

長生命期鋒面雨帶之研究（二）：地形效應

潘秋吟 陳台琦 鄧仁星 林沛練

中央大學大氣物理研究所

（中華民國八十七年十二月八日收稿；中華民國八十八年五月十九日定稿）

摘 要

IOP13 為 TAMEX 期間較為特殊的案例，其生命期長達二十幾個小時，爲了要研究其緩慢移動及長生命期的特徵和在登陸後能持續發展的原因，在本文中將以登陸後多個連續時間的回波分析來探討雨帶在地形上的演變，並用追隨地勢座標雙都卜勒風場合成計算其三維風場來探討地形對內部氣流結構的影響。

由 6 月 25 日 0747~1036LST 的徑向風場及回波場分析，地形的作用使風切線及雨帶的走向由東北—西南走向逐漸變成風切線的北段更偏沿地形的南-北走向而其靠海的南段則偏東西走向。但值得注意的是，由不同高度回波結構分佈的分析結果來看，中低層的回波形態呈現與登陸前相似之平行風切線方向雨帶及登陸後增強之平行地形走向雨帶的兩帶狀分佈。同時垂直運動中心明顯分成兩列，一列仍與主要風切輻合帶配合，另一列則平行於南北走向之山勢。

爲了探討地形對雨帶的影響，故將範圍縮小至地形處，使用追隨地勢座標來作回波和合成風場分析，以探討地形對垂直風場分佈之改變。由分析結果得知，與地形接觸後，地形的抬升作用使低層西南氣流的水氣可往上传輸至中層，當低層的水汽供應與中層的輻合配合的當時，可增強垂直速度且回波可垂直發展的很高，造成降水系統對流區位置重新分配，氣流結構發生改變，而可進一步的解釋此對流雨帶登陸後仍能維持長生命期的原因。

關鍵詞：追隨地勢坐標，地形效應，鋒面雨帶

一、前 言

在此所選取的個案爲 TAMEX 期間 6 月 24 日 2200LST~6 月 25 日 2300LST 的 IOP#13

個案，其爲一 meso- β 尺度且呈東西走向由北往南緩慢移動的雨帶。其生命期長達二十幾個小時而此長生命期及其緩慢移動的特徵引發了許多學者的興趣，而對於此個案，已有許多

學者對其做過分析研究(田, 1993)(周等, 1990)。葉(1990)、林等(1989)指出當對流胞的回波與風場呈現三維的結構時,可維持較長的生命期並有很深的對流發生。而此種豪雨型態的對流胞其維持的原因除了三維的旋轉特性外,低層梅雨鋒以及接近地形時期地形的強迫作用,台灣上空提供高層強大的輻散,均為不可或缺的要害。Jou and Deng(1992)研究低層西南噴流的結構以及其對此個案中所扮演激發及維持此對流的角色,結果指出在鋒前1km高度有風速可達20 m/s的西南低層噴流存在,此氣流在進入鋒前對流降水區時速度減弱,此減速的氣流結構產生一暖濕氣流的輻合區而有利於對流胞的形成及對流系統的維持。Lin et al.(1993)指出在雙都卜勒雷達分析時間內此長生命雨帶的維持機制為鋒前下衝氣流所形成的陣鋒及沿陣鋒發展的新對流胞之結合的影響。楊(1994)以多個時間的資料來分析和討論整個雨帶系統的運動、熱力及動力結構的演化關係。由系統內部所做的空氣塊軌跡分佈指出由主對流胞西北側入流之西風可持續上升,但由主對流胞南側入流之西南風除了位於西風轉西南風之新胞生成區位置的空氣塊可持續上升外,其餘由主對流胞南側入流之空氣則受到主對流胞下降氣流的影響而無法上升至高層。

爲了要研究其在登陸後能持續發展的原因,故在此以多個連續時間的回波分析雨帶的結構分佈、及在追隨地勢座標計算三維風場來探討地形對雨帶的影響。在本文中分別以大、中、小範圍來探討雨帶及風場水平結構的演變、雨帶及風場結構的分佈、及地形對雨帶的影響,其中小範圍以在追隨地勢座標下來求得三維風場。

本文所選取的資料爲 TAMEX 期間 IOP13 的密集觀測資料,主要爲綜觀環境的觀測資料,單站探空資料和分別位於外埔海灘及清泉崗的 CP-4 和 TOGA 都卜勒雷達資料。CP-4 和 TOGA 雷達的分佈位置和雷達特徵分別如圖 1 所示。圖 1 所表示的爲所選取涵蓋整個系統的大分析範圍,水平方向爲 140×140 km, 網格間距爲 2 km, 粗實線所表示的爲所選取的中分析範圍,水平方向爲 100×80 km, 細實線所表示的爲所選取利用追隨地勢座標研究地形對系統作用的小分析範圍,水平方向爲 40×40 km, 網格間距皆爲 1 km。在垂直方向均取 16 層,由 0 到 15 km 的高度。在小分析範圍中的地形分佈如圖 1 所示。

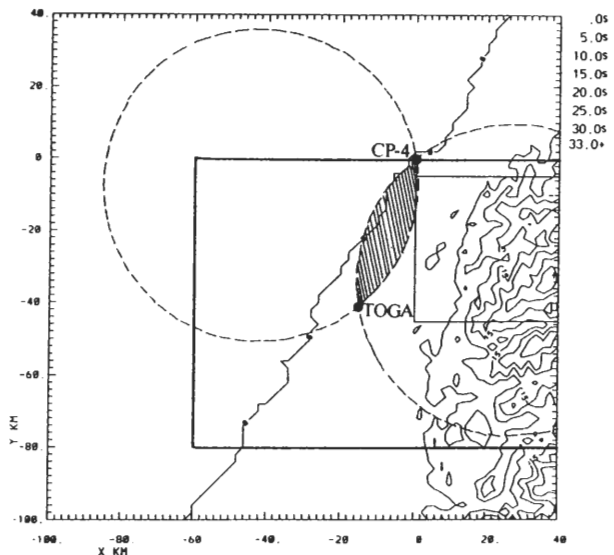


圖 1 TAMEX 計畫雷達網中 CP-4 和 TOGA 雷達的分佈位置。虛線爲做雙都卜勒雷達合成風場時利於合成的區域,斜線部份則爲不利合成的範圍。圖 1 所表示的爲所選取涵蓋整個系統的大分析範圍,粗實線所表示的爲所選取的中分析範圍,細實線所表示的爲所選取利用追隨地勢座標研究地形對系統作用的小分析範圍。

鄧(1994)對相同的雷達觀測資料以在追隨地勢座標來計算三維風場並與以往常用的 CEDRIC 軟體得到的結果比較,結果顯示當地勢較平緩時兩者所得到的結果有良好的一致性,而在山區則有明顯的差異存在,以在追隨地勢座標下的雷達分析方法所得到的結果較為合理可信。故在本文中,小範圍因為於地形複雜處,故雷達資料的風場分析處理方法以在追隨地勢座標下來處理。單都卜勒及雙都卜勒雷達資料的處理在大範圍及中範圍以美國國家大氣研究中心(NCAR)的雷達資料處理軟體(CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian Space)軟體)的幫助來求得合成風場及垂直速度場。在小範圍則以在追隨地勢座標下來求得合成風場及垂直速度場。在追隨地勢座標下雙都卜勒合成風場的計算方法以及垂直速度的求法以及三維風場的變分調節部分參照鄧(1994)。由雙都卜勒雷達的資料分析可以得到詳盡的三維風場及相關診斷場的分佈狀況,因此可以瞭解雷雨胞的三維運動結構。

二、綜觀環境條件

由 1987 年 6 月 24 日 2000LST 的綜觀天氣圖(圖 2)來看,在地面天氣圖(圖 2A)可見一低壓中心位於日本南方海面,低壓帶由日本經台灣一直往南延伸,台灣附近以西南風為主帶來暖濕的空氣,而台灣的北方有一弱風切線存在,風切線前方以西南風為主,風切線後方以偏北風為主。由 850mb 的天氣圖(圖 2B)來看,在台灣北部有較強的西南氣流存在。由 700mb 的天氣圖(圖 2C)來看,在台灣的附近均以西風為主。在 850mb 及以 700mb 的天氣圖中均

顯示出在台灣西北部的溫度梯度不是很明顯,在台灣附近有一暖舌存在,西南風(850mb)及西風(700mb)帶來暖氣流。由 500mb 的天氣圖(圖 2D)來看,在台灣的附近皆以西北風為主。到了 200mb(圖 2E)則為偏北風為主,並且在台灣的上空有一分流存在。在中低層的天氣圖中可看見此時台灣位於中低層槽後的環境中,此在梅雨期中屬於較特殊的個案,在此環境配置下槽後的西風及西北風可直接南下至台灣西北部,在台灣西北側的分析亦可發現其西風及西北風有增強的趨勢。

Chen(1993)指出 TAMEX 1987 年季節轉變為六月中旬,而 IOP13 個案所伴隨的鋒面為發生在季節轉變之後,大氣的加溫及斜壓帶的往北遷移使其所處的大環境特徵與之前的個案完全不同,其斜壓性質變弱,整個環境場的特徵為弱的溫度梯度及強的水汽對比。

整體而言,垂直風切呈現一順轉的型態,且在低層有沿風切線所產生的輻合而在高層有一輻散場,如此的配置為提供中尺度對流系統在此處發展的有利條件。低層的西南氣流帶來暖濕空氣,而在中低層的西風為亦為一暖氣流。

三、降水系統剛接觸地形的動力結構分析結果

楊(1994)以多個時間的資料來進行分析和討論整個雨帶系統的運動、熱力及動力結構的演化關係。其指出整個系統的型態雖有些變化但回波強度變化不大,是屬於弱演化的發展型態。由系統內部所做的空氣塊軌跡分佈指出由主對流胞西北側入流之西風在不同高度均可持續上升,由海上帶來豐富暖濕空氣供給對

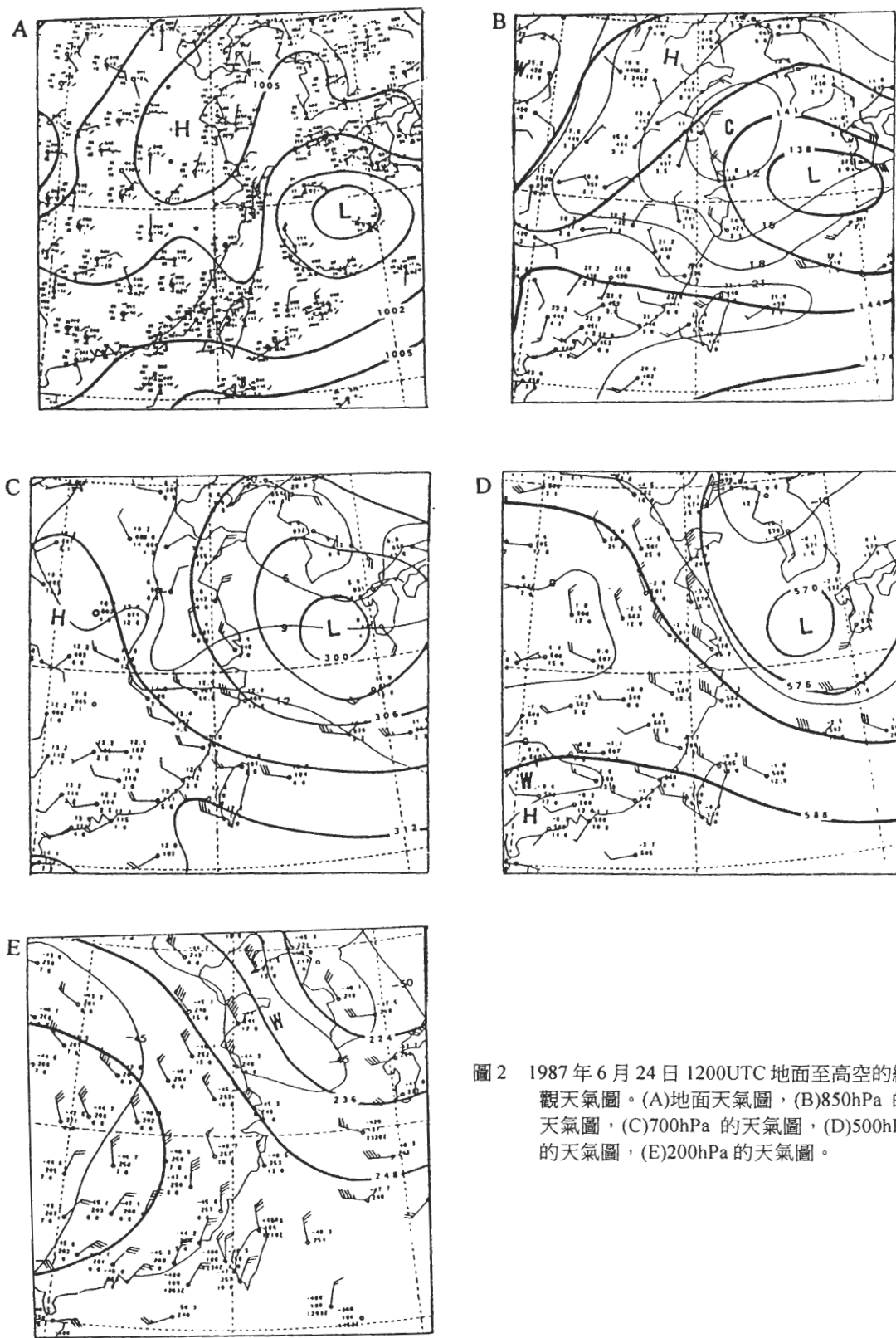


圖2 1987年6月24日1200UTC地面至高空的綜觀天氣圖。(A)地面天氣圖，(B)850hPa的天氣圖，(C)700hPa的天氣圖，(D)500hPa的天氣圖，(E)200hPa的天氣圖。

流胞發展。但由主對流胞南側入流之西南風除了位於西風轉西南風之新胞生成區位置的空氣塊可持續上升外，其餘由主對流胞南側入流之空氣則受到主對流胞下降氣流的影響而無法上升至高層。其所提出的示意圖如圖 3 所示。由熱動力場的反演結果可知在良好的動力擾動場及熱力擾動場的配合之下，可促使中低層的西風加速往上。中低層暖空氣與降水系統間的輻合作用、高層環境存在分流場、上衝氣流與下衝氣流在垂直方向上錯開使得垂直速度能保持一定的強度、以及在良好的熱動力擾動場的配合之下使西風可持續上升供給系統發展所需之暖濕空氣。而使 IOP13 之降水系統的長生命期得以維持。這些為使 IOP#13 得以維持長生命期的機制。

對渦度及垂直速度場而言，中上層的渦度強且此處有一相對的低壓中心存在，在此相對低壓所形成的向上氣壓梯度力作用下可加速引進低層西側的暖空氣，維持上衝氣流的強度和位置。其在分析時間內由於渦度的水平分佈變化小所以垂直速度的分佈變化亦不大，使得垂直速度的水平梯度維持穩定。在環境風切和垂直速度的水平梯度皆能維持穩定的情況下，使得水平渦度可穩定維持，如此使得由渦度間接造成的垂直速度之加強亦能維持。在此周而復始的情況，加上中低層暖空氣與降水系統之間的輻合場，與高層環境所存在的分流場等要素作用下，使得垂直速度能保持一定的強度，而使 IOP13 的長生命期得以維持。其結果知示意圖可由圖 3 來表示。

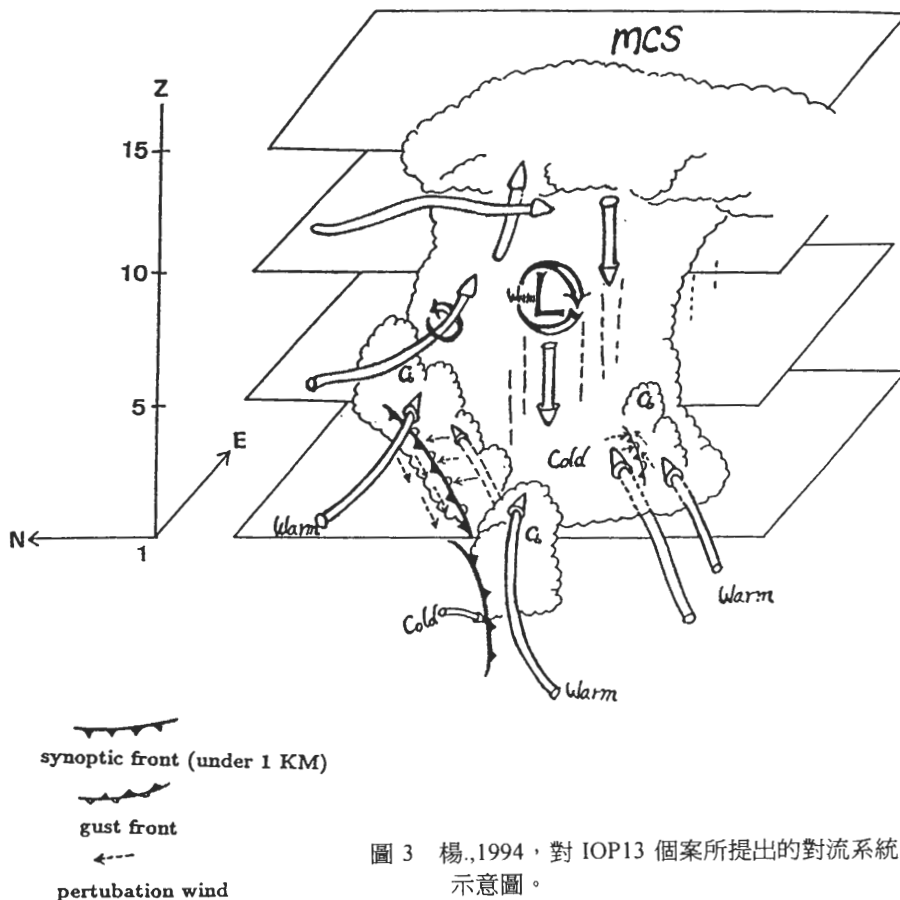


圖 3 楊.,1994，對 IOP13 個案所提出的對流系統示意圖。

四、降水系統已接觸地形後的分析結果討論

(一) 整個雨帶的結構演變分析

1. 雨帶回波水平結構的演變

由於在 0800LST 以後，雨帶已整個移入地形上，在此以 TOGA 雷達於 6 月 25 日 0747LST 至 1036LST 在 1km 的水平回波結構分佈圖來看大範圍雨帶系統的回波結構變化。我們處理了每 7 分鐘共 20 個連續體積掃描，並選擇其中 6 個時間來說明其接近地勢的演變（圖 4）。我們將其分為三個時期，0747LST（圖 4A）開始為時期 I，為 B 胞及 C 胞開始併入的時期。0818LST（圖 4B）開始為時期 II，為 E 胞開始出現以及其慢慢併入的時期。0935LST（圖 4E）開始為時期 III，為整個回波結構開始變成 T 字形結構的時期。

在第 I 時期(0747LST~0802LST)中，可見主回波區西北方(B,C 胞)、西方(D 胞)及南方均有回波接近併入。因這些回波的併入使得主回波區的結構一度呈現較凌散的回波結構，而後又重新組織起來與早期的形態類似。也因為這些回波的併入使得主回波區的強度加強。在 0818LST 開始進入時期 II，在此期間主回波區的西方有一新生的回波胞(E 胞)生成且往東向主回波區移動並且在移動的過程中持續的增強。此胞於 0856LST（圖 4C）時開始接觸主回波區，且在接觸主回波區後其速度變緩，於 0935LST 時開始併入主回波胞而在 0943LST 時主回波區的結構又再重新組織起來，但此時主回波區的結構與之前的比較起來已有些不同。在 0935LST（圖 4E）第 III 時期時可知，因地形阻擋作用的影響而使得整個回波區

局限於地形的西側，而在主回波區的西側不斷地有新生胞沿風切線生成且隨著環境風場由西往東迅速往主回波區移動，其接觸主回波區之後速度變緩而使得後起的新生胞可以追趕的上，地形的阻擋作用加上西側有新生胞不斷地併入，使得主回波區可以維持如此長的生命期，但是其結構形態與早期的組織形態不同。

由長約 3 小時的連續時間回波圖來看整個雨帶系統的回波結構變化，可知主回波區(A 胞)的結構為呈東北—西南走向於台灣沿岸地區緩慢地往南南東方向移動（平均移速約為 2~3m/s），此雨帶系統移動相當緩慢，且在此期間回波強度變化不大。西北方雨帶及西方新生胞的併入對主回波區的維持及加強有不容忽視的重要性，因這些回波的併入使得主回波區的強度加強而維持其長生命期。在主回波區的東側因地形的阻擋作用將整個回波局限於地形前，而在迎風面上有些強回波存在。地形的阻擋作用再加上主回波區西側新生胞不斷併入的影響，使得主回波區的結構逐漸由東北—西南走向轉變成回波區的左側為東—西走向而回波區的右側為沿地形的南—北走向，東—西走向的回波結構主要為沿西風與西南風的風切線上輻合所產生的回波胞，南—北走向的北側主要為西風與風切線及地形作用所產生的回波胞，南側主要為回波區的外流與南方的西南氣流作用所產生的回波胞。地形的作用使得整個回波型態更複雜化，由未進入地形較有組織的型態變成回波分佈較凌亂的型態。而地形的阻擋作用使得回波區的結構逐漸由主回波區的東北—西南走向轉變成沿風切線的東—西走向及沿地形的南—北走向。

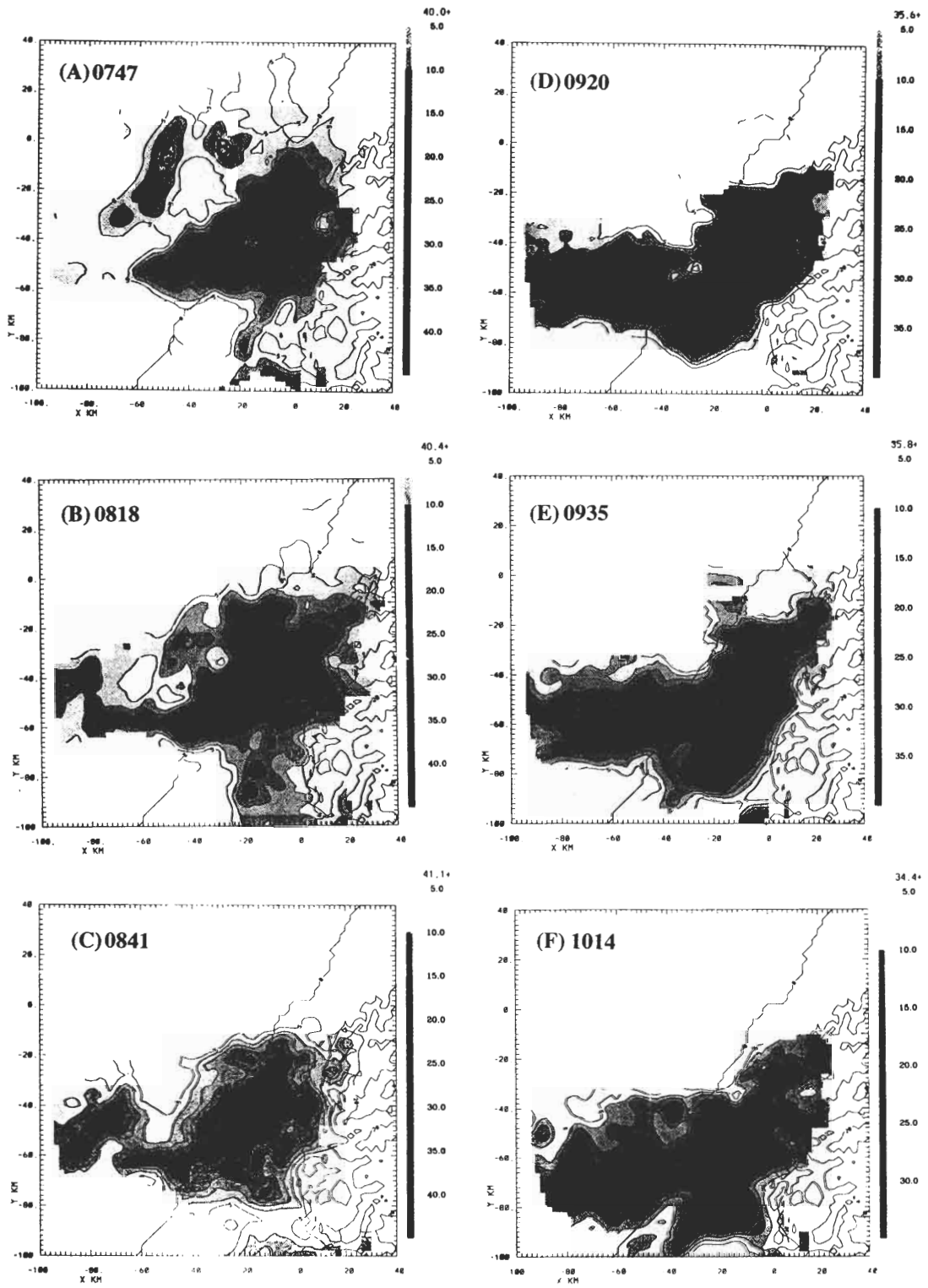


圖 4 TOGA 雷達在 1987 年 6 月 25 日 0747LST 至 1014LST 所觀測平均每隔 7 分鐘於 1km 高度的回波圖 (等值線間隔為 5dBZ) (地形等高線第一條線為 0m, 間隔為 500m)。(A)0747~0754, (B)0818~0825, (C)0841~0849, (D)0920~0927, (E)0935~0943, (F)1014~1022。

2. 風切線風場結構的演變

在此以 TOGA 雷達在 6 月 25 日 0747LST 至 1036LST，圖 5 為對應圖 4 相同時間，在 1km 的水平徑向風場圖來看整個雨帶系統的低層風場結構變化。在時期 I（圖 5A）風切線緩慢地往東南方向行進但其北段尚未與地形接觸。在時期 II（圖 5B），在此期間之後風切線的北段與地形接觸受地形的影響。而時期 III（圖 5E），在此期間風切線的北段已無法明確地辨識，而南段呈東西走向。

在 0747LST~0802LST 時可知風切線呈東北—西南走向，風切線南方以西南風為主，風切線北方以西風為主，受環境風場的影響風切線緩慢地往東南方向行進。在 0818LST 進入時期 II，此時風切線的北段與台灣沿岸的地形接觸，風切線呈東北—西南沿著地形的方向，且在此時可見風切線受到地形的影響而有些微變形，其北段沿著地形的方向而中間為呈偏南—北走向。在 0818LST~0856LST 時可發現風切線順著地形而下往南方向移動但移動速度非常緩慢，北段的移動速度較南段的移動速度為慢，其風切線的北段呈北北東—南南西方向且其走向為沿著沿岸地形的方向，而其南段則為東北—西南走向。當風切線接近台灣西北側沿岸時，在北段風切線的東南側與內陸地形間的西南氣流於內陸的風向會較偏南。在 0904LST~0935 LST 時可發現風切線順著地形而下往南方緩慢移動，風切線的北段更偏北北東—南南西沿著地形的走向，而其南段則偏東北東—西南西走向。在風切線的北段可見西南氣流受到風切線與地形的影響之下而在內陸呈現風向偏南南西的方向，北段的風切線主要為西風及夾在風切線與地形間的偏南風所形

成，而南段的風切線為西風及西南風所形成。在 0935LST(圖 5E)時進入時期 III，在此時期可發現風切線持續順著地形而下往南方緩慢移動，其風切線的北段已無法明確地辨識，而南段則偏東北東—西南西走向且其已移進內陸，由圖中可以發現此時在內陸的西南氣流其強度比前兩時期變得稍弱些。在前兩時期當呈東北—西南走向的風切線接近台灣西北側時，在風切線的南下與西北側內陸較凸出的地形阻擋作用之下使得西南氣流在內陸的風向會偏南方且有加強的情形。當風切線持續南下進入中部較廣闊的區域時此現象即不明顯，只見西風及西南風形成較平約呈東—西走向的風切線。

由整個時間序列圖可知風切線緩慢地往南南東方向移動，接近地形處移動速度較慢而遠離地形處移動速度較快。受到地形的影響，東段逐漸變成沿地形緩慢南下的結構。最後風切線的結構逐漸由主要東北—西南走向轉變為北段呈偏南—北走向而南段呈偏東—西走向。

如考察此系統最早的觀測(Lin et al, 1989)在海上時風切線亦呈東西走向，而在靠陸地一側最東的回波最強。在晨間為登陸前形成一較大體系，系統之西北緣形成東北—西南走向風切帶之形態。但移入地形後，因受地形之阻擋，無法再維持西北緣之帶狀連續上升運動。可能此原因使得風切線恢復成東西走向，亦使降水系統變成 T 字形。

(二) 主回波區的結構分析

由於在 0841LST 以後主要回波區已漸漸移出雙都卜勒風場合成之最佳範圍，我們將集中在 0823 LST、0832 LST 及 0839 LST 這三

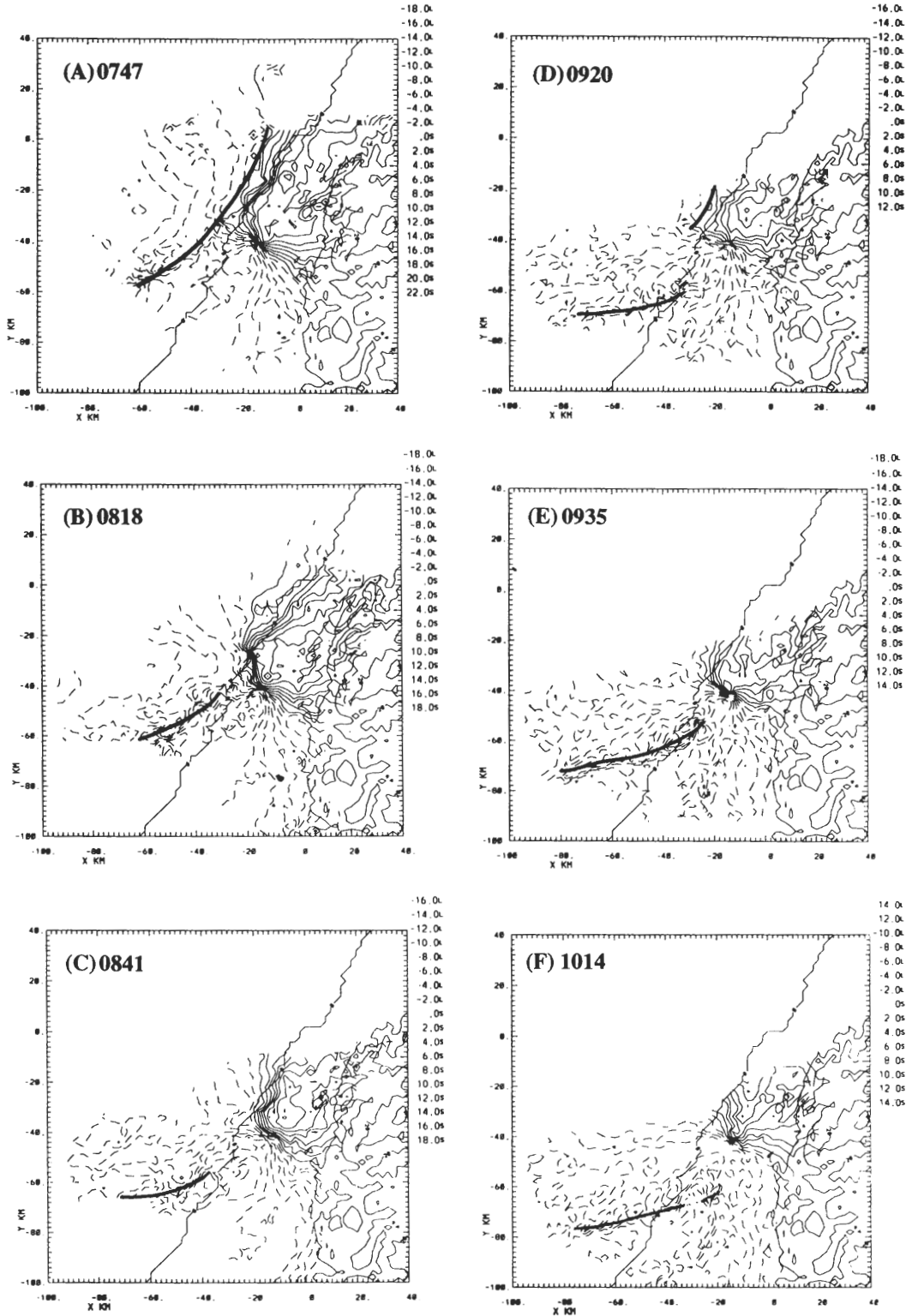


圖 5 TOGA 雷達在 1987 年 6 月 25 日 0747LST 至 1014LST 所觀測平均每隔 7 分鐘於 1km 高度的徑向風速圖（等值線間隔為 2m/s，實線為正值，虛線為負值），其中粗黑線代表風切線位置。(A)0747~0754，(B)0818~0825，(C)0841~0849，(D)0920~0927，(E)0935~0943，(F)1014~1022。

個時間，以詳細了解地形之效應。圖 6 為此三個時間風切線與地形相對位置圖。在低層西風與西南風形成一明顯的風切線，風切線隨著高度往東南方向傾斜。愈往高層風向愈偏北，7km 高度以上以西北風及北風為主且在高層已無風切線存在。0832LST 與 0823LST 相較之下風切線的位置稍東南側，而 0839LST 時的風切線位置與 0832LST 相似。

在回波的水平結構分佈方面，主回波區以 13km 高度處的回波分佈來定 a,b,c 胞的範圍。在 0823LST 的回波水平結構分佈圖(圖 7A)，可見在平行風切線走向的回波帶與平行地形走向的雨帶相交會處之回波值可發現有較大值的出現(c 胞)。在主回波區中的 a,c 胞可發展至 15km 高，b 胞可發展至 13km 高。在 0832LST 時(圖 7B)，中高層的回波強度均較 0823LST 時弱，平行風切線走向的回波帶往東南方向移動時，在其與平行地形走向的雨帶相交會處的回波值變得弱些，與 0823LST 時所發現到的有些差異。a,b,c 胞均可發展至 15km 高，但 a,c 胞在 7km 以上強度均變弱。以 13km 而言，a 胞的強度由 20dBZ 變為 10dBZ，b 胞由 15dBZ 變為 10dBZ，c 胞由 15dBZ 變為 10dBZ，除了 b 胞外 a,c 胞的發展範圍變小。由 0839LST(圖 7C)的回波分布可知，系統的結構型態有些微變化但其移動為非常緩慢，受環境風場的影響低層移動較慢而高層移動較快，在中低層亦可見到回波形態呈現平行風切線方向及平行地形走向的兩帶狀分佈，平行風切線走向的回波帶往東南方向移動，在其與平行地形走向的雨帶相交會處有較大的回波值，與 0832LST 時不同。主回波區中的 a 胞發展至 13km 高，b,c 胞仍可發展至 15km 高，

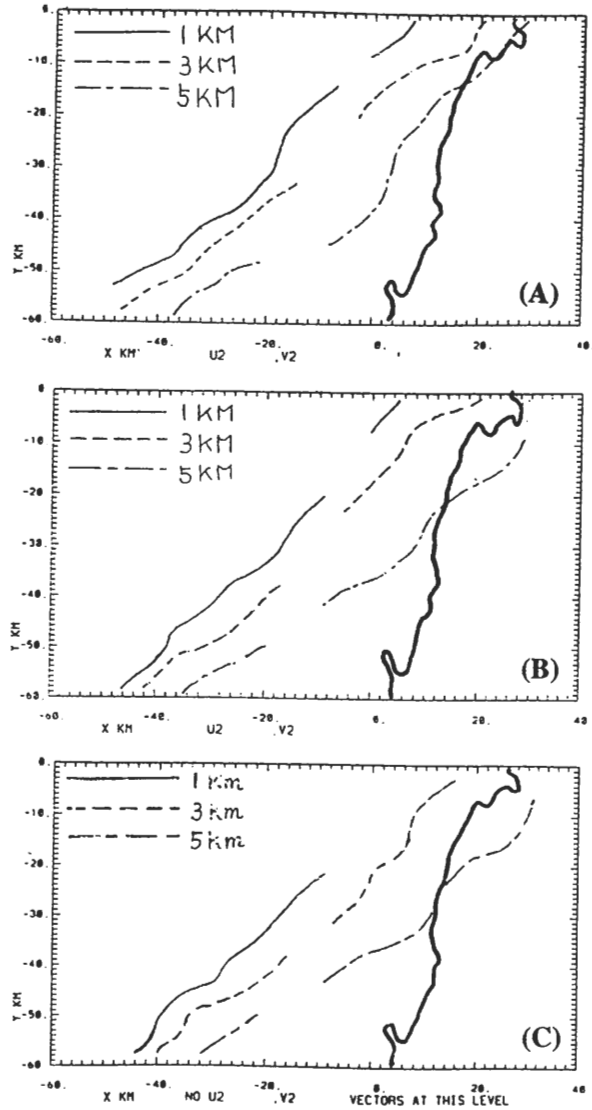


圖 6 1987 年 6 月 25 日(A)0823LST, (B)0832LST, (C)0839LST 於 1km、3km、5km 高度的風切線分布圖。

但除了 b 胞外 a,c 胞的強度及發展範圍均變小。

由此三個時間的回波水平結構分佈可知，系統的結構型態有些微變化但其移動為非常緩慢，幾乎呈滯留狀態，受環境風場的影響低層移動較慢而高層移動較快。低層的回波受

地形影響而局限於地形西側，受環境風場影響，回波愈往高層愈往東南方向傾斜。在中低層可見回波呈現兩帶狀分佈，一為平行風切線呈東北—西南的方向，一為平行地形呈南—北的走向，在 5km 高度處，可看見平行風切線走向的回波帶持續地往東南方向移動，在其與平行地形走向的雨帶相交會處的回波值會因風切線的往東南方移動而有所起落。c 胞剛好是位於平行風切線方向與平行地形走向相交處的地方，而在 13km 可見 c 胞往南移動且範圍變小。在圖 6、圖 7 中，我們注意到 c 胞的特殊位置。此降水系統（自 0700 LST 至 0800 LST）尚未接觸地形時，一般在系統最北邊之回波最弱、對流最淺，而在接觸地形後，c 胞的變化相當有意義。我們觀察到 c 胞之升起，是由於高層風切線和地形相交時，c 胞即於該處加強，而當風切線隨時間與地形相交位置逐漸南移，c 胞即有減弱趨勢。此外 c 胞在仔細分析中，發現 c 胞本身是一個複雜的體系，亦可單獨視為一中尺度系統。為了要瞭解 c 胞在此段時間的變化原因，故將範圍再縮小討論之。

（三）地形作用下對流特性之變化

鄧(1994)以在追隨地勢座標的方式來計算三維風場，並與 CEDRIC 軟體得到的結果比較，結果顯示當地勢較平緩時兩者所得到的結果有良好的一致性，而在山區則有明顯的差異存在，以在追隨地勢座標下的雷達分析方法所得到的結果較為合理可信。因所分析的範圍地處地形複雜處，故在此以在追隨地勢座標下來處理雷達資料的風場分析，且在此所選取的範圍只包含主回波胞中的 c 胞。

1. c 胞系統之水平結構

(1) 水平氣流場

由 0823LST、0832LST 及 0839LST 時不同高度的水平風場及回波場分佈(圖 8)，可知在我們所分析的此區域中，低層(1km)以西南氣流為主，3km 高度的西北側有偏西風的風場，於 5km 處西北側的西風及西北風的範圍變大，7km 高度則以西風及西北風為主但風場比較凌亂，風切線隨高度往東南方向傾斜，9km 高度以上則以偏北風為主，在高層 13 及 15km 可見輻散場存在。

由不同時間的回波場及風場分佈可知，風切線隨高度往東南方向傾斜且隨時間往東南方向移動，高層西風及西北風的風速有隨時間增強且範圍增大的趨勢，高層輻散場有隨時間減弱的趨勢。

(2) c 胞中垂直速度亦呈兩帶狀分布

由 0823LST 不同高度處所得到垂直速度場分析結果的水平分佈圖(圖 8)可見，3km 的垂直速度場分佈圖中可清楚地看到呈東北—西南方向平行帶狀的上升運動區及下降運動區，在西北側的帶狀上升運動區(W_{max} 約 1~2m/s)主要為西風及西南風輻合所產生，在中間的帶狀上升運動區(W_{max} 約 3~4m/s)則為地形抬升作用所產生的，上升運動區位於地形脊前的上方。5km 高度處的垂直速度場分佈亦呈東北—西南方向平行帶狀的上升運動區及下降運動區，但其位置與 3km 比較之下偏東南方，且西北側的上升運動區(W_{max} 約 4~5m/s)比中間的上升運動區(W_{max} 約 3~4m/s)往東南方偏得多，西北側的下降運動區範圍較小。7km 高度處的垂直速度場分佈呈東北—西

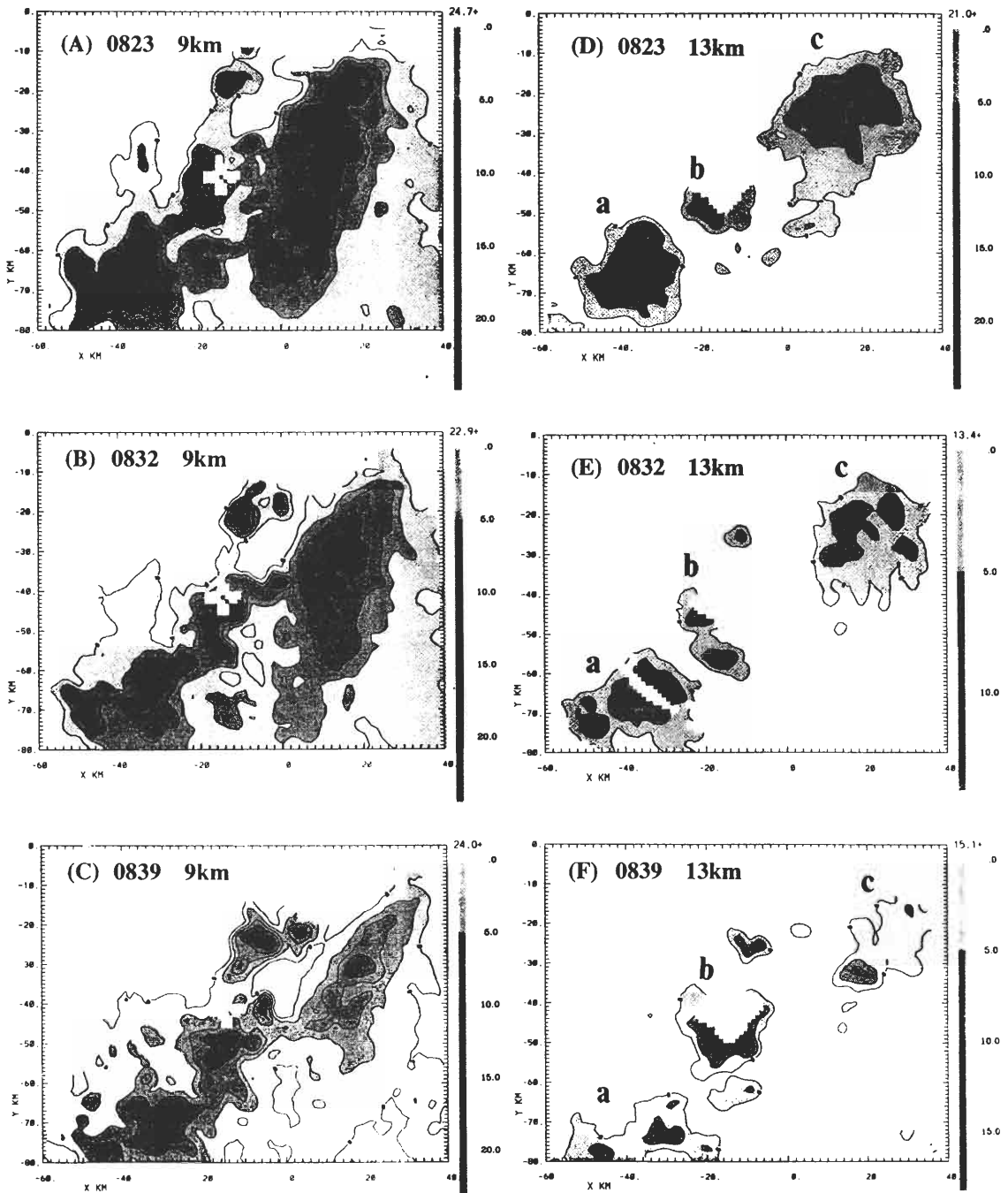


圖 7 1987 年 6 月 25 日(A)0823LST, (B)0832LST, (C)0839LST 於 9km 處; (D)0823LST, (E)0832LST, (F)0839LST 於 13km 高度的回波水平結構分布圖(等值線間隔為 5dBZ)。

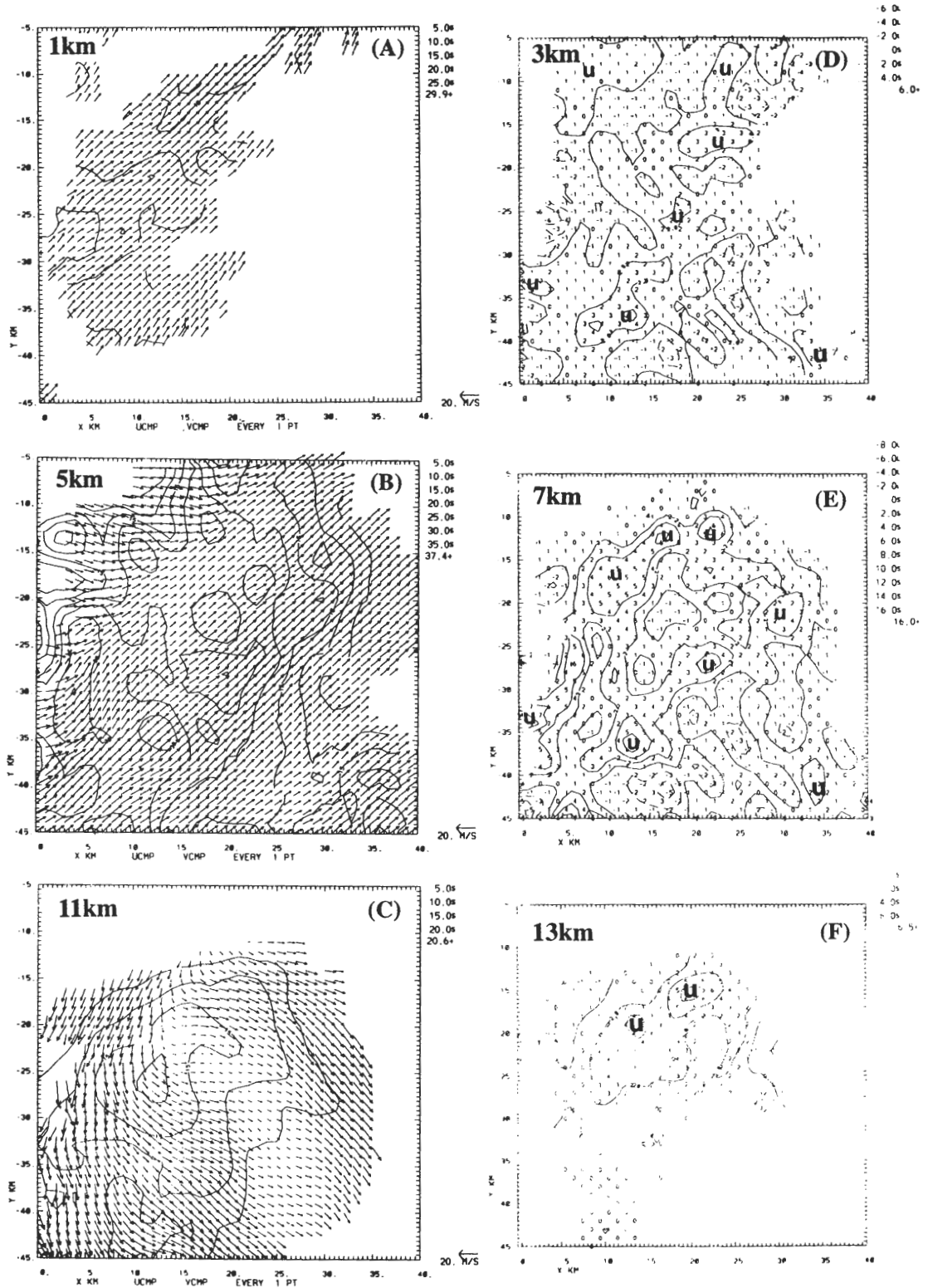


圖 8 1987 年 6 月 25 日 0823LST 於(A)1km, (B)5km, (C)11km 高度處的水平合成風場及回波分布圖 (等值線間隔為 5dBZ) ; 以及(D)3 km, (E)7 km, (F)13 km 高度處的垂直速度場分布圖 (等值線間隔為 2m/s, 實線為正值, 虛線為負值)。

南方向平形帶狀的上升運動區及下降運動區，但其位置與 5km 比較之下偏東南方，在西北側的上升運動區(W_{max} 約 8~9m/s)比中間的上升運動區(W_{max} 約 3~4m/s)往東南方偏得多，在北側兩帶狀有相交之處，在交會處的垂直速度會增強。在西北側上升運動的強度及範圍均愈來愈大，而在西北側的下降運動區範圍愈來愈小。由 9km 垂直速度場分佈亦可見呈東北—西南方向平形帶狀的上升運動區及下降運動區，其西北側幾乎均以上升運動為主(W_{max} 約 9~10m/s)。11km 的垂直速度場分佈亦可見呈東北—西南方向平形帶狀的上升運動區及下降運動區，但其西北側幾乎均以上升運動為主(W_{max} 約 9~10m/s)，下降運動區範圍愈來愈小。在 13km 垂直速度場分佈可見幾乎均以上升運動為主(W_{max} 約 5~6m/s)，下降運動區只位西北側及東側一小範圍。由以上可知各高度的垂直速度場均呈現東北—西南方向平形帶狀分佈，受環境風場的影響而隨高度往東南方偏倚，在西北側的上升運動區比中間的上升運動區往東南方偏得多且上升運動區的範圍愈來愈大，而下降運動區範圍愈來愈小，在北側兩帶狀有相交之處，且在交會處的垂直速度會增強。西北側的上升運動區其垂直速度的大小隨高度有增加的趨勢，在中層的垂直速度較大而往高層減少，呈現一極值在中層的拋物線形式，地形抬升作用所產生的上升運動區其垂直速度的大小隨高度沒有增加的趨勢。

2. c 胞系統之垂直結構

在此對 0823LST、0832LST、0839LST 三個時間，分別從地形的南—北方向及東—西方向之垂直剖面來看 c 胞動力及熱力的內部

結構，主要為切過地形起伏處及 c 胞所在位置。圖(9B)為沿 $x=20\text{km}$ 處南—北方向的地形垂直分佈圖(即圖 9A 的 ab 線段)，圖(9C)為沿 $y=-24\text{km}$ 處東—西方向(即圖 9A 的 cd 線段)的地形垂直分佈圖，0 值線表示地面。分析範圍中以 CP-4 雷達為原點，TOGA 雷達位於(-14.7,-41.3,0.206)km 座標處。圖(9A)中所標示的 ab、cd 線段，主要為切過地形起伏處及 c 胞所在位置。

(1) 上下層的垂直運動相配合時

由 0823LST 時沿 $x=20\text{km}$ 處南—北方向以追隨地勢座標所得到的回波及合成風場的分析結果(圖 10A)顯示 6km 以下低層以南風分量為主而高層以北風分量為主，在圖(10A)可看到低層的氣流經過地形時隨地勢起伏所產生的上升、下降運動，中層 6~7km 高度處的左側(較北方)可見風切線在地形上坡處(約在 $y=-15\text{km}$)的上方產生一明顯的輻合上升運動，在此處低層亦均為上升運動，氣流往高層輻散外流。整個上升運動稍微往南方偏倚但其幾乎呈直立的狀態，且其位於回波的前緣(即 c 胞所在的位置)，5dBZ 的回波垂直發展可至 15km 以上。由以上可知地形的抬升作用使得西南氣流的水汽得以往上傳輸至中層，此時風切線的輻合區移到地形上方處，當低層的水汽供應與中層的輻合配合的當時，可增強垂直速度且回波可垂直發展的很高。由垂直速度場的分佈(圖 11A)可以看到氣流隨地勢起伏產生的上升及下降運動，在北方中高層有因氣流輻合舉升所產生的上升運動，當風切線所產生的輻合上升運動與低層地形作用所產生的上升、下降運動相配合時，垂直速度可發展的較大。且在此時風切線位於地形上坡，故對垂直速度有些增強的作用。

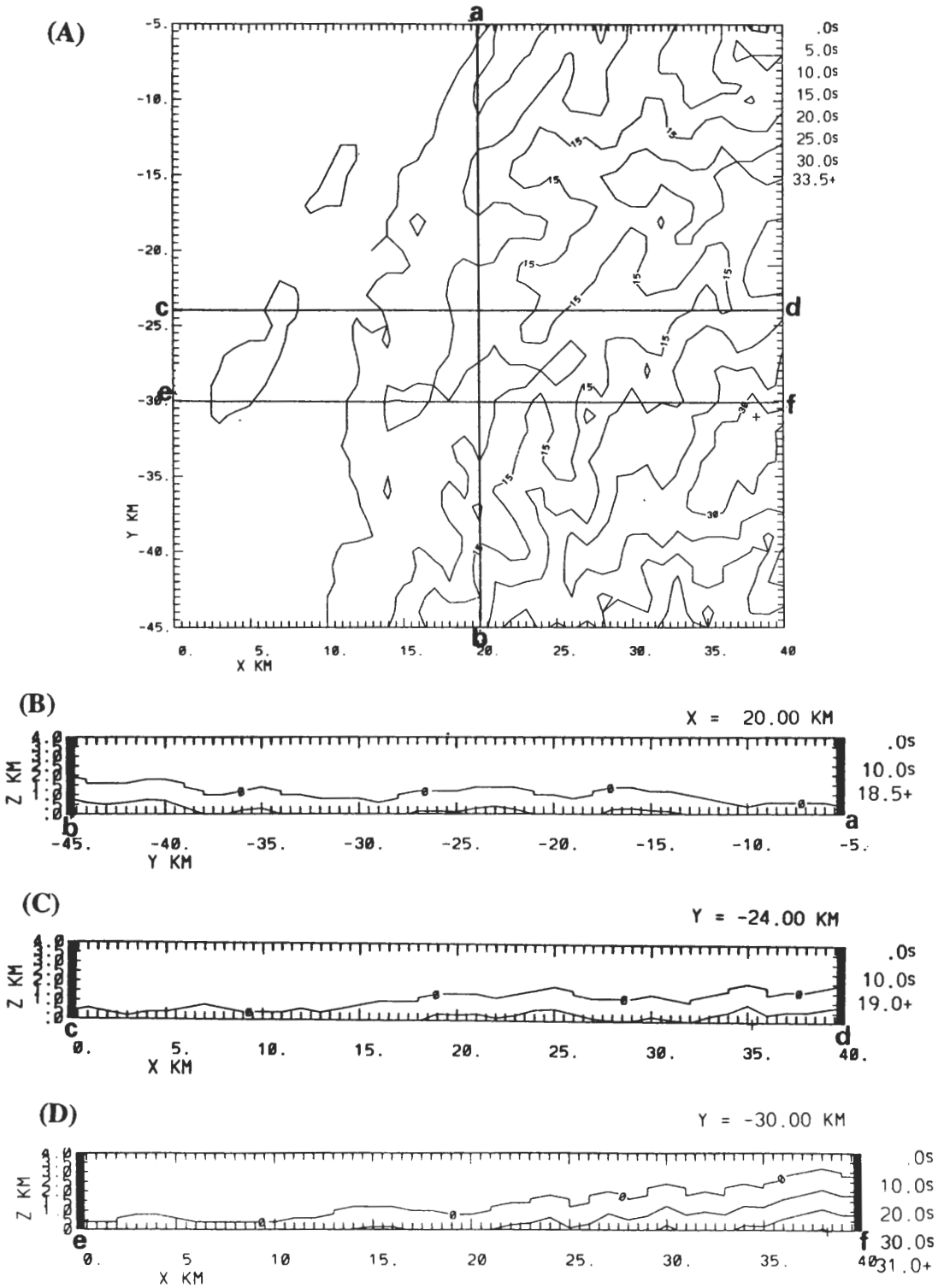


圖 9 在小分析範圍中的(A)地形分布圖(地形等高線第一條線為 500m, 間隔為 500m), (B)沿 x=20km 處南—北方向地形垂直分布圖, 零值線表示地面, (C)沿 y=-24km 處東—西方向的地形垂直分布圖, 零值線表示地面, (D)沿 y=-30km 處東—西方向的地形垂直分布圖, 零值線表示地面。

(2) 上下層的垂直運動配合不良時

在 0832LST 時，其顯示低層仍以南風分量為主而高層以北風分量為主，左側(較北方)的北風分量較 0823LST 時來的深而中層較偏西風故南風分量較弱，在低層可見氣流經過地形時隨地勢起伏所產生的上升、下降運動，在圖 10B 的中層 5 km 高度處風切線的位置往南移至約位於地形下坡處(約在 $y=-18\text{km}$)的上方，上升運動較弱且往南方偏倚，在此處之低層為下降運動，氣流往高層輻散外流，中低層上升運動的配合較 0823LST 差，在此並無看到如 0823LST 時那麼強的輻合上升運動，其純粹為沿著風切線上升。5dBZ 的回波垂直發展至 13km 高但比 0823LST 時的回波發展高度來的低。由此可知當低層的水汽供應與中層的輻合未能配合的當時，垂直速度不強且回波垂直發展不高。由垂直速度場的分佈(圖 11B)可以看到低層氣流隨地勢起伏產生的上升及下降運動，在北方中高層有因氣流輻合舉升所產生的上升運動，垂直速度場的分佈與 0823LST 時相似，但主要的上升及下降運動均較 0823LST 時弱且上升及下降運動的位置較偏南方。當風切線所產生的輻合上升運動與低層地形作用所產生的上升、下降運動未能配合時，垂直速度不會發展的很大。在此時風切線的位置往南移至地形下坡處，故對垂直速度亦有減弱作用。

在 0839LST 時，低層仍以南風分量為主而高層以北風分量為主，在低層可見氣流經過地形時隨地勢起伏所產生的上升、下降運動，在圖 10C 的中層約 7km 高度處風切線的位置往南移至約位於地形平地處(約在 $y=-30\text{km}$)的上方，其產生明顯的輻合上升運動，中低層上

升運動的配合介於 0823LST 及 0832LST，其上升運動較 0832LST 強但較 0823LST 時弱，且上升運動往南方偏倚但其偏倚的角度比 0832LST 小但比 0823LST 時大。5dBZ 的回波垂直發展可至 15km 高且比 0832LST 時的回波發展高度來的高。在垂直速度場分佈(圖 11C)可以看到低層氣流隨地勢起伏產生的上升及下降運動，在 $y=-30\text{km}$ 附近的高層可見因氣流輻合舉升所產生的上升運動，垂直速度場的分佈與 0832LST 時相似但主要的上升及下降運動較 0832LST 時偏南方，且此主要的上升運動比 0832LST 時強一些。

由南—北方向各場分析結果的垂直剖面圖可知低層以南風分量為主而高層以北風分量為主，低層的風場可反映出地形的影響，在低層可見氣流經過地形時隨地勢起伏所產生的上升、下降運動。地形的抬升作用可使西南氣流的水汽往上传輸至中層，當低層的水汽供應與中層的輻合可配合時，可增強垂直速度且回波可垂直發展的很高。而當低層的水汽供應與中層的輻合未能配合時，垂直速度不強且回波垂直發展不高。風切線所在的地形位置對垂直運動的發展亦有所引影響。風切線所產生的輻合上升運動與低層地形作用所產生的上升、下降運動可配合時可增強垂直速度，當風切線所產生的輻合上升運動與低層地形作用所產生的上升、下降運動未能配合時垂直速度不強。當風切線的位置移至地形上坡處時，對垂直速度有加強作用，當風切線的位置移至地形下坡處時，對垂直速度有減弱作用。

(3) 東西方向的入流

由 0823LST 沿 $y=-24\text{km}$ 處東—西方向以追隨地勢座標所得到各場分析結果的垂直剖

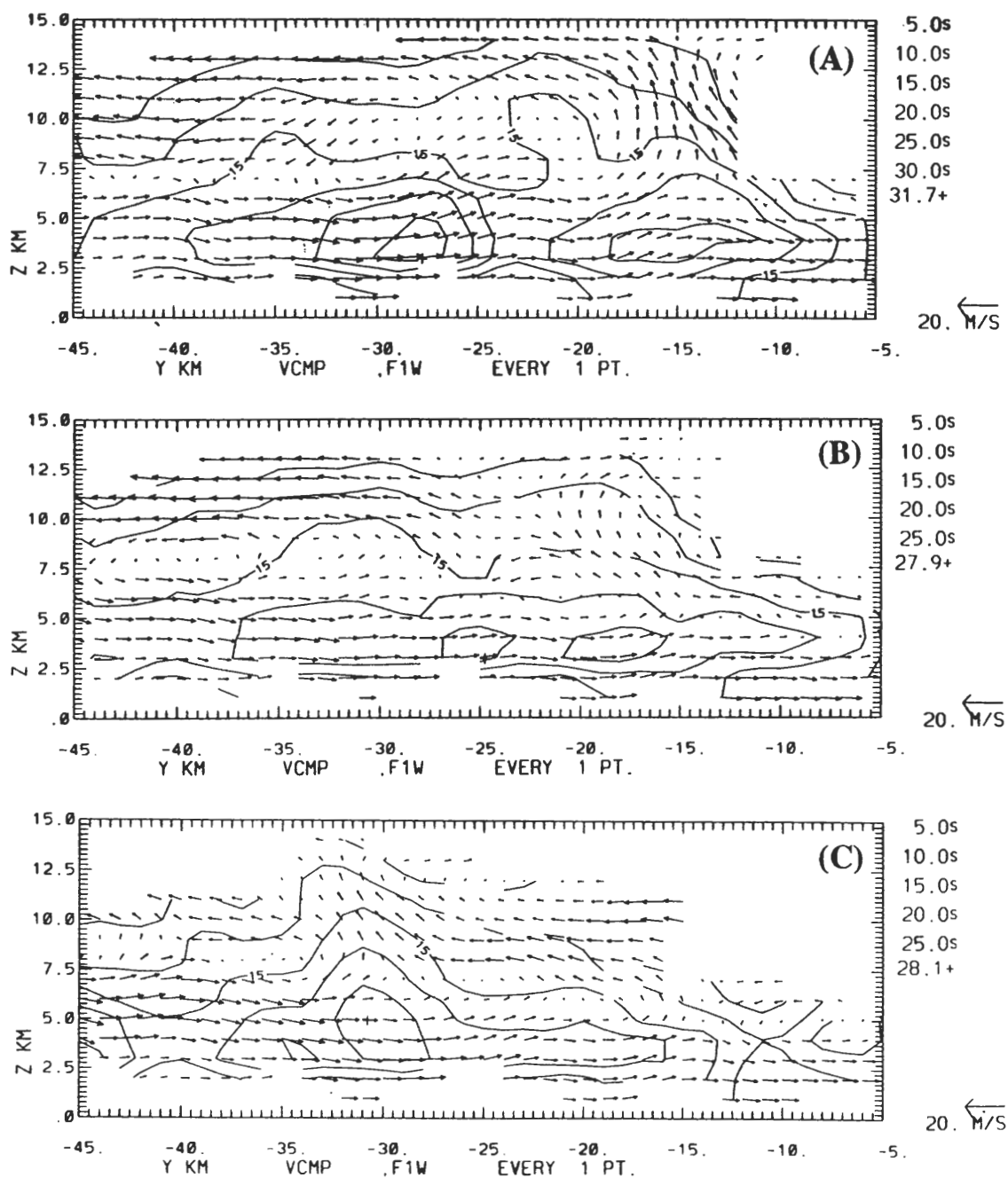


圖 10 1987 年 6 月 25 日(A)0823LST, (B)0832LST, (C)0839LST 時沿 x=20km 處南—北方向以追隨地勢座標所得到的回波及合成風場的垂直剖面圖 (等值線間隔為 5dBZ)。

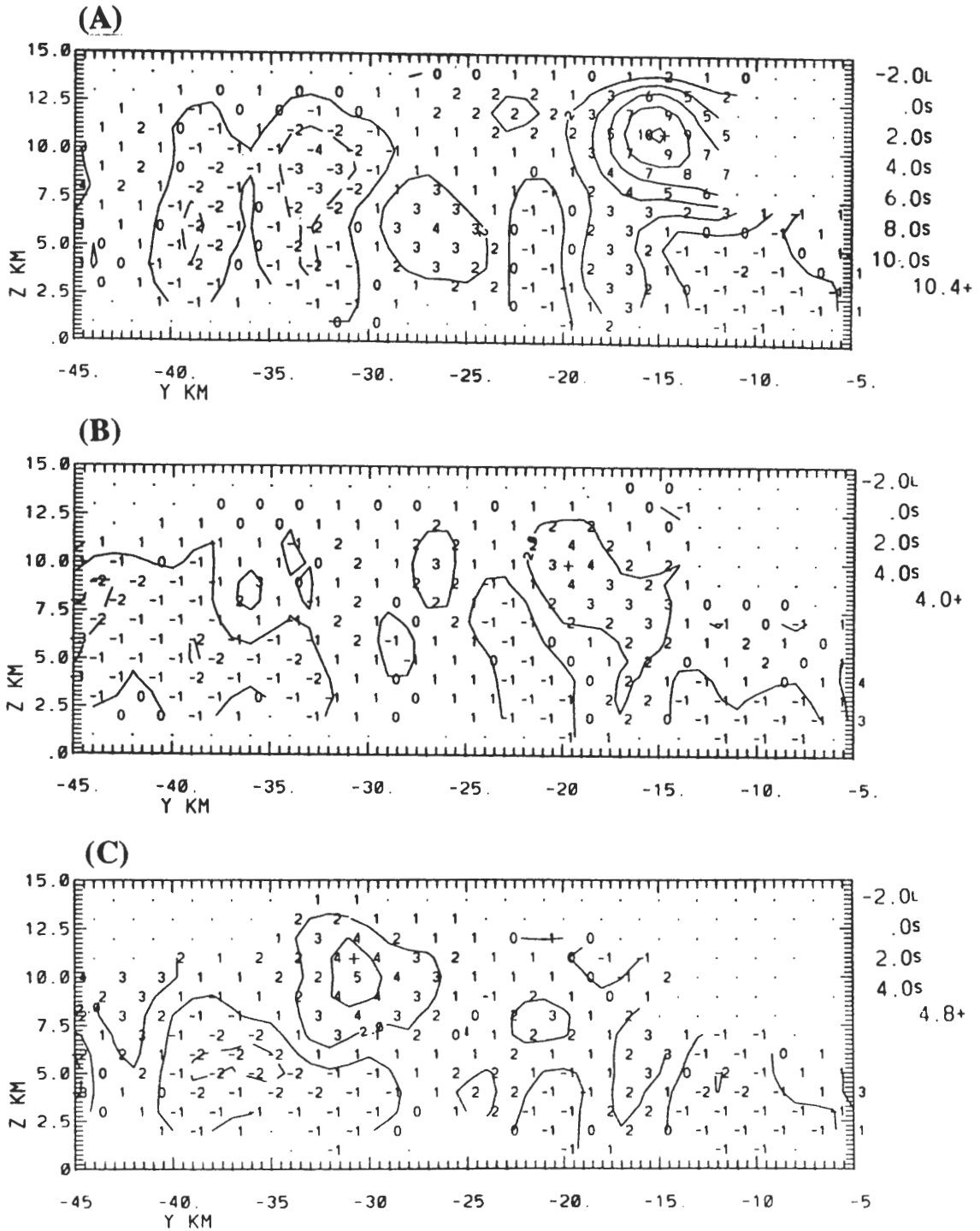


圖 11 1987 年 6 月 25 日(A)0823LST, (B)0832LST, (C)0839LST 時沿 $x=20\text{km}$ 處南—北方向以追隨地勢座標所得到的垂直速度場的垂直剖面圖 (等值線間隔為 2m/s , 實線為正值, 虛線為負值)。

面圖(圖 12)，在回波及合成風場(圖 12A)的分析結果可知風場幾乎均為西風分量為主，在低層可見氣流經過地形時隨地勢起伏所產生的上升、下降運動，搭配水平的風場分佈(圖 10)可知，左側(即較北方)高層的上升運動為西風及西北風輻合所產生的，且隨高度往東方傾斜，故對此胞而言主要的入流為西風及西北風。由圖中可見左側 5km 以下的西風分量均

為下降的，搭配水平的風場分佈可知在此高度及以下此側均以西南氣流為主，故可知低層的西南氣流並未成為主要的入流繼續往上傳輸。在高層產生一明顯的輻散場，使得回波可往兩側延伸。由垂直速度場的分佈(圖 12B)可以看到低層氣流隨地勢起伏產生的上升及下降運動，在 x=6~11km 附近的高層可見因氣流輻合舉升所產生的主要上升運動區。

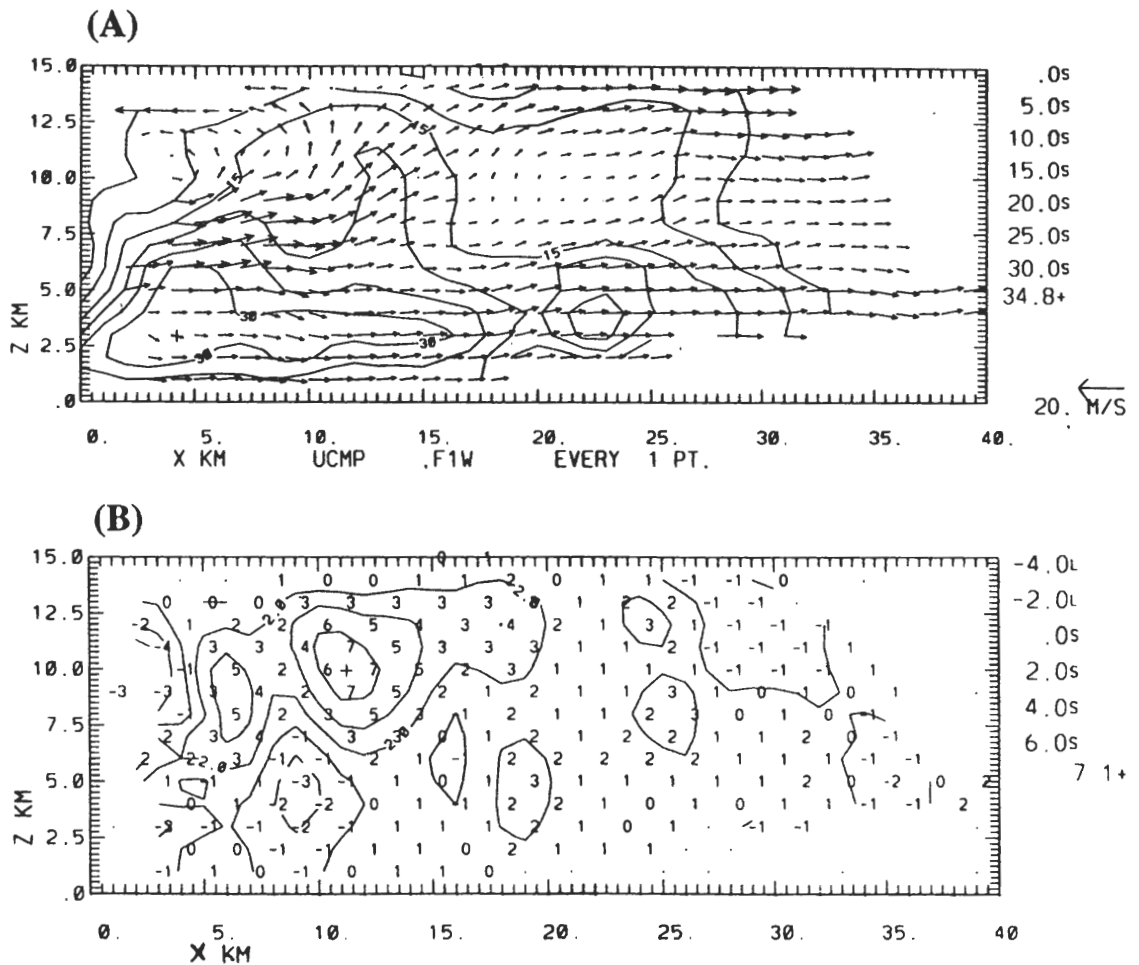


圖 12 1987 年 6 月 25 日 0823LST 時沿 y=-24km 處東—西方向以追隨地勢座標所得到的(A)回波及合成風場(等值線間隔為 5dBZ)，(B)垂直速度場的垂直剖面圖(等值線間隔為 2m/s，實線為正值，虛線為負值)。

五、結論與展望

在此所選取的個案為 TAMEX 期間 6 月 24 日 2200LST~6 月 25 日 2300LST 的 IOP13 個案，其為一 meso- β 尺度且呈東西走向由北往南緩慢移動的雨帶，其生命期長達二十幾個小時而此長生命期及其緩慢移動的特徵引發了許多學者的興趣，爲了要研究其緩慢移動及長生命期的特徵和在登陸後能持續發展的原因，故在本文中以多個連續時間的回波分析來探討雨帶及風切線形態的演變、雨帶及風場的結構分佈、及在追隨地勢座標計算三維風場來探討地形對雨帶的影響。

主要結論在三個不同大小的分析區域及不同的分析時段有如下的重點：

在所討論的大區域範圍中，可見風切線及雨帶的隨時間的型態變化。由 6 月 25 日 0747LST~1036LST 約 3 小時的徑向風場時間序列分析可知風切線緩慢地往南南東方向移動，接近地形處移動速度較慢而遠離地形處移動速度較快。受到地形的影響，風切線的結構逐漸由主要的東北—西南走向轉變成東段呈偏南—北走向而其西段呈偏東北東—西南西走向，風切線逐漸移入陸地。當東北—西南走向的風切線與台灣的西北側接觸時，可見風切線東南側的西南風受風切線與內陸地形的影響而在風切線北端的東南側（內陸地形西側）有偏南風的情形。當風切線往南移至較平坦的地形時此現象即不明顯。由連續時間的回波圖分析，可知此雨帶系統移動相當緩慢，且在此期間回波強度變化不大，只是其型態有些微變化。因西北方雨帶及西方新生胞的併入使得主

回波區的強度加強而維持其長生命期。地形的作用使得整個回波型態更複雜化，由未進入地形較有組織的型態變成回波分佈較凌亂的型態。地形的阻擋作用使得回波區的結構逐漸由主回波區的東北—西南走向轉變成東—西走向及沿地形的南—北走向。由風切線與回波分佈圖可知，在第 I 時期時主回波區的雨帶位於風切線的東南方，但是在第 III 時期時可發現主回波區西側的主要雨帶已位於風切線的北側。

在中範圍區域主要討論雨帶的回波及風場之水平與垂直結構，主回波區回波及風場的結構型態與以前的學者於較早的分析時間所做的研究結果相近。由 0823LST~0839LST 的回波和合成風場分析可知在低層西風與西南風形成一明顯的風切線，愈往高層風向愈偏北，風切線隨著高度往東南方向傾斜，中高層以西風、西北風及北風爲主且高層已無風切線存在，在中高層 7km 高度以上的西北風及北風有隨時間增強的趨勢，在高層的輻散場有隨時間減弱的趨勢。由不同高度的回波結構水平分佈來看，主回波區位於風切線的東南側，受到中高層垂直風切的影響使得強回波中心愈往高層愈往東南方向傾斜，整個回波結構型態有些微變化且其移動速度非常緩慢幾乎呈滯留狀態，受環境風場的影響低層移動較慢而高層移動較快。低層的回波受地形的阻擋作用而局限於地形的西側，主回波胞的強度均可達 42dBZ 以上，且其對流發展可至 15km 高。由回波水平結構分佈可發現在中低層的回波呈現兩帶狀分佈，一爲平行風切線呈東北—西南方向，一爲平行地形呈南—北走向，在中層(以

5km 高度為例)可看見平行風切線走向的回波帶往東南方向移動,在其與平行地形走向的雨帶相交會處的回波值會因風切線的往東南方移動而有所起落,而 c 胞剛好是位於平行風切線方向與平行地形走向相交處的地方,在 13km 可見 c 胞往南移動且範圍變小,爲了要更加瞭解 c 胞在此段時間的變化原因,故將範圍再縮小並以追隨地勢座標的方式來探討地形對此胞的影響爲何。

在小範圍中,主要在探討大尺度的上升、下降運動與地形抬升作用所產生的上升、下降運動之間的作用,在地形處由追隨地勢座標下所得到的三維風場在低層其能反映出地形的效應。在地形處可見南北方向有隨地勢起伏所產生的上升、下降運動區,當西北側的上升運動區與地形抬升作用所產生的上升運動區相交時會增強垂直速度。

在垂直剖面的分析可知,由追隨地勢座標所得到的結果可見低層的氣流經過地形時隨地勢起伏所產生的上升、下降運動,低層主要的入流爲西風及西南氣流,中高層的主要入流爲西風及西北風。地形的抬升作用可使西南氣流的水汽往上传輸至中層,當低層的水汽供應與中層的輻合可配合時,可增強垂直速度且回波可垂直發展的很高。而當低層的水汽供應與中層的輻合不能配合時,垂直速度不強且回波垂直發展不高。風切線所在的地形位置對垂直運動的發展亦有所影響。風切線所產生的輻合上升運動與低層地形作用所產生的上升、下降運動可配合時可增強垂直速度,而當風切線所產生的輻合上升運動與低層地形作用所產生的上升、下降運動未能配合時垂直速度不強。當風切線的位置移至地形上坡處時,

對垂直速度有加強作用,當風切線的位置移至地形下坡處時,對垂直速度有減弱作用。

IOP13 爲一長生命期的個案,對此個案於 6 月 24 日晚上 11 時至 6 月 25 日 7 時這段期間均有許多學者研究,而此篇文章主要的研究目的在於探討雨帶移進陸地後雨帶與地形的交互作用以及地形對雨帶的結構影響。從結果分析雨帶接觸地形後的運動結構與其他學者在之前的時間所分析已不相同。所以未來將以過度收支、壓力及溫度擾動場分析來探討此系統維持長生命期的動力機制,並比較未接觸地形前以及接觸地形時的差別。

致 謝

在此感謝國科會 NSC 87-2111-M-008-007-A10 之支助、TAMEX 期間 CP4 和 TOGA 雷達的資料,感謝楊淑蓉對此個案所參與的討論以及廖宇慶以及丘台光對個案研究所提供的意見,謹此致謝。並感謝蕭美菁同學的打字及製圖。

參考文獻

- 田安琪, 1993: TAMEX IOP # 13 長生命期雨帶之診斷分析。國立中央大學碩士論文, 64pp.。
- 周仲島、洪景山、鄧秀明, 1990: 梅雨鋒面對流雙都卜勒雷達分析。大氣科學, 18, 239-264。
- 葉菁菁, 1990: TAMEX IOP # 13 長生命期雨帶的降水結構分析。國立中央大學碩士論文, 121pp.。
- 楊淑蓉, 1994: 梅雨季節鋒面帶上中尺度對流系統之結構分析。國立中央大學碩士論文, 91pp.。

- 鄧仁星, 1994: 台灣地區飈線的研究。國立中央大學博士論文, 211pp.。
- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General characteristic of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.
- Chen, Y. L., 1993: Some synoptic-scale aspects of the surface fronts over southern China during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 50-64.
- Jou, J.-D. B., and S.-M. Deng, 1992: structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TEMEX study. *Terre. Atmos. Ocea.*, **3**, 39-58.
- Lin, P. L., T-C C. Wang, and C. C. Yeh, 1989: Doppler observation study of a long-live rainband in TAMEX IOP#13. *Meteor. Res.*, **12**, 91-119.
- Lin, Y. J., R. W. Pasken, and H. W. Chang, 1992: The structure of a subtropical prefrontal convection rainband. Part I: Mesoscale kinematic structure determined from dual-Doppler measurement. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1816-1836.
- Lin, Y. J., H.W. Chang, and R. W. Pasken, 1993: The structure of a subtropical prefrontal convection rainband. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and mom-entum budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1671-1687.

A Study of a Long-Lived Rainband (II) The Terrain Effect

**Chiu-Yin Pan¹ Tai-Chi Chen Wang¹
Jen-Hsin Teng² Pay-Liam Lin¹**

¹Department of Atmospheric Sciences, National Central University

²Central Weather Bureau

(Manuscript received 8 December 1998 : in final form 19 May 1999)

ABSTRACT

IOP#13 is a rather special case in TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment), 1987. A long-lived mesoscale convective system was riding along the shallow shear zone which was referred as Mei-Yu front. It's life period extended more than 20 hours. In order to study its slow motion and its interaction with terrain, we carry out the Dual-Doppler synthesis of eight consecutive volume scans. The terrain following coordinate system was applied to the synthesis algorithm to include the slope wind effect.

From the radial wind and reflectivity pattern, 0747 to 1036 LST June 25th, indicated that the terrain will cause a second wind shear zone and rainband along the N-S mountain ridge while the original NE-SW oriented shear zone and rainband will become more E-W after it encounter the mountain area . However this new pattern still have enough moist and warm inflows from west and southwest direction. Hence the long lived system still sustain.

Within the smallest synthesis domain, we can observe the SW inflow was flowing under the westerly inflow at the central part of the system before landfall. But after landfall it encounter the slope of mountain ridge, it will blow up along the slope. This extra upward motion will intersect the NE-SW shear zone updraft above. Then an erected updraft will form to cause strong convection effect to enhance and sustain the rainband. The results show that the terrain following synthesis is very helpful for studying terrain effect.

Key words: Frontal rainband, Terrain following coordinate, Terrain effect