

國立中央大學

大氣科學學系
碩士論文

利用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差：
SoWMEX IOP8 個案分析

研究生：陳立昕

指導教授：鍾高陞 博士

中華民國 106 年 6 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 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)

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」

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：_____ 陳立昕 _____ 學號：_____ 104621004 _____

論文名稱：利用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差：SoWMEX IOP8 個案分析

指導教授姓名：_____ 鍾高陞 _____

系所： 大氣科學系大氣物理 所 博士班 碩士班

填單日期：_____ 2017.08.22 _____

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，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
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. 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

大氣科學 學系/研究所 陳立昕 研究生所提之
論文 利用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差：
SoWMEX IOP8 個案分析

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 鍾高陞 (簽章)

106 年 6 月 27 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學 學系/研究所 陳立昕 研究生所提之
論文

利用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差：
SoWMEX IOP8 個案分析 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

洪景山

孫沛紳

洪景山

楊舒芝

鍾高陞

中華民國 106 年 7 月 12 日

摘要

本研究採用系集法(Ensemble-based method)，首次在台灣藉由天氣個案模擬，針對對流尺度之預報誤差結構進行分析，個案選取 2008 年西南氣流聯合觀測實驗 (SoWMEX IOP8)期間，於 06 月 15 至 16 日之間生成之中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, MCSs)，使用 WRF 單向巢狀網格，高解析度(3-km)之網格涵蓋台灣本島與台灣海峽，以及部分巴士海峽。以 72 組系集預報結果作為樣本，運用統計方法估算出背景(預報)誤差協方差(Background Error Covariance)，其提供我們瞭解系集卡爾曼濾波器(EnKF)，在同化應用上之索引，藉此推斷觀測資料在同化期間，資訊導入與傳遞的情況。

在 MCSs 影響期間，比較不同解析度(9, 3-km)之誤差結構，顯示高解析度的方差量值較大，特別是垂直速度有最顯著的差異，高解析度能夠顯現較小尺度的不確定性。在方差的時間序列中，方差隨著降雨率的強度增強而增加，降雨率減弱而趨緩。水平風的方差結構中，擁有多重尺度作用的複雜結構，較小尺度的不確定性是由濕對流過程(moist processes)產生；此外，降雨過程產生的冷池影響近地表溫度的方差。本研究同時探討時間與空間上的誤差相關性，其亦受到濕對流過程影響。在交相關的部分，溫度與垂直速度之正相關結構與潛熱釋放有關，低層之水平風 U 與 V，在台灣西南部出現負相關之特徵，為西南氣流與地形交互作用產生。本研究對於預報誤差結構的評估，期望能夠提供資料同化有利的策略，進而改進台灣地區雷達資料同化能力。

Abstract

This study focus on the short-term forecast error structures with different resolution (9/3 km) at meso- and convective scales. With a set of 72-member ensemble forecasts by Weather Research and Forecasting (WRF) model, the error covariances are presented. A case study during Southwest Monsoon Experiment intensive observing period 8 (SoWMEX-IOP8) in 2008 is investigated. The characteristics of forecast error covariances are examined by the spread and error correlation in state variables.

Compared with different resolution, the variance of state variables are larger in higher resolution, particularly in vertical velocity. It indicates higher resolution run (3-km) can better-represent the smaller scale uncertainties in this severe weather event. The time-series of ensemble spread reveal that significant variances are associated with the strength of rainfall rate. In the magnitude of horizontal wind, multi-scale interactions are found over the southwesterly flow region. The temperature near surface has relatively large quantity of variance in association with cold pool performances. Moist processes not only impact on the distribution of variance, but paly important role of error correlation in temporal and spatial structure. The cross correlation of the temperature and vertical velocity is strongly positive at high level dominated by latent heat release. The negative cross correlation between zonal and meridional wind over southwest quadrant of Taiwan illustrates the range affected by orography. The information of forecast error provides optimal strategies of data assimilation, especially for assimilating radar network over Taiwan area.

致謝

在中央大學就讀碩士班的這兩年中，首先感謝我的指導教授：鍾高陞老師，提供我良好與自由的研究環境，在每次討論中耐心的聆聽與指導，讓我獲益匪淺。感謝廖宇慶老師與陳台琦老師在研究上授予的各方面知識，以及一些生活經驗的分享，兩年的研究生活相當扎實。此外，特別感謝楊舒芝老師提供我 LETKF 的系集資料且給予寶貴的建議，使我能夠順利地進行研究。感謝我的口試委員：楊舒芝、林沛練老師與洪景山博士，謝謝你們細心的檢閱我的論文，提供許多鞭辟入裡的意見，使我的論文內容更加完整。

感謝雷達實驗室夥伴們提供的幫助，謝謝少凡學長、Olan 學長、楊博學長、大柯學姊、詠霖學長和如瑜學姊們在研究上的經驗與技術的支援，感謝助理小那處理實驗室的大小事，使我能夠專心研究無所顧慮。感謝俊瑋、點點、曾昭、恰恰、熠程與筱倩，在研究中討論與解決問題，使我學習到非常多，研究過程中更加順遂。感謝大氣系排充實我的研究所生活，與你們一同打球是最輕鬆自在的時光。

最後，感謝我的父母與家人，總是無怨無悔地付出，陪伴與照顧我長大，感謝你們背後的支持，使我能夠順利完成學業。

目錄

摘要.....	i
Abstract.....	ii
致謝.....	iii
目錄.....	iv
圖表目錄.....	vii
第一章 緒論.....	1
1-1 前言.....	1
1-2 文獻回顧.....	2
1-3 研究目的.....	4
第二章 研究方法.....	5
2-1 資料同化之基本概念.....	5
2-1-1 原理介紹.....	5
2-1-2 誤差協方差之重要性說明.....	7
2-2 預報誤差之評估方法.....	8
2-2-1 方差.....	8

2-2-2	誤差相關係數.....	9
2-3	模式系統.....	9
2-4	初始系集之取得.....	10
第三章	個案概述.....	12
3-1	綜觀天氣分析.....	12
3-2	中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, MCSs).....	13
第四章	預報誤差結構分析.....	14
4-1	降雨模擬結果.....	14
4-2	方差結構.....	15
4-2-1	動力與熱力變數(水平風速、垂直速度、溫度與比濕).....	15
4-2-2	水象變數(qc 、 qr 、 qi 、 qs 與 qg).....	19
4-3	誤差相關性之結構.....	20
4-3-1	降雨、非降雨與層狀降雨區自相關比較.....	20
4-3-2	時間延遲自相關性.....	21
4-3-3	溫度誤差自相關性之垂直分布.....	21
4-3-4	雨水混合比誤差相關性.....	22
4-3-5	誤差交相關(cross correlation).....	22

4-4	對流尺度預報誤差與資料同化效益之探討.....	23
第五章 總結與未來展望.....		25
5-1	總結.....	25
5-2	未來展望.....	26
參考文獻.....		27
附錄.....		32
I.	卡爾曼濾波器.....	32
II.	系集卡爾曼濾波器.....	33
III.	局地化系集轉換卡爾曼濾波器.....	33
附表.....		36
附圖.....		37

圖表目錄

表 4-1 方差極值分布之高度(hPa)，依序為水平風速、垂直速度、溫度與比濕。	36
表 4-2 方差極值分布之高度(hPa)，依序為雲水混合比、雨水混合比、雲冰混合比、 雲雪混合比與霰混合比。.....	36
圖 2-1 WRF 模式網格配置，D01 網格間距 27 公里；D02 網格間距 9 公里；D03 網格間距 3 公里。.....	37
圖 3-1 觀測之 24 小時累積降雨圖，單位為 mm，時間為 2008 年 6 月 15 日 1600 UTC 至 6 月 16 日 1600 UTC。.....	38
圖 3-2 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之地面綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)。.....	38
圖 3-3 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之 500 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)。	39
圖 3-4 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之 200 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)。	39
圖 3-5 IOP-8 之中尺度對流系統發展機制示意圖(取自 Xu et al. 2012)。.....	40
圖 4-1 (a)3-km 的系集平均之 24 小時累積降雨量(mm)，時間為 2008 年 6 月 15 日 1600 UTC 至 6 月 16 日 1600 UTC，海上之長方形實框，空間樣本為 190 個格點 數；陸上之三角形虛框，樣本格點數為 153 個；台灣東北部另有一方形實框，樣 本格點數為 36 個；(b) 24 小時累積降雨量達到 50 毫米以上之系集成員比例(%)， 50%表示有 36 位成員達此門檻；(c)系集平均之瞬時降雨(mm/hr)，紅線表示中尺 度對流系統(MCSs)，實線為海上(圖 4-1(a)長方形實框)之格點平均結果，虛線為陸 上(圖 4-1(a)三角形虛框)之格點平均；藍線(圖 4-1(a)陸上之方形實框)表示局地對 流系統。.....	41
圖 4-2 (a) 9-km 的系集平均之 24 小時累積降雨量(mm)，時間同圖 4-1，海上之長方	

形實框，空間樣本為 28 個格點數；陸上之三角形虛框，樣本格點數為 21 個； (b) 24 小時累積降雨量達到 50 毫米以上之系集成員比例 (%)。.....	42
圖 4-3 系集平均初始場之 6 小時單一預報，850 hPa 水平風場(箭頭)，風速(色塊)，(a)3-km (b) 9-km。.....	42
圖 4-4 系集平均初始場之 6 小時單一預報，850 hPa 輻合場，(a)3-km (b) 9-km。...	43
圖 4-5 範圍平均之方差時序圖，(a)水平風(m/s) ² ，(b)垂直速度(m/s) ² ，(c)溫度(K) ² ，(d)比濕(g/kg) ² ，黑線為 9-km，紅線為 3-km；實線為海上(圖 4-1(a))，虛線為陸上；青色為過度預報區(圖 4-2(a))，第 1 至 22 層(~150 hPa)之高度平均。灰線為日初與日落的時間，橘線表示當地時間正午(1200 LST)。	43
圖 4-6 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)水平風(m/s) ² ，(c)(d)垂直速度(m/s) ² ，黑線 9-km，紅線 3-km，灰色區域為約 850(~1.5 km)到 500 hPa(~5.0 km)高度範圍，時間 1900UTC。.....	44
圖 4-7 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)溫度 (K) ² ，(c)(d)比濕(g/kg) ² ，黑線 9-km，紅線 3-km，灰色區域為約 850(~1.5 km)到 500 hPa(~5.0 km)高度範圍，時間 1900UTC。.....	45
圖 4-8 局地熱對流之範圍平均之方差垂直分布圖，(a)水平風(m/s) ² ，(b)垂直速度(m/s) ² ，(c)溫度(K) ² ，(d)比濕(g/kg) ² ，時間為 6 月 16 日 0500 UTC。.....	46
圖 4-9 850 hPa 水平風速之方差(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊為地形。...	47
圖 4-10 模式最底層水平風速之方差(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線。.....	48
圖 4-11 水平風速之系集平均(a)(c)(e)850 hPa，(b)(d)(f)模式最底層，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC。.....	49

- 圖 4-12 MCSs 之水平風速方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，(b)(d)(f)3-km，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代表地形。...50
- 圖 4-13 MCSs 之系集平均凝結加熱率剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，(b)(d)(f)3-km，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代表地形。.....51
- 圖 4-14 局地熱對流之水平風速方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{CD})，(a)6 月 16 日 0300 UTC，(b) 0400 UTC，(c) 0500 UTC。.....52
- 圖 4-15 局地熱對流之系集平均凝結加熱率剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{CD})，(a)6 月 16 日 0300 UTC，(b) 0400 UTC，(c) 0500 UTC。.....53
- 圖 4-16 模式最底層溫度之方差(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線。.....54
- 圖 4-17 瞬時降雨率之系集成員比例(%)，(a)(c)(e) 達到 2 mm/hr 以上(強降雨區)，(d)(d)(f) 每小時 0 毫米(無降雨區)，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，紫色星形位置為 (c) (119.9°E, 22.3°N)，(d) (121.6°E, 21.6°N)。.....55
- 圖 4-18 4 小時內 2 m 溫度變化量之系集成員比例(%)，滿足 1600 到 2000 UTC 的溫度變化在-0.5 K 以下，灰線表示 1500 公尺地形等高線。.....56
- 圖 4-19 MCSs 之溫度方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，(b)(d)(f)3-km，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代表地形。.....57
- 圖 4-20 模式最底層溫度之方差(a)-(c)6 月 16 日 0100 至 0200 UTC，(d)-(f) 0230 至 0330 UTC，(g)-(i)0400 至 0500 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線。.....58
- 圖 4-21 白晝之溫度方差剖面(沿圖 4-7(a)之 \overline{EF})，解析度 3-km，(a) 6 月 16 日 0100 UTC，(b) 0300 UTC，(c) 0500 UTC，黑色的色塊代表地形。.....59
- 圖 4-22 範圍平均之方差時序圖，(a)雲水混合比(g/kg)²，(b)雨水混合比(g/kg)²，(c)雲冰混合比(K)²，(d)雪混合比(g/kg)²，(e)霰混合比(g/kg)²。.....60

- 圖 4-23 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)雲水混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)(d)雨水混合比 $(g/kg)^2$ ，(e)(f)雲冰混合比 $(g/kg)^2$ 。.....61
- 圖 4-24 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)雪混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)(d)霰混合比 $(g/kg)^2$ 。.....62
- 圖 4-25 局地熱對流之範圍平均之方差垂直分布圖，(a)雲水混合比 $(g/kg)^2$ ，(b)雨水混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)雲冰混合比 $(K)^2$ ，(d)雪混合比 $(g/kg)^2$ ，(e)霰混合比 $(g/kg)^2$ 。.....63
- 圖 4-26 瞬時降雨率之系集成員比例(%)， $0 < \text{降雨率} < 2 \text{ mm/hr}$ ，且垂直速度 $< 1 \text{ m/s}$ (層狀降雨區)，時間 6 月 16 日 0500 UTC，紫色星形位置為 $(119.9^\circ E, 22.4^\circ N)$ 。.....64
- 圖 4-27 850 hPa 空間自相關係數，(a)-(c)緯向風，(d)-(f)經向風，(g)-(i)溫度，(j)-(l)比濕，紫色星形為參考點，由左至右分別為非降雨區、對流區和層狀區。.....65
- 圖 4-28 850 hPa 空間自相關係數，參考點位於中心，涵蓋範圍 36 km，同圖 4-27，由左至右分別為非降雨區、對流區和層狀區。.....66
- 圖 4-29 850 hPa 緯向風自相關係數之統計檢驗 Z 值。.....67
- 圖 4-30 850 hPa 對流區之空間上經向風時間延遲的自相關係數，紫色星形為參考點，(a) Lag 30 min (1830 UTC)，(f) Lag 180 min (2100 UTC)。.....68
- 圖 4-31 850 hPa 層狀降雨區之空間上經向風時間延遲的自相關係數，紫色星形為參考點，(a) Lag 30 min (6 月 16 日 0030 UTC)，(f) Lag 180 min (0300 UTC)。.....69
- 圖 4-32 850 hPa 時間延遲的自相關係數，參考點周圍 9 點平均值，(a)緯向風 U，(b)經向風 V，(c)溫度 T，(d)比濕 q_v ，黑線為非降雨區，青線為層狀降雨區，紅線為對流區。.....70
- 圖 4-33 溫度之自相關係數剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點。.....71
- 圖 4-34 溫度之自相關係數剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點。.....71

- 考點，(a)-(d)分別對應到圖 4-13(d)潛熱釋放顯著的四個位置。.....71
- 圖 4-35 850 hPa 雨水混合比之相關係數，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點，
(a) $q_r - q_r$ ，(b) $q_r - V$ ，(c) $q_r - T$ ，(d) $q_r - q_v$ 。.....72
- 圖 4-36 溫度與垂直速度之交相關係數剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，
(b)(d)(f)3-km，(a)(b)1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代
表地形。.....73
- 圖 4-37 850 hPa 緯向與經向速度之交相關係數，解析度 3-km，(a)虛線表示 100 公里
的影響範圍，(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至
2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊為地形。.....74
- 圖 4-38 850 hPa 緯向與經向速度之交相關係數，解析度 9-km，(a)-(c)1600 至 1700
UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地
形等高線，黑色色塊為地形。.....75
- 圖 4-39 500 hPa 緯向與經向速度之交相關係數，時間為 1600 UTC，(a) 9-km，(b) 3-
km，灰線表示 1500 公尺地形等高線。.....76
- 圖 4-40 850 hPa 經向風之誤差協方差，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點(a) 非
降雨區，(b) 對流區，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊表示地形。...76

第一章 緒論

1-1 前言

台灣地處西太平洋副熱帶地區，為亞洲地區最顯著之季風區，易受劇烈天氣現象侵擾，特別是局部範圍強降雨事件常導致重大災害。因此，改善我國即時與短期天氣預報之品質，尤其提昇降水的預報能力，是當前最重要的目標，如果能對劇烈天氣有更好的掌握能力，便可以使決策者盡可能將災害風險降至最低。

數值天氣預報(NWP)模式的架構為一渾沌(非線性)系統，初始條件的些微差異即可能使預報隨時間「差之毫釐，失之千里」，藉由資料同化(DA)技術，以觀測資料修正初始條件，一直是相當重要的研究課題。資料同化能夠結合觀測與數值模式之資訊，使其能更客觀地描述當時的大氣狀態；而在資料同化中，預報誤差協方差的結構影響觀測資料修正模式效力，近年來應用系集系統(Ensemble system)的概念(如 Ensemble Kalman Filter, EnKF)，利用多組不同初始狀態的系集成員之預報結果，估算出具有流場相依(flow-dependent)的預報誤差協方差(Forecast Error Covariance)，其角色在於過濾(filter)與傳遞(propagation)觀測資訊，Boutter (1994)提到特別是在觀測資料稀少之地區，觀測資訊會依循著背景誤差相關的特性傳遞。

隨著電腦運算能力的進步，數值模式的解析度也隨之提高，期望更準確地預報對流尺度之天氣系統；然而，目前的研究對於對流尺度的預報誤差，所知仍相對有限，尤其台灣地理環境四面環海，地形錯綜複雜，觀測資料分配不均，凸顯出預報誤差結構的檢驗與瞭解有其必要性。本研究將藉由系集法(Ensemble-based method)，首次深入探討 2008 年西南氣流實驗期間，中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, MCSs)之預報誤差結構，初步診斷與瞭解台灣在短期天氣預

報誤差之不確定性，以及誤差在時空上之特徵。在應用資料同化系統時，若能確切地掌握預報誤差的時空結構，便能有策略地提供資料同化系統中各參數的設定，進而獲得最佳化的分析場。

1-2 文獻回顧

現今主要有三種取得背景(預報)誤差的方式，(a)觀測法(Innovation-based method，亦稱作是 Hollingsworth-Lönnberg method，Hollingsworth and Lönnberg 1986)，藉由觀測增量直接取得觀測空間上的誤差，必須要有足夠稠密且大範圍的均勻觀測網，不利於在資料同化系統中使用。(b) NMC 法(National Meteorological Center method，亦稱 NCEP method，Parrish and Derber 1992)，以兩個不同初始時間之短期預報，在相同預報時間(valid time)的差值估計誤差，利用多組預報樣本(一般為一個月或以上)估計氣候背景誤差。NMC 法使全球性背景誤差的取得相當簡單且有效，已被大部分作業預報中心廣泛使用於三維變分同化系統(3D-VAR)。(c)系集法(Ensemble-based method，Houtekamer et al. 1996)，背景誤差協方差由系集樣本所估計，與前述兩方法相比較，最大優勢在於能夠提供流場相依(flow-dependent)的誤差結構，系集法為本研究使用之背景誤差估計方法。

Pereira and Berre (2006)使用 NMC 法與系集法估計大尺度的預報誤差結構，顯示系集法的預報誤差擁有小尺度的特徵，誤差結構具有非均質性(heterogeneity)與非等向性(anisotropy)，系集法之誤差結構較 NMC 法更具有代表性。Zhang (2005)利用系集法探討中尺度誤差結構，以北美東岸溫帶氣旋個案，觀察熱力與動力相關變數的誤差，發現到大氣動力平衡的機制與誤差的成長有關，在誤差隨時間的變化上，看到誤差結構的流場相依性與非等向性，以及濕對流過程(moist processes)為誤差成長主要來源。

在對流尺度誤差結構的分析中，Brousseau et al. (2011)比較不同空間解析度(9.5 與 2.5 km)誤差結構的差異，結果顯示較高的空間解析度表現之系集不確定

性相對顯著，而空間上誤差相關性延伸較為局地，Ménétrier et al. (2014)也發現低解析度(50 與 2.5 km)的不確定性有較小的結果，此外使用過少系集數，會導致局地的不確定性被高估。Chung et al. (2013)利用加拿大發展之高解析度(1 km)的 HREnKF 與其預報模式，檢驗與探討短期預報誤差，發現其具有空間相依 (situation-dependent) 的結構，在降雨區的誤差自相關性相當破碎且局地，Jacques et al. (2017)在加拿大西岸之複雜地形測試 HREnKF，同樣地發現到誤差的結構會因為空間位置而不同，且再次證實對流尺度誤差相關性延伸能力受限的情形，強調高時空解析度觀測資料(如雷達與衛星觀測)，對於對流尺度資料同化的重要性。此外，從誤差相關性的垂直分布發現，傳統的局地化方法可能將真正的誤差特性濾除，因此認為發展流場相依的局地化方法有其必要性。不同於系集法，Fabry and Sun (2010)以能量差異(energy difference)的角度探討，分析北美大平原之對流系統，找出不同氣象變數之不確定性所在的高度，另外在非線性評估中，提出水象變數應須更短的同化區間。

在劇烈天氣系統的同化試驗中，Yang et al. (2014)在台灣 SoWMEX IOP8 的 MCSs 個案，評估誤差協方差結構，顯示同化 GPSRO 中的偏折角能更有效的修正水氣，提升降雨預報能力。Schwartz et al. (2015)與 Pu et al. (2016)在同化颱風 Sinlaku 與颶風 Earl 個案，發現較高解析度(前者使用 15 km; 後者 3 km)之誤差結構較為精細，能夠反映渦旋周圍局地的不確定性，且能得到較佳渦旋結構之分析場，改善原先渦旋提早減弱的問題。

在地面觀測同化的誤差結構評估中，Hacker and Snyder (2005)以簡化的一維邊界層模式估計預報誤差，由誤差相關性在垂直維度上的結果，瞭解到同化的地面觀測資訊，能夠在邊界層之內有效地傳遞。Ansell et al. (2011)在北美西岸地區的複雜地形中，實行同化地面觀測實驗，發現在模式中邊界層與地表參數化方法，使低層的風與溫度之不確定性受到抑制，因此在邊界層以下，以人工的方式將觀測誤差下修，或是提升預報誤差，藉此增加同化效益。

1-3 研究目的

綜合上述所知，預報誤差結構會隨地域性與不同的天氣系統而有所不同，目前在台灣，尚未有針對對流尺度預報誤差之深入探討，此議題值得我們研究與瞭解。氣象雷達在時間與空間上提供我們相當高解析度的降雨與風場資訊，我們期望藉由檢驗預報誤差結構，為雷達資料同化提供最佳策略。本研究將透過多組系集預報估計預報誤差，分析其在時間與空間上的變異性(variance)與相關性(correlation)，同時我們還可以瞭解預報誤差隨天氣系統消長如何演變，以及與台灣複雜地形產生的交互作用。下一章將首先說明研究方法，包括資料同化之概念、預報誤差之評估方式、選用的區域模式、系集成員的建置等。第三章介紹研究個案，包括綜觀環境與天氣系統之特徵等。第四章為此個案不同解析度降雨模擬的結果、預報誤差結構分析，包括多種變數的方差時間序列，與垂直方向上的分布，誤差相關性的結構等。第五章則為結論與未來展望。

第二章 研究方法

2-1 資料同化之基本概念

資料同化(Data Assimilation, DA)是藉由權重係數(weighting coefficients)將觀測資料融入背景場之中，得到最佳化的分析場(optimal analysis)，此分析場能夠更準確地重現當下大氣環境的真實狀態(Kalnay 2003)，提供數值天氣預報(Numerical Weather Prediction, NWP)作為初始場，進而提升預報能力；另外，分析場的三維結構有助於研究與瞭解天氣系統動力與熱力特徵。

2-1-1 原理介紹

在單一維度下，即單變量分析(univariate analysis)，最佳分析值可由方差極小化(variance minimization)得到，權重係數以背景誤差方差(background error variance)與觀測誤差方差(observation error variance)組成，最佳分析值計算方式如下，(1)式與(2)式為不同的表達形式：

$$x_a = a_1 x_b + a_2 x_o, \text{ where } a_1 + a_2 = 1 \quad (1)$$

$$a_1 = \frac{\sigma_o^2}{\sigma_b^2 + \sigma_o^2}; \quad a_2 = \frac{\sigma_b^2}{\sigma_b^2 + \sigma_o^2}$$

$$x_a = x_b + a_2(x_o - x_b) \quad (2)$$

x 表示狀態變數(state variable)，下標 b 、 o 和 a 分別代表背景、觀測和分析； a_1 與 a_2 分別表示背景值與觀測值的權重係數， σ^2 為誤差方差(變異數)，即標準差之平方。

在多變量分析(multivariate analysis)中，將(2)式推廣至多維度的矩陣形式(3)：

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}[\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)] \quad (3)$$

\mathbf{x} 表示狀態變數之行向量($n \times 1$ ， n 為總格點數乘以所有模式變數)， \mathbf{K} 為權重矩陣($n \times p$ ， p 為可觀測量的觀測值之總數)，在卡爾曼濾波器的架構中稱為增益矩陣(Kalman gain)， \mathbf{y}_o 為觀測行向量($p \times 1$)， \mathbf{H} 為線性觀測算符(observational operator)，由於背景場之變數不一定能直接被量測，因此需要觀測算符將其轉換至觀測空間上， $\mathbf{y}_o - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ 稱為觀測增量(observational increments)或新息(innovation)； $\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_b$ 則稱為分析增量(analysis increments)，表示同化前後之差異。

背景、觀測和分析誤差協方差矩陣定義如下：

$$\mathbf{B} = \langle (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t)(\mathbf{x}_b - \mathbf{x}_t)^T \rangle \quad (4)$$

$$\mathbf{R} = \langle (\mathbf{y}_o - \mathbf{y}_t)(\mathbf{y}_o - \mathbf{y}_t)^T \rangle \quad (5)$$

$$\mathbf{A} = \langle (\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t)(\mathbf{x}_a - \mathbf{x}_t)^T \rangle \quad (6)$$

其中， $\langle \rangle$ 表示期望值， \mathbf{x} 為狀態變數行向量， \mathbf{y} 為觀測行向量，下標 b 、 o 和 a 分別代表背景、觀測和分析， t 表示真值(truth)， T 為矩陣轉置符號。

為了得到最佳化分析場，需使分析誤差協方差矩陣 \mathbf{A} 達到極小化，經由推導(詳見 Kalnay 2003，(5.4.7)-(5.4.20)式)得到(7)式與(8)式，(7)式增益矩陣由背景誤差協方差矩陣 \mathbf{B} ($n \times n$)與觀測誤差協方差矩陣 \mathbf{R} ($p \times p$)所構成， \mathbf{HBH}^T 代表觀測空間下之背景誤差協方差矩陣($p \times p$)；由(8)式可知，同化後能將原先的背景誤差改善並減少 \mathbf{KHB} 。

$$\mathbf{K} = \mathbf{BH}^T(\mathbf{HBH}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (7)$$

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{B} \quad (8)$$

2-1-2 誤差協方差之重要性說明

由(7)式可知，觀測誤差和背景誤差的協方差矩陣之給定，決定增益矩陣 \mathbf{K} ，主導分析結果的品質，協方差矩陣具有過濾(filter)與傳遞(propagation)觀測資訊的功能。觀測誤差協方差 \mathbf{R} 通常為對角矩陣，即假設觀測資料在水平面上各自獨立，不具有相關性；觀測誤差的方差根據儀器特性的認知決定，除了儀器本身的誤差(\mathbf{R}_{instr})外，還需考慮代表性誤差(error of representativeness, \mathbf{R}_{repr})，高解析度觀測資料網格化過程中，取樣造成的誤差，以及觀測算符誤差(\mathbf{R}_H)或稱為向前模式誤差。

背景誤差 \mathbf{B} 為本研究之重點，在一般傳統觀測上，背景誤差的狀態向量維數可達 10^7 ，協方差矩陣的維數是 $10^7 \times 10^7$ ，觀測量約為 10^5 ，可見即便在假設觀測為真值，背景誤差無法根據觀測值估計所有的元素，協方差的估計相當困難。本研究採用系集法(ensemble-based method)，採用不同初始條件之有限個系集成員(ensemble member)進行預報，假設系集平均(ensemble mean)為真值，背景誤差協方差由系集樣本所估計，誤差結構具有流場相依(flow-dependent)的特性，較固定的氣候背景誤差協方差更能代表當下的誤差結構，此方法是系集卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman Filter, EnKF)同化系統之核心，在此架構下的背景誤差協方差稱為預報誤差協方差(forecast error covariance, \mathbf{P}^f)，(9)式中 K 代表總系集個數， k 表示系集成員的編號($k=1, 2, 3, \dots, K$)，上標橫線代表系集平均，關於系集卡爾曼濾波器的原理，詳見附錄之說明。

$$\mathbf{B} = \mathbf{P}^f \approx \langle (\mathbf{x}_f^k - \bar{\mathbf{x}}_f)(\mathbf{x}_f^k - \bar{\mathbf{x}}_f)^T \rangle = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K (\mathbf{x}_f^k - \bar{\mathbf{x}}_f)(\mathbf{x}_f^k - \bar{\mathbf{x}}_f)^T \quad (9)$$

協方差矩陣中對角項元素為方差，其決定誤差的大小，影響背景場能否有效地向觀測值調整，舉例來說，當背景誤差較大，得到(1)式之 a_2 大於 a_1 ，權重將使得分析結果往觀測值修正；而非對角項元素為協方差，由誤差相關係數乘以標準差得到，誤差相關係數的重要性在於當觀測資訊被同化後，能夠決定資訊向周圍格點或變數之間交換傳遞的能力。

2-2 預報誤差之評估方法

本研究使用系集法估計與檢驗預報誤差結構，瞭解預報誤差在 EnKF 同化系統中如何運作，在 SoWMEX IOP8 之中尺度對流系統個案中，評估同化之效益。在統計學中，協方差(covariance，亦稱共變異數)由方差(variance，亦稱變異數)與相關係數(correlation)組成。因此為了方便討論預報誤差結構，在本研究中，將預報誤差協方差(\mathbf{P}^f ，(11)式)拆解成方差與相關係數。

2-2-1 方差

方差表示系集成員間的離散程度(ensemble spread)，藉此掌握預報不確定性較高的區域。方差的平方根即標準差(standard deviation, σ)，某個時間 t_1 ，位置 (l_1, m_1, n_1) 上的 x 變數之方差(σ_x^2)可表示為(10)式：

$$\sigma_x^2 = \frac{1}{K-1} \sum_{k=1}^K (x_{l_1 m_1 n_1 t_1 k} - \overline{x_{l_1 m_1 n_1 t_1}})^2 \quad (10)$$

K 代表總系集個數， k 表示系集成員的編號($k=1, 2, 3, \dots, K$)。以資料同化的角度切入(2-2 節已提到)，方差影響觀測資料修正背景場的權重，方差較大的區域有利於觀測資料被同化，說明該區域的觀測資料相對具有價值，能提供我們未來觀測策略的制定（如雷達掃描策略和投落送的選點等），以及觀測網的建置。

2-2-2 誤差相關係數

在資料同化中，在觀測資料被同化後，觀測資訊會依循誤差相關性傳遞，由系集法估計出的相關性，公式如下(11)式：

$$\begin{aligned} & \text{Corr}\{x_{l_1 m_1 n_1 t_1} y_{l_2 m_2 n_2 t_2}\} \\ &= \frac{1}{K-1} \frac{\sum_{k=1}^K (x_{l_1 m_1 n_1 t_1 k} - \overline{x_{l_1 m_1 n_1 t_1}}) \times (y_{l_2 m_2 n_2 t_2 k} - \overline{y_{l_2 m_2 n_2 t_2}})}{\sigma_x \sigma_y} \end{aligned} \quad (11)$$

相關係數的計算可以有多種組合，時間相同($t_1 = t_2$)時，當變數相同($x = y$)，位置不同($l_1, m_1, n_1 \neq l_2, m_2, n_2$)，一參考點上的誤差與周圍格點的誤差之相關性，稱為自相關(auto/spatial correlation)；當變數不同($x \neq y$)，位置也不同時，稱為空間上的交相關(cross-spatial correlation)；而當變數不同($x \neq y$)，位置相同($l_1, m_1, n_1 = l_2, m_2, n_2$)，無特定的參考點時，稱為交相關(cross correlation)。如果時間不同($t_1 \neq t_2$)，還可計算出時間上的相關性，本研究有額外討論，一參考點上的誤差與下一個時刻周圍格點的誤差相關性(temporal-spatial correlation)。

以系集法估計而來的誤差相關性，擁有流場相依(flow-dependent)的特性，背後隱含著狀態變數的物理機制，藉由分析誤差相關性，能夠瞭解資料同化如何將觀測資訊在空間、時間和變數間傳遞。

2-3 模式系統

此研究使用區域模式 WRF (Weather Research and Forecasting) model (WRF-ARW)，為一個可壓縮的非靜力模式，選用的版本為 3.2.1，為了探討不同解析度之誤差結構，採用單向巢狀網格，具有三層模式網格組(D01, D02, D03)，網格解析度分別為 27、9 和 3 公里，格點數依序為 180×150、159×150 與 150×150，中

心點約位於東經 121.0 度，北緯 25.5 度(圖 2-1)，垂直層數為 27 層，50 hPa 高度為模式層頂，模式使用追隨地勢的 η 座標，最低層 η 為 0，最高層 η 為 1。採用的物理方法包括 Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) 長波輻射方法(Mlawer et al. 1997)，Dudhia 短波輻射方法(Dudhia 1989)，Yonsei University (YSU) 邊界層參數化方法(Hong et al. 2006)，Grell-Devenyi ensemble 積雲參數化方法(Grell and Dévényi 2002)，Goddard Cumulus Ensemble (GCE) 雲微物理方法(Tao et al. 2003)，Monin-Obukhov 近地表參數化方法(Monin and Obukhov 1954)，地表模式為 thermal diffusion 方法(Dudhia 1996)等，最內層的網格(D03)不使用積雲參數化方法，上述之模式設定與 Yang et al. (2014)一致。

2-4 初始系集之取得

初始系集來自於 Yang et al. (2014)之最佳化的區域系集分析場(範圍為本研究巢狀網格最外層 D01)，時間為 2008 年 06 月 15 日 1200 UTC，其為在 WRF-LETKF 架構下，自 2008 年 06 月 11 日 1800 UTC 使用美國國家環境預報中心(NCEP)產出之 FNL 再分析資料($1^\circ \times 1^\circ$)，並以 WRF 的三維變分同化系統(WRF-Var)加入隨機擾動生成 36 組系集，誤差協方差矩陣代表當月之氣候背景誤差，接著以 36 組系集同化 GPS-RO 的偏折角(bending angle)觀測、大氣運動向量(Atmospheric Motion Vector, AMV)與傳統觀測，且每 6 小時擾動 FNL 再分析資料作為系集的邊界條件。

為了趨緩取樣誤差的影響，想方設法將 36 組系集擴增，且必須維持無偏差性(unbiased)，本研究將原先的 36 組分析場計算系集平均，並且與每位系集成員相減得到 36 組系集擾動，再將擾動量乘以-1，取得等值異號的 36 組鏡像擾動，與系集平均相加後，得到 72 組初始系集，以此 72 組系集預報估計與檢驗預報誤差結構，此擴展系集的方式最早在培養向量法(Breeding Vector method, Toth and Kalnay 1993)中被使用，其對分析場疊加與扣除擾動獲得系集。

由此方式擴展的 72 組系集並非各自獨立，與原先的 36 組系集存有關連性，初始的誤差結構並不會有明顯的差別，但本研究所使用的非線性模式 WRF，在 72 組系集隨時間向後積分的過程中，非線性作用能使鏡像的 36 組系集脫離原有的關聯性，因此我們可以相信此 72 組系集在向後積分之後，能夠近似統計學中的獨立樣本，符合系集的定義。

想要瞭解由 36 組擴展至 72 組系集樣本對於誤差結構的改善，引用 Houtekamer and Mitchell (1998) 文獻中所提供之評估方法(12)式：

$$\overline{(\rho - \hat{\rho})^2} = \frac{1}{K}(1 - \rho^2)^2 \approx \frac{1}{K}(1 - \hat{\rho}^2)^2 \quad (12)$$

其中， ρ 為真實的誤差相關係數， $\hat{\rho}$ 由 K 個樣本數估計之誤差相關係數，等號左邊表示相關係數的不確定性 $\sigma^2(\hat{\rho}) \equiv \overline{(\rho - \hat{\rho})^2}$ ，在 95% 信心水準下，估計的相關係數為 $\hat{\rho} \pm 2\sigma(\hat{\rho})$ ，以本研究來說，36 組系集樣本 ($K = 36$)，當相關係數為 0 時，得到 $\sigma(\hat{\rho}) = [36^{-1}(1 - 0^2)^2]^{0.5}$ ，估計的相關係數之 95% 信賴區間為 $[-0.33, 0.33]$ ；相關係數為 0.7 時，信賴區間為 $[-0.17, 0.17]$ 。72 組系集樣本 ($K = 72$)，當相關係數為 0 時，95% 信賴區間為 $[-0.24, 0.24]$ ；相關係數為 0.7 時，信賴區間為 $[-0.12, 0.12]$ 。使用 72 組系集能夠有效地減緩相關性較低時的不確定性，使估計的誤差結構更具有代表性。

第三章 個案概述

本研究之個案為 2008 年西南氣流觀測實驗(Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX)期間的 IOP8 (Intensive Observation Period 8)，密集觀測期間為 6 月 14 日 0000 UTC 至 17 日 1200 UTC。在這段時間中，6 月 15 日 1700 UTC 至 16 日 1700 UTC 期間，滯留鋒面伴隨西南氣流生成之中尺度對流系統(MCSs)，為台灣西南部帶來大量的降雨，24 小時累積雨量(圖 3-1)顯示高雄沿岸地區觀測到大於 300 毫米以上之降水。

此外，6 月 16 日當地時間下午時段，台灣北部受局地熱對流系統影響，相較於前述之 MCSs，單純地受地表加熱驅動生成。以此局部熱對流作為對照，藉由瞭解不同天氣型態的預報誤差，更能幫助解讀誤差之結構。

3-1 綜觀天氣分析

2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 地面綜觀天氣圖(圖 3-2)中，鋒面帶由海南島西側之華南低壓延伸至日本東側，位於台灣的北方，華南低壓的氣旋式環流引導西南風吹向台灣，產生低層噴流(low level jet, LLJ)，夾帶溫暖豐沛的水氣。500 hPa 天氣圖(圖 3-3)中，華北有一割離低壓，在台灣北方有東西向的低壓槽，槽的北方有一阻塞高壓(blocking height)使天氣系統受到滯留；在台灣西南方海面有一短波槽(5850 gpm)，Tu et al. (2014)提到暖濕的西南氣流引發的對流雲系在槽前發展，並且其潛熱釋放機制產生位渦，造成槽增強加深，使對流雲系能夠持續發展。200 hPa 天氣圖(圖 3-4)中，台灣位於北方低壓槽槽前的位置，加上處在南亞高壓外緣，台灣西南部屬於外流區，為利於垂直對流的環境。整體來說，台灣西南邊綜觀環境能提供對流系統良好的發展(簡與洪，2011)。

3-2 中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems, MCSs)

此個案之 MCSs 具有相當長的生命期，Xu et al. (2012)指出其類似於準靜止向後生成(back-building-quasi-stationary)特性之 MCSs，此特性會在上游不斷有新生的對流胞，並且向 MCSs 系統移動的反方向傳遞，使系統幾乎維持靜止的狀態；而在此個案獨特之處在於，新生對流是由暖濕的 LLJ 受到地形阻滯效應之冷池(terrain-tied cold pool)抬升所誘發。如示意圖(圖 3-5)所示，可將冷池視為地形效應之延伸(cold pool extending orographic effect)，解釋最劇烈的降雨發生在沿岸地區而非內陸的原因。Tu et al. (2014)藉由觀測與數值模擬發現 LLJ 與陸風(離岸流)的輻合，對於系統增強有所貢獻。Tu et al. (2017)在移除地形與關閉降水蒸發冷卻作用的敏感度測試中，更進一步確定冷池與地形阻滯是此個案降雨的重要成因。

第四章 預報誤差結構分析

本研究將預報誤差協方差分成方差與相關係數各自進行探討，分析降雨影響期間，在時間序列上觀察誤差結構的演變，以及瞭解空間上誤差結構的分布。

4-1 降雨模擬結果

在 3-km 解析度的模擬中，系集平均之 24 小時累積降雨量(圖 4-1(a))顯示台灣西南部地區有超過 150 毫米以上之降雨，相較於 9-km 解析度的結果(圖 4-2(a))，差異相當地明顯，對照觀測(圖 3-1)可以發現 3-km 的表現較佳，能夠模擬出高屏地區的局部降雨；而 9-km 則無法，且在高雄山區有出現過度預報的結果。框選降雨較劇烈的區域作樣本平均，範圍如(圖 4-1(a))所示，3-km 的降雨率之時序變化(圖 4-1(c)，紅線)顯示，在 6 月 15 日 1900 與 2000 UTC 西南部海上與陸上分別出現最大的瞬時降雨。另外，模擬 17 小時後，在台灣北部山區，於 6 月 16 日午後(0500 UTC，藍線)，有一局地熱對流造成之降雨，但位置與實際觀測有出入，觀測的強降雨出現在桃園山區，3-km 模擬的局地熱對流發生在宜蘭山區(圖 4-1(a)，台灣北部陸地上之方框區域)，而 9-km 在北部並沒有模擬出足夠的降雨。瞬時降雨(圖 4-1(c)，藍線)顯示此系統在 6 月 16 日 0500 UTC，當地時間(1300 LST)午後時段發生降雨。

由降雨量的機率(圖 4-1(b))顯示，在日累積雨量 50 毫米以上的門檻下，3-km 的海上與陸上的區域高於 80% (表示 72 位系集成員中，有 57 位以上的系集成員達 50 毫米以上)，顯示絕大多數系集皆有模擬出 MCSs 產生的降雨；而在局地對流的區域有 70% 左右。9-km 的結果(圖 4-2(b))，陸上與海上區域僅 20 至 30%，50 至 60% 的系集成員將降雨模擬在高雄山區；局地對流則在 10% 以下。

分析 3-km 與 9-km 降雨位置與強度之差異，3-km 相較於 9-km 海上之低層西南風較強(圖 4-3)，3-km 的西南風挾帶水氣在海陸交界處產生輻合(圖 4-4(a))，

使對流系統發展旺盛，使大多數水氣在抵達陸地之前已凝結殆盡；而 9-km 並沒有明顯的輻合(圖 4-4(b))，水氣隨西南風接觸地形抬升，在迎風面山區產生降雨(orographic precipitation)。

4-2 方差結構

本研究對 9 種氣象變數進行討論，分別有水平風速、垂直速度、溫度、比濕、雲水(cloud water)混合比、雨水(rain)混合比、雲冰(cloud ice)混合比、雪(snow)混合比與霰(graupel)混合比。

4-2-1 動力與熱力變數(水平風速、垂直速度、溫度與比濕)

為了避免 spin-up 的影響，自 6 月 15 日 1600 UTC(預報 4 小時) 開始估計方差，由 3-km 方差的時間序列(圖 4-5，紅線)可以看到，所有變數都隨著 MCSs 降雨增強，方差的量值增加，顯示降雨過程使得預報不確定性變大，且可看到方差在降雨最劇烈的時刻(1900 至 2000 UTC)達到飽和之後，隨降雨率減少，預報不確定性變小，此結果在 Zhang (2005)有提到，濕對流過程(moist processes)與預報誤差有明顯的關聯存在。比較同範圍上不同解析度的差異(圖 4-5，紅線與黑線)，顯示不論在 MCSs 的降雨初期(1600 UTC)和降雨最劇烈的時刻(1900 UTC)，皆是 3-km 擁有較大的方差量值，其中垂直速度有顯著的差異。

為了深入瞭解方差特徵，選定方差量值較大的時刻(1900 UTC)，計算方差的垂直分布，避免模式海綿層(sponge layer)的影響(150 hPa 以上)，將不會呈現模式層 23 層以上的方差，結果(圖 4-6、圖 4-7，紅線與黑線)顯示，除了近地表的溫度外，其他變數在海上與陸上，3-km 的方差量值皆較大，且極值出現的高度有所不同。圖 4-6 中 3-km 水平風速在約 400 hPa(模式第 15 層)有明顯地峰值，9-km 在該處卻是相對較低的區域，垂直速度方差分布在高層，9-km 的結果與 3-km 相差懸殊。圖 4-7 中 3-km 溫度在約 300 hPa(模式第 17 層)的不確定性，9-km 並

沒有此峰值，比濕的方差分布主要在低層，9-km 的方差也是低於 3-km。

此分析與 Brousseau et al. (2011)之結果一致，即真實大氣本身是非線性系統，提高解析度具有模擬出更小尺度天氣特徵的能力，可獲得比低解析度更趨近真實的大氣結構，非線性作用理當也會更加劇烈，因此方差在高解析度的結果會較大，即預報的不確定性較高。

接下來，針對解析度 3-km 的結果，觀察海上與陸上方差的分布(紅實線與紅虛線)，在時間序列上，MCSs 影響期間海上與陸上的方差量值(圖 4-5)，除了垂直速度陸上低於海上，其他變數差異不明顯。在垂直分布上，水平風速(圖 4-6(a)(b))在約 950 hPa(模式第 5 層)至近地表，陸上的量值隨高度下降大幅減少至 $6 (m/s)^2$ ，海上則為 $12 (m/s)^2$ ，此現象在先前的研究亦有顯示同樣的特性，目前研究推估的原因為邊界層參數化方法產生，因為受到地表摩擦效應的作用，造成風速的變異性受到抑制(Hacker and Snyder 2005, Ancell et al. 2011, Poterjoy and Zhang 2011, Jacques et al. 2017)。垂直速度之量值(圖 4-6(c)(d))，陸上相對較低，推估西南氣流在接觸的地形後，上升氣流受到地形的制約，系集表現不如海上的離散。溫度(圖 4-7(a)(b))與比濕(圖 4-7(c)(d))之量值海陸差異不明顯。

在對照組局地熱對流的方差結構，選定局地熱對流降雨率最劇烈(圖 4-1(c)，藍線)的時刻，時間為 6 月 16 日 0500 UTC(預報 17 小時)，觀察其方差的垂直分布(圖 4-8)，並且與 MCSs 的結果(圖 4-6 與圖 4-7)進行比較，可以發現每種變數極值分布的高度，局地熱對流與 MCSs 是不相同的，表 4-1 將此兩天氣系統的極值高度統整比較，顯示局地熱對流之極值高度較 MCSs 低，且方差的最大量值較小，以垂直速度的不確定性來說，局地熱對流出現在中層(500 hPa，~5.5 km)，量值 $3.04 (m/s)^2$ ；而 MCSs 則是在高層(300 hPa，~9.1 km)，陸上量值 $4.57 (m/s)^2$ ，海上量值 $6.53 (m/s)^2$ 。我們認為此與天氣系統的強度有關，MCSs 相較局地熱對流發展更為劇烈，另外，MCSs 的方差分布也較為複雜，特別是水平風速。

在前面的分析中，我們已經初步的檢驗動力與熱力變數之方差結構，接著我

們將試圖解釋誤差結構的成因。在比較海陸的差異中，已發現水平風速在近地表的方差受到抑制，由 3-km 之 850 hPa 與模式最底層的水平風速方差(圖 4-9 與圖 4-10)，能看到隨 MCSs 的發展(1600 至 2000 UTC)，方差漸漸地增加且往陸地移動的過程，相較於 850 hPa 之結果，模式最底層在海上與陸上間有明顯的不連續交界，Poterjoy and Zhang (2011)在颶風 Katrina 個案中，當颶風接觸佛羅里達州，也發現到方差海陸交界的不連續面，地表粗糙度抑制系集成員間的不確定性。從系集平均的風場(圖 4-11)中，也顯示西南氣流接觸到陸地後，近地表受到摩擦效應減速至 4 m/s 以下，850 hPa 則維持在 8 m/s 以上。除了西南部有較顯著的方差外，在 850 hPa 的台灣北部與東部也有較大的量值，在 2000 UTC 最為顯著(圖 4-9(i))，對照系集平均之風場(圖 4-11(e))為相對的強風區，方差對應水平風切變化大的區域，顯示風場受到地形限制產生的交互作用，也會使得預報不確定性增加。

沿著天氣系統的 AB 剖面，觀察不同解析度方差結構隨時間的演變(圖 4-12)，3-km 之方差由高層先增加，隨時間中層與低層也相繼量值有所增加，方差由高層向下延伸。9-km 的結構較為單調，高層有零散的結構，在 850 到 500 hPa 有帶狀的結構，而此結構在 3-km 也可看到。將 3-km 的方差與 9-km 比較，高層與低層混雜 9-km 的資訊不易分辨，但可以確定在中層(400 hPa)的方差結構為 3-km 獨有。由系集平均之凝結加熱率(圖 4-13)，顯示 3-km 潛熱釋放發生的高度，對應到水平風速中層不確定性的位置，而在 9-km 的潛熱釋放相當微弱，因此我們推測中層之不確定性與成雲降雨產生的小尺度環流有關。對照 3-km 的局地熱對流(圖 4-14 和圖 4-15)可以同樣發現，潛熱釋放的位置對應到方差顯著的區域，另外其方差的演變並不是由高層向下延伸，而是僅在 600 hPa 生成。綜合上述，MCSs 的誤差結構相對複雜，混雜不同尺度的資訊，在西南氣流的天氣現象中，所謂多重尺度(multi-scale)交互作用，也反映在方差結構上。

溫度之方差在近地表有相對整個垂直層最大的量值(圖 4-7(a)(b))，在模式最

底層隨時間的演變中(圖 4-16)，可以看到其朝陸地移動的過程，接觸陸地後，在海陸交界也出現不連續面，陸地上溫度的不確定性也受到抑制，Ansell et al. (2011)認為是邊界層與地表參數化方法的處理，使低層的風與溫度之不確定性在陸上偏低。另外，可以發現風與溫度方差的分布不相同。由系集降雨達 2 mm/hr 的成員比例，找出大部分成員強降雨的主要區域(Caron and Fillion 2010，在加拿大的天氣個案中定義大於 1 mm/hr 為強降雨)，對照降雨的位置(圖 4-17(a)(c)(e))，水平風速的方差發生在大多數系集降雨劇烈的區域，而溫度則是在系集降雨表現較為不一致的區域，該區域無降雨(0 mm/hr)的成員比例偏低(圖 4-17(b)(d)(f))，溫度的不確定性可能與降雨產生的冷池有關。2000 至 1600 UTC 的溫度變化量(-0.5 K 以下)之系集成員比例(圖 4-18)顯示冷池的主要位置，但溫度方差的位置在更南邊，藉此推測是由於系集降雨表現不一致，使得冷池強弱也不同，反映到溫度的不確定性上。

沿著天氣系統的 AB 剖面，圖 4-19 中 3-km 與 9-km 皆顯示低層的溫度方差相當淺薄，低於 500 公尺以下，3-km 在高層的方差結構在潛熱釋放位置的上方(圖 4-13(b)(d)(f))，在潛熱釋放增強時(1600 至 1800 UTC)，方差也會隨之增大，反之亦然(1800 至 2000 UTC)；而 9-km 在高層沒有出現較大的量值，且其潛熱釋放也較弱(圖 4-13(a)(c)(e))，因此我們認為高層溫度的方差成因來自於潛熱釋放。另外 9-km 與 3-km 在背風側也有較大的量值，表示西南風過山後，下沉氣流產生的增溫提高其不確定性。

從溫度的方差還可看到日夜變化的特性，由前面提到的方差時序圖(圖 4-5(c))，顯示日出後(2100 UTC)陸地的方差明顯增加，由 3-km 近地表的方差演變(圖 4-20)更能明顯看出海陸的差異，在台灣海拔較低的區域能夠出現大於 3 K^2 以上的量值，9-km 也有出現此特性(未附圖)，沿著方差顯著的位置切 EF 剖面(剖線見圖 4-9(a))，圖 4-19 顯示高度分布在 500 公尺以下。由此可知，白天的熱力輻射加熱地表，以可感熱的形式將能量傳至大氣，在此個案看到可感熱通量的增

加，大幅地提升台灣陸地上近地表溫度的不確定性。

4-2-2 水象變數(q_c 、 q_r 、 q_i 、 q_s 與 q_g)

在方差的時間序列(圖 4-22)可以看到，除了雲水混合比 q_c 以外，3-km 與 9-km 有明顯的不同，9-km 的量值較小，如同熱力與動力變數，水象變數的方差也隨著 MCSs 降雨增強，特別的是雲水混合比 q_c 的方差在不同解析度的差異不大，且在 9-km 過度預報區之方差量值有大於 3-km 的結果。

在方差的垂直分布上(圖 4-23 與圖 4-24)，依舊是 3-km 的方差較為顯著，值得注意的是 q_c 的方差在中層 9-km 的量值大於 3-km。海陸比較中 3-km 水象變數 q_c 、 q_r 、 q_i 和 q_g 之量值海上略大於陸上； q_s 則是陸上的量值較大。類似上一節動力與熱力變數所看到的情況，在 9-km 過度預報區與西南部區域差異仍是不大。整體來說，在 9-km 的模擬與同化能力皆較 3-km 差，僅雲水混合比 q_c 具有較顯著的方差。

對照組局地熱對流的部分，水象變數方差的垂直分布(圖 4-25)，局地熱對流與 MCSs 每種變數極值分布的高度也是不相同的，表 4-2 有此兩天氣系統的極值高度統整比較，局地熱對流之極值出現在較低的高度。

本研究對於熱力與動力變數已有深入的探討，但在水象變數方面我們所知仍有限，僅能初步瞭解各個變數的特徵， q_c 在 9-km 的方差較大之原因有待釐清。Chung et al. (2013)在加拿大中尺度氣旋個案中，評估熱力和動力的氣象變數，發現降雨區的方差較非降雨區顯著；Zhang et al. (2013)在北美熱帶風暴 Erin 個案中，檢驗水象變數也得到降雨區不確定性較大的結果。本研究更進一步發現，隨降雨系統的發展與消散，預報不確定性增加與減少的現象。

4-3 誤差相關性之結構

4-3-1 降雨、非降雨與層狀降雨區自相關比較

探討誤差相關性有助於瞭解觀測資訊的傳遞情形，仿照 Chung et al. (2013) 在加拿大的研究，在台灣比較降雨區與非降雨區的誤差自相關，且額外分析層狀降雨區。根據系集成員的整體表現(圖 4-17)，我們可以找出絕大多數系集發生強降雨(降雨率 ≥ 2 mm/hr)與非降雨(降雨率 = 0 mm/hr)的區域；另外，藉由改變門檻($0 < \text{降雨率} < 2$ mm/hr \cap 垂直速度 < 1 m/s)找到層狀降雨的區域(圖 4-26)，計算三個位置上的空間自相關，850 hPa 之誤差自相關(圖 4-27 與 圖 4-28)顯示非降雨區在空間上擁有最良好的傳遞能力，相關係數為 0.7 之等值線圍繞的面積最大，強降雨區的相關性延伸能力最差，層狀區介於兩者之間。在不同變數中，熱力相關的變數(T 與 q_v)的相關性結構，較動力變數(U 與 V)更為局地且破碎，水平風 U 為東西方向延伸，水平風 V 則是南北方向延伸，可以確定等向性的假設，在對流尺度下並不適用。

為了瞭解對流區緯向風的自相關在海上的遙相關是否具有可信度，本研究使用 Z 檢定評估，在 72 組隨機選取 48 組系集估計誤差相關性，每 48 組估計的相關性作為一個樣本，總共有 5000 個，進行右尾檢定，虛無假設(H_0 , null hypothesis)為相關性小於等於 0.3，對立假設(H_a , alternative hypothesis)為相關性大於 0.3，在 5% 的顯著水準下，即 95% 信心水準，圖 4-29 顯示對流區緯向風自相關之 Z 值大於 1.645 的區域，在該區域上拒絕虛無假設且支持對立假說，對應對流區緯向風自相關大於 0.3 的區域，在海上的遙相關具有統計上的顯著性，並非取樣誤差產生。

4-3-2 時間延遲自相關性

延續前述強降雨區與層狀降雨區的結果，計算空間上時間延遲相關(temporal-spatial correlation)，在經向風 V 的結果，顯示強降雨區(圖 4-30)在 90 分鐘後減至 0.5 以下，相關性較顯著的結構往東北方移動；層狀區(圖 4-31)則可維持較長的時間，在 3 小時後仍可以維持在 0.5 至 0.7 之間，相關性的主結構沿地形朝北方移動。強降雨區為西南風，層狀降雨區為南風，從時間延遲相關可以看到相關性的移動與風場有關，誤差特性相似的氣塊會順著風場往下游移動，因此在下個時間點，參考點的下風處會有較高的相關性；而在強降雨區，由於強烈非線性的作用，使相關性的結構較快消散，同化的效力維持較短。

在參考點的時間自相關性變化上(圖 4-32)，發現到非降雨區能維持最久，層狀區次之，強降雨區最差，以相關性 $1/e$ (~ 0.368) 作為標準，強降雨區的緯向風與經向風能維持超過 30 分鐘，經向風 V 可維持達 2 小時以上，溫度與比濕之相關性則在 30 分鐘內已小於 $1/e$ 。

4-3-3 溫度誤差自相關性之垂直分布

由溫度的方差分布已發現到其與潛熱釋放有關(第 4-2-1 節)，因此我們進一步分析 500 hPa 溫度自相關的垂直分布，觀察在潛熱釋放區(圖 4-13(d))與無潛熱釋放的區域的誤差結構，在沒有雲系發展的區域的誤差相關性(圖 4-33)，結構呈現水平方向的分布，顯示該區域應是較為穩定成層的大氣環境，相關性使溫度只同個高度層傳遞觀測資訊，垂直延伸高度為約 2 km；在潛熱釋放區選定四個對流發展劇烈的區域，溫度的自相關(圖 4-34)與前者截然不同，為相關性在垂直方向上延伸，影響範圍達 5 km 以上，且是不對稱的結構，向低層延伸距離較高層短，其中潛熱釋放較弱的位置(圖 4-34(b))，與其他三個位置相比，向低層延伸

的範圍較小。

4-3-4 雨水混合比誤差相關性

高時空解析度的雷達觀測資料廣泛被應用於對流尺度之資料同化，同化雷達回波可藉由回波與雨水混合比 q_r 的關係式修正 q_r ，因此瞭解雨水混合比 q_r 之誤差相關性，對於雷達資料同化來說相當重要。相關性能夠評估對流尺度下 q_r 觀測資訊的傳遞能力，圖 4-35 顯示在 850 hPa 強降雨位置的 q_r 相關性，空間上的自相關非常局地且破碎，在空間上的交相關(cross-spatial correlation)溫度與比濕方面，相關性也相當薄弱，意味著 q_r 在空間上與變數間的資訊傳遞能力相當有限。對照熱力變數的自相關(圖 4-27(h)(k)與圖 4-28(h)(k))， q_r 的相關性明顯更為局地，半徑在 9 km 之外相關性小於 0.3，由於資訊傳遞能力受限，因此雷達資料同化需要較長的時間(多次的分析循環)，方能有效地改善其他模式變數。在 Fabry and Sun (2010)針對不同變數同頻率的評估中，提到水象變數需較非降水相關變數更頻繁，也反映出同化 q_r 相關之變數，其效益不易維持的問題。

4-3-5 誤差交相關(cross correlation)

(a)溫度與垂直速度

在第 4-3-3 節溫度自相關的垂直分布顯示其與潛熱釋放的關聯，而潛熱釋放是加強上升運動的重要機制，此節我們想要瞭解溫度與垂直速度的交相關，9-km 與 3-km 的結果(圖 4-36)都可看到約 300 hPa 有 0.5 以上的正相關性，而 3-km 在 600 hPa 有另一個峰值，比對潛熱釋放(圖 4-13)發現，在 9-km 的部分，由於潛熱釋放不明顯，因此沒有 600 hPa 之特徵；而在 3-km 中，其與潛熱釋放的位置與強弱有關係，以大於 0.5 的區域來看，潛熱釋放最強的時間點(1800 UTC)相關性

分布最廣。

(b) 緯向風與經向風

低層系集平均風場(圖 4-11)可看到西南氣流接觸到陸地時的減速與轉向,在計算 850 hPa 經向風與緯向風交相關時,發現到在低層台灣西南部陸地有負相關的特徵(圖 4-37),反映出緯向風 U 減弱,經向風 V 增強,亦或是 U 增強, V 減弱的趨勢。我們認為此誤差結構與地形效應有關,將藉由尺度分析加以驗證,根據 Yeh and Chen (2002):

$$h_m \sim 2 \text{ km}, U \sim 10 \text{ m s}^{-1}, N \sim 10^{-2} \text{ s}^{-1}, f \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$Fr = \frac{U}{h_m N}, L_R = \frac{N h_m}{f} Fr$$

得到 Fr 等於 0.5 小於 1, 為沿地形繞流之特性, 羅士比影響半徑為 100 公里, 由圖 4-33 (a) 以地形為中心, 向外延伸 100 公里的範圍, 能夠涵蓋負相關的區域, 說明此負相關的結構, 與風場和地形交互作用產生的繞流有關, 負相關可解釋西南風受地形阻隔, 西風分量減弱, 南風增強的趨勢, 在系集平均的風場(圖 4-11)上也可發現西南風進到內陸後轉為南風。在 9-km 的誤差相關性(圖 4-38)也出現類似之結構, 3-km 是較為破碎的點狀分布, 9-km 則為片狀分布, 9-km 觀測資訊傳遞的能力較好。隨著時間的推移(圖 4-37(a)-(i)), 負相關的結構逐漸往西北方移動, 陸地上的相關性之強度明顯減弱, 推測乃由於降雨過程產生之冷池將地形效應向外延伸造成, 西南風受到冷池的影響在沿岸便已減速轉向。負相關結構在 500 hPa(圖 4-39)並不存在, 間接說明該相關性是因地形的阻滯產生。

4-4 對流尺度預報誤差與資料同化效益之探討

方差與誤差相關性對於資料同化的影響已在第 2-2 節說明, 本研究顯示對於資料同化來說, 方差的結果說明 3-km 更有利於觀測資料同化, 能夠發揮觀測資料的價值; 而在 9-km 之下, 不僅模擬結果較差(降雨預報低估的情形), 且由於

方差較小，不利於將背景值向觀測值修正。值得注意的是，雲水混合比 q_c 之方差(圖 4-23(a)(b)) 9-km 高於 3-km，表示其能同時在不同解析度下被同化，因此與 q_c 相關之觀測資料相對重要。水平風速之方差由高層往低層延伸，顯示中高層風場觀測資料對此 MCSs 的重要性，修正高層的誤差能夠進而減少誤差向低層傳遞。另外，溫度之方差(圖 4-7(a)(b))垂直分布上，最大值在 1 K²左右，但我們發現一般觀測誤差範圍給定在 1 到 2.25 K²間(Ancell et al. 2011, Schwartz and Liu 2014, Jacques et al. 2017)，顯示模式短期預報所得之方差其實是過低的。在此情形下，溫度的觀測資料可能無法被有效地同化。

誤差相關性的結果中，降雨區局地的誤差相關性(圖 4-27)，表示資訊傳遞能力不佳，說明想要藉由少量觀測進行修正是不可行的，需要密集的觀測資料才能有效地改善 MCSs 結構。局地化的半徑中溫度與濕度範圍應當更小，動力(36 km)與熱力(12 km)的變數分開設定(如 Tsai et al. 2014, 邵 2015)，另外在不同降雨型態中，可調整局地化半徑，層狀區的局地化半徑可增加為對流區的 2 到 3 倍，使用適應性局地化半徑(adaptive localization, Bishop and Hodyss 2007)能夠提升同化效益。時間延遲相關性分析結果(圖 4-32)說明相較於風場，熱力變數溫度與比濕需要更加頻繁的同化區間，才能適時的修正誤差。溫度誤差自相關性的垂直分布(圖 4-34)，顯示在成雲降雨的區域，相關性在垂直方向上延伸較佳，水平方向較局地，資料同化有利於修正對流雲系的溫度結構。雨水混合比的誤差自相關性(圖 4-35)局地且破碎，表示想要有效地修正雨水混合比，需有高密度的觀測資料且高頻率的同化週期，此外與其他變數的相關性也微弱，同化雨水混合比相關之觀測效果十分有限。在誤差交相關的部分，溫度與垂直運動(圖 4-36)有良好關聯性，同化溫度能夠進而改善 MCSs 的上升運動，水平風 U 與 V 的相關性(圖 4-37)可以使風場的修正具有地形相依的特性。

由此 2008 年 6 月 15 日之 MCSs 個案，對於台灣天氣系統之預報誤差結構已有初步的瞭解，但需要特別注意，誤差協方差才是資料同化最終表現好壞之依據。

以誤差相關性來說，當發現良好的相關性結構，同時也必須檢視其方差之量值，假如方差過小，擁有再好的相關性也只是枉然。在第 4-3 節中，非降雨區的相關性最佳，但方差量值偏小，我們並不期許該區域能藉由資料同化進行修正，舉例來說，圖 4-36 可以看到水平風 V 在非降雨區，相較於降雨區協方差量值偏小；溫度誤差自相關中，在方差結構的分析中已知溫度方差過低之情形，因此必須設法改善溫度的方差或減少觀測誤差。最後，交相關的部分，由方差可知，溫度與垂直速度在高層能有較好的修正，850 hPa U 與 V 的相關性能有效發揮作用。

第五章 總結與未來展望

5-1 總結

本研究使用系集法估計與檢驗對流尺度之預報誤差，首次在台灣地區進行預報誤差之評估，且以 72 組系集得到可靠的誤差結構，以期望提供資料同化有利之策略，進而優化分析場，在 SoWMEX IOP8 個案中，MCSs 之誤差結構已有相當程度的瞭解，除了與其他文獻觀察到類似的誤差特性外，另外我們還發現台灣複雜地形下獨有之誤差特徵。本篇對對流尺度之誤差結構進行時間與空間上之分析之結論如下：

- (1) 不同模式解析度之方差有所差異，高解析度能夠表現出更大的不確定性，對資料同化來說，有利於觀測資料取代原先背景場，發揮資料的價值。其中，僅雲水混合比 q_c 能夠在不同解析度下皆有效被同化，我們發現到在 9-km 過度預報區的 q_c 之方差量值，能夠有效地同化 q_c ，推測此結果因是與 9-km 同時開啟的積雲參數化與微物理參數化有關，而 3-km 僅開啟微物理參數化。
- (2) 在近地表風場之方差，以及在夜晚近地表溫度的方差，可以觀察到系統接觸

陸地後，方差受到抑制的現象，使得地面觀測不利於同化，需以人工的方式將觀測誤差下修，或是提升背景誤差，甚至是修改參數化方法。

- (3) 在方差之西南-東北剖面上，觀察到此系統獨特的結構，誤差在綜觀尺度的不穩定環境下成長，純量風方差由高層隨時間逐漸向下延伸的現象，不同於局地對流系統僅在中層出現較大的量值，顯示多重尺度交互作用之特性。
- (4) 誤差自相關性分析上，無降雨區的相關性能延伸較遠，層狀降雨結果次之，強降雨區相關性則不佳，對於在高解析度，想要藉由少量觀測，修正中尺度對流系統是一大考驗，觀測資訊傳遞能力相當有限，需要高密度的觀測資料。
- (5) 誤差在時間相關性上顯示水平風能維持 30 分鐘以上，經向風 V 可以維持 2 小時，溫度與濕度在 30 分鐘內，整體來說時間相關性顯示，對流尺度資料同化需要相當頻繁的執行，方能維繫預報品質。
- (6) 雨水混合比的誤差相關性不佳，使得同化與 q_r 相關之觀測資料(例如：雷達回波)，改善能力十分有限，需要密集的觀測資料與短時的同化區間。
- (7) 在降雨區溫度的自相關表現垂直方向上的延伸，以及溫度與垂直速度的交相關皆與潛熱釋放有關。另外， U 與 V 交相關是由地形交互作用下產生，可看到以系集法估計得到的預報誤差，隱含有物理特性在其中，使背景場能被合理的修正。

5-2 未來展望

- (1) 針對水象變數之相關係數的部分，尚未有深入的研究，現今衛星與雷達觀測資料相當豐富，瞭解水象變數的誤差相關性與成雲降雨過程的關聯，也是相當重要的議題。
- (2) 以七股雷達位置估算出模式產生的徑向風、回波與雷達折射角，評估七股雷達觀測資料之同化效益。
- (3) 長期統計台灣地區相似天氣系統(MCSs)之個案，藉由大量的個案分析，歸

納出具有可信度的誤差結構與特性。

參考文獻

- 曾忠一，2006： *大氣科學中的反問題*，國立編譯館主編，鼎文書局，台北市，1288 頁。
- 簡芳菁、洪玉秀，2010： 梅雨季西南氣流氣候平均與個案之數值研究。 *大氣科學*， **38**， 237-267。
- 邵彥銘，2015: 利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化系統改善短期定量降雨預報: SoWMEX IOP8 個案分析。國立中央大學大氣物理所碩士論文，78 頁。
- 蔡直謙，2014: 利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化系統改善定量降水即時預報:莫拉克颱風(2009)。國立中央大學大氣物理所博士論文，71 頁。
- Aksoy, A., D. C. Dowell and C. Snyder, 2010: A multicase comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observations. Part II: Short-range ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1273-1292.
- Ancell, B. C., C. F. Mass and G. J. Hakim, 2011: Evaluation of surface analyses and forecasts with a multiscale ensemble Kalman filter in regions of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 2008-2024.
- Bishop, C. H., and D. Hodyss, 2007: Flow-adaptive moderation of spurious ensemble correlations and its use in ensemble-based data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2029–2044.
- Bouttier, F., 1994: A dynamical estimation of forecast error covariances in an assimilation system. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2376-2390.

- Brousseau, P., L. Berre, F. Bouttier and G. Desroziers, 2011: Background-error covariances for a convective-scale data-assimilation system: AROME-France 3D-Var. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 409-422.
- Caron, J. F. and L. Fillion, 2010: An examination of background error correlations between mass and rotational wind over precipitation regions. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 563-578.
- Chung, K. S., W. G. Chang, L. Fillion and M. Tanguay, 2013: Examination of situation-dependent background error covariances at the convective scale in the context of the ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 3369-3387.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.
- , 1996: A multilayer soil temperature model for MM5. Preprints, *Sixth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop*, Boulder, CO, PSU/NCAR, 49–50.
- Fabry, F. and J. Z. Sun, 2010: For how long should what data be assimilated for the mesoscale forecasting of convection and why? Part I: On the propagation of initial condition errors and their implications for data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 242-255.
- Grell, G. A. and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.*, **29**.
- Hacker, J. P. and C. Snyder, 2005: Ensemble Kalman filter assimilation of fixed screen-height observations in a parameterized PBL. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3260-3275.
- Hollingsworth, A., and P. Lönnberg, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field. *Tellus*,

38A, 111–136.

Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.

Houtekamer, P. L., L. Lefaivre, J. Derome, H. Ritchie, and H. L. Mitchell, 1996: A system simulation approach to ensemble prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1225–1242.

———, and S. E. Sand H. L. Mitchell, 1998: Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 796-811.

———, and F. Q. Zhang, 2016: Review of the ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 4489-4532.

Hunt, B. R., E. J. Kostelich and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112-126.

Jacques, D., W. G. Chang, S. J. Baek, T. Milewski, L. Fillion, K. S. Chung and H. Ritchie, 2017: Developing a convective-Scale EnKF data assimilation system for the Canadian MEOPAR Project. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 1473-1494.

Kalnay, E., 2003: *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, England, 341 pp.

Lönnberg, P., and A. Hollingsworth, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II : The covariance of height and wind errors. *Tellus*, **38A**, 137-161.

Ménétrier, B., T. Montmerle, L. Berre and Y. Michel, 2014: Estimation and diagnosis of heterogeneous flow-dependent background-error covariances at the convective scale using either large or small ensembles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **140**, 2050-2061.

- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 663–16 682.
- Monin, A. S., and A. M. Obukhov, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci. USSR*, **151**, 163-187 (in Russian).
- Parrish, D. F. and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Centers spectral statistical-interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747-1763.
- Pereira, M. B., and L. Berre, 2006: The use of an ensemble approach to study the background error covariances in a global NWP model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2466–2489
- Poterjoy, J. and F. Q. Zhang, 2011: Dynamics and structure of forecast error covariance in the core of a developing hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 1586-1606.
- Pu, Z. X., S. X. Zhang, M. J. Tong and V. Tallapragada, 2016: Influence of the self-consistent regional ensemble background error covariance on hurricane inner-core data assimilation with the GSI-based hybrid system for HWRF. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 4911-4925.
- Schwartz, C. S., and Z. Liu, 2014: Convection-permitting forecasts initialized with continuously cycling limited-area 3DVAR, ensemble Kalman filter, and “hybrid” variational–ensemble data assimilation systems. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 716–738.
- , Z. Q. Liu and X. Y. Huang, 2015: Sensitivity of limited-area hybrid variational-ensemble analyses and forecasts to ensemble perturbation resolution. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 3454-3477.
- Tao, W.-K., and Coauthors, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 97–137.

- Toth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2317-2330.
- Tsai, C. C., S. C. Yang and Y. C. Liou, 2014: Improving quantitative precipitation nowcasting with a local ensemble transform Kalman filter radar data assimilation system: observing system simulation experiments. *Tellus* , **66A**, 21804.
- Tu, C. C., Y. L. Chen, C. S. Chen, P. L. Lin and P. H. Lin, 2014: A comparison of two heavy rainfall events during the Terrain-Influenced Monsoon Rainfall Experiment (TiMREX) 2008. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2436-2463.
- , Y. L. Chen, S. Y. Chen, Y. H. Kuo and P. L. Lin, 2017: Impacts of Including Rain-Evaporative Cooling in the Initial Conditions on the Prediction of a Coastal Heavy Rainfall Event during TiMREX. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 253-277.
- Xu, W. X., E. J. Zipser, Y. L. Chen, C. T. Liu, Y. C. Liou, W. C. Lee and B. J. D. Jou, 2012: An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2555-2574.
- Yang, S. C., S. H. Chen, S. Y. Chen, C. Y. Huang and C. S. Chen, 2014: Evaluating the impact of the COSMIC RO bending angle data on predicting the heavy precipitation episode on 16 June 2008 during SoWMEX-IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 4139-4163.
- Yeh, H. C. and Y. L. Chen, 2002: The role of offshore convergence on coastal rainfall during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2709-2730.
- Zhang, F. Q., 2005: Dynamics and structure of mesoscale error covariance of a winter cyclone estimated through short-range ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2876-2893.
- Zhang, S. Q., M. Zupanski, A. Y. Hou, X. Lin and S. H. Cheung, 2013: Assimilation of precipitation-affected radiances in a cloud-resolving WRF ensemble data

附錄

I. 卡爾曼濾波器

卡爾曼濾波器(Kalman Filter)屬於序貫法(sequential method)，在模式向前積分後，當有新的觀測加入，即可藉由方差極小化得到最佳分析場，再以此分析場繼續預報，觀測資訊只在時間上依序向前傳播，無需保留過往的觀測資料；與變分法(variational method)不同，其不需要額外建立伴隨模式(adjoint model)，使得此方法可以適用於所有的動力模式。卡爾曼濾波器的一次資料同化循環，分為分析步階(analysis step)與預報步階(forecast step)，分析步階由(3)、(7)和(8)式得到分析場與分析誤差，接著進入預報步階，除了模式以此分析場向前積分外，預報誤差也依照時間更新方程隨時間演變，(13)式為時間更新方程式：

$$\mathbf{P}_i^f = \mathbf{M}_{i-1} \mathbf{P}_{i-1}^a \mathbf{M}_{i-1}^T + \mathbf{Q}_{i-1} \quad (13)$$

其中， \mathbf{M} 表示線性預報算符， \mathbf{P}^a 為分析誤差協方差， \mathbf{Q} 為模式誤差(model error)協方差， i 指某個時間點。然而，由於大氣為非線性系統，傳統卡爾曼濾波器的線性預報算符並不適用，因此發展出擴張卡爾曼濾波器(Extended Kalman Filter, EKF)，其利用泰勒級數展開取到一階項，以一階近似將預報算符推廣至輕微非線性，使此方法能在氣象上應用；但 EKF 仍有問題無法解決，在處理強烈非線性的天氣系統的問題上，因忽略高階項容易導致誤差協方差不合理的成長。

除了 EKF 處理非線性有不穩定的問題外，過於龐大預報誤差協方差矩陣

($10^7 \times 10^7$)，使得現今的電腦資源對於協方差的儲存就是一大難題，對協方差的計算更是難以達成。直至系集卡爾曼濾波器(EnKF)的提出，不僅大幅減少預報誤差協方差的計算量，且能夠適用於非線性系統，使 EnKF 目前在大氣與海洋的資料同化中被廣泛的應用。

II. 系集卡爾曼濾波器

系集卡爾曼濾波器(Ensemble Kalman Filter)為卡爾曼濾波器演算法的衍生，誤差協方差由非線性模式中的有限個系集樣本所估計(系集法，(9)式)，而非藉由協方差的時間更新方程(12)式計算得到。在完美模式(不考慮模式誤差)的假設下，當系集樣本數越多時，估計出的預報誤差協方差越能準確地代表當下的誤差結構，進而能獲得更好的分析結果；但基於現實的考量，計算資源有限的情況下，不可能擁有無限多組系集樣本，當樣本數有限時，可能會低估實際上的誤差，或是產生虛假的誤差相關性，稱為取樣誤差(sampling error)。本篇有關於使用的系集樣本數大小，對於誤差相關係數之不確定性的評估。(見第 2-4 節)

III. 局地化系集轉換卡爾曼濾波器

局地化系集轉換卡爾曼濾波器(Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF)屬於決定性(deterministic)的 EnKF，不同於隨機性(stochastic)無需擾動觀測，因此可以避免觀測抽樣後的誤差，且將系集擾動與系集平均分別進行更新，即更新誤差協方差矩陣的平方根，而非直接更新誤差協方差矩陣，為系集平方根濾波器(Ensemble Square Root Filter, EnSRF)的其中一種，而 LETKF 更使用局地化半徑的概念，分析場是經由一特定範圍內的觀測資料與背景場資訊獲得，背景場的誤差相關性也會隨著距離而遞減，減緩取樣誤差的影響；另外，LETKF 與其他 EnKF 方法較不同的地方，LETKF 同化方式是針對數值天氣預報模式的網格，一次同化模式網格點在局地化半徑裡的所有觀測點，以此方式逐步同化各個

模式網格點。

在 LETKF 的分析步階中，分析誤差協方差矩陣 \mathbf{P}^a 表示為(14)式：

$$\mathbf{P}^a = \frac{1}{K-1} \mathbf{X}^a (\mathbf{X}^a)^T = \mathbf{X}^b \tilde{\mathbf{P}}^a (\mathbf{X}^b)^T \quad (14)$$

K 為系集成員總數， \mathbf{X} 為系集擾動矩陣 ($n \times K$)，將分析誤差協方差由模式空間 (\mathbf{P}^a ， $n \times n$) 變換到系集空間上 ($\tilde{\mathbf{P}}^a$ ， $K \times K$)，進而大幅減少矩陣計算量。由(14)式推導得到系集擾動之更新方程(16)式：

$$\mathbf{X}^a (\mathbf{X}^a)^T = \mathbf{X}^b [(K-1)\tilde{\mathbf{P}}^a] (\mathbf{X}^b)^T \quad (15)$$

$$\mathbf{X}^a = \mathbf{X}^b \mathbf{W}^a, \text{ where } \mathbf{W}^a = [(K-1)\tilde{\mathbf{P}}^a]^{\frac{1}{2}} \quad (16)$$

\mathbf{W}^a 為權重係數矩陣，為系集空間中分析誤差協方差矩陣的平方根， $\tilde{\mathbf{P}}^a$ 藉由(7)和(8)式推導得到。將(7)式之卡爾曼增益矩陣 \mathbf{K} ，改寫為(17)式：

$$\mathbf{K} = [(K-1)^{-1} \mathbf{X}^b (\mathbf{X}^b)^T] \mathbf{H}^T [(K-1)^{-1} \mathbf{H} \mathbf{X}^b (\mathbf{X}^b)^T \mathbf{H}^T + \mathbf{R}]^{-1} \quad (17)$$

引用矩陣恆等式 $\mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{A}^T + \mathbf{R})^{-1} = (\mathbf{I} + \mathbf{A}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{R}^{-1}$ ，令 $\mathbf{A} = (K-1)^{-\frac{1}{2}} \mathbf{Y}^b$ ，

$\mathbf{Y}^b = \mathbf{H} \mathbf{X}^b$ ，得到另一形式之 \mathbf{K} (18)式：

$$\begin{aligned} \mathbf{K} &= (K-1)^{-\frac{1}{2}} \mathbf{X}^b [(K-1)^{-\frac{1}{2}} (\mathbf{Y}^b)^T] [(K-1)^{-1} \mathbf{Y}^b (\mathbf{Y}^b)^T + \mathbf{R}]^{-1} \\ &= (K-1)^{-\frac{1}{2}} \mathbf{X}^b \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{A}^T + \mathbf{R})^{-1} \\ &= (K-1)^{-\frac{1}{2}} \mathbf{X}^b (\mathbf{I} + \mathbf{A}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{R}^{-1} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
&= (K-1)^{-\frac{1}{2}} \mathbf{X}^b [\mathbf{I} + (K-1)^{-1}(\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} (K-1)^{-\frac{1}{2}} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \\
&= (K-1)^{-1} \mathbf{X}^b [\mathbf{I} + (K-1)^{-1}(\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \quad (18)
\end{aligned}$$

將(18)式代入(8)式中，使 \mathbf{P}^a 改寫為(19)式：

$$\begin{aligned}
\mathbf{P}^a &= (K-1)^{-1} (\mathbf{I} - \mathbf{KH}) \mathbf{X}^b (\mathbf{X}^b)^T \\
&= (K-1)^{-1} \mathbf{X}^b \{ \mathbf{I} - (K-1)^{-1} [\mathbf{I} + (K-1)^{-1} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b \} (\mathbf{X}^b)^T \quad (19)
\end{aligned}$$

引用矩陣恆等式 $\mathbf{I} - (\mathbf{I} + \mathbf{B})^{-1} \mathbf{B} = (\mathbf{I} + \mathbf{B})^{-1}$ ，令 $\mathbf{B} = (K-1)^{-1} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b$ ，使 \mathbf{P}^a 為(20)式，即得到 $\tilde{\mathbf{P}}^a$ (21)式：

$$\begin{aligned}
\mathbf{P}^a &= (K-1)^{-1} \mathbf{X}^b [\mathbf{I} + (K-1)^{-1} (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} (\mathbf{X}^b)^T \\
&= \mathbf{X}^b [(K-1) \mathbf{I} + (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} (\mathbf{X}^b)^T \quad (20)
\end{aligned}$$

$$\tilde{\mathbf{P}}^a = [(K-1) \mathbf{I} + (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} \quad (21)$$

藉由(3)、(20)和(23)式可以得到系集平均的更新方程(22)式：

$$\bar{\mathbf{x}}^a = \bar{\mathbf{x}}^b + \mathbf{X}^b \bar{\mathbf{w}}^a, \text{ where } \bar{\mathbf{w}}^a = \tilde{\mathbf{P}}^a (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}^o - \bar{\mathbf{y}}^b) \quad (22)$$

Hunt et al. (2007)加入協方差擴張法(covariance inflation)，將 $\tilde{\mathbf{P}}^a$ 定義為：

$$\tilde{\mathbf{P}}^a = [(K-1) \mathbf{I} / \rho + (\mathbf{Y}^b)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}^b]^{-1} \quad (23)$$

ρ 為乘法性擴張係數， $(K-1) \mathbf{I}$ 為系集空間下背景誤差協方差 $\tilde{\mathbf{P}}^b$ 之反矩陣，因此

在此項除以 ρ ，相當於對背景擾動項 \mathbf{X}^b 乘以 $\sqrt{\rho}$ ，使系集能保有一定的不確定性。

最後，第 k 個系集成員的分析場 $\mathbf{x}^{a(k)}$ 可表示為更新後的系集平均(22)式與系集擾動(16)式之總和：

$$\mathbf{x}^{a(k)} = \bar{\mathbf{x}}^a + \mathbf{X}^{a(k)} \quad (24)$$

附表

表 4-1 方差極值分布之高度(hPa)，依序為水平風速、垂直速度、溫度與比濕。

Variance		
System Variable	Mesoscale Convective Systems	Localized Convection
Horizontal Wind	850, 400, 150	600
Vertical Wind	300	500
Temperature	Near surface, 300, 150	Near surface, 400, 150
Specific Humidity	950, 700	850

表 4-2 方差極值分布之高度(hPa)，依序為雲水混合比、雨水混合比、雲冰混合比、雲雪混合比與霰混合比。

Variance		
System Variable	Mesoscale Convective Systems	Localized Convection
q_c	700, 500	700
q_r	600	700
q_i	300	400
q_s	300	400
q_g	400, 200	500

附圖

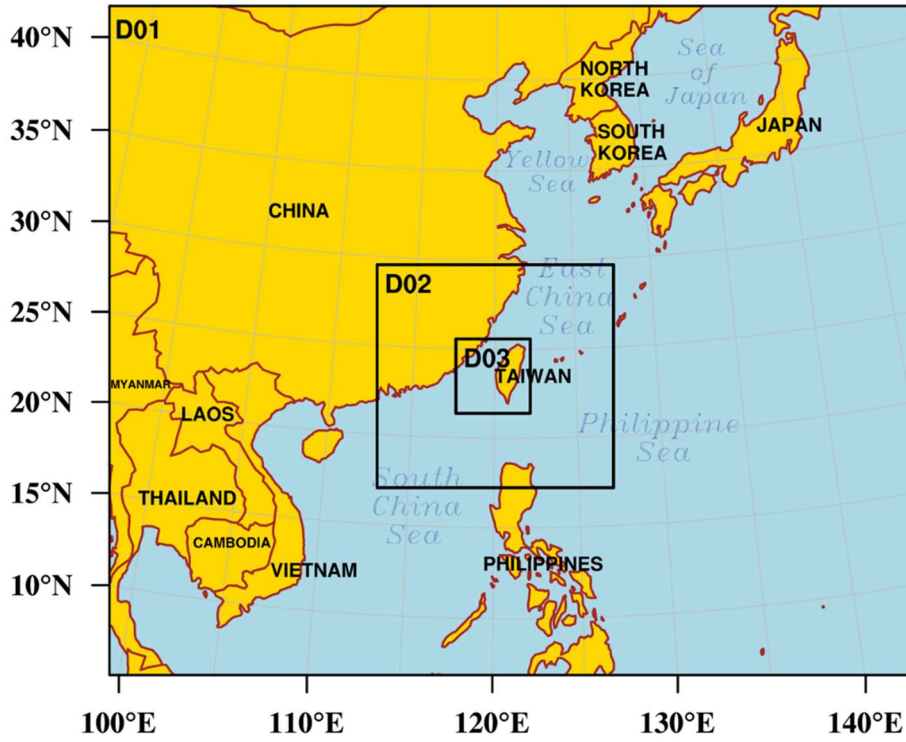


圖 2-2 WRF 模式網格配置，D01 網格間距 27 公里；D02 網格間距 9 公里；D03 網格間距 3 公里。

Observed 24-hr Accumulated Precipitation

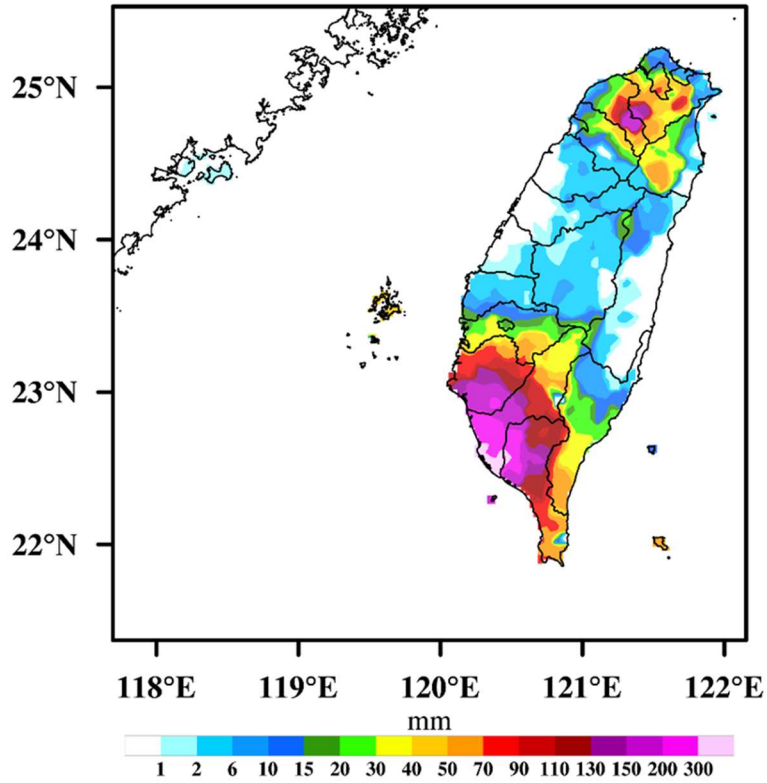


圖 3-2 觀測之 24 小時累積降雨圖，單位為 mm，時間為 2008 年 6 月 15 日 1600 UTC 至 6 月 16 日 1600 UTC。

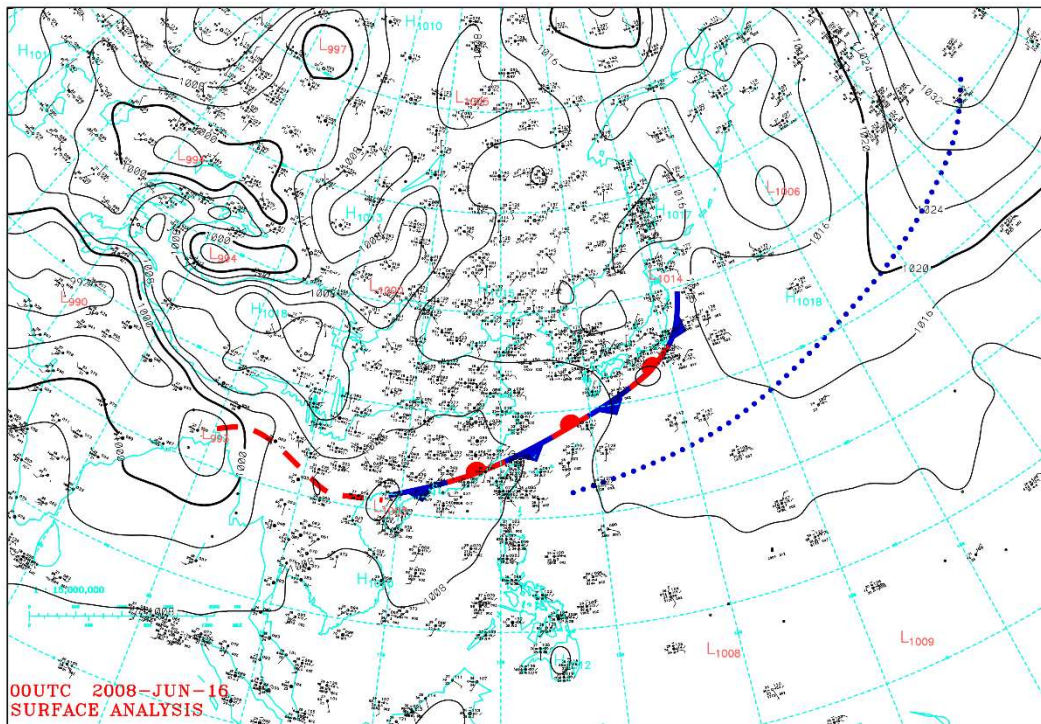


圖 3-2 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之地面綜觀天氣圖(取自 簡與洪，2011)。

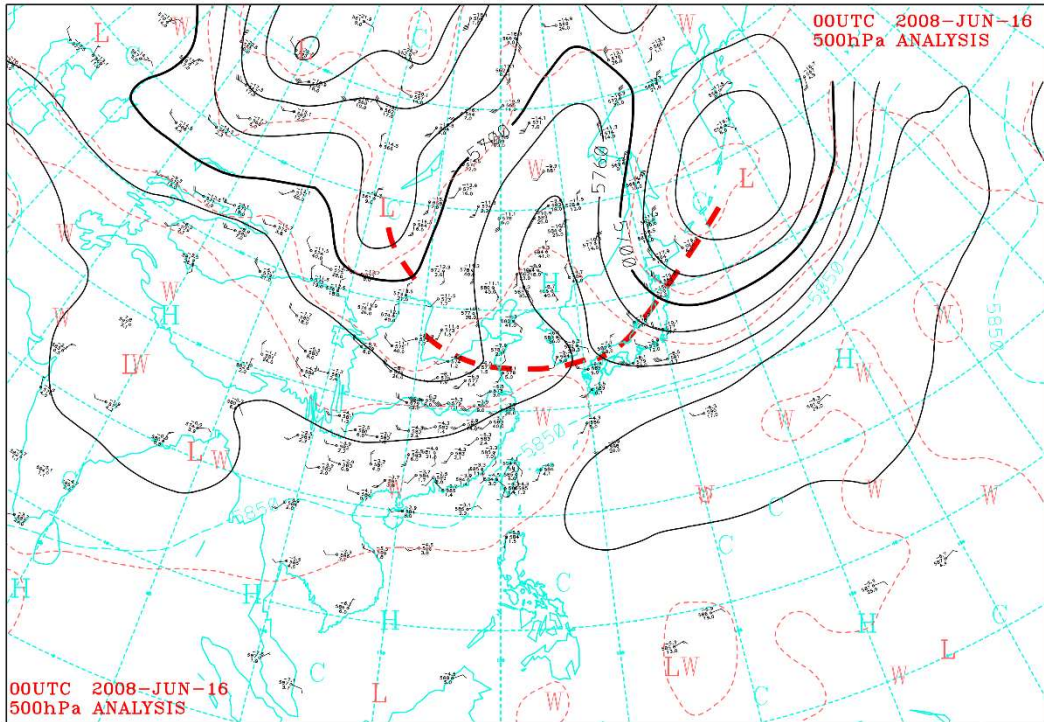


圖 3-3 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之 500 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪, 2011)。

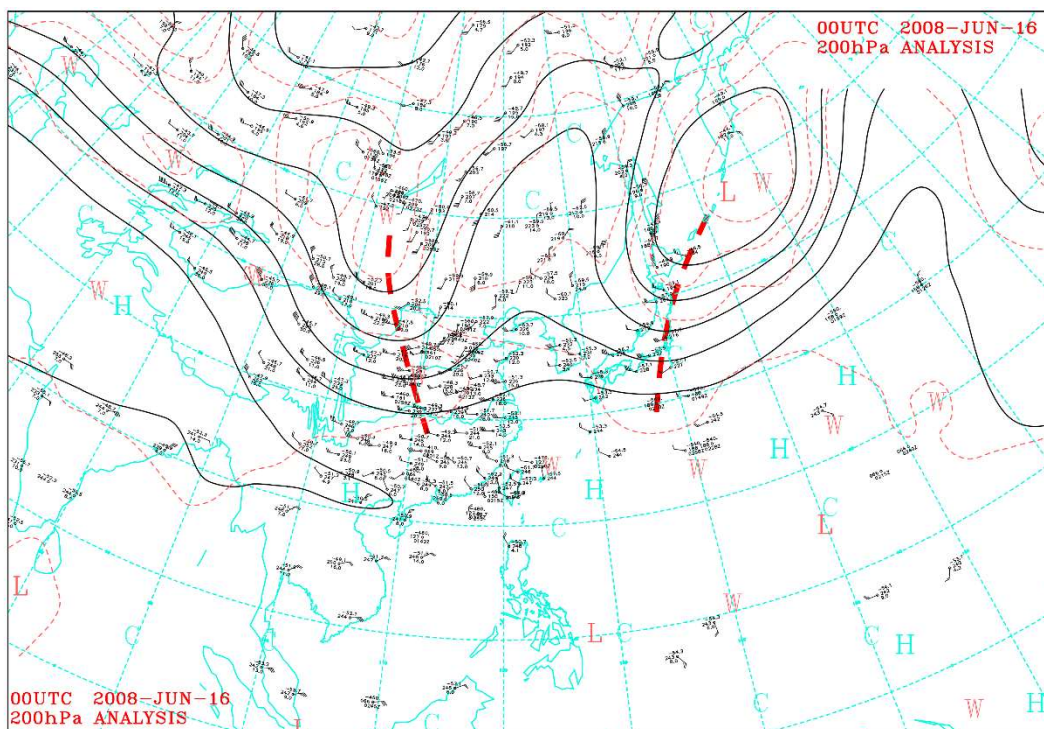


圖 3-4 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 之 200 hPa 綜觀天氣圖(取自 簡與洪, 2011)。

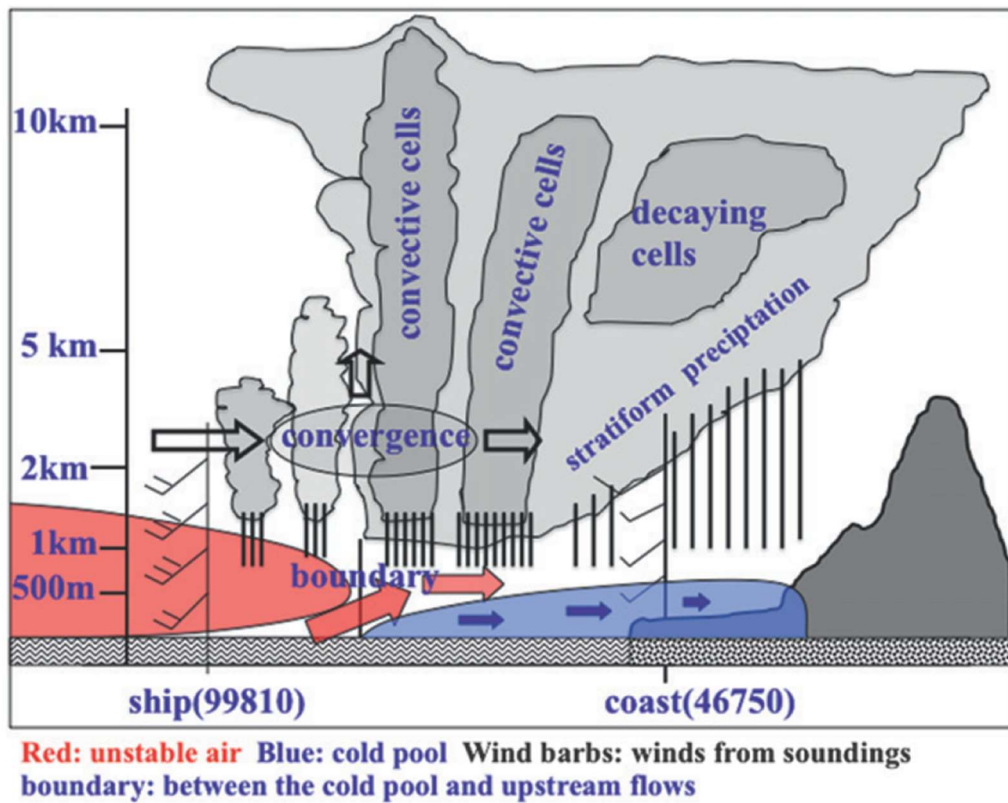


圖 3-5 IOP8 之中尺度對流系統發展機制示意圖(取自 Xu et al. 2012)。

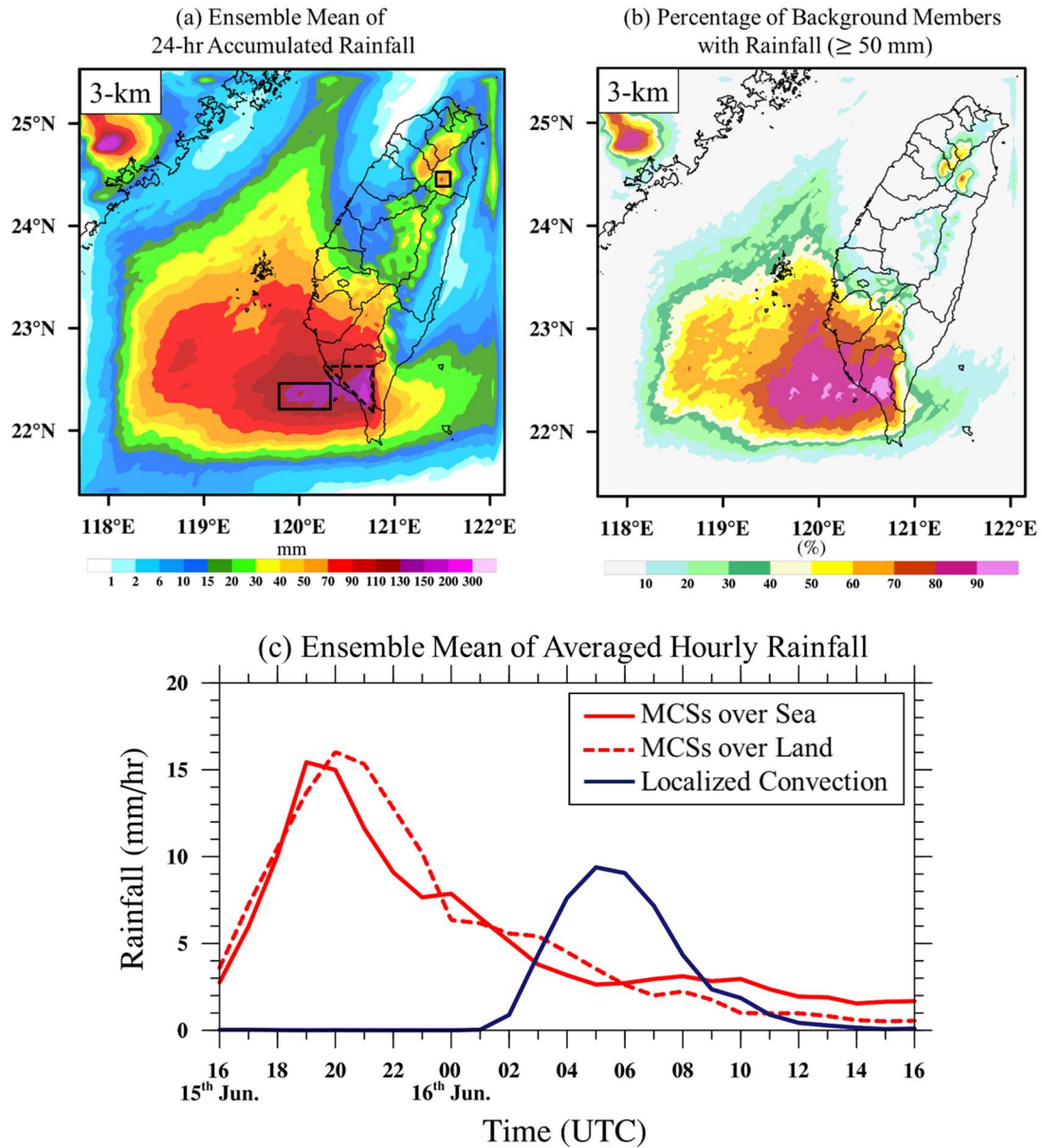


圖 4-1 (a)3-km 的系集平均之 24 小時累積降雨量(mm)，時間為 2008 年 6 月 15 日 1600 UTC 至 6 月 16 日 1600 UTC，海上之長方形實框，空間樣本為 190 個格點數；陸上之三角形虛框，樣本格點數為 153 個；台灣東北部另有一方形實框，樣本格點數為 36 個；(b) 24 小時累積降雨量達到 50 毫米以上之系集成員比例(%), 50%表示有 36 位成員達此門檻；(c)系集平均之瞬時降雨(mm/hr)，紅線表示中尺度對流系統(MCSs)，實線為海上(圖 4-1(a)長方形實框)之格點平均結果，虛線為陸上(圖 4-1(a)三角形虛框)之格點平均；藍線(圖 4-1(a)陸上之方形實框)表示局地對流系統。

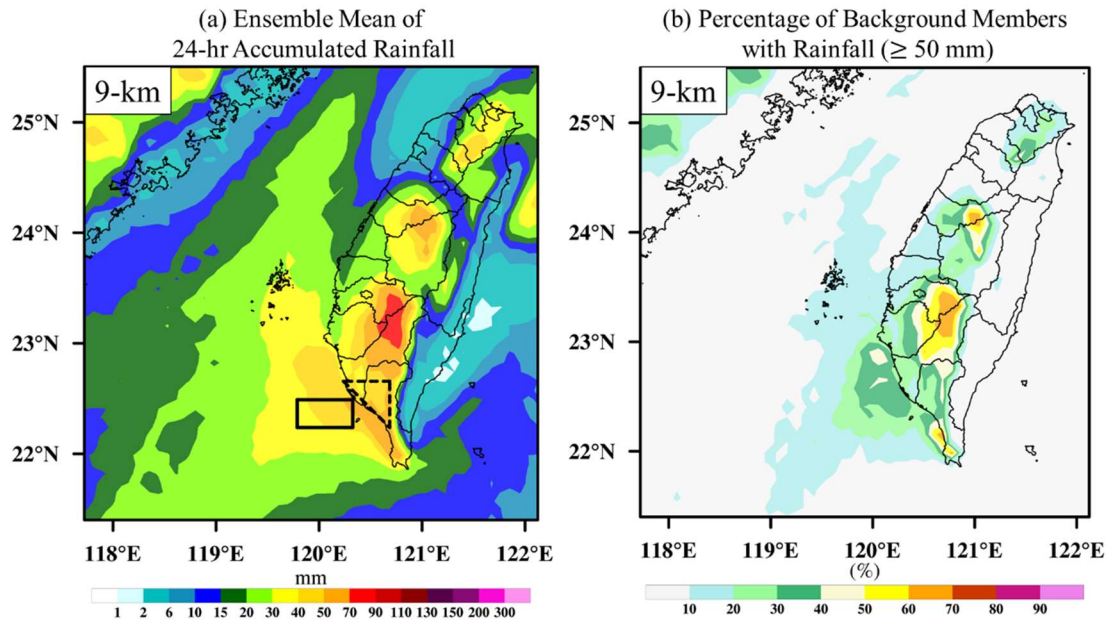


圖 4-2 (a)9-km 的系集平均之 24 小時累積降雨量(mm)，時間同圖 4-1，海上之長方形實框，空間樣本為 28 個格點數；陸上之三角形虛框，樣本格點數為 21 個；(b) 24 小時累積降雨量達到 50 毫米以上之系集成員比例(%)。

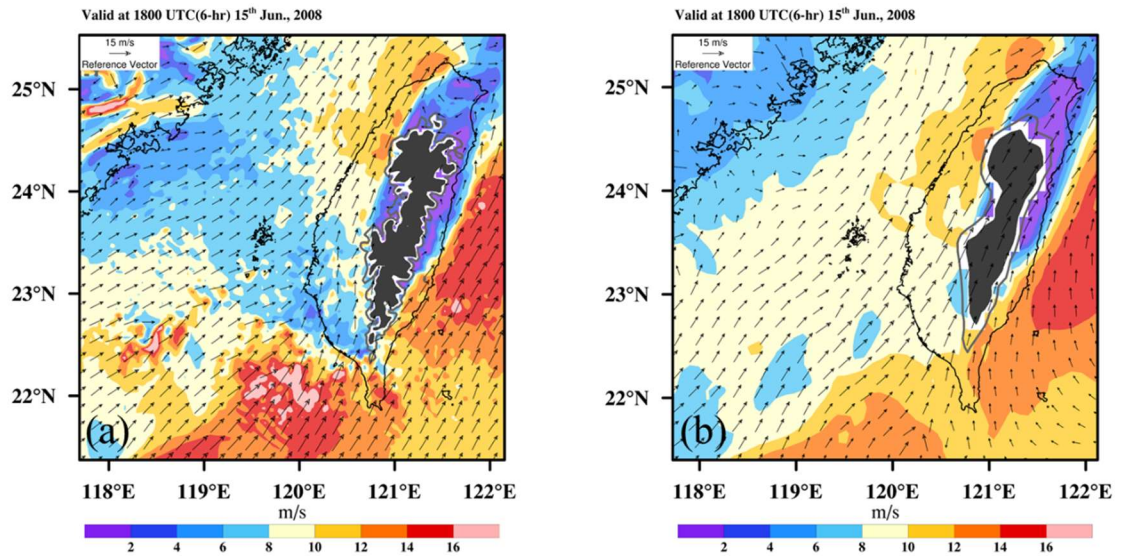


圖 4-3 系集平均初始場之 6 小時單一預報，850 hPa 水平風場(箭頭)，風速(色塊)，(a)3-km (b) 9-km。

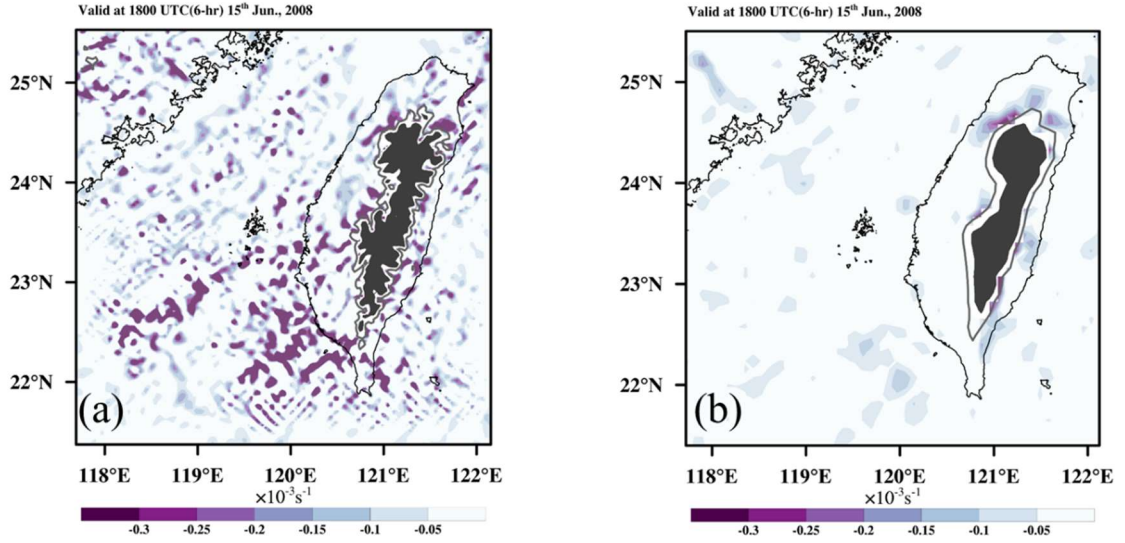


圖 4-4 系集平均初始場之 6 小時單一預報，850 hPa 輻合場，(a)3-km (b) 9-km。

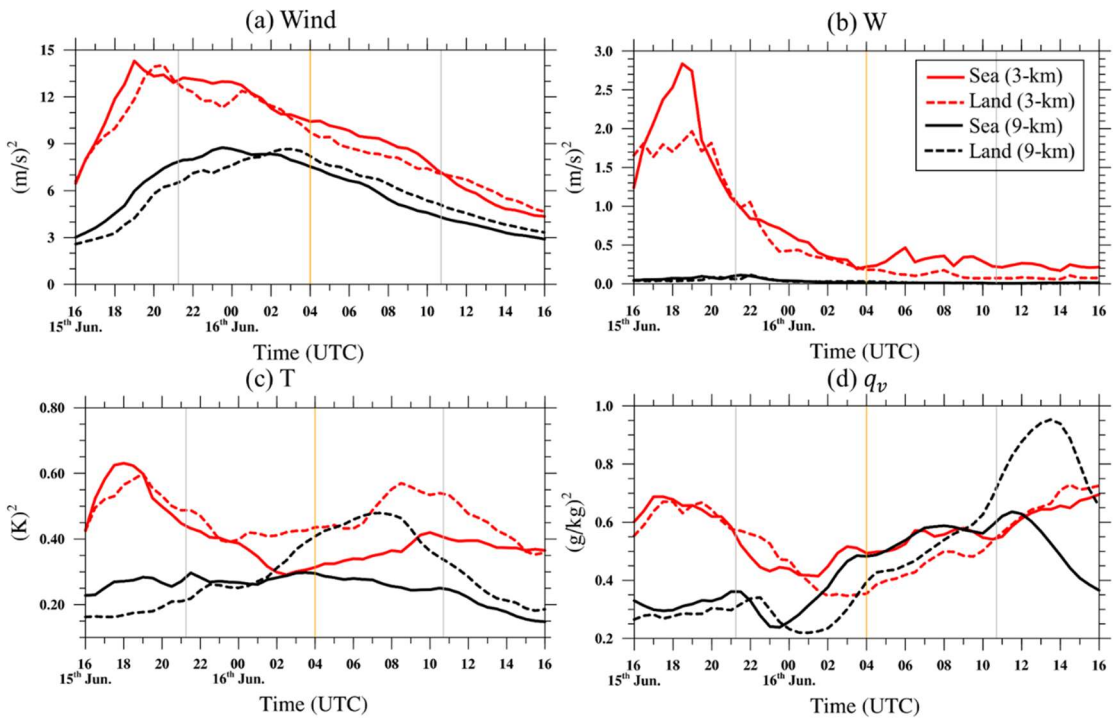


圖 4-5 範圍平均之方差時序圖，(a)水平風 $(m/s)^2$ ，(b)垂直速度 $(m/s)^2$ ，(c)溫度 $(K)^2$ ，(d)比濕 $(g/kg)^2$ ，黑線為 9-km，紅線為 3-km；實線為海上(圖 4-1(a))，虛線為陸上，第 1 至 22 層(~ 150 hPa)之高度平均。灰線為日初與日落的時間，橘線表示當地時間正午(1200 LST)。

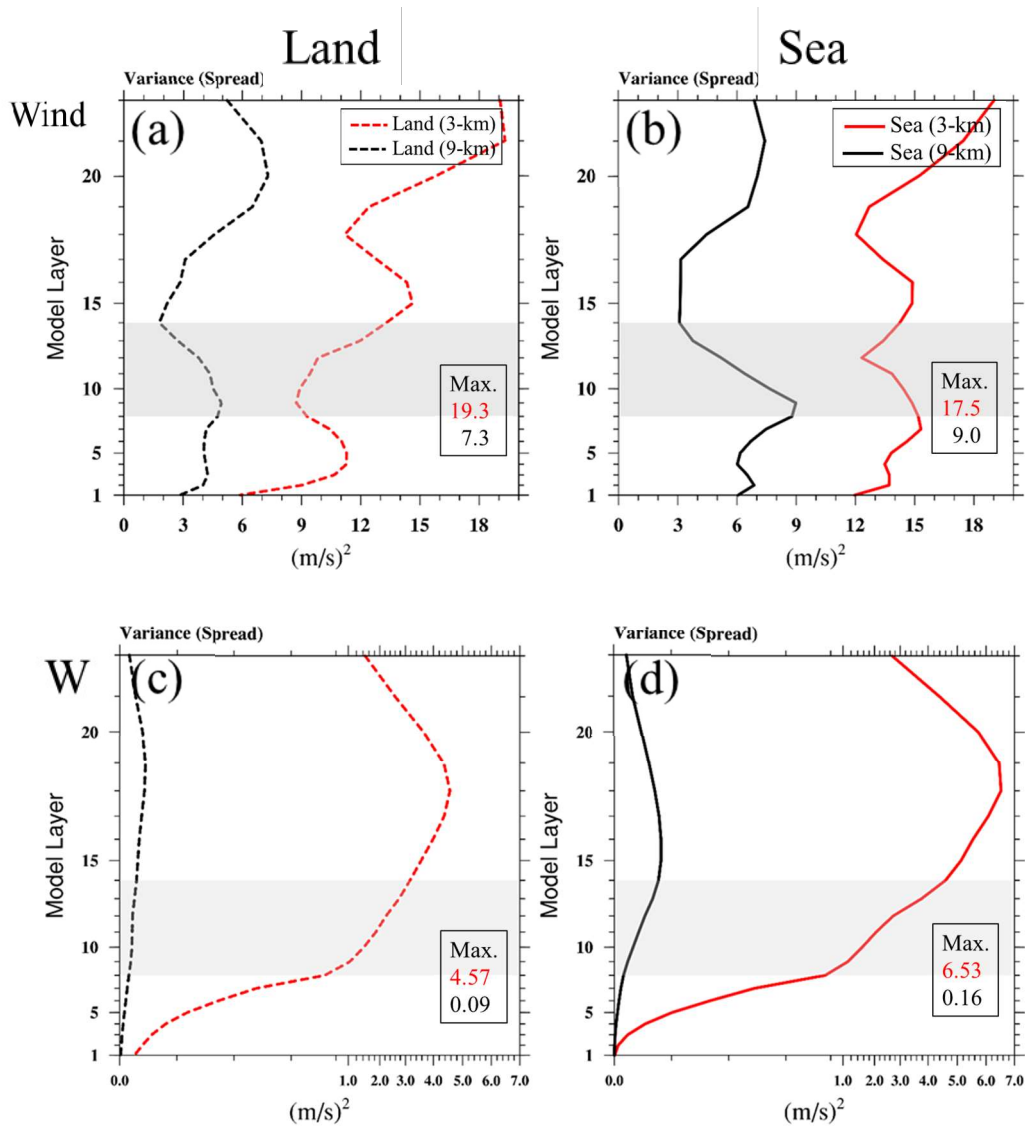


圖 4-6 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)水平風(m/s)²，(c)(d)垂直速度(m/s)²，黑線 9-km，紅線 3-km，灰色區域為約 850(~1.5 km)到 500 hPa(~5.0 km)高度範圍，時間 1900UTC。

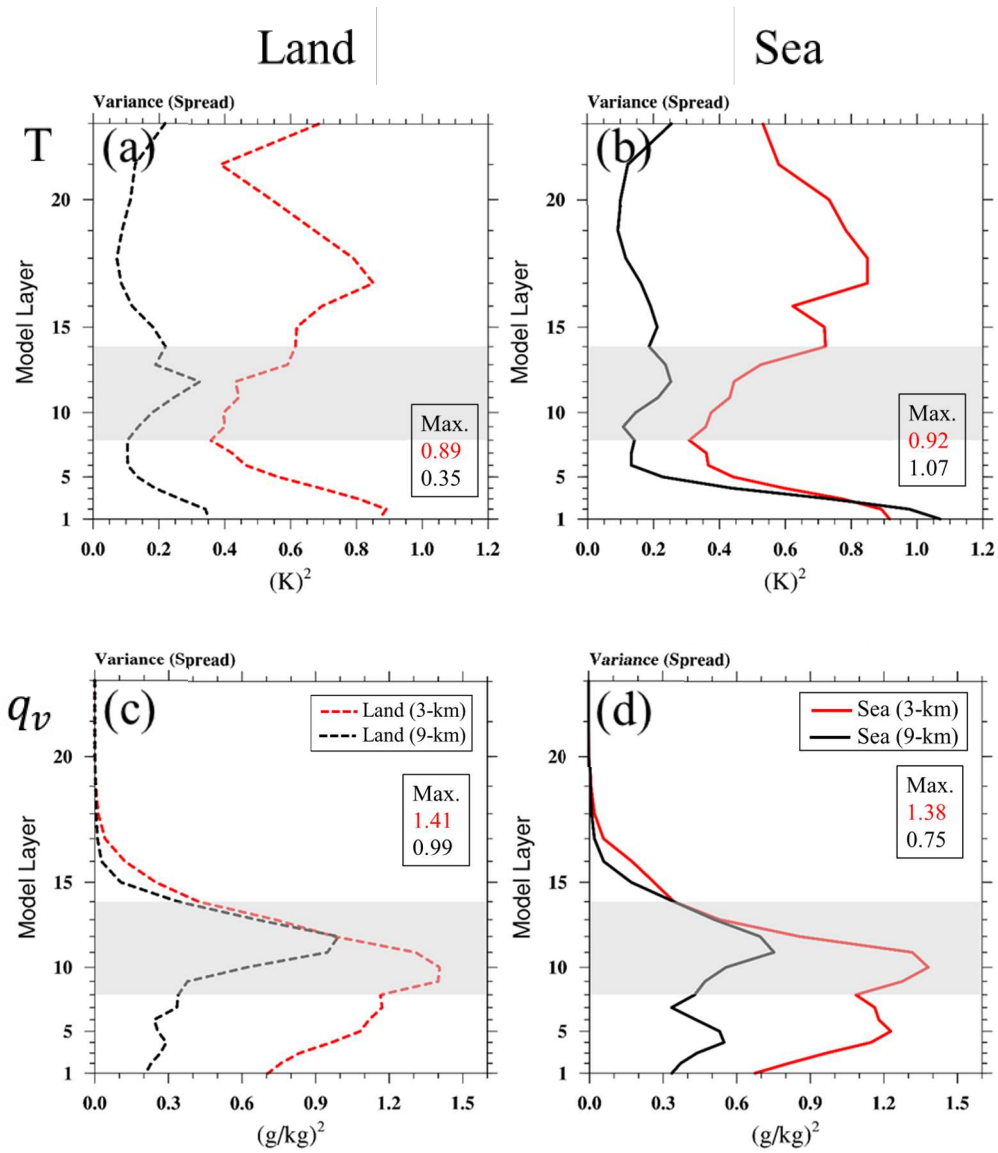


圖 4-7 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)溫度 $(K)^2$ ，(c)(d)比濕 $(g/kg)^2$ ，黑線 9-km，紅線 3-km，灰色區域為約 850(~1.5 km)到 500 hPa(~5.0 km)高度範圍，時間 1900UTC。

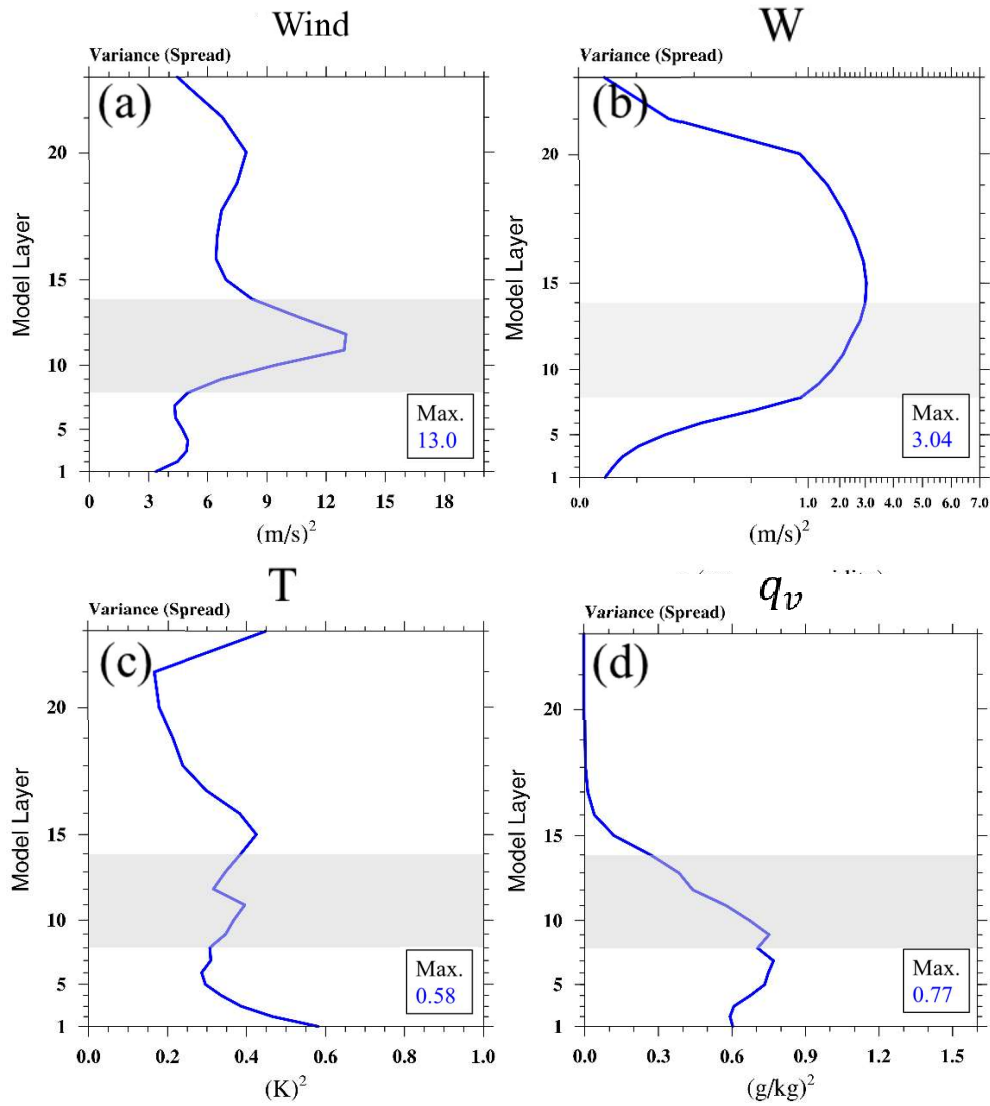


圖 4-8 局地熱對流之範圍平均之方差垂直分布圖，(a)水平風 $(m/s)^2$ ，(b)垂直速度 $(m/s)^2$ ，(c)溫度 $(K)^2$ ，(d)比濕 $(g/kg)^2$ ，時間為6月16日0500 UTC。

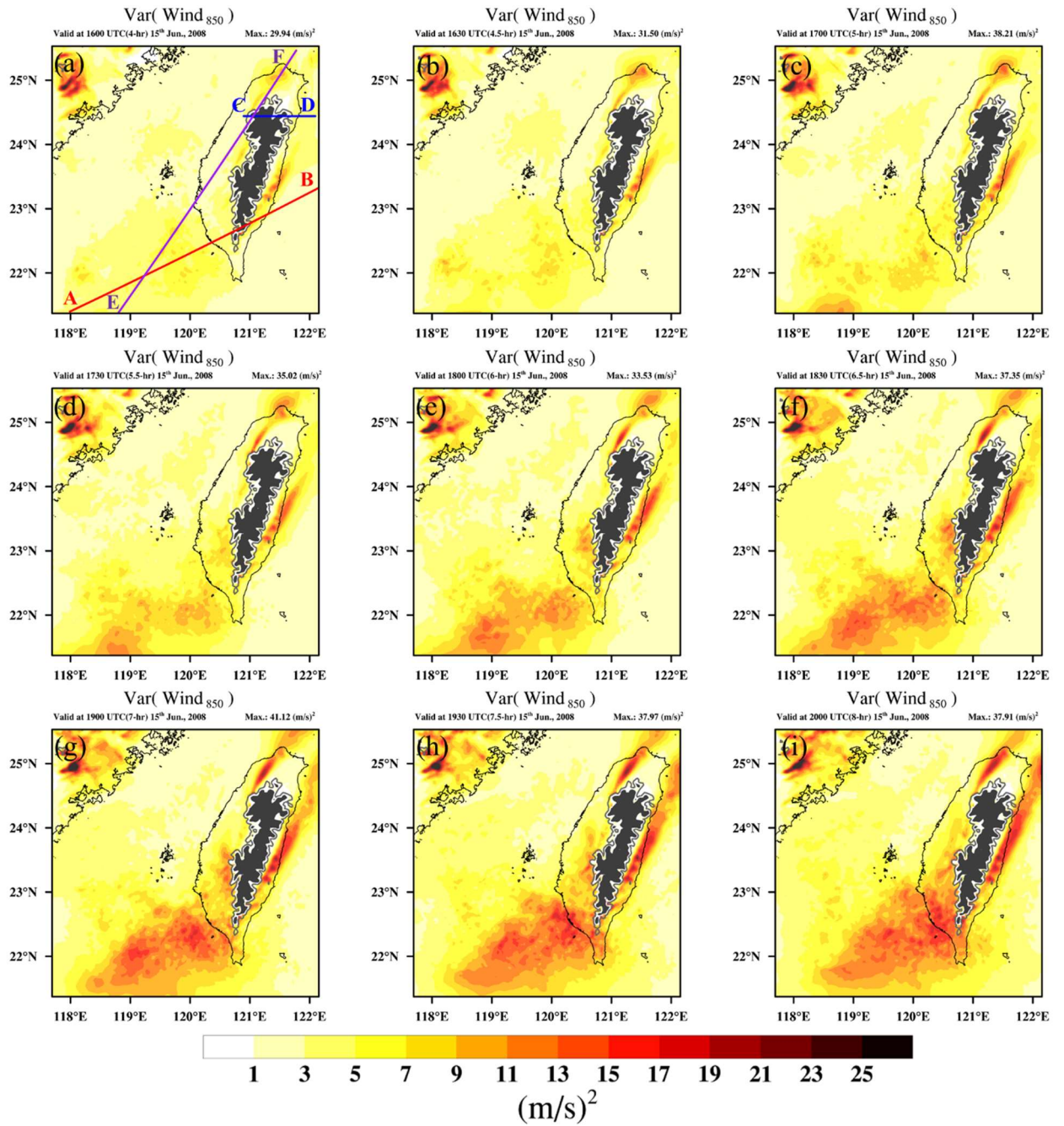


圖 4-9 850 hPa 水平風速之方差(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊為地形。

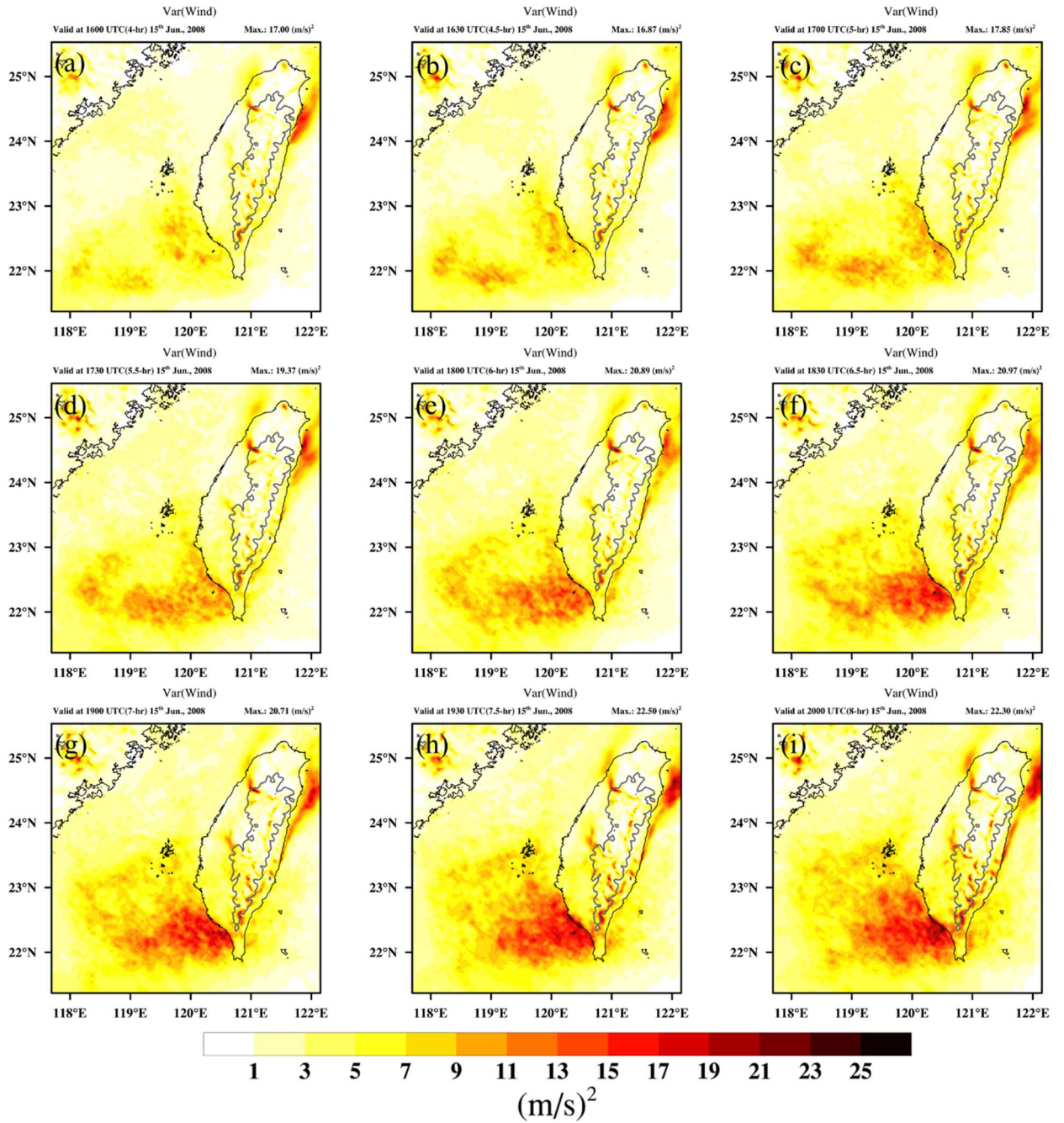


圖 4-10 模式最底層水平風速之方差(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線。

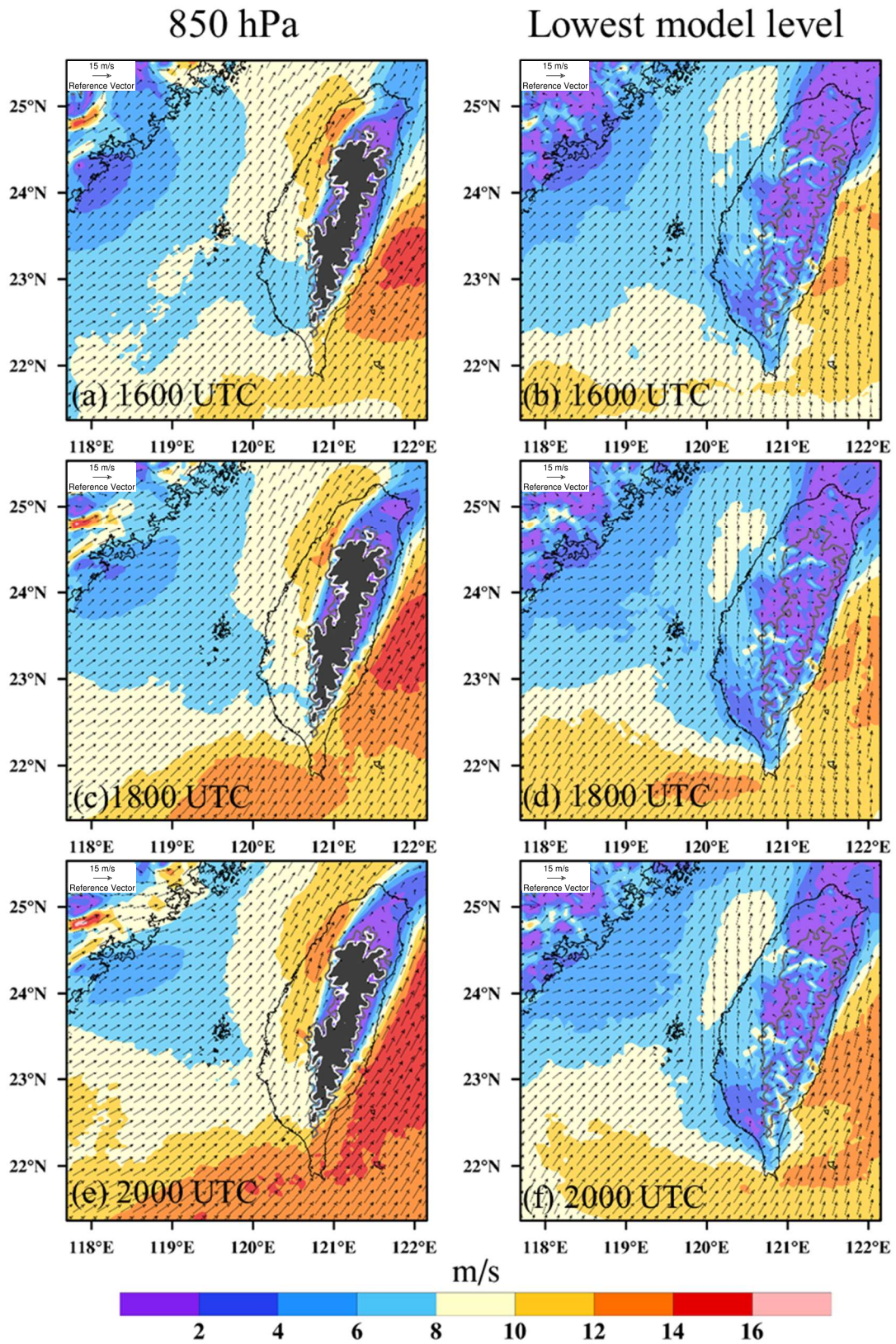


圖 4-11 水平風速之系集平均(a)(c)(e)850 hPa，(b)(d)(f)模式最底層，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC。

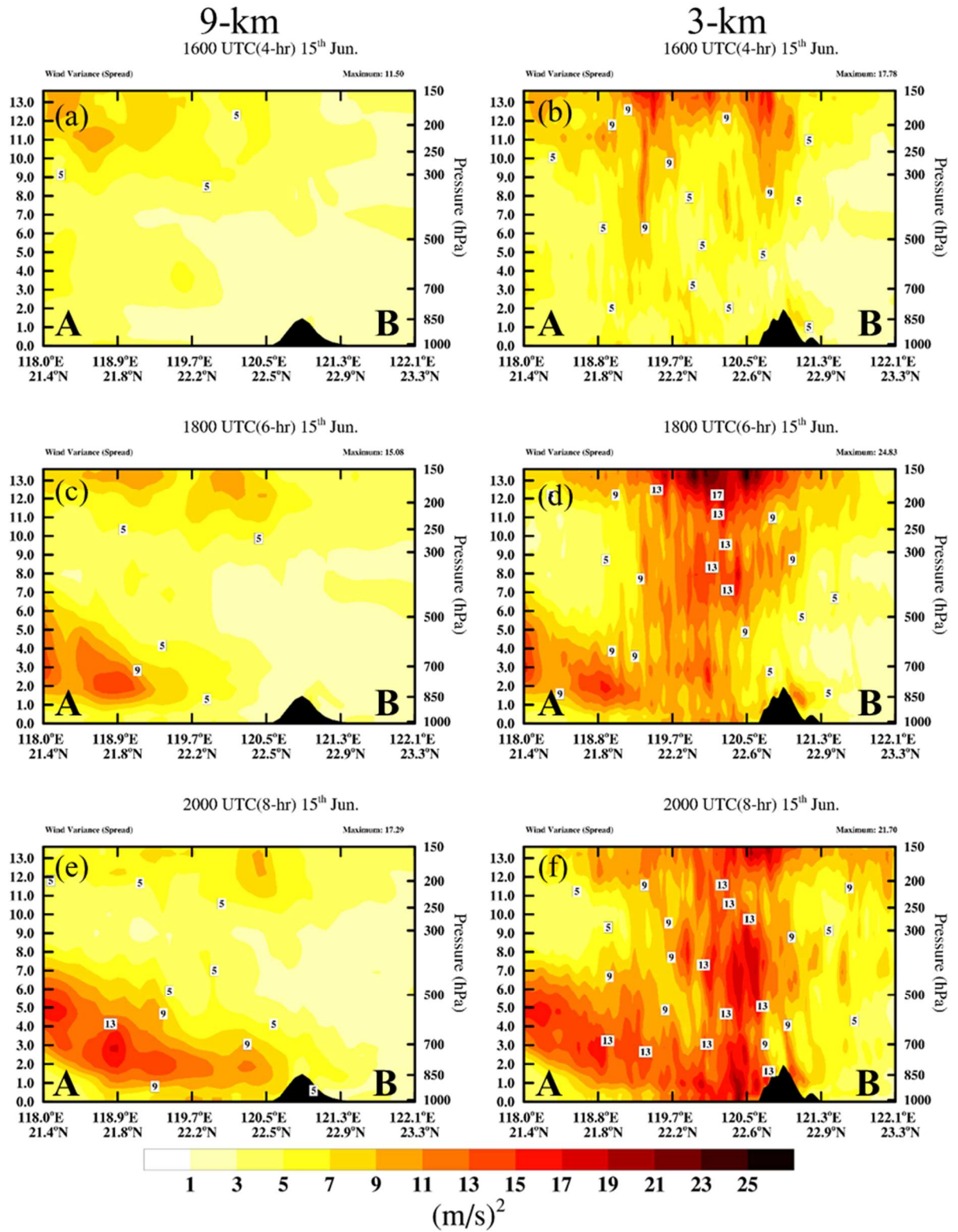
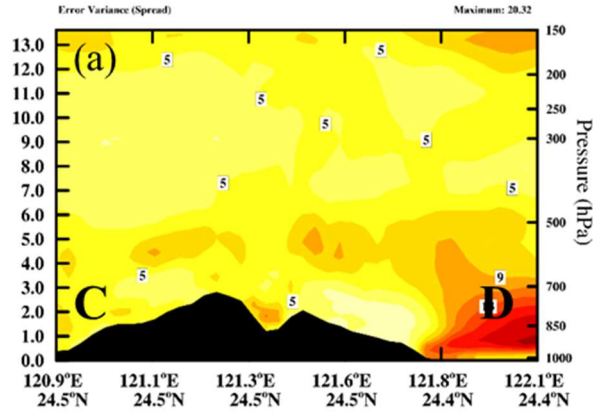


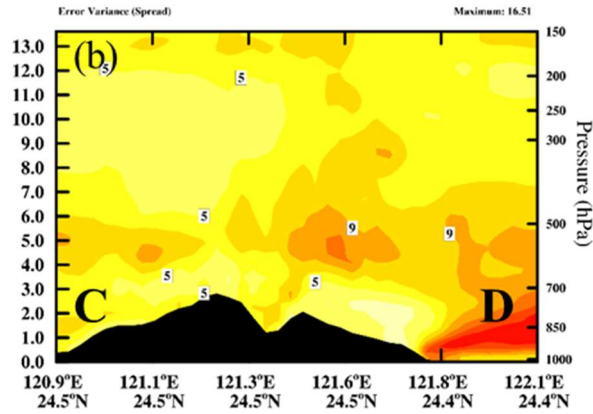
圖 4-12 MCSs 之水平風速方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，(b)(d)(f)3-km，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代表地形。

Localized Convection

0300 UTC(15-hr) 16th Jun.



0400 UTC(16-hr) 16th Jun.



0500 UTC(17-hr) 16th Jun.

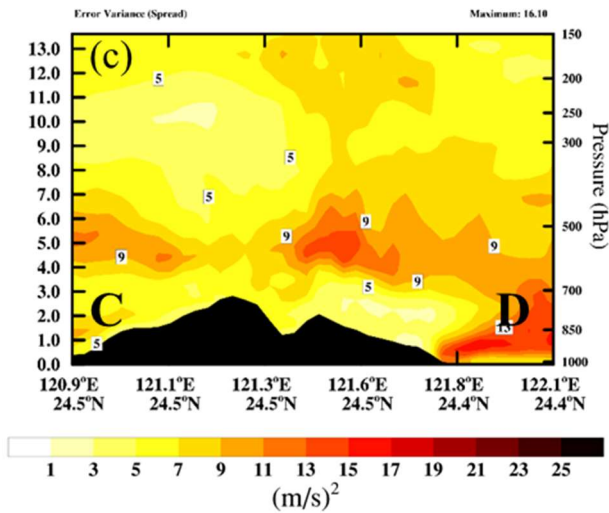
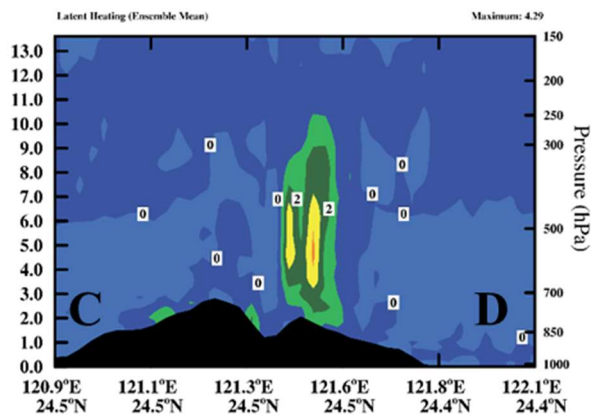


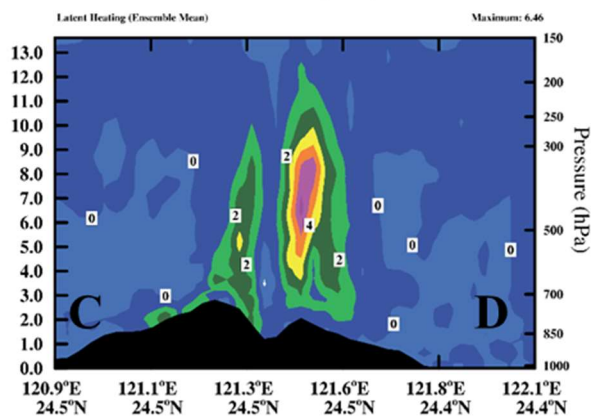
圖 4-14 局地熱對流之水平風速方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{CD})，(a)6 月 16 日 0300 UTC，(b) 0400 UTC，(c) 0500 UTC。

Localized Convection

0300 UTC(15-hr) 16th Jun.



0400 UTC(16-hr) 16th Jun.



0500 UTC(17-hr) 16th Jun.

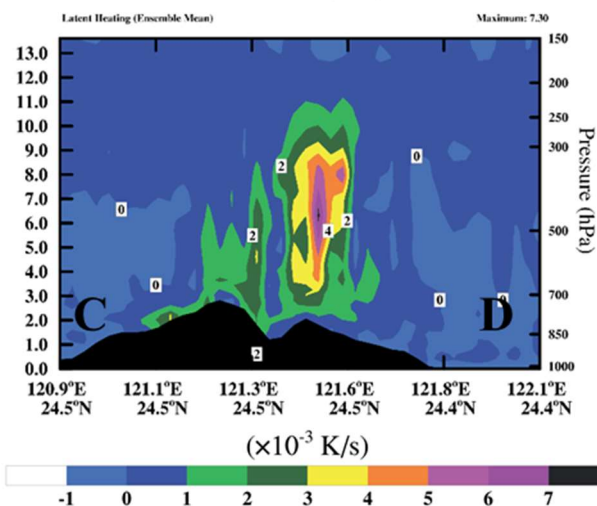


圖 4-15 局地熱對流之系集平均凝結加熱率剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{CD})，(a)6 月 16 日 0300 UTC，(b) 0400 UTC，(c) 0500 UTC。

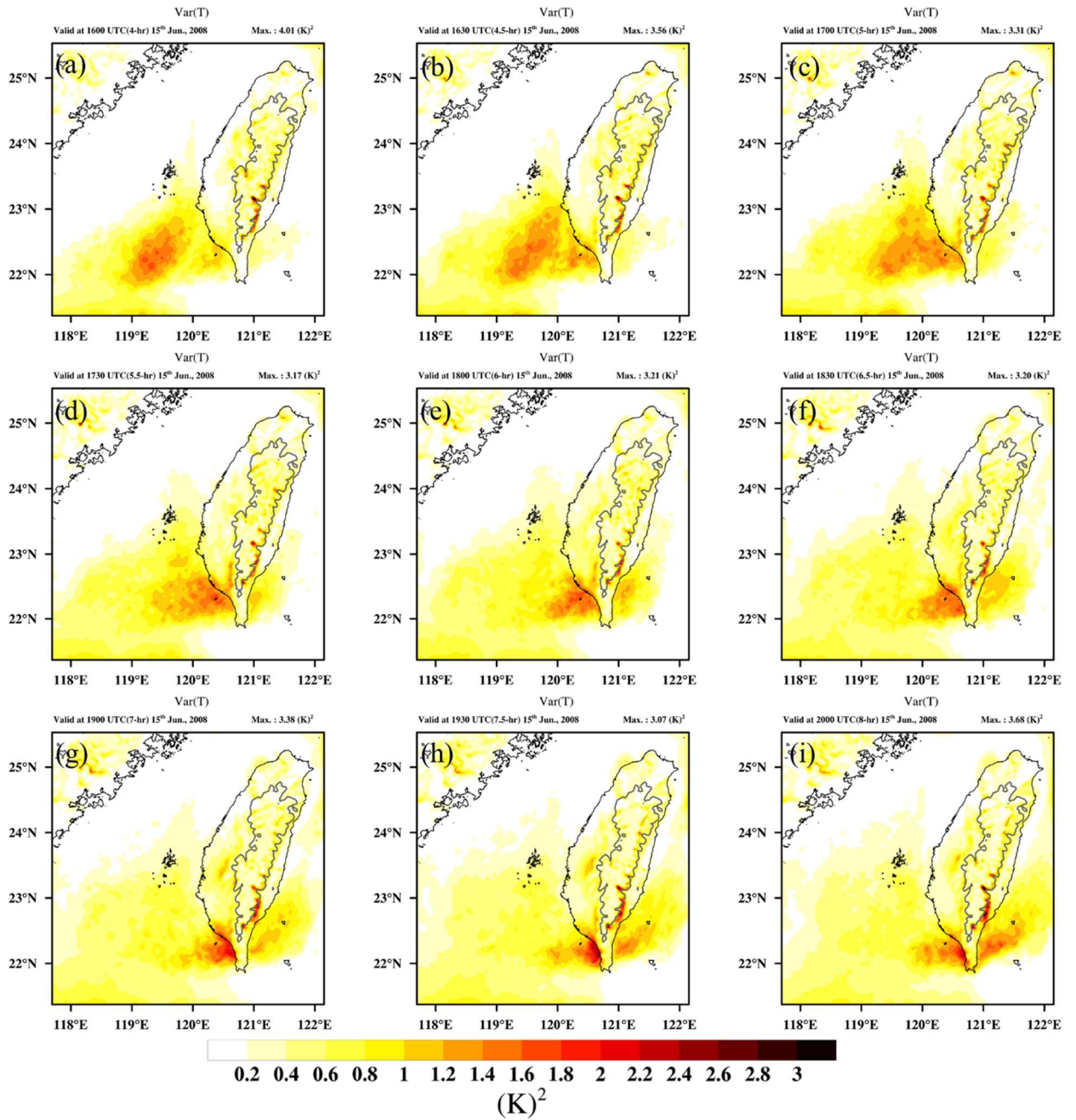


圖 4-16 模式最底層溫度之方差(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線。

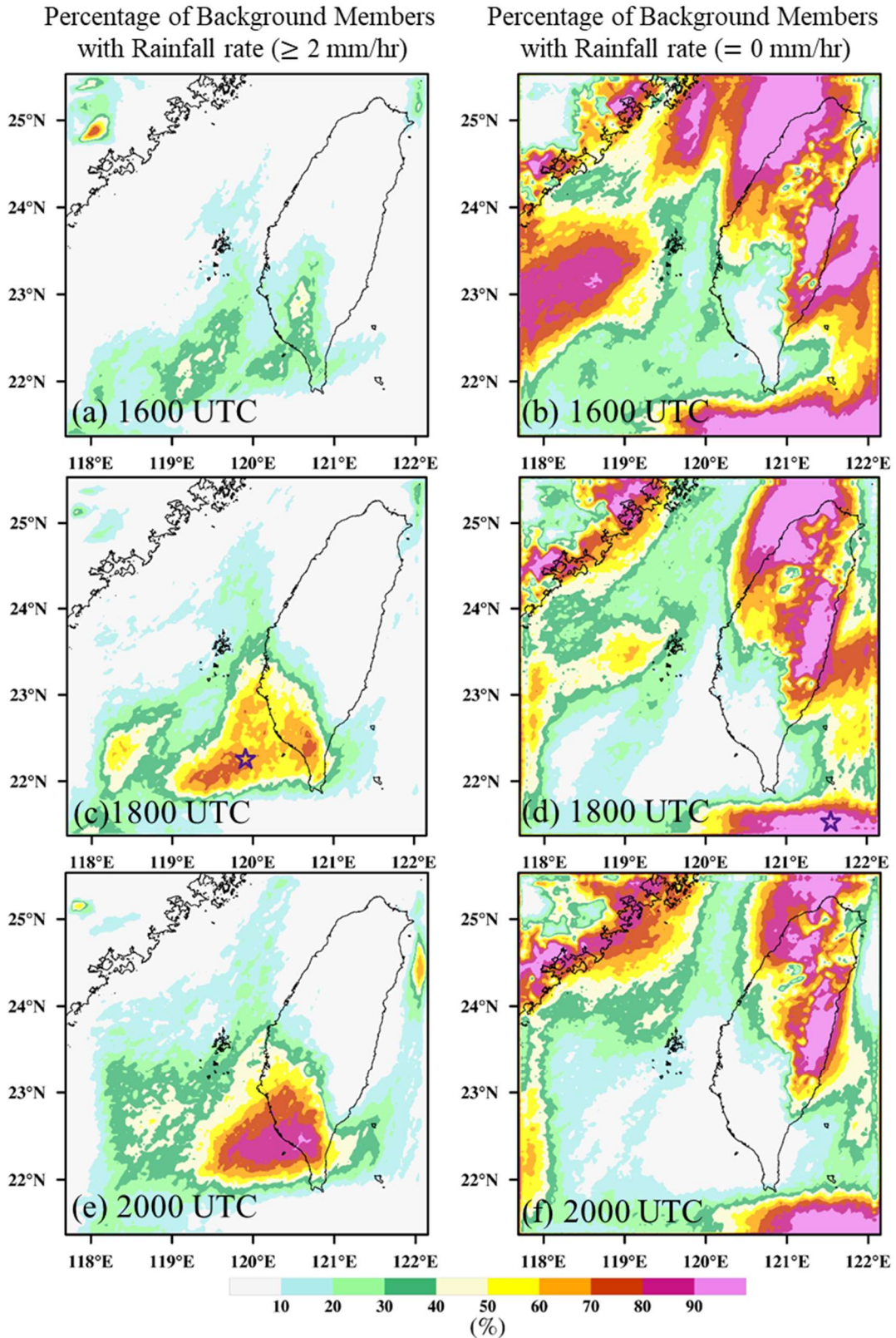


圖 4-17 瞬時降雨率之系集成員比例(%), (a)(c)(e) 達到 2 mm/hr 以上(強降雨區), (d)(d)(f) 每小時 0 毫米(無降雨區), (a)(b) 1600 UTC, (c)(d) 1800 UTC, (e)(f) 2000 UTC, 紫色星形位置為(c)($119.9^{\circ}E, 22.3^{\circ}N$), (d) ($121.6^{\circ}E, 21.6^{\circ}N$)。

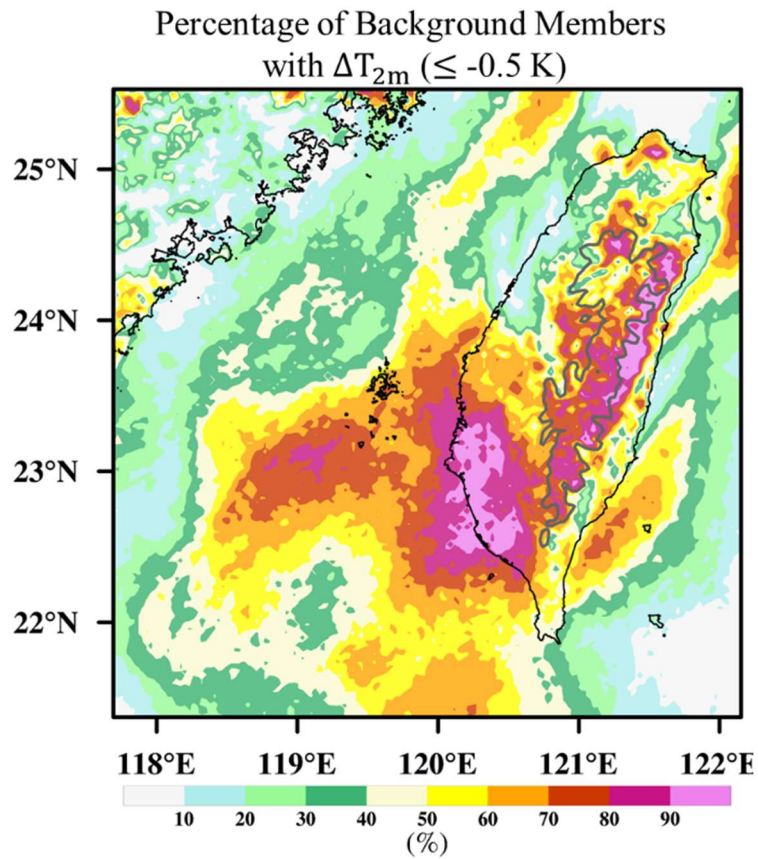


圖 4-18 4 小時內 2 m 溫度變化量之系集成員比例(%), 滿足 1600 到 2000 UTC 的溫度變化在-0.5 K 以下, 灰線表示 1500 公尺地形等高線。

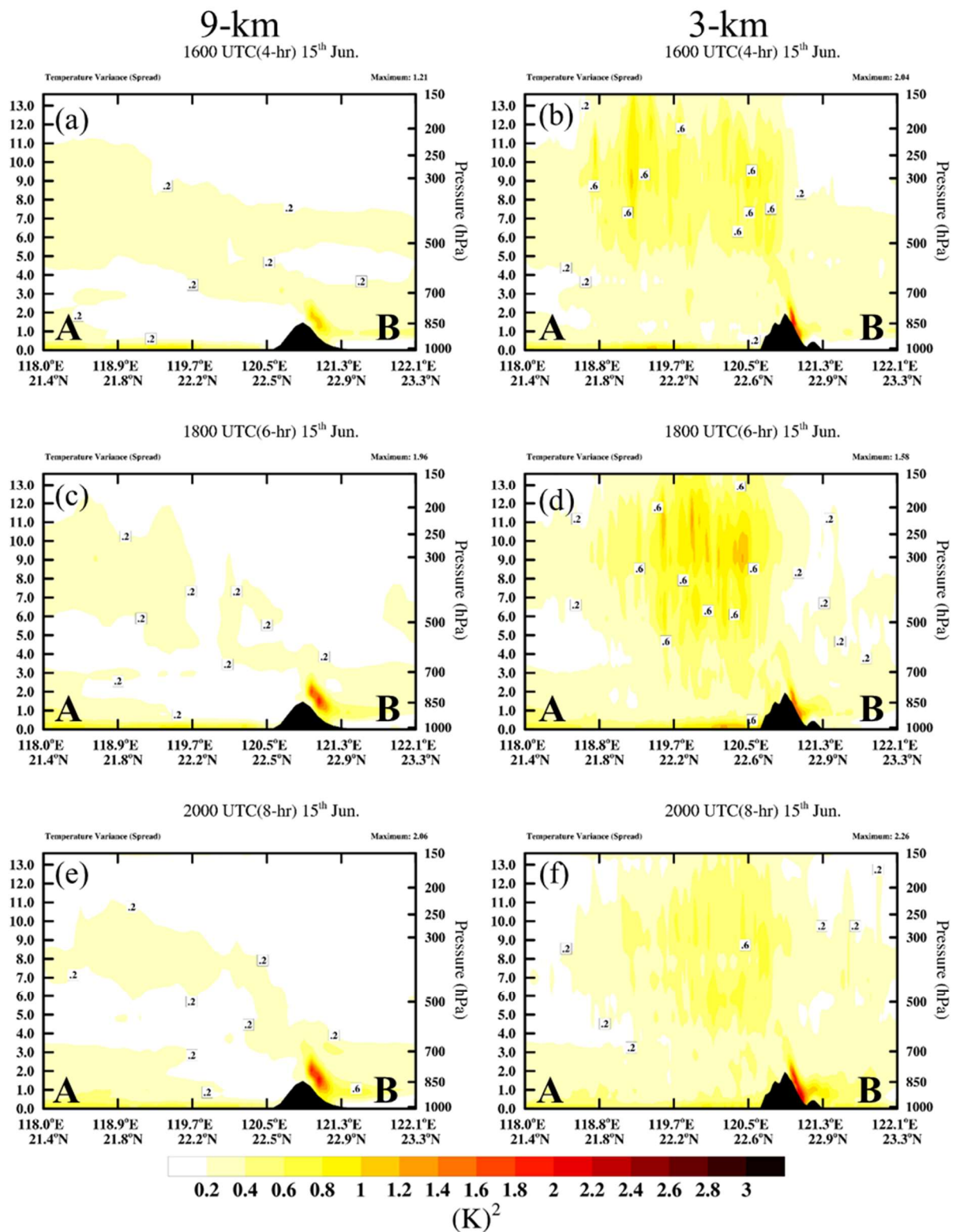


圖 4-19 MCSs 之溫度方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，(b)(d)(f)3-km，(a)(b) 1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代表地形。

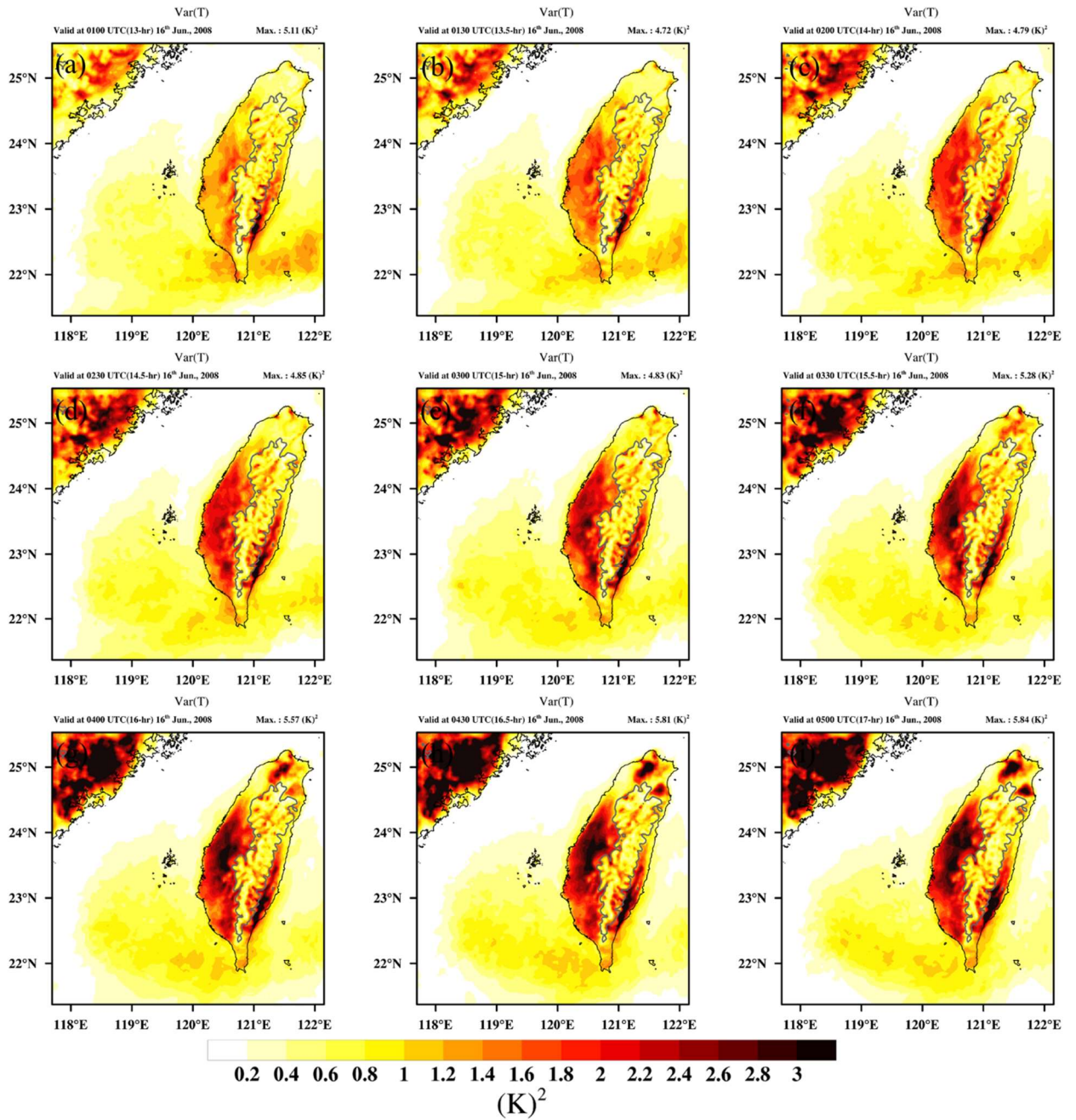


圖 4-20 模式最底層溫度之方差(a)-(c)6月16日 0100 至 0200 UTC，(d)-(f)0230 至 0330 UTC，(g)-(i)0400 至 0500 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線。

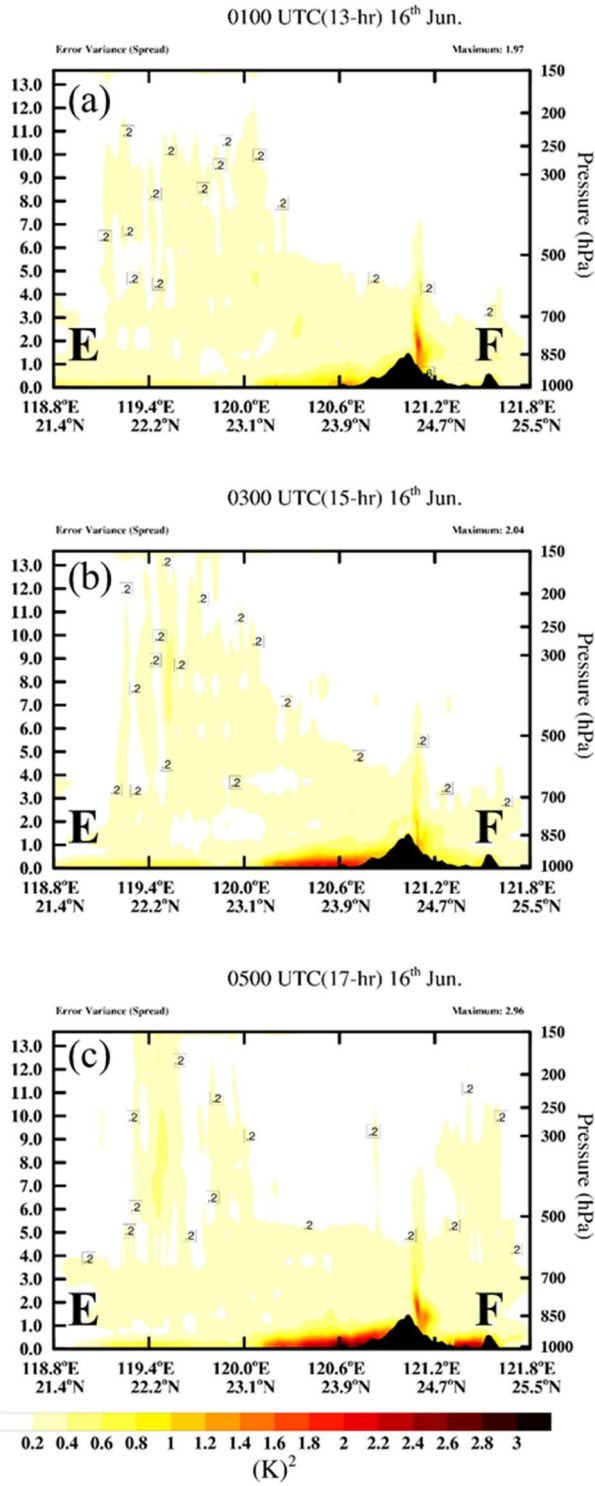


圖 4-21 白晝之溫度方差剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{EF})，解析度 3-km，(a) 6 月 16 日 0100 UTC，(b) 0300 UTC，(c) 0500 UTC，黑色的色塊代表地形。

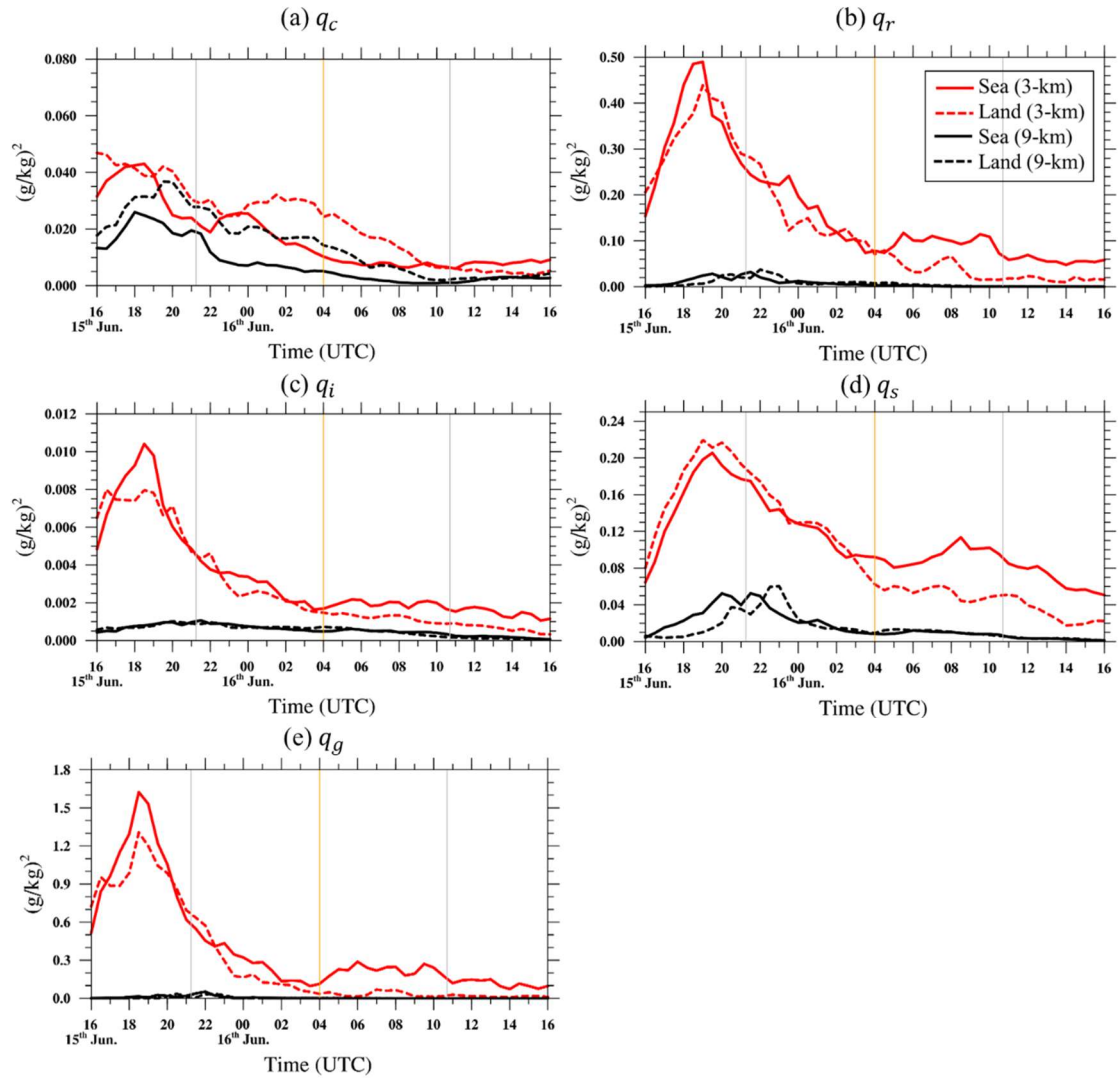


圖 4-22 範圍平均之方差時序圖，(a)雲水混合比 $(g/kg)^2$ ，(b)雨水混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)雲冰混合比 $(K)^2$ ，(d)雪混合比 $(g/kg)^2$ ，(e)霰混合比 $(g/kg)^2$ 。

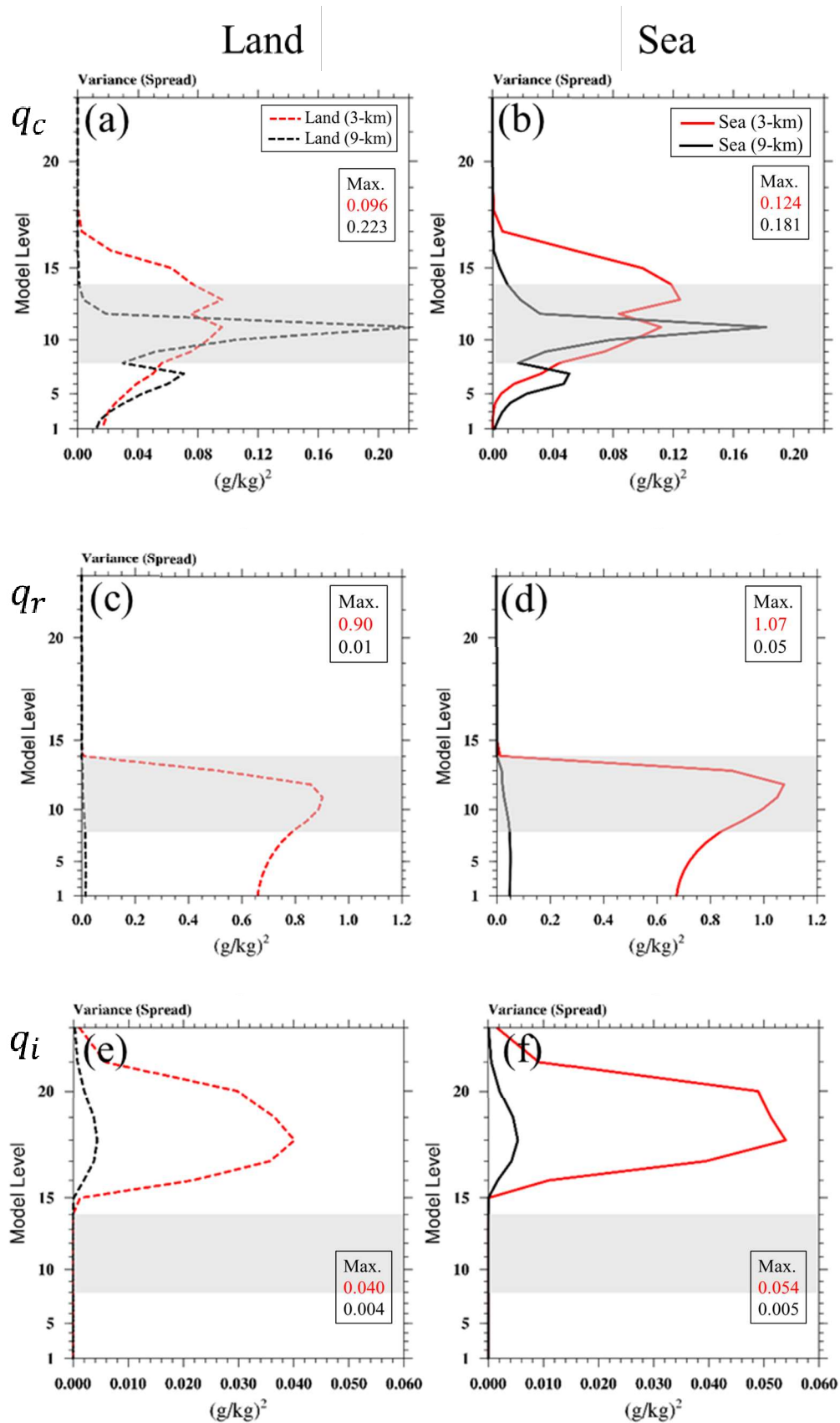


圖 4-23 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)雲水混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)(d)雨水混合比 $(g/kg)^2$ ，(e)(f) 雲冰混合比 $(g/kg)^2$ 。

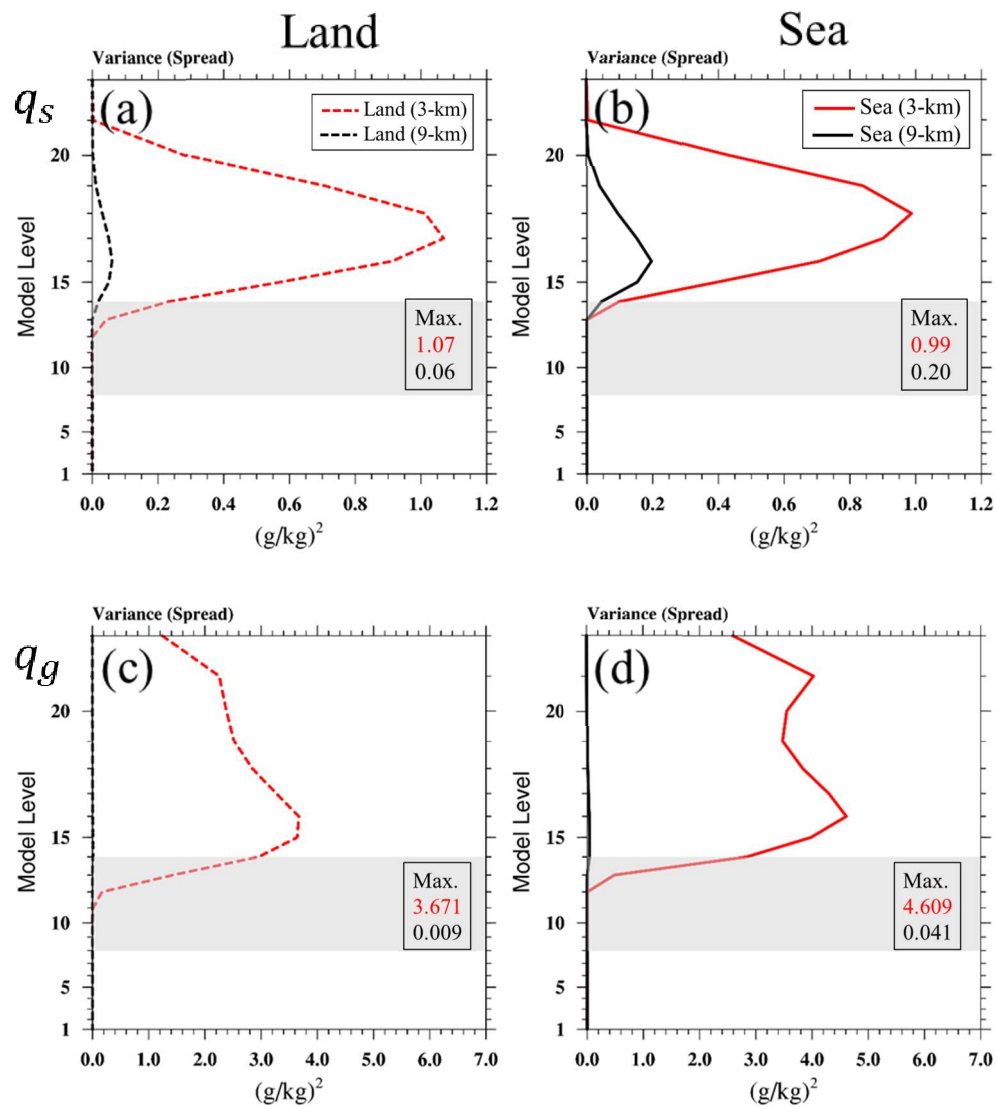


圖 4-24 範圍平均之方差垂直分布圖，陸上(左)，海上(右)；(a)(b)雪混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)(d)霰混合比 $(g/kg)^2$

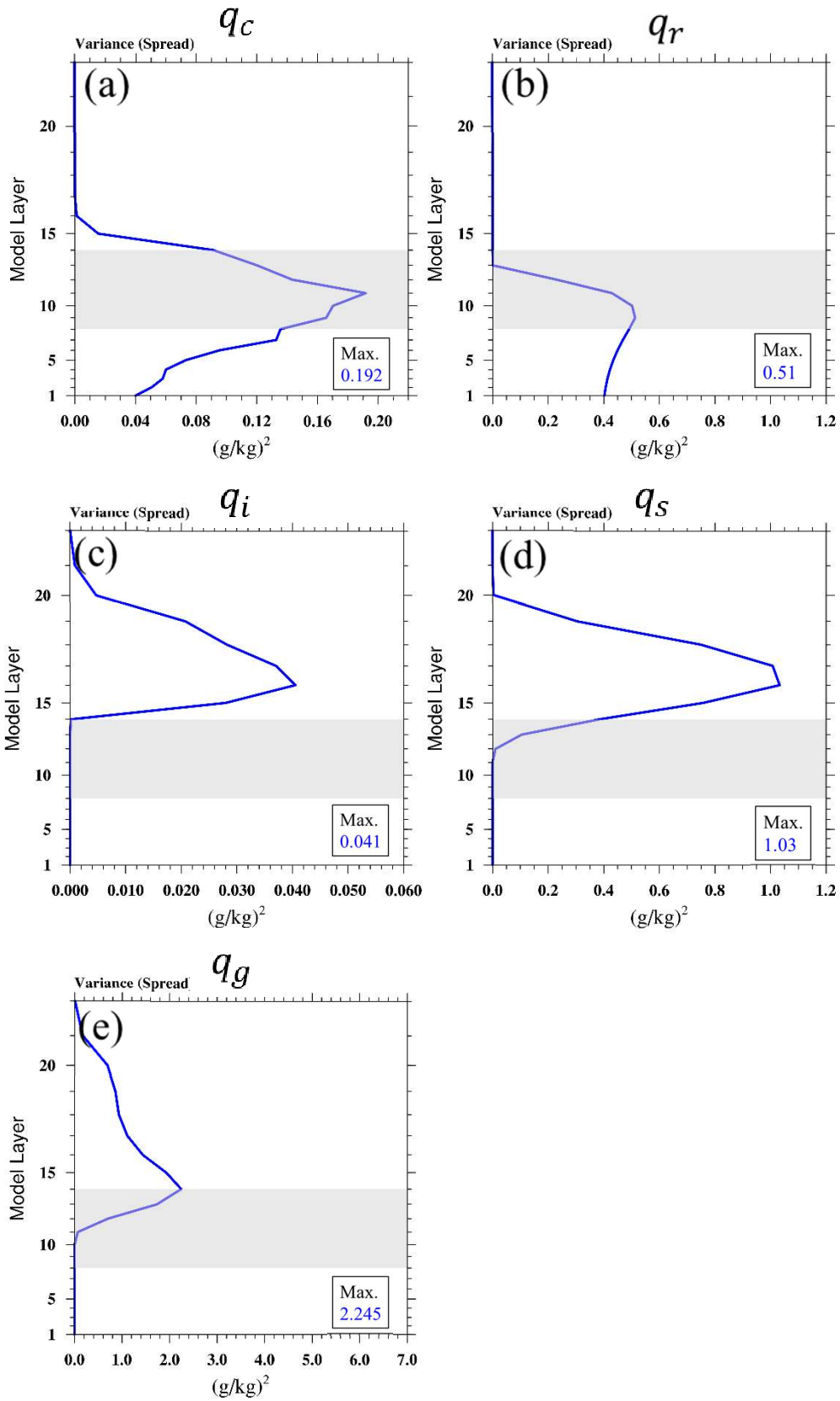


圖 4-25 局地熱對流之範圍平均之方差垂直分布圖，(a)雲水混合比 $(g/kg)^2$ ，(b)雨水混合比 $(g/kg)^2$ ，(c)雲冰混合比 $(K)^2$ ，(d)雪混合比 $(g/kg)^2$ ，(e)霰混合比 $(g/kg)^2$ 。

Valid at 0500 UTC(17-hr) 16th Jun., 2008

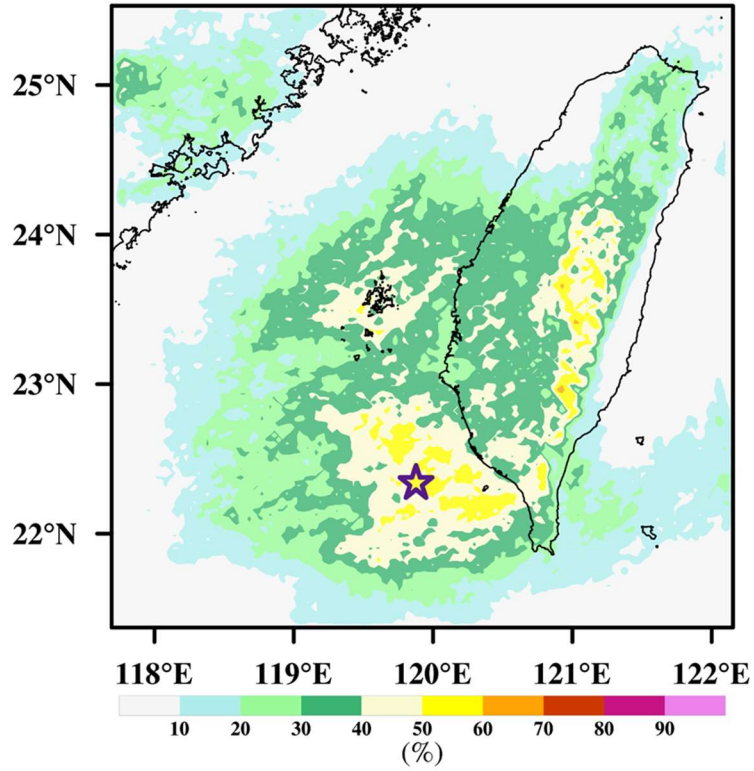


圖 4-26 瞬時降雨率之系集成員比例(%), $0 < \text{降雨率} < 2 \text{ mm/hr}$, 且垂直速度 $< 1 \text{ m/s}$ (層狀降雨區), 時間 6 月 16 日 0500 UTC, 紫色星形位置為 $(119.9^\circ E, 22.4^\circ N)$ 。

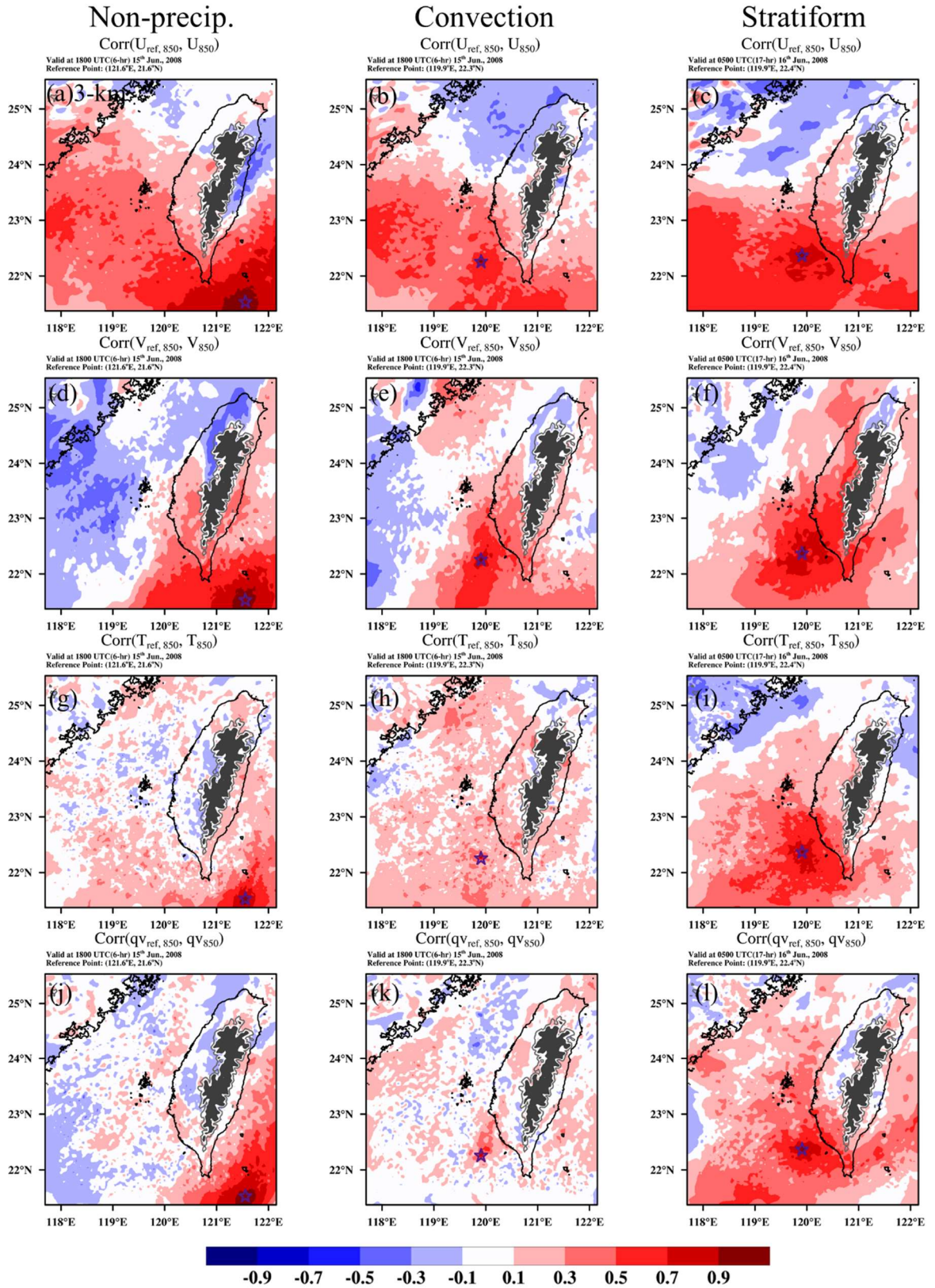


圖 4-27 850 hPa 空間自相關係數，(a)-(c)緯向風，(d)-(f)經向風，(g)-(i)溫度，(j)-(l)比濕，紫色星形為參考點，由左至右分別為非降雨區、對流區和層狀區。

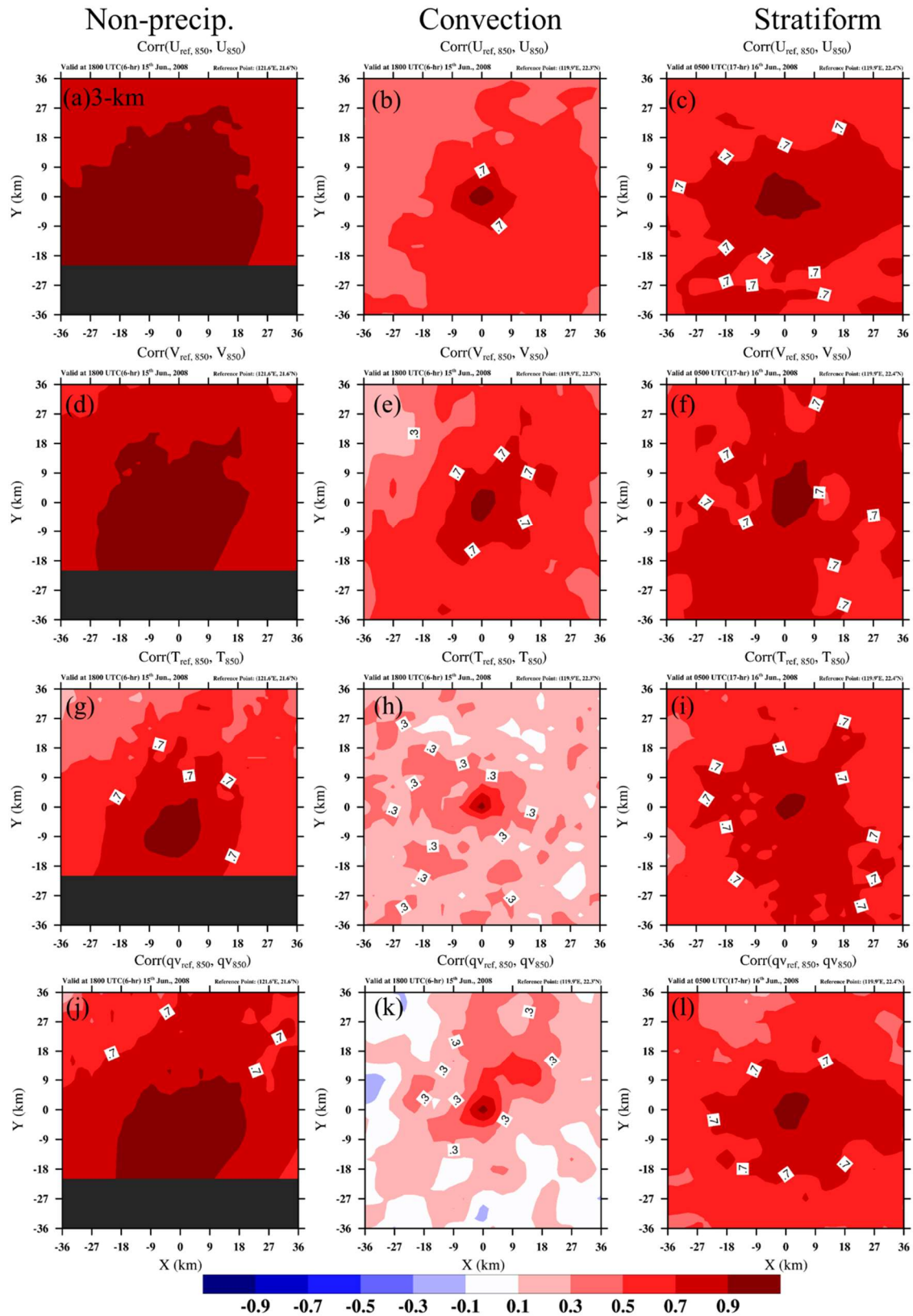


圖 4-28 850 hPa 空間自相關係數，參考點位於中心，涵蓋範圍 36 km，同圖 4-27，由左至右分別為非降雨區、對流區和層狀區。

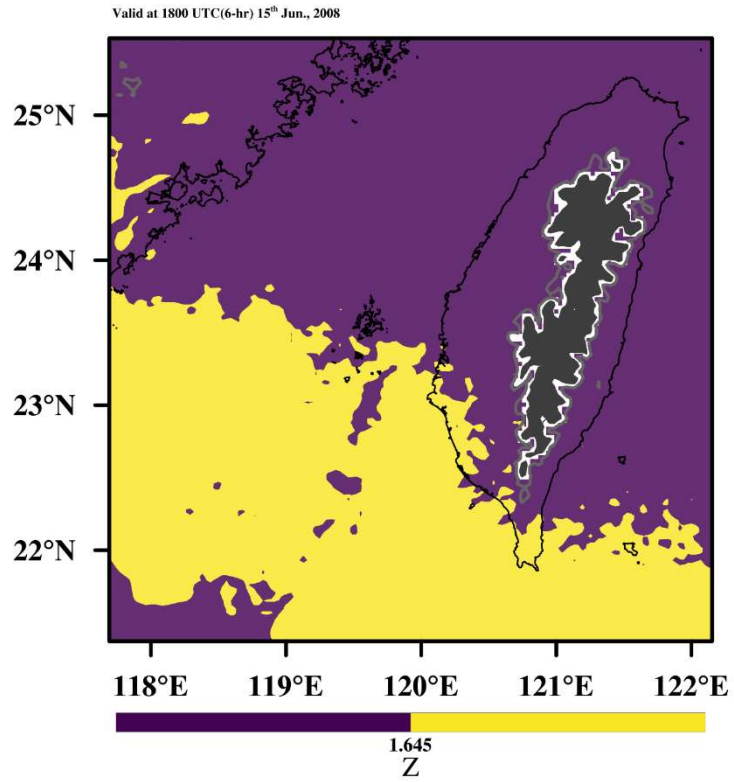


圖 4-29 850 hPa 緯向風自相關係數之統計檢驗 Z 值。

Convection

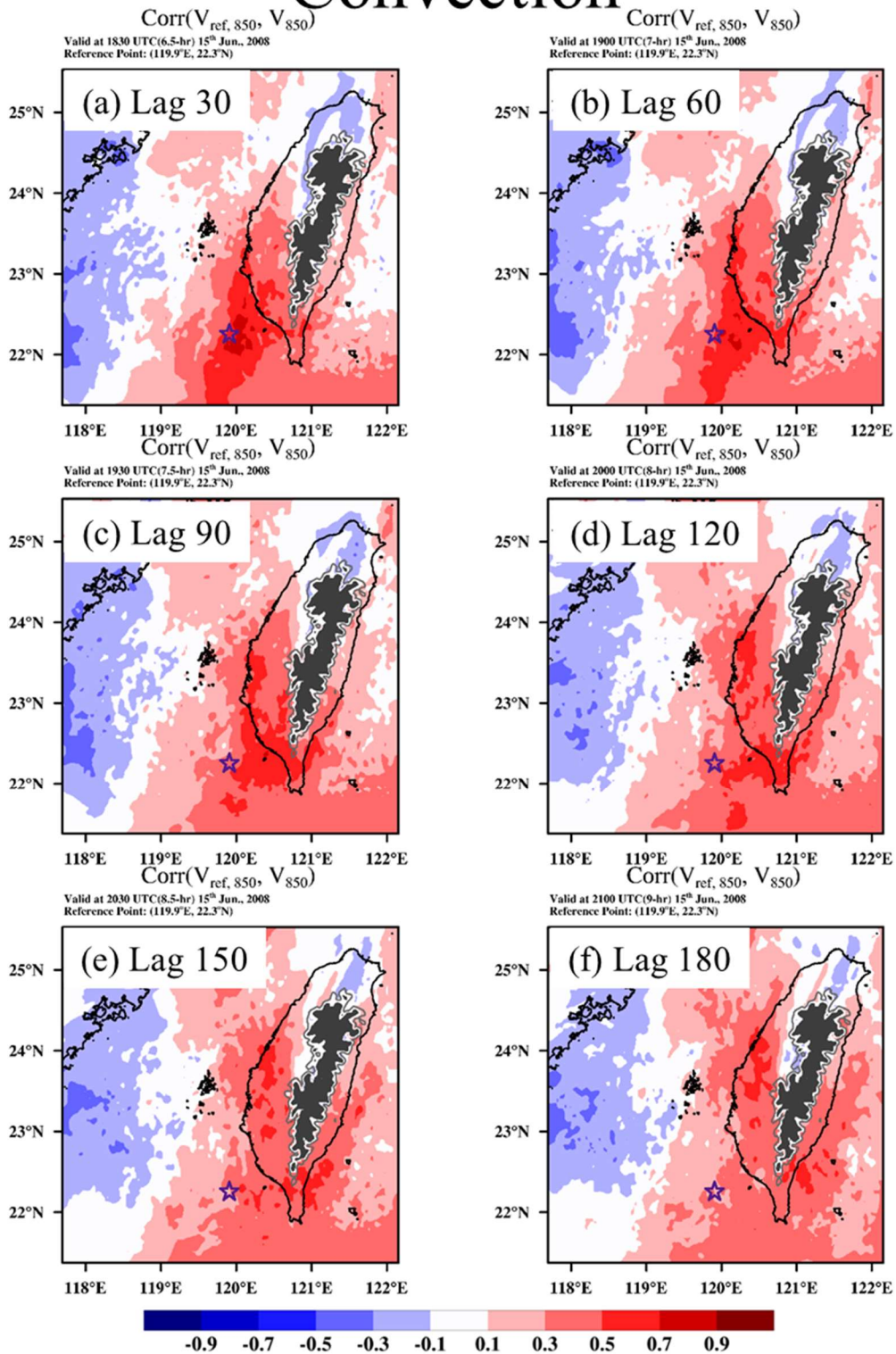


圖 4-30 850 hPa 對流區之空間上經向風時間延遲的自相關係數，紫色星形為參考點，(a) Lag 30 min (1830 UTC)，(f) Lag 180 min (2100 UTC)。

Stratiform

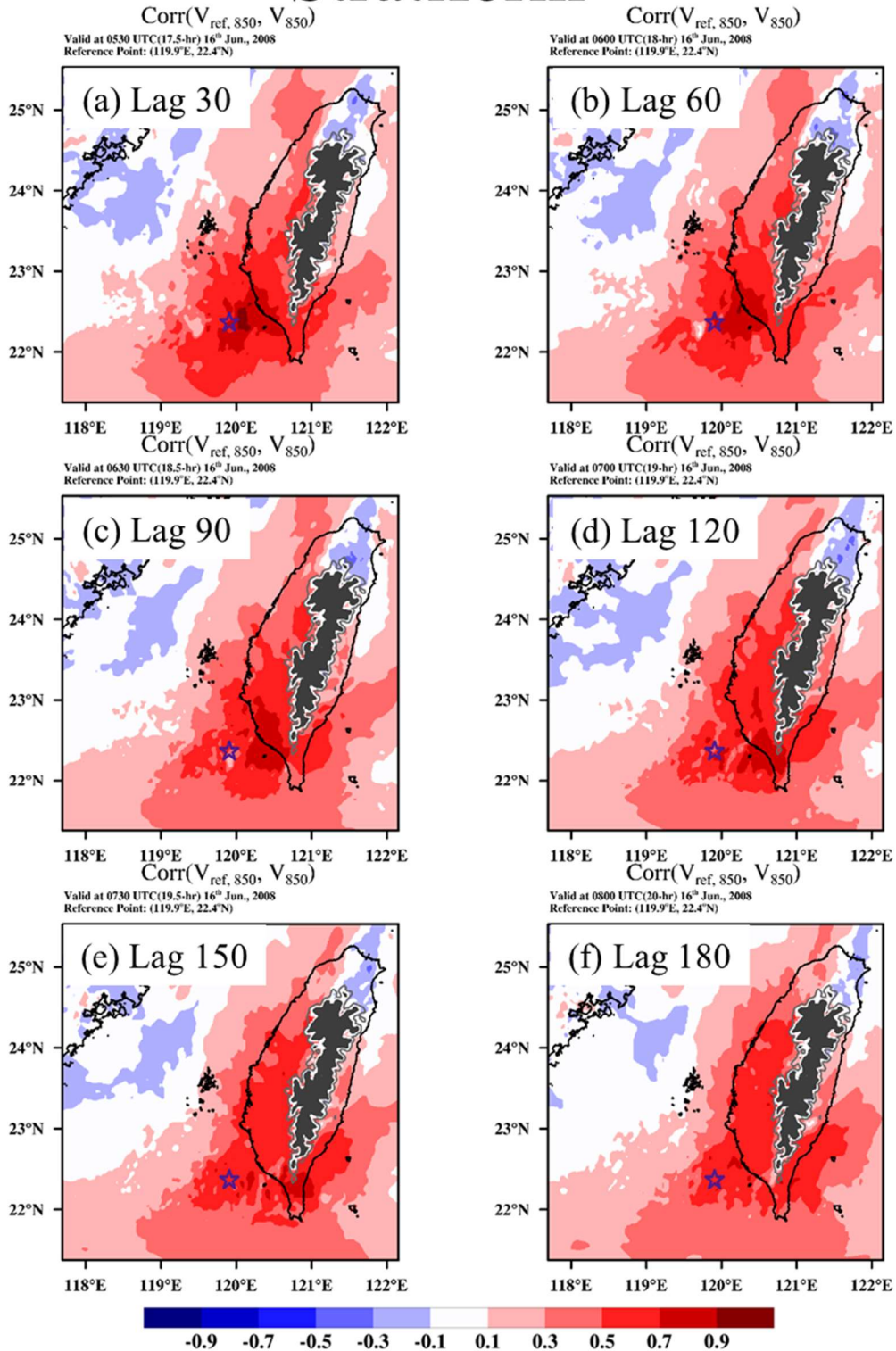


圖 4-31 850 hPa 層狀降雨區之空間上經向風時間延遲的自相關係數，紫色星形為參考點，(a) Lag 30 min (6 月 16 日 0030 UTC)，(f) Lag 180 min (0300 UTC)。

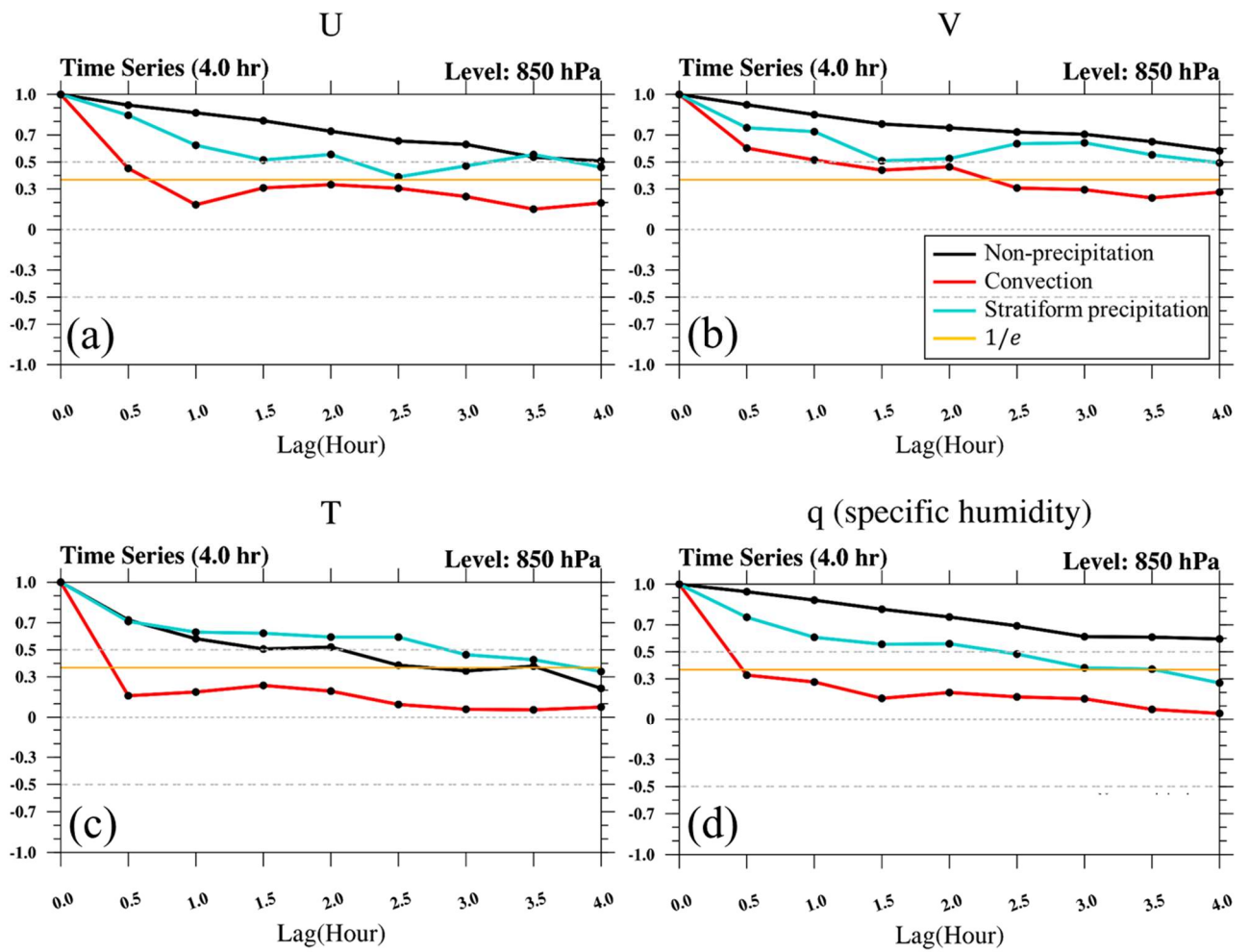


圖 4-32 850 hPa 時間延遲的自相關係數，參考點周圍 9 點平均值，(a)緯向風 U，(b)經向風 V，(c)溫度 T，(d)比濕 q_v ，黑線為非降雨區，青線為層狀降雨區，紅線為對流區。

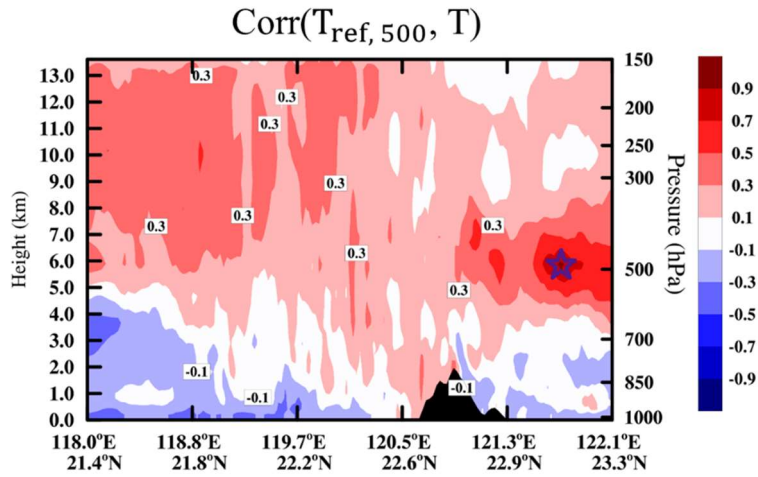


圖 4-33 溫度之自相關係數剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點。

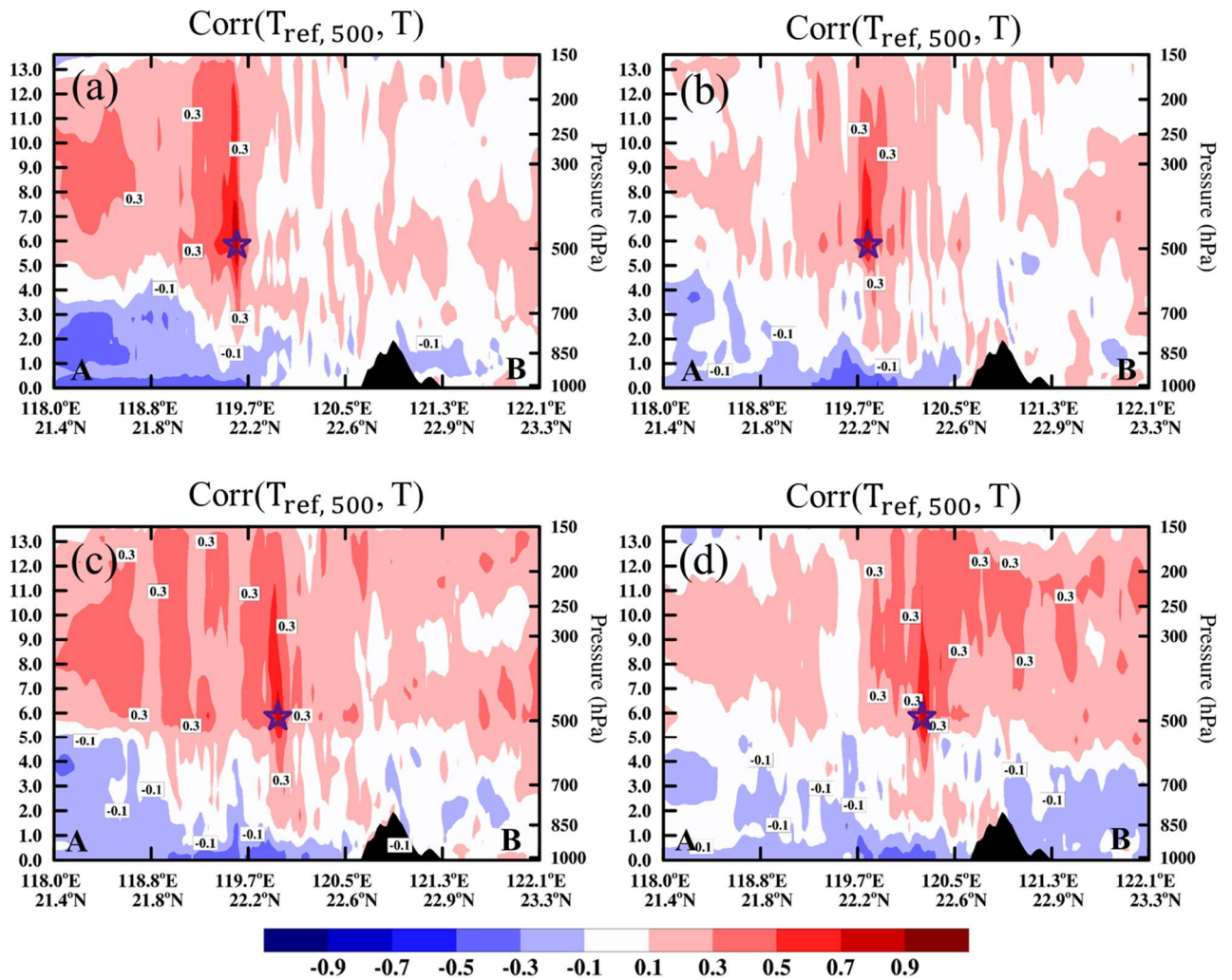


圖 4-34 溫度之自相關係數剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點，(a)-(d)分別對應到圖 4-13(d)潛熱釋放顯著的四個位置。

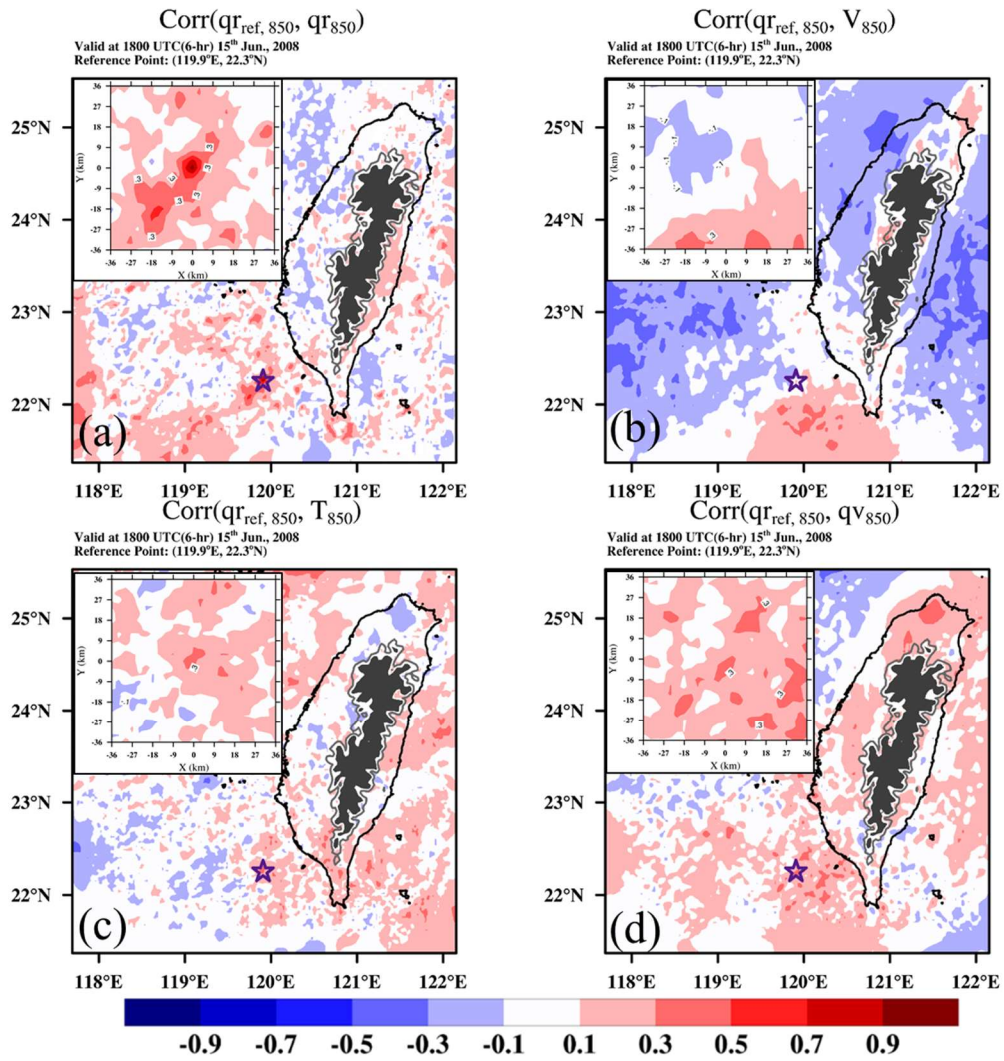


圖 4-35 850 hPa 雨水混合比之相關係數，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點，(a) $q_r - q_r$ ，(b) $q_r - V$ ，(c) $q_r - T$ ，(d) $q_r - q_v$ 。

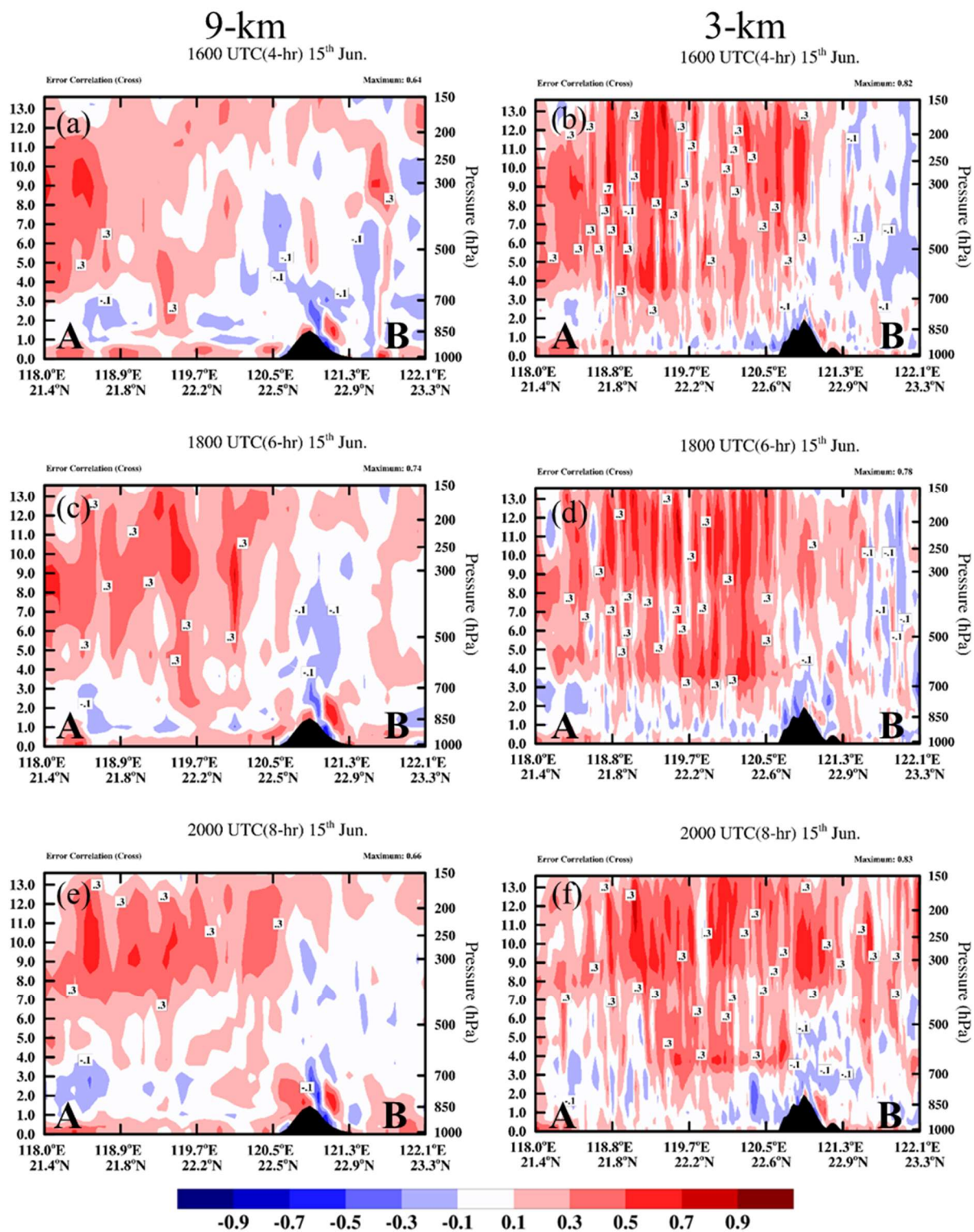


圖 4-36 溫度與垂直速度之交相關係數剖面(沿圖 4-9(a)之 \overline{AB})，(a)(c)(e)9-km，(b)(d)(f)3-km，(a)(b)1600 UTC，(c)(d) 1800 UTC，(e)(f) 2000 UTC，黑色的色塊代表地形。

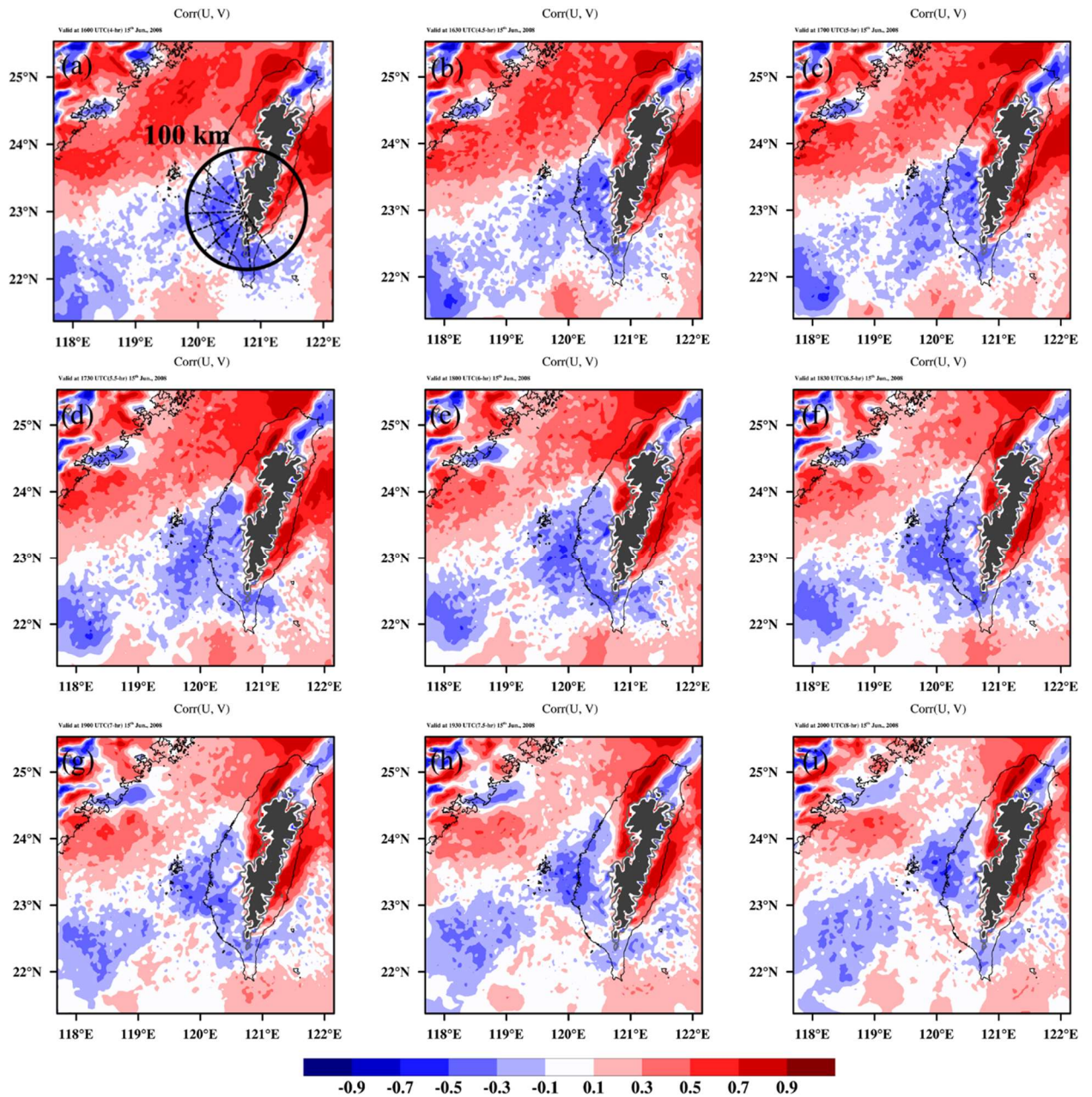


圖 4-37 850 hPa 緯向與經向速度之交相關係數，解析度 3-km，(a)虛線表示 100 公里的影響範圍，(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f) 1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊為地形。

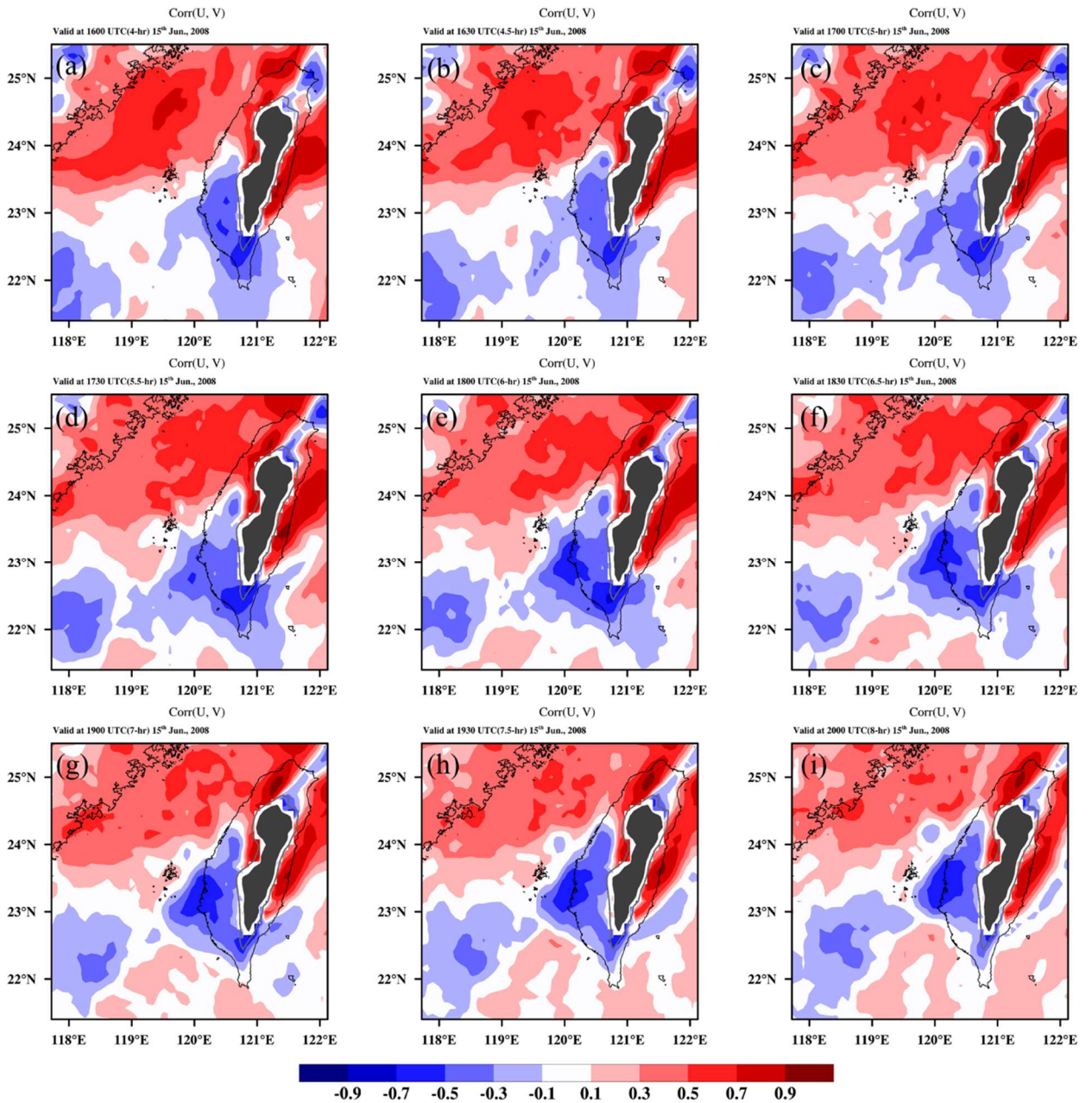


圖 4-38 850 hPa 緯向與經向速度之交相關係數，解析度 9-km，(a)-(c)1600 至 1700 UTC，(d)-(f)1730 至 1830 UTC，(g)-(i)1900 至 2000 UTC，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊為地形。

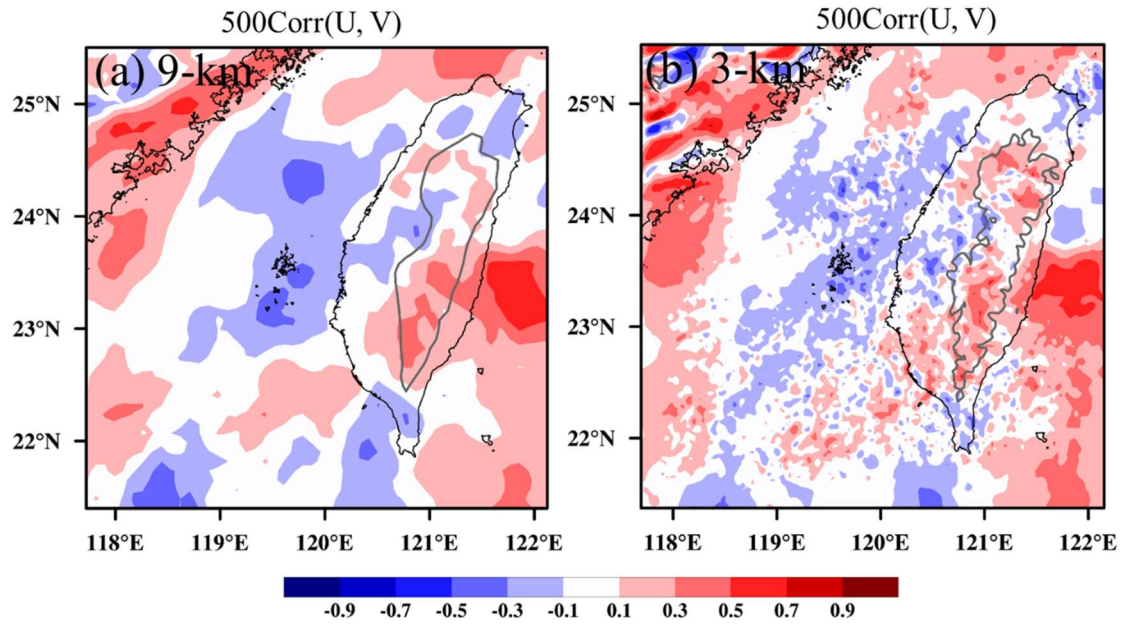


圖 4-39 500 hPa 緯向與經向速度之交相關係數，時間為 1600 UTC，(a) 9-km，(b) 3-km，灰線表示 1500 公尺地形等高線。

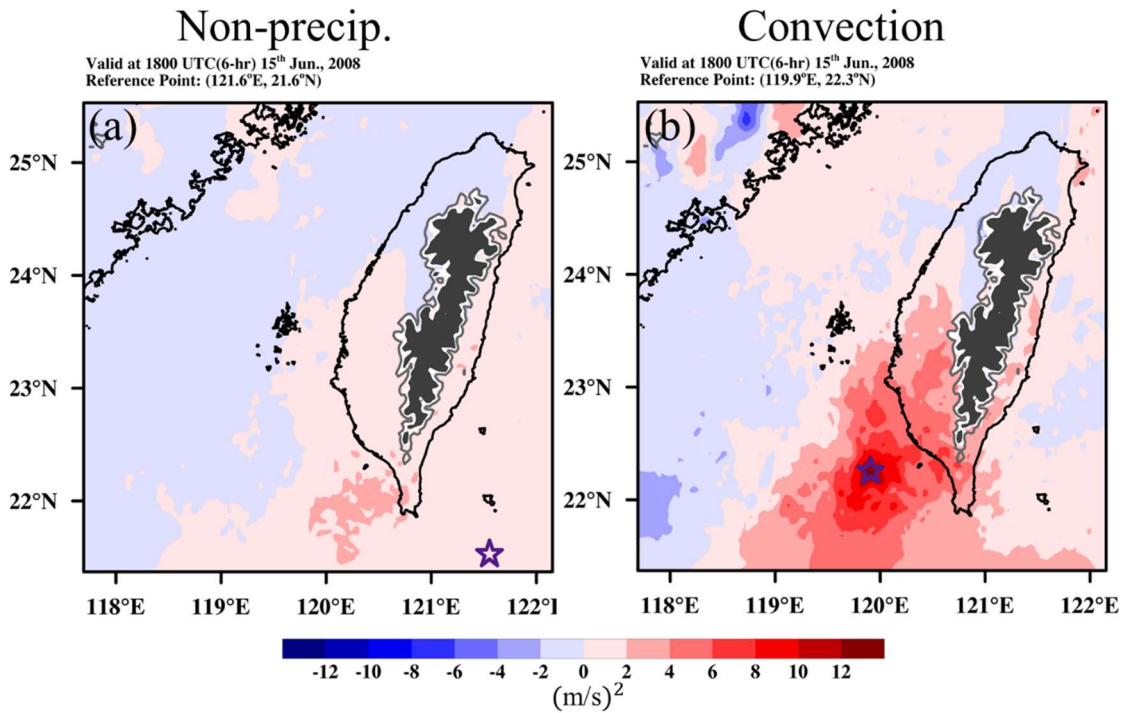


圖 4-40 850 hPa 經向風之誤差協方差，時間為 1800 UTC，紫色星形為參考點(a) 非降雨區，(b) 對流區，灰線表示 1500 公尺地形等高線，黑色色塊表示地形。