

國立中央大學

水文科學研究所

碩士論文

地形降水對於環境條件與地形特性之敏感度測試：2 維理想地形模擬研究

研究生：廖啟勳

指導教授：楊明仁 博士

中華民國九十四年七月



國立中央大學圖書館

碩博士論文電子檔授權書

(93年5月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

()同意 (立即開放)

()同意 (一年後開放)，原因是：_____

()同意 (二年後開放)，原因是：_____

()不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動讀者間「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 廖啟勳

論文名稱： 地形降雨對於環境條件與地形特性之敏感度分析：2 維理想地形模擬研究

指導教授姓名： 楊明仁

系所： 水文科學研究所 博士 碩士班

學號： 92625009

日期：民國 94 年 7 月 12 日

備註：

1. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
2. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦

摘 要

台灣位於大陸性高壓和熱帶海洋高壓上，在這兩種性質極端的氣團影響之下，導致了台灣天氣的多變性，又加上台灣地勢高聳，天氣加上地勢的變化造成了台灣降水分布的差異和區域性，為了有效瞭解地形對於降水分布的影響，本研究選擇了四種降水類型(春雨、梅雨、秋雨、冬雨)的天氣特徵，作為模式的初始條件，分別對於地形特性、風速、垂直風切等作敏感度測試。

本研究發現這四種降水特性中，雨量以梅雨最大，秋雨次之，再來是春雨，最後是冬雨；在降水極值分布上，降水極值會隨者 Mm 值變大而遠離山脊，隨著 Mm 變小而靠近山脊甚至跨越山脈。以降水效率而言，我們發現在地勢較矮的山之降水效率的增加趨勢大於地勢較高的山，且冬雨的降水效率極值會比春雨還大。而在降水分布上面，多數個案的雨量集中在迎風面，在一些零星個案中會有山頂降水和山頂強降水山後弱降水的發生；尤其以梅雨降水的個案中降水面積最大，降雨型態越多。

本研究為 2 維理想化地形，在未來應該朝向 3 維真實地形去模擬，並加強雲微物理過程對於降水影響之探討，以增進吾人對於地形降水物理機制之瞭解。

致 謝

首先要感謝我這兩年辛苦指導我的師長們，尤其是我的指導教授楊明仁老師，由於他的教導讓我知道如何去解決、發現問題，也由於老師的循循善誘，讓我堅持到最後把這篇文章寫出來。同時也感謝隋中興教授、蔡武廷教授、李明旭教授和劉康克教授，在課堂上認真的教導，使得我獲益良多。還要感謝口試委員陳正平教授、隋中興教授、黃清勇教授、楊明仁教授在口試時的建議與指導，還有感謝在這兩年來幫助過我的人，像是我們年輕可人的秀芬姐，還有正直不阿的正盛哥，由於他們在行政上的幫忙，使得我可以順利畢業。再來就是要感謝在學業上幫助我最多的小玲學姊，由於小玲學姊細心的指導讓我了解了問題的方向，也因為學姊的指導讓我發現問題的所在，還有解答問題的方法。也謝謝世杰、坤智學長，在工作站管理上，給了我莫大的支援，讓我從一個電腦白痴成為可以單獨作業的使用者(雖然坤智學長總是不留一絲痕跡)。還要謝謝青麟學長總是不藏私的分享資料。還要感謝心穎同學，總是陪我渡過我最無助的時刻，給我支持和鼓勵，讓我可以突破學業上的困境；同時也要謝謝同實驗室文利、奕霖同學，把我從不會喝酒變成可以喝兩罐台啤還面不改色的人並讓我知道十賭九輸的原因，並教導了我所謂的工程生活；還要感謝朝閔大哥讓我見識了不一樣的研究生生活，還有俊皓，讓我知道死會男人的價值。還要感謝一起求學的同学，士銘、凱勳、聖烈、博哥、偉博、鈞橋；當然還有陪我運動的國、高中的好朋友們，炮伯、侯卯和好久不見的浩凱，還有堂榮、鳥帆、吳種、高見、小建人(建成)、愛吃屁的屁超、胡瓜、阿伯，謝謝在你們假日時還要陪我去打球還要感謝小傅和大炳陪我全台灣跑透透。當然最要感謝的是我的家人，謝謝在這段時間給我的支持與鼓勵，讓我成長茁壯。

目錄

摘要.....	I
致謝.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
第一章 前言.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 文章架構.....	3
1.3 文獻回顧.....	4
第二章 研究方法.....	7
2.1 個案描述.....	7
2.1.1 春雨.....	7
2.1.2 梅雨.....	8
2.1.3 秋雨.....	8
2.1.4 冬雨.....	9
2.2 資料設定.....	9
2.2.1 探空圖的設定.....	9
2.2.2 穩定度的設定.....	10
2.2.3 地形高度和山脈半幅寬.....	11
2.2.4 垂直風切.....	12
2.2.5 降水效率.....	13

第三章 模式簡介.....	14
3.1 WRF.....	14
3.2 模式設定.....	19
第四章 敏感度測試.....	21
4.1 春雨.....	21
4.2 梅雨.....	26
4.3 秋雨.....	31
4.4 冬雨.....	33
4.5 降雨類型.....	35
第五章 結論.....	37
參考文獻.....	41
附錄 A.....	44
附錄 B.....	47
附圖.....	48

圖目錄

圖 1.1：種雲餵雲機制。	47
圖 1.2：上坡風凝結機制。	47
圖 1.3：上坡對流激發機制。	48
圖 1.4：上游減速激發機制。	48
圖 1.5：熱力激發機制。	49
圖 1.6：山後輻合機制。	49
圖 1.7：重力波在背風面的加強機制。	50
圖 2.1：2003/03/17(LST)早上八點的天氣圖。	51
圖 2.2：2003/03/17(LST)早上八點的風向圖。	51
圖 2.3：2003/03/17(LST)，24 小時的累積雨量。	52
圖 2.4：2003/03/17(LST)早上八點的探空圖。	52
圖 2.5：2003/06/16(LST)早上八點的天氣圖。	53
圖 2.6：2003/06/16(LST)早上八點的風向圖。	53
圖 2.7：2003/06/16(LST)24 小時的累積雨量圖。	54
圖 2.8：2003/06/16(LST)早上八點的探空圖。	54
圖 2.9：2003/10/09(LST)早上八點的天氣圖。	55
圖 2.10：2003/10/09(LST)早上八點的風向圖。	55
圖 2.11：2003/10/09(LST)24 小時的累積雨量圖。	56
圖 2.12：2003/10/09(LST)早上八點的探空圖。	56
圖 2.13：2003/01/25(LST)下午八點的天氣圖。	57
圖 2.14：2003/01/25(LST)晚上八點的風向圖，。	57
圖 2.15：2003/1/25(LST)24 小時的累積雨量圖。	58
圖 2.16：2003/1/25(LST)晚上八點的探空圖。	58

圖 2.17: wrf_em_hill_2dx 模組中所需要的探空格式。.....	59
圖 2.18: 垂直風切隨風速隨高度線性遞減遞增。.....	59
圖 3.1: 為 wrf 模式中的基本架構。.....	60
圖 3.2: Arakawa C Grid 的示意圖。.....	60
表 3.1: 模擬個案總數，總數為 336 組實驗。.....	61
圖 4.1: 在春雨個案中，半幅寬 25 公里，6~12 小時的累積雨量隨著 風速變化的關係圖。.....	62
圖 4.2: 春雨個案中，半幅寬 50 公里，6~12 小時的累積雨量隨著風 速變化的關係圖。.....	63
圖 4.3: 春雨個案中，當半幅寬 25km，6~12 小時累積降雨隨著高度 變化的關係圖。.....	64
圖 4.4: 春雨個案中，當半幅寬 50km，6~12 小時累積降雨隨著高度 變化的關係圖。.....	65
圖 4.5: 為春雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)和地形 高度參數(Mm)關係圖。.....	66
圖 4.6: 為 Sh2500a25u10、Sh2500a25u20、Sh2500a25u30 的 6~12 小 時平均剖面圖。.....	67
圖 4.7: 為 Sh2500a50u20、Sh3500a50u20 個案中的 6-12 小時平均垂 直剖面。.....	67
圖 4.8: 在春雨個案中，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較。.....	68
圖 4.9: 為山脈斜率和最大降雨量的關係圖。.....	69
圖 4.10: 春雨個案中，風速和網域平均降水的關係圖。.....	70
圖 4.11: 春雨個案中，Sh1500a25u20、Sh2500a25u20、Sh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	71
圖 4.12: 春雨個案中 Sh1500a50u20、Sh2500a50u20、Sh3500a50u20，	

的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	72
圖 4.13：春雨個案中，半幅寬為 25km，圖 a 為 6~12 小時降雨效率隨 著風速的關係圖，圖 b 為 6-12 小時內降水效率隨著迎風面上 6-12 小時的累積降雨的關係圖。.....	73
圖 4.14：春雨個案中，半幅寬為 50km 時，圖 a 為 6~12 小時降雨效 率隨著風速的變化，圖 b 為 6-12 小時內降水效率隨著迎風面 上 6-12 小時的累積降雨的關係圖。.....	74
圖 4.15：為 Sh1500a25u30 的 6-12 小時平均垂直剖面圖。.....	74
圖 4.16：梅雨個案中，半幅寬 25 公里時，6~12 小時的累積雨量隨著 風速變化的關係圖。.....	75
圖 4.17：梅雨個案中，半幅寬 50 公里時，6~12 小時的累積雨量隨著 風速變化的關係圖。.....	76
圖 4.18：梅雨個案中，半幅寬 50km 時，6~12 小時累積降雨隨著高度 變化的關係圖。.....	77
圖 4.19：梅雨個案中，半幅寬 50km 時，6~12 小時累積降雨隨著高度 變化的關係圖。.....	78
圖 4.20：為 Mh500a25u20、Mh500a50u20 的 6-12 小時平均剖面圖。...	79
圖 4.21：梅雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)和地形 高度參數(Mm)的關係圖。.....	80
圖 4.22：在梅雨個案中，地形高度參數和最大降雨的比較。.....	81
圖 4.23：為 Mh2000a25u20 個案中，降水粒子隨時間變化的瞬間垂直 剖面圖。.....	82
圖 4.24：為個案 Mh2000a25u20、Mh2000a50u20、Mh3000a50u20 中 降水粒子的 6~12 小時平均垂直剖面圖。.....	83
圖 4.25：梅雨個案中，網域內平均降雨和風速的關係圖。.....	84

圖 4.26: 為梅雨個案中 Mh1500a25u20、Mh2500a25u20、Mh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	85
圖 4.27: 為梅雨個案中 Mh1500a50u20、Mh2500a50u20、Mh3500a50u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	86
圖 4.28: 梅雨個案時, 山脈斜率和最大降雨的關係圖。.....	87
圖 4.29: 為 Mh1500a25u20、Mh3000a50u20 的 6-12 小時時間平均剖面。.....	87
圖 4.30: 梅雨個案中, 半幅寬為 25 公里, 圖 a 為 6-12 小時內降水效率隨著風速變化的情形, 圖 b 為 6-12 小時內降水效率隨著迎風面上 6-12 小時的累積降雨的關係圖。.....	88
圖 4.31: 為梅雨個案中, 半幅寬為 50 公里, 圖 a 為 6-12 小時內降水效率隨著風速變化的關係圖, 圖 b 為 6-12 小時內降水效率隨著迎風面上 6-12 小時的累積降雨的關係圖。.....	89
圖 4.32: 為個案 Mh1500a50u30、Mh3500a50u30 時 6-12 小時平均剖面圖。.....	89
圖 4.33: 垂直風切的變化和 6-12 小時累積降雨的比較。.....	90
圖 4.34: 為 Mh2000a50Ns10、Mh2000a50Ps10、Mh2000a50u15 的 6-12 小時平均剖面圖。.....	91
圖 4.35: 在秋雨個案中, 半幅寬 25 公里, 6~12 小時的累積雨量隨著風速變化時的關係圖。.....	92
圖 4.36: 在秋雨個案中, 半幅寬 50 公里, 6~12 小時的累積雨量隨著風速變化時的關係圖。.....	93
圖 4.37: 秋雨個案中, 半幅寬 25km 時, 6~12 小時累積降雨隨著山高變化時的關係圖。.....	94
圖 4.38: 秋雨個案中, 半幅寬 50km 時, 6~12 小時累積降雨隨著山高	

變化時的關係圖。.....	95
圖 4.39：秋雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值和地形高度參數的關係圖。.....	96
圖 4.40：在秋雨個案中，半幅寬為 25 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的關係圖。.....	97
圖 4.41：秋雨個案中 Fh1500a50u20、Fh2000a50u20 的 6-12 小時平均剖面圖。.....	98
圖 4.42：秋雨個案時，山脈斜率和最大降雨的關係圖。.....	98
圖 4.43：為 Fh1500a25u20、F3000a50u20 的 6-12 小時平均剖面圖。...	99
圖 4.44：秋雨個案中，網域內平均降雨和風速的關係圖。.....	99
圖 4.45：為秋雨個案中 Fh1500a25u20、Fh2500a25u20、Fh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	100
圖 4.46：為秋雨個案中，Fh1500a50u20、Fh2500a50u20、Fh3500a50u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	101
圖 4.47：秋雨個案中，半幅寬為 25 公里，圖 a 為 6~12 小時內降水效率隨者風速變化的關係圖，圖 b 代表 6~12 小時內降水效率隨者累積雨量的關係圖。.....	102
圖 4.48：梅雨個案中，半幅寬為 50 公里，圖 a 為 6~12 小時內降水效率隨者風速變化的情形，圖 b 代表 6~12 小時內降水效率隨者累積雨量的關係圖。.....	103
圖 4.49：冬雨個案中，半幅寬 25 公里，6~12 小時的累積雨量隨著風速變化時關係圖。.....	104
圖 4.50：冬雨個案中，半幅寬 50 公里，6~12 小時的累積雨量隨著風速變化時關係圖。.....	105
圖 4.51：冬雨個案中，半幅寬 25km 時，6~12 小時累積降雨和高山變	

化的關係圖。.....	106
圖 4.52：冬雨個案中，半幅寬 50km 時，6~12 小時累積降雨和高山變化的關係圖。.....	107
圖 4.53：其中 a~g 為冬雨個案 Wh3500a50u20 中 6-12 小時的瞬間垂直剖面圖，圖 f 為 6~12 小時平均的垂直剖面圖。.....	109
圖 4.54：冬雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值和地形高度參數的關係圖。.....	109
圖 4.55：冬雨個案中，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較。.....	110
圖 4.56：為 Wh1500a25u20，Wh3000a50u20 的 6-12 小時平均剖面圖。.....	111
圖 4.57：冬雨個案中，山脈半幅寬為 25 公里、50 公里時，網域內平均降雨和風速的關係圖。.....	112
圖 4.58：冬雨個案中，Wh1500a25u20、Wh2500a25u20、Wh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	113
圖 4.59：冬雨個案中，Wh1500a50u20、Wh2500a50u20、Wh3500a50u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量的分布情形。.....	114
圖 4.60：冬雨個案中，半幅寬為 25 公里，圖 a 為 6~12 小時內降水效率隨著風速變化的關係圖，圖 b 代表 6-12 小時內降水效率隨著 6-12 小時迎風面累積雨量的關係圖.....	115
圖 4.61：冬雨個案中，半幅寬為 50 公里，圖 a 為 6~12 小時內降水效率隨著風速變化的關係圖，圖 b 代表 6-12 小時內降水效率隨著 6-12 小時迎風面累積雨量的關係圖。.....	116
圖 4.62：圖 a~h 分別為 Mh500a50u30 的 5~12 小時的瞬間剖面圖。...	118
圖 4.63：圖 a~h 分別為 Fh1000a25u30 的 5~12 小時的瞬間剖面圖。...	119
圖 4.64：圖 a~h 分別為 Sh2000a50u20 的 5~12 小時的瞬間剖面圖。...	120

第一章 前言

地形對於降雨的生成與發展具有相當顯著的影響，而強烈的地形降雨可能會導致洪水、山崩、土石流等災害的發生。為了減輕這些災害，我們需要對於地形降水的物理機制有進一步的認識。

地形降雨的系統可透過一些基本參數來探討，如 環境風場(U)、濕靜力穩定度(moist Brunt-Väisälä frequency; N_m)、山脈高度(h_m)、山脈寬度(a)、對流可用位能(CAPE)還有大氣中水氣含量和垂直風切等。分析這些基本參數，有助於決定降水分布位置、降雨量的大小等特性，並可以了解地形對於降水系統的影響情形。

1.1 研究動機

近十幾年科學家們已經提出了各種地形降雨機制，其中包括：

種雲餵雲機制 (seeder-feeder processes; Browning 1980)(圖 1.1)：當有高雲降雨且在低層大氣有因地形抬升氣流而成的低雲時，高雲所下的雪花或小雨形成低層雲中水滴成長的種雲劑，使得地表雨量增加。此時環境的 Froude number(Fr)通常較大。

上坡風凝結機制(upslope condensation ; Hill 1983)(圖 1.2)：當氣流過山時，地形導致氣流被強迫抬升，使得水氣達到飽和進而形成雲。此時多半為層狀降雨，且 Fr 較大。

上坡對流激發機制(upslope convection triggered/enhanced by terrain blocking; Grossman and Durran 1984)(圖 1.3)：在環境條件

比較不穩定的時候(Fr 較大, N_m 小), 氣流被陡峭地形強迫舉升, 此時氣流會在迎風面及上游處上產生對流, 造成在易在迎風面及上游處產生降雨。

上游減速激發機制(upstream triggering)(圖 1.4): 在環境條件比較不穩定的時候(Fr 較小), 在地形前會因為動力陡峭($B > 1$; 其中 B 為 Burger number), 氣流遇到地形前就已經被抬升或者被地形阻塞(flow blocking), 此時會使得風速減低、甚至轉向, 降雨在未達地形前即發生。

熱力激發機制(Thermal triggering) (圖 1.5): 因為山頂地表受到太陽輻射加溫, 造成溫度高於同高度的氣層, 形成對流。此時山坡及山谷的空氣會補足因對流所損失的空氣, 此時大氣條件若為不穩定會發生深對流, 反之則為淺對流。

山後幅合機制(leeside convergence; Mass 1981)(圖 1.6): 在 Fr 較小時, 氣流可能會繞過山脈, 在山脈後方幅合形成降雨, 易與上坡風減速激發機制同時發生。

重力波在背風面的加強機制(Lee-side enhancement by gravity waves)(圖 1.7): 當有一背風面的對流發生時, 氣流過山產生的山岳波及背風面低壓加強了當時的對流。

本論文研究目的在於利用一個理想化的山脈地形, 來探討在不同天候條件下地形對降雨分佈的影響。以台灣為例, 台灣為一島嶼地形, 擁有東南亞最高峰玉山(3952m), 東西寬最大約為 143 公里、南北長約為 385 公里。在島嶼總面積不過 35960 平方公里的地區, 就有高度超過 3000 公尺的山峰 200 餘座, 在這麼陡峭

的地形中，地形效應的降雨機制也相對重要。台灣天氣現象主要受限於乾、冷的大陸高壓和暖、濕的副熱帶海洋高壓的影響，這兩種氣團的性質差異頗大，所以導致了台灣地區天氣的眾多變化：在這兩種性質的氣團強弱影響之下，各個季節有各自不同的環境條件，也造成了台灣天氣的多變性。

本研究中我們利用這些環境條件的不同，針對台灣地區不同季節特徵使用二維理想化地形做地形降雨的敏感度實驗。於實驗中我們採用了四種天氣類型特徵，其包括春雨、梅雨、秋雨及冬雨；並針對地形高度、地形坡度(即山脈半幅寬)、水平風速、熱力穩定度及垂直風切做討論比較，以瞭解這些參數對於降水位置的影響，同時探討地形對風場所產生的堆積作用(blocking)。透過一系列的理想化地形的降雨模擬實驗，希望能增加對於台灣地區不同季節環境條件下地形降雨特性的認識。

1.2 論文架構

第一章是前言，主要介紹研究動機和參考文獻。第二章是研究方法，介紹個案的資料設定與收集，以及各組實驗的參數設定。第三章就是 WRF 模式的介紹，裡面包括了 WRF 模式的基本方程，模式的來源跟用法，還有本研究所選擇的物理參數設定，和敏感度測試的介紹。第四章就是敏感度測試後的比較；利用四種天氣個案分成四個小章節分別去討論。第五章為結論，總結說明論文成果。

1.3 文獻回顧

台灣地形複雜，如果模式解析度不夠則不足以解析台灣陡峭的地形，所以導致對於台灣地區地形降水的預報效果不佳。降雨的條件不外乎是水氣的多寡、環境的熱力穩定度、雲微物理的作用、及地形上升的強迫性對流運動等，我們回顧以下的文獻，來對地形對降水的效應有更進一步的瞭解，並利用這些文章中的結論來驗證台灣地區的地形降水特性。

Mass (1981)研究美國華盛頓州西岸山脈造成地形強迫對流舉升的情形，發現在普吉海峽(Puget Sound)中會產生對流，這是因為在太平洋沿海的低層西風會繞過奧林匹克(Olympics)山脈，氣流在山後的 Puget Sound 輻合而產生對流，造成降雨。

Lin et al. (1983)在傳統的雲物理參數法中加入了雪，形成三種降水粒子，這三種降水粒子分別是雪、冰雹/軟雹、雨，並利用參數式來量化各項降水粒子轉換的過程，同時也計算出降雨量。本研究改善了降水的物理過程，不再只是從雲冰到冰雹的單線式的過程(cloud ice-hail)，加上考量從雲冰到雪再到冰雹(cloud ice-snow-hail)的多重過程，使得模式的模擬結果更接近真實大氣中的物理現象。同時能避免因為不正確的物理參數法導致的降水提早發生和對流胞生命期縮短的現象，並且可以有效的減少環境中過多的雲冰(cloud ice)量。

Grossman and Durran (1984)指出印度東岸孟加拉灣附近有世界上雨量最大的雨量帶，這是因為當地西方的 Ghat 地形和季風的輻合作用加強了當地的降雨機制，並利用一連串的密集觀

測，來探討近地層風對地形的影響關係。他們發現了 1)上游邊界層中越山風的強度越強會造成舉升運動產生在遠離岸邊的海面上；2)低層對流層中靜力穩定度的情形對於對流發生的位置很重要；3)這篇研究顯示 850-500hPa 層為控制深對流最重要的水氣來源。

Colle (2004)利用 MM5 模式對 2D 理想化地形作敏感度測試，利用 Mm 值判斷氣流是否過山的標準，其中 Mm 值就是 Froude number 的倒數。當環境的 Mm 值越大時，降水極值有明顯向上游後退的情形；在山脈矮、風速大、穩定度低時，降雨可能會越過山脈在山脈後方形成降雨。雖然 2D 地形不足以代表真實地形，但是可以藉由簡化的地形模式來定性瞭解流場特性，和地形對降水分布的趨勢及影響。

Colle and Zeng (2004)改變雲微物理參數法和增加模式地形複雜度，對 2D 地形降雨作更準確的模擬。針對雲微物理參數法作敏感度測試，他們把 Reisner et al.(1998)參數法當做控制組，來比較其它各種雲微物理參數法(Warm Rain; Simple Ice; Resner 1; Goddard; Shultz)的差異和特徵，藉此瞭解各種雲微物理參數法描述地形降雨的適合情形。

Chen and Lin (2005)考慮對流可用位能(CAPE)對於地形降雨的影響，利用 WRF 理想化 2D 模組進行模擬實驗。他們根據模擬結果把降水型態分成四種類型，分別為迎風面降水(Regime I)、山頂降水(Regime II)、山頂弱降水和山後強降水(Regime III)，和山頂強降水和山後強降水(Regime IV)等四種，分別探討地形降雨的形成因素。在 Regime I 中，因為降雨主要發生在模

式積分初期，所以導致在模擬後期降水有變弱情形發生，所以降水集中在迎風坡上。在 Regime II 中，於山頂有長生命期的對流存在。在 Regime III，在山頂有一長生命期對流存在，且在山後有層狀和對流的混合式降水。在 Regime IV 中，山頂對流因為風速過大和蒸發冷卻效應使得對流結構被破壞，導致對流減弱，在山後也是層狀和對流的混合式降水。

Sui et al.(2005)利用熱帶對流系統及颱風強降水系統的雲尺度解析模擬，分別去計算大尺度降水效率 (Large-Scale Precipitation Efficiency; LSPE; Li et al. 2002)和雲微物理降水效率 (Cloud-Microphysics Precipitation Efficiency; CMPE; Weisman and Klemp 1980)，進而去了解影響降水效率的物理機制。把雲解析模擬的結果去作均方根誤差和線性迴歸，發現大尺度降雨效率的水氣輻合項 ($[CONVq_v]$)與地表蒸發項 (E_s)和雲微物理降水效率的水氣凝結 ($[P_{CND}]$)、凝華 ($[P_{DEP}] + [P_{SDEP}] + [P_{GDEP}]$)項趨近於平衡，這表示兩種降水效率在大尺度及長時間平均後，於統計上趨於一致 (Kuo 1965, 1974; Li et al. 2002)。研究並指出降水粒子的輻合會造成降水效率的增加(多發生於小雨時)，降水粒子的輻散多會造成降水效率的減少(多發生於大雨時)。

第二章 研究方法

本論文使用 WRF(Weather Research Forecasting) 中尺度模式，配合台灣的季節氣候特性，針對台灣的四種季節的降雨天氣型態(春雨、梅雨、秋雨、冬雨)，分別選取了四個個案(2003 年 03 月 17 日、2003 年 06 月 16 日、2003 年 10 月 09 日、2003 年 01 月 25 日)的探空，並利用一些基本流力參數(如 Froude number 等)來判斷台灣地區的地形降雨物理特性。

2.1 個案描述

本小節描述如何選取有代表性的探空圖，適當的呈現該季節降水系統存在的環境溫溼度、熱力穩定度及 CAPE 值。因為台灣同時受到大陸性氣團跟海洋性氣團的影響，對於不同季節的降雨，其降雨特徵及水氣來源也不盡相同。在台灣各種降雨事件之中，粗略可分為這四種季節型態(春雨、梅雨、秋雨、冬雨)的降水。在選取探空資料時，我們選擇的日期主要是考慮當時天候條件是否會造成降雨，但是選擇的探空需要在降雨之前 5-6 小時；若已經降雨，則此時探空會因為降雨的潛熱釋放因素改變環境探空曲線特性使得環境探空不具代表性。根據以上的考量，我們選取了下列四個個案分別代表各季節降水的探空特性。

2.1.1 春雨

選取 2003 年 3 月 17 日早上八點的天氣條件(圖 2.1)，此時剛好是大陸冷氣團東移出海，台灣北部受大陸性高壓影響，北部風向多為東北風(圖 2.2)。在台灣海峽有一鋒面向東移動，台灣東北部也有一

道鋒面逐漸東移遠離台灣，此時天氣主要受到大陸冷氣團影響為乾冷的天氣型態，此時天氣較為穩定。其降雨（圖 2.3）的主要水氣來源為東北季風從海面帶來的水氣，此時的天氣情況較穩定，水氣含量較小且沒有 CAPE 值，這些可由探空圖(圖 2.4)看出。

2.1.2 梅雨和颱風共伴效應

選取 2003 年 06 月 16 日早上八點的探空條件(圖 2.5)，此時大陸性冷氣團與海洋性氣團勢力相當，在台灣上空有一道滯留鋒面經過(為梅雨季最常見的型態)。此時梅雨鋒面為影響台灣的主要天氣系統，水氣來源主要來源為西南風所帶來的暖濕海洋性氣團，此梅雨鋒面經過台灣北部海面，在台灣南部海面則有 Soudelor 颱風接近台灣。由地面風向(圖 2.6)可知，所以當時台灣受到颱風和梅雨鋒面的共伴環流影響。此時梅雨鋒面和颱風的共伴環流帶來豐沛雨量(圖 2.7)，台灣當時溫度較高、水氣較盛，且熱力狀況較不穩定(圖 2.8)，具有較大的 CAPE 值(約 $2918 m^2 s^{-2}$)。此為台灣梅雨共伴颱風天氣狀態的典型特徵，為了簡化方便我們統稱為梅雨降水。

2.1.2 秋雨

選取 2003 年 10 月 09 日早上八點的天氣條件(圖 2.9)，此時太平洋高壓逐漸減弱，而大陸性高壓逐漸增強，在台灣東邊有一道滯留鋒面通過，此時兩股氣團勢力消長，使得在台灣東北方有一低壓產生，使得台灣地區的天候狀況不穩定。此時台灣北部風向大致是向北風分量為主(圖 2.10)，氣溫仍偏高，且水氣充沛，因地形作用在山區容易下雨(圖 2.11)，由探空圖(圖 2.12)可知，此時台灣天氣狀況仍不穩定，具有一定的 CAPE 數值(約 $533 m^2 s^{-2}$)，午後易產生雷雨。

2.1.4 冬雨

選取 2003 年 01 月 25 日晚上八點的天氣條件(圖 2.13)，此時大陸高壓正要東移出海，台灣東方已有一到冷鋒通過台灣，且向北方移動，此時近地面風向在台灣東北部大致上都是以北風分量為主(圖 2.14)。在長江中下游的高壓準備出海，但因為受在日本海附近的中尺度氣旋影響，其所帶來的水氣只短暫的吹過東海海面，水氣量不足，因此只在台灣高山地區有少量雨量(圖 2.15)。大陸性氣團特性就是以乾、冷為主，又加上此時東北季風所經過海面的路徑短、時間少，所帶來的水氣也相對較少，由探空圖(圖 2.16)可以看出此時天氣較乾燥且天候特徵較穩定，此時並沒有 CAPE 的產生。

2.2 資料設定

Froude number 的定義為 $Fr = U/N_m h_m$ (Colle et al. 2002 ; Colle 2004 ; Chen and Lin 2005)，其中 U 為環境風速、 N_m 為濕靜力震盪頻率(moist Brunt-Väisälä frequency)、 h_m 為山高，以下說明各個模式參數的設定。

2.2.1 探空圖設定

利用氣象局板橋測站 2003 年的探空資料，並把探空資料轉換成 WRF_ideal 模式所需要的格式。其中利用了內插方式修正溫度，及利用克勞修士-克拉佩龍方程(Clausius-Clapeyron equation)求得相對溼度，求得相對濕度後，再利用相對溼度和水氣壓關係式求得當時溫度的水氣混合比(Rogers and Yau 1989 ; 王寶貫 1997)：

$$e_s(T) = Ae^{-B/T} \quad (1)$$

$$RH = e_s(Td)/e_s(T) \quad (2)$$

$$q_v = 0.622 \times \frac{e_s(T)}{P - e_s(T)} \times RH \quad (3)$$

其中 T 、 Td 為環境溫度和露點溫度，單位為絕對溫度(K)

$e_s(T)$ 為當時溫度所產生的飽和水蒸汽壓(hPa)

P 為大氣壓力(hPa)

$$A = 2.53 \times 10^8 \text{ kPa} , B = 5.42 \times 10^3 \text{ K}$$

RH 為當時環境的相對溼度

q_v 為當時環境的水氣混合比

藉由這些運算式子可以把板橋探空資料的相對溼度轉變成 WRF 模式所需的水氣混合比。在風速方面，我們使用垂直均勻的風場 (uniform wind speed)，其風速分別為 5、10、15、20、25、30(m/s)。設定均勻風場的目的，是在簡化風場對於地形降雨的影響。

2.2.2 穩定度的設定

在穩定度方面，分別利用四個季節的環境探空特徵來作為穩定度判斷，為了瞭解真實大氣的靜力穩定度情形，本研究使用濕的靜力穩定度 (moist Brunt-Väisälä frequency； N_m) (Emanuel 1994) 作判斷：

$$N_m^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$$

g 為重力加速度 m/s^2

θ_v 為相當位溫(equivalent potential temperature ; K)

$$\theta_v = \theta \exp\left[\frac{L_v(T)q_v + L_f(T_0)q_i}{C_p T}\right] \text{ (王 1997; 第 311 頁) 或者是}$$

$$\theta_v = \theta \exp(2675w/Tc) \text{ (Rogers and Yau 1989; 第 23 頁)}$$

θ 為位溫，單位為 K ； C_p 為等壓比熱常數，單位為 $Jkg^{-1}K^{-1}$ ； L_v 、 L_f 為蒸發潛熱及溶解潛熱，單位為 J/kg 。

w 為水氣混合比， Tc 為雲內溫度。

利用上述兩個公式可以計算出春雨、梅雨、秋雨、冬雨的四種天氣個案的靜力穩定度。

2.2.3 地形高度及山脈半幅寬

本研究我們使用了 2 維的理想化鐘型山脈(Colle 2004 ; Chen and Lin 2005)，山脊位於模式網域的中點，其數學式為：

$$h(x) = \frac{h_m}{\left(\frac{x-x_0}{a}\right)^2 + 1} \quad (4)$$

h_m 為山脈高，山脊所在的高度；單位為公尺(m)。

$x-x_0$ 為距離山脊的距離，單位為公里(Km)

x_0 為山脊所在位置(網域的中心點)

a 為山脈半幅寬，單位為公里(Km)

$h(x)$ 為鐘型山脈的地形高度(m)

其中山脈半幅寬(a)設定有 25 及 50(Km)，山脈高(h_m)有 500、1000、1500、2000、2500、3000 及 3500(m)等高度。在台灣地區因為山勢陡峭且地形高峻，這些半幅寬跟山高的設定可以配合台灣陡峭地形的斜率，雖說不盡完善，但大致上仍可掌握。

2.2.4 垂直風切

真實風場在垂直方向並不是均勻的，因此我們還要更進一步的去探討隨高度遞增或遞減的風場對地形降雨的影響。利用線性遞增或遞減的方式去給定風速(圖 2.18)：

$$\text{if } z \leq 6000m \quad u(z) = \frac{u_{6000} - u_{sfc}}{6000} \times z + u_{sfc} \quad \text{if } z > 6000m, \quad u(z) = \text{constant}$$

$u(z)$ 為各層高度的風速(m/s)

u_{6000} 為高度 6000 公尺時的風速(m/s)

u_{sfc} 為地表風速(m/s)

z 為垂直高度(m)

假設風速為 15-25 或 15-5(m/s)在高度 6000 公尺內線性遞增或遞減，利用這些隨高度線性遞增、遞減的風速場，可以看出垂直風切對於降水場分布的影響及重要性。

2.2.5 降水效率

為了有效瞭解四種季節地面降水的降雨效率，本研究使用 LSPE (Large-Scale Precipitation Efficiency; Li et al. 2002)去計算迎風面上 ($x=0\sim 400\text{km}$)的區域平均降水效率，未來和 CMPE(Cloud-Microphysics Precipitation Efficiency; Weisman and Klemp1982)做比較。LSPE 和 CMPE 的定義如下：

$$LSPE = \frac{P_s}{[CONV_{qv}] + E_s} \cong \frac{P_s}{[CONV_{qv}]}$$

$$CMPE = \frac{P_s}{[SI_{qv}]} = 1 - \frac{[SO_{qv}]}{[SI_{qv}]} + \frac{[CONV_C]}{[SI_{qv}]}$$

其中 P_s 為地面降雨量， $[CONV_{qv}]$ 是指水氣輻合量， E_s 是指地表蒸發量 (於本研究中忽略地表蒸發量)。而 $[SI_{qv}] = [P_{CND}] + [P_{DEP}] + [P_{SDEP}] + [P_{GDEP}]$ 代表是水氣的損失項，包含水氣的凝結 ($[P_{CND}]$) 和凝華 ($[P_{DEP}] + [P_{SDEP}] + [P_{GDEP}]$) 等過程； $[SO_{qv}] = [P_{REVP}] + [P_{MLTG}] + [P_{MLTS}]$ 代表的是水氣的來源項包括蒸發 $[P_{REVP}]$ 和融化 $[P_{MLTG}] + [P_{MLTS}]$ ； $[CONV_C]$ 為降水粒子 (hydrometeor) 的輻合。簡而言之，我們可將 LSPE 視為因大範圍的水氣輻合造成的降水效率，而 CMPE 則是因局部雲微物理過程造成的降水效率 (Sui et al. 2005)。

第三章 模式簡介

本研究是採用 WRF(Weather Research and Forecasting) 模式 V2.0.3.1 版本(Dec. 2004 Release)，WRF 為新一代的中尺度氣象數值模式，為複合式動力模式，其包含了 3 維同化資料系統，可利用平行化計算來提高模式的計算效率。WRF 模式可模擬天氣尺度範圍包含了數公尺到數千公里，是由 NCAR (the National Center for Atmospheric Research)、NCEP (the National Centers for Environmental Prediction)、FSL (the Forecast System Laboratory)、AFWA(the Air Force Weather Agency)、FAA(the Federal Aviation Administration)等單位所共同發展。WRF 模組可以應用於真實天氣個案模擬，或者是應用其理想化模組做為基本物理過程探討的理論依據。

3.1 WRF

WRF 之於 MM5 最大的不同在於初始資料的處理。WRF SI 可以利用文字或者是圖形介面操作，處理在指定範圍中所產生的地形、土地利用、土壤性質等特性，並把全球模式氣象資料(如氣溫、壓力、風速等)內插到 WRF 模式的網格裡。WRF 3DVAR 可以把觀測資料內插至 WRF SI 的分析場之中。MM5 的處理方式需要經過 TERRAIN→REGRID/RAWINS→INTERP 等的前處理(pre-processing)方式，轉換成系統模擬中心(MM5 model)可讀取格式。在 WRF 裡可以利用 WRF SI 代表這些前處理過程，直接整理成系統模擬中心(WRF model)所需要的格式 (圖 3.1)，經由 RIP、GRADS、Vis5D、NCL 等後處理(post-processing)軟體呈現出我們所需要的結果。在理想化模組(ideal case)中，WRF 模式可以跳過 WRFSI 前處理的步驟來直接計

算，以模擬各種理想化天氣系統的發展情形。本篇研究就是利用 WRF 的理想化二維的山脈模組(em_hill2d_x)，使用台灣地區不同季節的探空資料，對於地形坡度、高度、穩定度及垂直風切等進行敏感度測試。

此研究為 2 維的 WRF 理想化模擬，使用非靜力模組，而非靜力模組和靜力模組的差別在於非靜力模組增加了氣壓擾動場及垂直速度場的預報。由於非靜力模組使用可壓縮流體的連續方程，可容許聲波存在，所以需要分割積分時間(time splitting)來處理以提高計算效率。所以壓力項、加速度項以及其間的的交互作用項(與聲波有關的)使用較小的時間間隔(time step)；而平流、擴散、科氏力項及水氣過程(與聲波無關)則使用較大的時間間隔。WRF 中尺度模式可以提供不同的物理參數法做選擇，包括降水物理(Microphysics and Convective scheme)過程、大氣的輻射過程(Longwave and Shortwave radiation)、大氣邊界層處理(Boundary Layer Parameterization)、地表邊界層(Surface layer)處理、地表過程對大氣的影響(Surface layer)、次網格紊流擴散(Subgrid eddy diffusion)過程等，我們可以使用這些參數法在不同的天氣條件之下選擇最適合的物理參數法加以模擬。WRF 模式中的垂直座標為 eta(η)座標，也就是質量座標，其相當於 MM5 的 sigma(σ)座標。WRF 網格的設定為 Arakawa C grid(圖 3.2)，主要特色為把各個速度變數放在熱力變數前後左右上下 1/2 網格之處，呈現交錯網格架構。在時間積分方面，WRF 模式使用 3 階的 Rung-Kutta 數值方法。

以下是 WRF 模組在非靜力版的基本控制方程組，其壓力座標定義如下：

$$\eta = \frac{\pi - \pi_t}{\mu} \quad \text{其中} \quad \mu = \pi_s - \pi_t \quad (3.1)$$

π 是指靜力平衡的壓力(hydrostatic pressure)，其中 π_s 、 π_t 分別代表參考狀態的地表及頂層壓力， π_t 值不隨時間改變，為一個固定值；而其連續方程為：

$$\frac{d}{dt} \left(\ln \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) + \nabla_{\eta} \cdot \bar{v}_H + \frac{d\dot{\eta}}{d\eta} = 0, \quad \dot{\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (3.2)$$

其中 p 是壓力， \bar{v}_H 為水平速度， $\dot{\eta}$ 為垂直速度。

而其水平運動方程是採用：

$$\frac{d\bar{v}_H}{dt} = -\alpha \nabla_{\eta} p - \nabla_{\eta} \phi - f\hat{k} \times \bar{v}_H + \bar{F}_r \quad (3.3)$$

其中 $-\alpha \nabla_{\eta} p - \nabla_{\eta} \phi$ 代表的是在 η 座標的氣壓梯度力； $f\hat{k} \times \bar{v}_H$ 為科氏力， \bar{F}_r 為摩擦力， $\frac{d\bar{v}_H}{dt}$ 代表的是水平方向的加速度。

靜力方程為：

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (\text{Haltiner and Williams 1979}) \quad (3.4)$$

ϕ 代表重力位， p 為壓力， α 為比容。

熱力方程為：

$$\frac{C_p T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = \dot{Q} \quad (3.5)$$

其中 θ 代表位溫， T 代表溫度(K)， C_p 代表等壓比熱係數、 \dot{Q} 代表熱量

的變化(非絕熱加熱變化)。

使用這個 η 座標系統，我們可以利用重力位的變化求得地形的高度以及地表低層邊界情形(山脈形狀)。我們可以利用連續方程帶入重力位求得：

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + u \frac{\partial \phi}{\partial x} + v \frac{\partial \phi}{\partial y} + \dot{\eta} \frac{\partial \phi}{\partial \eta} = gw \quad (3.6)$$

ϕ 代表重力位， g 代表重力加速度，其中 u 、 v 、 $\dot{\eta}$ 分別代表 x 、 y 、 η 方向的速度。

利用上述(3.1)~(3.6)的方程式改寫成 2 維模式的控制方程式。針對 2-D 非旋轉(忽略柯氏力)、非黏滯性(不考慮摩擦力)的流體而言，其水平動量方程式為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \mu \alpha \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial p}{\partial \eta} \frac{\partial \phi}{\partial x} = -\frac{\partial Uu}{\partial x} - \frac{\partial \Omega u}{\partial \eta} \quad (3.7)$$

垂直動量方程：

$$\frac{\partial W}{\partial t} + g \left(\mu - \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) = -\frac{\partial Uw}{\partial x} - \frac{\partial \Omega w}{\partial \eta} \quad (3.8)$$

熱力方程可以藉由(3.5)和(3.2)改寫成：

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial U\theta}{\partial x} + \frac{\partial \Omega \theta}{\partial \eta} = \mu Q \quad (3.9)$$

連續方程為：

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0 \quad (3.10)$$

低層邊界條件可寫成：

$$\frac{d\phi}{dt} = gw \quad (3.11)$$

靜力方程為：

$$\frac{\partial\phi}{\partial\eta} = -\mu\alpha \quad (3.12)$$

其中 $U = \mu u$ ， $V = \mu v$ ， $W = \mu w$ ， $\Theta = \mu\theta$ 都是預報變數，只有 $\phi = gz$ 不是預報變數，壓力為 $p = (R\theta/p_0\alpha)^r$ (Poisson equation)， $\Omega = \mu\dot{\eta}$ 表示在 η 座標中整層大氣的垂直速度值(詳細推導過程在附錄 A)。

利用小擾動法可以將各變數改寫成基本場及擾動場：

$$\phi = \bar{\phi}(z) + \phi', \mu = \bar{\mu}(z) + \mu' \quad (3.13)$$

$$p = \bar{p}(z) + p', \alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha' \quad (3.14)$$

可以改寫(3.7)、(3.8)、(3.12)為

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \mu\alpha \frac{\partial p'}{\partial x} + \eta\alpha\alpha' \frac{\partial \bar{\mu}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial \phi'}{\partial x} \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu' \right) = -\frac{\partial Uu}{\partial x} - \frac{\partial \Omega u}{\partial \eta} \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + g \left(\mu' - \frac{\partial p'}{\partial \eta} \right) = -\frac{\partial Uw}{\partial x} - \frac{\partial \Omega w}{\partial \eta} \quad (3.16)$$

$$\frac{\partial \phi'}{\partial \eta} = -\bar{\mu}\alpha' - \bar{\alpha}\mu' \quad (3.17)$$

上面三式為本研究所需使用的控制方程式，其中上標“/”為擾動值。

3.2 WRF 模式設定

本篇研究主要是探討各種不同季節的大氣環境條件和地形交互作用對降雨的影響，使用的模式為 WRF em_hill2d_x 模組，所採用的分層為 31 層 eta 座標 (half $\eta=0.997, 0.984, 0.964, 0.944, 0.921, 0.897, 0.872, 0.846, 0.819, 0.789, 0.758, 0.728, 0.698, 0.666, 0.631, 0.596, 0.561, 0.491, 0.456, 0.421, 0.384, 0.344, 0.304, 0.264, 0.224, 0.184, 0.145, 0.105, 0.065, 0.022$)，為 2 維網格架構。其中水平網格間距為 2 公里，共有 400 點，模式頂層的垂直高度為 17 公里，共有網格點數為 400×32，積分時間為 12 小時，時間間距(time step)為 10 秒。

在物理參數法選項方面，選用的雲物理方法(Microphysics scheme) 為 Purdue Lin scheme；其所使用的雲物理參數法主要來自 Lin et. al (1983)並參考 Rutledge and Hobbs (1984)做些修正，亦參考 Tao (1989) 對於冰的沉澱(ice sedimentation)及飽和比做了修正調整。因為水平網格的解析度 2 公里已經可以直接解析到對流的發生，所以不採用積雲參數法(Cumulus parameterization)。為了簡化考慮，我們不使用輻射參數法(Long/short -wave radiation scheme)。在邊界層選項(Boundary layer parameterization)採用 MRF scheme(Hon and Pan 1996)，其在不穩定的大氣情形之下熱量和水氣為反梯度通量(Countergradient flux)傳送，在行星邊界層(PBL)中可以有效加強垂直通量係數，而 PBL 高度由理查森數(Richardson number)決定。側邊界層方面使用開放邊界(Open Boundary)，模式頂層邊界是利用遞減方式(Damping)的海綿層，從模式頂層 5000 公尺內開始遞減波動，遞減係數為 0.01。時間積分方法為 Rung-Kutta 三階方案。

在模擬實驗組合方面(表 3.1)，我們選用四種季節性降雨(Spring,

MeiYu, Fall, Winter), 七種地形高度(500m、1000m、1500m、2000m、2500m、3000m、3500m)、兩種山脈半幅寬(25km、50km)、六種垂直平均水平風速(5m/s、10m/s、15m/s、20m/s、25m/s、30m/s 及四組垂直風切變化實驗), 共 $4 \times 7 \times 2 \times 6 + 4 = 340$ 組個案。我們嘗試探討水平風速、地形高度、坡度、還有靜力穩定度與地形降雨間的關係, 希望能增進吾人對於台灣地區不同季節下地形降雨特性的瞭解。

第四章 敏感度測試

本研究利用四種個案的降雨天氣狀況來比較降雨分布和山脈特性變化的關係，其中春雨個案的垂直平均濕靜力穩定度為 $N_m = 0.0121 \text{ s}^{-1}$ 、 $\text{CAPE} = 0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，梅雨個案的垂直平均濕靜力穩定度為 $N_m = 0.0107 \text{ s}^{-1}$ 、 $\text{CAPE} = 2918 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，秋雨個案的垂直平均濕靜力穩定度為 $N_m = 0.0115 \text{ s}^{-1}$ 、 $\text{CAPE} = 533 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，冬雨個案的垂直平均濕靜力穩定度為 $N_m = 0.0127 \text{ s}^{-1}$ 、 $\text{CAPE} = 0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。

4.1 春雨：

對降雨的分佈我們分別做了模式積分 6~12 小時的累積降雨對於山脈高度、水平風速、山脈寬度不同時降雨分佈的比較。圖 4.1a~c 是代表當山脈特性相同(山高分別為 1500、2500、3500 公尺，半幅寬為 25 公里)時，風速對 6~12 小時累積降雨的分佈的影響。可以明顯地看出雨量隨著風速變大而增加(但是在 Sh500a25/a50u05~Sh500a25/a50u30 和 Sh500a25/a50u05~Sh2500a25/a50u05 時都沒有降水)，而且降水極值也會隨風速的增加(Mm 值的減少)逐漸往山脊移動。在同樣山脈高度中，不同山脈坡度(山高分別為 1500、2500、3500 公尺，半幅寬為 50 公里)(圖 4.2a~c)，也可以看出當風速越大降水越大，而且降水極值越往山脊移動(Mm 值變小)的現象。比較半幅寬小($a=25\text{km}$ ；圖 4.1)的地形和半幅寬較大($a=50\text{km}$ ；圖 4.2)的地形，較陡的山($a=25\text{km}$)具有較大的降水極值，但是坡度較緩和的山($a=50\text{km}$)具有較大的降水面積。另外我們若把風速當成定值來比較山高和半幅寬的特性(圖 4.3a~c)，可以看出來當山脈越高時降雨逐漸增加，且降水極值隨著山

脈變高(Mm 值變大)也逐漸遠離山脊(向上游移動)，同樣也觀察到高度相同的山脈條件下，坡度小的山具有較大的降水面積，較陡的山具有較大的降水極值的特性。

我們並比較了降水相對地形遞減率(Dp/a)和 Mm 值的關係(圖 4.5a~b)，其中降水半幅寬(Dp)的定義是降水到達最大降水降雨一半時的水平距離。一般而言，風速越大降水面積也越大，因為較容易過山而產生山後的降雨，且風速大時地形舉升的垂直速度較大而降下大雨，但是在實驗中我們發現不一定風速大其降水範圍就廣，以 Sa25u10、Sa25u20 這兩組實驗為例，在 $Mm > 3.0$ 以上時，風速小的 Sa25u10 這組實驗其降水半幅寬都大於 Sa25u20 這組，在 Sa50u10、Sa50u20 這兩組中也有類似情形發生。這是因為氣流受到所地形產生的阻塞(blocking)作用，地形參數(Mm)過大導致氣流過山不易，所以降水往上游移動，導致較小的風速可產生較大降水面積。圖 4.6a~c 是代表個案 Sh2500a25u10、Sh2500a25u20、Sh2500a25u30 實驗的 6~12 小時平均垂直剖面圖，風速增加時降雨增加，但是因為風速大時會導致降雨不易向上游傳遞，所以雨量集中在山脈，所以降水半幅寬較小。圖 4.7a,b 是代表 Sh2500a50u20 和 Sh3500a50u20 實驗的 6~12 小時平均垂直剖面圖，當山脈越高時，在背風面可以看到明顯的山岳重力波(mountain gravity wave)，且隨著山脈的增加山岳波越明顯：此時在近山頂的背風面有一強烈的下衝流(downslope wind)，此氣流會蒸發掉過山的降水，導致降水被侷限在迎風面上及其上游，而且我們可以看出當山高增加時，迎風面的風速會減小，導致降水粒子有逐漸往上游移動的趨勢，這是因為地形屏障所產生的阻塞(blocking)現象。比較圖 4.6b 與 4.7a 可以發現較陡的山脈上游的風速減小程度較明顯，這是因為當山脈較為陡峭時，氣流受地形阻擋的效果更為明顯，

造成坡度較陡的山脈 Dp/a 較大的原因。由位溫線的波動亦可以明顯看出(圖 4.6b 與圖 4.7a)，較陡峭的地形將形成較顯著的山岳重力波。

另外我們也比較了地形參數 Mm 和 6~12h 最大降雨。圖 4.8a 為山脈半幅寬 25km 的實驗結果，而圖 4.8b 是代表當山脈半幅寬為 50km 的實驗結果。從這兩組實驗中可以發現，當風速相等時，地形越高則降雨極值越大，此和圖 4.3 及圖 4.4 的結論相同。其中我們可以觀察出在 Mm 值越大時，降雨極值的增加趨勢會減緩，尤其在 $Mm > 1$ 時在 Sa25u30 和 Sa50u30 這兩組實驗中更明顯。在 Sa25u20 和 Sa50u20 兩組實驗中，雖然降雨增加趨勢沒有明顯的變化，但仍可看出在 $Mm > 2.0$ 時，最大降水極值增加的趨勢都變小。而在 Sa25u10 和 Sa50u10 這兩組實驗中，降雨極值跟著 Mm 值遞增，這是因為此時風速較小，地形舉升作用較難發生，降水較少；若發生降雨，地形舉升的上衝氣流不夠旺盛以致降雨時間短暫，所以沒有觀察到明顯的降水極值增加趨勢變小的現象。我們藉由 Mm 和降雨極值的比較得知，當風速越小時降水極值受到地形參數 Mm 的影響程度越不明顯(因其雨量太小，沒有代表性)；反之若風速越大，則地形參數 Mm 對降水極值的增加趨勢則有顯著的影響。

為了瞭解山脈斜率和高度對最大降水的影響，我們使用山脈斜率 (h_m/a) 來和降水極值做比較(圖 4.9)。圖中我們可以明顯的發現，在春雨個案中當斜率相等時，高度較高的山脈具有較大的降水量；可是若高度相同時可知坡度較陡的山具有較大的降雨極值。我們可以由圖 4.10a,b 得知，高度相同坡度較緩的山脈具有較大的面積平均降雨。回顧圖 4.6c 及圖 4.7c，我們知道當山脈高度相同時，較陡峭的山脈造成降水較集中，降水面積較小；而坡度較緩的地形則因氣流被地形舉

升的範圍較大，所以降水面積較廣，降雨分佈較平均。在圖 4.10a,b 之中，風速越大則面積平均降雨也越大，代表的是當風速變大時，地形較容易造成氣流抬升形成降雨；在水平風速大約在 10-25(m/s)之間時，風速和面積平均降雨量約呈線性增加。

降雨是隨著時空分布的，所以除了討論降水的空間分布外，我們也要看看降水隨時間的變化是如何。圖 4.11a~c 分別為當山高為 1500、2500、3500(m)，半幅寬為 25(km)時 6、8、10、12 小時的累積降水，圖 4.12a~c 分別為當山高為 1500、2500、3500(m)，半幅寬為 50(km)時 6、8、10、12 小時的累積降水。我們可以看出在春雨個案中(圖 4.11a~c 及圖 4.12a~c)，各個時間的降水極值都發生在迎風面山坡上，這表示山坡有一個長時間的持續性降水。另外我們可以在每一組實驗中看出，降水範圍隨著時間往上游延伸，這表示地形降水的雨帶會因隨著時間往上游移動，而且雨帶移動的速度跟著地形的高度有明顯的正相關。比較圖 4.11 和圖 4.12 可以發現，當山脈高度一樣時山脈坡度較陡(圖 4.11)，降水範圍較小，在山脈坡度較緩時，則有較大的降水範圍，這跟之前在垂直剖面(圖 4.6 和 4.7)時所看到的降水粒子分布有一樣的結果。

為了有效瞭解各季節降雨型態的降水效率，我們也計算每個個案的降水效率，我們是利用 Sui et al. (2005)的 LSPE 和 CMPE 的定義，並在迎風面範圍(0~400 公里)內對垂直方向取積分，再對水平方向取積分，再對時間 6~12 小時作積分所求得的降水效率(見附錄 B)。圖 4.13a 是代表半幅寬 $a=25\text{km}$ 時降水效率和風速的比較，圖 4.13b 則是代表降水效率和網域內迎風面 6~12 小時平均降雨量的比較；圖 4.14a 代表半幅寬 $a=50\text{km}$ 時，降水效率和風速的比較，圖 4.14b 則是代表

降水效率和 6~12 小時網域迎風面平均降雨量(0~400 公里)的比較。可以看出在圖 4.13a 及圖 4.14a 中，降水效率隨著山脈高度、風速增加而增加(降水也隨之增加)；但是當風速 $>20\text{m/s}$ 時，此時雖然降雨持續增加，但是降水效率增加率趨於緩和。可由圖 4.13b、圖 4.14b 看出地形較矮時降水效率增加率較快，這是因為地形較矮時地面降雨隨風速增加的效率高於水氣輻合量隨風速增加的效率，所以較矮山高時雖然其雨量較小，但是卻有較大的降水效率增加趨勢。我們可以看出在若干個案(Sh2500a25u25 和 Sh3500a25u30、Sh3500a25u25 和 Sh3500a25u30 和 Sh2500a50u25 和 Sh2500a50u30 和 Sh3500a50u25 和 Sh3500a50u30 中)可以明顯發現，雨量較大時並不一定有較大的降水效率；這是因為風速過大時，山脈抬升較顯著，導致水汽的輻合量也大，所以雖然地面降水增加，但其降水效率卻減少。

小結：在春雨個案分析當中我們可以看出，幾乎所有的個案降水極值都集中在迎風面上，只有其中 Mm 值 <1 且風速 $=30\text{m/s}$ 的個案中(如：Sh1500a25u30)，可以看出降水集中在山脈頂端，從平均剖面圖(圖 4.15)中可以證明其降水粒子集中在山頂。這是因為風速較大且山脈較矮，所以導致氣流比較容易過山，其山岳波的下沉氣流在山後(約 450km 處)發生，所以造成了降水極值集中在山頂的現象。比較在春雨個案時山脈的坡度及高度和風速的關係，我們可以知道在山脈高度相同的條件下，坡度越大時有越大的降水極值發生，但是網域內的平均降水量較小，這是因為降水範圍面積不同的關係。山脈的高度不一定和最大降雨量有一定關係，在 Sh3000a50u20 和 Sh3500a50u20 這兩組實驗中，Sh3000a50u20 的降雨極值大於 Sh3500a50u20 的降水極值，這是因為較高的山(Mm 較大)較容易產生氣流阻塞作用，所以導致雨量向上游傳遞速度較快。就 6、8、10、12 小時的累積降水序列

圖而言，降水集中在迎風面上，且有長時間持續性的降雨；而且隨著時間的增加，雨帶有逐漸往上游移動的趨勢。在降水效率方面可以看出，在矮山($h=1500\text{ m}$)隨者水平風速的增加降水效率迅速增加，而在高山時($h=3500\text{ m}$)降水效率隨者水平風速增加的程度則較為緩和，甚至在高風速時($25\sim 30\text{ ms}^{-1}$)，其地面降雨量隨風速增加但其降水效率反而減少。

4.2 梅雨：

此個案為所有個案的對照組，這是因為梅雨個案的條件不穩定度很大且具有相當大的對流可用位能(CAPE 大)。在圖 4.16 及圖 4.17 的風速和 6~12 小時累積降雨比較中，我們同樣也可以看出當風速越大時，降水極值逐漸向山頂接近。梅雨個案中跟其他個案比較，在同樣地形及風速條件下梅雨個案的降雨量都較大，發生降雨區域也較廣。在本研究的四個季節降水條件，垂直平均濕靜力穩定度差異不大 ($N_m=0.0107\sim 0.0127\text{ s}^{-1}$ 之間)；但是在對流可用位能(CAPE)方面，梅雨個案遠大於其他三個個案，這就是梅雨個案比較容易產生降雨的最大因素。當 CAPE 值較大時，表示環境較不穩定容易舉升，空氣塊被抬升後具有較大的垂直速度，所以導致梅雨個案的降水量值和降最大降水面積都遠大於其他個案。在風速固定時比較山脈高度對降水分佈 (圖 4.18、19a~c) 的影響，可發現矮山(Mh500a25u10、Mh500a25u20、Mh500a50u10、Mh500a50u20) 的時候有越過山的最大降水極值。可由平均垂直剖面圖看出(圖 4.20a,b；Mh500a25u20, Mh500a50u20)，此時山脈較矮氣流不易被阻塞，所以氣流可過山進而產生了山後的降水；此時因為地形舉升作用發生在山頂(圖 4.20b)，而且環境水汽含量也較充足，所以在山岳坡上升氣流的水平位置產生了降水。同樣的根據

圖 4.18 及 4.19，我們也可以看出當水平風速相等時，地形越高(Mm 越大)降水極值越往上游移動。半幅寬較小的山脈(圖 4.18a~c)降水極值較大，降水集中；在半幅寬較大山脈實驗(圖 4.19a~c)其降水範圍較大，且常有多個極值出現。

比較降水半幅寬和山脈半幅寬的比值和地形參數(Mm)的關係(圖 4.21a,b)，可以發覺在梅雨個案中在風速較小的個案中(a25u10、a50u10)，降水都集中在離山脈 100 公里以內(地形變化較明顯的地方；圖 4.18a、4.19a)，這是因為風速過小時需要有較大的地形抬升造成上升氣流，所以降水發生在地形變化明顯的區域。而在風速較大箇案(a25u30、a50u30)，因為此時對流可用位能(CAPE)相當大，所以當風速大時因地形抬升而具有相當大的垂直速度；此時天候環境熱力狀況極不穩定，降水容易較早發生，所以導致降水面積較廣，且變化較劇。

地形參數(Mm)和最大降雨的比較中(圖 4.22)，可以發現降雨極值隨著高度和風速的增加而增加，而在 Mm=1 附近(a25u20 及 a50u20)降水極值明顯減少，可由時間平均的剖面圖(圖 4.24)看出此時降水發生範圍較廣，所以導致降水極值的減少。此外在梅雨個案中利用 Mm 地形參數和最大雨量，看不出風速阻塞的現象，可能是因為降水較早發生，所以導致環境場 Mm 等的改變。為了瞭解風速被阻塞的現象，我們利用垂直剖面圖來看風速的改變；圖 4.23a~c (Mh2000a25u20)中可以看出，當時間從 0 至 6 至 12 小時之瞬間風速變化可以發現，風速會隨著時間變小，這是因為受到山脈即地形的阻擋，降水所產生的流場改變。

接著利用網域內的 6~12 小時時間平均剖面來判斷山脈特性變化的差異(圖 4.24a~c),其中圖 4.24a 是代表 Mh2000a25u20 實驗,而 4.24b 是代表 Mh2000a50u20 實驗,圖 4.24c 是代表 Mh3000a50u20 實驗 6~12 小時時間的平均垂直剖面。可以看出當山脈越陡峭則風速被阻塞的情形越嚴重,可以佐證 Dp/a 相對於地形高度參數(Mm)即圖 4.21 之結論,較陡的山脈具有較大的阻塞效果,同樣地較高的山脈也具有較大的阻塞作用(圖 4.21b,c)。在春雨個案得知,坡度較陡的山脈($a=25\text{km}$)具有較大的降水極值,而坡度較緩和的山脈($a=50\text{km}$)具有較大的面積平均降水。在梅雨個案中,我們也發現較陡的山具有較大降水極值,此結論也可由圖 4.25 中顯示。圖 4.25a 為山脈寬 25 公里時網域平均降水量和風速的關係圖,圖 4.25b 為山脈寬 50 公里時網域平均降水量和風速的關係圖。此圖顯示在山高越高時,風速和面積平均降雨的關係趨近於線性增加;在最近的觀測中發現在越潮濕天氣狀況中,地形降雨也和風速呈現近似線性的關係(Neiman et al.2002),而 Jiang and Smith 2003 平板模式(slab model)亦指出降水和風速間線性相關的特性。

為了瞭解梅雨季的地形降水隨時間的變化,我們利用 6、8、10、12 小時的累積雨量來觀察雨量分佈隨時間的演變(圖 4.26a~c 及圖 4.27a~c);同樣地我們也可以發現降水隨著時間增加而增加,而且有逐漸向上游延伸的情形。在降雨極值和山坡斜率方面(圖 4.28),在 $0.03 < hm/a < 0.07$ 之間($a25u30$ 、 $a50u30$ 和 $a25u20$ 、 $a50u20$),斜率相同時較矮的山都有較大的降水極值,這點明顯和其他個案不同,這個現象我們可由 6~12 小時的時間平均的垂直剖面來解釋。圖 4.29a 是個案 Mh1500a25u20 結果,而圖 4.29b 是個案 Mh3000a50u20 結果,兩組斜率相同但山脈高度不同。我們可以看出在 Mh3000a50u20 實驗地

勢較高，因為地勢高而阻塞作用明顯，導致降雨範圍較大(風速較小)，此時降水粒子分布較平均；而在 Mh1500a50u20 實驗中可以看出在迎風面山頂附近有一個雨水混合比的極大值，此雨帶則被山岳波和風速所侷限於山頂附近，所以導致坡度相同時較矮的山卻有較大的降水極值。

再來比較降水效率(圖 4.30a,b 及圖 4.31a,b)，我們發覺在梅兩個案降水效率方面跟其他個案並沒有明顯的不同，同樣在風速大於 $15(20)ms^{-1}$ 時降水效率趨近為一定值(圖 4.30a 及圖 4.31a)；梅兩個案之中有最大的降水效率，但是降水效率極值(約 60%)的發生並不是在最大降雨個案中(Mh3500a50u30)，而是發生在 Mh1500a50u30 個案中，這是因為此時天氣狀況較不穩定，而 Mh3500u50a30 實驗有較高的地形(圖 4.32b)，會產生大範圍且較強的水氣輻合，而在 Mh1500u50a30 個案因為地形較矮(圖 4.32a)，造成水氣輻合較小，所以具有較大的降水效率。

因為實際大氣的風場在垂直方向不是均勻的，所以我們特地探討線性遞增或遞減的垂直風切(圖 2.18)對其梅兩個案的影響。首先比較 6~12 小時累積雨量(圖 4.33a,b)，圖 4.33a 代表當山脈高為 2000 公尺，半幅寬為 25 公里時，垂直風切大於零($\partial u/\partial z > 0$)(Mh2000a25Ps10 個案)，和垂直風切小於零($\partial u/\partial z < 0$)(Mh2000a25Ns10)，和沒有垂直風切 (Mh2000a25u15 個案) 6~12 小時累積降雨的比較。圖 4.33b 是代表高山為 2000 公尺，半幅寬為 50km 時，垂直風切大於零(Mh2000a50 Ps 10 個案；風速 15 至 $25ms^{-1}$ 隨著高度 0-6000 公尺遞增)，和垂直風切小於零(Mh2000a50 Ns10 個案；風速 15-5m/s 隨著高度 0-6000 公尺遞減)，和沒有垂直風切(Mh2000a50u15 個案)的 6~12 小時累積降雨比

較。在圖 4.33a 中可以發覺，個案 Mh2000a25Ps10 的雨量最大，這是因為其具有較大的風速，氣流易舉升造成降雨，而且正風切使得降水極值往山脊推進。而在圖 4.33b 中可以看到，Mh2000a50Ps10 這組實驗中，在上游處降水較大，而在山頂附近 Mh2000a50u15 實驗的降水較大。我們利用圖 4.34 解釋，可以看出 Mh2000a50u15 個案在山頂有一強烈的山岳坡使得氣流被侷限，造成雨量集中靠近山頂；而在 Mh2000a50Ps10 這組實驗中可以發現其氣流阻塞情形很小，所以降水較平均，所以造成其在上游處降水較大。

小結：在梅雨個案中，因環境熱力條件較為潮濕，天氣系統不穩定，具有相當大的對流可用位能(CAPE)。此個案中大部分降水發生在迎風面上，可是也發現了在山後的降水($h=500\text{m}$, $a=25$ or 50km , $u=10, 20, 30\text{ms}^{-1}$)，這是因為山脈較矮，風速較大時，氣流容易過山，所以在背風面的山岳波中的上升氣流會產生山後的降水。以垂直平均的濕淨力穩定度而言，在四個季節降雨個案中差異不大，差異最大的在於 CAPE；所以在梅雨個案中的降水最大，而且具有較多樣的降水分佈變化，另外我們也發現了跟在春雨個案一樣的特性，就是在山脈高度相等時陡峭的山脈會有較大的降水極值，而在山高相等山脈較緩和時會有較大的面積平均降水。在面積平均降雨方面，梅雨個案中，面積平均降雨會和風速呈線性增加。在降水效率方面，可知較大的降雨量不一定會有較佳的降水效率，這是因為較高的地形使得氣流舉升範圍較廣，導致水氣輻合量較大，雖然降水較大，相對而言其來說降水效率還是偏低。在垂直風切方面，正風切會增加降雨極值及降雨面積，負的風切會減少降水極值且將降雨侷限於地形附近。

4.3 秋雨：

同樣地我們也就秋雨個案之 6~12 小時累積降雨，對於風速、山脈高度、山脈寬度作了一系列的比較。圖 4.35a~c 是代表當山脈高度一樣，半幅寬為 25km 時，6~12 小時累積雨量隨者風速的變化圖，而圖 4.36a~c 是代表山脈高度相等半幅寬為 50km 時的 6~12 小時累積雨量和風速關係圖，圖 4.37a~c 是代表山脈半幅寬為 25km，6~12 小時的累積雨量和山脈高度關係圖，圖 4.38a~c 則是代表當山脈半幅寬為 50km 時，6~12 小時的累積雨量和山脈高度關係圖。同樣地，我們也可以發現當山脈高度相等時，風速越大時(Mm 值越小)，降水極值越向山頂移動(圖 4.35 及圖 4.36)。而當風速固定時，降水極值隨著山脈高度的增加(Mm 值越大)，逐漸遠離山頂(圖 4.37 及圖 4.38)。同樣的我們也利用降水半幅寬(Dp/a)與山脈半幅寬比值和地形參數(Mm)來比較，討論地形對降水的阻塞效果(圖 4.39a,b)。我們發現降水範圍隨地形參數(Mm)增加(山高越高)而增加；在秋雨個案中大部份實驗降水越不過山脈，所以降水被集中在迎風面上，導致當山脈越高時(Mm 越大)具有越強的阻塞作用，所以山脈越高則降水面積越大，而在 Fh500a50u30 及 Fh500a25u30 這兩組模擬中可以發現，有越過山頂的降雨(Mm 較小)。在降水極值和 Mm 值的比較之中(圖 4.40a,b)，可以明顯看出當 $Mm > 1$ 時，最大降水增加趨勢有明顯的減少。以 Fh1500a50u20 和 Fh2000a50u20 實驗為例(圖 4.41a,b)，Fh2000a50u20 山脈較高，導致降水分佈較廣，所以降水極值較小。接著比較山坡斜率和最大降水的關係(圖 4.42)，可以看出在同樣斜率同樣風速之下，較高的山脈仍有較高的最大降水，我們利用 Fh1500a25u20 和 Fh3000a50u20 實驗來佐證(圖 4.43a,b)，Fh1500a25u20 個案中雨量相

當小，這是因為此時雖然氣流因為地形所舉升，但是因為山脈高度不足，所以沒有足夠的上升速度可以達到秋雨環境探空的正能區；反之當 Fh3000a50u20 個案受到地形舉升，因為地勢高較易到達探空正能區，所以其雨量較 Fh1500a25u20 個案為大。利用風速和平均降雨比較(圖 4.44a,b)，可以看出風速越大時，網域內的平均降水越多，並可以看出在同樣高度的山脈，坡度較緩的山脈面積平均降水大於坡度較陡山脈的面積平均降水。接著比較 6、8、10、12 小時的累積降水(圖 4.45a~c 及圖 4.46a~c)，其中可以發現這些個案中迎風面上都有一個長時間的持續性降水，且其降雨皆隨著時間增加而向上游移動。最後比較降水效率的差異(圖 4.47a,b 及圖 4.48a,b)，可以發現在半幅寬較陡的山脈降水效率較差(因為雨量較小)。在小雨時降水效率隨著風速增加趨勢比在大雨時降水效率隨風速增加速率為快，這是因為小雨時水氣輻合隨著風速增加程度較快，相對地大雨時水氣輻合隨著風速增加程度較緩。降水效率隨風速增加而增加(圖 4.47b,4.48b)，且風速超過 15~20(m/s)後降水效率變化不大。

小結：在秋雨個案中垂直平均的濕靜力穩定度為 $N_m = 0.0115s^{-1}$ 、而對流可用位能 $CAPE=533 m^2s^{-2}$ (圖 2.12)。在秋雨個案之中同樣發現跟其他個案有類似的結果，當 Mm 值增加時降水向上游移動，當 Mm 值減少時降水向山頂靠近，高度相同時坡度較陡的山脈具有較大的降水極值，但是卻有較小的網域內平均降水，坡度較緩的山脈反之。比較地形斜率和降雨極值時，發現斜率相同時較高的山脈具有較大的降水極值；此和春雨還有冬雨個案相同，但不同於梅雨個案；這是因為秋雨個案的風速跟山脈高度不夠，使得秋雨個案達不到環境探空自由舉升面(LFC)的高度，所以導致降水較弱。以降水效率而言，秋雨個案的降水效率僅次於梅雨個案。同樣地我們發現當水平風大於 15~20

ms^{-1} 之後，降水效率趨近一個定值，而且小雨個案的降水效率隨風速增加較快。

4.4 冬雨

對於冬雨個案我們還是跟之前一樣做了相同的探討。首先對於模擬 6~12 小時的雨量作比較，討論 6~12 小時的雨量和風速變化的關係(圖 4.49 及圖 4.50)，也可以發現當風速變大時降水極值有往山頂靠近的趨勢；但是在雨小的時候(Wh1500a50u25 和 Wh1500a50u 30)卻有相反趨勢，這可能是因為雨量過小，所以一旦有對流發生，就有最大降雨的產生。在山脈高度和最大降雨的比較中(圖 4.51 及圖 4.52)，可以明顯看出當山脈越高(Mm 越大)，降水越往上游移動。在 Wh3500a50u20 個案中(圖 4.52b)，明顯地看到在上游處也有一降水極值，這是因為降水激發的重力波往上游傳遞(圖 4.53a~g)，所以在上游處也會產生一個降水較大的區域。而在風速較大時此現象較不明顯，這是因流場的風速過大($u=30\text{ms}^{-1}$)，導致其往上游移動的合成相位速度($u-c$; c 為單純重力波的相位速度)變化不明顯。接下來比較山脈半幅寬和地形參數(Mm)(圖 4.54)，此冬雨個案中天氣較穩定而且對流可用位能為零，所以雨量較少，又因為其溫度較低，所以導致 2500 公尺以上高度主要的降水都是以軟雹(graupel)為主；如此一來導致降水區域分散(上方為冰雹、下方為雨水)，所以有較大的降水範圍(圖 4.53f)。另外在降水極值和 Mm 的分佈上可得知(圖 4.55)，在個案中 a25u30 及 a50u30 中，在當 $Mm>1$ 時，降水極值的增加趨勢有減少的現象。接者比較最大降雨量和山脈斜率(坡度)的關係，圖 4.56 在同樣

坡度時，較高的山具有較大的雨量；這是因為在冬雨個案中天氣條件穩定，所以較高的山(地勢較高)容易使得氣流舉升，產生降雨。同樣比較風速和面積平均降雨，可以發現網域平均雨量隨著風速增加而增加(圖 4.57)。比較 6、8、10、12 小時累積雨量(圖 4.58 及圖 4.59)，大部份個案中的降水集中在迎風面，但是在 Wh1500a25u20 降水集中在山頂，因為其山脈較矮(圖 4.58)且雨量小($<4\text{mm}$)，可以看出山後的重力波較弱，所以僅在較靠近山頂處有降水的發生，在山脈半幅寬大的個案(圖 4.59)，降水隨著時間向上游傳遞的現象越明顯。最後來比較降水效率的影響(圖 60、61)，因為在冬雨個案之中，天候較穩定(Nm 較大)，但是以降水效率而言並不會小於春雨個案，這是因為冬雨個案溫度較低，在 2500 公尺以上主要的降水為冰雹及雪花，所以可以看出在 2500 公尺以上有降雨的冬雨個案，最大降水效率並不會低於春雨個案。

小結：在冬雨個案之中環境熱力條件是最穩定的，所以其降水總量最少，降水極值亦小；但是溫度較低，使得 2500 公尺以上的降水以冰雹和雪花為主。敏感度測試也可以得到跟其他個案類似的結果，山脈高度相等時坡度陡峭的山降水極值較大，而坡度較緩的山脈具有較大的面積平均降水，也可以明顯看出雨量會隨著時間往上游移動。降水效率而言，雖然此時天候狀況較春雨穩定，但是因為在山脈 2500 公尺以上所產生的降水主要為冰雹，所以在大雨時降水效率比春雨時為高，因為冰相粒子降水終端速度小，於大氣停留時間較久，故有較多時間產生較多降雨。

4.5 降水類型

在四個地形季節降雨個案中，梅雨個案有最大的雨量，有最佳的降水效率，有最大的降水面積。在這四種季節的降雨型態中，主要降水都是在迎風面降雨，只有在少部分個案(Mm 值小)，具有山頂降雨的類型。而在山後發生降水的個案中也只有在梅雨個案中(山高 500 公尺內)發現，在本篇研究之降水位置與地形關係中，大致上可分為三類：迎風面降水、山頂降水及山頂強降水山弱後降水(Chen and Lin 2005)。其中山頂強降水山後弱降水以 Mh500a50u30 為例(圖 4.62)，因為山坡較矮所以氣流較容易過山，氣流在越過山之後受地形影響產生擾動，所以在山後發生降水；降水發生之後降水範圍逐漸變寬，分別向上下游移動，在上游處因為有大範圍地形地舉升效應，始得降水持續發生，所以有較大的降水。山頂降水情形則以 Fh1000a25u30 實驗為例(圖 4.63)，此時對流降水一開始就發生在山頂，因為山岳波發展較弱，導致降水被侷限在山頂。迎風面降水情形以 Sh2000a50u20 實驗為例(圖 4.64)，此時對流在迎風面發生，山後有明顯的下坡氣流(downslope wind)，導致過山後風速消散，所以雨帶向上游發展。

在迎風面降雨中，某些個案中的降水有發生在邊界上的情形，為了瞭解邊界上的降水對於模式結果的影響，我們做了兩倍網域大小(1600 公里)的模擬，來比較在同樣範圍內雨量的和降水位置分布上的差異，結果我們發現在 800 公里的網域大小中，邊界(約距山脊 400 公里處)附近具有較大的降水，但是對於在迎風面上的主要降水位置和大小影響不大。

另外我們也發現了在山脊前後處位溫的差異性，在山脊前方(迎

面處)具有較大的位溫(305K)，但在山後處為(300K)。為了瞭解這些問題，我們測試了不用邊界層參數法的模擬，我們發現在沒有邊界層的模擬當中，位溫的變化跟之前的模擬沒有差別，反而是在雨量和下衝流變化上面差異頗大。由於沒有邊界層的作用，使得下衝流較大，導致對流較弱，降水曲線較為平滑，冰相粒子降水較為稀少。而在位溫方面，則由放大網域範圍的實驗得知，此時等位溫線(305K)不斷向下游移動，所以造成在小網域中(800 公里)位溫的不一致性。

第五章 結論

在本論文中我們做了一系列的敏感度測試，分別為山脈寬度(a)、地形高度(h)、風速(U)及垂直風切等因素，針對春雨、梅雨、秋雨、冬雨個案進行模擬實驗，主要是觀察降水的分布和氣流的阻塞情形。在這四個季節降水個案中我們選擇梅雨個案拿來作為比較，這是因為梅雨個案中有最大的對流可用位能($CAPE=2918\text{m}^2\text{s}^{-2}$)，有最小的垂直平均濕靜力穩定度($N_m = 0.0107\text{s}^{-1}$)，這些天候條件是造成天氣系統潮濕不穩定的主因。

在這四組探空模擬之下，利用梅雨、春雨、秋雨及冬雨降雨個案的模擬中，可以看出以下的相同點：

- 1) 在 6~12 小時累積降水之中可以發現，當山脈高度及寬度相同時，降水極值的移動隨著風速增加而靠近山脊，這是因為風速越大時 (Mm 越小)，氣流阻塞效果較不明顯，所以當風速越大時，降水極值隨著風速增加而往山脊移動。
- 2) 同樣在 6~12 小時累積降雨中可以看到，當風速及山脈半幅寬相等時，降水極值隨著山脈高度往上游移動，這是因為當地形越高時 (Mm 越大)，氣流阻塞效果明顯，而背風面的下沉氣流也會隨著山脈高度增加而加強進而靠近山頂，所以降水不易向下游傳遞，導致降水極值隨著山脈高度增加而往上游移動。
- 3) 在降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)方面，在同樣山高、半幅寬之下，當風速越小(Mm 越大)時，有機會產生較大的降水範圍，這是因為風速越小時，氣流阻塞作用越明顯，導致降雨量分

佈較均勻(降雨向上游移動)，所以具有較大的降雨範圍。

- 4) 同 3) 在降水半幅寬和山脈半幅寬的比值方面(Dp/a)，一般而言，在相同山高和風速之下，半幅寬較窄($a=25\text{km}$)的山脈具有較大的 Dp/a 值，這表示了斜率較陡的山脈具有較強的氣流阻塞作用，這是因為較陡的山脈與水平風的交角較垂直，更容易造成氣流的阻塞。
- 5) 風速相同時，山脈越高(Mm 越大)，其降水極值的增加越趨於緩和，同 3) 此時阻塞現象明顯，所以降雨向上游移動，降雨區域較大，所以雨量極值增加較小。
- 6) 在 6~12 小時累積降水效率方面，在同樣山高同樣風速之下，山脈坡度較緩($a=50\text{km}$)的山脈，具有較大的降水效率，這是因為其具有較大的 6~12 小時迎風面平均降雨，同理在相同高度之下降水效率會隨著風速增加而增加，但是當風速到達某一定值($U=15$ 或 20ms^{-1})之下其會趨近為一常數。
- 7) 在不同高度相同風速之下，降水效率隨著雨量的變化，在山脈較矮時(1500m)其降水效率的增加效率比高脈較高(3500m)降水效率的增加效率為高，雖然山脈較高時所下的雨量遠大於山脈較矮時的雨量，但是因為山脈高時具有較大的水氣輻合，所以相對而言雨量增加但其降水效率增加不大，有時降水效率反而會減少。

也可看出四種降雨個案相異點：

- 1) 梅雨個案中風速和 6~12 小時面積平均降雨的比較中可以發現，當

地形越高時，面積平均降雨和風速越趨近線性相關。

- 2) 在最大降雨和山坡斜率上，在梅雨時坡度相同時，山脈較矮的山具有較大的降水極值，而在其他個案中反之，這是因為梅雨個案時雨量較大，而在山脈較高的山脈具有較大的地形參數值(Mm)，所以會導致降雨向上游移動，所以降水面積較大，雨量較不集中，而在地勢較矮的山脈中，因為其阻塞效果不顯著，所以在降水會集中在迎風面上，導致降水集中，所以具有較大的累積雨量。
- 3) 在降水效率方面，梅雨個案中降雨效率的發生並不是在山高為 Mh3500u50a30 的個案中(雨量最大)，而是山高 Mh1500u50a30 半幅寬 50km 時，此時天氣狀況較不穩定，而 Mh3500u50a30 實驗有較高的地形，會產生大範圍且較強的水氣輻合，在 Mh1500u50a30 個案因為地形較矮，造成水氣輻合較小，所以具有較大的降水效率。
- 4) 以個案中最大降水效率而言，梅雨具有最大的降水效率其次是秋雨，最後是冬雨，再來才是春雨，這是因為在冬雨個案中溫度較低，所以導致在山高 2500m 以上降水都是以軟雹跟雪花為主，因為冰相粒子的終端速度較慢，在空氣中停留較久，所以會有較大的降水效率。

另外只有在梅雨個案中有做垂直風切方面的測試，我們得知其結果為：正風切會增加降雨極值及降雨面積，負的風切會減少降水極值且將降雨侷限於地形附近。做了這些一系列的分析比較後，可以發現在潮濕多雨的天候條件中具有降雨特色不太相同，這是具有較大的 CAPE 所以降雨較容易發生，造成這些降雨特性的不同。

以降水型態分類來說，可以分成三種類型，第一類是迎風面降水，第二類是山頂降水，第三類是山頂強降水山後弱降水。其中以迎風面降水類型最多，在所有季節降雨個案中都可以觀測到迎風面的降水；而山頂降水類型在山高 1000~2000 公尺左右，風速 25~30(ms^{-1})也都可以被觀察到。第三種降水類型只有在梅雨個案中可以觀察到，其中山高約 500 公尺風速大於 20 ms^{-1} ，此時因為天氣條件不穩定，所以當氣流過山時，山後降水先發生，而此時在山頂處氣流一直受地形抬升，造成持續性長時間的降水。

本研究利用的是 2 維的理想化地形，在真實的天氣條件中地形的變化是 3 維的，未來應該利用真實 3 維的地形條件來驗證其季節性的變化。以風場條件而言，因為四種個案之中大都假設垂直均勻的水平風速，但是實際風向在垂直方面並不是均勻的，這對降水粒子的分佈也會有所影響。本篇研究為 2 維理想化地形的模擬研究，其模擬結果並不能代表真實個案的情形，但是可以用來做物理機制的探討。未來我們應該朝向 3 維的真實地形，並加強雲微物理過程對於降雨特徵的分析和影響程度之探討。

參考文獻

- 王寶貫 1997: 雲物理學初版, 國立編譯館主編, 渤海堂文化公司印行。
- Browning, K. A., 1980: Structure, mechanism, and prediction of orographically enhanced rain in Britain. Orographic Effects in Planetary Flows; *GARP Publication Series*, **Vol.23**, 85-114.
- Chen, S. -H. and Y. -L., Lin 2005: Effect moist froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**,331-349.
- Colle, B. A. 2004: Sensitivity of orographic precipitation to ambient conditions and terrain geometeries: an idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 588-606.
- Colle, B. A., B. F. Smull and M.-J., Yang, 2002: Numerical simulation of a landfalling cold front observed during COAST: Rapid evolution and responsible mechanisms. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1945-1966.
- Doswell C. A. III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based Methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580 pp.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573pp.
- Jiang, Q., and R. B. Smith, 2003: Microphysical timescales and orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1543-1559.

- Grossman, P. A., and D. R. Durran, 1984: Interaction of low-flow with the Western Ghat Mountains and offshore convection in summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 652-672.
- Haltinger, G.J and R.T Williams, 1979: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. Wiley Publication, New York, **477** pp.
- Hill, F. F., 1983: The use of average annual rainfall to derive estimates of orographic enhancement of frontal rain over England and Wales for different wind direction. *J. climate.*, **3**,113-129.
- Hon, S. -Y., and H. -L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
- Lin, Y. -L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meter.*, **22**, 1065-1092.
- Li, X., C.-H. Sui, and K. -M. Lau, 2002: Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: A 2-D cloud resolving modeling studying. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 205-212.
- Mass, C. F., 1981: Topographically forced convergence in western

Washington status. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1335-1347.

Neiman, P. P., F. M. Ralph, A. B. White, D. E. Kingsmill, and P. O. G. Persson, 2002: The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: Observations during CALJET. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1468-1492.

Resiner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1988: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storm using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1071-1107.

Rogers, R. R. and M. K. Yau, 1989: *A Short Course in Cloud Physics*, Pergamon press, 293pp.

Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of cloud and precipitation in midlatitude cyclones. X II : A diagnostic modeling studying of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949-2972.

Sui, C.-H., X. Li, M.-J. Yang, and H.-L. Huang, 2005: Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud model. *J. Atmos. Sci.*, revised.

Tao, W. -K., J. Simpson, and M. McCumber 1989: An ice-water saturation adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 231-235.

Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.

附錄 A：

在垂直座標為壓力(P)中，基本方程如下：

水平動量方程：

$$\frac{d\vec{V}_H}{dt} = -\underbrace{\alpha\nabla_\eta p - \nabla_\eta\phi}_{\text{氣壓梯度力}} - \underbrace{f\hat{k} \times \vec{V}_H}_{\text{科氏力}} + \underbrace{\vec{F}_r}_{\text{摩擦力}}$$

靜力方程：

$$\frac{\partial\phi}{\partial\eta} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial\eta}$$

連續方程：

$$\frac{d}{dt_r} \left(\ln \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) + \nabla_\eta \cdot \vec{V}_H + \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0 \quad \text{where } \dot{\eta} = \frac{d\eta}{dt}$$

熱力方程：

$$\frac{C_p T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = \dot{Q}$$

根據以上的方程式，改變垂直座標 P ，利用 $\eta = \frac{P - P_t}{P_s - P_t}$ 當作垂直座標，

其中 $P_s = P_s(x, y, t)$ (地面壓力)， $P_t = \text{constant}$ (模式頂層壓力)

$$\because \mu = P_s - P_t \quad \therefore \eta = \frac{P - P_t}{\mu} \quad \therefore P = \mu\eta + P_t$$

可以改寫氣壓梯度力(PGF)為：

$$\begin{aligned} \therefore PGF &= -\alpha\nabla_\eta P - \nabla_\eta\phi = -\alpha\nabla_\eta P - \nabla_\eta\phi \\ &= -\alpha\nabla_\eta(\mu\eta + P_t) - \nabla_\eta\phi \\ &= -\alpha\eta\nabla_\eta\mu - \nabla_\eta\phi \end{aligned}$$

因此，水平動量方程可以改寫為：

$$\frac{d\bar{V}_H}{dt} + \bar{V}_H \cdot \nabla_\eta \bar{V}_H + \dot{\eta} \frac{\partial \bar{V}_H}{\partial \eta} = -\alpha \eta \nabla_\eta \mu - \nabla_\eta \phi - f\hat{k} \times \bar{V}_H + \bar{F}_r$$

靜力方程也可改寫成：

$$\therefore \frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial \eta} = -\alpha \frac{\partial}{\partial \eta} (\mu \eta + P_s) = -\alpha \mu$$

$$\therefore \frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha \mu$$

連續方程變成：

$$\frac{d}{dt} \left(\ln \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) + \nabla_\eta \cdot \bar{V}_H + \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0 \quad \text{and} \quad \frac{\partial P}{\partial \eta} = \frac{\partial}{\partial \eta} (\mu \eta + P_t) = \mu$$

$$\therefore \frac{d}{dt} (\ln \mu) + \nabla_\eta \cdot \bar{V}_H + \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0$$

$$\frac{d\mu}{dt} + \mu \nabla_\eta \cdot \bar{V}_H + \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0$$

熱力方程

$$\frac{C_p T}{\theta} \frac{d\theta}{dt} = \dot{Q} \quad \text{and} \quad \frac{d\theta}{dt} = Q \quad \text{where} \quad Q = \frac{\dot{Q}}{C_p T} \theta$$

假設其為 2 維，非黏滯性流體，並不考慮科氏力的作用。

所以水平動量方程改寫成：

$$\mu \times \left\{ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial u}{\partial \eta} = -\alpha \eta \frac{\partial \mu}{\partial x} - \frac{\partial \phi}{\partial x} \right\} \dots \dots \dots \text{(A)}$$

$$u \times \left\{ \frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{\partial \mu}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial \mu}{\partial \eta} = -\mu \frac{\partial u}{\partial x} - \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} \right\} \dots \dots \dots \text{(B)}$$

其中 $U = \mu u$

$\therefore \text{(A)} + \text{(B)} =$

$$\frac{\partial}{\partial t} (U) + u \frac{\partial U}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial U}{\partial \eta} = -\alpha \eta \mu \frac{\partial \mu}{\partial x} - \mu \frac{\partial \phi}{\partial x} - U \frac{\partial u}{\partial x} - U \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta}$$

$$\underbrace{\hspace{10em}}_{\frac{\partial U u}{\partial x} \quad \frac{\partial}{\partial \eta} (U \dot{\eta})}$$

$$\therefore \frac{\partial}{\partial t} (U) + \frac{\partial U u}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial U \dot{\eta}}{\partial \eta} = -\alpha \eta \mu \frac{\partial \mu}{\partial x} - \mu \alpha \frac{\partial P}{\partial x}$$

熱力方程為：

$$\mu \times \left\{ \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial \theta}{\partial \eta} = Q \right\} \dots\dots\dots (C)$$

$$\theta \times \left\{ \frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{\partial \mu}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial \mu}{\partial \eta} = -\mu \frac{\partial u}{\partial x} - \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} \right\} \dots\dots\dots (D)$$

其中 $\Theta = \mu\theta$

(C)+(D)=

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + u \frac{\partial \Theta}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial \Theta}{\partial \eta} = \mu Q - \Theta \frac{\partial u}{\partial x} - \Theta \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta}$$

$$\underbrace{\hspace{10em}}_{\frac{\partial \Theta u}{\partial x} \quad \frac{\partial \Theta \dot{\eta}}{\partial \eta}}$$

$$\therefore \frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial \Theta u}{\partial x} + \frac{\partial \Theta \dot{\eta}}{\partial \eta} = \mu Q$$

連續方程為：

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + \mu \nabla_{\eta} \bar{V}_H + \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0$$

$$\therefore \frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{\partial \mu}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial \mu}{\partial \eta} + \mu \frac{\partial u}{\partial x} + \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} = 0$$

$$\underbrace{\hspace{10em}}_{\frac{\partial \mu u}{\partial x} = \frac{\partial U}{\partial x} \quad \frac{\partial \mu \dot{\eta}}{\partial \eta} = \frac{\partial \Omega}{\partial \eta}}$$

$$\therefore \frac{\partial \mu}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0$$

低層邊界為：

$$\therefore \frac{d\phi}{dt} = \frac{d}{dt}(gz) = g \frac{dz}{dt} = gw$$

$$\therefore \frac{d\phi}{dt} + u \frac{d\phi}{dx} + \dot{\eta} \frac{d\phi}{d\eta} = gw$$

垂直方向的動量方程也可以改寫成：

$$\mu \times \left\{ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial w}{\partial \eta} = -\alpha \frac{\partial P}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} - g \right\} \dots\dots\dots (E)$$

$$w \times \left\{ \frac{\partial \mu}{\partial t} + u \frac{\partial \mu}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial \mu}{\partial \eta} = -\mu \frac{\partial u}{\partial x} - \mu \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta} \right\} \dots \dots \dots (F)$$

其中 $U = \mu u$ $W = \mu w$ $\Omega = \mu \Theta$

(E)+(F)=

$$\frac{\partial W}{\partial t} + u \frac{\partial W}{\partial x} + \dot{\eta} \frac{\partial W}{\partial \eta} = (-\mu \alpha) \frac{\partial P}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} - \mu g - W \frac{\partial u}{\partial x} - W \frac{\partial \dot{\eta}}{\partial \eta}$$

$$\underbrace{\hspace{10em}}_{\frac{\partial Wu}{\partial x} + \frac{\partial W\dot{\eta}}{\partial \eta} = \frac{\partial}{\partial x}(Uw) + \frac{\partial}{\partial \eta}(\Omega w)}$$

接著使用靜力方程，帶入上式中，可以得到：

$$(-\mu \alpha) \frac{\partial P}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} - \mu g = g \frac{\partial z}{\partial \eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} - \mu g = -g \left(\mu - \frac{\partial P}{\partial \eta} \right)$$

$$\therefore \frac{\partial W}{\partial t} + g \left(\mu - \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) = - \frac{\partial Uw}{\partial x} - \frac{\partial \Omega w}{\partial \eta}$$

附錄 B：

對於降水效率的定義 $E = \frac{m_p}{m_i}$ (Doswell et al. 1996)

其中 m_p 為在某一時間內，地表降雨的面積總雨量， m_i 為降某一時間內，降水系統中所有會轉變成降水粒子的來源項。

$$m_p = \int_T \left(\iint_A \rho_w R dx dy \right) dt$$

$$m_i = \int_T \left(\iiint_{\Sigma} \nabla \cdot (\rho q V) dx dy dz \right) dt$$

其中 R 為單位時間內的降水， ρ_w 為水的密度， V 為三維風場向量， q 為空氣中水氣混合比， ρ 為空氣密度。利用這種方式來求得最後六小時內迎風面上的降水效率。

1. Seeder-feeder mechanism

種雲播雲機制

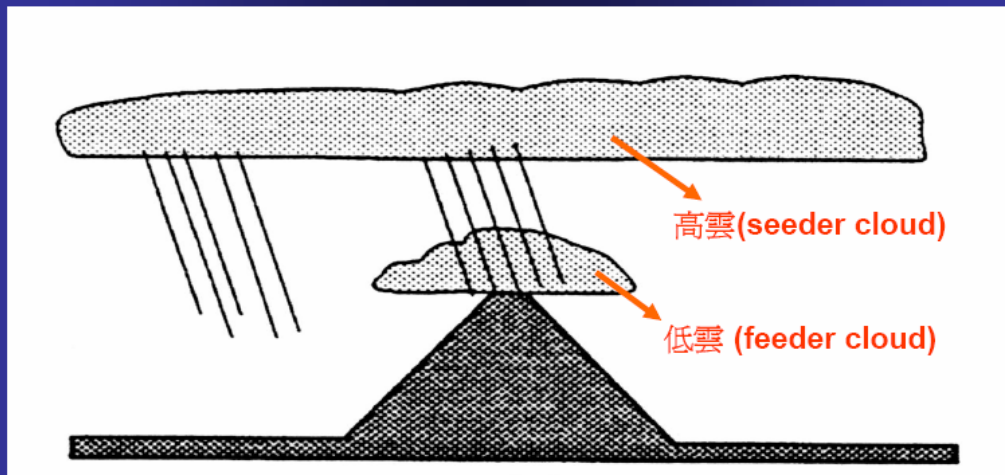


圖 1.1：取自 Houze(1993; Fig12.24a)，高雲降水提供了低雲更多凝結核，使得低雲系統雨勢加大。

2. Upslope condensation

(上坡風凝結機制)

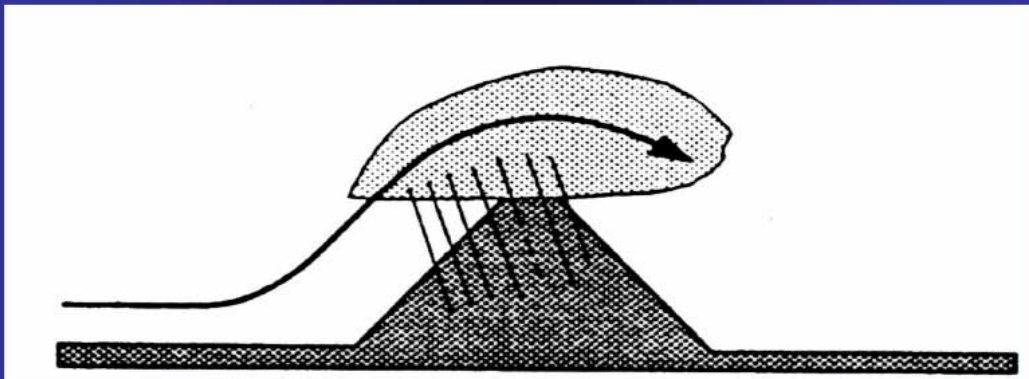


圖 1.2：取自 Houze(1993; Fig12.24b)，氣流過山時被強迫抬升，在迎風面上形成降雨。

3. Upslope triggering

(上坡風激發機制)

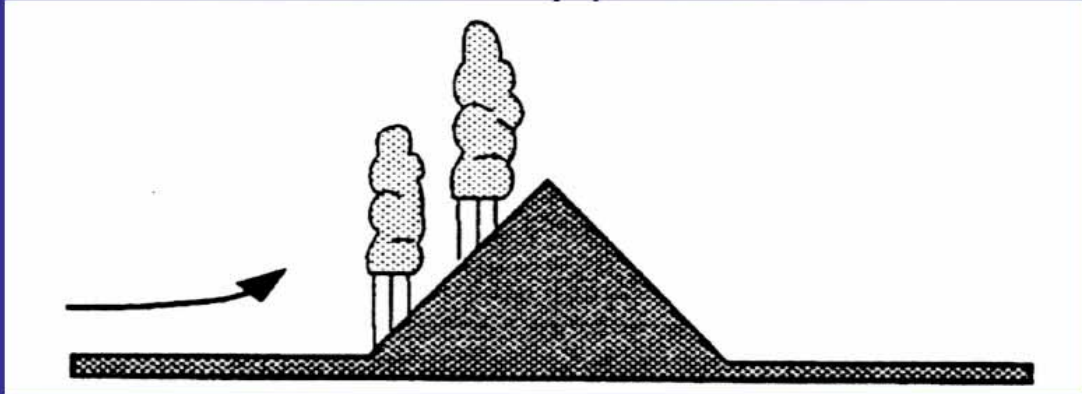


圖 1.3：取自 Houze(1993; Fig12.24c)氣流受到地形強迫舉升且天氣狀況部穩定時，在地形迎風面上產生對流性降水。

4. Upstream triggering

(上游減速激發機制)

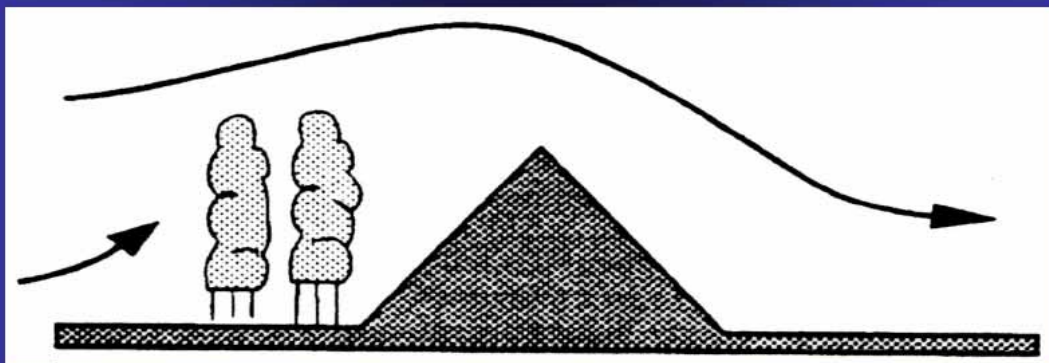


圖 1.4：取自 Houze(1993; Fig12.24d)，受到天氣不穩定因素影響，在迎風面上游產生降雨(動力陡峭)。

5. Thermal triggering

(熱力激發機制)

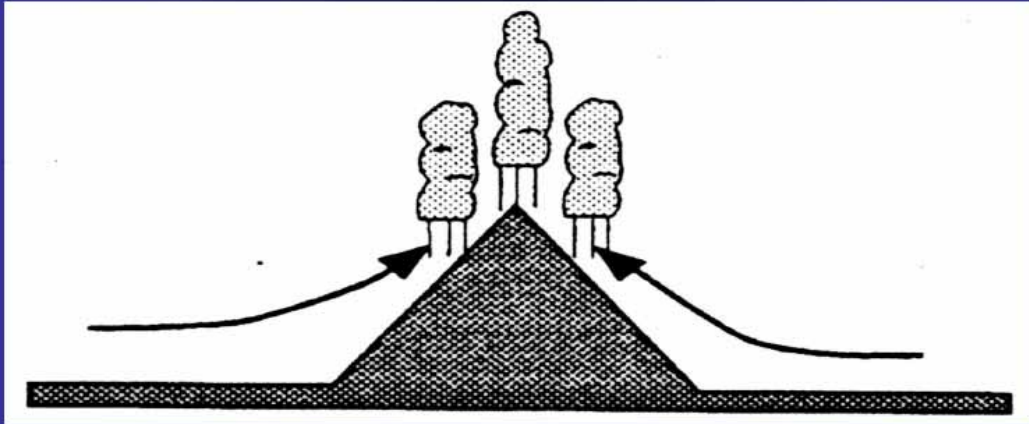


圖 1.5：取自 Houze(1993; Fig12.24e)，因為山頂受熱產生對流，造成地表空氣向山頂流動。

6. Lee-side triggering

(背風面激發機制)

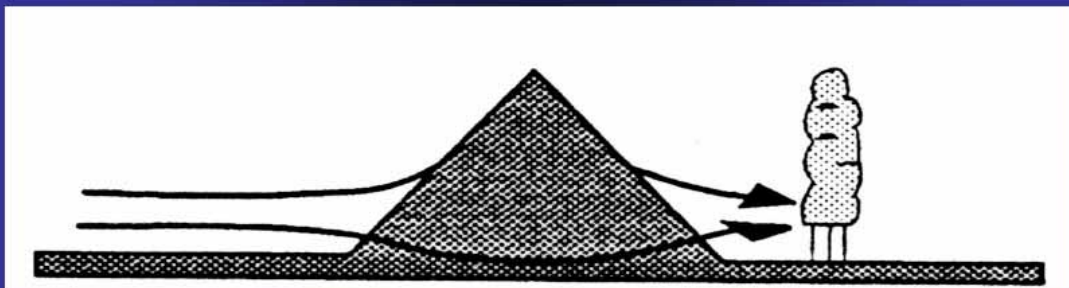


圖 1.6：取自 Houze(1993; Fig12.24f)，氣流作繞山運動，並在山後幅合產生降雨。

7. Lee-side enhancement by gravity waves

(透過重力波在背風面的加強機制)

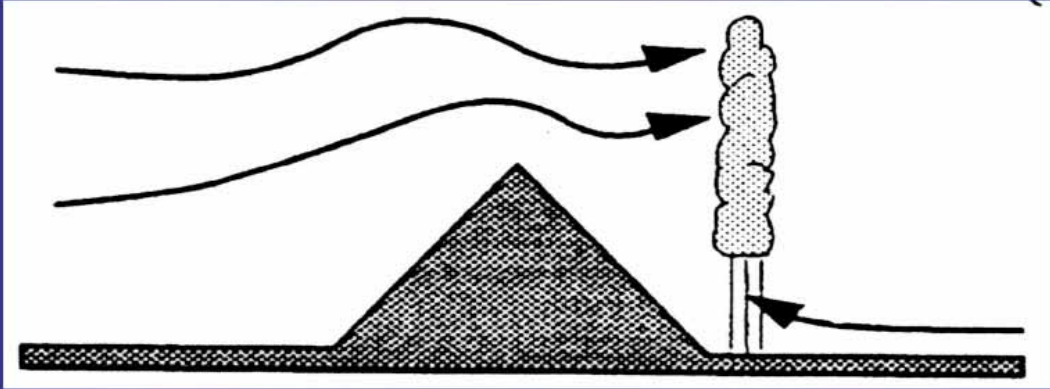


圖 1.7：取自 Houze(1993; Fig12.24g)，在山後有對流發生，山岳坡及背風面低壓，導致氣流輻合加深其對流。

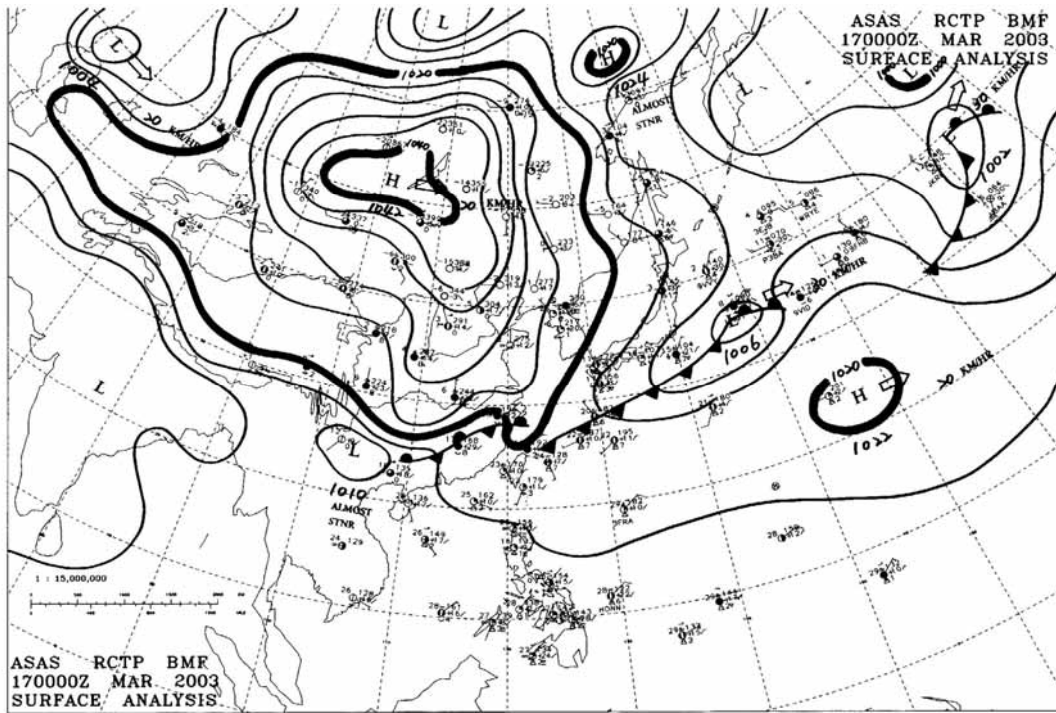


圖 2.1：2003/03/17(LST)早上八點的天氣圖。

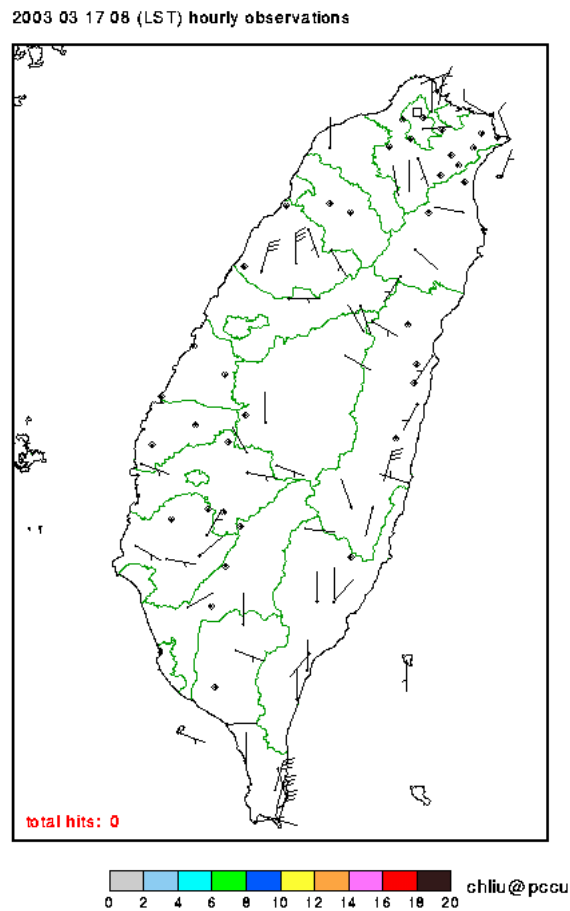


圖 2.2：2003/03/17(LST)早上八點的風向圖。

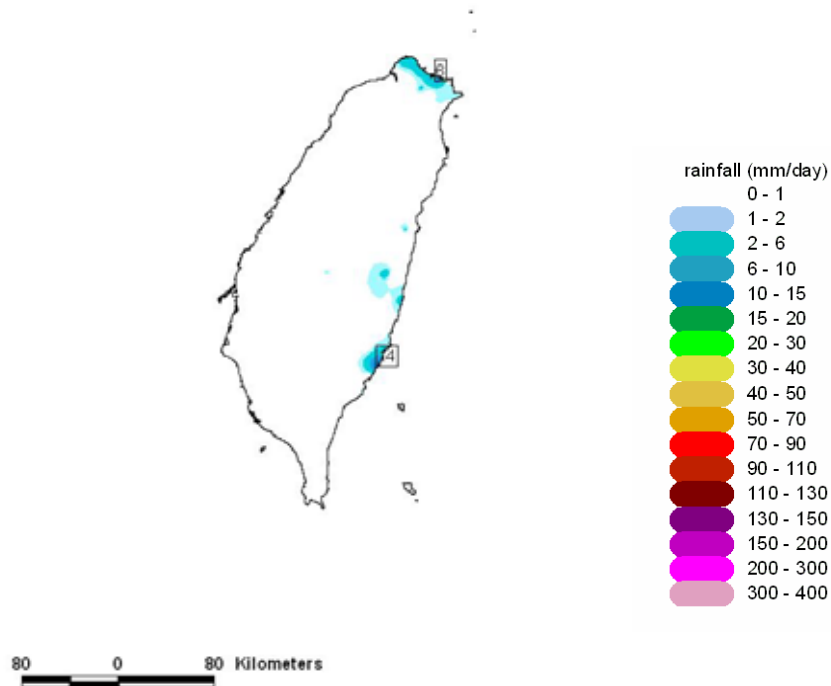


圖 2.3：2003/03/17(LST)，24 小時的累積雨量，雨量集中在北部海岸線和花蓮沿海。

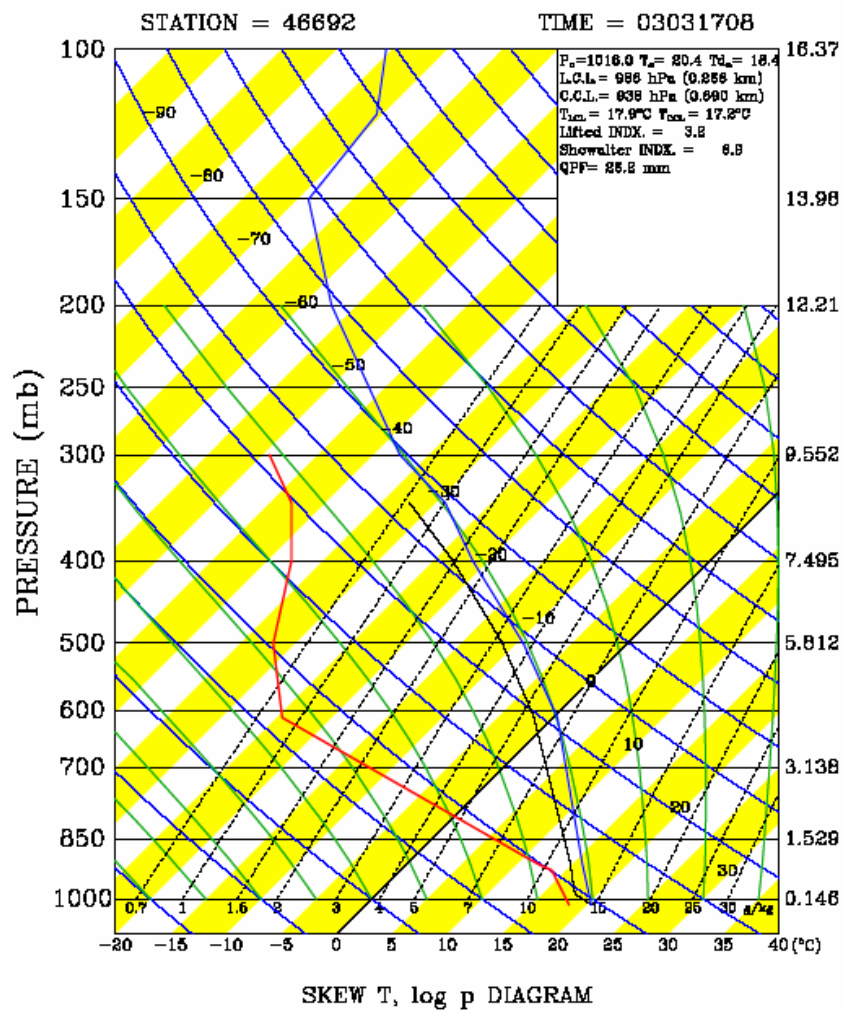


圖 2.4：2003/03/17(LST)早上八點的探空圖，藍色線是溫度線，紅色是露點溫度線。

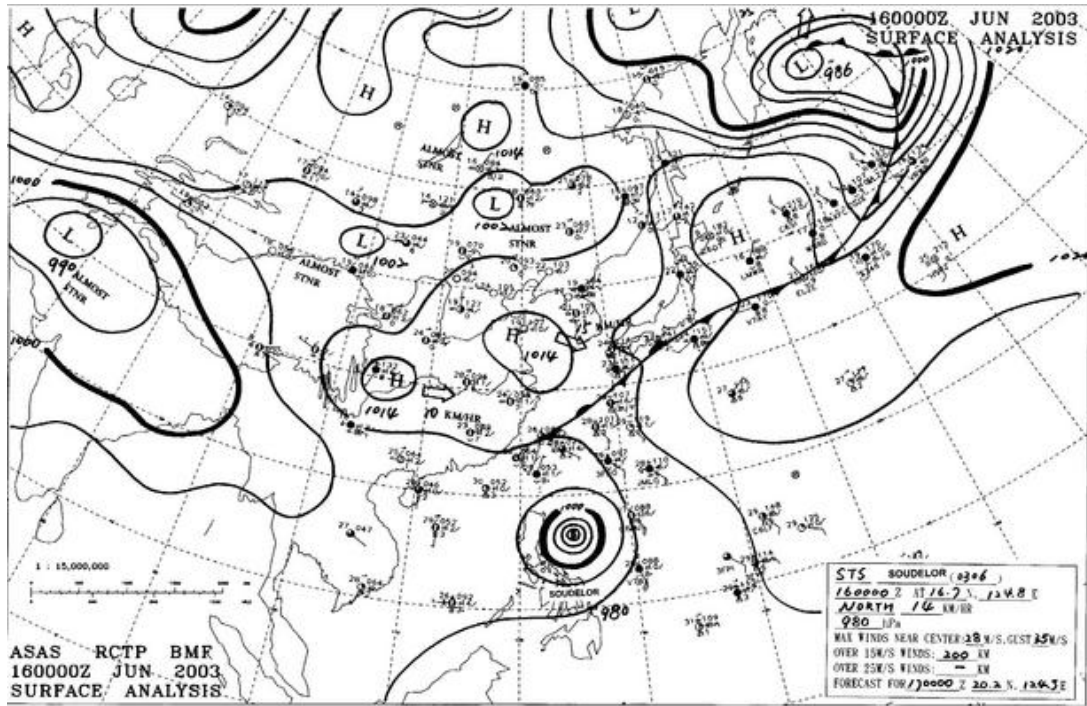


圖 2.5：2003/06/16(LST)早上八點的天氣圖。

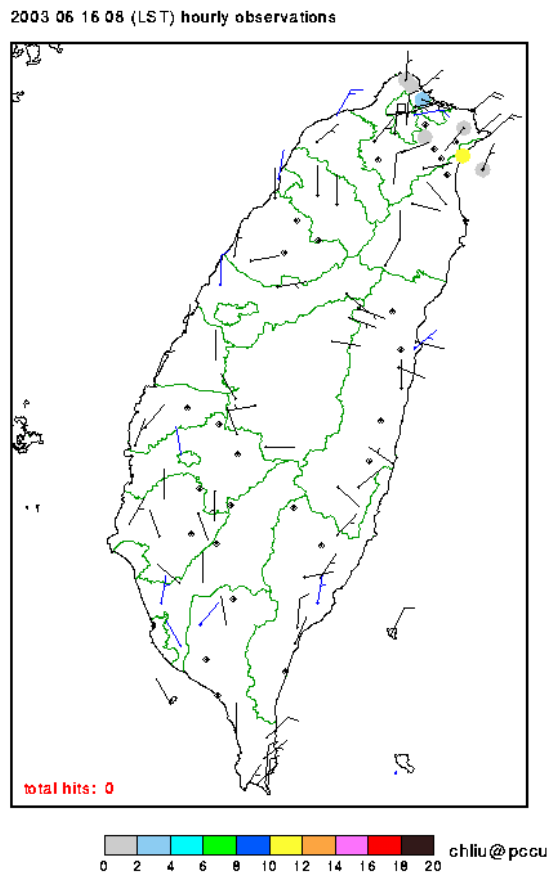


圖 2.6：2003/06/16(LST)早上八點的風向圖。

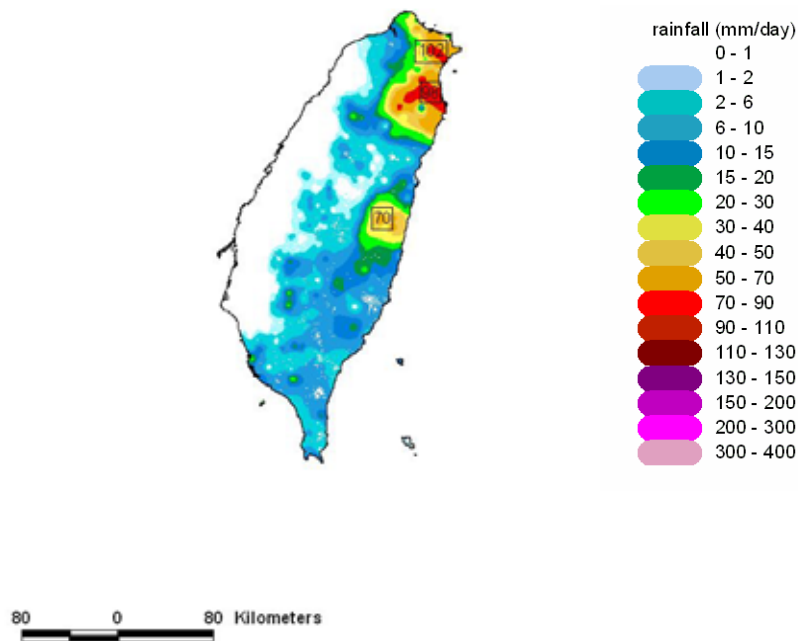


圖 2.7：2003/06/16(LST)24 小時的累積雨量圖。

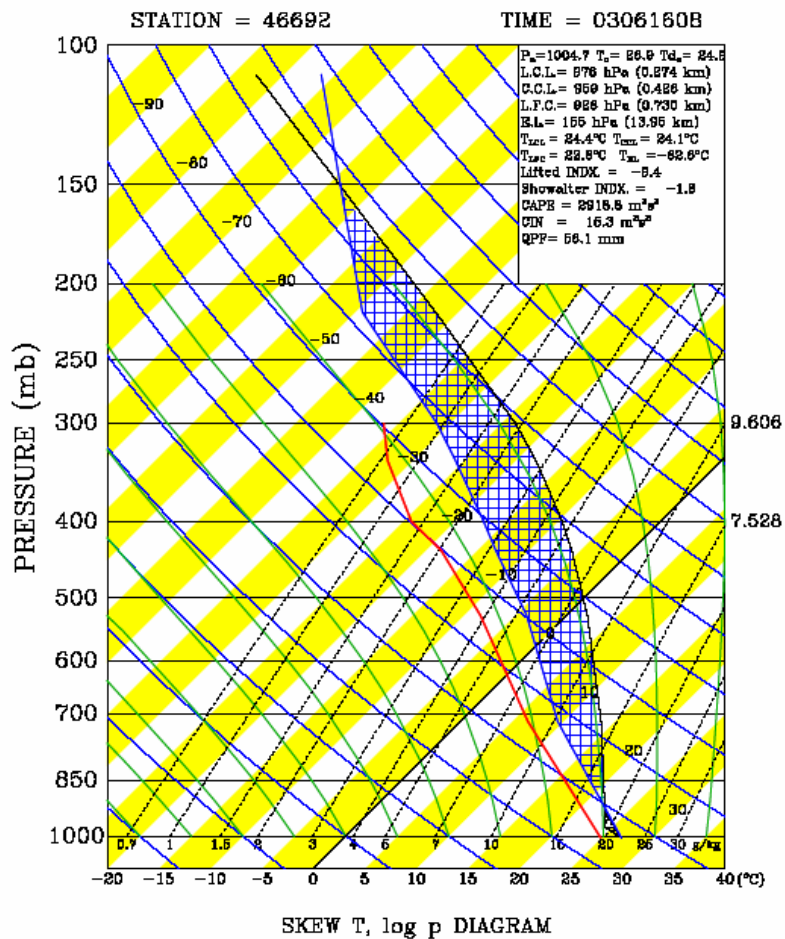


圖 2.8：2003/06/16(LST)早上八點的探空圖，藍色線是溫度線，紅色是露點溫度線。

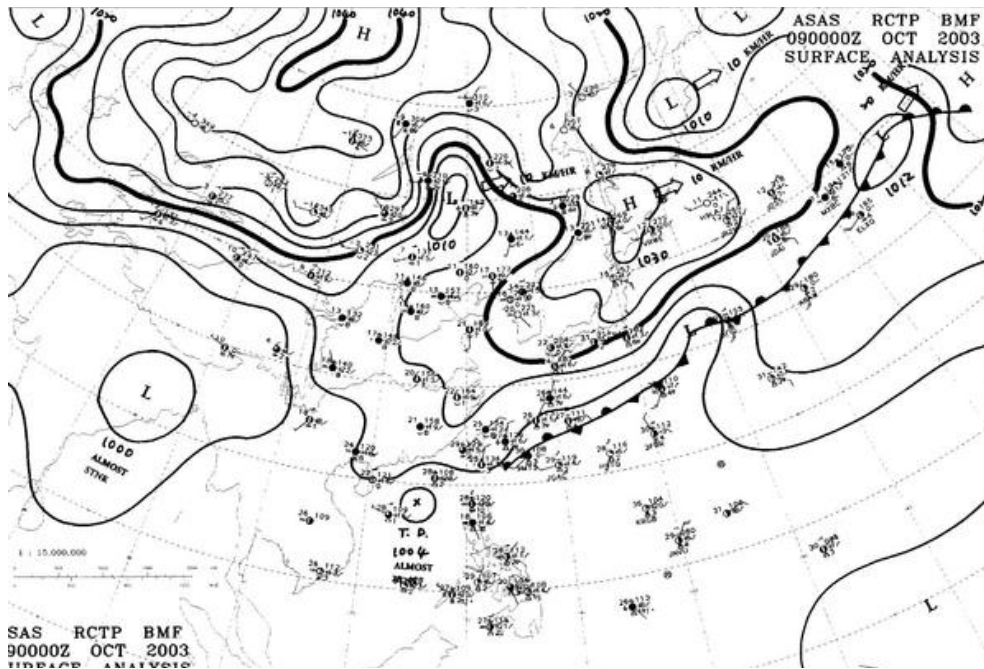


圖 2.9：2003/10/09(LST)早上八點的天氣圖。

2003 10 09 08 (LST) hourly observations

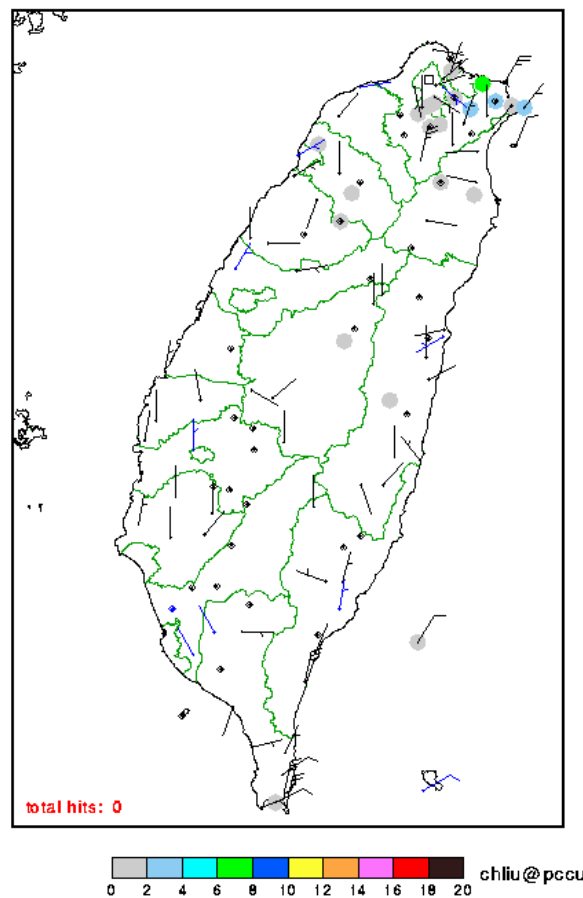


圖 2.10：2003/10/09(LST)早上八點的風向圖。

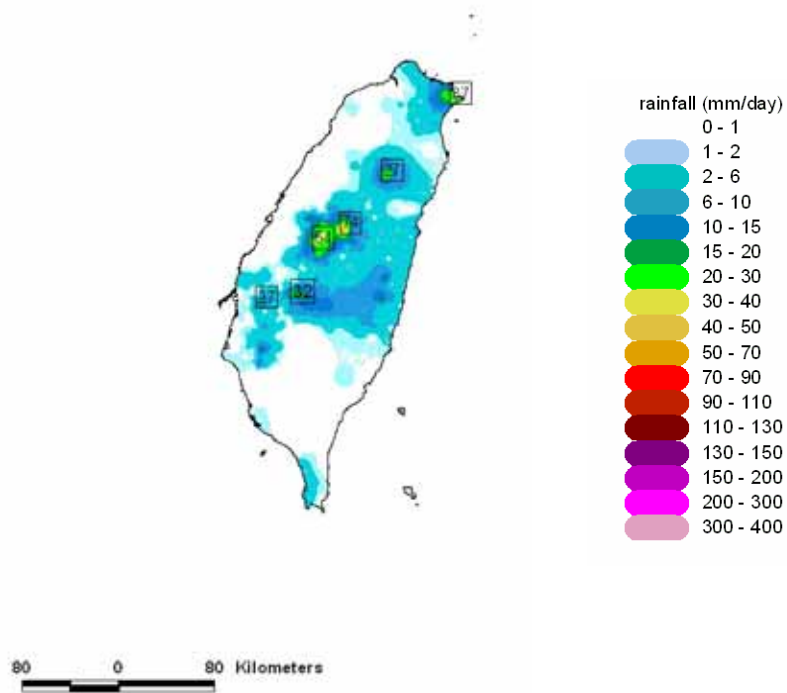


圖 2.11：2003/10/09(LST)24 小時的累積雨量圖，其中降雨集中在中央山脈附近山區。

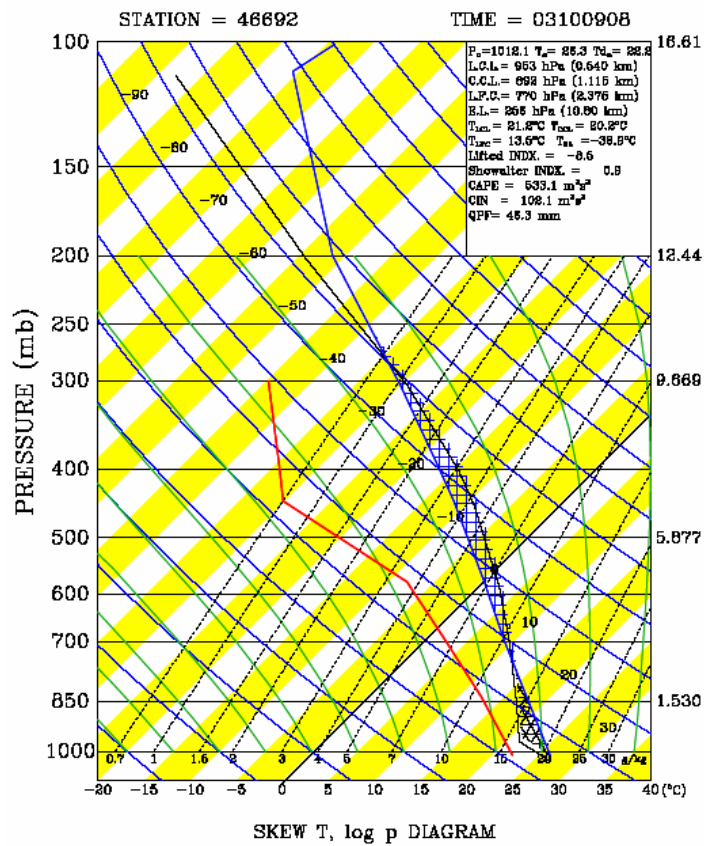


圖 2.12：2003/10/09(LST)早上八點的探空圖，藍色線是溫度線，紅色是露點溫度線。

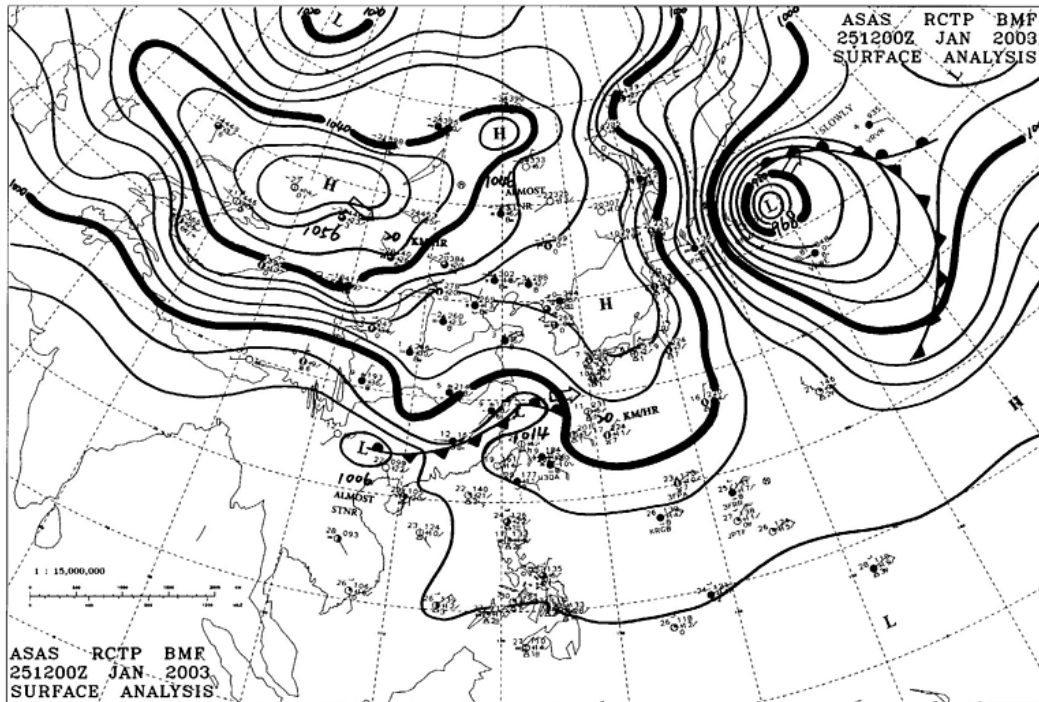


圖 2.13：2003/01/25(LST)下午八點的天氣圖。

2003 01 25 20 (LST) hourly observations

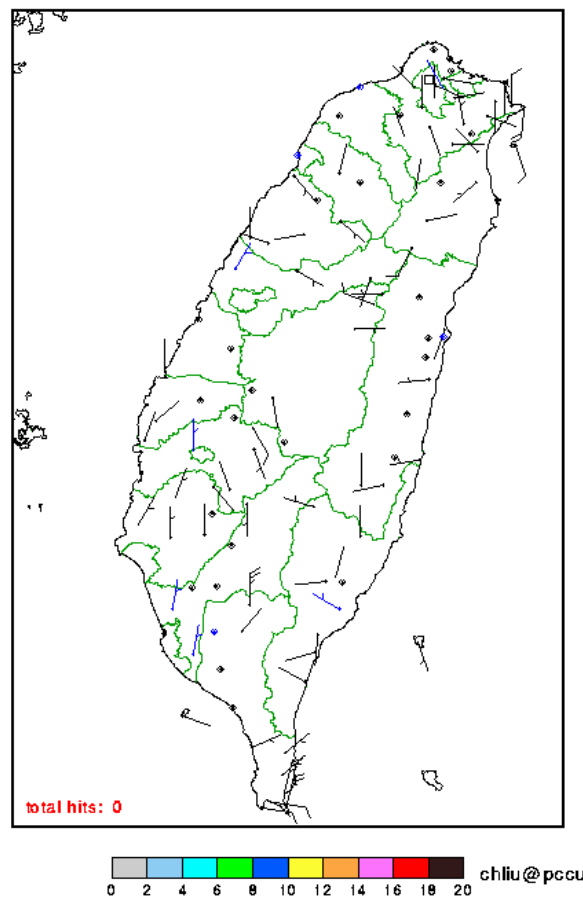


圖 2.14：2003/01/25(LST)晚上八點的風向圖。

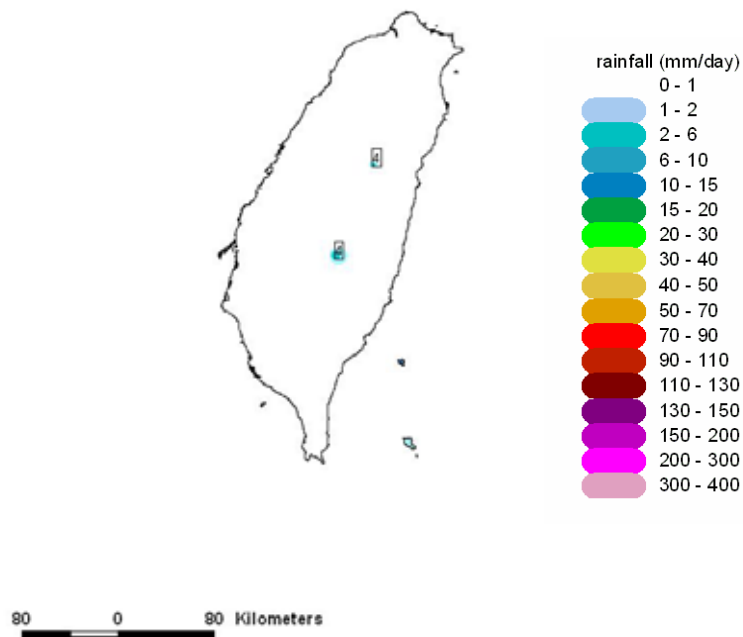


圖 2.15：2003/1/25(LST)24 小時的累積雨量圖。

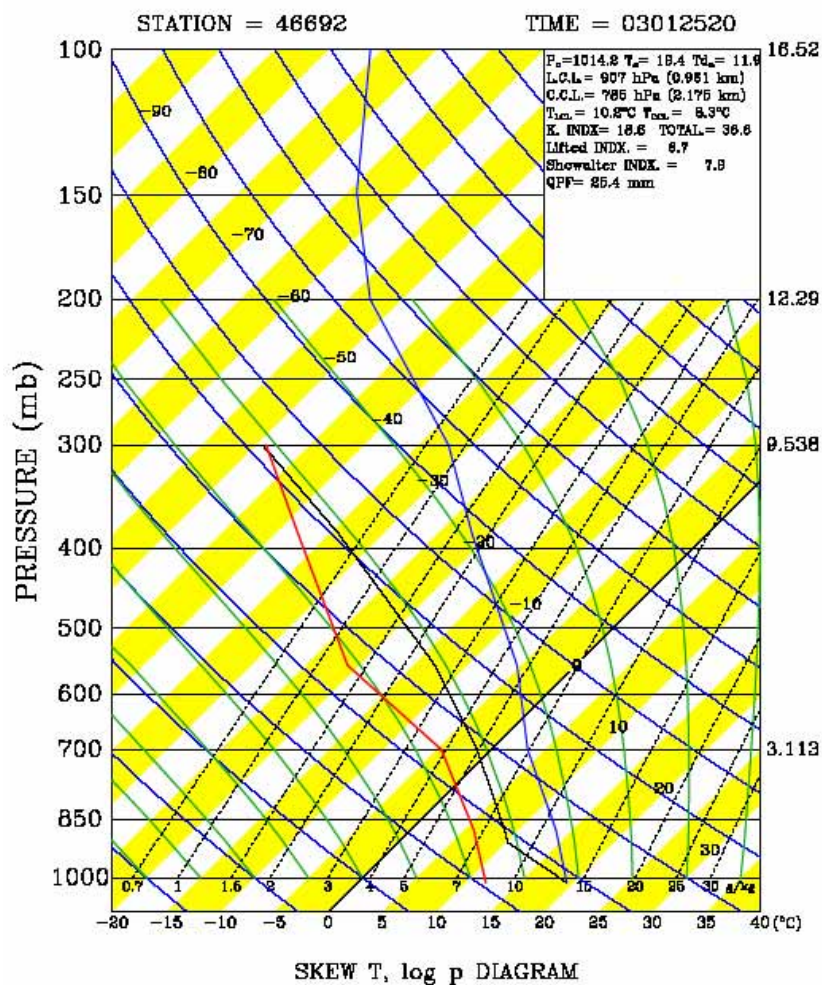


圖 2.16：2003/1/25(LST)晚上八點的探空圖，藍色線是溫度線，紅色是露點溫度線。

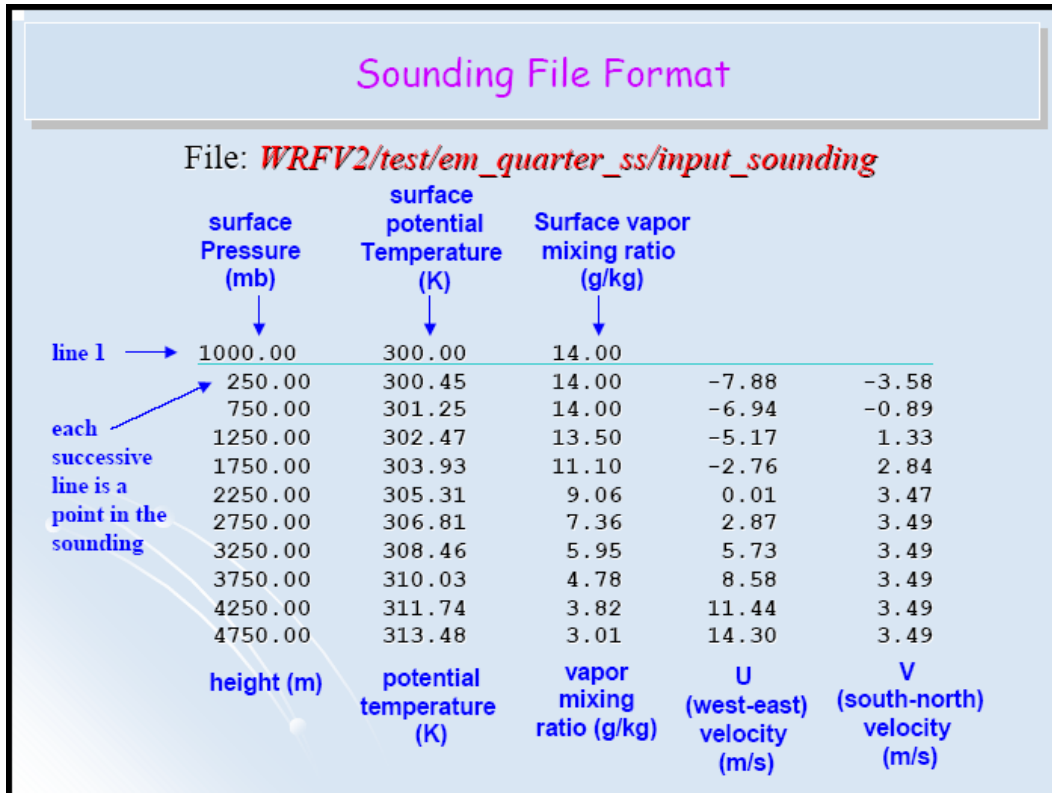


圖 2.17: wrf_em_hill_2dx 模組中所需要的探空格式, 取自 <http://www.wrf-model.org/index.php>。

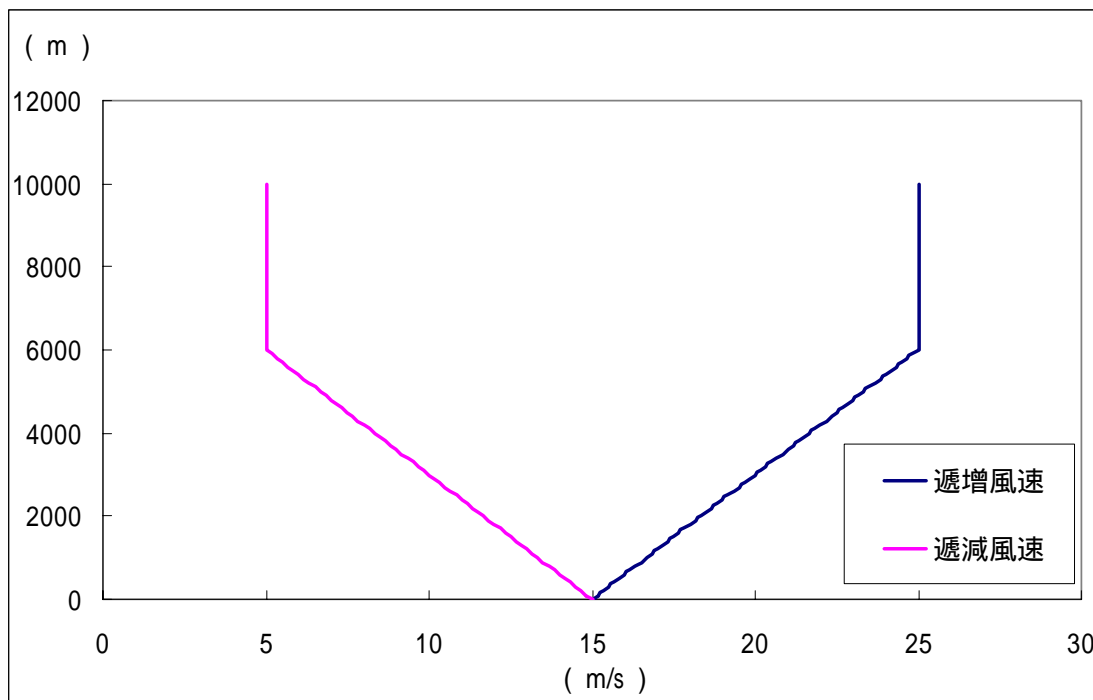


圖 2.18: 圖中垂直風切為風速隨高度線性遞減和遞增(0-6000m), 點虛線是隨高度地減, 點線是隨高度遞增。

WRF ARW Modeling System Flow Chart (for WRFV2)

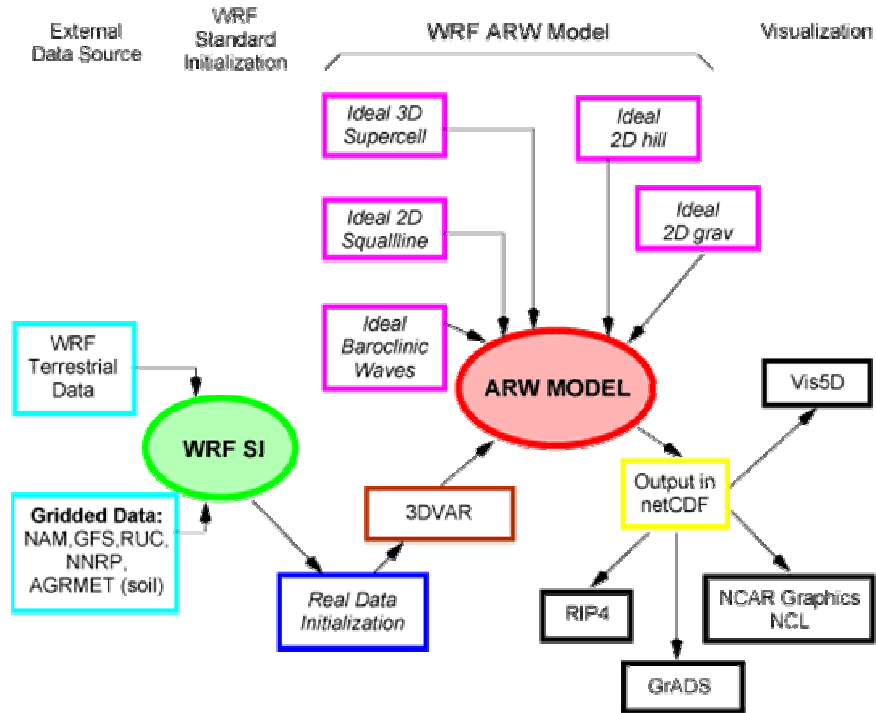


圖 3.1：為 wrf 模式中的基本架構，取自 <http://www.wrf-model.org/index.php>。

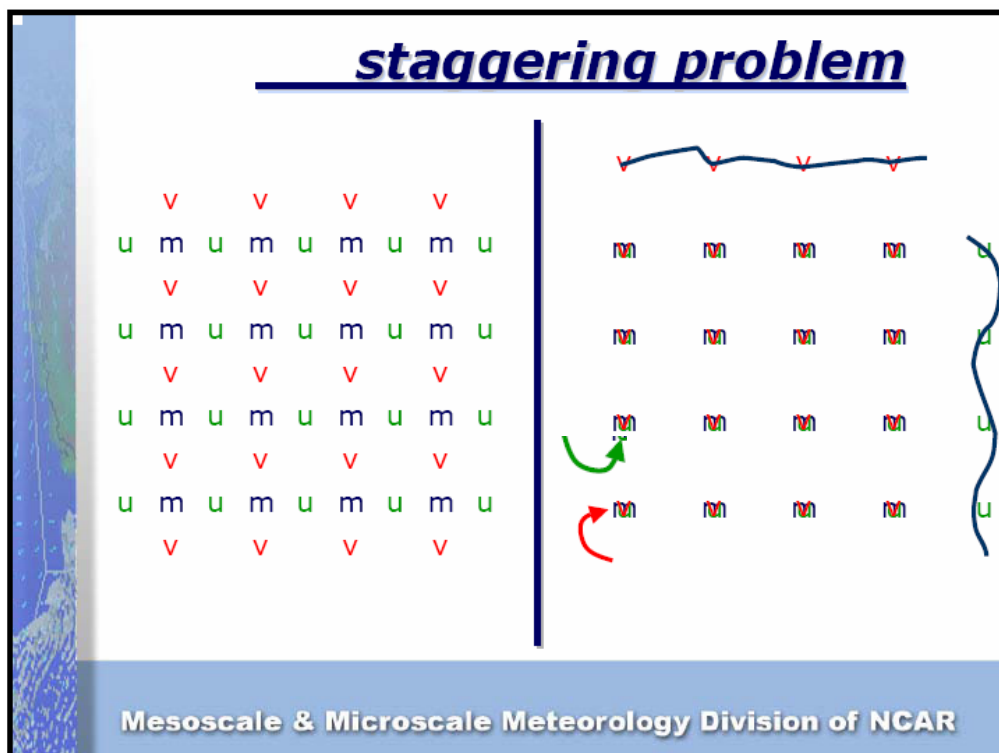


圖 3.2：為 Arakawa C Grid 的示意圖，取自 <http://www.wrf-model.org/index.php>。

季節(穩定度) (CAPE; m^2s^{-2}) (season)	地形高度(m) (terrain high) (h)	山脈半幅寬(km) (half width) (a)	風速(m/s) (wind speed) (u)	名稱 (name)
春雨 CAPE=0 Nm=0.0122 s^{-1}	500	25	5	Shxaxux Mhxaxux
	1000	50	10	Fhxaxux Whxaxux
梅雨 CAPE=2918 Nm=0.0107 s^{-1}	1500		15	S=春雨 M=梅雨
	2000		20	F=秋雨
秋雨 CAPE=533 Nm=0.0115 s^{-1}	2500		25	W=冬雨
	3000		30	h=地形高度 a= 山脈半幅寬 u=水平風速)
	3500			
垂直風切方面				
梅雨	2000	25	15~25(m/s)	MhxaxPs10 $\Delta u = 10ms^{-1}$
		50	15~5(m/s)	MhxaxNs10 $\Delta u = -10ms^{-1}$

表 3.1：為模擬個案總數，其中考慮四個季節七種地形高度兩種山脈半幅寬六種風速，其中 Nm 代表的是模式中垂直高度十公里內的穩定度平均。個案總數總共是 = $4 \times 7 \times 6 \times 2 + 4 = 336$ 組實驗

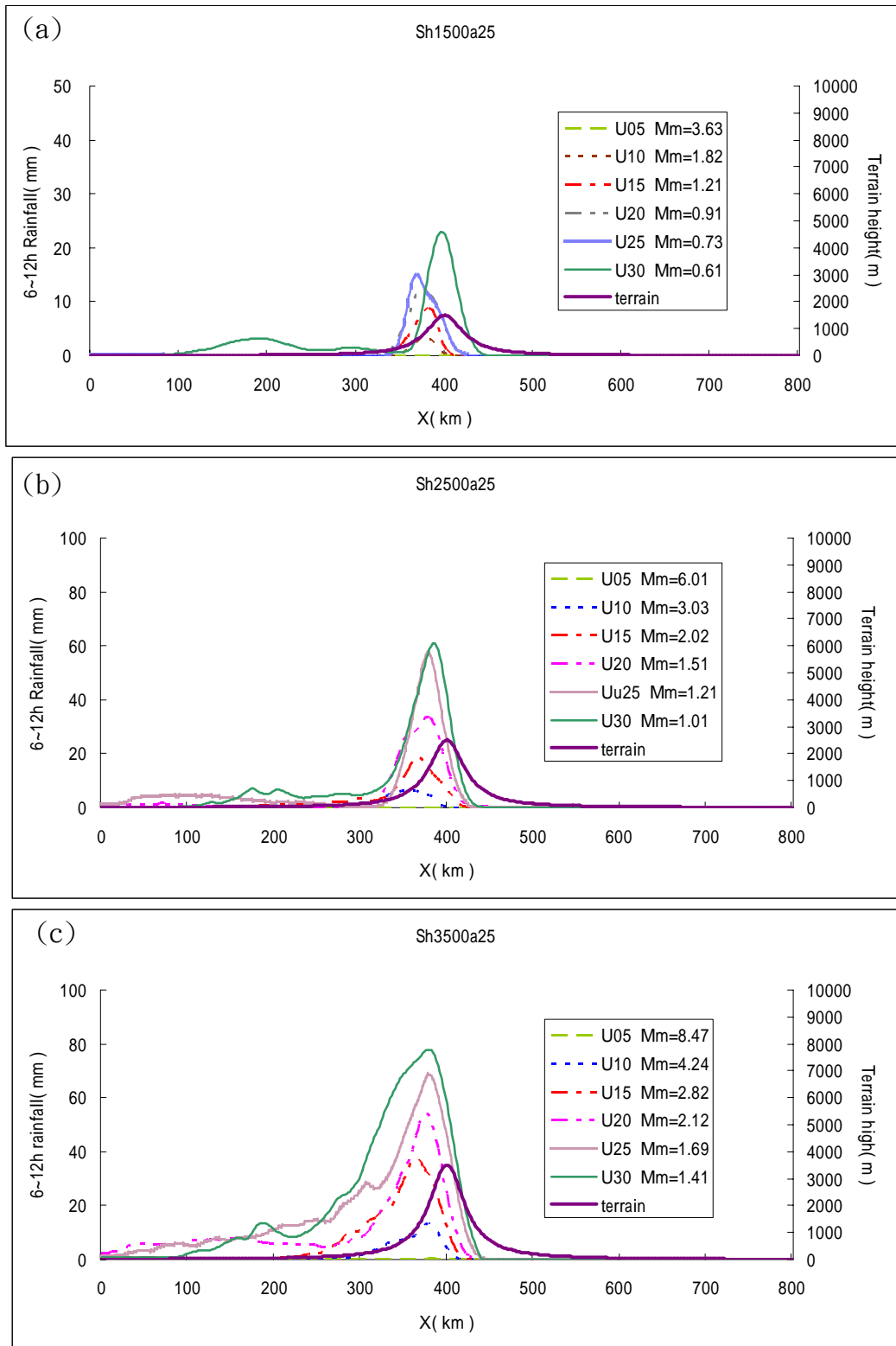


圖 4.1：圖 a 是在春雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 25 公里，圖 b 是在春雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 25 公里，圖 c 是在春雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 25 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖。

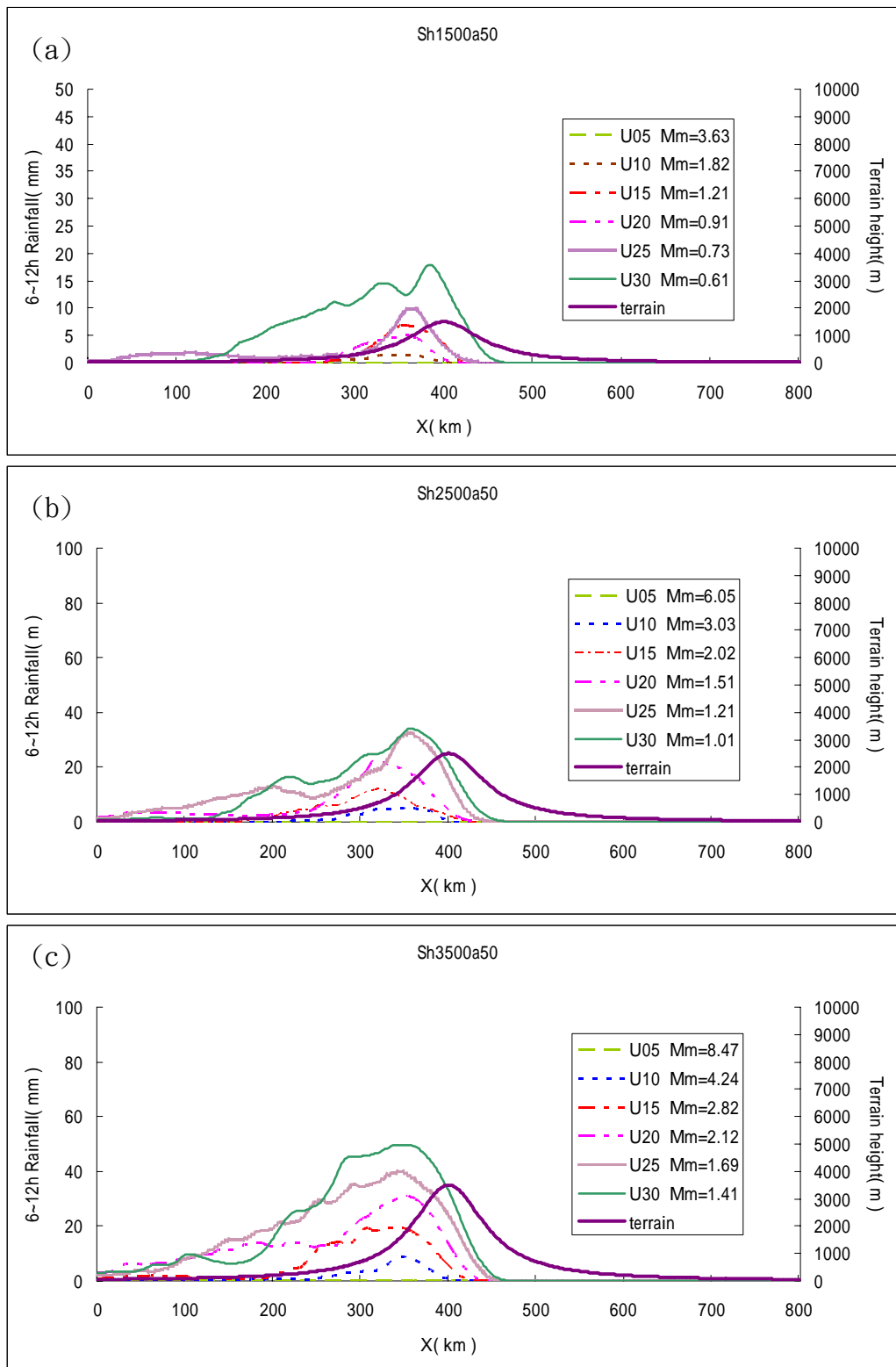


圖 4.2：圖 a 是在春雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 50 公里，圖 b 是在春雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 50 公里，圖 c 是在春雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 25 公里，隨著風速變化，6~12 小時的累積雨量分佈圖。

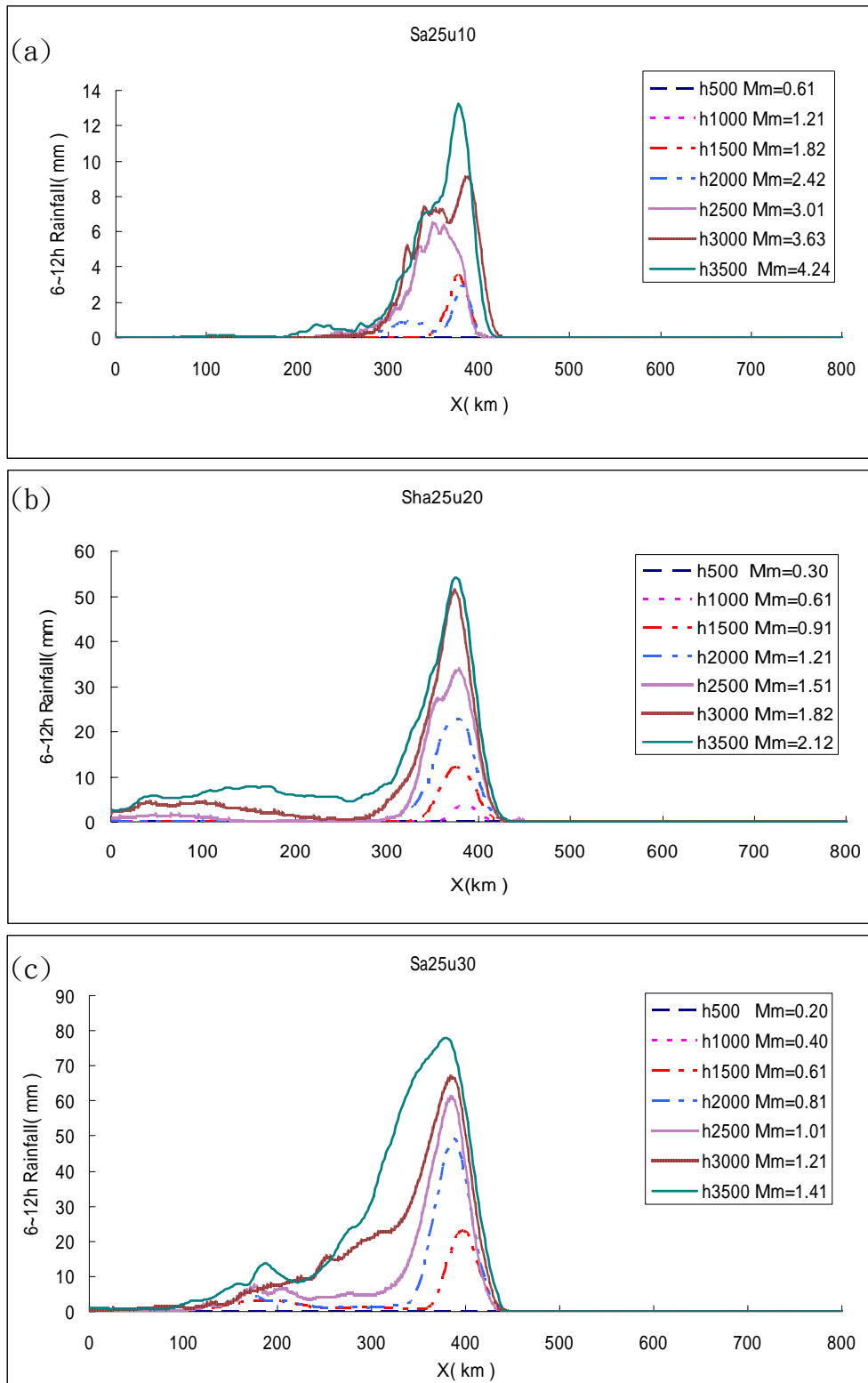


圖 4.3: 圖 a, b, c 代表春雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 25km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

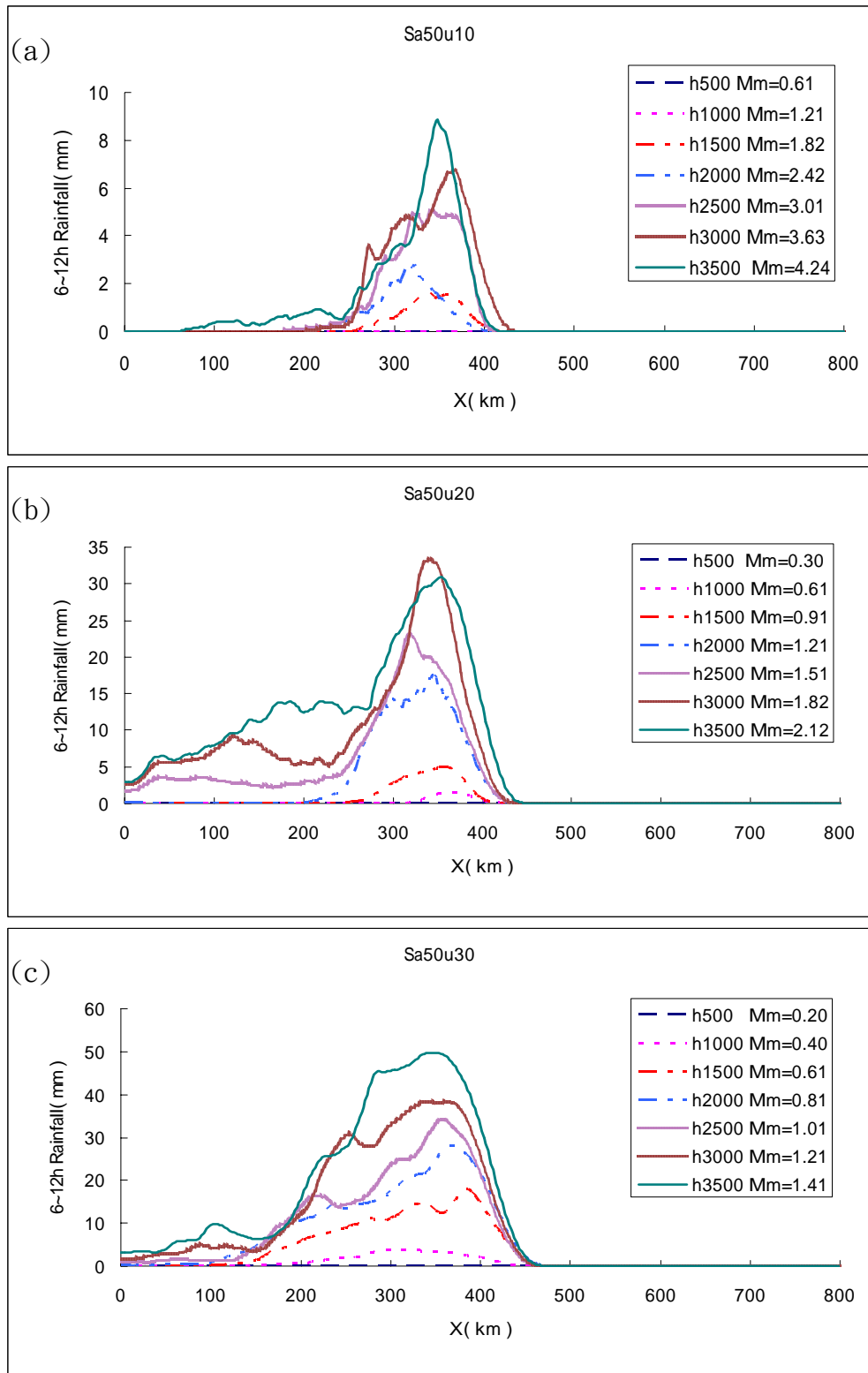


圖 4.4: 圖 a, b, c 代表春雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 50km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

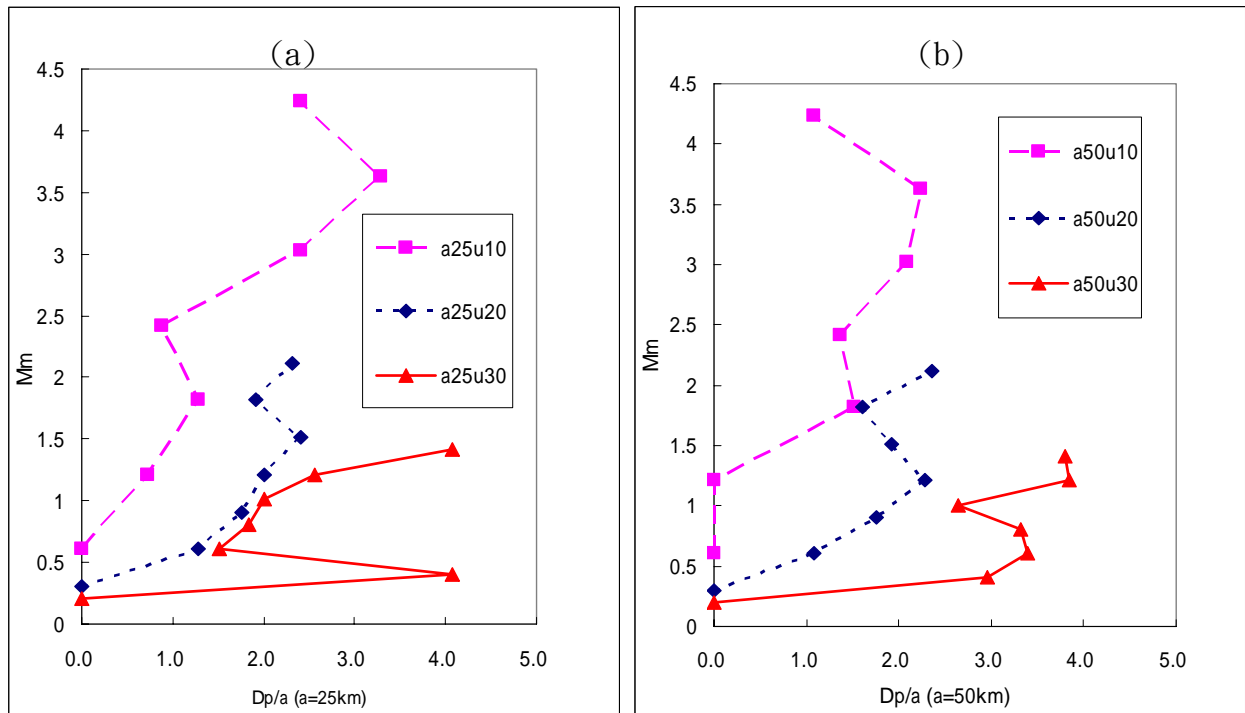


圖 4.5：為春雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)和地形高度參數(Mm)，的關係圖，其中圖 a 代表半幅寬為 25 公里，圖 b 代表半幅寬為 50 公里；紅實線代表是風速 30(m/s)藍虛線代表的是風速 20(m/s)、粉紫點線是風速為 10(m/s)時，降水範圍和地形高度參數的關係圖。

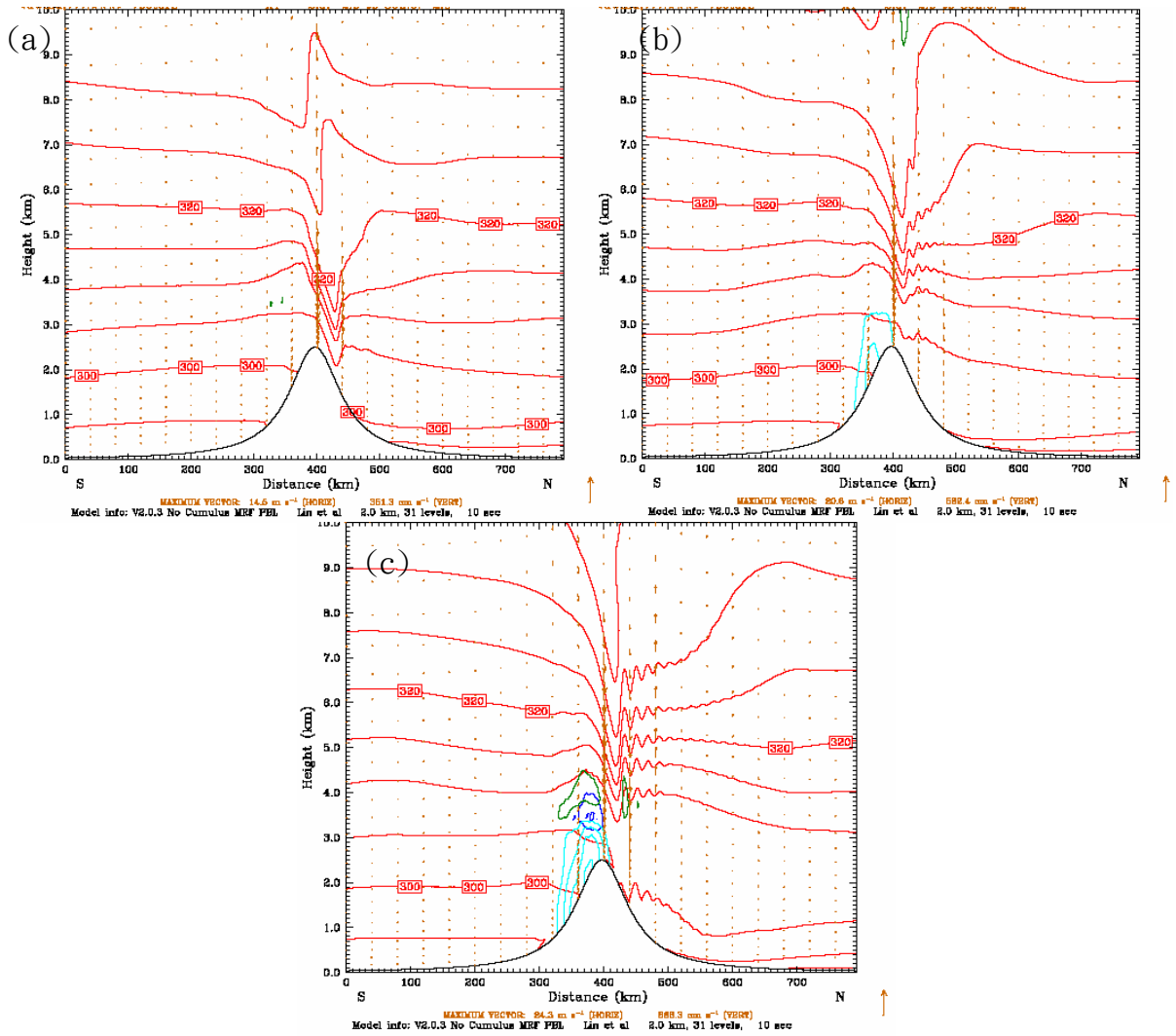


圖 4.6：a 圖為 Sh2500a25u10 的 6~12 小時平均剖面圖，b 圖為 Sh2500a25u20 的 6~12 小時平均剖面圖，c 圖為 Sh2500a25u30 的 6~12 小時平均剖面圖。

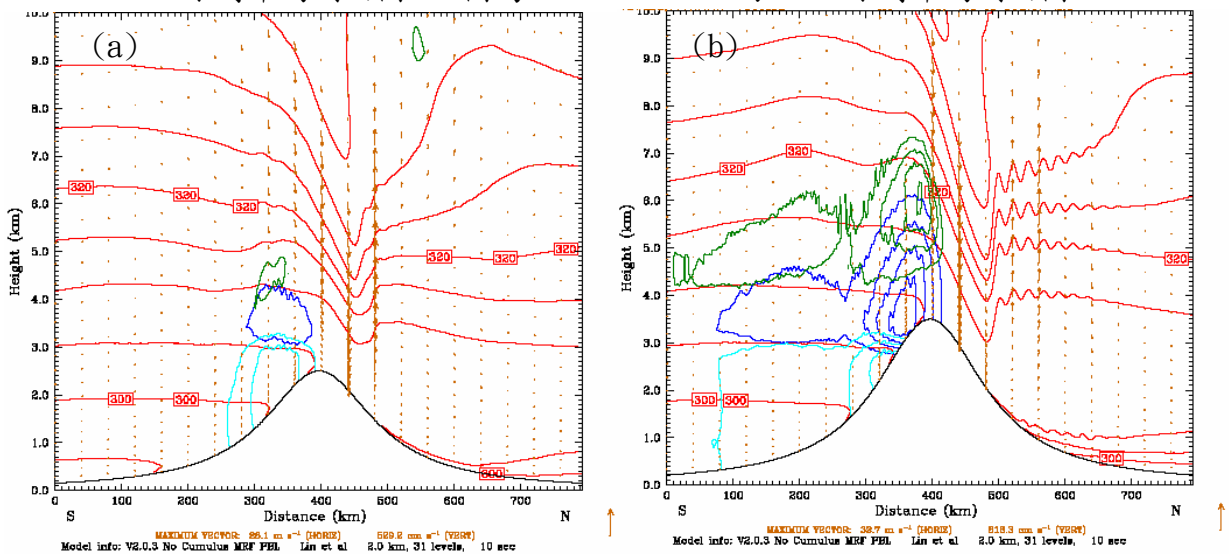


圖 4.7：其中圖 a 代表 Sh2500a50u20 個案中的平均垂直剖面，圖 b 代表 h3500a50u20 個案中的平均垂直剖面，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

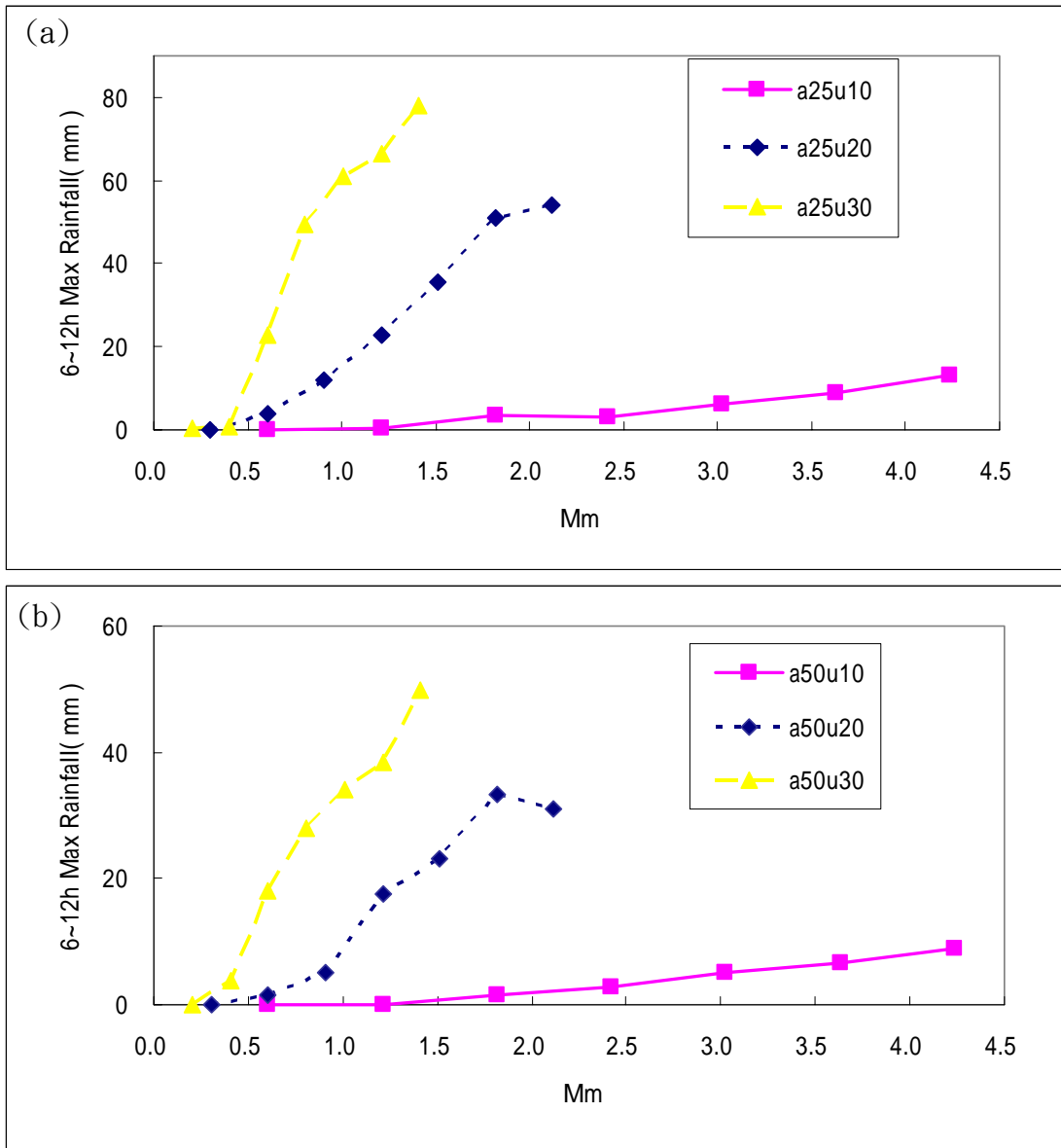


圖 4.8: a 圖代表在春雨個案中，半幅寬為 25 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，b 圖代表在春雨個案中，當半幅寬為 50 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，其中紫色的實線代表風速為 10(m/s)，藍點線代表風速 20(m/s)，黃虛線代表風速為 30(m/s)。

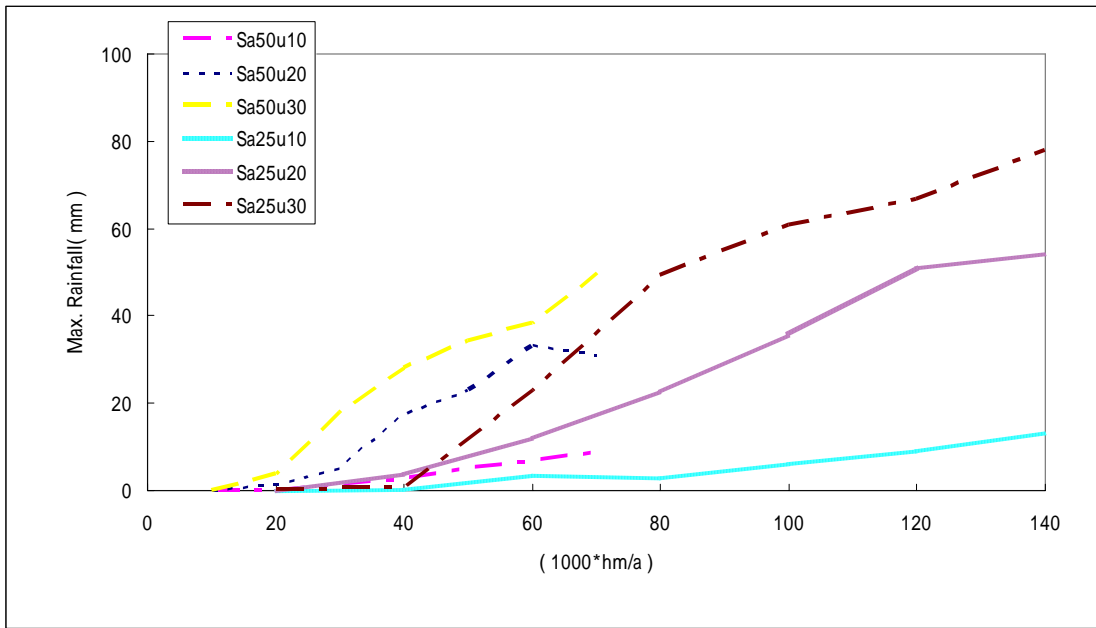


圖 4.9：為山脈斜率和最大降雨量的關係圖，其中斜率單位為 $10^{-3}(\text{m}/\text{km})$ 。

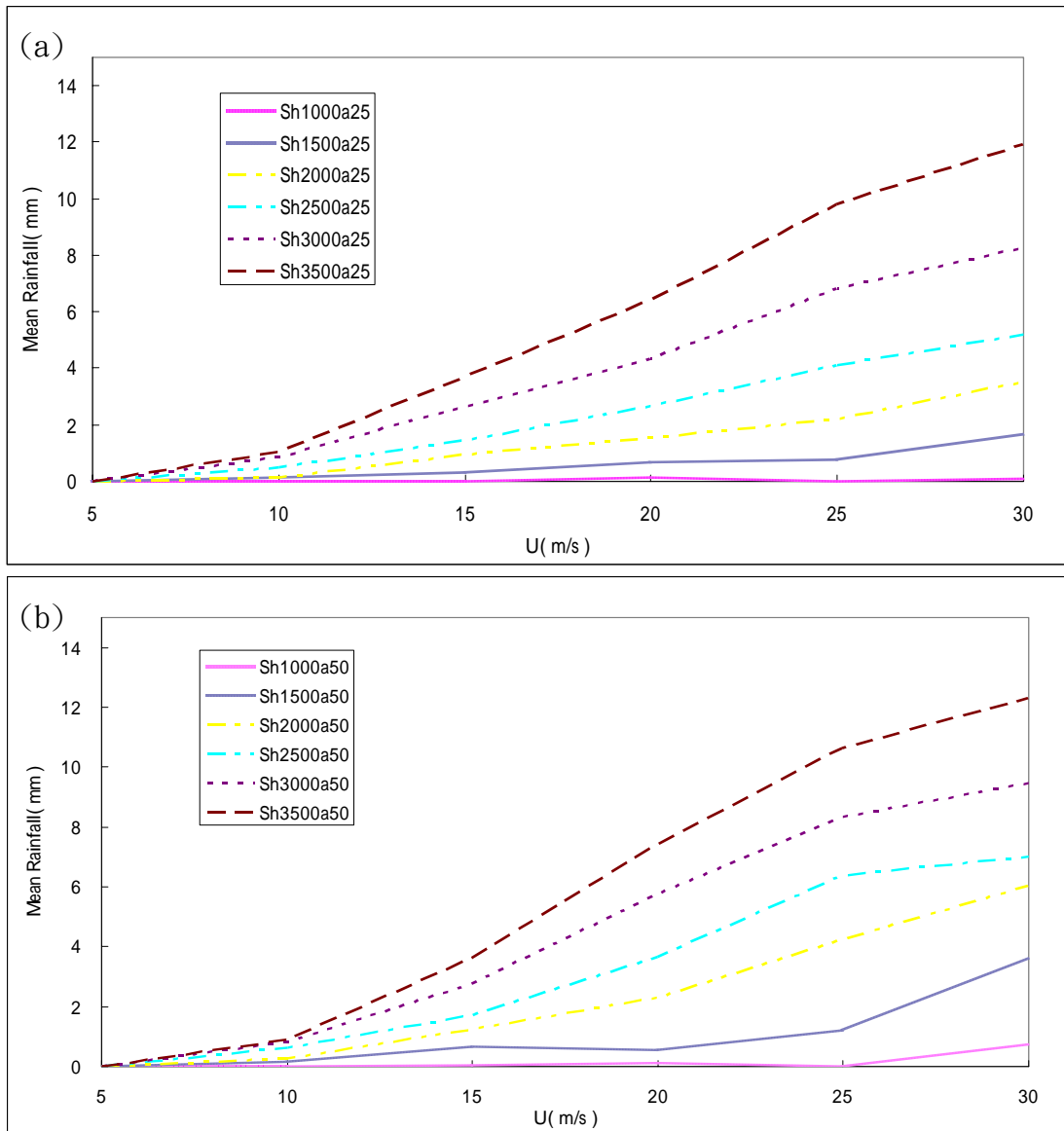


圖 4.10：圖 a 中代表半幅寬為 25 公里時，風速和網域平均降水的關係圖；圖 b 中代表半幅寬為 50 公里時，風速和網域平均降水的關係圖

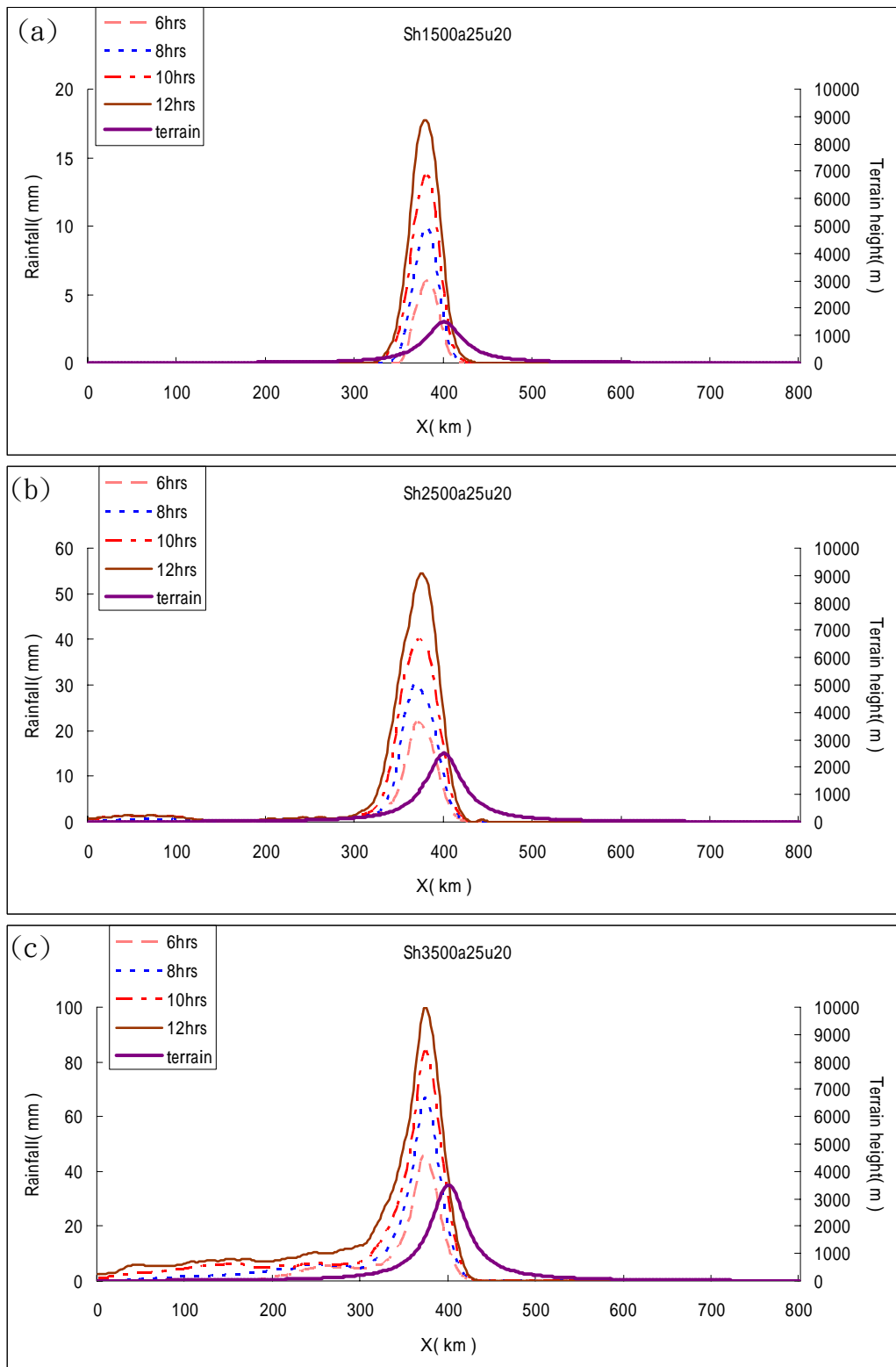


圖 4.11：圖 a,b,c 分別為春雨個案中 Sh1500a25u20、Sh2500a25u20、Sh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色出實線代表地形。

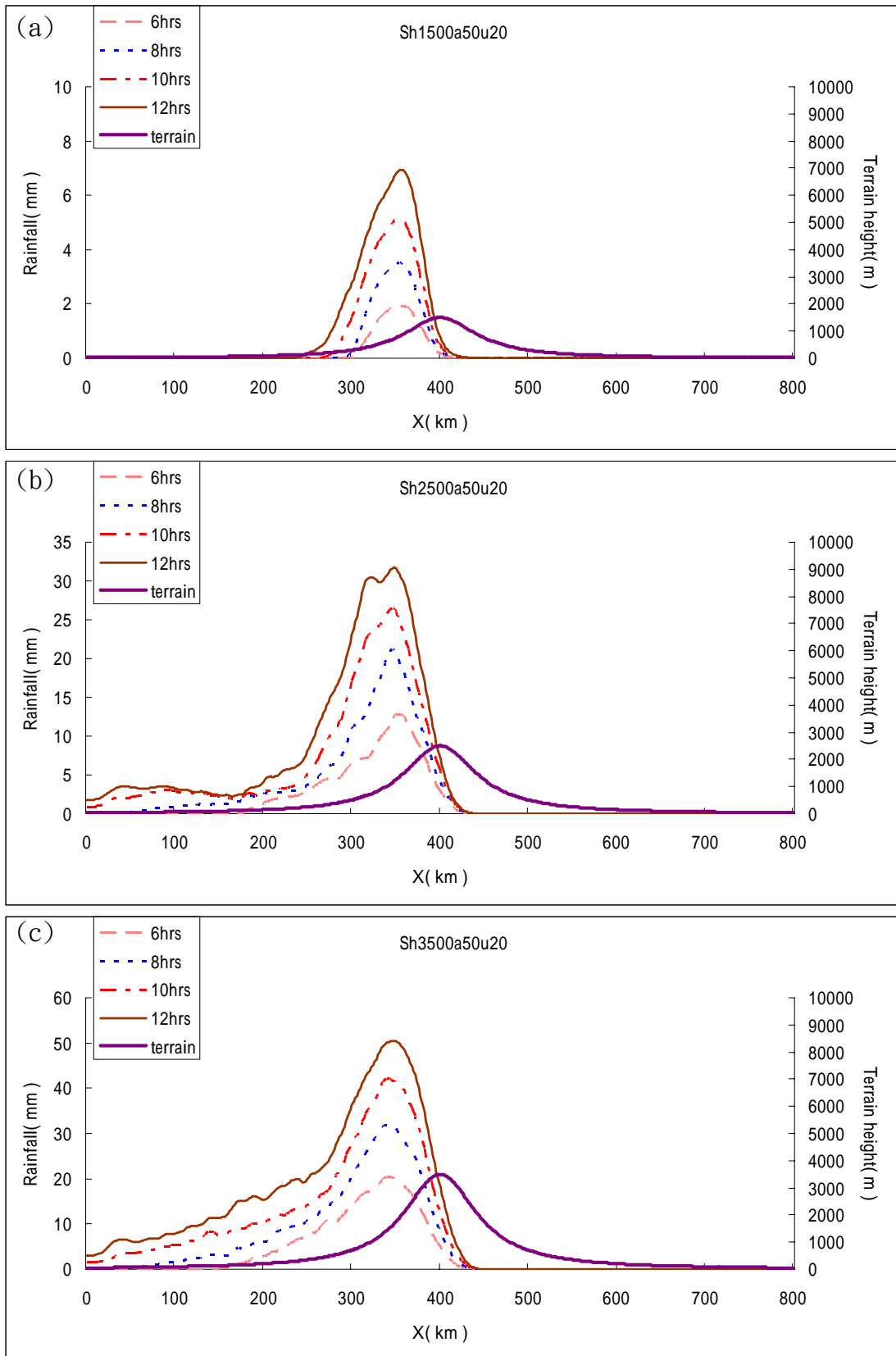


圖 4.12：圖 a,b,c 分別為春雨個案中 Sh1500a50u20、Sh2500a50u20、Sh3500a50u20，的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色出實線代表地形。

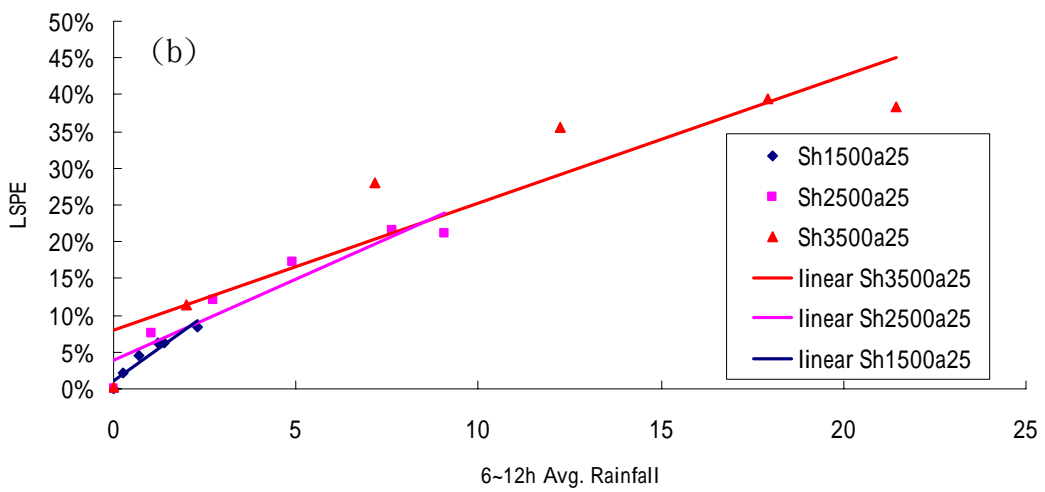
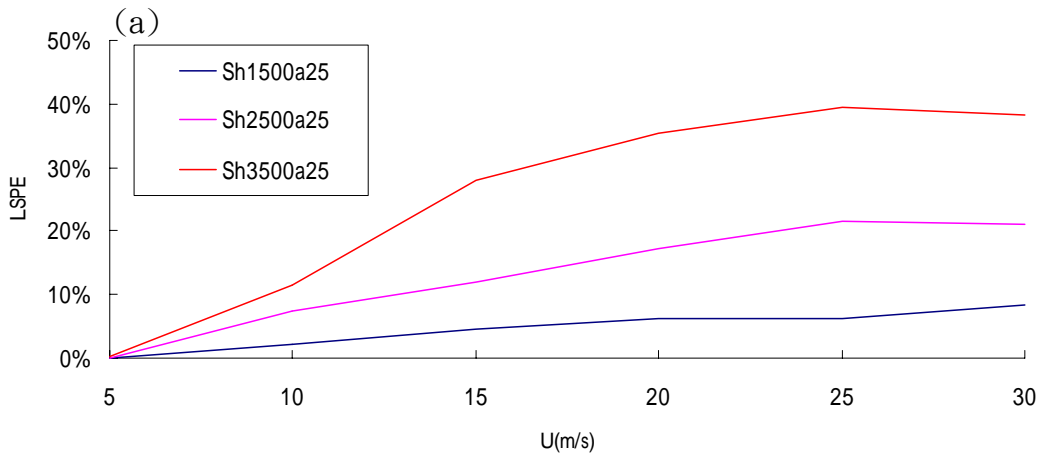


圖 4.13：圖 a 代表春雨個案中，半幅寬為 25km 時，迎風面上 6~12 小時降雨效率隨著風速的變化，圖 b 代表迎風面上 6~12 小時迎風面平均累積降水和降水效率的關係圖，其中紅實線代表高度 3500 公尺的山脈，紫實線為 2500 公尺的山脈，藍色線為 1500 公尺的山脈。

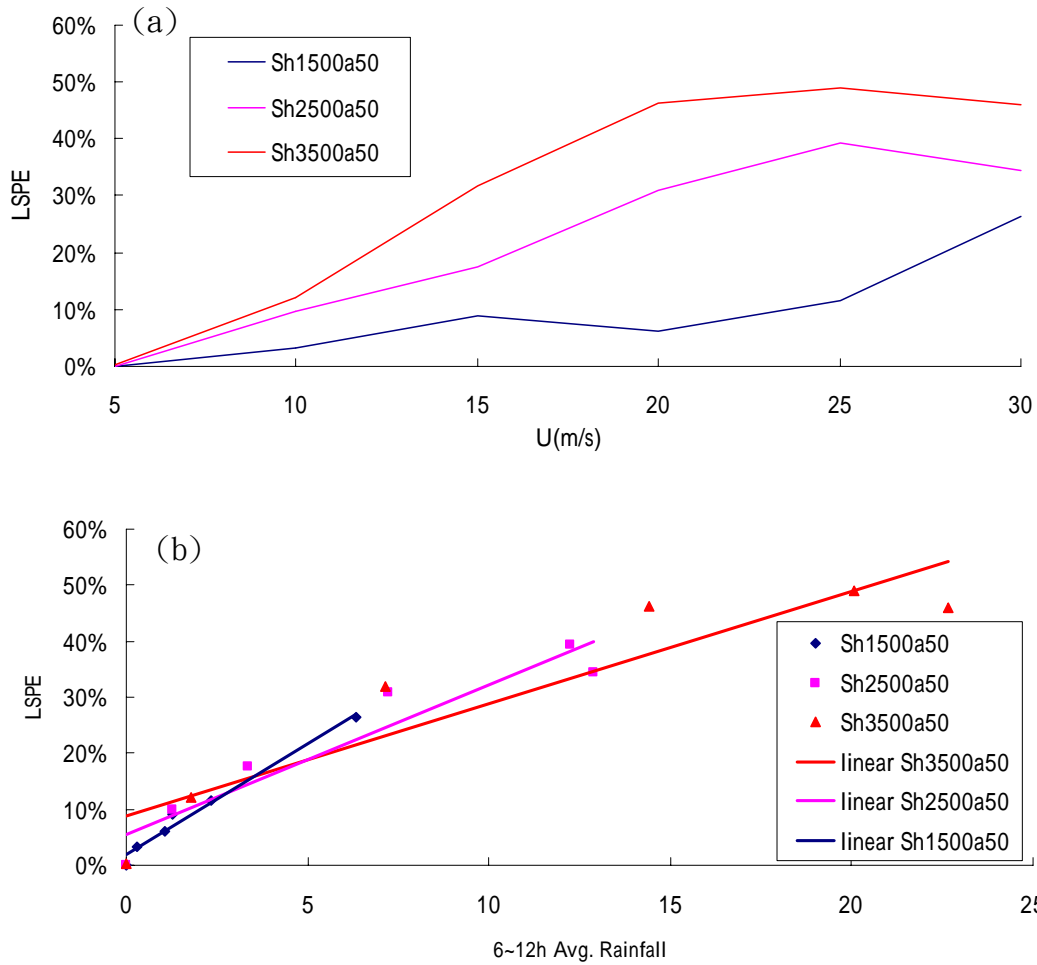


圖 4.14：圖 a 代表春兩個案中，半幅寬為 50km 時，迎風面上 6~12 小時降雨效率隨著風速的變化，圖 b 代表迎風面上 6~12 小時內降水效率隨著平均迎風面雨量的變化情形，其中紅實線代表高度 3500 公尺的山脈，紫實線為 2500 公尺的山脈，藍色線為 1500 公尺的山脈。

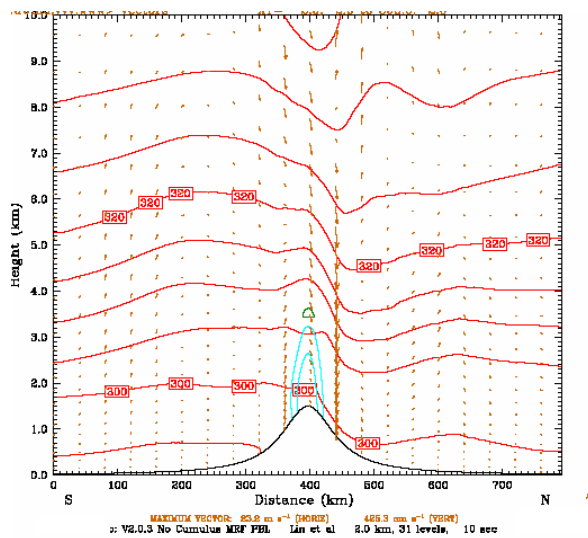


圖 4.15：為 Sh1500a25u30 的 6-12 小時平均剖面圖，黃褐色箭頭為風速跟風向，淺藍色為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色為空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

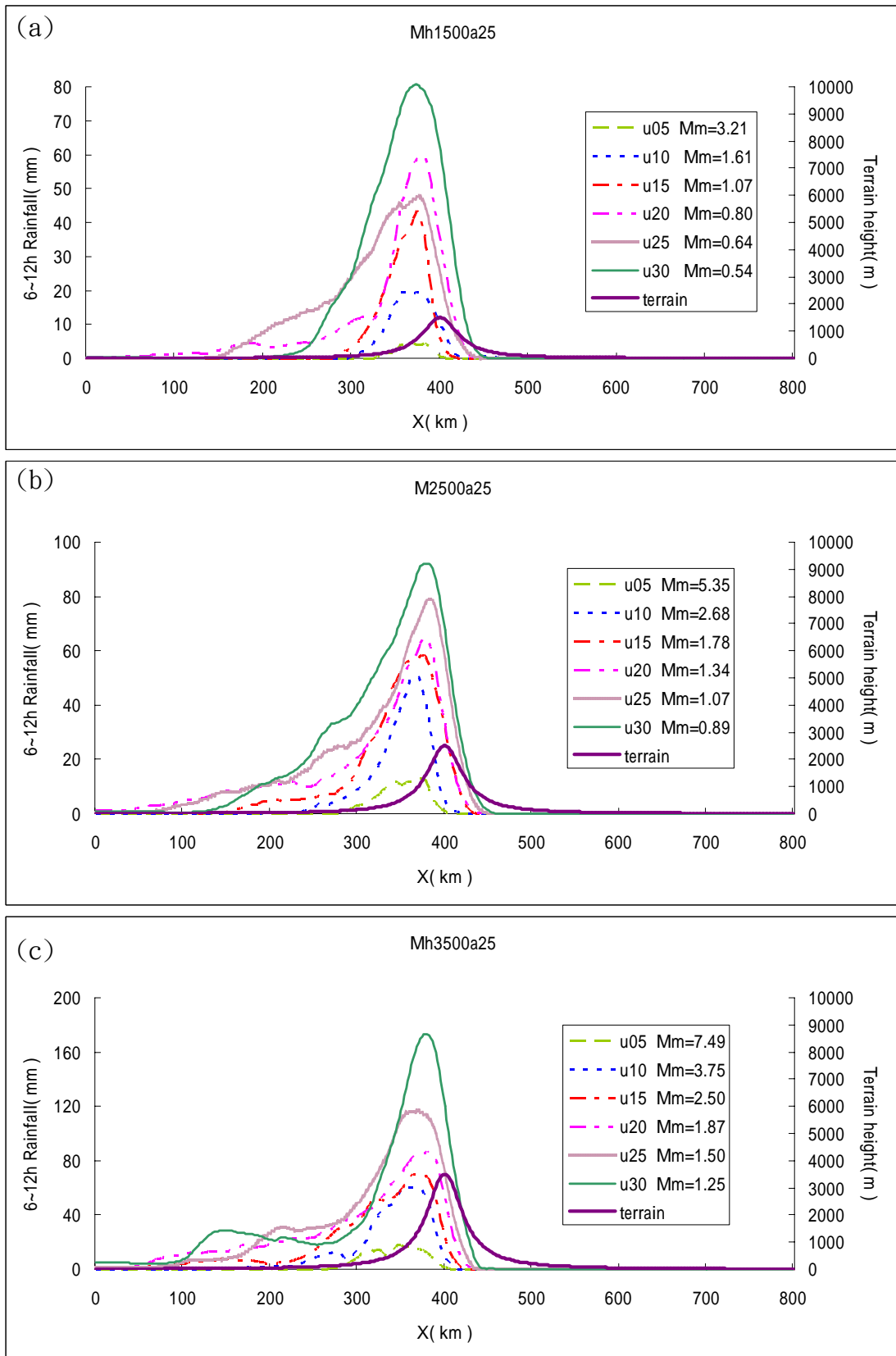


圖 4.16：圖 a 是在梅雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 25 公里，圖 b 是在梅雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 25 公里，圖 c 是在梅雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 25 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖

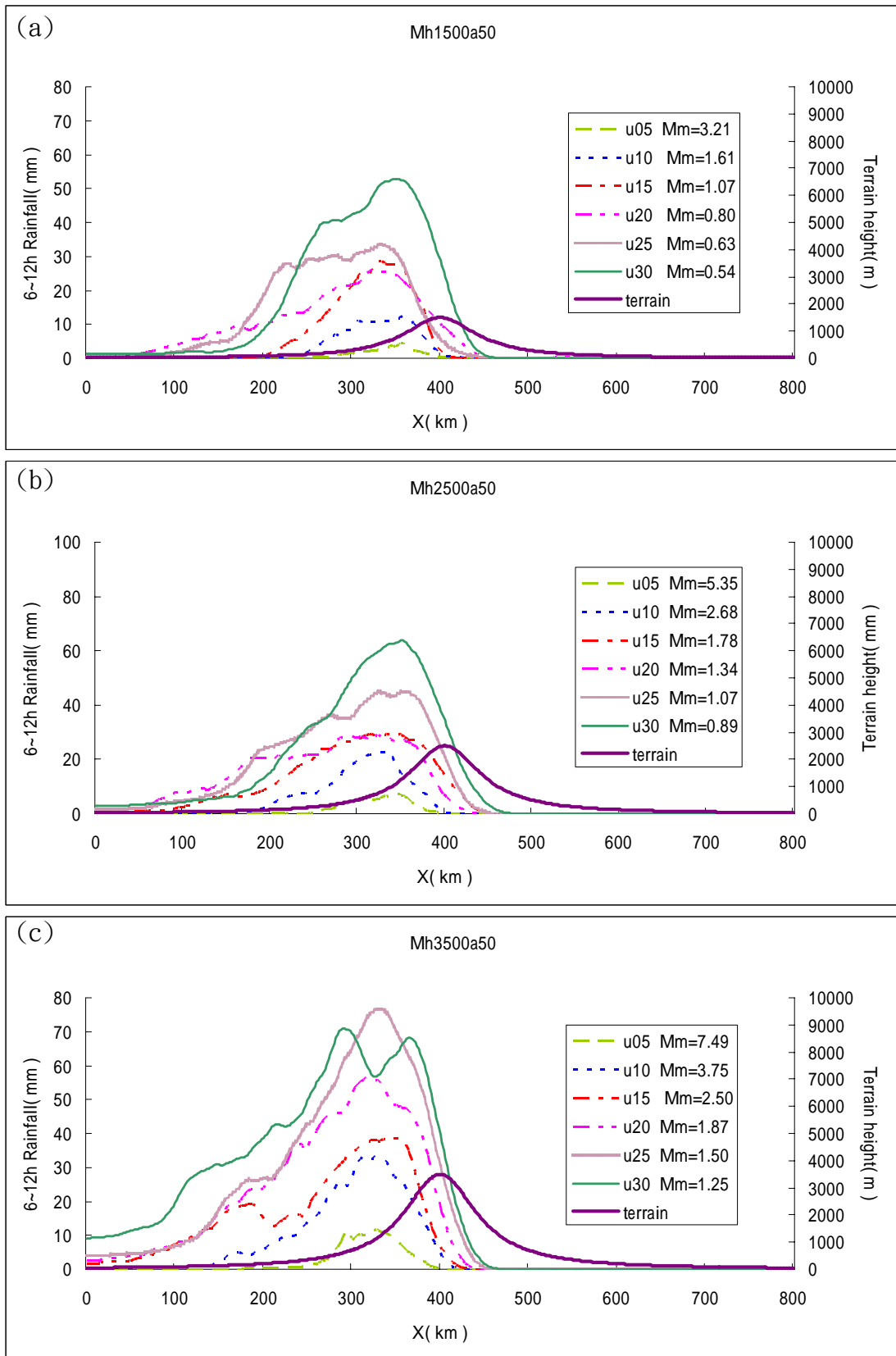


圖 4.17：圖 a 是在梅雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 25 公里，圖 b 是在梅雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 25 公里，圖 c 是在梅雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 25 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖。

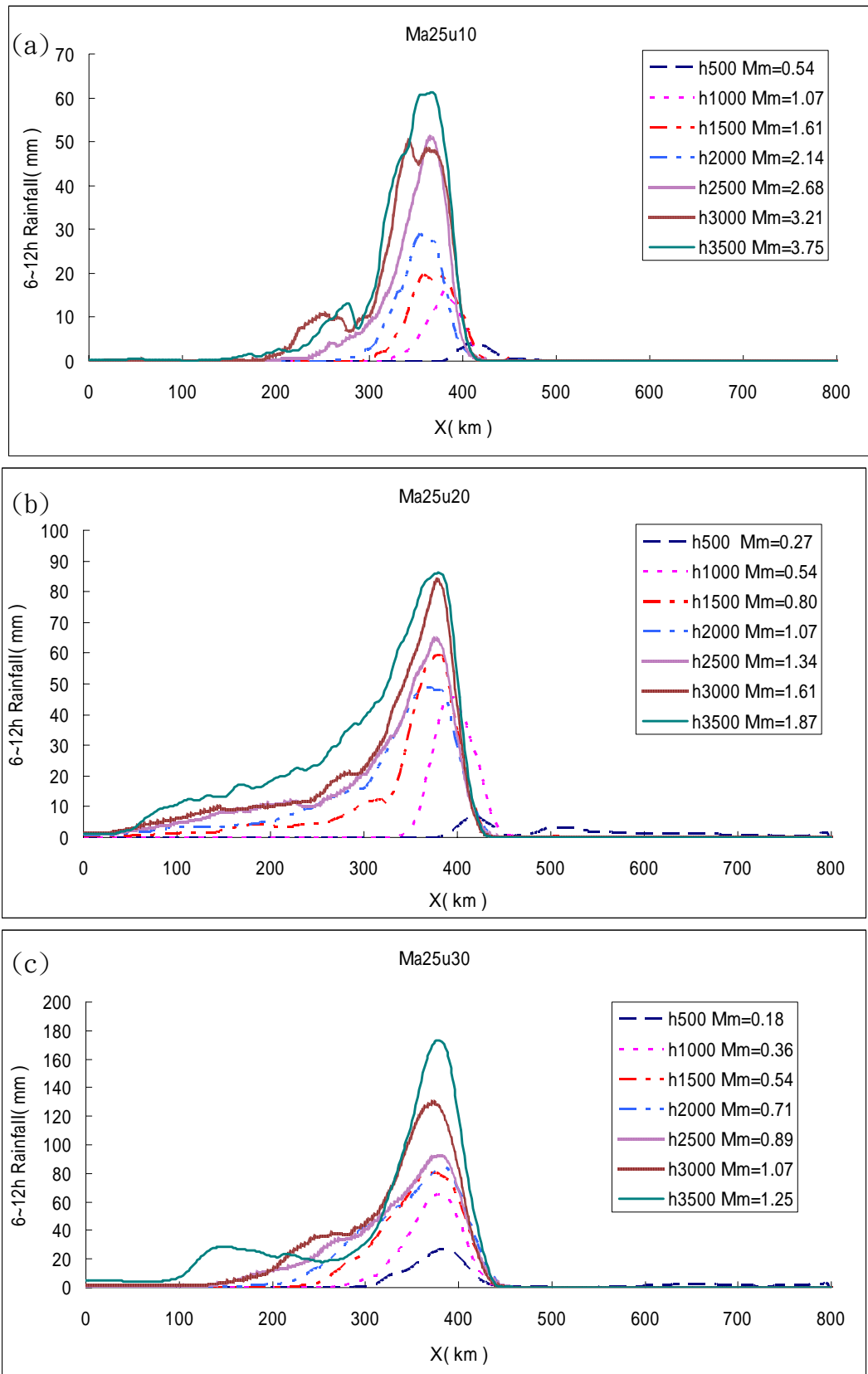


圖 4.18：圖 a, b, c 代表梅雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 50km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

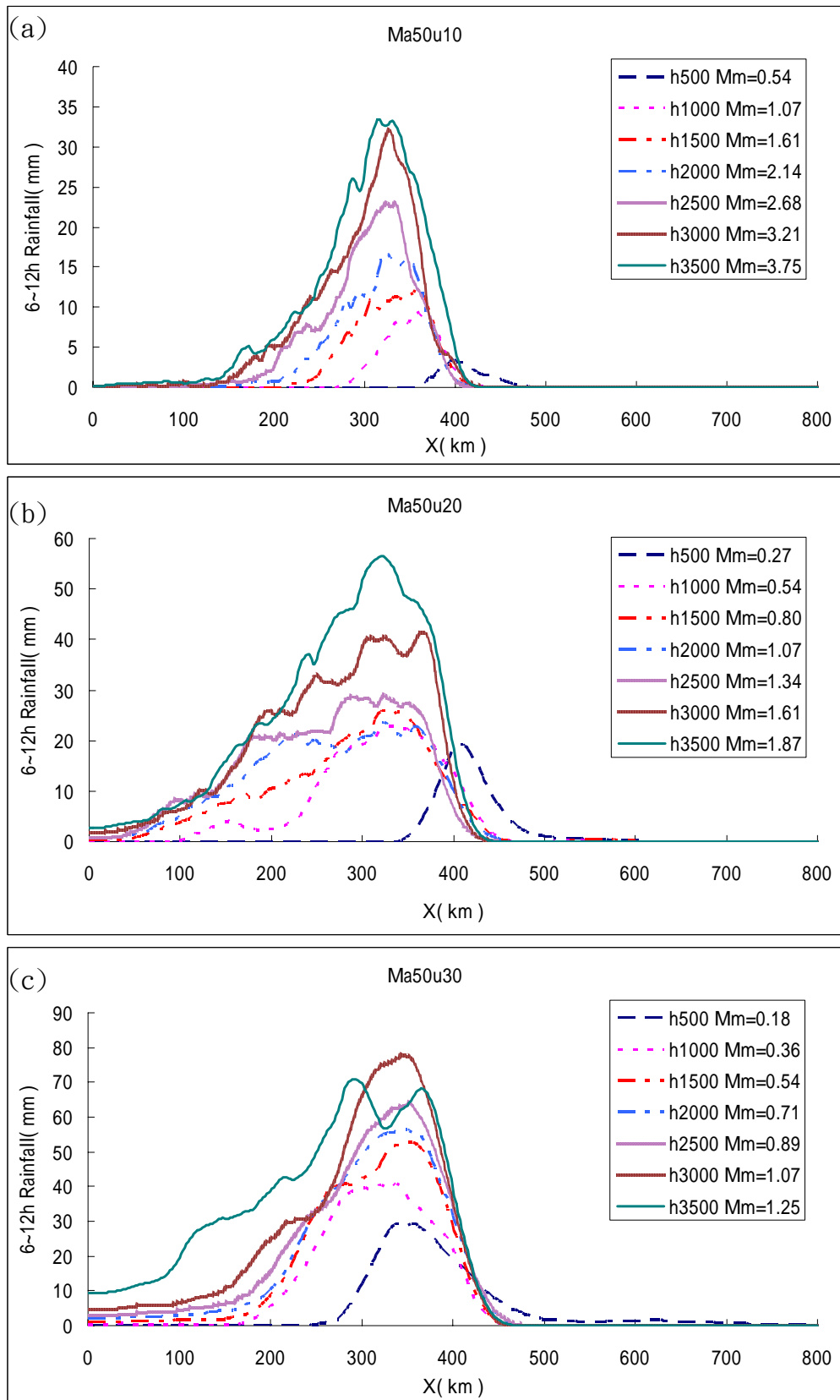


圖 4.19；圖 a, b, c 代表梅雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 50km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

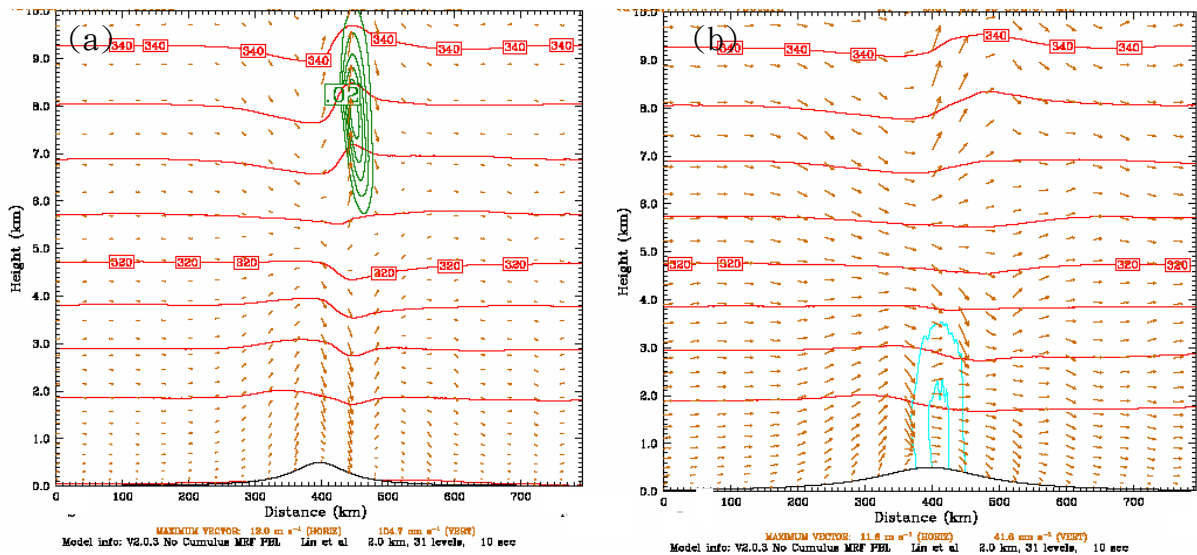


圖 4.20；圖 a 代表 Mh500a25u20 的垂直平均剖面圖，圖 b 代表 Mh500a50u20 的垂直平均剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

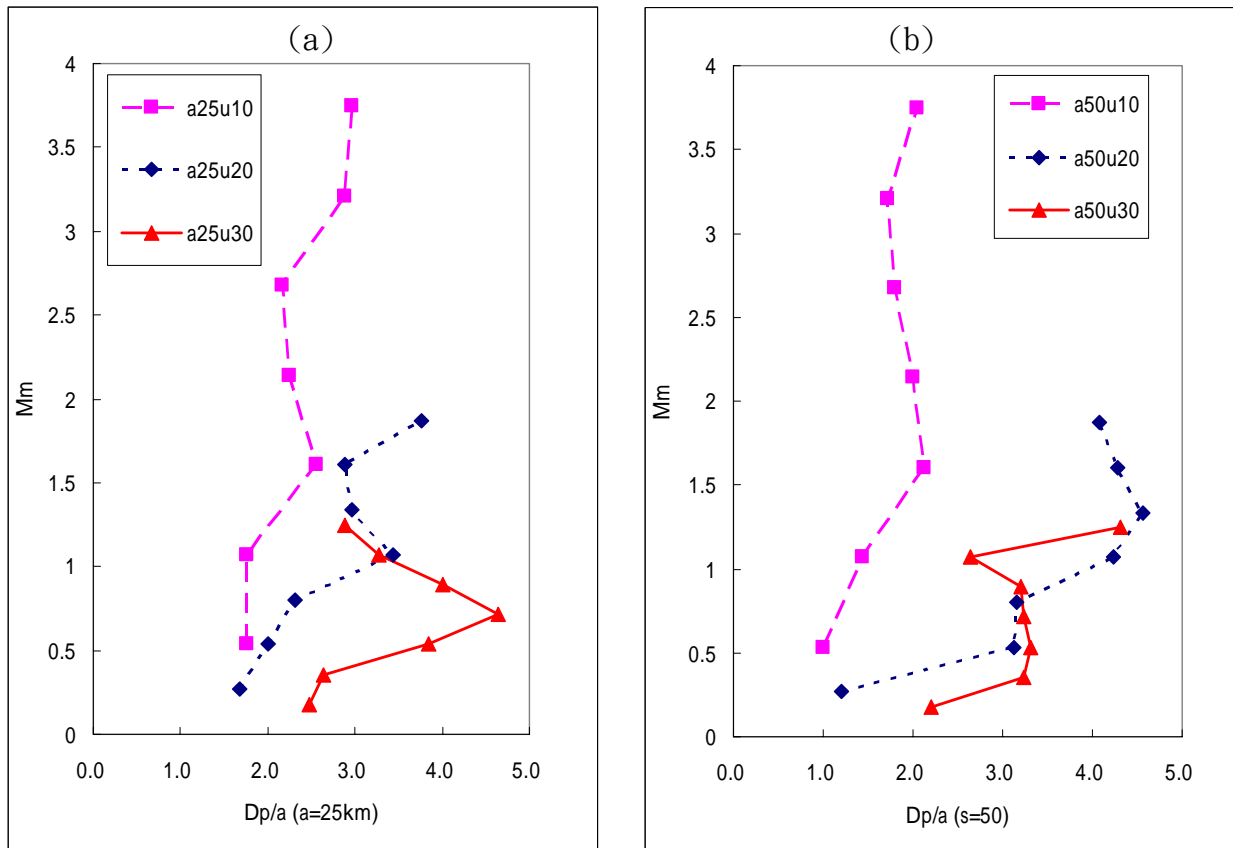


圖 4.21：為梅兩個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)和地形高度參數(Mm)，的關係圖，其中圖 a 代表半幅寬為 25 公里，圖 b 代表半幅寬為 50 公里；紅實線代表是風速 30(m/s)藍虛線代表的是風速 20(m/s)、粉紫點線是風速為 10(m/s)時，降水範圍和地形高度參數的關係圖。

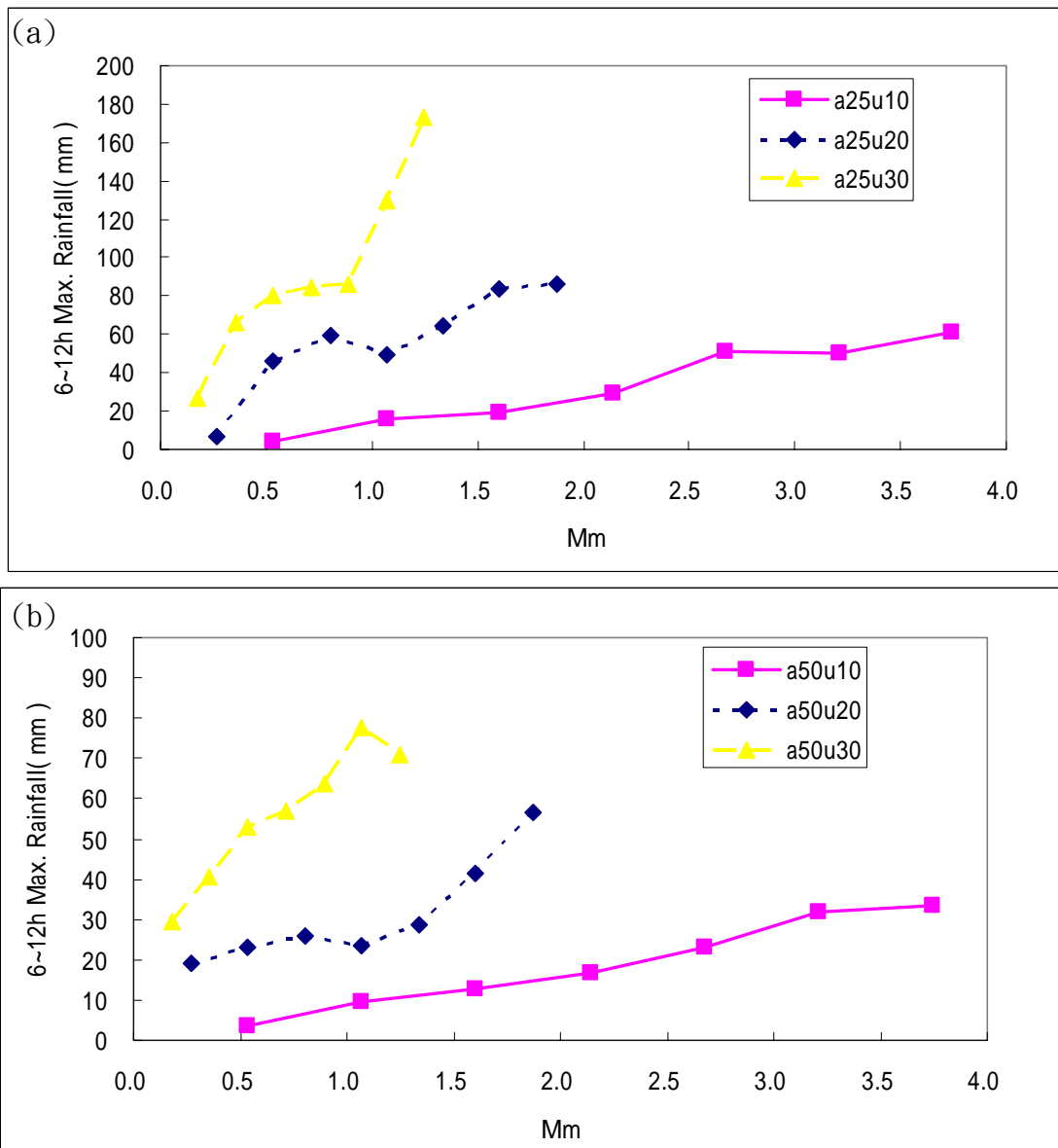


圖 4.22：a 圖代表在梅雨個案中，半幅寬為 25 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，b 圖代表在梅雨個案中，當半幅寬為 50 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，其中紫色的實線代表風速為 10(m/s)，藍點線代表風速 20(m/s)，黃虛線代表風速為 30(m/s)。

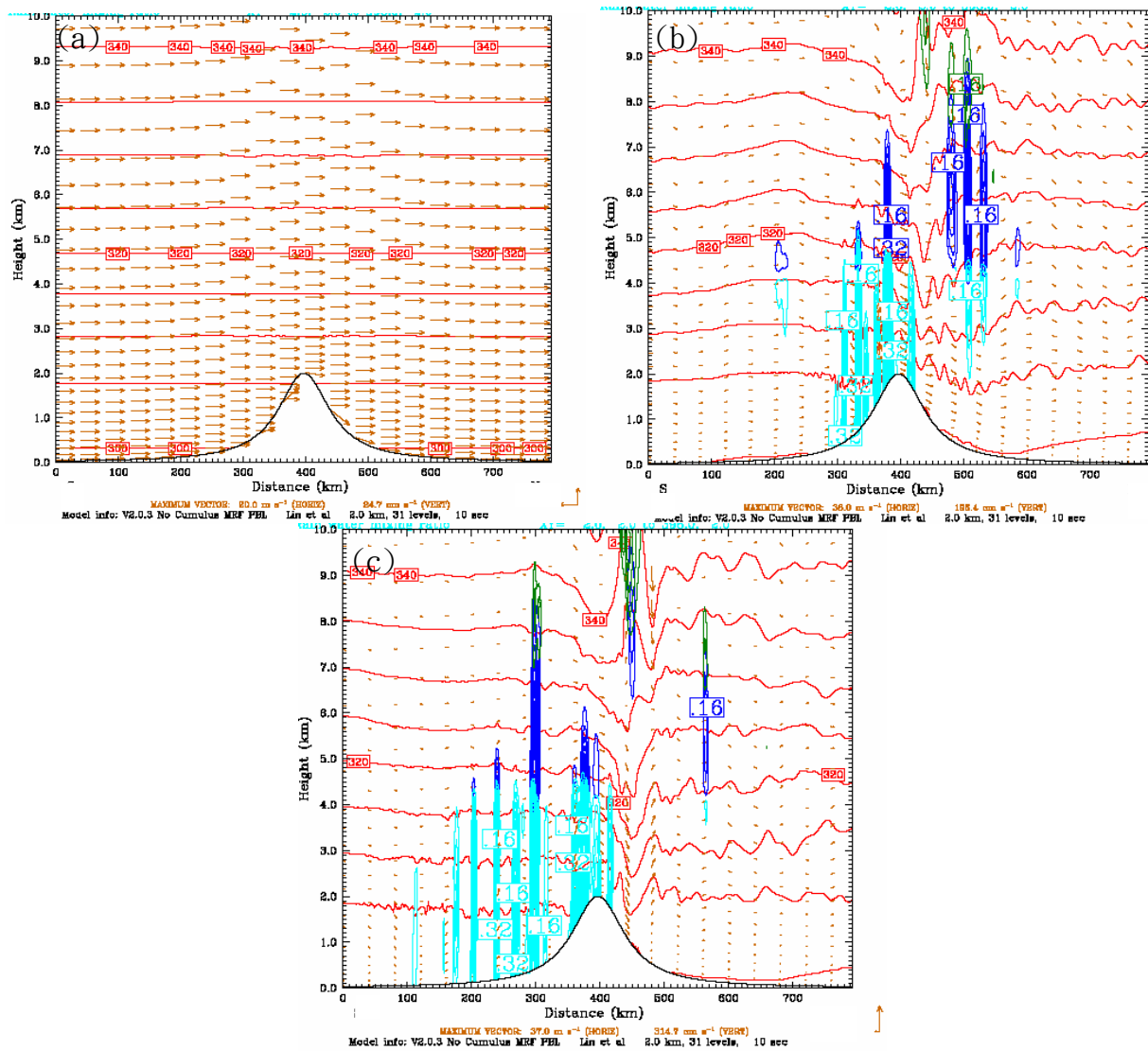


圖 4.23：為 Mh2000a25u20 個案中，降水粒子隨時間變化的瞬間垂直剖面圖，圖 a 代表初始時間($t=0$)，圖 b 代表第 6 小時地瞬間剖面，圖 c 代表第 12 小時的瞬間剖面，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.08g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.08g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.08g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

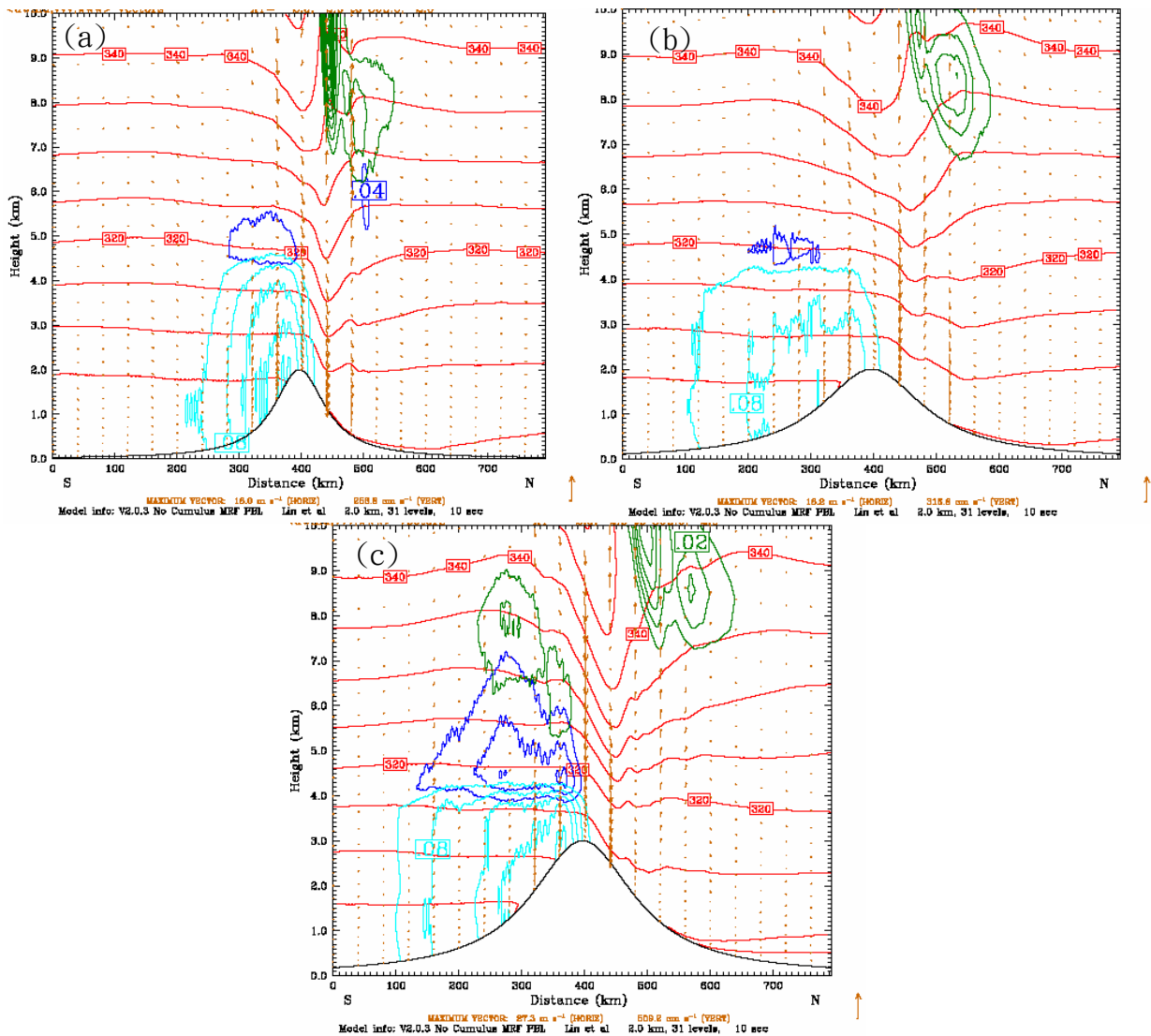


圖 4.24：降水粒子的 6~12 小時平均垂直剖面圖，圖 a 代表個案 Mh2000a25u20，圖 b 代表個案 Mh2000a50u20，圖 c 代表個案 Mh3000a50u20，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

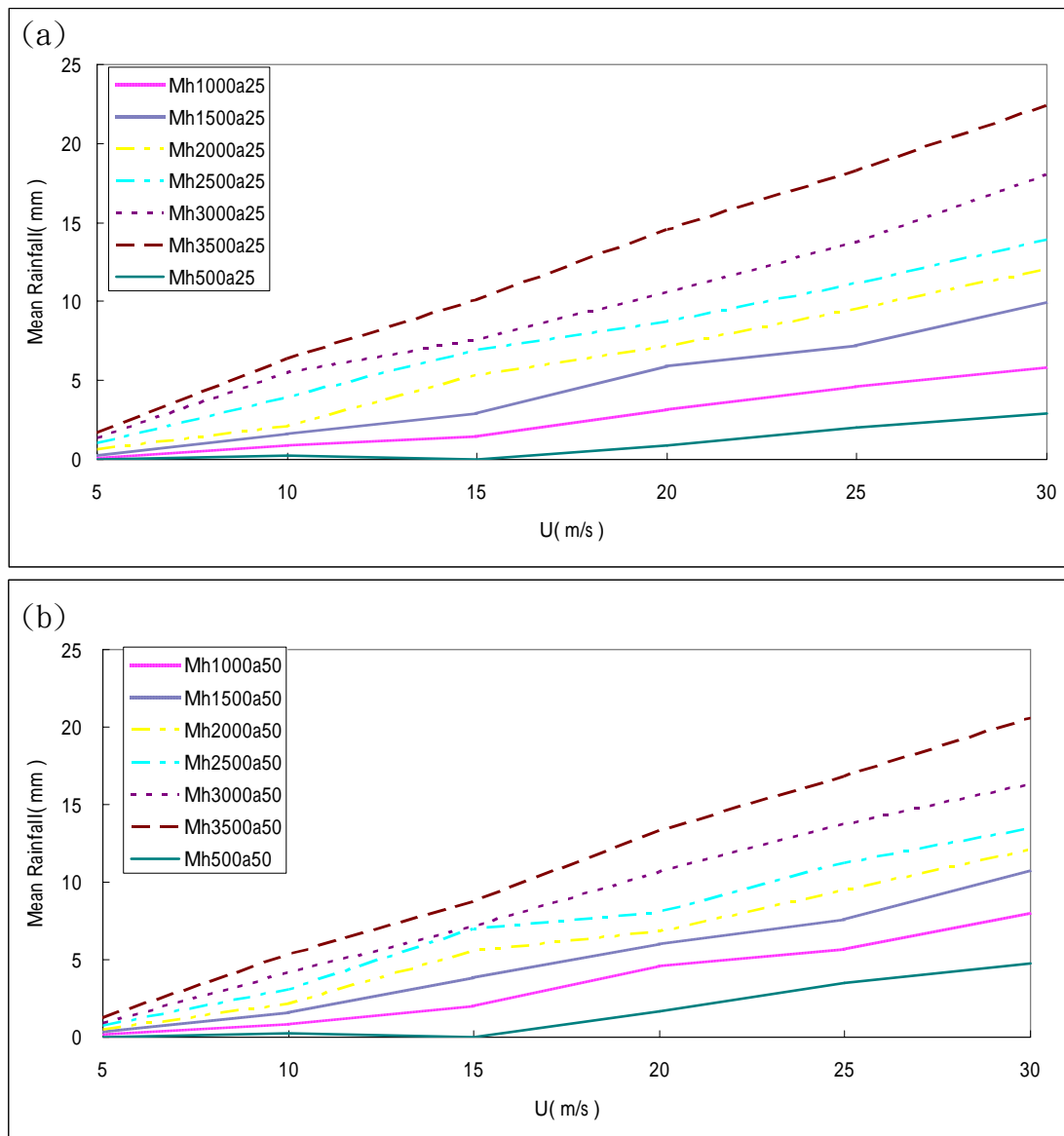


圖 4.25：圖 a、圖 b 分別代表梅兩個案中，山脈半幅寬為 25 公里、50 公里時，網域內平均降雨和風速的關係圖。

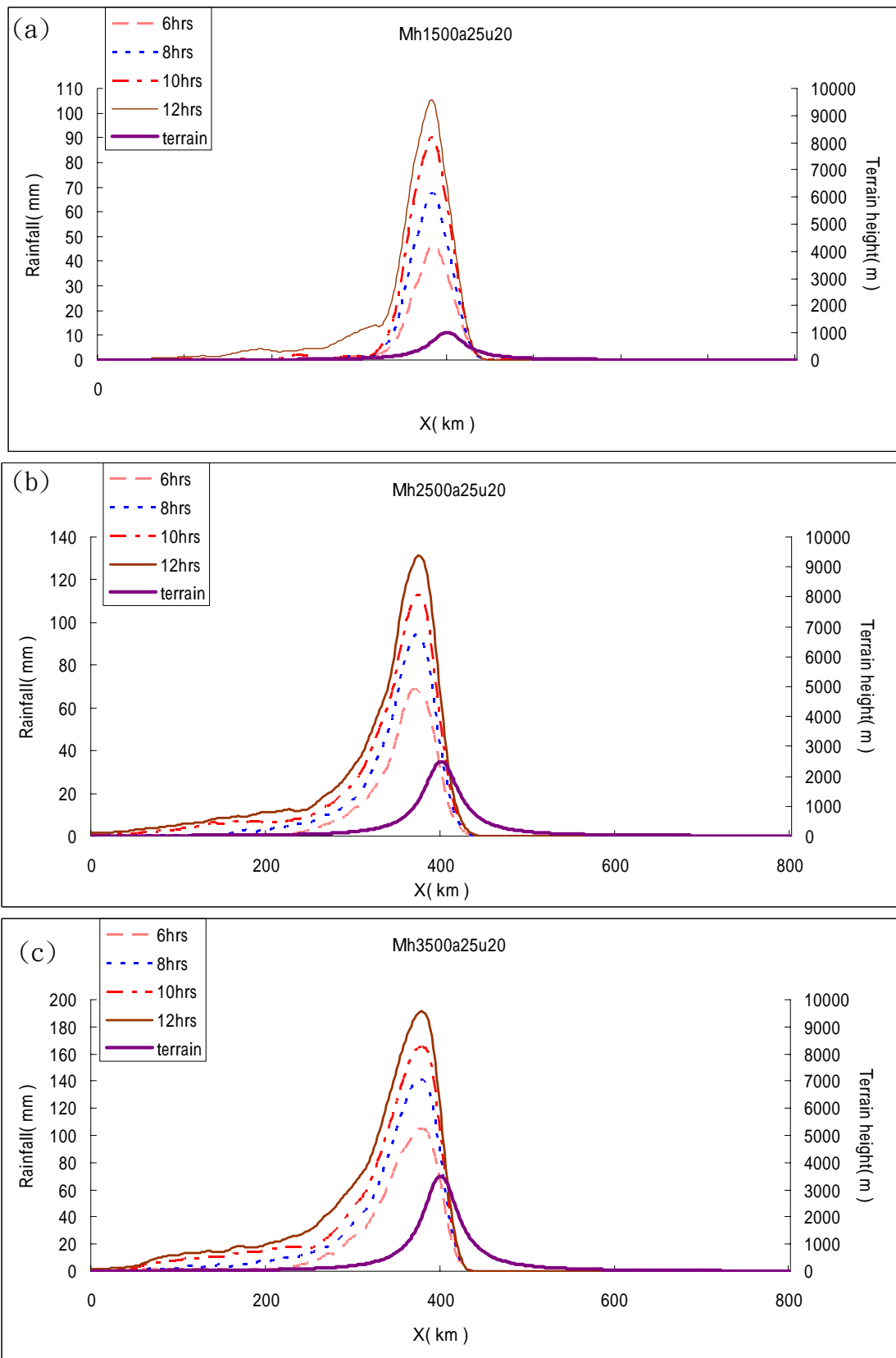


圖 4.26：圖 a, b, c 分別為梅雨個案中 Mh1500a25u20、Mh2500a25u20、Mh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色粗實線代表地形。

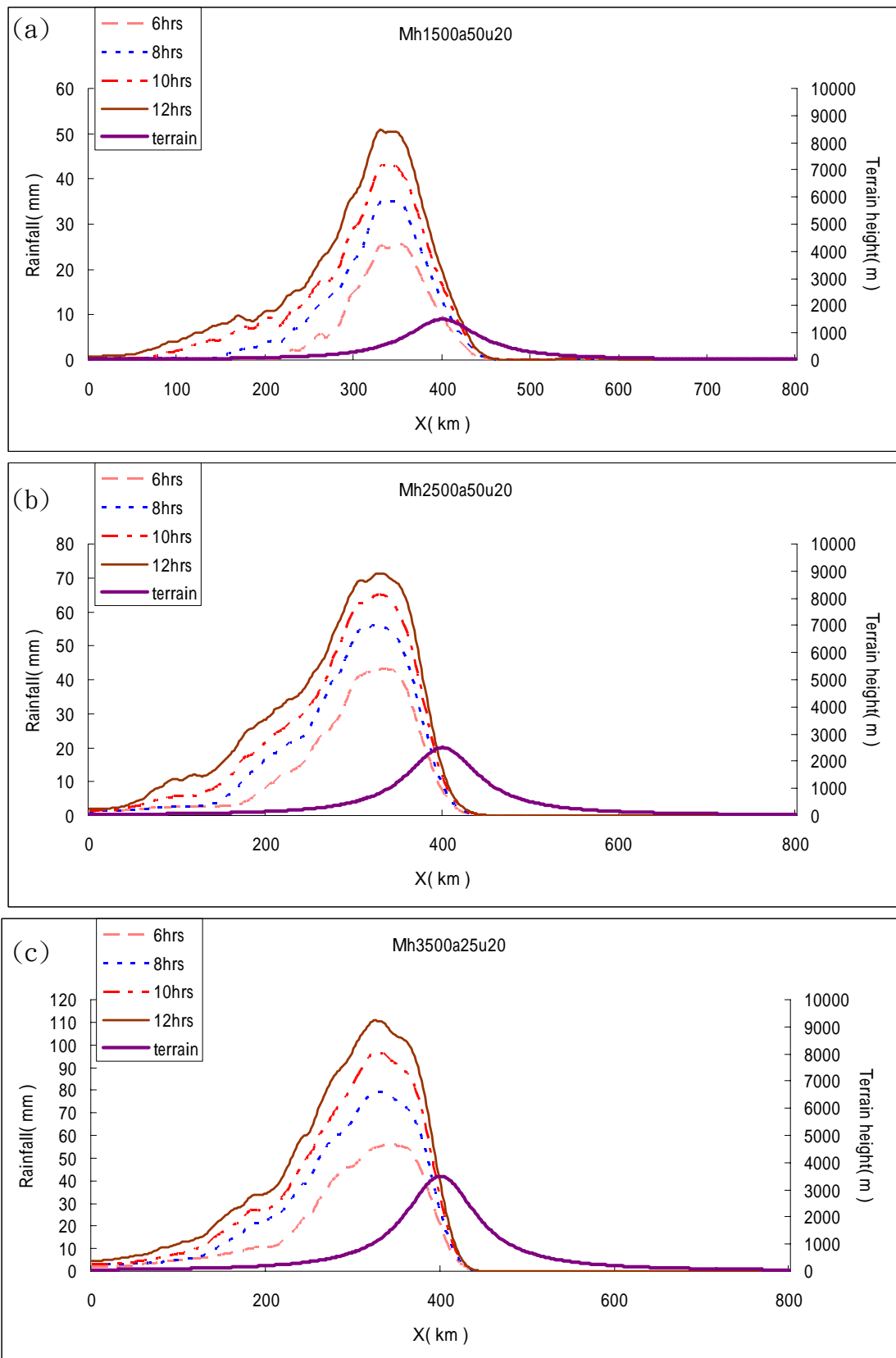


圖 4.27：圖 a,b,c 分別為梅雨個案中 Mh1500a50u20、Mh2500a50u20、Mh3500a50u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色粗實線代表地形。

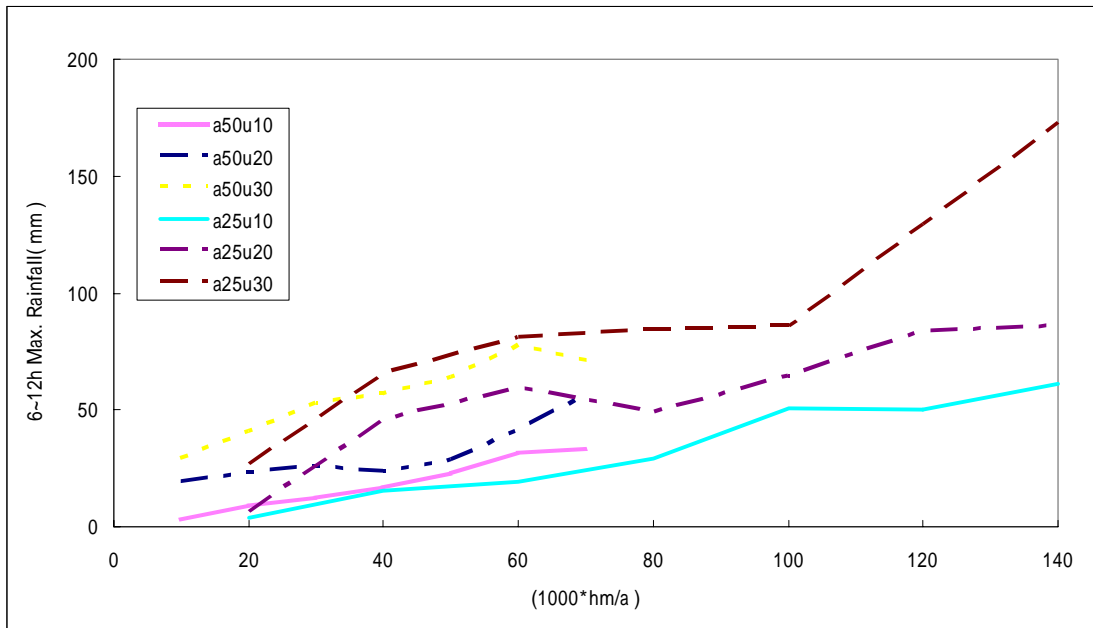


圖 4.28：梅雨個案時，山脈斜率和最大降雨的關係圖。

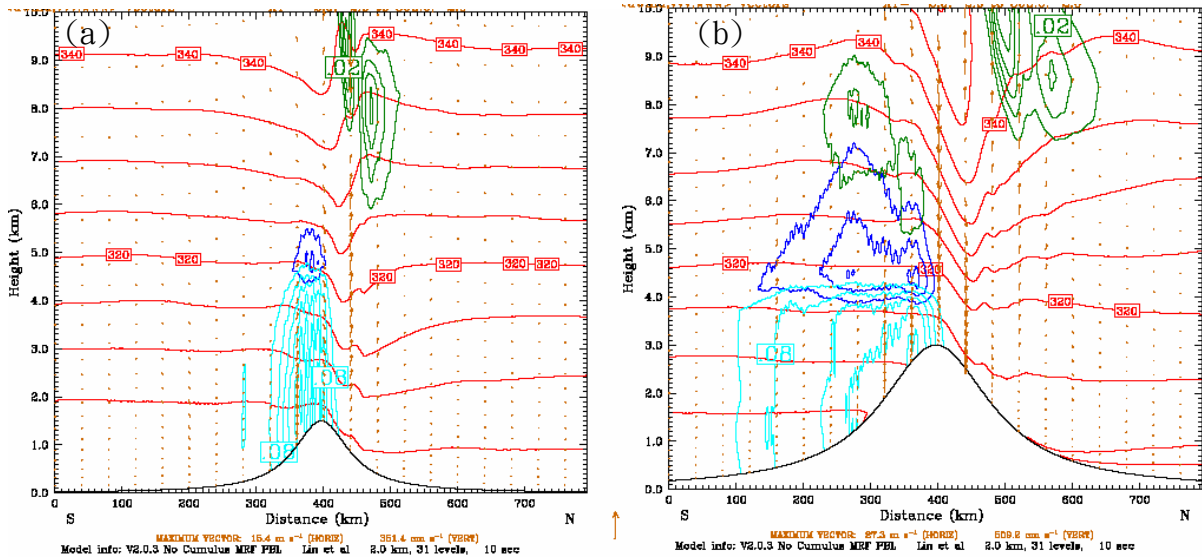


圖 4.29：圖 a 代表 Mh1500a25u20，圖 b 代表 Mh3000a50u20，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

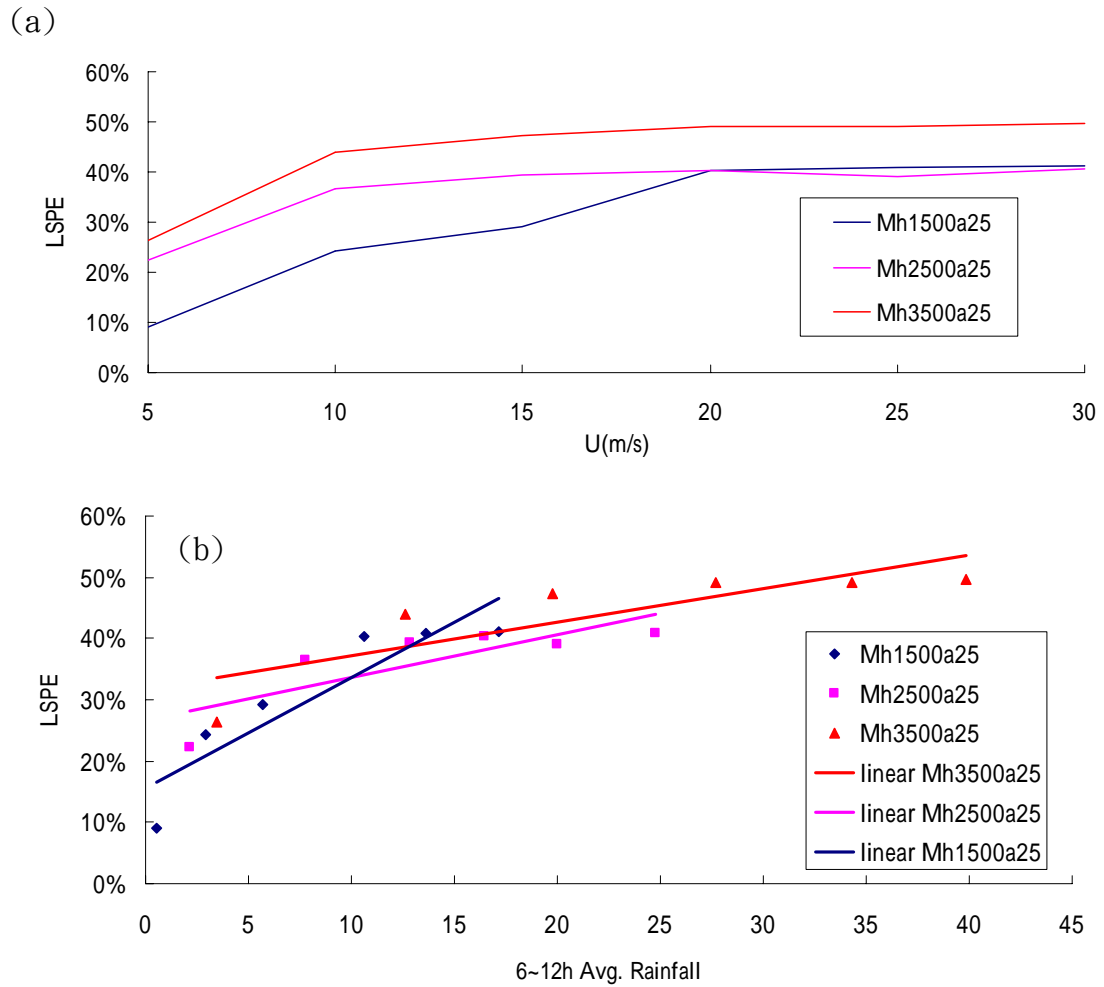
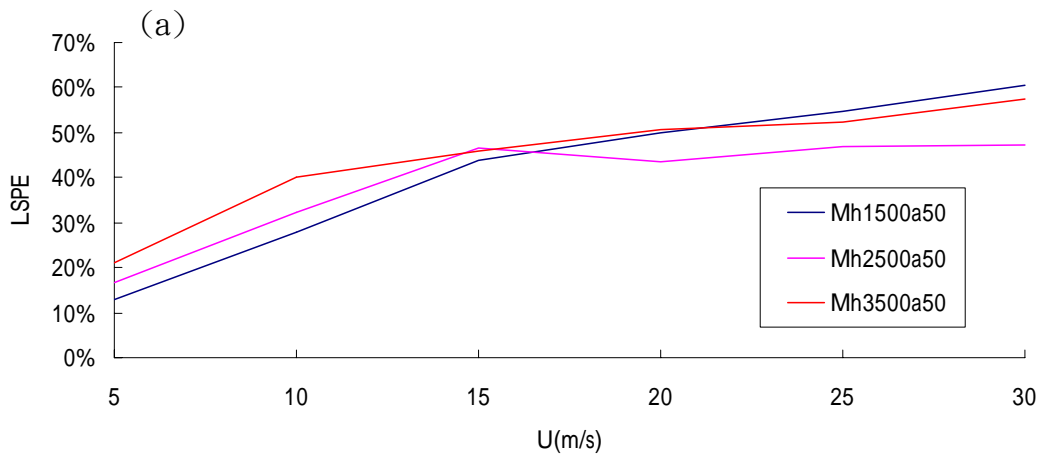


圖 4.30：圖 a 分別代表梅雨個案中，半幅寬為 25 公里，迎風面上 6~12 小時內降水效率隨著風速變化的情形，圖 b 代表迎風面上 6~12 小時內降水效率隨著平均迎風面雨量的變化情形，其中紅實線代表高度 3500 公尺的山脈，紫實線為 2500 公尺的山脈，藍色線為 1500 公尺的山脈。



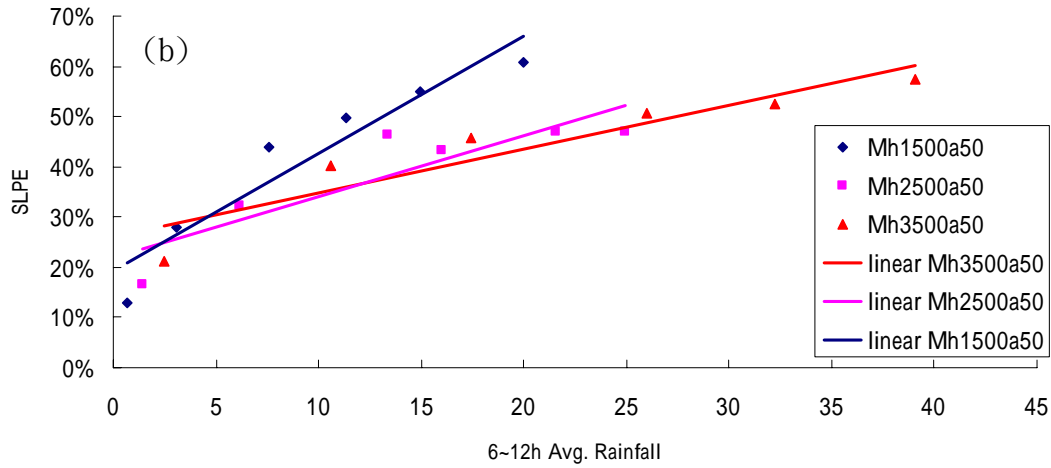


圖 4.31：圖 a 分別代表梅雨個案中半幅寬為 50 公里，最後 6 小時內降水效率隨者風速變化的情形，圖 b 代表 6~12 小時內降水效率隨著平均迎風面雨量的變化情形，其中紅實線代表高度 3500 公尺的山脈，紫實線為 2500 公尺的山脈，藍色線為 1500 公尺的山脈。

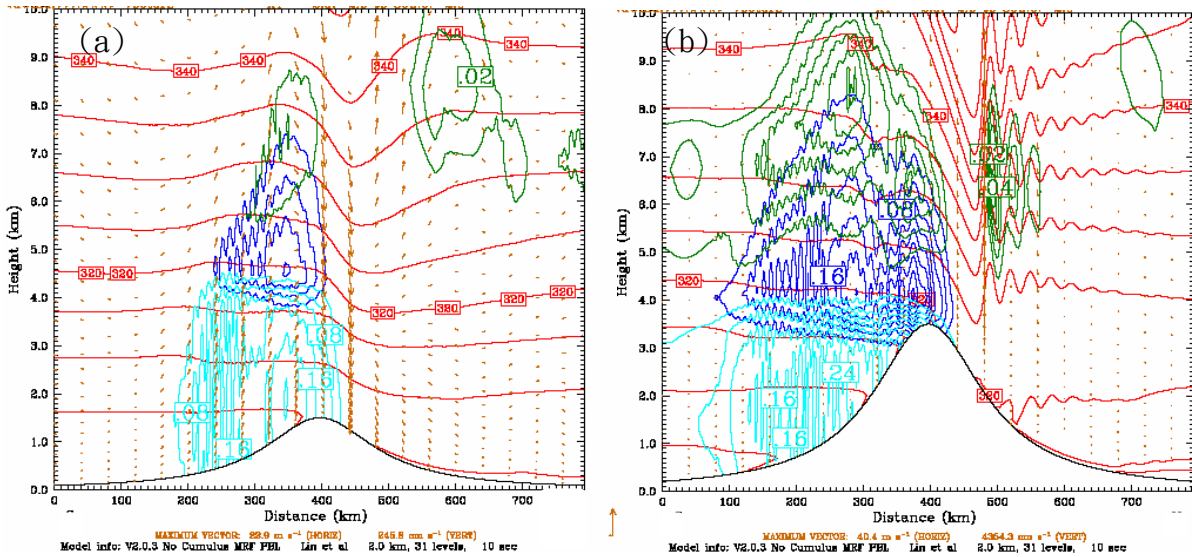


圖 4.32：a 圖代表 Mh1500a50u30 時的垂直平均剖面圖，b 圖代表 Mh3500a50u30 時的垂直(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

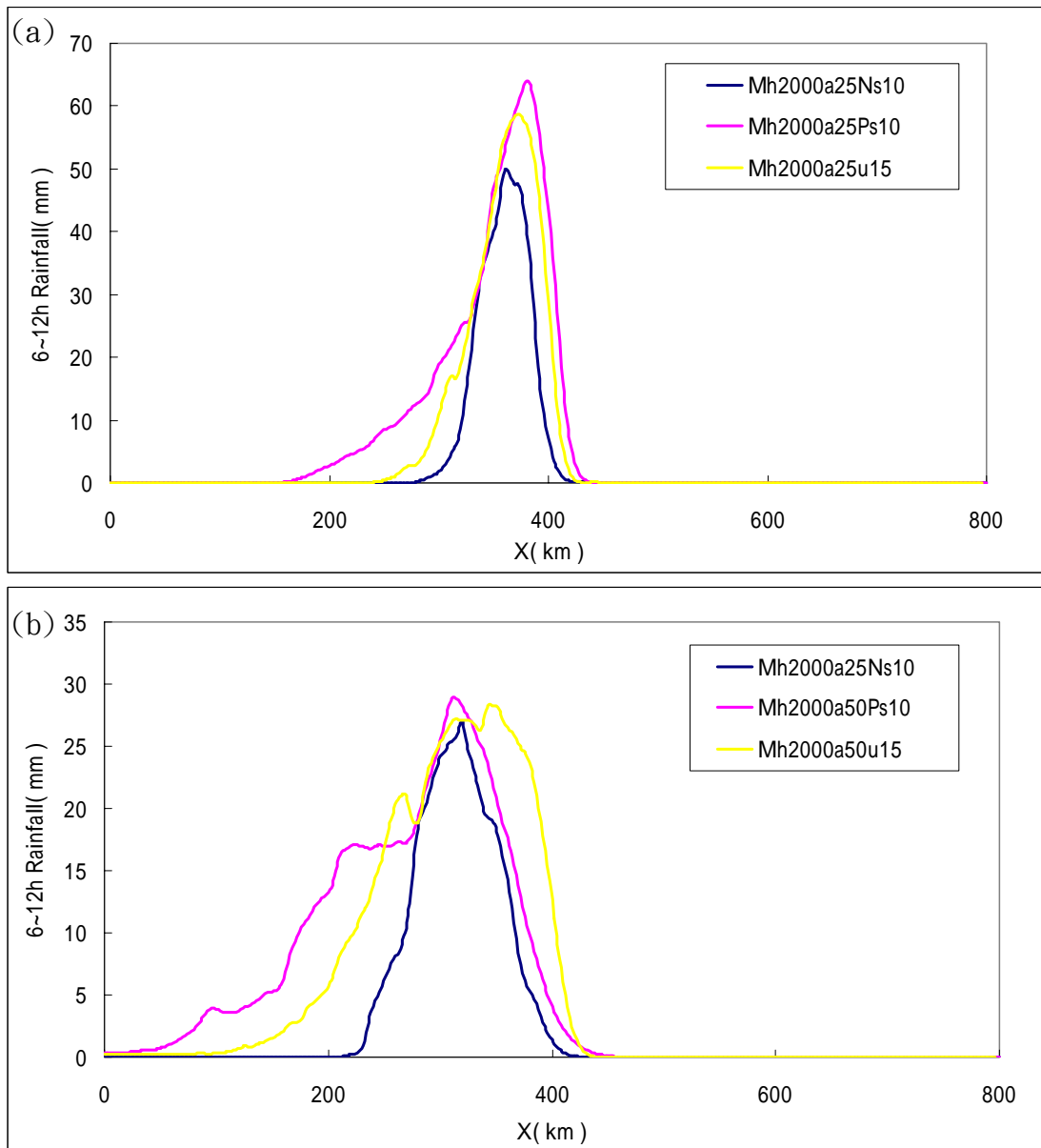


圖 4.33：圖 a 代表當山脈高為 2000 公尺，半幅寬為 25 公里時，垂直風切大於零 ($\partial u / \partial z > 0$) (Mh2000a25sP15)，和垂直風切小於零 ($\partial u / \partial z < 0$) (Mh2000a25sM15)，和沒有垂直風切 (Mh2000a25u15) 最後 6 小時累積降雨的比較。

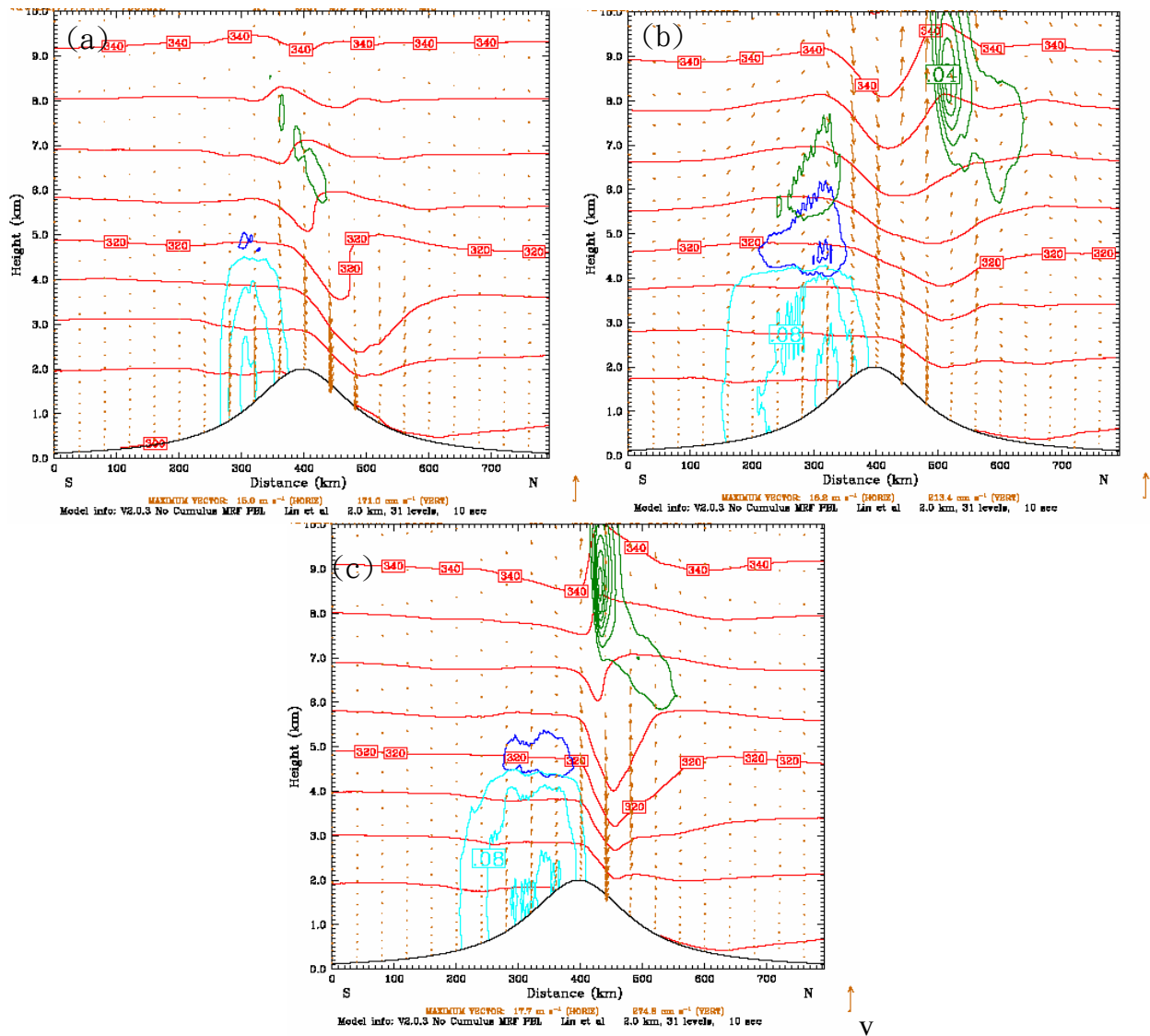


圖 4.34：a 圖為 Mh2000a50Ns10、b 圖為 Mh2000a50Ps10、c 圖為 Mh2000a50u15 的最後 6 小時平均剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

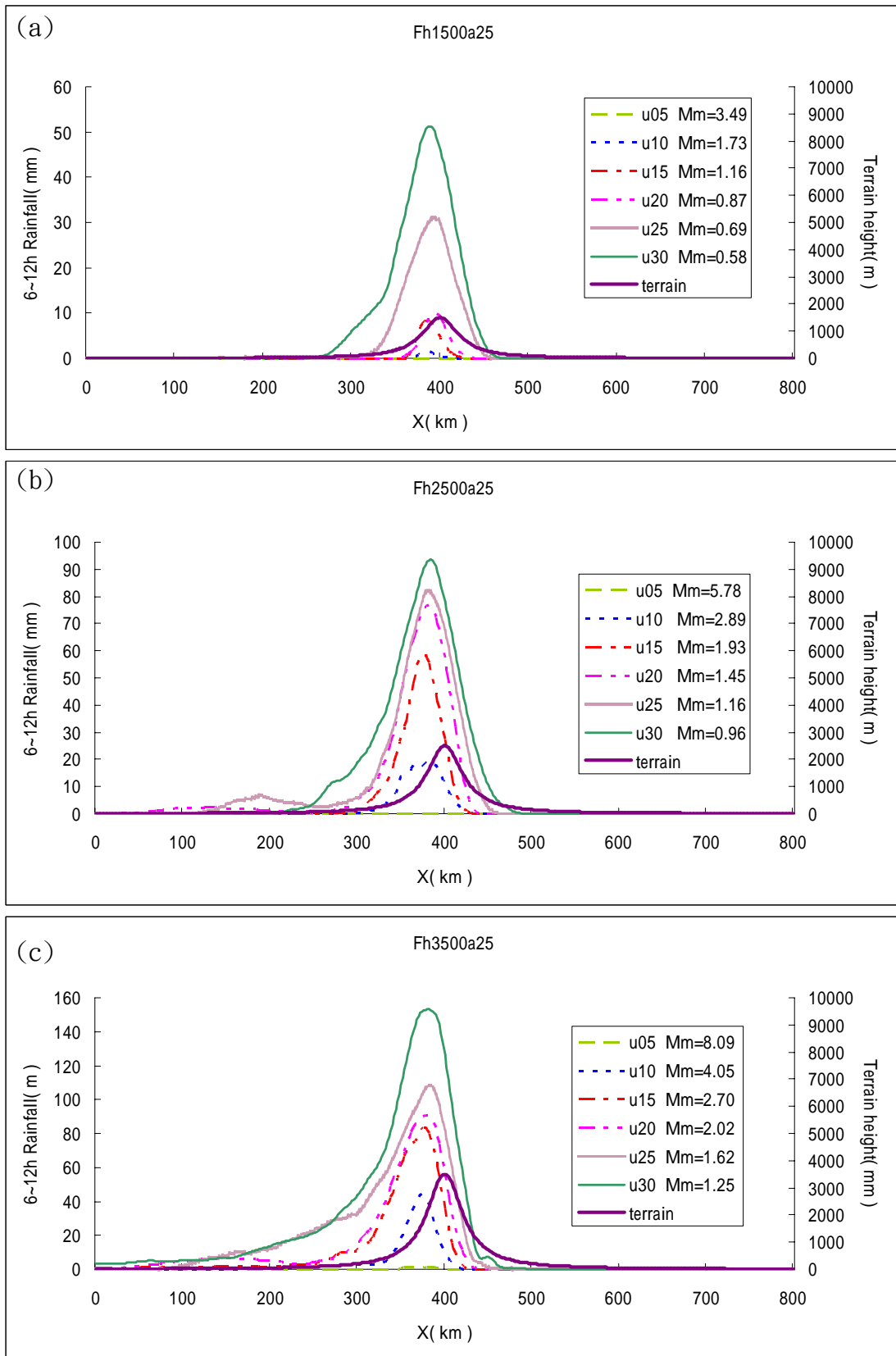


圖 4.35：圖 a 是在秋雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 25 公里，圖 b 是在梅雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 25 公里，圖 c 是在梅雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 25 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖。

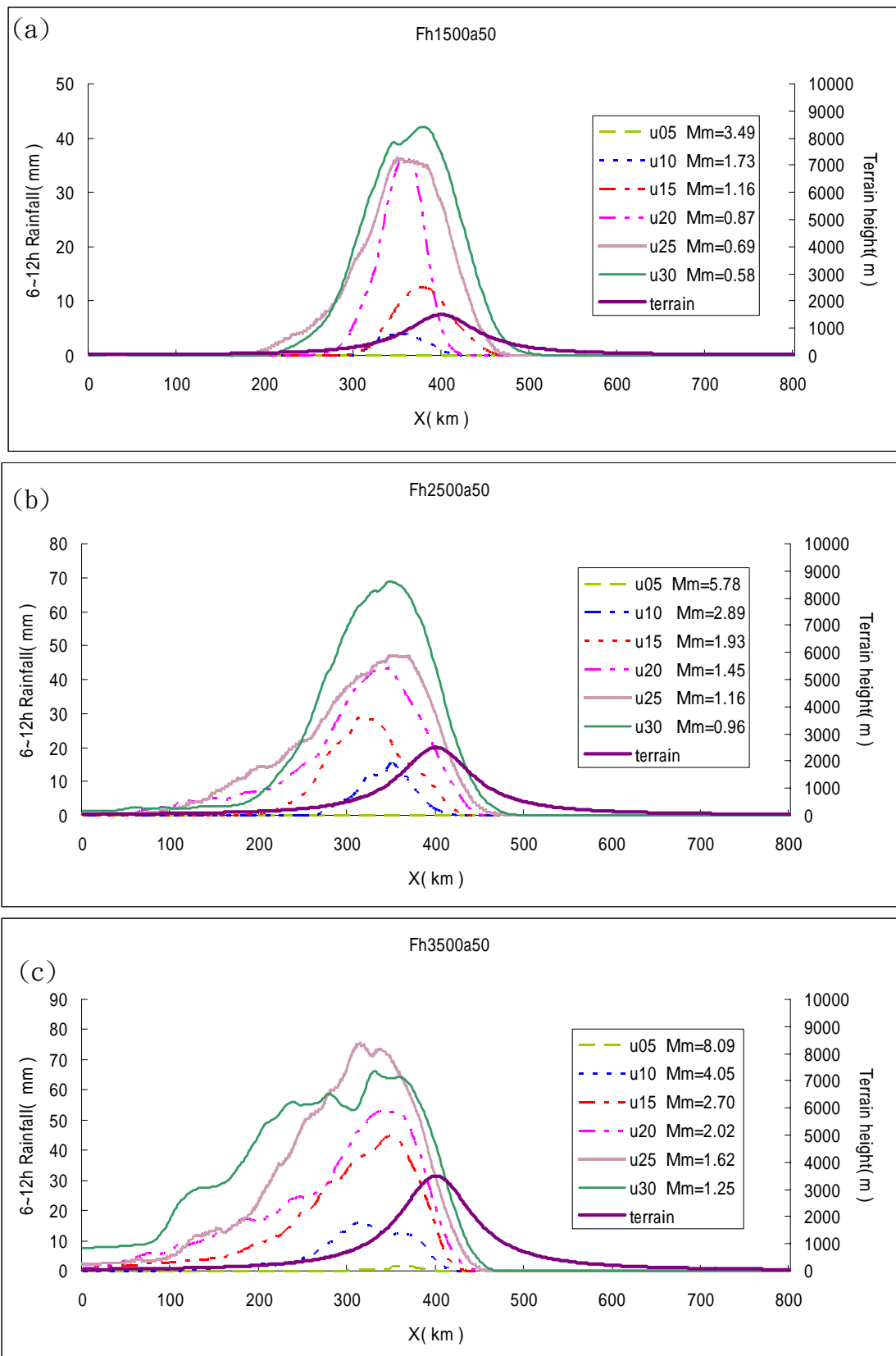


圖 4.36：圖 a 是在秋雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 50 公里，圖 b 是在梅雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 50 公里，圖 c 是在梅雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 50 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖。

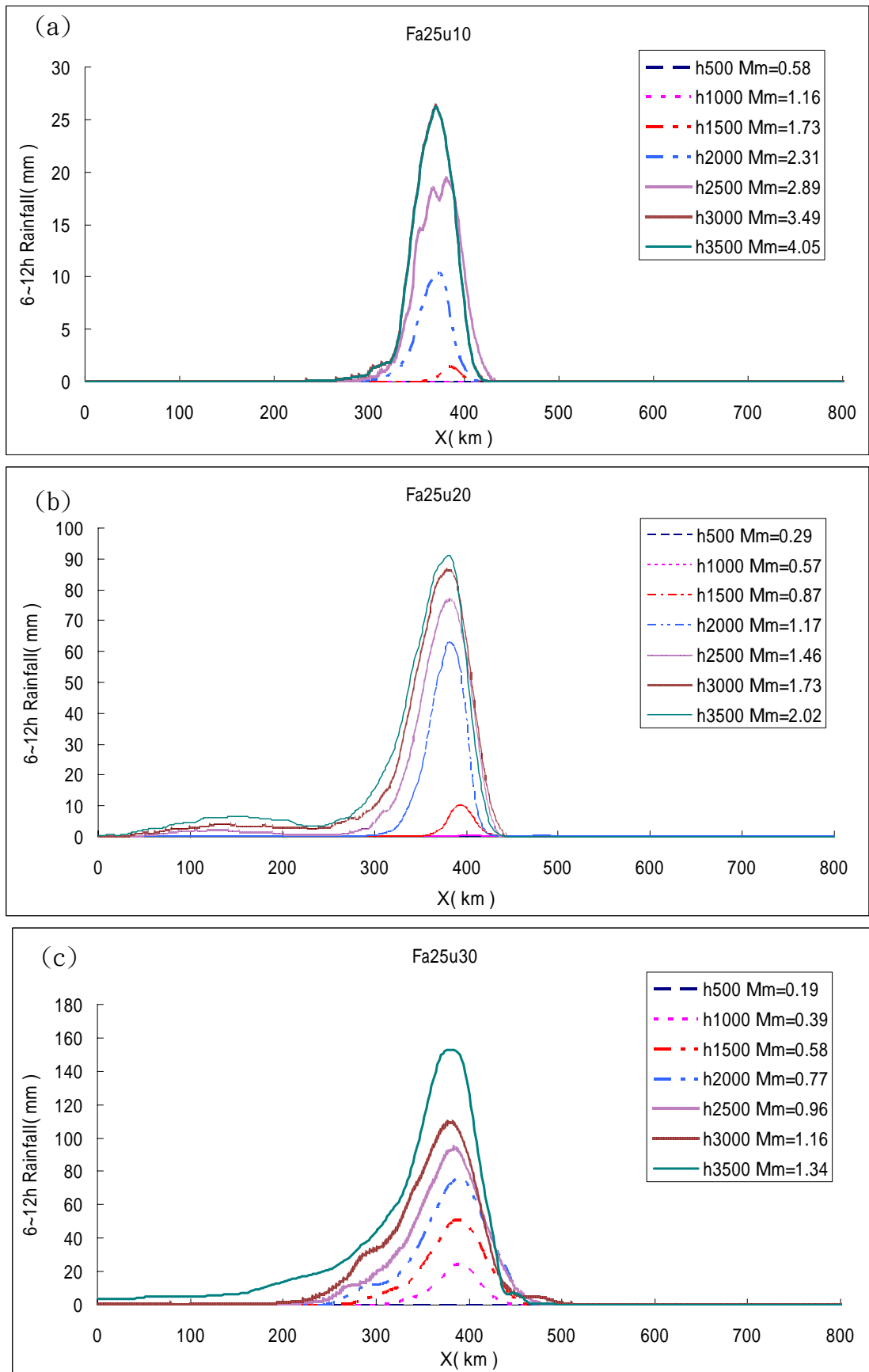


圖 4.37：圖 a, b, c 代表秋雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 25km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

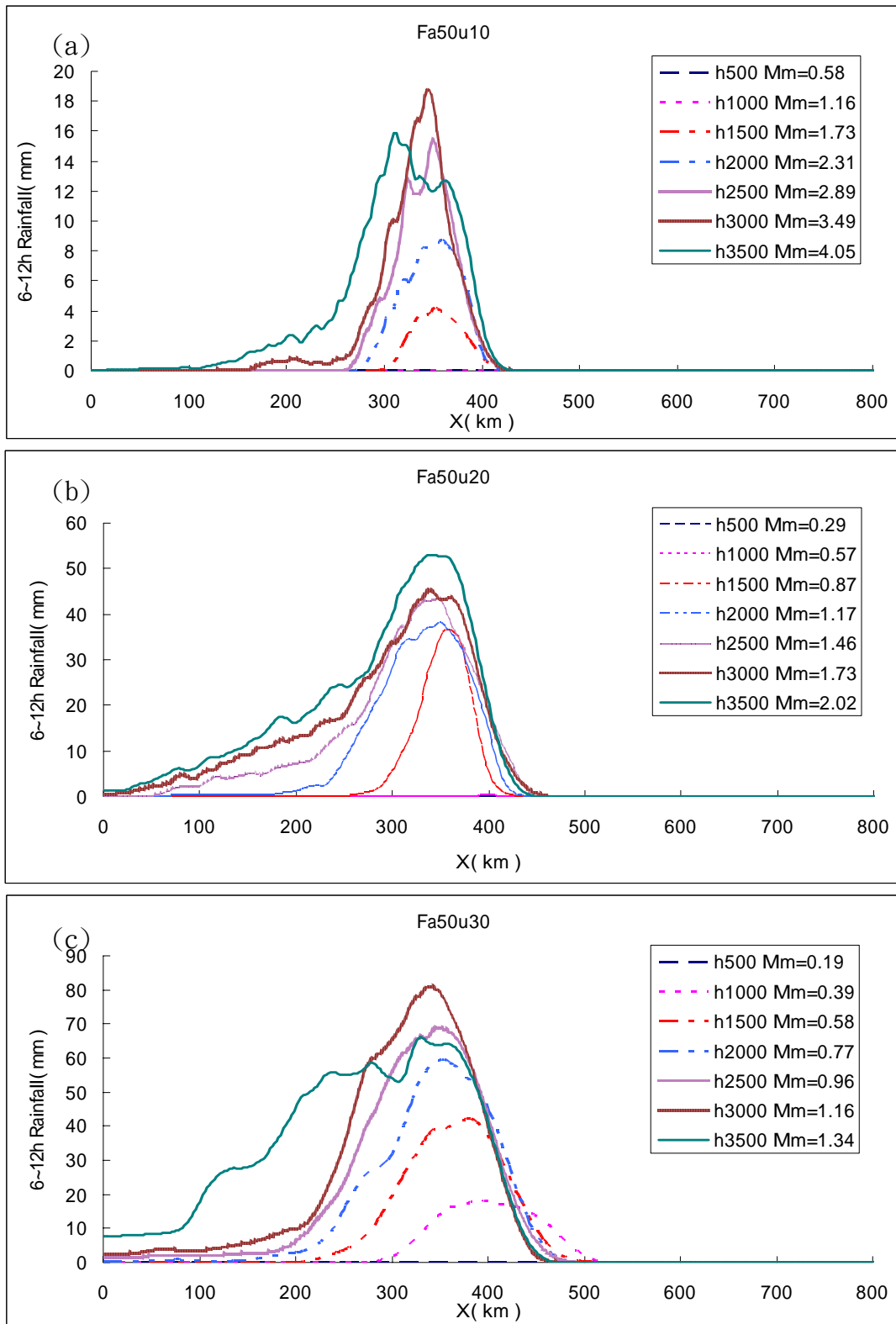


圖 4.38：圖 a, b, c 代表秋雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 50km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

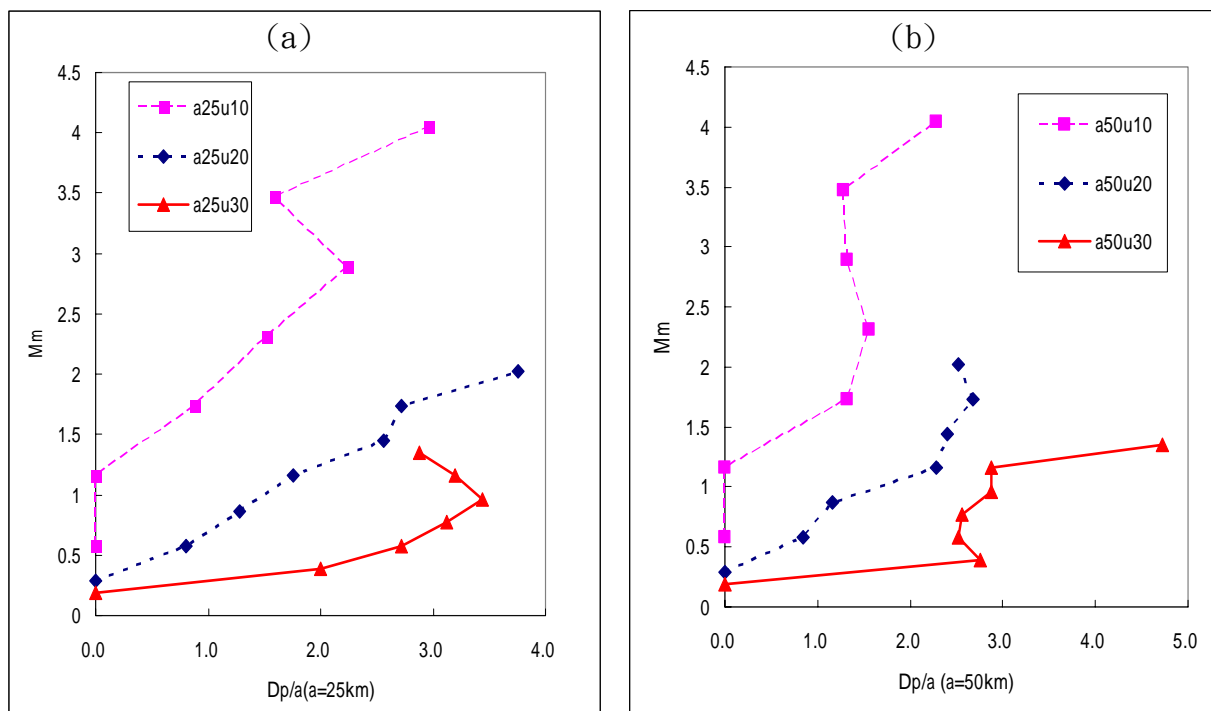


圖 4.39；為秋雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)和地形高度參數(Mm)，的關係圖，其中圖 a 代表半幅寬為 25 公里，圖 b 代表半幅寬為 50 公里；紅實線代表是風速 30(m/s)藍虛線代表的是風速 20(m/s)、粉紫點線是風速為 10(m/s)。

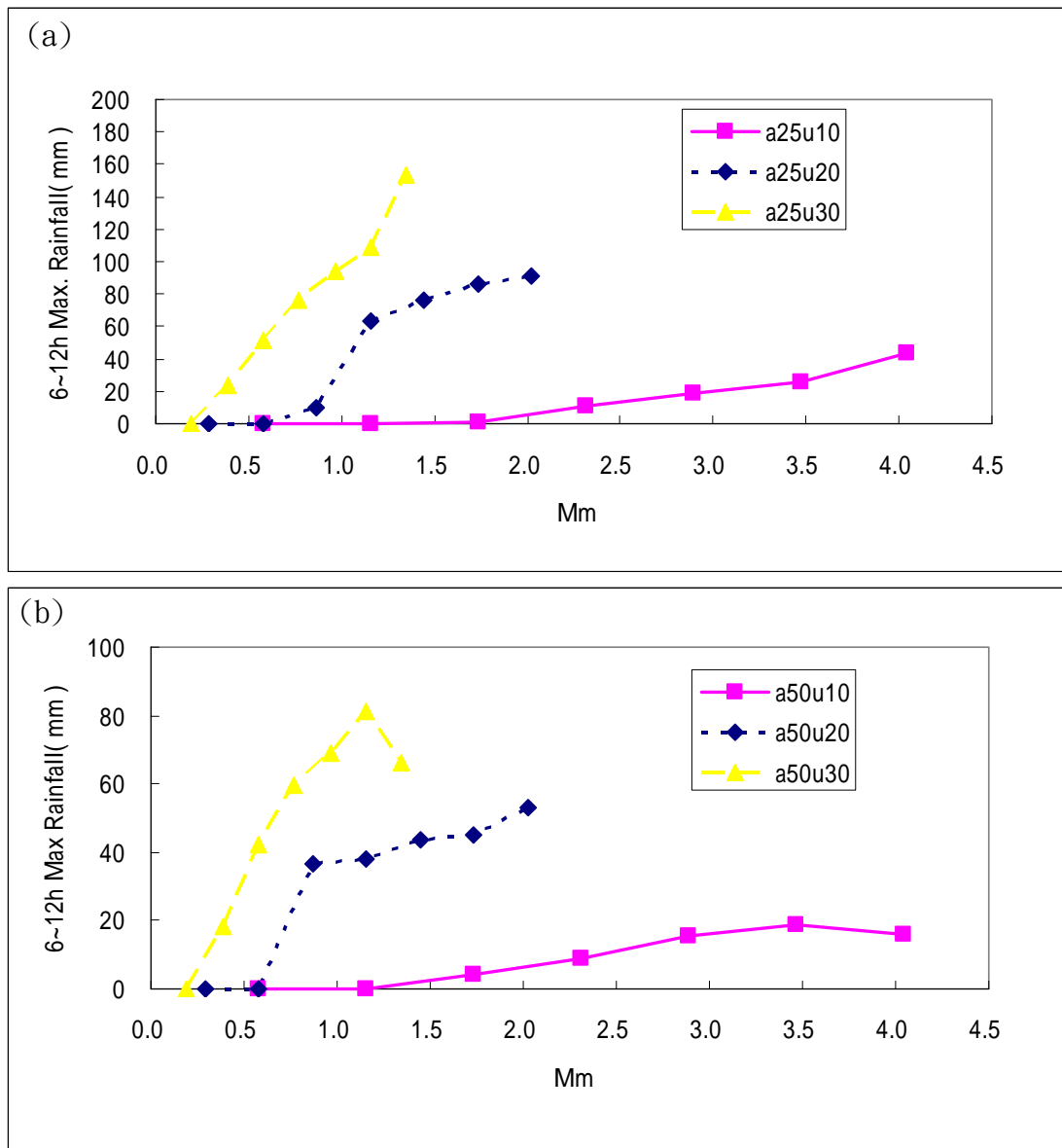


圖 4.40：a 圖代表在秋雨個案中，半幅寬為 25 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，b 圖代表在梅雨個案中，當半幅寬為 50 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，其中紫色的實線代表風速為 10(m/s)，藍點線代表風速 20(m/s)，黃虛線代表風速為 30(m/s)。

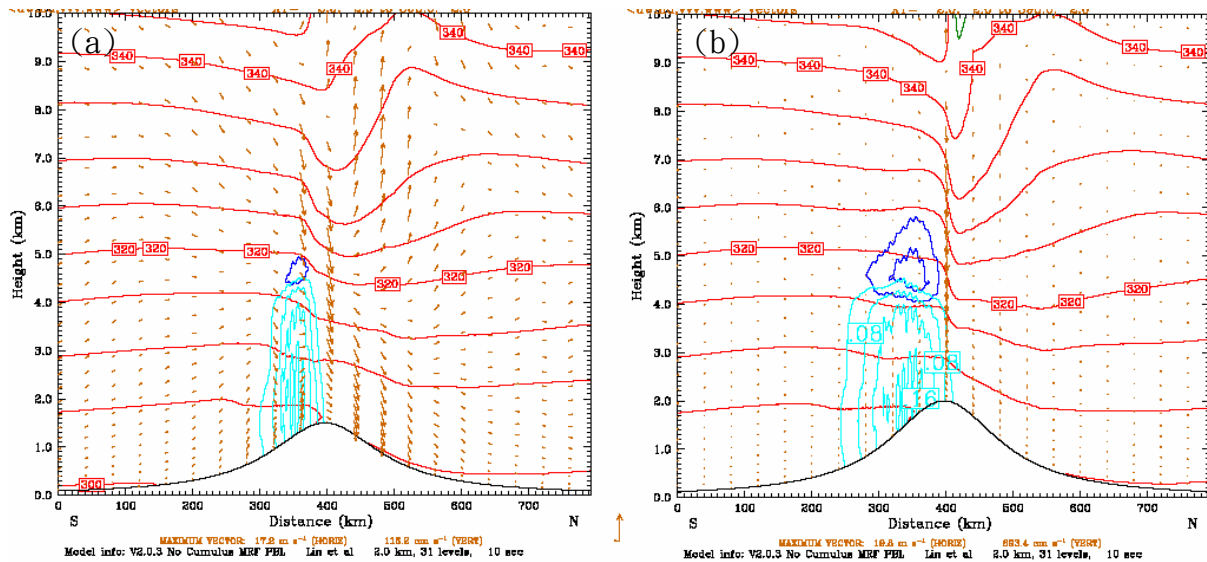


圖 4.41：圖 a 為秋雨個案中 Fh1500a50u20、圖 b 為 Fh2000a50u20 的平均垂直剖面，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

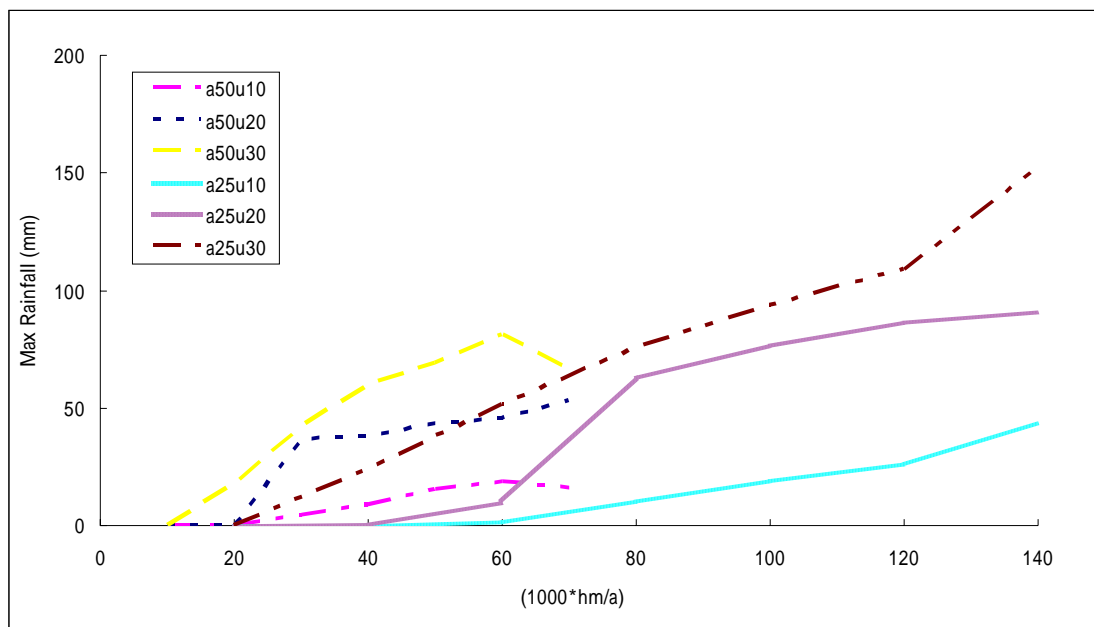


圖 4.42：秋雨個案時，山脈斜率和最大降雨的關係圖。

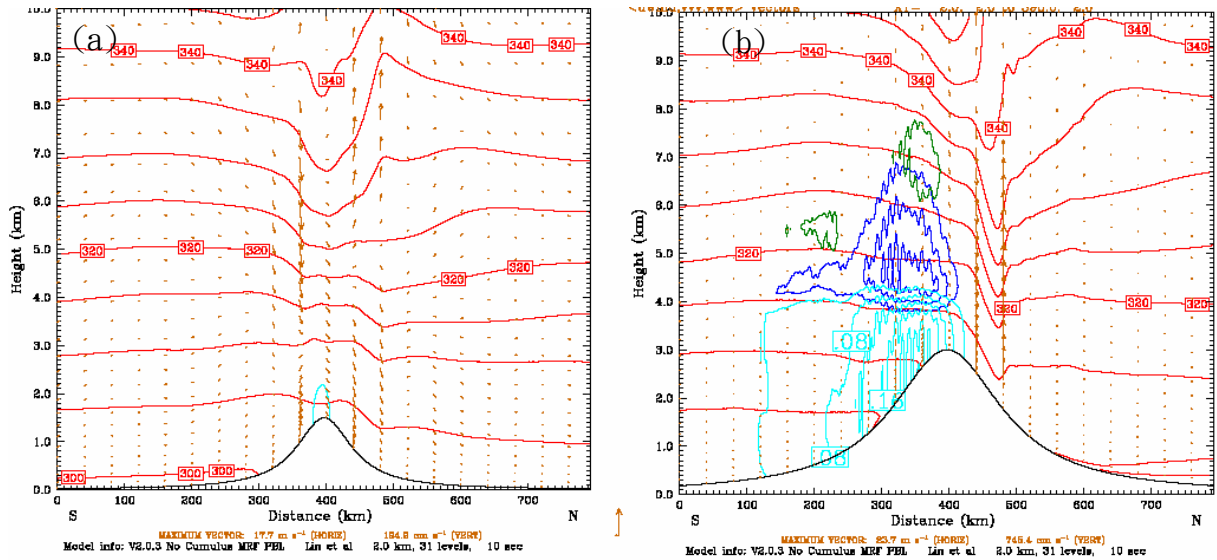
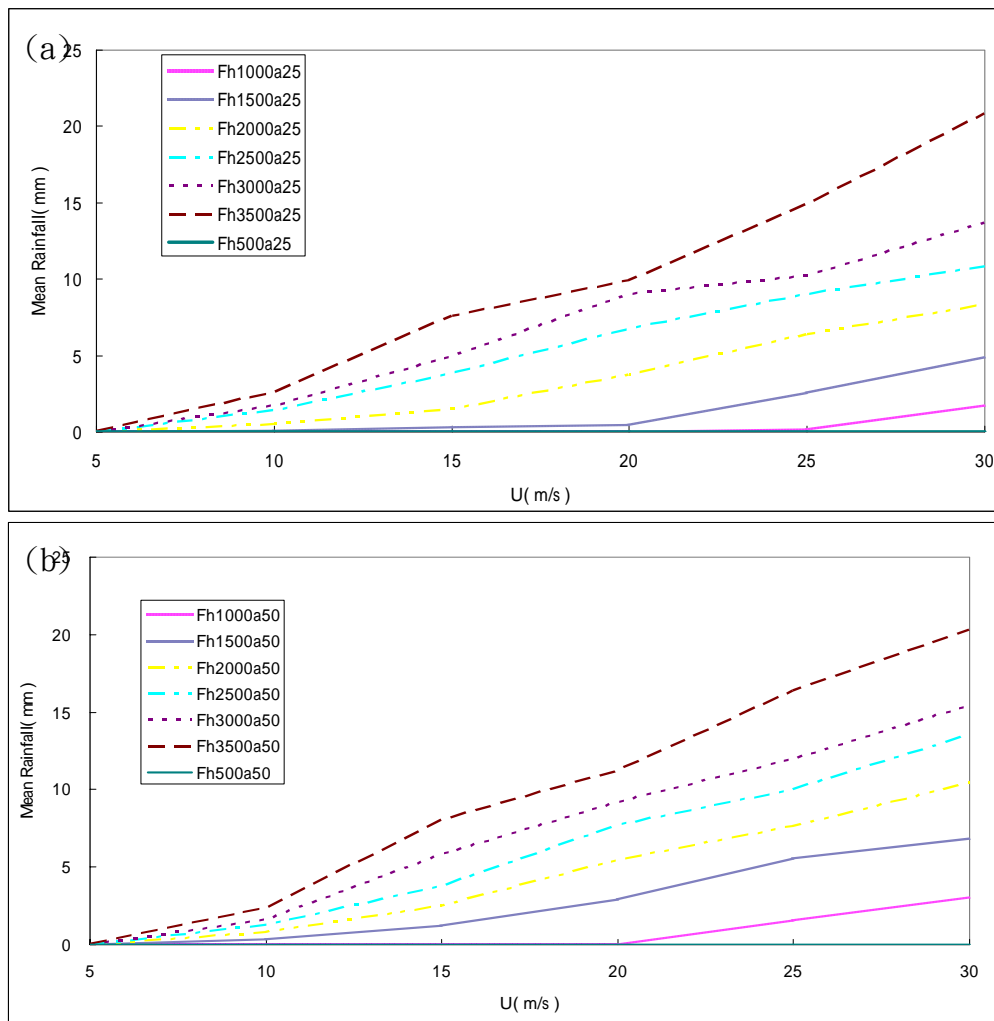


圖 4.43：a 圖為 Fh1500a25u20，b 圖為 F3000a50u20 的垂直平均剖面，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。



4.44：圖 a、圖 b 分別代表秋雨個案中，山脈半幅寬為 25 公里、50 公里時，網域內平均降雨和風速的關係圖。

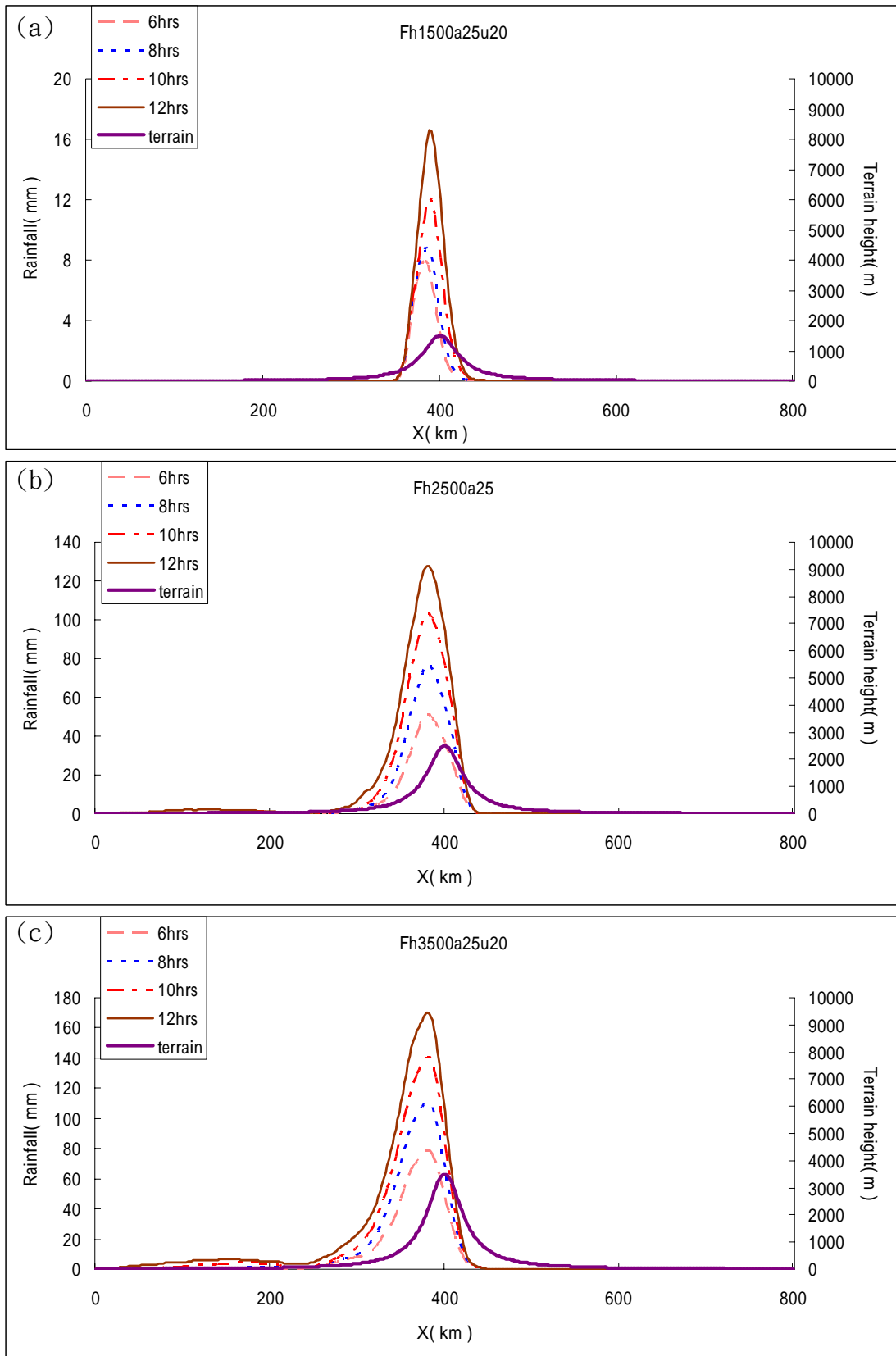


圖 4.45：圖 a,b,c 分別為秋雨個案中 Fh1500a25u20、Fh2500a25u20、Fh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色粗實線代表地形。

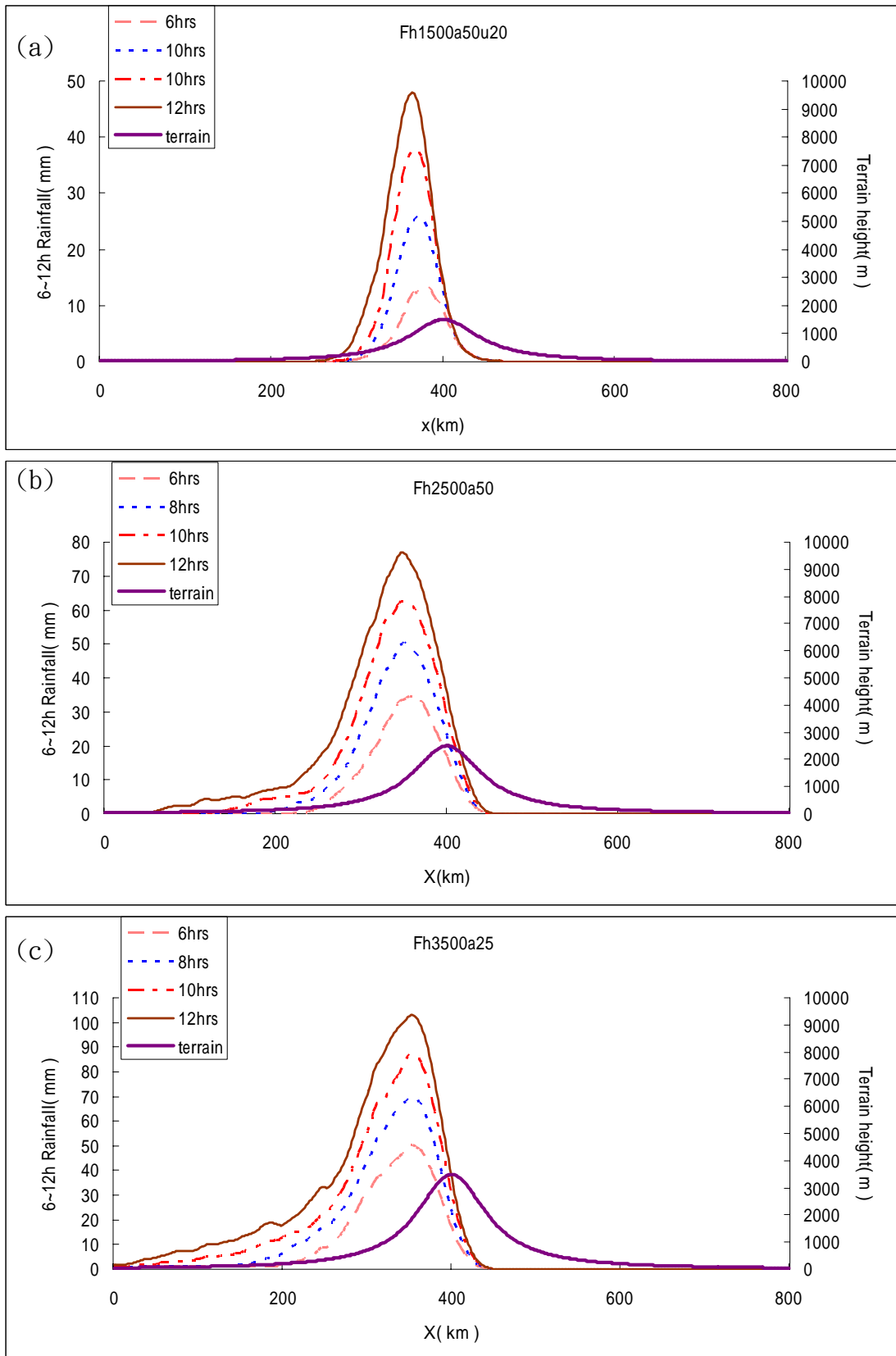


圖 4.46：圖 a,b,c 分別為秋雨個案中 Fh1500a50u20、Fh2500a50u20、Fh3500a50u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色粗實線代表地形。

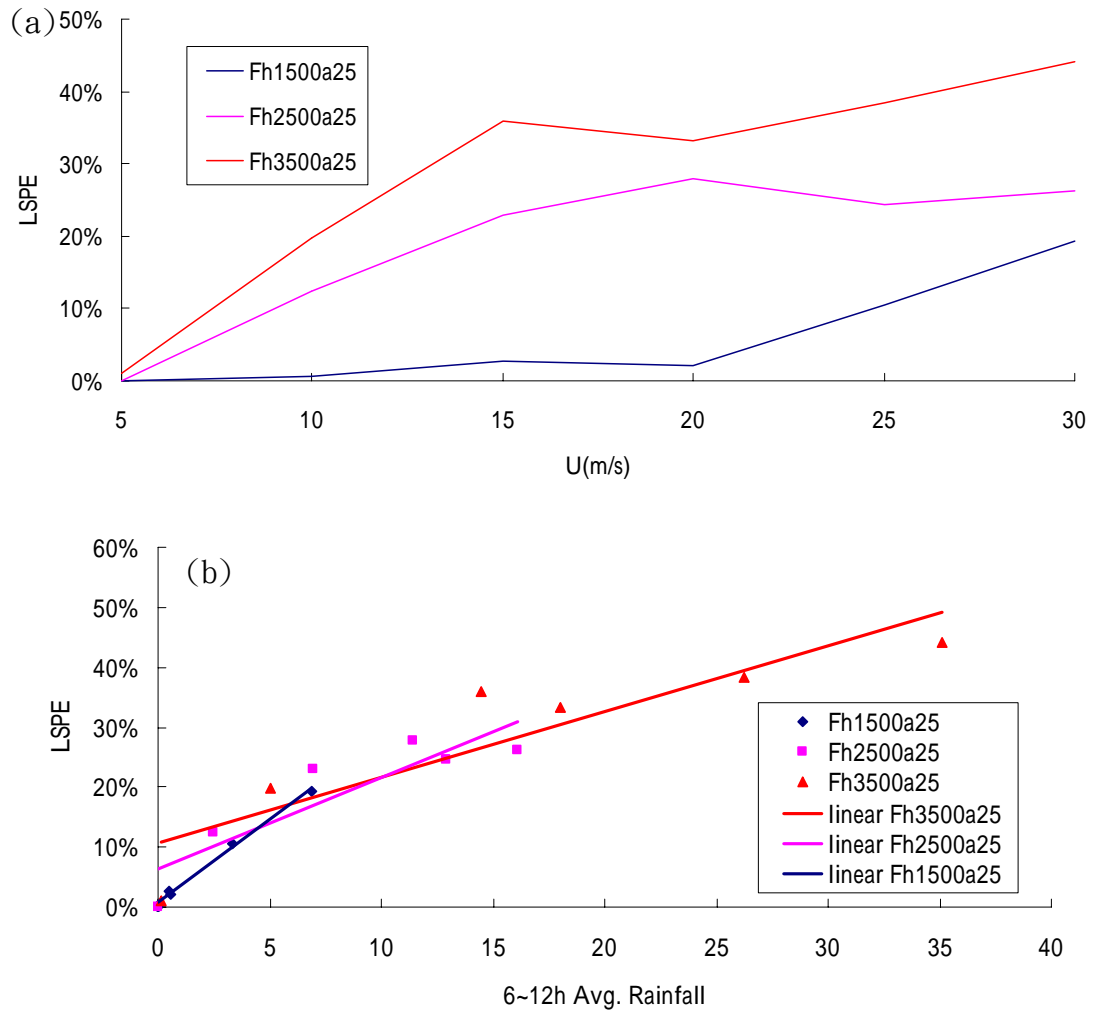


圖 4.47：圖 a 分別代表秋雨個案中半幅寬為 25 公里，迎風面上 6~12 小時內降水效率隨著風速變化的情形，圖 b 代表 6~12 小時迎風面上的降水效率隨著累積雨量的變化情形。

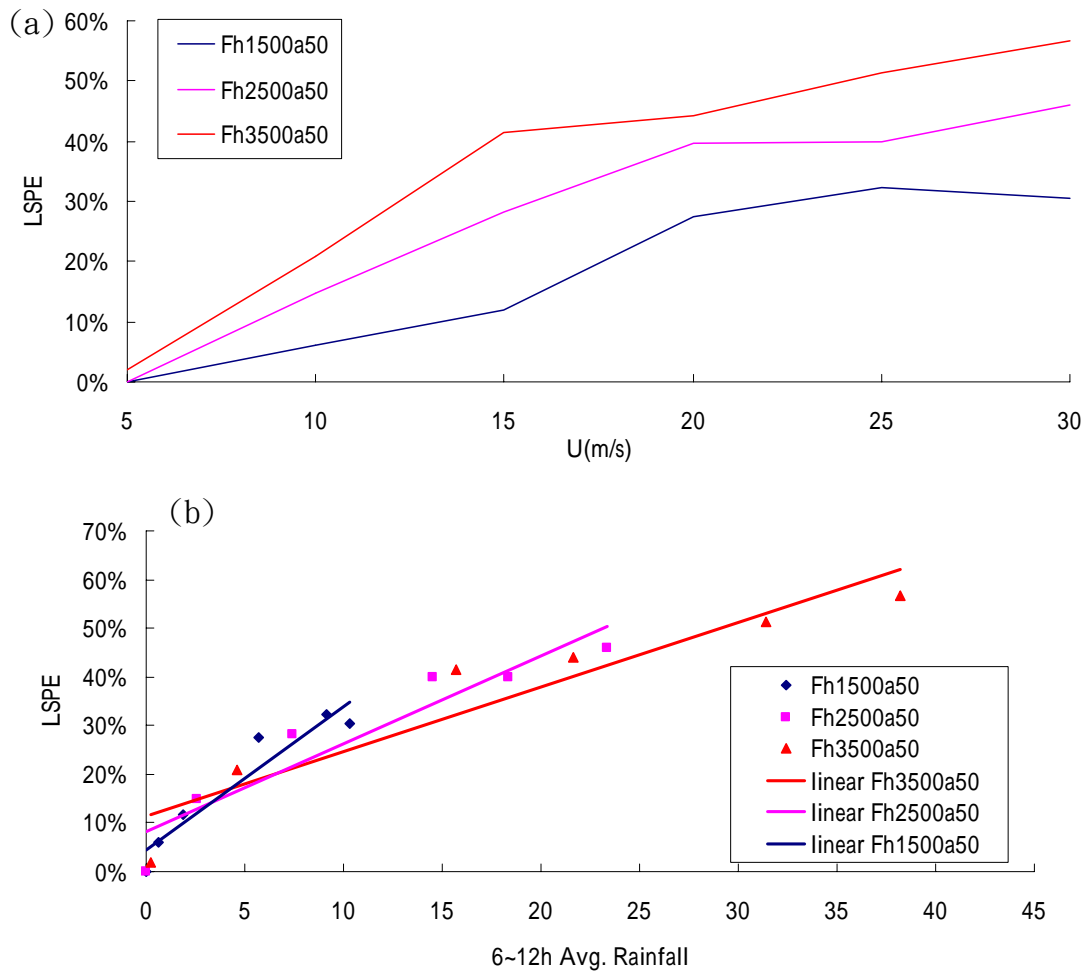


圖 4.48：圖 a 分別代表秋雨個案中，半幅寬為 50 公里，迎風面上 6~12 小時內降水效率隨著風速變化的情形，圖 b 代表迎風面上 6~12 小時內降水效率隨著累積雨量的變化情形。

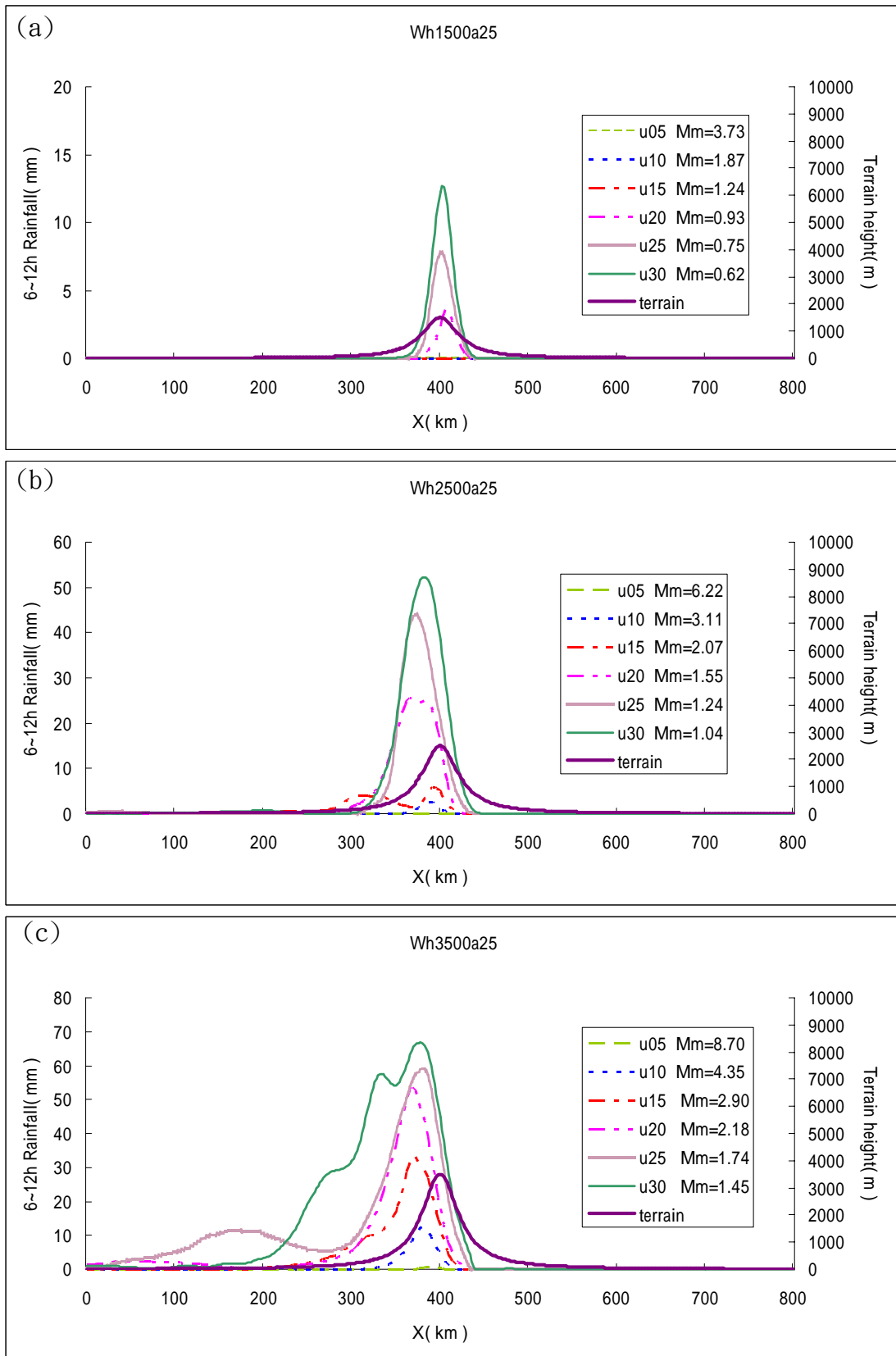


圖 4.49；圖 a 是在冬雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 25 公里，圖 b 是在梅雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 25 公里，圖 c 是在梅雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 25 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖。

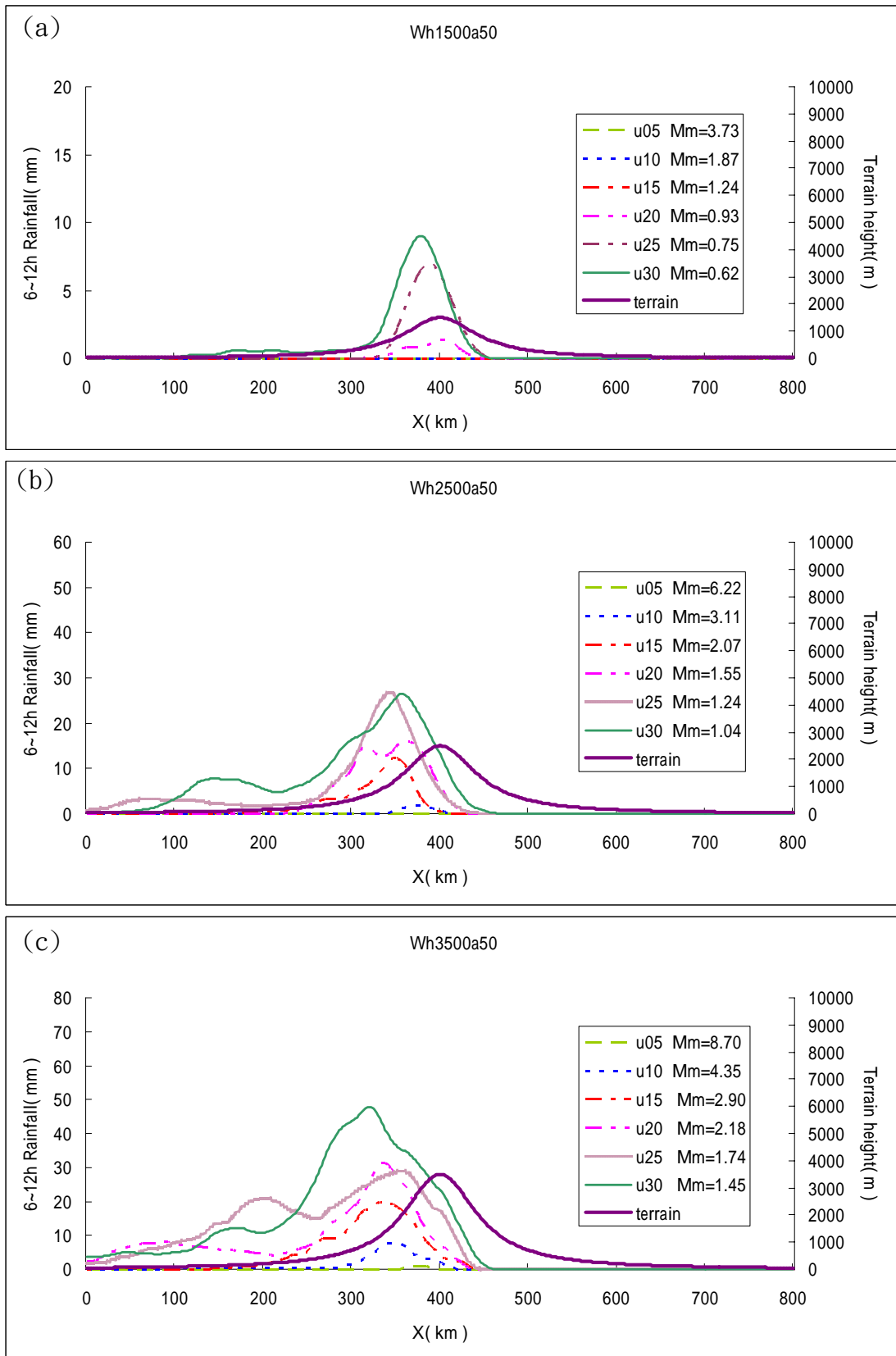


圖 4.50：圖 a 是在冬雨個案中山高 1500 公尺半幅寬 50 公里，圖 b 是在梅雨個案中山高 2500 公尺半幅寬 50 公里，圖 c 是在梅雨個案中山高 3500 公尺半幅寬 50 公里，隨著風速變化時 6~12 小時的累積雨量分佈圖。

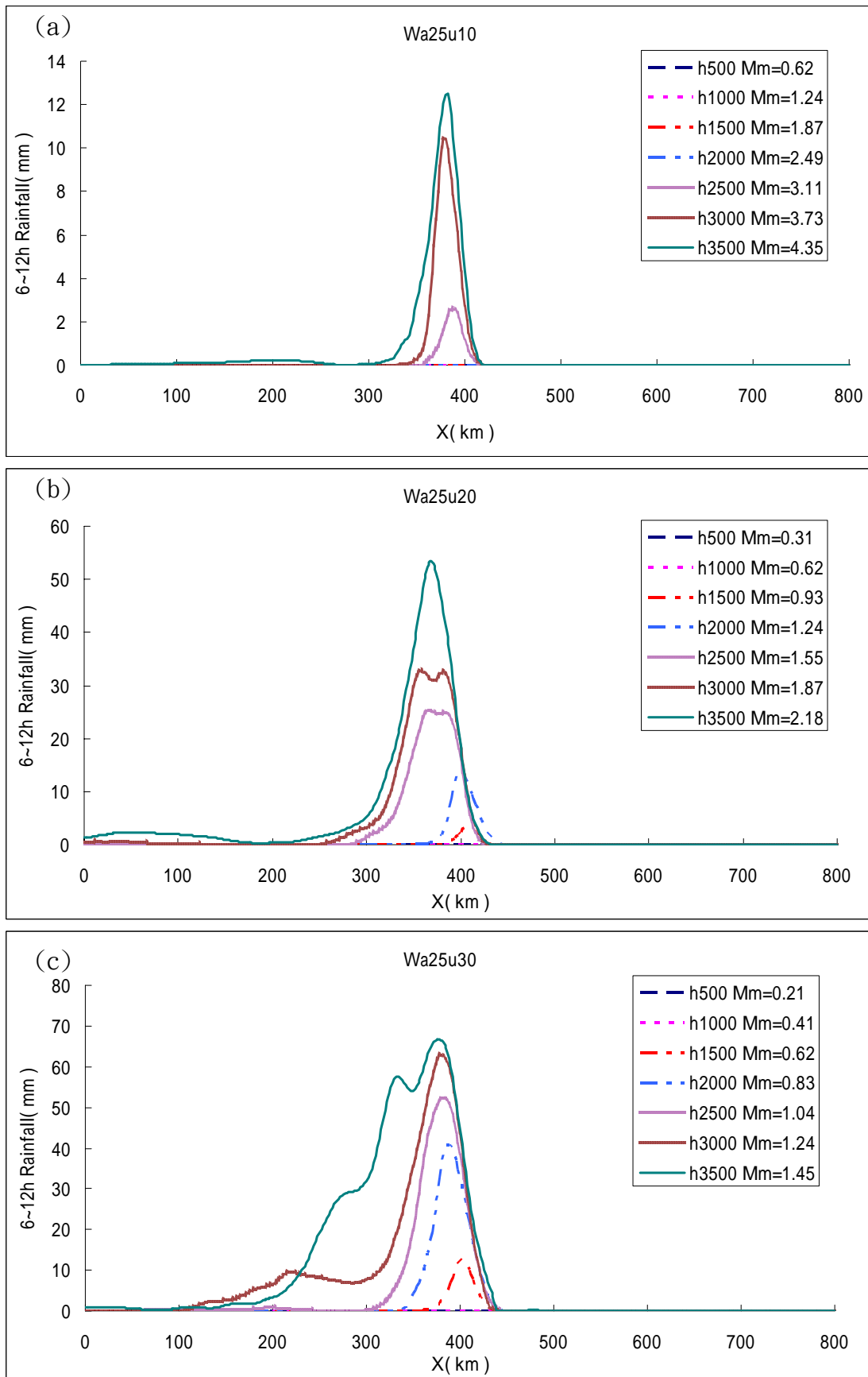


圖 4.51：圖 a, b, c 代表冬雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 25km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。

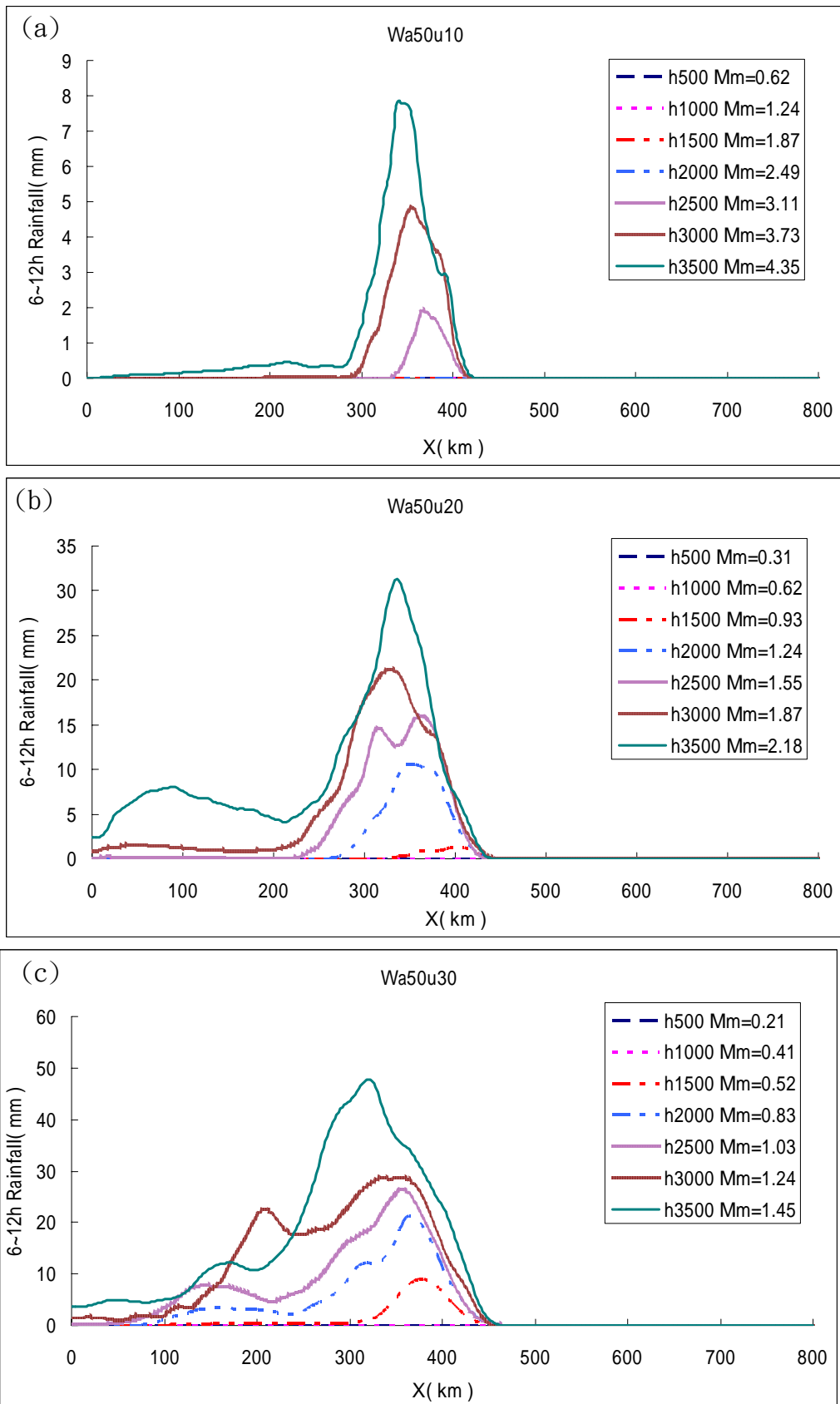
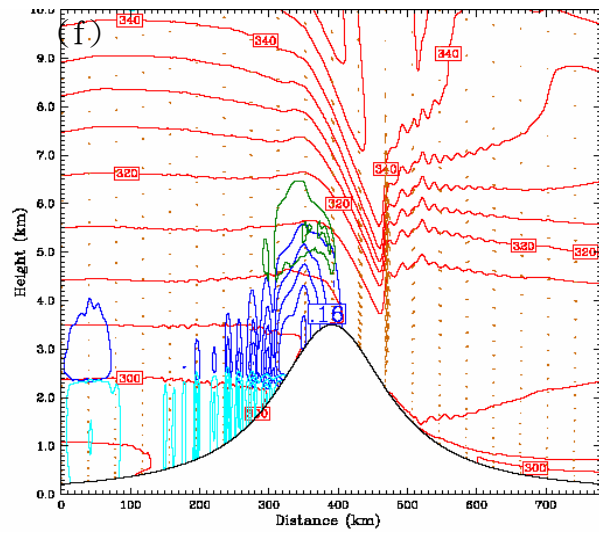
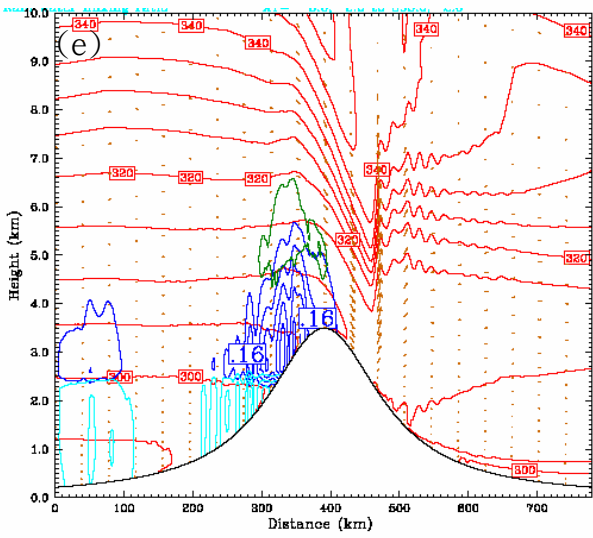
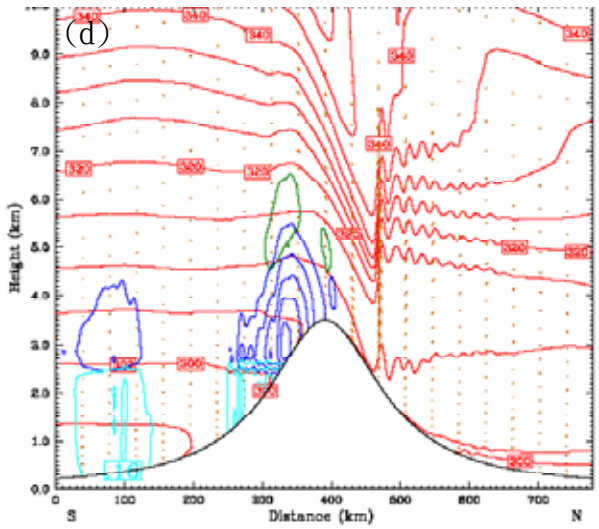
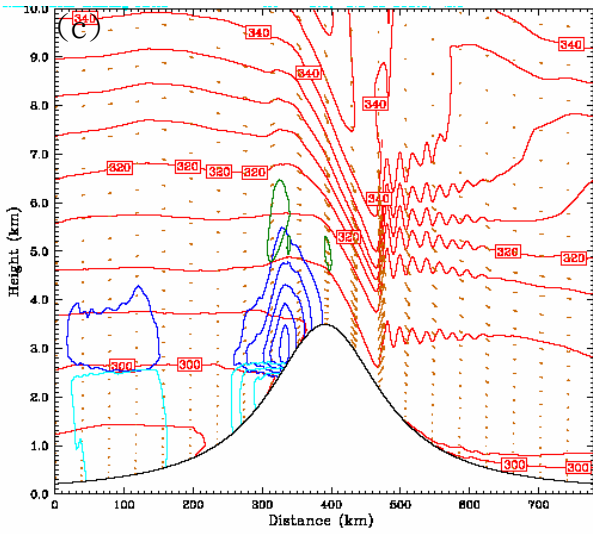
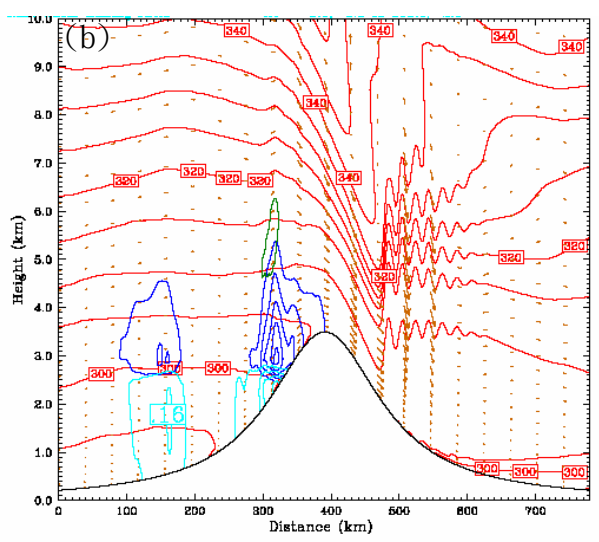
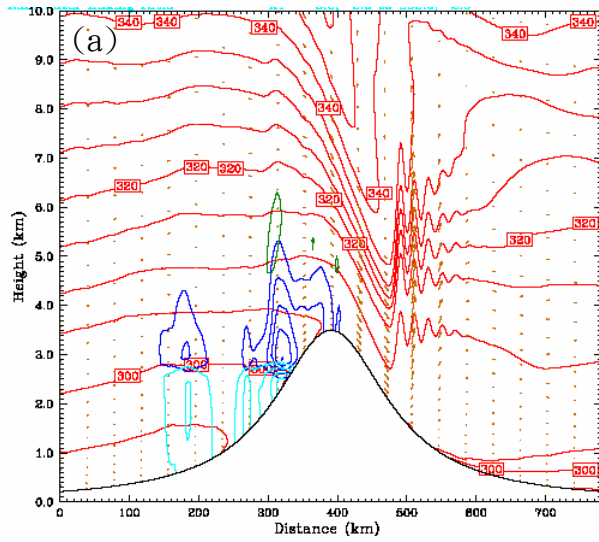


圖 4.52：圖 a, b, c 代表梅雨個案中，風速分別為 10m/s 時， 20m/s 時， 30m/s 時，半幅寬 50km 時高度 500~3500 公尺時的 6~12 小時累積降雨分布圖。



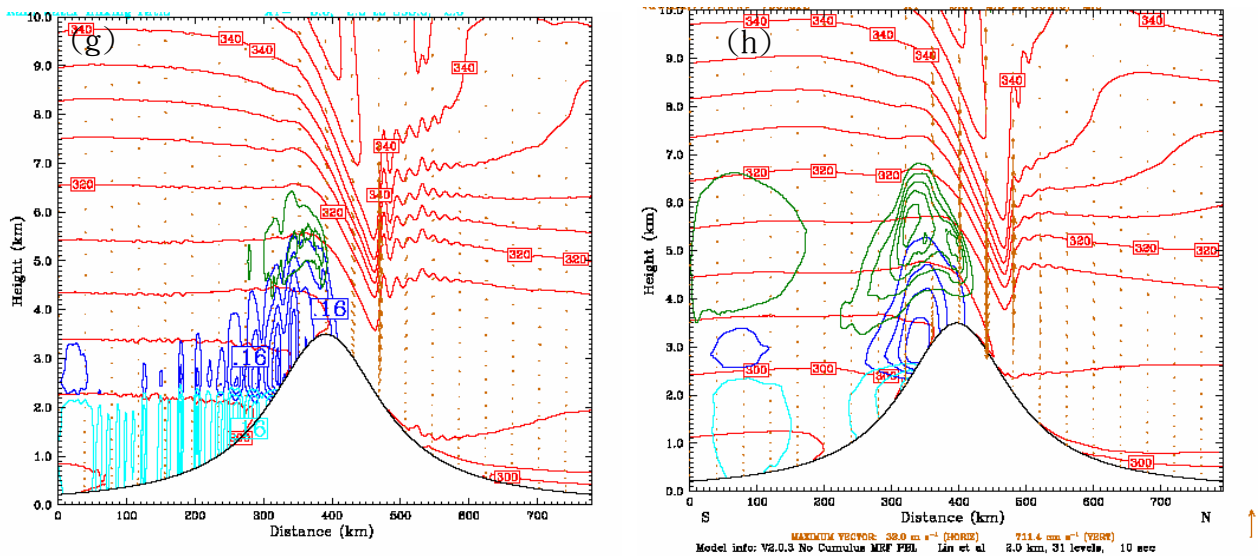


圖 4.53：其中 a~g 為冬雨個案 Wh3500a50u20 中 6-12 小時的瞬間垂直剖面圖，圖 f 為 6~12 小時平均的垂直剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰電的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

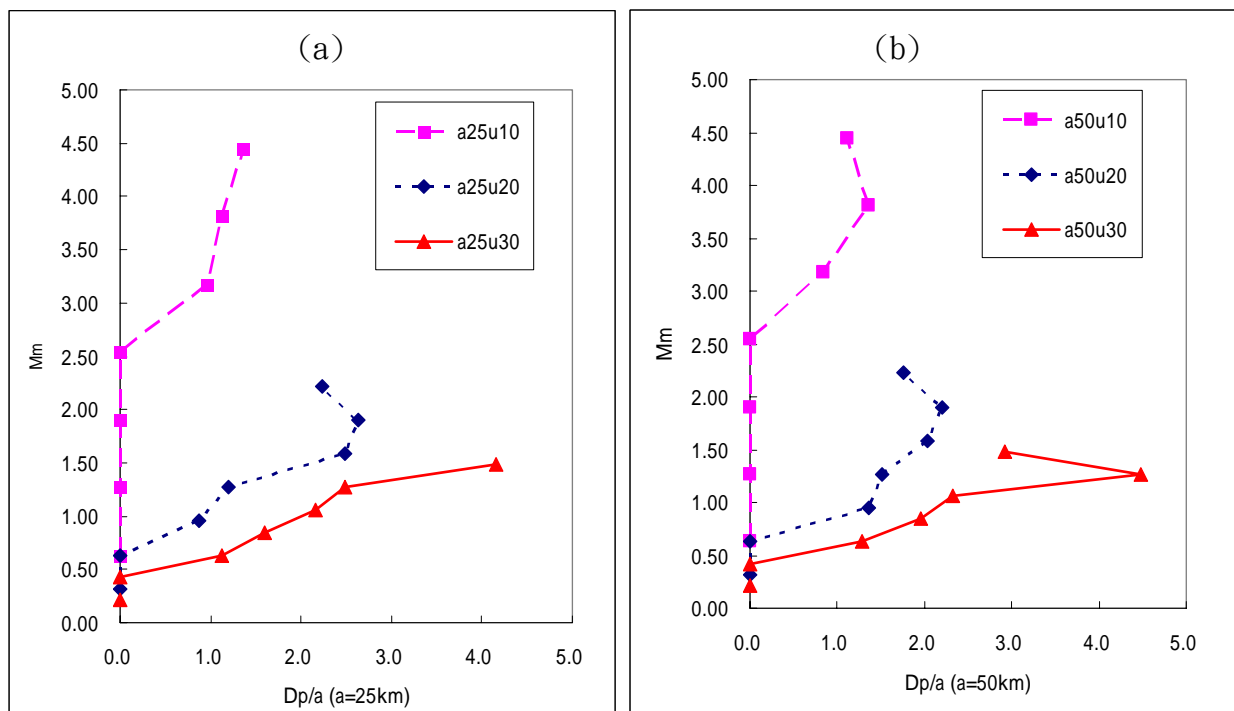


圖 4.54：為冬雨個案中，降水半幅寬和山脈半幅寬的比值(Dp/a)和地形高度參數(Mm)，的關係圖，其中圖 a 代表半幅寬為 25 公里，圖 b 代表半幅寬為 50 公里；紅實線代表是風速 30(m/s)藍虛線代表的是風速 20(m/s)、粉紫點線是風速為 10(m/s)。

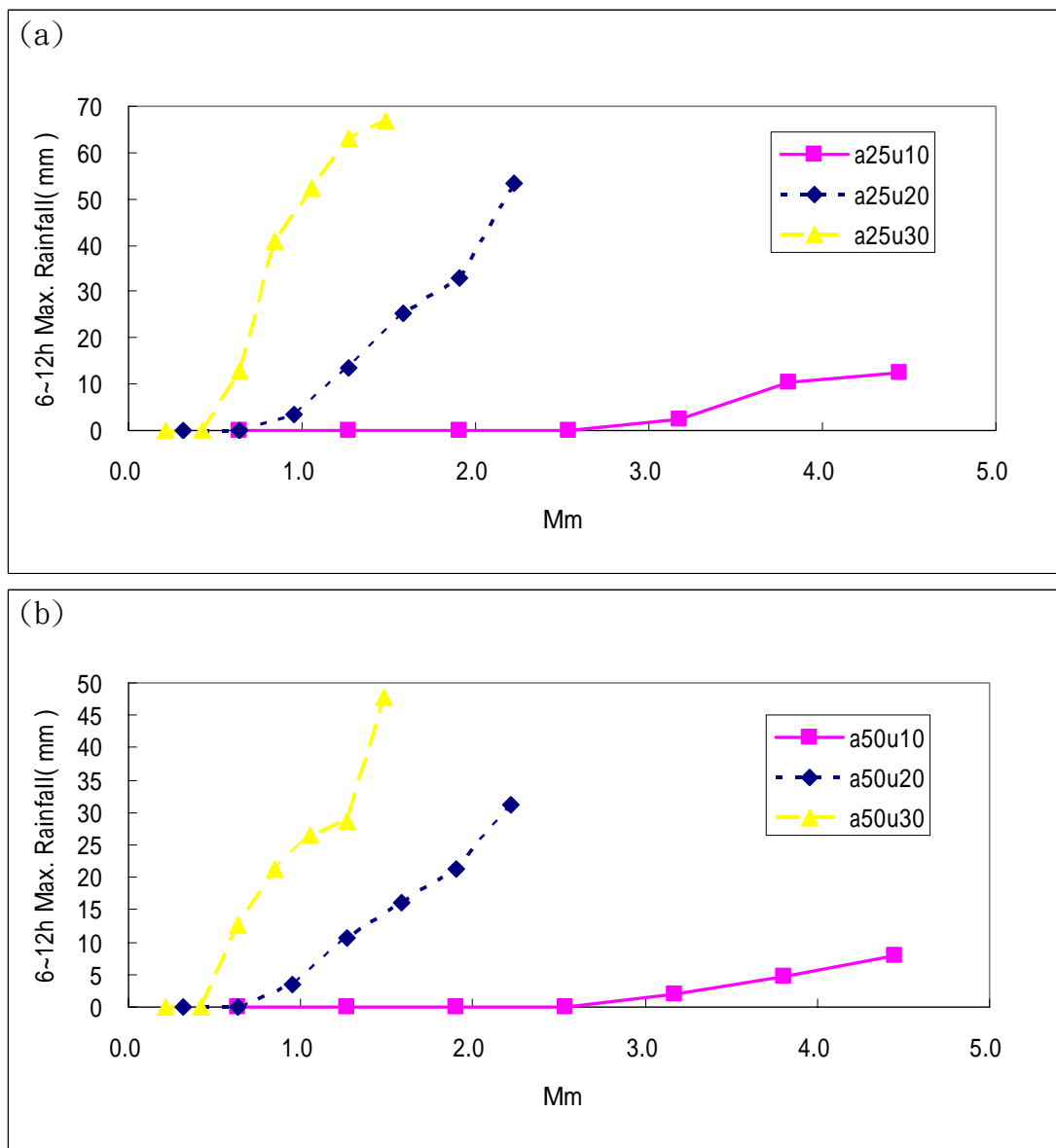


圖 4.55：a 圖代表在冬雨個案中，半幅寬為 25 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，b 圖代表在梅雨個案中，當半幅寬為 50 公里時，地形高度參數(Mm)和最大降雨的比較，其中紫色的實線代表風速為 10(m/s)，藍點線代表風速 20(m/s)，黃虛線代表風速為 30(m/s)。

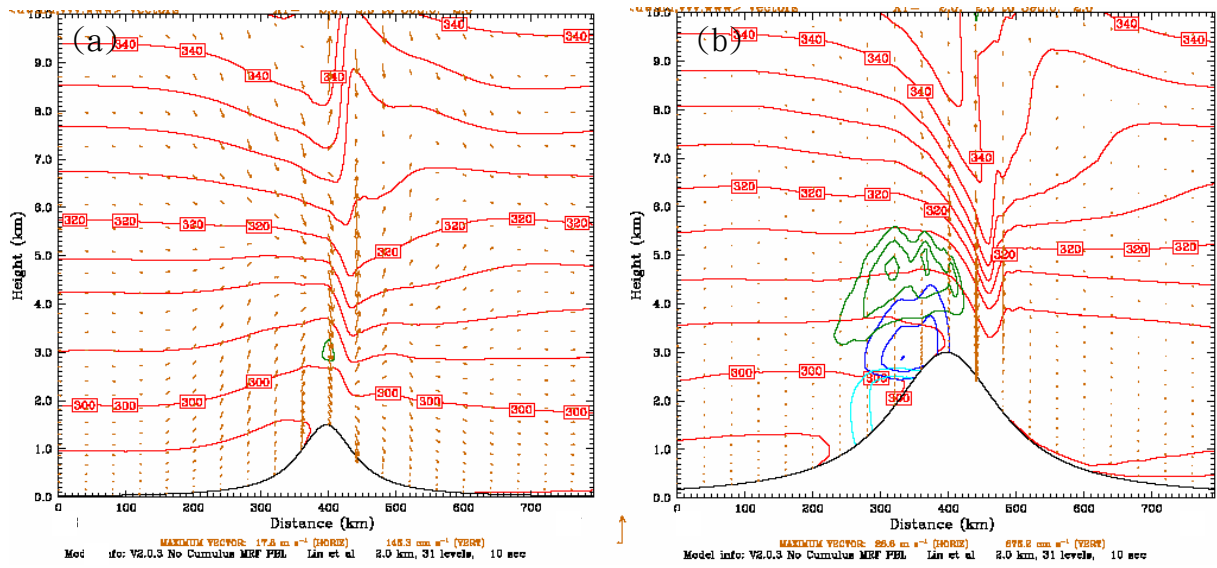


圖 4.56：圖 a 為 Wh1500a25u20，圖 b 為 Wh3000a50u20 的最後六小時平均垂直剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.04g/k³)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.04g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.01g/kg)，紅色的等值線代表位溫。

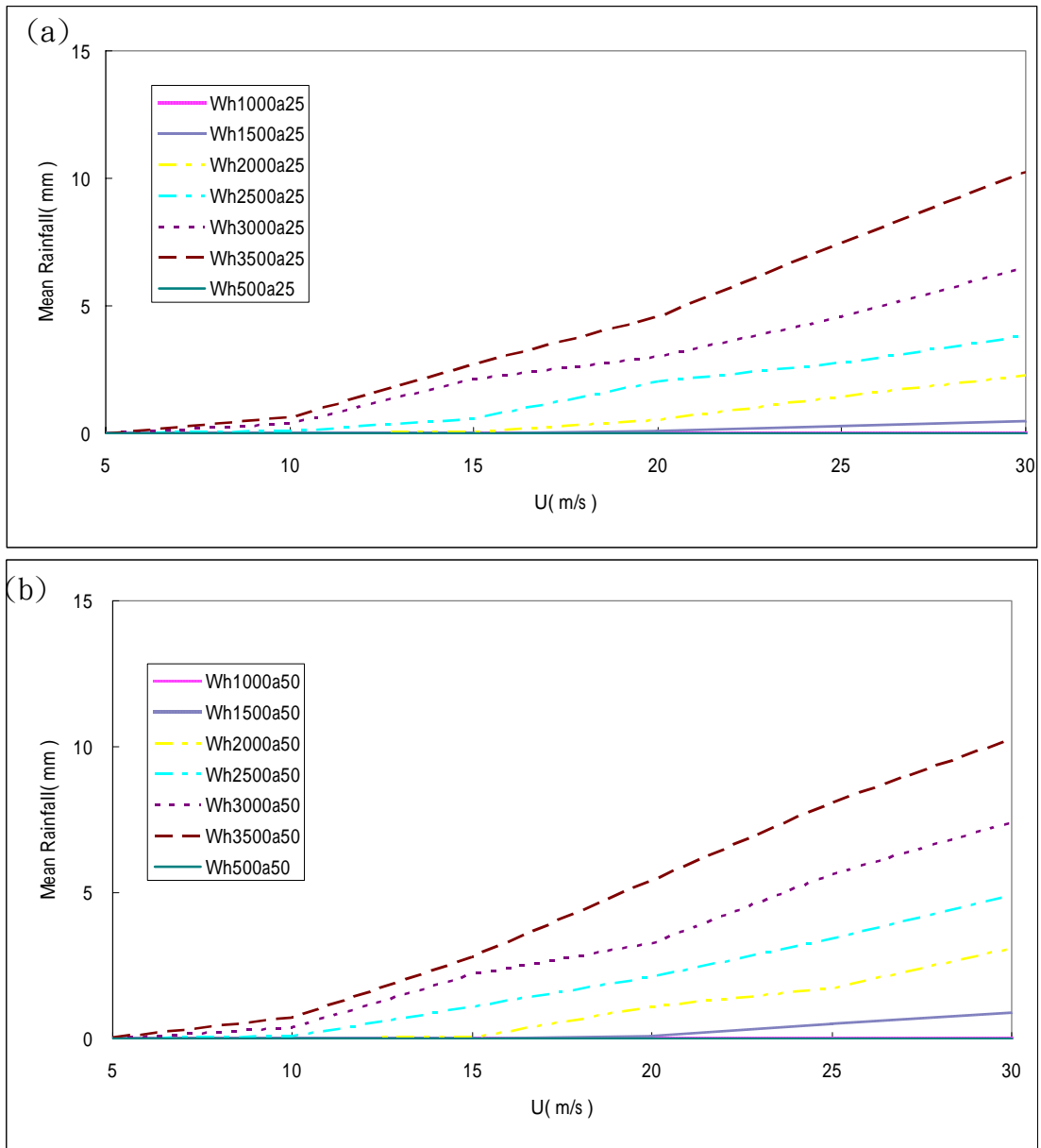


圖 4.57：圖 a、圖 b 分別代表梅雨個案中，山脈半幅寬為 25 公里、50 公里時，網域內平均降雨和風速的關係圖。

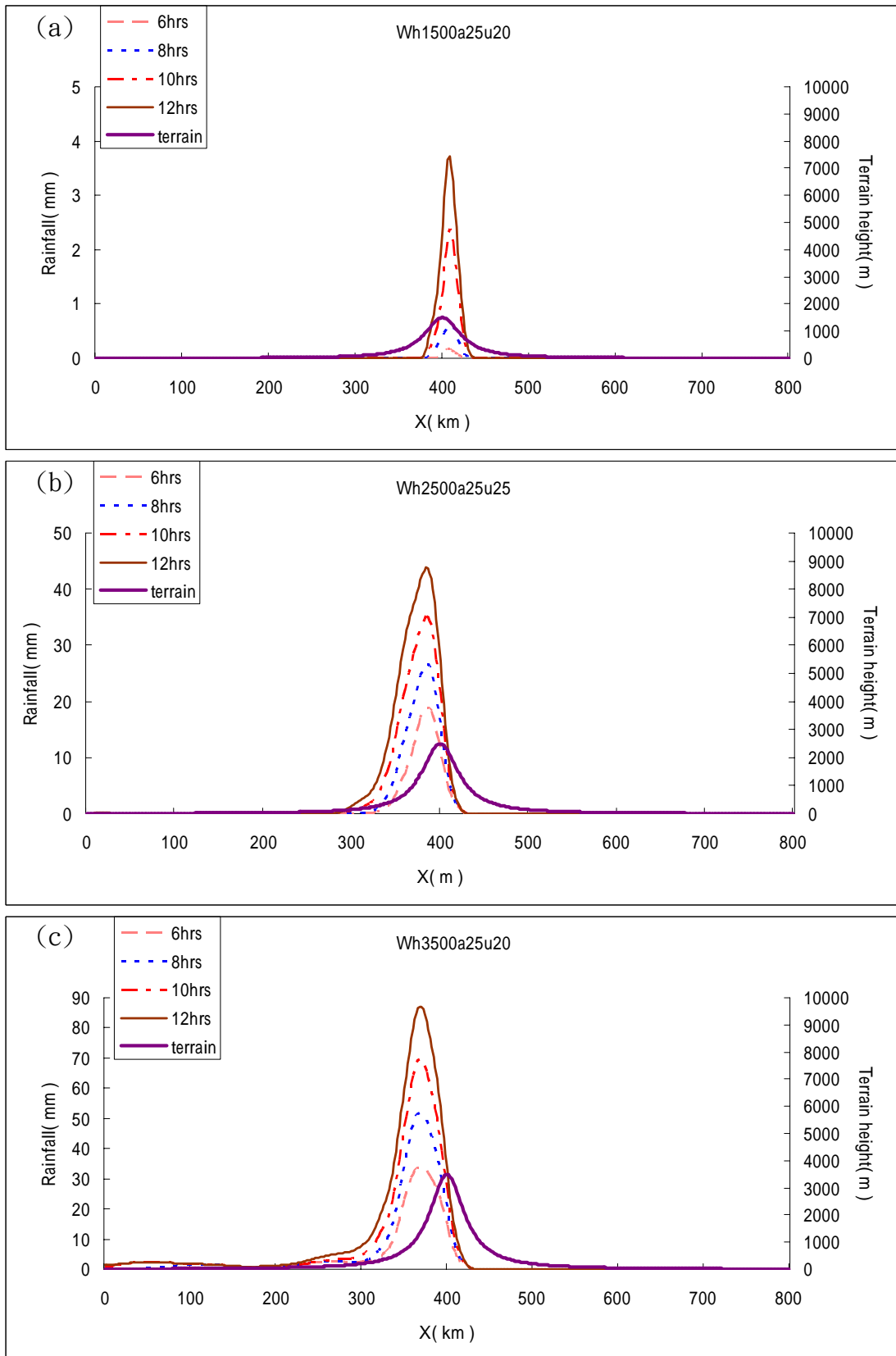


圖 4.58：圖 a,b,c 分別為冬雨個案中 Wh1500a25u20、Wh2500a25u20、Wh3500a25u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色粗實線代表地形。

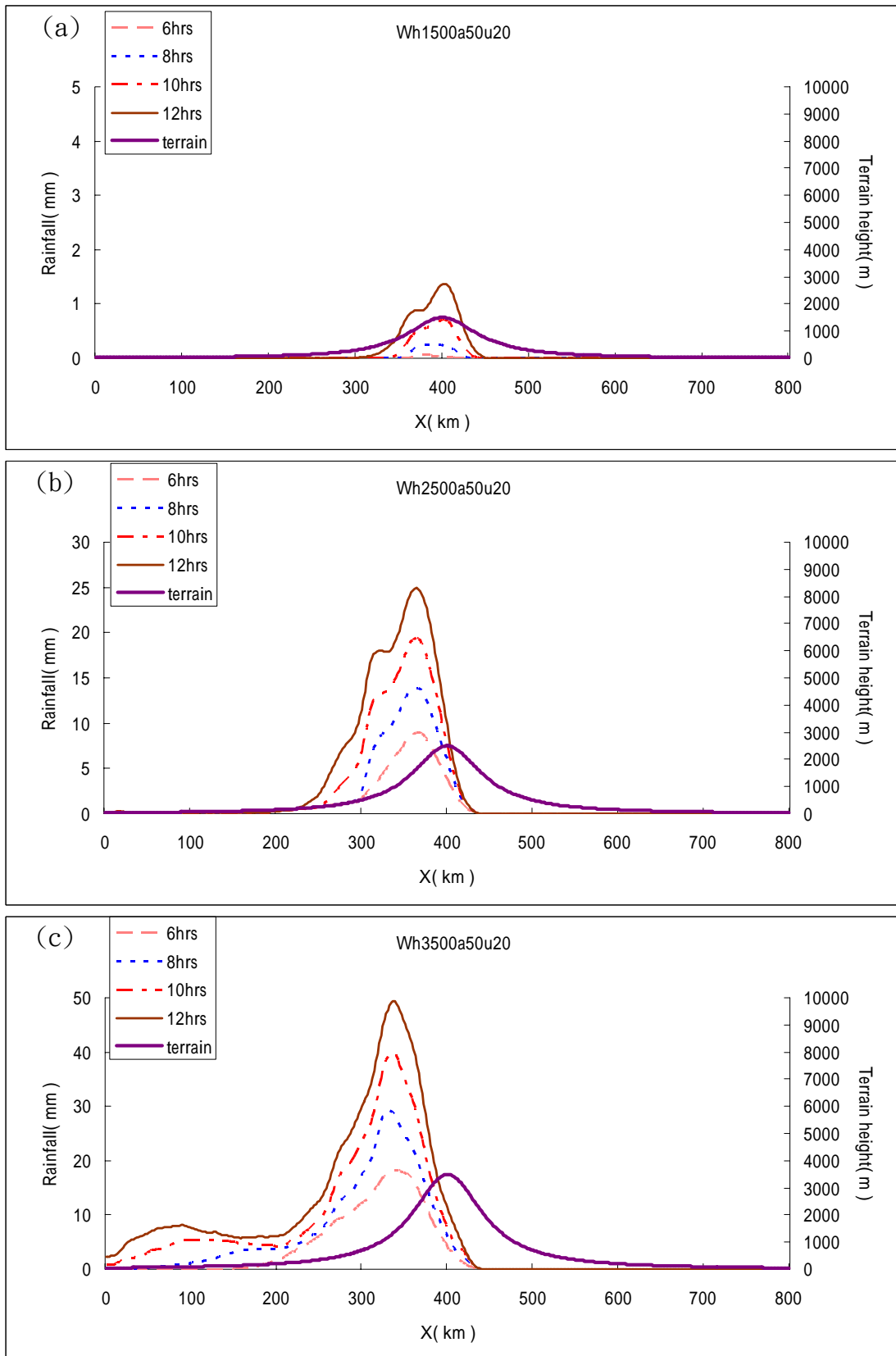


圖 4.59：圖 a,b,c 分別為冬雨個案中 Wh1500a50u20、Wh2500a50u20、Wh3500a50u20 的 6、8、10、12 小時累積雨量，其中粉紅虛線代表的是前 6 小時的累積雨量，藍點線代表的是 8 小時累積雨量，紅點實線代表 10 小時累積雨量，褐色實線代表為 12 小時累積雨量，紫色粗實線代表地形。

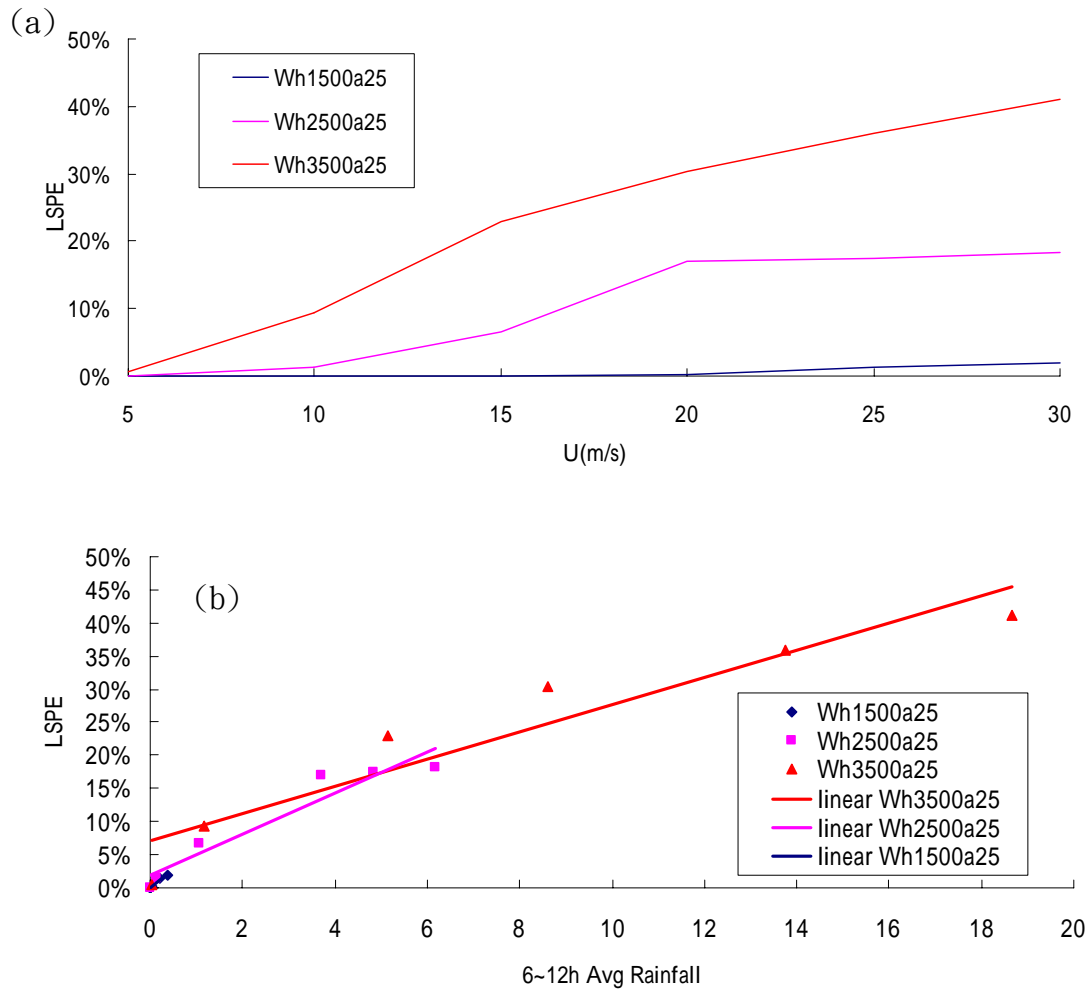


圖 4.60：圖 a 分別代表冬雨個案中半幅寬為 25 公里，迎風面上 6~12 小時內降水效率隨者風速變化的情形，圖 b 代表迎風面上 6-12 小時內降水效率隨者累積雨量的變化情形。

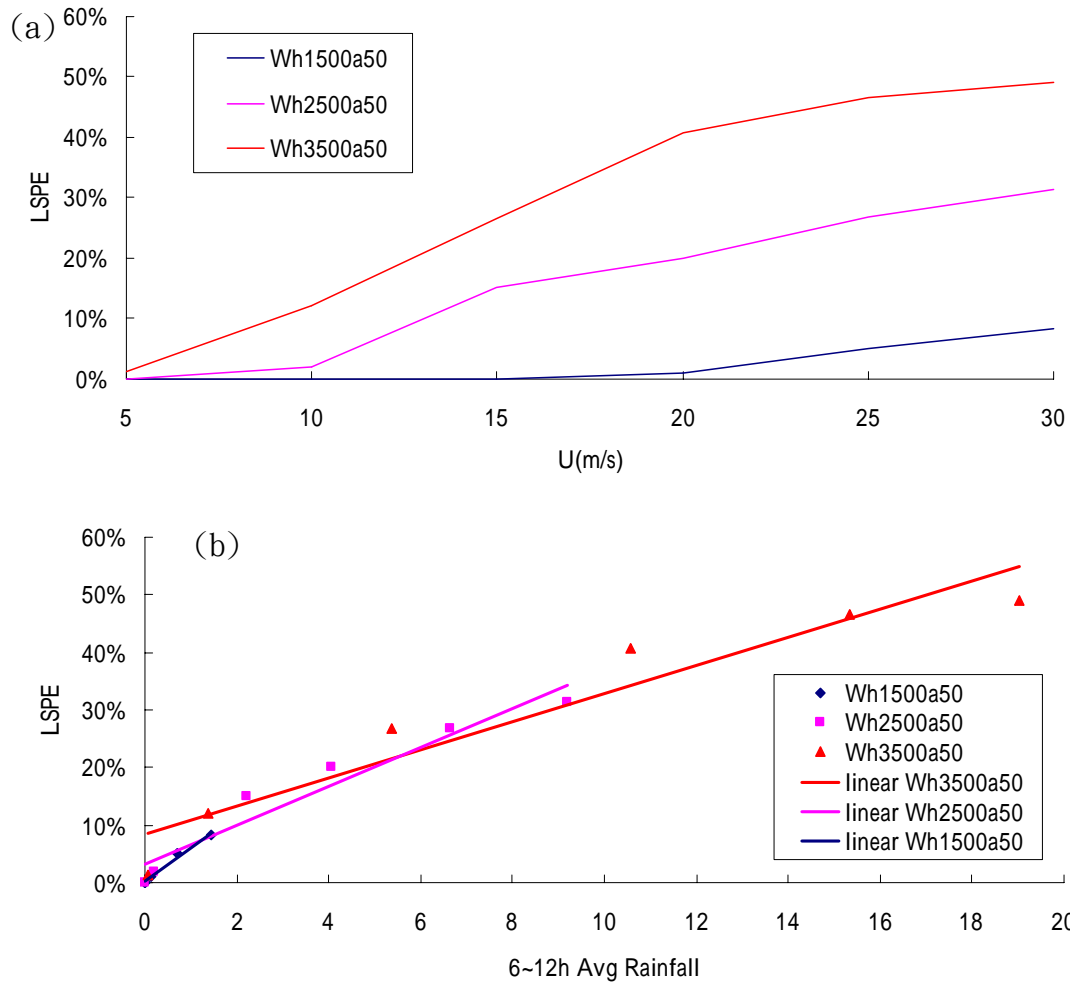
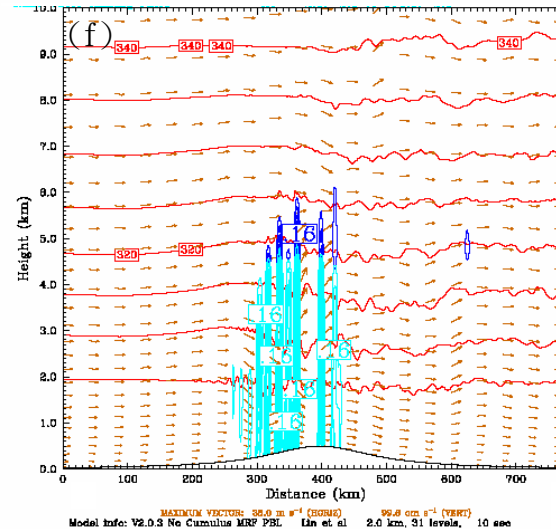
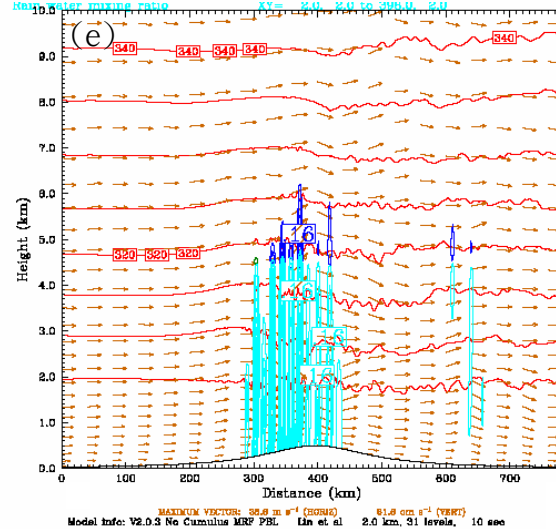
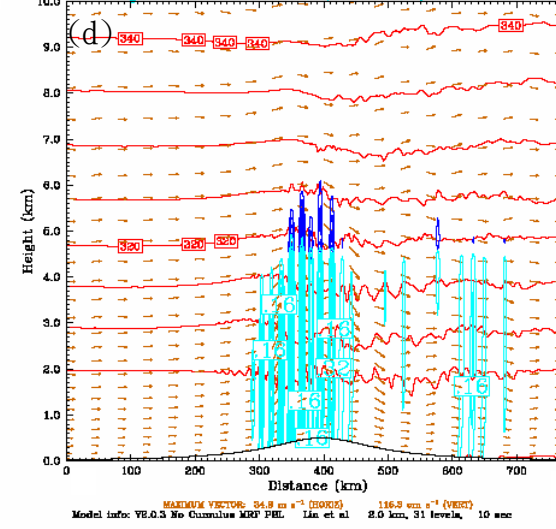
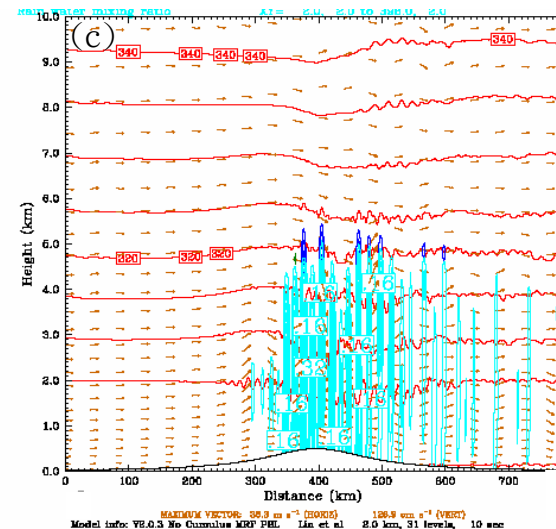
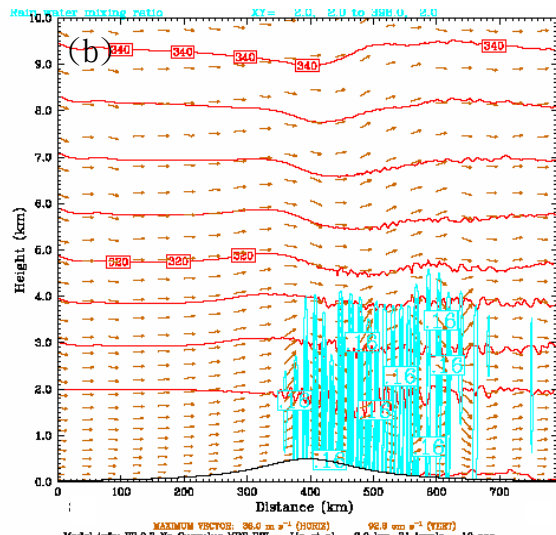
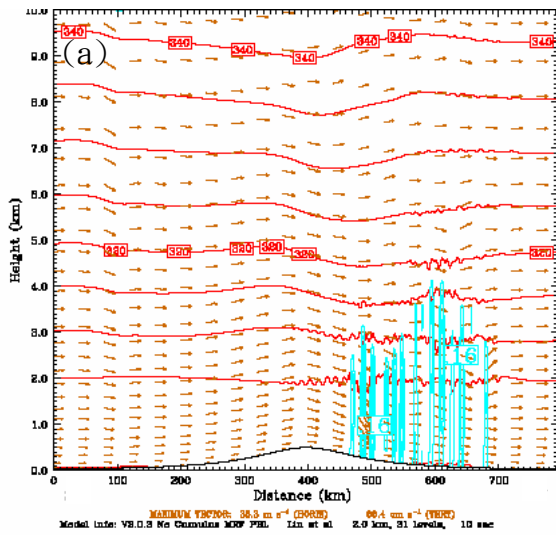


圖 4.61：圖 a 分別代表冬雨個案中半幅寬為 50 公里，迎風面上 6~12 小時內降水效率隨者風速變化的情形，圖 b 代表迎風面上 6-12 小時降水效率隨著累積雨量的變化情形。



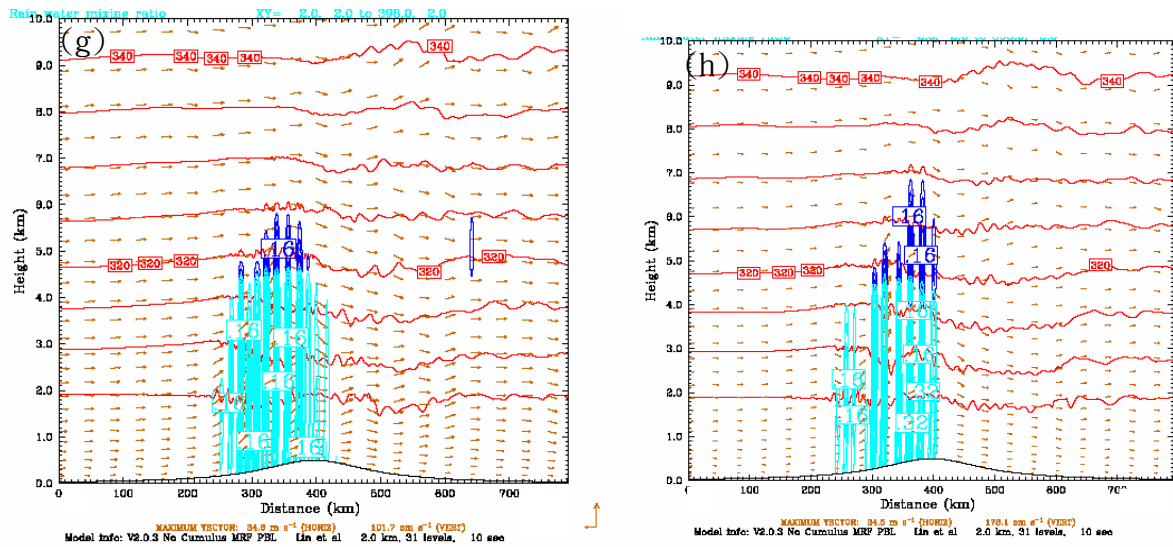
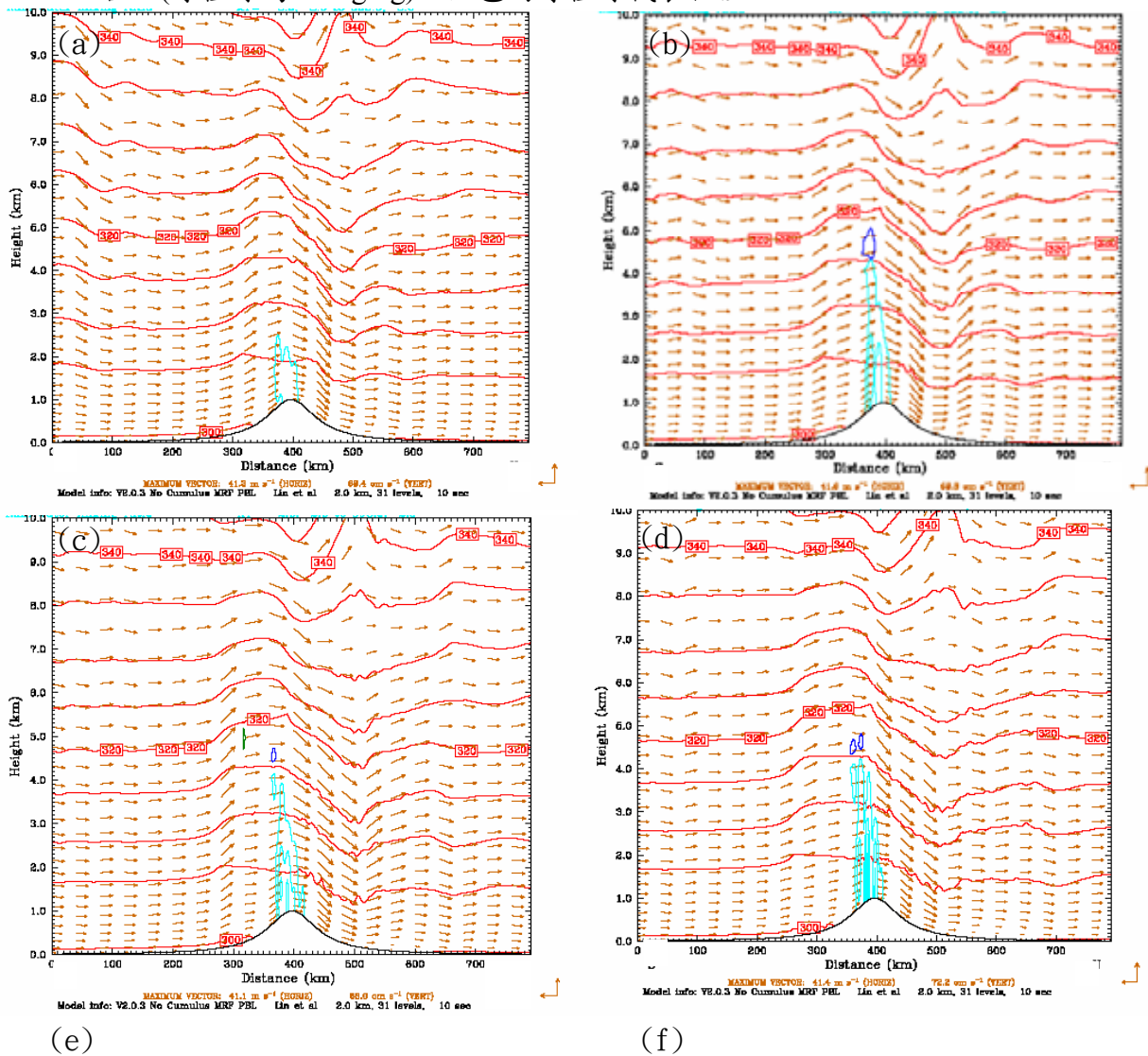


圖 4.62：圖 a-h 分別為 Mh500a50u30 的 5,6,7,8,9,10,11,12 小時的瞬間剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.08g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.08g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.08g/kg)，紅色的等值線代表位溫。



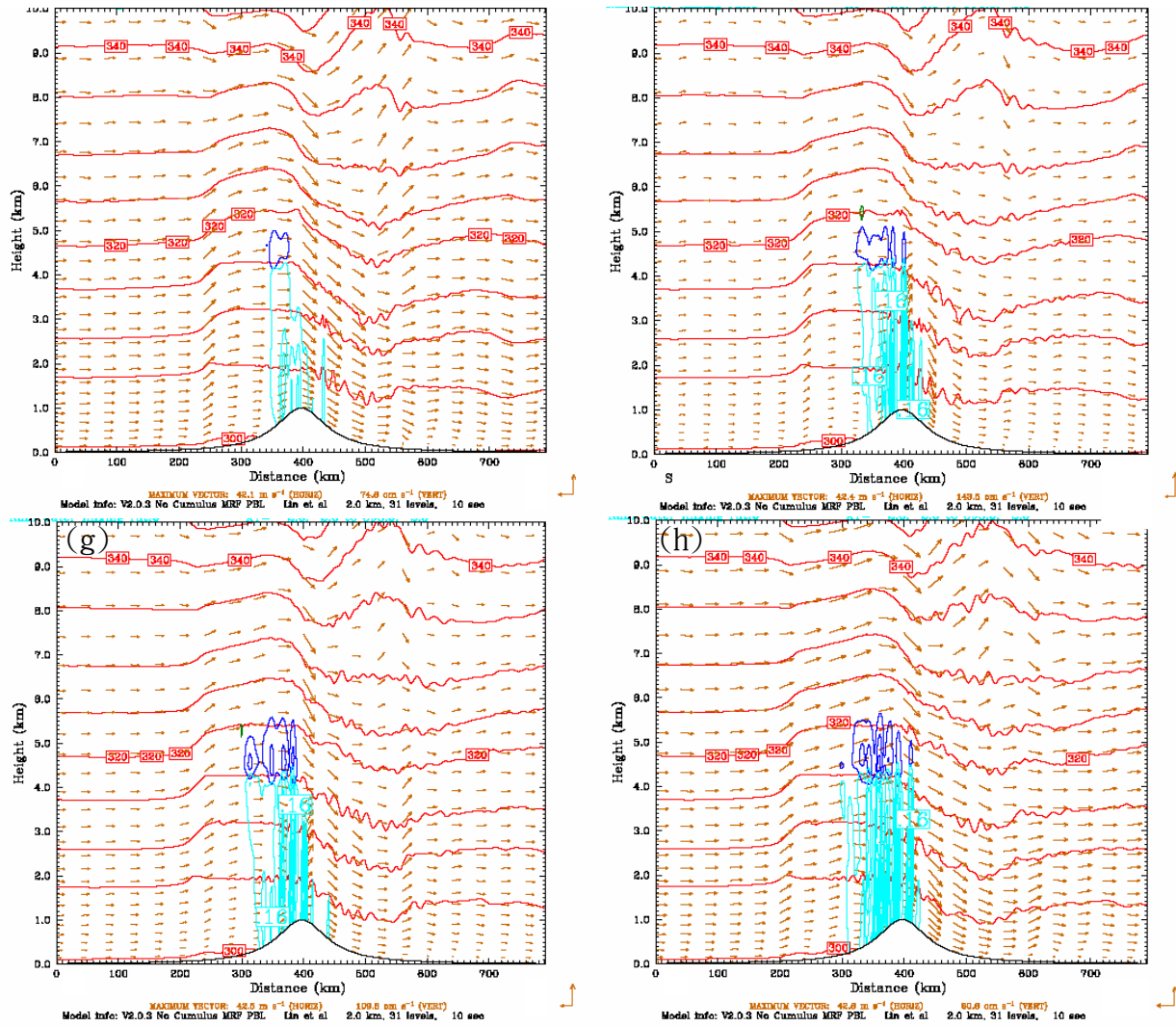
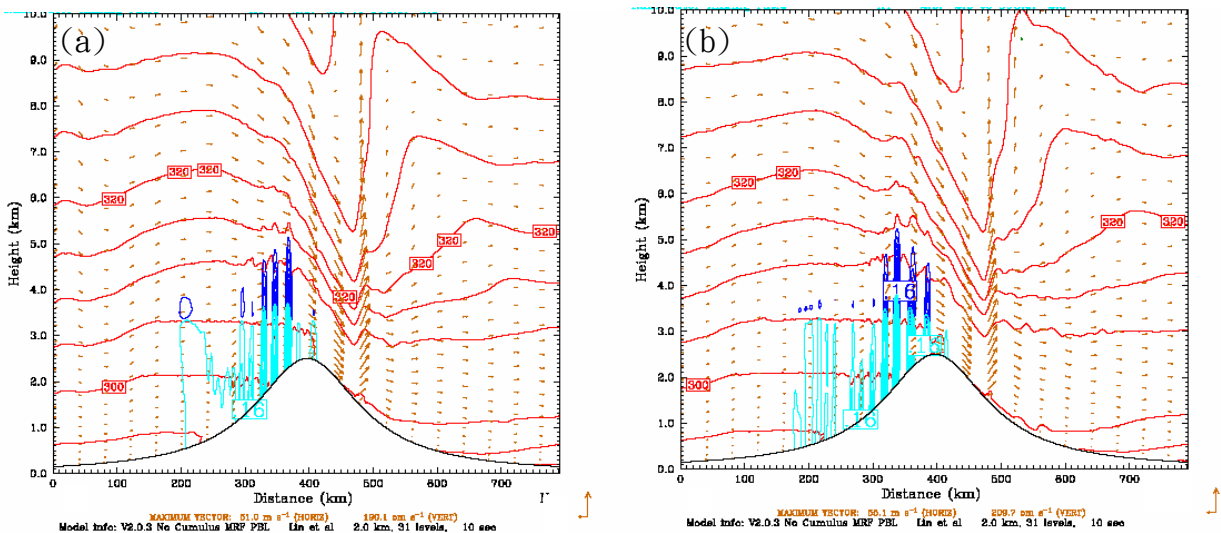


圖 4.63：圖 a~h 分別為 Fh1000a25u30 的 5,6,7,8,9,10,11,12 小時的瞬間剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.08g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.08g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.08g/kg)，紅色的等值線代表位溫。



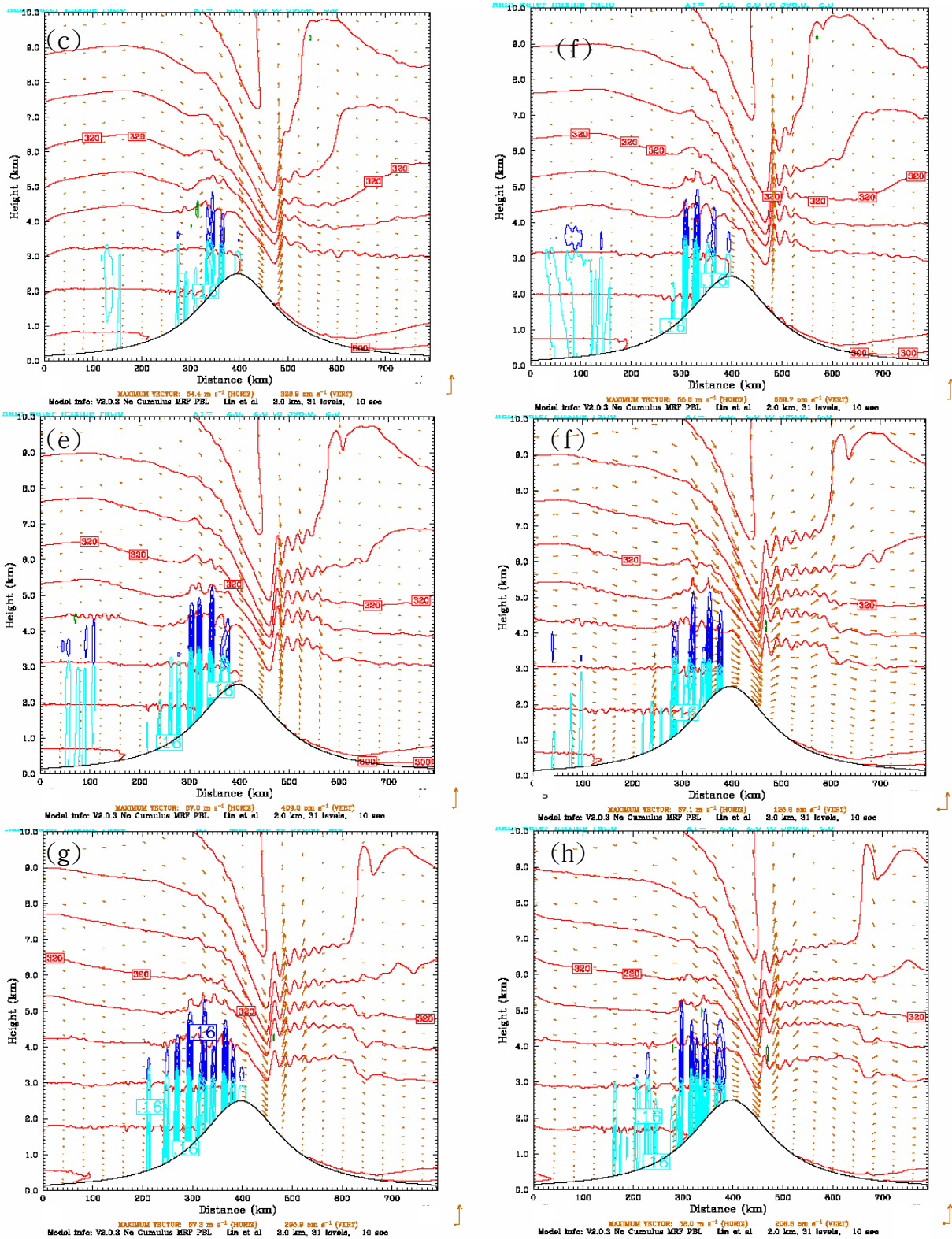


圖 4.64：圖 a~h 分別為 Sh2000a50u20 的 5,6,7,8,9,10,11,12 小時的瞬間剖面圖，其中黃褐色箭頭代表風速跟風向，淺藍色代表為空氣中的雨水混合比(等值線為 0.08g/kg)，深藍色代表的是空氣中冰雹的混合比(等值線為 0.08g/kg)，綠色代表的是空氣中雪的混合比(等值線為 0.08g/kg)，紅色的等值線代表位溫。