

# 台灣地區降水現象與地形作用概述

顏自雄 戴志輝 潘大綱

空軍氣象中心

(2002 年 11 月 28 日收稿；2003 年 1 月 18 日定稿)

## 摘 要

觀測研究 (Bergeron, 1965) 顯示即使山高只有 20 公尺，其降水量仍較平地為高 (最高可多達 25%)。可見地形對降水現象的影響甚大，因此有許多氣象學者均針對地形對天氣系統的影響進行研究。而台灣地形中有 2/3 的山岳地形，最主要之中央山脈呈 NNE-SSW 向，長 300 公里、寬 120 公里。平均高度約 2 公里，而最高峰則有 3997 公尺，此高聳地形明顯影響通過台灣的氣流及天氣系統。因此對台灣而言，有關地形與天氣系統間之交互作用問題，益形突出且重要。正因為國內外氣象學者均相當重視地形作用問題，因此相關之研究成果亦相當豐碩。本文即希望整理一些相關之成果，來述敘一些有關降水與地形作用之簡單概念。

關鍵詞：地形、交互作用

## 一、前言

山區地形複雜，其中地形的形狀、大小、坡度及高度等因子，使得天氣系統會受到地形之熱力及動力綜合影響，它們可能造成阻塞作用、狹管效應、繞流、越山氣流、地形舉升以及不同的加熱、冷卻或不同的摩擦作用，造成局地輻合、輻散和垂直運動等等。這些作用所形成的中尺度環流對局部天氣以至綜觀天氣都會產生明顯影響，有時甚至是支配性的作用。因此地形作用的問題，一直是研究人員亟有興趣也極具科學價值的議題。

台灣四面環海，使得台灣地形提供一個研究地形效應的獨特環境。因此有關台灣地形與天氣系統交互作用的研究相當地多。第二節即節錄國內外數篇針對台灣地區的降水現象所作之研究結果，簡單描述台灣地區大量降水事件的形成因素。第三節則為地形作用相關研究之概述。第四節

為結語。

## 二、降水事件

台灣地區的降水分佈主要依賴下列因素：風向、天氣系統及地形。而由風向及天氣系統而言，台灣的降水則可分為三大類：第一是梅雨季時西南季風或冬季的東北季風時，地形的舉升作用。第二是梅雨季時梅雨鋒雨量因中尺度對流系統而增強。第三則是夏、秋季時颱風通過。

1987 年 5-6 月 TAMAX 實驗, Johnson and Bresch (1991) 發現 1. 台灣地區主要降水事件是與中緯度擾動通過有關。2. 降水兩大因素，一為深對流 (主要位在鋒前或鋒面通過時)。另一則為層狀降水 (主要位於鋒面過後)。

Wu and Wang (1985) 分析四個季節轉換期間鋒面通過台灣地區所造成的大量降水事件，得到四種解釋的機制。第一是西

南季風與梅雨鋒交互作用形成的 meso-β 尺度波動擾動。第二是低層可感熱對流所造成鋒面產生地形性扭曲。第三是冷鋒與西南風所造成之輻合作用。第四則是東北季風之地形雨。

1999年8月7日台灣地區的強地形降水事件 (Lin et al., 2001): Rachel 颱風自西南方向台灣地區接近, 8月6日0600UTC前在 CMR 上及台灣西南方即已有對流雲 (颱風距台灣仍很遠), 此時對流引發的原因是 1. 條件性不穩定氣流被地形舉升。2. 低層 (700hPa 以下) 西南氣流隨颱風逐漸接近而加強。因此, 整段期間 (8月6日00UTC~8月8日00UTC) 高達 347mm (台灣西南部) 之強降水量並非直接和颱風本身的對流有關。3. 另一個位於台灣東北方 1700km 的 Paul 颱風, 對 Rachel 颱風產生牽引作用, 使其緩慢向東北東移動。這也是造成長時間降水的主因。4. 300hPa 的 CCL 在東海, 也扮演著導引 Rachel 的駛流效果。5. 中央山脈西南側凹形地貌, 造成合流, 此也有加強上升的效果。6. 西南風速 10 m/s, LCL=0.2 km, LFC=0.6 km, CAPE=2099 J/kg; 低層 (近地表) 混合比為 21 g/kg, RH 約為 84%, 900-1000hPa 的  $\partial\theta/\partial Z < 0$ 。

1959年8月7日台灣的洪水個案 (華南有 TD, 台灣北北東方有颱風): 8月7日00UTC 東港探空顯示西南 LLJ 強度為 17.5m/s, 混合比為 22 g/kg, CAPE 為 2406 J/kg; 低層氣流為潛在不穩定 (900-1000 hPa 的  $\partial\theta/\partial Z < 0$ ), 這樣的環境一直維持到 8月8日18UTC, TD 減弱造成西南風減弱後才使降水停止, 由於 LLJ 較強, CAPE 較大, 因而雖然 TD 較弱, 1959年個案降水卻比上述 1999 年之個案為強。

為了更有效了解一些綜觀及中尺度現象的動力基礎, Doswell et al. (1996) 提出

一個降水分析方法:

$$P=RD \text{ ----- (1)}$$

P: 總累積降水 R: 平均降水速率

D: 持續時間 ( $L_s/C_s$ )

$L_s$ : 對流系統的水平尺度

$C_s$ : 系統移動方向的傳播速度

$$R=Ewq \text{ ----- (2)}$$

E: 降水效率 (與雲微物理過程有關)

wq: 垂直水汽通量

$$E=m_p/m_i$$

$m_p$ : 降水質量  $m_i$ : 進入雲中的水汽質量

(1) 式變成  $P=Ewq L_s/C_s$

當式子右邊某項數值較大時, 即有豪大雨的可能性。

當氣流過山時, 低層垂直運動可分為環境場與地形效應:

$$W=w_{oro}+w_{env} \quad W_{oro}=Dh/Dt=V_H \cdot \tilde{N}h$$

$h(x,y)$ : 山區地形

$V_H$ : 低層水平風場

所以最後

$$P=E(V_H \cdot \tilde{N}h+w_{env})q L_s/C_s \text{ --- (3)}$$

通常 W 並不能簡單地分成環境與地形作用部份。因為此二項中有非線性作用存在。但若  $w_{oro}$  主要是由  $V_H$  所控制 (即水平風速很大時), 此非線性作用降低, 即可將 W 大略分為環境場部份及地形作用部份。

由上式 (3) 可知造成強降水的因素有:

1. 強降水效率的氣流 (large E)
2. 強低層噴流 (large  $V_H$ )
3. 陡峭地形 (large  $\tilde{N}h$ )
4. 適當的地形加上合流場 (large  $V_H \cdot \tilde{N}h$ )
5. 強綜觀系統導致的垂直運動 (large  $w_{env}$ )
6. 富含水汽的氣流 (large q)
7. 大的對流系統 (large  $L_s$ )
8. 緩慢移動的對流系統 (small  $C_s$ )

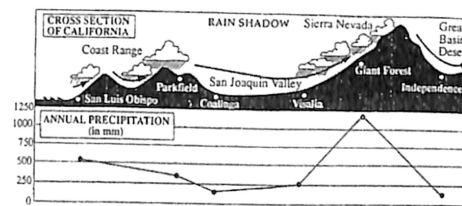
9. 條件不穩定或潛在不穩定的低層氣流

### 三、台灣地形效應

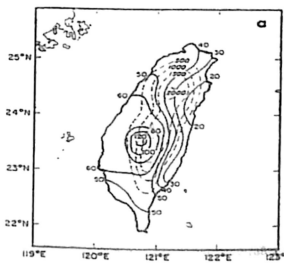
根據 Lin et al. (2001) 研究得出台灣地形效應主要包括下述幾點: 1、局地降水增強 (主要是由於地形與熱力作用造成)。2、促使中尺度低壓及中尺度渦旋生成。3、與梅雨鋒面系統交互作用。4、與中尺度對流系統交互作用。5、影響颱風環流與路徑。由於此五點範圍太廣, 本文無法完全涵蓋, 本文主要針對第 1 點局地降水增強、第 2 點及第 5 點有關颱風部份進行敘述。其中第 2 點有關中尺度低壓及中尺度渦旋生成部份, 林和戴 (2002) 已有詳細敘述, 可供參考。

#### 1. 造成局地降水增強之作用

圖 1 顯示地形與局地降水之關係密切。Lin et al. (2001) 認為局地降水增加主要由地形與熱力作用造成。地形可造成氣流的阻塞與變形。而低層可感熱則經常造成夜間下沉氣流, 當此下沉氣流遇上盛行之西南風就易激發對流。



圖一: 美國內華達山脈高度(m)與相對應之降水量 (mm) 圖 (引自 Anderson, 1975)。



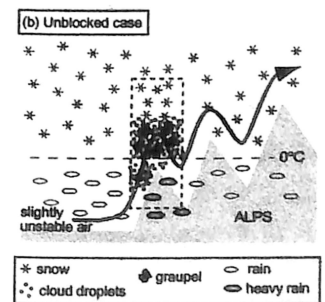
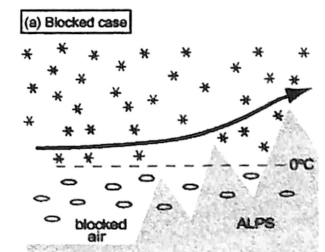
圖二: 為台灣5、6月 (六年平均) 時之降水分佈 (實線) 與地形高度 (虛線) (引自 Chen, 1978)。

風面。圖 2 為台灣 5、6 月 (六年平均) 時之降水分佈圖。可見降水均位於迎風面坡上, 而背風面是雨量最少處。

Miglietta and Buzzi (2001) 認為影響地形雨分布及強度的因子為大尺度環境場、地形之形狀與尺度、地面溫度以及水平風、溫度及溼度的垂直分布。

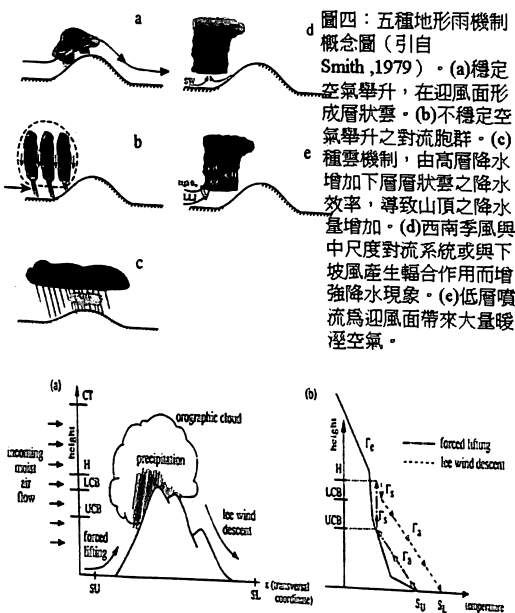
圖 3 為 Houze et al. (2001) 地形作用對雲微物理過程影響的概念圖。圖 3(a) 為 blocked 的情形下會導致無對流胞生成, 因此產生層狀降水 (內有冰相粒子之擴散、融解及掉落)。此時增長機制是由冰相粒子間的水氣擴散決定 (舉升效用不強)。

而圖 3(b) 則舉升效果明顯, 高水氣混合比空氣上升, 使迎風面水汽量變大, 並使潛在不穩定空氣變得潮溼, 在迎風面產生對流胞, 此些對流胞處於層狀雲之中, 使得雲水較容易集中雨滴快速增長。另外 0°C 以上有許多過冷水存在, 以及在對流胞頂端, 有許多冰相粒子, 造成迎風面極有效率地降水。



圖三: 為 Houze et al. (2001) 地形作用對雲微物理過程影響的概念圖。

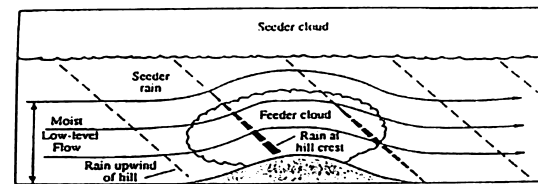
Smith(1979) and Lin(1993)觀測台灣的地形雨機制(圖4)為(1)穩定大氣的地形上升雨。(2)條件性不穩定大氣的地形雨:(a)上坡雨:地形強迫上升釋放不穩定度(圖5)。(b)背風面對流雨:藉由斜坡加熱激發不穩定度。(c)地形雨通過小山丘時,因種雲機制(圖6)加強降水。(d)西南季風與熱力導致之下坡風輻合。(e)鋒面通過時,正好有低層噴流輸送暖溼空氣進入迎風面山坡。事實上台灣降水分布是相當複雜的,並無法以單一機制解釋。



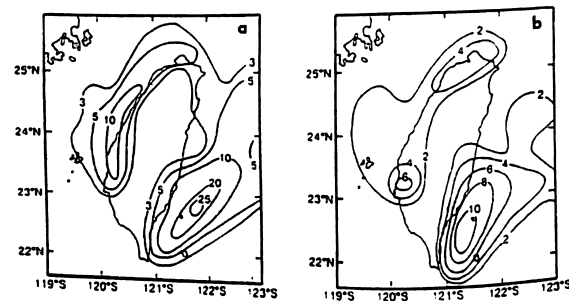
圖四:五種地形雨機制概念圖(引自Smith, 1979)。(a)穩定空氣上升,在迎風面形成層狀雲。(b)不穩定空氣上升之對流胞群。(c)種雲機制,由高層降水增加下層層狀雲之降水效率,導致山頂之降水量增加。(d)西南季風與中尺度對流系統或與下坡風產生輻合作用而增強降水現象。(e)低層噴流為迎風面帶來大量暖溼空氣。

10.1mm/6h。豪雨:降水速率>60mm/6h)。

台灣東南部之中尺度低壓產生頻率較西北部之中尺度低壓頻率高。綜合六年內梅雨季中尺度低壓的頻率分布(如圖7),約72.5%形成於台灣東南部,另27.5%則形成於西北部地區(此主要是由鋒面過後之東北風所造成(Lin et al.,1993))。



圖六:種雲機制概念圖(引自Cotton and Anthes, 1989)。



圖七:1972至1977年,六年平均之5、6月梅雨季中尺度低壓及背風渦旋頻率分布圖(引自Chen, 1978及Chen and Tsay, 1978)。

台灣之中尺度低壓相當淺薄,高度約1.5-2公里。觀測結果也顯示台灣東南部之中尺度低壓較環境場為暖且乾。背風低壓與背風渦旋的位置不一定一致。在某些模擬結果中,背風渦旋是靜止不動的(Smolarkiewicz and Rotunno, 1989),除非有較明顯的科氏力,再透過動量分布的重新調整(Lin et al., 1993)迫使擾動低壓場向更下游的位置偏移,而當偏移的擾動低壓場位置與氣旋式環流位置一致時,則可視為背風氣旋的發生。圖8為台灣東南方中尺度低壓及中尺度渦旋生成的概念模式(Lin et al., 1992)。若盛行風與地形角度夠大時,易於中央山脈東方發展出移動之中尺度氣旋。

2. 中尺度低壓及中尺度渦旋的形成機制

中尺度低壓的形成機制與下沉氣流之絕熱增溫有關。中尺度渦旋的形成機制則與斜壓渦度傾斜(baroclinically - induced vorticity)有關(如重力波加深、overturn及破碎)。梅雨鋒通過台灣時,通常會在台灣東南方或西北方形成淺薄的中尺度低壓或中尺度渦旋。Chen and Chi(1980)發現中尺度低壓存在時,會增強西南風,造成豪大雨。(其定義大雨:降水速率>

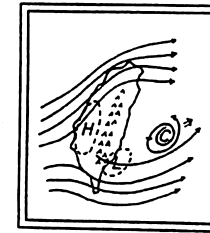
面尚包括過山時為連續或不連續路徑,此方面可參閱Wang(1980)之分析(圖10)。

Brand and Brelloch (1974)發現當颱風通過台灣時平均強度(最大地面風)減少超過40%。而且當颱風接近台灣時會往北偏,通過中央山脈後即向南偏。而Bender et al. (1987)認為路徑的偏向與颱風的移動速度較有關。

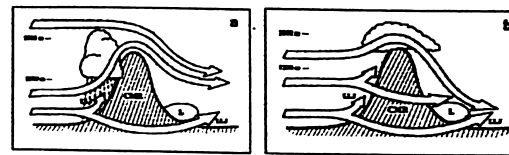
Bender et al. (1987)使用GFDL颱風模式(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory hurricane model)模擬颱風經過墨西哥灣群島、臺灣以及呂宋島,其路徑、強度、結構受地形之影響。模式中放入的地形解析度為1/6°,基本流場包括速度分別為5、10 ms<sup>-1</sup>之東風。在一個無渦旋純東風氣流的實驗中,四公里以下的基本氣流場均因台灣地形而發生在地形前即偏向西北方的現象。另外當颱風移近台灣地區時,其結構也會改變。因此台灣地形會改變颱風的運動及結構。

颱風路徑會在接近台灣地形前向北偏向,之後再稍稍偏向南邊,在颱風偏向的期間,其速度會有加快的現象。而接近或越過地形時,潛熱的供應及上下垂直結構的連貫性是決定颱風強度變化的重要因子。因此當山區的乾空氣流入颱風環流之中或颱風中心垂直結構發生傾斜時,颱風均會減弱。出海之後若垂直結構仍能維持,則颱風通常會再度增強。

Yeh and Elsberry (1993 a, b)以解析度為45公里的原始方程式模式,研究在基本流場的環境下,地形對颱風的影響。結果顯示路徑偏移的現象和颱風渦旋所處的位置有很大的關係,當颱風渦旋接近台灣北部時,其路徑會往北偏;若颱風渦旋接近台灣南部時則會往南偏,這是由於基本流為繞山運動的結果。此結果與Brand and Brelloch (1974)、Chang (1982)和Bender et



圖八:台灣地區中尺度高壓、低壓及背風渦旋之概念圖(引自Lin et al, 1992)。若有適當角度之西南風發生,則背風面之中尺度渦旋可隨風向而移動。



圖九:過山與否對背風低壓之影響概念圖(引自Wang and Chen, 2001)。

圖9為Wang and Chen (2001)利用Froude number探討中尺度低壓之生成。圖9(a)為 $Fr = U/(Nh)^{1/2} > 0.5$ 時而圖9(b)則為 $Fr = U/(Nh)^{1/2} \leq 0.2$ 之狀況,而 $N=gT/(Gd-Ge)$ ,其中 $Ge$ 代表環境場之降溫率。

雖然二者 $Fr$ 及降水量不同,但均在背風面產生中尺度低壓。作者認為不管 $Fr$ 大小,只要在背風面有某一定強度的下沉氣流,即可產生中尺度低壓。另外,釋放潛熱的多寡似乎與背風面的下沉氣流強弱無關(此與Sun and Chern (1993)結論一致)。

總結中尺度低壓與中尺度渦旋合理的形成機制應為:(1)邊界層分流(Hunt and Snyder 1980)。(2)斜壓渦度傾斜(Smolarkiewicz and Rotunno, 1989)。(3)位渦生成(Smith, 1989)。(4)山岳波(Smith, 1980)。(5)行星渦度拉伸(Newton, 1956)。

3. 地形對颱風之影響  
台灣地形對颱風的影響有(1)颱風的運動,包括路徑、移動速度和環流。(2)颱風的強度。(3)降水分布。其中路徑方

al. (1987)的研究中結果均不盡相同。這些差異相信是與個別颱風的結構不同及千變萬化的環境場有關。

颱風按照強度及發展高度可分為三級：(1)  $V_{max} < 50kt$  或  $Z_t < 3km$  此颱風通過台灣時即消散。而路徑多為連續路徑或高層過山而低層消散。(2)  $50kt < V_{max} < 100kt$  或  $Z_t \sim 6km$  此颱風有機會產生取代原中心之副低壓，而且有時會以跳躍式路徑或突然加速地通過台灣。(3)  $100kt < V_{max}$  或  $10.7km < Z_t$  此類颱風會有連續路徑(即使背風面仍有副低壓產生)。

他們又指出中央山脈會使緩慢移動的颱風在上游時即發生減速現象，但當颱風移速超過  $6 ms^{-1}$  時，此減速效應就不明顯。研究也發現颱風路徑的偏向及路徑是否連續，與颱風是由台灣北端、中端或南端登陸有關。通常由北端登陸的颱風偏向的角度較小且傾向以連續路徑過山；而從台灣中端或南端通過的颱風，容易有較大的偏向及不連續路徑過山。

Lin et al. (1999) 使用三維、靜力的原始方程模式，由類似颱風的渦旋接近一橢圓的理想地形(大小及高度近似台灣)以探討地形對颱風路徑和副低壓中心生成的影響，並將此應用在台灣地形上。在一理想地形下，當渦旋向西移動時，如接近地形北部，便會產生向北的偏移；若接近地形的南部時會向南偏移。若考慮渦旋接近的位置為地形的中部時，則可發現當渦旋仍在地形上游時，因氣旋式的環流和狹管效應(channel effect)，會使得在地形和渦旋之間有一向南的噴流(northerly jet)，因此會使渦旋向南偏移。

Lin et al. (2001) 以 2000 年由台東地區登陸之 Bilis 颱風為個案。登陸前颱風環流會由於大陸東南沿海山脈與中央山脈所形成的狹管效應，造成台灣海峽上強烈的東

北風(barrier jet)。而此 barrier jet 明顯促成台灣西南部地區副渦旋(secondary vortex)的生成。

若  $V_{max}$  為颱風最大切向風，則當  $V_{max}/Nh > 1.6$  且  $V_{max}/U > Range$  (6.5-7.5) 時為連續路徑。反之，則為不連續路徑。2000 年 Bilis 颱風上述兩值分別為 2.7 與 14.4。

Chang(1982)發現颱風傾向以兩倍接近山脈之環境流場速度來運動，然而強度卻會減弱。低層氣流主要是繞山作用而非越山，因此會在迎風面形成一脊，而在背風面形成槽。另外低層形成很強的繞山氣旋式流場，使得颱風氣旋式繞過中央山脈北側。Chang 也發現積雲對流之非絕熱過程，在維持颱風環流上扮演重要角色。

Smith and Smith (1993) 使用淺水方程發現渦旋與理想地形的交互作用，產生一對渦度的尾流(餘波; trailing banners)，之後會被捲入颱風渦旋之中。而與真實台灣地形的交互作用模擬，也定性上產生類似的結果。但另在台灣的西北部地區產生一強的次渦流(strong secondary eddy)。此新發現仍需觀測資料驗證。Bender et al. (1985) 發現山地地形會使模擬颱風由於潛熱與動能減少而快速減弱。Durran and Klemp (1982) 發現濕個案之風場擾動較乾個案要小得多，也使得動量垂直通量明顯變小。Buzzi et al. (1998) 結果顯示潛熱釋放會使氣流更易過山，而抑制繞山作用。

Miglietta and Buzzi (2001) 研究結果為潛熱釋放是個非常重要的動力角色，潮溼空氣上升運動會改變層狀大氣的穩定度。

Cotton and Anthes (1989) 認為若山區存在一大片雲，則會明顯改變流體動力。因為重力波的產生與大氣穩定度密切相關，而大氣若是潮溼，則穩定度就會明顯下降。

Wu et al. (2002) 使用 MM5 模式不同解析度(60、20、6.7 及 2.2 公里)進行一系列實驗，研究台灣地形對賀伯颱風之路徑、強度、風場及降水之影響，以及影響模式模擬降水之主要物理因子為何。結果顯示要掌握颱風路徑模擬及成功地模擬降水分佈，與模式的水平解析度(垂直解析度在此個案影響不明顯)與地形解析能力有密切關係。台灣之中央山脈會使得颱風路徑發生少許偏折，而且會在颱風環流所造成的降水量及降水分佈現象上扮演重要角色。另外模式與地形之解析度對阿里山地區的大量降水現象有相當明顯的影響。迎風面山區低層具有最大的垂直運動與加熱率顯示颱風環流與地形交互作用所產生之舉升作用是特殊的現象。

當然中央山脈藉由舉升賀伯颱風潮溼氣流，扮演持續增加降水量的關鍵角色。分析顯示模式與地形解析度對於山區之降水模擬具有同等重要的影響程度。而對賀伯颱風之降水模擬而言，6.7 公里解析度已具有足夠能力解析出賀伯颱風之降水現象。而降水量則與地形坡度之解析能力有明顯的相關性。另外垂直速度與潛熱釋放與降水量的增加有明顯相關性。而颱風接近地形時，其垂直速度與潛熱的垂直分布均與颱風眼牆結構(Wu and Kurrihara 1996)的典型型態不同。

吳等人(1999)以 GFDL 模式模擬 1994 年葛拉絲颱風並利用位渦收支診斷颱風遇到地形時之位渦變化。結果發現即使在登陸時，加熱效應(潛熱釋放、水平平流、垂直平流、輻射、摩擦等)所造成的位渦改變，仍以潛熱釋放影響最大。

Lin et al (2001) 認為由 TD 或颱風所造成的強地形降水的一般綜觀及中尺度特徵為(1) 陡峭的山脈，提供條件性不穩定度之釋放機制。(2) TD 或颱風引起低層噴

流(LLJ)。(3) LLJ 具有高條件及潛在不穩定度(CAPE 值大，900-1000hPa 之  $\partial\theta/\partial Z < 0$ ，風速  $> 10 m/s$ ，低層混合比接近  $20g/kg$ )。(4) 系統是準靜止的，例如台灣附近引起 LLJ 的低壓(或颱風)正與另一個環流相互牽制，才能使地形上的對流系統移動速度減緩。

上述研究顯示出颱風問題，不論是路徑、強度變化及結構的變化，均存在許多值得深入探討的空間，尤以台灣如此特殊的地形，更衍生出許多有趣而亟待突破的科學議題。

#### 四、結語

地形與天氣系統之間牽涉到動力與熱力的綜合作用，其複雜性可想而知。不但與地形之形狀、大小、高度及坡度有關，也與天氣系統之結構、強弱及運動方向互相產生影響，使得天氣系統經過地形作用後，其流場或結構可能產生變化，氣流發生過山、阻塞、或繞山後背風渦旋，結構也因此動力及熱力作用而改變。導致有關地形作用的研究工作相當複雜且具挑戰性，成為極有科學價值的研究議題。

本文為一介紹性文章，目的在於簡介國內外一些有關地形作用的研究。希望讀者可藉此瞭解地形作用的複雜性，有興趣者進而可由參考文獻中其它文章深入瞭解地形作用各方面的研究進展。

#### 參考文獻

- Bender, M. A., R. E. Tuleya, and Y. Kurrihara, 1985: A numerical study of the effect of a mountain range on a landfalling tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 567-582.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1987: A numerical study of the effect of island



- terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 130-155.
- Bergeron, T., 1965: On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. *Proc. Int. Conf. On Cloud Physics*, Tokyo, Japan, **JAMAP/WMO**, 96-100.
- Brand, S., and J. W. Blelloch, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 708-713.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, and P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 Piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2369-2383.
- Chang, S. W.J., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115-122.
- Cotton, W. R., and R. A. Anthes, 1989: *Storm and Cloud Dynamics*, 833pp., Academic, San Diego, Calif.
- Doswell, C. A., H. Brooks, and R. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredient - based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Durrán, D. R., and J. B. Klemp, 1982: The effects of moisture on trapped mountain lee waves. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2490-2506.
- Johnson, R. H. and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of Mei-Yu precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMAX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540-2557.
- Houze, R. A., Jr., and S. Medina, 2001: Alpine precipitation mechanisms in MAP IOP2b and IOP8. *MAP Newsletter*, **No. 15**, 47-50.
- Hunt, C. R., and W. H. Snyder, 1980: Experiments on stable and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. *J. fluid Mech.*, **96**, 671-704.
- Lin, Y.-L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 381-420.
- \_\_\_\_\_, N. -H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 43-67.
- Lin, Y.-L., D. J. Han, W. Hamilton, and C.-Y. Huang, 1999: Orography Influence on a drifting cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 534-562.
- \_\_\_\_\_, S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Wea. Forecasting*, **16**, 633-660.
- Miglietta, M. M., and A. Buzzi, 2001: A numerical study of moist stratified flows over isolated topography. *Tellus*, **53A**, 481-499.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics.*, **21**, 87-230.
- \_\_\_\_\_, 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, **32**, 348-364.
- \_\_\_\_\_, 1989: hydrostatic flow over mountains. *Advances in Geophysics*, **31**, 1-41.
- Smolarkiewicz, P. K., R. Rotunno, 1989: Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1154-1164.
- Sumner, G., 1988: *Precipitation Process and Analysis*, 455 pp., John Wiley, New York.
- Sun, W.- Y., and J.- D. Chern, 1993: Diurnal variation of lee vortices in Taiwan and the surrounding area. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3404-3430.
- Wang, C.- C., and G. T.- J. Chen, 2001: Case study of the leeside mesolow and mesocyclone in TAMAX. (*Mon. Wea. Rev.*, in press)
- Wang, S.-T., 1980: Prediction of the behavior and intensity of typhoons in Taiwan and its vicinity. Res. Rep. 018, National Science Council, NSC-67M-0202-01 (01), 100 pp. (in Chinese). [Available from S.- T. Wang, Central Weather Bureau, 64, Kung-Yuan Rd. Taipei 100, Taiwan.]
- \_\_\_\_\_, 1989: Track, intensity, structure, wind and precipitation characteristics of typhoons affecting Taiwan. Disaster Mitigation Res. Rep. 80-73, National Science Council, NSC 80-04140-P052-02B, 285 pp. (in Chinese). [Available from S.- T. Wang, Central Weather Bureau, 64, Kung-Yuan Rd. Taipei 100, Taiwan.]
- Wu, C.-C., and Y. Kurihara, 1996: A numerical study of the feedback mechanisms of hurricane-environment interaction on hurricane movement from the potential vorticity perspective. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2264-2282.
- \_\_\_\_\_, T. -H. Yen, Y. -H. Kuo, and W. Wang, 2002: A numerical study of the primary factors affecting the rainfall predication associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. *Wea. Forecasting*. (in press).
- Yeh, T.-C., and R. L. Elsberry, 1993a: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part I: Upstream track deflections. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3193-3212.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, 1993b: Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II: Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3213-3233.
- 林得恩, 戴志輝, 2002: 台灣東方背風渦旋之個案研究(一)。 *氣象預報與分析*, **170**, 31-43。
- 吳俊傑, 卓瑜甄, 顏自雄, 1999: 葛拉絲颱風(1994)及其受到台灣地形影響之研究第二部份: 數值模擬。 *大氣科學*, **27**, 29-59。

**A Description of the Terrain Effect on the Rainfall over Taiwan****Tzu-Hsiung Yen Jyh-Huei Tai Peter Da-Gang Pan****Weather Center, C.A.F., R.O.C.****Abstract**

According to previous studies (Bergeron, 1965), even if the mountain height reached only 20 meters, the amount of rainfall received would still surpass of that received from ground areas (where the maximum could be 25% more). As the rainfall is profoundly influenced by the terrain, many researches have been conducted by various atmospheric scientists to better understand the mechanisms behind this effect. Over two-thirds of Taiwan's landscape is covered by mountainous regions, where the Central Mountain is viewed as the most significant. The mountain is situated in a NNE-SSW position, 300km in length, and 120 km in width. The average height is 2 km, where the peak reaches 3997 meters. With such a highly elevated landscape, it clearly poses a prominent effect over the air flows and weather systems that pass over Taiwan. Therefore, the importance in the effect from the terrain on the weather system can not be overemphasized. As scholars from Taiwan and other foreign countries have published many papers regarding this issue, this study hopes to organize the relevant results in delineating the concepts behind the "rainfall terrain relationship."