

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所



碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

環境濕度的垂直結構對颱風大小之影響

How does the Vertical Profile of Environmental Humidity

Affect the Tropical Cyclone Size

吉浩廷

Hao-Ting Chi

指導教授：吳俊傑 博士

Advisor: Chun-Chieh Wu, Ph.D.

中華民國 111 年 9 月

September 2022

## 致謝



光陰似箭，兩年前在疫情的伴隨下入學，如今都要畢業了疫情卻還未見止息。三年前我獲得系上暑期研究計畫的機會加入 TDRC，也順利在兩年前成功考進大氣所，現在終於可以看著這幾年的努力開化結果。

在這之中，我最感謝的是我的父母。謝謝父親不辭辛勞地工作養育我完成碩士學位，並提供我人生方向的諮詢；謝謝母親對我無微不至地關心，替我解決不少生活上的疑難雜症。沒有你們二位的付出，今天的我連生活都不行。當然，我也要感謝其他在背後扶持我的家人們，謝謝你們時時刻刻的關懷。

接著，我還要謝謝我的指導教師吳俊傑教授。謝謝吳教授這三年來的指導，讓我對颱風有更深入的理解；也謝謝吳教授提供良好的研究環境，使我能毫無保留地投入到研究當中；更謝謝吳教授提供參與國外研討會的機會，雖然由於疫情因素只能線上參與，但能夠與國外頂尖學者交流的機會依然十分難能可貴。若非吳教授的指導與協助，想必我的碩士生涯不會如此順遂。

此外，我還要感謝吳教授所帶領的 TDRC 好夥伴們。謝謝自雄學長、忠權學長、怡瑄學姊、Peter 學長、傑仁學長、冠宇學長、志祺學長、里治學長、欽旋學長、宗勇學長、宜萱學姊、約禮學長、國峰學長、禹安學長、建軒學長、俊燁學長、金成學長、顥瑄、宜臻、明翰、Benjamin、峻愷、先爨的陪伴，一起聊研究、一起屁話，讓我的研究能夠盡快地上軌道，也讓我感覺實驗室是個溫暖的大家庭。同時我也要謝謝跟我一起進入大氣所的同屆好友們、不同實驗室的玉來學長、宇泓學長等人以及我的室友們，謝謝你們陪我打球、吃大餐、聽我發牢騷、跟我閒聊一些無關研究的話題排解苦悶，謝謝你們出現在我的碩士生涯中。

碩士畢業僅僅是人生的中繼站而非終點，期許自己能夠好好善用這兩年所收穫的一切，成為一個對得起自己的我。

## 摘要



颱風大小是用來描述颱風外圍結構及其潛在破壞力的重要指標。過去的研究已指出乾空氣在水平上的分布會影響颱風大小，然而乾空氣在垂直上的位置是否也對颱風大小有影響則仍未被探明。為了探討西北太平洋環境濕度的垂直結構對颱風大小之影響，本研究進行了一系列準理想化模擬。在控制組實驗，背景場為 10 年平均的 ERA5 熱帶西北太平洋熱力場資料，並植入 2018 年山竹颱風的作為其初始渦旋。敏感性實驗的部分，我們將原先背景場低層(850 百帕以下；L)以及中層(850 及 500 百帕間；M)的水氣混和比放置各自調整為原先的百分之 80 或 60，如此便會產生以下四組實驗：L08、L06、M08 以及 M06。所有實驗皆持續對環境濕度做修改，以維持環境乾空氣的存在並持續影響颱風。


模擬結果顯示，L08 及 M08 皆與 CTL 有幾乎一樣颱風大小。當乾空氣位於低層時，只要環境濕度並非如同 L06 顯著較乾，海氣交互作用便足以迅速重新加濕大氣，使外圍雨帶僅微幅減弱並外擴，因此外核風場並不會顯著減弱，颱風大小也得以維持。而中層乾空氣則會提升外核的潛在不穩定度有利於對流發展，此時外核的潛熱釋放雖然會增加產生局地次環流，使得低層絕對角動量平流增加，但由於影響的範圍較小，颱風的大小亦未顯著增加。M06 雖然相比 M08 有更高的潛在不穩定度，但逸入作用亦較強可能抵銷潛在不穩定度的正貢獻。未來工作的部分，需要進行更多的深度分析來定量分析乾空氣的影響。此外，亦可進行包含更複雜的乾空氣分布以及更多不同環境參數之實驗，使模擬更接近真實大氣配置。

## Abstract



Size is one of the critical features measuring the outer structure and potential damage of tropical cyclones (TCs). Although previous studies have depicted that the horizontal distribution of dry air can affect TC size, the role of vertical variation of dry air on TC size remains unknown. In order to investigate the impact of the different vertical profile of environmental humidity on TC size in western North Pacific (WNP), a series of quasi-idealized simulations with different vertical structures of humidity are conducted. In the control run, initial background field is derived from the 10-year-averaged thermodynamic conditions in the summertime tropical WNP interpolated from the ERA5 reanalysis product, with the bogus initial vortex obtained from the momentum and thermodynamic fields of Typhoon Mangkhut (2018). For the sensitivity experiments, the background water vapor mixing ratio in the low-level (below 850 hPa, L) and mid-level (850-500 hPa, M) atmosphere is reduced to 80 or 60 percent of its original value, which would set up 4 sensitivity runs (L08, M08, L06, and M06). The humidity profiles are nudged throughout the simulations to maintain the dry-air influences.

Results show that the TC in M08 has the strongest outer-core convection and is nearly the same size as TC in CTL, which mainly results from the enhanced potential instability. The enhanced outer-core potential instability could strengthen outer-core



diabatic heating and local overturning circulation, thus the low-level absolute angular momentum advection increase. Although drier mid-level atmosphere in M06 leads to a larger potential instability than that in M08, the negative impact of dry air entrainment could reduce the positive contribution of the increased potential instability, resulting in a smaller TC size. Meanwhile, a drier low-level environment may suppress the convection and diabatic heating in TC inner-core. Despite the increase due to the larger thermodynamical disequilibrium, the surface fluxes in L06 may not be able to adequately moisten the low-level air. Thus, the weaker outer-core diabatic heating and local secondary circulation is present, resulting in a smaller TC size. Other in-depth analyses are needed to quantify the exact impact of the dry air. Moreover, sensitivity experiments with different dry area, and the inclusion of other parameters that could create a more realistic background field remain to be investigated.

**KEYWORDS:** Tropical cyclone size, Humidity, Secondary circulation

# 目錄



致謝.....	I
摘要.....	II
英文摘要(Abstract).....	III
目錄.....	V
圖目錄.....	VII
第一章 前言.....	1
1.1 研究背景與文獻回顧.....	1
1.1.1 影響颱風大小之環境因子.....	1
1.1.2 環境濕度與颱風大小.....	2
1.2 研究動機與目的.....	4
第二章 資料與研究方法.....	5
2.1 模式設定與資料.....	5
2.2 實驗設計.....	6
2.2.1 控制組實驗(CTL).....	6
2.2.2 敏感性實驗.....	7
2.3 颱風強度與大小定義.....	7
第三章 實驗結果 I - 發展過程.....	9
3.1 颱風強度與大小.....	9
3.2 對流與海表風場.....	10
第四章 實驗結果 II - 垂直結構差異及成因.....	11
4.1 垂直結構差異.....	11
4.1.1 潛熱加熱與次環流.....	11
4.1.2 絕對角動量(AAM)收支.....	12

4.2 垂直結構差異之成因.....	14
第五章 結論與未來展望.....	16
5.1 結論.....	16
5.2 未來展望.....	18
參考文獻.....	20
附圖.....	24



## 圖目錄



圖 3.1	各實驗最低海表面氣壓(hPa)之時序圖。橫軸為模擬時間。.....	24
圖 3.2	所有實驗各小時颱風中心之風壓關係圖。橫軸為最低海表面氣壓，縱軸為 近中心最大風速。.....	25
圖 3.3	各實驗颱風大小(km)之時序圖。橫軸為模擬時間。.....	26
圖 3.4	CTL 海表風速(色階， $m s^{-1}$ )之哈莫圖。橫軸為半徑，縱軸為模擬時間。黑 線為 $R_{15^\circ}$ .....	27
圖 3.5	圖說同圖 3.4，但實驗為 L08。.....	28
圖 3.6	圖說同圖 3.4，但實驗為 M08。.....	29
圖 3.7	圖說同圖 3.4，但實驗為 L06。.....	30
圖 3.8	圖說同圖 3.4，但實驗為 M06。.....	31
圖 3.9	CTL 最大雷達反射率(色階，dBZ) 之哈莫圖。橫軸為半徑，縱軸為模擬時 間。黑線為 $R_{15^\circ}$ .....	32
圖 3.10	圖說同圖 3.9，但實驗為 L08。.....	33
圖 3.11	圖說同圖 3.9，但實驗為 M08。.....	34
圖 3.12	圖說同圖 3.9，但實驗為 L06。.....	35
圖 3.13	圖說同圖 3.9，但實驗為 M06。.....	36
圖 4.1	CTL 在 $T_{51}$ - $T_{57}$ (上)及 $T_{63}$ - $T_{69}$ (下)之軸對稱平均潛熱釋放( $10^{-3} K s^{-1}$ )。橫軸為 半徑，縱軸為高度。.....	37
圖 4.2	L08 與 CTL 在 $T_{51}$ - $T_{57}$ (上)及 $T_{63}$ - $T_{69}$ (下)之軸對稱平均潛熱釋放差異( $10^{-3} K$ $s^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。.....	38
圖 4.3	圖說同圖 4.2，但實驗為 M08。.....	39
圖 4.4	圖說同圖 4.2，但實驗為 L06。.....	40



圖 4.5	圖說同圖 4.2, 但實驗為 M06。	41
圖 4.6	CTL 在 T <sub>51</sub> -T <sub>57</sub> (上)及 T <sub>63</sub> -T <sub>69</sub> (下)之軸對稱平均垂直速度(10 <sup>-1</sup> m s <sup>-1</sup> )。橫軸為半徑, 縱軸為高度。	42
圖 4.7	L08 與 CTL 在 T <sub>51</sub> -T <sub>57</sub> (上)及 T <sub>63</sub> -T <sub>69</sub> (下)之軸對稱平均垂直速度差異(10 <sup>-1</sup> m s <sup>-1</sup> )。橫軸為半徑, 縱軸為高度。	43
圖 4.8	圖說同圖 4.7, 但實驗為 M08。	44
圖 4.9	圖說同圖 4.7, 但實驗為 L06。	45
圖 4.10	圖說同圖 4.7, 但實驗為 M06。	46
圖 4.11	CTL 在 T <sub>51</sub> -T <sub>57</sub> (上)及 T <sub>63</sub> -T <sub>69</sub> (下)之軸對稱平均徑向風速(m s <sup>-1</sup> ), 負值為入流。橫軸為半徑, 縱軸為高度。	47
圖 4.12	L08 與 CTL 在 T <sub>51</sub> -T <sub>57</sub> (上)及 T <sub>63</sub> -T <sub>69</sub> (下)之軸對稱平均徑向風速差(m s <sup>-1</sup> )。橫軸為半徑, 縱軸為高度。	48
圖 4.13	圖說同圖 4.12, 但實驗為 M08。	49
圖 4.14	圖說同圖 4.12, 但實驗為 L06。	50
圖 4.15	圖說同圖 4.12, 但實驗為 M06。	51
圖 4.16	CTL 在 T <sub>51</sub> -T <sub>57</sub> (上)及 T <sub>63</sub> -T <sub>69</sub> (下)之軸對稱平均 AAM 徑向平流(10 m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )。橫軸為半徑, 縱軸為高度。	52
圖 4.17	L08 與 CTL 在 T <sub>51</sub> -T <sub>57</sub> (上)及 T <sub>63</sub> -T <sub>69</sub> (下)之軸對稱平均 AAM 徑向平流差異(10 m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> )。橫軸為半徑, 縱軸為高度。	53
圖 4.18	圖說同圖 4.17, 但實驗為 M08。	54
圖 4.19	圖說同圖 4.17, 但實驗為 L06。	55
圖 4.20	圖說同圖 4.17, 但實驗為 M06。	56
圖 4.21	CTL 之 1-2 公里平均相對位溫垂直梯度(10 <sup>-3</sup> K m <sup>-1</sup> )哈莫圖。橫軸為半徑, 縱軸為模擬時間。	57
圖 4.22	圖說同圖 4.21, 但實驗為 L08。	58

圖 4.23	圖說同圖 4.21，但實驗為 M08。	59
圖 4.24	圖說同圖 4.21，但實驗為 L06。	60
圖 4.25	圖說同圖 4.21，但實驗為 M06。	61
圖 4.26	L08 之海表熱通量( $10^2 \text{ W m}^{-2}$ )哈莫圖。橫軸為半徑，縱軸為模擬時間。	62
圖 4.27	圖說同圖 4.26，但實驗為 L06。	63



# 第一章 前言




## 1.1 研究背景與文獻回顧

颱風是影響中、低緯度地區的重大劇烈天氣系統，其結構以及潛在影響範圍可由颱風大小來描述。而颱風大小在不同研究中有不同的定義方式，較常見的有：最大風速半徑(radius of maximum wind speed, RMW)、12 級風半徑(radius of hurricane-force winds,  $R_{33}$ )、10 級風半徑(radius of damaging-force wind,  $R_{26}$ )、8 級風半徑(radius of gale-force wind,  $R_{17}$ )以及最外層封閉等壓線半徑(radius of outermost closed isobar, ROCI)。過去的研究指出，颱風大小之發展在個案間差異甚大，且與颱風強度發展之關聯性不明顯(Merrill 1984; Chavas and Emanuel 2010)。

### 1.1.1 影響颱風大小之環境因子

颱風大小與其所處洋面及季節息息相關。Liu and Chan (1999)定義颱風大小為相對渦度遞減至  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$  的位置，並以 ERS-1 與 ERS-2 的資料統計西北太平洋與北大西洋颱風的大小。他們發現西北太平洋的平均颱風大小比北大西洋大且會隨季節變化，在 10、11 月較大而在 7、8 月則較小。Chan and Chan (2012)則將颱風大小定義為軸對稱平均海表風速為  $17 \text{ m s}^{-1}$  的位置，同時參考 Weatherford and Gray (1988a)將颱風壯度定為半徑  $1^{\circ}$ - $2.5^{\circ}$  內的平均切向風速，並改用 QuikSCAT 資料來比較上述兩個洋面的颱風大小與壯度。結果顯示西北太平洋颱風的大小較大、壯度也較高，且此差異可能是亞洲的季風以及西北太平洋的暖池所導致。另外，他們也發現颱風的大小與壯度有很高的相關性，說明颱風的結構大致上可用颱風的大小與強度來描述。

此外，Chan and Chan (2013)進一步利用 QuikSCAT 資料來探討絕對角動量 (absolute angular momentum, AAM)與颱風大小的關係，他們發現颱風大小的成長與低層 AAM 入流呈正相關。




除了統計方法，數值模擬提供了更深入分析颱風大小變化機制的機會。首先，Tsuji et al. (2016)在不同半徑位置給予潛熱加熱，並定義模式最低層的  $15 \text{ m s}^{-1}$  風速半徑(radius of  $15 \text{ m s}^{-1}$  lowest-level wind speed, R15)為颱風的大小，藉此評估對流發生位置對颱風大小的影響。結果顯示，當加熱位置靠近內核且遠離 R15 時，潛熱所引發的次環流無法延伸至 R15 附近，使得 R15 幾乎未有變化；而當加熱位置靠近 R15 且位於 R15 以內時，次環流能夠延伸至 R15 周遭且低層環流為徑向入流，使得外圍的 AAM 能夠向內輸入，R15 因此擴張；最後，當加熱位置靠近 R15 但位於 R15 以外時，次環流雖然一樣能夠延伸至 R15 周遭但低層環流為徑向外流，AAM 反而由颱風內被向外輸出，R15 也因此縮小。

海表熱通量亦是影響颱風大小發展的重要因子。Xu and Wang (2010a)藉由關閉不同半徑範圍的海表熱通量來探討其影響。他們發現當關閉颱風眼內的海表熱通量時會使 RMW 微幅上升，而當關閉颱風眼牆下的海表熱通量則會使颱風減弱。與颱風內核大小最相關的為 2 到 2.5 倍 RMW 範圍內的海表熱通量，關閉該區域的海表熱通量會降低颱風眼牆外的對流可用位能，降低螺旋雨帶的活躍程度與潛熱釋放，使得颱風內核縮小。Shen et al. (2021)則使用更貼近真實情況的實驗設計來探討不同範圍的海表熱通量對颱風大小的貢獻。他們利用限制而非關閉內核或外核的海表熱通量來模擬不同強度與範圍的海氣交互作用對颱風大小的影響。此外，他們所定義的颱風大小也與 Xu and Wang (2010a)不同，使用了近似於 R<sub>17</sub> 的 2 公里高度的  $25 \text{ m s}^{-1}$  風速半徑，較接近颱風的外核大小。其結果顯示只有當外核的海表熱通量被限制時才會降低外圍雨帶的活躍度並減弱外核的次環流，使得外核的低層 AAM 入流下降因而產生較小的颱風。

### 1.1.2 環境濕度與颱風大小

除了上述所提的海表熱通量外，環境濕度也是影響雨帶發展及分布的重要環境因子。Hill and Lackmann (2009)以理想化模擬調整環境初始相對濕度並比較颱風



最終大小。在他們實驗設計中，初始渦旋半徑 100 公里內的相對濕度設定為 80，半徑 150 公里外的初始環境濕度分別設定為 20、40、60 及 80，而在半徑 100 至 150 公里則為徑向線性過渡區域，至於垂直方向則無濕度變化。他們的結果發現，當颱風位於較濕的初始環境下會有較活躍的外圍雨帶，而外圍雨帶會產生較多的外圍潛熱，增加外圍位渦並改變位渦的徑向分佈，使得颱風風場擴張。

而 Wang and Toumi (2019)則使用不同的實驗設計來探討環境濕度的影響。他們先利用 Jordan (1958)的北大西洋颶風季熱帶探空作為環境場來模擬控制組實驗，並定義模擬時間的第 72 到第 144 小時為發展期、第 144 到第 216 小時為成熟期，再以此為基底設計出其他敏感性實驗。敏感性實驗設計的部分，調整濕度的時間點並非在模擬開始時，而是分成在控制組颱風剛進入發展期以及剛進入成熟期兩種。其次，調整的水平範圍亦分為所有網格和颱風半徑 400 公里外兩種。而在垂直方向上，所有敏感性實驗都只改變中層對流層，範圍為 832 到 577 百帕之間。將調整的水平範圍以及時間點結合，總共會產生四組敏感性實驗，分別是進入發展期時調整所有網格、進入發展期時調整半徑 400 公里外、進入成熟期時調整所有網格、進入成熟期時調整半徑 400 公里外。所有敏感性實驗以改變水氣混和比的方式，將調整範圍內的相對濕度調整為 20%、40%、60%三種，並將調整濕度後三天內的結果與相同模擬時段的控制組實驗進行比較。他們的研究結果顯示，乾空氣在颱風處於發展期時影響較為顯著，且當乾空氣初始位置位於半徑 400 公里外時會有利於產生較大的颱風。當中層乾空氣位於遠離颱風中心處，乾空氣會抑制外圍環境的對流發展與潛熱釋放，使得颱風與外圍環境產生徑向潛熱梯度。根據 Willoughby (1979)，潛熱梯度會有利於次環流產生，故抑制外圍環境潛熱釋放將會加強颱風低層入流並傳送更多的 AAM 進入颱風，因此使得颱風的風場擴張。另外，中層乾空氣雖會混入低層的入流當中，但會導致海氣間有較大的熱力不平衡、加強海表熱通量並加濕乾空氣，令進入颱風眼牆的空氣維持較高的濕度，颱風因此能維持相似的強度。



## 1.2 研究動機與目的

根據以上所提及的研究，我們知道乾空氣在不同的半徑位置會對颱風大小有很不一樣的影響，且乾空氣開始影響颱風的時間也很重要。另外，由於乾空氣在上述實驗中並非永久存在，探討固定時間區間內或是穩定態的颱風也會得到不一樣的結果。因此，本篇研究想回答以下兩個問題：既然濕度的水平分布會影響颱風大小與結構的發展，是否濕度的垂直分布也會有類似的影響？若乾空氣持續被補充並輸送進颱風內，颱風大小的發展過程將如何被改變？

除此之外，過去的研究設計多為固定部分或全部垂直層上的濕度，但真實世界的大氣熱力垂直結構對於颱風的發展影響很大，使得固定垂直方向上的濕度可能會對颱風的發展有部分影響。因此，為了更貼近真實大氣的垂直剖面，我們的研究將使用等比例降低濕度的方式來模擬乾空氣。另外，由於熱力垂直結構亦會隨洋面改變，且大西洋颶風已有許多研究探討，故本篇研究將以西北太平洋的環境場為基礎，並使用颱風大小較大的 2018 年山竹颱風來進行模擬，以釐清乾空氣對西北太平洋颱風影響。

本篇論文的後續內容如下所示：第二章為此研究所使用的資料及實驗設計。第三章為控制組及各敏感性實驗的結果與比較，探討過去研究所提及的潛熱、次環流以及 AAM 輸送在各組實驗間的差異。第四章則分組討論各實驗的差異，以了解颱風大小對於不同濕度垂直結構以及乾燥程度的敏感性。最後，第五章為總結與未來展望，包含本篇研究的主要發現以及未來值得延伸之研究方向。


## 第二章 資料與研究方法



### 2.1 模式設定與資料

為了突顯濕度對颱風大小的直接與非直接影響，本篇研究使用美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)所發展的 Weather Research and Forecasting-Advanced Research Weather (WRF-ARW)全物理大氣模式 4.2.2 版(Skamarock et al. 2019)進行準理想化模擬，進而排除其他的環境因子差異對颱風大小的線性和非線性作用。所謂準理想化模擬是在 WRF-ARW 的真實架構中植入理想化的背景環境與邊界條件以達到接近理想化架構的環境設定，當中所有模擬的緯度均被固定在北緯 15 度，以模擬典型颱風發展位置並消去行星渦度對颱風大小之影響；同時所有地形邊界皆設定為海表溫度攝氏 29 度的海洋且海表溫不隨時間更新，以確保颱風的對流發展不會受到海溫或是地形等下墊面條件的影響；此外，背景大氣場由均勻且不包含任何動量的基本場以及一個被植入的渦漩所組成，避免環境流場給予額外的角動量收支，進而改變颱風大小。所有模擬皆使用三層巢狀網格，除最外層網格固定外，其餘網格隨颱風中心移動。三層網格的解析度依序為 18、6、2 公里，格點數分別是  $297 \times 309$ 、 $271 \times 271$  和  $307 \times 307$  個網格點，即代表邊長約 5436、1620、612 公里的正方形。模式最頂層設為 20 百帕，並含有 50 層垂直分層，且在邊界層內有較高的垂直解析度以進一步觀測對颱風大小較為重要的低層入流。所有實驗的模擬均進行 3 天，且所有時間的最外層兩個網格皆 nudging 背景大氣場，以確保颱風是在固定的環境場中發展，此背景大氣場會在下個章節詳細介紹。整個模擬時間包含第 1 天的 spin-up 時間以及第 2 天的乾空氣傳遞時間，故本篇研究主要分析時間為模擬第 3 天。

在物理參數化設定上，雲微物理參數化使用 Thompson microphysics scheme (Thompson et al. 2008)；邊界層參數化使用 MYNN 2.5 level TKE scheme (Nakanishi



and Niino 2006; Nakanishi and Niino 2009; Olson et al. 2019)並搭配 MYNN surface layer scheme 地面層參數化，以上三個參數化設定在所有網格皆有使用。積雲參數化則只作用在最外層網格，使用 Betts-Miller-Janjic cumulus parameterization (Janjic 1994)。最後，長、短波輻射在所有模擬中皆被關閉，以避免輻射收支的日際變化對雨帶發展及颱風大小的影響。


## 2.2 實驗設計

為了瞭解不同高度的乾空氣對颱風大小的影響，此研究共包含控制組實驗 (CTL)以及兩組不同乾空氣高度的敏感性實驗。為了進一步探討颱風對不同高度的乾燥程度的敏感性，兩組敏感性實驗又各自有兩種不同乾燥程度模擬。以下將介紹 CTL 以及敏感性實驗的詳細設計。

### 2.2.1 控制組實驗(CTL)

如同前面所提到的，本篇研究將使用颱風季的熱帶西北太平洋資料來做為基本場，然而西北太平洋的觀測資料不如北大西洋，並沒有一個氣候平均且被廣泛使用的颱風季探空資料可供取用。因此，我們利用歐洲中期預報中心(European Centre for Medium Range Weather Forecasts, ECMWF)提供的 ERA5 月平均再分析資料來獲得氣候平均值。再分析資料在水平方向的解析度為  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，垂直上共有 38 層(1、2、3、5、7、10、20、30、50、70、100、125、150、175、200、225、250、300、350、400、450、500、550、600、650、700、750、775、800、825、850、875、900、925、950、975、1000 百帕以及地面層)。為了使環境場均勻且符合颱風發展的環境，我們使用 2011 到 2020 年的夏季(6、7、8 月)資料來做時間上的平均，並取用位於赤道至北緯 20 度、東經 120 度至國際換日線這個範圍內海洋格點上的資料進行水平方向的平均，再將其放入模式的所有網格點作為基本場。此基本場如同上一章提到的僅包含再分析資料中的溫度、重力位高度以及相對濕度三個熱力場






變數，以消去環境流場的影響。在植入渦漩的部分，我們先使用片段位渦反演技術 (Wu and Emanuel 1995a, b; Wu et al. 2003, 2004)，取出前面提到的山竹颱風在 9 月 11 日 18UTC 時氣壓層的水平風場以及溫度和重力位高度作為基礎。接著，由於位渦反演無法得到水氣場以及各項地面層參數，故我們使用與前述位渦反演相同資料時間，由 ECMWF 提供的 ERA5 時平均再分析資料來補足，如此便可得到完整的渦漩。最後再將此渦漩直接放入模擬網格正中心，並將半徑 400 公里以內所有網格點的資料替換為渦漩本身，半徑 400 至 600 公里則為渦漩場線性變化至基本場，得到的即是 CTL 的背景環境場。

### 2.2.2 敏感性實驗

敏感性實驗的部分，分成調整背景環境場低層(850 百帕以下；L)以及中層(850 及 500 百帕間；M)兩組，同時將各自的相對濕度調整為原先的百分之 80 或 60，如此便會產生以下四個實驗：L08，即底層及 80%、L06、M08 以及 M06。由於植入的渦漩在模擬第一天仍在與環境平衡與 spin-up 階段，故所有敏感性實驗在第一天的背景環境場皆不做任何修改。此外，真實世界的乾空氣不會直接出現在颱風中心處，且過去的研究亦指出當颱風的中心被較濕的空氣環繞時，颱風的內核與主要次環流發展較不容易被外圍乾空氣影響，因此我們只降低了最外層兩個網格，即約半徑 370 公里外的相對濕度。另外，為了模擬颱風由較潮溼的背景環境進入較乾燥的背景環境之漸進式變化，我們在第三天起才把背景環境場的相對濕度做前述的調整，在第二天則為線性降低相對濕度，以 L08 實驗為例，在模擬第 36 小時之背景環境場僅將相對濕度調整為原本的百分之 90，第 48 小時才調整為百分之 80。

## 2.3 颱風強度與大小定義

本篇研究中，颱風強度以最低海表面氣壓(minimum sea level pressure, MSLP)來表示。颱風大小的部分，由於模擬的颱風整體風場較弱，故使用 10 公尺高度的



軸對稱平均  $15 \text{ m s}^{-1}$  風速半徑( $R_{15}$ )來代表。同時，為避免短時間強度與大小的變化影響結果的呈現，在颱風的強度及大小均使用 1 小時滑動平均來呈現，以了解颱風結構之演變過程。另外，本篇研究引用 Weatherford and Gray (1988a)的定義，將颱風內核定為半徑  $1^\circ$  內，外核定為半徑  $1^\circ$ - $2.5^\circ$  間。最後，為方便描述各實驗的模擬時間，我們將模擬開始時間定義為  $T_0$ ，其他時間的下標數字模擬開始後的小時數。

## 第三章 實驗結果 I – 發展過程



### 3.1 颱風強度與大小

圖 3.1 為所有實驗的 MSLP 隨時間之變化，可看到各實驗的強度發展大約在  $T_{40}$  時開始有較明顯之差異，說明環境濕度之差異大約在模擬第二天後半開始對內核產生影響。所有敏感性實驗的颱風在模擬第三天的增強速度皆出現程度不一的減緩，使得 CTL 颱風大約自  $T_{60}$  開始較其他敏感性實驗之颱風強。若比較各敏感性實驗間的差異，可發現 L08 與 M08 的颱風在模擬後期有相似的強度變化趨勢，而 L06 則與 M06 有較接近的最終強度，惟四者之間的差異相對於各自與 CTL 之間的差異明顯較不顯著。以上結果說明颱風強度可能對環境乾空氣所在的垂直高度較不敏感，與環境濕度較為相關。當環境濕度降低為原本的百分之 80 即會對強度造成影響，但再進一步降低環境濕度為原先的百分之 60 時，颱風強度則未明顯出現更進一步的減弱，顯示颱風強度與環境濕度並非線性相關。圖 3.2 為各實驗之風壓關係分佈，可看到當颱風最低海表面氣壓在 970 至 980 百帕間，即模擬第三天時，所有敏感性實驗的近中心最大風速都較 CTL 稍弱，顯示環境濕度之差異不僅會影響颱風強度，亦會改變颱風的風壓關係。

圖 3.3 為所有實驗颱風大小隨時間之變化，各實驗的  $R_{15}$  成長在模擬第二天後半出現明顯分歧，與 MSLP 發展相似，但在模擬第三天則與颱風增強情形有較大差異。CTL 的颱風雖然在  $T_{48}$  以後仍保持與模擬第二天接近的增強速率，但其  $R_{15}$  擴張速度明顯放緩，大約維持在 270 公里。L08 以及 M08 的  $R_{15}$  相比 CTL 雖然較早開始成長，但在模擬第三天亦有擴張速度放緩之現象，使得三者在此後的  $R_{15}$  並無明顯差異。M06 的  $R_{15}$  雖然最早經歷迅速擴張的時期，且其  $R_{15}$  在  $T_{40}$  已有 262 公里，幾乎等同 CTL 在模擬第三天的平均  $R_{15}$ ，但在  $T_{40}$  後其  $R_{15}$  並未穩定維持或繼續發展，反而有逐漸縮小的趨勢。而 L06 的  $R_{15}$  發展則最不穩定，在  $T_{54}$  至  $T_{60}$



間  $R_{15}$  甚至出現明顯縮小之情況。

以上結果顯示當颱風逐漸移入較乾燥的環境時，颱風大小並不會穩定且迅速地縮小，且當環境濕度並未顯著下降時，颱風大小仍能維持並緩慢發展。同時，各實驗的颱風大小成長與強度發展亦無顯著相關，與過去的研究結果相符。

### 3.2 對流與海表風場

圖 3.4、3.9 分別是 CTL 的軸對稱平均海表風速以及最大雷達反射率隨時間之變化。當中可觀察到內核對流與海表風速大約在  $T_{24}$  以後開始發展起來，而外核海表風速則在接近  $T_{48}$  時才有明顯發展，此時  $R_{15}$  亦有明顯擴張且伴隨外核對流之加強。圖 3.5、3.10 則是 L08 的模擬結果，可看到內核對流在模擬第三天時明顯減弱，內核海表風速亦較 CTL 弱，與強度發展之差異相符。此外， $T_{48}$  後的外核對流與海表風速雖然均較 CTL 稍弱，但  $R_{15}$  卻沒有顯著差異。而 M08 的模擬結果則與 L08 相似，由圖 3.6 可看到 M08 的整體海表風速在  $T_{48}$  以後亦明顯較 CTL 弱，圖 3.11 亦指出近中心以及外核對流強度不如 CTL，但 M08 亦僅在強度上不如 CTL，仍能有幾乎一樣大的  $R_{15}$ 。若將環境濕度進一步降低，則可看到對流與海表風速有更明顯的減弱。L06 在模擬第三天不僅有較 CTL 及 L08 弱的內、外核風速(圖 3.7)，亦伴隨較弱的對流強度(圖 3.12)，且此時段亦伴隨較小的  $R_{15}$ 。而 M06 在相同時段的海表風速雖然較 M08 弱(圖 3.8)，但其差異並未如 L06 與 L08 間的差異明顯；在對流部分(圖 3.13)，不僅外核對流強度與 M08 相似，內核對流強度甚至比 M08 稍強。

以上結果顯示，當颱風進入較乾燥的環境時，颱風內核對流受到的影響較外核對流顯著，近中心海表風速亦有相當程度的減弱，並伴隨颱風增強速度趨緩。在外核部分，雖然海表風速與對流強度均有下降，但  $R_{15}$  的差異相對較不顯著，顯示颱風外核的海表風速並未被顯著削弱，因此我們將在下一章節深入分析模擬第三天、後半各實驗颱風的結構差異，以理解乾空氣對颱風外核的影響。

## 第四章 實驗結果 II – 垂直結構差異及成因



### 4.1 垂直結構差異

#### 4.1.1 潛熱加熱與次環流

過去的研究已指出潛熱釋放的徑向位置與梯度對颱風次環流結構有顯著影響，因此本小節將分析潛熱加熱、垂直運動以及徑向風的垂直剖面來呈現各敏感性實驗的差異。圖 4.1、4.6 分別為 CTL 在  $T_{51}$  至  $T_{57}$  及  $T_{63}$  至  $T_{69}$  這兩個時段的軸對稱平均潛熱釋放與垂直運動，可發現 CTL 大約在半徑 200 公里處存在明顯的外圍雨帶加熱及上升速度，且半徑 150 至 200 公里內的潛熱釋放及上升速度有隨時間增加的情形，可能表示外核對流有更活躍的趨勢；而半徑 300 公里附近則由上升運動轉為下沉運動，可能是受到颱風外圍沉降的影響。至於同時段的軸對稱平均徑向風速亦可看到半徑 180 至 300 公里內的低層入流稍有增強(圖 4.11)，說明前述外圍雨帶所提供的外核區域加熱的確能影響颱風的整體次環流分佈。

圖 4.2、4.4 是 L08 及 L06 與 CTL 的潛熱釋放差異，L08 依然可看到明顯的外圍雨帶加熱，但量值較低且位置較外側；而 L06 僅在  $T_{51}$ - $T_{57}$  可看到外圍雨帶加熱，但數值依然較低且離颱風中心較遠。以上結果顯示當颱風移入低層較乾的環境時，外圍雨帶發展即會受到干擾，且當颱風移入低層顯著較乾的環境時，外圍雨帶甚至難以維持。若以垂直運動(圖 4.7、4.9)以及徑向風速 (圖 4.12、4.14)來觀察次環流的變化，L08 的外圍雨帶所產生的舉升亦出現在較外側，但僅半徑 200 至 300 公里內近地表入流較弱；L06 一樣只有第一個時段能看見明顯外核舉升，且整個半徑 100 公里外的邊界層入流在第二個時段明顯較弱。這說明當低層乾空氣影響外圍雨帶發展時，颱風的局地次環流會被減弱，且低層環境顯著較乾時，連主要次環流都會被影響。

圖 4.3、4.5 則是受中層乾空氣影響的颱風與 CTL 的潛熱釋放差異，M06 與

M08 的外圍雨帶潛熱釋放均較 CTL 遠離颱風中心且都有隨時間增加的趨勢，同時兩者在第一個時段的外圍雨帶加熱都較不明顯，但在第二個時段甚至有較 L08 多且集中的外圍雨帶加熱。這說明當颱風受中層乾空氣影響後，外核對流雖然會先減弱，但存在其他機制使其能重新增強，且即便受到顯著較乾的中層空氣影響，亦不會如同 L06 一樣無法維持其外圍雨帶。在垂直運動的部分可看到與潛熱釋放相似的分佈情形(圖 4.8、4.10)，顯示上升運動依然受潛熱釋放主導，然而徑向風速卻呈現不一樣的配置(圖 4.13、4.15)。M08 與 M06 的低層入流較弱的區域在第三天前半主要出現在半徑 200 公里外，與潛熱釋放的位置有相配合，應是受到局地次環流減弱所導致；第三天後半低層入流減弱的區域明顯往颱風中心延伸，幾乎整個半徑 100 公里外的低層入流都較弱，但減弱最多的位置位於外圍雨帶的內側。這顯示雖然中層乾空氣會影響主要次環流的發展，使得整體低層入流的減弱，但中層乾空氣也能使外圍的對流重新發展並增強局地次環流，加強雨帶外側的入流以及減弱雨帶內側的入流進而改變次環流結構。過去的研究已指出中層乾空氣會先進入邊界層匯入主要低層入流，再進入眼牆影響其發展，使得主要次環流減弱。

#### 4.1.2 絕對角動量(AAM)收支

由於上一小節所提到的次環流能藉由影響 AAM 收支而改變颱風大小，因此本小節將比較各敏感性實驗的 AAM 收支差異，以釐清前述的次環流差異是否同樣會出現在 AAM 收支上。根據 Tuleya and Kurihara (1975)，軸對稱平均 AAM 的收支公式如下所示：


$$\frac{\partial \bar{M}}{\partial t} = -\bar{r}\bar{u}\bar{\zeta}_a - \bar{w} \frac{\partial \bar{M}}{\partial z} - \overline{ru'\zeta_a'} - \frac{1}{\rho'} \frac{\partial P'}{\partial z} + r\bar{F}_\lambda \quad (4-1),$$

當中 M 為 AAM、r 為半徑、u 為徑向速度、 $\zeta_a$  為絕對渦度、w 為垂直速度、 $\rho$  為空氣密度、P 為氣壓、 $F_\lambda$  為切向摩擦耗散，上橫線代表軸對稱平均項、右單引號則代表擾動項。在等號左邊為局地軸對稱平均 AAM 隨時間之變化，等號右邊依序

為平均徑向平流項、平均垂直平流項、擾動徑向平流項、擾動垂直平流項及摩擦耗散項。過去的研究指出局地次環流的改變以徑向入流對 AAM 收支的影響較明顯，且主要發生在平均 AAM 徑向平流，故本小節將呈現各敏感性實驗平均徑向平流項的差異。圖 4.16 為 CTL 在模擬第三天的 AAM 徑向平流，可看到半徑 150 至 250 公里的 AAM 徑向平流隨時間有微幅增加，大致符合徑向入流增加的區域，也與海表風速及  $R_{15}$  的變化相符，顯示 CTL 的外圍雨帶加热的確能透過改變次環流影響 AAM 徑向平流，但可能因外圍 AAM 的徑向梯度較小，使得 AAM 徑向平流未顯著增加。

圖 4.17-4.20 為各敏感性實驗與 CTL 在  $T_{51}$  至  $T_{57}$  以及  $T_{63}$  至  $T_{69}$  的軸對稱平均 AAM 徑向平流差異。L08 在 2 公里以下的 AAM 徑向平流差異幾乎集中在半徑 200 公里以內，說明 L08 的局地次環流減弱幅度不足以顯著改變  $R_{15}$  附近的 AAM 徑向平流，使得 L08 得以維持與 CTL 差不多的颱風大小。L06 的低層 AAM 徑向平流在第三天前半與 L08 相似，僅半徑 200 公里內有明顯較 CTL 少的情況，與 L08 不同的是，在第三天後半可看到 AAM 徑向平流明顯減少的範圍擴展至半徑 250 公里，顯示當外圍雨帶受乾空氣影響無法順利發展時的确會降低颱風外圍的 AAM 傳輸，但因幅度甚微使颱風的海表風場減弱的速度亦較慢，這與 L06 的  $R_{15}$  緩慢縮小的情況相符。M08 在第一個時段的 AAM 徑向平流差異並不明顯，顯示其局地次環流雖有減弱，但仍足以維持足夠的外圍 AAM 輸送；第二個時段雖然可看到外圍雨帶外側的 AAM 徑向平流的确因局地次環流加強而較 CTL 多，但可能由於顯著增加的範圍集中在半徑 200 至 250 公里內，而同時段的  $R_{15}$  則有 270 公里以上，使得  $R_{15}$  附近的海表風速並未顯著增強， $R_{15}$  的擴張速度因此未顯著較 CTL 快。最後，M06 與 M08 的結果相似，但低層 AAM 徑向平流增加的區域可能因主要次環流減弱幅度更大而更集中在半徑 200 到 250 公里間，使得颱風的  $R_{15}$  雖然在第三天後半並沒有顯著縮小，但也無法穩定成長。

藉由上述的軸對稱平均 AAM 徑向平流分析，我們發現颱風次環流結構的確與



低層徑向 AAM 輸送相關，且能影響颱風的海表風速以及大小的成長，這與過去的研究相符。當颱風移入較乾的低層環境時，雖然颱風的外圍雨帶會減弱，但徑向入流減弱所造成的 AAM 徑向平流的降低幅度較不明顯，使得  $R_{15}$  附近的海表風速並未顯著減弱，且只有當颱風與顯著較乾的低層空氣交互作用且幾乎完全抑制外圍雨帶發展時，AAM 徑向平流的降低幅度才足以使  $R_{15}$  緩慢縮小。而當颱風進入中層較乾的環境時，雖然外圍雨帶所引發的局地次環流雖然能加強雨帶外側的 AAM 徑向平流，但由於主要次環流減弱，故颱風的  $R_{15}$  僅能緩慢成長或維持在一定的大小。

## 4.2 垂直結構差異之成因

由前一節的分析我們已了解不同濕度與高度的乾空氣會產生不同的對流發展與相應的次環流結構，進而改變其低層 AAM 收支並對颱風的海表風速與大小產生影響。然而，外核對流的發展是如何受乾空氣高度的影響無法由前面的分析得知，故本節將從潛在不穩定度的角度來探討不同高度的乾空氣為何會產生不同的颱風結構。圖 4.22、4.24 為 L08 與 L06 在 1 至 2 公里高的潛在不穩定度在模擬第三天隨時間之變化，可發現加入低層乾空氣時， $T_{54}$  以前兩者半徑 100 公里外幾乎處於潛在穩定的狀態，而由於海表熱通量能重新加濕低層大氣(圖 4.26)，使得 L08 的潛在不穩定度自  $T_{54}$  起逐漸上升，L06 則由於濕度較低，即便有較大的海表熱通量(圖 4.27)，但仍要靠邊界層內的垂直混和來加濕整個邊界層，因此直到接近  $T_{60}$  潛在不穩定度才開始明顯回升。當颱風進入中層較乾的環境時則有明顯較不穩定的外核環境(圖 4.23、4.25)，當中 M06 雖然在半徑 300 公里外持續有較大的潛在不穩定度，但其對流主要集中在半徑 300 公里內，而半徑 300 公里內的潛在不穩定度在  $T_{54}$  以前雖然較高，但所激發的對流亦會將邊界層內的水氣帶至中層大氣，使得中層濕度重新提升，對流不穩定度因此下降，故 M06 在模擬第三天的對流並未較 M08 活躍，反而因為中層存在較乾的空氣容易使其對流發展受到影響，造成外圍雨帶較



M08 弱。

綜合以上所述，我們認為當乾空氣逐漸進入颱風的外核區域時，會逐漸改變其濕度剖面進而影響對流發展。當颱風外核受到低層乾空氣影響時，邊界層內的相當位溫會降低，使颱風外核近乎處於穩定狀態不利於對流發展。而較低的近地表濕度也會增加海表熱通量，使低層逐漸被重新加濕，最終使得對流不穩定度逐漸恢復，對流得以從新發展。但若颱風進到顯著乾燥的低層環境，海表熱通量需要花更長的時間加濕大氣，對流會被抑制更長的時間，使外圍雨帶難以發展進而減弱海表風場，颱風大小也因而縮小。另一方面，當颱風與中層乾空氣交互作用時，會降低中層大氣的相當位溫，提升對流層頂附近的對流不穩定度，增加外圍雨帶的活躍度。而更活躍的外圍雨帶會將水氣帶入中層大氣將其重新加濕，無法維持顯著較高的對流不穩定度。另外，較乾的中層大氣也會因為較強的逸入作用而對外圍對流發展有較大的影響，因此愈乾的中層環境並不會產生愈大的颱風。


## 第五章 結論與未來展望



### 5.1 結論

此研究使用 2018 年的山竹颱風作為初始渦旋，除了將其植入以熱帶西北太平洋的 10 年平均場做為控制組實驗(CTL)，亦將其植入低層(850 百帕以下；L)及中層(850 及 500 百帕間；M)的水氣混合比各自降低為 CTL 的 80%(L08、M08)與 60%(L06、M06)的背景場中，進而探討颱風大小對不同高度的大氣濕度變化之敏感性。由於 CTL 的颱風在第一天為 spin-up 階段，因此所有敏感性實驗在模擬第 24 小時後才開始在環境中加入修改後的濕度垂直結構。另外，由於低層大氣溼度降低後會增加海氣間的熱力不平衡，使得海氣交互作用增強並加濕低層大氣，且低層大氣可能相較中層大氣更容易被加濕。因此，為了提高各組實驗的可比性，所有實驗在模擬結束前都持續 nudging 前面所提及的背景場中，以確保背景環境幾乎固定。而在修改的水平範圍上，所有的敏感性實驗為了避免乾空氣直接影響颱風眼牆發展以讓模擬更貼近現實，只有最外層兩個網格有 nudging 背景水氣場，使得半徑 370 公里以內的濕度為颱風與環境空氣交互作用的結果。所有模擬均進行 3 天，扣除第一天的 spin-up 階段以及第二天乾空氣進入颱風的階段，我們使用模擬最後一天來進行深入分析。


首先，在颱風的強度方面，僅有 CTL 自模擬第二天起維持穩定的增強速度，敏感性實驗的增強速度均在模擬第三天減緩。L08 與 M08 的颱風在模擬後期有相似的強度發展，而 L06 與 M06 則有相近的最終強度，說明颱風強度可能與環境濕度較相關，但並非線性相關。另外，當颱風最低海表面氣壓在 970 至 980 百帕間，敏感性實驗的近中心最大風速都較 CTL 稍弱，顯示環境濕度亦會改變颱風的風壓關係。接著，在颱風大小上，CTL 的 10 公尺高度的軸對稱平均  $15 \text{ m s}^{-1}$  風速半徑 ( $R_{15}$ ) 在  $T_{48}$  以後擴張速度明顯放緩，大約維持在 270 公里，而 L08 以及 M08 的  $R_{15}$



雖然更早開始成長，但在  $T_{48}$  後呈現緩慢的擴張速率，使得三者在此後的  $R_{15}$  並無明顯差異。M06 的  $R_{15}$  雖然最早迅速擴張，但在  $T_{40}$  後卻有逐漸縮小的趨勢。L06 的  $R_{15}$  發展則相對不穩定，在  $T_{54}$  至  $T_{60}$  間甚至出現明顯縮小之情況。以上結果顯示當颱風移入較乾燥的環境後，颱風大小並不會明顯縮小，且當環境濕度的下降幅度不明顯時，颱風大小甚至能緩慢發展。

在颱風的海表風速以及最大雷達反射率隨時間之變化上，可發現 CTL 的內核對流與海表風速在  $T_{24}$  便開始發展，而外核海表風速則在接近  $T_{48}$  時才有明顯發展，並伴隨外核對流之加強以及  $R_{15}$  之擴張。L08 內核的對流及海表風速在模擬第三天時明顯較 CTL 弱，而同時段的外核對流與海表風速雖然均較 CTL 稍弱，但  $R_{15}$  卻沒有顯著差異。M08 的模擬結果則與 L08 相似，整體海表風速及對流強度在  $T_{48}$  以後亦明顯較 CTL 弱，但 M08 僅在強度較 CTL 弱，仍能有幾乎一樣大的  $R_{15}$ 。L06 在模擬第三天有更弱的內、外核風速及對流強度，與較小的  $R_{15}$  相符。M06 在相同時段的海表風速雖然較 M08 弱，卻有與 M08 幾乎一樣強的外核對流和更強的內核對流。這說明當颱風進入相對乾燥的環境時，內核對流受到的影響較外核對流顯著，且外核的海表風速不會明顯減弱，使  $R_{15}$  的差異不顯著。

接著，我們比較各實驗在模擬第三天與 CTL 的潛熱釋放、次環流以及絕對角動量(AAM)徑向平流差異，以深入分析乾空氣的高度及濕度與前述所提的外核對流以及海表風速之間的對應關係。L08 的外核潛熱加熱較遠離颱風中心且較弱，使得對應的局地次環流也較靠外側且較弱，然而 L08 雖然有稍弱的低層入流，但半徑 200 公里外的低層 AAM 徑向平流卻幾乎與 CTL 相同。而 L06 僅在上半天可觀察到外核潛熱加熱，且與 L08 相似，位置較外側強度也較弱；在下半天 L06 的低層入流在半徑 100 公里外都較弱，且低層 AAM 徑向平流亦較小。以上結果說明當颱風受低層乾空氣影響時，雖然外圍雨帶會外擴且整體次環流會減弱，但所造成的 AAM 徑向平流差異卻不大，因此只有當低層空氣顯著較乾並幾乎沒有外圍雨帶發展時，AAM 徑向平流的降低幅度才足以使  $R_{15}$  緩慢縮小。M08 及 M06 則有更為類




似的模擬結果，兩者的外圍雨帶潛熱釋放以及上升運動均有外擴且隨時間增加的趨勢。至於低層入流的部分，較弱的區域在上半天主要出現在半徑 200 公里外，但並未伴隨明顯 AAM 徑向平流減少的情況；在下半天幾乎整個半徑 100 公里外的低層入流都較弱，且減弱最明顯的位置大致對應到外圍雨帶的內側，但半徑 200 至 250 公里內的低層 AAM 輸送卻顯著增加。這顯示當颱風受到中層乾空氣影響時，外核對流以及相應的局地次環流會先減弱再加強，使得雨帶內、外側的入流及 AAM 徑向平流在第三天出現明顯的變化。然而由於主要次環流減弱，且外圍雨帶主要發生的位置不夠靠近  $R_{15}$  內側，因此  $R_{15}$  附近的海表風場難以被顯著加強，颱風僅能緩慢擴張或維持在一定的大小。以上結果說明中層乾空氣相比低層乾空氣對於颱風的外圍雨帶具有較大的影響，因此對整體次環流結構和 AAM 輸送有較大的改變，但由於加熱位置並未完美對應到  $R_{15}$  所在之處，颱風未能加速擴張。

最後，我們使用邊界層頂附近的來解釋為何中層乾空氣相比低層乾空氣有較活躍的外圍雨帶。L08 的潛在穩定態持續至  $T_{54}$ ，L06 的潛在穩定態則持續至  $T_{60}$ ，而在  $T_{72}$  時兩者的潛在不穩定度都有增加的情況。這顯示當颱風受到低層乾空氣影響時，颱風外核的潛在不穩定度雖明顯降低，但海表熱通量會重新加濕低層大氣而使得潛在不穩定度會逐漸上升，因此僅有進入顯著乾燥環境的 L06 無法維持其外圍雨帶發展。而 M08 及 M06 在模擬第三天都有較大的潛在不穩定度，且在  $T_{54}$  前 M06 相比 M08 有較大的外核區域潛在不穩定度，但卻沒有較活躍的外圍雨帶。這說明中層乾空氣雖能增加潛在不穩定度，並可能因此有利於對流產生，但愈乾的中層濕度亦有愈明顯的逸入作用，且環境的潛在不穩定度亦會被對流舉升的水氣平衡，使得 M08 反而有較 M06 強的外核對流。

## 5.2 未來展望

未來分析的部分，雖然我們可從不同參數的垂直結構大略推論出增強的外核對流有利於局地次環流發展從而改變低層風場，但仍無法精確指出其影響程度為



何，因此我們將使用 Sawyer-Eliassen 分析(Bui et al. 2009)來計算潛熱釋放對於次環流的影響，進而量化分析外核對流對於海表風速的貢獻。另外，乾空氣與颱風雨帶之間的交互作用在本研究中亦缺乏更深入的探討，若能進行冷暖池或逆軌跡分析將有助於我們分析中層乾空氣對冷池形成的幫助，以及逸入作用對於對流發展的負貢獻程度。此外，本實驗中颱風的主要次環流會受到乾空氣影響而減弱，若能進一步分析乾空氣對颱風內核以及眼牆對流的影響，便能協助我們理解颱風的整體環流與乾空氣之間的交互作用。

除了更深入的分析外，實驗設計的部分亦存在許多可精進之處。首先，在初始渦旋的部分若能使用理想化的渦旋將有助於降低個案差異對於模擬之影響。其次，乾空氣在水平上的位置亦可能影響實驗結果，本研究中使用最內層網格的邊界來分隔背景環境以及颱風且不存在緩衝帶，使得加入背景水氣的位置過於主觀且模式可能有些許不平衡，若改變乾空氣放置的位置並加入緩衝帶來進行本實驗，可以使模擬更接近颱風逐漸受乾空氣影響的自然狀態。除此之外，由於本實驗主要討論的是  $R_{15}$ ，且模擬結果亦可看到外圍雨帶加熱位置不夠靠近  $R_{15}$  而無法影響颱風大小的擴張，因此若使用相對於  $R_{15}$  的位置來加入乾空氣將有助於釐清乾空氣對  $R_{15}$  的影響。最後，現實中乾空氣並不會環狀圍繞颱風，環境亦不太可能為無動量場狀態，且過去的研究也指出當颱風在有垂直風切的環境下會有利於乾空氣進入颱風。若能引入非軸對稱分布的乾空氣、動量場以及風切，將有助於我們更加了解現實大氣中乾空氣如何影響颱風結構。

## 參考文獻



Bui, H. H., R. K. Smith, M. T. Montgomery, and J. Peng, 2009: Balanced and unbalanced aspects of tropical cyclone intensification. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 1715-1731.

Chan, K. T., and J. C. Chan, 2012: Size and strength of tropical cyclones as inferred from QuikSCAT data. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 811–824.

——, and ——, 2013: Angular momentum transports and synoptic flow patterns associated with tropical cyclone size change. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 3985–4007.

Chavas, D. R., and K. A. Emanuel, 2010: A QuikSCAT climatology of tropical cyclone size. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L18816.

Hill, K. A., and G. M. Lackmann, 2009: Influence of environmental humidity on tropical cyclone size. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3294–3315.

Janjic, Zavisla I., 1994: The Step–Mountain Eta Coordinate Model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927–945.

Jordan, C., 1958: Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, **15**, 91–97.

Liu, K. S., and J. C. Chan, 1999: Size of Tropical Cyclones as Inferred from ERS-1 and ERS-2 Data. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2992–3001.



Merrill, R. T., 1984: A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1408–1418.

Nakanishi, M., and H. Niino, 2006: An improved Mellor–Yamada level 3 model: its numerical stability and application to a regional prediction of advecting fog. *Bound. Layer Meteor.* **119**, 397–407.

——, and ——, 2009: Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895–912.

Olson, Joseph B., Jaymes S. Kenyon, Wayne M. Angevine, John M . Brown, Mariusz Pagowski, and Kay Sušelj, 2019: A Description of the MYNN-EDMF Scheme and the Coupling to Other Components in WRF–ARW. *NOAA Technical Memorandum OAR GSD*, **61**, pp. 37.

Shen, L.-Z., C.-C. Wu, and F. Judt, 2021: The role of surface heat fluxes on the size of Typhoon Megi (2016). *J. Atmos. Sci.*, **78**, 1075-1093.

Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J.G., 2019: A description of the Advanced Research WRF version 4, *NCAR Technical Note*.

Thompson, Gregory, Paul R. Field, Roy M. Rasmussen, William D. Hall, 2008: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**,



5095–5115.

Tsuji, H., H. Itoh, and K. Nakajima, 2016: Mechanism governing the size change of tropical cyclone-like vortices. *J. Meteor. Soc. Japan*, **94**, 219–236

Tuleya, R. E., and Y. Kurihara, 1975: The energy and angular momentum budgets of a three-dimensional tropical cyclone model. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 287–301

Wang, S. and Toumi, R., 2019: Impact of Dry Midlevel Air on the Tropical Cyclone Outer Circulation. *J. Atmos. Sci.*, **76**, 1809-1826.

Weatherford, C. L., and W. M. Gray, 1988a: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1032-1043.

Willoughby, H. E., 1979: Forced secondary circulations in hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3173–3183.

Wu, C.-C., and K. A. Emanuel, 1995a: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part I: A case study of Hurricane Bob (1991). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 69-92.

——, and ——, 1995b: Potential vorticity diagnostics of hurricane movement. Part II: Tropical Storm Ana (1991) and Hurricane Andrew (1992). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 93-109.

——, T.-S. Huang, and K.-H. Chou, 2004: Potential vorticity diagnosis of the key factors



affecting the motion of Typhoon Sinlaku (2002). *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2084-2093.

——, T.-S. Huang, W.-P. Huang, and K.-H. Chou, 2003: A new look at the binary interaction: Potential vorticity diagnosis of the unusual southward movement of Typhoon Bopha (2000) and its interaction with Typhoon Saomai (2000). *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1289-1300.

Xu, J., and Y. Wang, 2010a: Sensitivity of tropical cyclone inner-core size and intensity to the radial distribution of surface entropy flux. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 1831–1852.

# 附圖

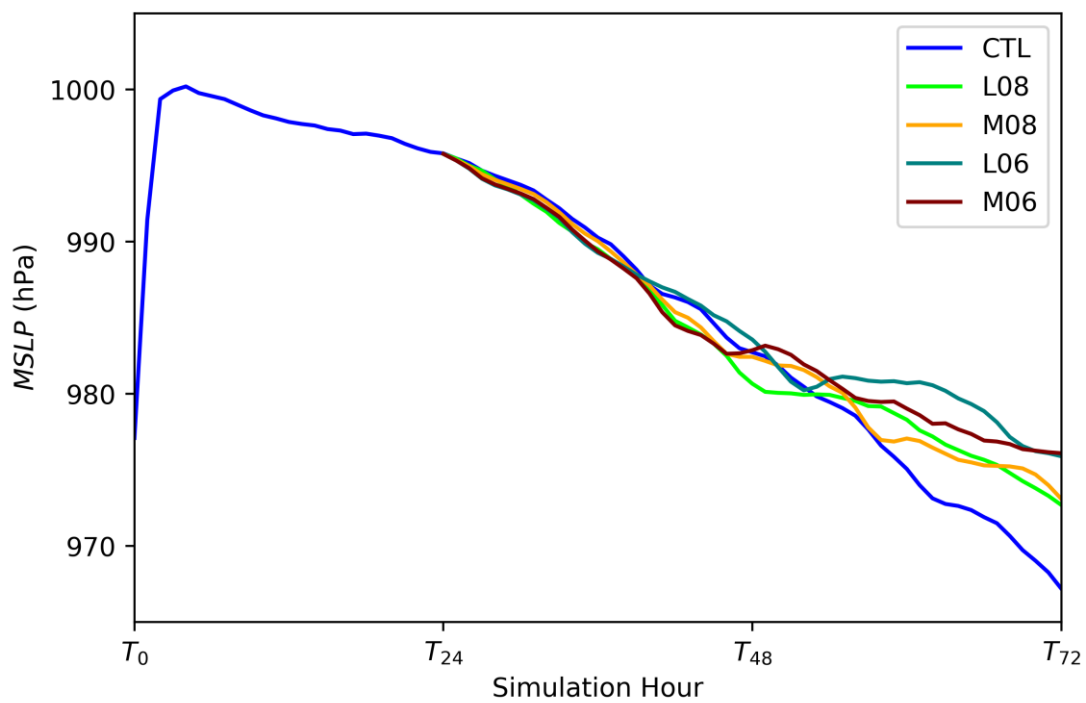


圖 3.1 各實驗最低海表面氣壓(hPa)之時序圖。橫軸為模擬時間。

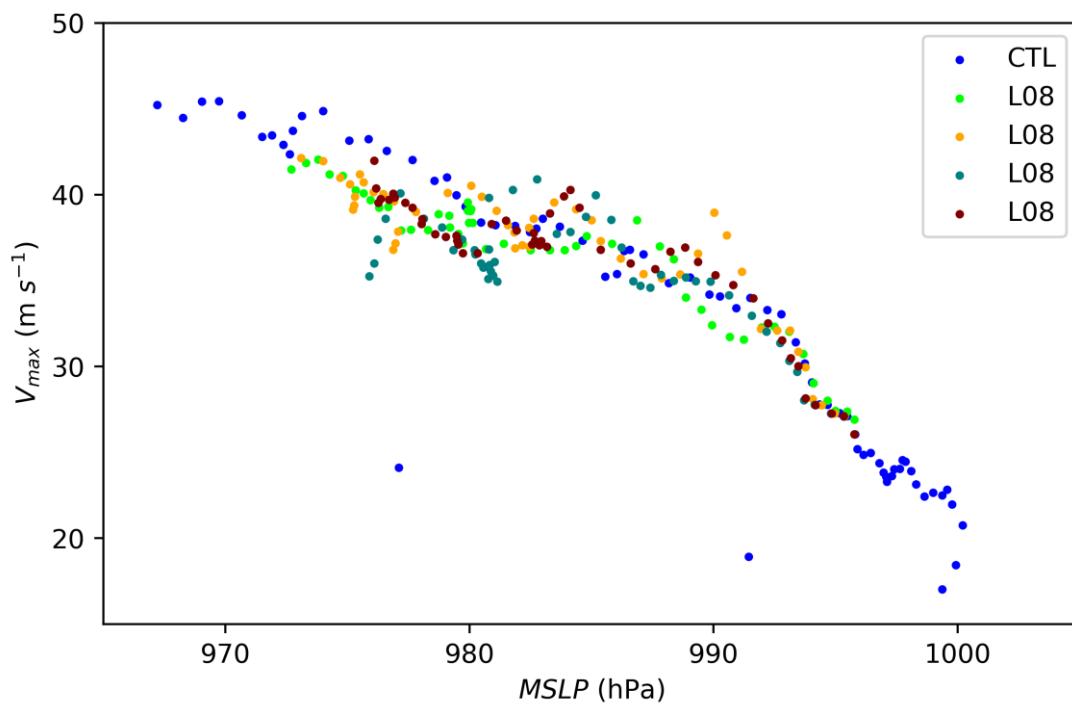


圖 3.2 所有實驗各小時颱風中心之風壓關係圖。橫軸為最低海表面氣壓，縱軸為近中心最大風速。

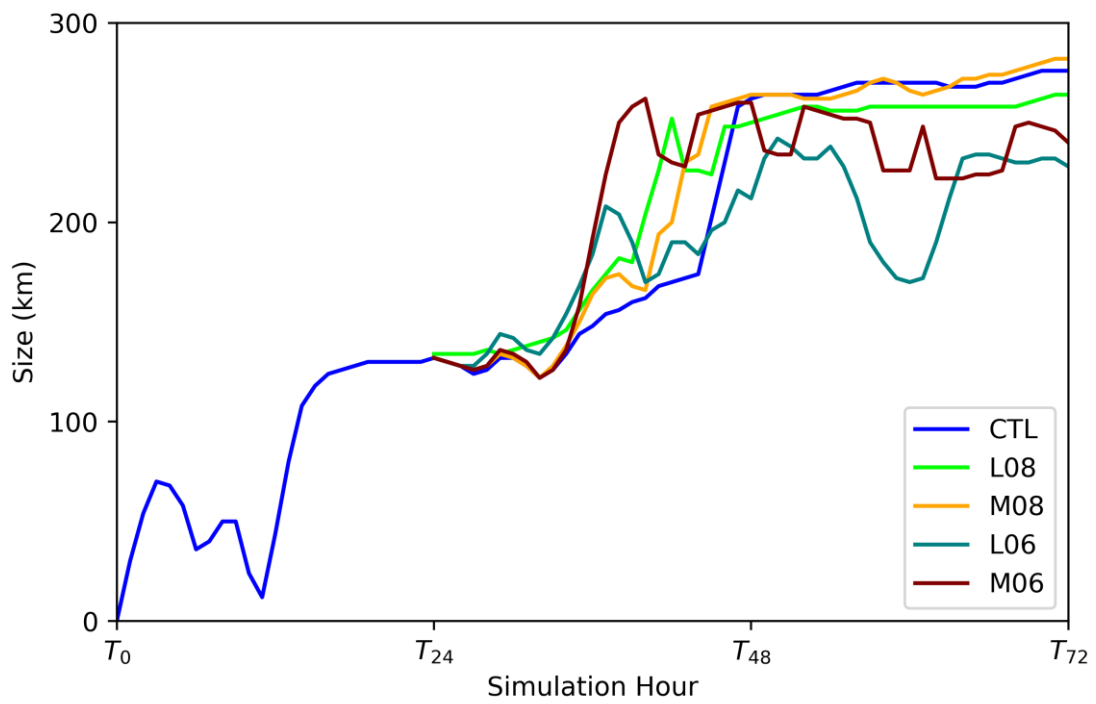


圖 3.3 各實驗颱風大小(km)之時序圖。橫軸為模擬時間。

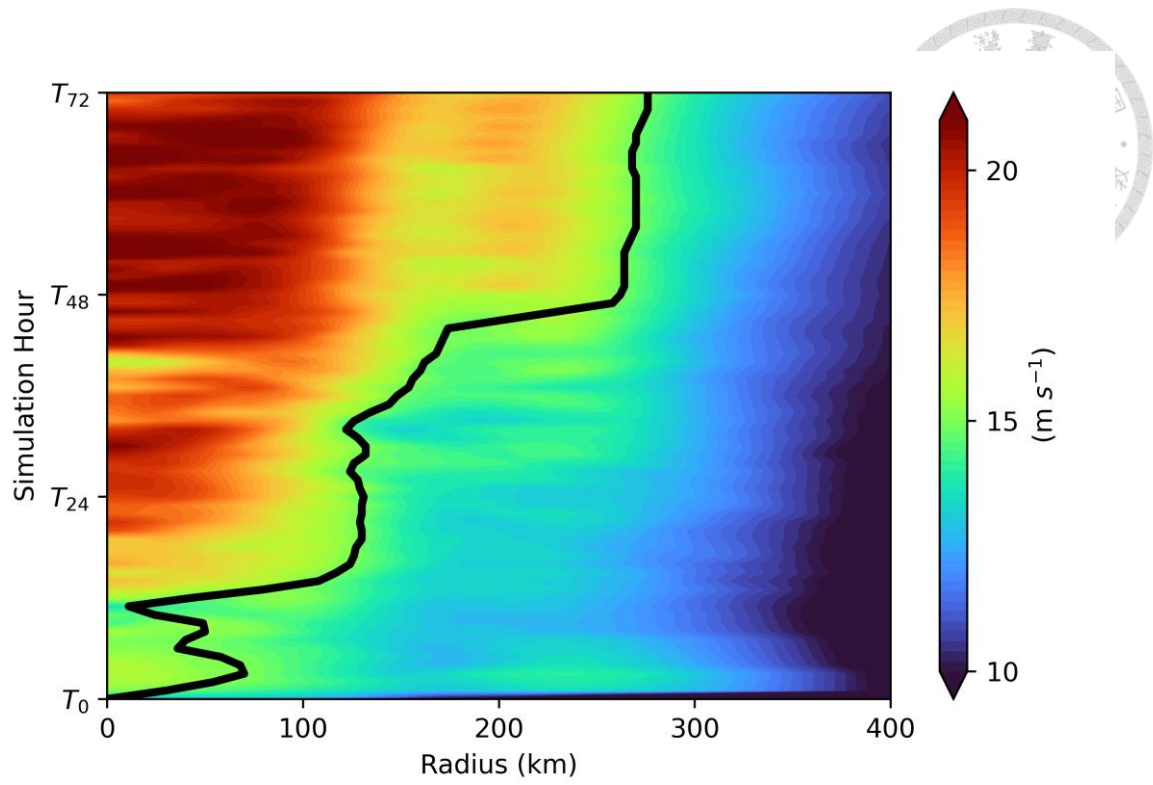


圖 3.4 CTL 海表風速(色階,  $\text{m s}^{-1}$ )之哈莫圖。橫軸為半徑, 縱軸為模擬時間。黑線為  $R_{15}$ 。

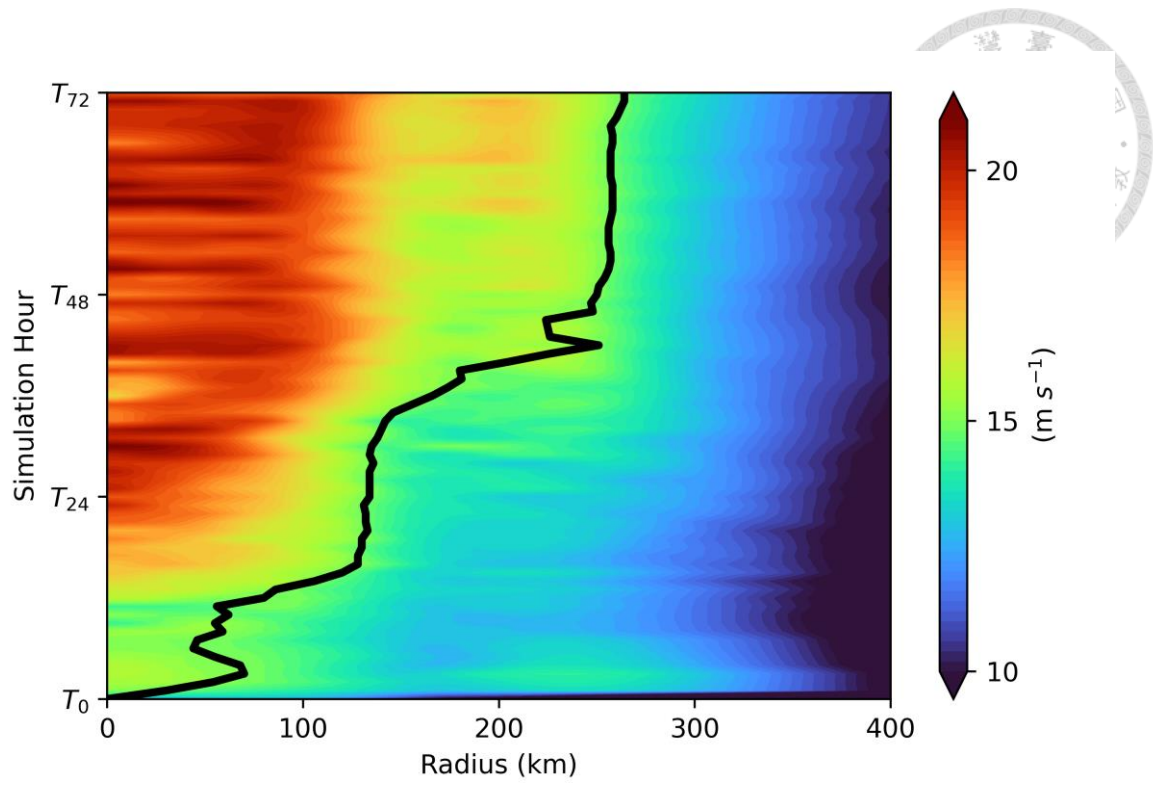


圖 3.5 圖說同圖 3.4，但實驗為 L08。

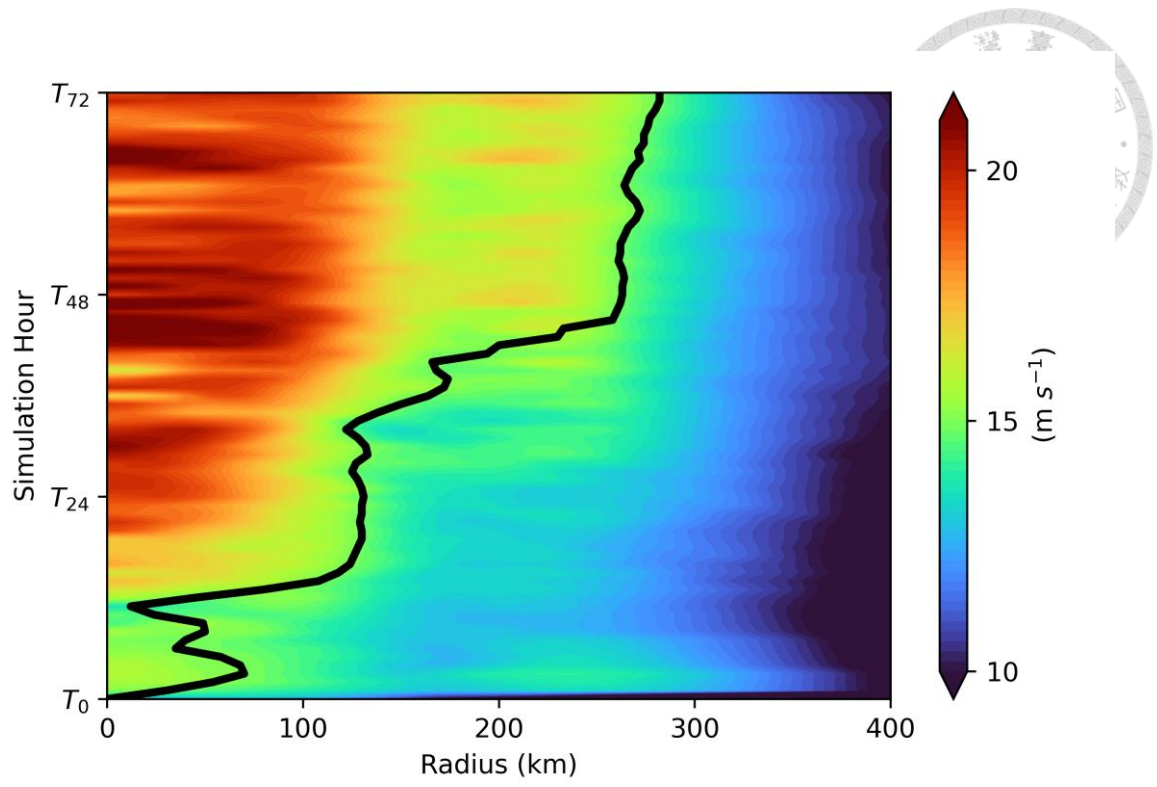


圖 3.6 圖說同圖 3.4，但實驗為 M08。

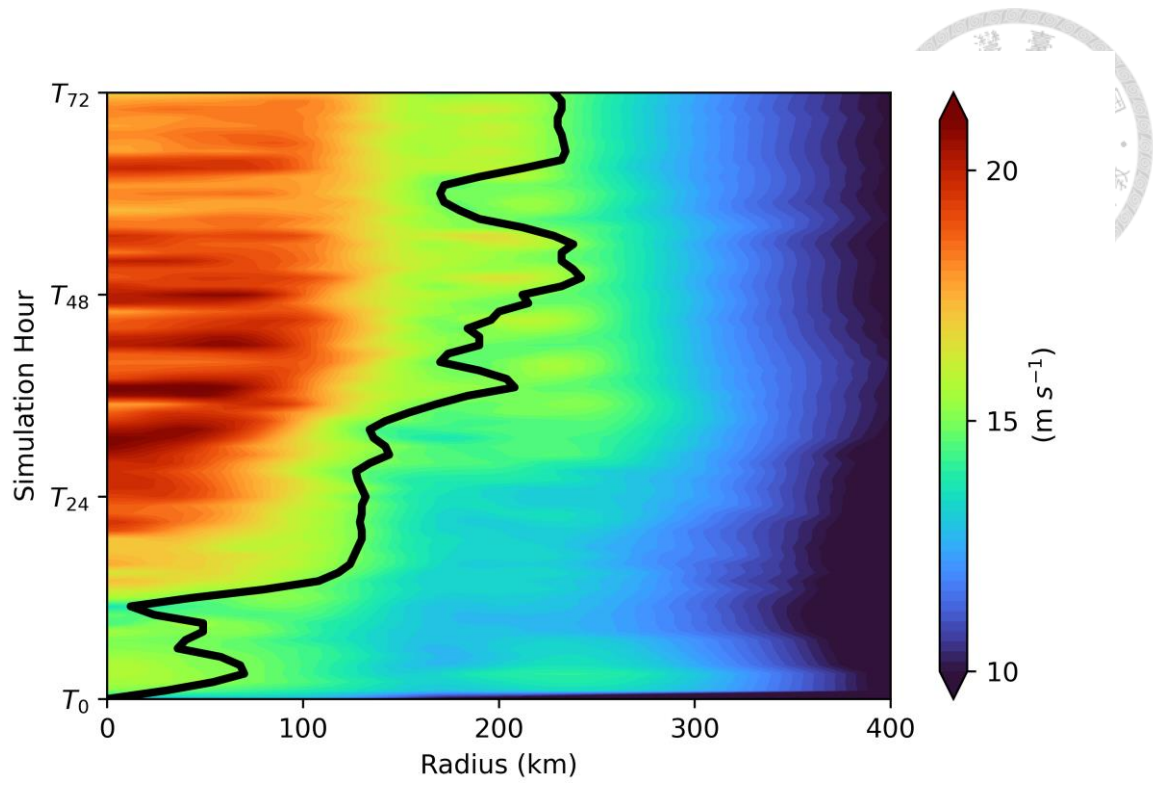


圖 3.7 圖說同圖 3.4，但實驗為 L06。



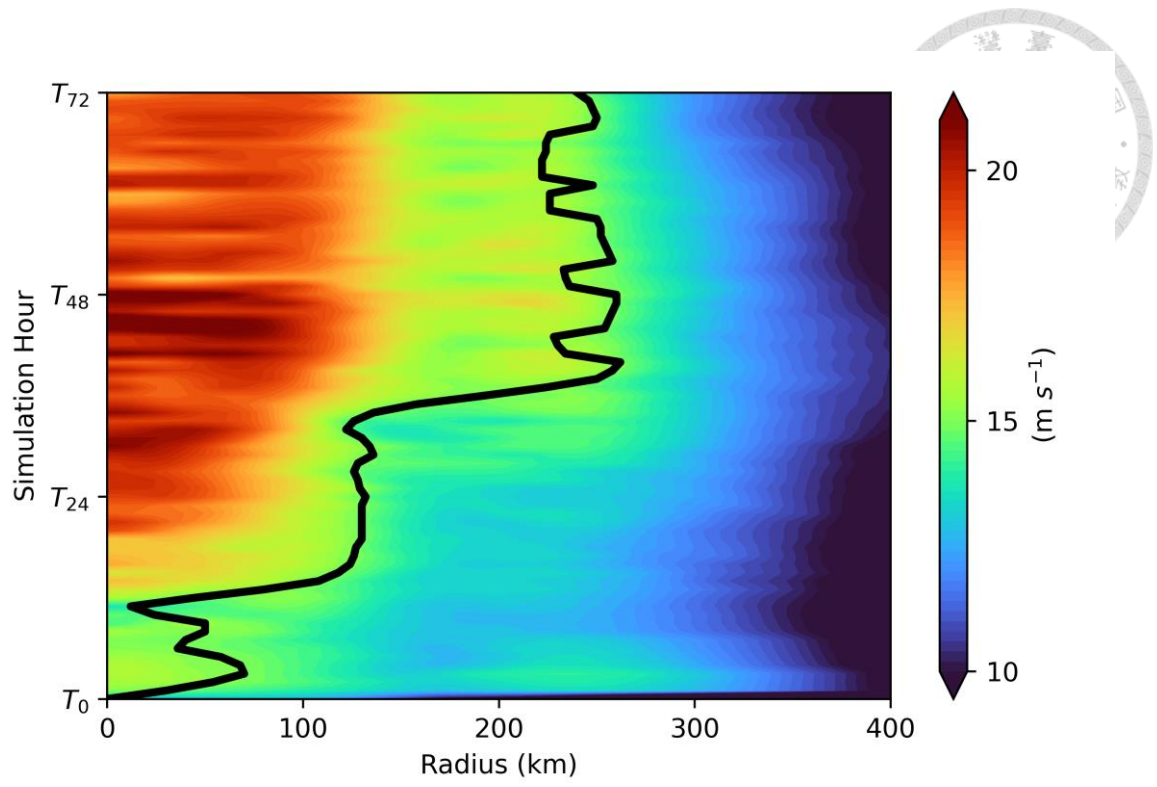


圖 3.8 圖說同圖 3.4，但實驗為 M06。

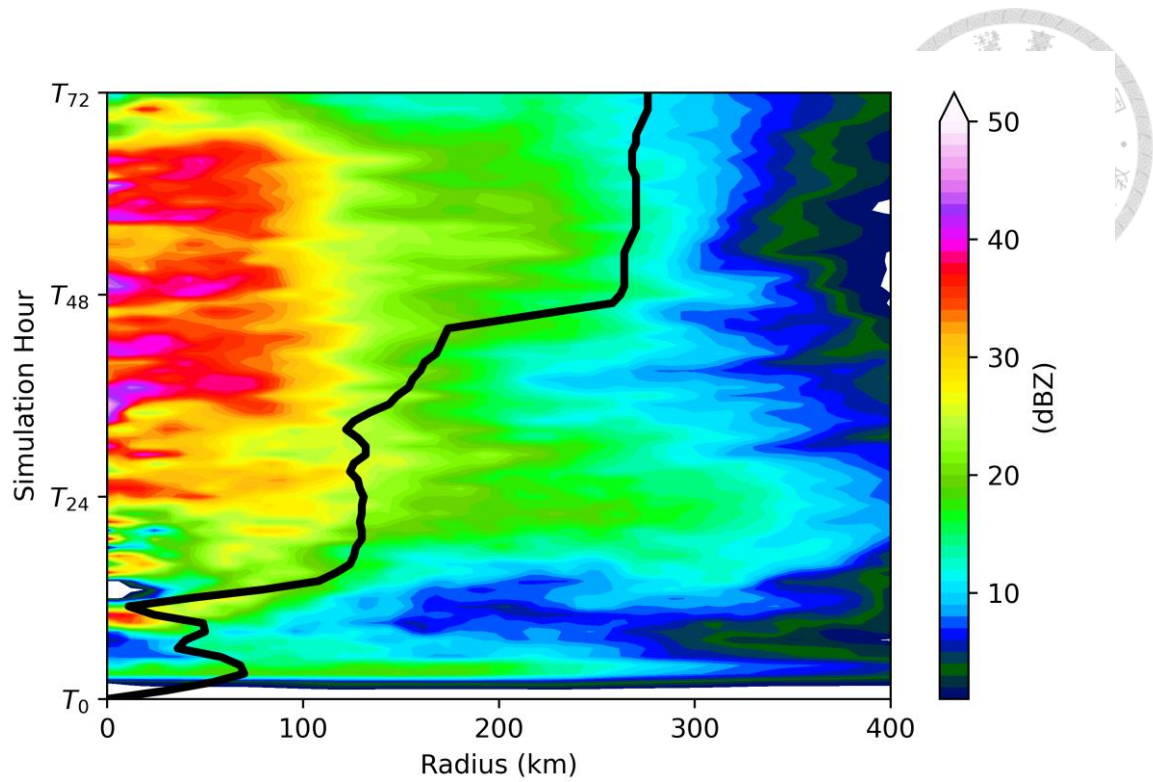


圖 3.9 CTL 最大雷達反射率(色階, dBZ) 之哈莫圖。橫軸為半徑, 縱軸為模擬時間。黑線為  $R_{15}$ 。

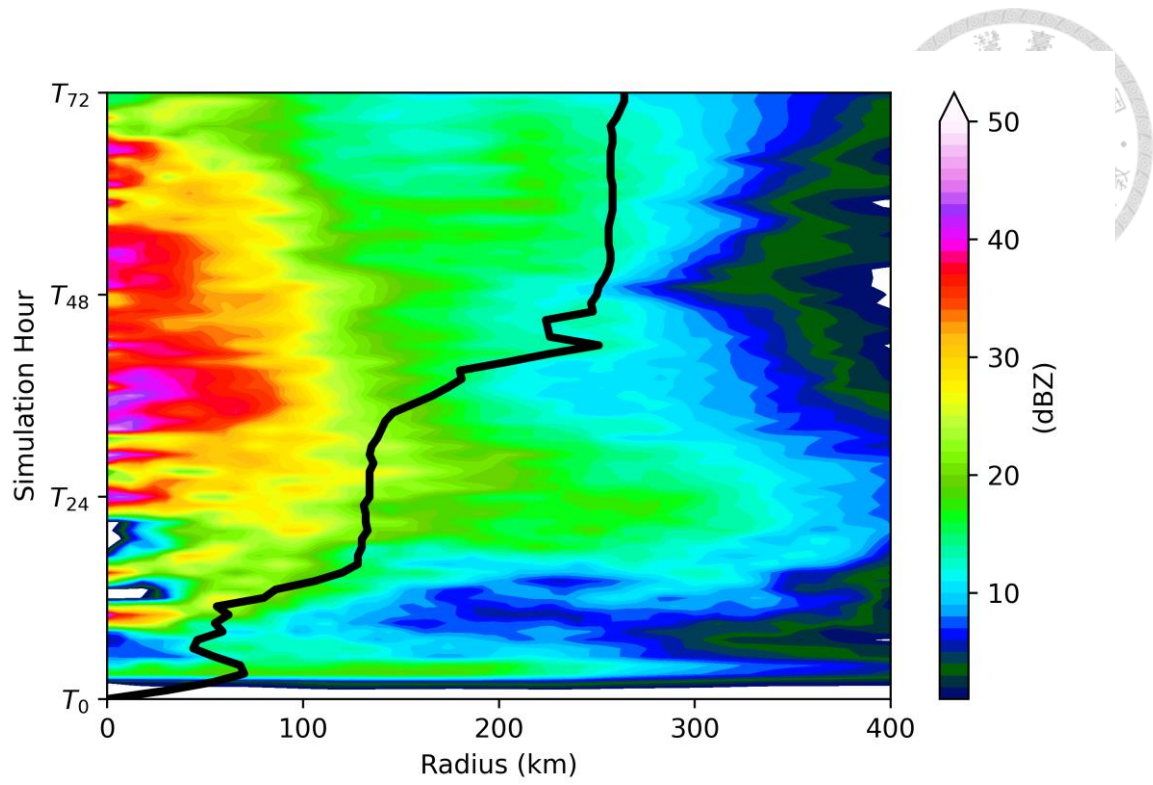


圖 3.10 圖說同圖 3.9，但實驗為 L08。

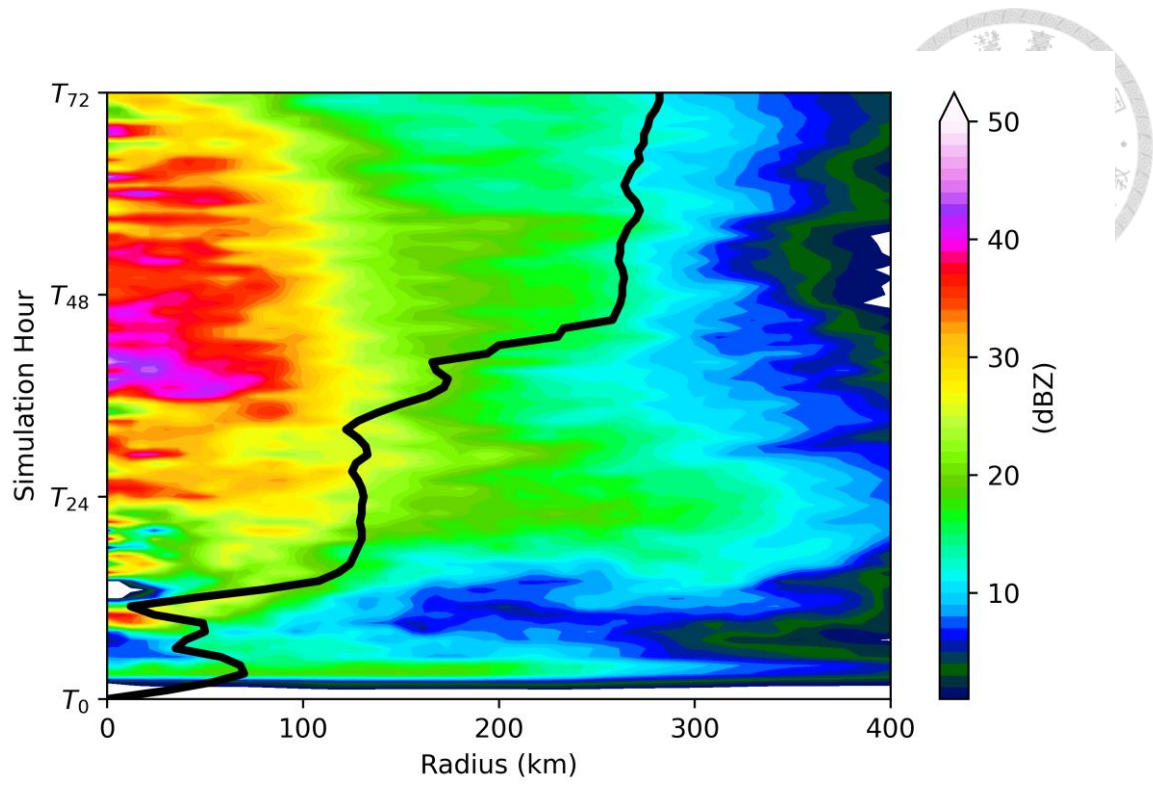


圖 3.11 圖說同圖 3.9，但實驗為 M08。

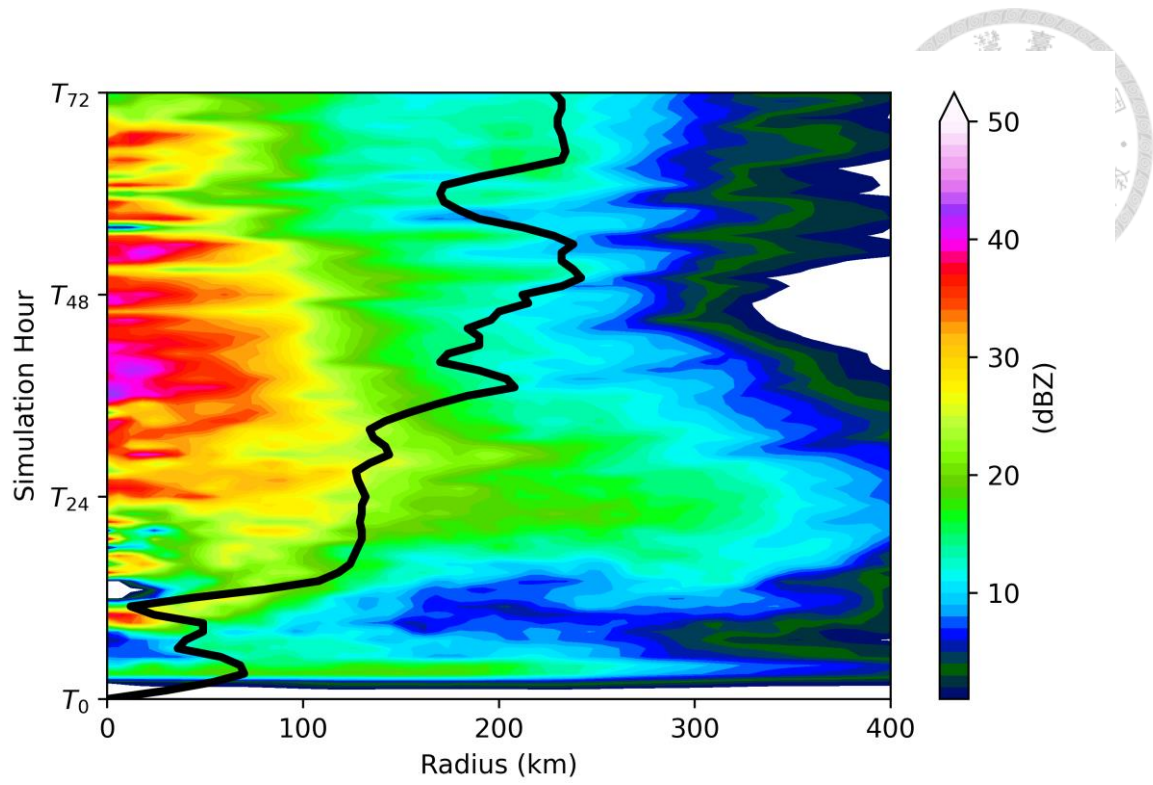


圖 3.12 圖說同圖 3.9，但實驗為 L06。

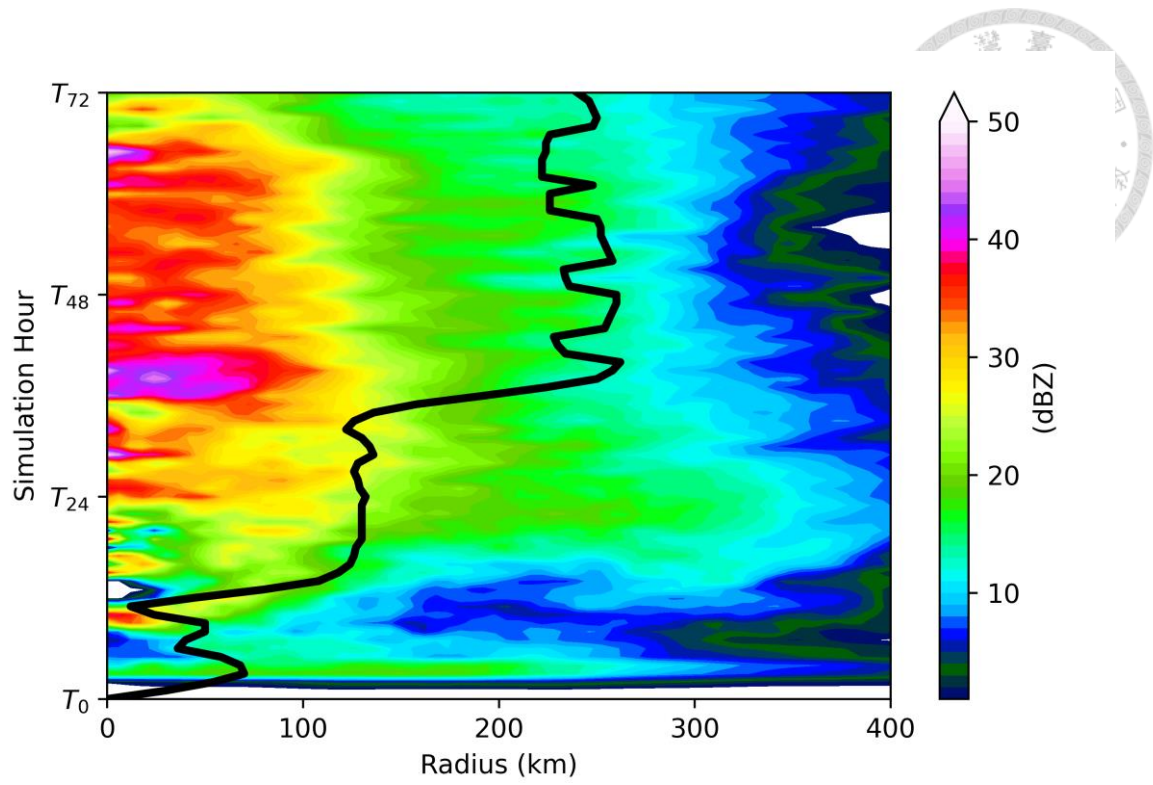


圖 3.13 圖說同圖 3.9，但實驗為 M06。



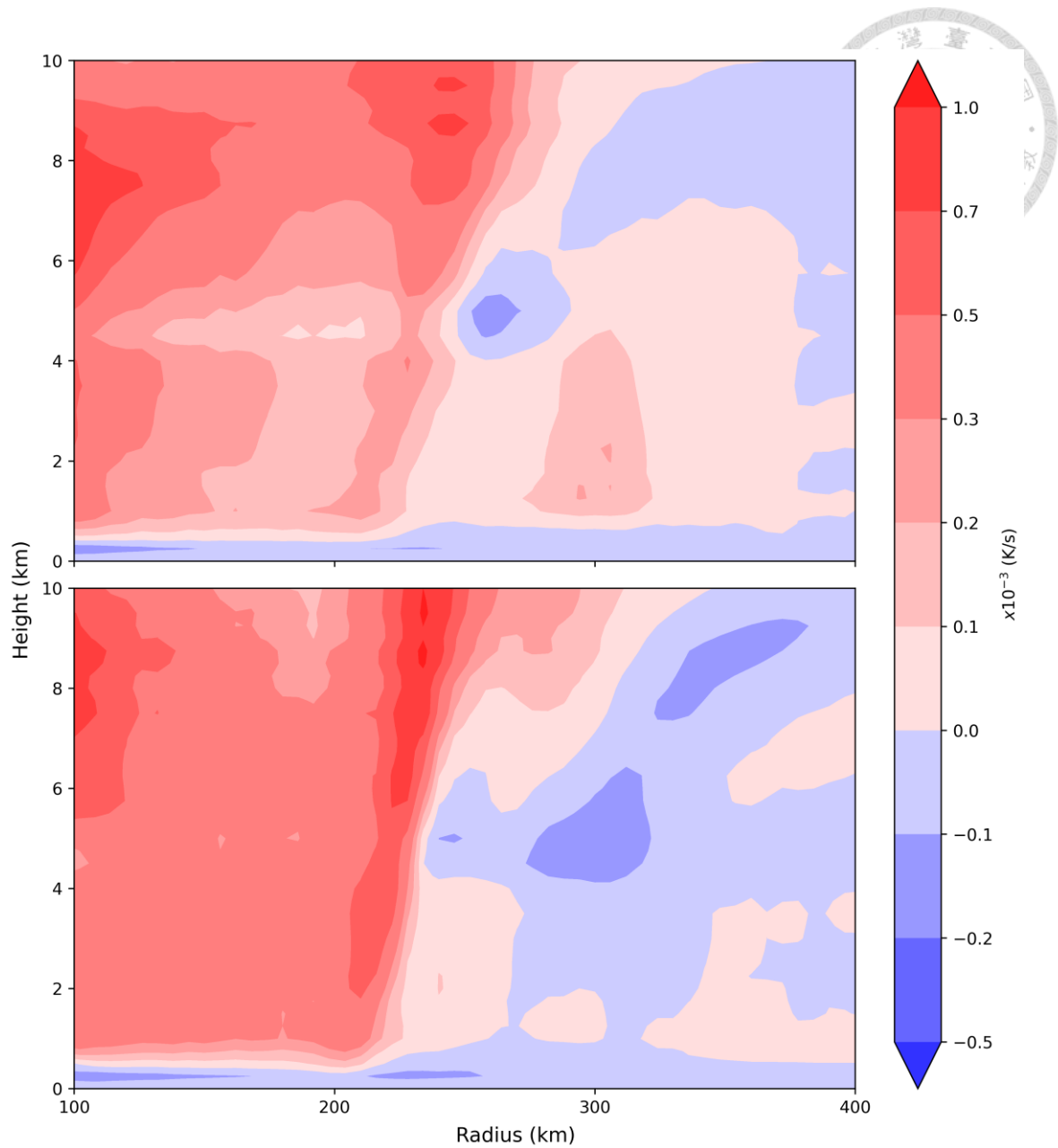


圖 4.1 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均潛熱釋放( $10^{-3} \text{ K s}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

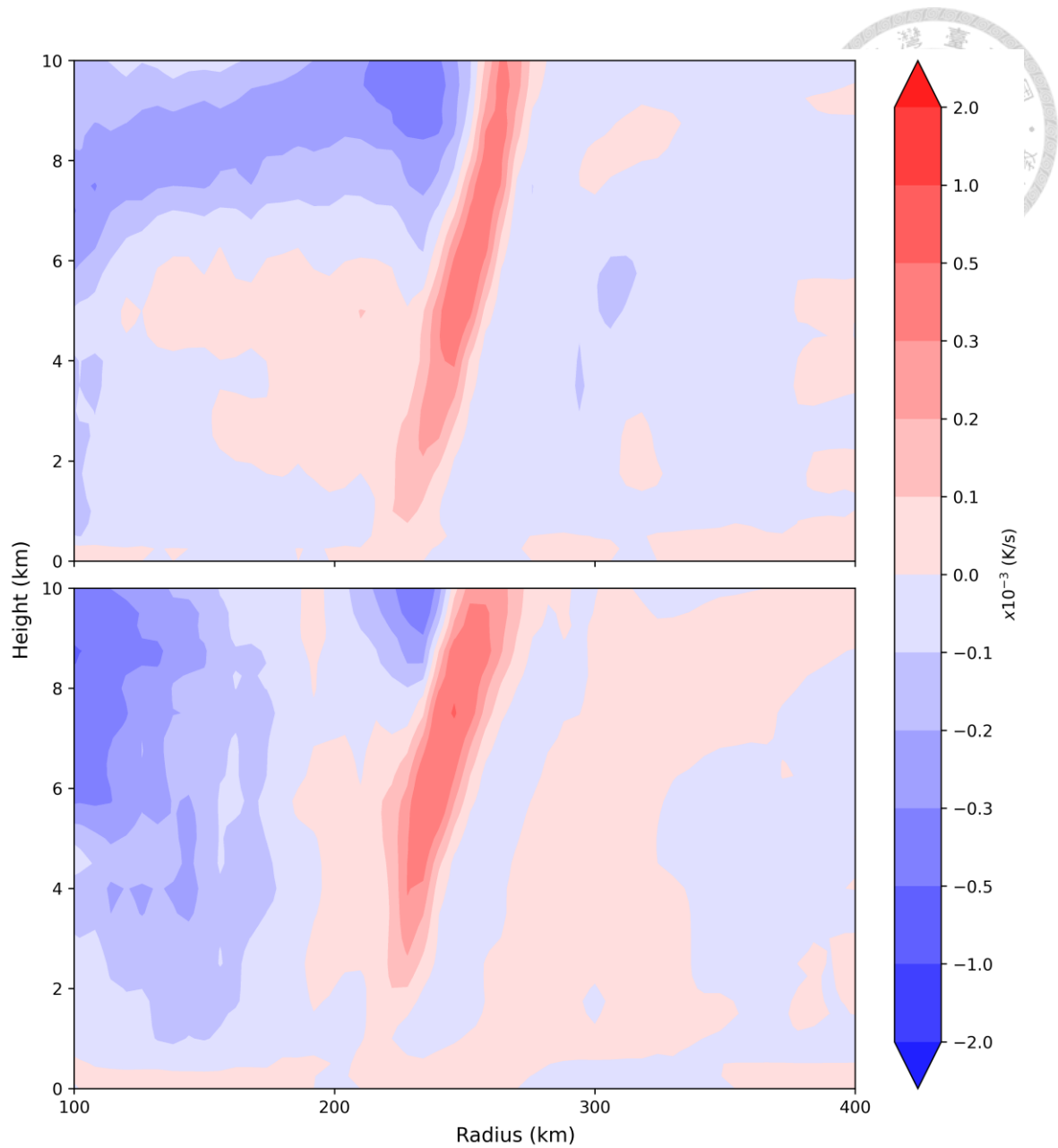


圖 4.2 L08 與 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均潛熱釋放差異( $10^{-3} \text{ K s}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。



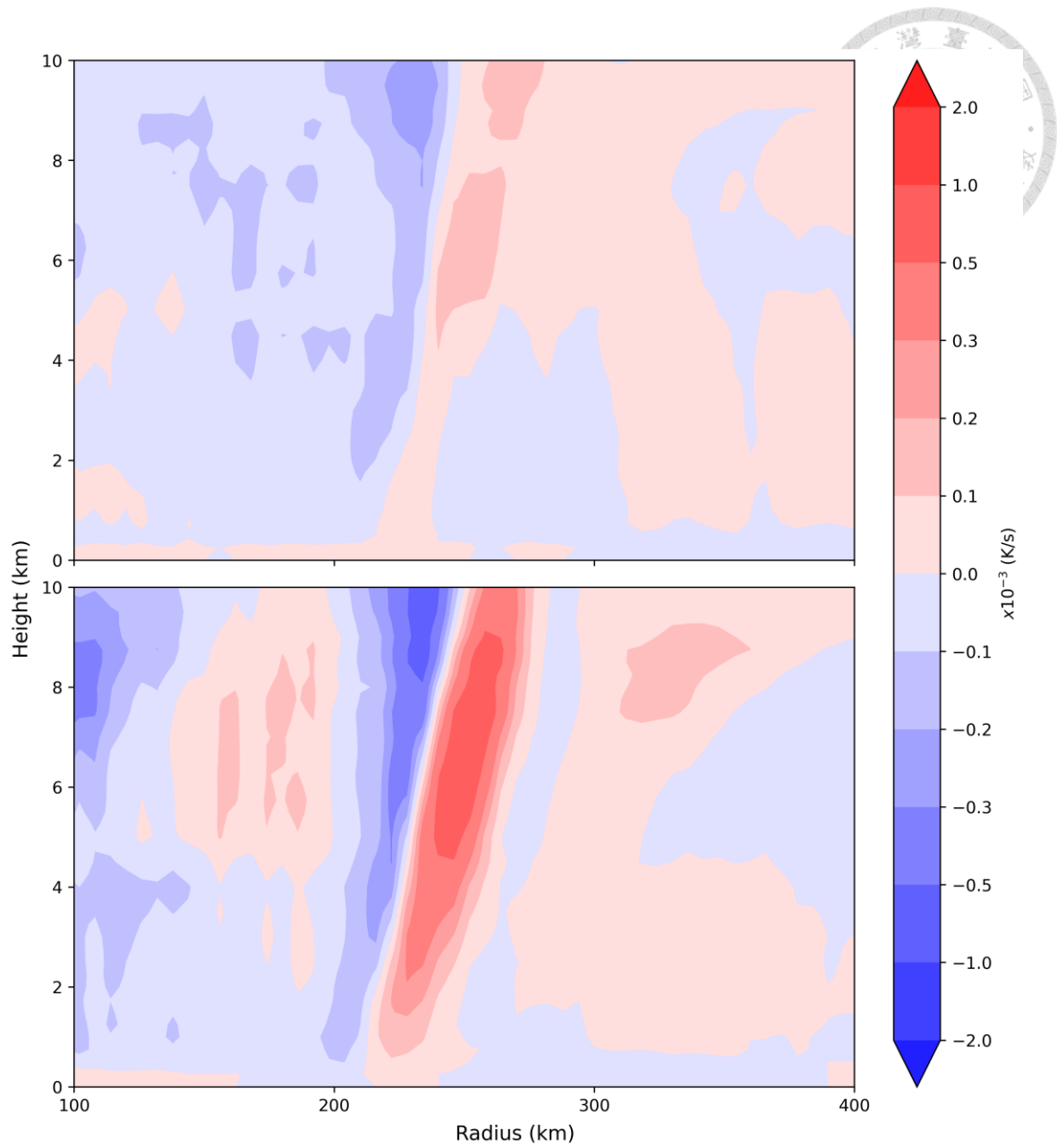


圖 4.3 圖說同圖 4.2，但實驗為 M08。

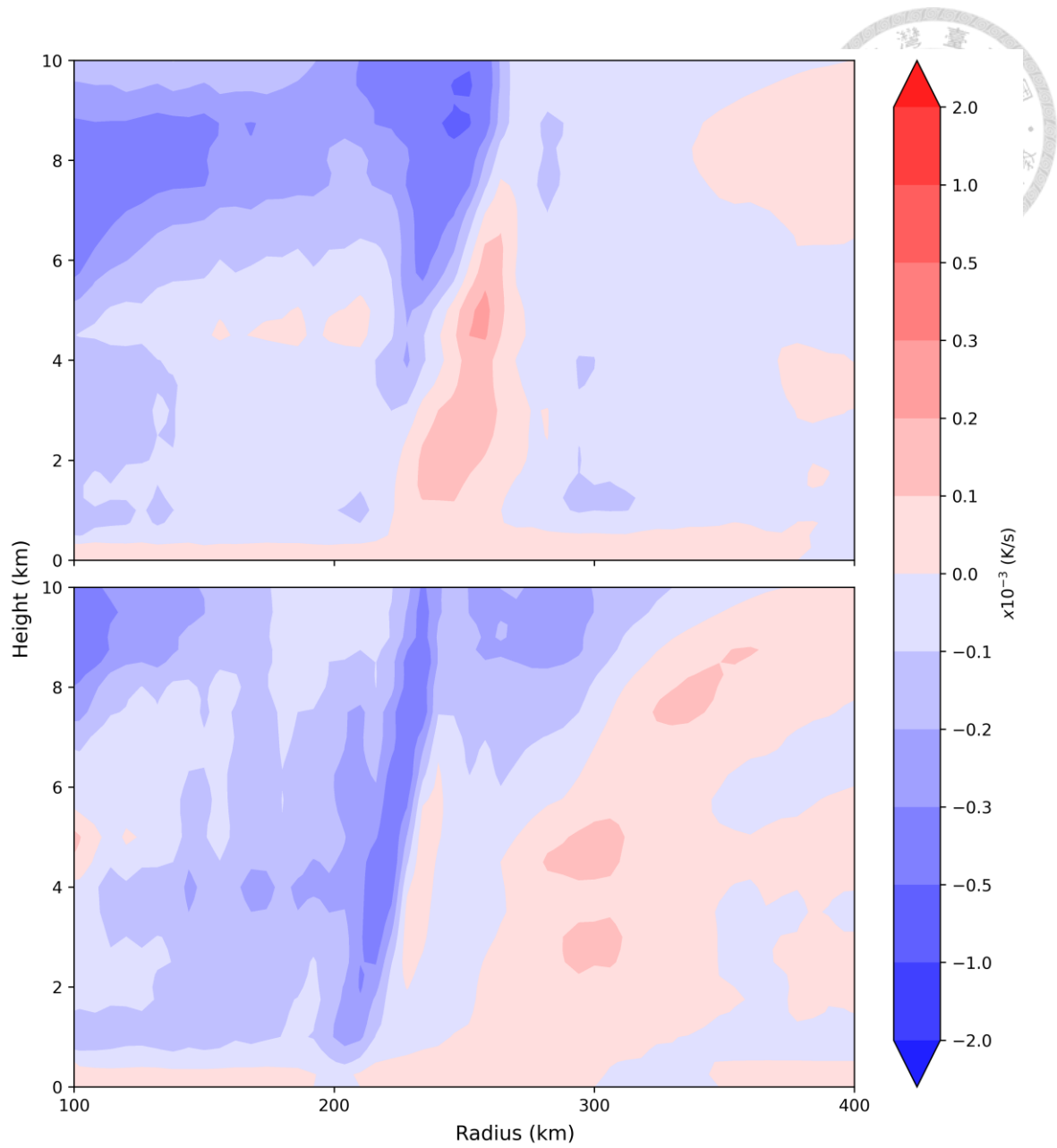


圖 4.4 圖說同圖 4.2，但實驗為 L06。

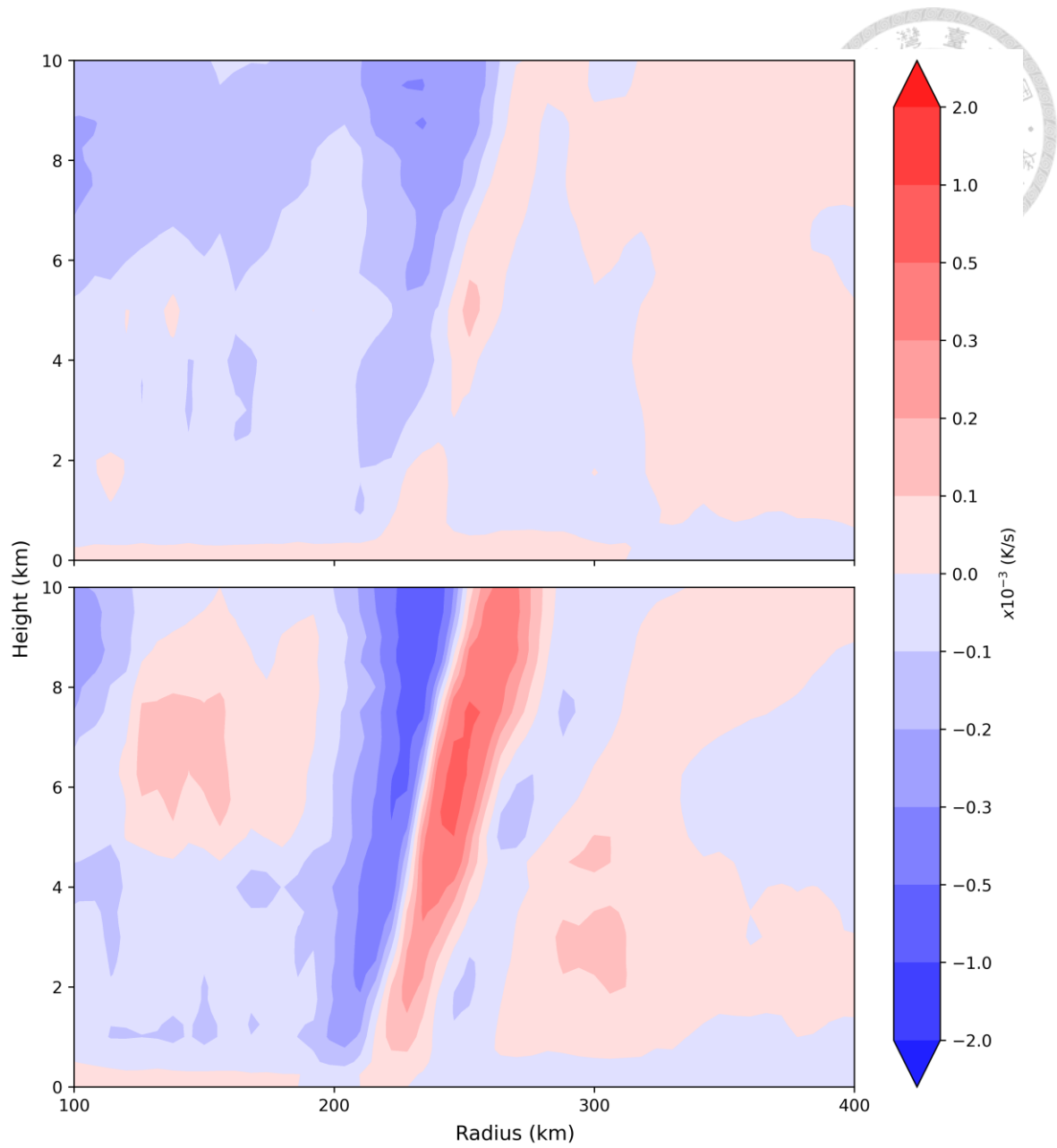


圖 4.5 圖說同圖 4.2，但實驗為 M06。

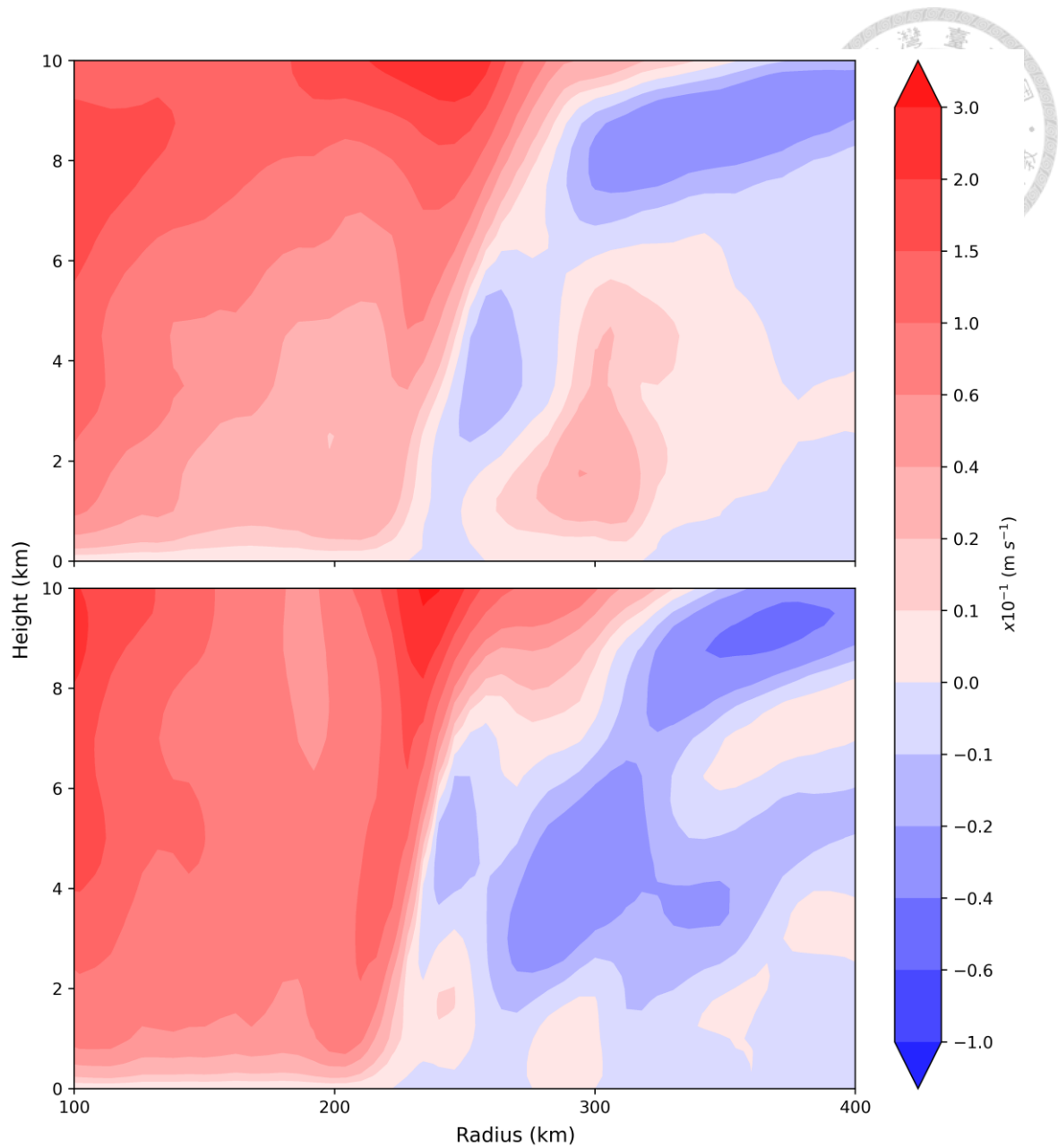


圖 4.6 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均垂直速度( $10^{-1} \text{ m s}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

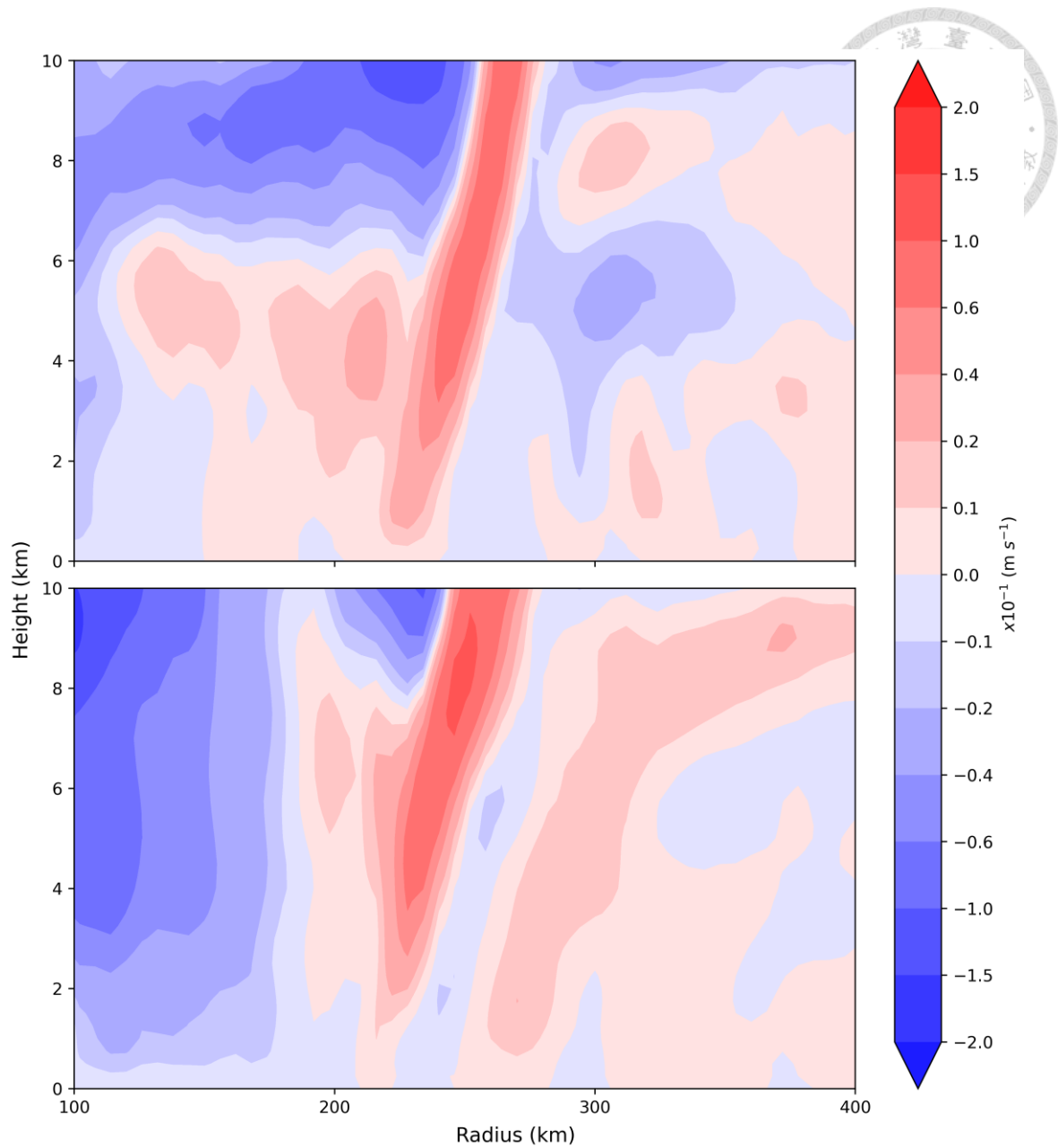


圖 4.7 L08 與 CTL 在  $T_{51}$ - $T_{57}$ (上)及  $T_{63}$ - $T_{69}$ (下)之軸對稱平均垂直速度差異( $10^{-1} \text{ m s}^{-1}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

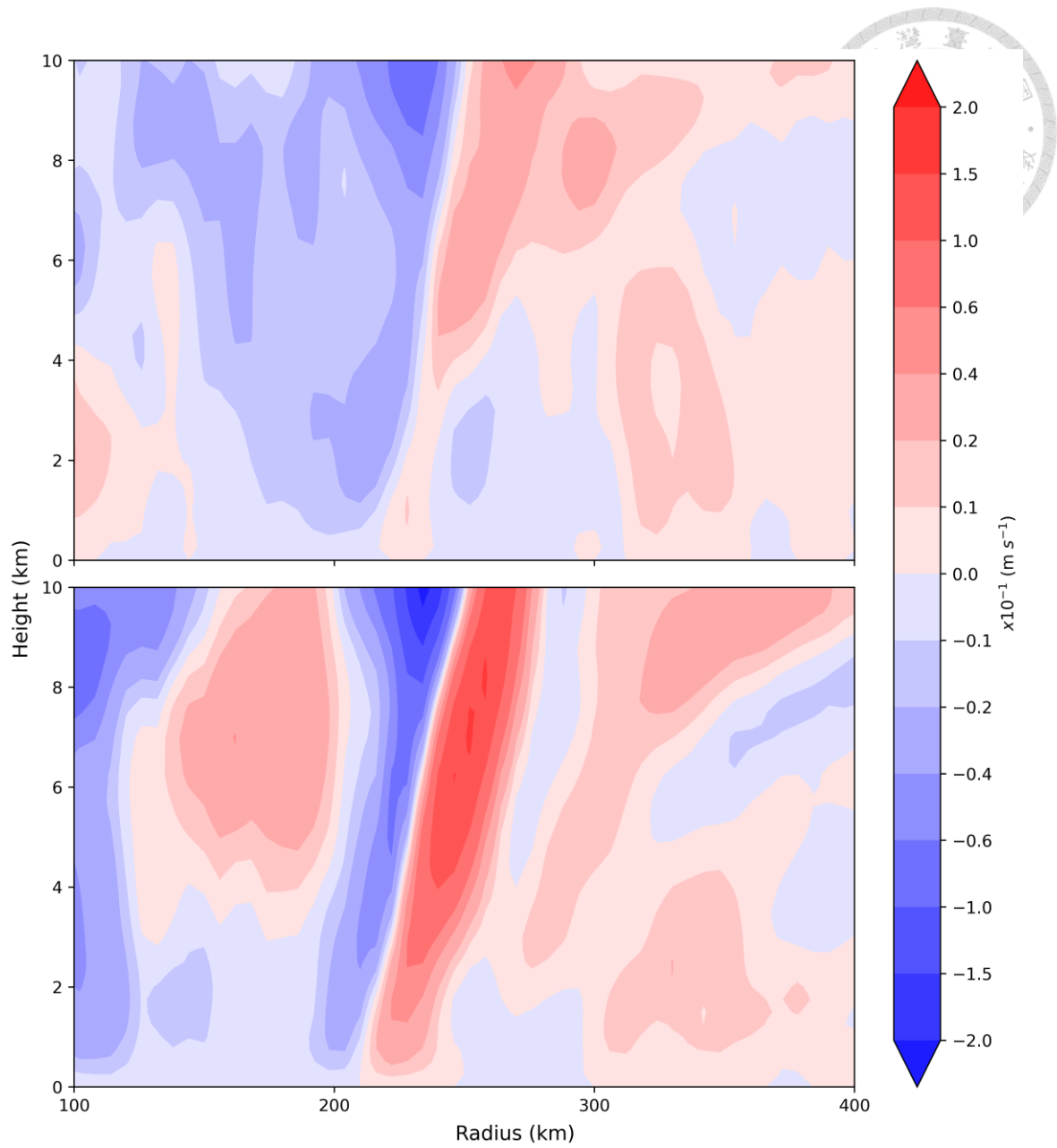


圖 4.8 圖說同圖 4.7，但實驗為 M08。

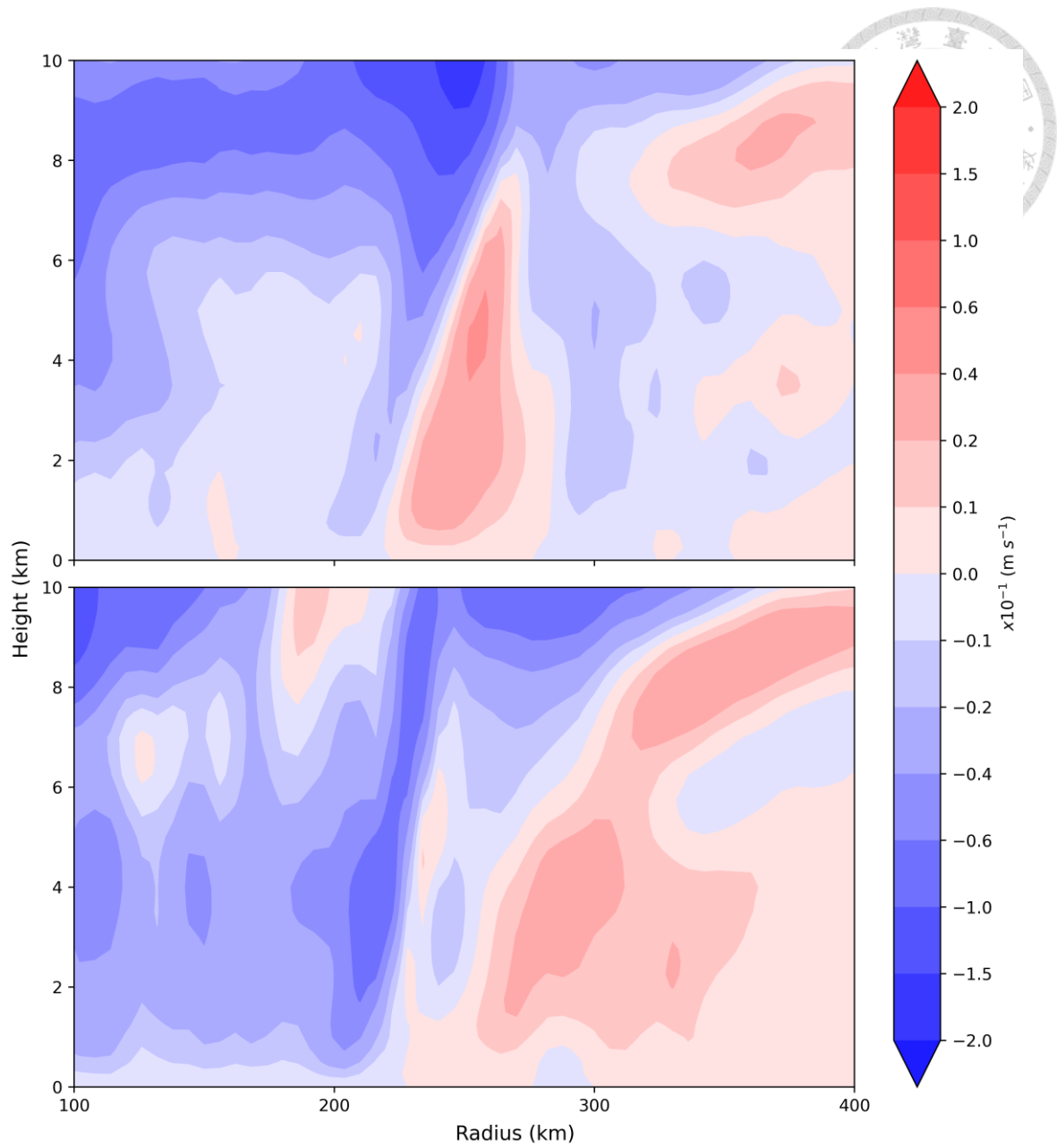


圖 4.9 圖說同圖 4.7，但實驗為 L06。

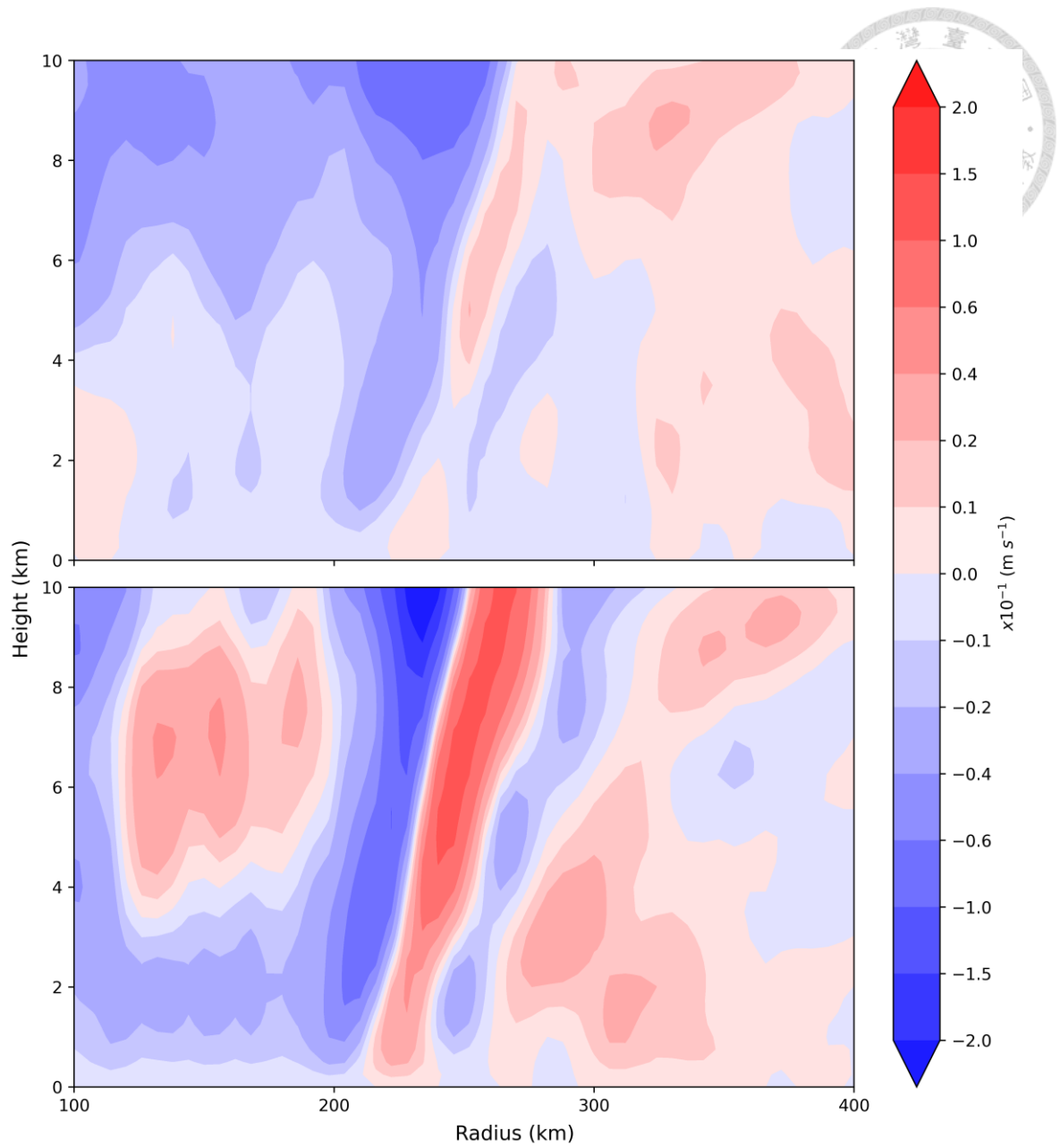


圖 4.10 圖說同圖 4.7，但實驗為 M06。



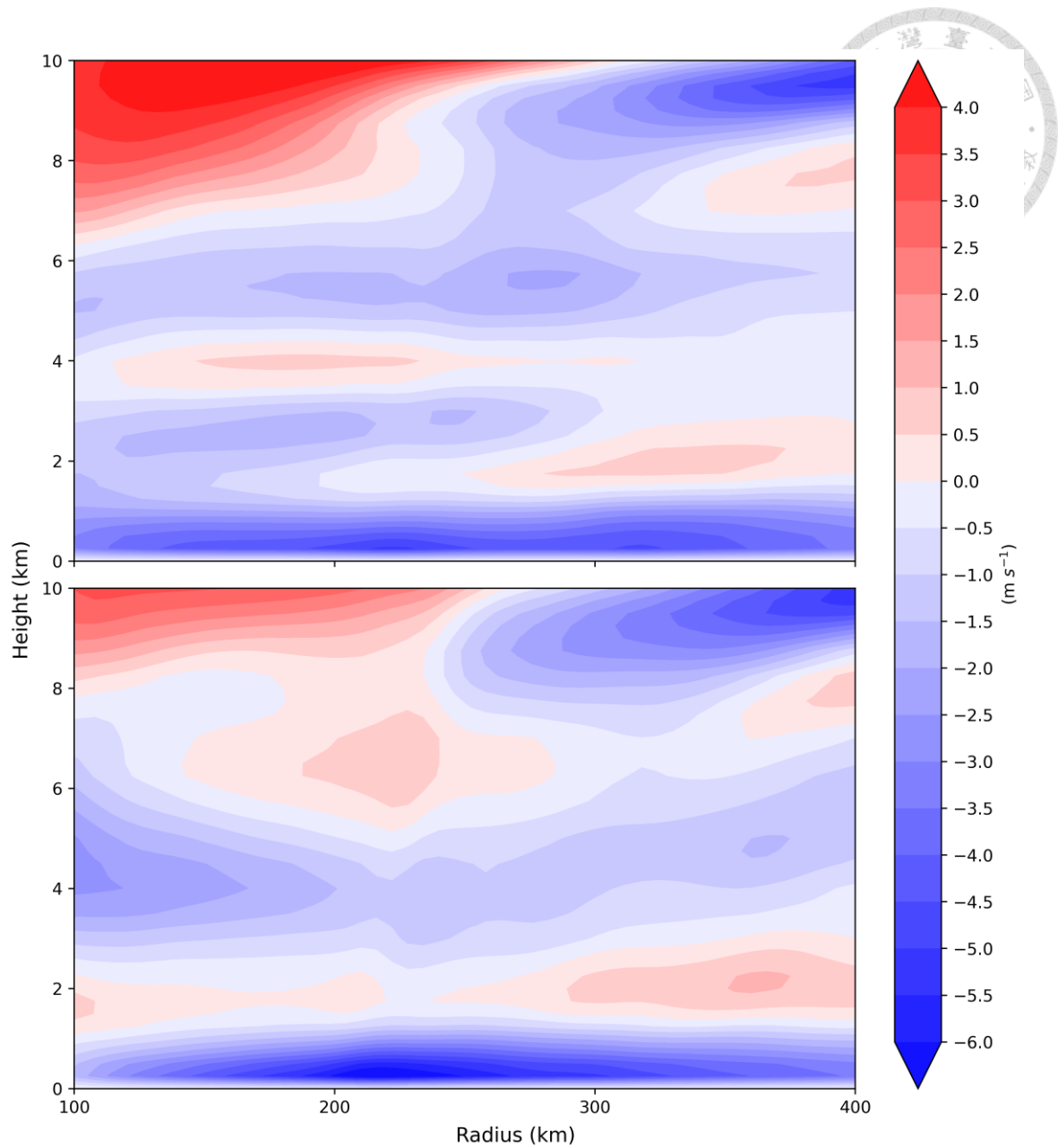


圖 4.11 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均徑向風速(m s<sup>-1</sup>)，負值為入流。橫軸為半徑，縱軸為高度。

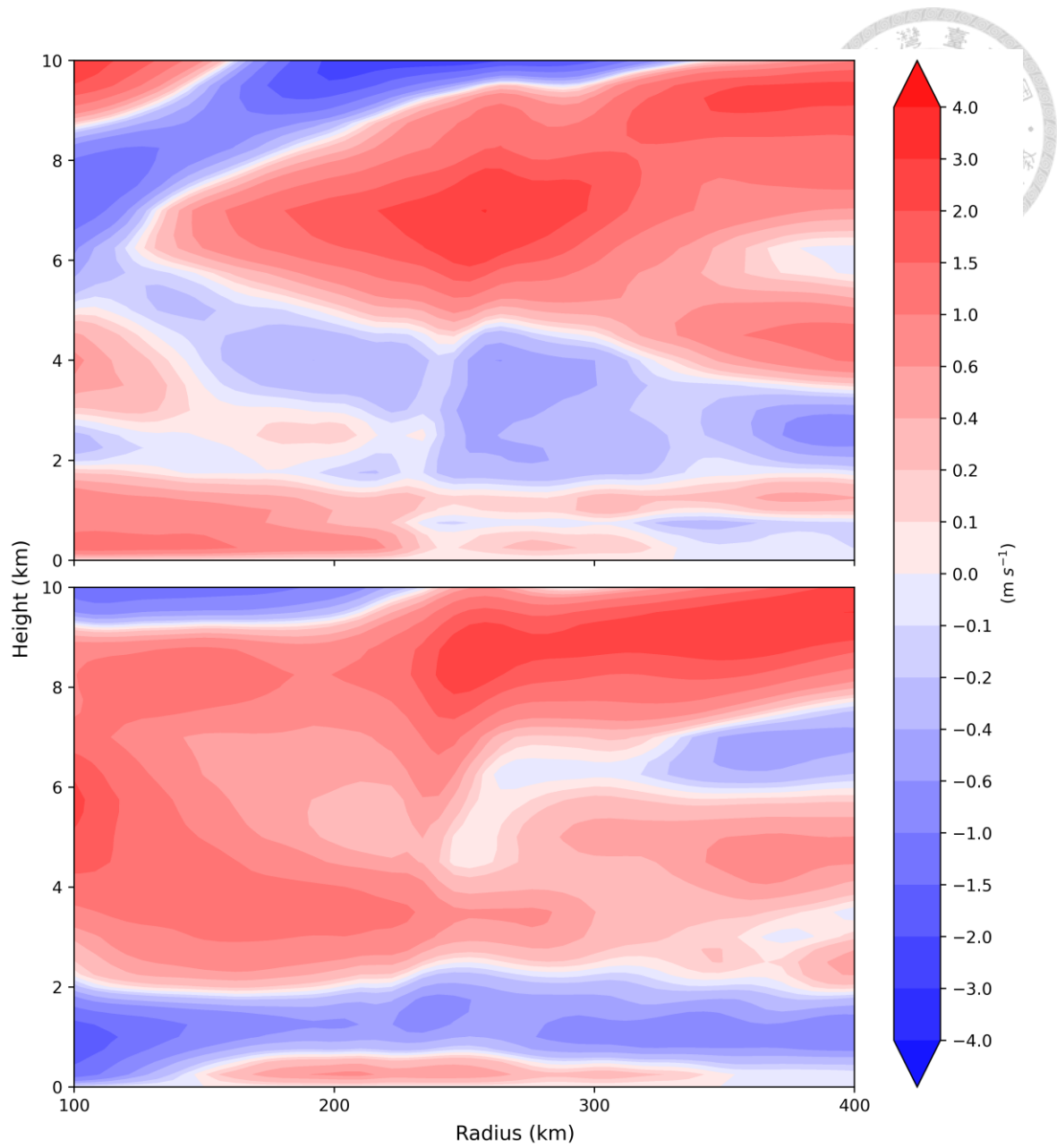


圖 4.12 L08 與 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均徑向風速差(m s<sup>-1</sup>)。

橫軸為半徑，縱軸為高度。

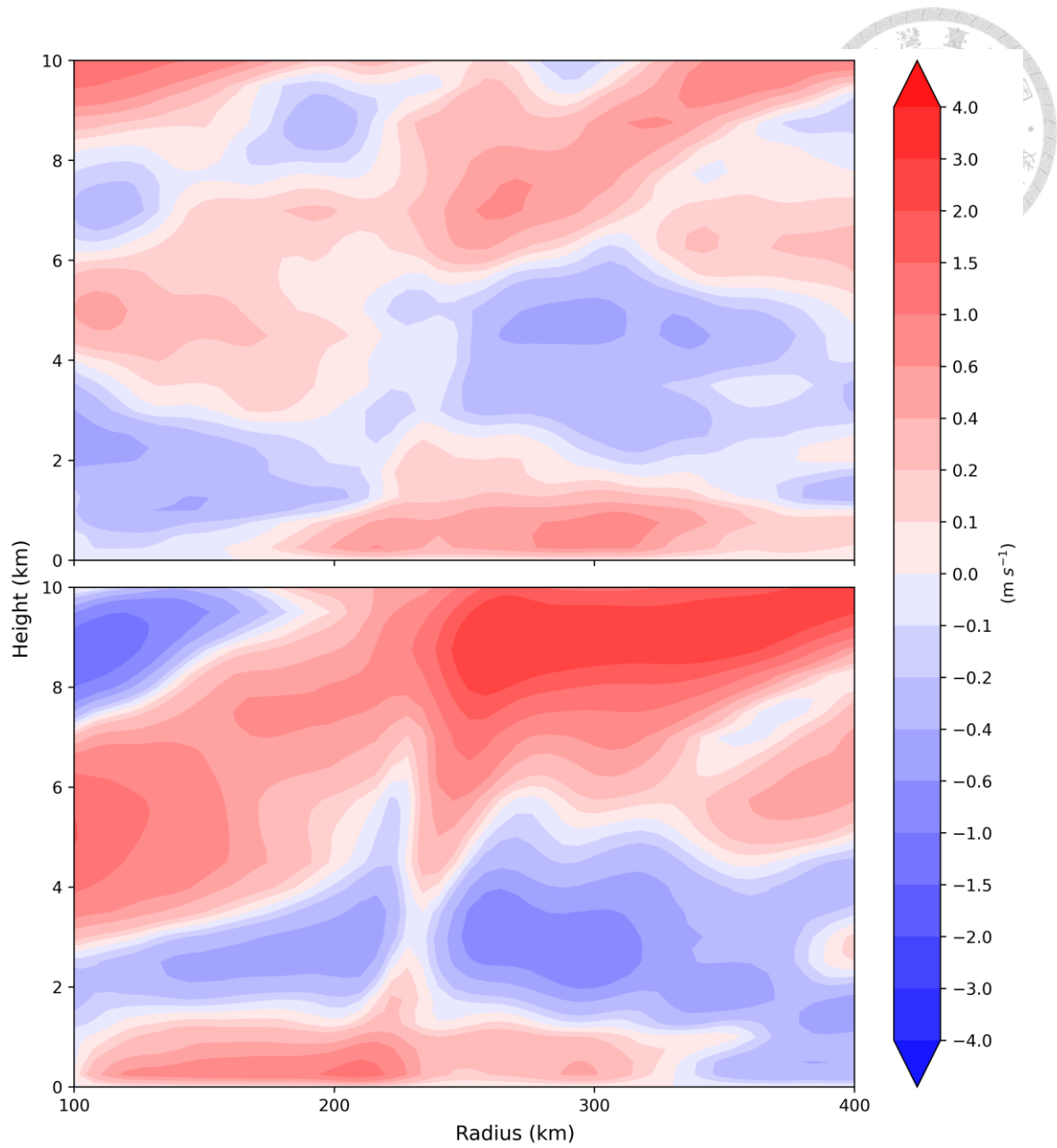


圖 4.13 圖說同圖 4.12，但實驗為 M08。

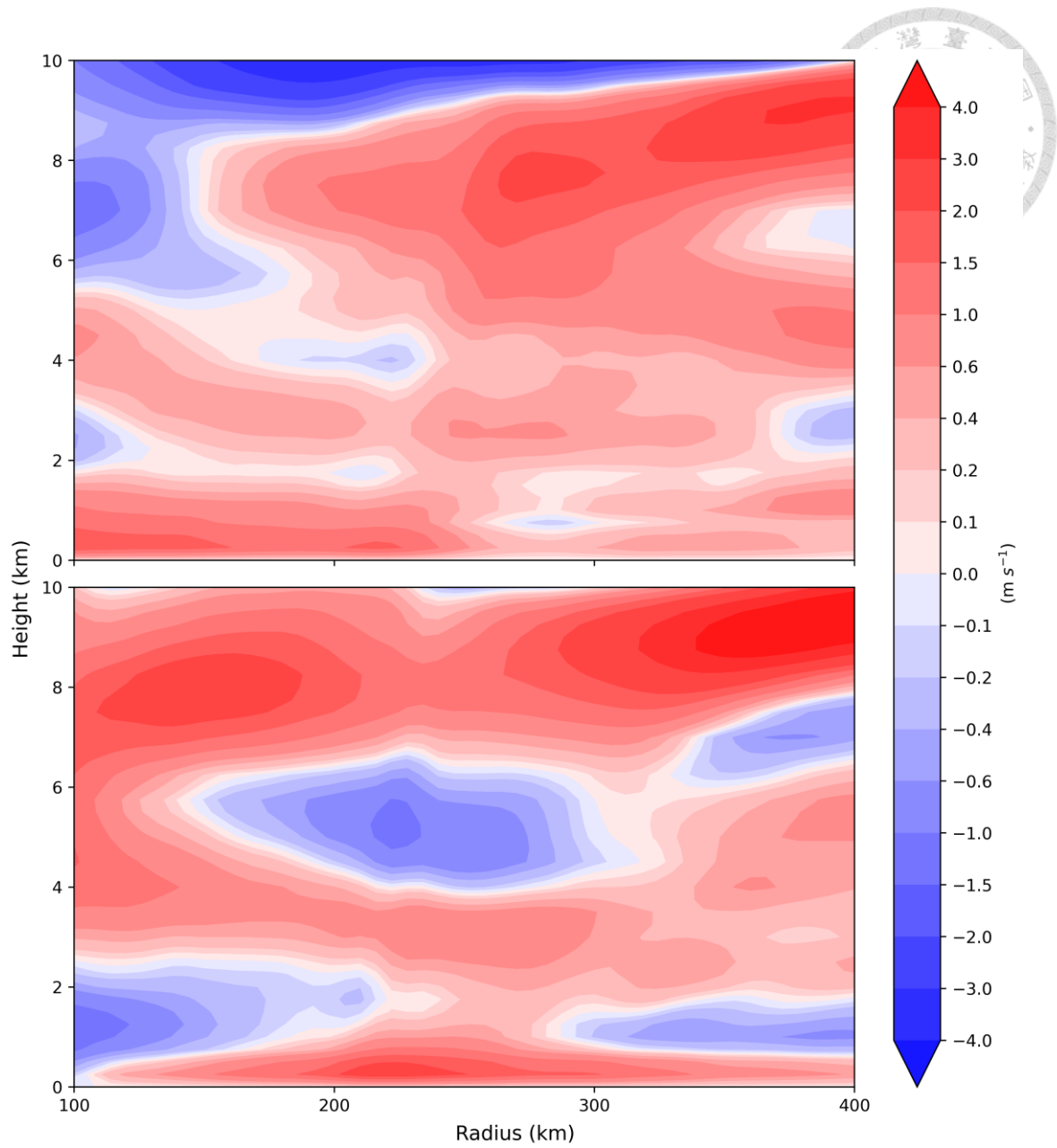


圖 4.14 圖說同圖 4.12，但實驗為 L06。

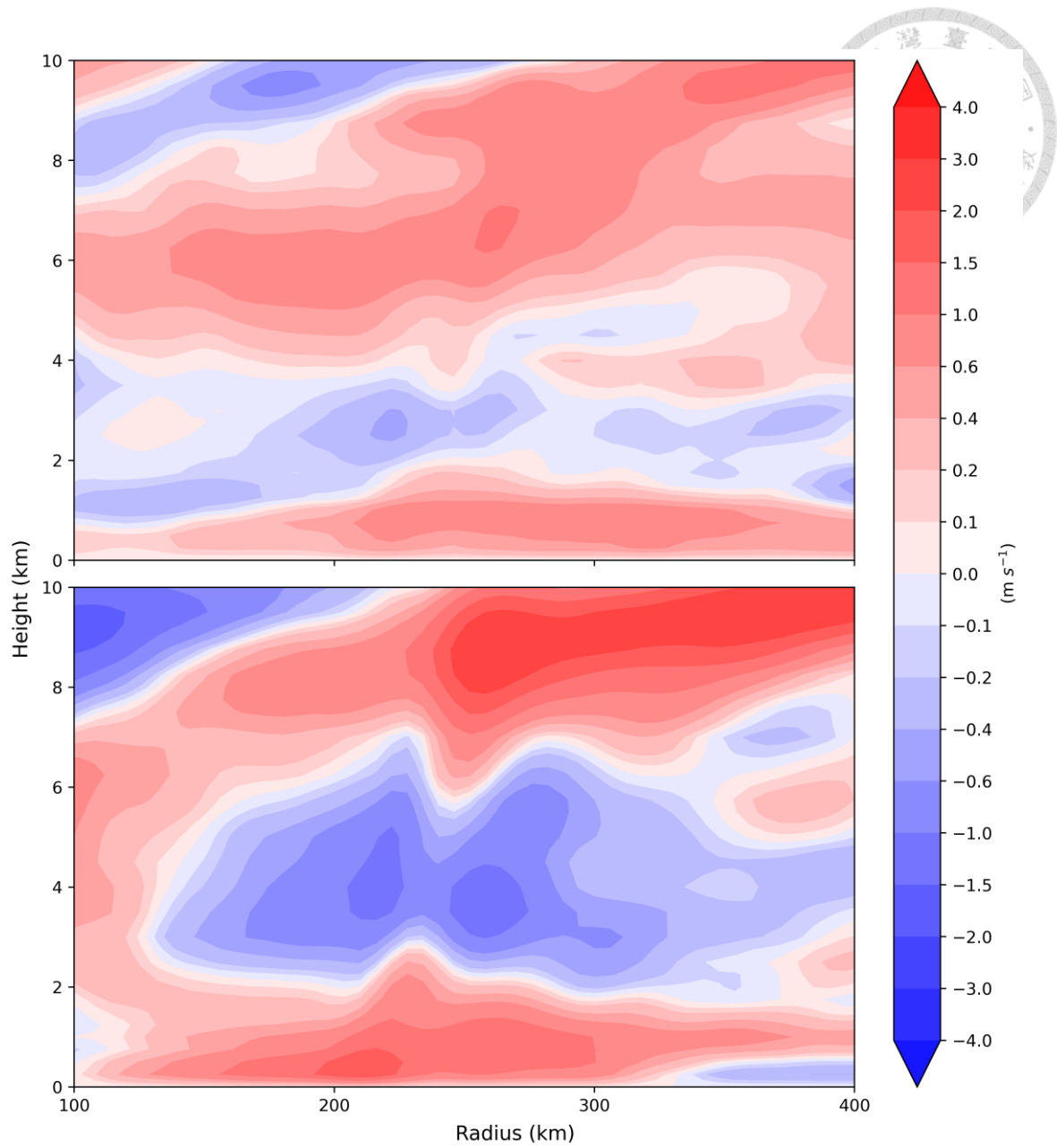


圖 4.15 圖說同圖 4.12，但實驗為 M06。

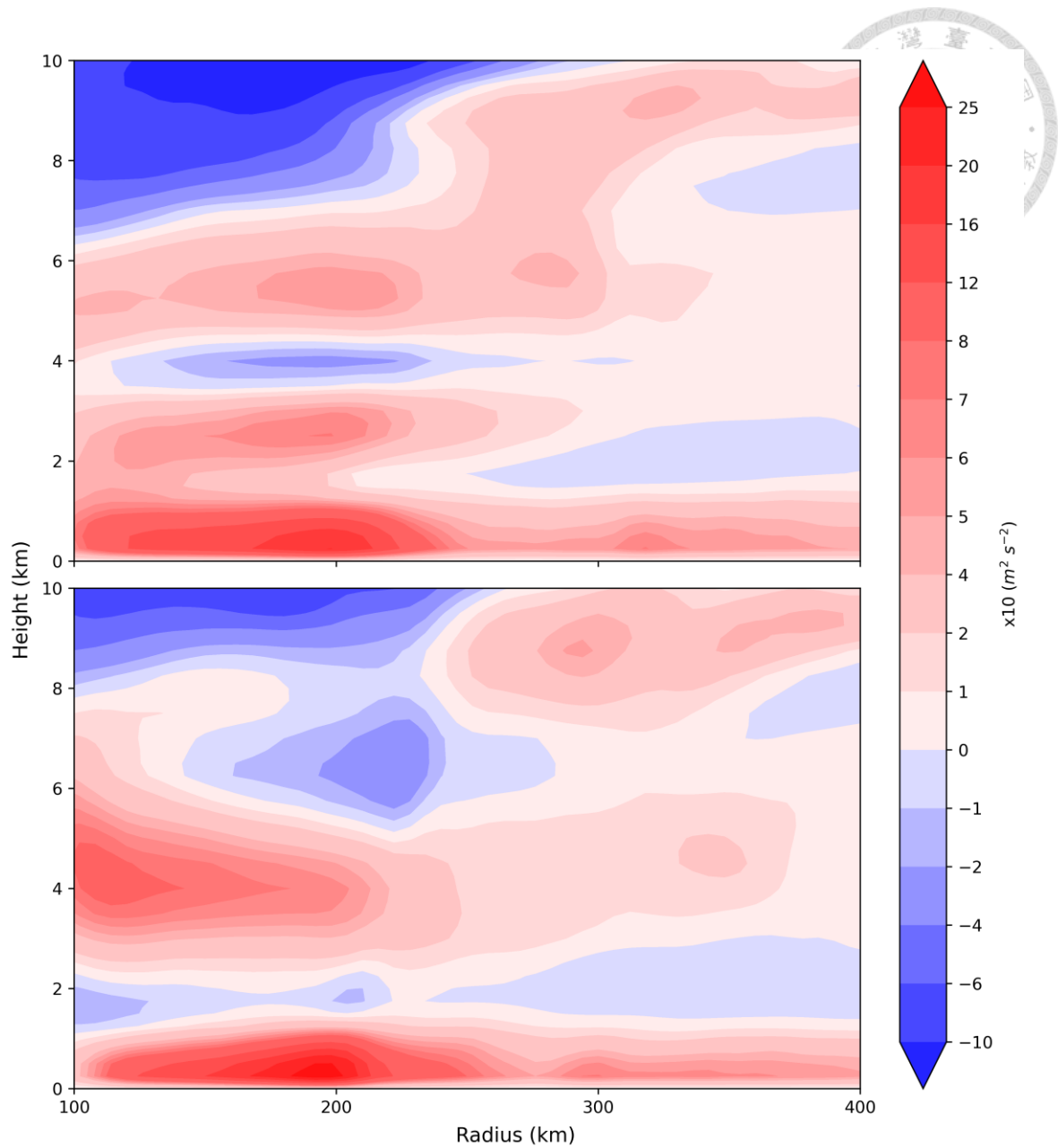


圖 4.16 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均 AAM 徑向平流( $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ )。

橫軸為半徑，縱軸為高度。

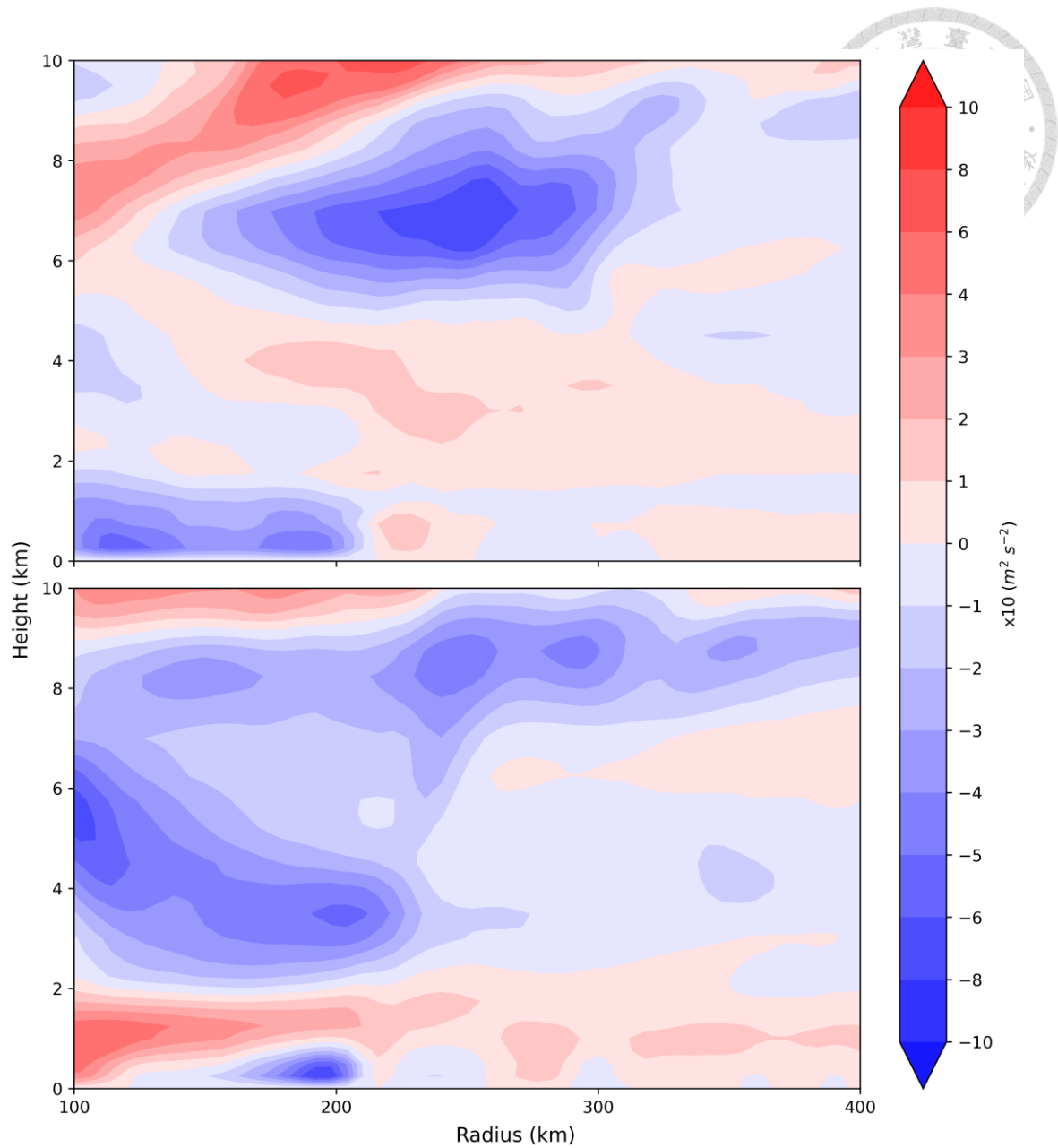


圖 4.17 L08 與 CTL 在 T<sub>51</sub>-T<sub>57</sub>(上)及 T<sub>63</sub>-T<sub>69</sub>(下)之軸對稱平均 AAM 徑向平流差異 ( $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ )。橫軸為半徑，縱軸為高度。

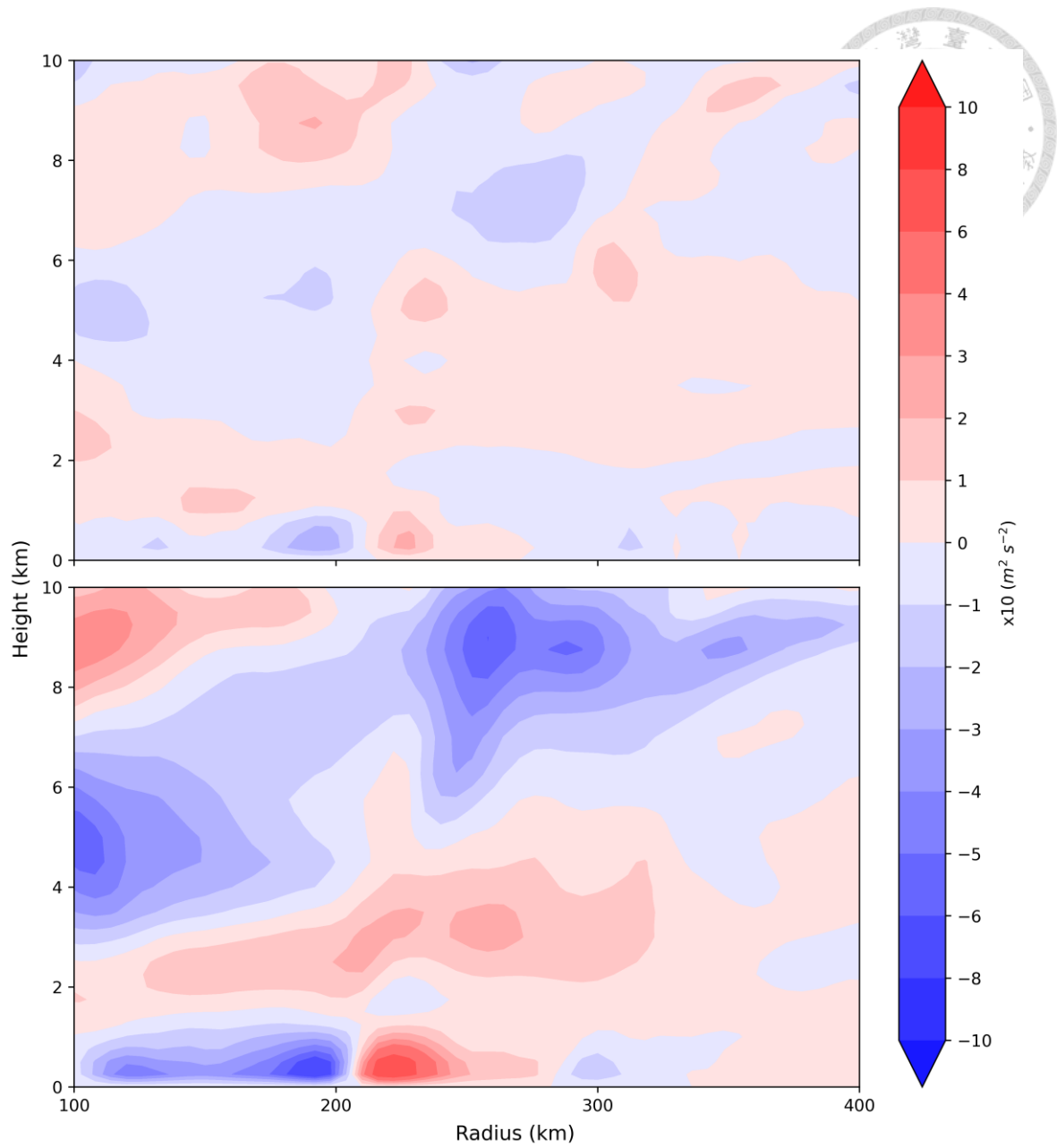


圖 4.18 圖說同圖 4.17，但實驗為 M08。



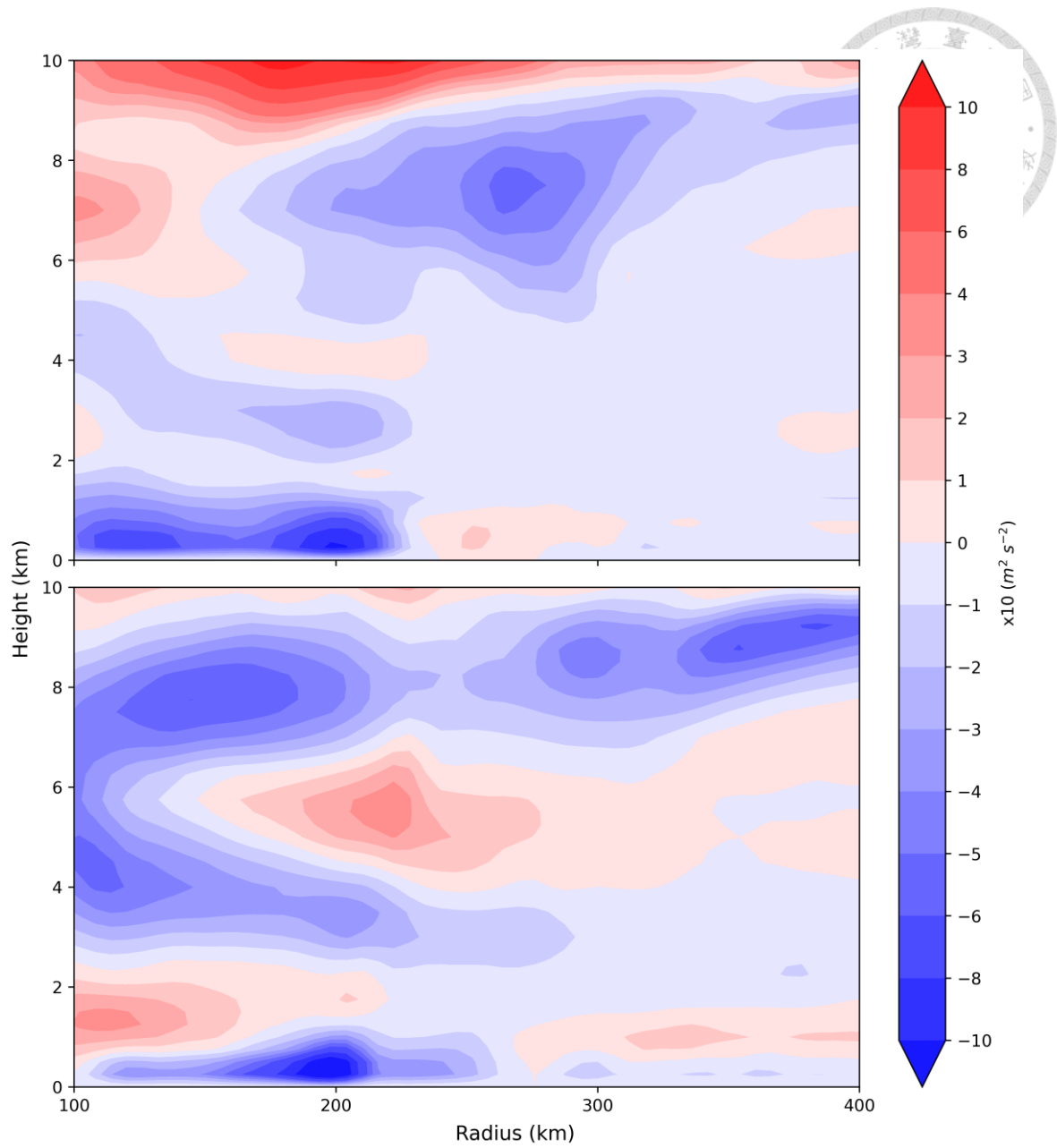


圖 4.19 圖說同圖 4.17，但實驗為 L06。

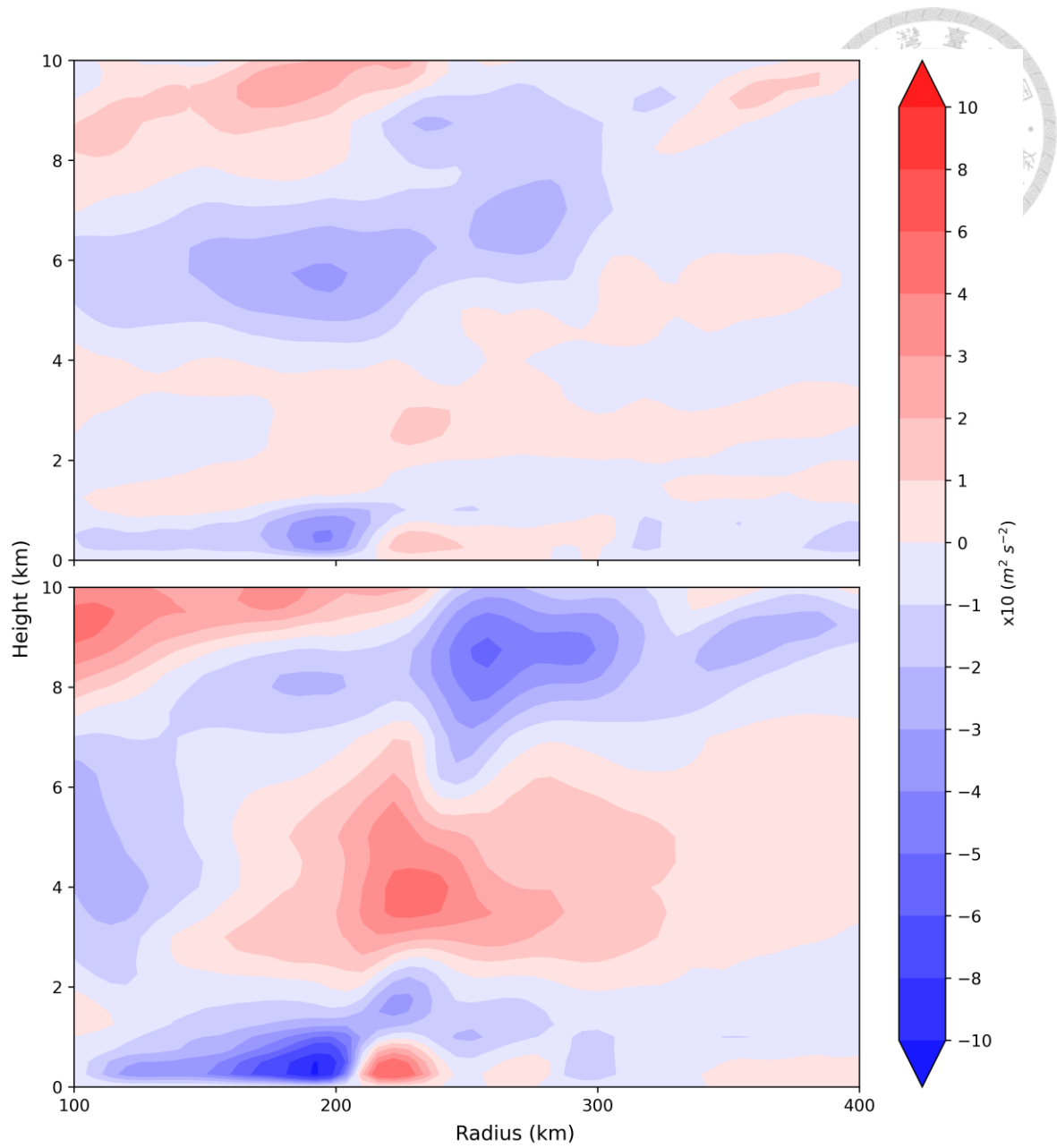


圖 4.20 圖說同圖 4.17，但實驗為 M06。

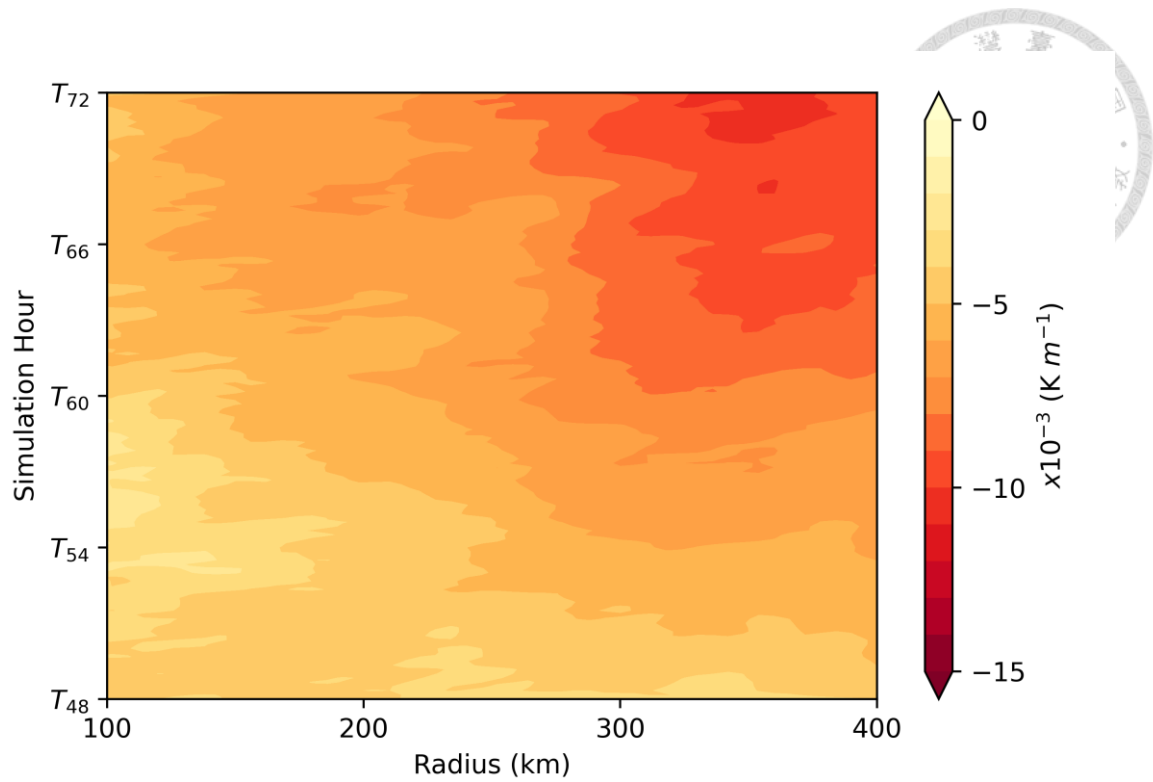


圖 4.21 CTL 之 1-2 公里平均相對位溫垂直梯度( $10^{-3} \text{ K m}^{-1}$ )哈莫圖。橫軸為半徑，縱軸為模擬時間。

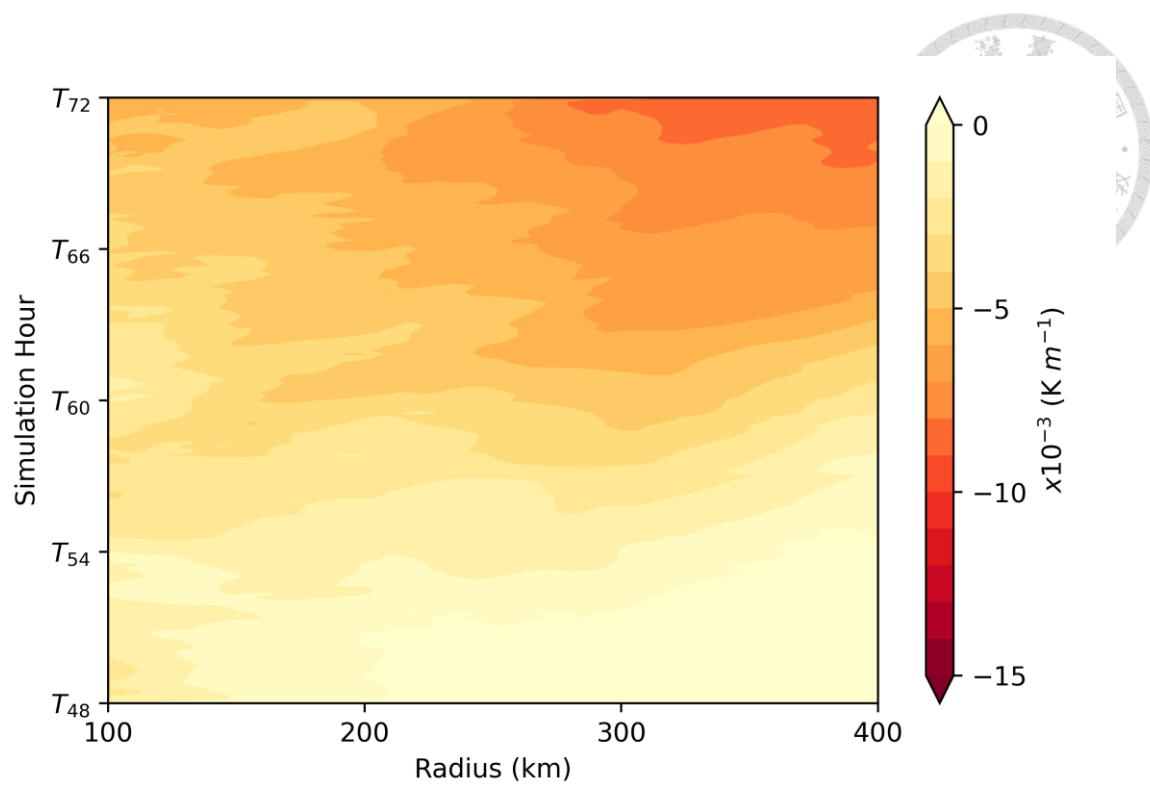


圖 4.22 圖說同圖 4.21，但實驗為 L08。

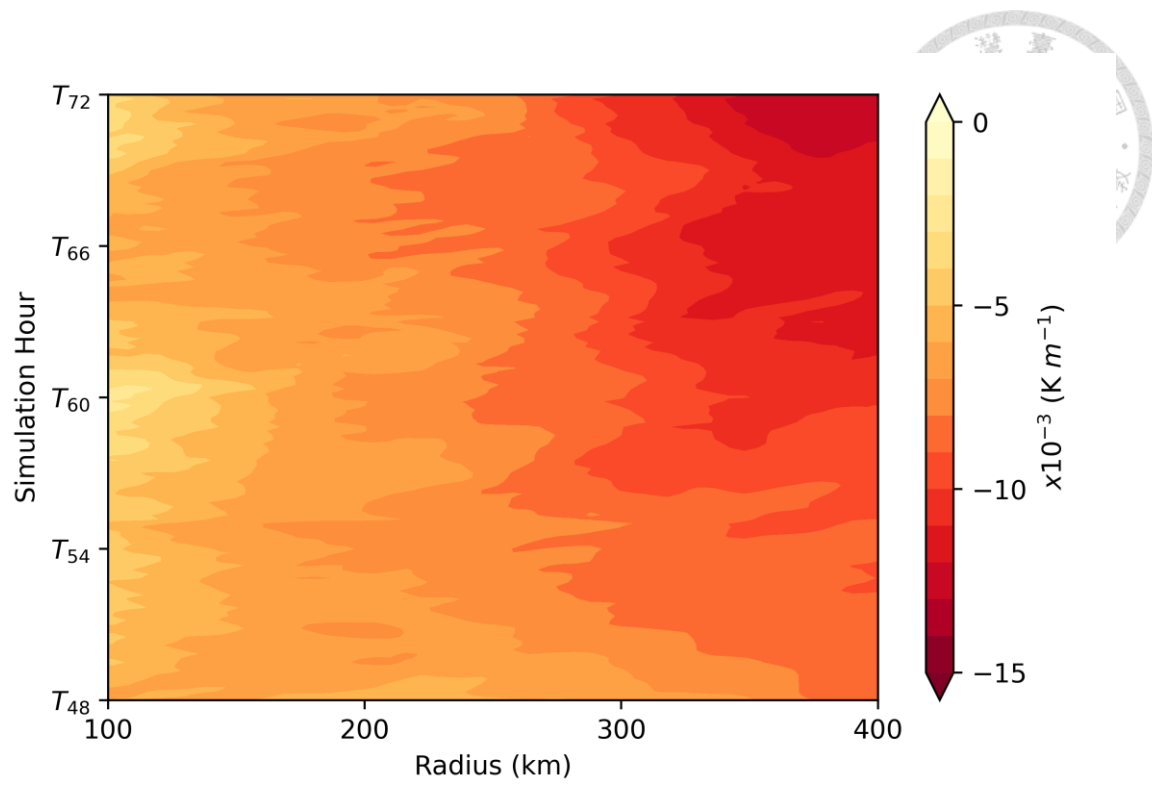


圖 4.23 圖說同圖 4.21，但實驗為 M08。

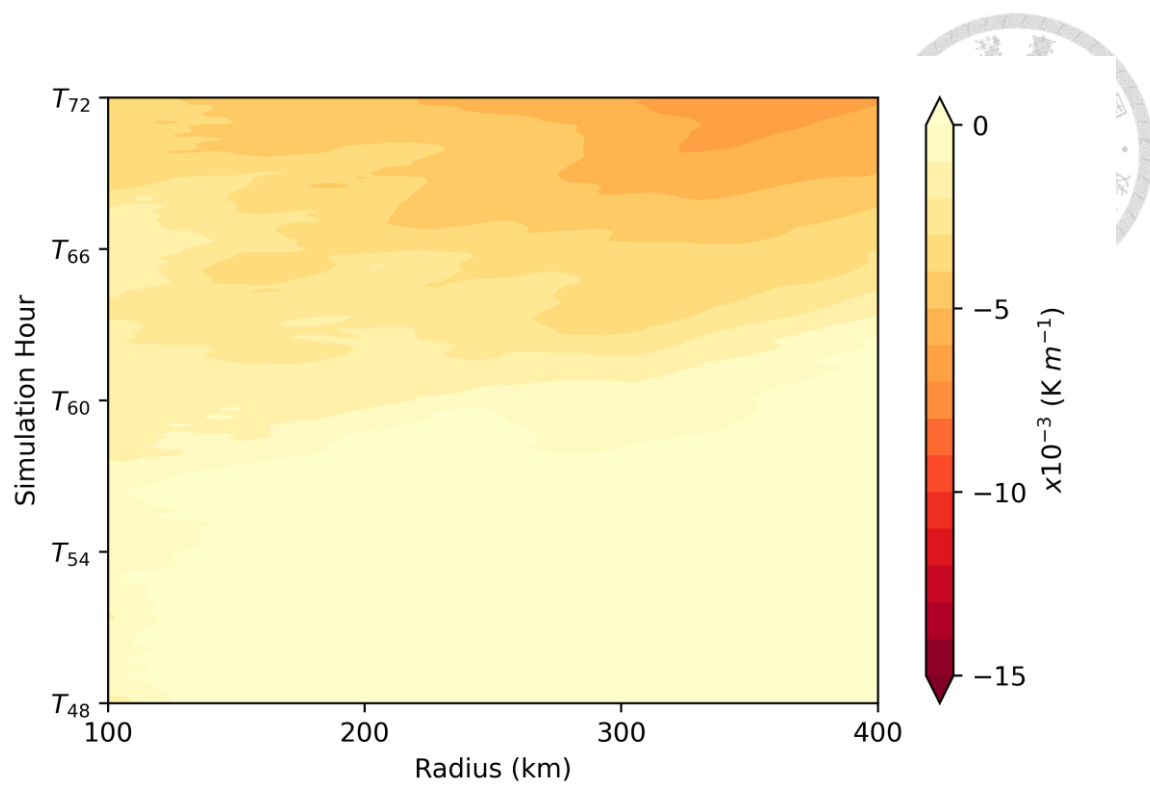


圖 4.24 圖說同圖 4.21，但實驗為 L06。

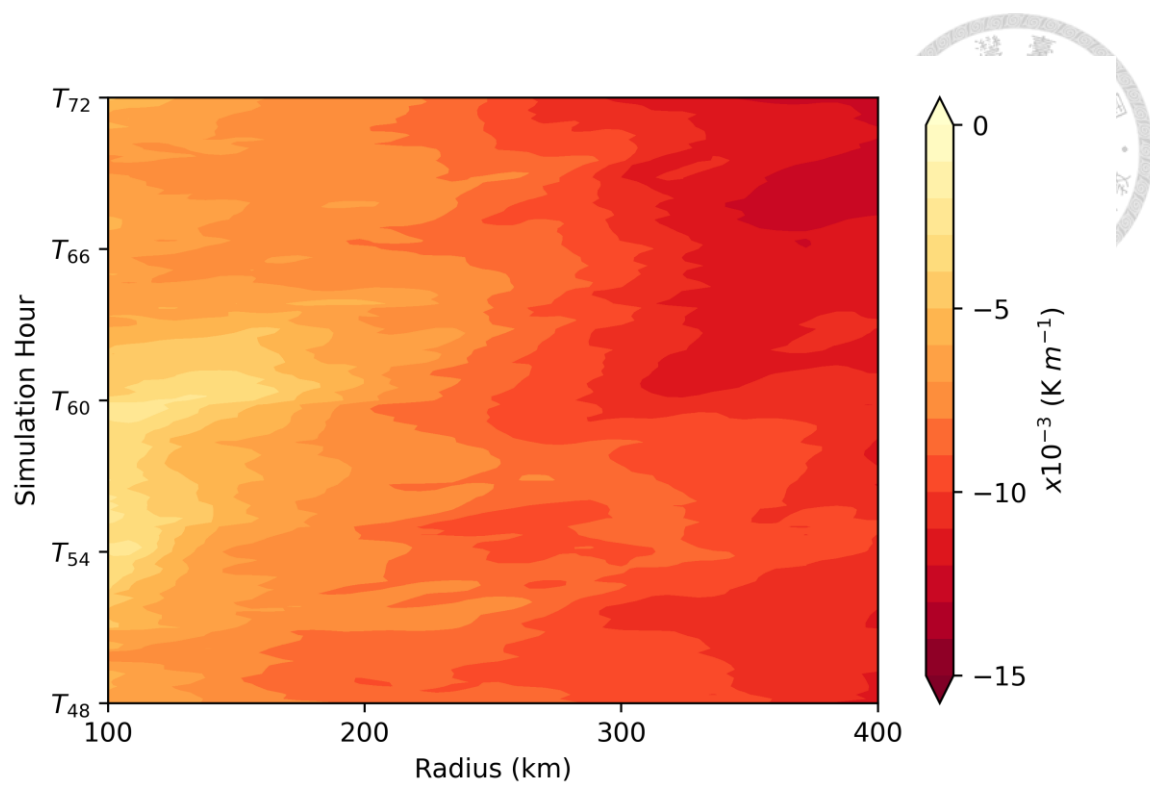


圖 4.25 圖說同圖 4.21，但實驗為 M06。

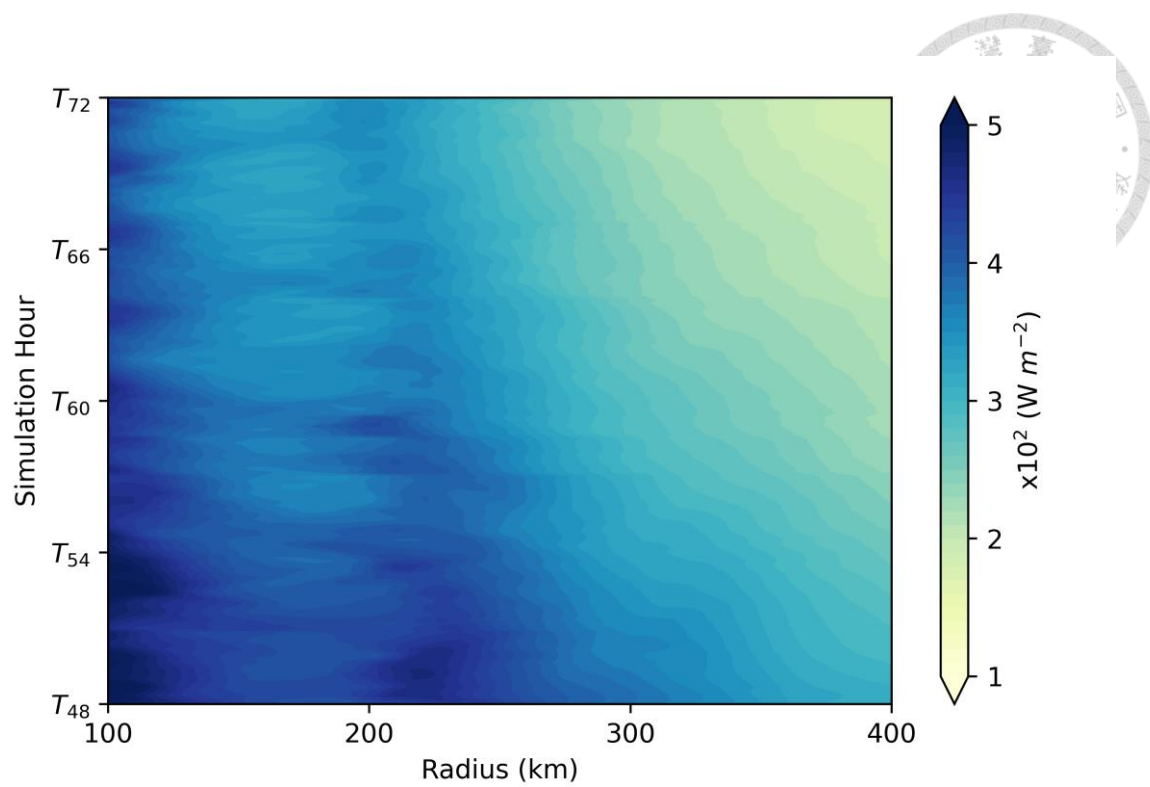


圖 4.26 L08 之海表熱通量( $10^2 \text{ W m}^{-2}$ )哈莫圖。橫軸為半徑，縱軸為模擬時間。



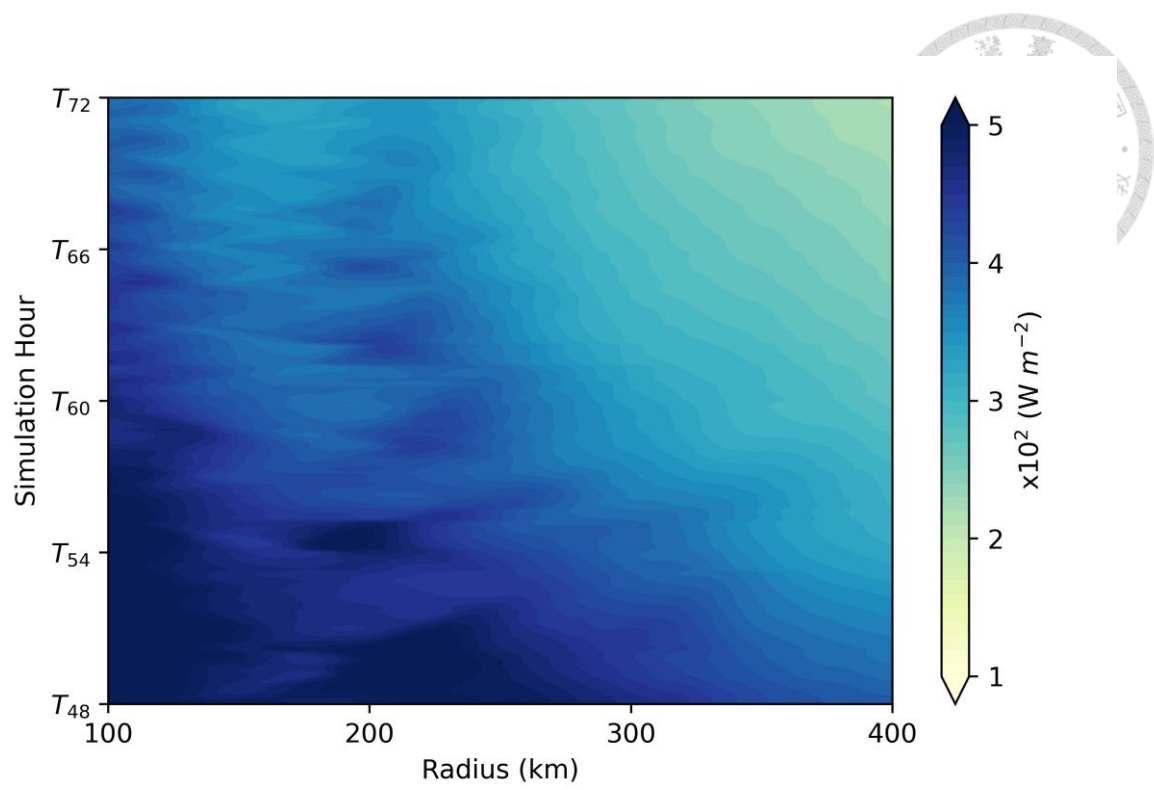


圖 4.27 圖說同圖 4.26，但實驗為 L06。