

# 台灣地區2006年初夏兩次豪雨個案之比較

洪秀雄 王時鼎 鄧仁星 鄭明典  
中央氣象局

## 摘要

台灣本島因爲山勢很高，降水受地勢的影響相當明顯，特別是牽涉到豪雨情形時。本報告首先詮釋所謂夫如數的意義，再以今年5月16日珍珠颱風外圍環流造成台灣東部豪雨的個案，以及6月9日梅雨鋒面帶造成今年以來最嚴重災害的豪雨個案加以印證。

基本上，當夫如數小時，氣流受地勢之阻擋而產生逆流效應，最嚴重時甚至有回流現象的發生。逆流效應會使對流的主抬升作用發生於逆流方向，在地勢升起之前的地方，並且會使對流系統緩慢移動或甚至停滯不動。本年5月16日之情形，山脈東側之逆流流場與繼續來自東南方溫濕均高之珍珠颱風外圍氣流，造成山脈東側海上明顯之「條狀」輻合，引發深厚對流。估計本次個案山脈上風面夫如數略爲0.06，降雨量最大是在綠島，日雨量爲199毫米。台灣類此之例，過去亦甚多。

另一方面，如果風速很大，以至夫如數大，則逆流效應不明顯或缺乏，氣流可以順暢的到達山頂，並且跨越而過。當大氣符合條件不穩定的條件時，氣流越山而過的抬升作用，會在迎風面的山坡到山頂間助長或引發對流系統的發展，這時下的雨主要會集中在山區。而本次6月9日之個案，降雨最多是在阿里山，日雨量達811.5毫米。經計算山脈上游之夫如數略爲0.9，且大氣自低層起即爲條件不穩定的狀態，致上風面逆流效應缺乏，氣流可順利到達山頂。本次個例，梅雨鋒即滯留在台灣中部。鋒面之南迄至700hPa高度均爲強烈、來自西南之高溫高濕條件不穩定氣流，兼之鋒面與中央山脈長軸略呈70°之交角，致阿里山一帶之鋒前氣流有顯著「方向」與「速度」輻合，以致造成如此強烈降雨。該鋒面在台灣滯留近3日(8-10日)台灣均在高夫如數情形下，致造成台灣西部之嚴重豪雨災害。

上述兩次完全不同因素之豪雨個案，我們透過氣象局網站，有蒐集包括：探空、MM5、WRF、雷達、衛星雲圖、逐時雨量、各層天氣圖等50多種資料，可供進一步分析。

關鍵字：豪雨，夫如數，深對流，逆流效應

## 一、前言

近年豪大雨所造成之災害不斷發生。記得土石流/泥石流(以下統稱泥石流)災害係自1990年6月23日歐菲利颱風過境，銅門村因豪雨被泥石流所埋，死亡人數達39人開始。過去均未聽說台灣有災害性的土石流/泥石流之名詞，顯示台灣土地過度利用與大自然反撲難脫關係。因此豪雨之研究及其即時預報已普遍引起重視。本小組主要在作侵台颱風因地形引起之路徑、強度變化以及風、雨等災害預報研究。最近4年來，本小組有系統蒐集本局網站之有關台灣地區之豪大雨個案資料。計自2003年至2005年三年中一地日雨量達70毫米以上個案即達300次之多。其中豪雨以上個案爲104次。而2006年單就豪雨以上個案迄至八月底止也已達38次。我們曾就這些個案作初步統計與分析，而其中就2006年兩次極端相反個案作一初步研究，其關鍵在於夫如數。本文第二節討論台灣豪雨個案之初步統計分析，並詮釋夫如數及其延伸意義。第三節以MM5模式模擬一個發生於台灣梅雨季的超大豪雨個案爲例，印證第二節的說

明。第四節爲個案一：2006年5月16日綠島一帶豪雨之中尺度分析，第五節爲個案二：2006年6月9日西部山區之超大豪雨分析，第六節爲上述兩個案之比較及有關問題討論，第七節結論。

## 二、最近4年台灣豪大雨個案統計及夫如數在台灣豪大雨預報上之意義

### (一) 最近4年來豪大雨個案之統計

我們自2003年秋季開始，即對台灣重要天氣變化作有系統之統計。已加整理的計有二種。其一爲「天氣分析與預報輔助資料」，計有88個案例，時間爲自2002年10月至2004年5月，並有製作光碟片。其中「台灣地區中小尺度天氣系統」部分，並已研寫成文，並於民94本局舉辦之「天氣分析與預報研討會」中做過報告。另一即爲此處所述「台灣地區豪大雨個案」資料有系統整理。時間自2003年1月起迄至今年止。其中2003-2005年間台灣區豪大雨個案，就日雨量達70毫米者，經加統計共有300個案例，其資料見表1。深有興趣者爲由統計分布顯見逐年增加，計2003年67次，2004年94次，2005年139次；

此或與2003年之前有三年為「乾旱」有關(黃金山, 2005)。在上述資料中, 我們曾就豪雨級以上類別(豪雨、大豪雨、超大豪雨)做過因素分析。以「超大豪雨」(凡24小時內一地雨量值達350毫米以上, 此處之統計為根據日雨量資料)而言, 計2003年2次, 2004年9次, 2005年17次, 共28次。其因素完全與颱風有關者, 凡21次。其他有關西南氣流者凡2次, 有關梅雨型者凡5次。又我們在2005年1-6月的資料中, 取非颱風性之中小尺度降雨系統做過初步分析, 結果可參見表2。計用8次資料, 其中有5次為超大豪雨。此分析結果將在第五節中討論, 並包括此處所述二個例子。

## (二) 夫如數在台灣豪大雨預報上之意義

因為我們印證夫如數在台灣豪大雨預報上具有重大意義, 這裡特別詮釋夫如數的物理意義。

我們用下面的例子來說明, 何以夫如數的大小可以決定流體運動的形式。考慮在一成層流體中有一高起的障礙物(例如山), 其最大高度為H, 流體的浮力振盪頻率為N(水氣的影響並不重要, N採用乾空氣的值為例, 下同; 按依2006年6月9日之個案, N若採水汽修飾後之值, 實際和乾大氣值之差為5%), 流體以U的流速流經此障礙物(以下簡稱山), 情形詳見圖1。

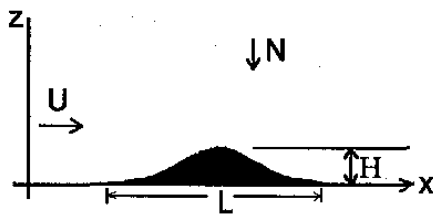


圖1 成層流體流經地勢障礙示意圖。

比值  $U/NH$  稱為夫如數 (Froude number),  $Fr=U/NH$ 。

這個比值也可以解釋為流向山的流場的動能, 和流體流到山頂所需位能的比。證明如下:

單位質量流體流動的動能可以表示為  $K.E.=U^2$ 。而流體流過山, 克服浮力由山麓爬到山頂所需的位能為:

$$P.E.=g'H=g\frac{\Delta\rho}{\rho_0}H$$

式中,  $g'$  就是浮力修正後的重力, 稱為視似重力或有效重力。其中  $\Delta\rho$  為山麓與山頂的密度差, 即

$$\Delta\rho=\frac{d\rho}{dz}H$$

另外, 浮力振盪頻率  $N^2$  為:

$$N^2=-\frac{g}{\rho_0}\frac{d\rho}{dz}\cong\frac{g\Delta\rho}{\rho_0H}$$

故  $P.E.=N^2H^2$ ,

$$\text{以及 } \frac{K.E.}{P.E.}=\frac{U^2}{N^2H^2}=F_r^2$$

也就是說, 如果流體的動能不足, 就無法越山而過, 則在山窄時, 只能繞過。在山很寬時, 由於繞過山需耗費許多時間, 來不及將輻合的流體散到兩側, 而在山坡上發生阻滯的作用, 甚至產生停滯 (stagnation)。稍後, 阻滯高壓形成, 進一步阻止逆流方向的流體靠近來, 而使停滯點更往逆流方向推展, 是為「逆流效應」。當逆流效應發展到極致時, 氣流甚至於會逆著盛行風向而上, 稱為回流 (reverse flow), 許多人把回流和逆流效應混為一談, 其實是不對的, 這裡特別聲明 (洪, 山地氣象學講義, 1999)。

由於逆流效應會在山的逆流方向產生阻滯的效應, 導致輻合作用, 這種情形在狹長形的山岳特別明顯, 就像台灣本島。水平的輻合自然會導致垂直運動。在大氣全部都是穩定的情況下, 所引發的垂直運動是非常微弱的, 不足以造成任何明顯的效果。但當下層是穩定的 (低夫如數), 而同時在山頂 (或接近山頂) 以上的大氣卻是條件不穩定的, 這項垂直的抬升作用就足以導致深對流的發展, 而且因為抬升作用是會在同一個地方持續的發生, 這個深對流會移動緩慢而且持續增強而導致豪雨。(Hong S., Hu C.-Y., & Weng F.-S., 1990, Hong, S., and I-Chih, Huang, 1995)。

另一方面, 在低夫如數 (不論是乾的或濕的) 時, 若低層就是條件不穩定時, 前段的情形並不會發生, 因為氣流上坡初期的垂直抬升作用即很容易引發對流, 對流的會破壞掉逆流效應, 因此結局和高夫如數時類似。

在高夫如數的情況下, 前面所敘述的情形也不會發生, 因為氣流會直接衝上山頂。如果大氣是條件不穩定的, 則降水會發生於半山腰到山頂間, 也就是山區。

## 三、一個數值模式模擬的證據

1993年6月1至2日一個台灣梅雨鋒面系統越過台灣海峽到達台灣 (圖略), 並在6月1日22時至6月2日2時在苗栗沿海地區造成四個小時, 時雨量超過40毫米的超大豪雨。

我們(洪與洪, 1999)利用MM5模式做了一些深入的模擬探討, 主要的作法是將台灣地勢(採用NCAR的資料)由正常高度作一個參考組模擬, 然後次第將高度減半、再減半, 直到沒有任何地勢凸起為止, 作一系列的模擬。背景大氣的所有條件均維持相同。所以這系列結果的差異全部來自地勢

(orography)。下面僅摘要討論正常地勢和完全沒有地勢的結果差異, 其中垂直剖面的結果, 對於了解物理涵義特別具有指標性價值。

圖2顯示兩種條件下的近地面風向量分佈情形, 可以清楚的看到兩者最大的不同是在台灣的逆流方向, 這都是逆流效應的具體表現。

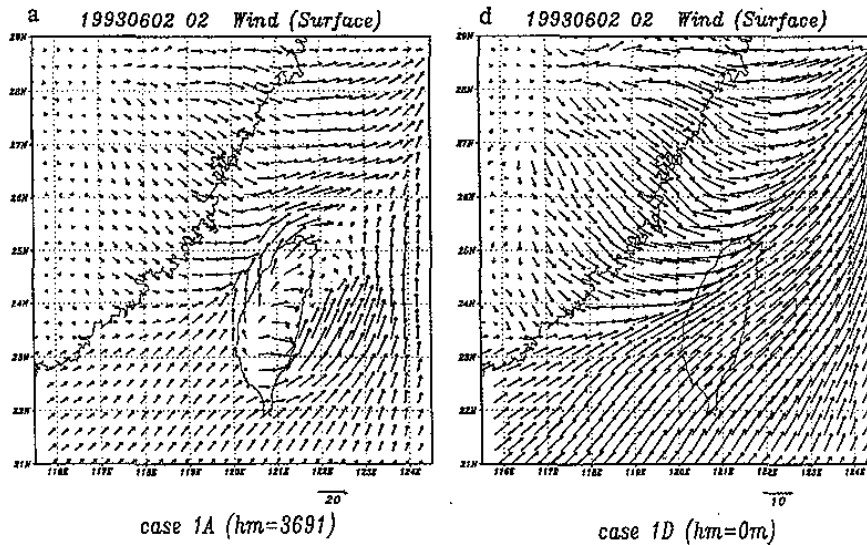


圖2 模擬結果之地面風場分佈圖。a)為正常台灣地勢, b)為沒有台灣地勢。

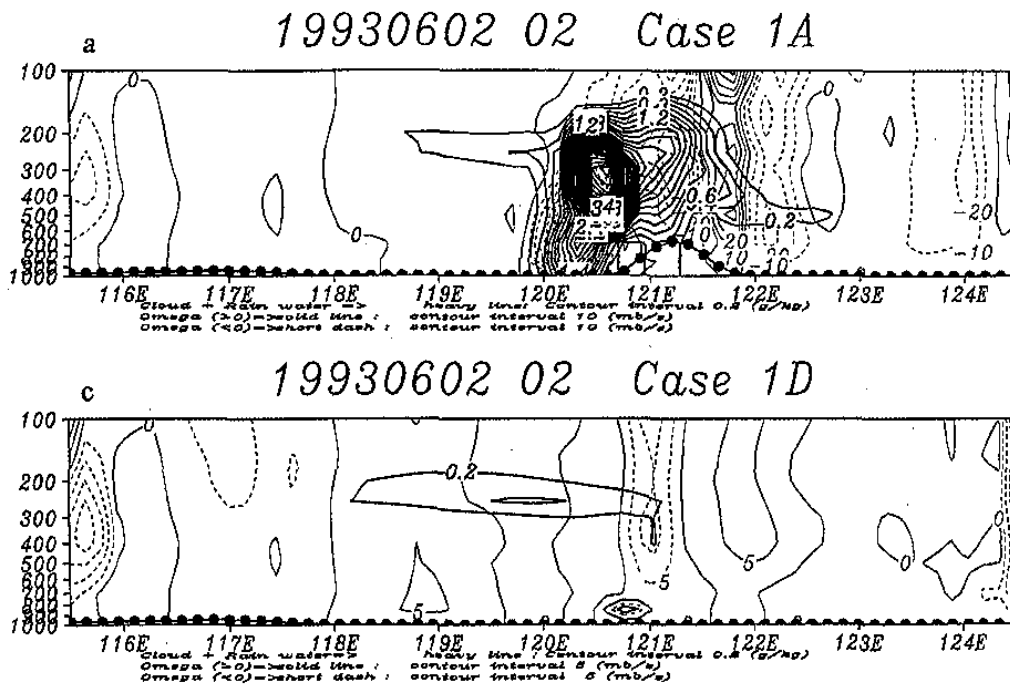


圖3 模擬之雲雨水分佈及Omega場。a)正常台灣地勢, c)沒有台灣地勢。

圖3顯示兩種條件下, 雨量在沿24.5°N緯度線的垂直剖面分佈, 圖4則顯示氣流運動向量的垂直剖面分佈。(洪與洪, 1999)由圖可以明顯的看出沒有台灣的地勢影響, 就不會有當時的豪雨系統。而台灣的地勢則是在逆流方向, 在

離海岸還有相當距離的地方, 引發一個明顯的抽拉抬升作用, 而這種抽拉抬升作用激發並維持了強烈的深對流超大豪雨系統!

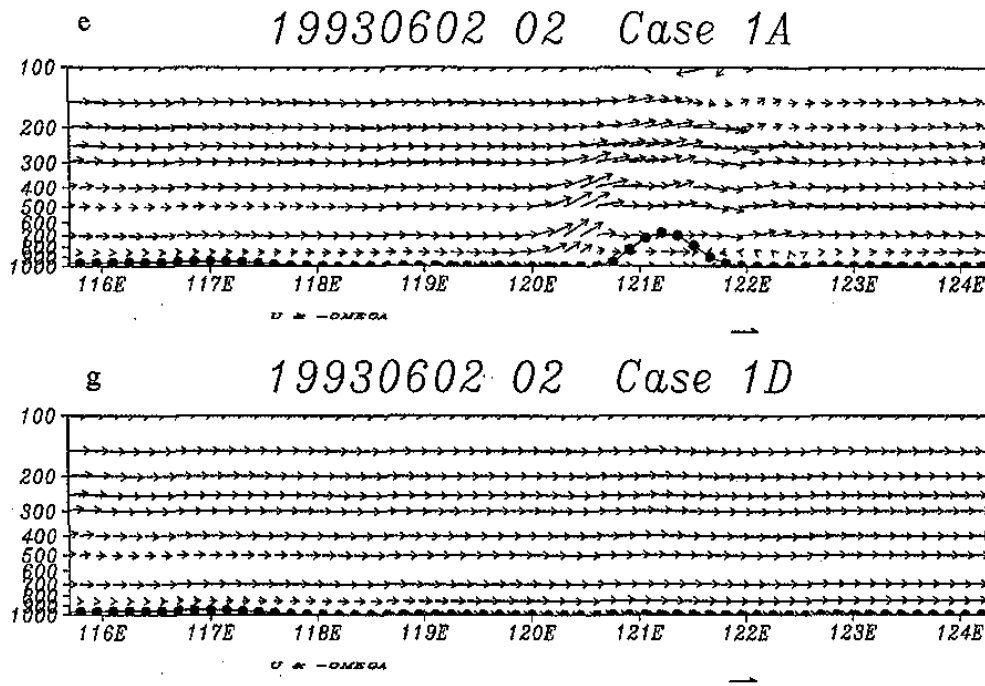


圖4 模擬之氣流運動向量合成圖。e)正常台灣地勢，g)沒有台灣地勢。

#### 四、個案一：2006年5月16日綠島一帶豪雨之中尺度分析

本次豪雨分布極為特殊。賴有該日MM5與WRF之初始場分析，明顯看出「上坡流」因山脈造成之「逆流效應」，而在台灣山脈東側約10-50公里處，與盛行之來自東南向珍珠颱風外圍之氣流造成「輻合」，而呈「條狀」之雨帶。並於午後向陸上移動。降雨最大時在綠島為5月16日，雨量有達199毫米，此處即為該例之中尺度分析。

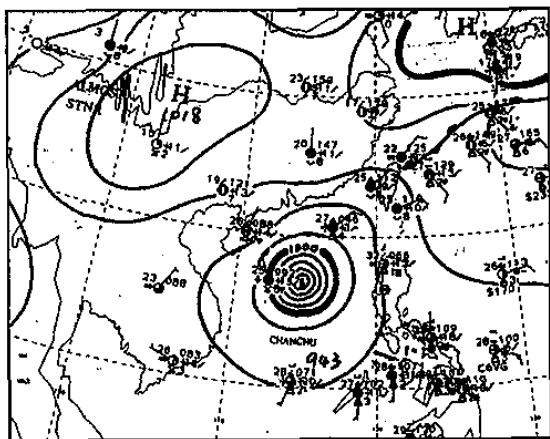


圖5 2006年5月16日00Z之地面圖

本次逆流效應導致之回流與盛行氣流在沿海岸線外10-50公里之間造成「條狀」輻合。其天氣圖型式，可參見圖5之2006年5月16日00Z之地面圖。由圖可見，此時珍珠颱風中心係在南海。其外圈環流自東南東方向吹向台灣，恰使中央山脈之東方形成迎風

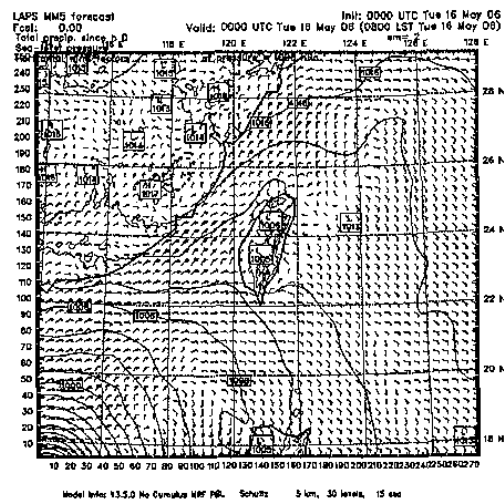


圖6 2006年5月16日00Z LAPS-MM5之地面層初始場。

面。而此時，地面迄至大氣下層之風力均不大，台北之探空自地面至5000公尺風向偏東，平均風力僅有5 kt。花蓮東方海面平均風為10 kt (圖5)，就花蓮南北區一帶山脈平均高度以3000公尺計算，略估其夫如數僅約為0.06 (本文所使用的U和N都是700 hPa至1000 hPa之間的平均值)。因此，在此特低夫如數情況下，氣流無能力爬山，所呈現者，為氣流在山腳處之聚積，而造成逆流效應，甚至回流。此可參見圖6，與圖5相同時間MM5地面層初始場分析。由圖可見在山脈東側迎風面有一1012hPa呈「迎風脊」型之等壓線。圖中並有作出1000hPa層上之風場客觀分析 (水平間距5公里)。由風場分析，明顯給出上面所述及因逆流效應所產生之「條狀」氣流輻合區。另外，可參見圖7a、b、c，MM5在00Z、03Z、06Z，及圖7d、WRF之00Z之實際3公里高度雷達回波場與1公里層上風場客觀分析 (水平間距亦為5公里)。圖10為花蓮該

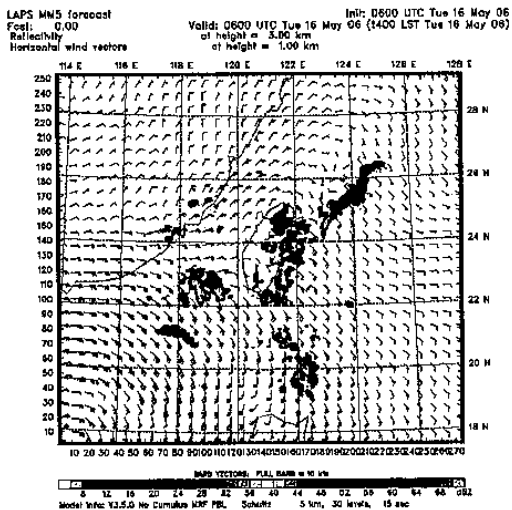
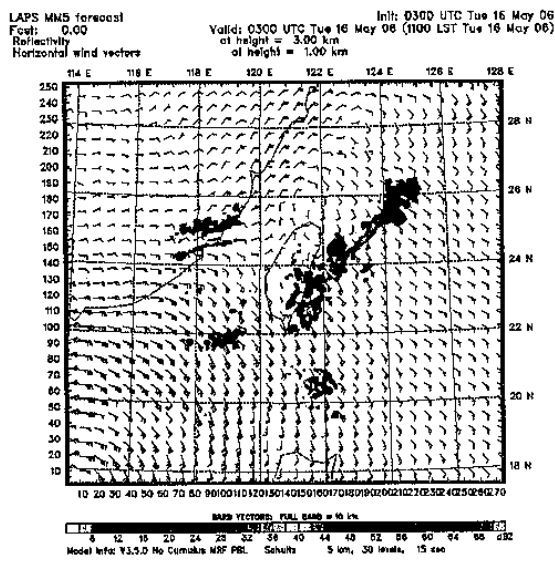
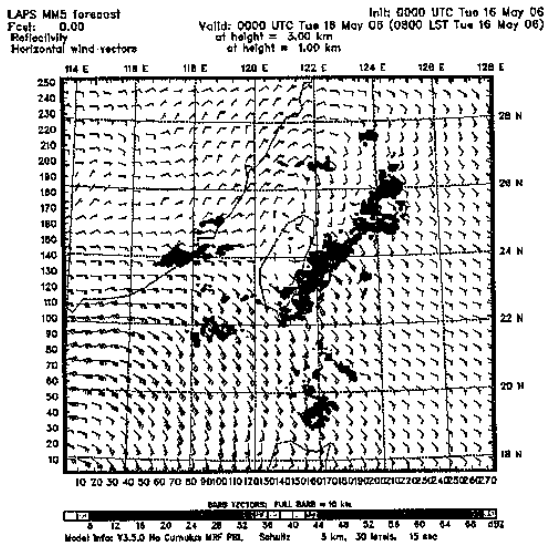


圖 7 依劃序為 a), b), c), d), 分別為 2006 年 5 月 16 日(a)00Z, (b)03Z, (c)06Z, LAPS-MM5 之 3 公里高度合成雷達回波圖與 1 公里層上風場客觀分析圖。

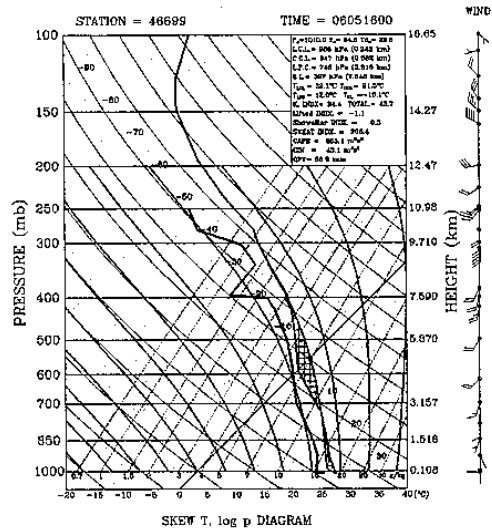


圖 8 2006 年 05 月 16 日 00Z 之花蓮測站探空，顯示低層為乾燥而極端穩定的情況，但 700 hPa 以上則為潮濕、不穩定的情況。

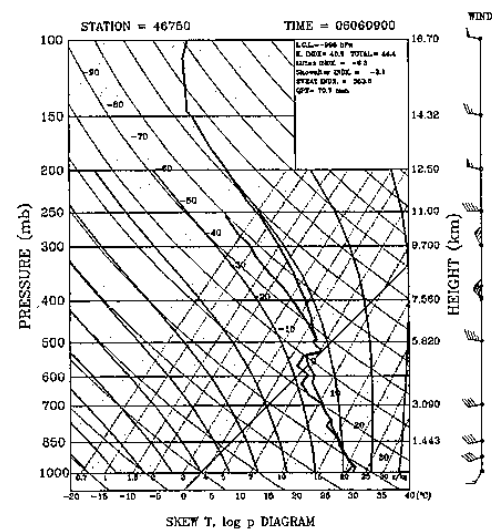


圖 9 2006 年 06 月 09 日 00Z 屏東測站探空，可見幾乎由地面到 650 hPa 都是潮濕而且非常不穩定的狀況。

日 00Z 之探空，由圖 5 山脈東側盛行風為來自東南東方向，恰略垂直於中央山脈長軸之方向，但由圖 8 花蓮 3000m 以下之風，即為自相反方向為來自西向（因已有逆流效應，風力甚弱，約 2-10kt 不等）。即由於此項「逆流」效應，恰使台灣東方近海 10-50 公里外產生線條狀輻合帶（圖 7a-c），並伴隨有強回波（40dBz）。綠島日雨量有達 199 毫米之豪雨量之值。同時由花蓮之探空，在 850-700mb 層上之降溫率在乾絕熱至濕絕熱之間，有氣流之潛在在不安定，致造成在該輻合區一帶有「深對流」之出現。

## 五、個案二：2006 年 6 月 9 日西部山區之超大豪雨分析

### (一) 本個案豪雨之環境條件

本次2006年6月9日「超大豪雨」(意指一地24小時雨量值達350mm以上,此處所用為日雨量值)為梅雨型之滯留鋒所造成。係在大尺度高空西風帶環流偏南,且在低環流指數情形下。於6月9日00 UTC,在120°E 500hPa及以上為一巨槽(broad trough),中心略在43°N(見圖10a),700hPa以下(圖10b)為上述高空西風帶與來自西藏高原南麓南支西風,更正確的說,來自中南半島之西南季風的合流。在地面層為滯留鋒(圖10c)。由圖10c之9日00 UTC地面圖可見台灣區地面氣壓略近1000hPa,氣壓為偏低。其北面配合高空西風帶偏極之「環流中心」(圖10a)與地面圖上之大低壓中心(圖10c)相一致,為一「深厚」低壓系統。其中心已略呈垂直,斜壓性(baroclinic)型式已不顯。

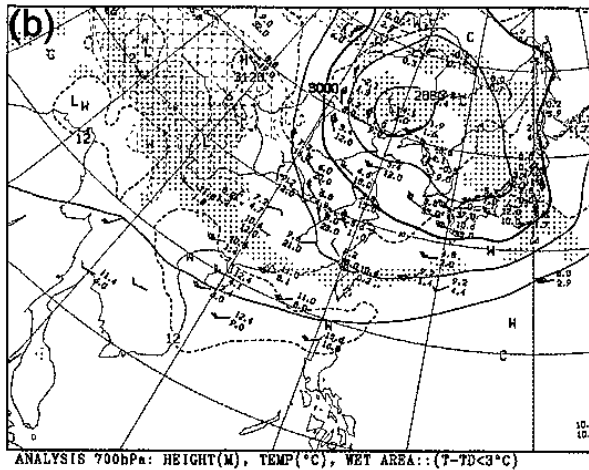
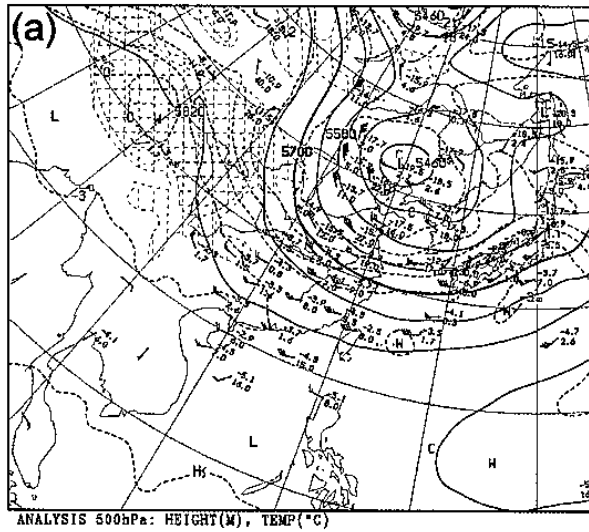


圖 10 2006 年 6 月 9 日 00Z : (a)500hPa 圖, 示一巨槽(broad trough)在沿 120°E 線上, 台灣在其前側。(b)700hPa 圖, 示高空西風帶西風與南支西風在台灣區併合。(c)地面圖, 示梅雨鋒滯留在台灣中部。

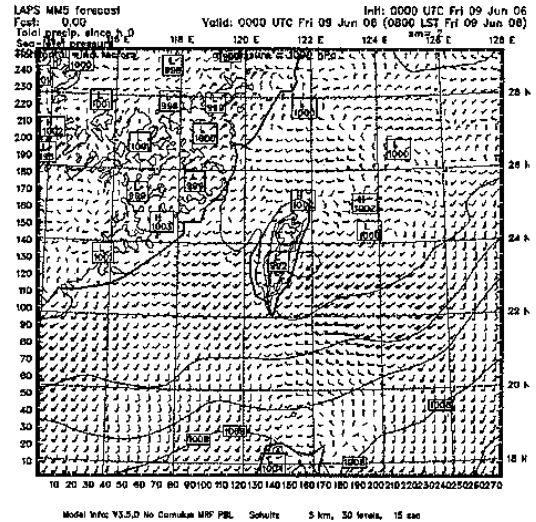
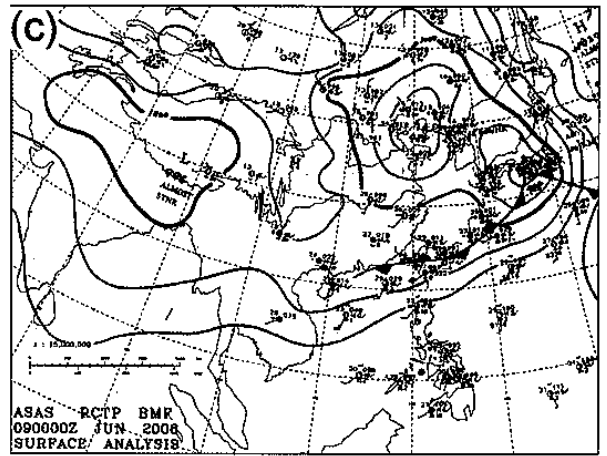


圖 11 2006 年 6 月 9 日 00Z 之 LAPS-MM5 3 公里高度實際雷達合成回波圖與 1 公里層上風場客觀分析圖。

## (二) 本次豪雨個案之中、小尺度型式

和圖 10c (6 月 9 日 00Z) 相同時間, 我們藉 LAPS-MM5 (圖 11) 之初始場分析做比較說明。圖 11 為 9 日 00Z 之 3 公里實際雷達合成回波圖暨 1 公里層風場客觀分析圖。由此圖可見在有雷達回波之處均有明顯之鋒面帶輻合氣流。特別是來自南海一帶之強盛西南氣流(其中可繪出 40kt 之噴流區), 挾著豐沛水氣(參見圖 9 屏東該日 00Z 之探空), 長驅直入台灣海峽, 與梅雨鋒會合。在嘉義至阿里山區一帶, 恰在鋒前, 同時配合中央山脈之地形, 有極明顯之風向量輻合(鋒面與中央山脈長軸方向略呈 70° 之交角), 致造成阿里山山區一帶有最大之日雨量(811.5 毫米)。必須補充說明的是, 阿里山為「西南流」最易造成豪雨集中的地區。原因是該地區之山脈明顯成「凹形」之狀, 上坡流容易造成「輻合」。

## (三) 本次豪雨之衛星紅外線強化雲圖與雷達回波合成圖分析

本次個案降雨強度最大是在該日上午08-11地方時(00-03Z)之間。阿里山3小時累積雨量有達226毫米(自181增至407毫米)。此處逕就該時間之紅外線強化衛星雲圖,如圖12,及雷達回波合成圖7a,做一分析。比較該兩圖可見其型式,頗有不同。衛星雲圖上明顯可見,伴隨該豪雨者為鋒面帶之中、小尺度對流系統(MCS)。而雷達回波為表示降雨之強度,略呈帶狀之回波。兩者所反映者各有不同。此處所要特別強調指出的是,類此梅雨型後期之鋒面,已非如前期以斜壓型為主之鋒面,而係與胞狀對流型相隨之鋒面(與民國73年(1984)「六、三水災」情形大致相同)。因僅鋒面上伴隨「胞狀對流系統」(實際為雷雨胞),才有可能產生如此猛烈之降雨。而這些雷雨胞實際是由鋒際之輻合氣流,導致強大之中尺度垂直運動造成(陳泰然,2006)。另外為什麼豪雨最大係在鋒前西南風迎風面前之阿里山山區,又與夫如數及大氣層結有關,將於下節討論。

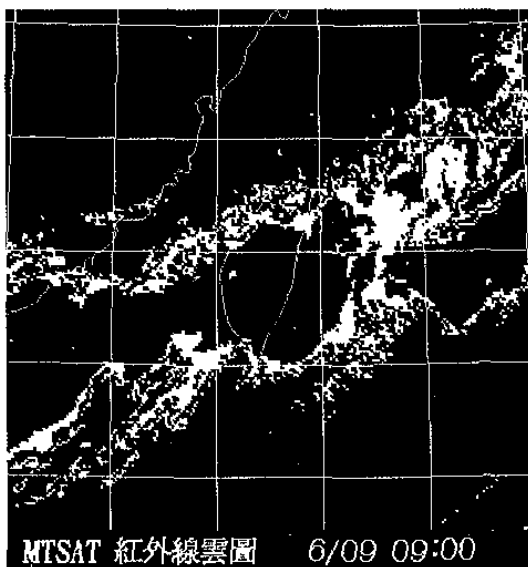


圖 12 2006 年 6 月 9 日 01Z 紅外線強化雲圖,可見造成豪雨之因素為鋒面帶上之 MCS。

綜合上述略可得本次超大豪雨之綜觀與中尺度環境因素有:(a)在中緯西風帶「巨槽」之前,(b)穩定之梅雨鋒在台灣中部,(c)強潮濕西南氣流,(d)條件不穩定大氣遇山等。此與Lin等(2001)所列因素頗相一致。

## 六、兩個案之比較及有關問題討論

以上所述兩個案,恰為台灣地勢影響下的兩次完全不同型式降雨之例。這些差異可以當時夫如數之「大」與「小」最具關鍵性。

首先說到個案1。上面已述及此為「低夫如數」地形降雨之例。其夫如數值約為0.06。按夫如數可代表氣流動能與位能之比。在低夫如數時,如本個案之例,爬山氣流之動能僅及位能之0.06。故在台灣中央

山脈的阻擋情形下,因氣流無力爬山(爬山時將消耗動能,以提升氣流之位能,但氣流動能遠低於位能,故不能爬越中央山脈),因而在山脈中段下層,氣流推積以致增高氣壓值,而成高壓脊,致形成反向氣壓梯度,而造成逆流(反向風向量偏差)效應。而此反向風向量差(參見圖2、3、7)與來自東南東方之珍珠颱風氣流造成「帶狀」輻合,並引起深對流而造成強烈降雨(雷達回波強度有達40dBz),降雨最大是在海岸外。而於中午以後由於微弱的熱效應,逆流效應減弱,致降雨向西移至海岸區。

個案2的情形正好相反,夫如數略等於0.9,係根據6月9日00 Z屏東(750)探空求得(見圖9,由圖可見2000米高度(阿里山山高)層內平均風約為20m/s, N值約為 $1.03 \times 10^{-2} s^{-1}$ ),即為動能位能兩者之值略相近。氣流已有能力爬山,故降雨最大是在山區。這在第二節中已有清楚的概念說明。故由上討論,兩個案之降雨差異,主因在夫如數之大小及大氣層結,其降雨分布與山脈稜線位置,恰呈極明顯之對比。

又此次所以能對個案1「低夫如數」降雨個案作出甚佳分析。主要要靠中央氣象局之LAPS-MM5之中尺度數值預報已經作業化之幫助。上述所用之圖,水平解析圖為5公里,已深能解析此項低夫如數流場之特徵(並參見簡與鄧,2005)。

通常台灣地區所謂「地形雨」,降雨最大是在中央山脈約一半高度,指約在2000公尺之高度上。例如本次「個案2」中,阿里山日雨量為811.5毫米,而玉山(3950公尺)則僅有524毫米。此類降雨,亦即「高夫如數」型之降雨。其因素如加分析,其降雨率略為 $a(W_{env} + V_H \cdot \nabla h)q$ (Lin等,2001;王,1984)。 $a$ 為調整係數或稱降雨有效率, $V_H \cdot \nabla h$ 即為地形所造成之垂直運動。而低夫如數降雨因在島外,不易校驗。本次因有綠島雨量報告,且藉MM5風場初始場分析,極為明顯。一般言,類似「逆流效應」造成輻合場,過去大多數氣象人員甚少注意到可造成之深厚對流(dBz為40,圖7a)。又根據我們所作長期之分析發現:(1)台灣春至初夏變易季之豪雨均與MCS有關,且均包含地形之影響在內;(2)CAPE(對流可用位能)之分布僅有一次 $135.1 m^2 s^{-2}$ ,其餘均極小或為零;(3)藉(2)略可得,對台灣而言CAPE對MCS影響並不居於重要地位,因台灣有高聳山脈,迎風面風速之大小,也即與夫如數或濕夫如數( $F_w$ )之關係最為密切;(4)依據上述各個案CAPE之值,比較Chen and Lin(2005) $F_w$ 與CAPE之流型圖(flow regime),CAPE均在 $200 m^2 s^{-2}$ 以下,似乎均在流型II與IV中。而 $F_w$ 亦不敏感,變化最著是在 $F_w=0.3$ 之時,視CAPE之大與小可包括四個流型(自I至IV)。而 $F_w$ 為1.0時主要為流型IV;(5)由高空風分布略可見,5月份之豪雨主要仍伴隨高空西風帶隨高度增加,即在斜壓大氣內,但2005年6

月12-15日之超大豪雨，即顯已在「西南季風」範疇內，風係隨高度而減小。該型氣流經統計風速略在3000米為最大；(6)以上10個案除2006年5月16日「逆流效應」個案及另一台東綠島個案外，其餘之豪大雨均發生於山脈西部。核驗該各個案之高空風，可發現均自西向東之風向，且均有頗大風力（最大至西風55kt），當均與高夫如數效應有關。

另外，就夫如數(Froude number)與濕夫如數(moist froude unumber)之應用問題，基本上我們採用Baines(1995)之定義。雖然理論上似應以「濕夫如數」值為宜，如Chen與Lin(2005)。惟就台灣情形而言，兩者相差之值為極小，因濕夫如數係用 $\theta_v$ (虛位溫)代替位溫( $\theta$ )，其值為 $\theta_v = \theta(1 + 0.06w)$ ，式中 $w$ 為空氣中之混合比，故實際兩者之值相差甚小。而且在低夫如數狀況，通常低層大氣相當乾燥而且穩定，濕夫如數基本上沒有可察覺的差異（乾、濕夫如數在個案2中相差僅0.3%）。

## 七、結論

1. 個案1之2006年5月19日綠島一帶在海岸外之豪雨(綠島雨量達199毫米)，係由低夫如數時氣流過山，因逆流效應與珍珠颱風外圍下層乾燥穩定、上層溫濕之東南氣流造成「條狀」輻合，釀生「深對流」所致。

2. 個案2為2006年6月9日梅雨鋒超大豪雨(阿里山日雨量達811.5毫米)之例。其超大豪雨因素為，滯留梅雨鋒上輻合氣流所釀生連串中尺度對流系統(MCS)。而阿里山雨量最大之因素為「凹形」地形與強逕西南風(40kt)「上坡流」。

3. 經作兩個案之夫如數值之估計，個案一為0.06，個案二為0.9。故可見本次兩個案頗可為台灣低夫如數與高夫如數兩類降雨之典型之例。

4. 就2005年晚春至初夏8次台灣區豪大雨個案及2006年2次個案之MCS與CAPE(對流可用位能)調查，可發現CAPE均極小，係在 $135.1\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 以內，故對台灣而言，CAPE對MCS影響並不居於重要地位。

5. 上述(4)中所述各個案可得，各次豪雨均與MCS發展有關。其平均生命史有11.3小時，並到達 $64^\circ\text{C}$ 高度略相當於台灣區之對流層頂高度。

## 致謝

本研究之完成，蒙吳朝富先生、李金蓮與于茜小姐協助，並此致謝。

## 參考文獻

- Baines, 1995: Topographic effects in stratified flows. Chapter 1. Cambridge University Press.
- Chen, S.-H., and Y.-L. Lin, 2001: Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 62, 311-350.
- Hong S., Hu C.-Y., & Weng F.-S., 1990: On dynamical studies of orographically induced mesoscale phenomena. In "Proceedings of the International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, P. Sham and C. P. Chang, Editors, p.313-322, World Scientific.
- Hong S., 1993: On orographic influence on precipitation. In "Proceedings of the 2nd International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, Hong Kong, W. J. Kyle and C. P. Chang, Editors, p. 416-420, World Scientific.
- Hong, S., and I-Chih, Huang, 1995: On the upstream heavy rainfall phenomenon in Taiwan. Bilateral Workshop on Numerical Modelling and Precipitation Processes between Taiwan and Canada, Univ. of Toronto, Canada, June 27-29 1995.
- Hong, S., 1996: Orographic influence on precipitation. Third International Conf. on East Asia and Western Pacific Meteor. and Climate, Chungli, Taiwan, May 27 -29, 1996.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M.-L. Kaplan, and, R.-P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, 16, 633-647.
- 王時鼎, 1984: 台灣區域各大水庫最大可降雨量(PMP)研究。第二屆水利工程研討會論文集, 333-347。
- 洪秀雄、黃怡之, 1996: Effects of topography and atmospheric stability to upstream heavy rainfall during Mei-Yu season. 第五屆全國大氣科學學術研討會, 國立台灣大學, June 26 -29, 1996。
- 洪秀雄, 1996: 台灣雨季時豪雨的特徵及其動力機制探討。第二屆東亞地區氣象與氣候近期發展研討會, 國立中央大學, March 1 -2, 1996。
- 洪秀雄、洪佳鈴, 1999: 台灣地形對梅雨鋒面帶強烈降水之影響, 第六屆全國大氣科學研討會。
- 陳泰然, 2006: 溫帶氣旋結構與演變。中央大學江火明教授榮退研討會, 2006年6月15日。
- 簡國基、鄧仁星, 2005: 中央氣象局LAPS/MM5系統在短時(0-12小時)定量降雨預報之應用—梵高(Vamco, 2003)颱風個案研究。大氣科學第33期第一號, 第77-102。