

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

雲凝結核濃度對於納莉(2001)颱風於海洋環境
之影響

研究生:陳寰

指導教授:楊明仁 博士

中華民國 103 年 1 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(101 年 9 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

(V)同意 (立即開放)

()同意 (請於西元 ___年___月___日開放)

()不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

(V)同意 (立即開放)

()同意 (請於西元 ___年___月___日開放)

()不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「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、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：_____ 陳寰 _____ 學號：_____ 100621009 _____

論文名稱：雲凝結核濃度對於納莉(2001)颱風於海洋環境之影響

指導教授姓名：_____ 楊明仁 博士 _____

系所：_____ 大氣物理研究 _____ 所 博士班 碩士班

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
2. 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）。
3. 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）。
4. 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，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣物理研究所 陳寰研究生所提之論文

雲凝結核濃度對於納莉(2001)颱風於海洋環境之影響

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 楊明仁 (簽章)

 102 年 12 月 17 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣物理 學系/研究所 陳震 研究生所提之論
文 雲凝結核濃度對於納莉(2001)颱風於海洋環境之
影響 經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

陳正平

陳台琦

楊明仁

陳正平

中華民國

102

年

12

月

24

日

摘要

過去許多研究利用不同雲微物理參數化方法針對於颱風進行模擬，瞭解其對於颱風路徑、強度、結構及降水之影響，但對於雲凝結核濃度對颱風研究之模擬實驗則較少。近年來，由於氣溶膠對於大氣環境影響的研究逐漸被重視，又由諸多前人研究顯示，氣溶膠濃度的變化確實在雲微物理過程中扮演重要的角色，故需針對此一課題進行深入研究。

因此本研究將使用 WRF 模式，針對納莉颱風(2001)進行一系列的數值模擬研究。本研究使用 WRF 模式中之 WDM6 雲微物理方案，修改其雲凝結核初始數量濃度(大陸型、半大陸型及海洋型濃度)，並去除地形影響，進行海洋環境的模擬實驗。由模擬結果發現，若增加初始雲凝結核濃度，則使得大氣中形成的雲滴粒子數量較多，粒徑較小，藉由颱風眼牆區域的強烈上升運動傳至高層出流區，得以傳輸至離颱風中心較遠處。因此造成眼牆及外圍雨帶區域降水強度不同，各水象粒子的空間分佈也有所不同，從液態凝結與冰相凝華潛熱加熱率垂直剖面來看也有所差異，因此大氣環境中雲凝結核濃度的不同，對於熱帶氣旋的強度與結構發展是有顯著的影響。在模擬較初期，雲凝結核數量濃度和颱風強度及降水較為線性變化，但隨著降水系統發展，可能由於冰相微物理過程的非線性變化，使得之後的颱風動力和結構方面同樣有較為複雜的變化。

Abstract

The microphysics schemes have been applied to many numerical studies to understand its influence to the track, intensity, structure and the precipitation type of typhoons. However, there are not many typhoon simulation studies on the CCN concentration. Recently, the research on the effect of the aerosol to the atmospheric environment as become more important, and many studies show that, the change of aerosol is indeed playing an important role in the microphysical processes.

Therefore in this research we used the WRF V3.3.1 to conduct a series of modeling study on Typhoon Nari(2001). We used the WDM6 microphysic scheme in this study, and we modified the initial CCN number concentration (by increasing 10 and 100 times), starting by the simplified of environmental condition (ocean), without the terrain.

From the simulation on pure ocean environment, we can found, if we increase the initial CCN number concentration, the typhoon will produce more precipitation particles in smaller sizes, relatively waker eyewall's updrafts, and precipitation particle can be translated far away from the center of typhoon. As a result, the intensity of precipitation in eyewall area is weaker, the spatial distribution of each hydrometer also different; from the condensational heating rate vertical profile, the difference is obvious too. Thus we can infer that the difference on CCN concentration will greatly affect the tropical cyclone's intensity and its structure evolution.

致謝

在寫下這段致謝文時，我的求學生涯也告一個段落了。回顧兩年多來的碩士生日子裡，處處皆是挑戰，無論遇到什麼瓶頸，依舊關關難過關關過。首先我要感謝我的指導教授楊明仁老師，在求學的路上給予我許多協助、許多寶貴的經驗，以及刺激獨立思考的機會。也謝謝擔任口試委員的陳正平老師以及陳台琦老師，在口試時提出相當良好的建議及改進的空間，使得論文架構能夠更加完善。再來要感謝實驗室的學長姊們：黃小玲學姊、林柏旭學長、青麟學長以及陳登舜學長，在研究上給予我許多協助及意見。也要謝謝同實驗室的林昌鴻同學，以及同屆的同學們，不僅提供我來自各個領域的協助，也要謝謝你們在我研究的道路上增添許多生活上的趣味，同甘共苦的回憶。同時也要感謝實驗室的張惠琪學姊以及出國深造的黃郁芬同學，給予我課業以外的協助，還有實驗室的學弟妹們，謝謝你們替實驗室內增添許多歡樂的氣氛。

在學校以外的生活，我要感謝我樂團的朋友，在我做研究之餘，能讓我有適度的放鬆，一起享受音樂的芬芳。最後，要感謝我的家人，給予我經濟上的支援，以及精神上的支持。

目錄

中文摘要	i
英文摘要	ii
致謝	iii
目錄	iv
圖目錄	v
一、 緒論	1
1-1 研究動機	1
1-2 文獻回顧	2
1-3 論文結構	4
二、 模式及實驗設置	5
2-1 模式簡介	5
2-2 模式設定	5
2-3 實驗設置	7
2-4 雲微物理參數化法簡介	7
三、 模擬結果與分析	10
3-1 綜觀環境場分析	10
3-2 強度	11
3-3 路徑	11
3-4 水象粒子分析	13
3-5 潛熱剖面分析	16
3-6 動力結構分析	22
3-7 降水場分析	24
四、 結論	26
五、 參考文獻	29

圖目錄

圖 1-1：Khain et al. 2010 提出氣溶膠對於颱風強度影響的看法：氣溶膠會使得氣旋外圍的對流增強，進而使得低層進入眼牆區域的水氣及空氣質量減少，增加眼牆的半徑，因此氣壓梯度減小，強度因而減弱。……………35

圖 1-2：Krall and Cotton, 2010 提出氣溶膠對於熱帶氣旋環流之影響：額外加入的 CCN 會導致雨滴粒徑的減小，並增加過冷液態水含量。當過冷水凍結，會增加潛熱釋放並增強對流，使得受污染雲轉而產生較強下沉氣流及冷池。而冷池可能阻礙洋面暖濕空氣進入熱帶氣旋系統內。……………35

圖 2-1：WRF 模式之模擬流程圖(取自 WRF 手冊)……………36

圖 2-2：模擬 Domain 設置。水平網格間距由外層至內層分別為 6km (Domain1) 及 2km (Domain2)，Domain1 水平網格點數為 166x166 點、Domain2 水平網格點數為 271x301 點，兩層網格垂直分層皆為 32 層，模式中心點位置位於北緯 23.8 度，東經 121.98 度。……………36

圖 2-3：數值模式中的常見的雲微物理參數化法水相粒子粒徑計算方式：
(a)spectral method、(b)bulk method。……………37

圖 2-4：WDM6 scheme 對於(a)預報粒子混合比(mixing ratio)之微物理過程，及
(b)預報數量濃度(number concentration)之微物理過程。……………37、38

圖 3-1：各組模擬之納莉颱風海平面氣壓時序圖；藍線為實驗 MAR、紅線為實驗 Semi-CON、綠線為實驗 CON。模擬時間為 9 月 16 日 0000UTC 至 9 月 19 日

0000UTC。.....38

圖 3-2：各組模擬之納莉颱風近中心最大風速時序圖；藍線為實驗 MAR、紅線為實驗 Semi-CON、綠線為實驗 CON。模擬時間為 9 月 16 日 0000UTC 至 9 月 19 日 0000UTC。.....39

圖 3-3：各組模擬之納莉颱風路徑圖。藍線為實驗 MAR、紅線為實驗 Semi-CON、黑線為實驗 CON。.....39

圖3-4：為各組模擬deep layer mean wind在U及V分量上的大小，單位為m/s，而分量圖上所標示時間代表模擬時間，如18h代表模擬第18小時(16日1800UTC)，以此類推。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....40

圖 3-5：模擬第 48 至 49 小時總凝結潛熱釋放垂直積分之水平分佈圖。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....41

圖3-6：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雲水(cloud water)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....42

圖3-7：同圖3-6，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....43

圖3-8：同圖3-6，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....44

圖3-9：同圖3-6，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....45

圖3-10：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雨水(rain water)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；
(b)Semi-CON；(c)CON。.....46

圖3-11：同圖3-10，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....47

圖3-12：同圖3-10，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....48

圖3-13：同圖3-10，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....49

圖3-14：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雲冰(cloud ice)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；
(b)Semi-CON；(c)CON。.....50

圖3-15：同圖3-14，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....51

圖3-16：同圖3-14，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....52

圖3-17：同圖3-14，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....53

圖3-18：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雪花(snow)混合比方位角
平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；
(b)Semi-CON；(c)CON。.....54

圖3-19：同圖3-18，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....55

圖3-20：同圖3-18，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....56

圖3-21：同圖3-18，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....57

圖3-22：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之軟雹(graupel)混合比方
位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；
(b)Semi-CON；(c)CON。.....58

圖3-23：同圖3-22，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....59

圖3-24：同圖3-22，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....60

圖3-25：同圖3-22，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....61

圖3-26：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之液態水凝結潛熱釋放率
(condensation heating rate from liquid water condensed)方位角平均圖，水平範圍為
自颱風中心延伸200km，色階單位為K/h。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....62

圖3-27：同圖3-26，但為模擬第15小時至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....63

圖3-28：同圖3-26，但為模擬第18小時至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....64

圖3-29：同圖3-26，但為模擬第48小時至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....65

圖3-30：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之冰相粒子凝華潛熱釋放率
(condensation heating rate from ice phase deposition)方位角平均圖，水平範圍為自
颱風中心延伸200km，色階單位為K/h。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....66

圖3-31：同圖3-30，但為模擬第15小時至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....67

圖3-32：同圖3-30，但為模擬第18小時至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；

(c)CON。.....68

圖3-33：同圖3-30，但為模擬第48小時至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；
(c)CON。.....69

圖3-34：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之(a)液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖；(b)冰相粒子凝華潛熱釋放率隨高度分佈圖。其中左邊為眼牆區域與外圍雨帶加總平均，中間為眼牆區域平均，右邊為外圍雨帶平均。.....70

圖3-35：同圖3-34，但為模擬第15小時至16小時時間平均。.....71

圖3-36：同圖3-34，但為模擬第18小時至19小時時間平均。.....72

圖3-37：同圖3-34，但為模擬第48小時至49小時時間平均。.....73

圖3-38：為模擬第12小時，各組實驗之垂直速度方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為m/s。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....74

圖3-39：同圖3-38，但為模擬第15小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....75

圖3-40：同圖3-38，但為模擬第18小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....76

圖3-41：同圖3-38，但為模擬第48小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....77

圖3-42：為模擬第12小時，各組實驗之切線風方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為m/s。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。.....78

圖3-43：同圖3-42，但為模擬第15小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……79

圖3-44：同圖3-42，但為模擬第18小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……80

圖3-45：同圖3-42，但為模擬第48小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……81

圖3-46：為模擬第12小時，各組實驗之徑向風方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為m/s。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……82

圖3-47：同圖3-45，但為模擬第15小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……83

圖3-48：同圖3-45，但為模擬第18小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……84

圖3-49：同圖3-45，但為模擬第48小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。……85

圖3-50：為16日1200UTC至17日0000UTC，之降水面積，每個時間點上之降水累積面積代表每小時之降水面積。面積單位為平方公里，藍線代表實驗MAR；紅線為Semi-CON；綠線為實驗CON。……86

圖3-51：為16日1200UTC至17日0000UTC之每小時降水強度。單位為mm/h，藍線代表實驗MAR；紅線為Semi-CON；綠線為實驗CON。……86

圖3-52：為16日1200UTC至19日0000UTC之雨滴數量濃度時序變化圖。單位為 $1/m^3$ ，藍線代表MAR實驗；紅線為Semi-CON；綠線為CON。……87

圖3-53：為16日1200UTC至19日0000UTC之雨滴平均粒徑時序變化圖。單位為mm，
藍線代表MAR實驗；紅線為Semi-CON；綠線為CON。……………87

圖 3-54：Typhoon Nari(2001)極盛時期可見光衛星雲圖，取自 NRL。……………88

圖3-55：Hurricane Katrina(2005)極盛時期可見光衛星雲圖，取自NRL。……………88

緒論

1-1 研究動機

台灣位處於東亞地區夏季天氣系統(如梅雨、颱風)過往頻繁之地區，而來自中國大陸及東南亞地區的污染物排放，會顯著改變大氣中的雲凝結核濃度，當天氣系統通過台灣時，勢必會對天氣系統結構造成改變，進而影響降水預報。然而先前的研究鮮少討論到污染物濃度對於天氣系統動力結構、微物理的影響，因此本研究將以納莉颱風(2001)作為研究個案，針對不同的雲凝結核濃度進行實驗測試，探討其對於颱風之路徑、結構、動力、微物理以及降雨等影響。

1-2 文獻回顧

氣溶膠(aerosol)在大氣中扮演重要的角色，它會影響大氣中雲凝結核(Cloud Condensation Nuclei, CCN)濃度，進而影響到降水粒子的生成、碰撞成長等微物理過程，最終可能導致天氣系統於結構及強度上的變化。關於氣溶膠、雲與輻射之交互作用，可區分為直接效應(direct effect)與間接效應(indirect effect)。直接效應指的是氣溶膠粒子反射太陽輻射，增加日照反射率，進一步造成大氣溫度降低。而間接效應，又可分為第一及第二間接效應，在第一間接效應(The first aerosol indirect effect)中，假設在具有相等液態水含量的情況下，增加氣溶膠含量，便增加了 CCN 數量，進而產生較多粒徑較小的雲滴，這個效應會增加受污染雲的反照率，最終影響輻射收支(Twomey 1974, 1977)；而第二間接效應(The second aerosol indirect effect)說明了在高 CCN 濃度條件下，雲中存在大量小粒徑的雲滴，代表成長至大雨滴的數量較少，並形成較狹窄的雨滴粒徑分佈，這使得碰撞及合併的效率較低，阻礙了暖雨發展的過程，造成雲的生命週期增長，也導致雲反照率的增加(Albrecht 1989)。在實際觀測方面，Rosenfeld(1999)藉由 TRMM 衛星的觀測發現，印尼森林大火造成大氣中懸浮粒子增加，導致大氣中雲滴數量顯著增加，但粒徑較小，進一步減緩了對流雲發展。

van den Heever et al. (2007)利用 RAMS 模式模擬都市地區的對流受 CCN 及 GCCN(Giant CCN)的影響，研究發現，同時增加 CCN 及 GCCN 濃度能夠加強對流系統發展，產生較多降水；但只單一增加 CCN 濃度，則反而有抑制作用。

Storer et al. (2010)使用 RAMS 模式，模擬不同氣溶膠濃度及 CAPE 的環境條件下，對流風暴發展的情形，結果顯示在增加氣溶膠濃度的環境下，會形成較多粒徑小的雲滴，進而產生數量少，但粒徑大的雨滴，而造成地面降水的減少。

在颱風研究方面，早在 1962 年進行的 STORMFURY 計劃，是最早藉由改變 CCN 濃度以達到減弱熱帶氣旋為目的的實驗(Willoughby et al. 1985)。在此實驗中，藉由飛機穿越眼牆附近區域，進行碘化銀的種雲機制，使過冷水滴凝固釋放

潛熱，促使對流發展，得以在原本眼牆外圍產生新的眼牆；然而新的眼牆形成，會導致颱風渦旋環流內部氣壓梯度的減弱，進一步使颱風中心風速降低，強度減弱。但此一計劃最終並沒有成功，一方面為飛機種雲釋放範圍有限，對於颱風強度影響只有短暫的效應，另一方面當時對於眼牆置換的物理過程並沒有足夠的了解，並不清楚其過程是屬自然或人為造成。

在模擬方面，Khain et al. (2008)利用二維雲模式模擬氣溶膠對雲的微物理結構及動力的影響。其研究顯示，增加氣溶膠濃度，會增加過冷水及冰相粒子含量，也因為冰相粒子增加伴隨的潛熱釋放增加，加強了垂直速度大小。同時 Khain et al. (2010)也使用 WRF 模式模擬氣溶膠對於登陸的颶風 Katrina(2005)的影響，顯示散播在離氣旋中心 250-300km 處的氣溶膠，會減弱氣旋中心的對流強度。這兩個模擬的研究指出著氣溶膠能夠改變熱帶氣旋的強度及登陸時的降水空間分佈。

另外，Khain et al. (2010)藉由 WRF 模式，模擬氣溶膠對於颶風 Katrina(2005)的影響，在此研究中，作者除了分析微物理及動力場之外，也分析了 LPI(Lightning Potential Index)，試圖從閃電分佈的角度了解氣溶膠之影響，作者發現若閃電分佈偏向在氣旋外圍，則強度較弱。作者在本研究也提出氣溶膠對於颱風強度影響的看法(圖 1-1)：氣溶膠會使得氣旋外圍的對流增強，進而使得外圍低層大氣進入眼牆區域的水氣及空氣質量減少，增加眼牆的半徑，因此渦旋環流內之氣壓梯度減小，颱風強度因而減弱。

Krall and Cotton (2010)利用 RAMS 模式模擬 Typhoon Nuri(2008)，發現 CCN 濃度提高造成過冷水增加，與對流通量的增強有強相關性；颱風外圍雨帶的對流增強會產生較強的下沉氣流以及冷池，進而阻礙暖濕空氣進入眼牆區域(圖 1-2)，減弱颱風強度。

台灣大學大氣科學研究所碩士班黃竹君之論文，透過對納莉(2001)颱風對流垂直結構分析，氣膠數量濃度的不同主要造成層狀區的差異。當氣膠增加時，將

使得更多過冷水被帶到高處並進入層狀區，逐漸轉換為冰相粒子；往後區傳送的冰相粒子變多但變小。而由於小冰晶終端速度較低，在層狀區雲層中停留時間較長，故水平空間延伸較廣。

另外透過逆軌跡分析，延伸較廣的層狀區能夠提供較強的尾端入流，幫助環境場的乾空氣進入雨帶中。乾空氣的進入能夠幫助蒸發作用，不但增強下沉運動，使後方乾空氣可以持續由尾端入流進入，亦使蒸發後的水氣能夠持續提供雨帶系統發展。

1-3 論文結構

本研究第二章，以及本研究所使用的資料來源，簡單介紹 WRF 模式，並說明本模擬實驗的設計，以及實驗中所選用的雲微物理參數化方法；第三章將簡述納莉颱風此一個案之環境條件，以及 WRF 模擬結果及其討論；第四章為本研究之總結。

模式及實驗設置

2-1 模式簡介

本研究所使用的模式為WRF(Weather Research and Forecasting)模式，為NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)、NCEP(National Centers for Environmental Prediction)、NCAR(National Center for Atmospheric Research)、NRL(Naval Research Laboratory)、ESRL(Eaeth System Research)等單位共同研發。WRF模式目前普遍使用於數值天氣預報及學術研究方面，在模式中可進行理想化模擬(ideal case)及真實個案模擬(real case)。

模式垂直座標採用 η (eta)座標，為一隨地勢變動之靜力氣壓座標；網格方面採用Arakawa C grid，熱力變數置於網格點中心，速度變速置於熱力變數上下左右半個網格點距離處；時間積分使用三階Runge-Kutta 差分法。

WRF模式使用者可以針對各種天氣個案的模擬，適切的選擇所需的參數化方法，其中包含積雲對流參數化、微物理參數化、長短波輻射參數化、邊界層參數化等，模式模擬流程如圖2-1所示。而在本研究中所使用的WRF模式版本為Version 3.3.1。

2-2 模式設定

模擬所使用之WRF模式初始場為Yang et al. (2008)之納莉颱風MM5模式模擬輸出結果。本研究模擬時間為2001年9月16日0000UTC至2001年9月19日0000UTC，一共72小時；積分步長為10秒，使用兩層巢狀網格，網格設置範圍如圖2-2所示，水平網格間距由外層至內層分別為6km (Domain1)及2km (Domain2)，Domain1水平網格點數為166x166點、Domain2水平網格點數為271x301點，兩層

網格垂直分層皆為32層，模式中心點位置位於北緯23.8度，東經121.98度，Domain 1範圍與Yang et al. (2008) 之MM5模式模擬輸出Domain3相同，Domain2將台灣放置於網域中央，以方便分析納莉颱風穿越台灣附近位置的時間點。

在各項參數化法選擇方面，由於兩層巢狀網格水平解析度(6km及2km網格間距)足以解析積雲對流尺度運動，因此本模擬中兩層網格皆不使用積雲對流參數化方案。短波輻射參數化則採用Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) scheme (Mlawer et al. 1997)；長波輻射參數化採用Dudhia scheme (Dudhia 1989)。邊界層參數化選用MRF PBL scheme (Hong and Pan 1996)。

以下介紹模式資料前處理過程。在WRF real case模擬中，必須經由WPS(WRF Preprocessing System)前處理程序，將模擬所需之氣象場與地理資料結合，而其產生的資料，可作為WRF模擬所需的邊界條件及初始條件。主要又分為geogrid、ungrib、metgrid三步驟。geogrid目的是在於將地理資料內插至模擬的網格點上，而本研究進行海洋及無地形模擬時，必須在此步驟完成後將台灣地形以及landuse進行修改，另外海洋環境的模擬需要針對原本台灣地形的區域進行地形挖除(台灣地區地形高度修改為0m)及海溫調整，交由MM5中INTERPF這支程式處理。而ungrib為處理模擬所需之氣象場，在本研究中，因為使用MM5 output做為初始場，因此這一步驟便交由MM5模式中INTERPB這支程式進行處理；INTERPB做為將 σ 坐標下的氣象場(MM5 output)資料內插回P(氣壓)座標，生成中繼格式檔，此一檔案在WPS可進行處理。因此最後將先前geogrid及經由INTERPB處理產生的中繼檔由metgrid結合，放入WRF中產生模擬所需的wrfinput(初始條件)及wrfbdy(邊界條件)。

2-3 實驗設置

在 CCN 數量濃度設定方面，我們選用的雲微物理參數化法為 WDM6 (Lim and Hong 2010)，而在此方案中有給定初始的雲凝結核數量濃度 N_0 。

而原始設定中 CCN 初始數量濃度為： $10^2 \text{cm}^{-3} = 10^8 \text{m}^{-3}$ 。在本實驗中，參考了 Khain et al. (2010) 研究中設定的大氣背景氣膠濃度，我們進行了三組濃度敏感度的對照組比較：

MAR(maritime): $10^2 \text{cm}^{-3} = 10^8 \text{m}^{-3}$

Semi-CON(semicontinental): $10^3 \text{cm}^{-3} = 10^9 \text{m}^{-3}$

CON(continental): $10^4 \text{cm}^{-3} = 10^{10} \text{m}^{-3}$

其中MAR代表海洋型背景氣溶膠濃度，Semi-CON代表介於海洋型及大陸型的氣溶膠背景濃度，而CON代表大陸型背景氣溶膠濃度。在之後模擬結果部分，我們皆用MAR、Semi-CON、CON代表各組實驗代稱。

而在本研究所使用之初始場為MM5模式輸出之結果，而先前MM5模擬所選之雲微物理參數化方案為Reisner scheme(Reisner et al. 1998)，它對於氣溶膠粒子並沒有進行預報，但在本研究模擬中，使用之雲微物理參數化法為WDM6，氣溶膠粒子為WRF模擬中才加入的，並不會受到先前MM5模式參數化設定所影響。

2-4 雲微物理參數化法簡介

多年以來，數值模式中的雲物理過程普遍以兩種參數化方法來處理，一是直接計算降水粒子之粒徑分佈的波譜法(spectral method)，一是總體法(bulk method)，將降水粒子粒徑分布以函數的方式表現(圖2-3)。然而，與bulk method相比，spectral method所需的計算時間增加很多，為了讓模式計算有較高的計算效率，多數的數值模式目前仍主要使用根據bulk method的雲微物理參數化方案。

早期應用於MM5或WRF等中尺度數值模式的雲微物理法大多是單矩量(single-moment)的架構，僅針對水象粒子的質量混合比進行預報，而水象粒子的

粒子濃度則由事先給定的粒徑譜進行診斷分析。但是實際觀測的雲微物理特徵顯示，水象粒子的粒徑譜會隨不同降水型態及對流系統演變而改變。因此近年來許多科學家對於雲微物理參數化法做改進，增加降水粒子的粒子濃度預報方程，加上原有的降水粒子質量混合比預報，發展為雙矩量方案(double-moment scheme)，以增加降水粒子粒徑譜隨時間變化之自由度，進而改善雲微物理過程和輻射傳送的計算。然而，多數two-moment scheme並非對於所有種類的降水粒子都進行粒子濃度的預報。

關於predicted moment的部分，對於每個預報變數，都有對應一個預報方程，而其他參數則為給定或診斷。如對於one-moment scheme而言，混合比為預報變數；對於two-moment scheme而言，混合比和粒子濃度為預報變數；對於three-moment scheme而言，除混合比和粒子濃度，雷達反射率(radar reflectivity)也成為預報變數。

本論文研究所使用之WDM6 scheme，針對六種水象粒子進行預報，分別為：水氣(vapor)、雲水(cloud water)、雨水(rain water)、雲冰(cloud ice)、雪花(snow)、軟雹(graupel)。而WDM6對於氣溶膠粒徑分佈的描述，是採用Twomey-type distribution，表示方式如下：

$$N = CS^k \quad (1)$$

其中N為CCN活化形成雲滴之個數，C為背景CCN濃度，為一常數，而S為過飽和度，k為一系數。因此我們便可藉由這些參數計算出空間中由CCN活化形成雲滴的個數。

在此我們假設活化所有CCN所需要之飽和度為 S_{max} ，n為未被活化的CCN濃度， N_c 為已活化成為雲滴之CCN濃度，因此我們將式(1)改寫為以下形式：

$$N = (n + N_c) \left(\frac{S}{S_{max}} \right)^k \quad (2)$$

如圖2-4所示，為WDM6 scheme對於預報粒降水子混合比之微物理過程，及預報降水粒子數量濃度之微物理過程。從預報數量濃度之微物理過程中可發現，

WDM6加入了暖雨過程中CCN和cloud water之間的轉換過程，其暖雨過程是參考Cohard and Pinty(2000)之研究。而在本研究中， S_{max} 給定為1.0048，k值給定為0.6。

模擬結果與分析

3-1 綜觀環境場分析

納莉颱風在中央氣象局颱風侵台路徑分類屬特殊路徑，其特殊行經路線對於大台北地區造成嚴重災害。

納莉颱風於 2001 年 9 月 6 日 0300UTC 在宮古島附近海域生成，中心氣壓 998hPa，一開始受北方槽線牽引，向東北移動，其後中心穿越琉球，北方低壓的遠離使得導引氣流趨於不明顯，呈現滯留狀態；隨後受大陸冷高壓影響，提供納莉颱風導引氣流，偏西緩慢移動，至 9 月 8 日晚間，中央氣象局針對台灣東北部海域發佈海上颱風警報，並於翌日晚間增強為中度颱風。此外日本東南海域有另一颱風丹娜絲(DANAS)向西北西朝日本以南海域前進，此時納莉颱風同時受到北方大陸冷高壓及丹娜絲颱風環流的雙重影響，開始偏向西南移動。在 9 月 10 日，納莉颱風呈現滯留，氣象局因此解除海上颱風警報。而納莉颱風處於大陸冷高壓及太平洋高壓之間的鞍形場，使得高低層雲系分離，減弱為輕度颱風，而丹納絲颱風的靠近，再度使其受牽引而轉向東南，而後向東。於 9 月 11 日，納莉颱風雲系重整，再度增強為中度颱風，並以緩慢速度向東北移動，但由於丹娜絲颱風的遠離而再度失去導引氣流。9 月 13 日，納莉因大陸冷高壓增強，轉向西北西移動，但同時也因滯留過久，減弱為輕度颱風；也由於納莉颱風加速接近台灣，氣象局也二度發佈海上颱風警報。9 月 14 日納莉颱風受日本南方冷心低壓及大陸冷高壓的引導，開始向西南移動；9 月 15 日氣象局也針對台灣北部東北部陸地發佈路上颱風警報，此日納莉颱風也重新增強為中度颱風。9 月 16 日納莉由宜蘭三貂角進入台灣陸地後，由於再度陷入大陸冷高壓及太平洋高壓間的鞍形場，移速明顯減慢。9 月 17 日，台灣東南方近海出現一個副低壓，納莉颱風與此副低壓交互作用，加強環流雨帶降水。9 月 18 日，納莉颱風副中心逐漸消散，而大陸冷高壓增強向西，使得颱風也逐漸西移，由台南安平出海。9 月 19 日氣象局解除納莉颱風海上及陸上颱風警報，此時納莉颱風進入南海北部，速度也逐漸

加快，於9月20日登陸廣東汕尾一帶，隔日則減弱為熱帶性低氣壓。

3-2 強度

各組實驗模擬納莉颱風之強度(中心海平面氣壓及近中心最大風速)隨時間變化如圖3-1、3-2所示，三組實驗在模擬開始24小時內(9月17日0000UTC前)似乎有較為線性的變化，而在模擬前12小時(9月16日1200UTC前)，三組模擬在強度上有相當大的變動，是由於模式在初期需要些時間啟動(spin up)。其中MAR中心氣壓最低，近中心風速最大，其次為Semi-CON，強度最弱者為CON；而在17日0000UTC後，颱風中心強度則有較為非線性的變化，先前有進行過多次模擬顯示，似乎僅在模擬前24小時內呈現線性變化，因此之後進行水象粒子空間分佈及潛熱釋放垂直剖面分析，將選定模擬前24小時，做進一步深入分析；另外也針對強度差異最大的模擬第48小時(9月18日0000UTC)進行分析探討。

3-3 路徑

在路徑方面，在9月16日1800UTC前，敏感度實驗中三組模擬的颱風路徑大致上相同(如圖3-3所示)，而在9月16日1800UTC後，則有顯著的分歧，先前進行過多次模擬，皆有同樣情形，以下將利用駛流場以及潛熱釋放水平分佈進行解釋。

由圖3-4所示，我們9月自16日1800UTC起，計算每隔6小時之駛流場，至9月18日0600UTC(模擬時間18~54小時)；駛流場計算是參考Yang and Ching (2005)針對桃芝(2001)颱風深層平均風(deep layer mean wind)之計算方法。計算方式為選取地表至200hPa氣壓層颱風環流內各層水平(120km x 120km)平均風場之垂直平均。在本研究中，由於考慮到不同颱風(桃芝與納莉)的大小尺度及強度，因此

計算上稍有進行改寫，吾人選定距離颱風中心半徑300km的水平範圍，垂直方面由850hPa延伸至200hPa高度，計算公式如下所示：

$$V_{SDLM} = \left(\int_{850hPa}^{200hPa} V_s(p) dp \right) / \left(\int_{850hPa}^{200hPa} dp \right)$$

從計算結果來看，在模擬第18小時時，三組模擬的駛流場皆偏向西南向，由於此時颱風陷於鞍形場內，中心移動速度十分緩慢，而約在模擬第24小時後，三組模擬的駛流場皆有偏向西北的趨勢，也帶動此時颱風西北向的路徑。而從模擬第24~54小時來看，深層平均的u分量風場及v分量風場在MAR實驗中向西及向北分量皆為最大，導致在此時間內颱風移速最快，其次為Semi-CON實驗，CON實驗最小；因此我們可以解釋為何在此段時間內，MAR路徑有明顯較其他兩組實驗路徑偏北的情形。

由潛熱釋放的水平分佈來看，我們選定模擬第48小時(9月18日0000UTC)作為分析時間，圖3-5皆為經過一小時時間平均計算(模式輸出為2分鐘一筆，共30筆資料)，其值為液態水凝結潛熱釋放率加上冰相凝華潛熱釋放率加總，再經由垂直積分計算的結果。從圖3-5可看出，此時MAR的潛熱加熱幾乎分佈在颱風的西半象限，而在西北象限有一較大的潛熱釋放分佈，由Wang et al. (2013)針對凡那比(2010)颱風的模擬顯示，在颱風移動路徑相反方向若有較大潛熱釋放，則對颱風移速有減慢的作用，而MAR模擬中潛熱釋放分佈大致上位在移動方向上，因此推測對於颱風移速有加快的作用。而在Semi-CON實驗，潛熱釋放的分佈同樣位在颱風環流的西半象限，但與MAR實驗不同之處在於其強度較強，潛熱分佈範圍較為平均，因此對於颱風移動路徑上，向北的分量較不明顯。最後看到CON實驗，其潛熱分佈主要集中於颱風環流的南半象限，因此對於颱風移動路徑上向南的分量較大，因此CON實驗路徑大致上會較為偏南。

3-4 水象粒子分析

圖3-6至3-25為雲水、雨水、雲冰、雪及軟雹之方位角平均圖，在這邊我們選定了三組模擬強度較為線性變化的時期，分別為16日1200UTC(模擬第12小時)、1500UTC(模擬第15小時)、1800UTC(模擬第18小時)及較為強度非線性變化的18日0000UTC(模擬第48小時)之結果，每個分析皆有進行一小時時間平均(2分鐘一筆資料輸出，三十組資料平均)，方位角平均計算是選定距颱風中心200km內的範圍，且皆已扣除時間內之颱風移速(即颱風中心固定於柱面座標原點)。而我們選定模擬第12、15、18小時，是為瞭解納莉颱風位於強度變化較為線性(氣溶膠濃度愈高，強度愈弱)時期，各水象粒子分佈是否與強度有較為一致的變化，至於我們發現在模擬第24小時後，三組模擬強度變化上較為非線性，因而選定三組模擬強度差異最大的模擬第48小時進一步分析。而進行一小時時間平均的目的是在於將螺旋雨帶移動以及局部對流激發的差異造成分析上的誤差排除，同時也考慮到納莉颱風在模擬第12、15、18小時移動速度較快，為了要看出較明顯的眼牆結構，因此不將時間平均間距拉長。

首先從圖3-6看到為模擬第12小時之雲水方位角平均圖，由圖3-6(a)至圖3-6(c)可看出，隨著CCN初始濃度的增加，在底層近1km處的雲水含量有明顯增加的情形，這是由於增加了初始氣溶膠濃度，導致底層1km處的水氣迅速凝結於數量大的CCN粒子表面而形成雲滴，且隨著颱風眼牆區域的垂直運動，有較多的雲水被攜帶至融化層(約5km處)以上之高度，且隨著高層徑向外流傳送而遠離颱風中心。但在MAR實驗的模擬中，眼牆區域融化層以上的雲水有相當大的含量，可能是和眼牆區域的較強垂直速度有關；而隨著時間的推進，CON實驗有越來越多雲水被帶至中高層大氣，且眼牆區域融化層以上也有相當大的雲水含量。自模擬第48小時雲水分佈(圖3-9)來看，由於颱風已發展一段時間，而大氣低層1~2km處的雲水也有大量消耗的情形，而由於颱風的發展使得大量雲水藉由眼牆上升運動的傳遞，在融化層(5km)以上則有較大的累積。從三組實驗比對來看，和模擬初期

類似，MAR實驗低層雲水含量最少，其次為Semi-CON，而CON實驗的雲水含量最多，但注意到在Semi-CON實驗的眼牆區域低層大氣卻有相當大的雲水含量，對於其他水象粒子發展提供相當大的來源。

接著看到雨水方位角平均圖，從模擬第 12 小時看到圖 3-10(a)，由於 MAR 的低 CCN 初始濃度，使得一開始形成的雲滴數量較少，但平均粒徑較大，因此碰撞及合併效率會較高，因此較容易形成雨滴，因此可以看出在其眼牆區域有相當大的雨水含量，且在水平方向的含量也較其他兩組模擬來得大。而 Semi-CON 及 CON 眼牆區域雨水就顯得少很多，眼牆區域的雨水含量，隨 CCN 初始濃度的增加，在此時大致上呈現線性遞減的變化；推測為提高 CCN 濃度，雲滴數量較多但粒徑較小，使得需要較長時間凝結成長，且碰撞及合併作用效率較低，因此雨滴成長速率較慢。而隨著時間推進，看到第 15 小時(圖 3-11)，MAR 在眼牆區域的雨水含量依然最大，水平方向也是同樣的情形；但可以注意到，此時 CON 在眼牆區域的雨水含量有明顯增加的趨勢，且在雨水含量在水平方向有明顯的延伸，推斷為此時原本較小的雲滴已有足夠時間凝結成長為雨滴，因此雨水含量明顯增加。最後看到模擬第 18 小時(圖 3-12)，此時 CON 的雨水含量更明顯增加，甚至大於 MAR 和 Semi-CON，推斷為雲滴凝結成為雨滴的潛熱釋放作用，伴隨而來眼牆區域的上升運動，帶動更多雲滴抬升至更高的高度，使得更多雲滴藉由凝結成長發展為雨滴，而此時 CON 的雨水含量在水平方向分佈也較其他兩組來得廣泛。自模擬第 48 小時雨水分佈(圖 3-13)來看，此時 Semi-CON 實驗在眼牆區域有相當大的雨水含量，其次為 MAR，CON 含量最少。而從水平分佈看到 MAR 和 Semi-CON 的雨水含量較集中於眼牆區域，但 CON 的雨水分佈有較為偏離眼牆的情形，水平方向分佈較廣。

再來看到雲冰的方位角平均分佈。首先看到模擬第12小時(圖3-14)，在眼牆區域內，隨著CCN濃度的提高，雲冰含量有明顯減少的情形；在外圍雨帶方面，隨著CCN濃度提高，水平方向則有較為向外延伸的趨勢。推測是由於在CCN濃

度較低時，凝結增長較快速，配合效率較高的碰撞合併作用，較早形成大雨滴，因此潛熱釋放的過程較為快速，因此眼牆區域的垂直運動較為顯著，也導致大量雲水被抬升至融化層以上，進而形成雲冰。但在CCN濃度較高時，由於形成的單一雲滴粒子較小，因此較容易藉由眼牆區域的高層徑向出流，遠離颱風中心向外傳播，而形成的雲冰，水平分佈也較為廣泛。接著看到模擬第15小時(圖3-15)，由先前的雨水方位角平均知道，CON實驗凝結成長過程較為緩慢，此時才有逐漸增加的情形，因此此時潛熱釋放也較為加強，眼牆區域垂直運動較為加強，較多雲冰生成。至模擬第18小時(圖3-16)，此時CON由於有更多雲水凝結成長成雨滴，藉由垂直運動抬升至融化層以上，因此造成CON眼牆區域的雲冰含量超越MAR和Semi-CON。模擬第48小時之雲冰分佈(圖3-17)可看出，Semi-CON實驗在高層大氣有相當大的雲冰含量，而MAR和CON則含量較少，且由水平分佈可看出，CON含量較大的區域最為離中心較遠，與雨水水平分佈有類似的情形。

接著看到雪花的方位角平均圖，在模擬第12小時(圖3-18)，由於此時MAR眼牆區域有累積大量的雲冰，因此同樣的在此時眼牆區域有較多的雪花形成。隨著將CCN初始濃度提高，藉由垂直運動抬升至融化層以上的雲水含量較少，因此可以看出Semi-CON及CON眼牆區域雪花含量不高，另外將Semi-CON及CON的雪花水平分佈與前面的雲冰水平分佈比較，同樣有較MAR外擴的情形。模擬第15小時(圖3-19)，同樣MAR眼牆區域有最大的雪花含量，其次是Semi-CON，最後是CON；而在水平分佈上，Semi-CON及CON同樣較MAR來得廣泛。最後看到第18小時(圖3-20)，此時MAR眼牆區域的雪花含量有明顯減少的情形，而Semi-CON相較於模擬第15小時有顯著增加的情形，CON同樣相較模擬第15小時有所增加，但沒有Semi-CON增加的如此明顯。推測這是由於在模擬第18小時，此時Semi-CON的雲冰已有足夠時間成長，可以生成雪花等冰相粒子，因此Semi-CON在眼牆區域有最大的雪花含量，從時間序列變化來看，CON的雪花含量也有逐漸增加的趨勢，而Semi-CON和CON的水平分佈範圍在模擬第18小時同樣較MAR

來得略為廣泛。在模擬第48小時的雪花空間分布(圖3-21)方面與雲冰分佈同樣有類似的情形。Semi-CON實驗的雪花含量較大區域集中於眼牆區域，而MAR也較為集中，但含量顯得較小，CON則偏向較外圍分佈，水平方向分佈較廣泛。

最後看到軟雹的方位角平均圖，可看出在模擬第12小時(圖3-22)，眼牆區域的軟雹含量，以MAR最高，Semi-CON其次，CON最少；推論這是由於此時MAR眼牆區域有較強上升運動，且單一雲滴粒徑較大，被帶至融化層以上，形成過冷雲滴，且此時融化層以上有一定含量的冰晶，藉由冰晶收集過冷雲滴的作用，生成軟雹。至模擬第15小時(圖3-23)，同樣由於上升運動配合冰晶收集過冷雲滴的作用，此時MAR的眼牆區域同樣有較大的軟雹含量，其次為Semi-CON，CON軟雹含量最小。來到模擬第18小時(圖3-24)，此時CON眼牆區域的軟雹含量有明顯增加的情形，而MAR則有明顯減少的情形，是由於此時CON眼牆區域的雲冰含量有明顯增加，而同時隨著時間推進，有更多的雲水被帶至融化層以上，因此有較多軟雹存在眼牆區域。在模擬第48小時(圖3-25)，Semi-CON實驗在眼牆區域有相當大的軟雹含量，推測為此時眼牆區域有相當大的垂直運動，相對的MAR與CON含量則小的許多，且在水平方面有分佈較廣的情形。

3-5 潛熱剖面分析

在潛熱垂直剖面分析方面，我們將液態水凝結潛熱釋放率(condensation heating rate from liquid water condensed)及冰相粒子凝華潛熱釋放率(condensation heating rate from ice phase deposition)兩部分個別考慮。

於計算方式部份，液態水凝結潛熱釋放率只考慮水氣凝結成雲滴所造成的凝結潛熱釋放率；而冰相粒子凝華潛熱釋放率則考慮到雪的凝華作用、軟雹凝華作用、冰晶凝華作用以及冰晶成長所造成的潛熱釋放。

以下分析皆為方位角平均結果，為模擬第12至13小時、模擬第15至16小時、

模擬第18至19小時及模擬第48至49小時之結果，每個分析皆有進行一小時時間平均(2分鐘一筆資料輸出，三十組資料平均)，方位角平均計算是選定距颱風中心200km內的範圍，且皆已扣除時間內之颱風移速(即颱風中心固定於座標原點)。

從圖3-26看到，為模擬第12至13小時時間平均之液態水凝結潛熱釋放率方位角平均圖。此時MAR以及Semi-CON在眼牆區域都有較大潛熱釋放率，加熱率達到12K/h的區域在垂直方向可以達到7km高度左右，而CON明顯較小，大約在6km高度處。但從水平徑向方位來看，三組的分佈特徵似乎很類似。這可以和先前的雨水混合比進行對照，是由於低CCN初始濃度實驗組(MAR及Semi-CON)中有較大雲滴，造成較大的潛熱釋放率。接著看到圖3-27，模擬第15至16小時時間平均之液態水凝結潛熱釋放率方位角平均圖。此時MAR在眼牆區域仍有較大的潛熱釋放率，其次為Semi-CON，CON在眼牆區域的潛熱釋放較小，但注意到在CON低層1至2km高度處有一較大的潛熱釋放區域；推測為此時高CCN初始濃度條件下產生小的雲滴已有足夠時間凝結成長為雨滴，雨水含量明顯增加，導致潛熱釋放率明顯較12至13小時增加許多，此結果可和圖3-11互相比對。最後看到圖3-28，模擬第18至19小時時間平均之液態水凝結潛熱釋放率方位角平均圖。此時CON的眼牆區域有最大的潛熱釋放率，而MAR及Semi-CON的極值較小；推測為此時CON有更多的雲滴凝結造成之潛熱釋放作用，同時伴隨而來眼牆區域的強烈上升運動，也使得更多雲滴藉由碰撞合併成長發展為雨滴，故潛熱釋放率比其他兩組實驗來得大。模擬第48小時的液態水凝結潛熱釋放(圖3-29)與眼牆區域低層大氣的雲水分佈有顯著的相關性，推測為經過相當久模擬時間，降水系統已發展一段時間，低層雲水的形成受到CCN濃度的影響較小，因此凝結潛熱釋放與CCN已無較為顯著關係；由於Semi-CON實驗在眼牆區域雲滴和雨滴的凝結成長作用十分顯著，使得在眼牆區域有相當大的潛熱釋放率，而MAR和CON的潛熱釋放率則相對小許多。

接下來圖3-30至3-33為冰相粒子凝華潛熱釋放率方位角平均圖。首先看到模

擬第12至13小時(圖3-30)，此時CON在眼牆區域的凝華潛熱釋放率極值較MAR及Semi-CON來得小許多，但在水平方向上分佈較為廣泛。推測是由於此時MAR及Semi-CON在眼牆區域有較多的冰相粒子增長，而CON藉由垂直運動抬升至融化層的雲水含量較少，因此冰相粒子增長的量不大，但由於形成的雲滴粒子粒徑小重量輕，因此較容易藉由颱風二次環流的高層徑向出流向外傳遞，遠離颱風中心。接著模擬第15至16小時(圖3-31)，同樣有類似的分佈情形。到模擬第18至19小時(圖3-32)，此時MAR眼牆區域的冰相潛熱釋放率仍然相當大，但Semi-CON有明顯增強的情形，此一分佈情形和雪花含量的方位角平均分佈十分類似(圖3-20)；此時Semi-CON眼牆區域高層的雲冰已有足夠時間生成雪花等冰相粒子，因此藉由冰晶增長等過程，潛熱釋放率明顯增加許多。然而我們可以發現，CON眼牆潛熱釋放率仍然很小，同時也有別於液態水凝結潛熱釋放在此時明顯的增加，可能原因為暖雨的微物理過程(如凝結)主要發生於颱風環流中低層位置，而冷雨的微物理過程(如凝華)主要發生於颱風環流高層區域且許多冰相粒子的生成是藉由暖雨過程產物的向上傳遞造成，因此暖雨過程發生時間較冷雨過程來得早，所以CON的冰相潛熱釋放過程需要更多時間反應。這也能夠驗證前人研究(Albrecht 1989)結果，即增加大氣中氣溶膠粒子濃度，能夠延長暖雨過程的生命週期。模擬第48小時的冰相凝華潛熱釋放分佈(圖3-33)與液態水凝結潛熱釋放有相當大的相關性。Semi-CON實驗在低層有相當大的潛熱釋放，進而帶動較強垂直運動，將大量雲滴雨滴帶入融化層以上區域，進而轉換成冰相粒子，使得颱風環流高層有相當大的凝華潛熱釋放。而對應到先前的雲冰和雪花分佈圖可發現，CON實驗的冰相粒子分佈離颱風中心較遠，因此凝華潛熱釋放高值區域同樣離颱風中心較遠，MAR實驗則離中心較近。

由於颱風眼牆區域及外圍雨帶的潛熱剖面可能有相當差異，因此我們將潛熱垂直剖面分析分為眼牆區域(inner core)以及外圍雨帶(outer rainband)兩區塊進行面積平均探討。而眼牆區域與外圍雨帶範圍則是由凝結潛熱釋放及凝華潛熱釋放

方位角平均圖判斷，包含到凝結潛熱與凝華潛熱加熱率極值區域內為眼牆區域，此分區結果與用垂直速度(圖3-38至3-41)判別結果一致。在模擬第12小時判定眼牆區域範圍為60km半徑內區域，模擬第15小時判定眼牆區域範圍為70km半徑內區域，模擬第18小時則為50km半徑內區域。而在模擬第48小時，由於此時眼牆有較為向外傾斜的情形，必須將傾斜的情形考慮進來，不能將眼牆視為垂直挺立。因此在計算凝結潛熱加熱率上，判定眼牆範圍為70km半徑以內之區域，而在凝華潛熱加熱率上，判定眼牆範圍為100km半徑以內之區域。

首先看到模擬第12至13小時的液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖(圖3-34(a))，最左邊的圖為距颱風中心200km的平均潛熱釋放率隨高度的變化，為眼牆區域加上外圍雨帶的整體面積平均，可看出在2~5km的高度上，有最大的凝結潛熱釋放率，代表雲滴凝結成長過程主要發生於此高度上。而比較三組模擬發現，MAR的潛熱釋放隨高度大致上高於Semi-CON及CON，代表在此高度範圍內，MAR由於處在低CCN濃度的環境下，產生數量少但粒徑大的雲滴，因此造成較大的凝結潛熱釋放率。而Semi-CON及CON的潛熱率垂直分佈十分類似。接著看到圖中間的圖，為眼牆內核區域的潛熱釋放剖面，此為選定距颱風中心60km以內的範圍做面積平均，同樣可以看到MAR的潛熱釋放率最高，Semi-CON和CON較小而且我們可以注意到，眼牆內核區域的潛熱率極大值大約是整個颱風環流(200km)範圍的兩倍，代表颱風潛熱釋放作用主要由眼牆內核區域所支配。再來看到圖3-34(a)右邊的圖，外圍雨帶區域的潛熱垂直剖面，為距中心60~200km的範圍，也就是200km範圍扣除掉眼牆區域之後的面積平均結果。在外圍雨帶區域，MAR的潛熱釋放率仍高於Semi-CON和CON的結果，但差異較眼牆區域來得小許多，這也顯示改變CCN初始濃度對於眼牆區域的潛熱釋放影響較為直接，且貢獻較大。

接著看到模擬第12至13小時冰相凝華潛熱釋放隨高度的分佈(圖3-34(b))，由左圖眼牆區域加上外圍雨帶的總潛熱釋放分佈看到，整體來看MAR潛熱釋放率

最大，其次為Semi-CON，CON最小，而在眼牆區域來看，也有同樣的分佈，這是由於此時MAR實驗中，大量的雲水被抬升至融化層以上，形成過冷雲滴，以及部份CCN粒子被抬升至高層後形成雲冰，進而促使冰相粒子的增長。不同於液態水凝結潛熱分佈，雖然在眼牆區域的冰相凝華潛熱釋放率雖然較外圍雨帶區域潛熱釋放率來得大，但差異較小。而眼牆區域垂直方向上潛熱率分佈最大值約在9km高度左右，而外圍雨帶的最大值約在8km高度左右，這是由於眼牆區域有相當強的上升氣流作用，因此發生凝華潛熱釋放極大值的高度較高。

圖3-35(a)為模擬第15至16小時的液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖，同樣在總凝結潛熱分佈上，MAR實驗隨高度變化的值仍然為最高，Semi-CON次之，CON則最小。從眼牆區域來看，此時MAR實驗由於眼牆雨水含量仍為最高(對照圖3-9)，因此眼牆垂直方向上潛熱釋放率仍然最大，但可注意到，Semi-CON此時和CON的差異比模擬第12至13小時時來得明顯；相同於先前的推測，這是由於此時在Semi-CON實驗中，較MAR小的雲滴已有足夠時間凝結成長為雨滴再轉換成雪花及軟雹，因此凝華潛熱釋放率有較明顯增加的情形；至於在外圍雨帶方面，也由於Semi-CON及CON的雨水含量同樣有增加的情形，使得三組模擬的潛熱釋放率差異開始減少。

看到模擬第15至16小時冰相凝華潛熱釋放隨高度的分佈(圖3-35(b))，總凝華潛熱分佈上，MAR仍然為最高，CON最小。從眼牆區域來看，同樣由於MAR模擬中，有較多的雲冰形成冰相粒子(如雪花)，因此凝華潛熱率仍為最大，其次為Semi-CON，而CON最低。但特別注意到外圍雨帶的部分，Semi-CON和CON的雪花含量(圖3-19)在水平方向較向外延伸，因此可推論相較於Semi-CON和MAR，CON在外圍雨帶的平均潛熱釋放較大。

看到模擬第18至19小時的液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈(圖3-36(a))，此時無論在眼牆區域或是外圍雨帶的潛熱垂直分佈上都可發現，三組模擬的差異相較於12至13小時以及15至16小時來得小很多，是由於此時Semi-CON以及CON在

眼牆區域的雲水已大量成長為雨滴(可參考圖3-12)，造成潛熱釋放量和MAR相差不大，且由於外圍雨帶的雨水含量有增加的情形，潛熱釋放率與MAR相差不大，外圍雨帶潛熱分佈與模擬第15至16小時的結果類似。

在模擬第18至19小時冰相凝華潛熱釋放隨高度的分佈(圖3-36(b))，總潛熱釋放率大致上為MAR最大，CON次之，Semi-CON最小，此分佈情形較為非線性(非CCN濃度愈高，潛熱釋放率愈小)，因此我們從眼牆區域及外圍雨帶區域進行個別討論。先從眼牆區域的潛熱分佈來看到，潛熱釋放率大小為Semi-CON和CON類似，但Semi-CON的最大值分佈高度較高，而MAR明顯較小，可以和先前的模擬第18至19小時雪花方位角平均圖(圖3-20)做比對，可較為合理的解釋。

Semi-CON眼牆區域的雲冰在此時有足夠時間成長為雪花等冰相粒子，且冷雨過程反應時間較暖雨過程慢，因此此時Semi-CON才會有較大的潛熱釋放。從外圍雨帶來看，MAR潛熱釋放率最大，CON次之，Semi-CON最小；對照雪花方位角平均圖，可看出雖然Semi-CON和CON在水平方向分佈較廣，但由於MAR較早生成雪花等冰相粒子，故在外圍雨帶上，仍然有相當大的冰相潛熱釋放。

至模擬第48小時，看到液態水凝結潛熱釋放率(圖3-37(a))及冰相粒子凝華潛熱釋放率(圖3-37(b))隨高度分布，從整個200km範圍的環流平均來看，三組模擬差異並不大，但個別從眼牆區域及外圍雨帶來看，Semi-CON實驗和CON實驗差異較大，Semi-CON的潛熱釋放相當集中於眼牆區域，而CON的潛熱釋放卻偏向在外圍雨帶上，是由於CON在高層有相當大的徑向出流，配合粒徑較小的冰相粒子，因此潛熱釋放發生位置較遠離颱風中心。

從模擬前期來看(9月16日1200~1800UTC)來看，無論是在內眼牆或外圍雨帶區域，凝華潛熱釋放率皆小於凝結潛熱釋放率，代表在颱風內部動力方面，主要是由暖雨過程所支配。在暖雨物理過程方面，又眼牆區域的潛熱釋放率比外圍雨帶大很多；而在冷雨物理過程方面，眼牆區域潛熱釋放率和外圍雨帶相差不大，是由於冷雨過程較傾向水平方向發展的原因，而暖雨過程發展較冷雨過程早且快

速並集中於局部強對流區。因此上面可看到隨著時間推進，三組實驗的液態凝結潛熱變化較為線性；但冷雨過程較慢，且其雲微物理過程複雜了許多，因此產生較為非線性的變化。

3-6 動力結構分析

此處的垂直速度、切線風以及徑向風空間分佈，皆是經過方位角平均計算(無時間平均)之軸對稱平均結果，計算同樣是取距離颱風中心200km以內的範圍。

由垂直速度在模擬第12小時的分佈(圖3-38)看到，垂直速度極值大致上分佈於融化層(5km)以下，代表此時凝結潛熱釋放(暖雨過程)較為顯著，且MAR (1.42m/s)垂直速度極值最大，其次為Semi-CON (1.24m/s)，CON最小 (1.2m/s)，推測是由於這時候低CCN濃度(MAR實驗)的環境下，粒徑大的雲滴容易藉由碰撞合併成長形成雨滴，潛熱釋放顯著，因此帶動眼牆區域空氣塊的抬升。反之，在高CCN濃度(CON實驗)的環境下，由於粒徑小的雲滴要依靠碰撞及合併成長的機率較低，主要是依賴凝結成長，因此增長較為緩慢，潛熱釋放較為少且緩慢，造成眼牆區域垂直速度較小。到模擬第15小時(圖3-39)，此時在融化層以上也出現一個垂直速度極值，此處出現垂直速度極值的原因為冰相粒子的生成及增長作用(冷雨過程)，使得凝華潛熱釋放增加，對於中高層大氣有加熱作用，且此時Semi-CON (0.89m/s)的極值相當大，代表有大量冰相粒子的生成(參考圖3-19(b))。在融化層以下的極值，三組模擬的極值在此時差異較小，且CON (0.93m/s)的比MAR (0.83m/s)來得大；和先前雨水方位角平均圖(圖3-11)比較，便可瞭解到，CON雨水含量的顯著增加，使得融化層以下的潛熱釋放明顯增加，垂直運動增強。模擬第18小時(圖3-40)，此時在融化層以下垂直速度極值，以CON最大 (1.14m/s)，Semi-CON次之 (0.92m/s)，MAR最小 (0.9m/s)；推測為此時CON模擬中，高CCN濃度環境下粒徑小的雲滴已有足夠時間靠凝結成長作用增長為雨滴，潛熱釋放率

明顯增加，反之MAR的雲滴由於較依靠碰撞合併成長雨滴，可能在此時暖雨過程(凝結潛熱釋放作用)已經較為減緩。看到融化層以上的垂直速度極值，和先前的雪花方位角平均圖(圖3-20)比較，可大略得知，由於Semi-CON在模擬第18小時，融化層以上有相當大的雪花含量，因此凝華潛熱釋放作用最為明顯，也使得融化層以上有一相當大的垂直速度極值。另外也可以比對模擬第18至19小時凝華潛熱釋放隨高度分佈圖(圖3-36(b))，MAR在此時潛熱釋放率最小，因此融化層以上的垂直速度極值較小。

再來看到切線風方位角平均分佈的部分，首先看到模擬第12小時(圖3-42)，MAR (50.95m/s)和Semi-CON (51.03m/s)切線風強度較CON (50.08m/s)來得強，顯示此時CON模擬的颱風旋轉程度較弱，對照垂直速度方位角平均(圖3-38)來看，切線風較強，對應有相對較強的垂直運動。從模擬第12小時由於MAR眼牆區域有較大的潛熱釋放，造成較強上升運動，颱風中心氣壓較低，進而導致水平方向的氣壓梯度加強，由於遵守角動量守恆，當颱風旋轉半徑較小，相對應旋轉速度就會加快，切線風加強，以保持角動量的守恆。從模擬第15及第18小時來看(圖3-43、3-44)，切線風大小對應到低層垂直速度有相同的關係，同樣對應到低層的凝結潛熱釋放，有較大潛熱釋放，便有較強垂直上升運動，較強的切線風。

徑向風方位角平均分佈的部分，從徑向風分佈圖都可看出，在颱風環流底層1km左右的地方有徑向入流，接著藉由眼牆區域的垂直運動，將底層近洋面暖濕空氣向上抬升，至13km左右高度則有徑向出流，將空氣向颱風外圍傳遞，此為颱風內部二次環流結構(secondary circulation)。首先看到模擬第12小時(圖3-46)，此時MAR在約13km處有一風速約4m/s大小的徑向風，而Semi-CON和CON皆沒有出現較明顯的高層徑向出流；看到模擬第15小時(圖3-47)，此時MAR和Semi-CON高層徑向出流皆有一較大極值出現，MAR約為5m/s，Semi-CON約為6m/s，而CON僅有4m/s左右，和先前的垂直運動方位角平均分佈比較可發現，較大的高層徑向出流，能夠對應到融化層上方較強的垂直運動；最後看到模擬第18

小時(圖3-48)，Semi-CON有最大的徑向出流(約7m/s)，而CON約為6m/s，MAR最小(僅約5m/s)，同樣對照模擬第18小時上層的垂直運動極值，也有同樣的分佈情形。

在模擬第48小時方面，由於Semi-CON實驗在眼牆區域有最大的凝結潛熱釋放(圖3-29)，因此對應到此時在眼牆區域有最大的垂直速度(圖3-42)，而MAR和CON實驗的垂直速度則顯得小許多，圖3-42顯示此時垂直速度極大值軸線明顯向外傾斜，與第12小時的垂直挺立(upright)結構(圖3-38)不同，表示颱風強度將逐漸減弱。由切線風(圖3-45)來看有同樣的情形，Semi-CON實驗的切線風最強，因此相對於MAR和CON實驗，氣壓梯度較大，中心海平面氣壓較低(模擬第48小時，即18日0000UTC；圖3-1)。看到徑向風(圖3-49)結構，可發現Semi-CON實驗在颱風環流高層有相當大的徑向出流，顯示Semi-CON實驗的颱風二次環流在此時相對較為顯著，增強通風(ventilation)效果，減低中心氣壓，或是增強颱風強度；在CON實驗中眼牆結構較為傾斜遠離中心，但環流高層也有較大徑向出流，可帶動冰相粒子向外傳送。

3-7 降水場分析

降水場的分析皆從模擬第12小時開始，是由於模擬第0至12小時為模式spin up的期間，颱風強度仍不夠穩定。由圖3-50看到，在模擬一開始(16日1200UTC，即模擬第12小時)，由於MAR實驗暖雨過程發生較早，進而也使得冷雨過程相對其他兩組模擬來得較早，因此一開始，MAR降水面積會較其他兩組模擬來得大。但隨著模擬時間推進，CCN數量濃度較高的實驗(Semi-CON及CON)，由於雲滴逐漸凝結成長，雨水含量逐漸增加，因此至模擬18小時後，降水面積有短暫超過MAR的趨勢。而模擬時間再延長時(模擬第18小時以後)，由於颱風強度變化較為非線性，降水過程較為複雜，並無一致的變化趨勢。

而從降水強度方面看到(圖3-51)，計算距離颱風中心60km之內核區域的每小

時降水強度，其範圍約略為颱風眼牆區域，而計算範圍跟著颱風中心移動。約16日1200UTC至1800UTC時，大致可看出CCN濃度較低(例如MAR實驗)者，眼牆區域的降水強度較強，但隨著模擬時間的增加，MAR實驗的眼牆降水強度有明顯減少的趨勢，而Semi-CON和CON的降水強度則有增加的趨勢。可與先前的推論互相印證，由於MAR實驗產生數量少且粒徑大的雲滴，導致暖雨過程較為迅速，一開始降雨強度較強；而暖雨過程發展較為緩慢的Semi-CON及CON，隨後降水強度才有增強的情形。從模擬中期看到(17日1800UTC後)，MAR的降水強度明顯較Semi-CON及CON來得強，比較特別的是，CON實驗的降水強度與MAR實驗相差不遠，因此推測並非CCN濃度愈高，隨後降水強度就提高此一線性關係，而是可能存在一個門檻值，濃度過高，反而有抑制降水的作用。

雨滴數量濃度計算選定範圍為距離颱風中心60km以內之區域，每小時之計算皆為跟隨颱風中心移動。從雨滴數量濃度時序變化圖3-52來看，大致上MAR實驗的雨滴數量濃度皆低於Semi-CON以及CON，而在模擬中後期(17日1800UTC後)，CON實驗的數量濃度則有明顯增加的情形，是由於CON模擬中提供相當大數量的氣溶膠粒子，導致產生數量相當大的雨滴粒子。

在雨滴粒徑計算方面，我們參考了Chen and Liu(2004)的計算方式。利用模擬結果的雨水混合比及雨滴粒子濃度的預報進行計算，選定計算範圍為距離颱風中心60km以內之區域，每小時之計算皆為跟隨颱風中心移動，而計算之公式如下所示：

$$r_{mean} = (3q_r / 4\pi\rho_r N_r)^{\frac{1}{3}}$$

其中 r_{mean} 為雨滴粒徑平均， q_r 為雨水混合比， ρ_r 為雨水密度， N_r 為雨水粒子濃度。

從圖3-53大致可看出，雨滴粒徑大小時序變化與粒子濃度的時序變化有相當大的關係。MAR實驗由於在同一空間中含有較少的氣溶膠粒子，生成較少的雲滴粒子，也因此間接生成的雨滴粒子數量較少，而粒徑較大。相對的CON實驗由於擁有相當數量的氣溶膠粒子，間接使得生成雨滴數量較多，粒徑較小。

結論

本研究使用WRF模式之WDM6雲微物理參數化法，針對納莉颱風(2001)進行均於海洋環境下(去除台灣地形)不同背景氣溶膠濃度之數值模擬研究。以下為主要結論：

- (1) 在強度變化方面，大致上在模擬一開始24小時內，三組模擬有較為線性的強度變化，即CCN數量濃度提高則颱風強度較弱。但在模擬第24小時後，三組模擬強度則有非線性變化，推測是由於CCN濃度對於颱風結構之影響必須分別考慮到暖雨過程(液態潛熱釋放)及冷雨過程(冰相的潛熱釋放)，冷雨過程隨時間變化上較為複雜且非線性，並不像暖雨過程的變化較為線性。
- (2) 水象粒子空間差異方面，首先以暖雨過程來講，由於CCN數量濃度的增加，形成數量多的雲滴，但由於CCN數量多，因此每個雲滴能夠分配到的水氣較少，這單一粒徑小且數量多的雲滴，彼此碰撞效率較低，因此必須依賴緩慢的凝結成長生成雨滴。所以提高CCN數量濃度延長了暖雨過程生命期，延遲了雨水的生成。從冷雨過程來講，由於提高CCN數量濃度延長了暖雨過程生命週期，也使得冷雨過程發展較晚，因此冰相粒子的生成較為緩慢。
- (3) 潛熱釋放分佈方面，提高CCN濃度，使得一開始形成的雲滴粒子較小，暖雨過程發生較為緩慢，因此潛熱釋放率較低。但隨著降水系統發展可發現，由於高CCN濃度下的雲滴開始增長為雨滴，凝結潛熱釋放率開始增加，至後來與低CCN濃度的差異開始減小。而改變CCN濃度造成的液態凝結潛熱釋放差異，在眼牆區域較為明顯，在外圍雨帶區域則差異較小，這是由於颱風內部暖雨過程主要發生於眼牆區域(Yang et al. 2011)。在冰相凝華潛熱釋放率變化上，一開始其類似於液態凝結潛熱釋放率的差異，高CCN濃度者其潛熱釋放率較低。但隨著時間推進可發現三組模擬之間的差異開始呈現較為非線性變化，推測是因為冷雨過程發展較晚，且一方面有來自低層的CCN所致暖雨

轉換成冰相降水，另一方面也可能受到來自暖雨過程的產物影響，因此其交互作用十分複雜。

- (4) 動力結構差異上，由於低CCN數量濃度實驗，在模擬早期眼牆區域有較大的潛熱釋放，造成較強上升運動，颱風中心氣壓較低，進而導致水平方向的氣壓梯度加強，當颱風旋轉半徑較小，相對應旋轉速度就會加快，切線風加強，以維持角動量守恆。但隨模降水系統發展，由於冰相微物理過程的非線性變化，使得之後颱風動力結構方面，並非CCN濃度愈低就眼牆垂直運動愈強此一簡單線性關係。
- (5) 降水場差異上，從長時間來看，三組模擬間的降水面積差異隨時間變化似乎沒有明顯的線性變化，可能與納莉颱風屬於環流較小的颱風有關。在降雨強度方面，由於低CCN數量濃度實驗一開始會產生數量少且粒徑大的雲滴，因此降雨強度較強，且隨時間推進有衰減的情形；而較高CCN數量濃度實驗隨著時間推進，降水強度才有緩慢增加的情形，但也並非CCN濃度愈高，降水強度也就較強此一簡單關係，而是可能存在一個門檻值，濃度過高，反而有抑制降水的作用。而從雨滴數量濃度變化來看，由於高CCN濃度環境提供相當大數量的氣溶膠粒子，導致產生數量相當大的雨滴粒子。又由於產生數量大的雨滴，從平均粒徑的計算來看，數量較大的各個雨滴平均分配到空間中的水氣含量較少，也因此平均粒徑較小。

本研究模擬暖雨過程的結果與氣溶膠第二間接效應(The second aerosol indirect effect)的過程(Albrecht 1989)類似，即提高CCN濃度能夠有效延長暖雨過程生命期。目前我們對於暖雨過程已有相當程度的瞭解，但對於冷雨過程內部的複雜微物理過程卻仍有相當多未知，因此模式雲微物理參數化方案對於冰相粒子降水過程的掌握度仍然沒有液態降水來得好，所以探討冰核濃度及氣溶膠濃度對於冷雨過程之影響應為未來後續研究的一大重點。

至於本論文研究結果和Khain et al. (2010)相較之下，颱風強度在模擬上的差異顯得十分不明顯，這可能是由於Khain et al. (2010)模擬的個案為颶風Katrina (2005)，為一個結構完整且雲系十分廣泛的系統，且位於廣泛洋面上，相較於納莉(2001)颱風而言，颶風Katrina (2005)系統尺度大，整體潛熱釋放量也較大，故對整體結構改變較大，強度方面得差異也因此較明顯，如圖3-53、3-54所示，比較了納莉颱風(2001)與颶風Katrina (2005)兩者之間環流尺度的差異。另外與Krall and Cotton(2010)的研究相比，同樣在此案例中，使用不同的氣溶膠濃度，對於颱風強度變化上的差異並沒有十分大，而在降水方面，在他們的模擬設定中，氣溶膠濃度最高的實驗組為5000，然而研究結果顯示此組模擬對於降水系統的發展反而有抑制的作用；和本研究CON實驗進行比較對照，似乎有類似的情形，CON實驗在三組實驗中雨滴數量濃度為最高，但在模擬後期降水強度卻與MAR實驗類似，因此我們猜測氣溶膠濃度與降水系統強度之關係，存在一個門檻值，氣溶膠濃度超過此門檻值，反而有明顯抑制降水系統發展的作用。因此未來可進行不同颱風/颶風案例之研究，瞭解氣溶膠濃度及冰核濃度對於不同強度與不同大小尺度的熱帶氣旋系統，是否的確於在定量上帶來不同程度的影響。另外也可嘗試進行不同氣溶膠濃度的設定，以確切瞭解氣溶膠背景濃度是否存在一個抑制降水系統發展的門檻值。

在雲微物理參數化法的使用上，由於諸多參數化法對於氣溶膠粒徑分佈表示方式有所不同，且對於氣溶膠活化成雲滴所使用的關係式設定也有所不同，因此未來工作上可使用如Morrison等參數化法進行測試，或許氣溶膠濃度在同樣數量級上，會有不同程度的影響。

至於本研究為較理想化環境(海洋環境)下的模擬，未來考慮加入台灣真實地形，將可與觀測資料進行比對，以瞭解何種氣溶膠數量濃度下的環境，較貼近台灣附近大氣環境背景氣溶膠濃度，期望對於降水預報準確度有所增進。

參考文獻

黃竹君, 2012: 氣膠衝擊颱風之模擬 - 納莉颱風(2001), 台灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文。

陳文彬, 2010: 懸浮微粒數量濃度對梅雨鋒面降水影響之敏感度研究, 中央大學水文與海洋科學研究所碩士論文。

Biggerstaff, Michael I., Robert A. Houze, 1993: Kinematics and Microphysics of the Transition Zone of the 10–11 June 1985 Squall Line. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3091-3110.

Chen, J.P., and S.-T. Liu, 2004: Physically based two-moment bulkwater parametrization for warm-cloud microphysics. *Q. J. Royal Meteor. Soc.*, **130**, 51-78.

Cheng, C.-T., Wang, W.-C., and Chen, J.-P., 2007: A modelling study of aerosol impacts on cloud radiative properties. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **133**, 283-279.

Cheng, C.-T., Wang, W.-C., and Chen, J.-P., 2010: Simulation of the effects of increasing cloud condensation nuclei on mixed-phase clouds and precipitation of a front system. *Atmospheric Research.*, **96**, 461-476.

Flossmann, A.I., 1998: Interaction of Aerosol Particles and Clouds, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 879-887.

Khain, A., A. Pokrovsky, M. Pinsky, A. Seifert, V. Phillips, 2004: Simulation of

Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Clouds Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model Description and Possible Applications. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2963-2982.

Khain, A., D. Rosenfeld, and A. Pokrovsky, 2005: Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2639-2663.

Khain, A., N. Cohen, B. Lynn, A. Pokrovsky, 2008: Possible Aerosol Effects on Lightning Activity and Structure of Hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3652-3677.

Khain, A., B. Lynn, J. Dudhia, 2010: Aerosol Effects on Intensity of Landfalling Hurricanes as Seen from Simulations with the WRF Model with Spectral Bin Microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 365-384.

Krall, G. M. and Cotton, W. R., 2010: Potential indirect effects of aerosol on tropical cyclone intensity: convective fluxes and cold-pool activity, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **12**, 351-385.

Lee, S. S., L. J. Donner, V. T. J. Phillips, and Y. Ming, 2008: The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability. *J. Geophys. Res.*, **113**, D16202.

Lim, Kyo-Sun Sunny, Song-You Hong, 2010: Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Mon. Wea.*

Rev., **138**, 1587-1612.

Marshall, J. S., W. Mc K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.

McFarquhar, G., and R. A. Black, 2004: Observations of particle size and phase in tropical cyclones: Implications for mesoscale modeling of microphysical processes. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 422-439.

Milbrandt, J. A., M. K. Yau, 2005: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3065-3081.

Morrison, H., G. Thompson, V. Tatarskii, 2009: Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 991-1007.

Morrison, Hugh, Jason Milbrandt, 2011: Comparison of Two-Moment Bulk Microphysics Schemes in Idealized Supercell Thunderstorm Simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1103-1130.

Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3105-3108.

Rosenfeld, D., A. Khain, B. Lynn, and W. L. Woodley, 2007: Simulation of hurricane

response to suppression of warm rain by submicron aerosols. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **7**, 5647-5674.

Segal, Y., and A. Khain, 2006: Dependence of droplet concentration on aerosol conditions in different cloud types: Application to droplet concentration parameterization of aerosol conditions. *J. Geophys. Res.*, **111**.

Storer, Rachel L., Susan C. van den Heever, Graeme L. Stephens, 2010: Modeling Aerosol Impacts on Convective Storms in Different Environments. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3904-3915.

Tao, W.-K., X. Li, A. Khain, T. Matsui, S. Lang, and J. Simpson, 2007: The role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations. *J. Geophys. Res.*, **112**, D24S18.

Tao, W.-K., J.-P. Chen, Z. Li, C. Wang, and C. Zhang, 2012: Impact of Aerosols on Convective Clouds and Precipitation, *Rev. Geophys.*, **50**, RG2001.

Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, **8**, 1251-1256.

Tzivion, S., G. Feingold, and Z. Levin, 1989: The evolution of raindrop spectra. Part II. Collisional collection/breakup and evaporation in a rainshaft. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3312-3327.

van den Heever, Susan C., William R. Cotton, 2007: Urban Aerosol Impacts on

Downwind Convective Storms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 828-850.

Wang C.-C., Y.-H. Chen, H.-C. Kuo, and S.-Y. Huang, 2013: Sensitivity of Typhoon track to Asymmetric Latent Heating/Rainfall induced by Taiwan Topography: A Numerical Study of Typhoon Fanapi (2010). *J. Geophys. Res.*, **118**, 3292-3308.

Whitby, K. T., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmospheric Environment (1967)*, **12**, 135-159.

Willoughby, H. E., Han-Liang Jin, Stephen J. Lord, Jacqueline M. Piotrowicz, 1984: Hurricane Structure and Evolution as Simulated by an Axisymmetric, Nonhydrostatic Numerical Model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1169-1186.

Willoughby, H. E., D. P. Jorgensen, R. A. Black, and S. L. Rosenthal, 1985: Project STORMFURY: A scientific chronicle, 1962–1983. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **66**, 505-514.

Yang, M.-J., and L. Ching, 2005: A modeling study of Typhoon Toraji (2001): Physical parameterization sensitivity and topographic effect. *Terr., Atmos., and Oceanic Sci.*, **16**, 177-213.

Yang, M.-J., D.-L. Zhang, and H.-L. Huang, 2008: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part I: The topographic effects. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3095-3115.

Yang, M.-J., D.-L. Zhang, X.-D. Tang, and Y. Zhang, 2011: A modeling study of Typhoon Nari (2001) at landfall. Part II: Structural changes and terrain-induced asymmetries. *J. Geophys. Res.*, **116**, D09112.

Yang, M.-J., S. A. Braun, and D.-S. Chen, 2011: Water budget of Typhoon Nari (2001). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3809-3828.

Zhang, H., G. M. McFarquhar, S. M. Saleeby, and W. R. Cotton, 2007: Impacts of Saharan dust as CCN on the evolution of an idealized tropical cyclone. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L14812.

Zhang, L., D. V. Michelangeli and P. A. Taylor, 2006: Influence of aerosol concentration on precipitation formation in low-level, warm stratiform clouds. *J. Aerosol Science.*, **37**, 203-217.

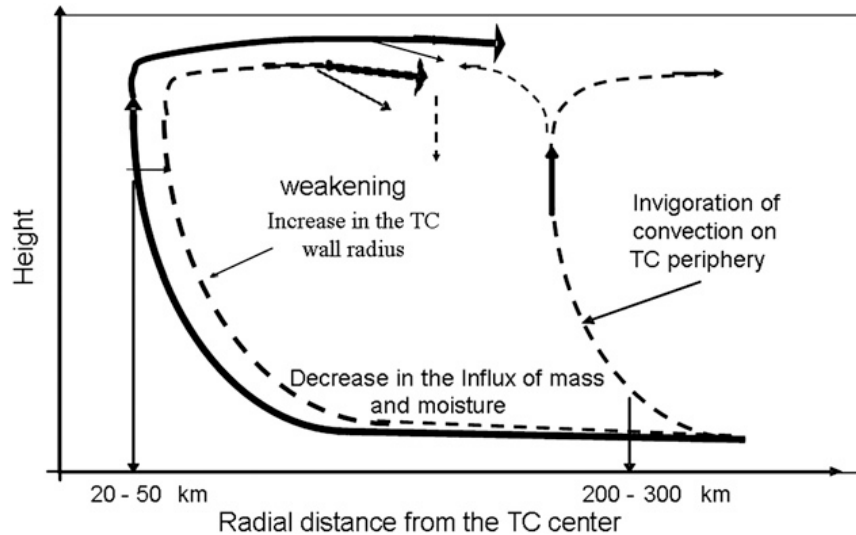


圖 1-1：Khain et al. (2010)提出氣溶膠對於颱風強度影響的看法：氣溶膠會使得氣旋外圍的對流增強，進而使得低層進入眼牆區域的水氣及空氣質量減少，增加眼牆的半徑，因此氣壓梯度減小，強度因而減弱。

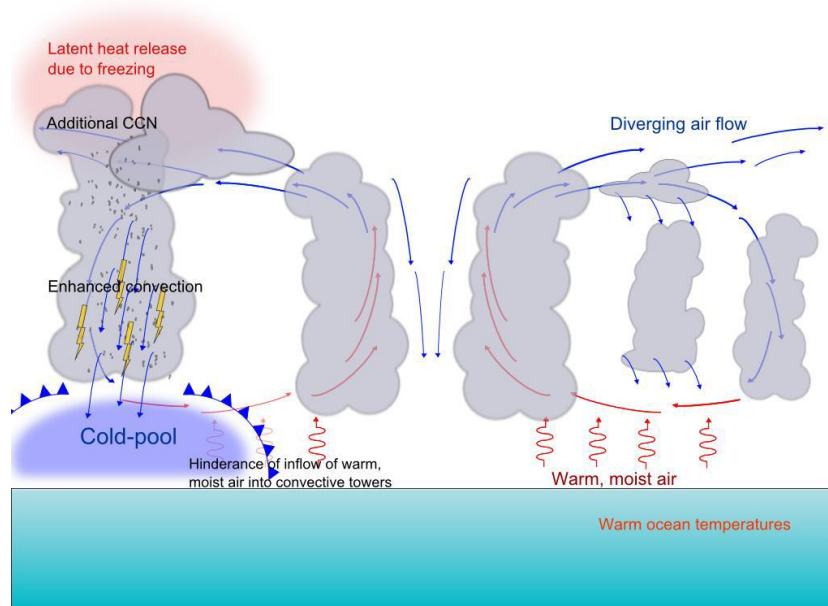


圖 1-2：Krall and Cotton (2010)提出氣溶膠對於熱帶氣旋環流之影響：額外加入的 CCN 會導致雨滴粒徑的減小，並增加過冷液態水含量。當過冷水凍結，會增加潛熱釋放並增強對流，使得受污染雲轉而產生較強下沉氣流及冷池，而冷池可能阻礙洋面暖濕空氣進入熱帶氣旋系統內。

WRF Modeling System Flow Chart

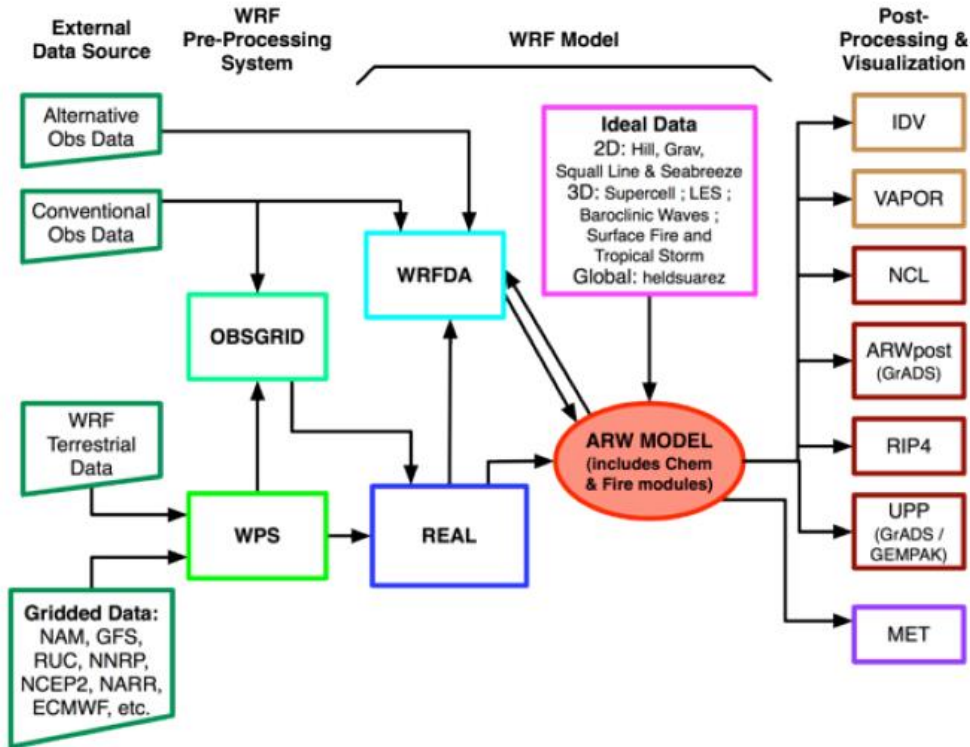


圖 2-1：WRF 模式之模擬流程圖(取自 WRF 手冊)。

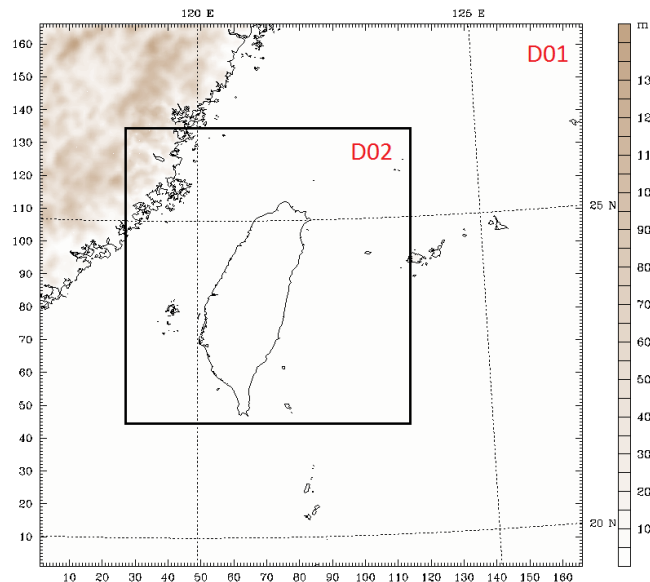
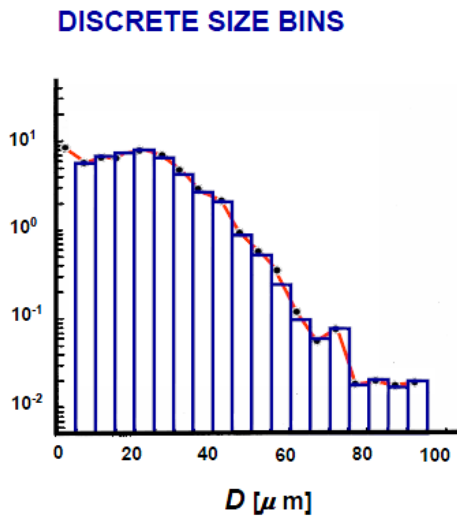
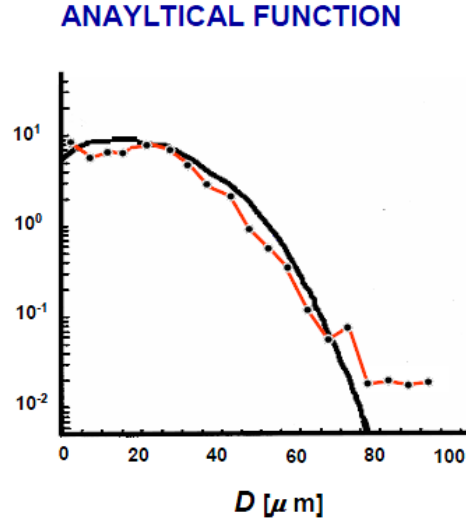


圖 2-2：模擬 Domain 設置。水平網格間距由外層至內層分別為 6km(Domain1)及 2km(Domain2)，Domain1 水平網格點數為 166x166 點、Domain2 水平網格點數為 271x301 點，兩層網格垂直分層皆為 32 層，模式中心點位置位於北緯 23.8 度，東經 121.98 度。

(a)



(b)

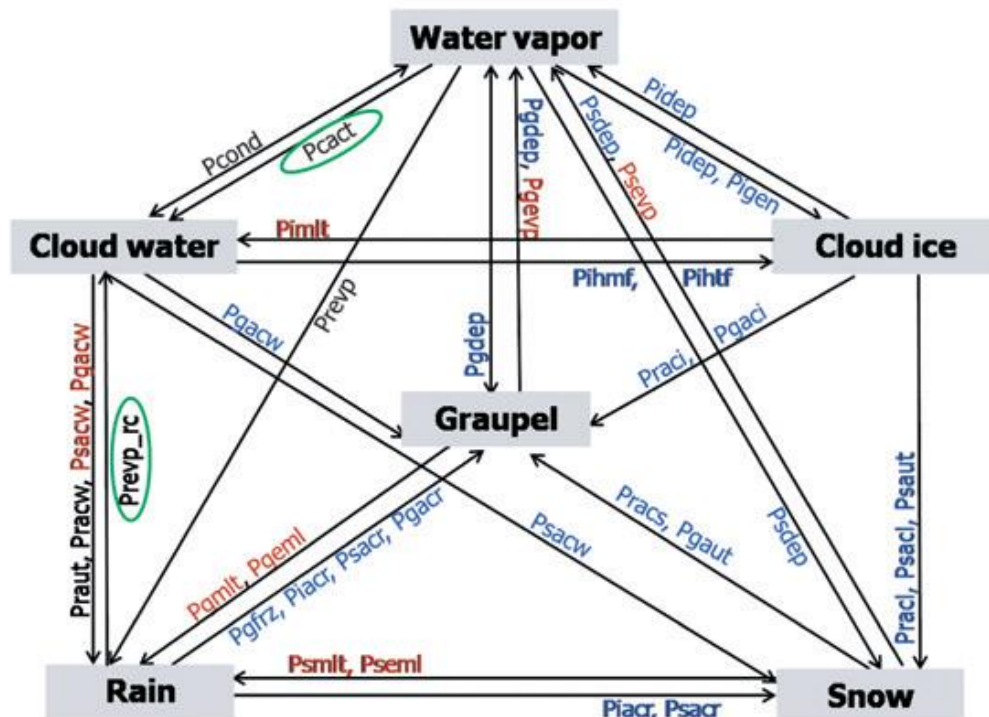


SPECTRAL METHOD

BULK METHOD

圖 2-3：Milbrandt and Yau 2004：WDM6 scheme 對於(a)預報粒子混合比(mixing ratio)之微物理過程，及(b)預報數量濃度(number concentration)之微物理過程。

(a)



(b)

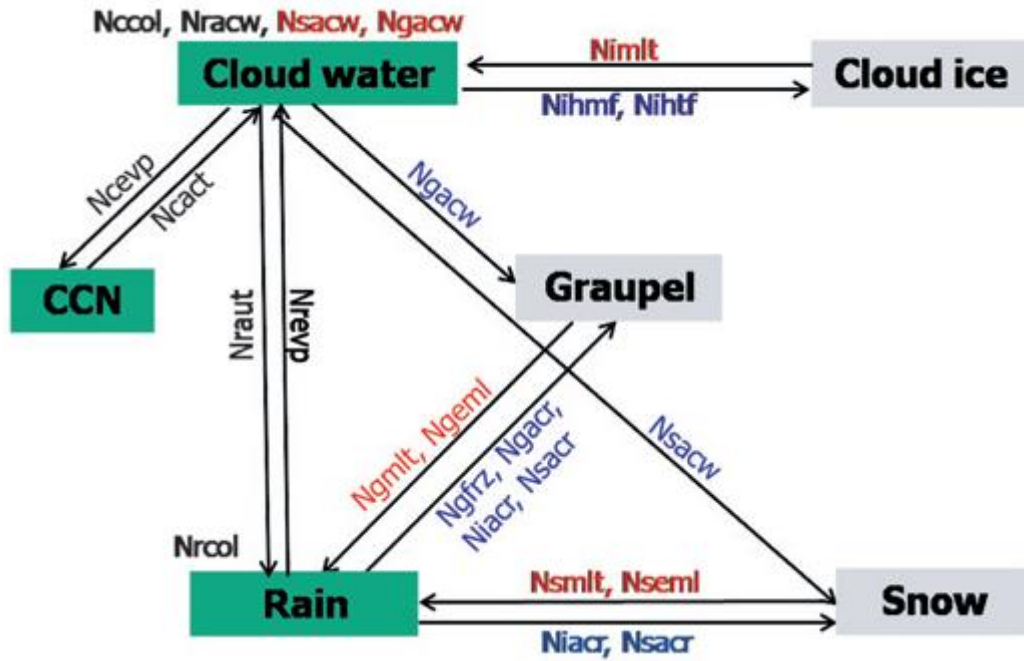


圖 2-4：Lim and Hong 2010：WDM6 scheme 對於(a)預報粒子混合比(mixing ratio)之微物理過程，及(b)預報數量濃度(number concentration)之微物理過程。

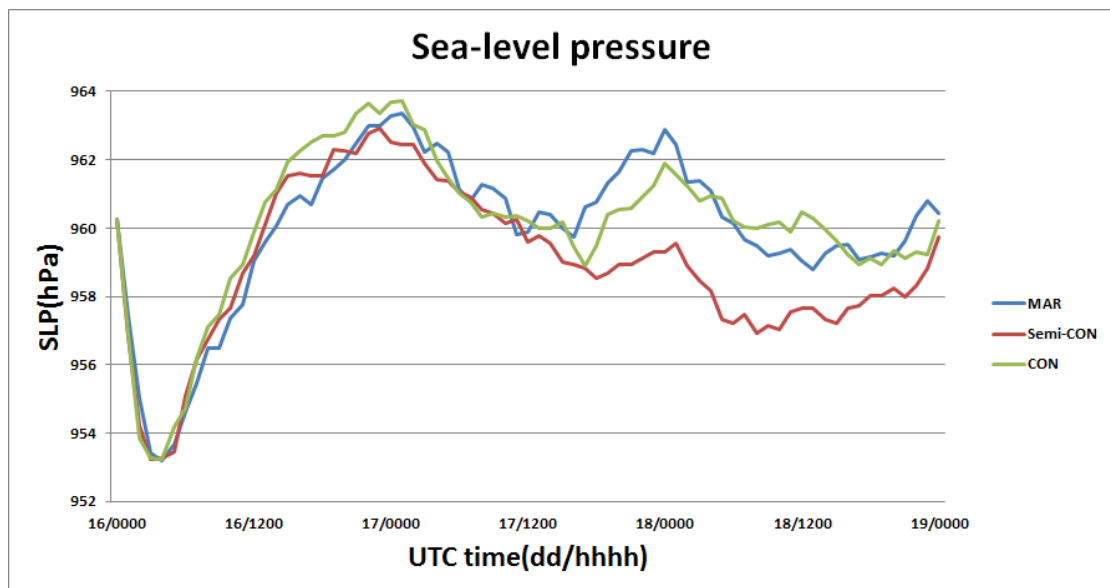


圖 3-1：各組模擬之納莉颱風海平面氣壓時序圖；藍線為實驗 MAR、紅線為實驗 Semi-CON、綠線為實驗 CON。模擬時間為 9 月 16 日 0000UTC 至 9 月 19 日 0000UTC。

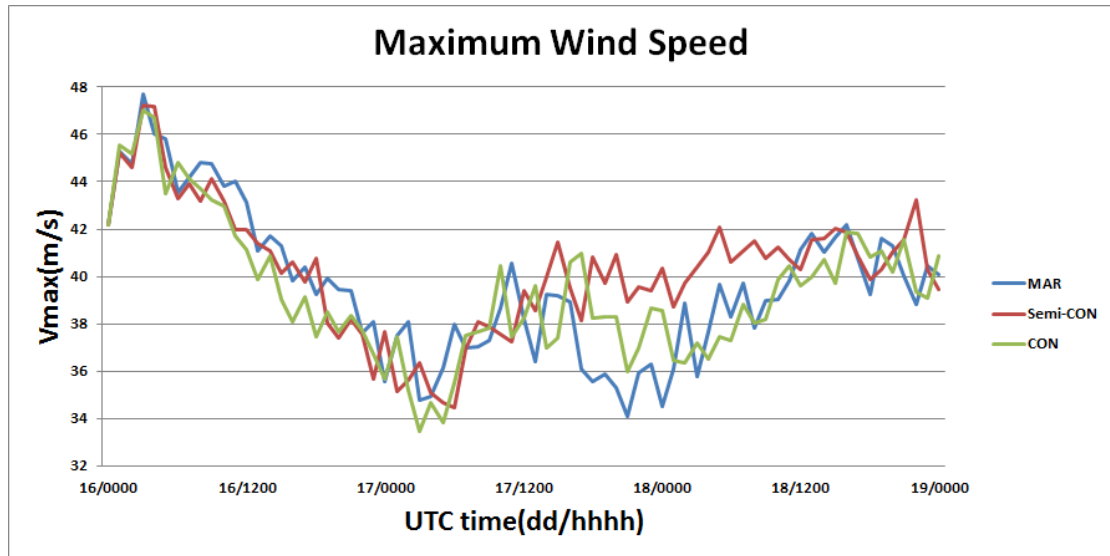


圖 3-2：各組模擬之納莉颱風近中心最大風速時序圖；藍線為實驗 MAR、紅線為實驗 Semi-CON、綠線為實驗 CON。模擬時間為 9 月 16 日 0000UTC 至 9 月 19 日 0000UTC。

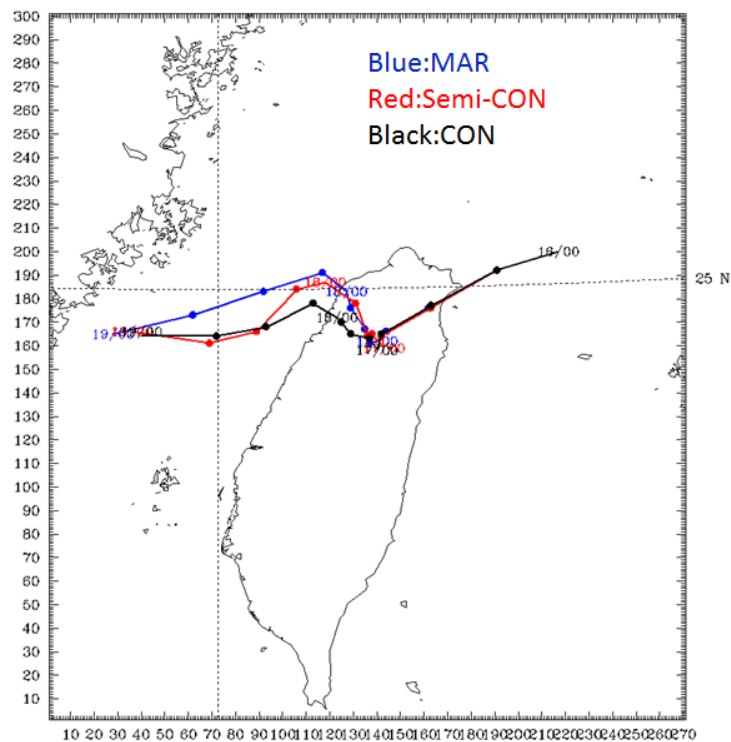
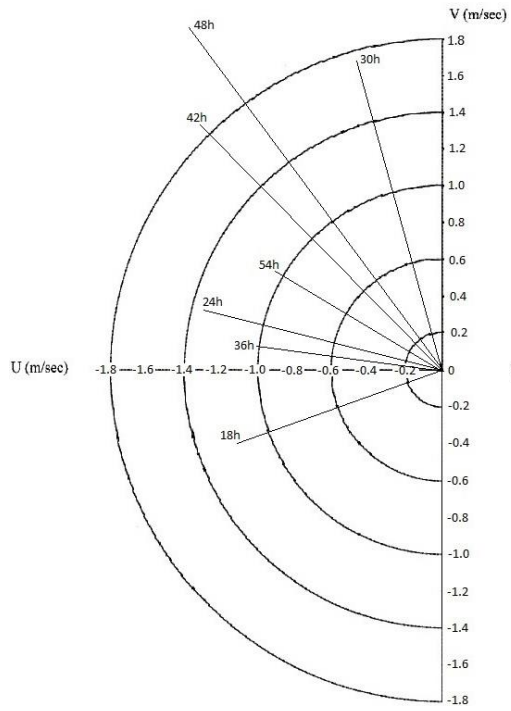
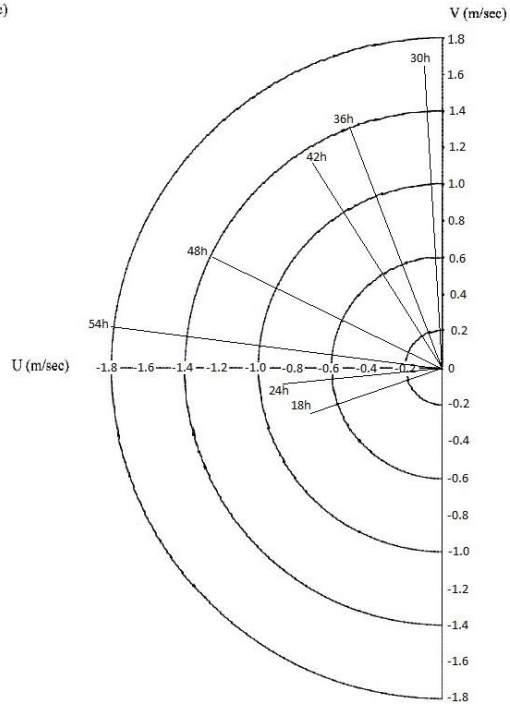


圖 3-3：各組模擬之納莉颱風路徑圖。藍線為實驗 MAR、紅線為實驗 Semi-CON、黑線為實驗 CON。

(a)MAR



(b)Semi-CON



(c)CON

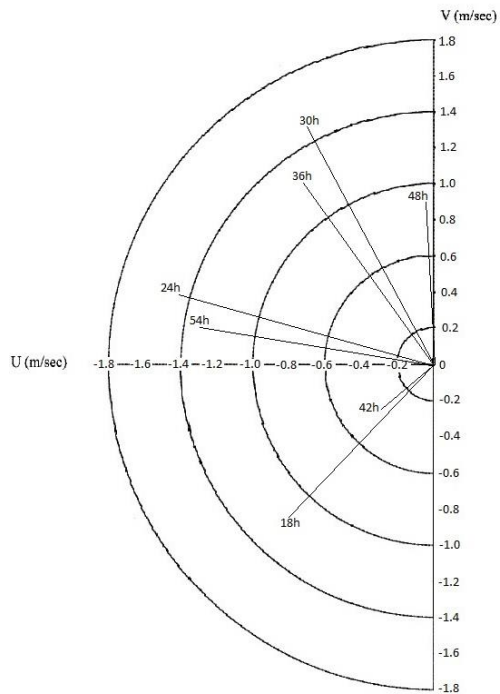


圖3-4：為各組模擬deep layer mean wind 在U及V分量上的大小，單位為m/s，而分量圖上所標示時間代表模擬時間，如18h代表模擬第18小時(16日1800UTC)，以此類推。

(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

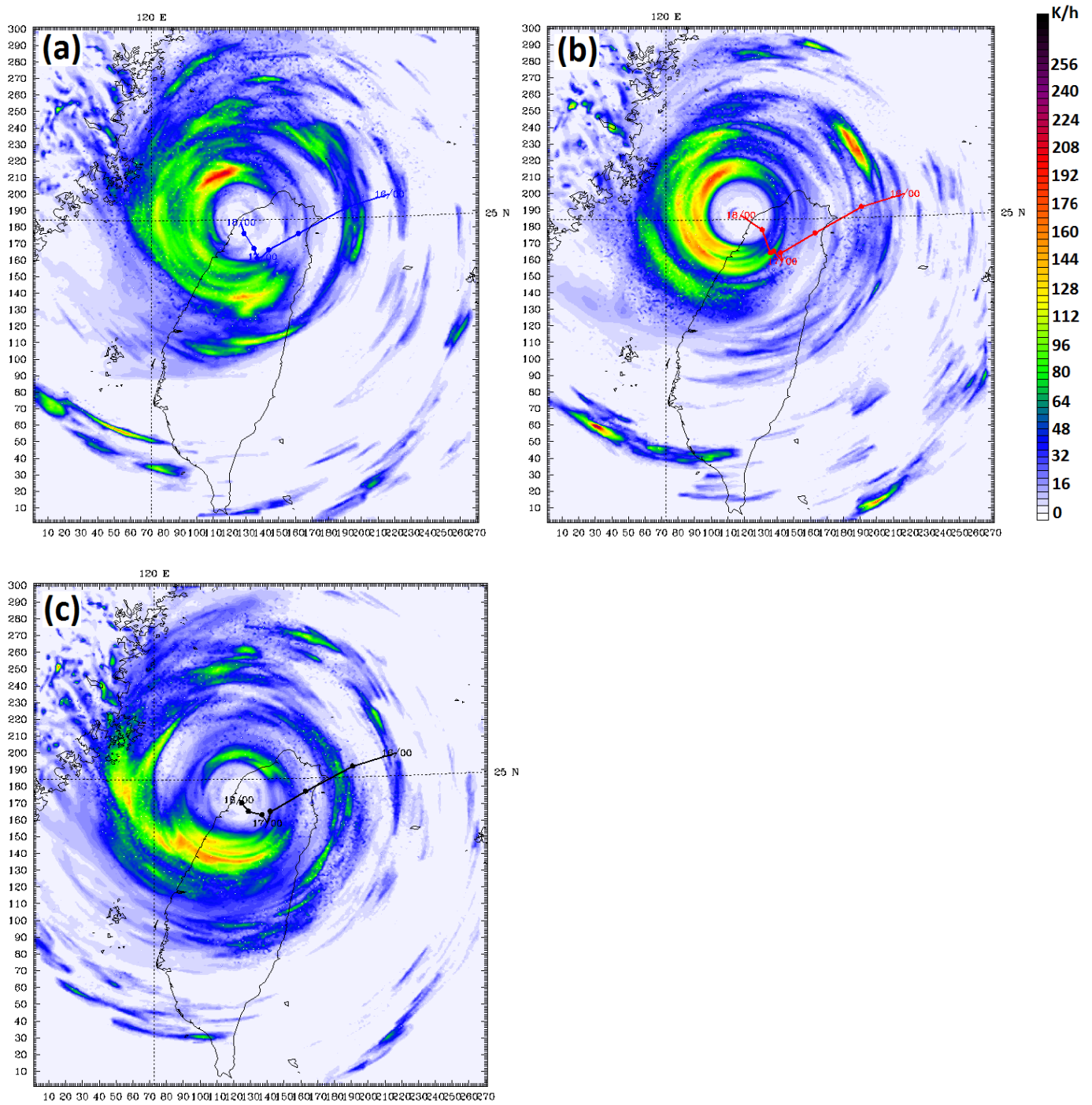


圖 3-5: 模擬第 48 至 49 小時總凝結潛熱釋放垂直積分之水平分佈圖。(a)MAR;(b)Semi-CON;(c)CON。

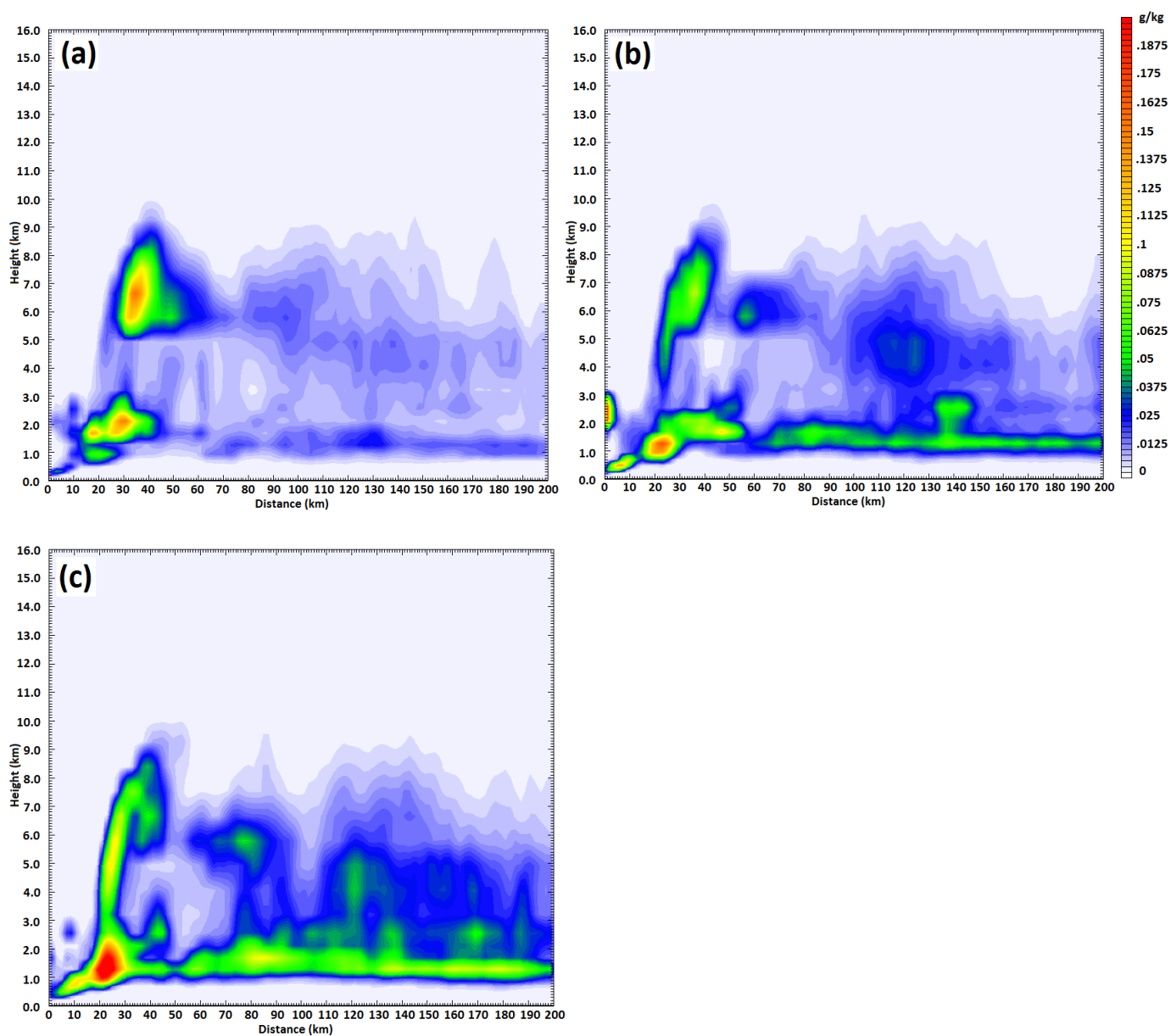


圖3-6：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雲水(cloud water)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

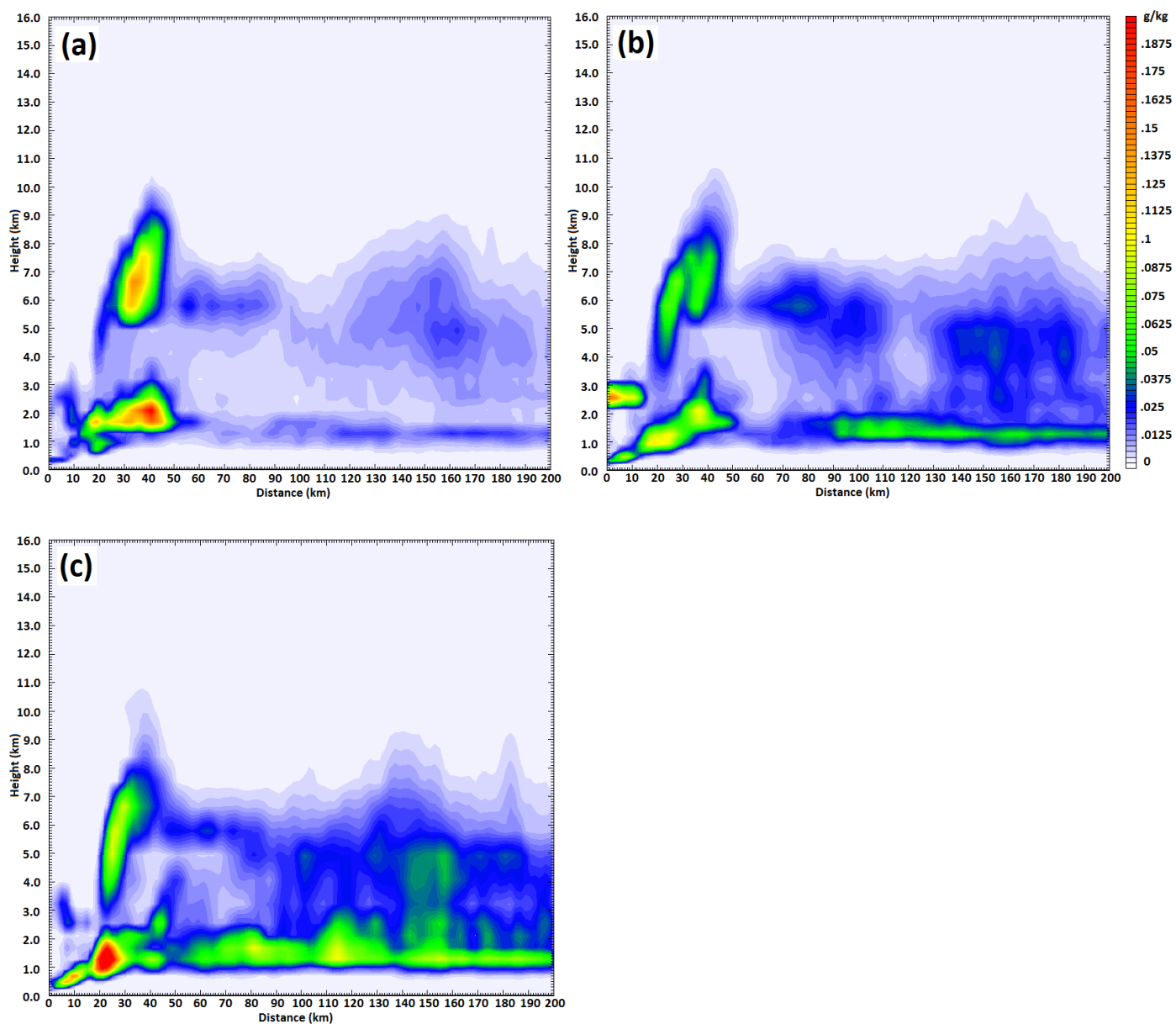


圖3-7：同圖3-6，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

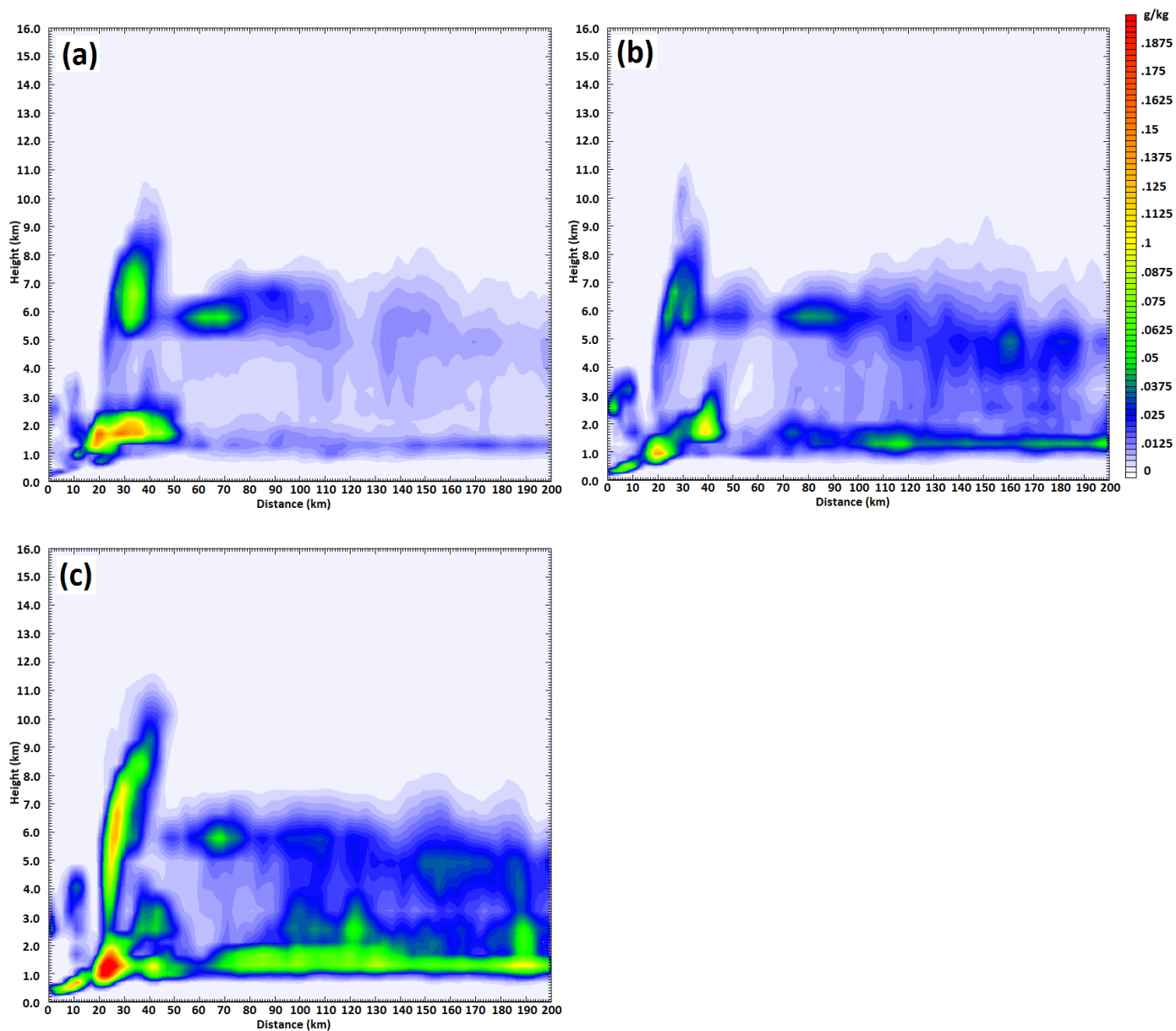


圖3-8：同圖3-6，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

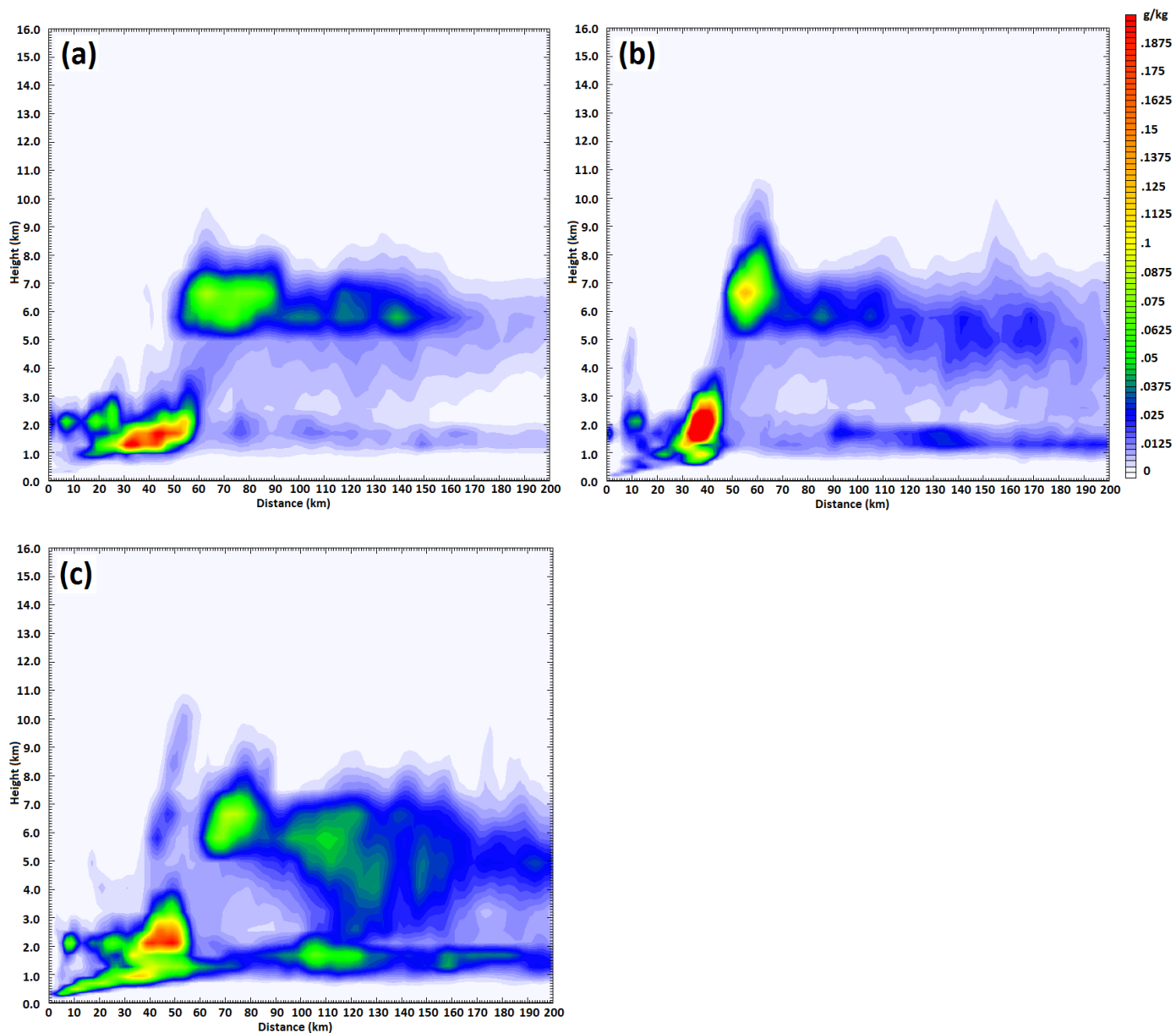


圖3-9：同圖3-6，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

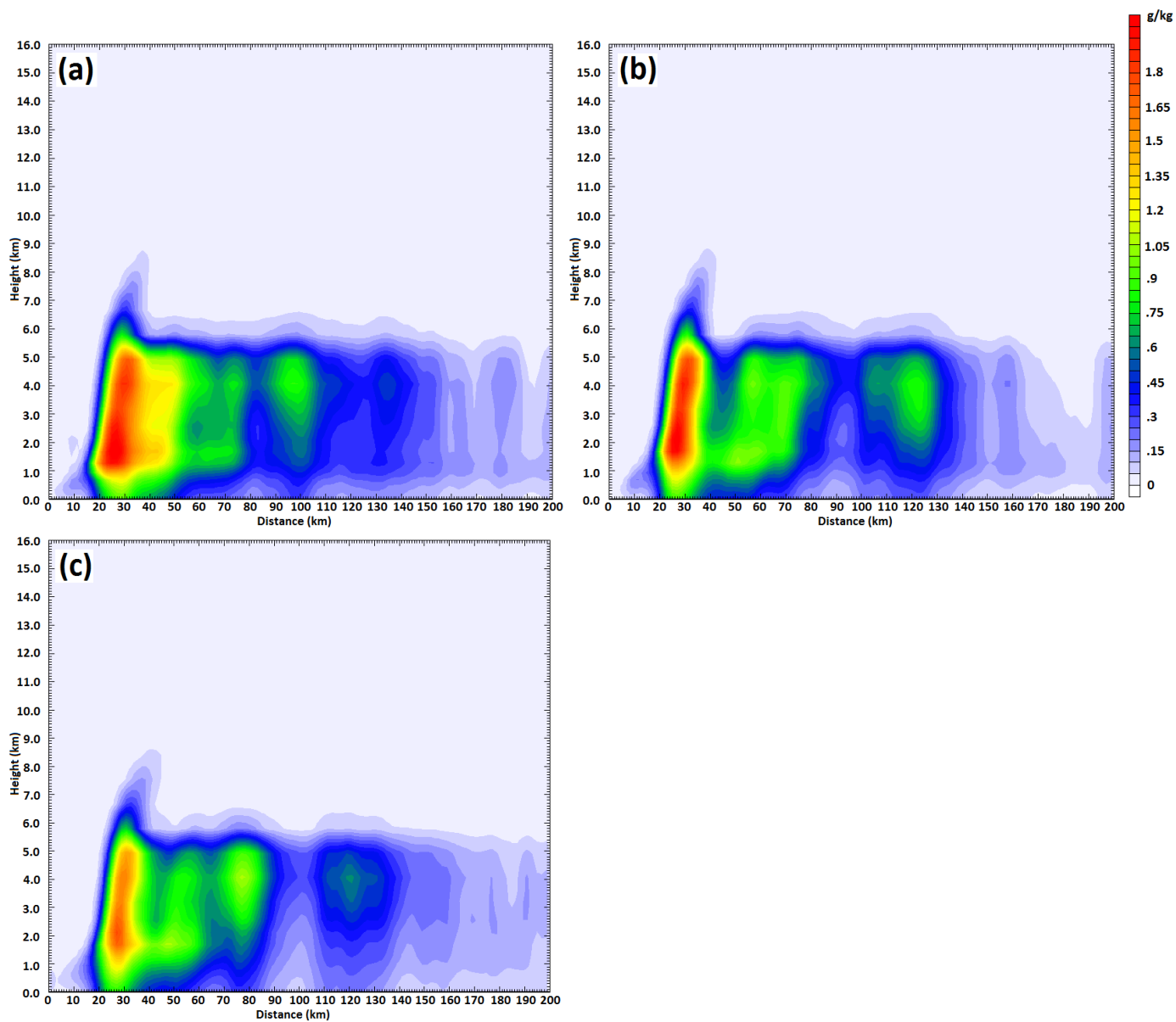


圖3-10：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雨水(rain water)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

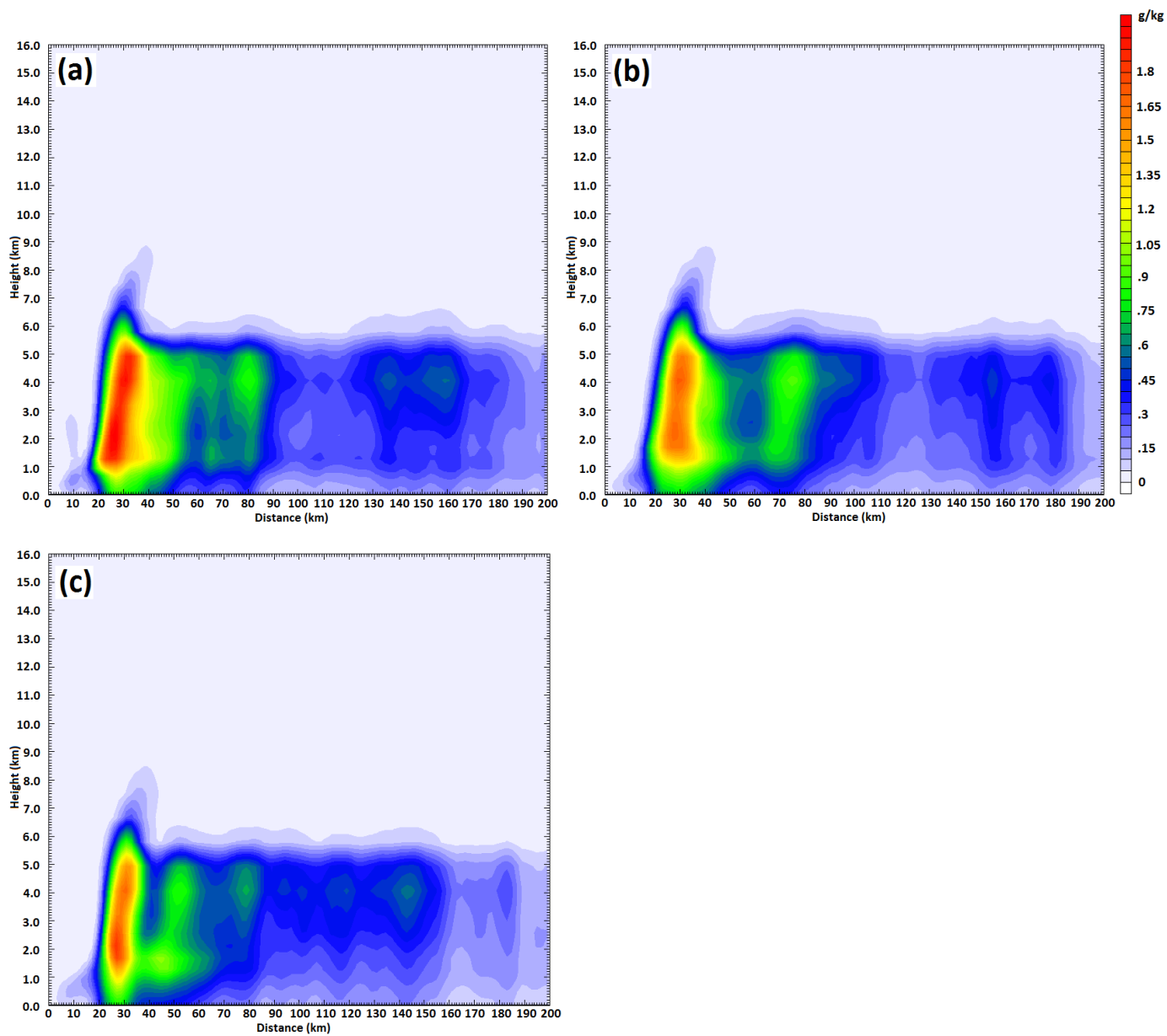


圖3-11：同圖3-10，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

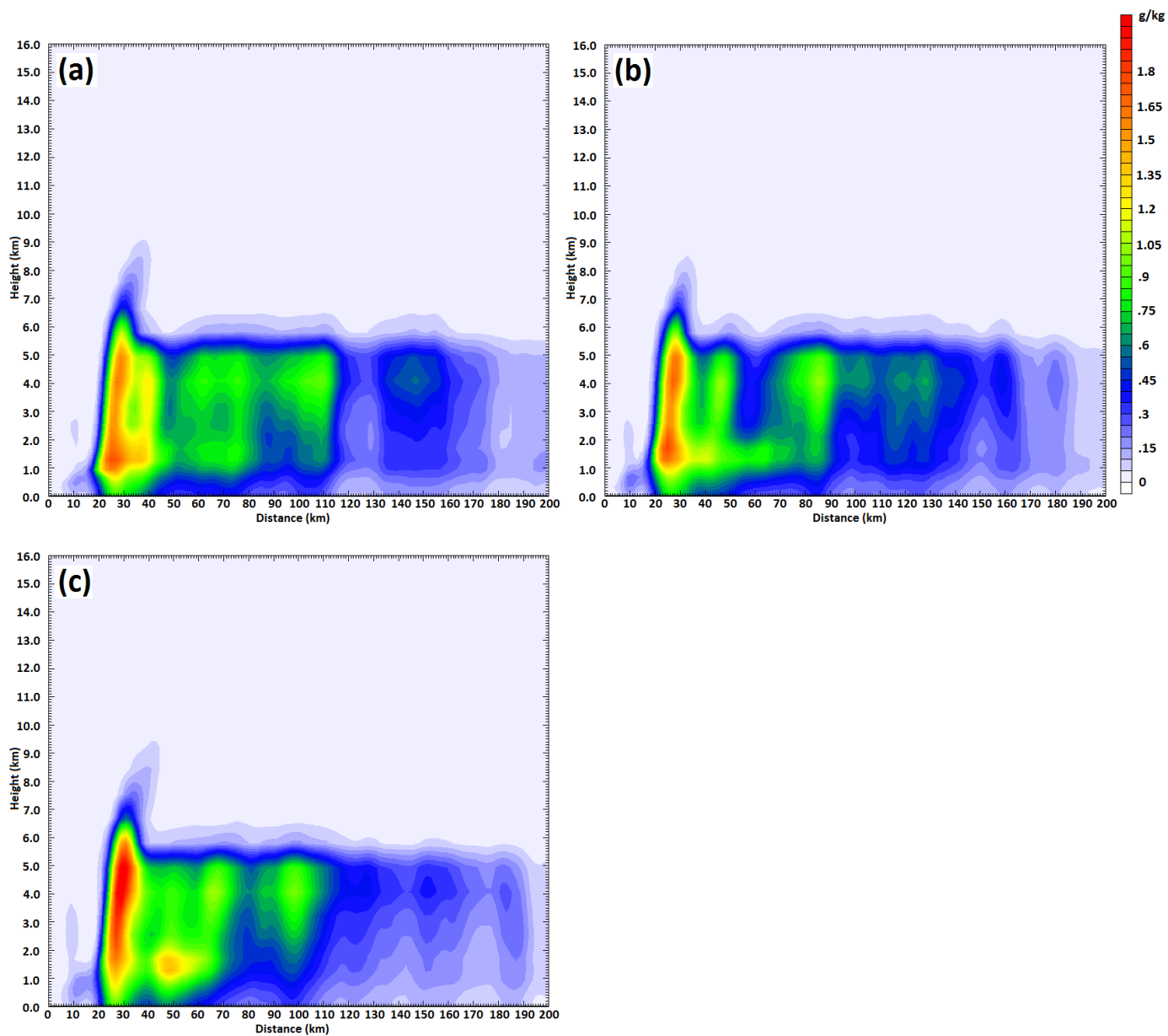


圖3-12：同圖3-10，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

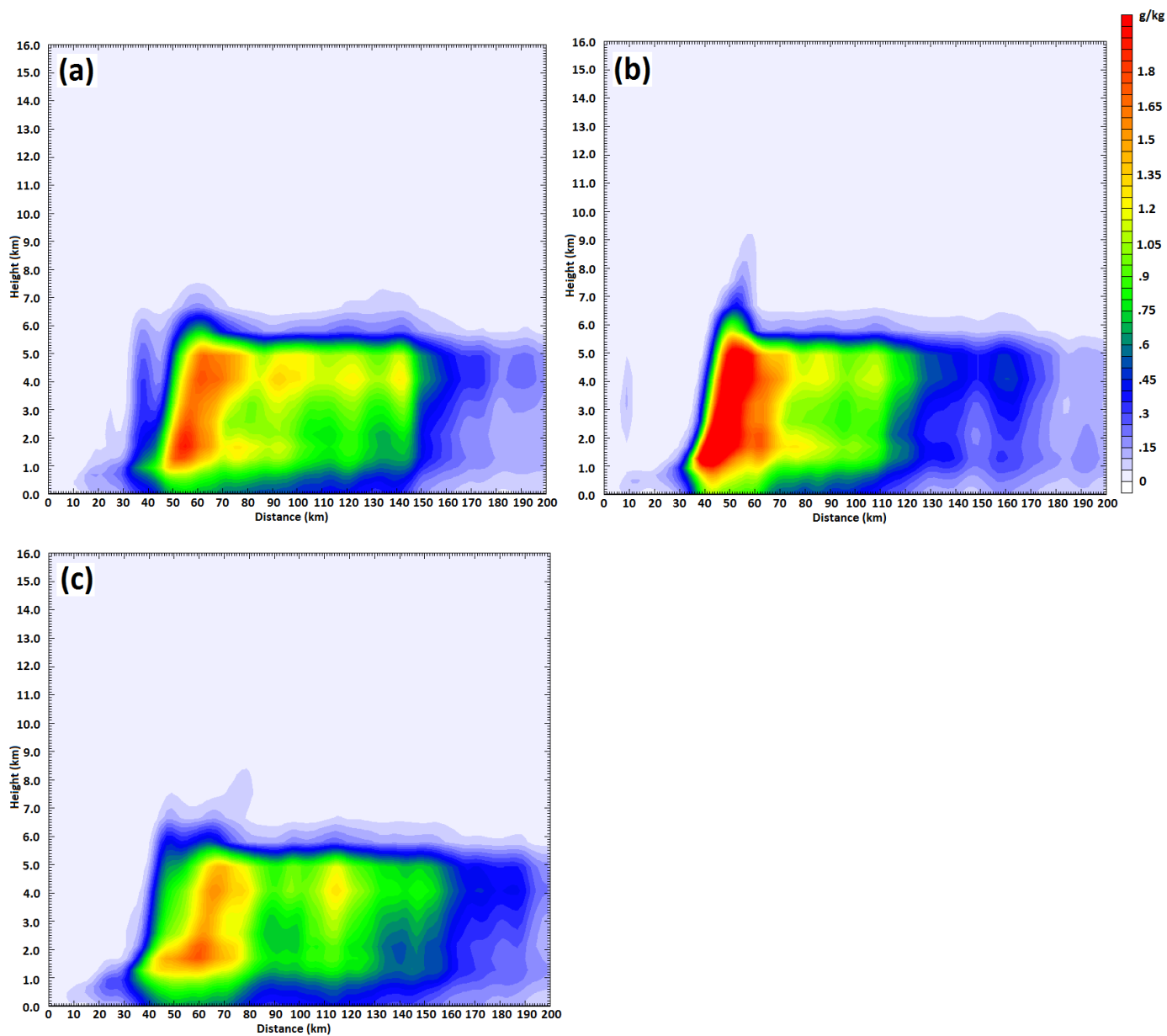


圖3-13：同圖3-10，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

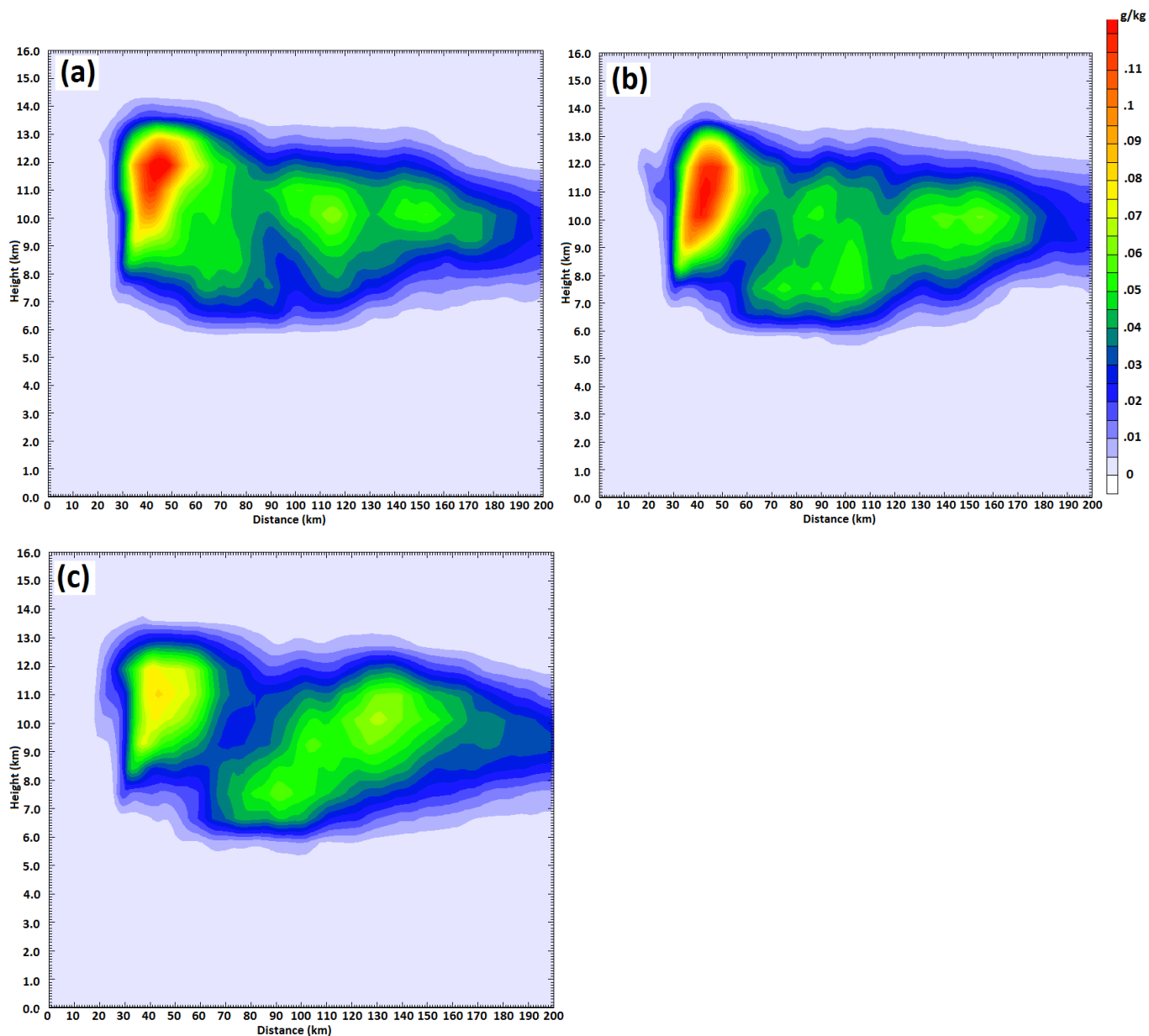


圖3-14：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雲冰(cloud ice)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

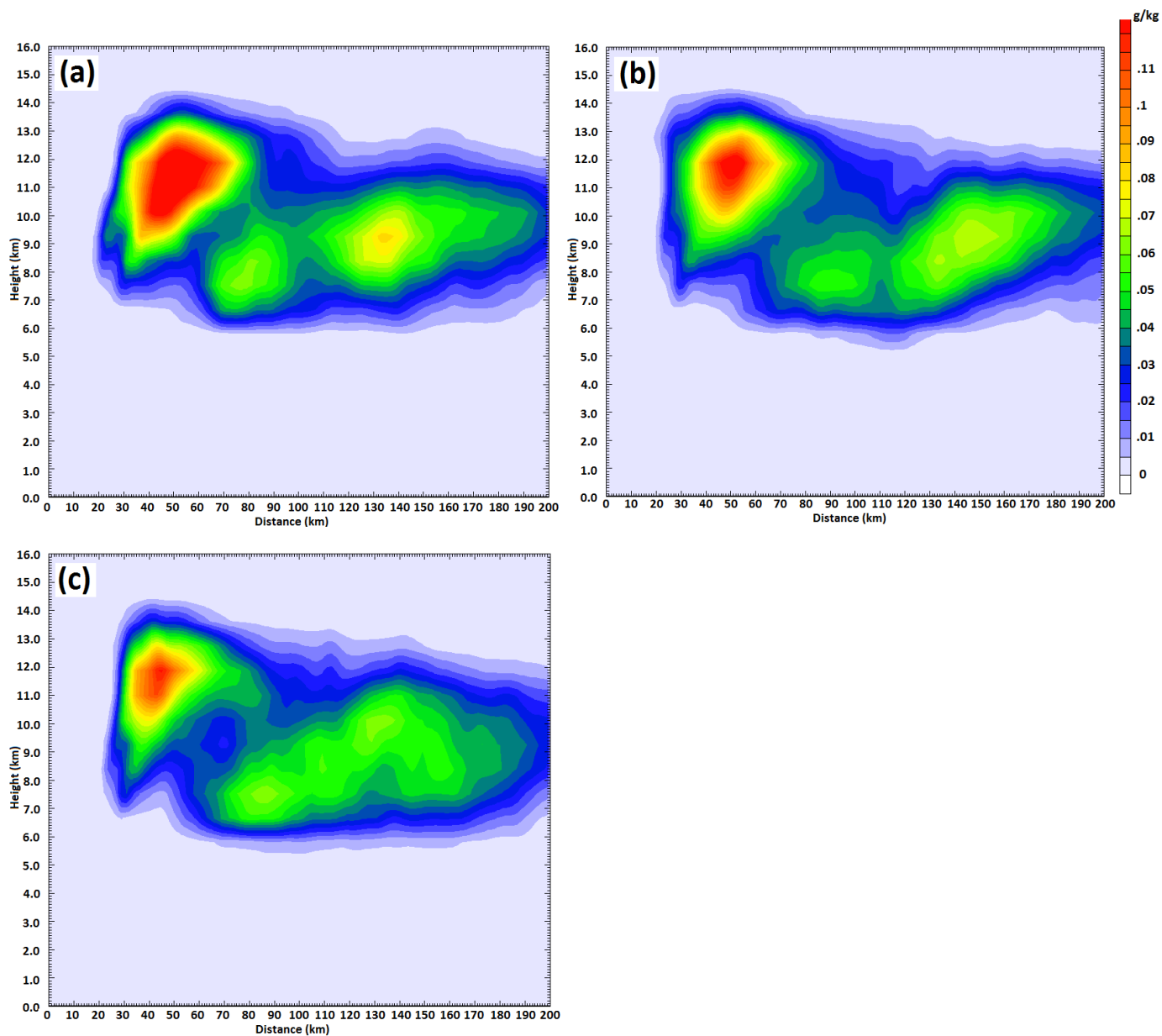


圖3-15：同圖3-14，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

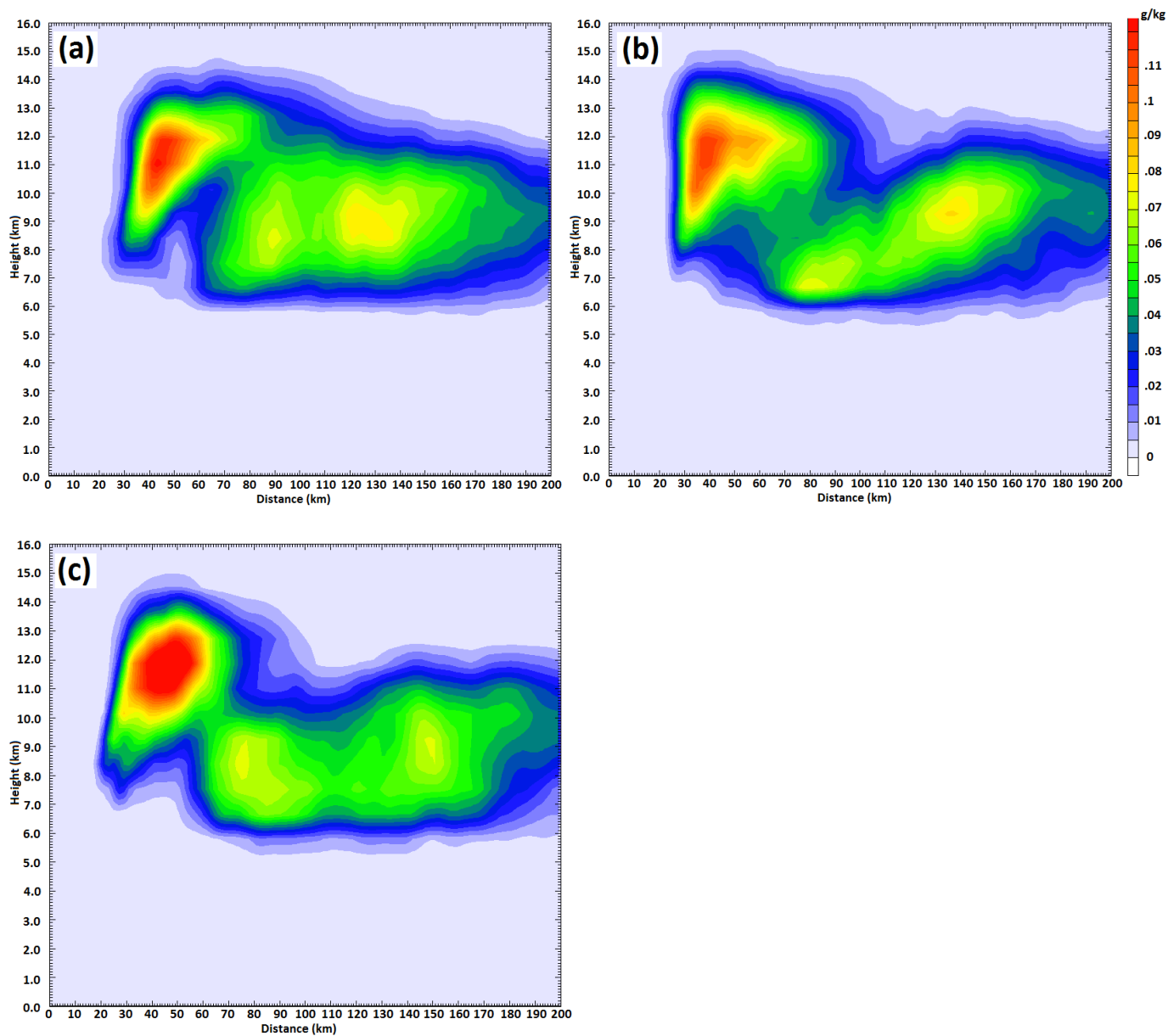


圖3-16：同圖3-14，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

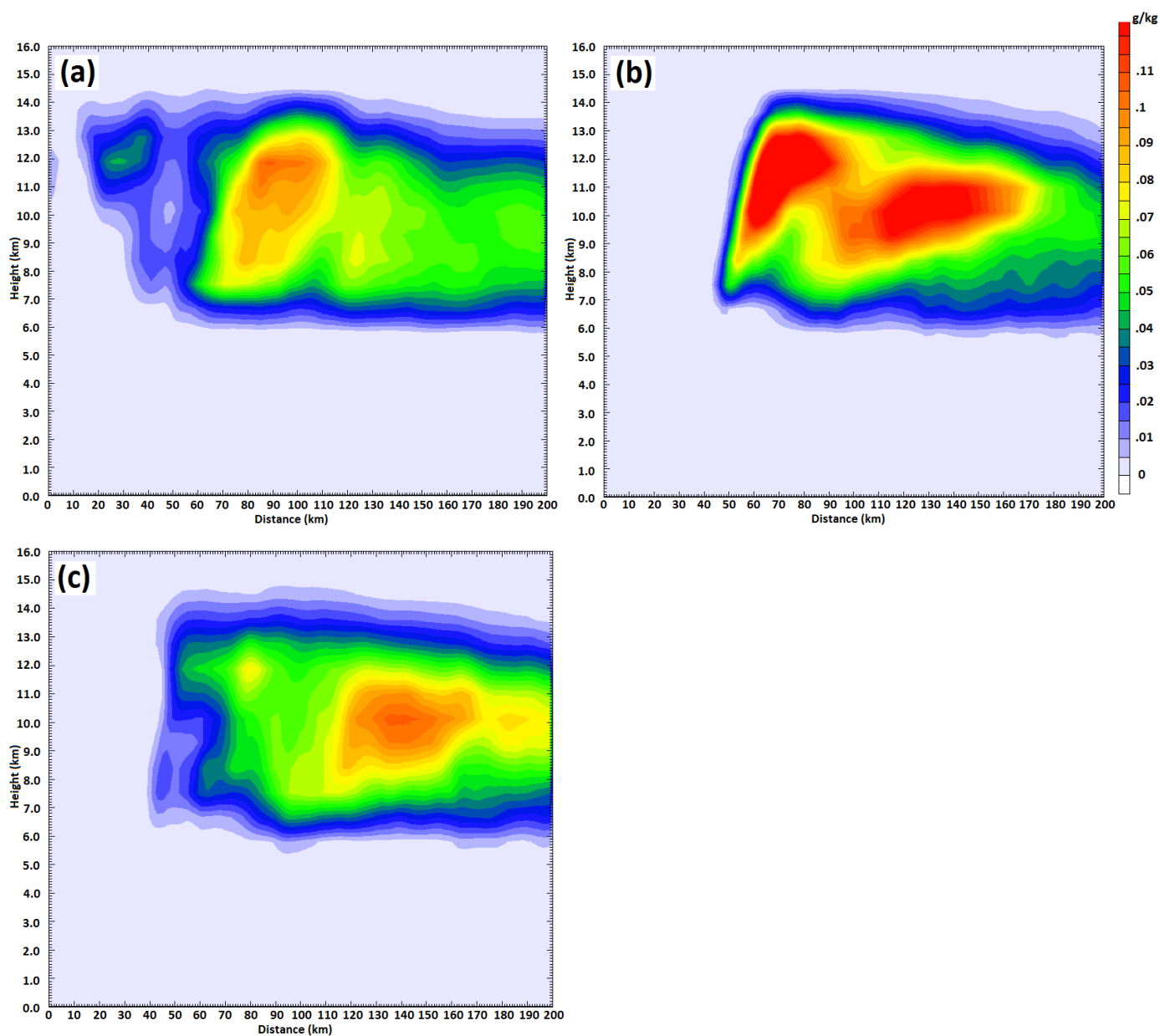


圖3-17：同圖3-14，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

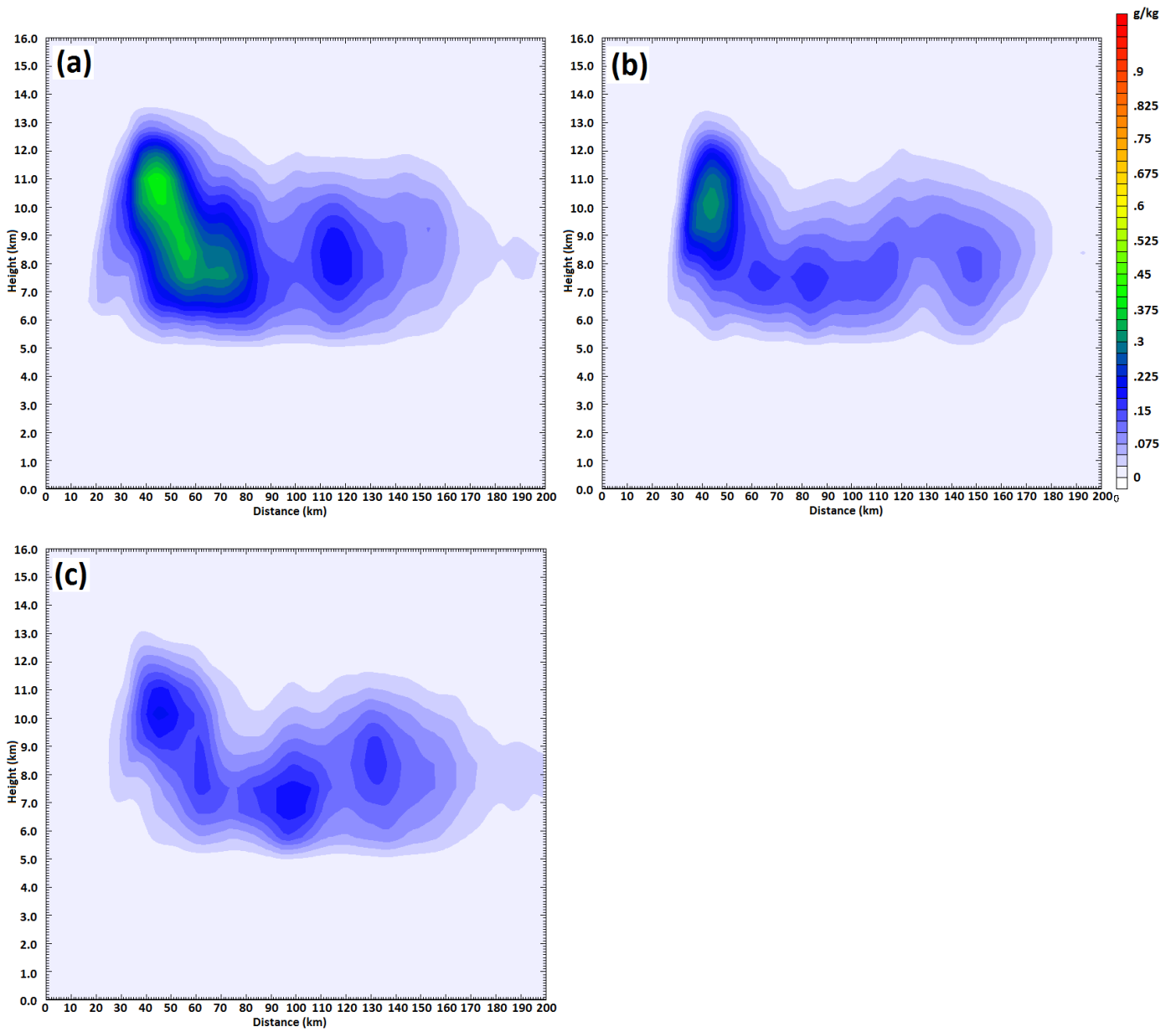


圖3-18：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之雪花(snow)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

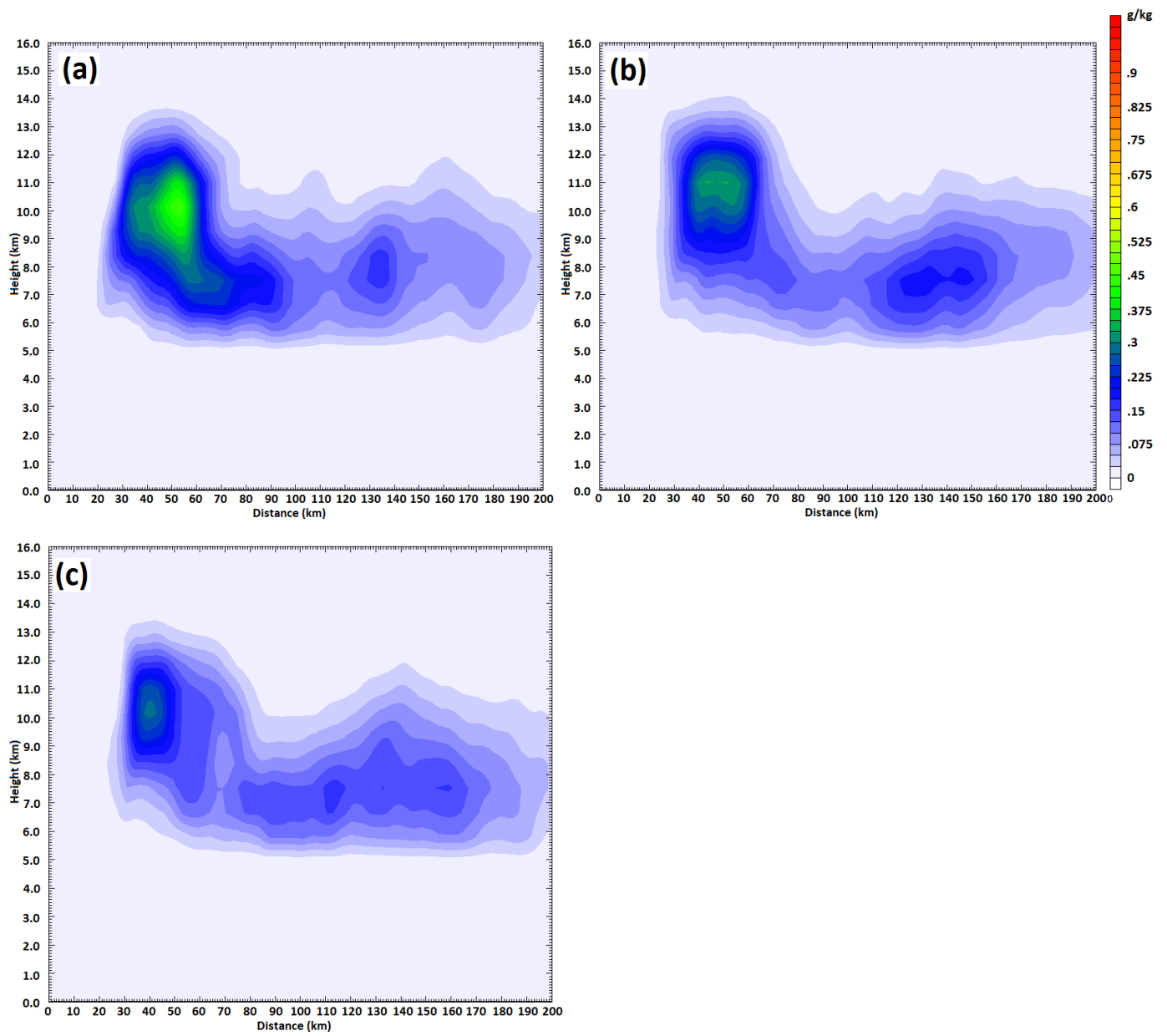


圖3-19：同圖3-18，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

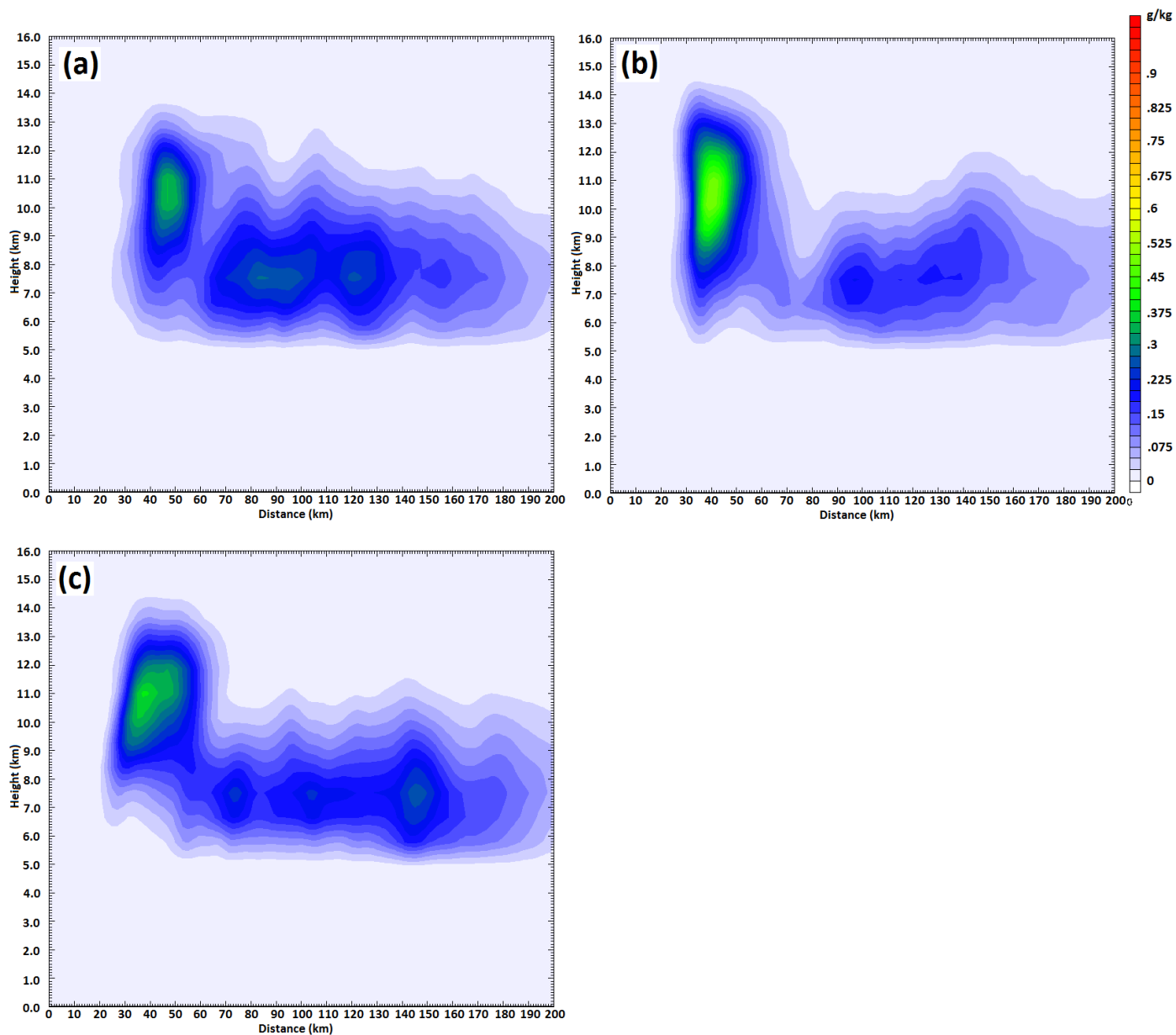


圖3-20：同圖3-18，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

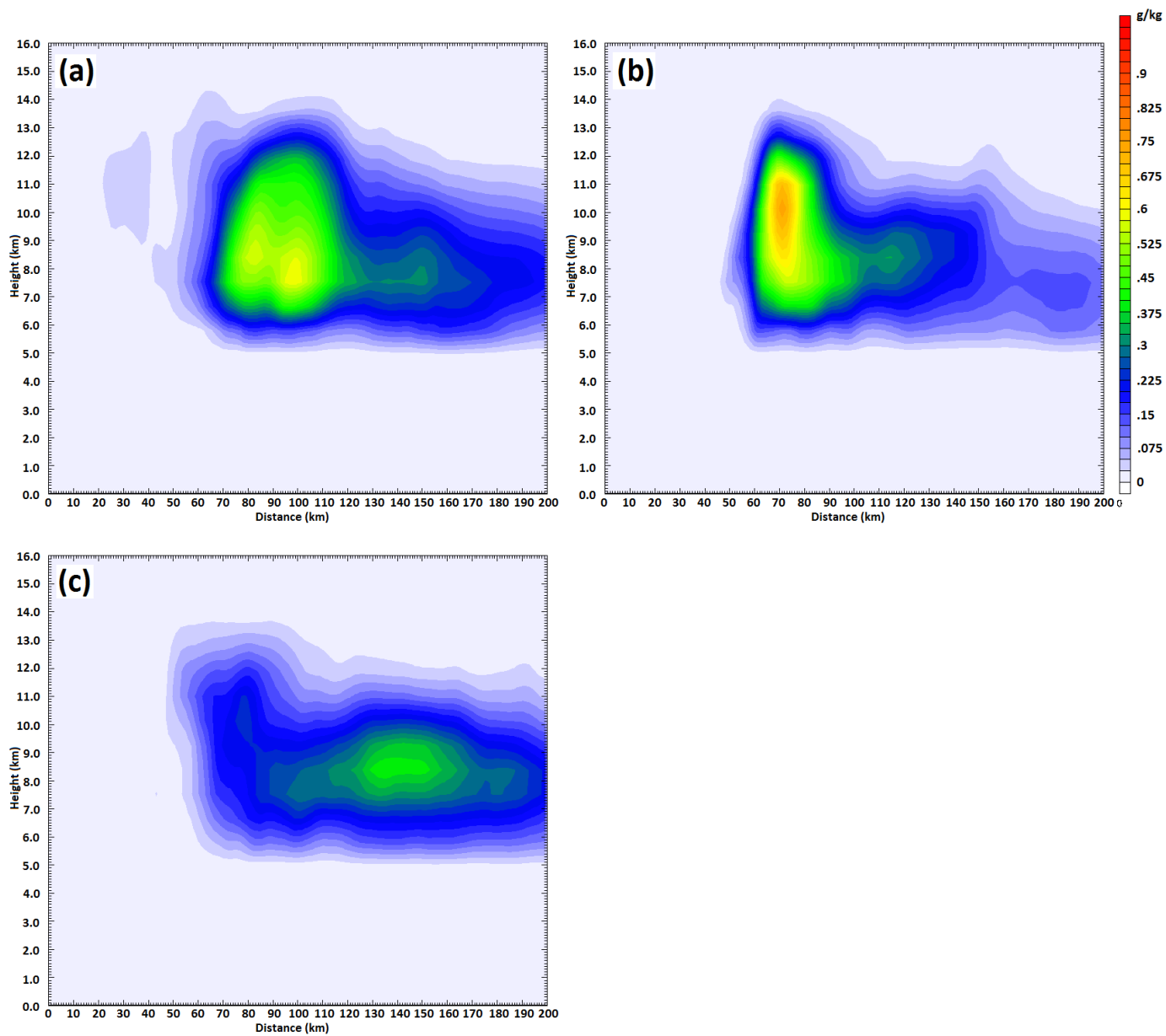


圖3-21：同圖3-18，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

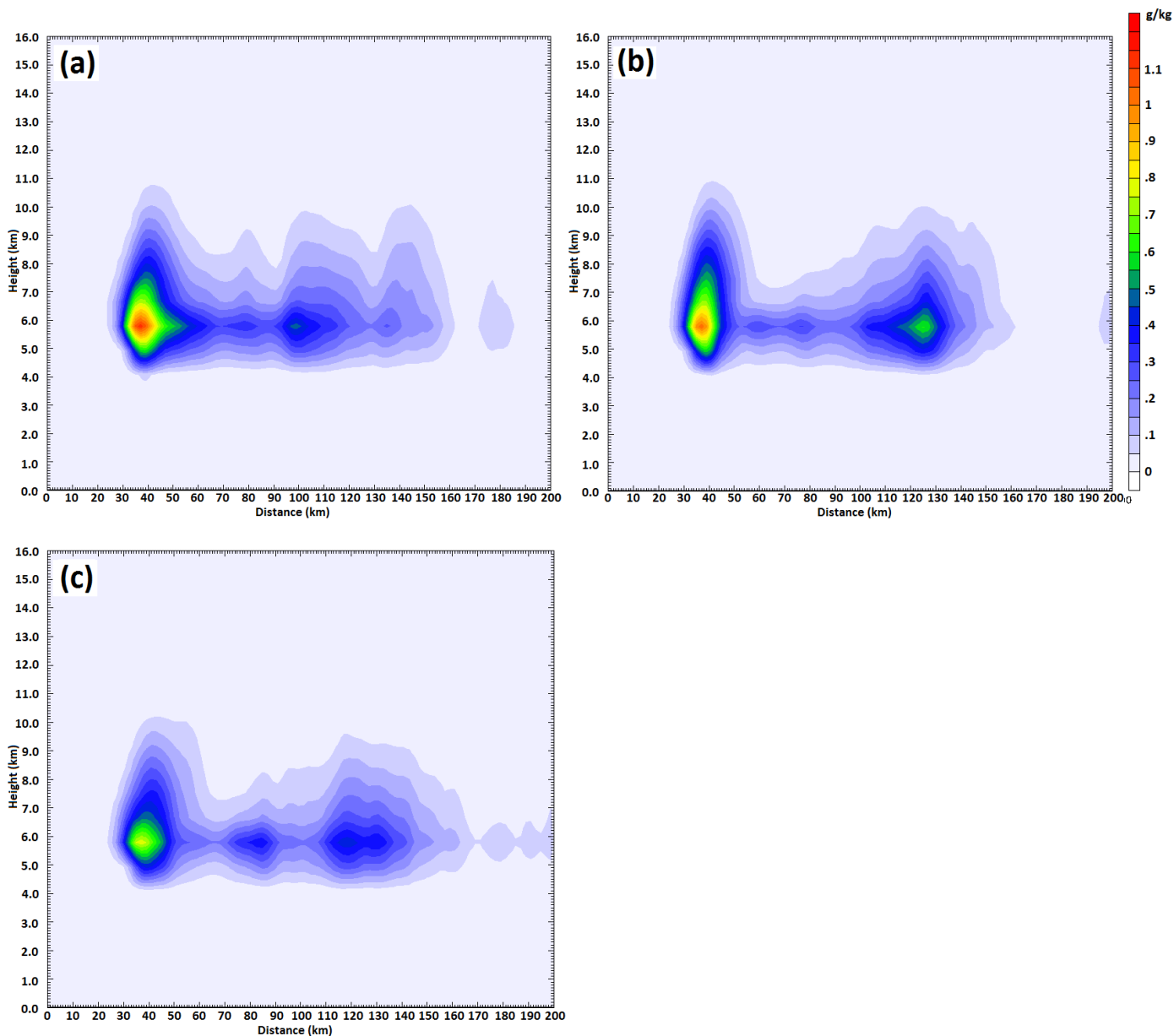


圖3-22：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之軟雹(graupel)混合比方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為g/kg。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

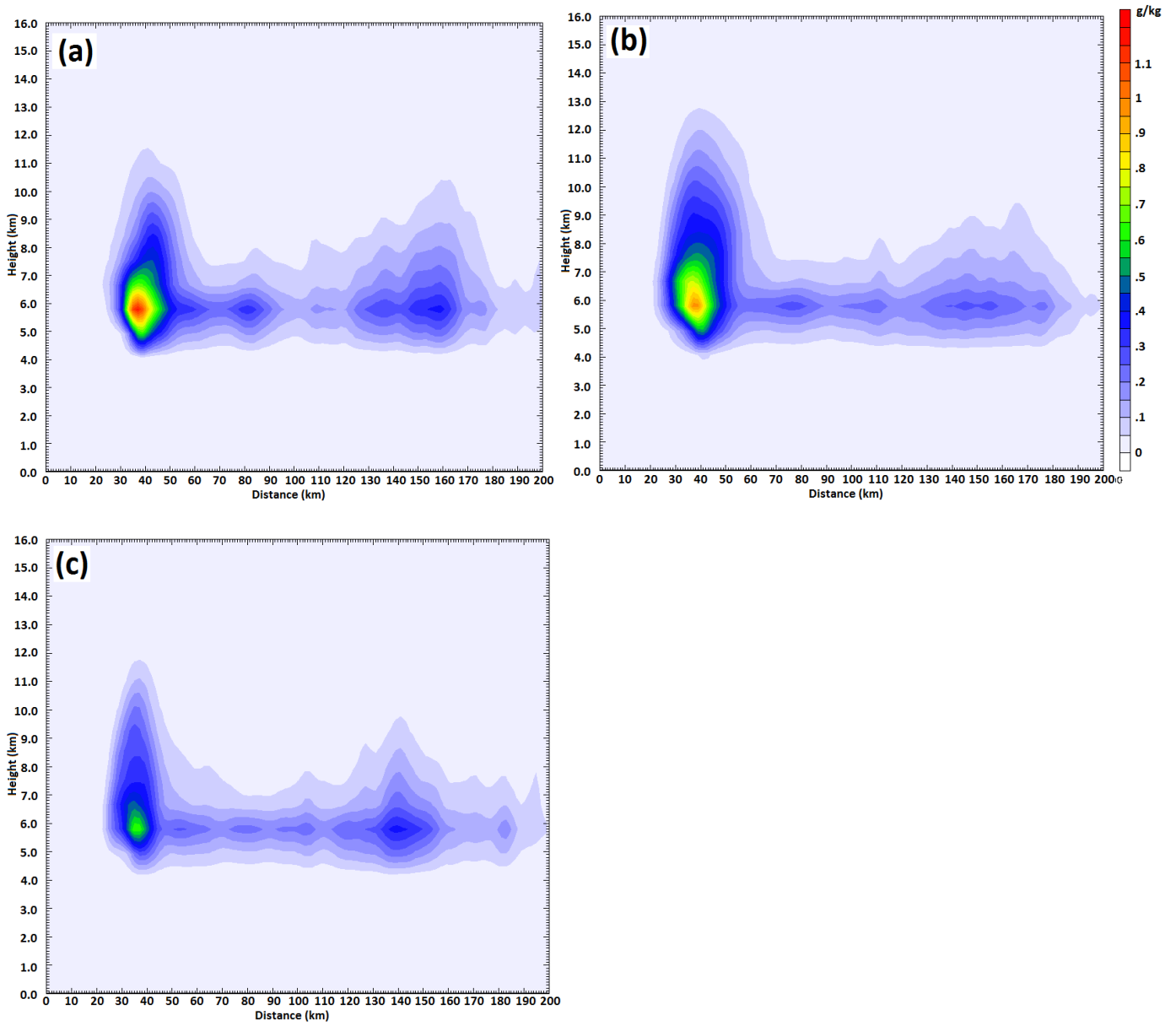


圖3-23：同圖3-22，但為模擬第15至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

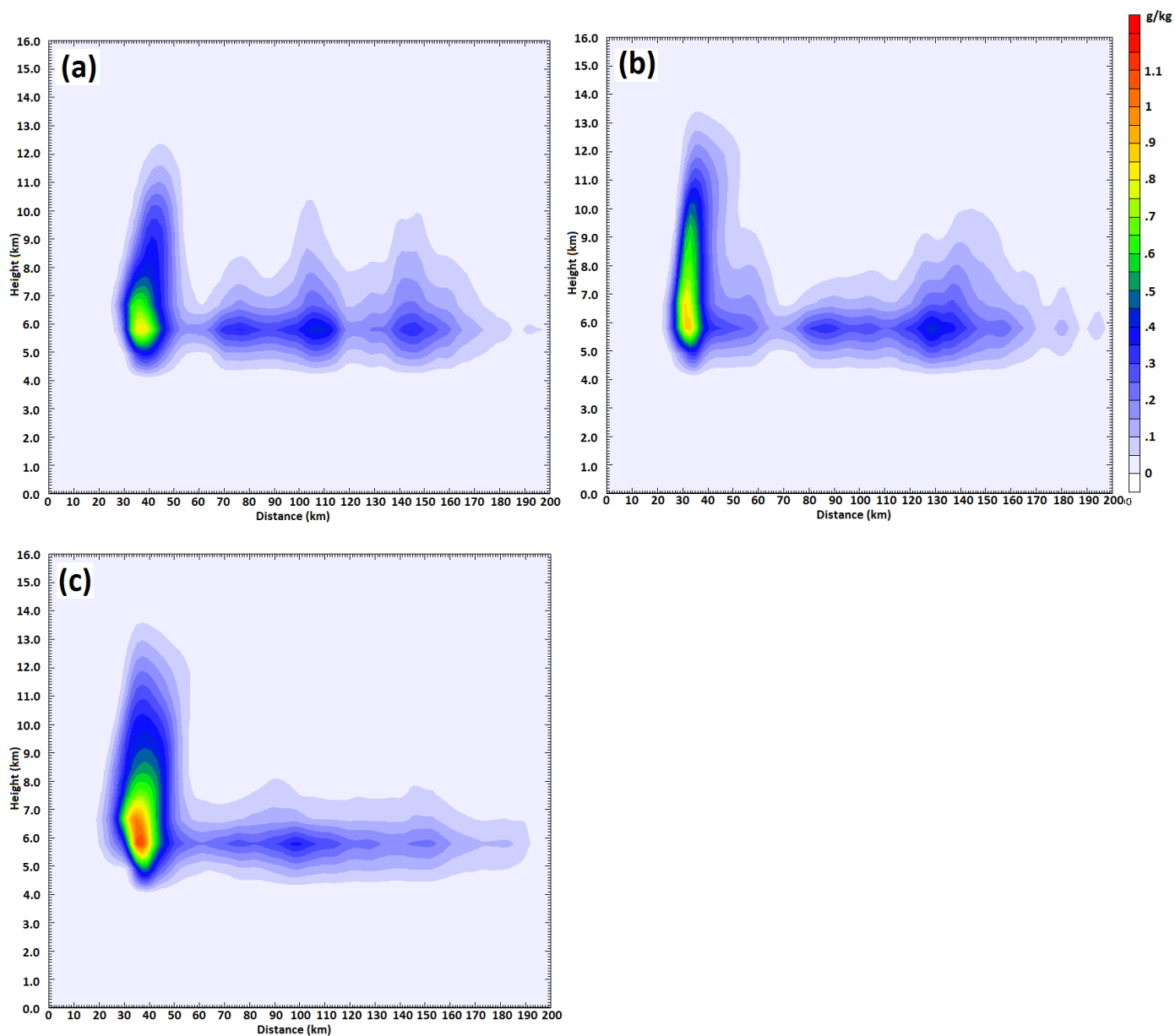


圖3-24：同圖3-22，但為模擬第18至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

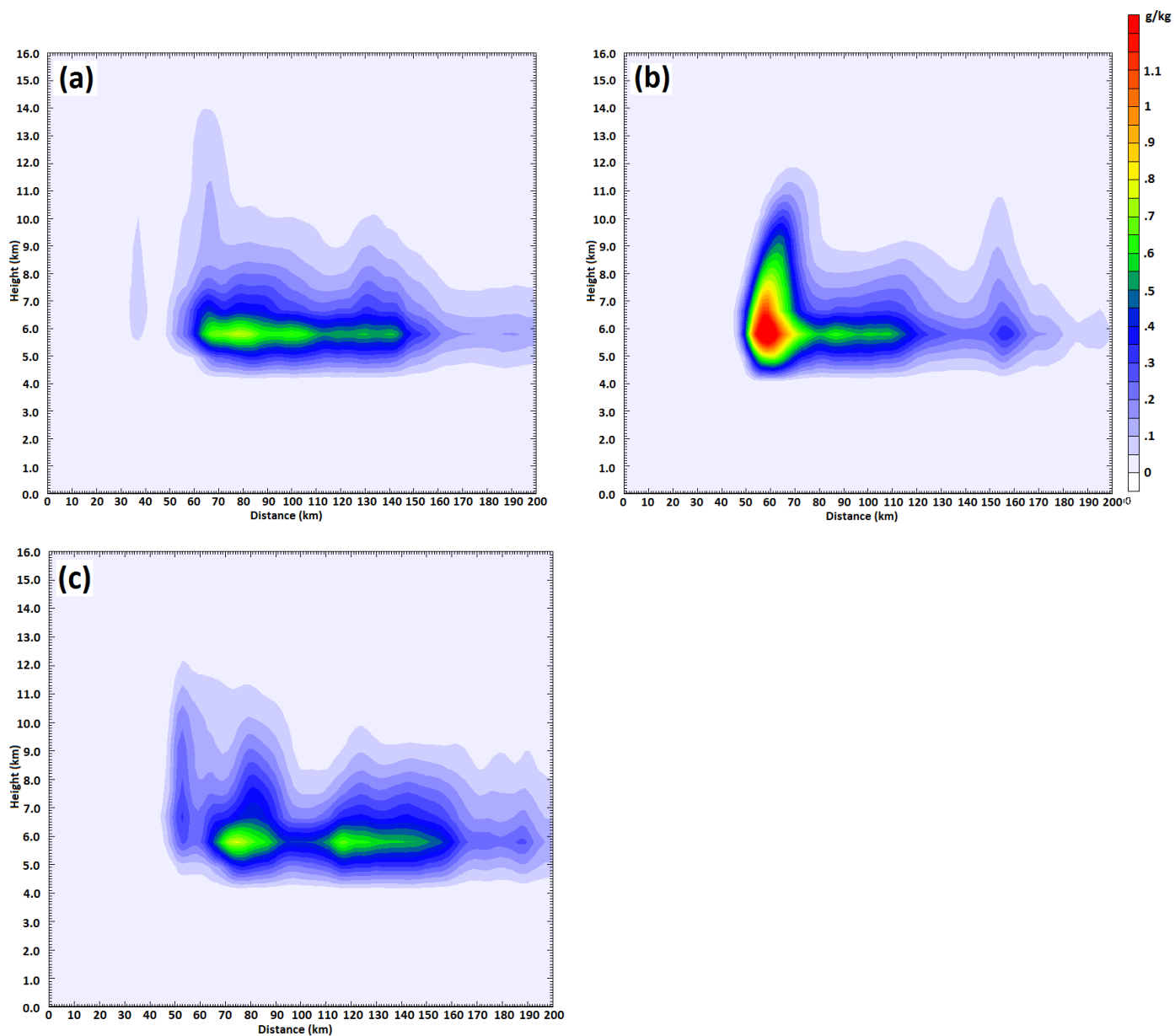


圖3-25：同圖3-22，但為模擬第48至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

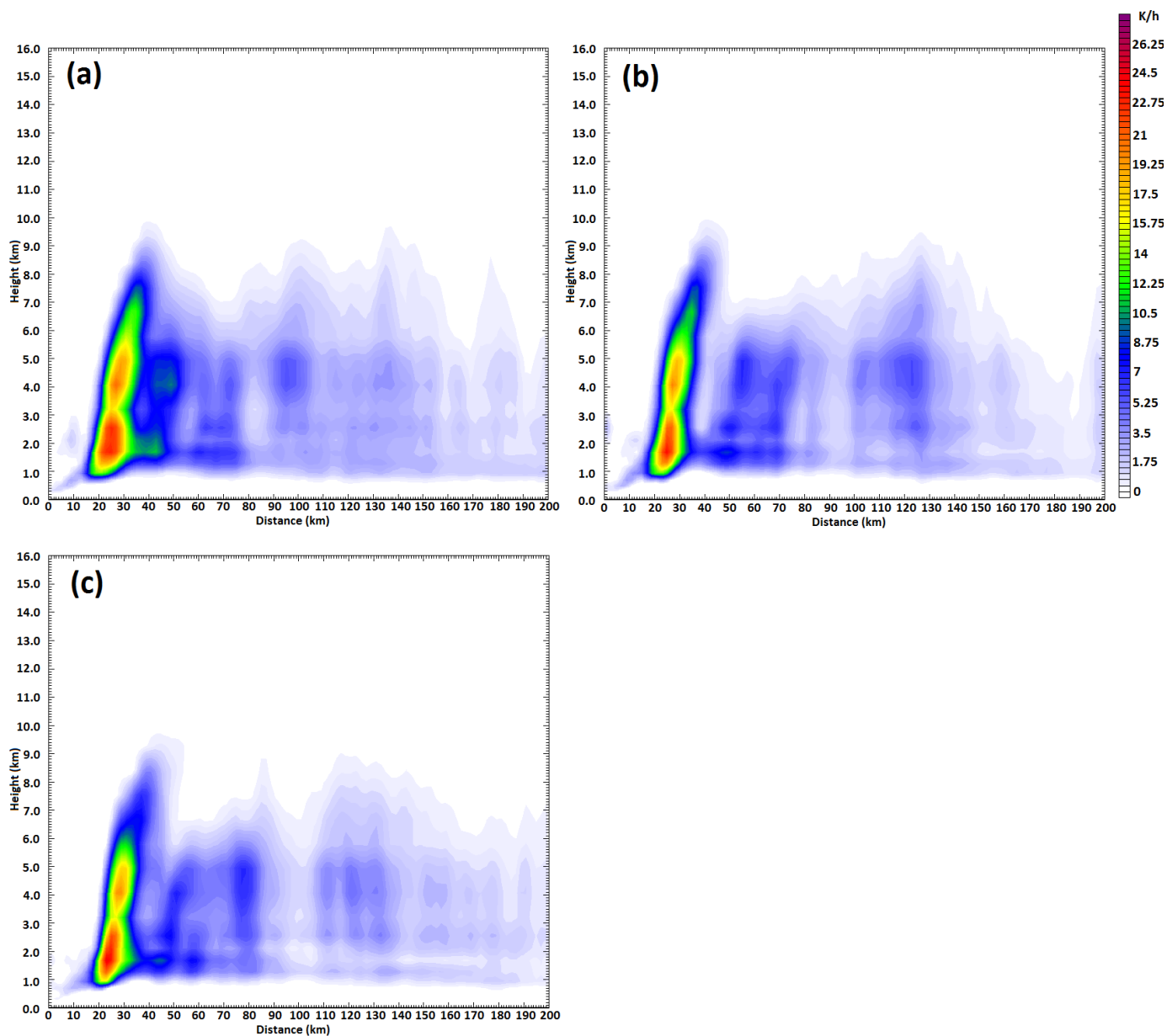


圖3-26：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之液態水凝結潛熱釋放率(condensation heating rate from liquid water condensed)方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為K/h。 (a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

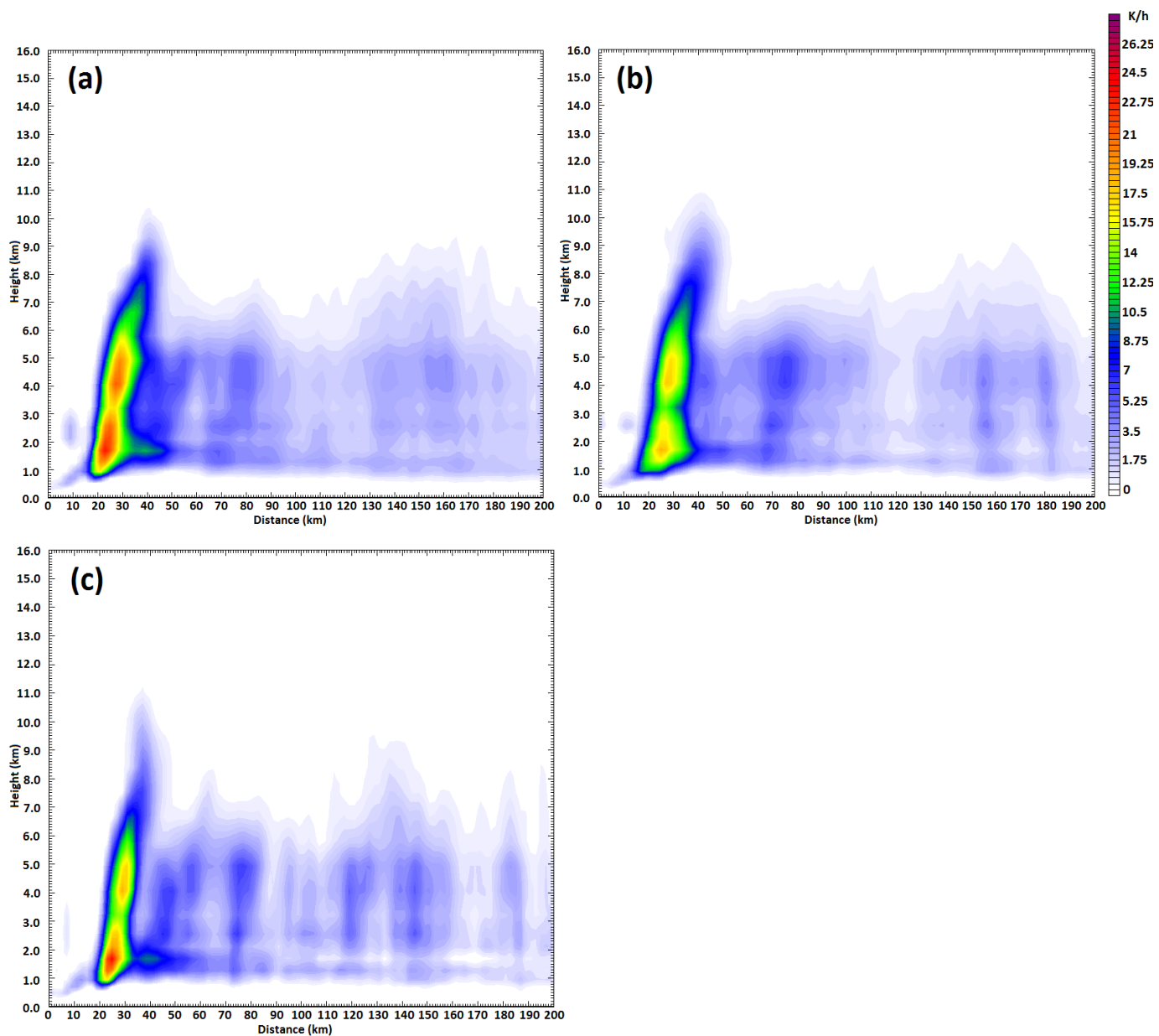


圖3-27：同圖3-26，但為模擬第15小時至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

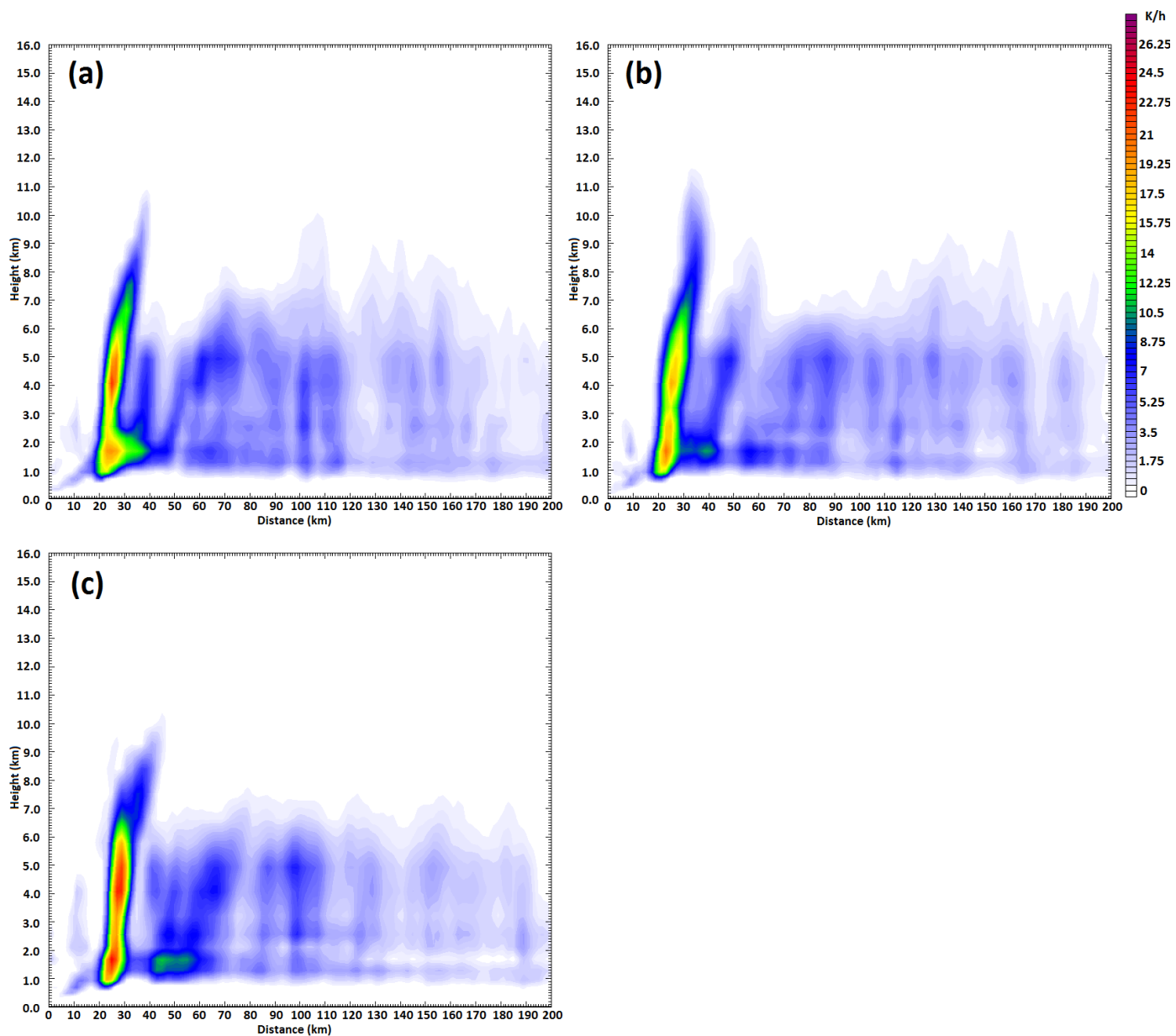


圖3-28：同圖3-26，但為模擬第18小時至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

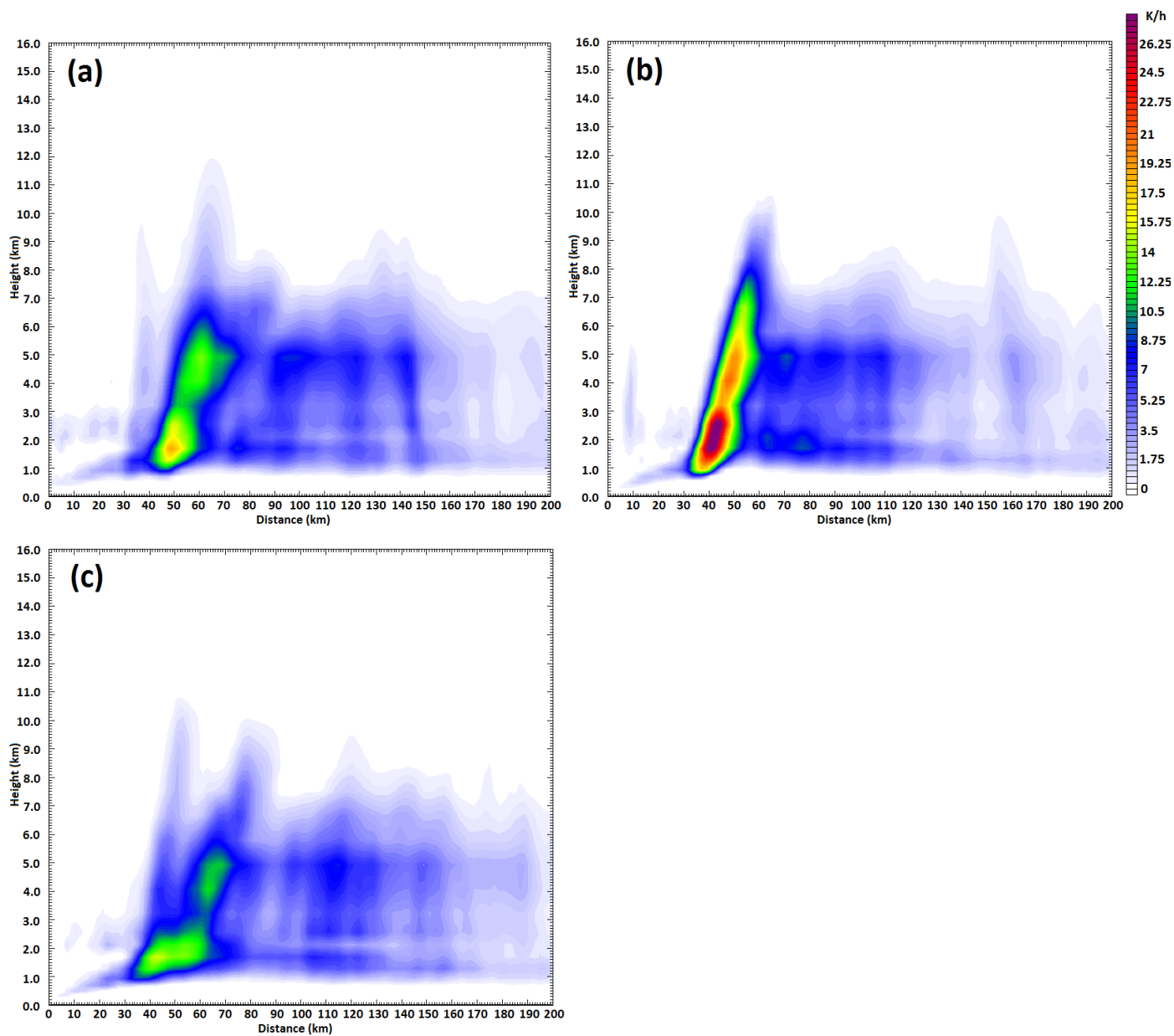


圖3-29：同圖3-26，但為模擬第48小時至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

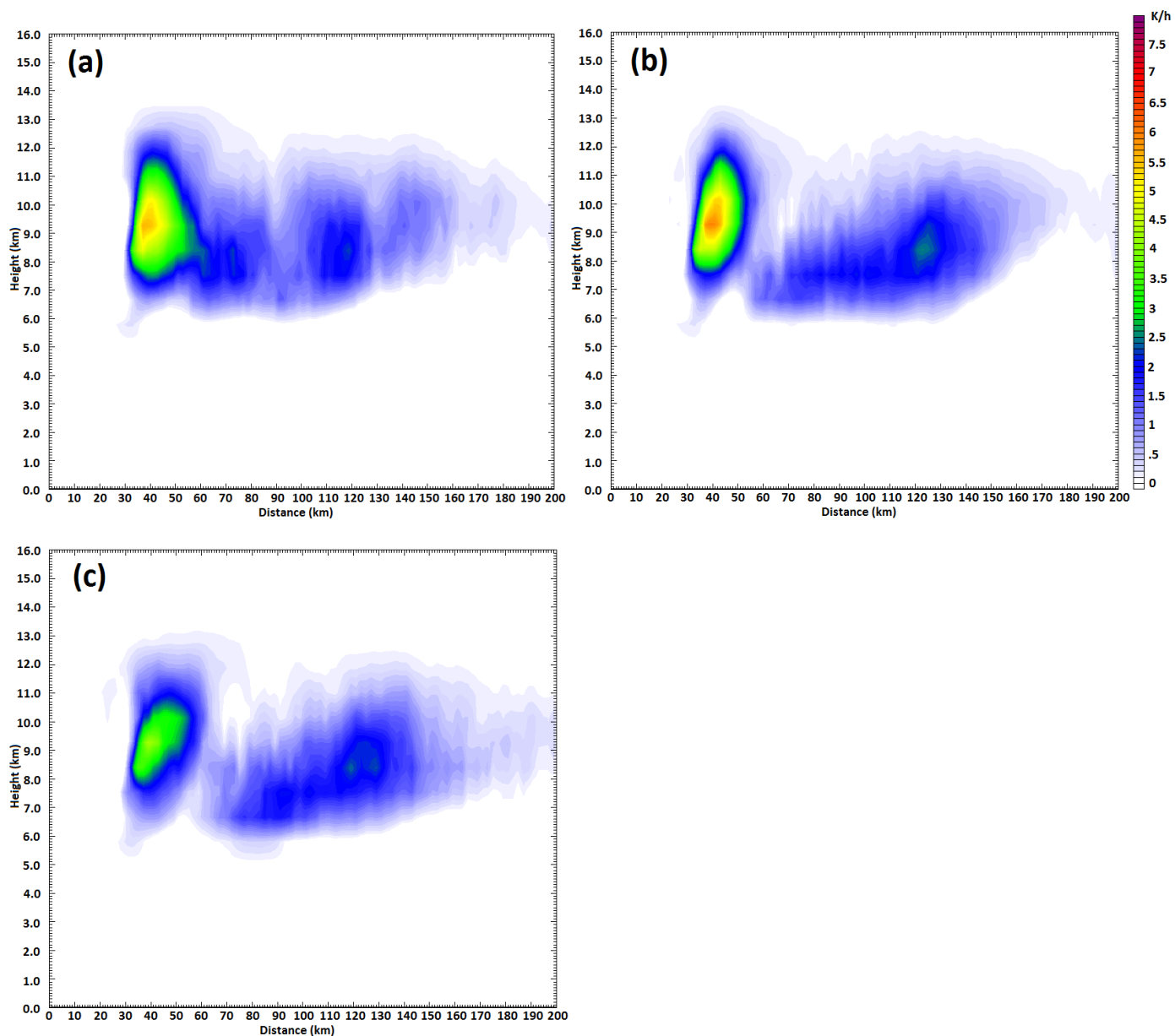


圖3-30：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之冰相粒子凝華潛熱釋放率(condensation heating rate from ice phase deposition)方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為K/h。

(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

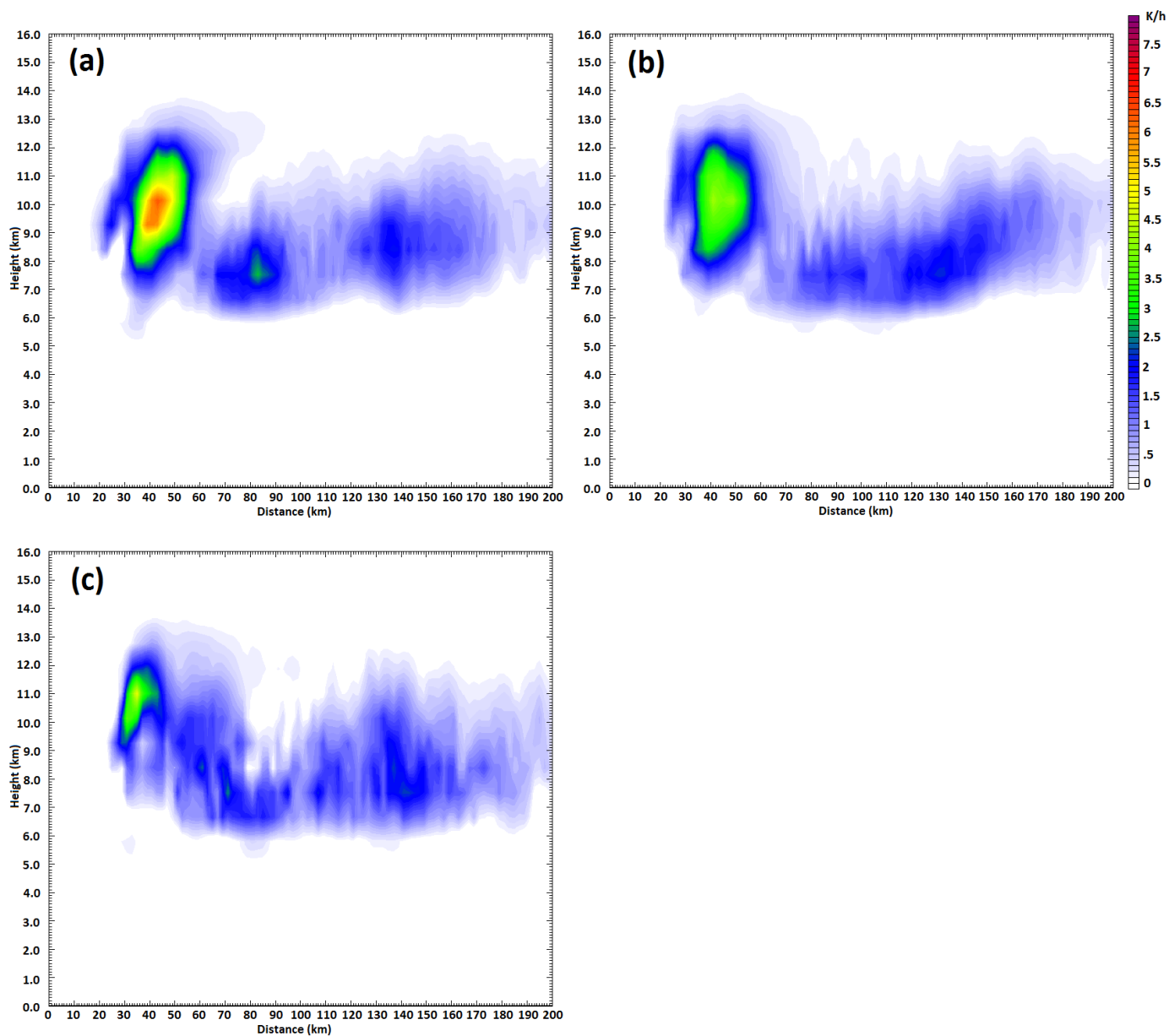


圖3-31：同圖3-30，但為模擬第15小時至16小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

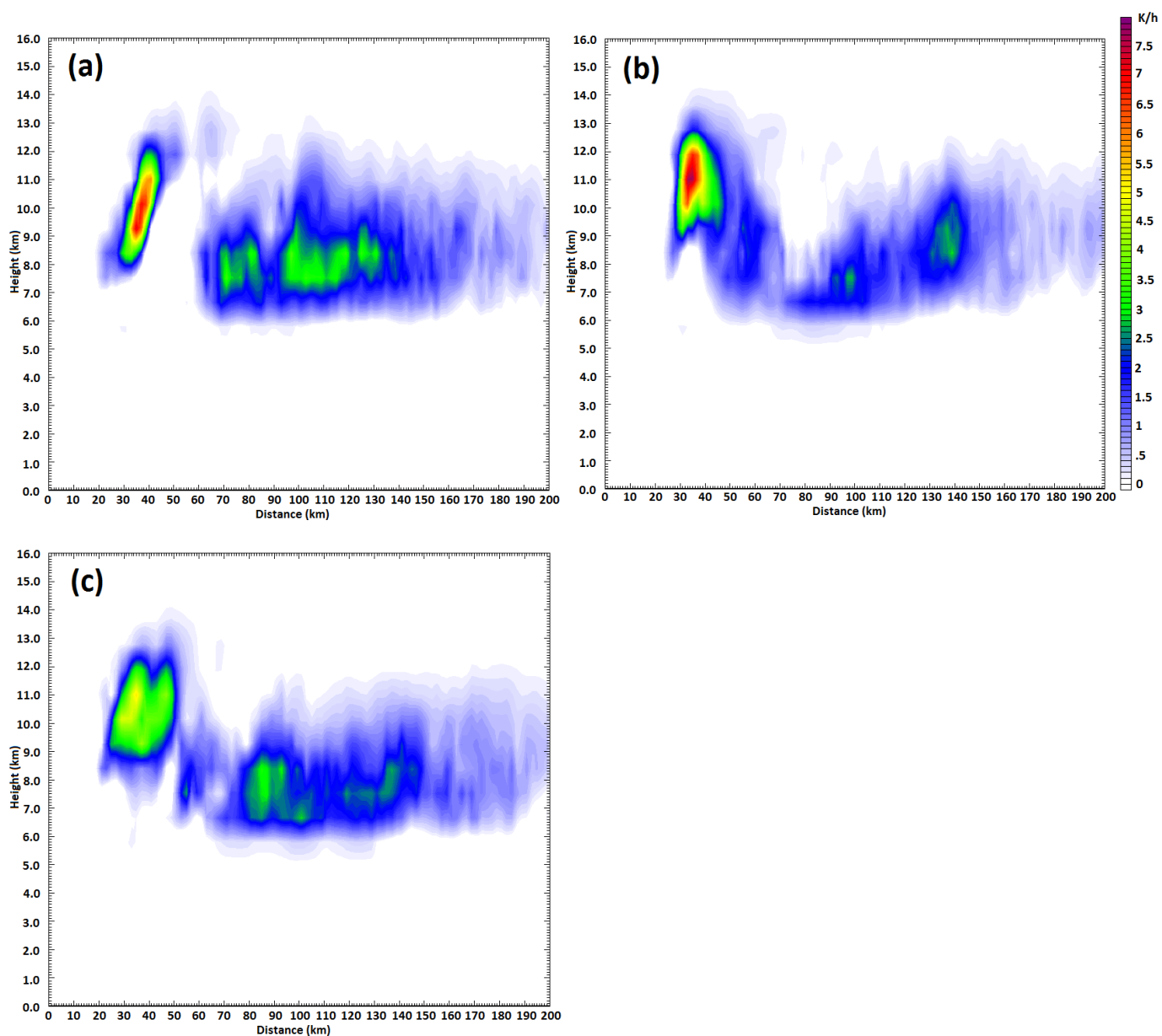


圖3-32：同圖3-30，但為模擬第18小時至19小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

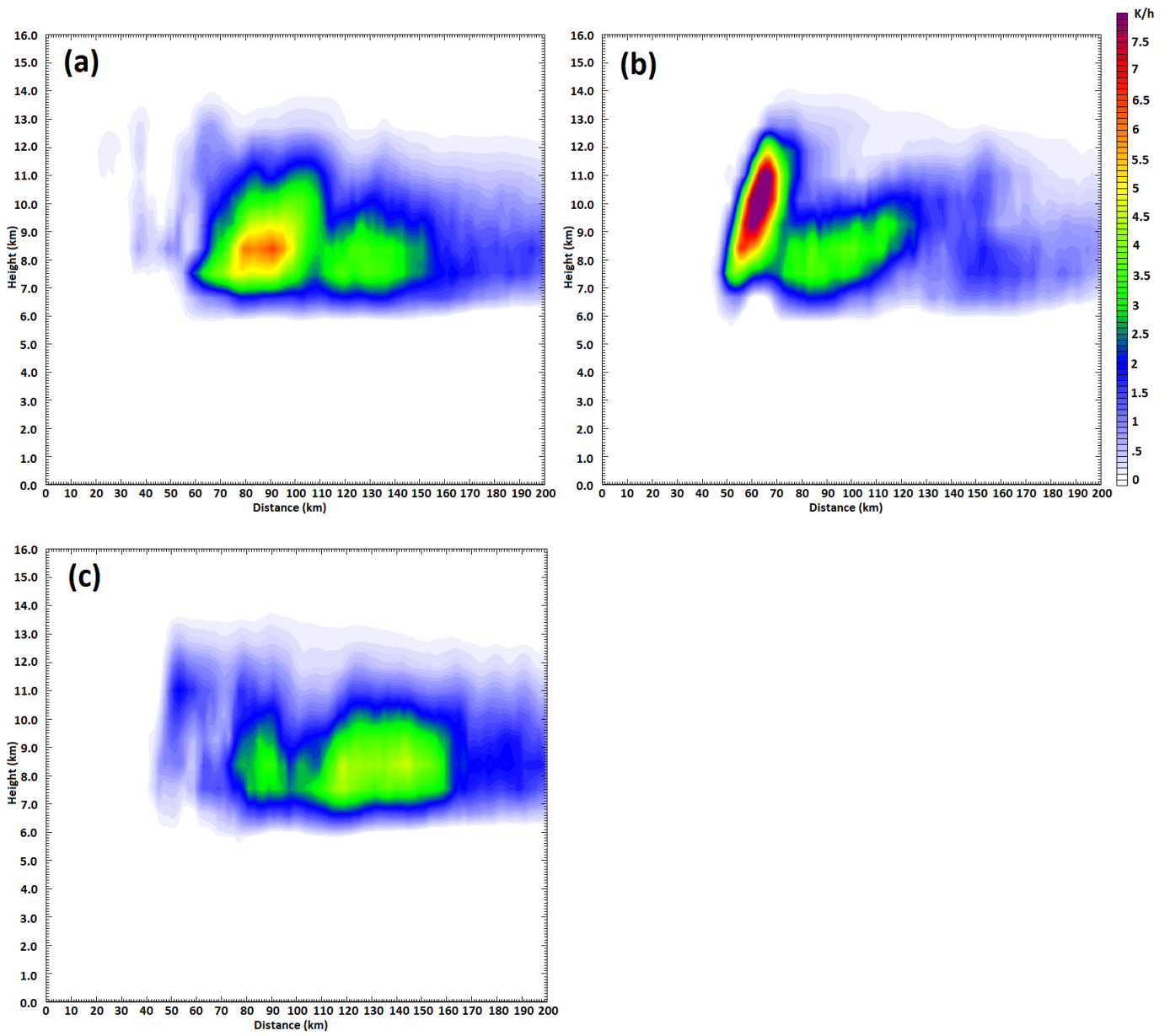


圖3-33：同圖3-30，但為模擬第48小時至49小時時間平均。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

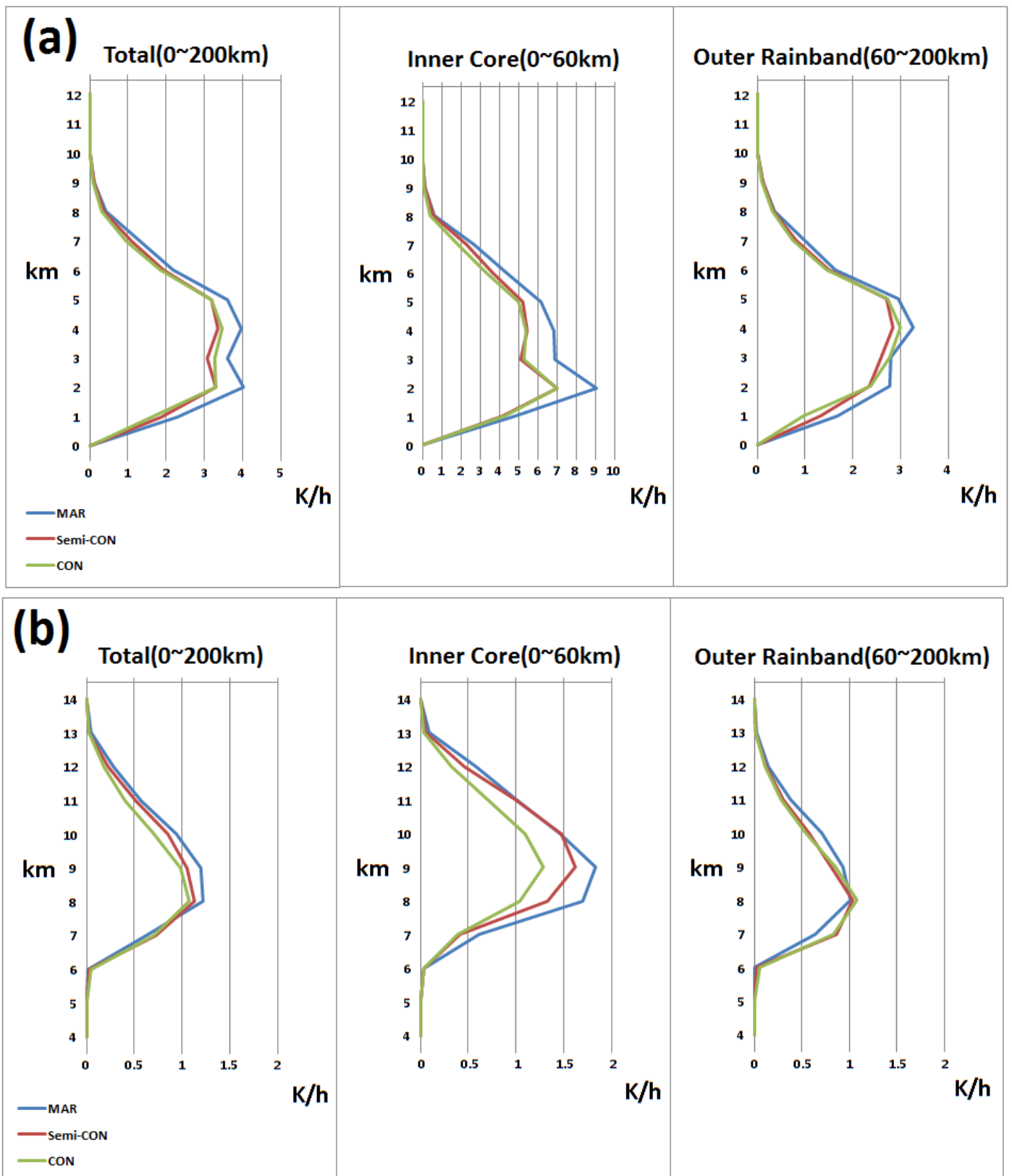


圖3-34：為模擬第12至13小時時間平均後，各組實驗之(a) 液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖；(b) 冰相粒子凝華潛熱釋放率隨高度分佈圖。其中左邊為眼牆區域與外圍雨帶加總平均，中間為眼牆區域平均，右邊為外圍雨帶平均。

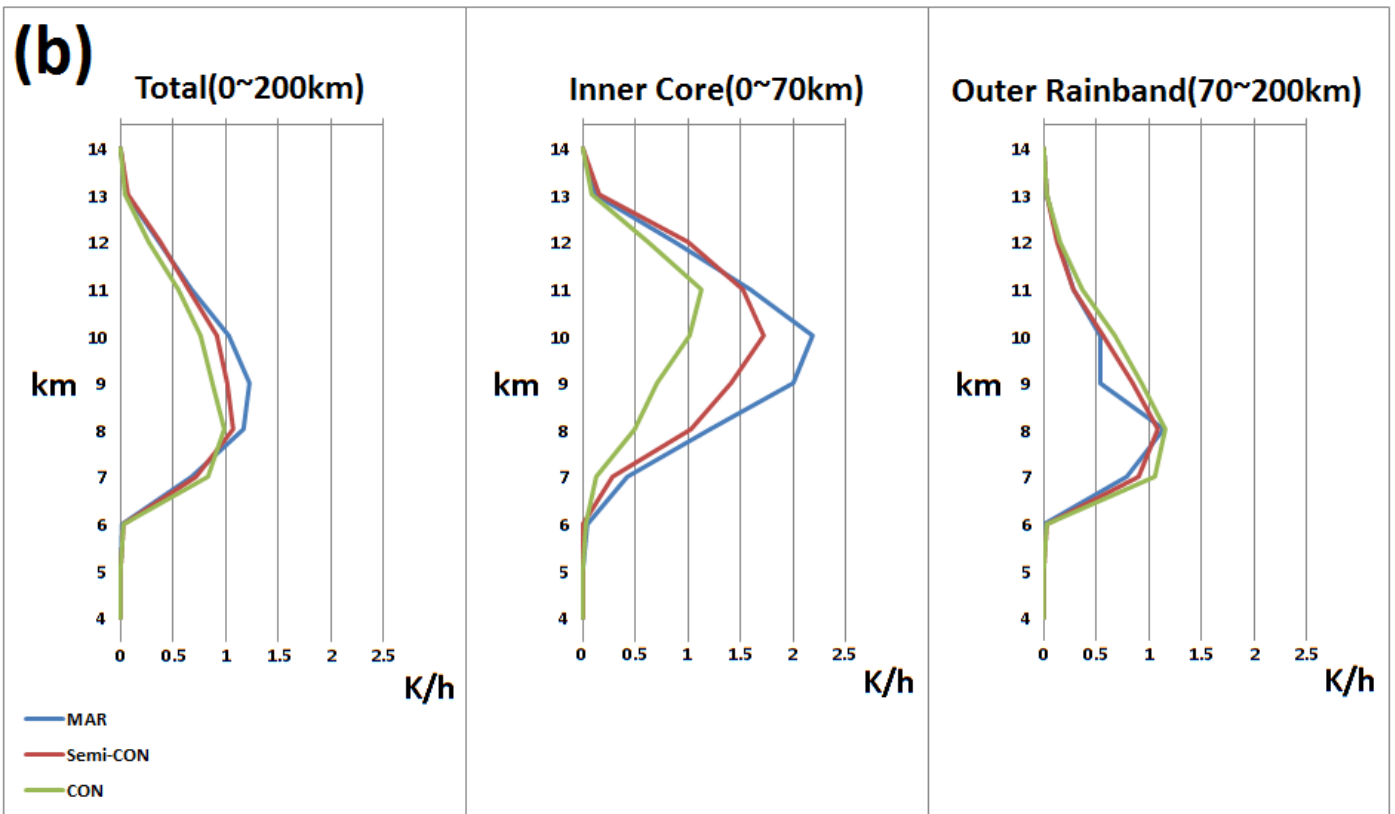
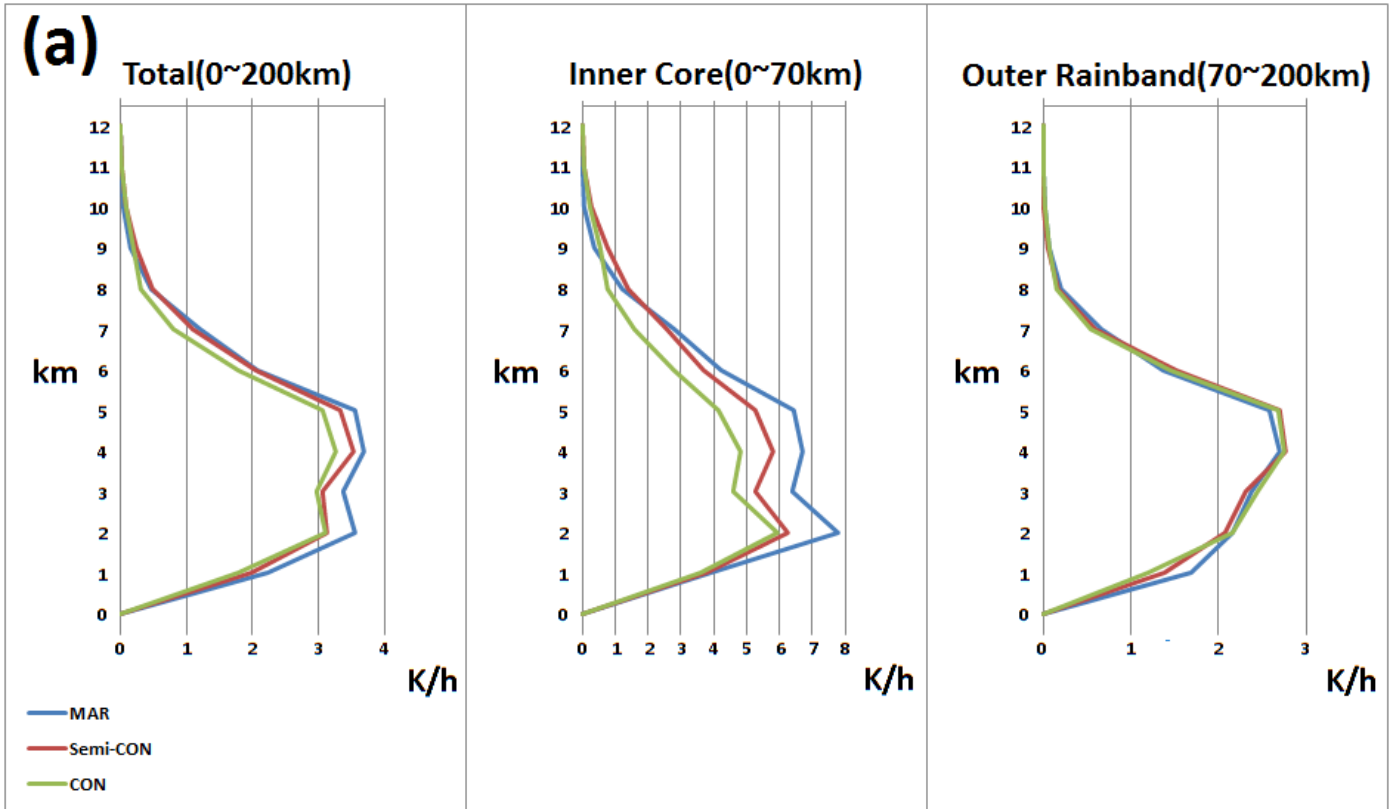


圖3-35:同圖3-34,但為模擬第15小時至16小時時間平均。(a) 液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖；
 (b) 冰相粒子凝華潛熱釋放率隨高度分佈圖。

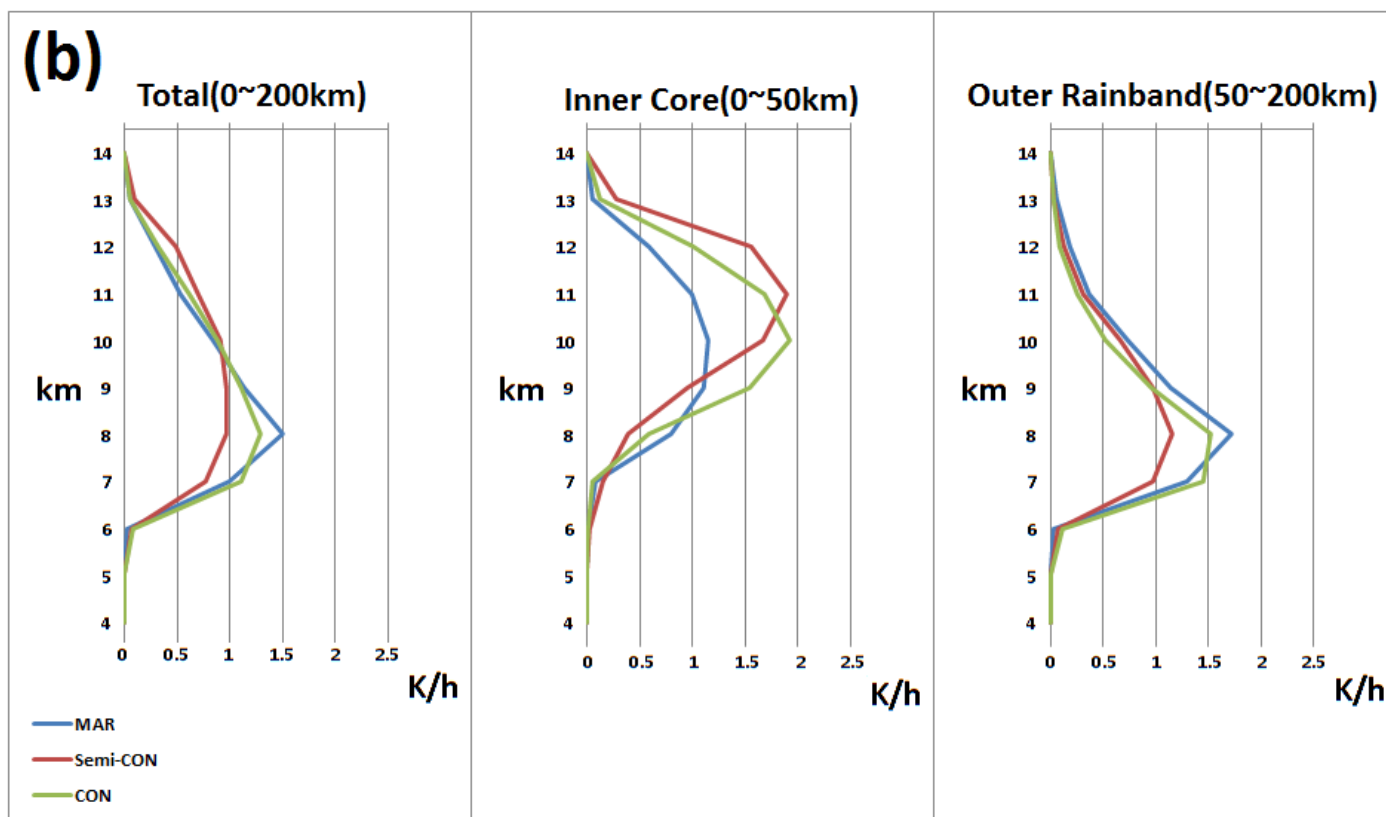
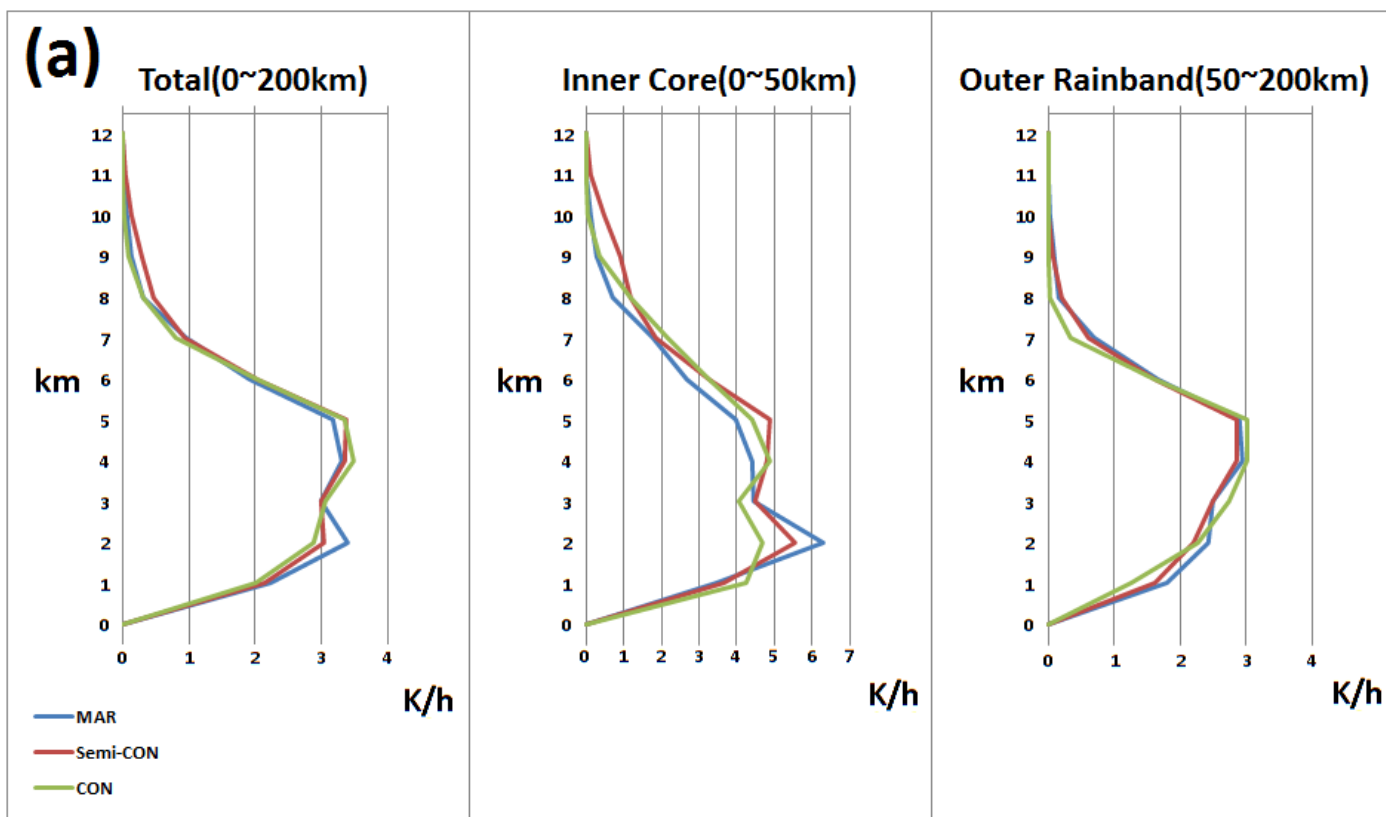


圖3-36:同圖3-34,但為模擬第18小時至19小時時間平均。(a) 液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖;

(b) 冰相粒子凝華潛熱釋放率隨高度分佈圖。

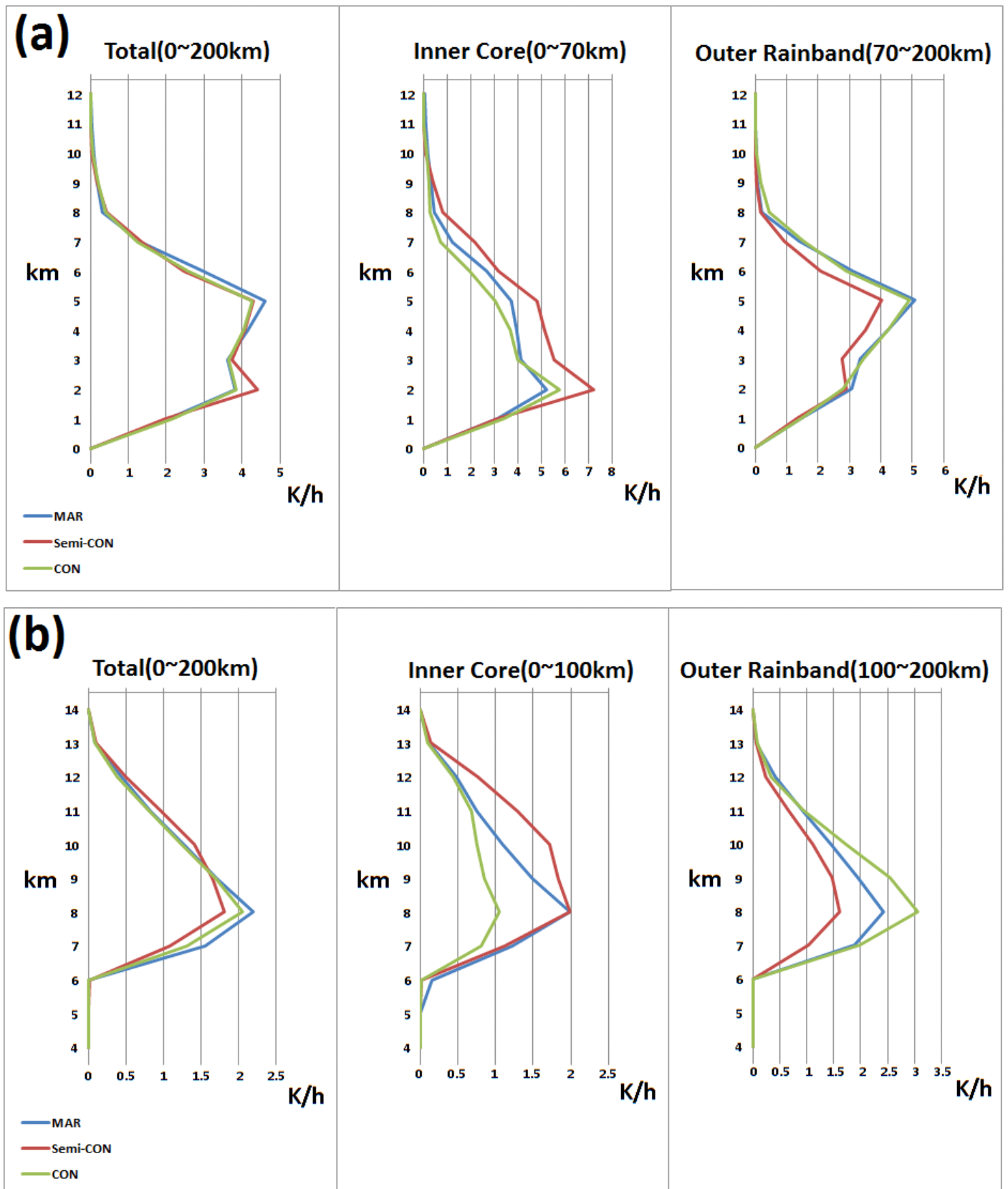


圖3-37: 同圖3-34, 但為模擬第48小時至49小時時間平均。(a) 液態水凝結潛熱釋放率隨高度分佈圖;

(b) 冰相粒子凝華潛熱釋放率隨高度分佈圖。

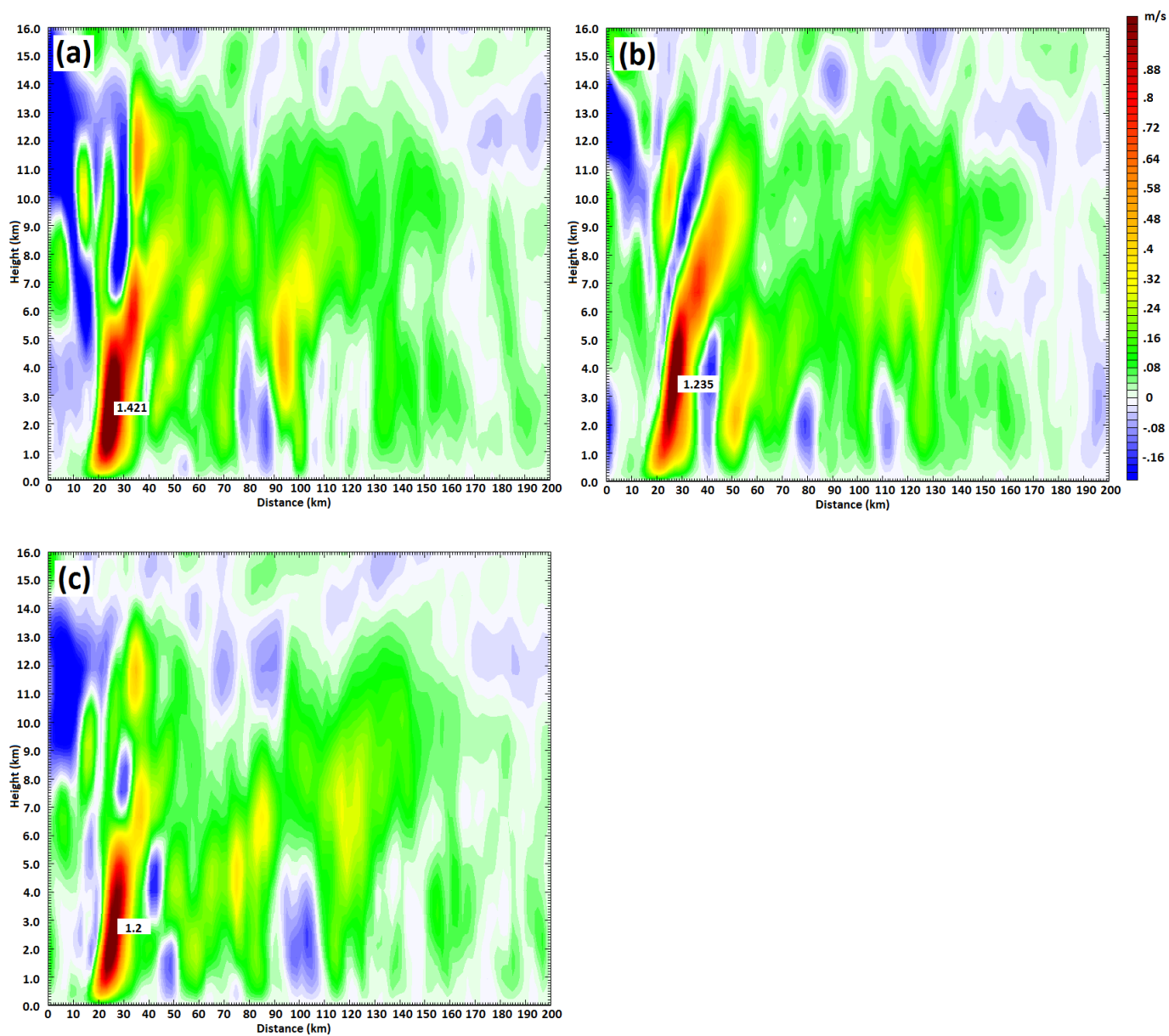


圖3-38：為模擬第12小時，各組實驗之垂直速度方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為m/s。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

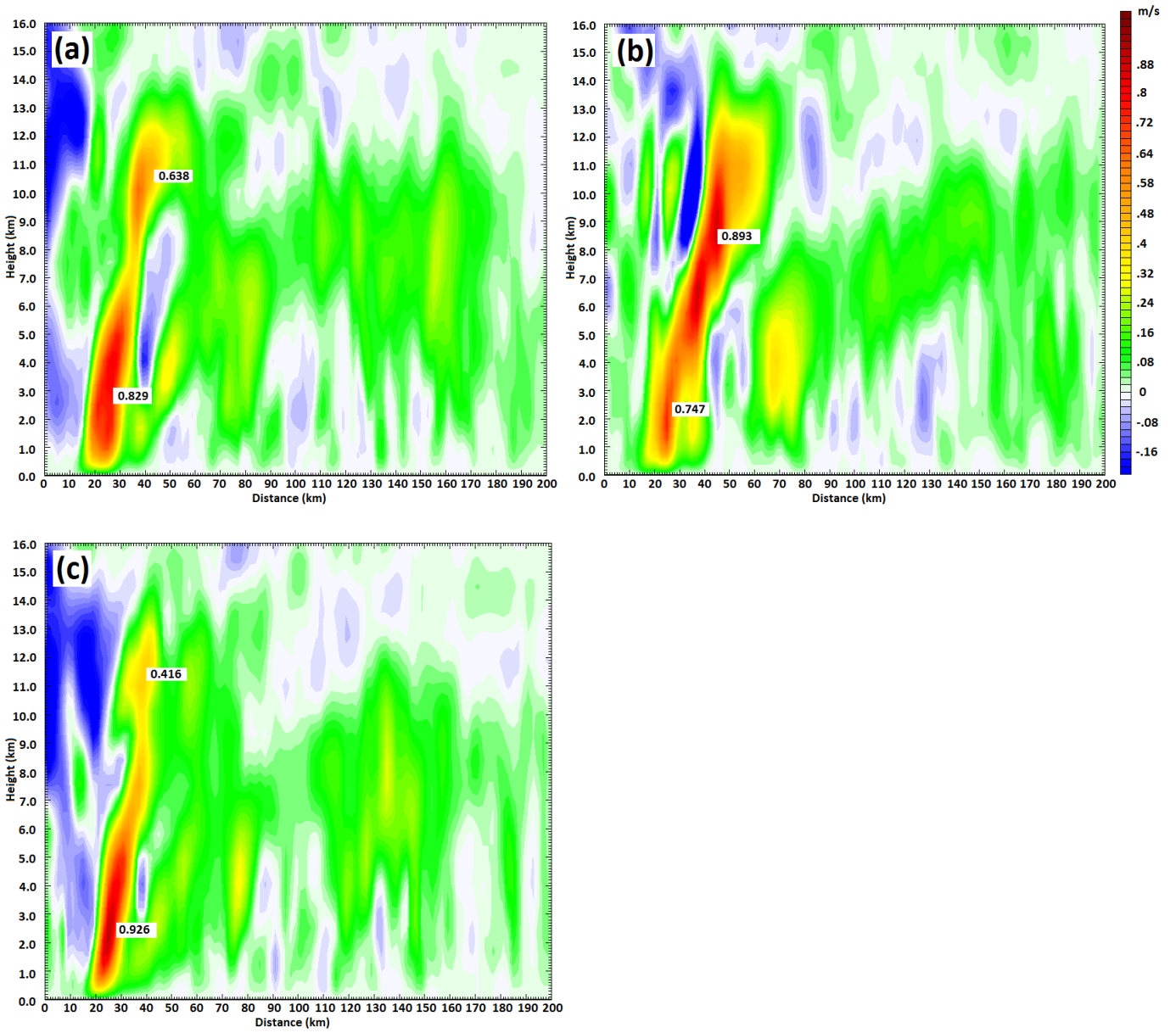


圖3-39：同圖3-38，但為模擬第15小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

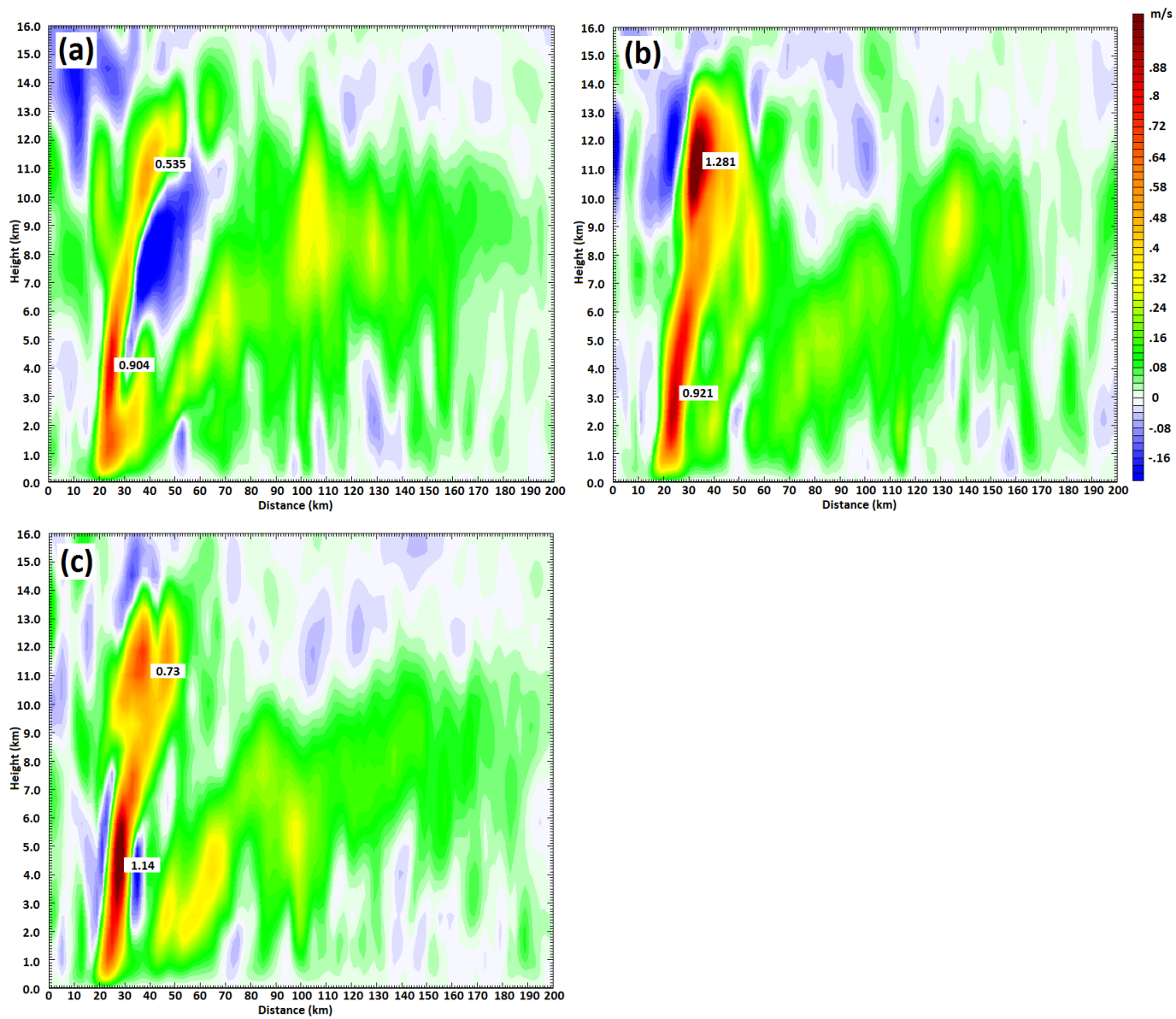


圖3-40：同圖3-38，但為模擬第18小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

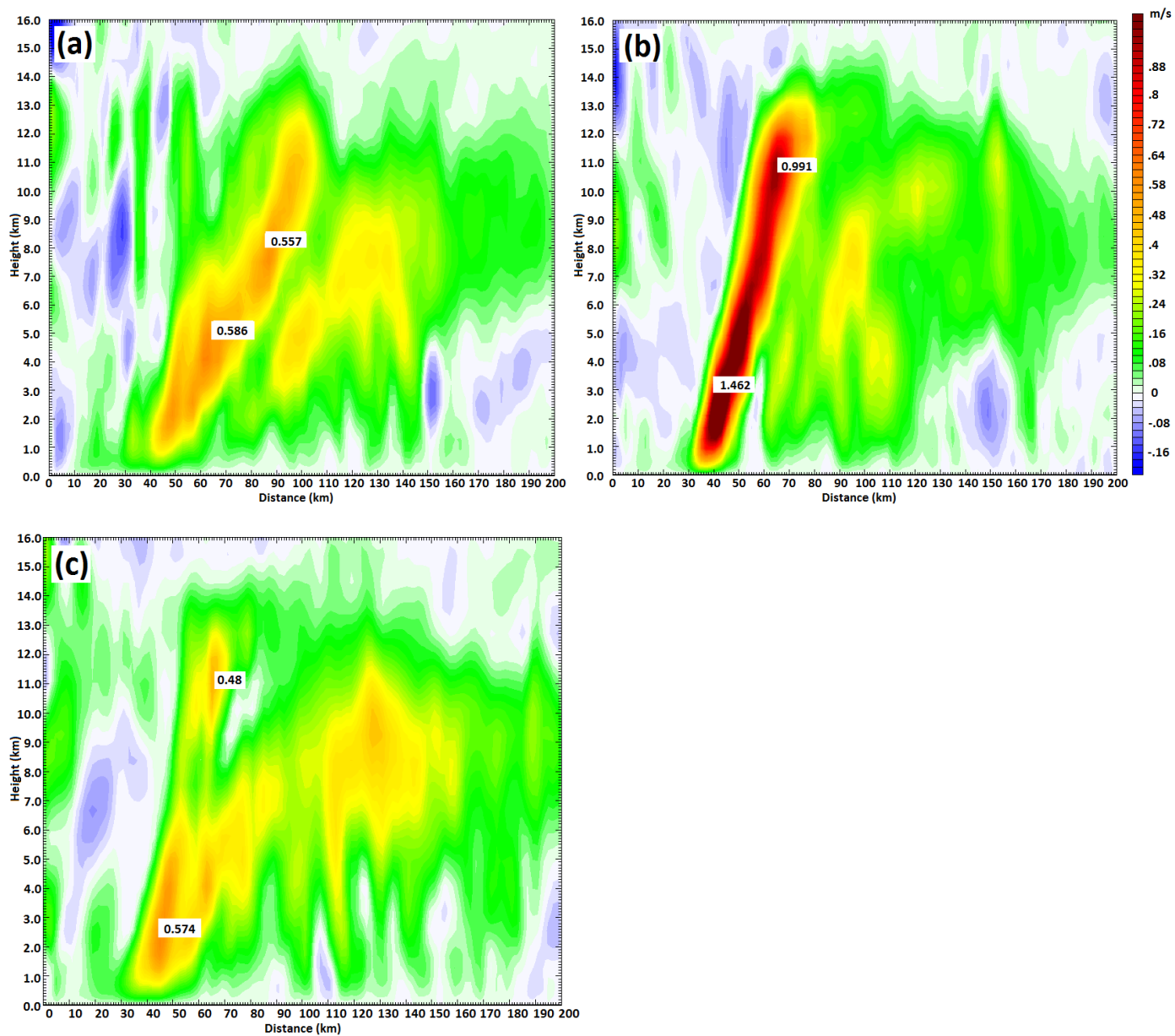


圖3-41：同圖3-38，但為模擬第48小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

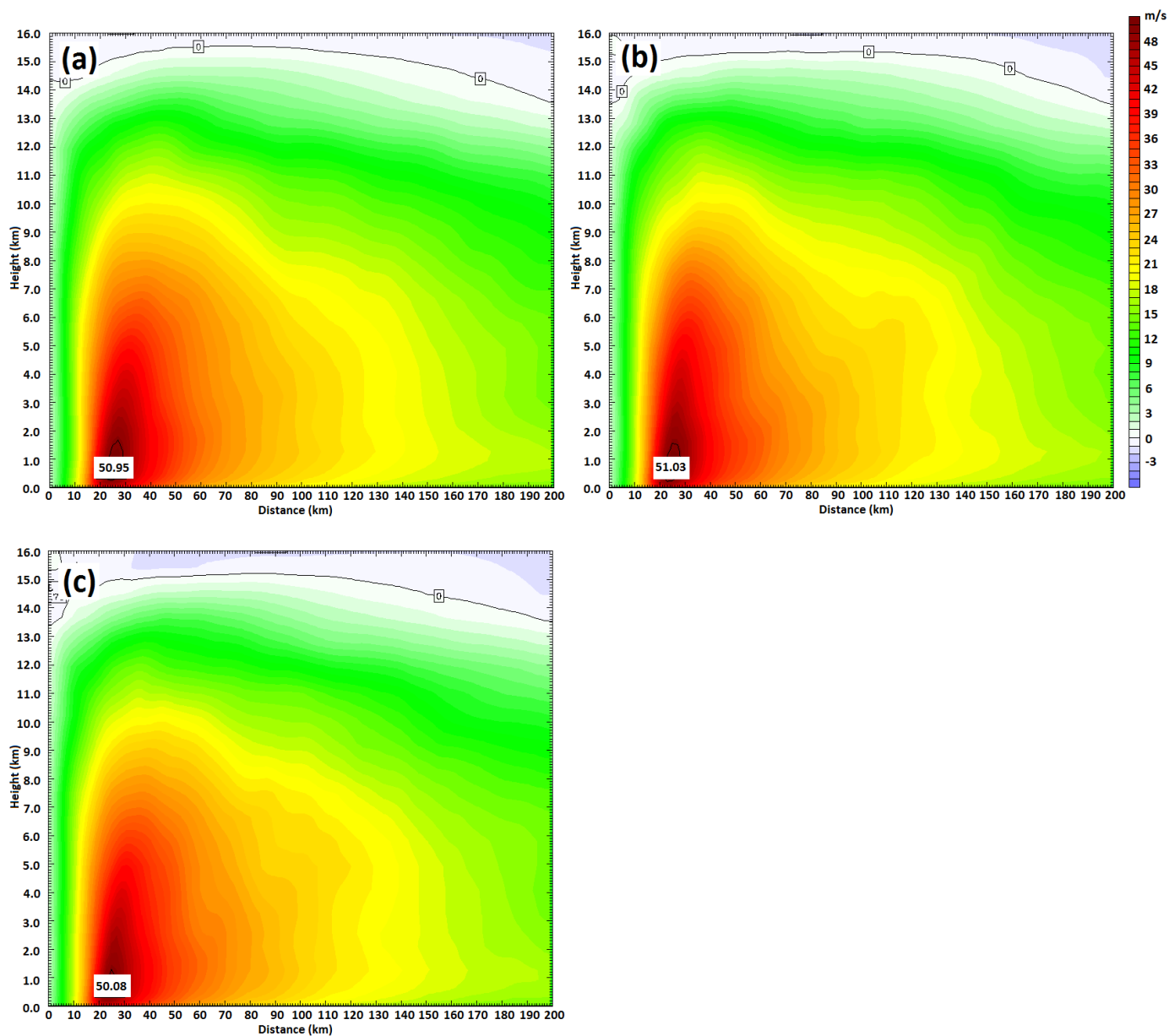


圖3-42：為模擬第12小時，各組實驗之切線風方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為m/s。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

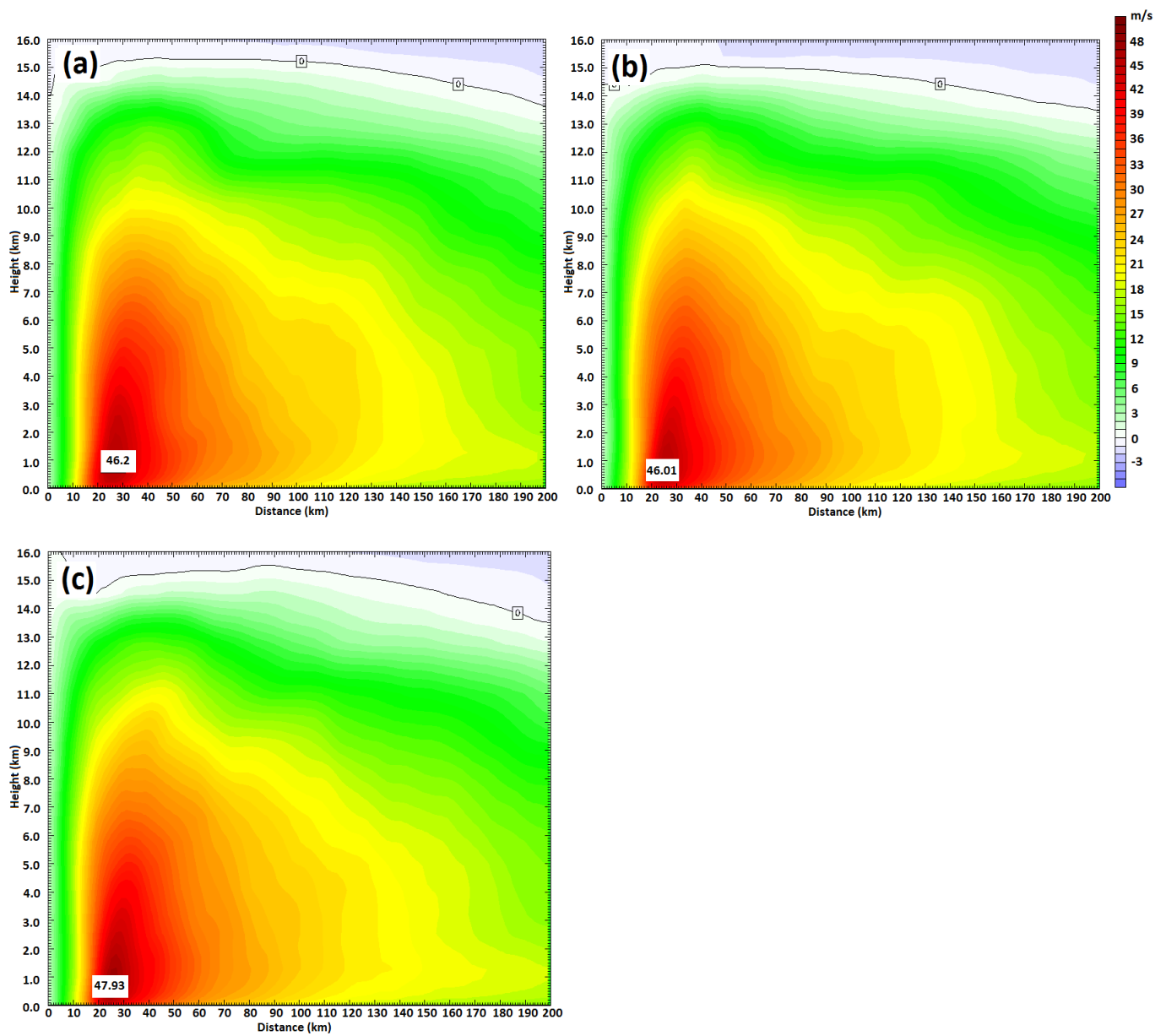


圖3-43：同圖3-42，但為模擬第15小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

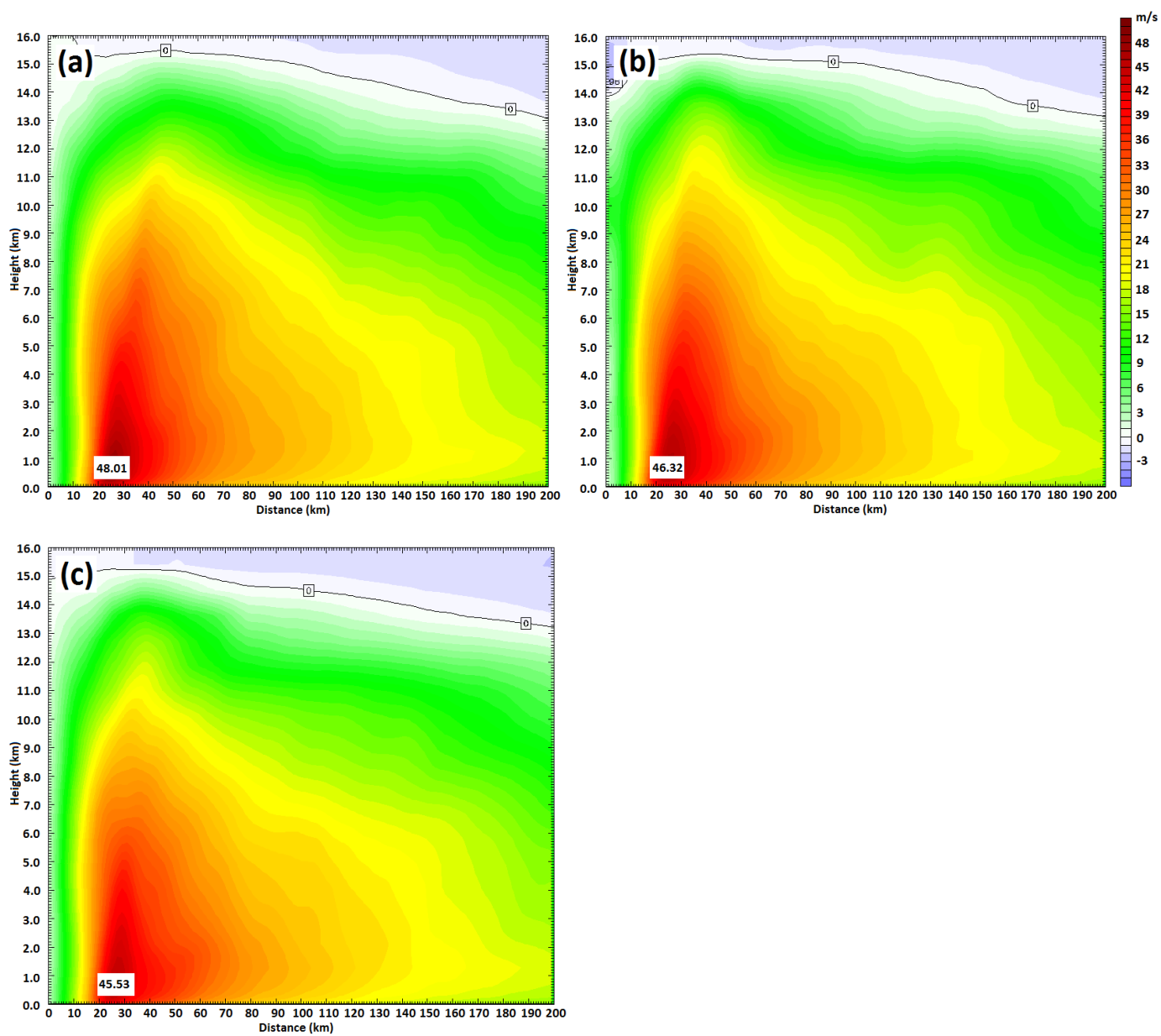


圖3-44：同圖3-42，但為模擬第18小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

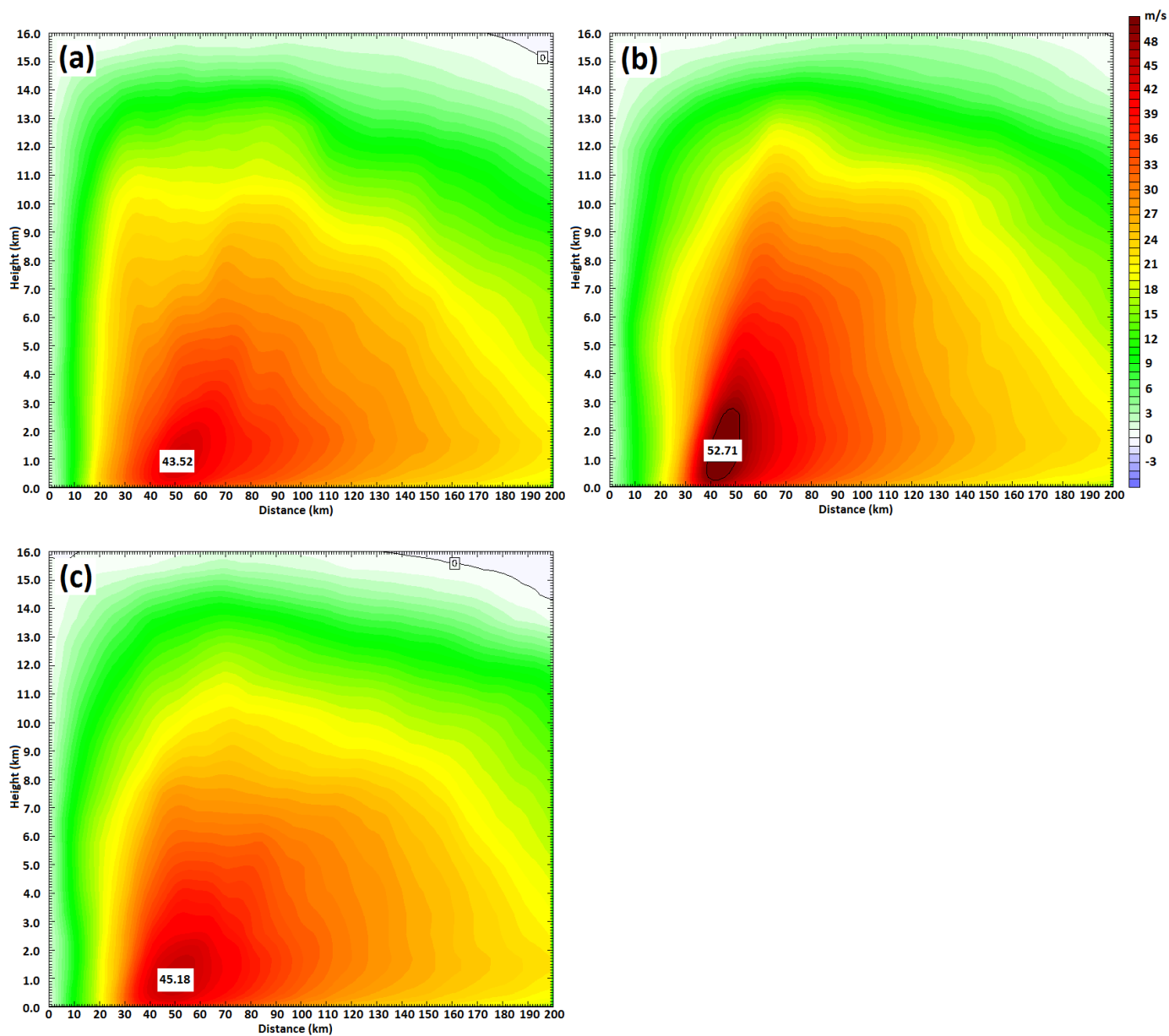


圖3-45：同圖3-42，但為模擬第48小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

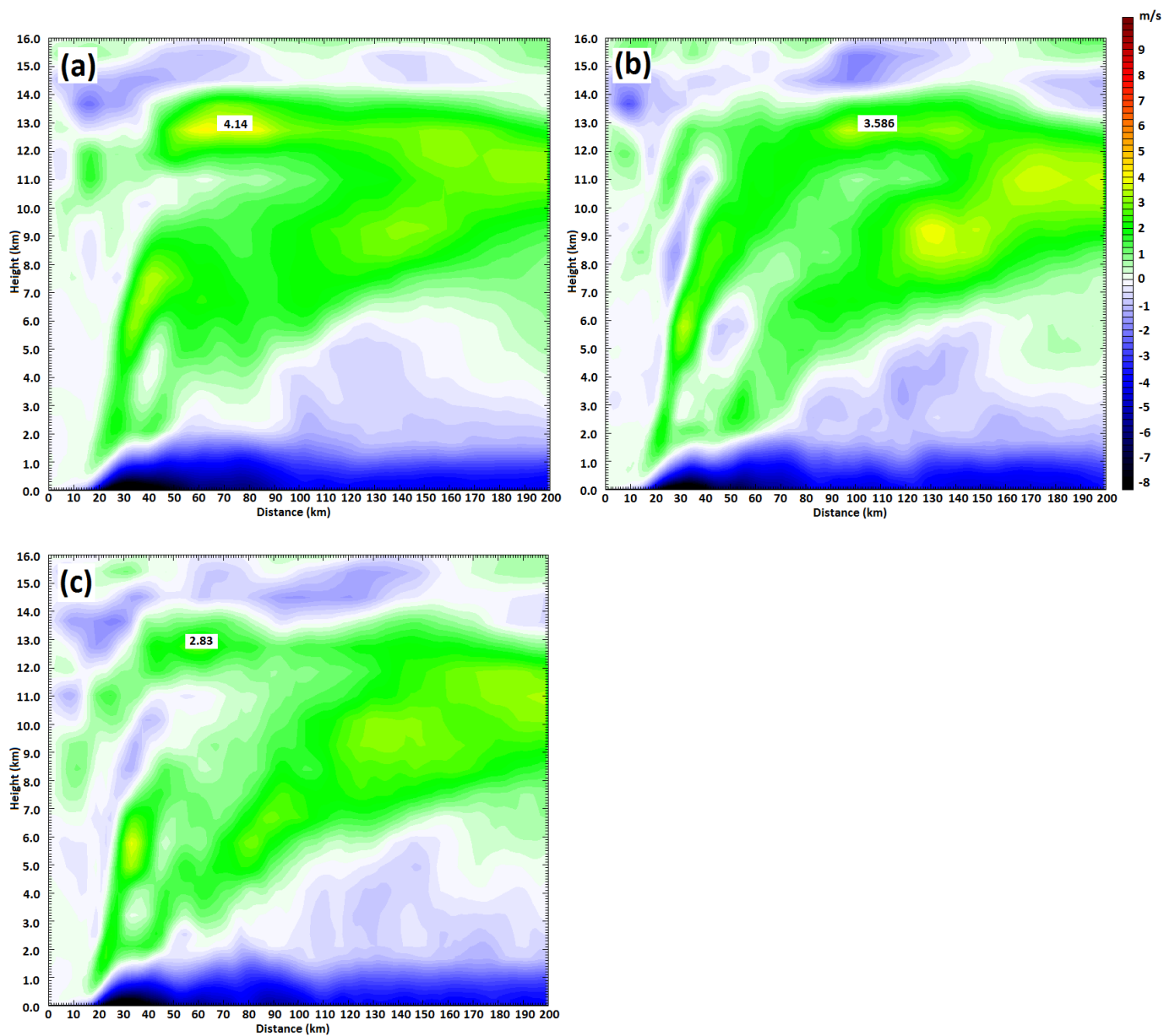


圖3-46：為模擬第12小時，各組實驗之徑向風方位角平均圖，水平範圍為自颱風中心延伸200km，色階單位為m/s。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

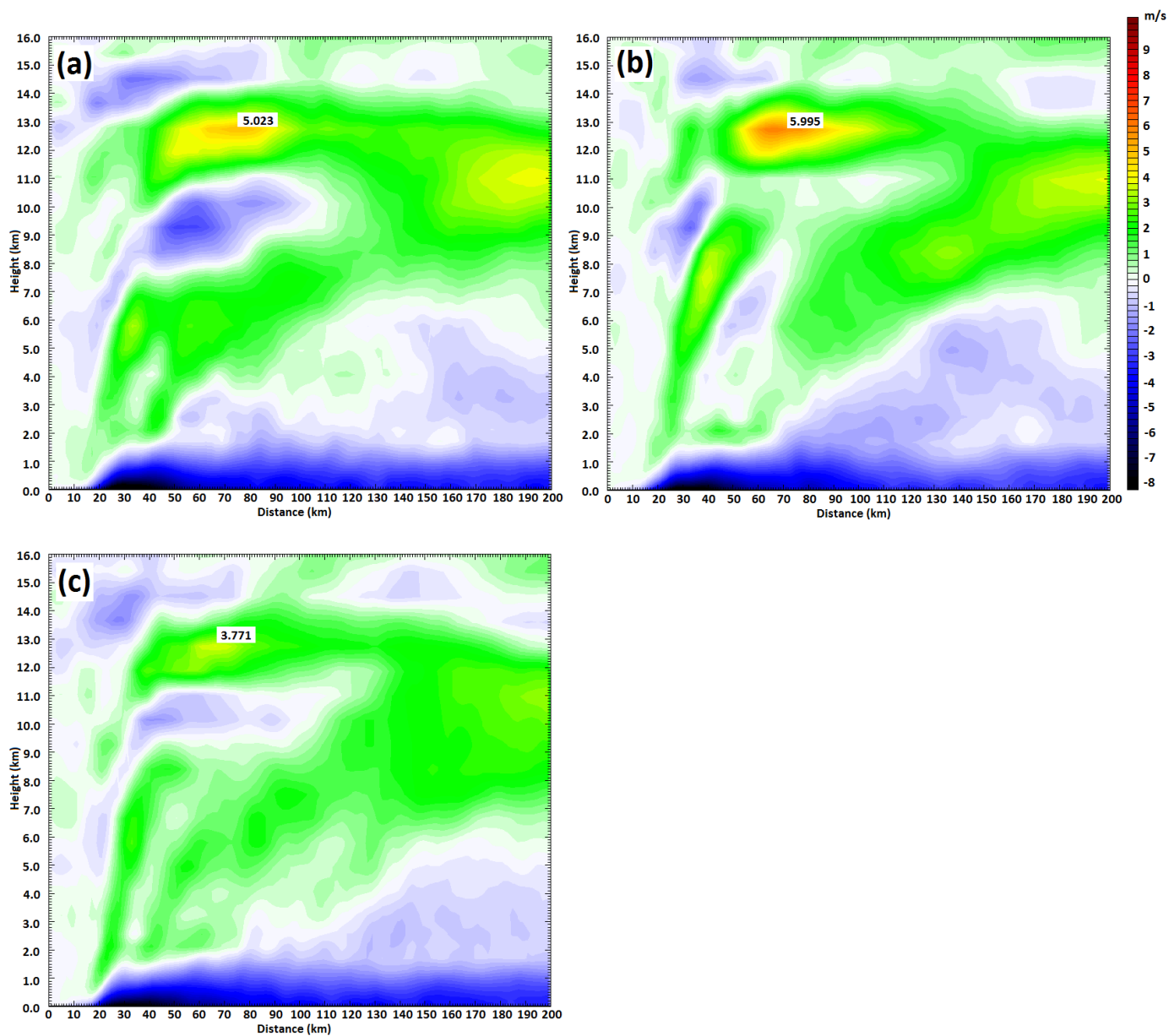


圖3-47：同圖3-46，但為模擬第15小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

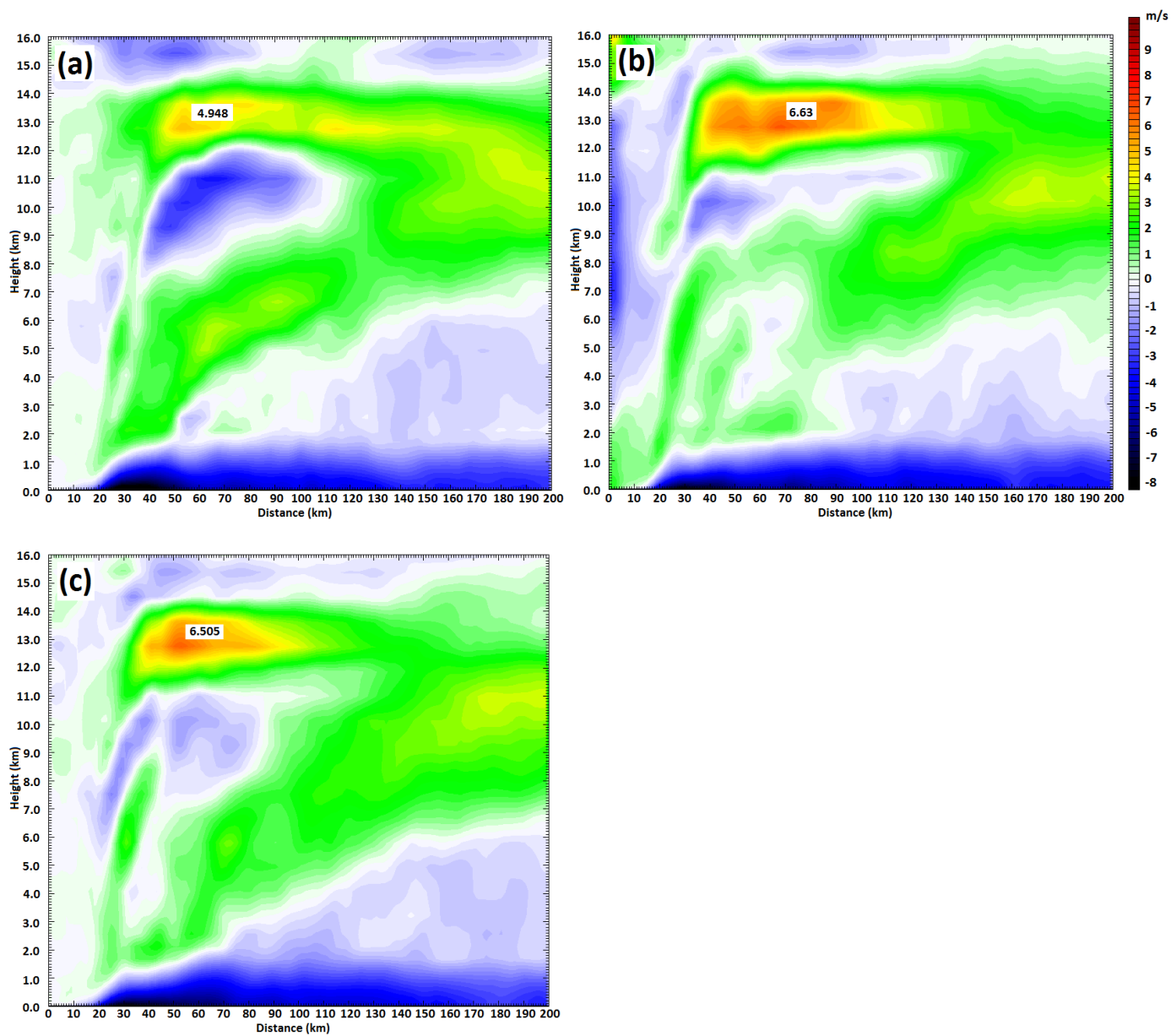


圖3-48：同圖3-46，但為模擬第18小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

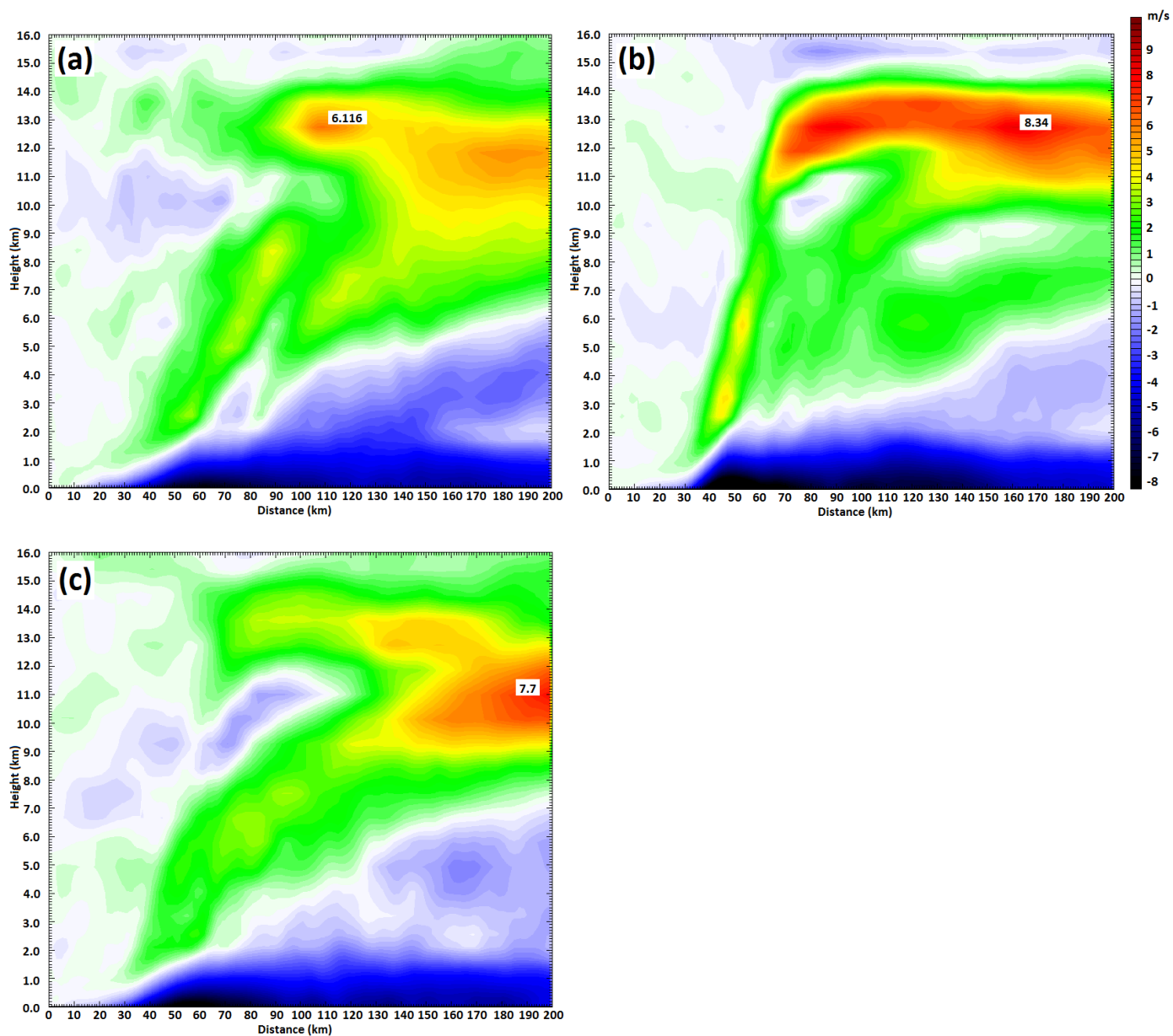


圖3-49：同圖3-46，但為模擬第48小時。(a)MAR；(b)Semi-CON；(c)CON。

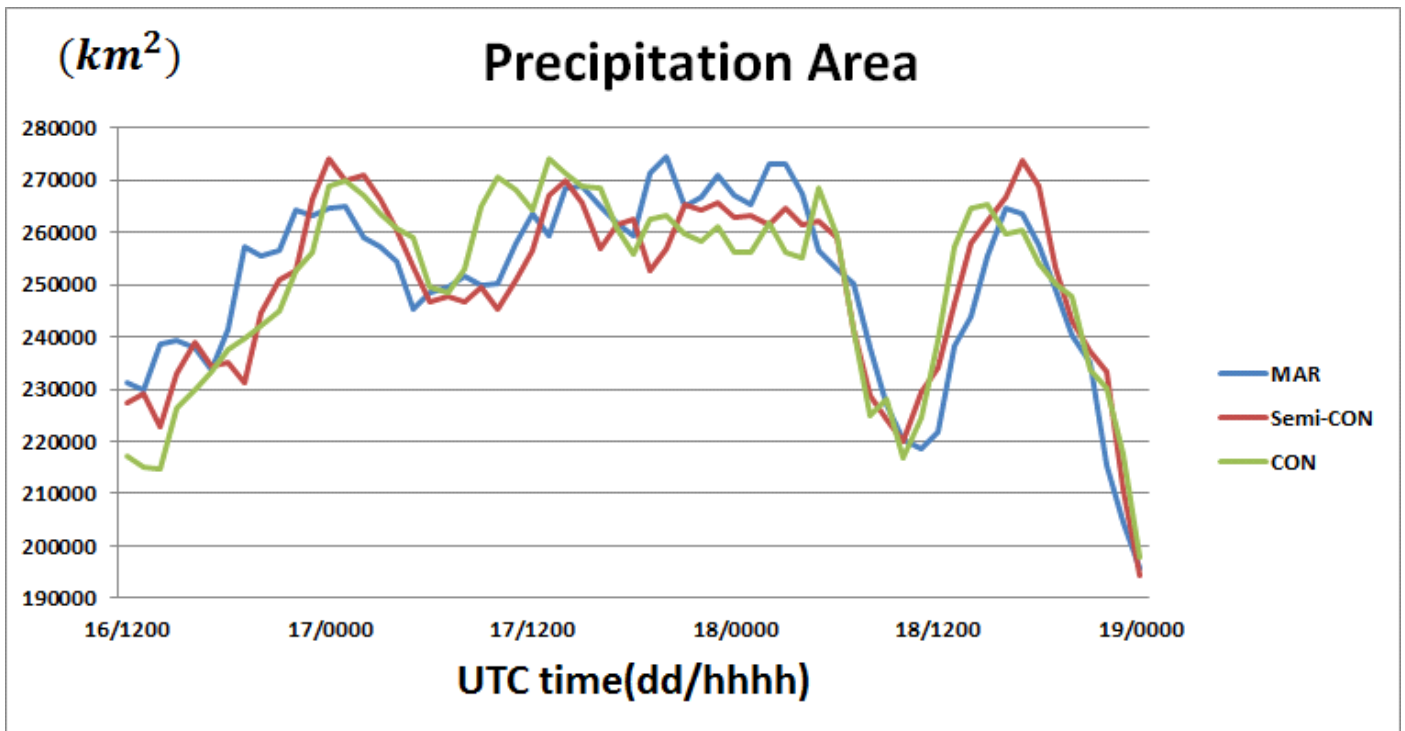


圖3-50：為16日1200UTC至19日0000UTC，之降水面積，每個時間點上之降水累積面積代表每小時之降水面積。面積單位為平方公里，藍線代表MAR實驗；紅線為Semi-CON；綠線為CON。

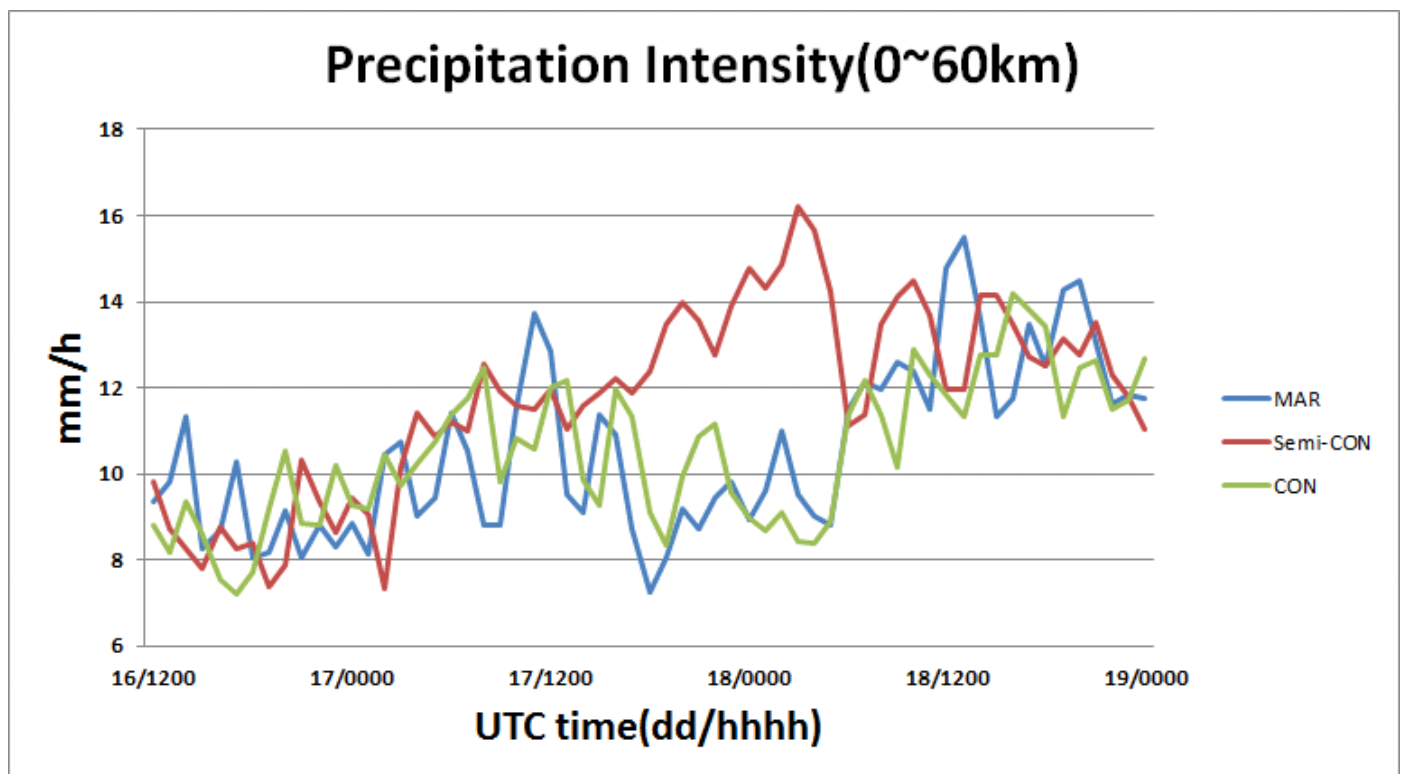


圖3-51：為16日1200UTC至19日0000UTC之每小時降水強度。單位為mm/h，藍線代表MAR實驗；紅線為Semi-CON；綠線為CON

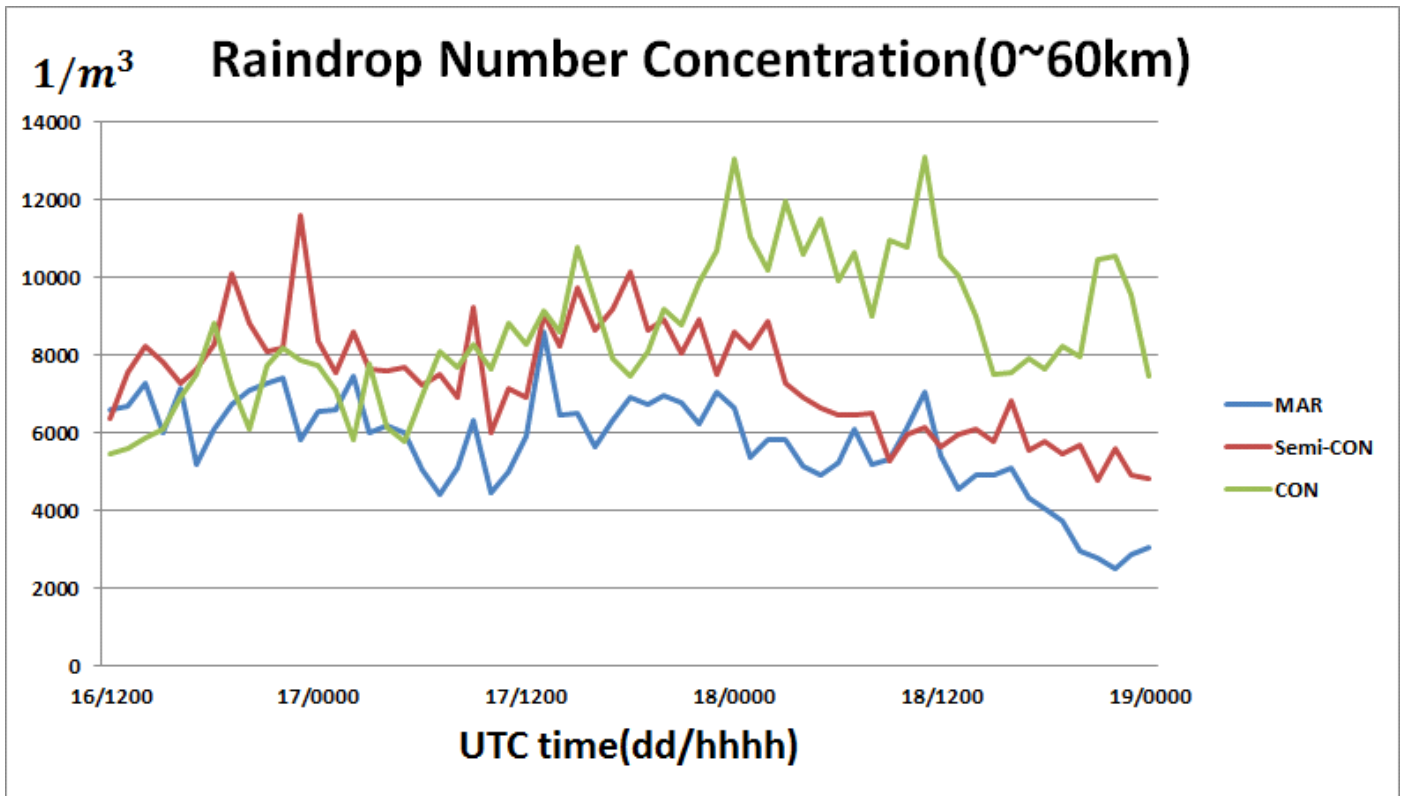


圖3-52：為16日1200UTC至19日0000UTC之雨滴數量濃度時序變化圖。單位為 $1/m^3$ ，藍線代表MAR實驗；紅線為Semi-CON；綠線為CON。

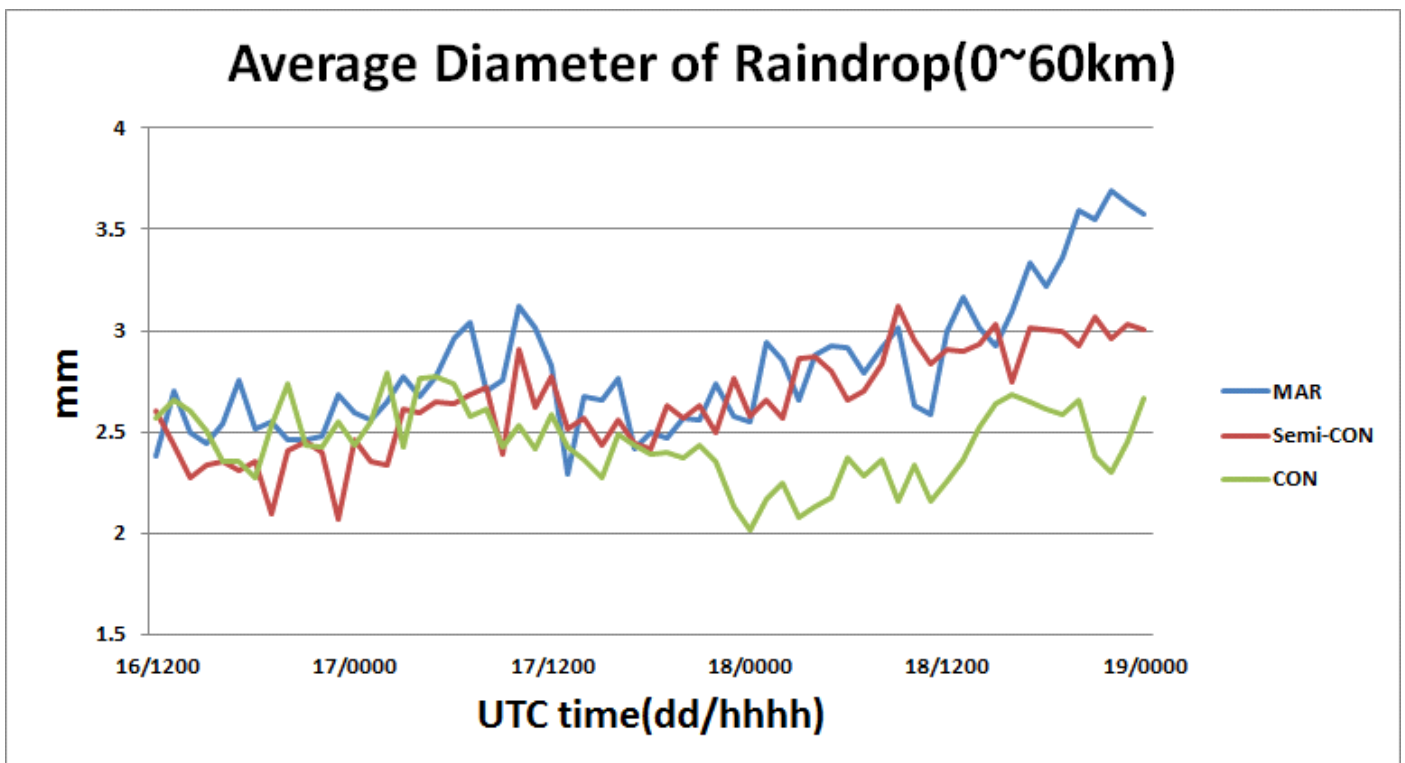


圖3-53：為16日1200UTC至19日0000UTC之雨滴平均粒徑時序變化圖。單位為mm，藍線代表MAR實驗；紅線為Semi-CON；綠線為CON。

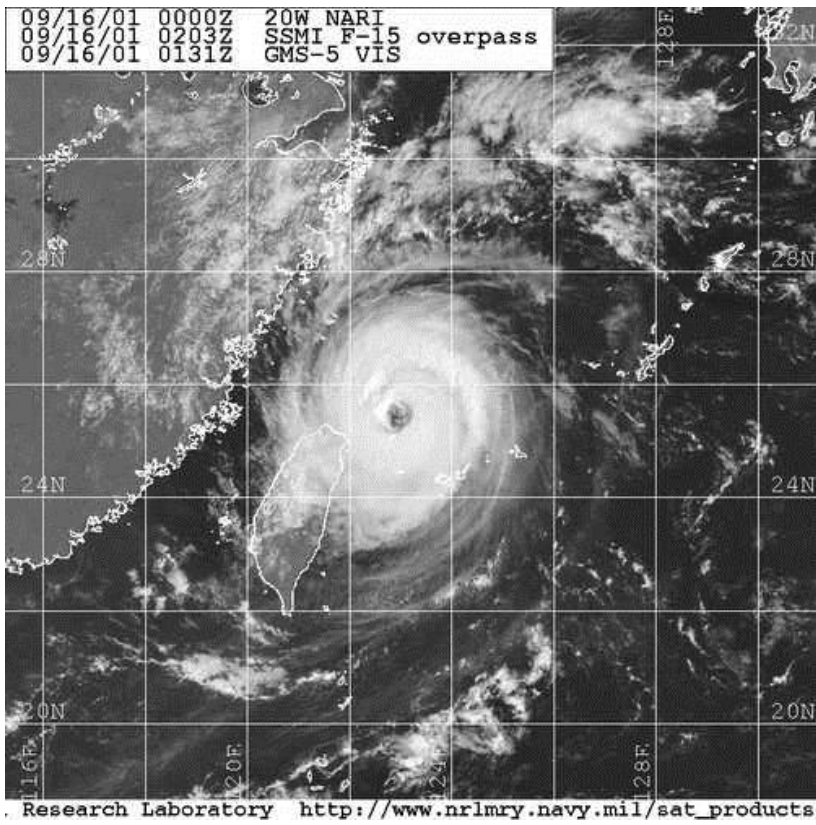


圖3-54：Typhoon Nari(2001)極盛時期可見光衛星雲圖，取自NRL。

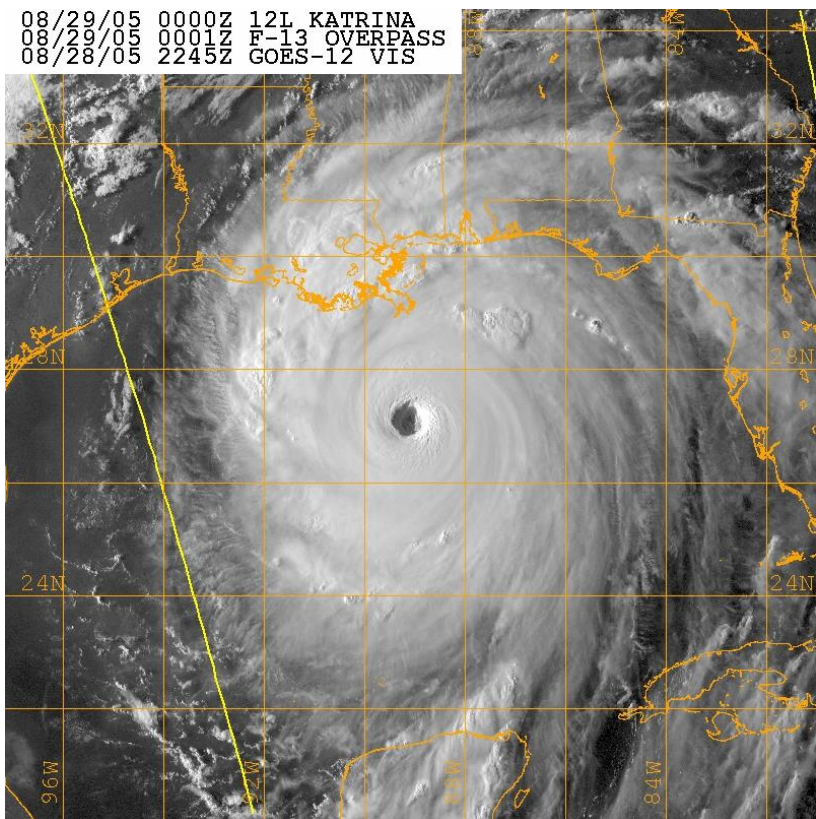


圖3-55：Hurricane Katrina(2005)極盛時期可見光衛星雲圖，取自NRL。