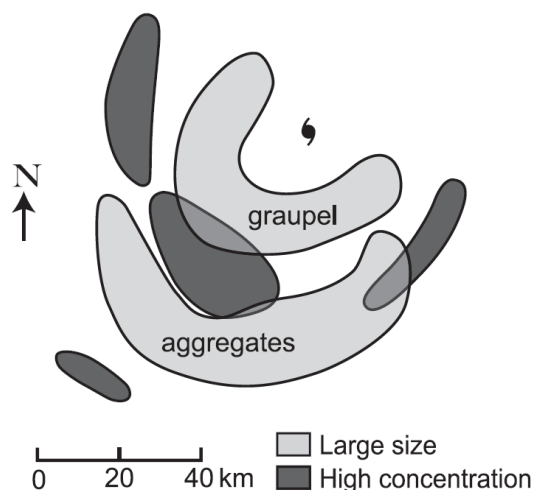


圖1. 颶風Norbert(1984)的中尺度6km(0°C~10°C)等高水平冰粒分布示意圖 (Houze et al.(1992)[11], 圖摘自Houze(2010)[3])

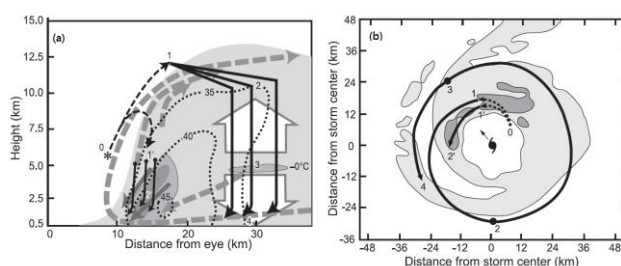


圖2. 颶風Alicia(1983)內核區(a)徑向垂直剖面的水象粒子軌跡圖, (b)水象粒子的水平投影軌跡圖 (Marks and Houze(1987)[12], 圖摘自Houze(2010)[3])

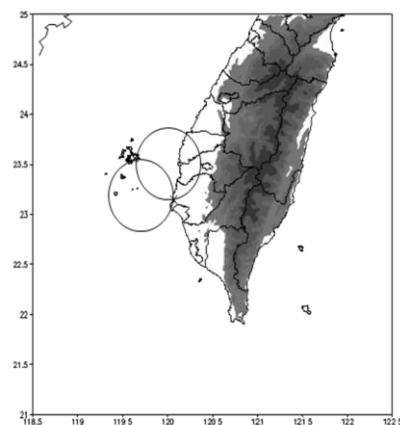


圖3. 資料相對位置圖。

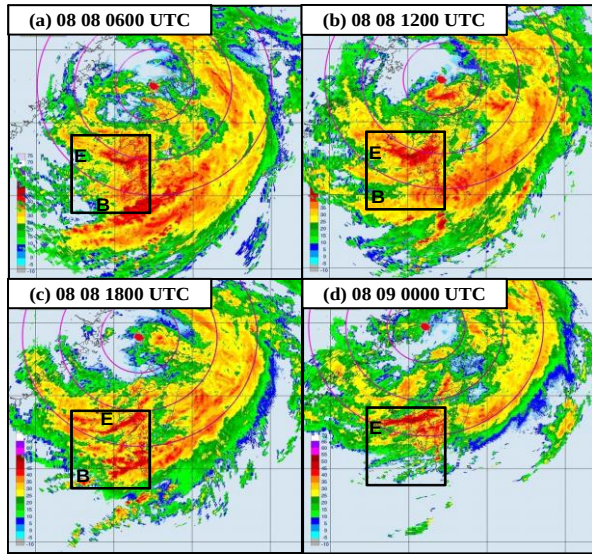


圖4. 中央氣象局雷達回波圖。颱風符號位置為中央氣象局定位颱風中心。紅色圓圈為以徑向距離每100km一圓，黑色方框為研究範圍。(a) 8月8日0600UTC，(b) 8月8日1200UTC，(c) 8月8日1800UTC，(d) 8月9日0000UTC。

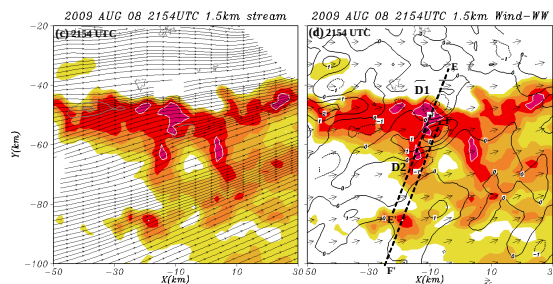


圖5. 2009年8月8日2154 UTC時馬公與七股雷達在1.5 km高度雙都卜勒合成風場圖。(a)黑色氣流線為雙都卜勒合成風場，灰色等值線為輻合場 $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ 與 $1.5 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。(b)黑色等值線為垂直速度場，間隔為 $1 m s^{-1}$ ，黑色虛線(E-E')與(F-F')代表垂直剖面位置，剖面的方向指向颱風中心。填色代表降水回波(dBZ)，白色等值線降水回波大於45 dBZ，坐標軸中心為馬公雷達位置。橫座標與縱座標代表與雷達站之距離。

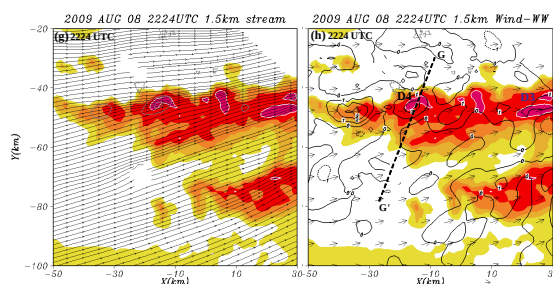


圖6. 2009年8月8日2224 UTC時馬公與七股雷達在1.5 km高度雙都卜勒合成風場圖。(b)黑色虛線(G-G')代表垂直剖面位置。其餘描述如圖5。

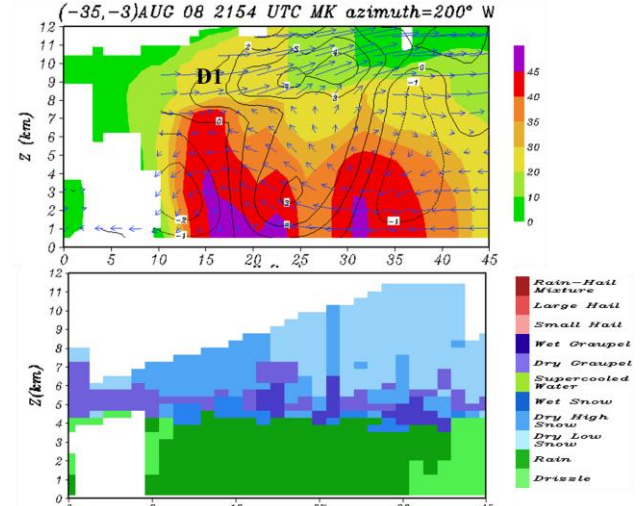


圖7. 2009年8月8日2154 UTC時剖面圖(E-E')。上圖的填色代表降水回波，等值線為垂直速度場，下圖的填色代表水象粒子。橫座標為剖面水平距離。

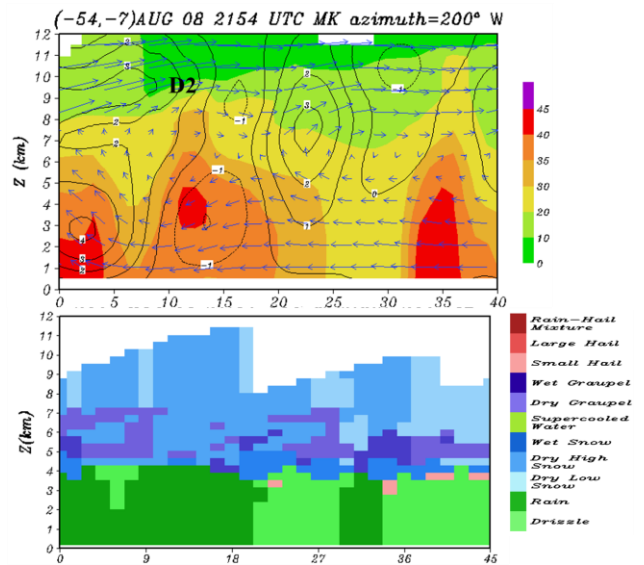


圖8. 2009年8月8日2154 UTC時剖面圖(F-F')。上圖的填色代表降水回波，等值線為垂直速度場，下圖的填色代表水象粒子。橫座標為剖面水平距離。

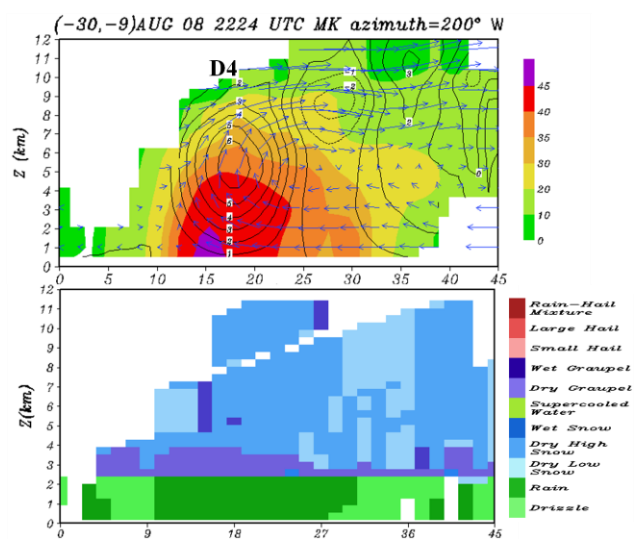


圖9. 2009年8月8日2224 UTC時剖面圖(G-G')。上圖的填色代表降水回波，等值線為垂直速度場，下圖的填色代表水象粒子。橫座標為剖線水平距離。