
坡地災害個案之環境水氣通量診斷
Diagnosis of Environmental Water Flux in
Slope Disaster Case
成果報告書

執行單位：國立臺灣大學

執行期間：112年2月8日至112年12月31日

計畫主持人：林得恩 助理研究員

協同主持人：陳明仁 博士

行政院農業部農村發展及水土保持署 編印

中華民國 112 年 12 月

（本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本署施政參考）



坡地災害個案之環境水氣通量診斷

摘要

利用氣候統計、診斷分析和數值模擬等研究方法，針對梅雨季可能引發坡地災害的劇烈降雨天氣系統進行個案研究。統計顯示，最常發生的時間段是在 5-10 月，暖季占總數的 83.7% 最多。對應當時環境下的天氣系統影響，又以颱風和梅雨鋒面發生次數最多。

由預兆得分計算，顯示累積降雨量門檻是具備預報技術能力的。偏差值明顯大於 1，表示在預報極端劇烈降雨事件時，預報人員普遍對天氣系統強度的掌握存在高估的趨勢。此外，從坡地災害事件發生前 6-12 小時的角度來看，綜合整體的預報表現最佳，可為防災應變的前置預警準備提供重要的參考資訊。

模式模擬對流發展過程中，局部渦度輻合作用可以增強鋒面的渦度，從而促進對流的發展運動和延時持續；局部水氣通量輻合作用可以將大氣中的水氣傳送到鋒面上，提供給對流系統所需的水氣和能量，也有助於對流的維持和後續發展。

關鍵詞：梅雨鋒面、坡地災害、水氣通量輻合



Diagnosis of Environmental Water Flux in Slope Disaster Case

Abstract

Using climate statistics, diagnostic analysis and numerical simulation research methods, a case study of severe rainfall weather systems that may cause slope disasters during the rainy season is carried out. Statistics show that the most common time period is from May to October, and the warm season accounts for 83.7% of the total. Corresponding to the impact of the weather system in the environment at that time, typhoons and Mei-Yu fronts occurred most frequently.

Calculated from the score, it shows that the cumulative rainfall threshold is capable of forecasting technology. The deviation value is obviously greater than 1, indicating that when forecasting extreme and severe rainfall events, forecasters generally have a tendency to overestimate the strength of the weather system. In addition, from the perspective of 6-12 hours before the occurrence of slope disaster events, the overall forecast performance is the best, which can provide important reference information for pre-warning preparations for disaster prevention and response.

In the process of convection development simulated by the model, the local vorticity convergence can enhance the vorticity of the front, thereby promoting the development of convection and the time-delay persistence; the local water vapor flux convergence can transfer the water vapor in the atmosphere to the front, Providing the moisture and energy required by the convective system also contributes to the maintenance

and subsequent development of convection.

**Keywords: Mei-Yu front , soil and sand disaster, water vapor flux
convergence**



目次

摘要.....	I
Abstract.....	III
目次.....	V
表次.....	VII
圖次.....	IX
第一章 緒論.....	1-1
第二章 工作執行方法與步驟	2-1
第一節 工作執行方法	2-1
第二節 工作執行步驟	2-60
第三章 工作執行進度與階段性成果	3-1
第一節 工作執行進度	3-1
第二節 階段性成果	3-6
第四章 結論與建議	4-1
參考文獻.....	附錄-1
期初報告委員提問意見及答覆	附錄-5
期中報告委員提問意見及答覆	附錄-7
期末報告委員提問意見及答覆	附錄-12



表次

表 2-1 2006 年 6 月 8 日 1200UTC 至 11 日 1200UTC 期間 NCEP 分析場、模式控制實驗(CNTL)及無潛熱釋放實驗(FDR)之海平面氣壓(hPa)、850 hPa 高度場(gpm)及 850 hPa 風速(m/s)差異比較(比較區域取東經 114-120 度；北緯 19-25 度平均結果)	2-59
表 3-1 計畫重要工作項目與預期進度管制表	3-3
表 3-2 計畫交付項目管制表	3-5





圖次

圖 2-1	2006-2021 年期間，逐年坡地災害事件肇生次數統計.....	2-3
圖 2-2	2006-2021 年期間，坡地災害事件肇生的時空分佈統計.....	2-3
圖 2-3	2006-2021 年期間，坡地災害事件肇因的統計分析.....	2-4
圖 2-4	研究流程規劃.....	2-5
圖 2-5	研究中選取衛星雲圖診斷範圍（18-30°N，108-122°E），主要涵蓋大陸華南地區、海南島、南海、臺灣海峽及本省地區.....	2-19
圖 2-6	NCEP/DOE Reanalysis-I 經緯度網格分析場資料.....	2-20
圖 2-7	中央氣象署新一代劇烈天氣監測系統(Q-Plus)資料.....	2-21
圖 2-8	2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 海平面氣壓及風場.....	2-22
圖 2-9	2006 年 6 月 8 日 1233 UTC 至 6 月 10 日 2333 UTC 每小時紅外線衛星雲圖.....	2-23
圖 2-10	2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之海平面氣壓及 1000 hPa 的風場及比溼分佈.....	2-28
圖 2-11	同圖 2-10，但為 850 hPa 的風場、高度場及相當位溫分佈..	2-28
圖 2-12	同圖 2-10，但為 700 hPa 風場、高度場及垂直速度分佈.....	2-29
圖 2-13	同圖 2-10，但為 500 hPa 風場、高度場及渦度場分佈.....	2-29
圖 2-14	同圖 2-10，但為 300 hPa 的風場及高度場分佈.....	2-30
圖 2-15	2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之分佈。風速大於 20 kt 區域(色階區).....	2-30

圖 2-16	2006 年 6 月 8 日 2000 LST 之位溫與相當位溫分佈.....	2-31
圖 2-17	2006 年 6 月 8 日 2000 LST 之馬公探空測站斜溫圖.....	2-32
圖 2-18	2006 年 6 月 8 日 0000 UTC 至 11 日 1800 UTC 北緯 23 度之 925hPa 水氣輻散通量序列圖.....	2-33
圖 2-19	2006 年 6 月 8 日至 11 日 0000 UTC 鋒面位置分佈.....	2-34
圖 2-20	研究個案之垂直大氣環境的時間序列分佈.....	2-35
圖 2-21	2006 年 6 月(a) 9 日 0000 UTC 及(b)10 日 0000 UTC 700 hPa 之氣流場及比濕分佈.....	2-36
圖 2-22	2006 年 6 月 9 日至 11 日 0000 UTC 分佈。850 hPa 風速大於 15m/s 之範圍.....	2-36
圖 2-23	2006 年 6 月 9-10 日造成臺灣地區梅雨季豪大雨事件之綜觀環 境示意圖.....	2-37
圖 2-24	2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 之水氣收支垂直剖面分析.....	2-38
圖 2-25	2006 年 6 月(a) 8 日 0000 UTC、(b) 9 日 0000 UTC、(c) 10 日 0000 UTC 及(d) 11 日 0000 UTC 之水氣通量輻合分析..	2-39
圖 2-26	2006 年 6 月 5 日 0000 UTC 至 11 日 1800 UTC 位於 925 hPa 區域平均之水氣收支時間序列.....	2-39
圖 2-27	個案研究彙整所得梅雨鋒面劇烈降雨之環境量場檢查表.	2-40
圖 2-28	整體技術得分計算結果，包含有預兆得分、偏差得分、可偵	

測率及誤報率的計算.....	2-41
圖 2-29 模式設計三層巢狀網格.....	2-49
圖 2-30 WRF 模式(D1)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0000 UTC 海平面氣壓及風場.....	2-50
圖 2-31 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 1800 UTC，每時間間格六小時之亮度溫度.....	2-50
圖 2-32 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 1800 UTC 每時間間格 六小時 IR 雲圖.....	2-51
圖 2-33 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0000 UTC 之 850 hPa 的風場、高度場及相當位溫.....	2-51
圖 2-34 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0000 UTC 之 300 hPa 風場及高度場.....	2-52
圖 2-35 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0000 UTC 之 850 hPa 風速大於 20 kt 區域.....	2-52
圖 2-36 WRF 模式(D3)模擬 2006 年 6 月 9、10 日日累積雨量.....	2-53
圖 2-37 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 1800 UTC 每六小時之 整合雷達回波圖.....	2-53
圖 2-38 NCEP Reanalysis 資料與 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 期間，位於臺灣上游區域	

平均(東經 114-120 度；北緯 19-25 度)之 850 hPa (a)風速及 (b)相當位溫.....	2-54
圖 2-39 WRF 模式模擬 2006 年梅雨鋒面上之 MCS 移動路徑.....	2-54
圖 2-40 WRF 模式(D1)模擬 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 區域平均(東 經 114-120 度；北緯 19-25 度)之水氣收支垂直剖面分析...	2-55
圖 2-41 WRF 模式(D1)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日 0000 UTC 及(b)10 日 0000 UTC 925 hPa 之水氣通量輻合.....	2-56
圖 2-42 模式 FDR 實驗模擬 2006 年 6 月(a)9 日及(b)10 日 0000 UTC 之 850 hPa 的風場及高度場.....	2-56
圖 2-43 模式 FDR 實驗模擬 2006 年 6 月(a)9 日 0000 UTC 及(b)10 日 0000 UTC 之 850 hPa 風速大於 20 kt 區域.....	2-57
圖 2-44 控制實驗(CNTL)與無潛熱釋放實驗(FDR)模擬 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 逐時，位於臺灣上游 區域平均之 850 hPa 風速時間序列.....	2-57
圖 2-45 控制實驗(CNTL)與無潛熱釋放實驗(FDR)模擬 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 逐時，位於臺灣上游 區域平均 (a)850 hPa 高度場及(b)海平面氣壓場之時間序 列.....	2-58

第一章 緒論

根據過去統計發現，劇烈降雨或累積總降雨量過大時，常常是坡地災害可能肇生的動態因數之一。在坡地災害事件發生前，綜觀環境條件的變化，可能會提供一些前兆信號（林，2021；林，2022）；所以，可以透過加強對環境條件異動變化的追蹤監測，適時並及時掌握這些量場參數的變化情況，從而預先發現可能存在的坡地災害風險。爰此，透過加強對氣象預報的追蹤監測、診斷分析與數值模擬，以及對大氣環境條件與地形地貌的瞭解及掌握，具體有效預判可能發生的災害，並適時提供更長的整備時間，提高對劇烈天氣系統之降雨量及雨量時空分佈變化的預測評估能力，至為關鍵。

劇烈降雨天氣系統的發展和演變，常與環境水氣的供輸有著密切的關係，當水氣供輸持續且數量較大時，不但容易使得局部地區的降雨延時較長，降雨量也會相當顯著，坡地災害肇生的可能性也會跟著提高。因此，嘗試透過對水氣運動與發展的量化研究，藉由水氣通量收支方程進行診斷分析，深入理解水氣在劇烈降雨過程中的傳輸和變化，進一步釐清水氣供輸在劇烈降雨天氣系統強度發展與延時過程中可能扮演的角色，以及其與對流可能發生之關係，從而更好地預測降雨的時空分佈。

計畫的執行與推展，擬解決以下幾個問題：延長坡地災害可能肇生的事先預警整備時間、釐清水氣供輸在劇烈降雨天氣系統強度發展與延時過程中可能扮演的角色、增進對坡地災害事件發生前兆之綜觀環境條件的認識與掌握，以及有效支援強化防災應變指揮官進行坡地災害警戒調度與疏散撤離的決心下達。

研究計畫，將針對坡地災害事件進行診斷分析與數值模擬，具體執行內容，共計 5 項，分述說明如下：

- (1) 統計歷史坡地災害事件的氣候特徵、時空分佈與環境條件，旨揭瞭解不同氣候條件、時間和空間尺度下，坡地災害的發生情況和行為特徵，並與事件可能肇因之不同天氣系統進行分類統計，釐清兩者可能存在的因果對應關係。
- (2) 挑選出梅雨季劇烈降雨個案進行診斷，評估事件發生前 6、12 及 24 小時之綜觀環境條件的特徵，以及氣象量場的特性，歸納釐清出異動變化的關鍵訊號，並進一步探討可能的過程與肇因。
- (3) 利用水氣通量收支方程進行診斷分析，瞭解水氣通量在劇烈降雨天氣系統個案中所扮演的角色，以及其與對流可能發生之關係。
- (4) 經由高解析度氣象數值模式 WRF(Weather Research and Forecasting Model)進行個案模式模擬，透過模式規劃靈敏度的設計、物理量場的運算以及收支貢獻的診斷，釐清坡地災害個案之前兆環境與水氣供輸的關鍵變化，研究成果可有效回饋至防災預警的實際整備及判斷決策作業上。
- (5) 建置梅雨季可能肇致坡地災害事件之環境前兆所對應的氣候概念模式，掌握氣象因數以及水氣通量的變化趨勢與關鍵參數，將有助於加強對坡地災害可能肇生的預警和預測能力。

總體而言，本研究計畫透過統計分析、診斷研判和模式模擬等研究方法，嘗試從氣象環境條件的特性出發，並結合坡地災害事件的肇

生特徵，進一步探究坡地災害的可能發生機制和前兆環境訊號，這在過去的研究當中，是比較鮮見的。因此，本計畫不但可以滿足全案創新研究的精神內涵，也可進一步落實學研合一的最大效益，將有助於提高對坡地災害的預警和預測能力，並回饋至防災預警的實際整備及判斷決策作業上，俾利減少可能的災害與損失。





第二章 工作執行方法與步驟

第一節 工作執行方法

1.實施方法：

彙整統計過去 17 年(2006-2022 年)臺灣坡地災害事件的時間、地點、肇因及災情等基礎背景資料，做為本研究的個案樣本（其中，坡地災害事件選取，採以農村水保署官網公告標定之重大災害事件為準）。延續林（2022）的研究，對應過去 17 年（2006-2022 年）臺灣地區所發生的大豪雨個案中，進行劇烈天氣之前兆環境的比對診斷，嘗試釐清可能肇致強降雨之關鍵氣象參數的量化特徵與變化脈動，並進一步統計分類坡地災害事件可能肇因的天氣系統類型。

所選取坡地災害事件包含有土石流、崩塌、地滑、洪水、沖蝕等。統計分析結果顯示，坡地災害肇生在年際分佈表現上，並無規律變化的特徵（如圖 2-1），端視該年所影響的劇烈降雨事件而定。至於，前 8 年的肇生事件數，共計 387 件，佔總數的 71.0%；後 9 年的肇生事件數，共計 158 件，佔總數的 29.0%，顯見肇生次數近年有減少趨勢。其中，坡地災害事件肇生個數又以 2009 年最多（共 127 件），2020 年最少（共 3 件），均與颱風肇因有關。最容易肇生的地區分別有新北市、宜蘭縣、南投縣、嘉義縣、高雄市及屏東縣；其中，高屏兩地合佔總數的 25.96%最多。另一方面，最常發生的時段落在 5-10 月，暖季合佔總數的 83.7%最多（圖 2-2），對應颱風與梅雨鋒面等劇烈降雨天氣系統所影響，與原先預期相當吻合。

然而，我們更關心當有坡地災害事件發生之際，當時的天氣系統以及環境特徵。結果顯示，主要可分為 5 大類型（圖 2-3），分述如

後：

1.第 1 種類型：颱風、熱帶擾動或颱風過後所引進的西南氣流，共計 404 件，佔總數的 74.1%。

2.第 2 種類型：梅雨鋒面，共計 87 件，佔總數的 16.0%。

3.第 3 種類型：非梅雨鋒面的鋒面，以及午後雷陣雨，共計 26 件。

4.第 4 種類型：東北季風，以及東北季風與南方低壓系統所結合的共伴環流，共計 19 件，去（2022）年有明顯增加。

5.第 5 種類型：地震，共計 9 件。

其中，第 1 種類型加上第 2 種類型就佔總數的 90.1%，由於颱風通常帶來豐沛的水氣和勁風，對地形造成強烈的影響，容易引發土石流、崩塌等災害；梅雨鋒面則常伴隨著長時間的持續性降雨，尤其在持續性的暴雨時，易導致山區土石流、崩塌等災害。透過統計分析，可以看出颱風（以及熱帶擾動或颱風過後所引進的西南氣流）及梅雨鋒面對我坡地災害事件的肇生，扮演著非常關鍵的角色。然而，就天氣系統的綜觀環境條件來看，無論是在空間尺度或是時間尺度上，颱風的可預報度顯然高於梅雨鋒面（颱風的空間尺度在數百至千公里，時間尺度在數天），且根據過去研究顯示，梅雨鋒面常伴隨有組織性的中小尺度對流天氣系統，常易肇致短延時強降雨的實際案例。爰此，本年度將先針對梅雨鋒面肇致坡地災害事件進行個案研究，主要運用氣候統計、診斷分析，以及數值模擬等研究方法；後續再視研究需求，將颱風或其它肇因個案納入分析。

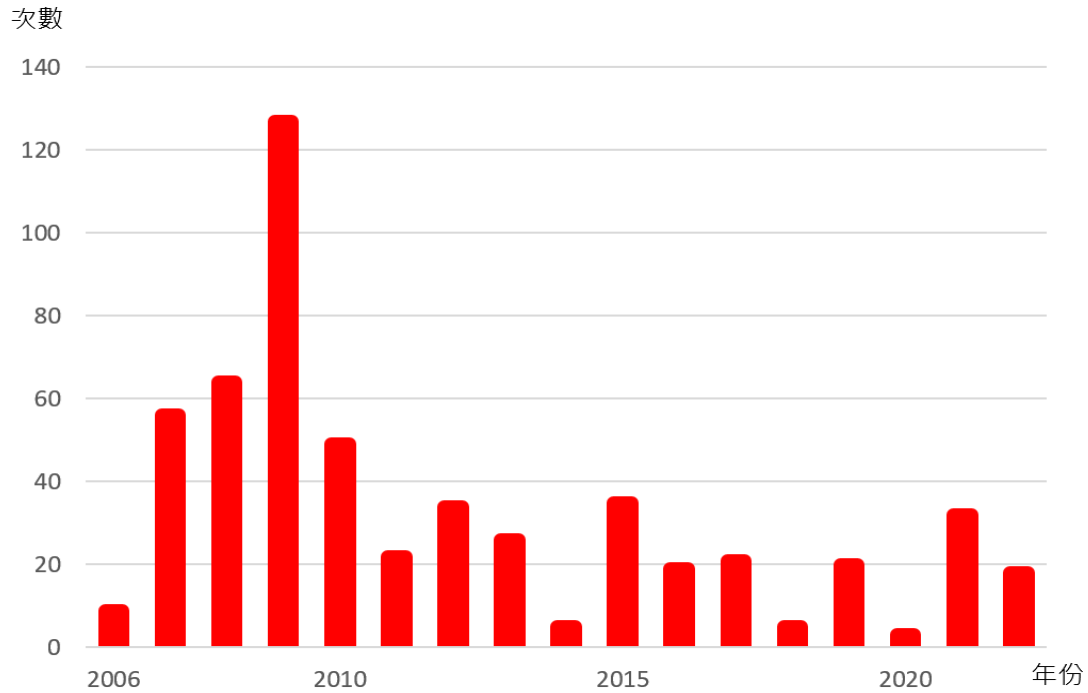


圖 2-1 2006-2022 年期間，逐年坡地災害事件肇生次數統計

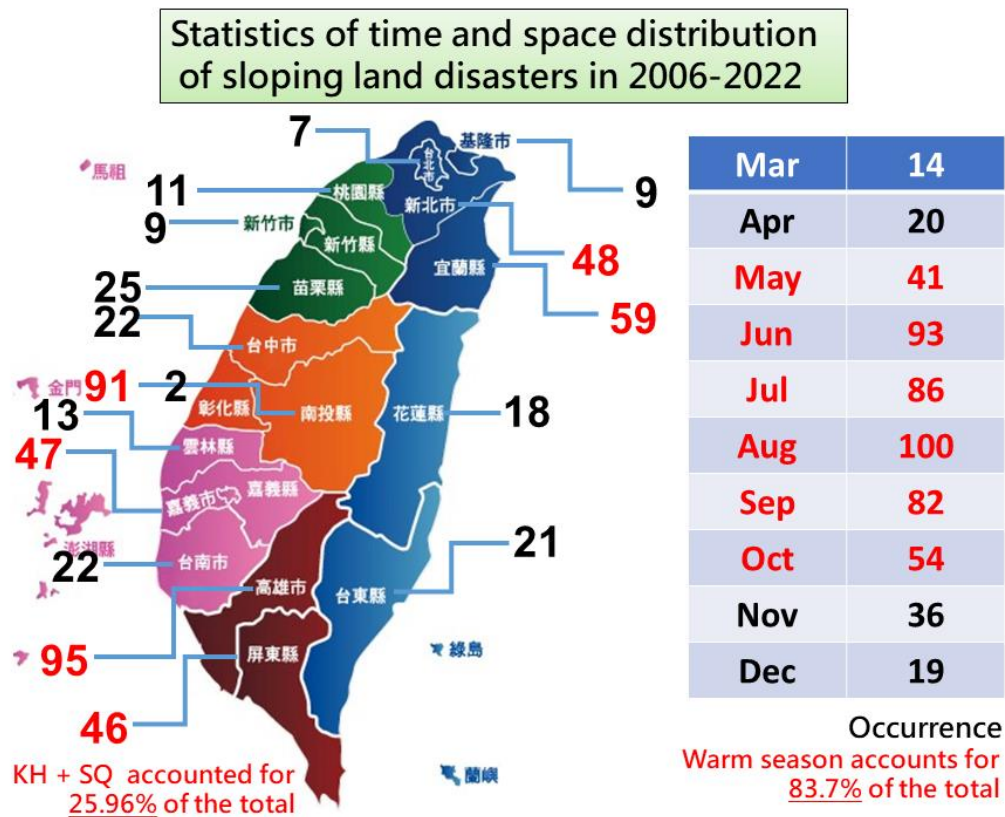
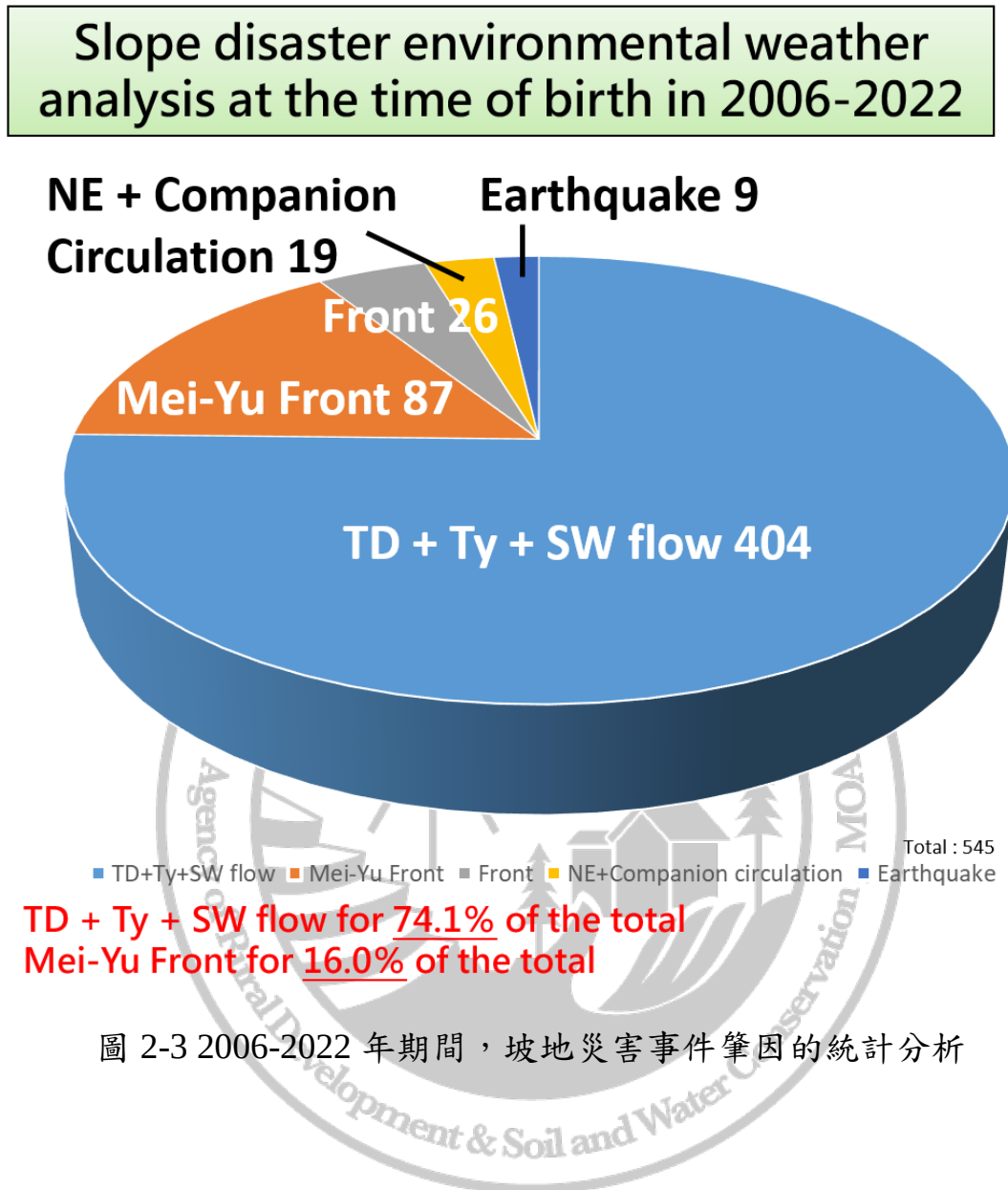


圖 2-2 2006-2022 年期間，坡地災害事件肇生的時空分佈統計



主要研究流程規劃如圖 2-4，囊括有氣候統計、診斷分析，以及數值模擬等不同研究方法，進行整體性的評估與分析探討。研究完成重要工作項目，計有建置坡地災害事件可能發生前兆環境與水氣供輸的概念模式，以及運用高解析度模式進行模擬校驗，建置穩定可靠的梅雨鋒面強降雨綜觀環境診斷指標等 2 大點。最後，落實研究成果可有效回饋至防災預警的實際整備、警戒調度及判斷決策作業上。分述如下：

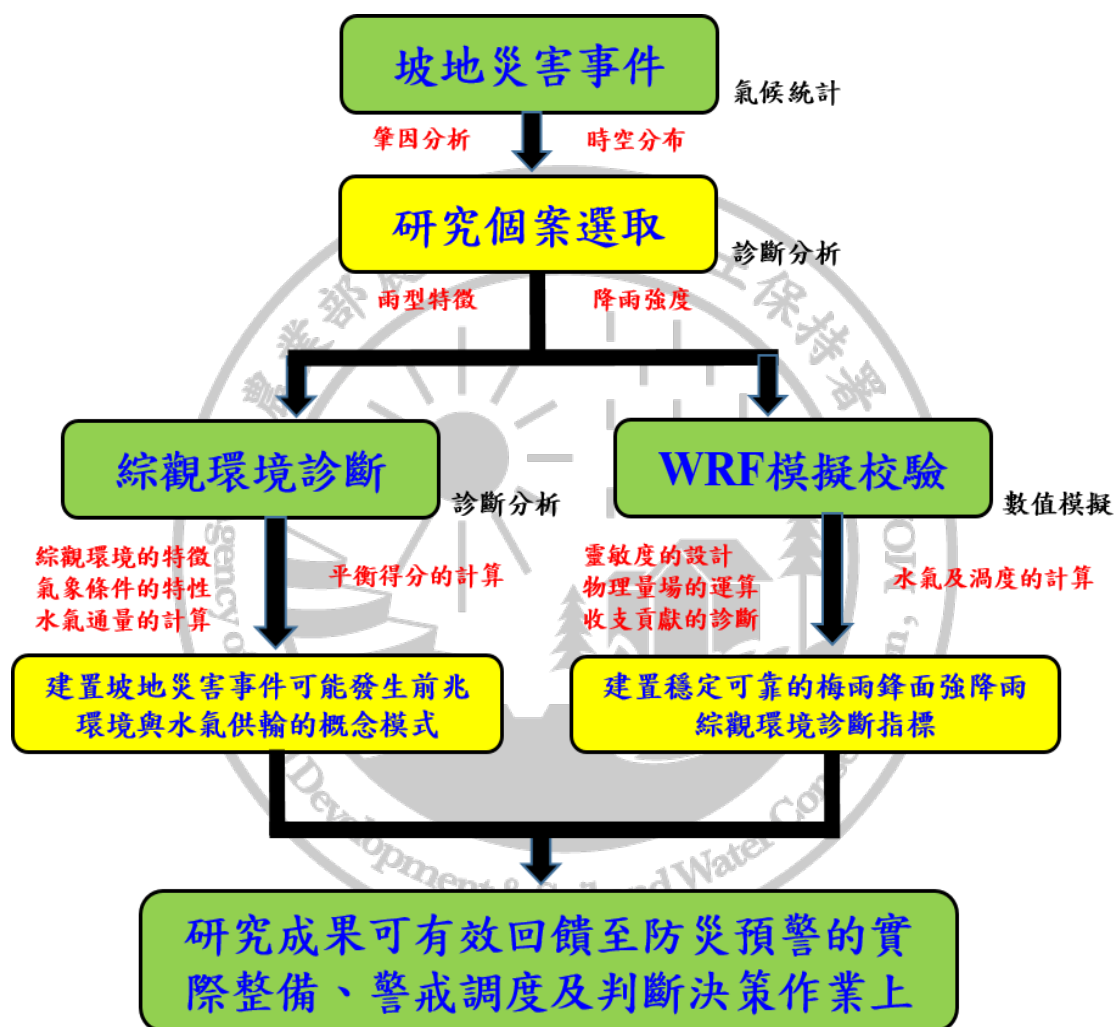


圖 2-4 研究流程規劃

過往研究，少有結合坡地災害事件實例，與環境氣象診斷及數值模擬手段，進行整合性及整體性的研究分析。研究計畫，經由水氣通量的收支貢獻計算，回饋至劇烈對流降雨天氣系統的發展與運動，再對應至歷史坡地災害事件發生的可能推估，有利於防災應變紅、黃警戒發布、提昇或解除的參考判斷。另一方面，利用數值模式進行模擬，設計靈敏度測試，可以進一步瞭解劇烈對流降雨天氣系統的環境水氣來源，以及後續發展的可能與影響程度。研究成果，可具體有效回饋至實際防災預警作業上，提供指揮官進行坡地災害警戒調度的決心下達，運用性及實用性高。

以上所提的研究方法、研究步驟和研究成果，可以幫助我們更全面、整體性地瞭解到劇烈對流降雨天氣系統的形成和發展，進而事先預測可能的坡地災害事件發生。同時，透過數值模擬和靈敏度測試，可以進一步分析環境水氣來源和對劇烈對流降雨的影響程度，這對於預報警戒的決策和應變措施的製定安排，提供更多具體的有效評估資訊。綜合來看，整合性的研究分析對於防災應變、整備調度與預警警戒等方面，都具有非常重要的參考價值。

(1) 建置梅雨季坡地災害事件可能發生前兆環境與水氣供輸的概念模式：

透過衛星雲圖中的雲頂溫度高低和雲系面積大小，可以分析梅雨鋒面的時空分佈和發展演變過程。一般而言，梅雨鋒面的雲系面積較大，且其雲頂溫度低於 -40°C ，隨著時間的推移，雲系面積不斷擴大，且逐漸向北移動，同時雲頂溫度也會不斷降低。當雲頂溫度低於 -50°C 時，通常會發生強降水和雷暴活動。經由對梅雨鋒面的時空分佈和發展演變過程的分析，可以有效地預測和預警坡地災害的發生。同時，結合其它氣象要素如降雨量、風速及地形特徵等，也能更準確地精進評估坡地災害的風險程度。

延續林（2022）的研究，使用有經過 MB 色調強化及校正的紅外線衛星雲圖（因資料來源限制，2003 年 5 月 22 日以前用 GMS-5 地球同步衛星資料，5 月 22 日以後，則選用 GOES-9 紅外線衛星雲圖取代，2006 年後則使用 MTSAT 衛星資料，2015 年後改用向日葵氣象衛星資料），每張雲圖時間間隔為 1 小時，選取範圍（如圖 2-5）涵蓋大陸華南地區、海南島、南海、臺灣海峽及本省地區（即 $18-30^{\circ}\text{N}$ ， $108-122^{\circ}\text{E}$ ），透過雲圖中雲頂溫度及其所涵蓋的雲系面積來分析梅雨鋒面的時空分佈及發展演變過程。

NCEP/DOE（National Centers for Environmental Prediction / Department of Energy）Reanalysis-I 經緯度網格分析場資料，水準經緯度網格解析度為 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ ，每日計有四次（分別為 0000、0600、1200 及 1800 UTC）之 1000 hPa、975 hPa、950 hPa、925 hPa、900 hPa、850 hPa、800 hPa、750 hPa、700 hPa、650 hPa、600 hPa、550 hPa、500 hPa、450 hPa、400 hPa、350 hPa、300 hPa、250 hPa、200 hPa、

150 hPa、100 hPa、70 hPa、50 hPa、30 hPa、20 hPa、10 hPa 等 26 層網格資料，針對選取個案，進行前 6、12 及 24 小時的不同氣象量場診斷；其中包含重力位高度、渦度、風向、風速、溫度、氣壓、降水、平均氣流、水氣通量、輻合、輻散以及相對位溫等氣象參數(圖 2-6)。

也利用中央氣象署官方網頁、國家災害防救科技中心的 WATCH 網頁、中央氣象署新一代劇烈天氣監測系統(Q-Plus) 資料(圖 2-7)等，進行氣象量場診斷分析以及各崩塌個案降雨雨型、特徵以及強度的評估參考資料；統計彙整在坡地災害事件肇生前，梅雨鋒面之綜觀環境條件的特徵以及氣象量場分佈的特性，再透過現地探勘校驗作業，與實際雨量站的觀測數值進行分析比對，俾利完成預報檢查表項目的挑選釐定。

蒐集梅雨季期間，坡地災害事件發生前的相關資料，包括氣象量測數據、衛星雲圖、雷達回波及梅雨鋒面相關報告等。再將蒐集到的資料進行整理、分類和統計，分析梅雨鋒面的時空分佈及其發展演變過程，包括梅雨鋒面移動速度、方向、面積、強度等特徵。對比坡地災害事件發生前的氣象量測數據、雷達回波和衛星雲圖，分析梅雨鋒面相關氣象條件，包括大氣穩定度、水氣含量、氣壓場和風場等特徵。透過現地探勘校驗作業，與實際雨量站的觀測數值進行分析比對，評估梅雨鋒面相關氣象條件對於降雨分佈和強度的影響。根據診斷分析的結果，針對梅雨鋒面肇生坡地災害事件的綜觀環境條件和氣象量場分佈特性，製定對應的預報檢查表項目，並加以挑選釐定，進行量化的平衡得分評估計算，藉以提高對坡地災害預報和預警的精確度和有效性。

誤差矩陣是一個用於評估預測模型的方法，可以用來評估模型預

測的精確性。誤差矩陣由四個要素組成：真陽性（True Positive, TP）、假陽性（False Positive, FP）、真陰性（True Negative, TN）、假陰性（False Negative, FN）。在評估綜觀環境條件檢查項目對於預報坡地災害區域之強降雨的預兆得分時，可以使用誤差矩陣來評估其準確性。將觀測雨量門檻值設定為一定數值，如 100mm，則當預報的強降雨雨量超過 100mm 時，即視為預報正確，否則視為預報錯誤。以此為基礎，可以計算出每一次預報的誤差矩陣，進而計算出其準確率。以下是誤差矩陣的四個要素：

1. 真陽性（True Positive, TP）：預測為強降雨且實際上也發生了強降雨的次數。
2. 假陽性（False Positive, FP）：預測為強降雨但實際上沒有發生強降雨的次數。
3. 真陰性（True Negative, TN）：預測為非強降雨且實際上也沒有發生強降雨的次數。
4. 假陰性（False Negative, FN）：預測為非強降雨，但實際上卻發生了強降雨的次數。

為評估綜觀環境條件各檢查滿足項目對於預報災區強降雨的預兆得分(Threat Score, TS)，設定觀測雨量門檻值，且設定目標災區中有任一測站達強降雨標準，即視為滿足強降雨發生。將各項目檢查預報結果與實際觀測資料分別進行比對，利用誤差矩陣判斷各次評估之準確率，誤差矩陣可分為 4 種情境，分別為滿足，有預測/有發生(hits)、滿足，有預測/無發生(misses)，無滿足，無預測/有發生(false alarms)，無滿足，無預測/無發生(no events)。故可利用其分類結果，進一步計算可偵測率(Probability of Detection, POD)、誤報率(False Alarm Ratio,

FAR)以及預兆得分(Threat Score, TS)等三種評估指標，藉以掌握可靠性較高，且滿足坡地災害事件肇生的梅雨鋒面綜觀環境條件關鍵因數，可有效回饋於坡地災害區域之強降雨發生與否的預報參考指標。

根據氣候統計資料來看，梅雨季臺灣地區所肇生的大豪雨事件中，平均梅雨季一年會有 1.09 次超大豪雨事件發生，而每次的大豪雨事件平均可以維持在 1.58 天或以上。研究針對過去 17 年梅雨季，導致臺灣局部地區降雨分佈範圍最廣、降雨量最豐，且降雨延時最久的超大豪雨個案中，研究計畫選取 2006 年 6 月 8 至 11 日間伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統 (Mesoscale convective system, MCS) 個案進行診斷分析與數值模擬，該個案單 6 月 9 日的累積降雨量就高達 718 mm，期間共有 89 個站達到超大豪雨標準，也使得劇烈豪大雨事件為臺灣中南部地區帶來嚴重的災情，最後衍生南投及高雄等處的坡地災害事件肇生。

從 2006 年 6 月 9 日至 10 日海平面氣壓圖顯示 (圖 2-8)，低壓中心位於日本九州附近，向東北東方向移動，鋒面自此低壓中心向西南延伸至臺灣地區至東京灣一帶。原位於華南沿海之移動性高壓環流與西南季風在臺灣至南海地區形成一匯流的輻合區。由於 6 月 9 日 0800 LST 至 6 月 10 日 0800 LST 期間太平洋高壓勢力並未有減弱趨勢，因此滯留鋒面於 6 月 10 日 0800 LST 仍停滯於臺灣地區。直至 6 月 10 日 2000 LST 後，太平洋高壓勢力略為東退減弱，鋒面始逐漸南移至臺灣東部外海一帶。

6 月 9 日至 6 月 10 日逐時的紅外線衛星雲圖 (圖 2-9) 也顯示，於 6 月 09 日 0000 LST 位於臺灣海峽及華南沿海地區已有範圍較小之對流雲系開始發展，此時，對流雲系為一初期生成階段。隨後，0600 LST 至 1200 LST 衛星雲圖顯示，位於南海地區 MCS 持續發展，並

不斷朝臺灣地區移入，至 1800 LST 位於南海地區之 MCS 已有明顯減弱之現象。但在 6 月 10 日 0000 LST，南海地區 MCS 再度被激發起來，且仍持續朝臺灣地區移入，由 6 月 10 日 0600 LST 雲圖顯示，臺灣地區有一較強之 MCS 移入，並於 6 月 10 日 1200 LST 後，逐漸減弱並向東南移出。經由紅外線衛星雲圖我們可以發現，位於臺灣海峽至南海地區之中尺度對流雲系形成後，持續增強發展，並朝臺灣地區移入。雲圖時間序列顯示，在 6 月 9 日 0000 LST 至 6 月 10 日 1800 LST 期間有兩次較強的 MCS，由南海地區生成及移入臺灣地區，並導致臺灣西部地區降下持續性豪大雨天氣。

從 1000 hPa 風場及溼度場分佈顯示（圖 2-10），6 月 9 日及 10 日 0800 LST 均有一低層風切橫跨臺灣至南海地區，風切線前緣有一顯著的西南氣流，且伴隨較高的水氣量分佈於南海至臺灣中南部地區。6 月 9 日至 10 日位於 850 hPa 風切線（圖 2-11）位置略較 1000 hPa 偏高，風切線主要分佈於臺灣北部至大陸沿海一帶，但在風切線前緣仍為一強勁的西南氣流，尤其是南海至臺灣中南部地區，不但有較強的西南氣流，同時亦存在一較高相當位溫分佈，由南海經臺灣中南部至臺灣東部外海，此一現象顯示，低層西南氣流將低緯地區較高的相當位溫帶往南海及臺灣地區，使得此區域大氣轉變為較暖溼的秉性特徵。但從 1000 hPa 水氣及 850 hPa 相當位溫分佈可以發現，6 月 10 日 0800 LST 南海至臺灣地區的水氣及相當位溫均較 6 月 9 日 0800 LST 小，顯示由低層由較低緯地區所傳送至臺灣地區的暖溼空氣有逐漸減弱之趨勢。另由 700 hPa 垂直速度場分佈（圖 2-12）顯示，6 月 9 日至 10 日臺灣地區均位於槽線前的不穩定區，並伴隨有很強的上升運動，且槽前的西南噴流仍然強勁。6 月 9 日 0800 LST 500 hPa 槽前的正渦度區（圖 2-13）位於臺灣海峽及大陸東南沿岸，並持續朝東

南方向移動，中層槽線發展深厚，可達大陸東南沿海及臺灣海峽附近，至 6 月 10 日 0800 LST，正渦度區已南移至臺灣地區。6 月 9 日 0800LST 至 6 月 10 日 0800 LST 期間海峽至南海地區 300 hPa 風場則是呈現分流現象（圖 2-14）。綜合以上初步分析發現，6 月 9 日至 10 日期間，臺灣地區有一梅雨滯留鋒面移入，鋒面結構發展完整，此滯留鋒面除提供 MCS 有利的發展條件外，另位於南海地區持續生成及發展的對流雲系受到西南氣流導引，不僅將旺盛對流系統帶移至臺灣地區，同時亦將又暖且溼的空氣持續往臺灣地區傳送，此為造成中南部地區豪大雨天氣主要的因素之一。而在這樣的大氣環境條件下，除受旺盛對流雲系移入臺灣地區所造成的降水外，中央山脈地形舉升效應（當暖濕氣流遇到山脈地形，將會被強迫上升並冷卻，形成雲和降雨），也是激發臺灣中南部地區對流降水的另一個重要因素。

一、低層噴流分析：

由 850 hPa 的低層噴流顯示(圖 2-15)，6 月 9 日及 10 日 0800 LST 均有一強勁的噴流軸，自日本南方海面向西南延伸，經過臺灣中南部地區，到達南海一帶。6 月 9 日 0800 LST 位於臺灣海峽南部之最大風速高達 40kt，10 日 0800 LST 此地區最大風速更高達 45kt，且分佈範圍較 9 日 0800 LST 更為增大。700 hPa 的低層噴流軸分佈則較 850 hPa 略為偏高，此時噴流軸含蓋臺灣地區，而 6 月 9 日 0800 LST 位於臺灣海峽南部之最大風速已達 45kt，10 日 0800 LST 低層噴流明顯增強，位於海峽最大之風速高達 55kt。綜合以上，700-850 hPa 低層噴流的分析可以發現，6 月 9 至 10 日位於梅雨鋒面南側之強勁噴流，適時提供梅雨鋒面上充沛之暖濕空氣，為本次自南海至臺灣地區中尺度對流的重要激發機制。

二、大氣垂直結構分析：

由於在南海和臺灣之間，不斷有中尺度對流雲簇發展，並多呈胞狀，向東北移動影響臺灣中南部地區，造成臺灣地區豪大雨的發生。圖 2-16 為 6 月 8 日 2000 LST 海峽南部區域（116-120E；20-24N）平均位溫（ θ ）與相當位溫（ θ_e ）的垂直分佈，圖中顯示，近地面層的 θ_e 高達 360 K，並隨高度迅速遞減，至 700 hPa 時約略降至 330 K，但 θ 仍隨高度增加，顯示在 700 hPa 以下為一條件性不穩定大氣，由於低層 θ_e 值明顯偏高，亦顯示出低層大氣具有一暖溼的特性。另外，由同一時間馬公探空曲線分佈（圖 2-17）也顯示，當時的大氣的對流可用位能（CAPE）達 $1778 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，其值甚大，且低層亦有 35 kts 的西南噴流。透過上述分析，我們發現事實上在 6 月 8 日 2000 LST，海峽南部地區已存在提供對流發展的有利條件。

三、水氣場分析：

由 925 hPa 水氣通量輻散場位於北緯 23 度的經度-時間分佈（圖 2-18）可以發現，自 6 月 8 日 0800 LST 至 10 日 2000 LST 期間有 2 波（圖中黑色虛）較強的水氣通量輻合移入臺灣中南部地區（約位於 120°E ），第一波為 6 月 8 日 2000 LST 自海峽移入，並於 6 月 9 日 0800 LST 達到 120°E 時增強，通過移出後減弱。第二波緊接著第一波之後，於 6 月 9 日 1400 LST 在海峽有最強之水氣輻合，但在移入過程中有略為減弱，這一波在 6 月 10 日 0800 LST 達到 120°E ，移出後於 123°E 又再度增強。在 6 月 10 日 2000 LST 之後，臺灣地區僅有較弱的有水氣輻合量存在，而由雲圖及降雨量亦可以發現，在這個時間之後，主

要的雲雨區均已明顯移出臺灣東部外海一帶，因此臺灣地區降雨現象明顯轉為緩和。

6月8日鋒面位於臺灣北部外海，9日至10日逐漸南移移至臺灣本島中南部一帶，由於太平洋高壓勢力在個案末期逐漸東退，致使鋒面系統持續向東南移出(圖 2-19)。從圖 2-20，垂直大氣環境條件上時間序列的分佈差異來看，無論從馬公探空站或屏東探空站均顯示：個案暖平流現象均相當顯著，且維持時間長；冷空氣則到達於 700 至 500 hPa 間；於低對流層均屬潛在不穩定的環境，最大相當位溫梯度以及水氣梯度均分佈於 700 hPa 以下；高層動力機制（ULJ 扮演相當程度角色）尤其明顯；於對流發展階段，中對流層相當乾燥，環境不穩定度顯著。

由 850 hPa 風場及相當位溫場分析也顯示（圖 2-11），個案中，風切位置明顯偏南（約 26°N ），而高相當位溫區則分佈於大陸南部沿岸、南海及臺灣中南部地區。700 hPa 上的上升運動區主要分佈於南海至臺灣地區一帶，維持的時間長。另從 500 hPa 分析兩者的渦度配置，正渦度區域則是跟隨 500 hPa 槽線系統逐漸東移至臺灣地區，在臺灣區域正渦度平流非常顯著。

至於水氣來源，由 700 hPa 之水氣及氣流場分佈可以發現：水氣來源主要是由孟加拉灣一帶傳送至鋒面帶上，太平洋高壓環流對於南海地區水氣傳送的作用相對較弱(圖 2-21)。再由 850 hPa 低層噴流分析顯示，個案涵蓋了南海、臺灣海峽及臺灣中南部地區，其分佈位置明顯偏北，6月8日噴流軸分佈於臺灣北部至福建沿海一帶，此時臺灣東南部外海亦有一噴流軸存在，9日及10日噴流軸明顯移至臺灣南部及其外海一帶，分佈於臺灣東南部外海至臺灣海峽南部，11日噴流強度明顯減弱(圖 2-22)。配合前述相當位溫的分析可知，個案噴

流軸在高相當位溫的的貢獻上，相當顯著。700 hPa 空層以下，雖然屬於條件性不穩定的環境，但在海峽南部相當位溫的垂直遞減率相當大，提供有利於對流系統發展的環境。此外，在影響臺灣期間，海峽中南部出現水氣通量輻合場較大的時段裡，顯示出個案在鋒面系統上 MCS 發展旺盛的時段裡，於近地面層的水氣供給條件相當充沛。

經由上列綜合分析，我們可以藉由示意圖(圖 2-23)表示，2006 年造成臺灣地區梅雨季豪大雨個案事件之環境分佈，低層環境場存在一鋒面系統滯留於臺灣地區，該鋒面位置較為偏南，中高層槽線均落後地面鋒面位置，具有明顯之發展中斜壓系統特性，且中層槽線發展深厚，地面系統位於 500 hPa 槽前之正渦度區內，且高層亦有一輻散場存在，且高層噴流之動力機制相當顯著，高低層系統垂直耦合良好(斜壓性較好)，低層輻合條件仍為個案中 MCS 發生之主要激發機制，環境之西南噴流同樣為鋒面帶上 MCS 發展帶來暖濕空氣，使得鋒面帶上之 MCS 得以不斷的生成發展。

四、水氣通量收支診斷：

在梅雨季節，臺灣周圍海域和南海地區常常形成豐富的水氣，因此為中尺度對流系統的發展提供了充足的水氣來源。此外，隨著暖濕氣流的上升和冷空氣的下沉，大氣的不穩定性也有助於中尺度對流系統的發展。因此，伴隨梅雨鋒面上的中尺度對流系統能夠在這樣的大氣環境條件下快速發展，並帶來豪大雨以及坡地災害的風險。

中尺度對流運動的發展，除了舉升作用及大氣的不穩定度之外，尚需足夠的水氣供應，Wang(2004)利用雙都卜勒雷達觀測資料，也驗證中低層大氣持續豐沛的水氣傳輸，是造成梅雨季持續降雨的必要條件。因此，透過水氣收支診斷分析可瞭解水氣通量在對流系統中扮演

其中， q 為比濕， u 、 v 分別為 x 與 y 方向之水準風分量， ω 則為垂直速度， S 為非絕熱參數， ρ 為密度。式中(A)項為局部水氣改變量，(B)項為水平水氣通量輻合，(C)項為垂直水氣通量輻合及(D)為剩餘項。

2-16

綜上，由水氣收支分析顯示，研究個案對流系統呈現帶狀分佈，由北往南移動。水氣收支分析結果，以水平水氣通量輻合對於對流系統之水氣來源扮演正的回饋作用，其中，個案中水氣通量（水平輻合）數值較大，垂直水氣通量輻合及剩餘項則為負的貢獻角色。

劇烈降雨前，反應在環境量場以及系統本身的變化與趨勢，均存在有顯著的關鍵訊號。根據上述診斷量場分析，完成臺灣地區梅雨鋒面劇烈降雨檢查表（圖 2-27），並透過本研究個案進行校驗分析，滾動式修正，嘗試找到關鍵的有效閾值。研究也發現，當滿足 8 項或以上的項數個案，肇致豪大雨現象機會相對提高，所對應的坡地災害肇生機率也相對增加。參考 Wilks (2011) 技術得分計算，為評估綜觀環境條件各檢查滿足項目對於預報災區強降雨的預兆得分(Threat Score, TS)，設定觀測雨量門檻值，且設定目標災區中有任一測站達強降雨標準，即視為滿足強降雨發生。將各項目檢查預報結果與實際觀測資料分別進行比對，利用誤差矩陣判斷各次評估之準確率，誤差矩陣可分為 4 種情境，分別為滿足，有預測/有發生(hits)、滿足，有預測/無發生(misses)，無滿足，無預測/有發生(false alarms)，無滿足，無預測/無發生(no events)。故可利用其分類結果，進一步計算可偵測率(Probability of Detection, POD)、誤報率(False Alarm Ratio, FAR)、偏差得分(Bias Score, BS)以及預兆得分(Threat Score, TS)等四種評估指標，藉以掌握可靠性較高且滿足坡地災害事件肇生的綜觀環境條件關鍵因數，可適時回饋於災區強降雨發生與否的預報決策參考。

從整體分析結果來看（圖 2-28），在坡地災害案例發生前 6 小時、前 12 小時及前 24 小時的 TS 值，分別為 0.65、0.57 及 0.52，顯示就整體統計分析來看，TS 愈接近 1，累積降雨量門檻是具有預報技術

能力。BS 值分別為 1.42、1.53 及 1.82，當 BS 大於 1，代表有過度預報情事，可以進行適度修正。顯示預報極端劇烈降雨事件時，預報人員對於天氣系統強度的掌握普遍都有高估的趨勢。POD 值在坡地災害事件發生前 6 小時、前 12 小時及前 24 小時均為 0.94，根據經驗，POD 愈高，代表預報技術愈好。FAR 值分別為 0.33、0.42 及 0.48，當 FAR 得分愈低，表示錯誤預報愈少。這也突顯在整個運動及發展過程中，仍存在有相當程度的不確定性。

另一方面，從坡地災害事件發生前 6-12 小時，無論是在可偵測率、誤報率或是預兆得分上，綜合整體的預報表現成效最佳，適可提供防災應變前置預警整備的重要參考資訊，有效協助防災應變的前置預警整備工作；就防災應變的資料判讀、決策擬定與信心下達而言，此階段的檢查執行效益表現具有相當程度的參考價值。



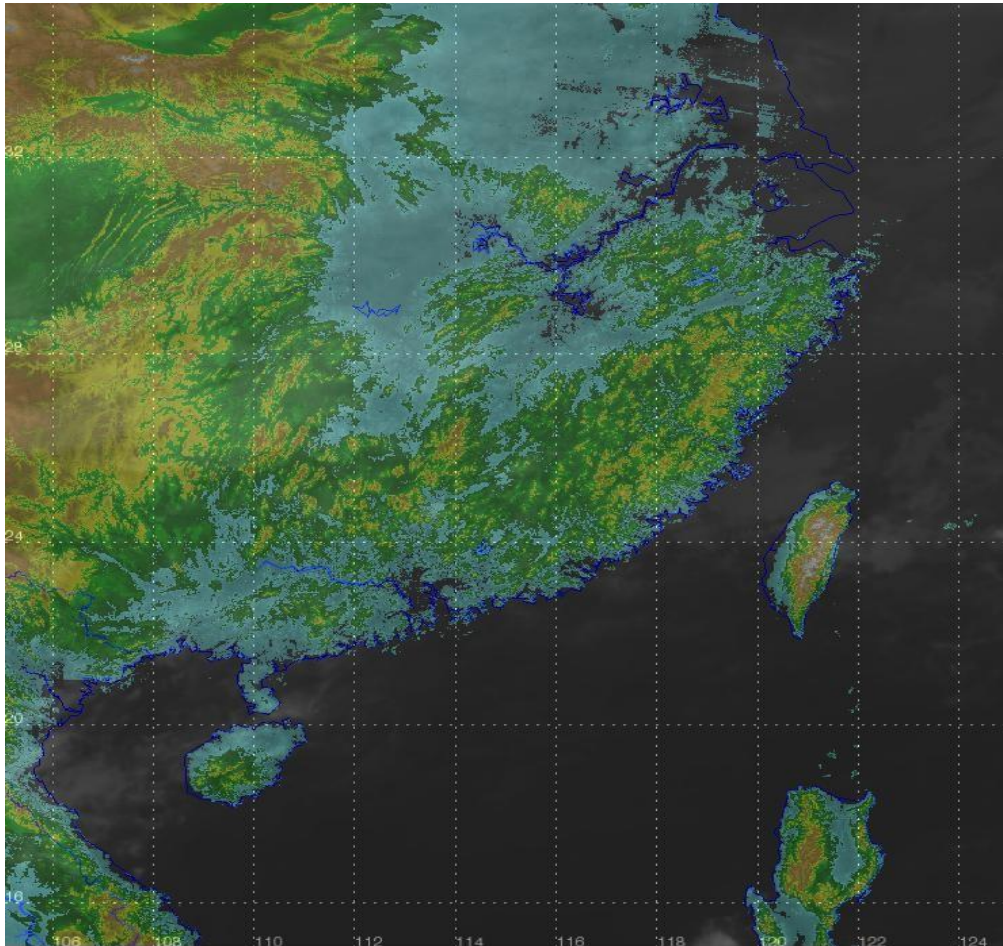


圖 2-5 研究中選取衛星雲圖診斷範圍（18-30°N，108-122°E），主要涵蓋大陸華南地區、海南島、南海、臺灣海峽及本省地區

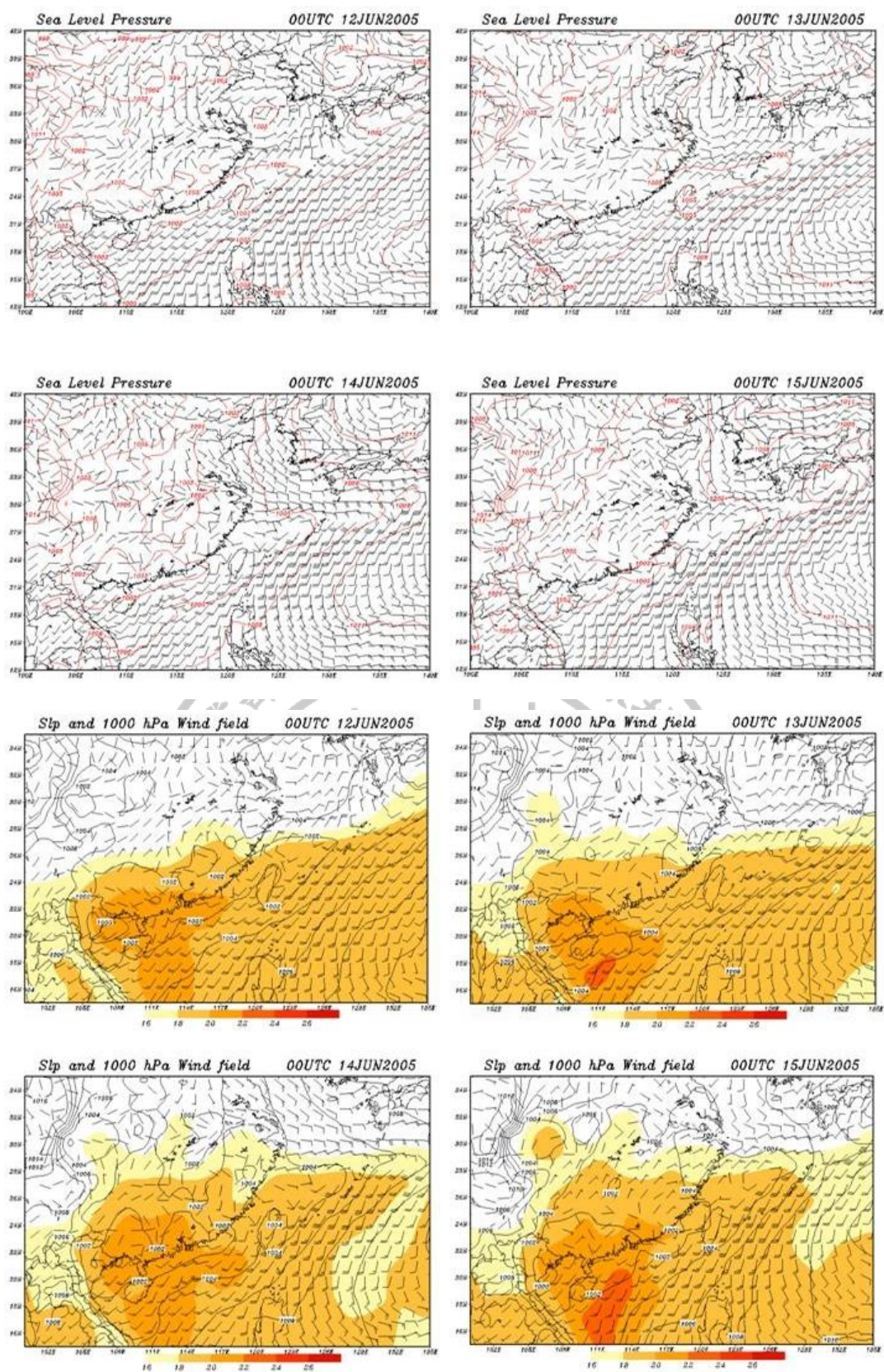


圖 2-6 NCEP/DOE Reanalysis-I 經緯度網格分析場資料

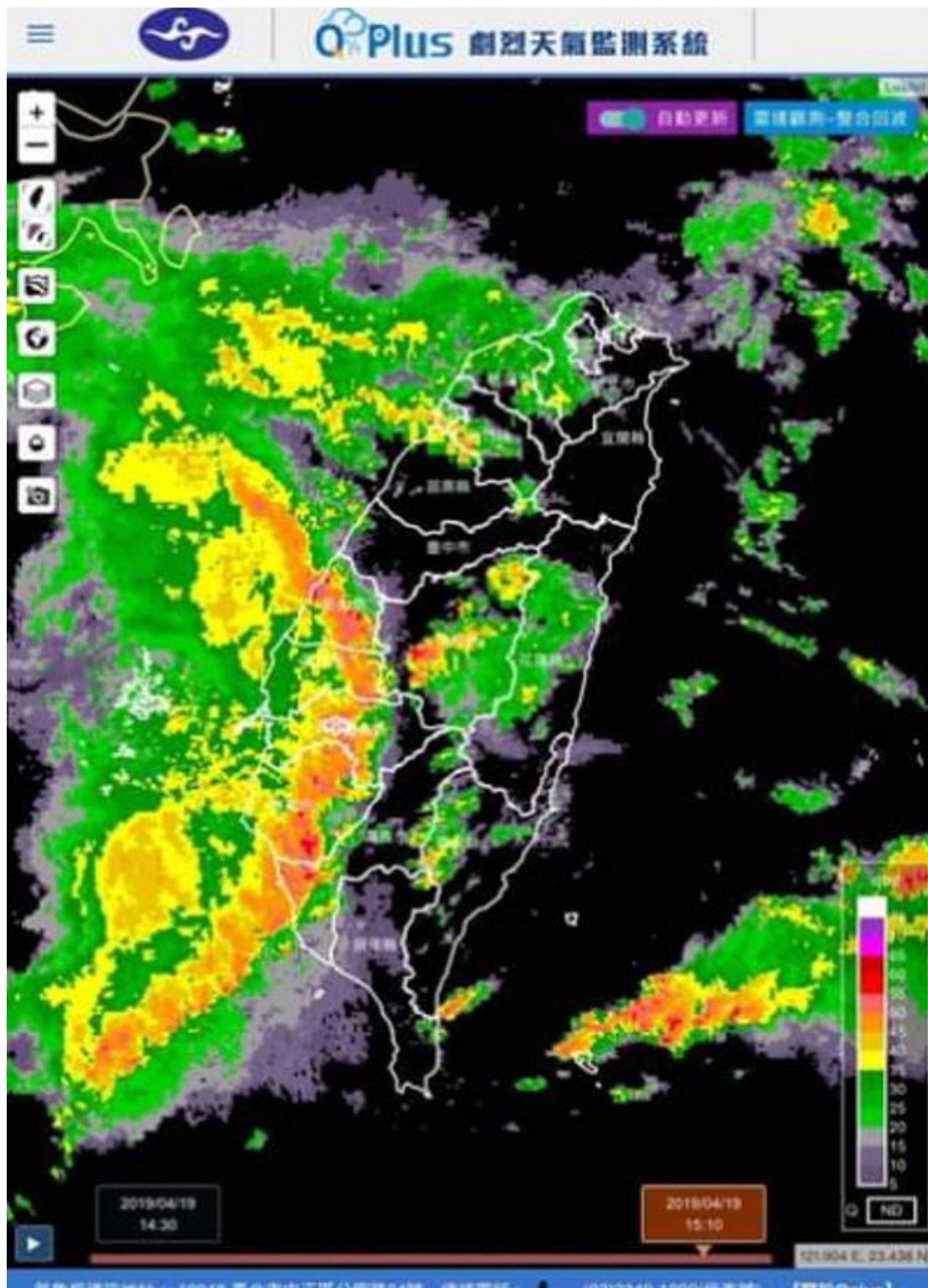


圖 2-7 中央氣象署新一代劇烈天氣監測系統(Q-Plus) 資料

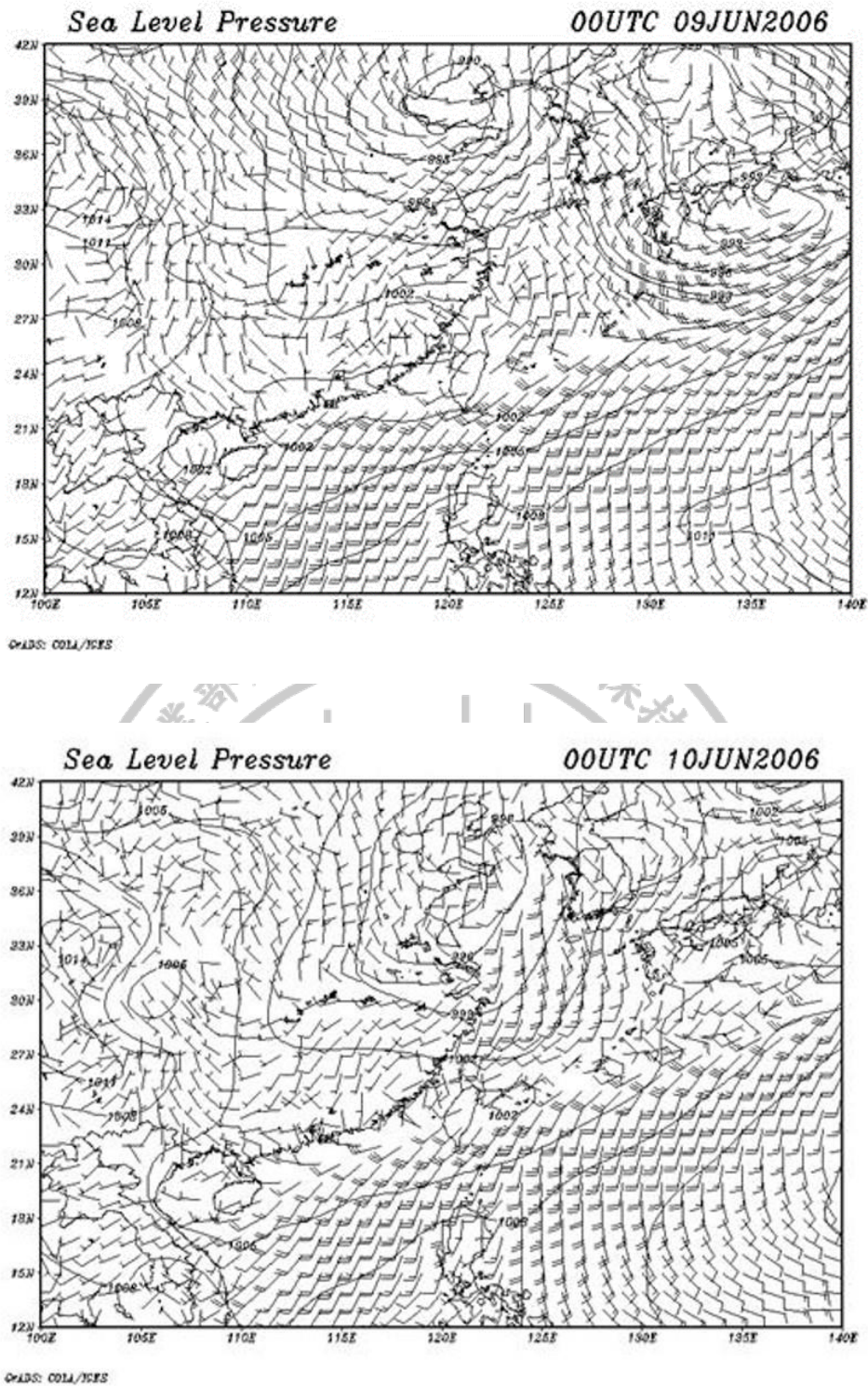


圖 2-8 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 海平面氣壓及風場。海平面氣壓(實線，間距為 2hPa)及風場(全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m s^{-1})

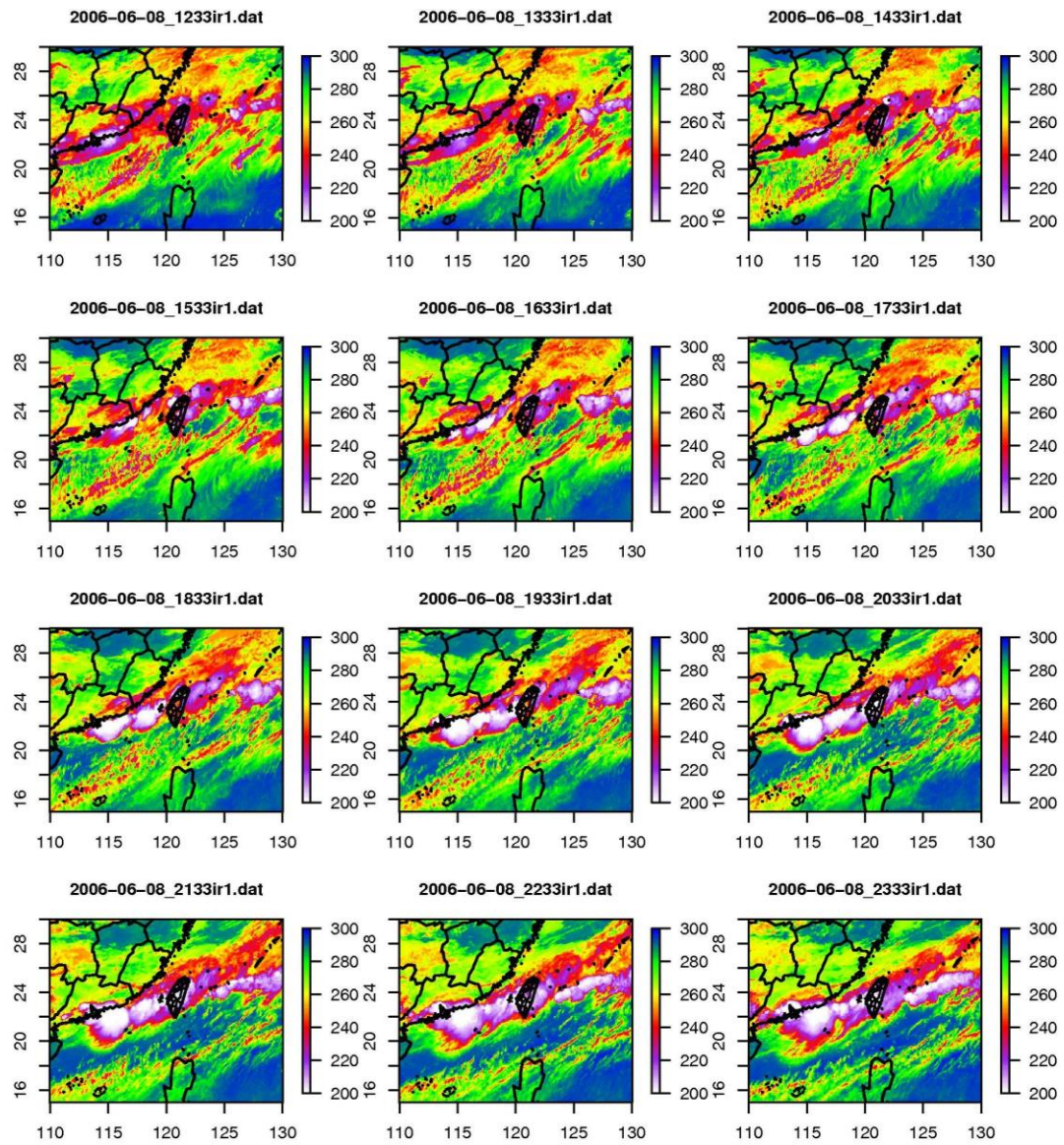


圖 2-9 2006 年 6 月 8 日 1233 UTC 至 6 月 10 日 2333 UTC 每小時紅外線衛星雲圖

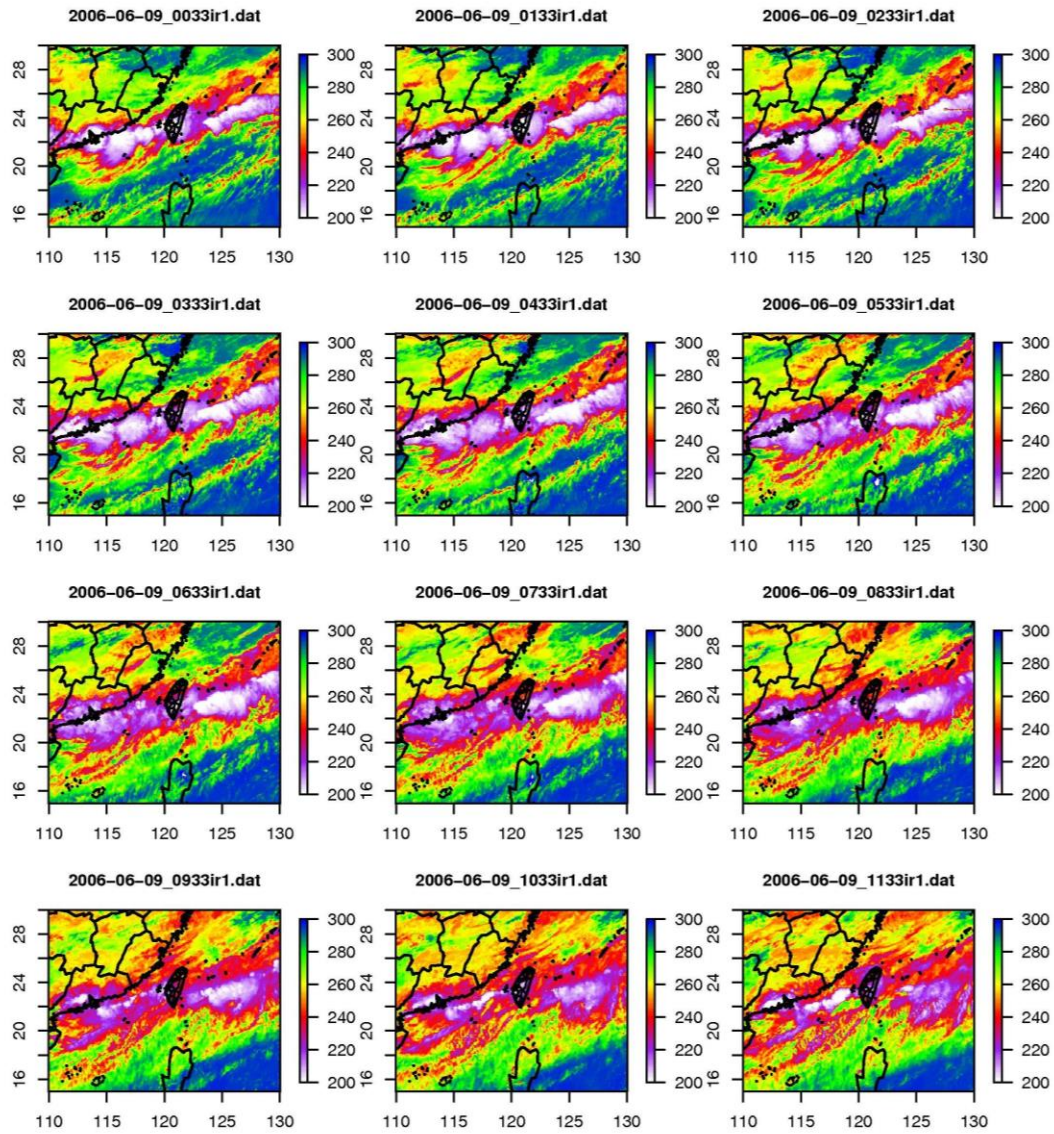


圖 2-9 續 1

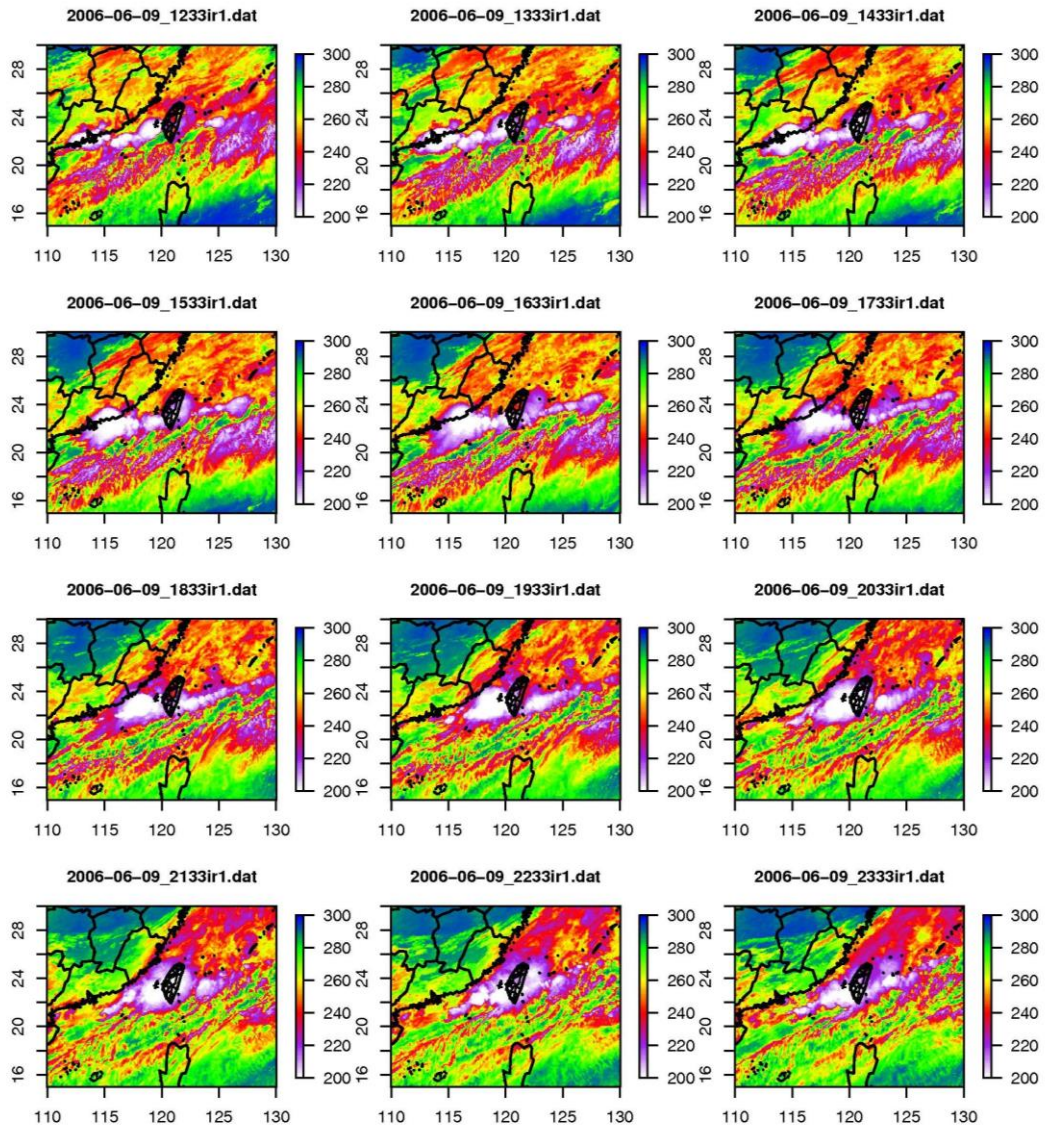


圖 2-9 續 2

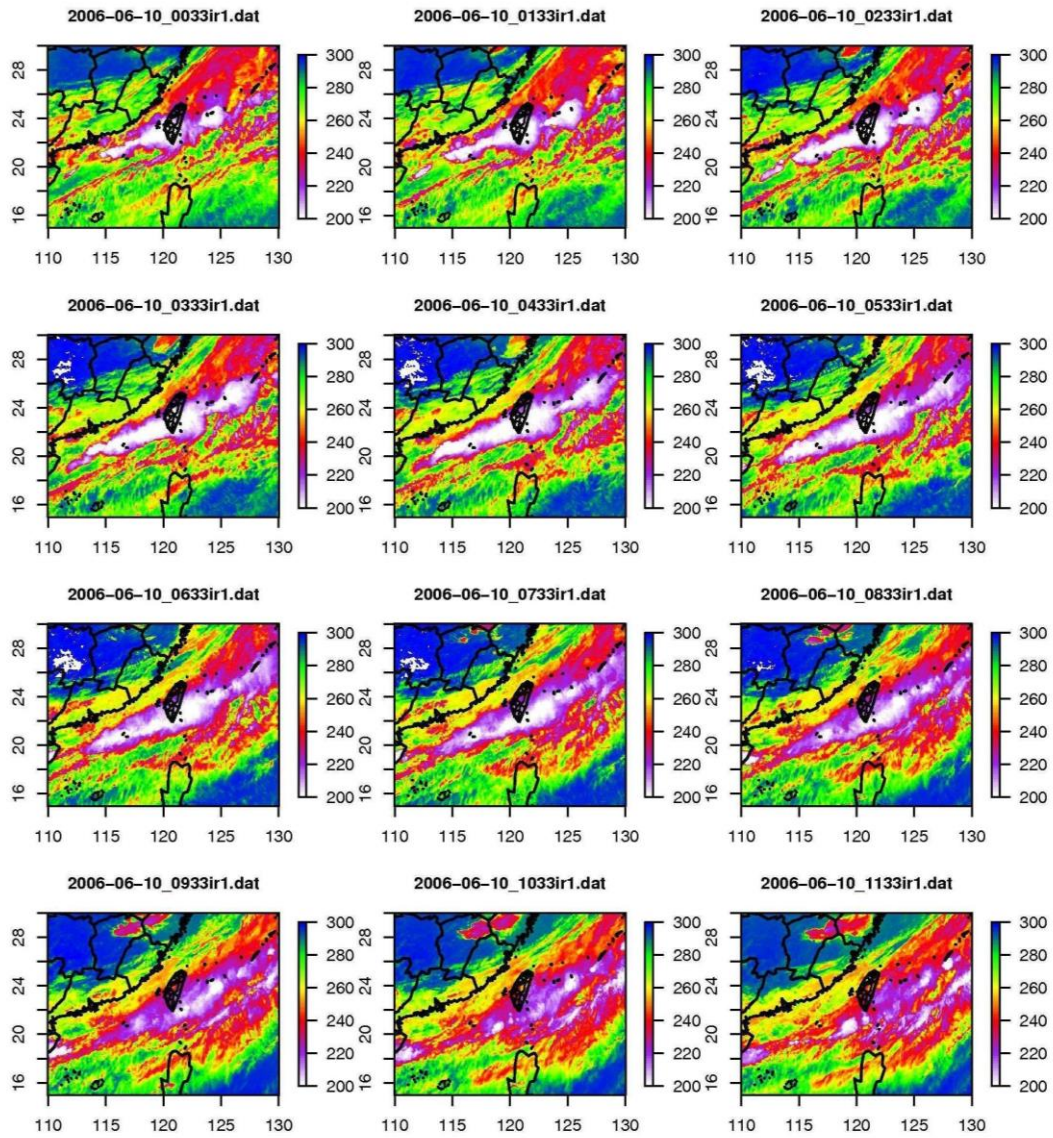


圖 2-9 續 3

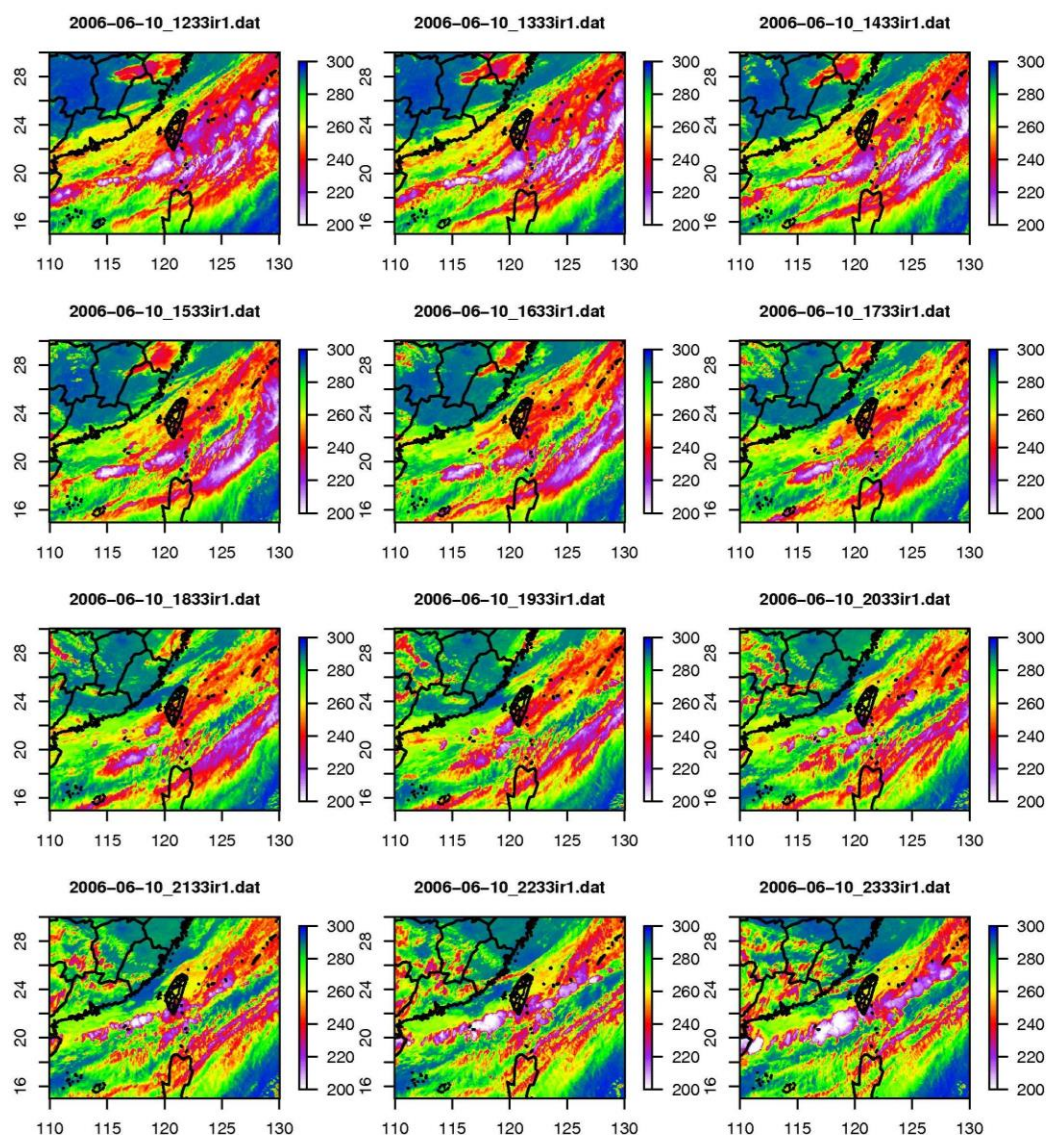


圖 2-9 續 4

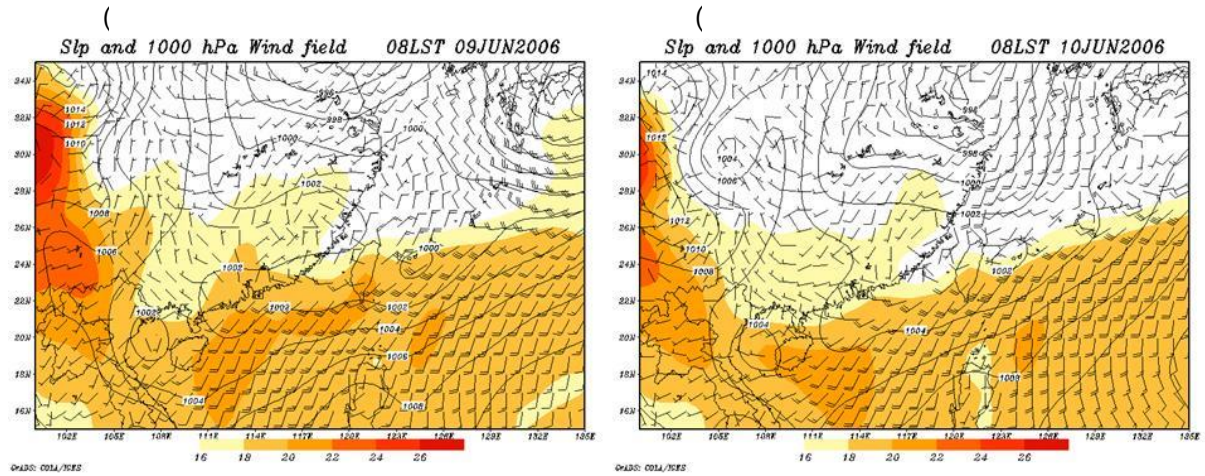


圖 2-10 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之海平面氣壓及 1000 hPa 的風場及比溼分佈。海平面氣壓（實線，間距為 2 hPa）、1000 hPa 的風場（全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m/s）及比溼（色階區，間距為 2g kg^{-1} ）

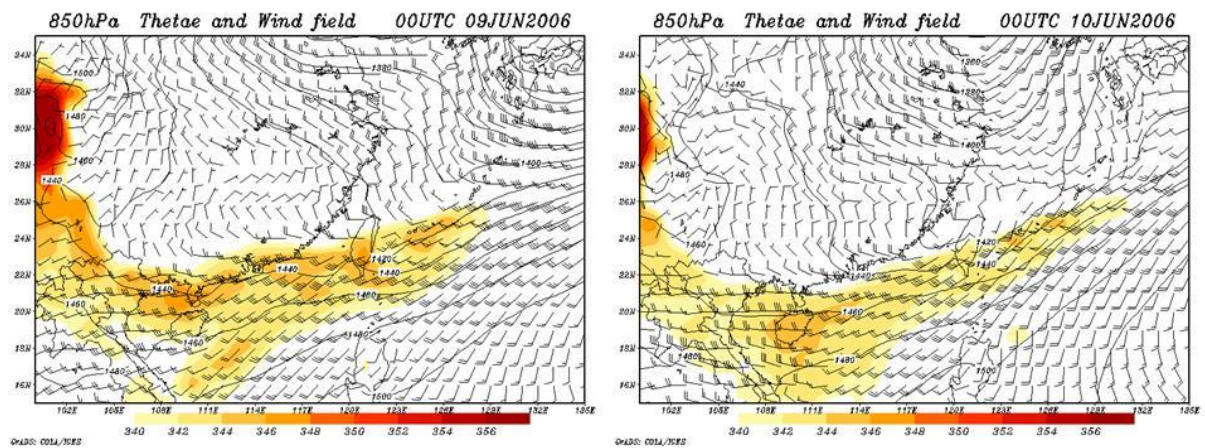


圖 2-11 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之 850 hPa 的風場、高度場及相當位溫分佈。風場（全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5m/s）、高度場(實線，間距為 20 gpm)及相當位溫（色階區，間距為 2K）

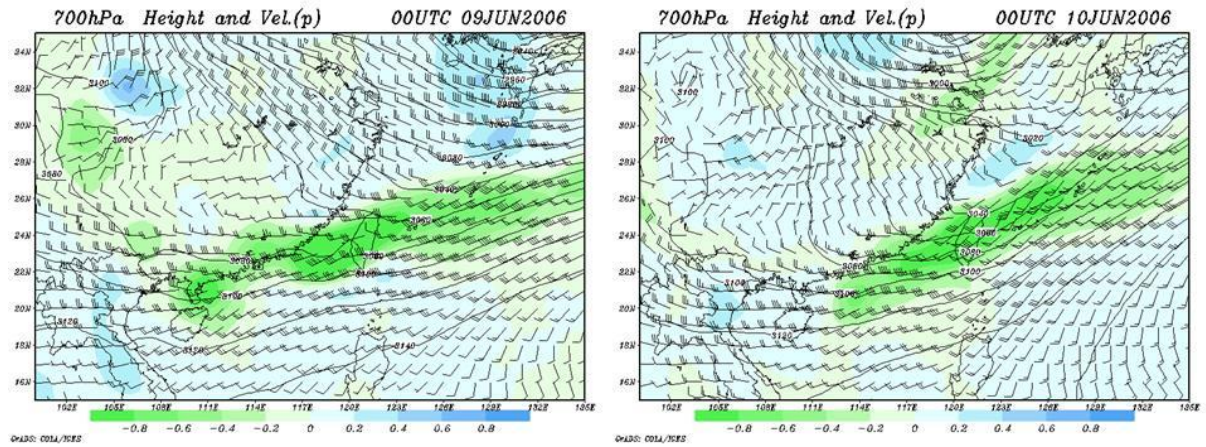


圖 2-12 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之 700 hPa 風場、高度場及垂直速度分佈。風場(全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m s^{-1})、高度場(實線，間距為 20 gpm)及垂直速度(色階區，間距為 0.2 Pa s^{-1})

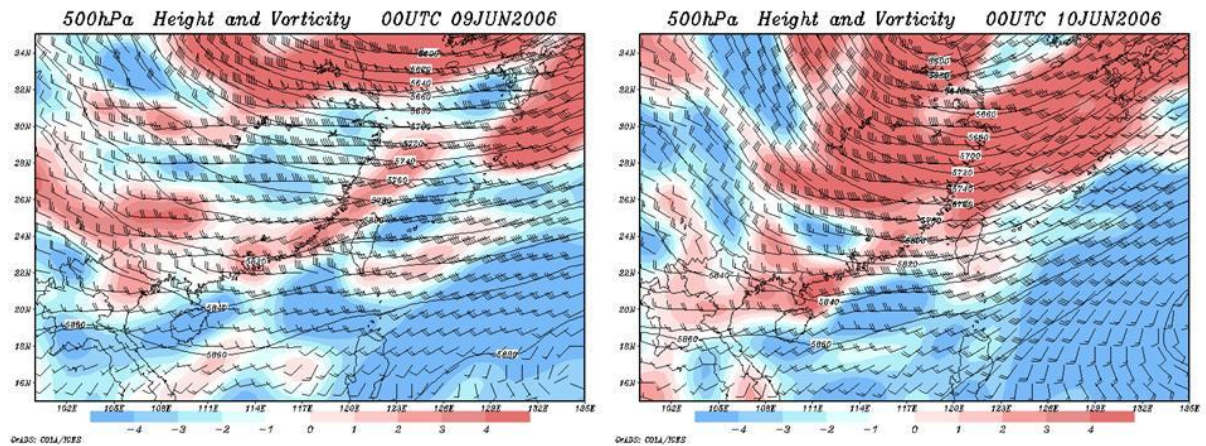


圖 2-13 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之 500 hPa 風場(全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m s^{-1})、高度場(實線，間距為 20 gpm)及渦度場(色階區，間距為 10^{-5} s^{-1})分佈

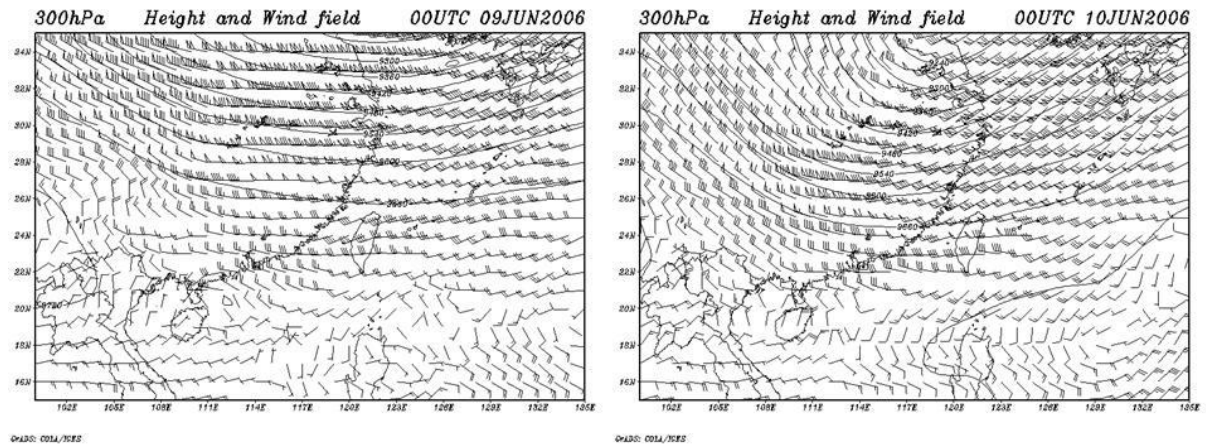


圖 2-14 2006 年 6 月(a) 9 日、(b) 10 日 0800 LST 之 300 hPa 風場(全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m s^{-1}) 及高度場(實線，間距為 60 gpm)分佈

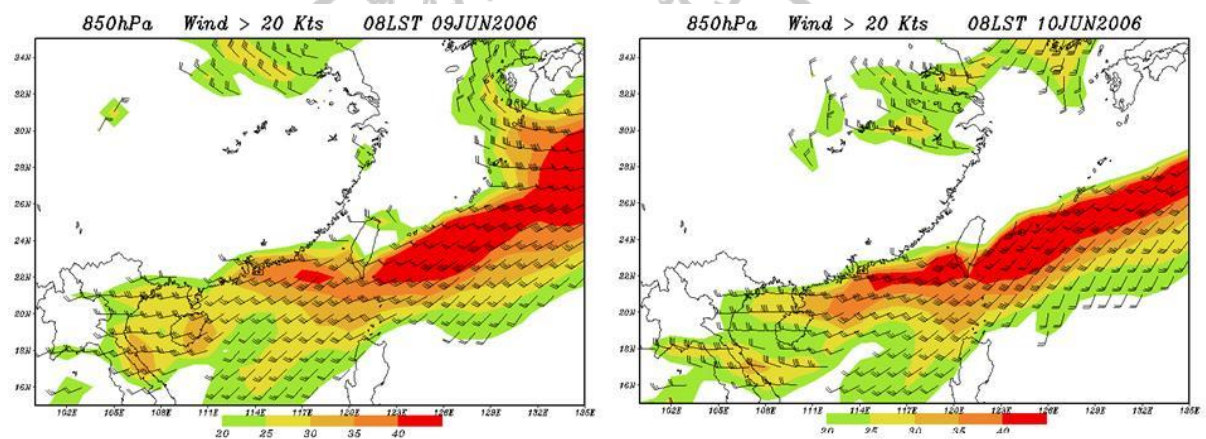


圖 2-15 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0800 LST 之分佈。風速大於 20 kt 區域(色階區)

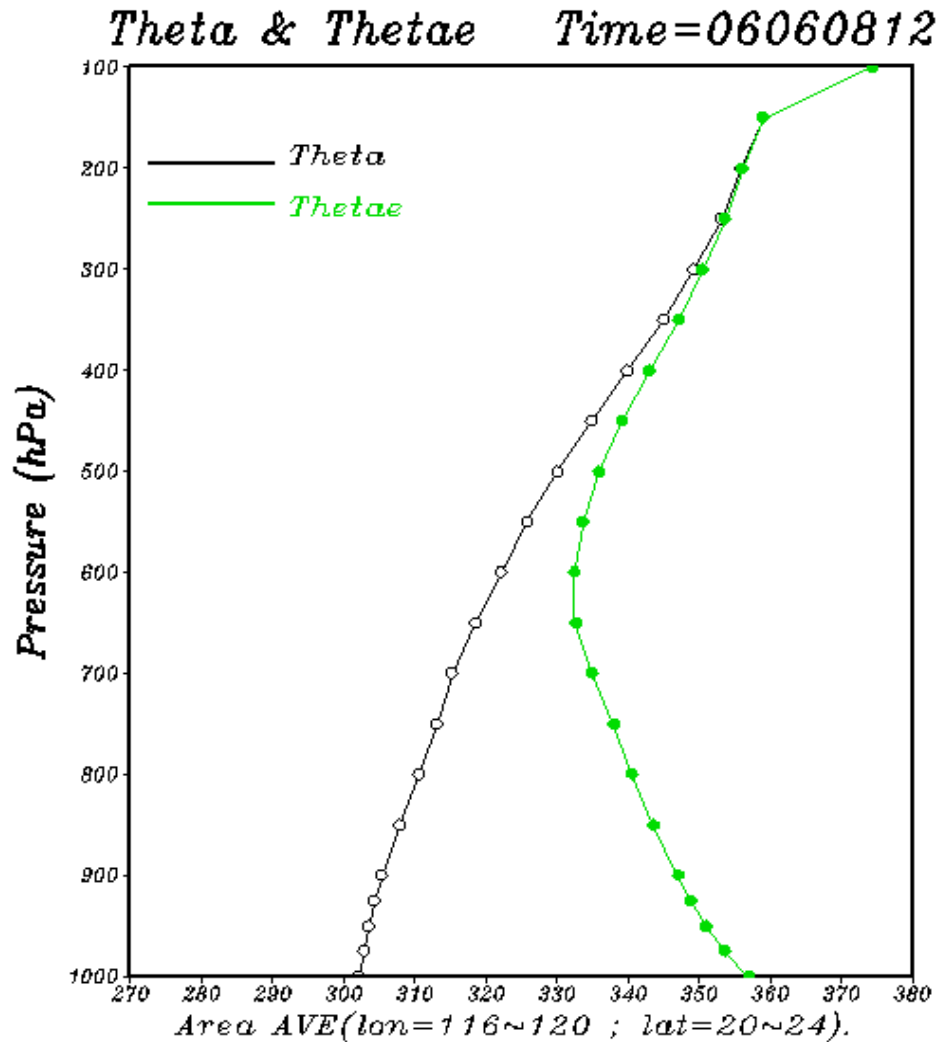


圖 2-16 2006 年 6 月 8 日 2000 LST 之位溫 (θ) 與相當位溫 (θ_e) 分佈。位溫 (θ) (黑色實線，單位為 K) 與相當位溫 (θ_e) (綠色實線，單位為 K) 於區域 (116-120 E; 20-24 N) 平均垂直分佈

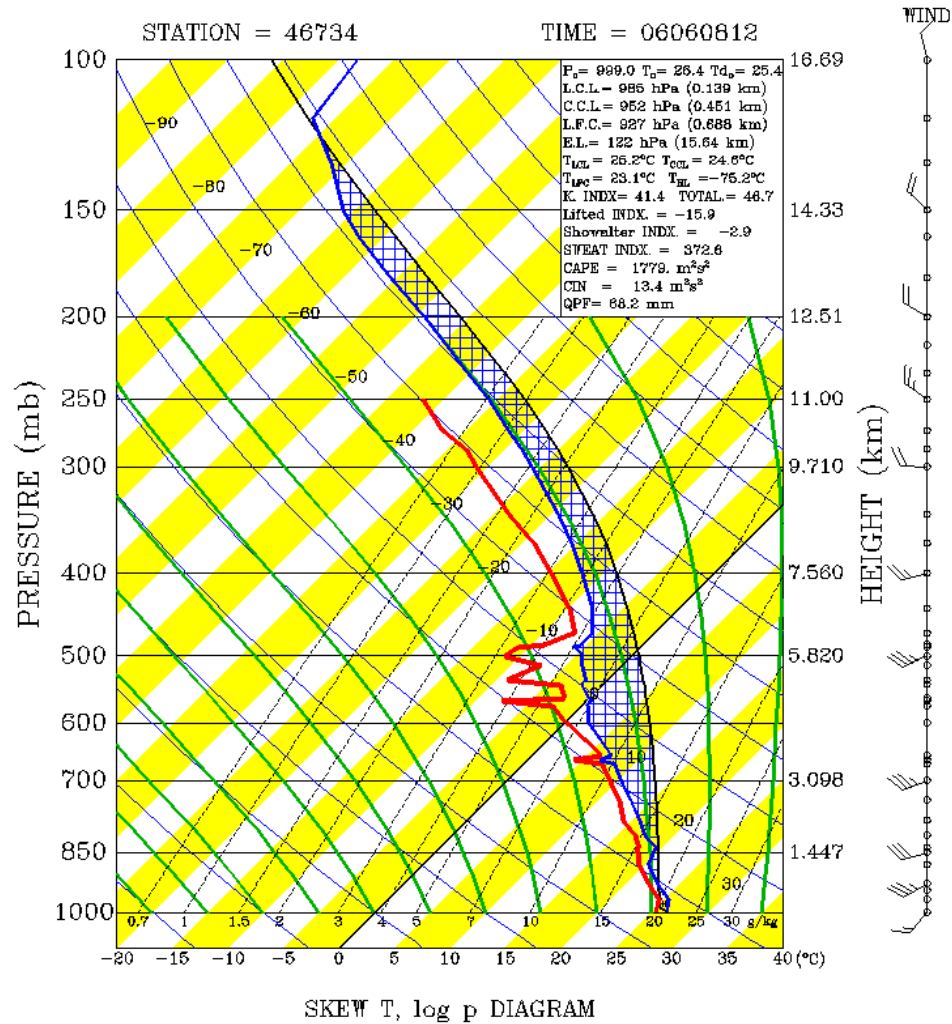


圖 2-17 2006 年 6 月 8 日 2000 LST 之馬公探空測站斜溫圖

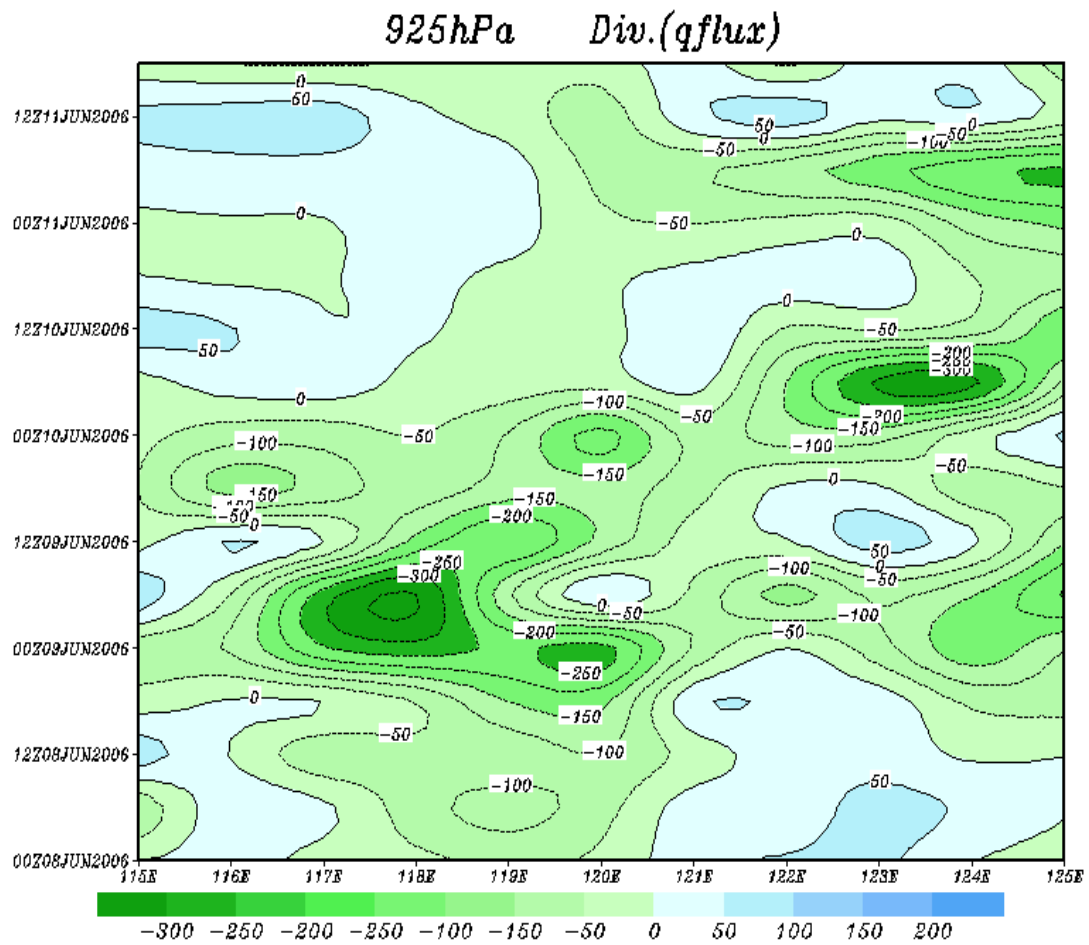


圖 2-18 2006 年 6 月 8 日 0000 UTC 至 11 日 1800 UTC 北緯 23 度之 925hPa 水氣輻散通量序列圖。水氣輻散通量（間距為 $3 \times 10^{-4} g \text{ kg}^{-1} s^{-1}$ ；實線色階區為正值，虛線區為負值）經度（X 軸）-時間（Y 軸）序列圖

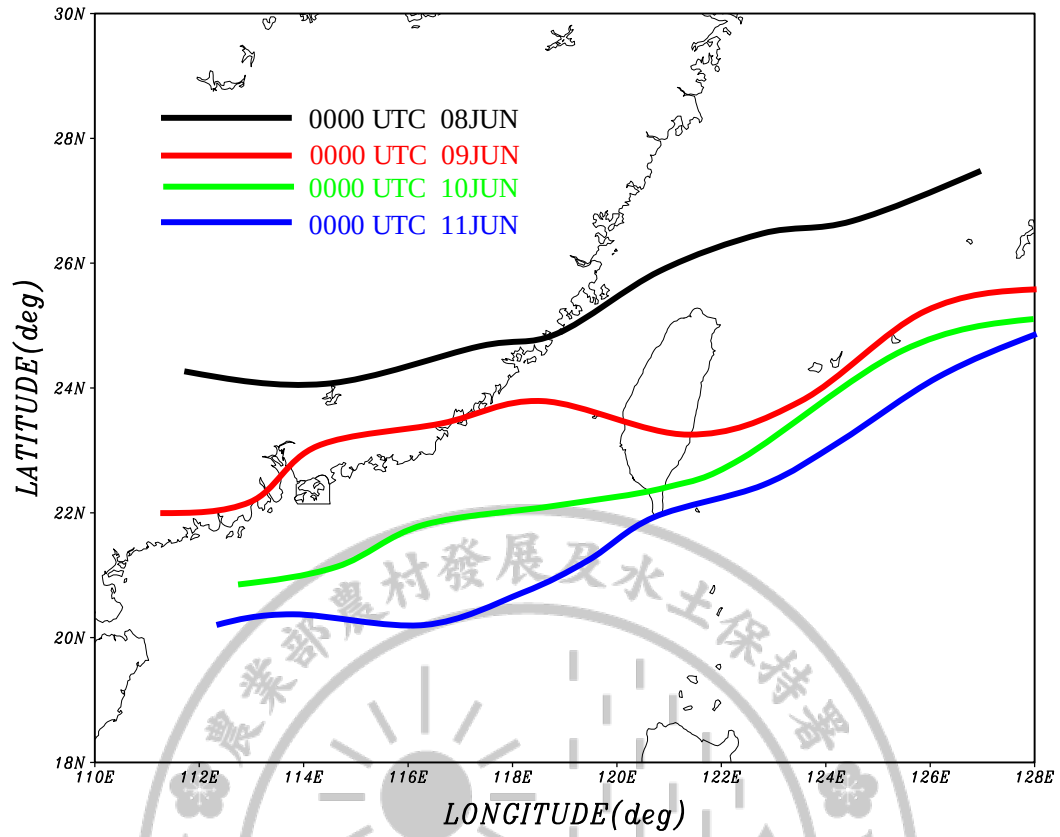


圖 2-19 2006 年 6 月 8 日至 11 日 0000 UTC 鋒面位置分佈

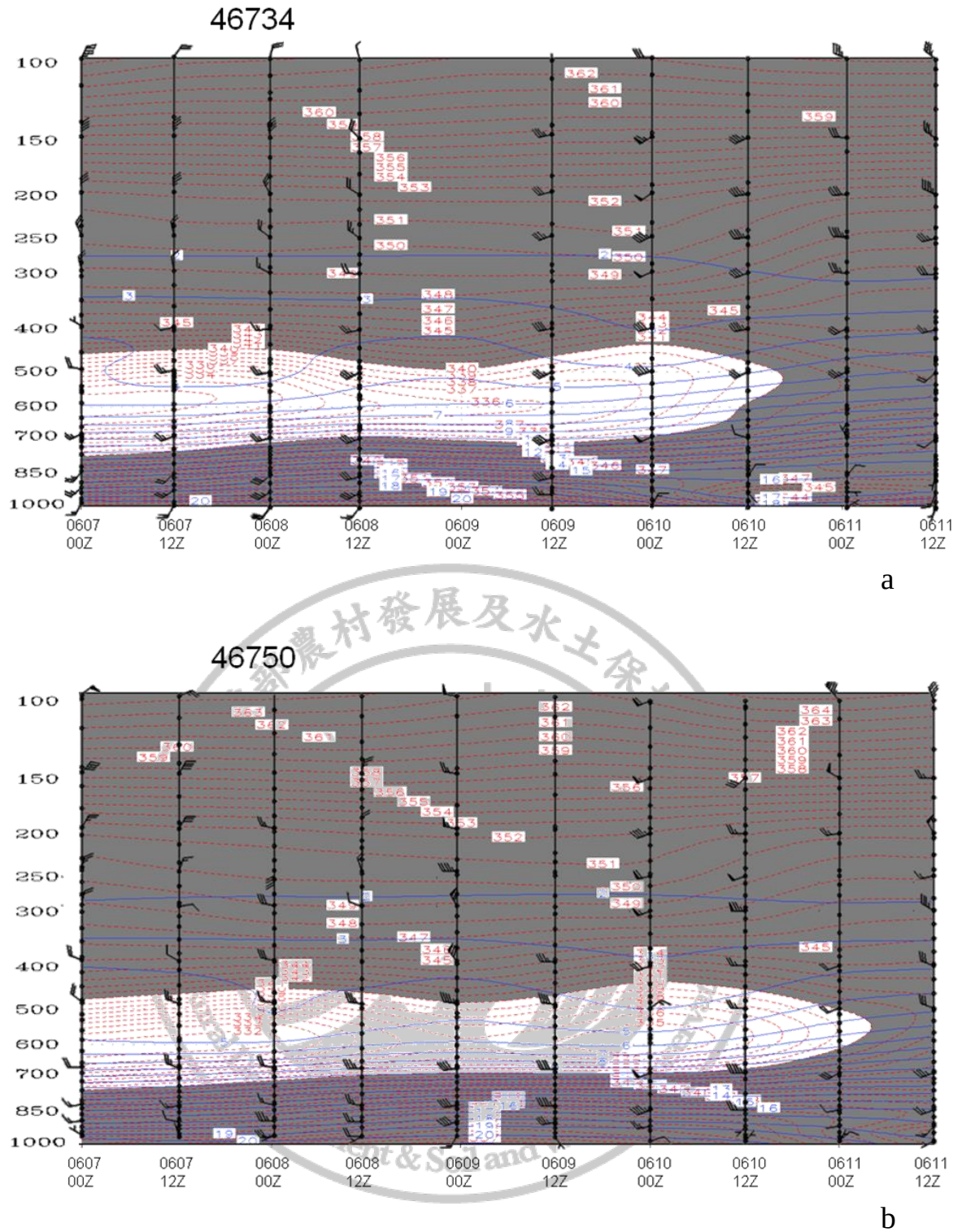


圖 2-20 研究個案之垂直大氣環境的時間序列分佈，紅虛線為相當位溫（單位為 K），實藍線為水氣（單位為 $g\ kg^{-1}$ ），色階區為相當位溫大於 340K 的區域；其中，(a) 2006 年個案馬公站 (b) 2006 年個案屏東站資料

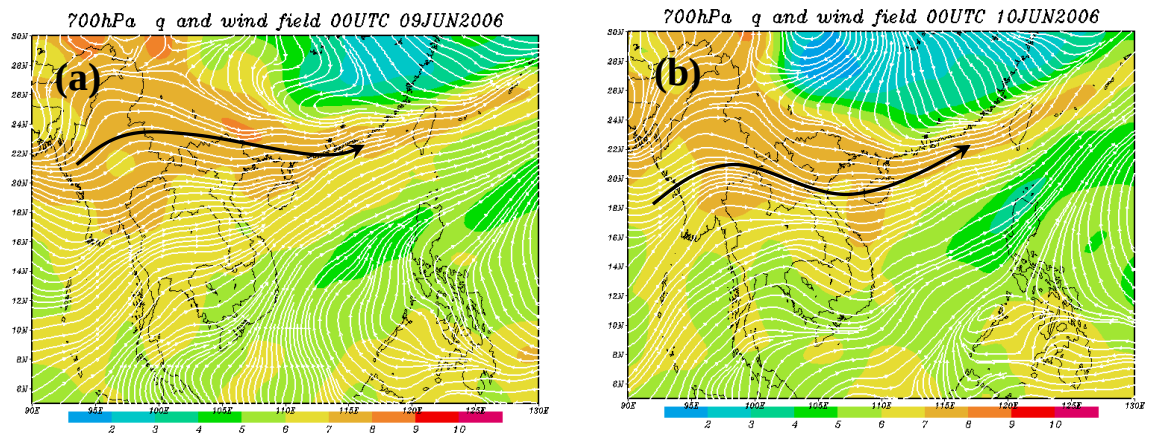


圖 2-21 2006 年 6 月(a) 9 日 0000 UTC 及(b)10 日 0000 UTC 700 hPa 之氣流場及比濕分佈。位於 700 hPa 之氣流場及比濕($g\ Kg^{-1}$) 分佈(黑色箭頭為水氣傳送路徑)

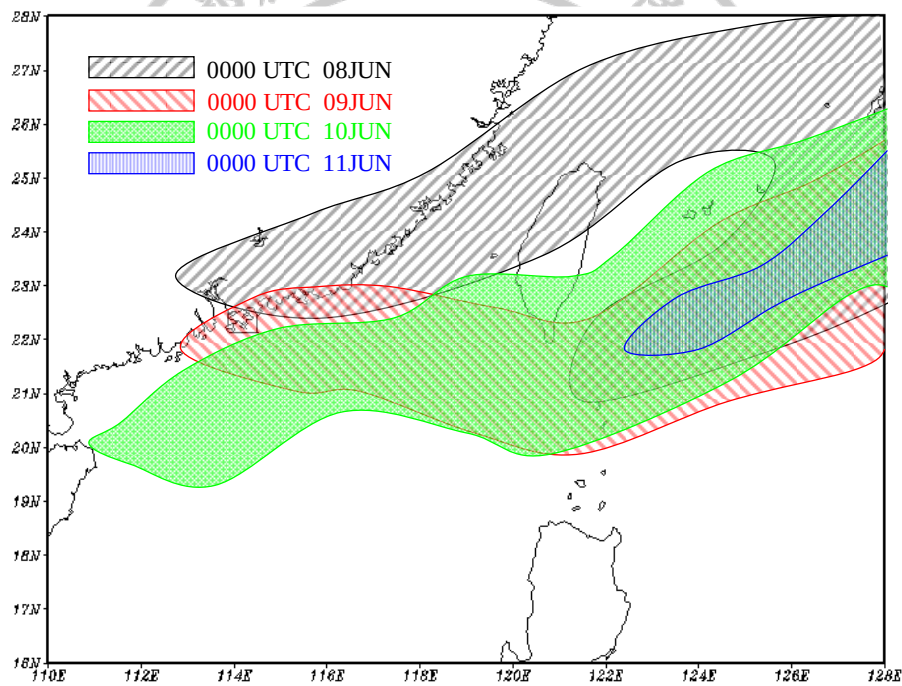


圖 2-22 2006 年 6 月 9 日至 11 日 0000 UTC 分佈。850 hPa 風速大於 $15\ ms^{-1}$ 之範圍(色階區)

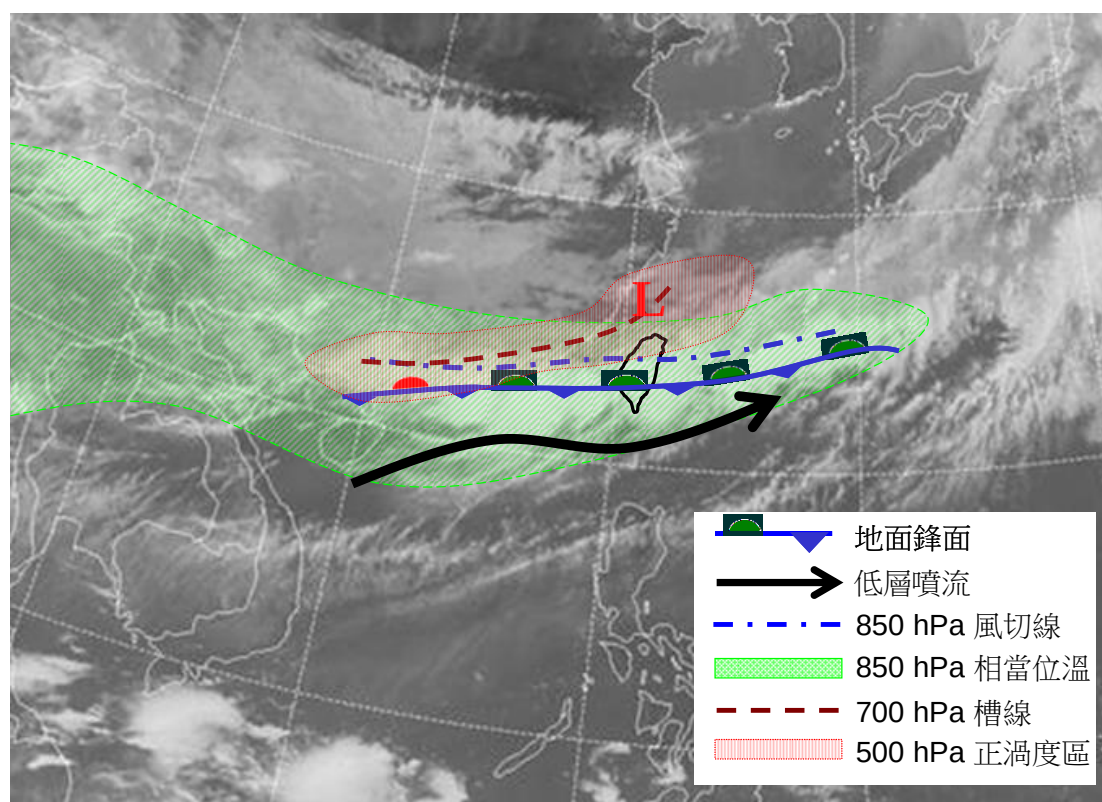


圖 2-23 2006 年 6 月 9-10 日造成臺灣地區梅雨季豪大雨事件之綜觀環境示意圖

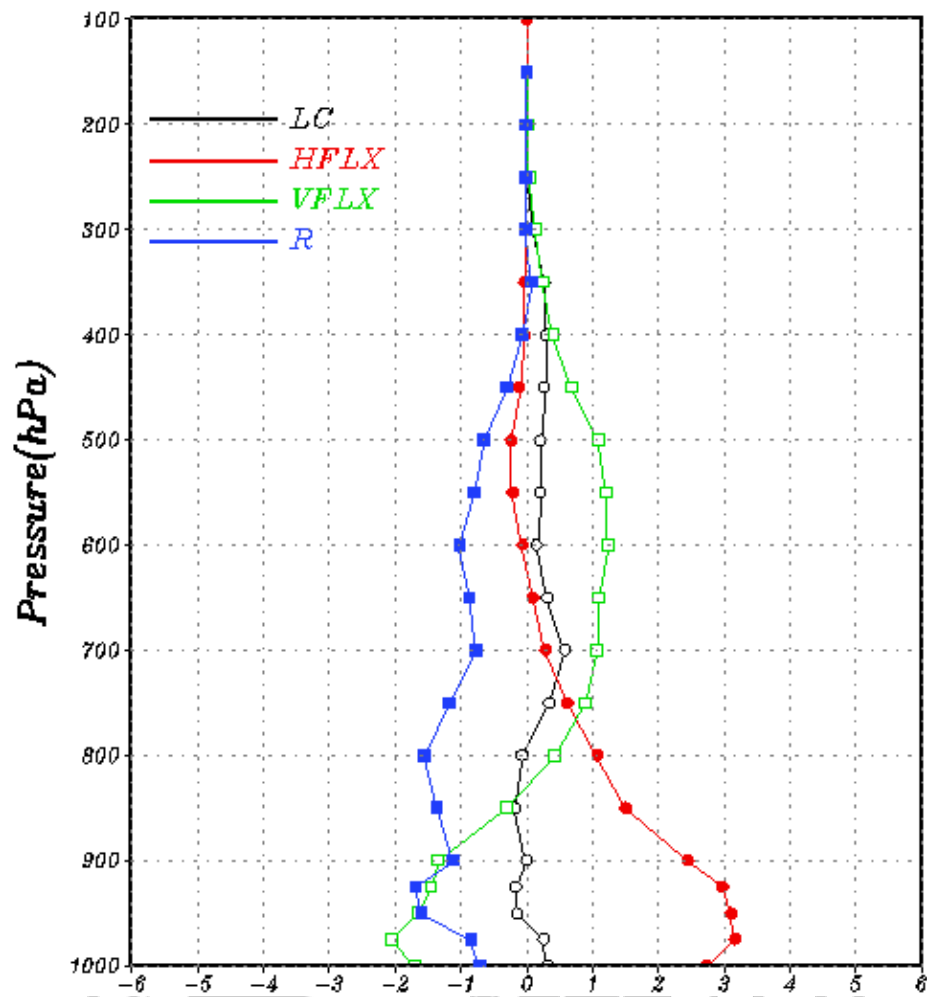


圖 2-24 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 之水氣收支垂直剖面分析。區域平均(東經 114-120 度；北緯 19-25 度)之水氣收支垂直剖面分析(LC 為局部水氣改變量、HFLX 為水平水氣通量輻合、VFLX 為垂直水氣通量輻合及 R 為剩餘項(單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

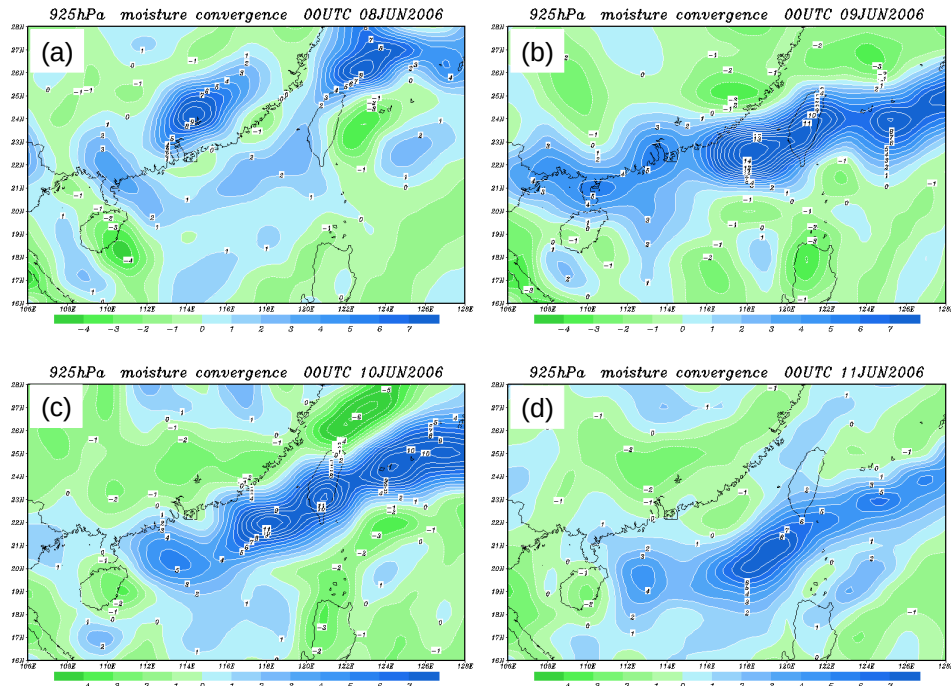


圖 2-25 2006 年 6 月(a) 8 日 0000 UTC、(b) 9 日 0000 UTC、(c) 10 日 0000 UTC 及(d) 11 日 0000 UTC。水氣通量輻合(等值線，間距為 $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ；色階藍色為正，綠色為負)

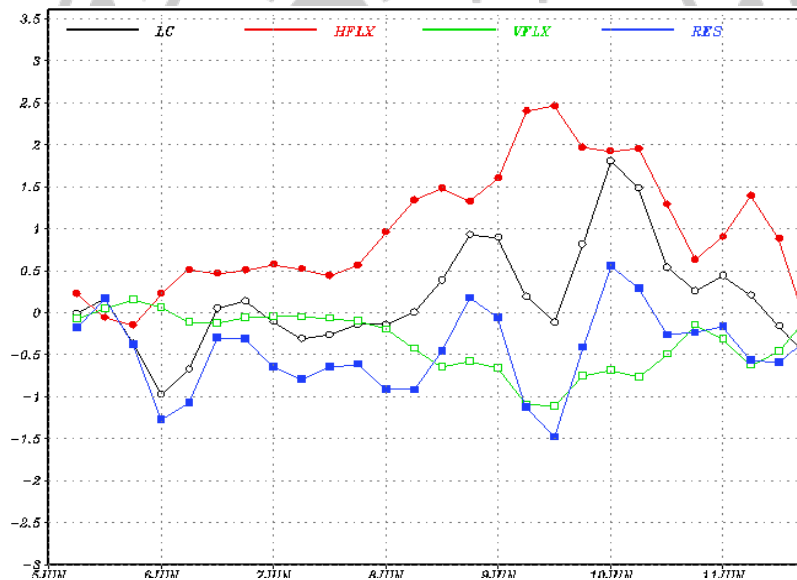


圖 2-26 2006 年 6 月 5 日 0000 UTC 至 11 日 1800 UTC 位於 925 hPa 區域平均(東經 114-120 度；北緯 19-25 度)之水氣收支時間序列(LC 為局部水氣改變量、HFLX 為水平水氣通量輻合、VFLX 為垂直水氣通量輻合及 RES 為剩餘項；單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

項次	層別	檢 查 項 目	0時	前6 小時	前12 小時	前24 小時	參 考 文 獻
1	低層	鋒面系統在 20-28N ⁰ 與118-124E ⁰ 間	●	●	●	●	林，2010
2	低層	22-28N ⁰ 與114-127E ⁰ 間， 850hPa有無風切線					林等，2008
3	低層	850hpa Θ_e 主軸指向台灣， 且高於340K以上					Chen，2004
4	低層	850hpa 水氣通量大於 200gkg ⁻¹ s ⁻¹					張，2004
5	低層	850hpa 低層噴流 大於25kTs					陳，2007
6	中層	22-28N ⁰ 與114-127E ⁰ 間， 700hPa有短波槽					Chen, 2004
7	中層	700hPa相對濕度場 大於85%					Qian et. al., 2004
8	中層	500hPa渦度場有 大於 $5 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 正渦度					林，2007
9	高層	200hPa 高層噴流 大於45kTs					林，2010
10	高層	200hPa 輻散場 風場分流角度 > 45°					林，2010

圖 2-27 個案研究彙整所得梅雨鋒面劇烈降雨之環境量場檢查表



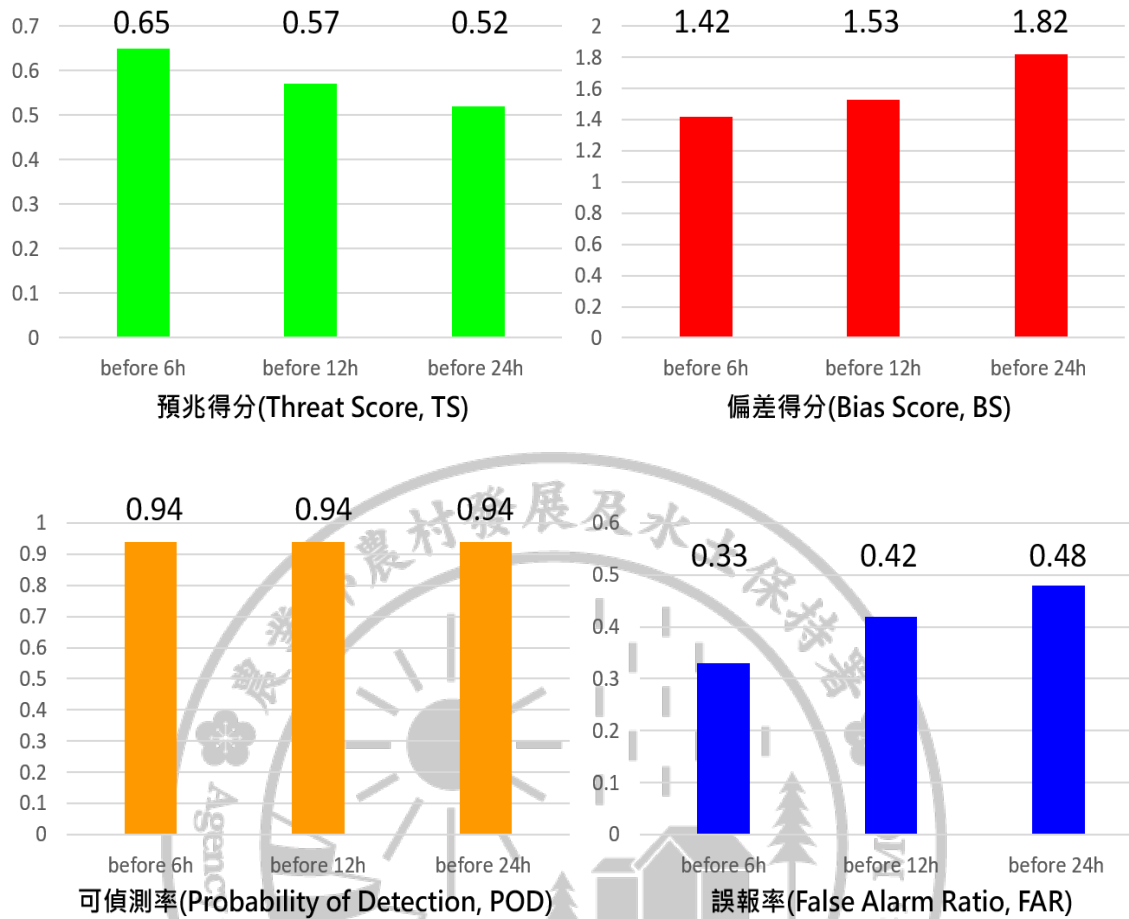


圖 2-28 整體技術得分計算結果，包含有預兆得分、偏差得分、可偵測率及誤報率的計算（分別就坡地災害事件發生前 6 小時、前 12 小時及前 24 小時）

(2)運用高解析度模式進行模擬校驗，建置穩定可靠的梅雨鋒面

強降雨綜觀環境診斷指標：

研究計畫使用之天氣研究與預報模式(Weather Research and Forecasting Model；以下簡稱 WRF)，WRF 模式是由美國國家大氣研究中心、國家海洋和大氣管理局、國家科學基金會和其它機構共同開發的一個中尺度數值天氣預報系統。它具有高解析度、多物理參數選擇和高度的可配置性，可用於模擬氣象、氣候和空氣質量等領域的問題。WRF 模式已被廣泛用於全球各地的氣象研究和預報，並且是現代天氣預報的主要工具之一；模式可以選擇不同的物理參數方案和參數值，以適應不同的大氣條件和研究需求。這些參數包括邊界層處理、降水物理過程、輻射過程、地表過程等，可以進行不同層次的數值模擬，包括全球模擬、區域模擬以及微尺度模擬。

模式以美國NCEP (National Center for Environmental Prediction) GFS Reanalysis II全球模式再分析場為初始場，積分72小時的數值預報。模式設計為三層巢狀網格，積分範圍如圖2-29所示，外層粗網格 (D1) 水準解析度為27km，網格點數目為300×200；中層網格 (D2) 水準解析度為9km，網格點數目為196×196；內層細網格 (D3) 水準解析度為3km，網格點數目為208×226，相鄰兩層網格間的資料可透過雙向交互作用(two-way interactive)互相影響。垂直方向則為31 層， σ 分別為1, 0.993, 0.983, 0.97, 0.954, 0.934, 0.909, 0.88, 0.8361701, 0.7923404, 0.7485106, 0.7046807, 0.6277299, 0.5572627, 0.4928232, 0.4339828, 0.3803385, 0.3315117, 0.2871466, 0.2469097, 0.2104879, 0.177588, 0.1479352, 0.1212722, 0.09735856, 0.07596929, 0.05689425, 0.03993714, 0.02491467, 0.01165564, 0，所使用的terrain-following hydrostatic-pressure垂直座標軸，其中9層設定在高度1600m以下，合

理呈現邊界層的演變。至於積分的時間步階(time step)為15秒，模式的側邊界使用開放邊界條件(open boundary conditions)，而上邊界則使用Rayleigh damping。

模擬包括所有的物理過程，分別選用RRTM長波輻射及Dudhla的Simple短波輻射參數法，積雲參數化採用KF scheme (Kain and Fritsch, 1992 and 1993)，邊界層則採用高解析度YSU scheme (Hong and Pan, 1996)，及雲物理參數化用WSM 5class scheme (Hong et al., 1998)。選取個案為梅雨季的鋒面天氣系統，伴隨梅雨鋒面上有中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS)，原先就已於大陸東南地區形成，隨後東移出海，強度發展成熟，且環境條件屬於強綜觀強迫個案，當系統移入臺灣後，導致局部地區超大豪雨事件，模式積分起始時間為2006年6月8日12Z，積分時間長度均為72小時。

一、數值模擬結果：

針對 2006 年 6 月的劇烈降雨天氣個案進行數值模擬，藉由模式模擬以探討分析梅雨鋒面及其伴隨 MCS 之結構特徵。透過模式模擬結果顯示，6 月 9 日及 10 日 0000 UTC 海平面氣壓及風場(圖 2-30)，其間位臺灣地區有一鋒面系統滯留，至少 36 小時以上。但在模擬亮度溫度與 IR 雲圖比對發現，6 月 9 日 0000 UTC 至 0600 UTC 模擬結果顯示，較有組織之對流雲帶則分佈於臺灣南部至巴士海峽一帶(圖 2-31)，而實際之鋒面雲帶則橫跨臺灣地區(圖 2-32)，顯示模式模擬之鋒面雲帶位置明顯較實際雲帶偏南。6 月 9 日 1200 UTC 至 1800 UTC 由 IR 雲圖可以發現有一較強之對流系移入臺灣中南部地區，模式雖有反應此一現象，但其強度明顯偏弱。6 月 10 日 0000 UTC 至 1800 UTC 由 IR 雲圖顯示，鋒面雲帶逐漸有臺灣地區往南移動，並於 1800

UTC 時移出臺灣地區，強度亦隨之減弱，而在模擬結果則顯示，10 日鋒面位置亦有逐漸南移並減弱之趨勢，但整體而言，其位置較實際觀測偏南，且強度亦較實際觀測來的弱。

然而，模擬 6 月 9 日 0000UTC 及 10 日 0000 UTC 850 hPa 之風場、高度場及相當位溫(圖 2-33)顯示，其風切線位置自 9 日至 10 日期間，有往南移動趨勢，9 日風切位置略較觀測偏高，但模擬之相當位溫分佈範圍及其強度均較觀測值偏強。在 700 hPa 高度場及垂直速度場分佈亦模擬出 9 日 0000 UTC 及 10 日 0000 UTC 期間有一槽線正由大陸華南沿海逐漸移出(圖 2-33)，此時，臺灣適位於槽前不穩定帶，臺灣地區均有明顯之垂直運動分佈，其形態與觀測大致相似。在 500 hPa 之渦度分佈則顯示(圖未示)，9 日 0000 UTC 模擬之渦度帶已經移入臺灣地區，10 日 0000 UTC 該渦度區續移至臺灣東部外海，相較與觀測情形發現，模擬之系統移動較快，且渦度值較大。在 300 hPa 模擬(圖 2-34)則顯示，風場分流所形成之輻散場位置較觀測情形位置偏南，在台灣附近的高層有分流的現象。至於低層噴流強度與分佈，於 9 日及 10 日期間模擬結果(圖 2-35)大致與觀測情形相近，僅模擬 9 日臺灣地區之風速略高；呈現西南到東北方向的排列分佈，風速強度則為局部偏大數值(850 hPa 風速大於 20 kt)的強風帶。

在降水部分，模擬 6 月 9 日與 10 日結果與實際累積降水比對發現，6 月 9 日模擬最大降水在南部及中部山區均有極值存在(圖 2-36a)，此一現象與觀測結果相同；但在強度部份，模擬結果明顯偏弱(模擬最大值為 450 毫米，實際為 717.5 毫米)。6 月 10 日模擬結果(圖 2-36b)亦與 9 日相似，其最大值亦分佈於中南部山區，平地累積降水相對較小，但總雨量較前一日弱，相較於觀測結果，亦顯示降水分佈相似，但強度仍較實際偏弱，顯示模式模擬降雨在山區的分佈，

有低估情事。

比較 9 日至 10 日期間雷達觀測之降水回波(圖 2-37)與當時雷達觀測時間往後 3 小時之累積雨量(圖 2-37)交叉比較顯示,6 月 9 日 0000 UTC 至 0600 UTC 期間臺灣地區有較強之降水回波存在,其極值位於東部及中南部至臺灣海峽一帶,此時,對應模擬 3 小時之累積降水顯示最強之降雨發生於中南部地區,尤其以山區最為顯著,但東部地區之降水,模式掌握的並不理想。9 日 1200 UTC 中南部地區之降水回波略為減弱,模擬反應之降水現象亦明顯減弱。9 日 1800 UTC 至 10 日 0000 UTC 由海上移入之降水回波再次增強,其範圍更包含臺灣北部地區,此時模擬之降水可以清楚顯示,9 日 1800 UTC 西部沿海至海峽上之降水增強,其位置與當時由海上移入降水回波位置相當,至 10 日 0000 UTC 臺灣西部地區降水則明顯增強,反應降水回波移入所造成之降水現象。10 日 0600 UTC 至 1800 UTC 降水回波持續往南移動,強度並逐漸減弱,模擬亦可顯示臺灣地區降水減弱之現象。綜合 2006 年之降水模擬結果顯示,降水位置分佈除東部地區模式較無法掌握,其餘情形大致與實際觀測結果相符,惟降水強度明顯較實際情形偏弱。

為比較 WRF 模式模擬結果對於與 NCEP $1^0 \times 1^0$ 再分析觀測場資料之差異,且以風場及相當位溫代表大氣之動力場之熱力場。經由 850 hPa 高度之區域平均風速及相當位溫分析結果顯示:風速出現最大值模擬較 NCEP 分析值早,強度較弱,趨勢一致(圖 2-38a),相當位溫模擬值較高,變動趨勢相同(圖 2-38b)。由以上結果可以發現,模擬結果動力場偏弱,但時間提早約六小時,熱力場則明顯偏高,但整體上變化的趨勢大致相同,顯示模擬對於劇烈降雨天氣系統有良好的掌握能力。

二、數值模擬校驗：

模擬個案中，經由 850 hPa 渦度場分析，若以 850 hPa 最大渦度中心做為 MCS 中心，我們發現研究選取之 MCS 發展位置及移動過程與 NCEP Reanalysis 分析結果大致相似(圖 2-39)，模擬移動速度略快，也可以發現 14 日 0000 UTC 850 hPa 最大渦度中心已移至臺灣南部近海。當最大渦度中心移至臺灣海峽時，並未有往南移動，而是直接朝臺灣中部移進，藉此可量化掌握 MCS 運動的軌跡，有效進行可能劇烈降雨的區域估算。

再由水氣分析診斷校驗來看，2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 之分析結果(圖 2-40)亦顯示，低層水氣輻合作用為維持水氣來源之主要貢獻，垂直平流作用及剩餘項在低層主要扮演抵消作用。分析 6 月 9 日及 10 日位於 925 hPa 之水氣通量輻合分佈顯示，9 日 0000 UTC 位於臺灣東北部外海經臺灣至南海一帶有一顯著之輻合區(圖 2-41a)，該輻合區於 10 日 0000 UTC 仍滯留於臺灣地區，惟中南部地區之強度已明顯減弱，且臺灣海峽至南海一帶之輻合線亦往南移動(圖 2-41b)，可搭配說明該鋒面系統南移情形。另一方面，個案中的水氣通量（水準輻合）數值明顯較大，模擬與觀測結果相當一致。

綜合以上診斷分析顯示，模式模擬之結果與 NCEP Reanalysis 分析特徵與環境特性大致相吻合。模式在模擬 MCS 的移動速度略顯較快，但趨勢近乎一致。透過模擬之量場收支診斷亦可以發現，梅雨鋒面及其伴隨 MCS 的特徵在模擬上並無太大差異。鋒面上之 MCS 的維持及發展仍受局部輻合作用所主導。局部輻合作用是鋒面上的 MCS 維持和發展的重要機制之一。局部渦度輻合作用可以增強鋒面的渦度，從而促進對流的發展運動和延時持續；局部水氣輻合作用可

以將大氣中的水氣傳送到鋒面上，提供給對流系統所需的水氣和能量，有助於對流的維持和後續發展。因此，局部輻合作用對於鋒面上 MCS 的形成和持續非常重要。

三、敏感度測試：

為能進一步釐清潛熱釋放對於伴隨梅雨鋒面之 MCS 的發展與維持過程中所扮演的能量補給角色，在本研究計畫中，將透過模式模擬積分時，進行關閉潛熱釋放實驗(即無潛熱釋放模擬，後稱 FDR)與控制實驗(後稱 CNTL)校驗比對。模擬結果顯示，2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 0000 UTC 期間對流雲系仍分佈於臺灣至海峽南部一帶(圖 2-32)。在 FDR 實驗模擬 850 hPa 之風場及高度場(圖 2-42)仍可見，9 至 10 日位於臺灣至海峽南部地區之高度場較 CNTL 實驗結果，明顯偏高，該區域之風速較弱。在 850 hPa 低層噴流分佈(圖 2-43)顯示，相較於 CNTL 實驗結果，在鋒面前緣之噴流強度仍明顯較弱。而在臺灣上游區域(東經 114-120 度；北緯 19-25 度)平均 850 hPa 風速時間序列(圖 2-44)亦可以清楚顯示 FDR 實驗較 CNTL 實驗風速值弱，在對流發展期間(10 日 1200 UTC 前)，風速差值仍較大，當對流減弱後，風速減小，且模擬之差值亦相對減小，輸送水氣的補給功能也相對降低。另外，比較 850 hPa 高度場(圖 2-45a)及海平面氣壓(圖 2-45b)時間序列可以發現，FDR 實驗無論在高度場及氣壓場均較 CNTL 實驗高，10 日 1200 UTC 後，對流系統減弱，差值減小。另外，經由表 2-1 比較 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 期間 NCEP 分析場、CNTL 實驗及 FDR 實驗之海平面氣壓、850 hPa 高度場及風速差異仍可以發現，CNTL 實驗模擬在海平面氣壓、850 hPa 高度場

及風速均與 NCEP 分析場相近，變動趨勢亦相同；而 FDR 實驗模擬海平面氣壓及 850 hPa 高度場較 CNTL 實驗模擬高，但 850 hPa 風速較小。在無潛熱釋放(FDR)之模擬結果顯示，MCS 發展個案海平面氣壓及 850 hPa 高度場均較 CNTL 實驗模擬高，但風速較弱，顯示潛熱釋放作用確實降低局部氣壓場(或高度場)，並進而增強低層噴流，提供充沛水氣輸送推手，以利於鋒面或 MCS 的維持及發展。

綜合以上分析資料可以發現，在無潛熱釋放(FDR)之模擬結果顯示，個案 2006 年伴隨梅雨鋒面之 MCS 發展個案海平面氣壓及 850 hPa 高度場均較 CNTL 實驗模擬高，但風速較弱，顯示潛熱釋放作用確實降低局部氣壓場(或高度場)，並進而增強低層噴流，提供水氣輸送的重要過程，以利於鋒面或 MCS 的繼續維持及加強發展。然而，此一敏感度測試結果，無論在氣壓場、高度場及風速的改變量均有訊號產生；顯示個案中的潛熱釋放效應在對流發展過程當中，扮演著非常關鍵的角色。這個重要的研究結論，可回饋至未來防災應變進駐開設作業期間，做為劇烈降雨天氣系統強度變化判斷以及影響延時評估分析的重要參考之一。

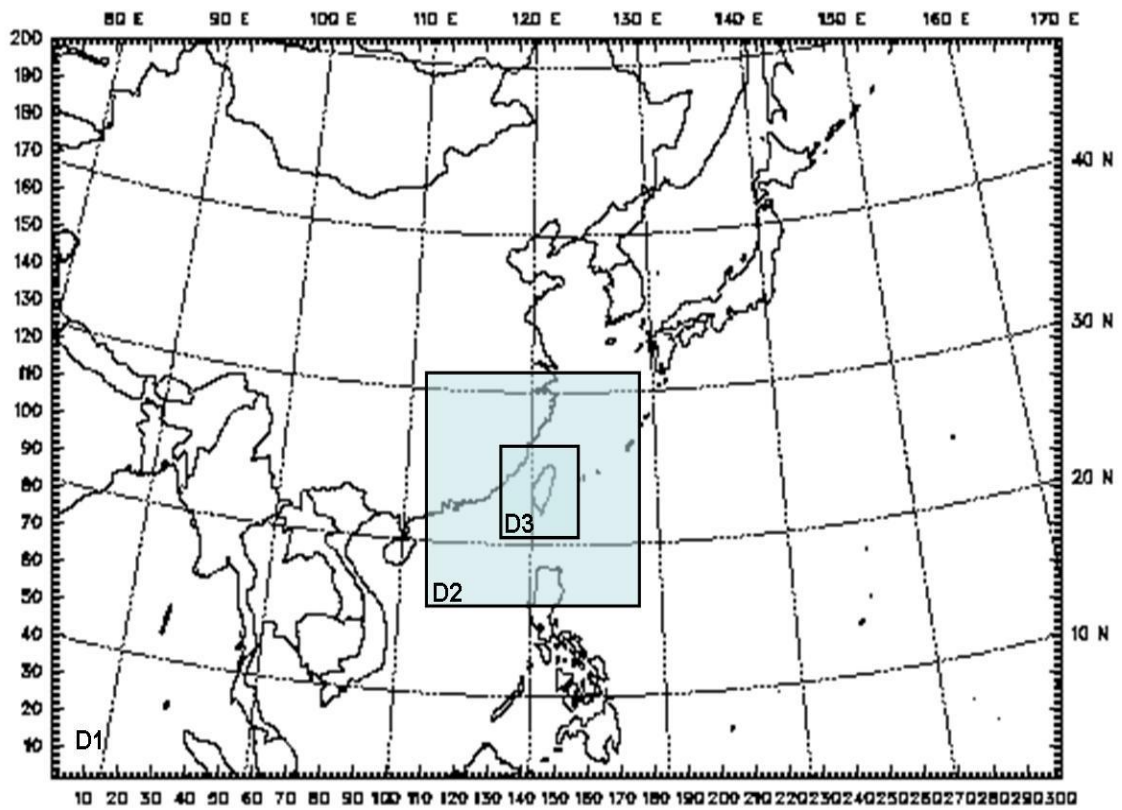


圖 2-29 模式設計三層巢狀網格，外層粗網格 (D1) 水準解析度為 27 公里，中層網格 (D2) 水準解析度為 9 公里，以及內層細網格 (D3) 水準解析度為 3 公里

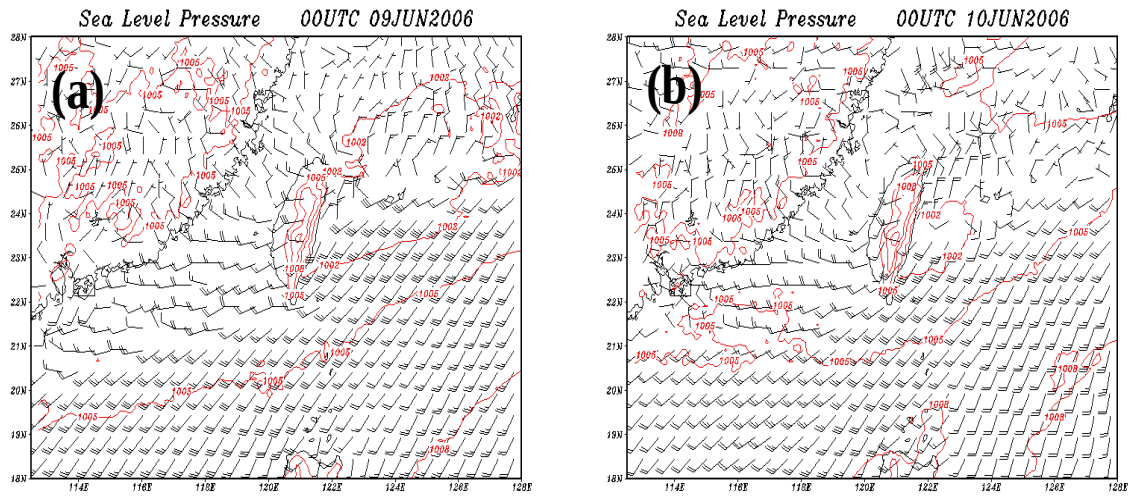


圖 2-30 WRF 模式(D1)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0000 UTC 海平面氣壓（實線，間距為 3hPa）及風場（全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5m/s）

Brightness tmp. 09-0000UTC to 10-1800UTC JUN 2006

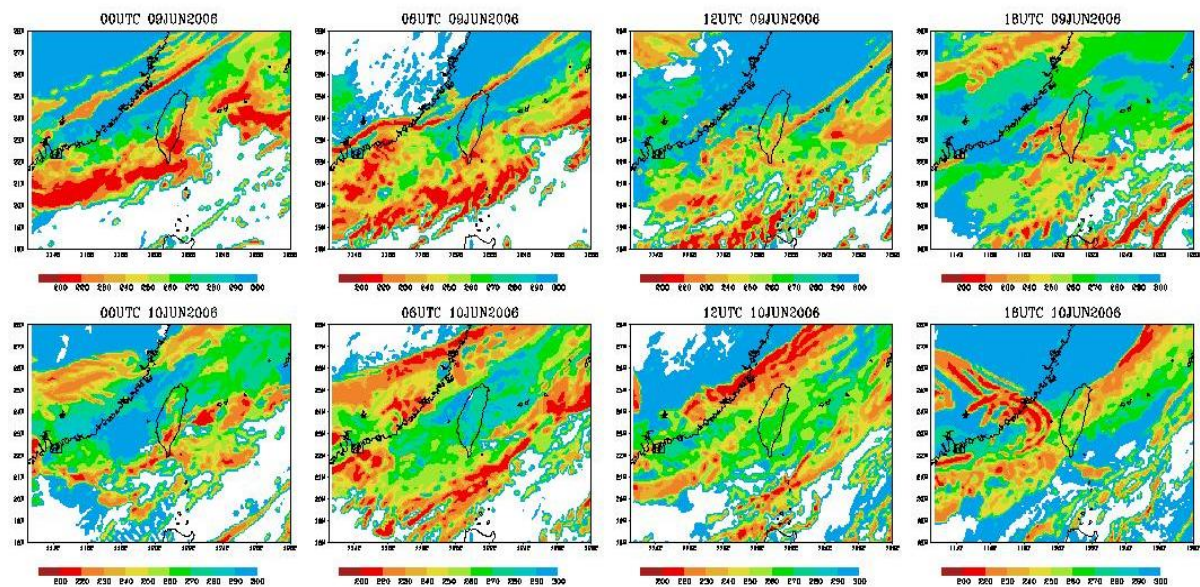


圖 2-31 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 1800 UTC，每時間間格六小時之亮度溫度(色階區，間距為 10K)

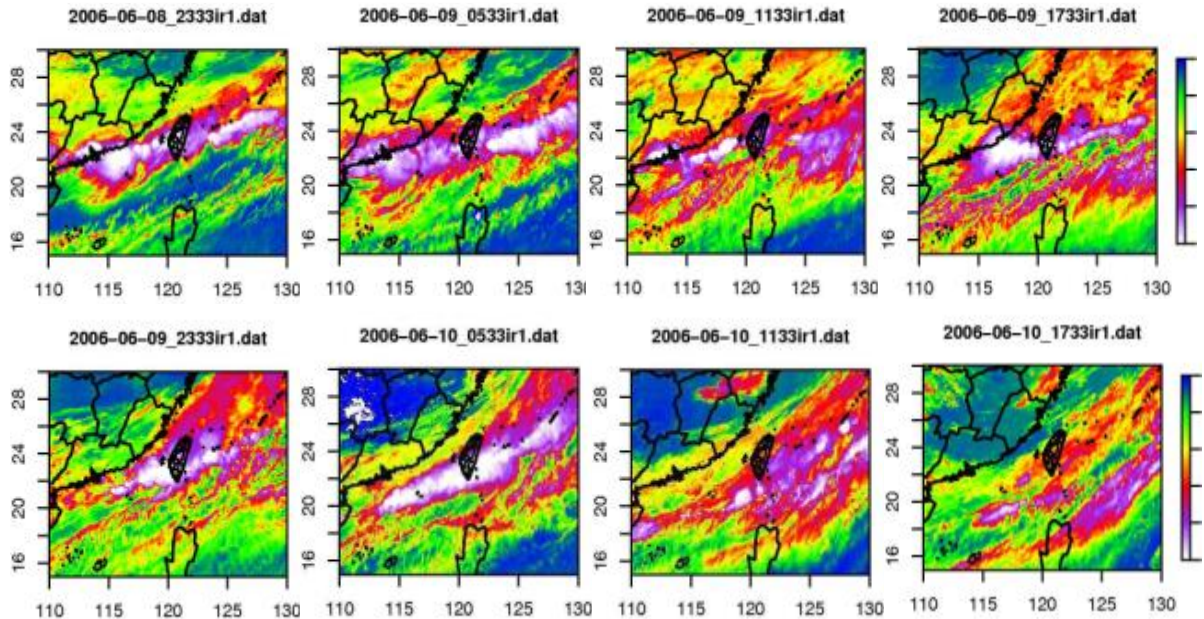


圖 2-32 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 1800 UTC 每時間間格六小時 IR 雲圖

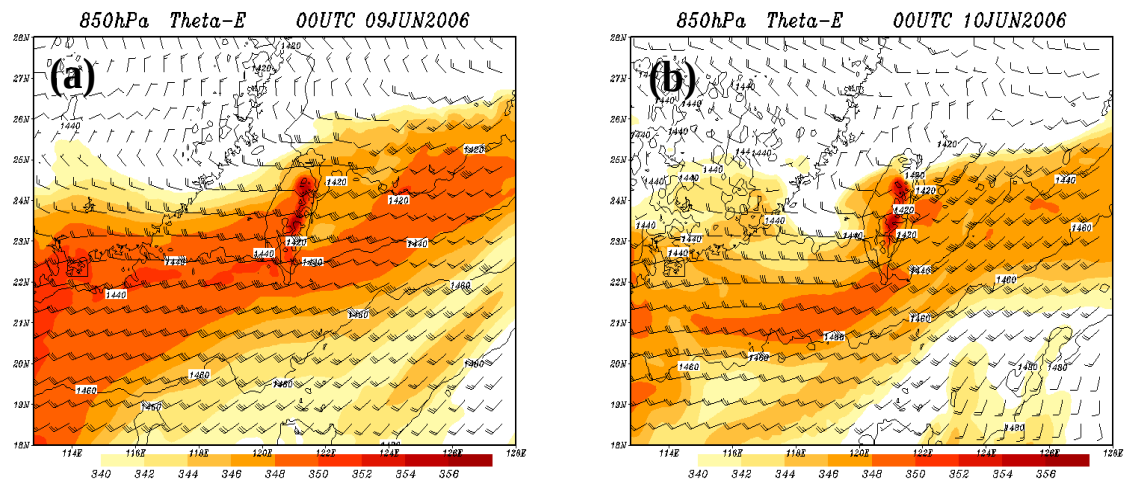
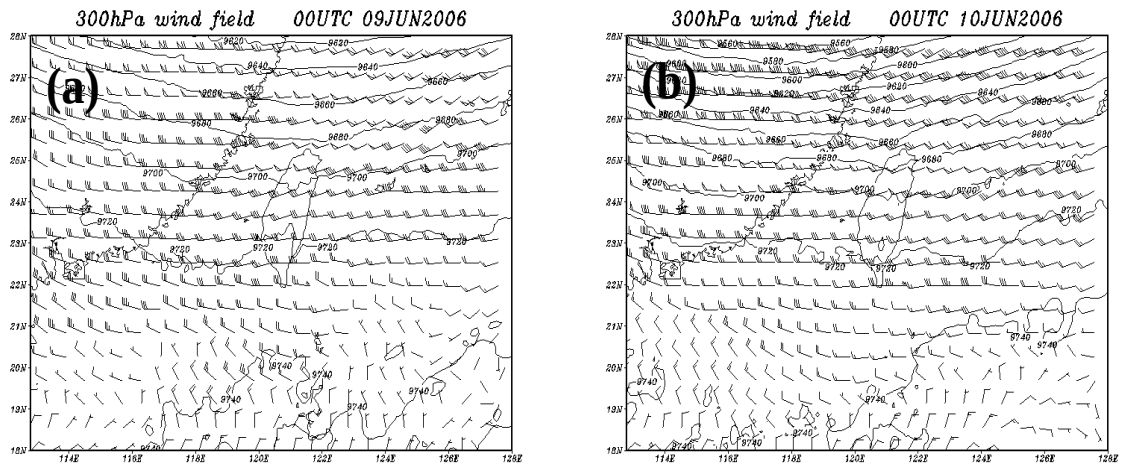


圖 2-33 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日 0000 UTC 之 850 hPa 的風場(全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m/s)、高度場(實線，間距為 20 gpm)及相當位溫(色階區，間距為 2K)分佈



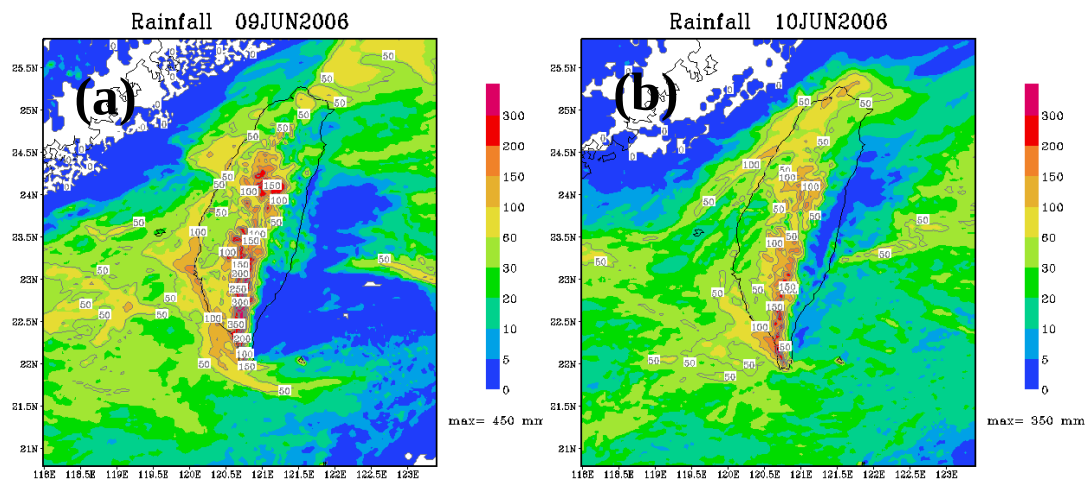


圖 2-36 WRF 模式(D3)模擬 2006 年 6 月 9 日及 10 日日累積雨量(雨量單位為毫米)

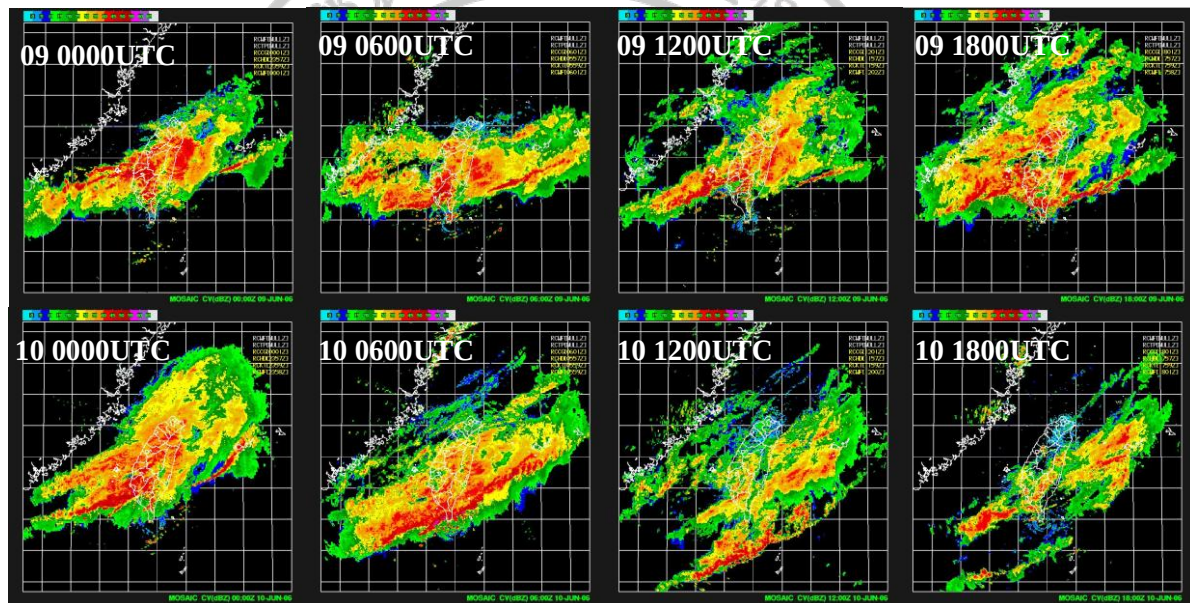


圖 2-37 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 至 10 日 1800 UTC 每六小時之整合雷達回波圖

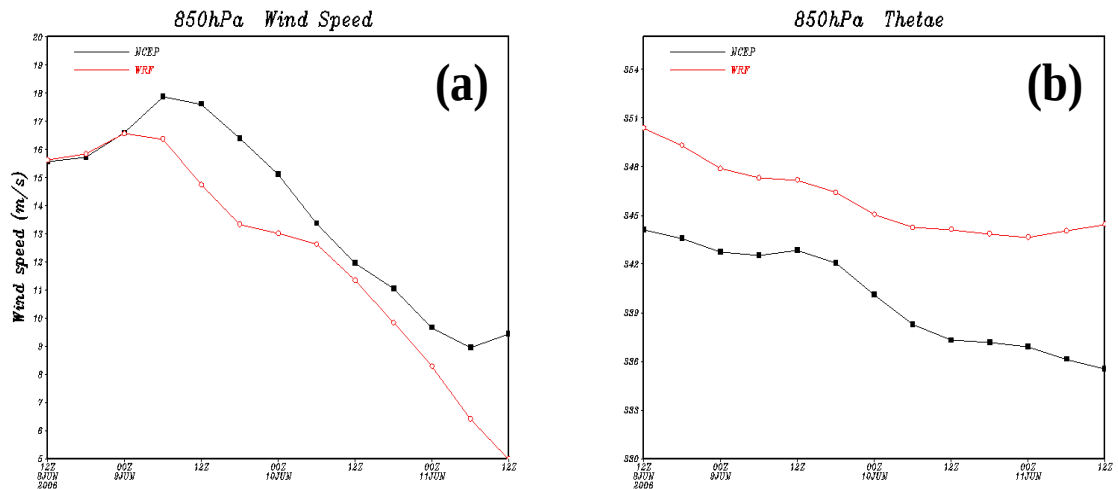


圖 2-38 NCEP Reanalysis 資料與 WRF 模式(D2)模擬 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 期間，位於臺灣上游區域平均(東經 114-120 度；北緯 19-25 度)之 850 hPa (a)風速(單位為 $m s^{-1}$)及(b)相當位溫(單位 K)時間序列(黑色線為 NCEP 資料，紅色線為 WRF 模擬結果)

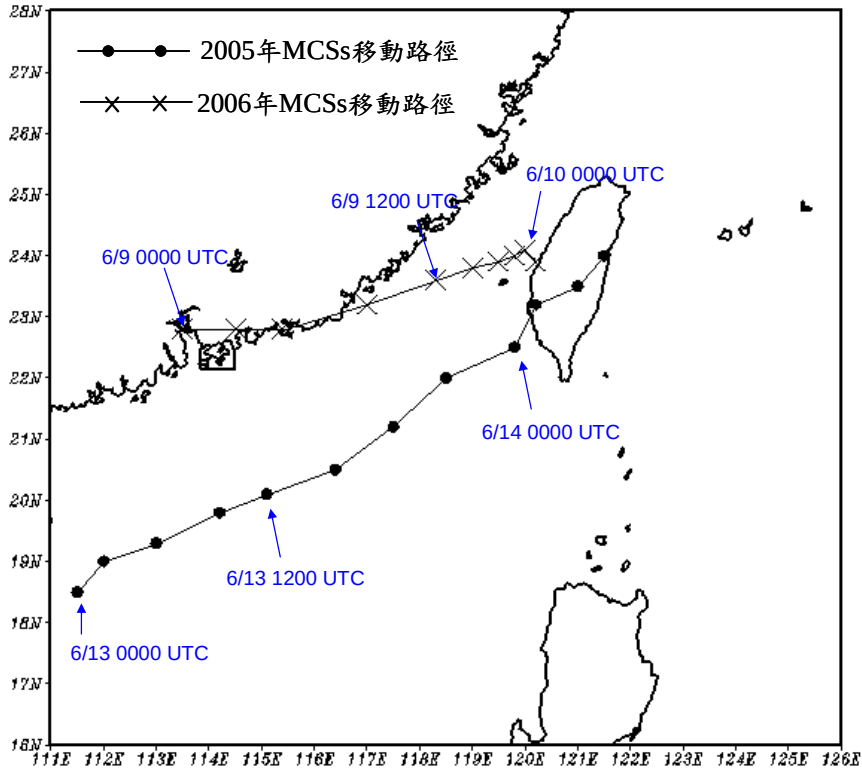


圖 2-39 WRF 模式模擬 2006 年梅雨鋒面上之 MCS 移動路徑

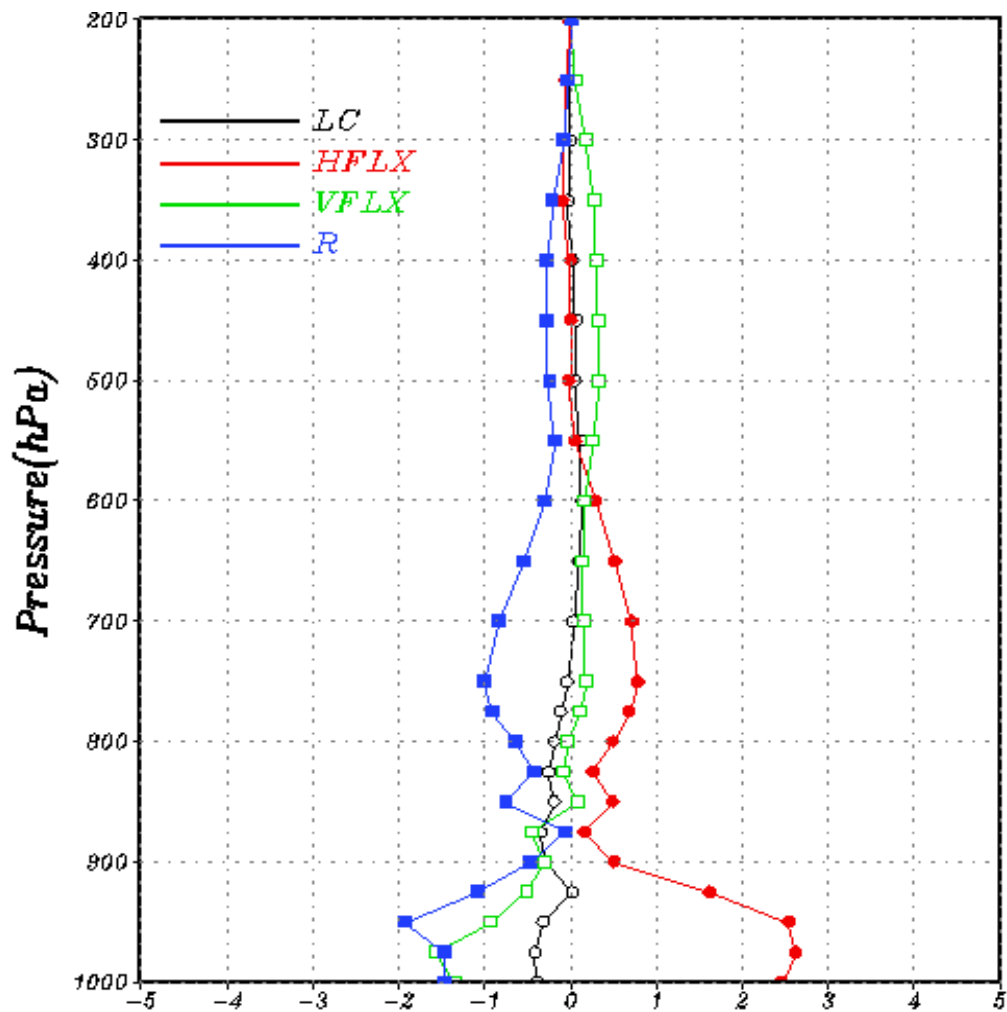


圖 2-40 WRF 模式(D1)模擬 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 區域平均(東經 114-120 度；北緯 19-25 度)之水氣收支垂直剖面分析(LC 為局部水氣改變量、HFLX 為水平水氣通量輻合、VFLX 為垂直水氣通量輻合及 R 為剩餘項。(單位為 $1 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

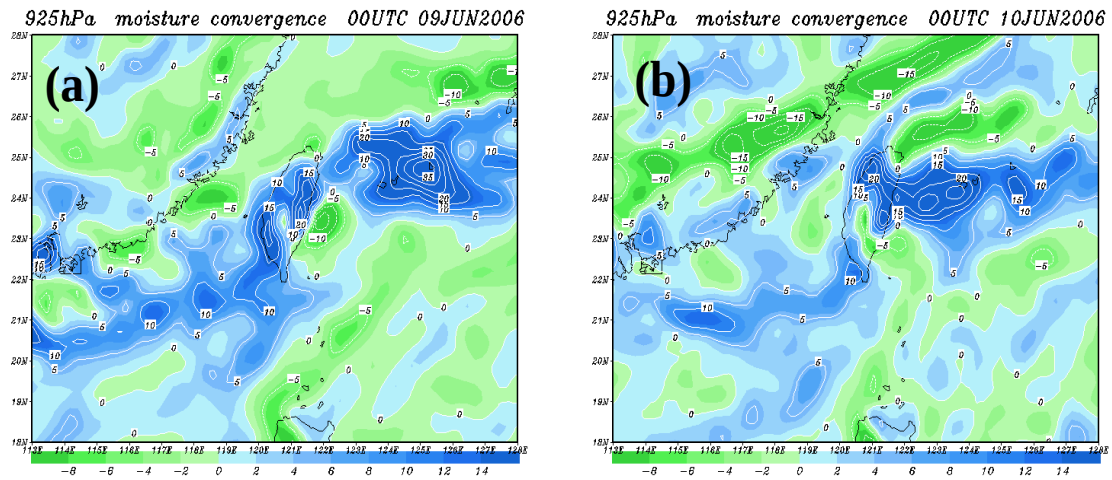


圖 2-41 WRF 模式(D1)模擬 2006 年 6 月(a)9 日 0000 UTC 及(b)10 日 0000 UTC 925 hPa 之水氣通量輻合(等值線，間距為 $5 \times 10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

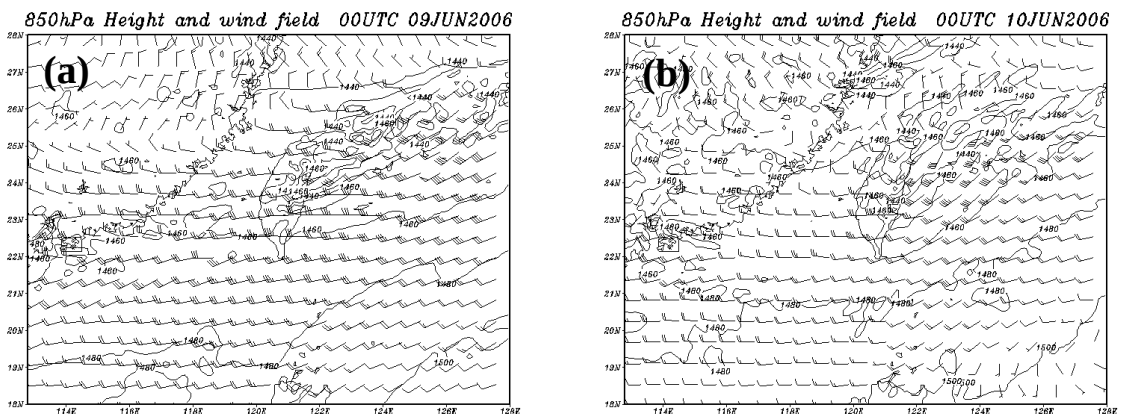


圖 2-42 模式 FDR 實驗模擬 2006 年 6 月(a)9 日及(b)10 日 0000 UTC 之 850 hPa 的風場(全桿與半桿風標分別表示風速為 5 與 2.5 m s^{-1}) 及高度場(實線，間距為 20 gpm)分佈

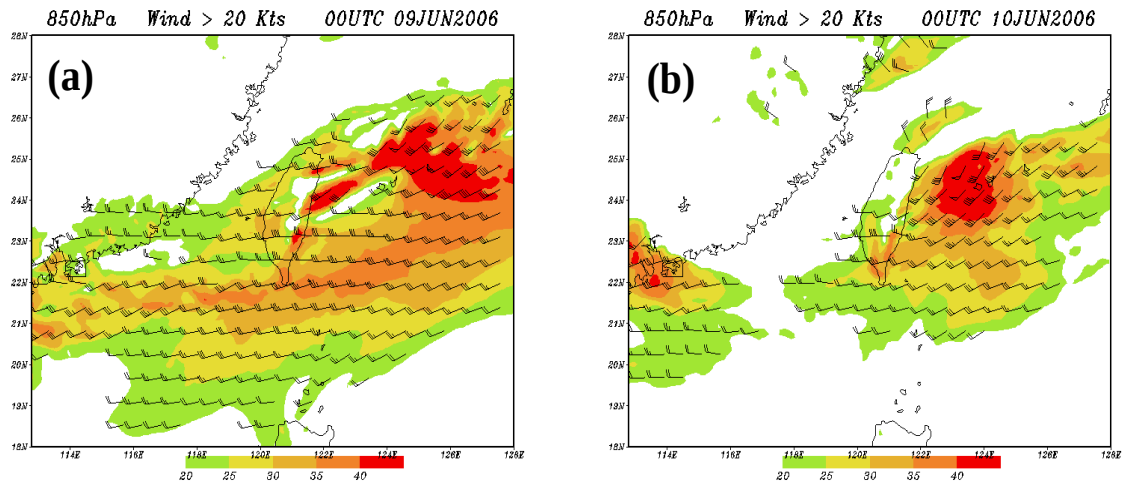


圖 2-43 模式 FDR 實驗模擬 2006 年 6 月(a)9 日 0000 UTC 及(b)10 日 0000 UTC 之 850 hPa 風速大於 20 kt 區域(色階區)分佈

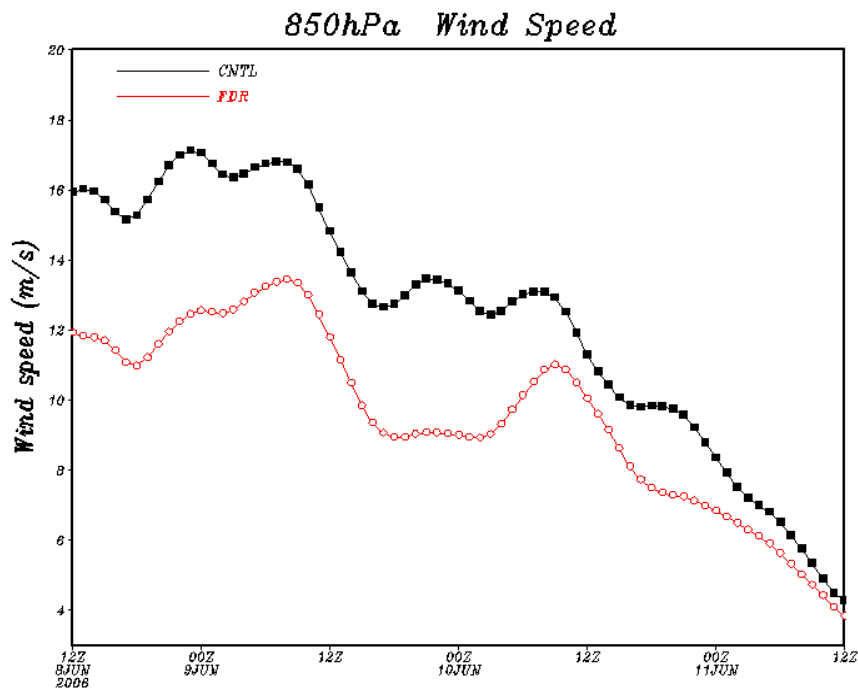


圖 2-44 控制實驗(CNTL)與無潛熱釋放實驗(FDR)模擬 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 逐時,位於臺灣上游區域平均(東經 114-120 度;北緯 19-25 度)之 850 hPa 風速($m s^{-1}$)時間序列(黑色線為 CNTL、紅色線為 FDR 模擬結果)

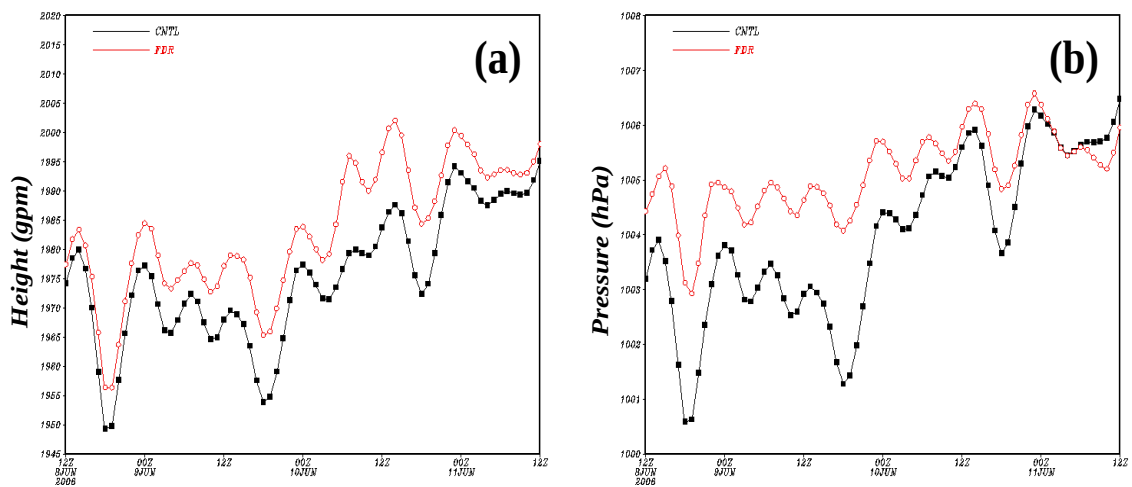


圖 2-45 控制實驗(CNTL)與無潛熱釋放實驗(FDR)模擬 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 至 11 日 1200 UTC 逐時,位於臺灣上游區域平均(東經 114-120 度;北緯 19-25 度)(a)850 hPa 高度場(gpm)及(b)海平面氣壓場(hPa)之時間序列(黑色線為 CNTL、紅色線為 FDR 模擬結果)



表 2-1 2006 年 6 月 8 日 1200UTC 至 11 日 1200UTC 期間 NCEP 分析場、模式控制實驗(CNTL)及無潛熱釋放實驗(FDR)之海平面氣壓(hPa)、850 hPa 高度場(gpm)及 850 hPa 風速(m/s)差異比較(比較區域取東經 114-120 度；北緯 19-25 度平均結果)

資料 時間	NCEP 分析場			CNTL			FDR			FDR- CNTL		
	海平面 氣壓 (hPa)	850 hPa 高度場 (gpm)	850 hPa 風速 (ms^{-1})	海平面 氣壓 (hPa)	850 hPa 高度場 (gpm)	850 hPa 風速 (ms^{-1})	海平面 氣壓 (hPa)	850 hPa 高度場 (gpm)	850 hPa 風速 (ms^{-1})	海平面 氣壓 (hPa)	850 hPa 高度場 (gpm)	850 hPa 風速 (ms^{-1})
08 1200UTC	1002.6	1450	15.5	1002.3	1433	15.6	1003.7	1446	11.7	1.4	13	-3.9
08 1800UTC	1002.5	1448	15.7	1002.2	1430	15.9	1003.9	1445	11.6	1.7	15	-4.3
09 0000UTC	1002.4	1446	16.5	1003.2	1438	16.5	1005.1	1451	12.2	1.9	13	-4.3
09 0600UTC	1002.3	1445	17.9	1003.6	1441	16.3	1005.4	1457	12.8	1.8	16	-3.5
09 1200UTC	1002.4	1445	17.8	1003.0	1436	14.7	1004.8	1452	11.4	1.8	16	-3.3
09 1800UTC	1002.5	1445	16.3	1003.2	1437	13.5	1005.0	1451	9.6	1.8	14	-3.9
10 0000UTC	1003.2	1448	15.0	1004.4	1445	13.0	1006.3	1459	9.1	1.9	14	-3.9
10 0600UTC	1004.0	1453	13.5	1005.0	1452	12.7	1006.8	1468	9.7	1.8	16	-3.0
10 1200UTC	1004.7	1459	12.0	1004.8	1450	11.4	1006.7	1467	9.4	1.9	17	-2.0
10 1800UTC	1005.6	1467	11.3	1004.9	1450	9.7	1006.4	1463	7.8	1.5	13	-1.9
11 0000UTC	1006.1	1471	9.6	1005.7	1457	8.1	1006.8	1464	6.2	1.1	7	-1.9
11 0600UTC	1006.8	1477	8.8	1006.0	1460	6.1	1006.9	1468	5.0	0.9	8	-1.1
11 1200UTC	1007.7	1484	9.1	1006.1	1461	4.8	1007.0	1469	3.9	0.9	8	-0.9

第二節 工作執行步驟

- (1)彙整統計過去 17 年(2006-2022 年)臺灣坡地災害事件個案的時間、地點、肇因及災情等基礎背景資料。
- (2)對應(1)所篩選的個案，找出梅雨季強降雨個案之降雨的雨型、特徵以及強度。
- (3)根據(1)、(2)的結果，透過診斷分析方法，釐清梅雨季劇烈降雨個案綜觀環境條件的特徵、氣象量場的特性以及水氣通量的診斷；隨後，支援完成平衡得分的量化計算，藉以掌握可靠性較高且滿足坡地災害事件肇生的綜觀環境量場關鍵因數，研究結果可有效回饋於災區強降雨發生與否的預報參考指標。
- (4)同步依據(1)、(2)分析的結果，運用高解析度模式 WRF 進行個案模擬與校驗，再透過靈敏度的設計、物理量場的運算以及收支貢獻的診斷，釐清坡地災害個案之前兆環境與水氣供輸的關鍵變化，建置穩定可靠的梅雨季強降雨綜觀環境診斷參數依據。
- (5)綜上，由(3)、(4)的結果，透過交叉驗證挑選後，提出梅雨季劇烈降雨肇致坡地災害事件肇生環境前兆的關鍵指標，掌握氣象因數以及水氣通量的變化趨勢與關鍵參數，並具體回饋至實際防災預警及判斷決策作業上（參考圖 2-4）。

第三章 工作執行進度與階段性成果

第一節 工作執行進度

研究計畫重要工作執行項目以及作業管制進度，主要以氣候統計、診斷分析及數值模擬等 3 大面向逐步進行。期初 2、3 月份，完成委託專業服務契約書撰寫及提交，置重點於研究目標的確定。隨後至 6 月份，如期完成基礎背景資料蒐整、環境氣候特徵分析與所選取個案之坡地災害肇生前兆的綜觀環境條件診斷研究，除對逐年梅雨季鋒面個案的降雨特性與環境特徵建立氣候概念的雛型外，也嘗試量化瞭解梅雨鋒面劇烈降雨的先兆環境特性，再經由技術得分的計算，找到科學的數據支撐，並進一步釐清可能的關鍵量場因數，對於本案後續的研究操作，提供更為具體的設定指標與診斷參考。期間的 3、4 月份，依計畫期程，完成期初工作計畫書的撰寫及提交。

7、8 月份，進行高解析度的數值模式 WRF 針對研究個案完成模擬，一方面，藉此彌補在海上資料不足的困擾，提高在診斷分析上，時空解析度的精進，嘗試還原可能的實際天氣環境現況；另一方面，延續上半年診斷量場的關鍵因數追蹤探討，提供更為有利的量化判斷指標，建置穩定可靠的梅雨鋒面強降雨綜觀環境診斷參數依據。期間，也依計畫期程，完成期中報告的撰寫及提交。

研究計畫後期，也在 8、9 月份完成了模式模擬的靈敏度測試與驗證，進一步瞭解梅雨鋒面發展增強的能量來源，並釐清潛熱釋放在對流降雨天氣系統發展物理過程中所扮演的角色。10、11 月份，透過上述研究初步成果，經由交叉驗證挑選後，提出梅雨鋒面劇烈降雨肇致坡地災害事件肇生環境前兆的關鍵指標，並具體回饋實際防災預

警作業上。期間，也依計畫期程，進行期末報告的撰寫及提交準備作業，並於 11 月中旬，全案完成提交期末報告書面資料。

成果報告書的撰寫及提交，確依期末報告委員審查意見修正補強後，預期最快在 12 月中旬前可以完成。研究執行迄今，研究作業與初步成果，如期、如質，依核定計畫內容，落實完成各項作業項目（參見表 3-1，計畫重要工作項目與進度管制表所示）。



表 3-1 計畫重要工作項目與進度管制表

月份	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
工作項目												
委託專業服務契約書撰寫、提交												
基礎背景資料彙整與氣候特徵分析												
個案之土砂災害肇生前兆的綜觀環境條件												
進行高解析度的數值模式WRF模擬												
模式靈敏度測試驗證												
提出肇致土砂災害事件肇境前兆關鍵指標												
期初工作計畫書撰寫、提交												
期中報告撰寫、提交												
期末報告撰寫、提交												
成果報告撰寫、提交												
預訂進度累積百分比(%)	5	10	15	20	30	40	55	70	80	85	95	100



計畫交付項目管制，確依核定計畫內容，計已陸續完成上半年作業項目，【綜觀環境條件的特徵，與氣象量場的特性】，工作內容包含有災例蒐集、個案選取、地形地質資料分析、衛星雲圖診斷、氣象雷達回波分析、閃電落雷情資分析、平衡得分計算以及 NCEP/DOE 網格場資料劃圖分析、水氣通量的診斷等；下半年作業項目，業已完成【進行高解析度氣象數值模式之個案數值模擬與校驗】，工作內容包含有 WRF 氣象數值模式進行個案數值模擬，並設計靈敏度測試，藉此釐清梅雨鋒面的影響過程與發展特徵，進一步瞭解坡地災害個案之前兆環境與水氣供輸的關鍵變化過程等，2 大項的執行率均為 100%（參見表 3-2，計畫交付項目管制表所示）。



表 3-2 計畫交付項目管制表

重要工作項目	工 作 數 量				實 施 地 點	備 註
	單 位	全 程 計 畫 目 標 112 年 2 月 至 112 年 12 月	至 112 年 度 止 累 計 成 果	本 度 年 預 目 定 標		
建置梅雨季 坡地災害事 件可能發生 前兆環境與 水氣輸送的 概念模式	2 至 3 人	112 年 2 月 8 日 至 112 年 6 月 30 日	100	100	竹、 栗、 投、 中、 義、 南、 台、 嘉、 高、 屏、 花、 東、 蓮、 東、 苗、 南、 台、 嘉、 高、 屏、 花、 台	利用氣候統計、分析、得平衡計、現勘校對以及通氣收進估方行評
建置穩定可 靠的梅雨鋒 面強降雨綜 觀環境診斷 指標	2 至 3 人	112 年 7 月 1 日 至 112 年 12 月 31 日	100	100		高度值模靈測校瞭地個前境氣的變徵 進行析數式、度與，坡害之環水輸關鍵特 解的模擬敏試驗，災害案兆與供關化

第二節 階段性成果

執行計畫迄今，計已達成階段性成果 5 項，分述如下：

1.彙整統計歷史梅雨鋒面所肇致坡地災害事件的基礎背景資料，瞭解坡地災害崩塌事件的時空分佈、肇因及災情影響。

根據歷史坡地災害事件的統計結果，顯示坡地災害的肇生次數有減少的趨勢。前 8 年的肇生事件佔總數的 71%，年際分佈並沒有規律的變化特徵。最容易發生坡地災害的地區是新北市、宜蘭縣、南投縣、嘉義縣、高雄市和屏東縣，其中高屏地區佔總數的 25.96% 最多。另外，坡地災害最常發生的時段是在 5-10 月，暖季佔總數的 83.7% 最多。

當坡地災害發生時，與當時的天氣系統和環境特徵相對應的有颱風、熱帶擾動或颱風過後引入的西南氣流，共計 545 件，佔總數的 74.1% 最多；其次是梅雨鋒面，共計 87 件，佔總數的 16.0%。這兩者的累加個數佔總數的 90.1%，顯示颱風（或熱帶擾動或颱風過後所引進的西南氣流）以及梅雨鋒面在坡地災害事件的肇生中扮演了非常關鍵的角色。

2.診斷釐清梅雨鋒面所肇致坡地災害肇生前兆之綜觀環境條件，以及氣象量場特徵，具體回饋防災應變整備預警作業。

在梅雨季節，台灣地區發生的大豪雨事件平均每年有 1.09 次，而每次事件平均持續 1.58 天或更長。在研究個案中，梅雨滯留鋒面移入台灣地區並完整發展，這樣的鋒面提供了有利於中尺度對流系統(MCS)發展的條件。同時，位於南海地區持續生成和發展的對流雲系受到西南氣流的引導，將旺盛的對流系統帶入台灣地區，同時也將暖濕的空氣持續傳送至台灣地區，充沛的水氣供輸補給，這是造成中南部地區（特別是山區）豪大雨天氣的主要因素之一。此外，中央山脈地形的舉升效應也是激發台灣中南部地區對流降水的重要因素之一。綜合而言，環境中的風場、水氣場和溫度場對劇烈降雨天氣系統的發展、運動和影響至關重要。這些量場變化是形成豪大雨天氣的關鍵因素，也常是坡地災害可能肇生之先兆環境的重要量場條件特徵。

3.完成梅雨鋒面個案預報災區降雨的平衡得分計算評估，找到環境量場的最佳參考數據。

在坡地災害案例發生前 6 小時、前 12 小時及前 24 小時的 TS 值（預兆得分數值），分別為 0.65、0.57 及 0.52，顯示就整體統計分析來看，TS 愈接近 1，累積降雨量門檻是具有預報技術能力。BS 值（偏差值數值）分別為 1.42、1.53 及 1.82，當 BS 大於 1，代表有

過度預報情事，可以進行適度修正。顯示預報極端劇烈降雨事件時，預報人員對於天氣系統強度的掌握普遍都有高估的趨勢。POD 值(可偵測率數值)在坡地災害事件發生前 6 小時、前 12 小時及前 24 小時均為 0.94，根據經驗，POD 愈高,代表預報技術愈好。FAR 值(誤報率數值)分別為 0.33、0.42 及 0.48，當 FAR 得分愈低，表示錯誤預報愈少。這也突顯在整個運動及發展過程中，仍存在有相當程度的不確定性。

再從坡地災害事件發生前 6-12 小時，無論是在可偵測率、誤報率或是預兆得分上，綜合整體的預報表現成效最佳，適可提供防災應變前置預警整備的重要參考資訊 (Lin et al.,2023)。

4.進行高解析度的數值模式 WRF 模擬與校驗，檢視水氣供輸補給在其中所扮演的關鍵角色。

根據模式模擬結果，梅雨鋒面對流位置在模擬中偏南於實際觀測位置。動力場模擬結果偏弱，但時間提早約 6 小時，而熱力場則明顯偏高。整體上，模擬結果與觀測結果的變化趨勢大致相同，顯示 WRF 模式對於研究個案的綜觀環境具有良好的掌握能力。然而，模擬結果中風場偏弱，時間提早約 6 小時，溫度場則明顯偏高。在降水方面，模式對臺灣地區降水分佈的掌握良好，但降水強度明顯

偏弱，且對東部地區的降水掌握相對不理想。這樣的研究結果可以在應變作業期間提供有效的經驗數據，做為進行梅雨鋒面劇烈對流天氣系統的監測守視與預警提醒作業時，必要的修正和調整程式，最後結果，適時提供於防災應變指揮官決策下達的重要參考依據之一。

在校驗部分，將 WRF 模式模擬結果與 NCEP $1^0 \times 1^0$ 再分析觀測場資料進行比較，並以風場和相當位溫場分別代表大氣的動力場和熱力場。通過對 850 hPa 高度的區域平均風速和相當位溫進行分析，結果顯示，模擬的風速最大值比 NCEP 分析值提早且強度較弱，但變化趨勢一致。至於相當位溫的模擬值較實際值高，但變動趨勢近乎相同。模擬對流發展過程中，局部渦度輻合作用可以增強鋒面的渦度，從而促進對流的發展運動和延時持續；另一方面，透過模式模擬結果也驗證局部水氣輻合作用可以將大氣中的水氣傳送到鋒面上，提供給對流系統所需的水氣和能量，有助於對流的維持和後續發展。

5.經由交叉驗證測試後，提出梅雨鋒面劇烈降雨肇致坡地災害事件肇生環境前兆的關鍵指標，並具體回饋實際防災預警作業上，預早完成疏散警戒、預警佈署，提供應變作業指揮官下達決策參用。

根據模式的敏感度測試結果顯示，在沒有潛熱釋放的模擬中，個案的海平面氣壓和 850 hPa 高度場均較控制組實驗模擬更高，但風速較弱。這表明潛熱釋放確實降低了局部氣壓場（或高度場），從而增強了低層噴流，有利於環境水氣的供輸補給，以及鋒面或對流系統的維持和發展。然而，這個敏感度測試結果在氣壓場、高度場、水氣場和風場的改變方面都產生了信號，顯示了潛熱釋放效應在對流發展過程中扮演著重要角色。這個重要的研究結論可以回饋給未來的防災應變工作，在劇烈降雨天氣系統強度變化的判斷以及影響延時評估分析方面提供重要參考依據之一。

從坡地災害事件發生前 6-12 小時的預報效果來看，無論是可檢測率、誤報率還是預兆得分，綜合整體的預報表現最佳，為防災應變前期預警準備提供了重要的參考資訊。就防災應變的資料解讀、決策制定和信心下達而言，這個階段的檢查確認對於後續應變警戒發布作業效益具有相當程度的參考價值。

第四章 結論與建議

根據年度計畫，我們將利用氣候統計、診斷分析和數值模擬等研究方法，針對可能引發坡地災害的劇烈降雨天氣系統進行個案研究。目前階段選擇了梅雨鋒面個案進行測試，根據後續的研究需求，可能會再納入颱風或其他引發因素的個案進行研究。

根據歷史坡地災害事件的統計結果顯示，坡地災害發生次數呈現減少的趨勢，年際分佈沒有明顯的規律變化。最容易發生坡地災害的地區分別是新北市、宜蘭縣、南投縣、嘉義縣、高雄市和屏東縣，其中高屏兩地合計占總數的 25.96% 最多。最常發生的時間段是在 5-10 月，暖季占總數的 83.7% 最多。當發生坡地災害事件時，與當時的天氣系統和環境特徵相對應，最常見的是颱風、熱帶擾動或颱風過後引入的西南氣流；其次是梅雨鋒面。這兩者的累加數量就佔總數的 90.1%，顯示颱風（以及熱帶擾動或颱風過後引入的西南氣流）和梅雨鋒面在坡地災害事件的發生中扮演著非常關鍵的角色。

在台灣地區的梅雨季中，平均每年會發生 1.09 次超大豪雨事件，每次事件平均持續 1.58 天或更長。在研究的個案中，滯留鋒面結構發展完整，除了為中尺度對流系統提供有利的發展條件外，位於南海地區持續生成和發展的對流雲系受到西南氣流的引導，環境充沛的水氣補給，將旺盛的對流系統帶到臺灣地區，同時也將暖濕空氣持續輸

送至臺灣地區，這是造成中南部地區豪大雨天氣的主要因素之一。在這樣的大氣環境條件下，除了受到旺盛對流雲系移入臺灣地區帶來的降水影響外，中央山脈的地形抬升效應也是激發臺灣中南部地區對流降水的另一個重要因素。綜上所述，風場、水汽場和溫度場是影響劇烈降雨天氣系統發展、移動和影響的關鍵要素（林，2023）。

另一方面，通過平衡得分計算，預兆得分接近 1，顯示累積降雨量門檻是具備預報技術能力的。偏差值明顯大於 1 表示，在預報極端劇烈降雨事件時，預報人員普遍對天氣系統強度的掌握存在高估的趨勢。此外，從坡地災害事件發生前 6-12 小時的角度來看，綜合整體的預報表現在可探測率、誤報率和預兆得分上最佳，可為防災應變的前置預警準備提供重要的參考資訊。

研究也運用高解析度的中尺度數值模式 WRF 進行個案模擬、校驗比對與靈敏度測試。模式模擬結果，梅雨鋒面對流位置較實際觀測位置偏南。模擬結果動力場偏弱，熱力場則明顯偏高，但整體上變化的趨勢大致相同，顯示模擬對於系統有良好的掌握能力。整體來看，中尺度數值模式對於研究個案在綜觀環境的模擬與觀測結果大致相似，惟在風場模擬結果偏弱，時間提早約 6 小時，溫度場則明顯偏高。另外，在降水部份，模式對臺灣地區降水分佈具有相當良好之掌握，惟降水強度明顯偏弱，且東部地區降水掌握相對較不理想。校驗部

分，為比較 WRF 模式模擬結果對於與 NCEP $1^0 \times 1^0$ 再分析觀測場資料之差異，且以風場及相當位溫代表大氣之動力場之熱力場。經由低對流層高度之區域平均風速及相當位溫分析結果顯示：模式模擬的風速出現最大值模擬較實際觀測分析值早，強度較弱，但變化趨勢一致；至於，相當位溫模擬值較實際值來得高，變動趨勢近乎相同。模擬對流發展過程中，局部渦度輻合作用可以增強鋒面的渦度，從而促進對流的發展運動和延時持續；另一方面，透過模式模擬結果也驗證局部水氣輻合作用可以將大氣中的水氣傳送到鋒面上，提供給對流系統所需的水氣和能量，有助於對流的維持和後續發展。

根據進行的模式敏感度測試結果顯示，在沒有潛熱釋放的模擬中，個案對流發展中的海平面氣壓和 850 hPa 高度場均較控制組實驗模擬高，但風速較弱，表明潛熱釋放確實降低了局部氣壓場（或高度場），進而增強了低層噴流，提供環境水氣輸送的管道，以促進鋒面或對流的後續維持和加強發展。然而，這一敏感度測試結果顯示，在氣壓場、高度場、水氣場和風場的變化量上都存在信號產生，顯示個案中的潛熱釋放效應在整個對流發展過程中扮演著重要角色。這一重要的研究結論可回饋到未來的防災應變執行中，做為判斷劇烈降雨天氣系統強度變化和影響延時評估分析的重要參考之一。

根據研究結果，在坡地災害事件發生前 6-12 小時，綜合整體的

預報表現在可檢測率、誤報率和預兆得分方面最佳，可提供防災應變前置預警準備的重要參考資訊。就防災應變的資料解讀、決策制定和決策執行而言，對這一階段的檢查和確認具有相當程度的參考價值。這意味著在此時間範圍內進行的預報可以在預測坡地災害事件方面提供相對準確的資訊，說明決策者做出及時有效的防災應對措施

（林，2023）。整體來看，引發坡地災害的劇烈降雨事件具有以下特徵：降雨量大、持續時間長、水氣供應豐沛，對山區造成顯著的累積降雨（林，2022）。洪等（2006）在研究中針對 2004 年梅雨季的個案進行了敏感度測試，評估了模式在東亞地區的預報能力，並發現選擇不同邊界層參數化方案對模式預報誤差的影響最為顯著，它不僅影響著大氣邊界層內的熱量傳輸，同時也與水氣的垂直傳輸過程密切相關。這表明水氣的豐富程度和輻合效應在其中起著關鍵作用。未來，可以進一步對環境水氣通量進行診斷和水氣傳輸進行計算，進行更深入的量化分析，藉以澄清劇烈對流降雨行為的可能延時、過程和影響，從而有助於改進和實施防災預警的整備工作。

參考文獻

- Back, L. E. and C. S. Bretherton, 2009: On the Relationship between SST gradients, boundary layer winds, and convergence over the tropical oceans, *J. Climate*, **22**, 4182-4196.
- Brommer, D. M., R. C. Balling, and R. S. Cervený, 2003: Local and regional discriminators of mesoscale convective vortex development in Arizona. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1939-1943.
- Chang M.J., Chang H.K., Chen Y.C., Lin G.F., Chen P.A., Lai J.S., Tan Y.C. ,2018 : A support vector machine forecasting model for typhoon flood inundation mapping and early flood warning systems. *Water* ,**10(12)**,1734.
- Chen, C. S., Y. L. Chen, C. L. Liu, P. L. Lin, and W. C. Chen, 2007: Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **22**, 981-1002.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang and L. F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **134** ,874-896.
- Chen, G. T.-J., and H. C. Chou, 2006: A summertime severe weather event occurred in the Taipei Basin. *TAO*, **17**, 3-22.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang and A. H. Wang, 2007: A case study of subtropical frontogenesis during a blocking event. *Mon. Wea. Rev.*, **135** ,2588-2609.
- Chen, G. T.-J., C.-C. Wang and S.-W. Chang, 2008: A diagnostic case

study of Mei-Yu frontogenesis and development of wavelike frontal disturbances in the subtropical environment. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 41-61.

Chen, Y. L., and S. F. Tseng, 2000: Comments on “The Intensification of the Low-Level Jet during the Development of Mesoscale Convective Systems on a Mei-Yu Front”. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 495-506.

Ding, Y.-H., and Liu Y. J., 2001: Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during the SCSMEX field experiment in 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 255-276.

Hong, J.-S., 2003: Evaluation of the high-resolution model forecasts over the Taiwan Area during GIMEX. *Wea. Forecasting*, **18**, 836-846.

Huang C.C., Fang H.T., Ho H.C., Jhong B.C., 2019 : Interdisciplinary application of numerical and machine-learning-based models to predict half-hourly suspended sediment concentrations during typhoons. *J Hydrol* , **573**, 661-675

Jankov, I., and W. A. Gallus Jr., 2005: The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Weather and Forecasting* , **20**, 1048-1060.

Kim, H. W., and D. K. Lee, 2006: An observational study of mesoscale convective systems with heavy rainfall over the Korean Peninsula. *Weather and Forecasting*, **21**, 125-148.

Lau, N.-C., and J.-P. Jeffrey, 2009: Simulation of synoptic- and sub synoptic-scale phenomena associated with the East Asian summer monsoon using a high resolution GCM. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 137-160.

- Lee, C. S., L. R. Hwang, H. S. Shen, and S. T. Wang, 2006: A Climatology Model for Forecasting Typhoon Rainfall in Taiwan. *Natural Hazards*, **37**, 87-105.
- Lin Te-En , Ming-Jui Chang, Jihn-Sung Lai ,2023 : Environmental diagnosis of precursor of slope hazard potential, 2023 ICEO & SI Conference, June 12-13, Taipei, Taiwan.
- Punkka, A. J., and M. Bister, 2005: Occurrence of summertime convective precipitation and mesoscale convective systems in Finland during 2000-2001. *Mon.Wea.Rev.*,**133**,362-373.
- Qian, J. H., W. K. Tao, and K. M. Lau, 2004: Mechanisms for torrential rain associated with the Mei-Yu development during SCSMEX 1998. *Mon.Wea.Rev.*,**132**,3-27.
- Shankar, D., S. R. Shetye, and P. V. Joseph., 2007: Link between convection and meridional gradient of sea surface temperature in the Bay of Bengal. *Journal of Earth System Science.*, **116**, 385–406.
- Wang, J. J., 2004: Evolution and structure of the mesoscale convection and its environment: A case study during the early onset of the southeast Asian summer monsoon. *Mon. Wea.Rev.*,**132**,1104-1120.
- Wilks, Daniel S.,2011 : Statistical methods in the atmospheric sciences. *Elsevier Inc.*,**8**.
- 李鎮洋、賴文基、陳振宇、黃效禹、郭力行，2011：莫拉克颱風複合型災害發生歷程的時空重建—以小林村深層崩塌為例，中華水土保持學報，42-4，313-324。
- 林冠瑋、顏心儀、郭賢立，2015：豪雨觸發之大規模山崩的降雨條件

分析，工程環境會刊，35，1-16。

林冠瑋、洪瀨，2019：大規模崩塌之促崩降雨分析，地工技術，161，29-36。

林得恩，2021：土砂災害肇生前兆之綜觀環境條件診斷，行政院農業委員會農村發展及水土保持署 110 年度創新研究計畫，95 頁。

林得恩，2022：梅雨鋒面肇致坡地災害之個案研究，行政院農業委員會農村發展及水土保持署 111 年度創新研究計畫，81 頁。

林得恩，2022：劇烈降雨系統對高山陣地之風險評估，氣象預報與分析，250，1-15。

林得恩，2023：梅雨鋒面肇致坡地災害之先兆環境研究，氣象預報與分析，252，1-15。

周仲島、楊黎明、林得恩、魏志憲，2000：1999 年梅雨季豪雨實驗研究—伴隨梅雨鋒面中尺度對流系統之個案初步分析。第二屆國際海洋大氣會議論文彙編，中央氣象署，217-222。

洪景山、林得恩、簡芳菁、劉素屏、周仲島、林沛練、張文錦、繆璿如、陳致穎、雷銘中，2006：WRF 模式之敏感度測試，第一部分：探空測站上的校驗。大氣科學，34,241-260。

蔡元融、賴文基、許登傑、謝正倫、黃效禹，2016：潛在大規模崩塌區影響範圍劃設，中華防災學刊，8-2，159-172。

謝信良，1996：嘉南地區定量降水預報整合計畫—總計畫(二)。國科會防災研究報告 NSC85-2621-P-052-002，161 頁。

期初報告委員提問意見及答覆：

- 一、台灣的地形陡峭，發生崩塌或土石流災害的空間尺度，和一般衛星觀測尺度或氣象模式所使用的網格尺度比較起來，要小得多。建議要思考，並詳細說明這個關鍵的問題。

答：謝謝委員提醒。

計畫研究重點置於坡地災害前兆之環境的分析診斷與數值模擬，從風場、氣壓場、溫度場、降雨場以及渦度場等不同諸元的量化研析，並綜合整體評估。另一方面，考慮臺灣地形及地貌的複雜度，在數值模擬的設計上，已修調提昇地形參數與模擬網格的解析度，藉此瞭解劇烈降雨天氣系統在臺灣地形上的時空分佈差異特徵與發展變化的運動趨勢，藉此累聚對可能坡地災害肇生的預報經驗。

- 二、本計畫擬針對梅雨季坡地災害事件分析發生前兆，環境與水氣供輸模式，有助於未來致災性梅雨的分析。

答：謝謝委員肯定。

針對本案執行研究目標，梅雨季坡地災害事件分析發生前兆，環境與水氣供輸模式，將有助於未來致災性梅雨的分析，相關研究成果，可逕回饋至防災應變作業上運用與應用。

- 三、申請文件撰寫，將文獻列表置於實施步驟前，不符合通例。

答：謝謝委員提醒。

委員所提計畫之「參考文獻」，主要為全文計畫內容中「實施方法」的輔助說明，實與「實施步驟」為不同撰寫項次範疇。

- 四、建議根據分析改善現行作業評估的檢查表。

答：感謝委員提醒。

俟全案研究完成之際，將根據診斷分析量化結果，彙整設計並修正調整現行作業環境評估的檢查表對應內容，俾利後續應變監測參考運用。

五、以歷史災害案例之水氣通量分析，做為防災決策之參考，頗具實務應用之價值。

答：謝謝委員肯定。

本案研究精神，藉以歷史災害案例之水氣通量分析與診斷，做為後續防災決策之參考，具體回饋並精進提昇實務應用之價值。



期中報告委員提問意見及答覆：

一、期中報告應該要完成坡地災害事件篩選，P3-6 目前僅完成坡地災害的初步統計，災害發生空間、時間，及颱風或梅雨引起的事件。尚未進入哪些災害事件，值得進行本案環境水氣通量的診斷。建議加速執行本案分析進度。

答：感謝委員的提醒。

目前，已完成坡地災害事件的篩選作業，所選取坡地災害事件包含有土石流、崩塌、地滑、洪水、沖蝕等，共計 545 案。統計分析結果顯示，坡地災害肇生在年際分佈表現上，並無規律變化的特徵，端視該年所影響的劇烈降雨事件而定。最容易肇生的地區分別有新北市、宜蘭縣、南投縣、嘉義縣、高雄市及屏東縣；其中，高屏兩地合佔總數的 25.96% 最多。另一方面，最常發生的時段落在 5-10 月，暖季合佔總數的 83.7% 最多，對應颱風與梅雨鋒面等劇烈降雨天氣系統所影響，與原先預期相當吻合。就環境因子及天氣肇因診斷，主要可分為 5 大類型，分別為颱風、熱帶擾動或颱風過後所引進的西南氣流，共計 404 件；梅雨鋒面，共計 87 件；非梅雨鋒面的鋒面，以及午後雷陣雨，共計 26 件；東北季風，以及東北季風與南方低壓系統所結合的共伴環流，共計 19 件；地震，共計 9 件。本年度，將先就梅雨鋒面個案進行環境水氣通量的診斷以及個案的數值模擬，後續再視研究需求，將颱風或其它肇因個案納入綜合分析評估。

二、第二章 工作執行方法與步驟。用大篇幅的內容說明 2006 年 6 月 8 日-6 月 11 日的梅雨鋒面造成災害，並進行事件環境分析。這部分是屬於前期文獻收集？還是本案的實質分析？如果是

本案實質分析，在尚未篩選出坡地災害個案前，即進行細部分析，邏輯不對。

答：感謝委員的提醒。

2006 年 6 月個案是本案實質分析的個案，延續林（2022）的研究，對應過去 17 年（2006-2022 年）臺灣地區所發生的大豪雨個案中，進行劇烈天氣之前兆環境的比對診斷，嘗試釐清可能肇致強降雨之關鍵氣象參數的量化特徵以及環境水氣供輸的角色，並進一步統計分類坡地災害事件可能肇因的天氣系統類型。

所統計的 545 件個案，前期規畫分別進行氣候統計與診斷分析等作業；並從其中，挑選出導致臺灣局部地區降雨分佈範圍最廣、降雨量最豐，且降雨延時最久的超大豪雨個案進行進一步的研究，選取 2006 年 6 月 8 至 11 日間伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統（MCS）個案進行診斷分析與數值模擬，該個案單 6 月 9 日的累積降雨量就高達 718 mm，期間共有 89 個站達到超大豪雨標準，也使得劇烈豪大雨事件為臺灣中南部地區帶來嚴重的災情，最後衍生南投及高雄等處的坡地災害事件肇生。研究規劃的設計概念，就是先透過氣候統計篩選出坡地災害個案，再進行環境診斷的細部分析以及評估。

三、本案擬用 WRF 模式，重新分析歷史事件，並分析會降下大雨的大氣特徵，惟重新分析的事件，是否可以擷取完整的分析特徵（與真實觀測、量測）進行分析？建議列表說明實際與模擬結果的特徵差異。

答：感謝委員的提醒。

經由模式模擬的結果，分別與紅外線氣象衛星雲圖中亮度溫度進

行比對，掌握降雨系統的組織性對流雲帶分佈，與鋒面雲帶位置。再從 850 hPa 之風場、高度場及相當位溫的模擬產品，瞭解環境風切線位置、相當位溫分佈範圍及其發展強度。在 700 hPa 高度場及垂直速度場分佈，釐清槽線與垂直運動的空間分佈。500 hPa 之渦度量場及 300 hPa 風場量場，則分別呈現模擬之系統移動及渦度值，與高層噴流的表現。在降水部分，模擬結果與實際累積降水進行比對，藉此瞭解研究個案之降雨強度、降雨熱區以及降雨延時。再透過雷達觀測之降水回波與當時雷達觀測之累積雨量交叉比對，嘗試還原實際觀遙測的現況。（詳見第二章，第 2 節說明）

四、目前階段性成果說明影響降大雨的因素，但尚未歸納出，哪些引發坡地災害的事件，其大氣環境特徵為何？請加速進行。

答：感謝委員的提醒。

研究主要針對不同天氣系統肇因進行分類研析整理，嘗試釐清出引發坡地災害的事件，當下的大氣環境特徵與量場條件，做為應變提醒、監測守視與預報研判上的重要參考依據之一。以梅雨鋒面為例，鋒面系統在 20-28N⁰ 與 118-124E⁰ 間、22-28N⁰ 與 114-127E⁰ 間，850hPa 有無風切線、850hPa Θ_e 主軸指向台灣，且高於 340K 以上、850hPa 水氣通量大於 200gkg⁻¹s⁻¹、850hPa 低層噴流大於 25kTs、22-28N⁰ 與 114-127E⁰ 間，700hPa 有短波槽、700hPa 相對濕度場大於 85%、500hPa 渦度場有大於 5×10⁻⁵s⁻¹ 正渦度、200hPa 高層噴流大於 45kTs、200hPa 輻散場風場分流角度 > 45° 等，都是研究成果中的關鍵大氣環境特徵與量場條件。

五、第四章結論與建議，已經在結論第二章工作方法與步驟中，提及

的個案分析與 WRF 分析，需釐清 2006 年 6 月個案是本研究分析個案，抑或是前期文獻回顧。

答：感謝委員的提醒。

2006 年 6 月個案是本研究分析數值模擬的個案。主要是延續性的研究，對應過去 17 年（2006-2022 年）臺灣地區所發生的大豪雨個案中，進行劇烈天氣之前兆環境的比對診斷，嘗試釐清可能肇致強降雨之關鍵氣象參數的量化特徵以及環境水氣供輸的角色，並進一步統計分類坡地災害事件可能肇因的天氣系統類型。在所統計的 545 件個案中，前期規畫分別進行氣候統計與診斷分析等作業；並從其中，挑選出導致臺灣局部地區降雨分佈範圍最廣、降雨量最豐，且降雨延時最久的超大豪雨個案進行進一步的研究，特選取 2006 年 6 月 8 至 11 日間伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統（MCS）個案進行診斷分析與數值模擬，該個案單 6 月 9 日的累積降雨量就高達 718 mm，期間共有 89 個站達到超大豪雨標準，也使得劇烈豪大雨事件為臺灣中南部地區帶來嚴重的災情，最後衍生南投及高雄等處的坡地災害事件肇生。

六、請說明 P2-2 第 4 種類型，是否有包含颱風與東北季風共伴效應。

答：感謝委員的提醒。

有的，研究中第 4 種類型的統計對象，主要以東北季風，以及東北季風與南方低壓系統（或颱風，或熱帶性低氣壓）所結合的共伴環流，共計 19 件。

七、另建議如有後續研究可將今年卡努颱風事件納入研究案例。

答：感謝委員的建議。

當颱風逼近或影響，通常會帶來豐沛的水氣和陣性的勁風，對於地形也常造成顯著的影響，容易因此而肇致土石流、崩塌等坡地災害；透過本案的統計分析，可以看出颱風（以及熱帶擾動或颱風過後所引進的西南氣流）及梅雨鋒面對我坡地災害事件的發生，扮演著非常關鍵的角色。尤其是颱風（以及熱帶擾動或颱風過後所引進的西南氣流），共計有 404 件，佔統計總數的 74.1 %。未來也會主動將今年的杜蘇芮、卡努、蘇拉、海葵及小犬等颱風併行納入統計研究，俾利診斷分析作業的整體性與代表性。

八、臺灣山區地形多變，其小尺度環流系統差異，是否可納入研究？。

答：感謝委員的建議。

當降雨天氣系統移入臺灣陸地或在陸地上生成發展之際，常會受到臺灣複雜山脈地形所干擾或影響，強度有時會再增強，有時又會減弱，行進路徑也會因此而調整。所以，診斷它們變化的脈動以及運動的行為，環流型態的掌握就顯得非常的重要與關鍵；本研究，著眼於綜觀尺度及中尺度的環流差異以及監測分析，回饋到降雨系統的變遷發展與預警校驗上。未來，將循提高模式地形參數化的解析度，以及觀遙測工具的強化運用，嘗試釐清小尺度環流系統在期間可能扮演的角色，納入整體研究的綜合分析。

九、為因應機關組織改造，機關名稱修正為「農業部農村發展及水土保持署」，報告書封面及內文等請依本署最新範本格式撰寫，相關範本檔案請至本署電子圖書管理中心下載

(<https://elibrary.ardswc.gov.tw/>)。

答：感謝委員的提醒，遵示規定辦理。

期末報告委員提問意見及答覆：

- 一、本案研究成果如何運用在本署應變小組應變時決策？哪種情境，如何影響、何時影響？影響區域等是否可藉由成果預警？是否有機會讓應變人員理解、運用？

答：感謝委員提醒。

本案研究成果已量化成檢查表，可於農村水保署災害應變作業中，落實具體的應用與運用，並提供應變指揮官成為決策下達的參考依據之一。現階段，朝不同季節、不同天氣系統以及不同影響程度等面向，進行校驗與測試，找到關鍵的量場指標，對於後續可能影響的時間與空間判斷，都可適時回饋研判的建議提醒。未來，團隊可進一步安排合適的時間，遂行相關的教育訓練或座談，藉此提供我應變作業人員更多的理解，以及運用的指南。

- 二、近年氣象預報已偏保守，本計畫未來是否可為災害研判基準，另建立相關機制，避免疏散避難等預警工作無法達成效益。

答：感謝委員提醒。

本計畫研究成果可立即回饋於農村水保署防災應變作業上實際運用，對於紅黃土石流警戒發布、大規模崩塌預警以及後續人員調度與疏散撤離等任務決策，助益甚大。尤其，透過平衡得分的量化計算，可以有效將預警時間往前提早 6 至 12 小時作業，可有效支援防災、避災與消災的具體效益。團隊目前也進行針對颱風及東北季風等不同天氣系統的診斷研究規劃，期能將研究成果與實際作業相互結合與驗證，俾利落實預警防災的最大成效，並建置不同季節、不同天氣型態的監測守視及數值模擬的應變機制。

三、氣候變化受風場及渦流影響甚大，本案氣象數值模式如何設置，再請補充說明如何處理三維風場及渦流效應。

答：謝謝委員提醒。

本案氣象高解析度模式中，對於環境風場的模擬，主要落實反應在天氣對流降雨系統接近或移入階段的時空變化量場上，如果透過水平風切的差異，以及曲率的差異，就可以呈現出渦流效應所產生的渦度極大值，方便後續對天氣對流降雨系統運動與發展的診斷與掌握，並有利回饋於實際降雨現象的分析研判。至於，處理三維風場及渦流效應，可以經由垂直剖面的數值分析，瞭解大氣垂直穩定度的時空分布；搭配在不同的高度層中，風場及渦度場的表現，可以得到水平方向分量大小與配置分布，藉此掌握三維量場的結構特徵。從根據過去模式模擬的經驗，針對鋒面上的組織性對流系統或午後對流的雷雨胞，數值模式內的積雲參數化或邊界層參數化等手段就可以有效掌握其生成發展的特性；但對於颱風等熱帶天氣系統，則需要靠植入技術來進一步達成。