

國立臺灣大學 邁向頂尖大學計畫研究報告

暖季豪大雨與 QPF 技術之改進研究

陳泰然

(George Tai-Jen Chen)

計畫編號：95R0044

中華民國九十七年一月
January 2008

目 錄

目錄	1
摘要	2
第一章 前言	3
第二章 研究目的與內容	6
2.1 評估項目之內容與目的	6
2.2 WRF 氣象模式簡介	6
第三章 衛星資料分析方法與模擬實驗設計	8
3.1 GMS 衛星資料與分析方法	8
3.2 模式實驗設計	9
第四章 觀測及模式資料之經度—時間二維分佈	10
4.1 模式定量降水預報之經度—時間二維分佈	10
4.2 ECMWF 與模擬實驗之經度—時間二維分佈與觀測之比較	11
第五章 討論與未來展望	13
5.1 討論	13
5.2 未來展望	14
致謝	14
參考文獻	15
圖	18

暖季豪大雨與 QPF 技術之改進研究

陳泰然

國立臺灣大學大氣科學系

摘 要

根據 Wang et al. (2004, 2005) 於東亞地區暖季降水之分析，以及 Trier et al. (2006) 於美國地區之暖季降水個案模擬實驗結果，本計畫針對 2002 年 5 月 3 日 00 UTC 至 5 月 6 日 12 UTC (Case 1) 及 2003 年 6 月 6 日 00 UTC 至 6 月 9 日 12 UTC (Case 2) 兩組不同特徵的暖季移行性降水個案，作 WRF 模式模擬實驗，並比較觀測及模擬結果於東亞大陸地區之雲頂溫度、降水，及大氣物理場（如渦度場、相當位溫、東西方向風場分量、與位渦場）在經度—時間剖面上之分佈特性，以了解 WRF 模式對此兩組暖季降水個案之掌握程度，並對未來模式的改進提供有利的參考方向。

本研究發現，WRF 模式模擬 Case 1 及 Case 2 之 5 km 解析網域資料，與 GMS 衛星 T_{BB} 之 5 km 解析資料的東亞地區經度—時間二維分佈之結果比較，得知 WRF 模式之 5 km 高解析網域之雲帶東移速度約為 $12 \sim 15 \text{ m s}^{-1}$ 左右，但 Case 2 之對流降水約為 $5 \sim 7 \text{ m s}^{-1}$ ，較 Case 1 降水系統移行緩慢許多。因此，於 ECMWF $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，以及 WRF 模擬 45 km 網域資料所計算出來的渦度場、相當位溫、東西方向風場分量、與位渦場等大氣物理場的校驗，得知 Case 1 實驗之降水系統移行主要受綜觀大尺度氣象及高層大氣所影響；而 Case 2 實驗之降水系統移行則主要由梅雨鋒面及低層 LLJ 中尺度氣象所影響。

第一章 前言

目前世界各國針對暖季的豪（大）雨定量降水預報 (quantitative precipitation forecasts; QPF) 技術普遍不足，其平均預兆得分 (Threat score; TS) 或稱 Critical Success Index (CSI) 得分約僅 0.2-0.25 左右，較冷季甚至颱風季的技術得分明顯為低 (Olson et al. 1995; 陳等 1991)。有鑑於此，世界各先進國家的氣象研究與作業單位，莫不將暖季對流降水預報的改善，列為未來十年的重要工作之一 (Shapiro and Thorpe 2002)，以期能符合社會大眾對於更精確預報的需求。Carbone et al. (2002) 分析美國大陸地區暖季 (5-8 月) 期間，以雷達回波反演之對流降水強度之分佈特性，發現若將資料在南北方向先行加以平均，並顯示於經度—時間二維剖面中 (此類圖統稱為 Hovmoller 圖)，則可看出降水事件隨時間具有明顯的東移特性，如圖 1.1 的例中所示。特別值得注意的是，這些事件的時空尺度常遠較個別中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; MCSs) 為大，甚至可超過 3000 km 與 60 h 的規模，因此在降水預報上具有應用的潛力與價值。換言之，未來預報模式若能適當掌握這些降水事件東移的機制，則可望能大幅改善暖季定量降水預報。更甚者，資料的平均日夜變化顯示，對流降水事件隨經度的分佈並非完全隨機，而是具有傾向在一日當中的特定時間出現的特性 (Dai et al. 1999; Ahijevych et al. 2004)，如圖 1.2 所示。如圖中白色粗箭頭所示，北美大陸地區的對流降水傾向於 0000 UTC (當地 1700 LST) 左右在 104°W 附近，即洛磯山脈的東側山坡上開始發展，隨後在夜間與凌晨時段向東移行經過大平原區，最後在隔日午後到達約 90°W 附近。對流在午後的發展，顯然與洛磯山脈顯著地形在日間具有較強的輻射加熱有關。上述的現象，稱為對流與地形在時空上的相位鎖定 (phase-lock) 現象，而此類具有相位鎖定的降水事件的東移現象，是吾人認為目前最有機會改善暖季定量降水預報的部分。因此，自 Carbone et al. (2002) 以來，最近數年內已引發國際上針對此種降水事件東移現象的熱烈研究與探討 (例如 Carbone et al. 2005; 2006)。

在東亞地區，筆者與文化大學大氣科學系王重傑副教授，自數年前即開始與 Carbone 博士合作，使用 1998-2001 年 5-8 月 (即包括梅雨季與盛夏) 之日本 Geostationary Meteorological Satellite (GMS) 同步氣象衛星紅外線 (infrared; IR) 雲頂黑體亮度溫度 (blackbody brightness temperature; T_{BB}) 資料，分析 20°-40°N，95°-145°E，即青藏高原以東的對流 (以及對流活動所隱含的降水) 之氣候特徵，並與 Carbone et al. (2002) 的結果相比較 (Wang and Chen 2002; 陳與王 2002; Wang et al. 2004)。使用衛星資料的原因，則是由於東亞地區尚缺乏如北美大陸地區相似的全區域完整高時空解析度雷達資料而做的選擇。但是結果發現，衛星資料亦足以辨認暖季對

流降水事件 (例如Griffith et al. 1978), 且事件具有類似的東移 (例如Asai 1998) 與日夜變化特性。深對流主要於午後至黃昏時段在青藏高原東側 (100°E附近) 開始發展, 之後東移, 部份事件的尺度超過 2500 km與 40 h。事件的統計特徵亦與北美者相近, 大部份事件之移速介於 7-30 m s⁻¹間, 重現頻率 (recurrence frequency) 在每日 1 次以上的較大事件 (約在 620 km與 11.6 h以上) 之平均移速為 15.6 m s⁻¹。但在 7-8 月的盛夏時, 太平洋高壓增強則使 120°E以東的海上對流活動受到抑制, 高空盛行西風減弱 (斜壓帶北移), 降水事件的東移特性亦變得不顯。圖 1-3 與圖 1-4, 與圖 1-1 與 1-2 相似, 但分別為東亞地區之對流降水事件Hovmoller分佈圖舉例 (2001 年 5 與 6 月), 以及逐月的平均日夜變化 (1998-2001 年暖季) 結果。在Wang et al. (2004) 之後, 王與陳 (2004) 以及Wang et al. (2005) 更進一步分析探討原始的 20°-40°N, 95°-145°E區域內, 對流活動與降水事件的區域變異度, 發現事件的東移特性在接近中緯度的 30°-40°N較明顯, 且包括 5-6 月的梅雨季以及盛夏時的 7-8 月亦然; 反之, 20°-30°N的副熱帶緯度區, 則東移現象雖在梅雨季時明顯, 7-8 月時則因受熱帶系統影響而消失。

目前針對移行性對流降水事件的相關研究, 除了在北美與東亞地區較多亦較完整外, 對於其他世界上具有顯著地形的大陸地區, 例如歐洲、澳洲、以及非洲等地, 在Carbone的統整與協調下, 亦有不同學者正使用衛星 T_{BB} 資料進行與東亞者相似之研究 (例如Carbone et al. 2005; Laing et al. 2006; Keenan and Carbone 2006)。除了試圖瞭解其激發與移行的機制以外 (例如Trier et al. 2006), 上述這種對流的特定時空分佈現象, 亦即相位鎖定的現象, 是否能被現階段的數值作業模式充分掌握, 這也是一個有趣而且重要的問題。Davis et al. (2003) 針對美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP) 的Eta作業模式 (水平解析度為 22 km) 與國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research; NCAR) 正發展中的「天氣研究預報 (Weather Research and Forecasting; WRF) 模式」(水平解析度為 22 與 10 km) 進行評估, 以瞭解現行模式對北美大陸地區對流性降水時空分佈特性的掌握。結果顯示, 雖然這些模式能夠產生與觀測尺度大小相近且出現頻率亦相似的對流降水事件, 但對相位鎖定現象的掌握不足, 且事件的移行特性亦太弱。至於降水事件無法有效移行的主因, Davis et al. (2003) 將之歸因於模式解析度不足, 以及使用積雲參數化 (cumulus parameterization) 方法, 無法充分模擬事件內個別對流系統的細部結構, 特別是大氣具有環境垂直風切時, 劇烈對流所伴隨的下衝流與冷池結構 (例如: Zipser 1977; Smull and Houze 1985; Rotunno et al. 1988; Scamarock et al. 1994), 因此系統缺乏似密度流的移行機制所致。不論如何, 針對特定模式, 評估其對上述對流降水事件的時空分佈、以及事件的相位鎖定現象的模擬掌握能力, 均可以提供有用的資訊 (例如Kniewicz et al. 2004), 一方面可以增加對模式模擬能力的瞭解, 另一方面也可以提供對未來改進模式

方向的資訊。

另外，Trier et al. (2006)使用 WRF 模式之 4 km 高解析網域，模擬美國地區為期 7 天(2003 年 6 月 3 日 00 UTC 至 6 月 10 日 00 UTC)的暖季降水個案，發現雷達觀測資料與模擬資料的經度—時間二維分佈結果近似，顯示 WRF 高解析網域模擬對暖季降水個案的預報能力有相當不錯的掌握(如圖 1-5 所示)。因此，本研究將參考 Trier et al. (2006) 的研究精神，以評估 WRF 模式之高解析網域模擬對東亞大陸地區暖季降水個案的預報能力。藉此個案模擬研究，吾人可了解 WRF 模式目前之掌握程度，以及其優缺點之所在，對於未來應如何有效改進國內作業模式之東亞與台灣地區暖季定量降水預報技術，特別是梅雨季之降水與豪（大）雨預報，提供明確的參考與方向。

本研究報告之章節安排如下：第一章為簡介，敘述本計畫之研究背景；第二章為研究目的與內容，並介紹 WRF (Weather Research and Forecasting) 氣候模式；第三章為衛星資料分析方法與模擬實驗設計；第四章敘述個案模擬結果與觀測之比較；第五章則為討論與未來工作。

第二章 研究目的與內容

2.1 評估項目之內容與目的

本子計畫在本年度 (96 年度)，主要使用WRF(Weather Research and Forecasting) 模式分別模擬 2002 年(5 月 2 日 12 UTC至 5 月 6 日 12 UTC)，及 2003 年(6 月 5 日 12 UTC至 6 月 9 日 12 UTC)兩組不同特性的暖季降水個案實驗，以探討其定量降水預報能力，並進一步分析降水事件之雲及降水的分佈特徵。因此參考Trier et al. (2006)的研究方法及目標 (如第一章所述)，作兩組個案的觀測資料 (衛星 T_{BB} 資料、EC 1.125° 全球網格資料)、及模式模擬資料之經度—時間二維分佈 (Hovmoller圖)的比較。由兩組暖季降水個案的觀測及模擬實驗資料之定性比較結果，以了解現行模式對於東亞地區移行性對流降水事件特徵的掌握程度。

根據觀測與模擬資料定性比較的結果，可以瞭解 WRF 氣象模式對於東亞地區暖季對流系統移行特徵的預報能力；並進一步探討對流系統之雲與降水移行的差異，受大尺度綜觀系統及中小尺度天氣機制的影響。上述之兩組暖季降水個案模擬的結果，與觀測所得結果之比較與討論，將於第四章作詳細的敘述。至於下一年度的主要工作，則預計將增加多組不同型態的暖季降水系統實驗，並以統計方法為基礎作觀測及模擬實驗資料的校驗，以針對本年度的研究結果與發現，做更進一步的分析與探討，並作為未來改進模式預報能力的參考。

2.2 WRF 氣象模式簡介

本研究採用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 V2.2 版本(Dec. 2006 Release)，WRF 為新一代的中尺度氣象數值模式，為複合式動力模式，其包含了 3 維同化資料系統，可利用平行化計算來提高模式的計算效率。WRF 模式可模擬之天氣尺度包含了數公尺到數千公里，是由 NCAR (the National Center for Atmospheric Research)、NCEP (the National Centers for Environmental Prediction)、FSL (the Forecast System Laboratory)、AFWA(the Air Force Weather Agency)、FAA(the Federal Aviation Administration)等單位所共同研發。WRF 模組可以應用於真實天氣個案模擬，或者是應用其理想化模組做為基本物理過程探討的理論依據。對於複雜的中尺度天氣系統而言，藉由 WRF 模式的模擬可以彌補因觀測資料不足而無法充分掌握其在時間與空間上演變的缺憾。

WRF 中尺度模式可以提供不同的物理參數法做選擇，包括降水物理(Microphysics and Convective Scheme)過程、大氣的輻射過程(Longwave and Shortwave Radiation)、大氣邊界層處理(Boundary Layer Parameterization)、地表邊界層(Surface layer)處理、地表過程對大氣的影響(Surface layer)、次網格紊流擴散(Subgrid eddy diffusion)過程等，使用者可以為不同的大氣環境及天氣尺度，選擇其適合的參數化方法加以模擬，並進一步研究其天氣特性。WRF 模式中之垂直座標為 eta(η)座標，也就是質量座標，其相當於 MM5 (Mesoscale Model) 模式的 sigma(σ)座標。WRF 網格的設定為 Arakawa C grid(圖 2-1)，主要特色為把各個速度變數放在熱力變數前後左右上下 1/2 網格之處，呈現交錯網格架構。在時間積分方面，WRF 模式使用 3 階的 Rung-Kutta 數值方法。

第三章 衛星資料分析方法與模擬實驗設計

3.1 GMS 衛星資料與分析方法

本子計劃所使用的衛星資料與Wang et al. (2004, 2005) 者相同，將挑選兩組不同特徵的暖季降水個案為主題，兩組實驗個案分別為 2002 年 5 月 3 日 00 UTC 至 5 月 6 日 12 UTC，及 2003 年 6 月 6 日 00 UTC 至 6 月 9 日 12 UTC，為中央氣象局所提供之日本GMS-5 衛星觀測的 T_{BB} 資料 (IR-1 頻道，波長為 10.5-11.5 μm)。 T_{BB} 資料之水平解析度約為 5 km \times 5 km，時間解析度為每小時一筆。如圖 3-1 的範例所示，原始資料檔涵蓋一 1024 \times 1024 之正方形範圍 (使用藍伯特投影)，並以不同字元代表各像素格點 (pixel) 之 T_{BB} 溫度值。以此類資料估計雲與降水雖已行之有年 (例如Griffith et al. 1978; Ninomiya 1989; Arkin and Xie 1994)，但較使用雷達資料者明顯有較大誤差，如前所述，此為缺乏雷達資料下的必然選擇，而其結果仍能令人接受 (例如Albright et al. 1985)。

本研究將GMS衛星 T_{BB} 資料視為觀測，求取暖季對流與降水之經度—時間二維分佈 (Hovmoller圖)。使用方法與Wang et al. (2004, 2005) 相同，但由於著重在東亞陸上降水事件東移現象較明顯的區域，故兩組暖季降水個案分別以 30°-40°N, 95°-125°E (2002 年 5 月 3 日 00 UTC 至 5 月 6 日 12 UTC；圖 3-2a)，以及 20°-30°N, 100°-130°E (2003 年 6 月 6 日 00 UTC 至 6 月 9 日 12 UTC；圖 3-2b) 為計算範圍，而Wang et al. (2004) 則以 20°-40°N, 95°-145°E 為計算範圍。資料取得後，首先沿經度將計算區劃分為 300 個寬度為 0.1° 的南北向 (指沿經度線、或子午線的方向) 窄帶，並將各窄帶內的 T_{BB} 資料 (介於 30°-40°N 或 20°-30°N 間) 加以平均。此處為減低無雲區的地面背景溫度隨季節演進，在平均前先將所有 $T_{BB} > 0^\circ\text{C}$ 之值以 0°C 取代，再進行平均。因此，每個時間資料在經緯平面上的二維分佈，減少為僅沿經度的一維分佈，之後再以時間作為第二個維度所繪出之圖即為Hovmoller圖，可以顯示對流降水在計算區內的經度—時間二維分佈情形 (如圖 1-3 的例子所示)。

3.2 WRF 模式實驗設計

本研究使用WRF模式，進行兩組暖季降水個案的實驗，兩組暖季降水個案的選取時間分別為2002年5月2日12 UTC至5月6日12 UTC，及2003年6月5日12 UTC至6月9日12 UTC，模式模擬時間皆為96小時。由於一般區域或中尺度模式在預報初期數小時內具有模式起轉 (spin-up) 的問題，故本研究使用WRF模式預報於12-96 h期間之結果，與GMS T_{BB} 衛星資料及歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecast; ECMWF) $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料作校驗。圖3-3為WRF模式模擬實驗之水平網域設計，其水平巢狀網域共有3層，由粗至細網域(東西向與南北向)分別為D1 (45 km; 211×151)、D2 (15 km; 448×268)、及D3 (5 km; 613×358)；垂直解析度皆為31層，為 η 座標，模式大氣層頂設定為50 hPa。本研究著重WRF模式在東亞大陸地區的青藏高原東側與背風面地區對暖季對流降水分佈特性的掌握，故最細之5 km網域所涵蓋之東西方向約為 95° - 130° E，南北方向於2002及2003兩組實驗個案分別約為 20° - 40° N及 15° - 35° N之廣大區域，以配合GMS T_{BB} 衛星資料之經度—時間二維分佈，作高解析網域之模擬結果與衛星觀測的雲頂溫度資料校驗。另於模式之45 km粗網域的模擬資料結果，則將與ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，進一步作其它基本物理場之經度—時間二維分佈計算的比較。

模式模擬使用Grell積雲參數法(Grell 1993)，由於D3 (5 km) 網域已有能力直接解析中、小尺度的天氣現象，因此，積雲參數化方法僅使用於D1 (45 km)及D2 (15 km)網域中。雲微物理過程則使用Lin et. al (1983)參數化方法，邊界層參數化方法採用YSU scheme。而模式之邊界層及初始場資料取自歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecast; ECMWF) $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，其時間解析度為每6 h一筆，分別為0000、0600、1200、以及1800 UTC (每日4筆)，

第四章 觀測及模式資料之經度—時間二維分佈

本研究使用 WRF 氣候模式模擬東亞陸上降水事件東移現象較明顯的個案，藉由觀測與模擬資料的校驗，以探討模式對東亞暖季降水事件的預報能力。於本年度的研究進度中，吾人挑選兩組不同特性的東亞暖季降水個案作初步的研究及討論，其兩組暖季降水個案分別為 2002 年 5 月 3 日 00 UTC 至 5 月 6 日 12 UTC (Case 1)，以及 2003 年 6 月 6 日 00 UTC 至 6 月 9 日 12 UTC (Case 2)。Case 1 天氣系統之水平緯向主要分佈於 30°-40°N，為綜觀大範圍槽線系統及高層大氣東風分量為主，因此，該降水事件的降水東移情形主要由綜觀系統所主導；Case 2 天氣系統之水平緯向主要分佈於 20°-30°N，由梅雨鋒面所主導，並配合低層大氣的低層噴射氣流(Low Level Jet; LLJ)，以及有利的對流可用位能(Convective Available Potential Energy; CAPE)環境，使降水系統以中尺度強對流系統為主，與 Case 1 降水系統的成因及東移情形有明顯的不同。

如圖 3-3 所示，WRF 模擬為配合兩組降水事件的特性差異，因此 Case 2 實驗的網域範圍設計，較 Case 1 南移約 4° 左右；兩組實驗模擬資料皆為 96 小時，時間解析度為每小時輸出一筆，扣掉模式 12 小時的起轉(spin-up)時間，WRF 兩組實驗之經度—時間二維分析皆採用 12 至 96 小時的模擬資料來作計算，並與 GSM 衛星及 ECMWF 觀測資料的校驗。

4.1 模式定量降水預報之經度—時間二維分佈

本研究之 GSM 衛星 5 km 觀測資料及 WRF 模式 5 km 網域資料，於兩組暖季降水個案的東亞地區經度—時間二維分佈的計算範圍分別為 30°-40°N, 95°-125°E (Case 1)，以及 20°-30°N, 100°-130°E (Case 2)。圖 3-2 為 Case 1 與 Case 2 於 GSM 衛星資料計算出來的雲頂溫度(T_{BB} ; °C)之東亞地區經度—時間二維分佈圖；圖 4-1a, c 分別為 Case 1 與 Case 2 之 WRF 模擬 5 km 網域資料計算出來的雲頂溫度之經度—時間二維分佈圖。由圖 3-2 及圖 4-1a, b 發現，WRF 模式實驗對 Case 1 及 Case 2 有相當不錯的預報能力，兩組實驗於 GSM 及模擬資料之雲帶東移速度分別約為 12.2 m s⁻¹ 及 15.4 m s⁻¹。

圖 4-1b, d 分別為 Case 1 與 Case 2 之 WRF 模擬 5 km 網域資料計算出來的每小時降水(mm h⁻¹)之經度—時間二維分佈圖。Case 1 之降水東移速度與雲帶東移速度相近，約為 12 m s⁻¹，其降水東移機制亦由綜觀尺度所影響；而 Case 2 之降水東移速度約 6 m s⁻¹ 則明顯較雲帶東移速度緩慢許多，其降水東移情形可能由低層大氣系統所主導。由上述 Case 1 與 Case 2 兩組個案實驗之降水東移的差異，本研究將於下述章節中透過 ECMWF 之 1.125° × 1.125° 全球分析資料，與模擬之 45 km 網域資料的大氣渦度場、相

當位溫、東西方向風向量場、及位渦場等物理場的比較，進一步探討兩組降水事件的差異。

4.2 ECMWF 與模擬實驗之經度—時間二維分佈

圖 4-2 為Case1 與Case 2 的CAPE最大值於ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，與WRF模擬 45 km網域資料所計算出來的經度—時間二維分佈圖。CAPE最大值的計算為選取各個網格點於 925、850、700 hPa之CAPE的最大值，而圖中之 105°E 以西之計算區域為青康藏高原，其地形為超過 3500 公尺高度的廣大平原，因此使得該區域計算出來的低層大氣資料則呈現明顯的日夜變化情形。圖 4-3 及圖 4-4 分別為Case 1 及Case 2 於 850 hPa的ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，與WRF模擬 45 km網域資料所計算出來的相當位溫與渦度場(圖 4-3a, b與圖 4-4a, b)、東西方向風場分量(圖 4-3c, d與圖 4-4c, d)、以及位渦場(圖 4-3e, f與圖 4-4e, f)經度—時間二維分佈圖；而圖中之 105°E 以西之計算區域結果亦呈現出明顯的日夜變化情形。

由Case 1 的CAPE最大值(圖 4-2a, b)與 850 hPa低層大氣物理場之ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，與WRF模擬 45 km網域資料於經度—時間二維分佈(圖 4-3)的比較，可看出低層大氣各個物理場沒有像雲帶及每小時降水那麼明顯的東移情形，其分佈主要受青康藏高原地形的影響而產生明顯的日夜變化。而Case 2 的CAPE最大值(圖 4-2c, d)與 850 hPa低層大氣物理場之ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，與WRF模擬 45 km網域資料於經度—時間二維分佈(圖 4-4)的比較，則發現與每小時降水東移情形(圖 4-1d)有密切的相似度，其主要降水雨帶的經度—時間二維分佈與CAPE最大值(圖 4-2c, d)、正渦度區與相當位溫暖區(圖 4-4a, b)、西風分量區(圖 4-4c, d)、以及正位渦區(圖 4-4e, f)的分佈及東移情形非常相似。而由圖 4-4c, d的東西風場分佈可看出Case 2 主要雨帶的東移速度約為 $5 \sim 7 \text{ m s}^{-1}$ 。由上述兩組實驗之降水及 850 hPa低層大氣的經度—時間二維佈可看出，Case 2 雨帶的分佈受低層大氣影響較為明顯。其雨帶東移速度明顯較Case 1 來得緩慢許多。

圖 4-5 及圖 4-6 分別為Case 1 及Case 2 於 500 hPa中層大氣的ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，與WRF模擬 45 km網域資料所計算出來的相當位溫與渦度場(圖 4-5a, b與圖 4-6a, b)、東西方向風場分量(圖 4-5c, d與圖 4-6c, d)、以及位渦場(圖 4-5e, f與圖 4-6e, f)經度—時間二維分佈圖。由圖中可發現兩組降水事件的 500 hPa中層大氣物理場於ECMWF全球資料及WRF模擬 45 km網域分析，與 5 km解析之GMS衛星資料及WRF模擬雲頂溫度的經度—時間二維分佈(圖 3-2、圖 4-1a, c)皆非常近似，而Case 1 及Case 2 雲頂溫度(圖 3-2 及圖 4-1a, c)之經度—時間二維分佈皆對應 500 hPa之正渦

度區、相當位溫暖區(圖 4-5a, b及圖 4-6a, b)、及正位渦區域(圖 4-5e, f及圖 4-6e, f);且兩組實驗的雲帶東移速度皆約為 12 m s^{-1} (圖 4-5c, d及圖 4-6c, d)。

圖 4-7 及圖 4-8 分別為Case 1 及Case 2 於 300 hPa高層大氣的ECMWF之 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，與WRF模擬 45 km網域資料所計算出來的相當位溫與渦度場(圖 4-7a, b與圖 4-8a, b)、東西方向風場分量(圖 4-7c, d與圖 4-8c, d)、以及位渦場(圖 4-7e, f與圖 4-8e, f)經度—時間二維分佈圖。由圖 4-7 可知Case 1 的 300 hPa高層大氣物理場仍有非常明顯的東移情形，其雲頂溫度與每小時降水之經度—時間二維分佈(如圖 4-1a, b所示)，亦對應於 300 hPa之正渦度區、相當位溫暖區(圖 4-7a, b及圖 4-8a, b)、及正位渦度區域(圖 4-7e, f及圖 4-8e, f);而對流系統東移速度約為 15 m s^{-1} 左右。由Case 1 之 300 hPa高層大氣物理場分析與雲帶及降水的探討，得知該個案之對流系統東移情形主要受綜觀大尺度氣象的影響及主導，呈現出明顯的雲帶及降水東移的情形。反之，Case 2 於 300 hPa高層大氣的渦度場、相溫位溫(圖 4-8a, b)、位渦場(圖 4-8e, f)之東移情形則不若Case 1 明顯，其對流系統的發展高度約在 300 hPa以下，主要由梅雨鋒面及LLJ之中尺度氣象所主導。

第五章 討論與未來展望

5.1 討論

本計畫今 (96) 年度，針對 WRF 模式模擬兩組不同性質的暖季降水個案，進一步探討 WRF 模式對東亞地區暖季對流系統的預報能力。由 2002 年 5 月 3 日 00 UTC 至 5 月 6 日 12 UTC (Case 1)，及 2003 年 6 月 6 日 00 UTC 至 6 月 9 日 12 UTC (Case 2) 兩組實驗模擬結果發現，WRF 模式對 Case 1 及 Case 2 的對流降水東移情形有相當不錯的掌握及預報能力。該兩組實驗結果除了可以增加對 WRF 模式能力的認識以外，未來更希望能增進梅雨季與暖季降水與豪（大）雨的預報及降水特性的探討，為未來的氣象模式預報提供明確的參考方向。

由 Davis et al. (2003) 針對 Eta 與 WRF 兩個模式 (10-22 km 解析度) 進行過類似、但不完全相同之評估，其結果顯示，這些模式對美國地區之相位鎖定現象掌握不足，且事件的移行性太弱。其原因應是由於模式解析度不足，使用積雲參數化的結果無法充分解析個別對流系統的細部結構，如下衝流與冷池等結構，因此系統在模式中缺乏導致移行的機制。因此，本研究使用 WRF 模式作大範圍區域之 45、15、5 km 的模擬，討論 Case 1 及 Case 2 之 WRF 模擬 5 km 高解析度網域，對東亞地區暖季降水個案之定性及定量降水的預報能力及掌握，以進一步探討兩組對流降水事件的差異。本研究將透過觀測資料 (GMS 衛星資料，與 ECMWF $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料) 及 WRF 模式模擬結果於東亞地區之經度—時間二維分佈 (Hovmoller 圖) 的比較做探討。

WRF 模式模擬 Case 1 及 Case 2 之 5 km 解析網域資料，與 GMS 衛星 T_{BB} 之 5 km 解析資料的東亞地區經度—時間二維分佈之結果比較，發現 WRF 模式之 5 km 高解析網域對於暖季對流降水系統東移情形之預報有相當不錯的掌握。另於 ECMWF $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料，以及 WRF 模擬 45 km 網域資料所計算出來的渦度場、相當位溫、東西方向風場分量、與位渦場等大氣物理場的校驗，得知 WRF 模式對於綜觀大尺度氣象的模擬亦有相當程度的預報能力。因此，綜合 Case 1 及 Case 2 兩組暖季觀測與模式結果之 Hovmoller 圖定性之初步比較，發現兩組實驗的異同主要可歸納為下列三點：(1) 兩者的雲帶東移情形之時空分佈相似，但降水系統移行之時空分佈則有明顯的差異，(2) Case 1 實驗之降水系統移行主要受綜觀大尺度氣象所影響，其東移速度約為 12 m s^{-1} ，與雲帶速度近似，(3) Case 2 實驗之降水系統移行主要由梅雨鋒面及低層 LLJ 中尺度氣象所影響，其東移速度約為 $5 \sim 7 \text{ m s}^{-1}$ ，較 Case 1 降水系統移行緩慢許多。

5.2 未來展望

本計畫今年度使用 WRF 模式模擬 Case 1 及 Case 2 兩組不同的暖季降水事件，目前已完成個案的討論及 WRF 氣象模式對降水預報能力的掌握。由於 WRF 氣象模式除了可提供大範圍區域的氣候模擬，更可以藉由高解析網域解析中、小尺度氣象之雲雨物理過程，而 WRF 模式為了能夠更有效率地計算中、小尺度大氣的物理現象，於是逐年配合電腦硬體設備的發展不斷更新模式的使用版本，以增進氣象模式預報的準確度及效率。因此，本研究未來希望藉由校內計算機中心之高速平行化電腦硬體設備的協助及計算效率，以幫助吾人模擬 1997 至 2007 年於 5 - 8 月分之東亞大陸地區暖季降水事件，以期進一步歸納與分析不同降水事件的特徵，尤其希望能增進梅雨季與暖季降水與豪（大）雨的預報。

致謝

本研究的完成，我們感謝王重傑老師在研究方向的協助，黃小玲博士在研究進行期間在模式模擬、資料處理與繪圖方面的各項努力，學校計算機中心及張智昇先生在電腦技能方面的協助，以及吳連育先生在經費核銷方面的幫忙，本研究在國立台灣大學邁向頂尖大學專題計畫 95R0044 之支援下完成。

參考文獻

- Ahijevych, D. A., C. A. Davis, R. E. Carbone, and J. D. Tuttle, 2004: Initiation of precipitation episodes relative to elevated terrain. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2763-2769.
- Albright, M. D., E. E. Recker, R. J. Reed, and R. Dang, 1985: The diurnal variation of deep convection and inferred precipitation in the central tropical Pacific during January-February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1663-1680.
- Arkin, P. A., and P. Xie, 1994: The Global Precipitation Climatology Project: First Algorithm Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 401-419.
- Asai, T., S. Ke, and Y.-M. Kodama, 1998: Diurnal variability of cloudiness over East Asia and the Western Pacific Ocean as revealed by GMS during the warm season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 675-684.
- Carbone, R. E., D. A. Ahijevych, A. Laing, T. Lang, T. D. Keenan, J. D. Tuttle, and C.-C. Wang, 2006: The diurnal cycle of warm season rainfall frequency over continents. 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 23-28 April, Monterey, California, USA, 13D.1, 1-5.
- Carbone, R. E., A. Laing, T. D. Keenan, C.-C. Wang, and G. T.-J. Chen, 2005: Conditions associated with warm season rainfall over Africa, Australia, China and the United States. Fifth International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle. 20-24 June, Costa Mesa, California, USA, 256.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. Ahijevych, S. B. Trier, 2002: Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2033-2056.
- Dai, A., F. Giorgi, and K. E. Trenberth, 1999: Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, **104** (D6), 6377-6402.
- Davis, C. A., K. W. Manning, R. E. Carbone, S. B. Trier, and S. B. Tuttle, 2003: Coherence of warm-season continental rainfall in numerical weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2667-2679.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Griffith, C. G., W. L. Woodley, P. G. Gruber, D. W. Martin, J. Stout, and D. N. Sikdar, 1978: Rain estimation from geosynchronous satellite imagery visible and infrared studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1152-1171.

- Keenan, T., and R. E. Carbone, 2006: Characteristics of warm season precipitation in the Australian region. Second International Symposium on Quantitative Precipitation Forecasting and Hydrology, 4-8 June, Boulder, Colorado, USA.
- Knierim, J. C., D. A. Ahijevych, and K. W. Manning, 2004: Using temporal modes of rainfall to evaluate the performance of a numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2995-3009.
- Laing, A., R. E. Carbone, and V. Levizzani, 2006: The diurnal cycles and propagation of deep convection in Africa. Second International Symposium on Quantitative Precipitation Forecasting and Hydrology, 4-8 June, Boulder, Colorado, USA.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- Ninomiya, T., 1989: Cloud distribution over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 639-658.
- Olson, D. A., N. W. Junker, and B. Korty, 1995: Evaluation of 33 years of quantitative precipitation forecasting at the NMC. *Wea. and Forecasting*, **10**, 498-511.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Shapiro, M. A., and A. J. Thorpe, 2002: The observing system research and predictability experiment (THORpex). Proceedings, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 29-31 October, Tokyo, Japan, 1-12.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- Trier, S. B., C. A. Davis, D. A. Ahijevych, and M. L. Weisman, 2006: Mechanisms supporting long-lived episodes of propagating nocturnal convection within a 7-day WRF model simulation. *J. Atmos. Sci.* (in press)
- Wang, C.-C., and G. T.-J. Chen, 2002: A climatology of warm season precipitation episodes over East Asia based on satellite observations. Proceedings, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 29-31 October, Tokyo, Japan, 458-463.
- Wang, C.-C., G. T.-J. Chen, and R. E. Carbone, 2004: A climatology of warm-season

- cloud patterns over East Asia based on GSM infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1606-1629.
- Wang, C.-C., G. T.-J. Chen, and R. E. Carbone, 2005: Variability of warm season cloud episodes over East Asia based on GSM infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1478-1500.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.
- 王重傑與陳泰然，2004：東亞暖季對流特性之區域變異度研究。第八屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，桃園，567-572。
- 陳泰然與王重傑，2002：東亞地區暖季降水事件之氣候特徵與預報應用。中央氣象局天氣分析與預報研討會論文彙編 (91 年度)，台北，25-30。
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得，1991：台灣地區現階段豪 (大) 雨預報能力。大氣科學，**19**，177-188。

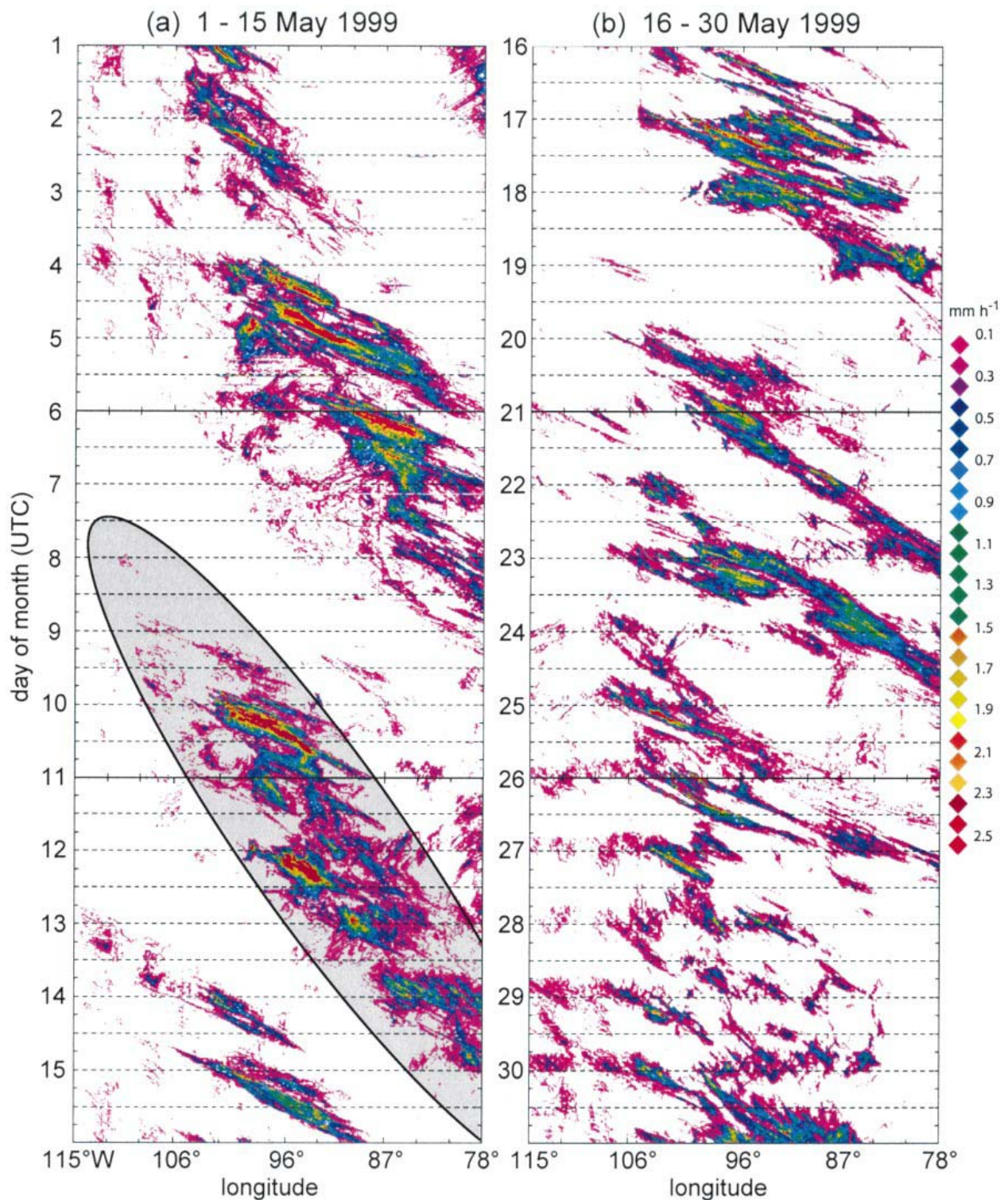


圖1-1 美國大陸地區暖季期間，以雷達回波反演之對流降水強度(mm h^{-1}) 在經度—時間二維剖面中之分佈(Hovmoller 圖) 舉例。南北向平均範圍為 30° - 48° N，經度為 78° - 115° W，故範圍大略涵蓋美國由洛磯山脈以西至阿帕拉契山東緣的大陸地區。左側為1999年5月，右側為1998年7月。(摘自Carbone et al. 2002)

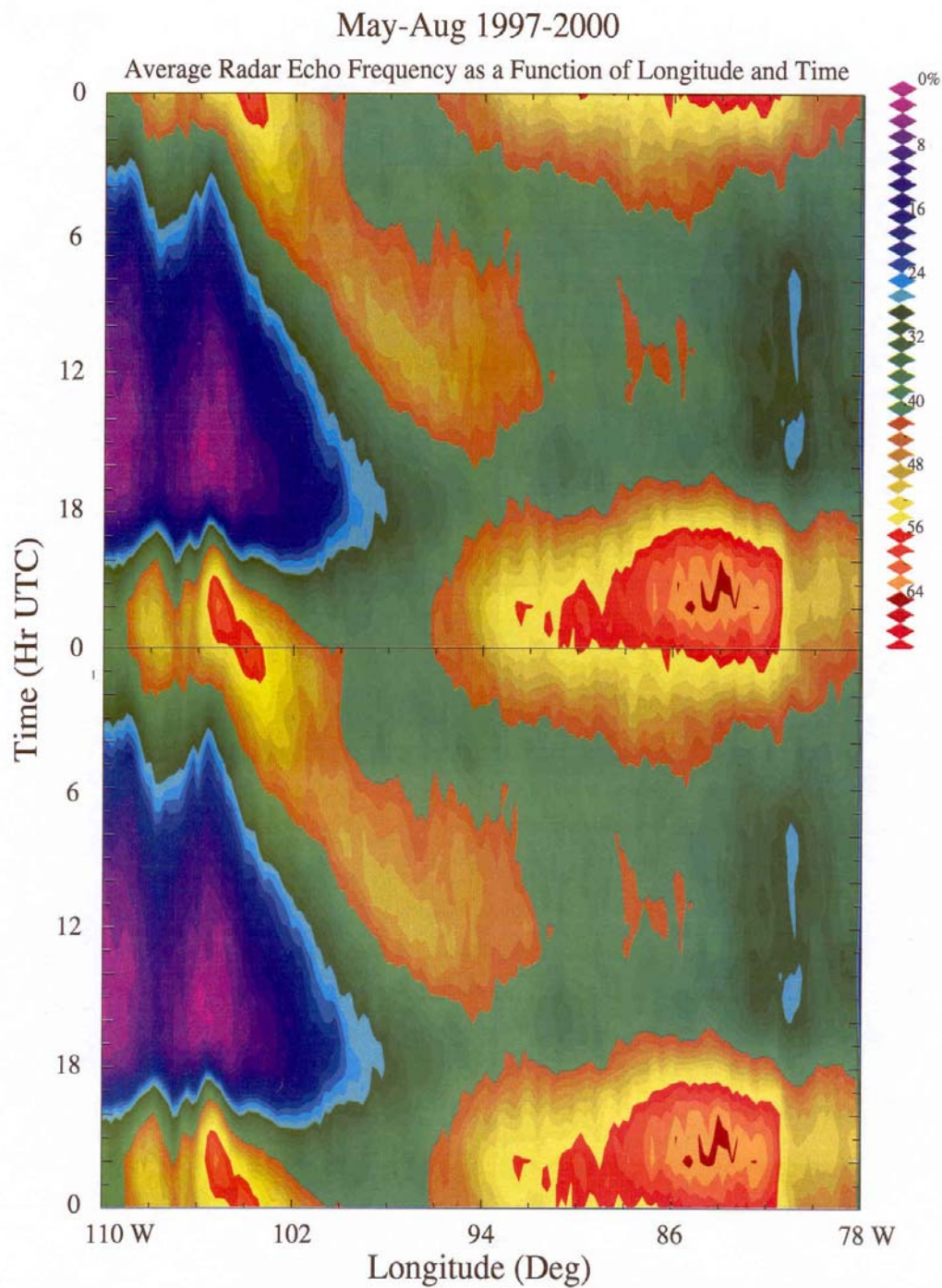
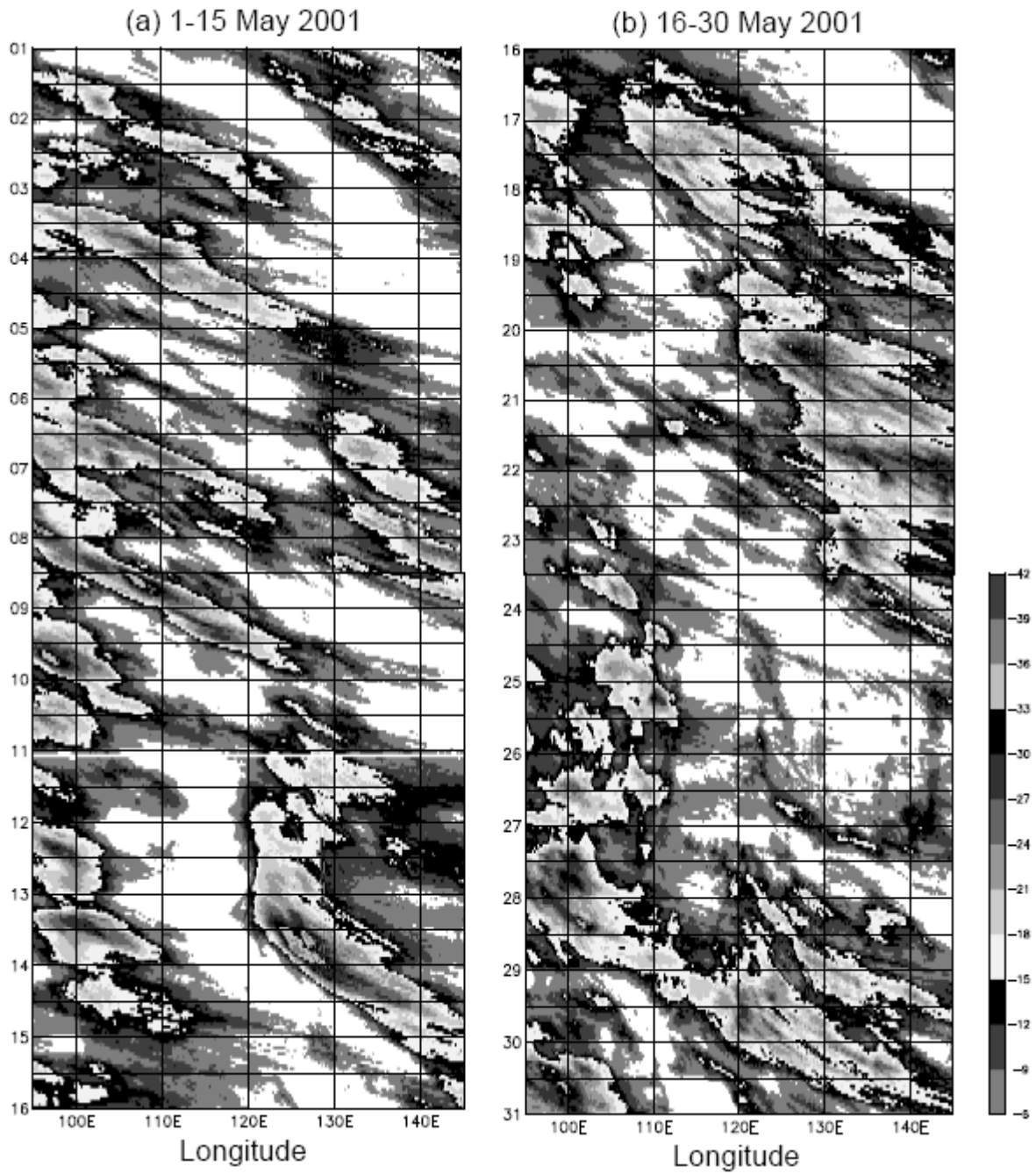


圖1-2 美國大陸地區暖季期間，以雷達回波反演之對流降水強度(mm h^{-1}) 在經度-時間二維剖面中之平均日夜變化分佈(相同資料重複繪圖兩次)。資料南北向平均範圍為 30° - 48° N，經度為 78° - 115° W，進行平均的時段為1997-2000年的5-8 月。(摘自 Carbone et al. 2002)



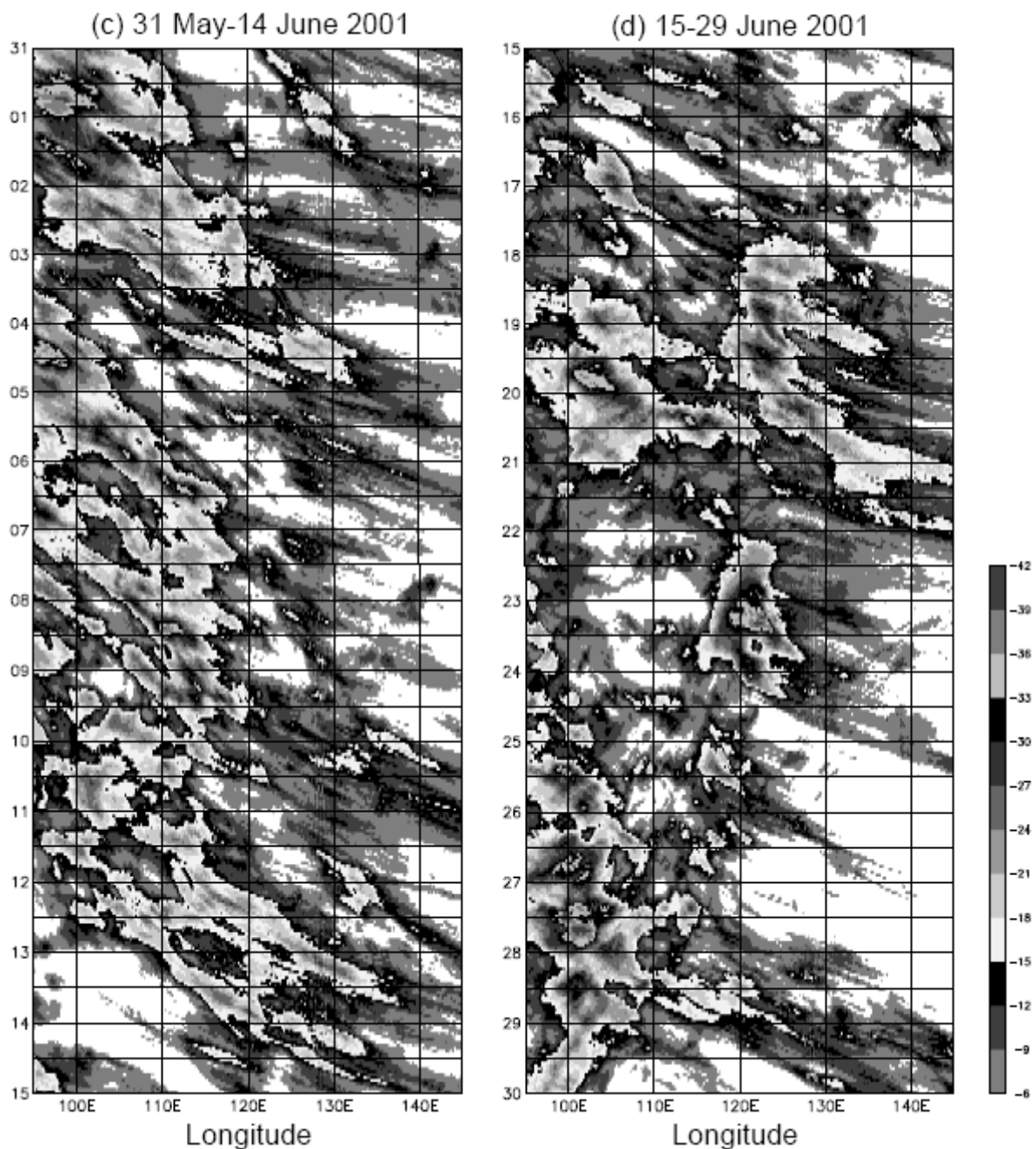


圖1-3 東亞地區暖季期間，GMS 衛星平均紅外線雲頂亮度溫度(°C) 在經度—時間二維剖面中之分佈(Hovmoller 圖) 舉例。南北向平均範圍為 20° - 40° N (平均前 $T_{BB} > 0^{\circ}$ C 時以 0° C 取代)，經度為 95° - 145° E，故範圍涵蓋大陸青藏高原以東地區以及日本南方海域。2001 年(a) 5月1-15日，(b) 5月16-30日，(c) 5月31日- 6月14日，與(d) 6月15-29日。(摘自Wang et al. 2004)

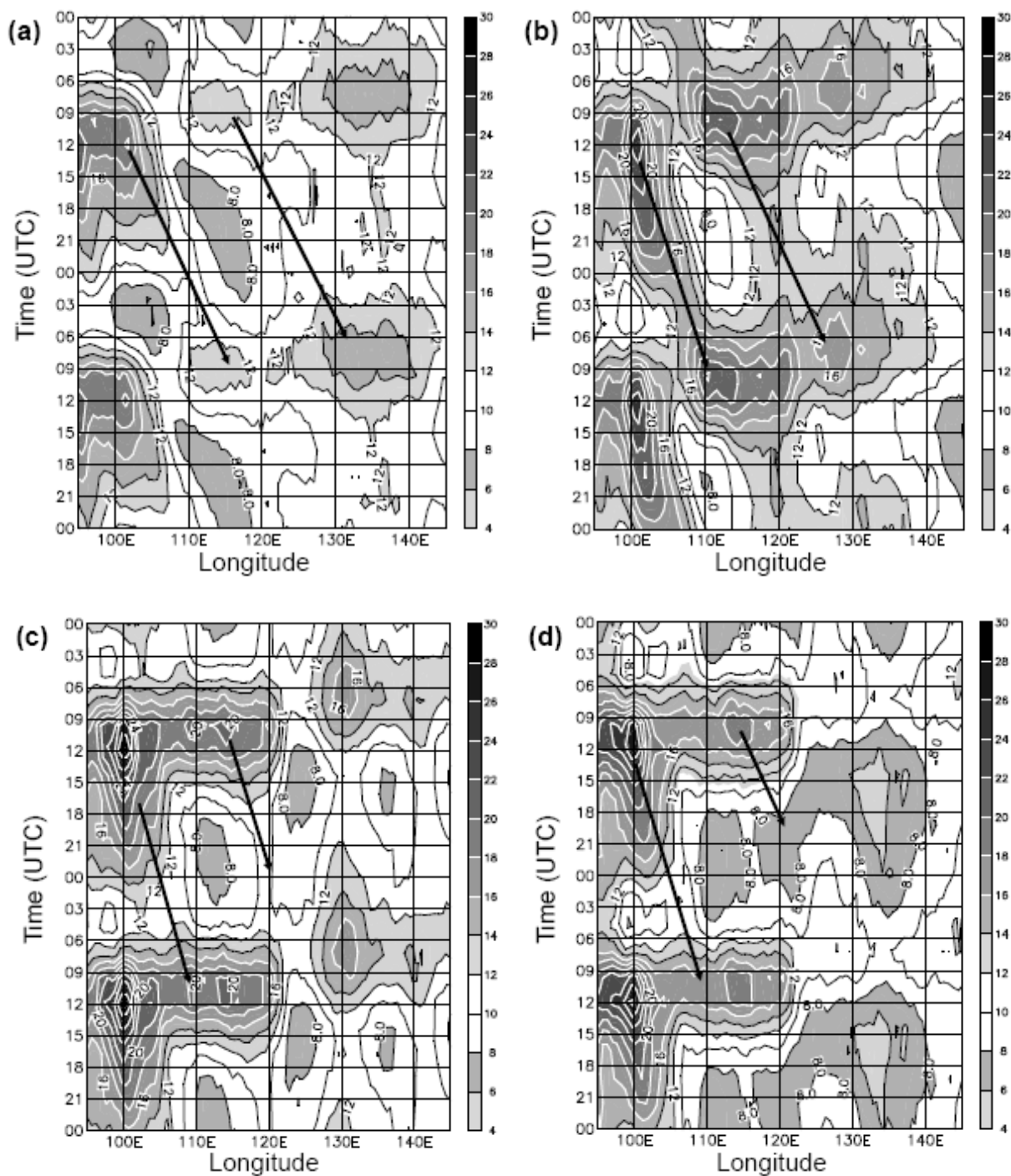


圖1-4 東亞地區暖季期間，以GMS 衛星紅外線雲頂黑體亮度溫度資料決定之低於 -32°C 之冷雲出現頻率(%) 在經度-時間二維剖面中之平均日夜變化分佈(相同資料重複繪圖兩次)。資料南北向平均範圍為 $20^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ ，經度為 $95^{\circ}-145^{\circ}\text{E}$ ，資料的平均的時段為1998-2001年暖季。(a) 5月，(b) 6月，(c) 7月，與(d) 8月。(摘自 Wang et al. 2004)

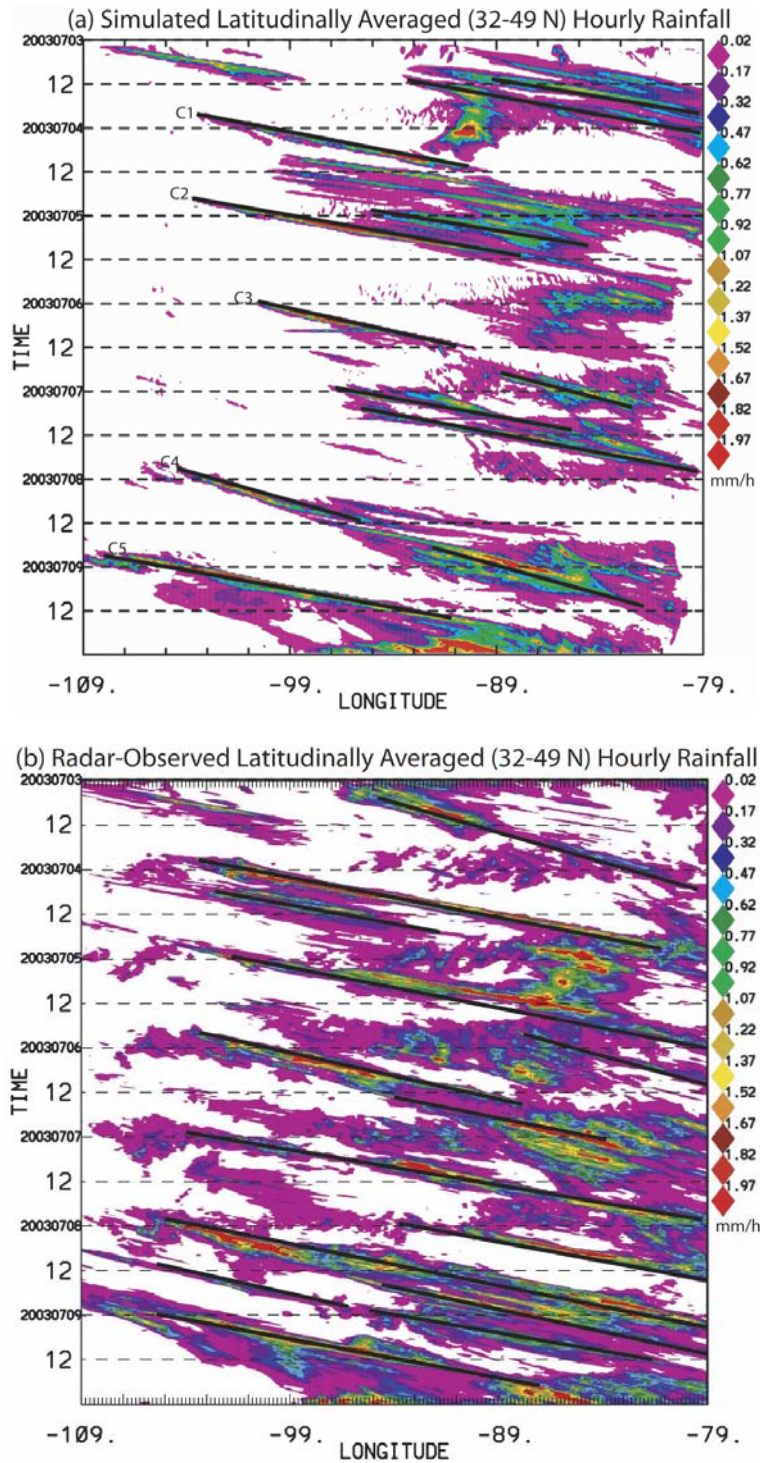


圖1-5 為美國地區於2003年6月3日00 UTC至6月10日00 UTC降水個案之(a)WRF模式模擬計算出來的雷達資料，與(b)雷達觀測資料的經度—時間二維分佈圖。資料南北向平均範圍為 32° - 49° N，經度為 79° - 109° W。(摘自Trier et al. 2006)

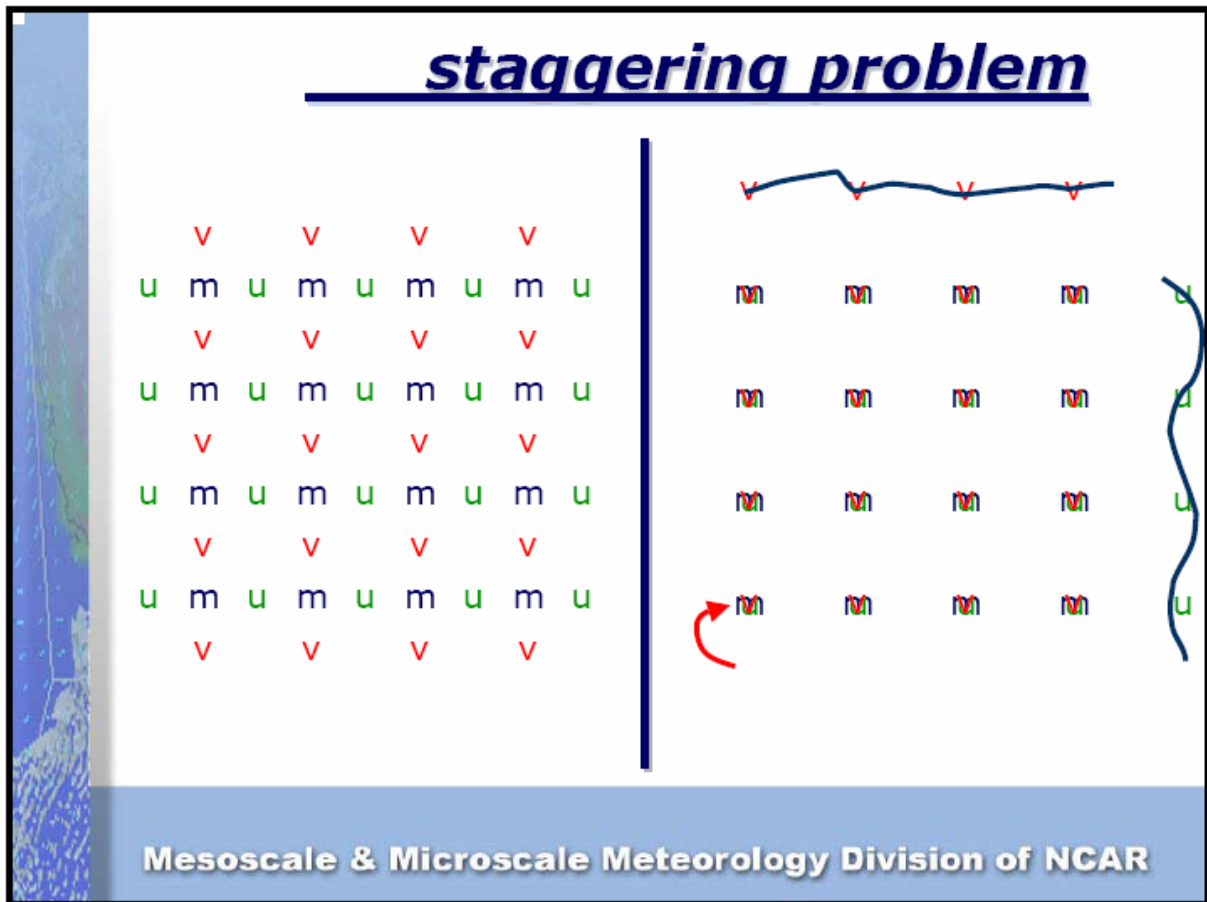


圖2-1：為Arakawa C Grid 的示意圖，取自 <http://www.wrf-model.org/index.php>。

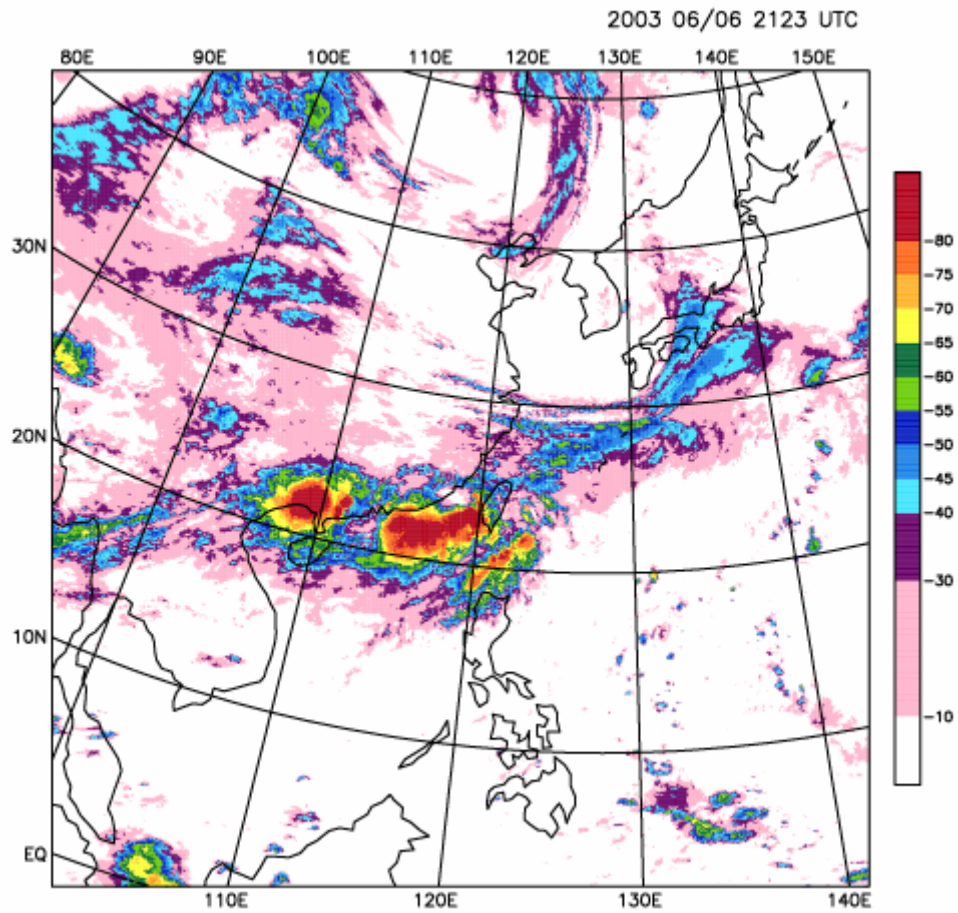
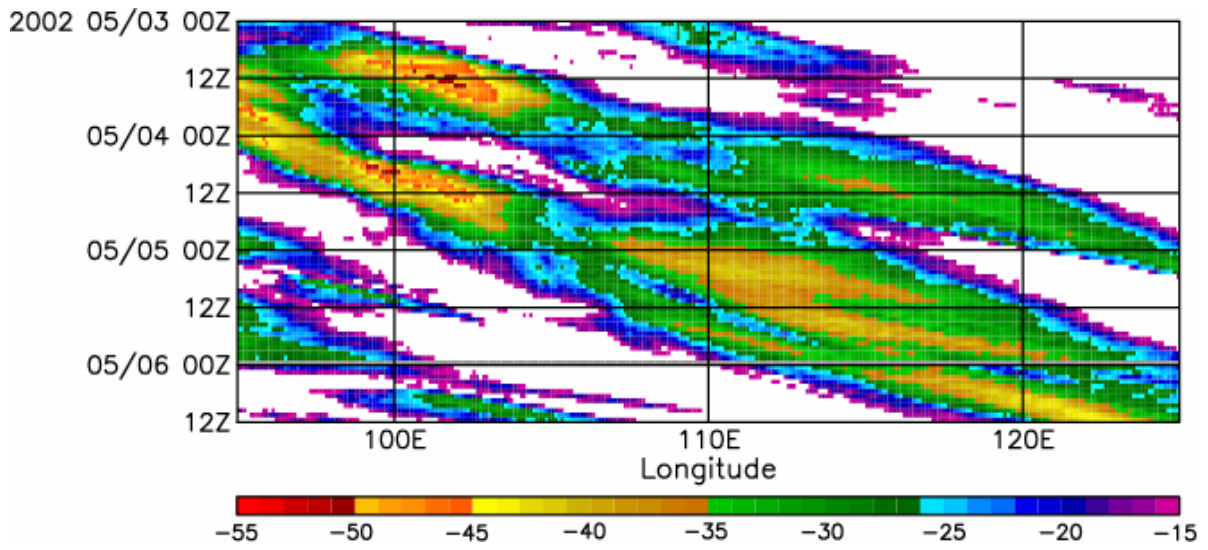


圖3-1 日本GMS-5 衛星紅外線(IR) 雲頂黑體亮度溫度(T_{BB}) 資料($^{\circ}\text{C}$) 舉例。資料水平解析度約為 $5\text{ km} \times 5\text{ km}$ ，總資料點數為 1024×1024 ；資料時間解析度為每小時一筆。

(a)



(b)

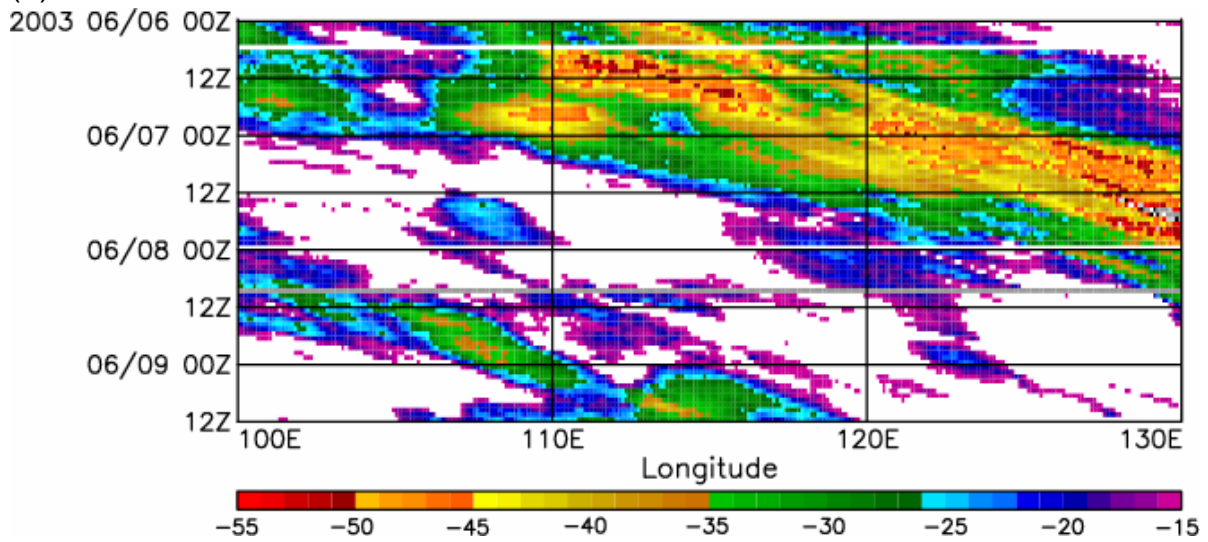


圖3-2 GMS-5 衛星之紅外線 T_{BB} 資料($^{\circ}\text{C}$) 在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。資料平均時間為 (a) 2002年5月3日00 UTC至5月6日12 UTC 與(b) 2003年6月6日00 UTC至6月9日12 UTC。(資料平均前之 $T_{BB}>0^{\circ}\text{C}$ 時以 $^{\circ}\text{C}$ 取代)

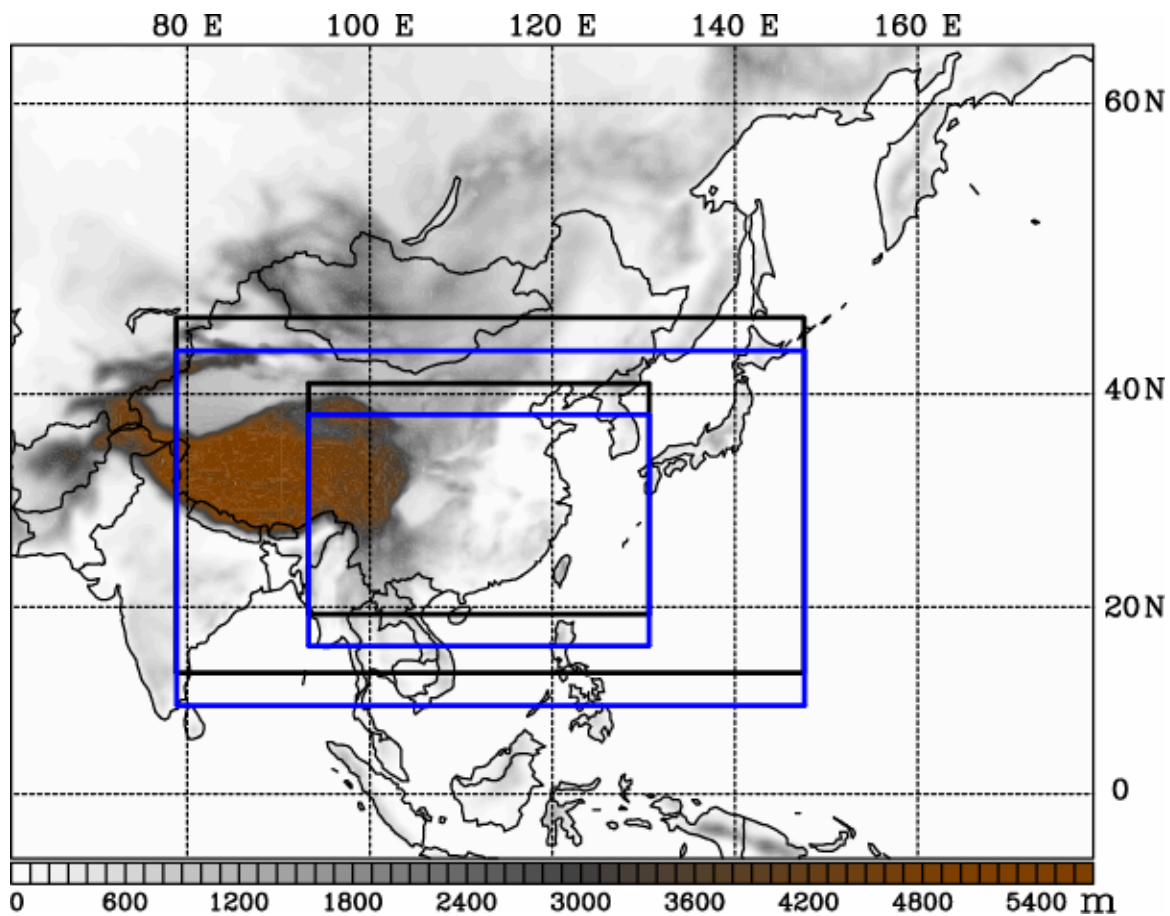


圖3-3 WRF 模式之三層巢狀網域(網格水平解析度分別為45、15、及5 km) 之預報區域範圍，與地形高度分佈(m)。網格點數目由粗至細(東西向與南北向) 分別為 211×151、448×268、及613×358。其中灰階間距為100 m；黑色及藍色網域分別為2002年及2003年梅雨鋒面研究個案之模擬實驗範圍。

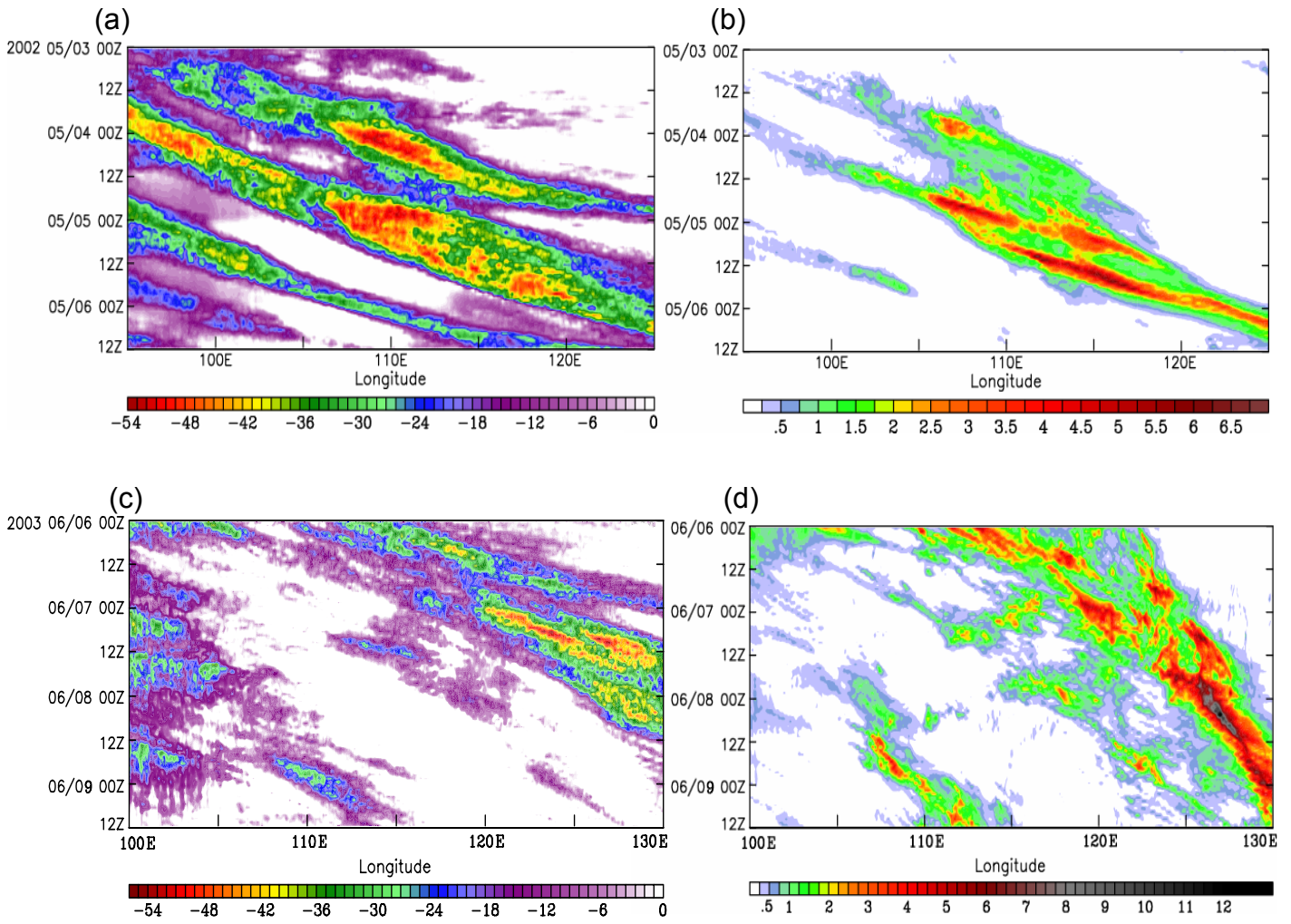


圖4-1 WRF模式模擬5 km網域資料於2002年5月3日00 UTC至5月6日12 UTC之(a)雲頂溫度，與(b)每小時降水；及2003年6月6日00 UTC至6月9日12 UTC之(c)雲頂溫度，與(d)每小時降水在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)與(c)之雲頂溫度單位為 $^{\circ}\text{C}$ ，色階間距為 1°C ；(b)與(d)之每小時降水單位為 mm h^{-1} ，色階間距為 0.25 mm h^{-1} 。

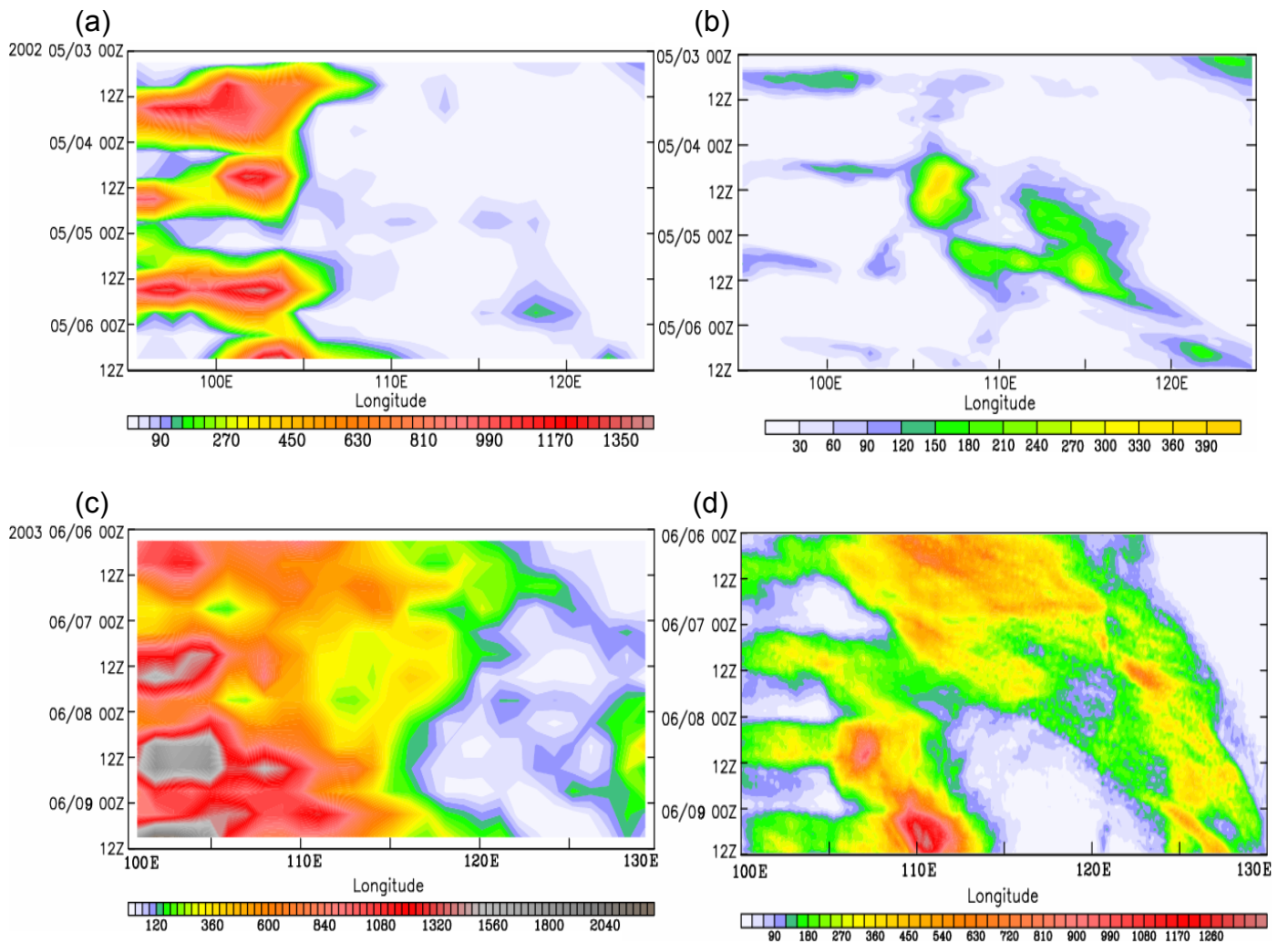


圖4-2 2002年5月3日00 UTC至5月6日12 UTC之CAPE最大值於(a) ECMWF之 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料，與(b) WRF模擬45 km網域資料；及2003年6月6日00 UTC至6月9日12 UTC之CAPE最大值於(c) ECMWF之 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料，與(d) WRF模擬45 km網域資料，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)至(d)之CAPE最大值單位為 $J kg^{-1}$ ，色階間距為 $30 J kg^{-1}$ 。

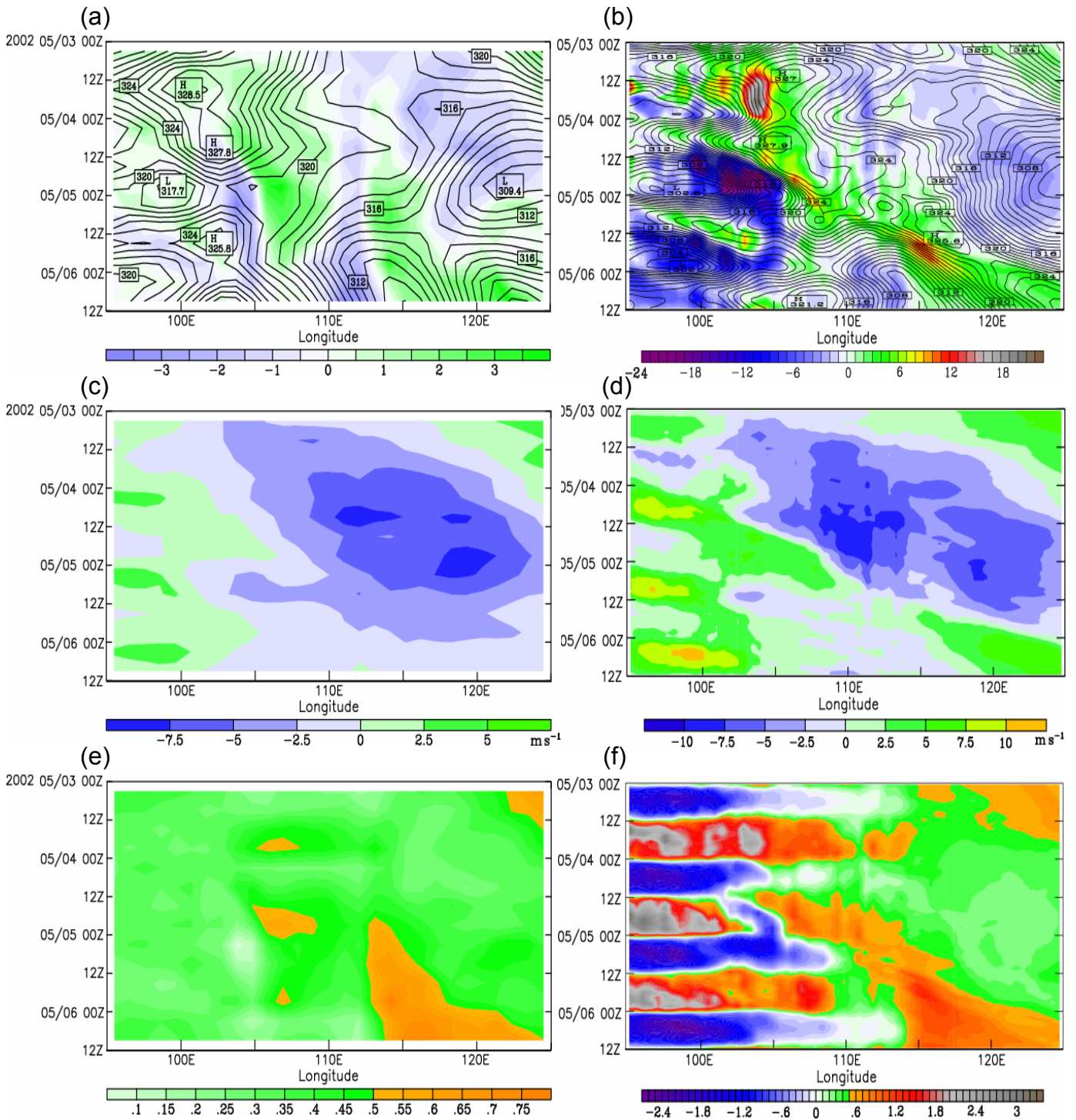


圖4-3 850 hPa之2002年5月3日00 UTC至5月6日12 UTC之ECMWF $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料計算出來的(a)渦度場與相當位溫，(c)東西方向風場分量，與(e)位渦場；以及WRF模擬45 km網域資料計算出來的(b)渦度場與相當位溫，(d)東西方向風場分量，與(f)位渦場，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)、(b)之等值線為相當位溫，間距為1 K，色階為渦度場，色階間距分別為 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 及 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；(c)、(d)之色階間距為 2.5 m s^{-1} ；(e)、(f)之色階間距分別為0.05及0.1。

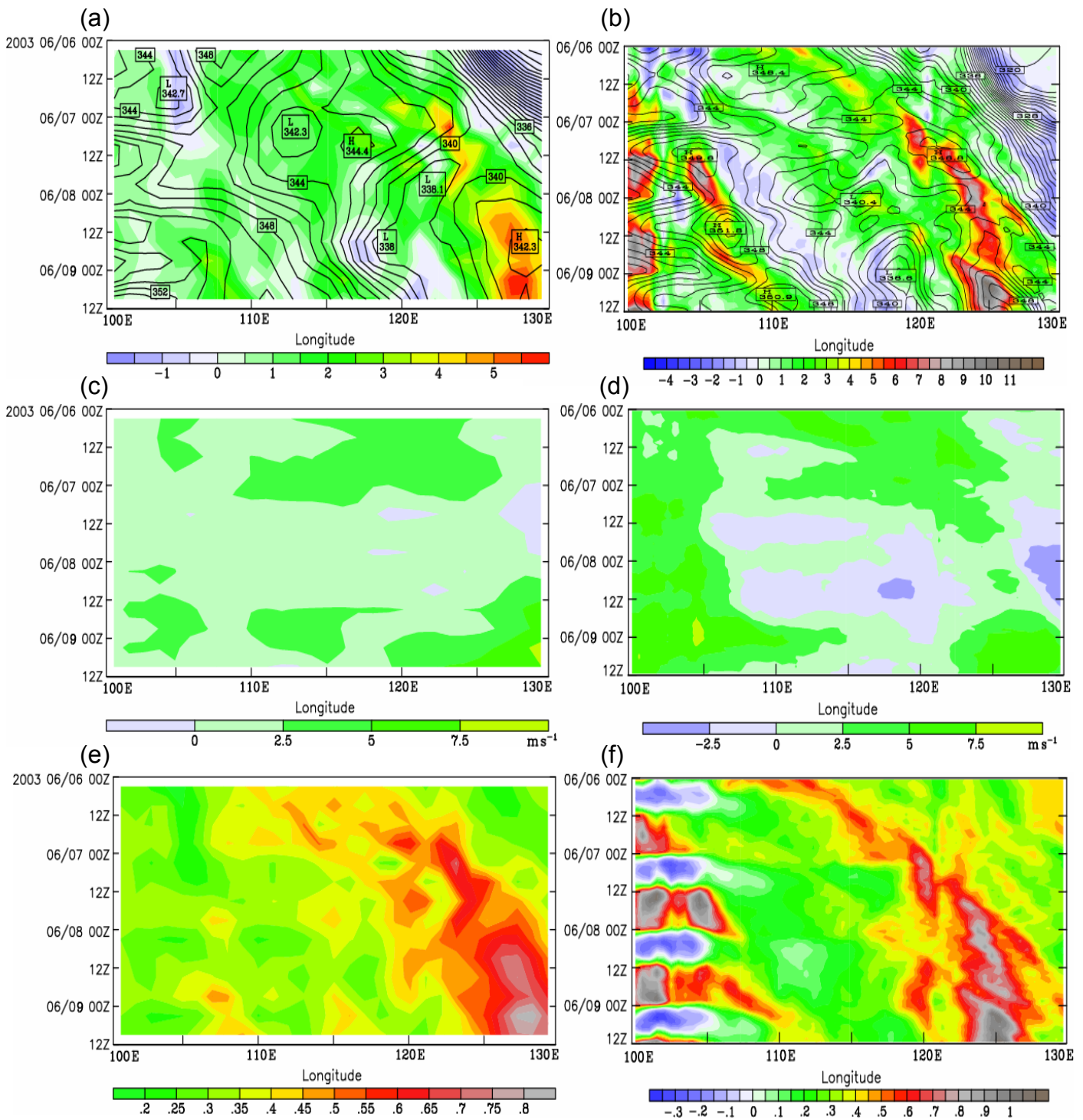


圖4-4 850 hPa之2003年6月6日00 UTC至6月9日12 UTC之ECMWF $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料計算出來的(a)渦度場與相當位溫，(c)東西方向風場分量，與(e)位渦場；以及WRF模擬45 km網域資料計算出來的(b)渦度場與相當位溫，(d)東西方向風場分量，與(f)位渦場，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)、(b)之等值線為相當位溫，間距為1 K，色階為渦度場，色階間距為 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；(c)、(d)之色階間距為 2.5 m s^{-1} ；(e)、(f)之色階間距為0.05。

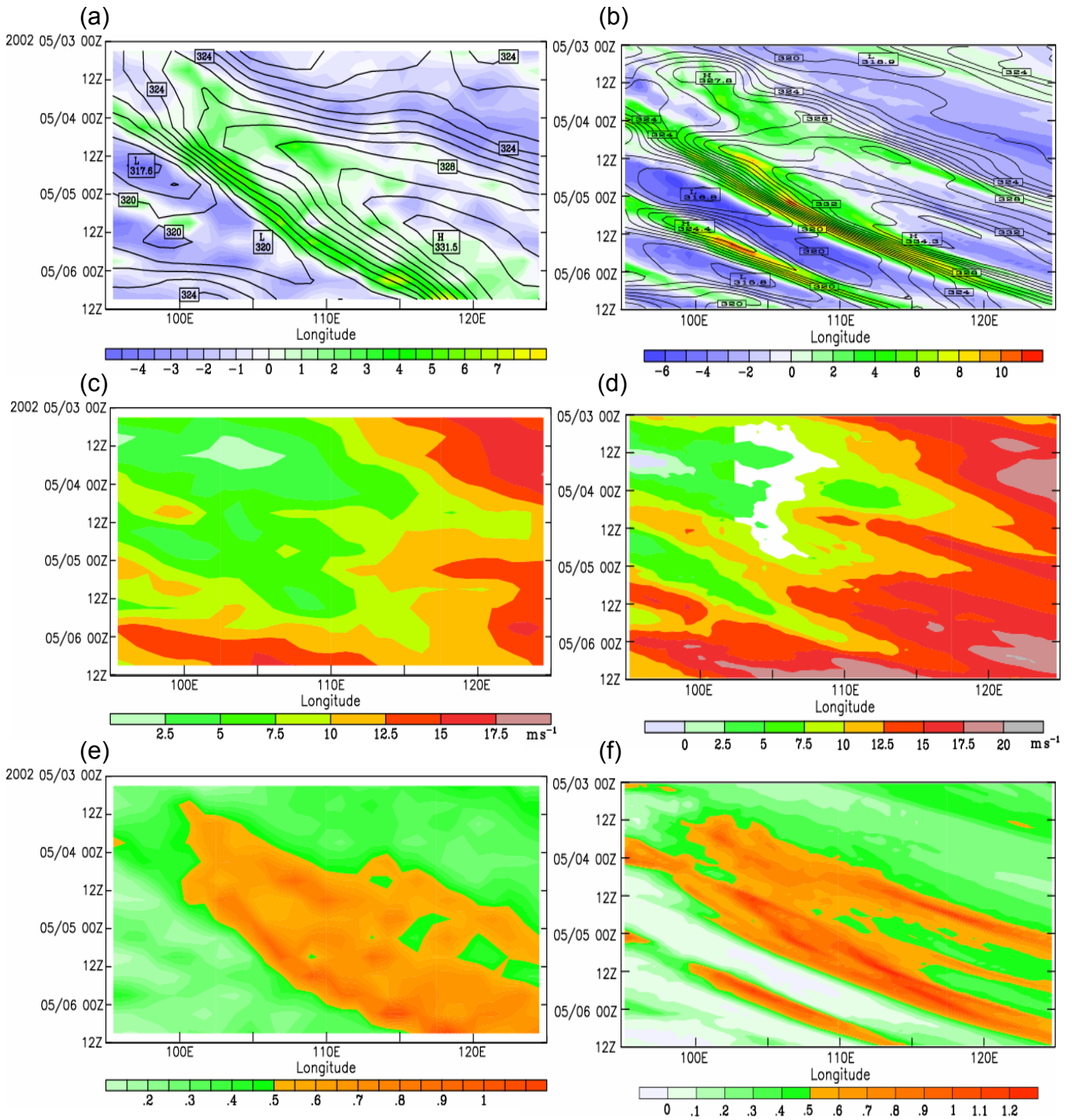


圖4-5 500 hPa之2002年5月3日00 UTC至5月6日12 UTC之ECMWF $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 全球分析資料計算出來的(a)渦度場與相當位溫，(c)東西方向風場分量，與(e)位渦場；以及WRF模擬45 km網域資料計算出來的(b)渦度場與相當位溫，(d)東西方向風場分量，與(f)位渦場，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)、(b)之等值線為相當位溫，間距為1 K，色階為渦度場，色階間距分別為 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 及 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；(c)、(d)之色階間距為 2.5 m s^{-1} ；(e)、(f)之色階間距分別為0.05及0.1。

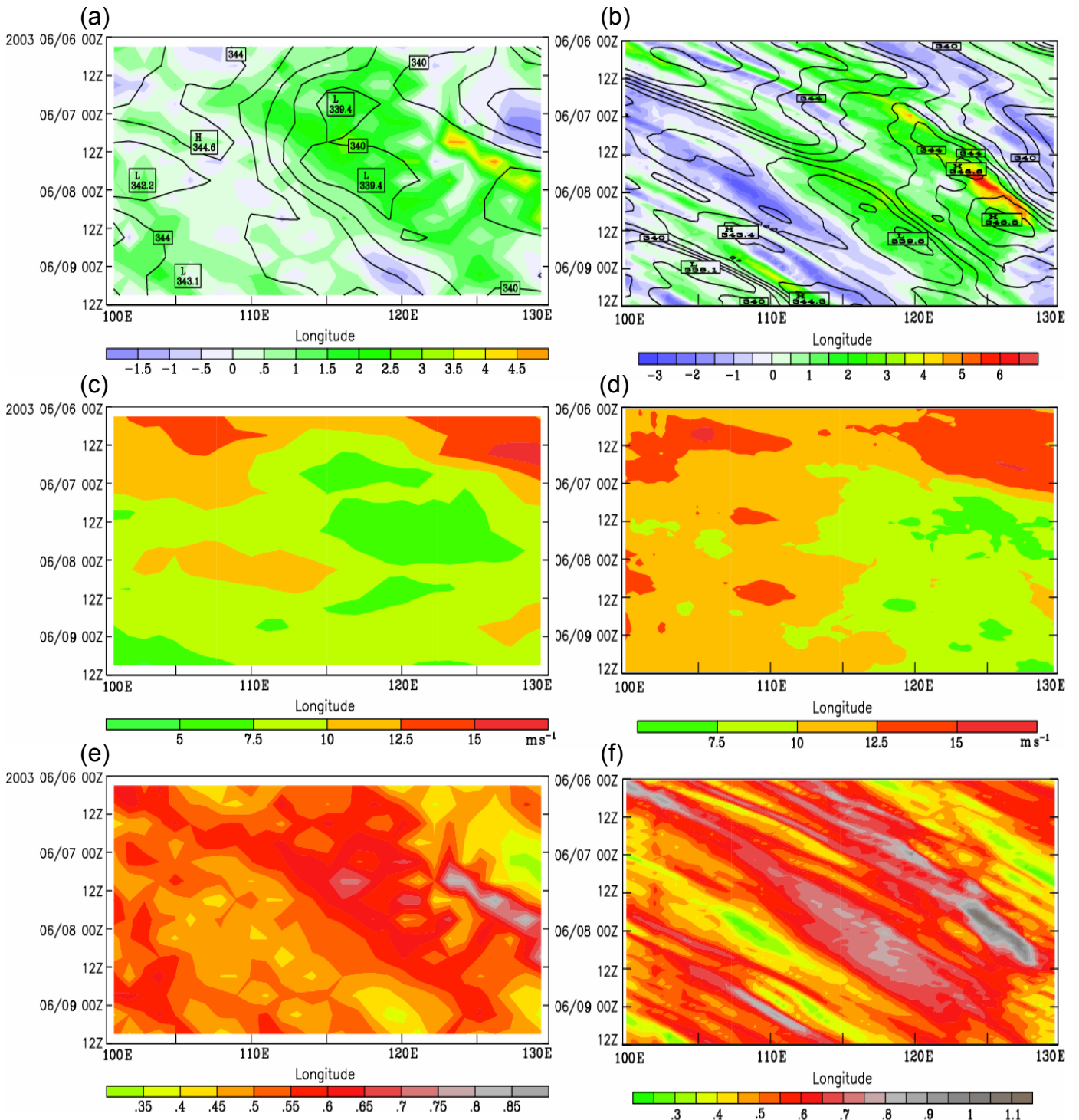


圖4-6 500 hPa之2003年6月6日00 UTC至6月9日12 UTC之ECMWF $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料計算出來的(a)渦度場與相當位溫，(c)東西方向風場分量，與(e)位渦場；以及WRF模擬45 km網域資料計算出來的(b)渦度場與相當位溫，(d)東西方向風場分量，與(f)位渦場，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)、(b)之等值線為相當位溫，間距為1 K，色階為渦度場，色階間距為 $0.5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ；(c)、(d)之色階間距為 $2.5 m s^{-1}$ ；(e)、(f)之色階間距為0.05。

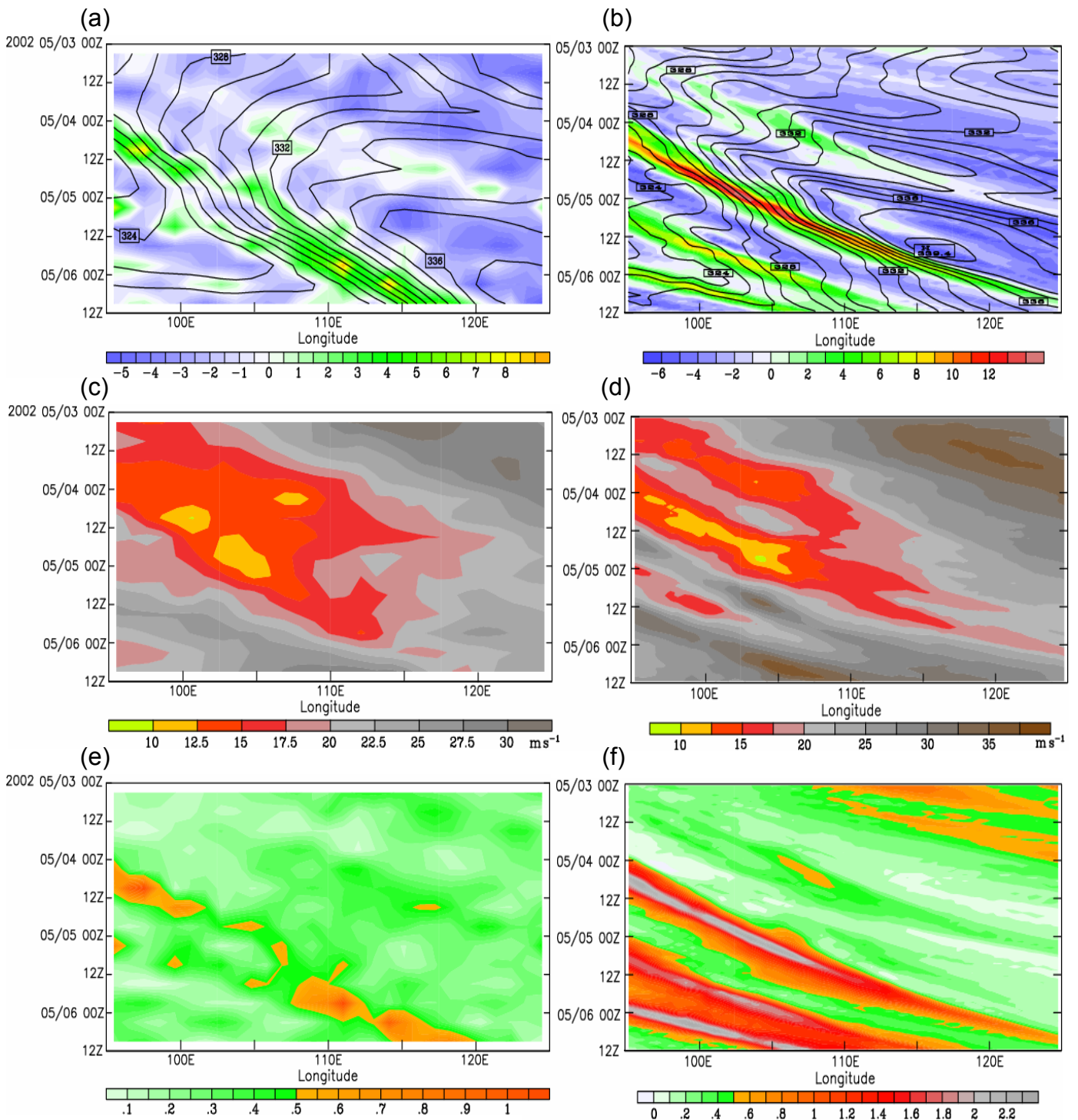


圖4-7 300 hPa之2002年5月3日00 UTC至5月6日12 UTC之ECMWF $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料計算出來的(a)渦度場與相當位溫，(c)東西方向風場分量，與(e)位渦場；以及WRF模擬45 km網域資料計算出來的(b)渦度場與相當位溫，(d)東西方向風場分量，與(f)位渦場，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)、(b)之等值線為相當位溫，間距為1 K，色階為渦度場，色階間距分別為 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 及 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；(c)、(d)之色階間距為 2.5 m s^{-1} ；(e)、(f)之色階間距分別為0.05及0.1。

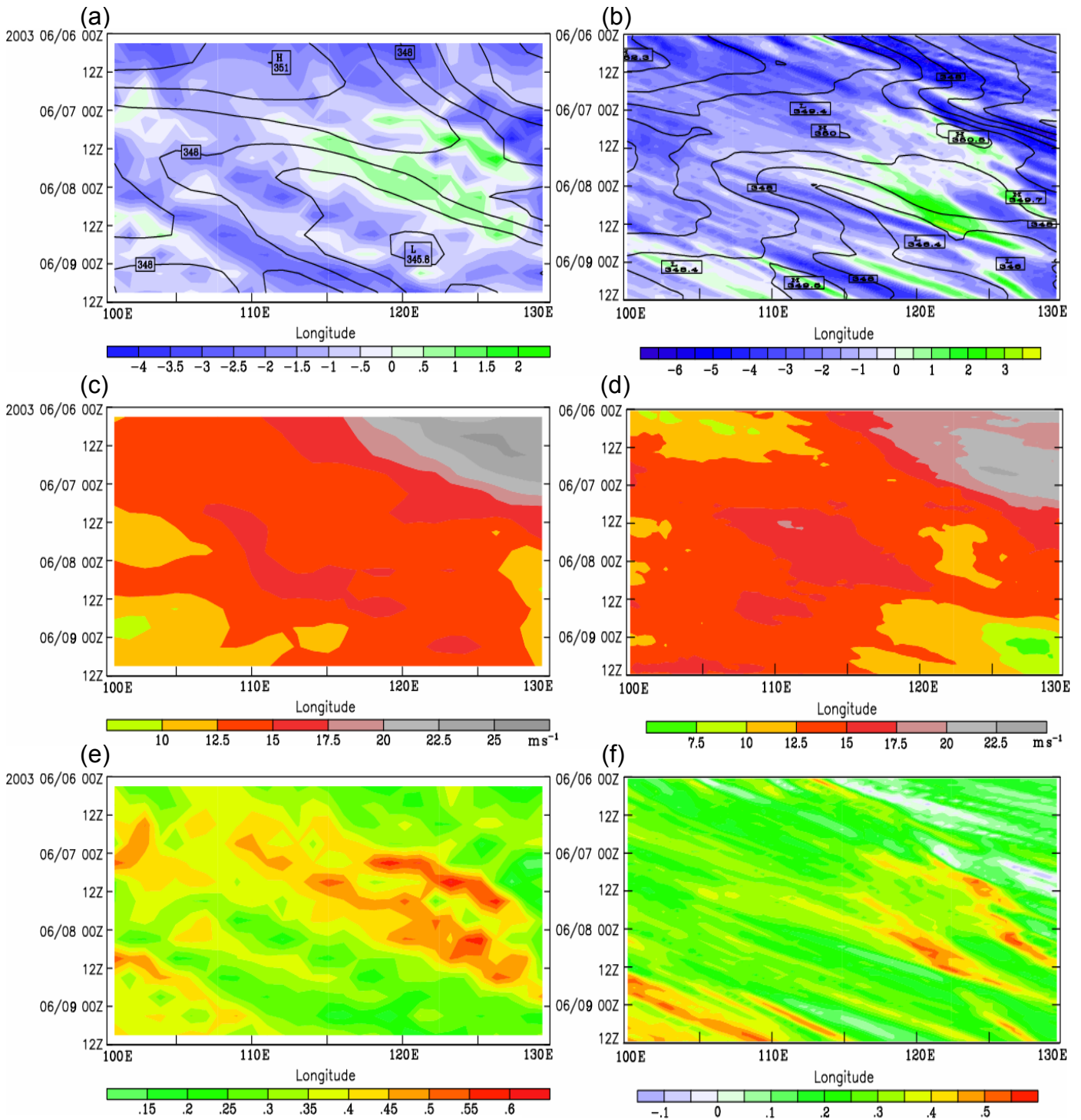


圖4-8 300 hPa之2003年6月6日00 UTC至6月9日12 UTC之ECMWF $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料計算出來的(a)渦度場與相當位溫，(c)東西方向風場分量，與(e)位渦場；以及WRF模擬45 km網域資料計算出來的(b)渦度場與相當位溫，(d)東西方向風場分量，與(f)位渦場，在東亞大陸地區之經度—時間剖面分布。(a)、(b)之等值線為相當位溫，間距為1 K，色階為渦度場，色階間距為 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；(c)、(d)之色階間距為 2.5 m s^{-1} ；(e)、(f)之色階間距為0.05。