

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所

碩士論文

Graduate Institute of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

對流引發內重力波之模擬與晴空亂流個案診斷應用

The Simulation of Internal Gravity Waves Induced by Convective Systems and Its Application to Clear-air Turbulence Diagnostics



Kai-Yuan Cheng

指導教授：林博雄 博士

Advisor: Po-Hsiung Lin, Ph.D.

中華民國 99 年 7 月

July, 2010

中文摘要

對流系統所引發的向上向外傳播之重力波擾動，被認為是飛機遭遇晴空亂流之可能肇因之一。本研究試圖建立對流系統造成亂流飛航事故之診斷流程，首先透過 WRF 大氣數值模式提供 WISCDYMM 雲物理動力模式的初始剖面，進行時間和空間降尺度的天氣情境模擬，過程中藉由二維波譜來分析對流系統產生重力波之傳播特徵，並利用渦流消散速率 ($EDR^{1/3}$) 來定量估計重力波造成之亂流強度。本研究選擇 2008 年秋天 CI-641 航班在泰國曼谷機場東北方上空 12 km，以及 2005 年春天 BR-2196 航班在日本東岸上空 10 km，以這兩個晴空亂流飛安事件個案做為重力波引發亂流的診斷分析對象。

模擬結果發現，在重力波方面，對流系統引發之重力波自對流中心激發，朝四面八方傳播之現象。CI-641 個案重力波在高度 11 ~ 18 km 傳播，與航空器巡航空層相穩合；BR-2196 個案之重力波在高度 4 ~ 8 km 傳播，較航空器巡航空層低約 2 km。在亂流強度部分， $EDR^{1/3}$ 空間分佈顯現重力波傳播的特徵，而 CI-641 個案之巡航空層最大 $EDR^{1/3}$ 約 0.127，顯示輕度亂流訊號；BR-2196 個案之巡航空層最大 $EDR^{1/3}$ 約 0.0035，沒有亂流訊號。因此，我們認為對流系統引發之重力波可能是造成 CI-641 事故的原因，至於 BR-2196 事件與對流系統應無關聯性。

ABSTRACT

The gravity waves induced by convective system could play a role in triggering clear-air turbulence (CAT). This study attempted to establish the diagnostic procedure of CAT accidents caused by convectively gravity waves. To recognize sufficient details of the convectively gravity waves, an explicit cloud-scale model WISCDYMM with its initial profile provided by meso-scale WRF model was utilized to reproduce weather scenario. Two-dimensional spectral analysis was used to identify the characteristics of gravity waves in this study. Furthermore, in order to quantify the CAT intensity, eddy dissipation rate ($EDR^{1/3}$) was calculated based on WISCDYMM model outputs in the cases simulation.

To explore this procedure, two CAT accidents were selected for case study. The first one was CI-641 accident, which happened at 12 km over the northeast of Bangkok airport in Thailand in the summer of 2008; the other was BR-2196 accident, which happened at 10 km over the east coast of Japan in the spring of 2005.

The simulations indicated that convective systems made gravity waves propagate outward from convection center. In Case CI-641, the gravity wave propagated at a height of 11 ~ 18 km, which was concurrent with the layer where aircraft cruised; in Case BR-2196, the gravity wave propagated at a height of 4 ~ 8 km, about 2 km lower than the layer where aircraft cruised. In terms of turbulence intensity, $EDR^{1/3}$ showed the pattern of the turbulence distribution caused by the propagation of gravity waves. In Case CI-641, the largest $EDR^{1/3}$ at aircraft patrolling layers was about 0.127, indicating light level of turbulence. In Case BR-2196, the maximum of $EDR^{1/3}$ was about 0.0035, indicating no occurrence of turbulence. The results suggest that the gravity waves induced by convective systems could be used to explain the cause of the CAT accident

in Case CI-641. In contrast, BR-2196 accident may have no association with convective systems.



目錄

中文摘要	i
ABSTRACT	ii
目錄	iv
表目錄	vii
圖目錄	viii
Chapter 1 簡介.....	1
1.1 研究動機	1
1.2 文獻回顧	2
1.2.1 晴空亂流之來源	2
1.2.2 晴空亂流之機制	2
1.2.3 對流系統引發重力波之機制	3
1.2.4 現場觀測實驗	4
1.3 研究目的和論文架構	5
Chapter 2 數值模式及資料來源	7
2.1 WISCDYMM	7
2.1.1 數值方法和邊界條件	8
2.1.2 物理過程	8
2.1.3 初始化和模式移動	10
2.2 WRF	11
2.3 NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis data	11
Chapter 3 波譜分析與亂流強度	13

3.1	波譜分析	13
3.1.1	波譜分析	13
3.1.2	濾波器	14
3.1.3	計算波譜流程	15
3.2	亂流強度	15
3.2.1	Inertial sub-range	16
3.2.2	渦流消散速率	17
3.2.3	泰勒假設	17
3.2.4	計算亂流強度流程	18
Chapter 4	個案討論.....	19
4.1	CI-641 個案	19
4.1.1	個案背景	19
4.1.2	天氣概述	19
4.1.3	模式設定與模擬結果	20
4.1.4	大氣波動特徵	22
4.1.5	亂流強度	24
4.2	BR-2196 個案	25
4.2.1	個案背景	25
4.2.2	天氣概述	26
4.2.3	模式設定與模擬結果	26
4.2.4	大氣波動特徵	28
4.2.5	亂流強度	30

Chapter 5 總結與討論	31
參考文獻	36
附錄表	41
附錄圖	45



表目錄

表 3-1	ICAO Annex 3 技術文件定義之亂流強度分類 (ICAO 2007).....	41
表 4-1	CI-641 個案航空器基本資料 (ASC 2009).....	41
表 4-2	CI-641 個案人員傷亡統計表 (ASC 2009).....	42
表 4-3	CI-641 個案 WRF 模式之物理參數設定	42
表 4-4	BR-2196 個案航空器基本資料 (ASC 2006)	43
表 4-5	BR-2196 個案人員傷亡統計表 (ASC 2006)	43
表 4-6	BR-2196 個案 WRF 模式之物理參數設定	44



圖目錄

圖 1-1	航空器在飛行過程中可能遭遇到之大氣亂流來源 (Lester 1994)。.....	45
圖 1-2	1972 年 7 月 7 日 T-28 飛機第四次雷暴穿越實驗的垂直剖面與飛行記錄資料。上圖為垂直剖面，其中等值線（實線與虛線）為雷遡回波強度 (dB)，最上方的 M 和 S 分別代表嚴重亂流，LICE、MICE 和 SICE 分別表示輕度、中度與嚴重積冰，另有標示飛行路徑；下圖為飛行記錄資料，標誌為圓形、方形與三角形分別表示垂直風場速度 (ms^{-1})、巡航高度 (km) 和液態水含量 (gm^{-3})，最下面的線代表 $EDR^{1/3}$ ($cm^{2/3}s^{-1}$) (Sand 1976)。.....	46
圖 1-3	論文架構以及亂流事故診斷流程圖。.....	47
圖 2-1	WISCDYMM 與 WRF 模式結合流程（左）及結合示意圖（右）。黃色方框為 WRF 三巢結構，紅色方框為 WISCDYMM 之模擬範圍。.....	48
圖 2-2	WISCOYMM 中的雲微物理過程相互作用途徑（左）與變數涵義（右）。.....	48
圖 2-3	WISCDYMM 之初始熱胞擾動示意圖。.....	49
圖 3-1	(a) 波譜分析流程 (b) 二維時空剖面示意圖。.....	50
圖 3-2	亂流強度空間分佈之計算流程。.....	51
圖 4-1	CI-641 個案之飛行路徑（粉紅實線）與事故位置（星點）(ASC 2009)。.....	52
圖 4-2	CI-641 個案航空器遭遇亂流之示意圖。其中 Cb 為積雨雲，飛行路徑（藍色箭頭）與事故位置（星點），積雨雲約在航空器右後方 20 到 30 km	

處。	52
圖 4-3 (a) 2008 年 10 月 2 日 00:00 UTC 之地面天氣圖。 (b) 同時間之 500 hPa 高空圖。	53
圖 4-4 (a) 2008 年 10 月 2 日 05:30 UTC 紅外線衛星雲圖。 (b) 同時間之可見 光衛星雲圖。	54
圖 4-5 CI-641 個案之 WRF 模擬範圍及三巢設定圖。	55
圖 4-6 CI-641 個案之 WRF 模式 D1 輸出場 (2008 年 10 月 2 日 00:00 UTC) (a) 海平面氣壓圖。(b) 500 hPa 重力位高度圖。	56
圖 4-7 CI-641 個案，WISCDYMM 模式初始環境場之垂直剖面。	57
圖 4-8 CI-641 個案，WISCDYMM 之水相和冰相粒子總合之三維空間分佈圖， 等值面為 $q_c + q_i + q_s = 0.05 \text{ gkg}^{-1}$ ，模擬時間為 3480 秒。	57
圖 4-9 CI-641 個案，WISCDYMM 在 3480 秒之緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$ 之東西 切面)。等值線代表位溫，等值線間距 2 K；彩色部分代表垂直速度場； (a) 粗黑線為 $q_c + q_i + q_s = 0.05 \text{ gkg}^{-1}$ ，(b) 粗黑線為 $q_c + q_i + q_s + q_r + q_h =$ 0.05 gkg^{-1} 。	58
圖 4-10 CI-641 個案，WISCDYMM 在 (a) 3000 秒以及 (b) 3600 秒之緯向剖面 圖 ($Y = 28 \text{ km}$ 之東西切面)。	59
圖 4-11 CI-641 個案，WISCDYMM 在 (a) 3000 秒以及 (b) 3600 秒之經向剖面 圖 ($X = 28 \text{ km}$ 之南北切面)。	60
圖 4-12 CI-641 個案，WISCDYMM 在 (a) 3000 秒以及 (b) 3600 秒之水平剖面 圖 ($Z = 17 \text{ km}$ 之水平切面)。	61
圖 4-13 CI-641 個案在 14 km 高度之 (a) 緯向以及 (b) 經向之垂直速度波譜。	

彩色代表波譜，為了突顯波譜特徵，繪圖結果僅顯示最大 2 因次數量級以內的量值 ($10^{-2} \sim 1$ 之 10 條等值線)。黑線代表水平相位速 (phase velocity)，等值線間距 5 ms^{-1} 。	62
圖 4-14 CI-641 個案，巡航空層 (12.2 km) $\text{EDR}^{1/3}$ 之空間分佈圖。	63
圖 4-15 BR-2196 個案之航空器飛行路徑 (黑色實線) 與事故位置 (圓點) (ASC 2006)。	64
圖 4-16 BR-2196 個案航空器遭遇亂流之示意圖。圖中標示飛行路徑 (藍色箭頭)、事故位置 (星點) 以及雲系，航空器在雲系上空約 2 km 處。	64
圖 4-17 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 (a) 06:00 UTC 以及 (b) 12:00 UTC 之地面天氣圖。	65
圖 4-18 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 09:00 UTC 廣域雲層分析圖。	66
圖 4-19 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 12:00 500 hPa 高空天氣圖。	66
圖 4-20 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 12:00 300 hPa 高空天氣圖。	67
圖 4-21 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 12:00 140° E 之經向剖面分析圖。	67
圖 4-22 BR-2196 個案之 WRF 模擬範圍及三巢設定圖。	68
圖 4-23 BR-2196 個案，WRF 模式 D1 輸出場 (2005 年 3 月 28 日 06:00 UTC)，其中實線為海平面氣壓，彩色部分為 6 小時累積雨量。	68
圖 4-24 BR-2196 個案，WRF 模擬 D1 之 500 hPa 高空圖。(2005 年 3 月 28 日 06:00 UTC)，其中等值線為重力位高度，箭頭代表風場向量。	69
圖 4-25 BR-2196 個案，WRF 模擬 D1 之 300 hPa 高空圖。(2005 年 3 月 28 日 06:00 UTC)，其中彩色部分為風速，箭頭代表風場向量。	69
圖 4-26 BR-2196 個案，WISCDYMM 模式初始環境場之垂直剖面。	70

圖 4-27 BR-2196 個案，WISCDYMM 之水相和冰相粒子總合之三維空間分佈圖，等值面為 $q_c + q_i + q_s = 0.1 \text{ gkg}^{-1}$ ，模擬時間為 3750 秒。	70
圖 4-28 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 3750 秒之緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$ 之東西切面)。等值線代表位溫，區等值線間距 2 K；彩色部分代表垂直速度場；粗黑線為 $q_c + q_i + q_s = 0.1 \text{ gkg}^{-1}$ ，代表對流系統之外型。	71
圖 4-29 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 (a) 3600 秒以及 (b) 3900 秒之緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$ 之東西切面)。	72
圖 4-30 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 (a) 3600 秒以及 (b) 3900 秒之經向剖面圖 ($X = 28 \text{ km}$ 之南北切面)。	73
圖 4-31 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 (a) 3600 秒以及 (b) 3900 秒之水平剖面圖 ($Z = 6 \text{ km}$ 之水平切面)。	74
圖 4-32 BR-2196 個案在 6 km 高度之 (a) 緯向以及 (b) 經向之垂直速度波譜。彩色代表波譜，為了突顯波譜特徵，繪圖結果僅顯示最大 2 因次數量級以內的量值 ($10^{-2} \sim 1$ 之 10 條等值線)。黑線代表水平相位速 (phase velocity)，等值線區間 5 ms^{-1} 。	75
圖 4-33 BR-2196 個案 $\text{EDR}^{1/3}$ 之空間分佈圖。(a) 高度 10.3 km，計算時間從 3600 秒至 3900 秒；(b) 高度 9 km 計算時間從 3780 秒至 4080 秒。	76
圖 5-1 WISCDYMM 之水平解析度與最大 $\text{EDR}^{1/3}$ 關係圖 (黑點)。紅色實線為 7 次多項式近似曲線，紅色表為此 7 次多項式之方程式。	77

Chapter 1 簡介

1.1 研究動機

大氣亂流對航空器具有很大的威脅性，直接影響人們的生命財產安全，在飛航工業和航空氣象上一直是重要的議題。當航空器於飛行過程中遭遇亂流時，原本平穩航行的飛行器就會發生顛簸，造成乘客不舒適；若遭遇嚴重亂流，航空器劇烈的升降過程會對未綁安全帶的機組人員以及乘客撞擊機艙頂部或行李箱，造成人員傷亡。依據 Sharman et al. (2006) 研究，美國商用航空器遭遇強烈亂流的頻率約為一年 5000 次，導致平均一年有數千萬美金的傷害賠償；根據美國國家運輸安全委員會 (National Transportation Safety Board, NTSB) 1996 年至 2005 年的統計，民用航空器飛安統計資料說明飛航事故之可能肇因，與亂流有關約有 22.1%，而且亂流是造成 49% 人員重傷之原因。



遭遇亂流也會損壞航空器之結構，除了增加航空公司額外的成本，航空器機械結構之損耗也間接影響飛航安全。此外，在環保議題方面，Ellrod 和 Knapp 在 1992 年的研究中提到，根據飛行員的經驗，航空器經過強烈亂流會造成大量的油料耗費。

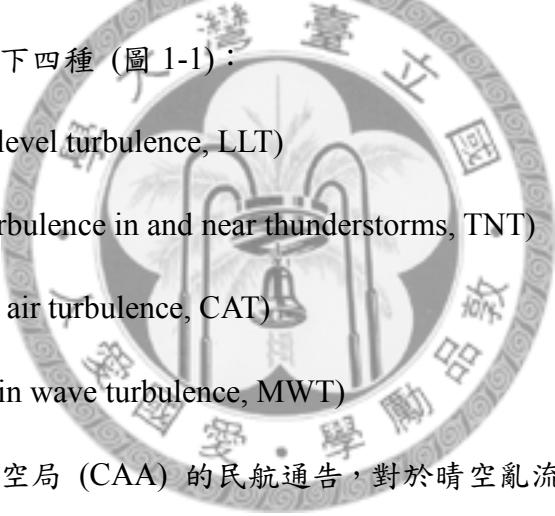
近幾年來，本國籍航空公司發生了多起亂流相關的嚴重飛安事件。根據行政院飛航安全委員會 (ASC，以下簡稱為飛安會) 的網站統計資料，臺灣地區 1998 年至 2010 年 1 月間調查案件顯示，12.1% 的飛航事故與亂流有關；人員重傷之飛航事故中 (不含致命飛航事故)，亂流之事故發生率為 50%。依據我國與美國的飛安統計結果發現，除了致命的空難事件之外，遭遇亂流是造成人員損傷最主要的原因，其發生率約為 50%。

對飛行員而言，可預期亂流為氣象雷達可偵測之亂流，對飛航安全之危害較小。但是，晴空亂流為不能被機載雷達偵測之亂流，飛行員很難事先發現，所以在大氣亂流之中，又以晴空亂流對飛航安全最具有威脅性。因此，晴空亂流的研究與預報作業成為航空氣象上最重要的課題。

1.2 文獻回顧

1.2.1 晴空亂流之來源

Lester (1994) 整理了大氣亂流的各種來源，他認為航空器在飛行過程中遭遇到的亂流來源可分為以下四種（圖 1-1）：

- 
- (1) 低層亂流 (Low level turbulence, LLT)
 - (2) 雷暴的亂流 (Turbulence in and near thunderstorms, TNT)
 - (3) 晴空亂流 (Clear air turbulence, CAT)
 - (4) 山岳波 (Mountain wave turbulence, MWT)

根據本國民用航空局 (CAA) 的民航通告，對於晴空亂流的描述為「在對流雲外所遭遇的亂流」。從這個定義來看，除了雷暴內的亂流，前述的亂流都可能是晴空亂流之來源（包括雷暴外的亂流）。然而本研究所關心的兩個飛行安全事故調查個案之發生高度都在 10 km 以上，遠高於邊界層，因此邊界層造成的低層亂流 (LLT) 不在本文討論的範疇。

1.2.2 晴空亂流之機制

上一小節 Lester (1994) 所定義的 CAT，是由於綜觀尺度天氣系統（比如高空

鋒面，噴流條等) 產生風切，經由 Kelvin-Helmholtz 不穩定所引發的波動現象，這種機制已被廣泛研究 (e.g., Keller 1990)。現階段數值天氣預報模式對於這種機制產生之亂流，診斷和預報都有相當程度之能力，比如臺灣民用航空局氣象中心的進階航空氣象系統 (AOAWS) 以及美國的第二代圖形化亂流指引 (GTG2) 等系統，都能預報這類綜觀尺度天氣系統所造成之晴空亂流。

除了 Kelvin-Helmholtz 不穩定波動因素之外，晴空亂流也可能是高空重力波引發的紊流干擾了航空器所造成的結果 (Ellrod et al. 2003)，而 MWT 和雷暴外的亂流就屬於這類機制所形成之亂流。目前高空重力波主要有三種來源，分別是：

- (1) 山岳波
- (2) 對流系統引發之重力波
- (3) 斜壓波

一些研究也指出這些高空重力波現象，也可能是晴空亂流的肇因 (e.g., Clark et al. 2000; Lane et al. 2003; Koch et al. 2005)。



1.2.3 對流系統引發重力波之機制

根據過去的飛安事故調查報告，大部分的航空器嚴重亂流事件跟深對流系統有很大的關聯性 (Wang 2008)，許多觀測也發現對流系統是高空重力波的重要來源 (e.g., Larsen et al. 1982; Sato et al. 1995)。然而，對流系統通常為雲尺度之天氣現象，目前現行的航路亂流預報作業無法預報對流系統所造成之亂流；以台灣的 AOWAIS 以及美國的 GTG2 為例，兩者都是根據中尺度天氣數值模式的預報產品加以計算亂流指數而來。由於中尺度天氣數值模式對於雲尺度的物理過程描述僅止於粗略的參數化，不能正確解析對流系統激發波動之過程，因此無法掌握對流系統引發

晴空亂流的現象。為了增進了解對流系統引發晴空亂流的現象，本研究試圖利用雲解析的天氣數值模式，專注於探討對流系統引發之內重力波與晴空亂流兩者間的關係。

對流系統如何激發重力波？透過回顧文獻的整理，我們可區分為三種機制：

- (1) 對流系統之內的非絕熱加熱的時間性變化會引發重力波 (Bretherton 1988)。
- (2) 障礙效應 (obstacle effect)。對流系統因為內部的水象粒子和動力過程，可以視為高空中的障礙物，與環境背景風場的交互作用會產生重力波 (Hauf and Clark 1989)。
- (3) 對流系統的上升氣流在中性浮力層 (level of neutral buoyancy) 的振盪會產生重力波 (Fovell et al. 1992)。

1.2.4 現場觀測實驗

- NHRE

NHRE (National Hail Research Experiment) 為美國 NCAR (National Center of Atmospheric Research) 的雷暴 (thunderstorm) 觀測實驗，觀測方法包含飛機、雷達與地面測站等工具，其中飛機觀測有冰雹、亂流、閃電以及積冰等記錄。Sand (1976) 的研究利用 NHRE 飛機觀測資料說明垂直速度與亂流強度之間的關係，圖 1-2 為 1972 年 7 月 7 日的觀測資料，當垂直風場速度發生大幅變化時 (18:51:30 ~ 18:52:15)，會產生強烈亂流 ($EDR^{1/3} \doteq 0.75$)；當飛機受到持續超過 5 ms^{-1} 垂直風場時 (18:52:25 ~ 18:53:30)，會產生中度亂流 ($EDR^{1/3} \doteq 0.6$)。*

* Sand (1976) 使用的 $EDR^{1/3} (\text{cm}^{2/3}\text{s}^{-1})$ 單位與本論文之 $EDR^{1/3} (\text{m}^{2/3}\text{s}^{-1})$ 單位有所不同，內文的亂流指數都已轉換成 $EDR^{1/3} (\text{m}^{2/3}\text{s}^{-1})$ ，其轉換方式為

$$EDR^{1/3} (\text{cm}^{2/3}\text{s}^{-1}) \approx 21.5 EDR^{1/3} (\text{m}^{2/3}\text{s}^{-1})$$

- SCATCAT

SCATCAT (Severe Clear-Air Turbulence Colliding with Aircraft Traffic) 是由美國 FAA (Federal Aviation Administration) 和 NOAA (National Oceanic and Atmosphere Administration) 在 2001 年所進行的晴空亂流現場 (in-situ) 觀測實驗，目的為透過密集的晴空亂流觀測了解晴空亂流之特徵，進而改善晴空亂流的預報。實驗期間為 2001 的 1 月 20 日到 2 月 24 日，總共進行了 6 個飛行觀測架次；實驗地點位於夏威夷北方太平洋海面上，觀測目標為噴流條、高空鋒面和對流系統。Lane et al. (2004) 利用其中的第 5 個飛行架次 (2 月 17 日) 投落送 (dropsonde) 探空觀測資料和高解析度的數值模式，說明高空鋒面所激發的重力波，在傳播過程中經過噴流條所造成的強風切層，進而改變環境背景風切和穩定度；他們也認為這種重力波引發紊流的現象，可能是晴空亂流的肇因。

1.3 研究目的和論文架構

雖然前人研究已經說明了重力波可能是引發晴空亂流的重要來源。但是，由於晴空亂流的現場觀測實驗 (如 SCATCAT) 是高成本與高危險性的，因此很難進行類似密集觀測以取得大量資料來詮釋重力波與晴空亂流的關係。因此本研究將透過高解析度的雲解析數植模式，模擬兩件本國籍航空器的晴空亂流實際個案 (CI-641 以及 BR-2196)，來進一步診斷對流系統引發之內重力波與晴空亂流的關係。

此外，先前的晴空亂流的模式相關研究並沒有定量描述亂流強度，僅利用穩定度指數來描述亂流發生的可能性，因此本研究將透過亂流強度指標的計算來定量描述重力波造成的亂流強度。

本研究試圖結合上述目標，透過個案研究建立亂流事故之診斷流程。本論文的架構如圖 1-3 所示，在了解前人研究和確立研究目的後，第二章將說明兩種數值模式 (WRF 和 WISCDYMM) 以及其結合方法，還有 WRF 數值模式大氣初始場的資料來源；第三章則介紹波譜分析方法以及亂流強度的計算方法；第四章進行個案討論，分別介紹兩件晴空亂流個案背景，以及個案模擬後的重力波與亂流強度之分析結果；第五章是總結與討論。



Chapter 2 數值模式及資料來源

本研究所使用的雲解析模式為 WISCDYMM (Wisconsin Dynamic-Micophysical Model; Straka 1989)。WISCDYMM 除了擁有完整的微物理參數化過程以及高解析度外，並且具備有效率的數值方法，能快速模擬對流系統之發展過程。由於計算資源的限制，我們透過 WISCDYMM 模式來模擬對流系統所引發重力波之過程。WISCDYMM 模式的初始條件可從中尺度模式或是氣球無線電探空而來，本研究使用中尺度模式 WRF (Weather Research and Forecasting; Skamarock et al. 2005) 做為 WISCDYMM 的初始場，來進行降尺度的對流系統與重力波模擬。

晴空亂流個案模擬以美國 NCEP (國家環境預報中心)的 FNL (Final) Operational Global Analysis data 做為 WRF 的初始場。WRF 模擬 6~12 小時以上穩定後，取晴空亂流事故發生處前 1 小時的 WRF 模擬產品 (位溫、混合比、風場以及高度場) 做為 WISCDYMM 的一維環境剖面初始場，繼續驅動 WISCDYMM 進行更高時空解析度之模擬。以上兩種模式結合流程及結合之示意如圖 2-1 所示。以下兩節分別說明 WISCDYMM 模式和 WRF 模式之細節。

2.1 WISCDYMM

WISCDYMM (Wisconsin Dynamic-Micophysical Model) 最早為 Straka (1989) 所開發，美國威斯康辛大學的團隊持續更新發展模式 (Johnson et al. 1993, 1994; Lin and Wang 1997; Wang 2003)。模式的輸出產品包含 12 種變數如下：三維風場 (u , v , w)、氣壓 (p)、位溫 (θ)、擾動能量 (TKE)、水氣混合比 (q_v)、雲滴混合比 (q_c)、雲冰混合比 (q_i)、雨水混合比 (q_r)、雪片混合比 (q_s) 及軟雹混合比 (q_h)。

2.1.1 數值方法和邊界條件

WISCDYMM 是一個可預報的三維數值模式，其採用 Arakawa-C 交錯網格，個案模擬的網格設定為水平方向 1000 m 解析度， 56×56 個網格點；垂直方向是 200 m 解析度，200 個網格點，因此整個模擬範圍為 X 與 Y 方向各是 56 km，Z 方向則是 19.8 km。

WISCDYMM 在數值積分方法上，採用二階精確度的有限差分法，積分時步 (time step) 為 2 秒。為了抑制非線性的不穩定，每個時步使用 4 階濾波器平滑化計算結果 (Klemp and Wilhelmson 1978)。在邊界條件方面，上邊界採用 Rayleigh 邊界以吸收波動的能量，減少波動的反射；水平邊界使用輻射邊界條件，可使波動能量傳出水平邊界之外 (Klemp and Wilhelmson 1978)。

2.1.2 物理過程

在 WISCDYMM 模式之中，每個獨立變數 ϕ 可以展開成三部分：

$$\phi(x, y, z, t) = \phi_0(z) + \bar{\phi}'(x, y, z, t) + \phi''(x, y, z, t)$$

其中 $\phi_0(z)$ 是環境背景的平衡狀態； $\bar{\phi}'(x, y, z, t)$ 從環境背景分解出的網格解析解； $\phi''(x, y, z, t)$ 表示次網格 (sub-grid) 的擾動。次網格傳輸使用 1.5 order K-theory 的參數化方法 (Klemp and Wilhelmson 1978)。該模式利用 Anderson et al. (1985) 提出的準可壓縮，非靜力平衡的運動方程組：

$$\begin{aligned} \frac{du_i}{dt} &= -\frac{\partial}{\partial x_i}(u_i'' u_j'') - \left(\frac{1}{\rho_0}\right) \frac{\partial p'}{\partial x_i} + g \delta_{i3} \left(\frac{\theta'}{\theta_0} + 0.608 q_v - q_c - q_i - q_r - q_s - q_h + \gamma \frac{p'}{p_0} \right) \\ \frac{dp'}{dt} &= -c_s^2 (\nabla \cdot \rho_0 u_i) \end{aligned}$$

g : 重力加速度

ρ_0 : 環境背景的空氣密度

q_v 、 q_c 、 q_i 、 q_r 、 q_s 、 q_h 分別為水氣、雲滴、雲冰、雨水、雪片、軟雹的

混合比 (mixing ratio)。

δ_{ij} : Kronecker delta function

ε_{ijk} : Permutation unit tensor

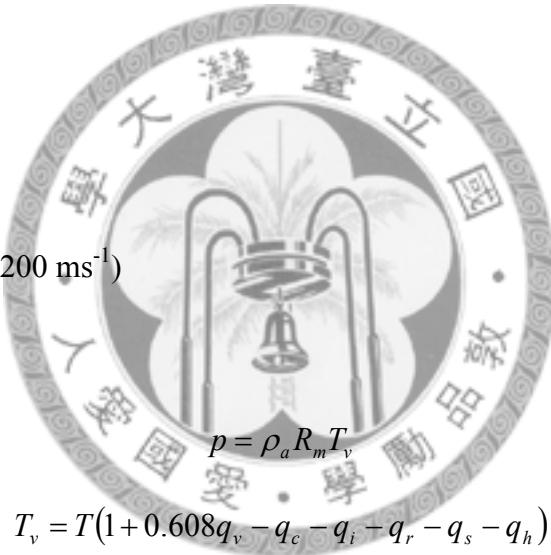
$$\gamma = \left(\frac{c_p}{c_v} \right)$$

c_p : 定壓比熱

c_v : 定容比熱

c_s : 假想聲速 (200 ms^{-1})

熱力學部分：



$$T = \theta \left(\frac{p}{p_{00}} \right)^{\frac{R_d}{c_p}}$$

$$\frac{d\theta}{dt} = - \frac{\partial(\theta'' u_j'')}{\partial x_j} + Q_{fm} + Q_{ce} + Q_{ds}$$

ρ_a : 空氣密度

R_m : 濕空氣理想氣體常數

T_v : 虛溫

θ : 位溫

Q_{fm} 、 Q_{ce} 、 Q_{ds} 分別為融化/凍結、凝結/蒸發、凝華/昇華過程的潛熱項。

在雲微物理方面計有 5 種水象粒子（雲滴、雲冰、雨滴、雪片和雹）的 38 種參數化過程，包括核化、凝結、蒸發、凍結、融化、昇華、凝華、自動轉換 (autoconversion) 和積聚 (accretion)，如圖 2-2 所示。雲冰的晶體設定為六角狀 (hexagonal plates)，其它水象粒子設定為球狀；雲冰和雲滴的數量濃度為單分散分佈 (monodispersed)；水象粒子的降水 (precipitation) 的終端速度與粒子質量有關，微物理的方程式以及參數化詳見 Straka (1989)。模式利用混合比 (mixing ratio) 描述所有水象粒子，並且所有水象粒子的初始狀態為 0。

2.1.3 初始化和模式移動

WISCDYMM 模式的初始化方法是經由一個熱胞 (thermal bubble) 做為驅動 (triggering) 對流系統發展的初始擾動場，在該模式中可設定熱胞的大小與擾動溫度。依據吳 (2009) WISCDYMM 的熱胞敏感度測試，結果顯示熱胞的擾動量、大小以及熱胞位置對該模式相當敏感。由於熱胞擾動對模式的影響並非本研究的重點，現階段以模擬結果的合理性作為熱胞擾動設定的方向。本研究中模擬個案的熱胞大小和擾動溫度設定請參閱第四章個案討論。一般來說，典型的擾動熱胞大小為水平直徑 20 km，高度為 4 km，熱胞中心位於模式底層 2 km 處，熱胞的最大溫度擾動量在熱胞中心，擾動量為 3 K，而熱胞的溼度與同一高度的大氣初始場相同，圖 2-3 為熱胞擾動之示意圖。

為了使對流發展在模式範圍 ($56 \times 56 \times 19.8 \text{ km}^3$) 內，不會移出模式範圍以得到較佳的模擬結果，在電腦演算過程中約每 30 分鐘（根據對流系統的移動速度有所不同）以人工調整模式範圍的移動，以便讓對流系統在模式範圍內穩定發展。調

整方法為依據模式網格中的最大上昇氣流的位置，算出對流系統在模擬期間內的移動速度，之後將背景風場扣除對流系統的移動速度再重新模擬計算，此過程即調整模式範圍的移動速度。

2.2 WRF

WRF (Weather Research and Forecasting) 模式主要由美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 中小尺度部門 (Mesoscale and Microscale Meteorology division, MMM) 發展與維護，做為一個有彈性、先進的大氣模擬系統，廣泛適用於數公尺到數千公里的尺度，並可運作於各種電腦平台以及支援高速平行運算。其主要的應用包括數學、理想模擬、參數化研究、資料同化、預報研究、即時天氣預報、耦合模式 (coupled model) 和教育訓練等應用。模式之詳細資訊請見 WRF 使用者網頁：<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>。

本研究所使用的 WRF 為 2.2.1 版本，所使用的大氣初始條件和邊界條件為 NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis data (下節詳述)。本研究模擬個案的網格和模擬範圍以及物理參數化設定請參閱個案討論。

2.3 NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis data

NCEP FNL (Final) Operational Global Analysis data 為 NCEP 例行的 Global Forecast System (GFS) 模式的輸出產品，從 1999 年的 7 月開始提供全球環境分析資料，為 WRF 和 MM5 等著名的中尺度模式進行模擬真實大氣情境時常用的初始條件和邊界條件。

全球環境分析資料的時間解析度為 6 小時，水平空間解析度為 1×1 經緯度，

垂直資料包含地表，26 層特性層 (1000 hPa to 10 hPa)，地表邊界層，特定 sigma 層，對流層頂以及其他層之資訊，有 39 種變數，變數的詳細資訊請見：
<http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2> 。



Chapter 3 波譜分析與亂流強度

本研究參考 Lane and Reeder (2001) 的波譜分析方法，以便分析晴空亂流個案中的大氣環境風場波譜的能譜特徵，來定量描述重力波的特性。確認重力波特徵之後，我們再利用渦流消散速率 (eddy dissipation rate) 計算亂流強度，以說明大氣亂流之空間分佈。

3.1 波譜分析

3.1.1 波譜分析

當環境背景風場處於穩定、均質 (homogeneous) 時，重力波在傳播過程中，其波包 (wave group) 之頻率 (ω) 和水平波數 (k, l) 是保守的 (Bretherton 1966)。相反的，波包的垂直波數 (m) 在波動傳播過並不會保守，這是因為大氣穩定度的垂直變化或垂直風切會造成垂直波數的不同。因此，真實大氣的背景流場環境中，相對於垂直波數的波譜，頻率和水平波數的波譜較不敏感，所以本研究使用頻率和水平波數進行波譜分析。

功率譜 (power spectrum) 是根據固定高度的垂直速度 (w) 之二維時空剖面所計算出來的結果：

$$w(x, t) = \text{Re} \left\{ \int \int A(k, \omega) \exp[i(kx - \omega t)] d\omega dk \right\} \quad (3.1)$$

ω ：頻率，其值不能為負數

k ：波數之緯向分量，可為正亦可為負

A：波譜的振幅

水平的向位速 (phase speed, c) 被定義為：

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (3.2)$$

因此，當 $k > 0$ 時，表示波動往正 x 方向（東方）傳播；當 $k < 0$ 時，表示波動往負 x 方向（西方）傳播。若將經向的波數 l 和 y 取代 (3.1)、(3.2) 式中的 k 和 x ，即表示經向的波譜。

3.1.2 濾波器

2.1.3 節已說明 WISCDYMM 是透過熱胞擾動驅動模式演算，因此熱胞造成的波譜干擾訊號必須加以濾除，以免影響波譜分析結果。此外，本研究所採用之波譜分析為二維時空結構，因此熱胞擾動在波譜空間上會對頻率和波數造成影響。

在空間（波數）的處理方面，本研究選擇帶阻濾波器（notch filter）以濾除熱胞的水平大小之干擾訊號；我們採用 10 階的 Butterworth filter 設計方式 (Butterworth, 1930)，將熱胞的水平大小長度的 $\pm 5 \text{ km}$ 設定為截止頻率 (cutoff frequency)，設計出轉移函數，對波譜分析結果進行波數之過濾。

而時間（頻率）方面，首先根據重力波的頻散關係 (dispersion relation)：

$$\omega^2 = (k^2 + l^2)N^2 / (k^2 + l^2 + m^2) \quad (3.3)$$

N^2 ：浮力頻率 (Brunt-Vaisala frequency)

m ：垂直方向的波數

由於熱胞空間大小的關係，熱胞擾動造成的頻率為低頻訊號（以 CI-641 個案為例，熱胞大小為 $20 \times 20 \times 5 \text{ km}^3$ ，又根據大氣垂直剖面，中性浮力層約在高度 14 km，其 N^2 為 0.0066 s^{-1} ，因此熱胞造成的頻率為 0.0017 s^{-1} ），超過本研究波譜分析的解

析範圍（分析時間 45 分鐘，頻率為 0.0023 s^{-1} ）。因此，本研究使用高通濾波器 (high-pass filter) 濾除熱胞之頻率干擾訊號，同樣使用 10 階的 Butterworth filter 設計方式，將 (3.3) 式中的 ω 設定為截止頻率後設計轉移函數，利用此函數對波譜分析結果進行頻率之過濾。

3.1.3 計算波譜流程

本研究計算波譜的流程（圖 3-1 (a)；以 CI-641 個案的緯向波譜為例）說明如下：

- 1) 從 WISCDYMM 的輸出產品製作垂直速度 (w) 之二維時空剖面，此剖面的資料為緯向垂直切面高度 14 km 之垂直速度，從 45 分到 90 分鐘，每 30 秒紀錄一次，如圖 3-1 (b) 所示。
- 2) 2D 剖面經過 FFT 並計算功率譜會得到臨時波譜 (intermediate spectrum)。
- 3) 臨時波譜透過濾波器濾除熱胞擾動所造成的頻率、波數干擾訊號，再將波譜空間之鄰近 5 點平滑化，最後正規化以強調波譜能量之相對大小。

3.2 亂流強度

全球航空產學領域對於亂流強度有許多種定義方式，對機組人員來說，飛行員和空服員透過機艙狀況（液體的搖晃狀況等）和感受航空器的晃動加以判斷亂流強度 (ASC 2006)，此類的判斷結果會因個人的經驗以及當時的心理狀況等因素有關，缺乏客觀性。至於國際民航組織 (International Civil Aviation Organization, ICAO) 方面，是透過渦流消散速率 (eddy dissipation rate, EDR) 來代表亂流強度。

EDR 利用大氣的能量消散 (dissipation) 代表亂流強度，只跟大氣環境有關，和航

空器的類型、狀態沒有關係，因此為一種客觀的亂流參數。本研究依據國際民航組織 ICAO Annex 3 技術文件 (ICAO 2007)，利用 $EDR^{1/3}$ 定義亂流強度； $EDR^{1/3}$ 單位為 $m^{2/3}s^{-1}$ ，其數值通常介於 0 和 1 之間，亂流之強度分類如表 3-1 所示。

3.2.1 Inertial sub-range

亂流代表流體運動是混沌 (chaotic) 的，在時間和空間上呈現隨機狀態，而且牽涉多重尺度與非線性的交互作用，很難對亂流有完整的物理描述，因此我們使用統計方法描述亂流的特性，而波譜統計 (spectral statistics) 就是一種常用來描述大氣亂流的方式 (Panofsky 1984)。

依據 Kolmogorov (1941) 提出的相似性假說 (similarity hypothesis)，擾動量的波譜可以分作三個部分：

- (1) energy-containing sub-range，代表產生擾動動能 (turbulence kinetic energy, TKE) 的尺度。
- (2) inertial sub-range，表示 TKE 不增加也不耗損，只是將 TKE 從大尺度移動到小尺度
- (3) dissipation sub-range，此種尺度中，透過分子的黏滯力 (viscosity) 將 TKE 轉換成內能 (internal energy)。

在 inertial sub-range 的尺度中，速度的擾動量之波譜只跟渦流消散速率 (ε) 和擾動的空間尺度 (κ) 有關 (詳見 3.2.2 節)。在航空工程領域所關心的系統之中，大部分的亂流之時間尺度，其周期為數秒，通常在 inertial sub-range 的範圍內，因此本研究利用 inertial sub-range 之特性來計算大氣之亂流強度。

3.2.2 涡流消散速率

涡流消散速率 (eddy dissipation rate, EDR) 符號為 ε ，其單位為 $m^2 s^{-3}$ ，用以代表擾動動能 (TKE) 的消散速率。利用 Kolmogorov (1941) 的相似性假說，當亂流的空間尺度在 inertial sub-range 範圍時，亂流的統計特性就可以由單一參數 ε 來代表，此時擾動量的波譜可用下面方程式來表示：

$$E_u(\kappa) = \alpha_1 \varepsilon^{2/3} \kappa^{-5/3} \quad (3.4)$$

E_u ：速度擾動量之波譜密度

α_1 ：經驗常數，跟擾動量的方向有關，由於本研究關心的擾動量為垂直速度擾動量 (w')，因此 $\alpha_1 = 0.8$

ε ：渦流消散速率

κ ：平均風場方向的波數，代表擾動的空間尺度，可利用泰勒假設（下一小節說明）求得

3.2.3 泰勒假設

泰勒假設 (frozen wave hypothesis; Taylor 1938) 為在某一時刻，擾動的空間分佈是固定的，下一個時刻單點所測得的擾動量即為擾動的空間分佈被背景風場帶動而移動到該單點的結果。也就是說，單一觀察點所測得的擾動量，跟背景風場與擾動的空間分佈有關係，如下式：

$$\kappa = \frac{2\pi f}{\bar{u}} \quad (3.5)$$

κ ：平均風場方向的波數

f ：波譜的頻率

\bar{u} ：平均風速

因此，我們可以利用 (3.5) 式，將擾動的時間變異轉換成擾動的空間分佈，進而求得擾動的空間尺度，也就是 κ 。

3.2.4 計算亂流強度流程

本研究目的是計算對流系統所引發的亂流對航行器的影響，因此我們將依據飛機巡航空層的高度來計算 $EDR^{1/3}$ ，計算流程以 CI-641 個案為例（圖 3-2）說明如下：

- 1) 利用 WISCDYMM 的輸出產品，將每個網格點高度 12.2 km (巡航的高度) 的垂直速度 (w)，從 55 分到 60 分鐘（事故時間點前後 5 分鐘），每 2 秒紀錄一次。然後計算每個網格點的擾動波譜即可得 E_u 。
- 2) 利用 WISCDYMM 的風場產品，計算每個網格點的平均風速，之後運用泰勒假設，將波譜頻率 (f) 和平均風速 (\bar{u}) 代入 (3.5) 式，即可得到每個網格點的 κ 。
- 3) 將每個網格點的 E_u 和 κ ，代入 (3.4) 式，即可求得 ε 。再將整層的 ε 開立方根，即得到個案的 $\varepsilon^{1/3}$ ($EDR^{1/3}$) 空間分布。

Chapter 4 個案討論

4.1 CI-641 個案

4.1.1 個案背景

2008 年 10 月 2 日，中華航空公司 CI-641 班機，機型為 B747-400 (航空器基本資料如表 4-1)，執行由桃園國際機場經香港至曼谷國際機場之定期航線，機上載有 165 人。該班機於降落曼谷國際機場之前 (10 月 2 日 05:58 UTC) 於曼谷機場東北方 (14.93° N, 102.523° E) 高度 40000 ft 空層遭遇強烈晴空亂流，飛行路徑與事故位置如圖 4-1 所示；這一起事故造成重傷者 5 人，輕傷 35 人，人員傷亡情形如表 4-2；此外，航空器客艙內部受到輕微損害，航空器之結構及系統則無受損 (ASC 2009)。

根據飛安會公布的事故調查報告 (ASC 2009) 所記載的飛行員報告和飛行紀錄器資料，CI-641 班機降落前夕 (05:55 UTC) 發現前方約 50 km 處有積雨雲，為了避開積雨雲，飛機左轉繞過積雨雲，轉向過程中氣流平順，此時機載雷達上已無回波訊號，積雨雲已在飛機右側，繼續飛了 1 分鐘左右後 (05:58 UTC)，飛機遭遇強烈亂流。圖 4-2 為航空器遭遇亂流之示意圖，此時積雨雲約在航空器右後方 20 至 30 km 處。

4.1.2 天氣概述

熱帶低壓中心氣壓為 1003 hPa，10 月 2 日 00:00 UTC 中心位置位於 15.2° N, 118.1° E (中國南海接近菲律賓群島西岸)，該低壓距離事故地點東方約有 1500 km，受太平洋副熱帶高壓影響朝西方移動；同時間 500 hPa 高空圖顯示太平洋副熱帶高壓勢力延伸至中南半島，事故地點高空盛行風為東風 (如圖 4-3 所示)。

根據紅外線雲圖（圖 4-4 (a)）與可見光雲圖（圖 4-4 (b)）影像，事故地點附近有零星對流系統發展中，雲頂溫度約為 -40°C ，依據飛行員報告，事故當時目測雲頂高度超過 40000 ft。

曼谷國際機場 06:00 UTC 的例行天氣報告如下：溫度 32°C ，露點溫度 22°C ；風向 130 度，風速 10 ms^{-1} ；能見度超過 10 km；小雨；疏雲 2000 ft 塔狀積雲，疏雲 30000 ft，塔狀積雲位於西方；趨勢預報無顯著變化。

4.1.3 模式設定與模擬結果

- WRF 數值模式部份

WRF 數值模式模擬時間是從 2008 年 10 月 1 日 12:00 UTC 開始，使用 NCEP 同一時間的全球分析場當作初始條件，積分時步 270 秒，進行了 18 小時模擬。模式的網格設定為三巢結構，D1 層（最外層）的解析度為 45 km ， 94×71 個網格點；D2 層（中間層）的解析度為 15 km ， 199×124 個網格點；D3 層（第三層）的解析度為 5 km ， 139×133 個網格點，模擬範圍如圖 4-5 所示。垂直解析度則為 sigma 參數 50 層，雲微物理的參數化採用 WSM 6-class graupel scheme (Hong et al. 2004)，積雲參數化採用 Kain-Fritsch scheme (Kain and Fritsch 1990, 1993)，其餘設定詳見表 4-3。

圖 4-6 (a) 為 WRF 模式積分 12 小時後（10 月 2 日 00:00 UTC）輸出產品，海平面低壓範圍位於 11°N 到 18°N 以及 114°E 至 121°E ，這一低壓系統的空間位置與同時間的地面天氣圖（圖 4-3 (a)）相符。500hPa 高空天氣圖方面（圖 4-6 (b)），模式的 5760 重力位高度線與觀測的高空天氣圖之等高度線（圖 4-3 (b)）大致重合，因此我們認為 WRF 模式對於綜觀環境的特徵掌握良好。

● WISCDYMM 數值模式部份

在確認 WRF 數值模式掌握綜觀與中尺度環境特徵之後，本研究進一步利用 2008 年 10 月 2 日 05:00 UTC 的 WRF 輸出產品，當作 WISCDYMM 模式的初始場來進行降尺度模擬。初始大氣環境場之剖面如圖 4-7 所示，WISCDYMM 模式模擬時間從 05:00 UTC 開始，積分時步為 2 秒，進行 5400 秒的模擬。擾動熱胞之大小為水平直徑 20 km，高度為 4 km，熱胞中心位於模式底層 2 km 處，熱胞之擾動量為 3 K。

圖 4-7 顯示當時的環境大氣處於條件性不穩定，CAPE (對流可用位能) 為 2133 J kg^{-1} ，CIN (對流抑制能量) 為 0 J kg^{-1} ，底層 1 km 水氣均勻混合，混合比約為 19 g kg^{-1} ，而位溫 (potential temperature) 剖面顯示對流層頂高度約在 15 km 高度；風場模擬方面，南北分量風場的垂直變化小，無明顯風切，而東西分量風場於高度 $12 \sim 16$ km 出現顯著東風，最大風速約 20 ms^{-1} 。

我們以 WISCDYMM 模式第 3480 秒 (05:28UTC) 來說明水相和冰相粒子總合之三維空間分佈 (圖 4-8)，該圖的等值面為 $q_c + q_i + q_s = 0.05 \text{ g kg}^{-1}$ ，用以描繪雲的外型；模擬結果說明顯著的上升運動造成雲滴和冰晶含量的極大值區高度可到達 14.5 km ($\approx 47600 \text{ ft}$)，廣大的砧狀雲朝下風處 (西方) 延伸。此外，根據飛行員報告 (ASC 2009)，事故當時對流雲系發展較巡航高度為高，飛行員目測雲頂高度超過 40000 ft，因此 WISCDYMM 模式所模擬的對流雲朵高度符合飛行員報告。

圖 4-9 是圖 4-8 的緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$)，圖中的等值線代表位溫，彩色部分代表垂直速度場，圖 4-9 (a) 和 (b) 之粗黑線分別為水相和冰相粒子總合等於 0.05 g kg^{-1} 以及水象粒子總合等於 0.05 g kg^{-1} 之等值線，用以代表水象粒子的空間分

佈。由圖 4-9 (a) 與 (b) 說明高度 5 km 以上主要為雲滴、雲冰及雪片，而高度 5 km 以下為雨滴以及軟雹，顯示模式低層有顯著降水。該圖也顯示在高度 11 km 以上，等位溫線有明顯的曲折，對流系統在消長過程中，出現垂直速度場自對流系統內向外傳播之一波一波的波動特徵，此時航空器之飛行高度約為 12.2 km，正位於顯著波動傳播之空層。另外，在模式範圍的東側 ($X > 28$ km 處)，波動在 15 km 以上之空層出現折射的現象，這可能是由於對流層和平流層之靜力穩定度不同的結果。至於重力波之三維空間特徵與傳播方向，我們在下一小節詳細說明。

4.1.4 大氣波動特徵

● 內重力波之特徵

首先我們檢示重力波之緯向結構，圖 4-10 (a) 和 (b) 分別表示第 3000 秒以及第 3600 秒之 X-Z 剖面圖 ($Y = 28$ km)，為了突顯高空風場的波動特徵，這兩張圖調整垂直座標高度介於 9 至 19 km。此一時間的背景風場風速約為 20 ms^{-1} ，風向約 90 度。圖 4-10 顯示對流系統所引發的重力波自對流中心向上風處與下風處（東西方向）傳播，在 11 ~ 18 km 有明顯的波動現象，並且在下風處有波動集中，造成波數變多的現象。另外，波動在高度 15 km 以上有向上傾斜之特徵。

重力波的經向結構方面，圖 4-11 (a) 和 (b) 分別表示第 3000 秒以及第 3600 秒之 Y-Z 剖面 ($X = 28$ km)。該圖顯示重力波之經向傳播與緯向波動相同，呈現重力波自對流中心向南北方向傳播，但波動較為單調 (monotonic)，以單一波長為主，其原因可能為環境風場之經向風速接近 0 ms^{-1} ，因此沒有波數在下風處增加之現象。此外，高度 15 km 以上同樣有波動有向上傾斜之特徵。

至於重力波之水平特徵方面，圖 4-12 (a) 和 (b) 分別表示第 3000 秒以及第

3600 秒垂直速度場在 17 km 之水平切面。波動自對流中心 ($X = 28 \text{ km}$, $Y = 28 \text{ km}$) 激發，朝四面八方傳播，波動之相位線呈現環狀特徵。由於背景風場是風速約 20 ms^{-1} 的東風，因此造成重力波在下風處有波動集中，波數增加之現象。

● 波譜分析

上一小節一說明了 CI-641 個案重力波之三維空間結構與傳播特徵，本小節繼續利用波譜分析方法來定量描述 CI-641 個案中的重力波特性。

3.1.2 節說明了熱胞擾動在波譜空間上會對頻率和波數造成影響，為了濾除熱胞造成頻率訊號之干擾，我們必須先找出重力波之浮力頻率。根據 Fovell et al. (1992) 和 Lane et al. (2001) 提出之重力波生成機制，對流系統在中性浮力層震盪時會產生重力波 (1.2.3 節)，此一狀態下的重力波之浮力頻率即為中性浮力層之浮力頻率。圖 4-9 說明了 CI-641 個案的中性浮力層約在高度 14 km 之處，其浮力頻率約為 0.0066 s^{-1} 。因此，為了要濾除熱胞擾動所造成的波譜訊號，我們依據 CI-641 個案的 WISCDYMM 模式設定和中性浮力層之浮力頻率，必須過濾 20 km 之波長以及 0.0017 s^{-1} 之頻率 (3.1.2 節)。圖 4-13 即為 WISCDYMM 模式之輸出產品，在高度 14 km 時間第 45 分鐘到第 90 分鐘之二維波譜。圖 4-13 (a) 和 (b) 分別表示緯向和經向之垂直速度場波譜。為了突顯波譜特徵，繪圖結果僅顯示最大 2 因次數量級以內的 10 條等值線；此外，圖 4-13 也標示水平相位速 (phase velocity, c)。

首先，緯向波譜 (圖 4-13 (a)) 顯示右左兩側之最大功率出現在波數 $0.7 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (波長約 9 km)，以及頻率 0.007 s^{-1} (週期約 15 分鐘)。緯向波譜大致對稱於 $k = 0$ ，但向西 ($k < 0$) 的波動有較強的訊號，可能是向西移動的波動處於對流系統之內，因此較有組織性。另外，由於 WISCDYMM 模擬範圍之原因，空間波譜所能解析

之最大波長為 57 km。在緯向波譜中，波數為 0 且頻率為 0.006 s^{-1} 處有次強的訊號，顯示波長超過 57 km 之重力波在緯向分量亦佔有重要地位。

經向波譜（圖 4-13 (b)）方面，最大功率出現在波數為 0 且頻率為 0.006 s^{-1} 處，顯示經向分量之主導波動其波長超過 57 km，與重力波之經向單調結構相符合（圖 4-11）。此外，經向波譜跟緯向波譜一樣，大致對稱於 $l = 0$ 。其右左兩側之次大功率出現在波數 $0.5 \times 10^{-3}\text{ m}^{-1}$ （波長約 13 km），以及頻率 0.007 s^{-1} （週期約 15 分鐘）。另外，兩側波數大於 $1.5 \times 10^{-3}\text{ m}^{-1}$ 皆沒有顯著訊號，這也說明了重力波在經向分量以波長大於 4 km 之波動為主。

綜合以上分析，CI-641 個案生成之重力波不論是緯向波譜或是經向波譜，其主導頻率都介於 0.006 s^{-1} 至 0.007 s^{-1} 之間，接近中性浮力層之浮力頻率 (0.0066 s^{-1})，我們認為此波動符合 Fovell et al. (1992) 以及 Lane et al. (2001) 所提出之重力波生成機制。在波長部分，緯向分量約 9 km，波速約 10 ms^{-1} ；經向分量超過 57 km，波速近乎靜止。



4.1.5 亂流強度

CI-641 個案之事故發生時間為 05:58 UTC，此時飛機巡航高度為 12.2 km。本研究利用 WISCDYMM 之模式輸出產品，從第 55 分鐘 (05:55 UTC) 到第 60 分鐘 (06:00 UTC)，計算出高度 12.2 km 之 $\text{EDR}^{1/3}$ 水平空間分佈圖（圖 4-14）。

圖 4-14 顯示在航空器巡航空層中，最大的亂流強度出現在 $X = 18\text{ km}$, $Y = 27\text{ km}$ 之位置，其 $\text{EDR}^{1/3}$ 量值為 0.127；根據 ICAO (2007) 的分類（表 3-1），個案 CI-641 屬於輕度亂流等級。另外， $\text{EDR}^{1/3}$ 之水平分佈呈現對稱於模式中心的環狀特徵，與重力波的水平空間結構相仿（圖 4-12）。此一現象之可能原因為重力波在傳播過

程中，其波動結構會擾動附近的大氣，進而形成亂流。

4.2 BR-2196 個案

4.2.1 個案背景

2005 年 3 月 28 日，長榮航空公司 BR-2196 班機，機型為 A330-203 (航空器基本資料如表 4-4)，執行由桃園國際機場飛往日本東京成田國際機場之定期航線，機上載有 267 人。該班機於降落途中 (09:03 UTC) 在東京公海上空 (34.15° N, 138.5° E) 遭遇強烈晴空亂流，亂流持續 12 秒左右，此時航空器的巡航高度為 33932 ft；在第一次亂流後三分鐘 (08:06 UTC) 再度遭遇亂流，亂流持續約 90 秒，此時巡航高度為 29680 ft，飛行路徑與事故位置如圖 4-15 所示；此次事故造成重傷者 1 人，輕傷 55 人，人員傷亡情形如表 4-5。此外，航空器之結構及系統無受損，客艙內部分天花板和行李箱出現變形情形 (ASC 2006)。

根據飛安會事故調查報告 (ASC 2006) 所記載的飛行員報告以及飛行紀錄器資料，BR-2196 班機預備降落時 (09:01 UTC) 大氣環境氣流穩定，航空器正常無異狀，開始下降約 2 分鐘後遭遇強烈晴空亂流，此時航空器高度為 33932 ft (≈ 10.3 km)，之後航空器持續下降，於 29680 ft (≈ 9 km) 再度遭遇亂流。依據飛行員報告，事故當時雲系高度約 25000 ft (≈ 7.6 km)，較巡航高度為低，並且事故高度到雲層之間都是晴朗無雲的天氣，機載雷達也無回波訊號。換言之，這一晴空亂流事故發生在雲系上空約 2 km 處，如圖 4-16 所示。

4.2.2 天氣概述

圖 4-17 (a) 和 (b) 分別是日本氣象廳 (Japan Meteorological Agency, JMA) 發佈的 3 月 28 日 06:00 UTC 以及 12:00 UTC 地面天氣圖，這兩張天氣圖顯示 06:00 UTC 有一低壓系統位於事故地點附近，其中心氣壓為 1002 hPa，加強發展至 998 hPa；06:00 UTC 低壓中心位置位於 $34^{\circ}\text{N}, 137^{\circ}\text{E}$ ，持續向東移動，冷鋒自低壓中心向西南延伸至台灣東部外海。此外，根據 JMA 製作的 09:00 UTC 廣域雲解析資訊圖（圖 4-18）顯示，該低壓中心附近有對流活動，雲頂高度約 20000 至 30000 ft ($\approx 6 \sim 9$ km)。

12:00 UTC 之 500 hPa 高空圖（圖 4-19）顯示高空槽線位於日本海左側，同一時間的 300 hPa 高空圖（圖 4-20）顯示一道噴射氣流通過事故地點南方。根據 JMA 所製作的 140°E 經向剖面分析圖（圖 4-21），這一道噴流高度約在 36000 ft (≈ 11 km)，最大風速約 70 ms^{-1} 。

4.2.3 模式設定與模擬結果

● WRF 數值模式部份

WRF 數值模式模擬時間從 2005 年 3 月 28 日 00:00 UTC 開始，使用 NCEP 同一時間的全球分析場當作初始條件，積分時步 162 秒，進行了 12 小時模擬。模式的網格設定為三巢結構，D1 層（最外層）的解析度為 27 km , 99×100 個網格點；D2 層（中間層）的解析度為 9 km , 79×76 個網格點；D3 層（第三層）的解析度為 3 km , 73×70 個網格點，模式模擬範圍如圖 4-22 所示。垂直解析度則為 sigma 參數 35 層，雲微物理的參數化採用 WSM 3-class graupel scheme (Hong et al. 2004)，積雲參數化採用 Kain-Fritsch scheme (Kain and Fritsch 1990, 1993)，其餘設定詳見表

4-6。

圖 4-23 為 WRF 模式 D1 層 3 月 28 日 06:00 UTC 之輸出產品，等值線為海平面氣壓，彩色部分為 6 小時累積雨量，用以代表鋒面位置。圖 4-23 顯示低壓中心位於 $34^{\circ}\text{N}, 136^{\circ}\text{E}$ ，鋒面自此中心向西南延伸，此一低壓系統之空間位置與同時間之 JMA 地面天氣圖（圖 4-17 (a)）大致相符。500 hPa 高空天氣圖方面（圖 4-24），高空槽線通過日本海左側區域，其重力位高度場與觀測的高空天氣圖之等高度線（圖 4-19）也大致重合；另外，300 hPa 高空圖（圖 4-25）顯示，高空西風噴射氣流通過日本本州上空，其風速超過 65 ms^{-1} ，而高空噴流之位置以及風速與觀測大致相符（圖 4-20）。由以上資訊我們認為 WRF 模式對於溫帶氣旋系統之綜觀環境特徵掌握良好。

- WISCDYMM 數值模式部份

在確認 WRF 數值模式掌握綜觀與中尺度環境特徵之後，本研究進一步利用 2005 年 3 月 28 日 08:00 UTC 的 WRF 輸出產品，當作 WISCDYMM 模式之初始場來進行降尺度模擬。初始大氣環境場之剖面如圖 4-26 所示，WISCDYMM 模式模擬時間從 08:00 UTC 開始，積分時步為 2 秒，進行 5400 秒的模擬。擾動熱胞之大小為水平直徑 30 km，高度為 4.5 km，熱胞中心位於模式底層 2 km 處，熱胞之擾動量為 3.5 K。

圖 4-26 顯示當時的環境大氣處於條件性不穩定，低層大氣潮溼，混合比約為 11.3 gkg^{-1} ，CAPE（對流可用位能）為 272 Jkg^{-1} ，CIN（對流抑制能量）為 17 Jkg^{-1} ，位溫剖面顯示對流層頂約在 12 km 高度；環境背景風場方面，東西分量 (u) 在高度 1 km 以下為東風，以上則為西風，最大風速 (70 ms^{-1}) 發生在高度 12 km，次

大風速 (60 ms^{-1}) 出現在高度 8.5 km，南北分量 (v) 高度 13 km 以下為南風，在高度 1 km 出現最大風速 (25 ms^{-1})，而在高度 10 km 出現次大風速 (20 ms^{-1})。

首先檢示事故發生當時之 WISCDYMM 模擬結果，我們以模式模擬第 3750 秒 (09:02 UTC) 來說明水相和冰相粒子總合之三維空間分佈 (圖 4-27)，模擬結果說明雲頂高度約 7.5 km，由於東西分量風場 (u) 有明顯風切，並且高度 7.5 km 背景風場為西風 (50 ms^{-1})，因此造成對流系統隨高度增加往東傾斜，高空雲系向下風處 (向東) 延伸。此外，根據飛行員報告 (ASC 2006) 以及 09:00 UTC 之廣域雲層分析圖 (圖 4-18)，說明事故當時附近雲頂高度約 6 至 9 km，因此 WISCDYMM 模式所模擬的對流雲系高度符合觀測結果。

圖 4-28 是對流系統之緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$ ，模擬時間 3850 秒)，圖中的等值線代表位溫，彩色部分代表垂直速度場，粗黑線為水相和冰相粒子總合等於 0.1 gkg^{-1} 。該圖顯示在高度 3 至 8 km，垂直速度場出現一波一波的波動特徵，此時航空器之飛行高度約為 10.3 km，距離波動傳播空層約有 2 km。另外，波動也隨著高度增加向西方傾斜。下一小節詳細說明此個案中的重力波三維空間特徵與傳播方向。

4.2.4 大氣波動特徵

● 內重力波特徵

首先我們檢示重力波之緯向結構，圖 4-29 (a) 和 (b) 分別表示第 3600 秒以及第 3900 秒之 X-Z 剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$)，此一時間東西方向背景風場有顯著風切，高度 8 km 為西風 50 ms^{-1} 。圖 4-29 顯示對流系統所引發的重力波受到風切影響而向下風處傾斜，並且波動自對流中心向上風處與下風處 (東西方向) 傳播，明顯的

波動現象發生在 $2 \sim 8$ km 高度之間，並且在下風處有波動集中，造成波數變多的現象。另外，波動在高度 10 km 以上有隨高度向上風處傾斜之特徵。

重力波的經向結構方面，圖 4-30 (a) 和 (b) 分別表示第 3600 秒以及第 3900 秒之 Y-Z 剖面 ($X = 28$ km)。此時高度 8 km 之南北方向背景風場為北風 5 ms^{-1} 。圖 4-30 顯示南側 ($Y < 28$ km) 波動近乎不動，北側 ($Y > 28$ km) 波動向北傳播， $2 \sim 8$ km 高度層的波動現象也較明顯。重力波之經向結構與緯向相同，波數在下風處有增加之現象。此外，高度 10 km 以上也有波動有向上傾斜之特徵。

至於重力波之水平特徵方面，圖 4-31 (a) 和 (b) 分別表示第 3600 秒以及第 3900 秒垂直速度場在 6 km 之水平切面。波動自對流中心 ($X = 28$ km, $Y = 28$ km) 激發，朝四面八方傳播。由於背景風場是西北風，風速約 35 ms^{-1} ，重力波在下風處有波動集中，波數增加之現象。

● 波譜分析

圖 4-28 顯示 BR-2196 個案的中性浮力層約在高度 6 km 之處，其浮力頻率約為 0.0098 s^{-1} 。為了要濾除熱胞擾動所造成的波譜訊號，我們必須過濾 30 km 之波長以及 0.002 s^{-1} 之頻率 (參考 3.1.2 節)。圖 4-32 即為高度 6 km 時間第 $45 \sim 90$ 分鐘的二維波譜，圖 4-32 (a) 和 (b) 則分別是緯向和經向之垂直速度場波譜。

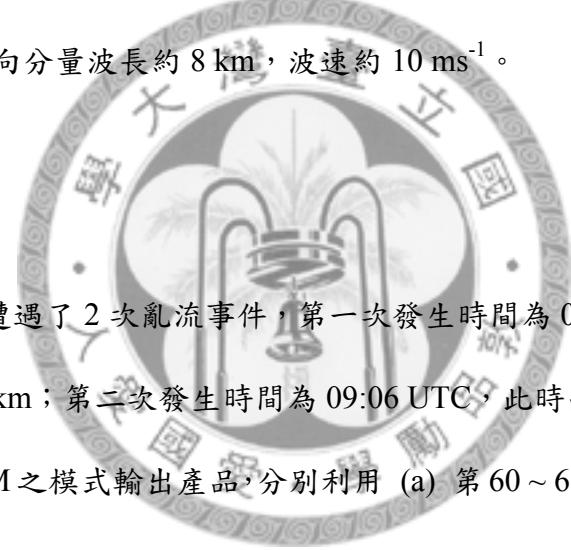
首先，緯向波譜 (圖 4-32 (a)) 顯示右左兩側之最大功率出現在波數 $0.4 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (波長約 15 km)，以及頻率 0.008 s^{-1} (週期約 13 分鐘)。緯向波譜大致對稱於 $k = 0$ ，但向西 ($k < 0$) 的波動有較強的訊號。波數為 0 且頻率為 0.008 s^{-1} 處有次強的訊號，顯示波長超過 57 km 之重力波在緯向分量亦佔有重要地位。另外，兩側波數大於 $1.5 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ 沒有顯著訊號，這說明了重力波在緯向分量以波長大於 4 km

之波動為主。

經向波譜 (圖 4-32 (b)) 方面，經向波譜跟緯向波譜一樣，大致對稱於 $l = 0$ ，其右左兩側最大功率出現在波數 $0.8 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (波長約 8 km)，以及頻率 0.008 s^{-1} (週期約 13 分鐘)，但向南 ($l < 0$) 的波動有較強的訊號，顯示經向分量之主導波動其波長約 13 km。而兩側波數大於 $2.3 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ 沒有顯著訊號，這也說明了重力波在經向分量以波長大於 3 km 之波動為主。

綜合言之，BR-2196 個案模擬之重力波其主導頻率皆介於 0.007 s^{-1} 至 0.009 s^{-1} 之間，接近中性浮力層之浮力頻率 (0.0098 s^{-1})。另外，波長之緯向分量約 15 km，波速約 20 ms^{-1} ，經向分量波長約 8 km，波速約 10 ms^{-1} 。

4.2.5 亂流強度



BR-2196 個案遭遇了 2 次亂流事件，第一次發生時間為 09:03 UTC，此時飛機巡航高度約為 10.3 km；第二次發生時間為 09:06 UTC，此時高度約為 9 km。本研究利用 WISCDYMM 之模式輸出產品，分別利用 (a) 第 60 ~ 65 分鐘 (08:00 ~ 08:05 UTC) 以及 (b) 第 63 ~ 68 分鐘 (08:03 ~ 08:08 UTC) 等兩段時間，計算事故高度之 $\text{EDR}^{1/3}$ 水平空間分佈圖 (圖 4-33)。

首先是第一次亂流事件，圖 4-33 (a) 顯示在航空器巡航空層 (10.3 km) 中，最大的亂流強度出現在 $X = 55 \text{ km}$, $Y = 16 \text{ km}$ 之位置，其 $\text{EDR}^{1/3}$ 量值為 0.003；根據 ICAO (2007) 的分類 (表 3-1)，屬於沒有亂流訊號；我們接著檢示第二次亂流事件，圖 4-33 (b) 顯示巡航空層 (9 km) 中最大的亂流強度出現在 $X = 54 \text{ km}$, $Y = 12 \text{ km}$ 之位置，其 $\text{EDR}^{1/3}$ 量值為 0.0035，也是屬於沒有亂流訊號。另外，與 CI-641 個案相同，BR-2196 個案之 $\text{EDR}^{1/3}$ 與重力波兩者的水平分佈型態相仿 (圖 4-31)。

Chapter 5 總結與討論

由文獻回顧讓我們了解到對流系統引發之內重力波，是形成晴空亂流的重要肇因之一，因此本研究嘗試建立對流系統造成晴空亂流飛行安全事故的診斷流程。我們透過高解析度的雲解析數值模式來模擬對流系統引發之內重力波，藉由二維波譜的診斷來分析其重力波之傳播特徵，再透過渦流消散速率（亂流強度指標）的計算，來定量估計重力波造成之亂流強度（圖 1-2）。

本研究利用高解析度的雲解析模式 WISCDYMM (第二章)，模擬了二個本國籍航空器的晴空亂流個案 (第四章)，分析模擬結果概述如下：

■ CI-641 個案

模式所模擬之對流系統外觀特徵與衛星雲圖和飛行員目視報告等實際觀測相符。在重力波方面，模式顯示對流系統引發之重力波自對流中心激發，朝四面八方傳播，並且在下風處有波動集中、出現波數變多的現象。重力波最大振幅波動在高度 $11 \sim 18\text{ km}$ 傳播，其主導波動之頻率介於 0.006 s^{-1} 至 0.007 s^{-1} 之間，波長之緯向分量約 9 km ，波速約 10 ms^{-1} ，波長之經向分量則超過 57 km ，波動近乎靜止。CI-641 航班之巡航高度約為 12.2 km ，位於最大振幅之波動傳播空層。利用 WISCDYMM 模式輸出的垂直擾動場所計算出 $\text{EDR}^{1/3}$ ，顯示巡航空層最大的亂流強度約 0.127 ，顯示輕度亂流訊號。此外， $\text{EDR}^{1/3}$ 之空間分佈也顯示出重力波傳播之特徵。

■ BR-2196 個案

模擬之對流系統外觀特徵與衛星雲圖和飛行員目視報告等實際觀測相符。在重力波方面，對流系統引發之重力波從對流中心向四面八方傳播的特徵，並且下

風處出現波數增加之現象。重力波最大振幅的波動在高度 4~8 km 傳播，其主導頻率介於 0.007 s^{-1} 至 0.009 s^{-1} 之間，波長之緯向分量約 15 km，波速約 20 ms^{-1} ，波長之經向分量波長約 8 km，波速約 10 ms^{-1} 。BR-2196 航班分別在高度約 10.3 km 以及 9 km 遭遇亂流，位於模擬的最大能量波動傳播空層高出約 2 km。亂流強度計算結果顯示，BR-2196 個案之 $\text{EDR}^{1/3}$ 最大值為 0.0035，沒有亂流的訊號。此外， $\text{EDR}^{1/3}$ 與重力波兩者的之水平分佈型態相仿。

綜合 CI-641 個案以及 BR-2196 個案之模擬分析結果，我們可以總結出以下幾點結果：

- 對流系統之外觀特徵

兩個案之對流系統發展高度以及雲滴分佈結構皆與衛星雲圖和飛行員目視報告觀測吻合。

- 重力波之特徵

兩個案都有波動自對流中心激發，從對流中心向四面八方傳播的特徵，並且下風處出現波數增加之現象。這一重力波之主導頻率接近中性浮力層之浮力頻率，與 Fovell et al. (1992) 所提出之重力波生成機制相符合。

- 亂流強度之特徵

兩個案的 $\text{EDR}^{1/3}$ 計算結果都無法反應航空器遭遇晴空亂流的實際強度，但是 $\text{EDR}^{1/3}$ 空間分佈確實顯現重力波傳播的特徵，這間接說明了重力波在傳播過程中，造成的大氣擾動會導致晴空亂流發生的現象。

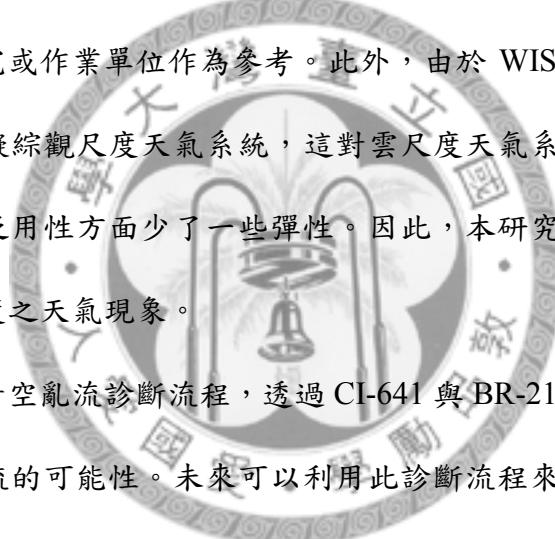
在 WRF 模擬方面，兩個案的設定大致相同，唯解析度與微物理參數方法設定

不同。這是由於 CI-641 個案在積分計算過程出現不穩定的現象，因此該個案選用較大網格的設定以及不同的微物理參數化方法。即使兩個案的 WRF 設定不同，從模擬結果來看，兩個案的 WRF 模擬對綜觀天氣特徵掌握良好，因此我們認為兩個案的中尺度模式模擬具有代表性。在 WISCDYMM 模樣方面，兩個案的熱胞擾動設定不同，這是因為 BR-2196 個案的靜力穩定度較 CI-641 個案為大，因此選用較大的熱胞擾動以驅動模式。就模擬結果而言，兩個案的雲高皆與衛星觀測以及飛行員報告相符，因此我們認為兩個案 WISCDYMM 降尺度模擬過程是合理的。

對於這兩個案的 $EDR^{1/3}$ 計算結果過小，我們認為其原因可能是 WISCDYMM 數值模式的網格尺度仍稍嫌太大，因此無法解析出如同航空器飛行記錄器 (FDR) 反應亂流的瞬間變化。一般而言，航空器 $EDR^{1/3}$ 是根據 FDR 所計算出來的結果。從時間尺度來看，FDR 的取樣率為 8 Hz，而 WISCDYMM 的積分時步為 2 秒，等於 0.5 Hz 的取樣率；從空間尺度來看，飛機的大小在 10^2 m 的數量級，而 WISCDYMM 的水平解析度為 10^3 m。綜合時間、空間尺度來看，這可能是造成 WISCDYMM 無法反應真實亂流強度之原因。此外，圖 5-1 為利用 WICDYMM 水平解析度 1 km 平均化後繪出的解析度與最大 $EDR^{1/3}$ 關係圖，紅色線為 7 次多項式近似曲線。當水平解析度趨近於 0 時，最大 $EDR^{1/3}$ 會接近 0.15，顯示即使提高模式解析度，WISCDYMM 可能也無法反應真實亂流強度。

在 CI-641 個案中，事故空層位於主要波動傳播空層，且 $EDR^{1/3}$ 計算結果顯示輕微亂流訊號；在 BR-2196 個案中，事故空層較主要波動傳播空層高約 2 km，且 $EDR^{1/3}$ 計算結果沒有亂流訊號。因此，我們認為對流系統引發之重力波可能是造成 CI-641 事故的原因，至於 BR-2196 事件，本模擬顯示該事故與對流系統應無關聯性。

雖然本研究計算之 $EDR^{1/3}$ 反映了大氣本身的亂流強度，卻無法反映航空器所感受到的真實亂流強度。航空器所感受到的亂流是在「移動」過程中受到風場變化的影響，若知道航空器每個時間點的移動路徑，理論上可以利用氣象模式算出飛機所感受到的風場變化，進而計算航空器之亂流強度。但是，由於飛機的巡航速度很快，以 CI-641 個案的 747-400 型為例，典型的飛行速度約 253 ms^{-1} ，此速度通過 WISCDYMM 的模擬範圍 ($56\text{ km} \times 56\text{ km}$) 只須約 4 分鐘。以 WISCDYMM 目前的時空解析度，無法取得足夠的資訊來計算航空器所感受到之亂流強度。因此，本研究僅計算大氣環境所造成之亂流強度，雖與航空器的真實亂流強度不同，但仍然可以提供研究或作業單位作為參考。此外，由於 WISCDYMM 模式沒有考慮柯氏力，無法模擬綜觀尺度天氣系統，這對雲尺度天氣系統的討論上，有助於問題的簡化，但在泛用性方面少了一些彈性。因此，本研究所提出的亂流診斷方法只能適用於雲尺度之天氣現象。



本論文所提出晴空亂流診斷流程，透過 CI-641 與 BR-2196 兩個案的分析，說明了重力波引發亂流的可能性。未來可以利用此診斷流程來檢驗更多的亂流飛安事故，相信透過更多的個案討論，不只能與本研究互相印證，或許可以找出重力波產生亂流的機制。近年來本國的嚴重亂流飛安事件除了本論文所討論的 CI-641 與 BR-2196 個案之外，另有兩起事故分別是 2005 年春天發生在日本鹿兒島南方空 33000 ft 的 CI-150D 事故，以及 2008 年冬天發生在菲律賓外海空 37000 ft 的 CI-687 事故。由於 CI-150D 事故發生之地點和天氣形態與本論文的 BR-2196 個案類似，而 CI-687 事故也與本論文的 CI-641 個案相彷，我們預期此二件飛安事故應該會得到類似於本研究的結論。

由於高解析度的數值模式受限於運算資源，目前尚無法直接運用本論文的亂

流診斷流程進行全球航路的亂流預報。若想要利用本流程進行亂流預報，或許可以針對特定航路上的固定小範圍地點進行亂流強度預報（例如常發生亂流事故的日本南方外海等地區），以提供航空界參考使用。



參考文獻

交通部民用航空局，2005：民航通告—大氣亂流之避免，AC00-002。

行政院飛航安全委員會網站，http://www.asc.gov.tw/asc_en/accident_list_1.asp

行政院飛航安全委員會，2006：飛航事故調查報告—中華航空公司 CI 150D 班機

A300B4-600R 型機國籍標誌及登記號碼 B-18579 由台北飛名古屋於日本硫黃島上空遭遇強烈晴空亂流，ASC-AOR-06-09-001。

行政院飛航安全委員會，2006：飛航事故調查報告—長榮航空公司 BR 2196 班機

A330-203 型機國籍註冊編號 B-16306 靠近日本東京公海上空遭遇晴空亂流，
ASC-AOR-06-09-002。

行政院飛航安全委員會，2009：飛航事故事實資料報告—中華航空公司 CI 641 班機 B747-400 型機國籍標誌及登記號碼 B-18202 飛航中遭遇亂流，
ASC-AFR-09-07-001。

吳依璇，2009：臺灣西南海域總閃電頻率之模擬研究，國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文，85 pp。

Anderson, J. R., K. K. Droegemeier and R. B. Wilhelmson, 1985: Simulation of the thunderstorm subcloud environment. *Preprints, 14th Conf. On Severe Local Storms*. Indianapolis, IN., Amer. Meteor. Soc., 147-150.

Bretherton, C. S., 1988: Group velocity and the linear response of stratified fluids to internal heat or mass sources. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 81–93.

Bretherton, F. P., 1966: The propagation of groups of internal gravity waves in a shear flow. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **92**, 466-480.

Butterworth, S., 1930: On the Theory of Filter Amplifiers. *Wireless Engineer*, **17**,

536-541.

- Clark, T., W. Hall, R. Kerr, D. Middleton, L. Radke, F. Ralph, P. Neiman, and D. Levinson, 2000: Origins of aircraft-damaging clear-air turbulence during the 9 December 1992 Colorado downslope windstorm: Numerical simulations and comparison with observations. *J Atmos Sci*, **57**, 1105-1131.
- Ellrod, G. P., and D. I. Knapp, 1992: An Objective Clear-Air Turbulence Forecasting Technique - Verification and Operational Use. *Weather Forecast*, **7**, 150-165.
- Ellrod, G. P., P. F. Lester, and L. J. Ehernberger, 2003: Clear air turbulence. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, J. R. Holton, J. Pyle, and J. A. Curry, Eds., Academic Press, 393-403.
- Fovell, R., D. Durran, and J. Holton, 1992: Numerical simulations of convectively generated stratospheric gravity waves. *J Atmos Sci*, **49**, 1427-1442.
- Hauf, T., and T. Clark, 1989: Three-dimensional numerical experiments on convectively forced internal gravity waves. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **115**, 309-333.
- Hong, S. Y., J. Dudhia, and S. H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 103-120.
- International Civil Aviation Organization (ICAO), 2007: Annex 3 - Meteorological Service for International Air Navigation, Aviatech Publications.
- Johnson, D., P. Wang, and J. Straka, 1993: Numerical simulations of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without ice microphysics. *J Appl Meteorol*, **32**, 745-759.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1990: A One-Dimensional Entraining Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization. *J Atmos Sci*, **47**, 2784-2802.

- Kain, J., 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr, No. 24, Amer. Meteor. Soc., 165-170.
- Keller, J. L., 1990: Clear air turbulence as a response to meso- and synoptic-scale dynamic processes. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2228–2242.
- Klemp, J., and R. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J Atmos Sci*, **35**, 1070-1096.
- Koch, S., and Coauthors, 2005: Turbulence and gravity waves within an upper-level front. *J Atmos Sci*, **62**, 3885-3908.
- Kolmogorov, A., 1941: The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. *Cr Acad Sci Urss*, **30**, 301-305.
- Lane, T., and M. Reeder, 2001: Modelling the generation of gravity waves by a maritime continent thunderstorm. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 2705-2724.
- Lane, T., M. J. Reeder, and T. L. Clark, 2001: Numerical modeling of gravity wave generation by deep tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1249–1274.
- Lane, T., R. Sharman, T. Clark, and H. Hsu, 2003: An investigation of turbulence generation mechanisms above deep convection. *J Atmos Sci*, **60**, 1297-1321.
- Lane, T., J. Doyle, R. Plougonven, M. Shapiro, and R. Sharman, 2004: Observations and numerical simulations of inertia-gravity waves and shearing instabilities in the vicinity of a jet stream. *J Atmos Sci*, **61**, 2692-2706.
- Larsen, M. F., W. E. Swartz, and R. F. Woodman, 1982: Gravity-Wave Generation by Thunderstorms Observed with a Vertically-Pointing 430 Mhz Radar. *Geophys Res Lett*, **9**, 571-574.
- Lester, P. F., 1994: Turbulence: A New Perspective for Pilots, Jeppesen Sanderson, 212 pp.

Lin, H., and P. Wang, 1997: A numerical study of microphysical processes in the June 1991 northern Taiwan mesoscale precipitation system. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **8**, 385-404.

National Transportation Safety Board (NTSB), 2009: Air Carrier Operations Calendar Year 2005-Annual Review of Accident Data, NTSB/ARC-09/01.

Panofsky, H. A., and J. A. Dutton, 1984: Atmospheric Turbulence-Models and Methods for Engineering Applications, John Wiley and Sons, 397 pp.

Sand, W., 1976: Observations in Hailstorms Using the T-28 Aircraft System. *J Appl Meteorol.*, **15**, 641-650.

Sato, K., H. Hashiguchi, and S. Fukao, 1995: Gravity-Waves and Turbulence Associated with Cumulus Convection Observed with the Uhf/Vhf Clear-Air Doppler Radars. *J Geophys Res-Atmos.*, **100**, 7111-7119.

Sharman, R., C. Tebaldi, G. Wiener, and J. Wolff, 2006: An integrated approach to mid-and upper-level turbulence forecasting. *Weather Forecast*, **21**, 268.

Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, D. Barker, W. Wang, and J. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF Version 2. *NCAR technical note*, **468**, 88.

Straka, J. M., 1989: Hail growth in a highly glaciated central High Plains multi-cellular hailstorm. Ph.D. Diss., Dept. Meteorology, University of Wisconsin, Madison, 413 pp.

Taylor, G. I., 1938: The spectrum of turbulence. *Proc R Soc Lon Ser-A*, **164**, 0476-0490.

Wang, P., 2003: Moisture plumes above thunderstorm anvils and their contributions to cross-tropopause transport of water vapor in midlatitudes. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4194.

Wang, P., 2008: Storm top cirrus plumes and jumping cirrus as indicators of clear air turbulence generated by deep convective storms. 13th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology.



附錄表

表 3-1 ICAO Annex 3 技術文件定義之亂流強度分類 (ICAO 2007)

Turbulence Intensity	$EDR^{1/3}$ Index
Severe	$0.7 < EDR$
Moderate	$0.4 < EDR^{1/3} < 0.7$
Light	$0.1 < EDR^{1/3} < 0.4$

表 4-1 CI-641 個案航空器基本資料 (ASC 2009)

國籍	中華民國
航空器登記號碼	B-18202
機型	747-400
長度	70.6 公尺
翼展	64.4 公尺
高度	19.4 公尺
製造廠商	美國波音飛機公司
製造日期	民國 86 年 10 月 22 日
所有人	中華航空公司
航空器總使用時數	52076 小時 41 分
航空器總落地次數	8861 次

表 4-2 CI-641 個案人員傷亡統計表 (ASC 2009)

傷亡情況	駕駛員	客艙組員	乘客	其它	小計
死亡	0	0	0	0	0
重傷	0	1	4	0	5
輕傷/無傷	0/2	10/5	25/118	0	35/125
總計	2	16	147	0	165

表 4-3 CI-641 個案 WRF 模式之物理參數設定

WRF 參數化選項	參數化方法
mp_physics	WSM 6-class graupel scheme
ra_lw_physics	RRTM scheme
ra_sw_physics	Dudhia scheme
sf_sfclay_physics	Monin-Obukhov Similarity scheme
sf_surface_physics	Thermal Diffusion scheme
bl_pbl_physics	YSU scheme
cu_physics	Kain-Fritsch scheme

表 4-4 BR-2196 個案航空器基本資料 (ASC 2006)

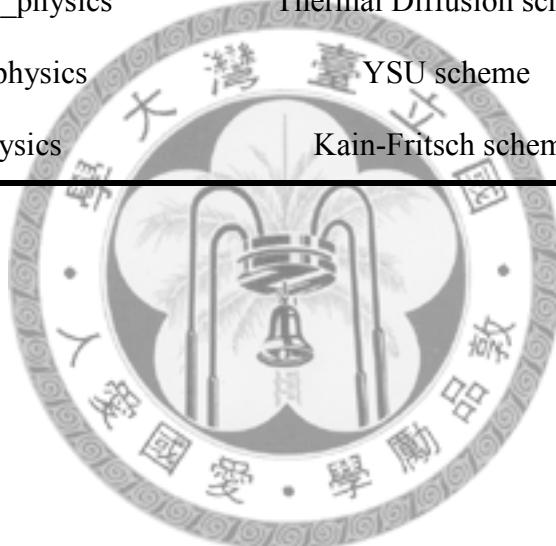
國籍	中華民國
航空器登記號碼	B-16306
機型	A330-203
長度	58.8 公尺
翼展	60.3 公尺
高度	17.4 公尺
製造廠商	法國 AIRBUS INDUSTRIE
製造日期	民國 93 年 4 月 22 日
所有人	長榮航空股份有限公司
航空器總使用時數	3042 小時 59 分
航空器總落地次數	1132 次

表 4-5 BR-2196 個案人員傷亡統計表 (ASC 2006)

傷亡情況	駕駛員	客艙組員	乘客	其它	小計
死亡	0	0	0	0	0
重傷	0	0	1	0	1
輕傷/無傷	0/2	10/4	45/205	0	55/211
總計	2	14	251	0	267

表 4-6 BR-2196 個案 WRF 模式之物理參數設定

WRF 參數化選項	參數化方法
mp_physics	WSM 3-class graupel scheme
ra_lw_physics	RRTM scheme
ra_sw_physics	Dudhia scheme
sf_sfclay_physics	Monin-Obukhov Similarity scheme
sf_surface_physics	Thermal Diffusion scheme
bl_pbl_physics	YSU scheme
cu_physics	Kain-Fritsch scheme



附錄圖

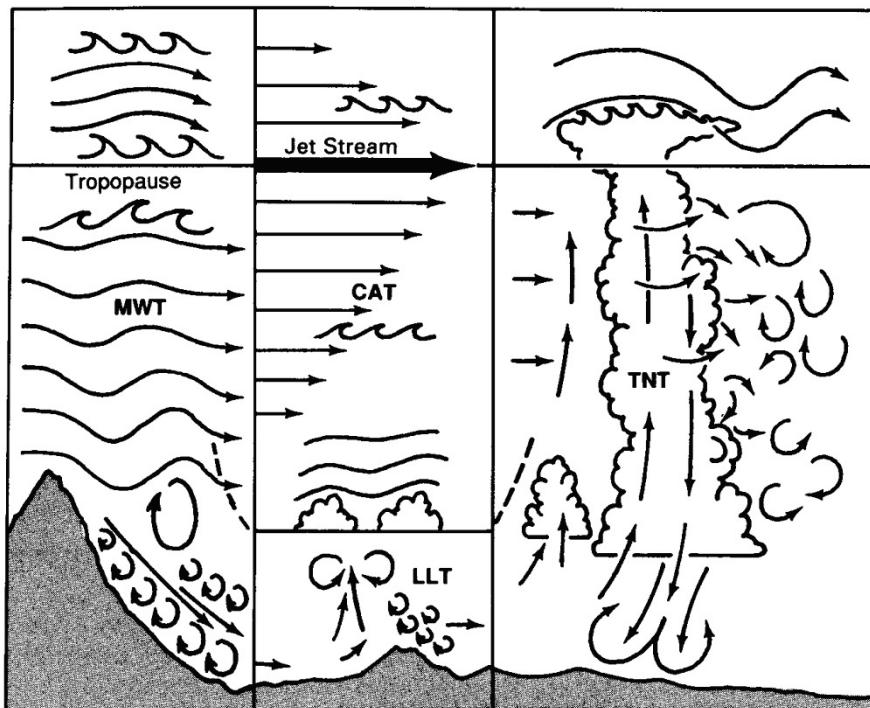


Figure 1-16. Aviation turbulence classifications. This figure is a pictorial summary of the turbulence-producing phenomena that may occur in each turbulence classification.

圖 1-1 航空器在飛行過程中可能遭遇到之大氣亂流來源 (Lester 1994)。

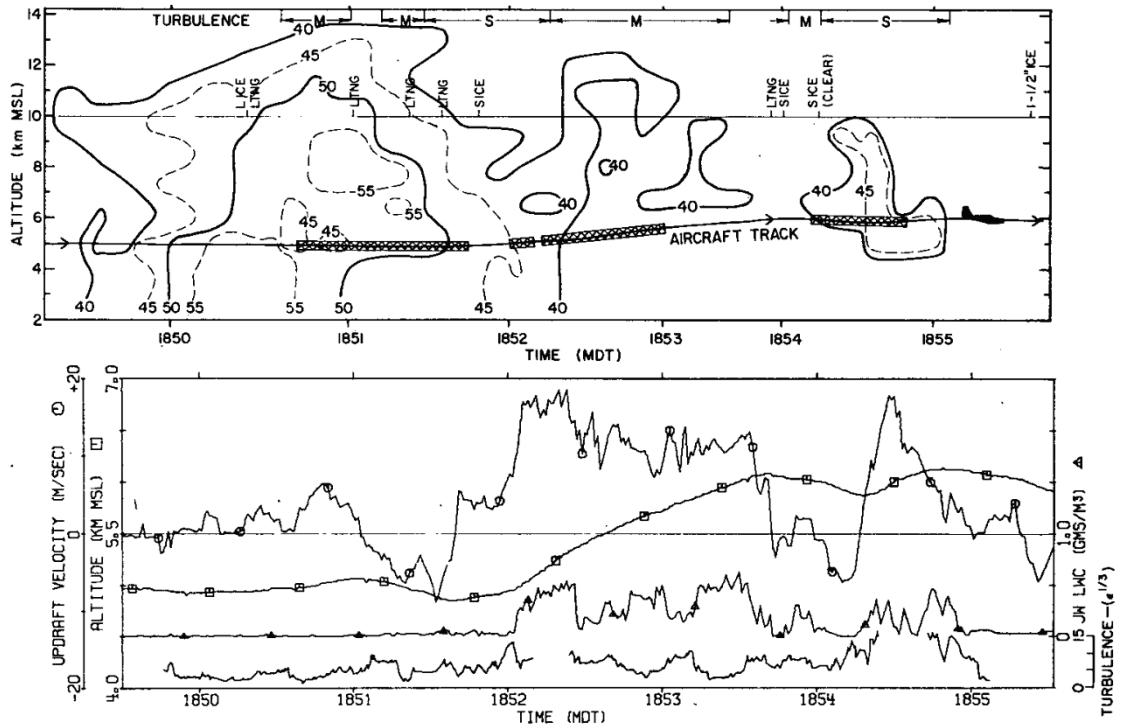


FIG. 3a. 7 July-penetration 4: vertical section, aircraft data, and pilot's observations.

圖 1-2 1972 年 7 月 7 日 T-28 飛機第四次雷暴穿越實驗的垂直剖面與飛行記錄資料。上圖為垂直剖面，其中等值線（實線與虛線）為雷達回波強度（dB），最上方的 M 和 S 分別代表嚴重亂流，LICE、MICE 和 SICE 分別表示輕度、中度與嚴重積冰，另有標示飛行路徑；下圖為飛行記錄資料，標誌為圓形、方形與三角形分別表示垂直風場速度 (ms^{-1})、巡航高度 (km) 和液態水含量 (gm^{-3})，最下面的線代表 $\text{EDR}^{1/3}$ ($\text{cm}^{2/3}\text{s}^{-1}$) (Sand 1976)。

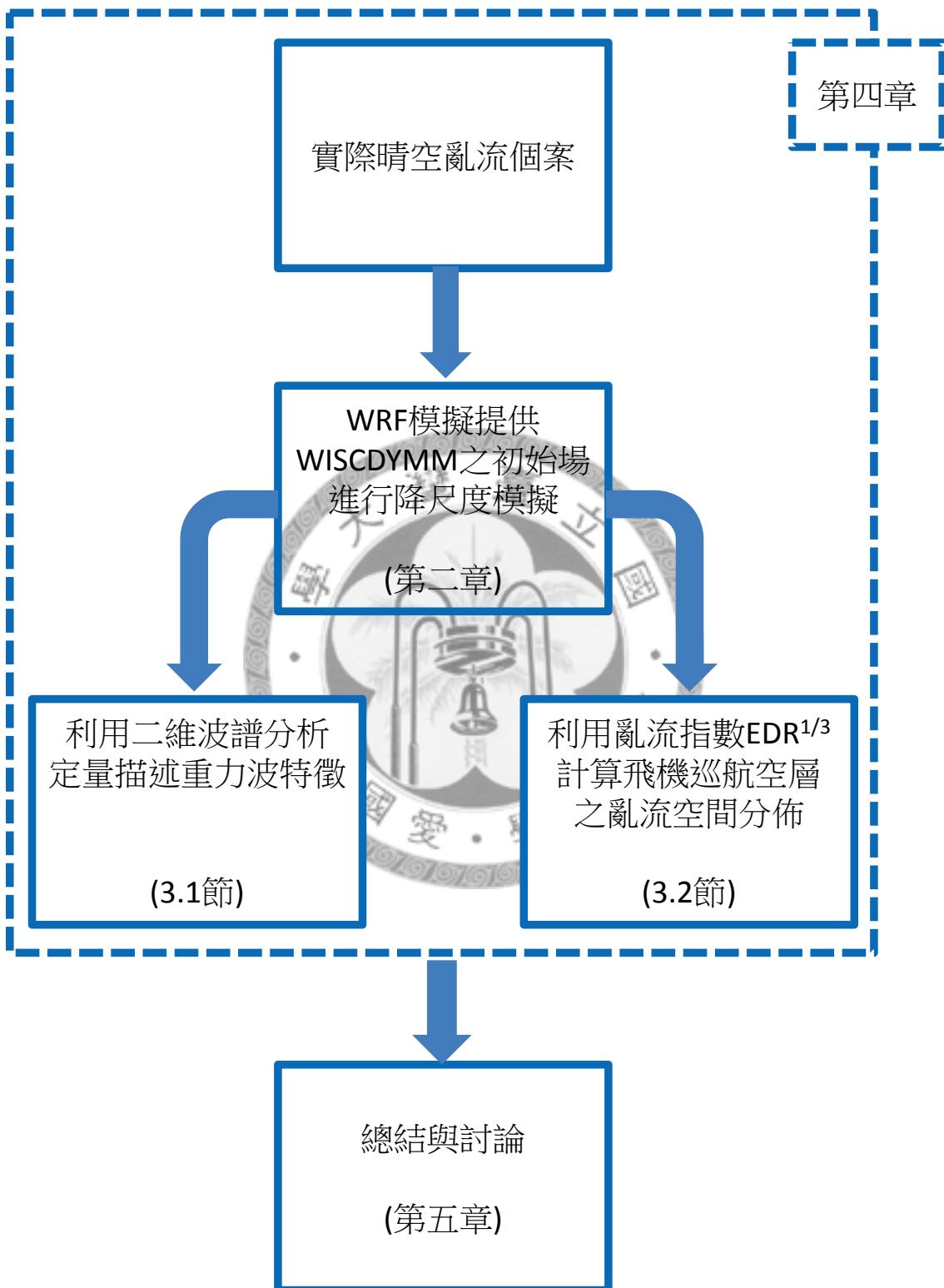


圖 1-3 論文架構以及亂流事故診斷流程圖。

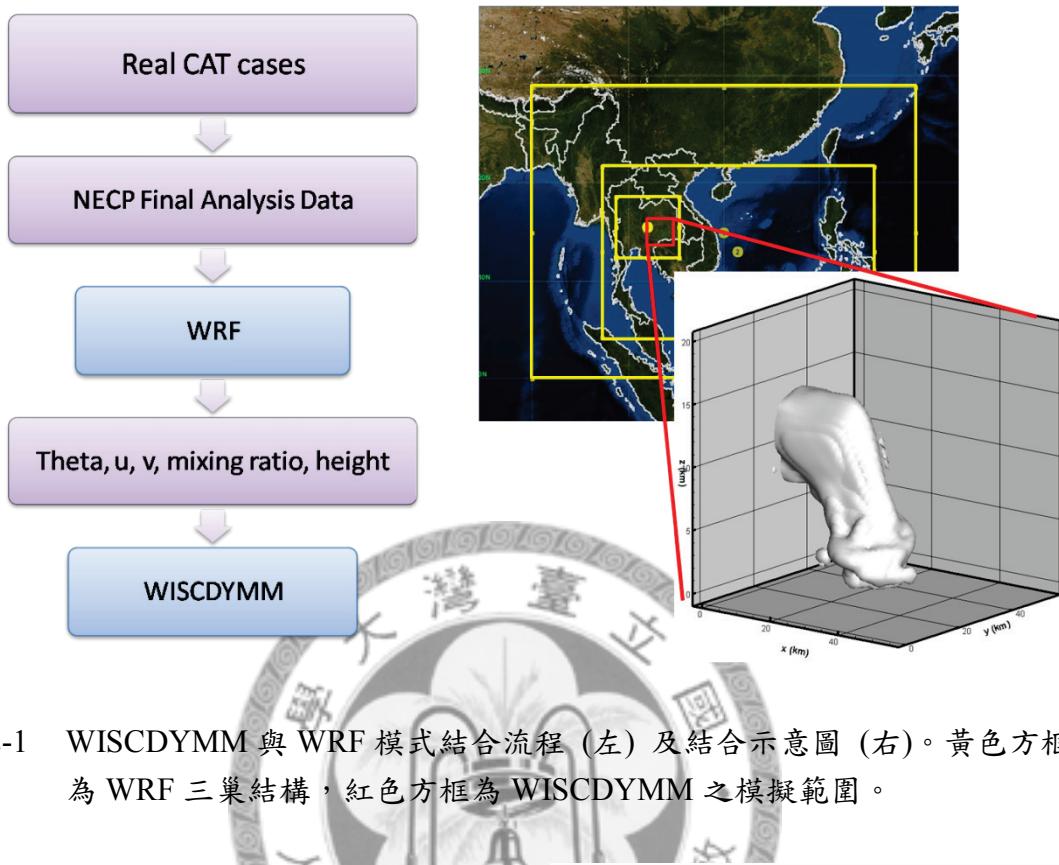


圖 2-1 WISCDYMM 與 WRF 模式結合流程 (左) 及結合示意圖 (右)。黃色方框為 WRF 三巢結構，紅色方框為 WISCDYMM 之模擬範圍。

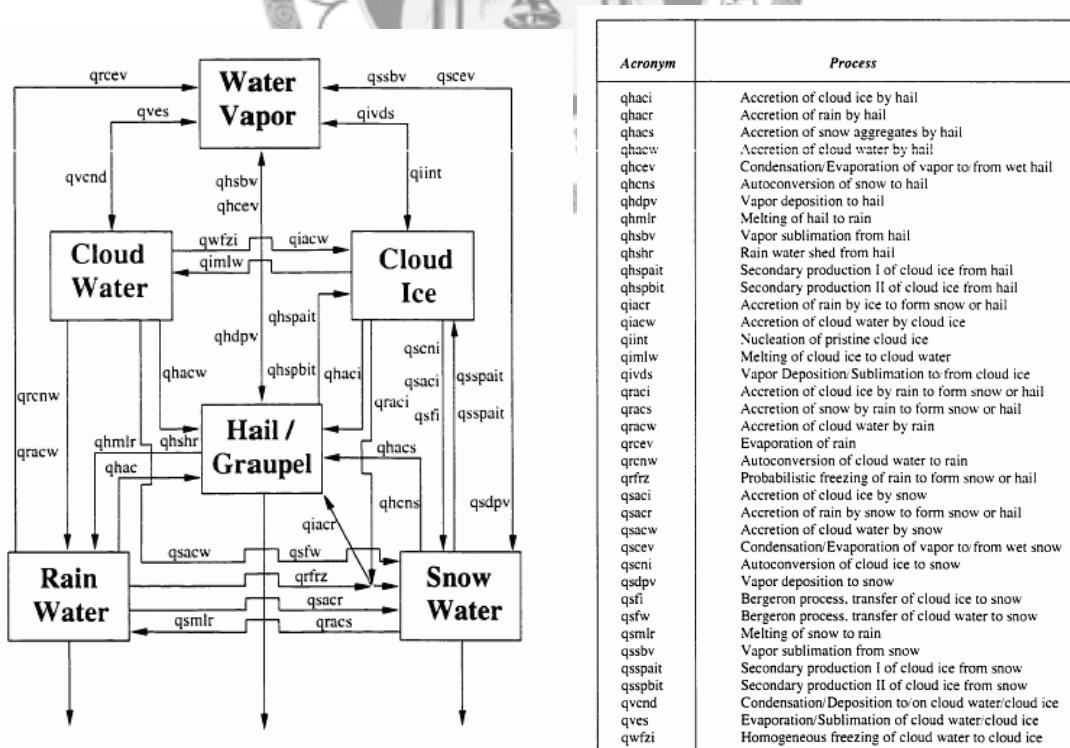


圖 2-2 WISCOYMM 中的雲微物理過程相互作用途徑 (左) 與變數涵義 (右)。

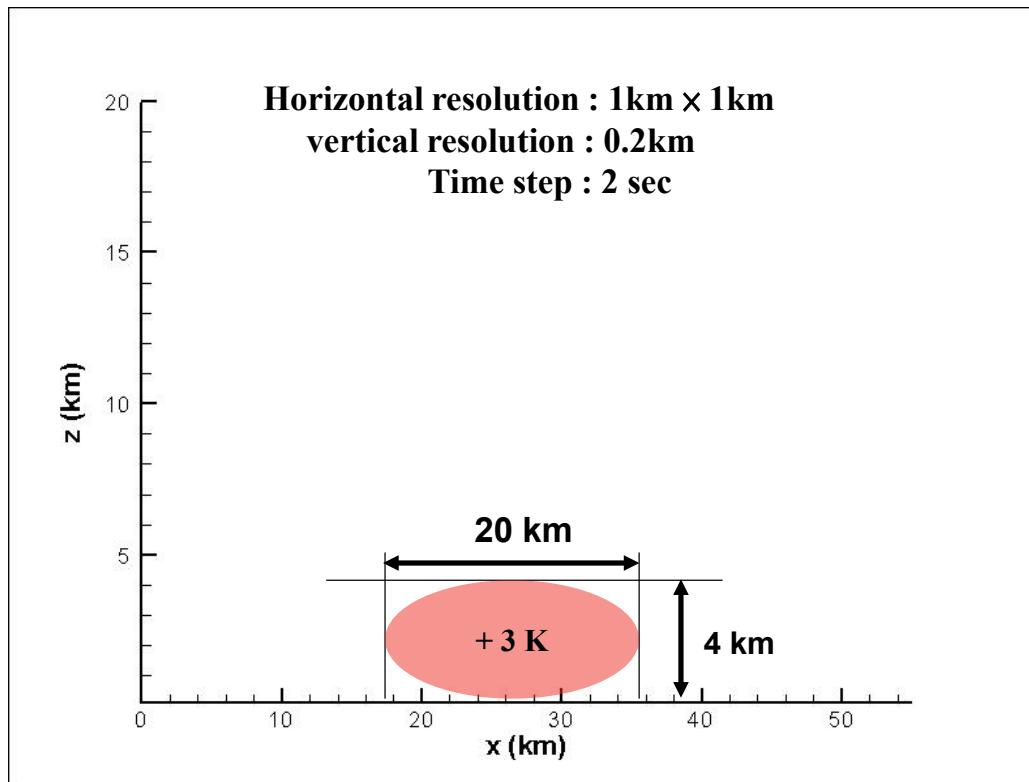
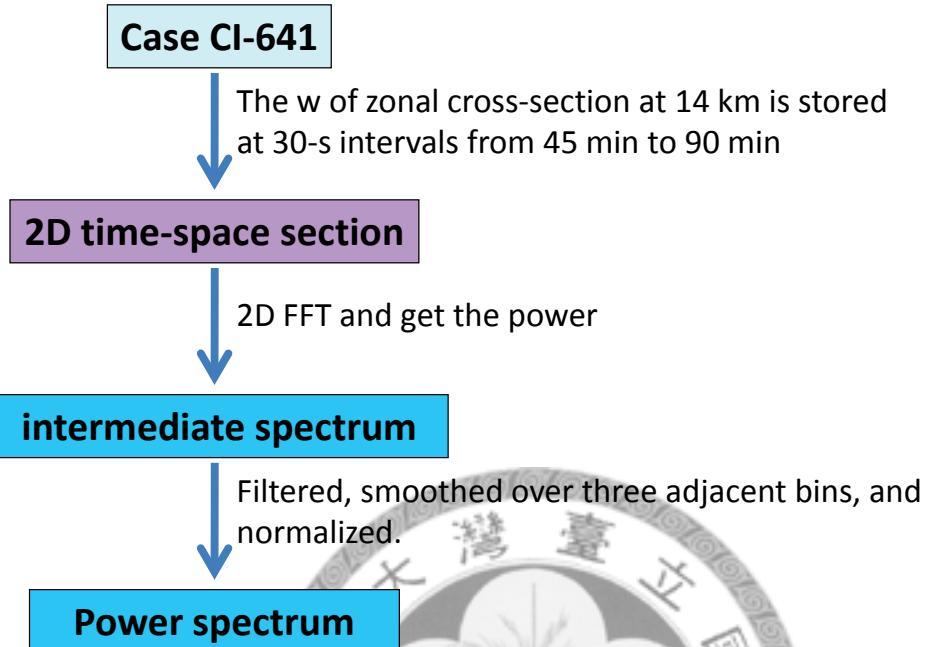


圖 2-3 WISCDYMM 之初始熱胞擾動示意圖。



(a)



(b)

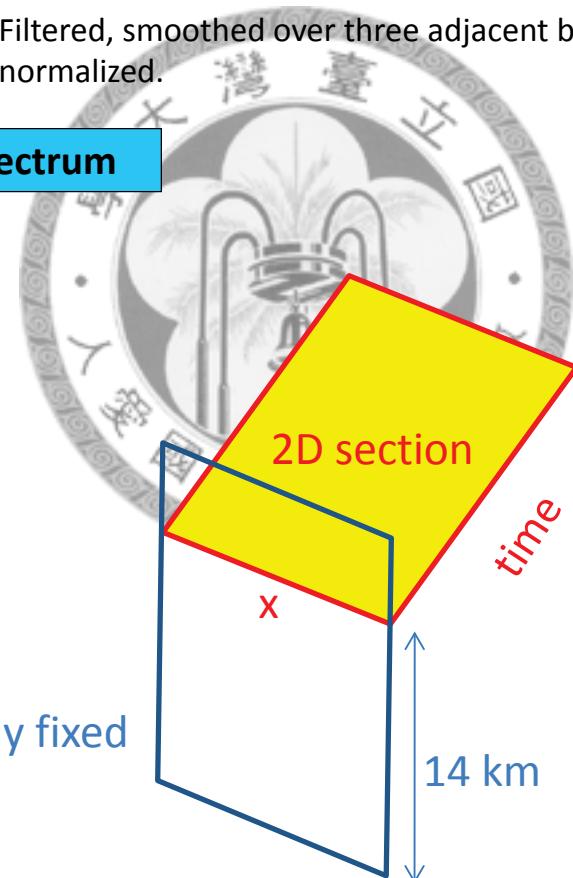


圖 3-1 (a) 波譜分析流程 (b) 二維時空剖面示意圖。

Case CI-641

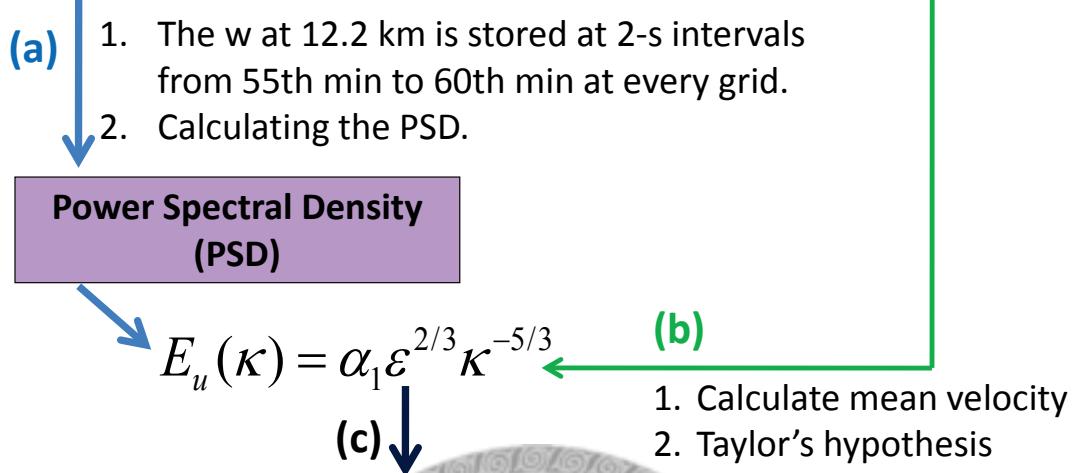


圖 3-2 亂流強度空間分佈之計算流程。



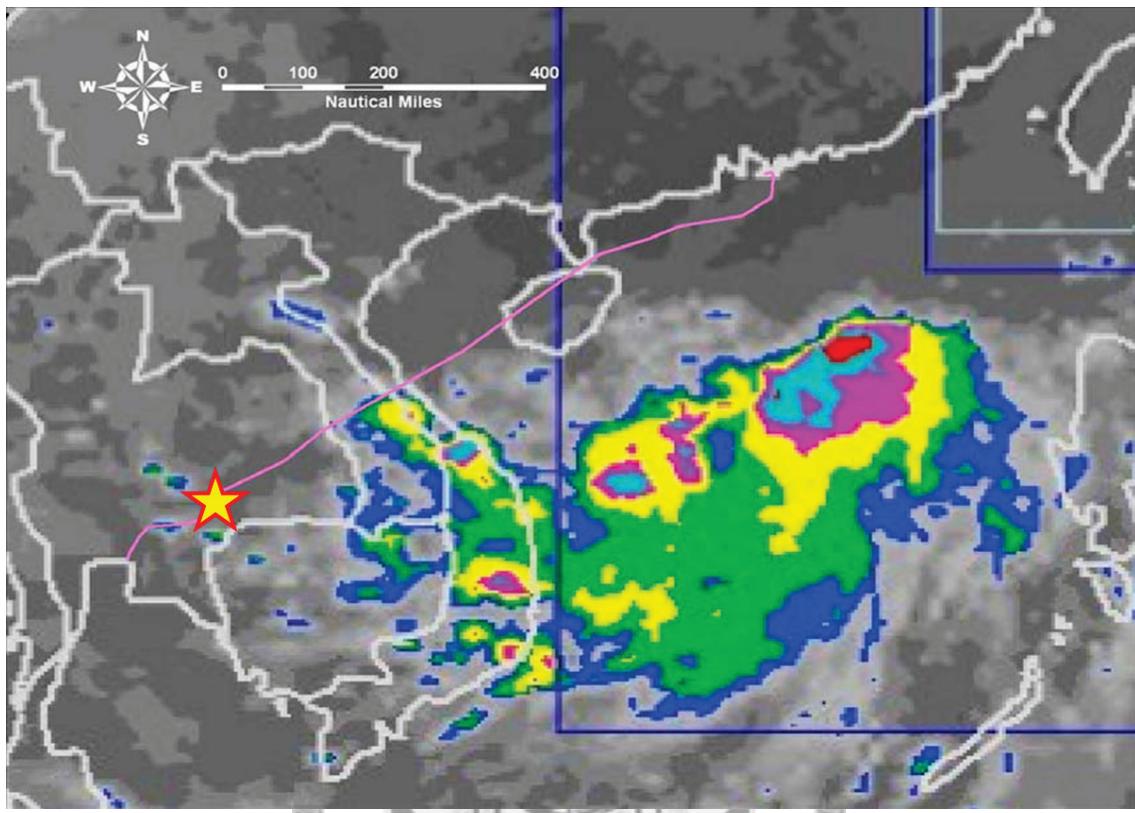


圖 4-1 CI-641 個案之飛行路徑（粉紅實線）與事故位置（星點）(ASC 2009)。

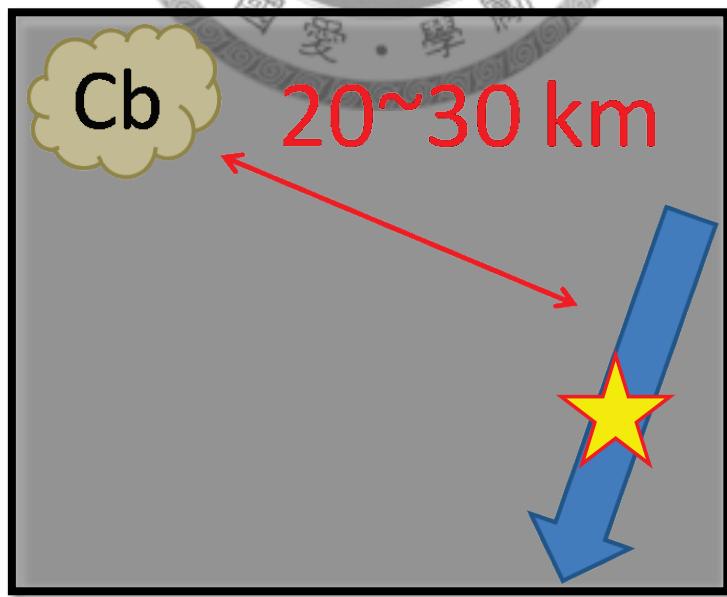
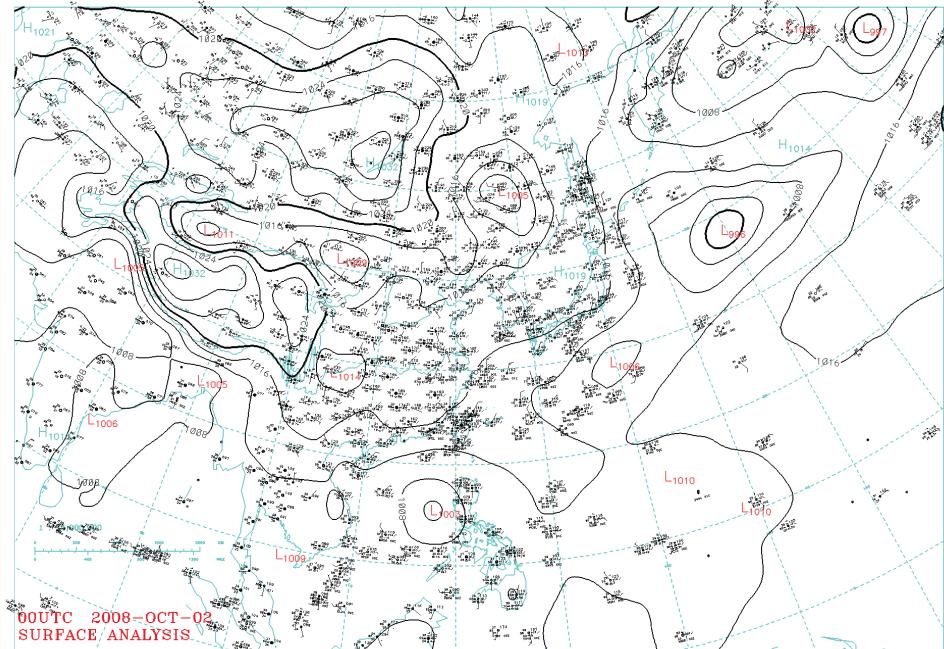


圖 4-2 CI-641 個案航空器遭遇亂流之示意圖。其中 Cb 為積雨雲，飛行路徑（藍色箭頭）與事故位置（星點），積雨雲約在航空器右後方 20 到 30 km 處。

(a)



(b)

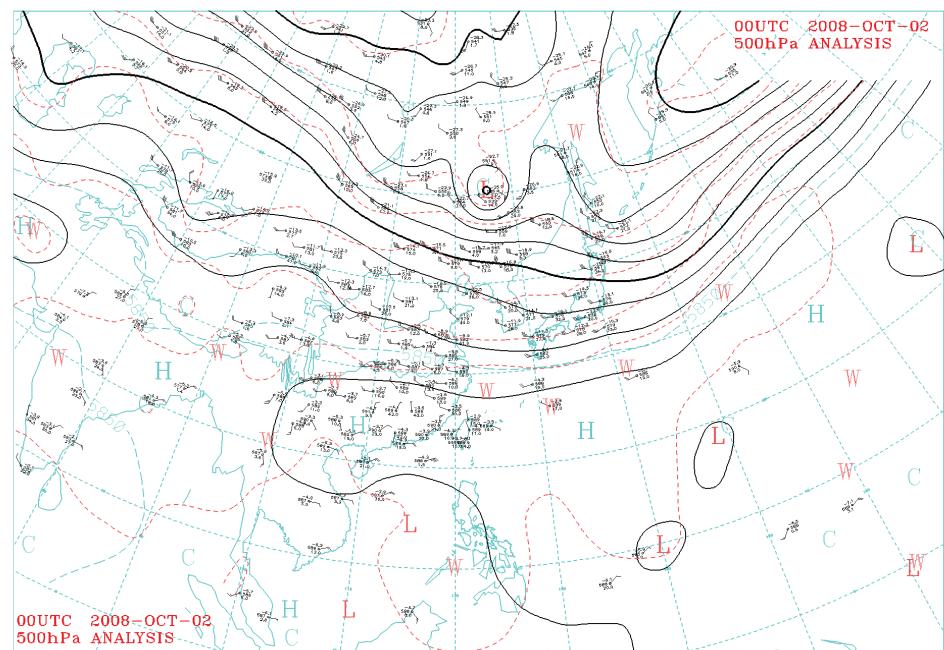
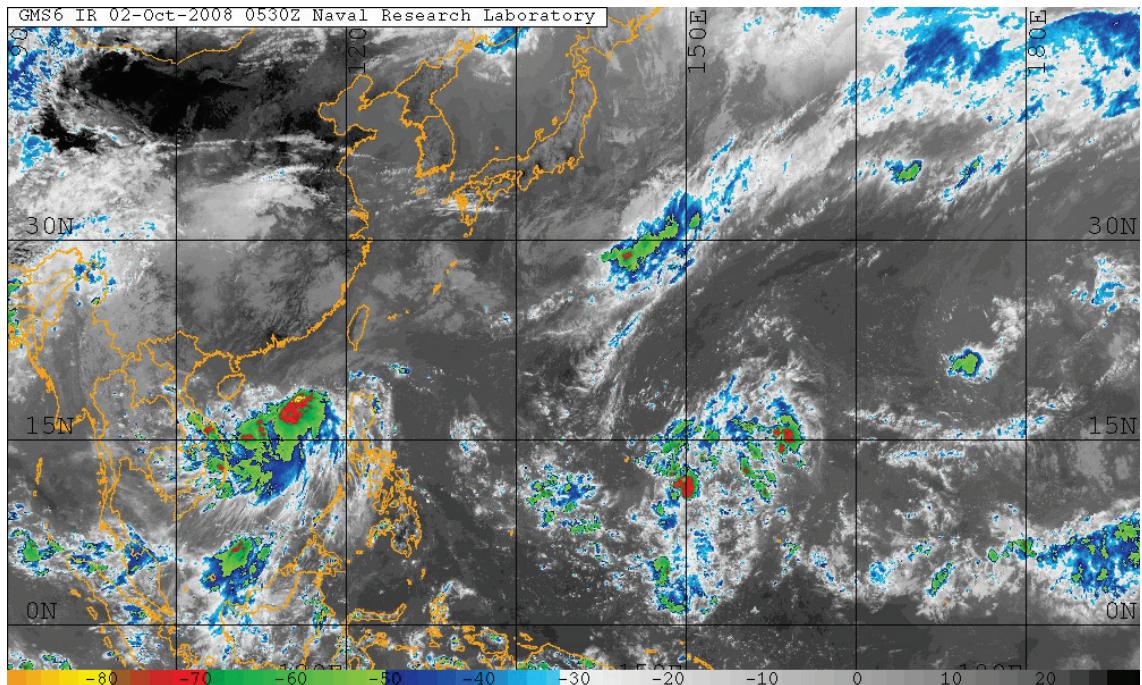


圖 4-3 (a) 2008 年 10 月 2 日 00:00 UTC 之地面天氣圖。

(b) 同時間之 500 hPa 高空圖。

(a)



(b)

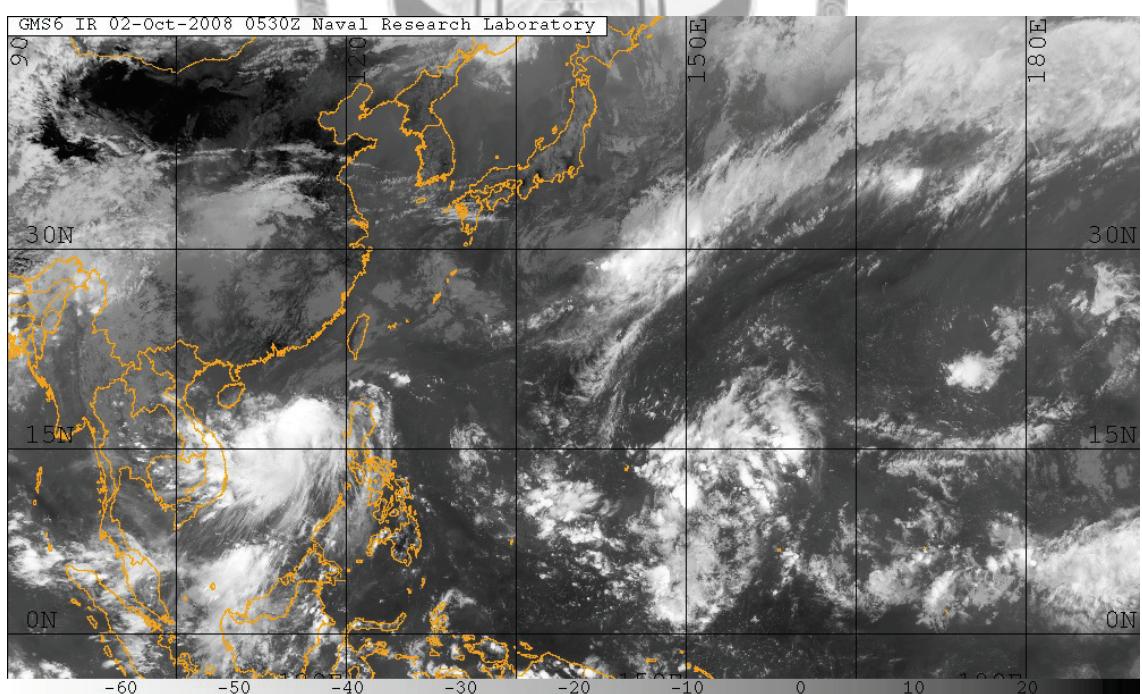


圖 4-4 (a) 2008 年 10 月 2 日 05:30 UTC 紅外線衛星雲圖。

(b) 同時間之可見光衛星雲圖。

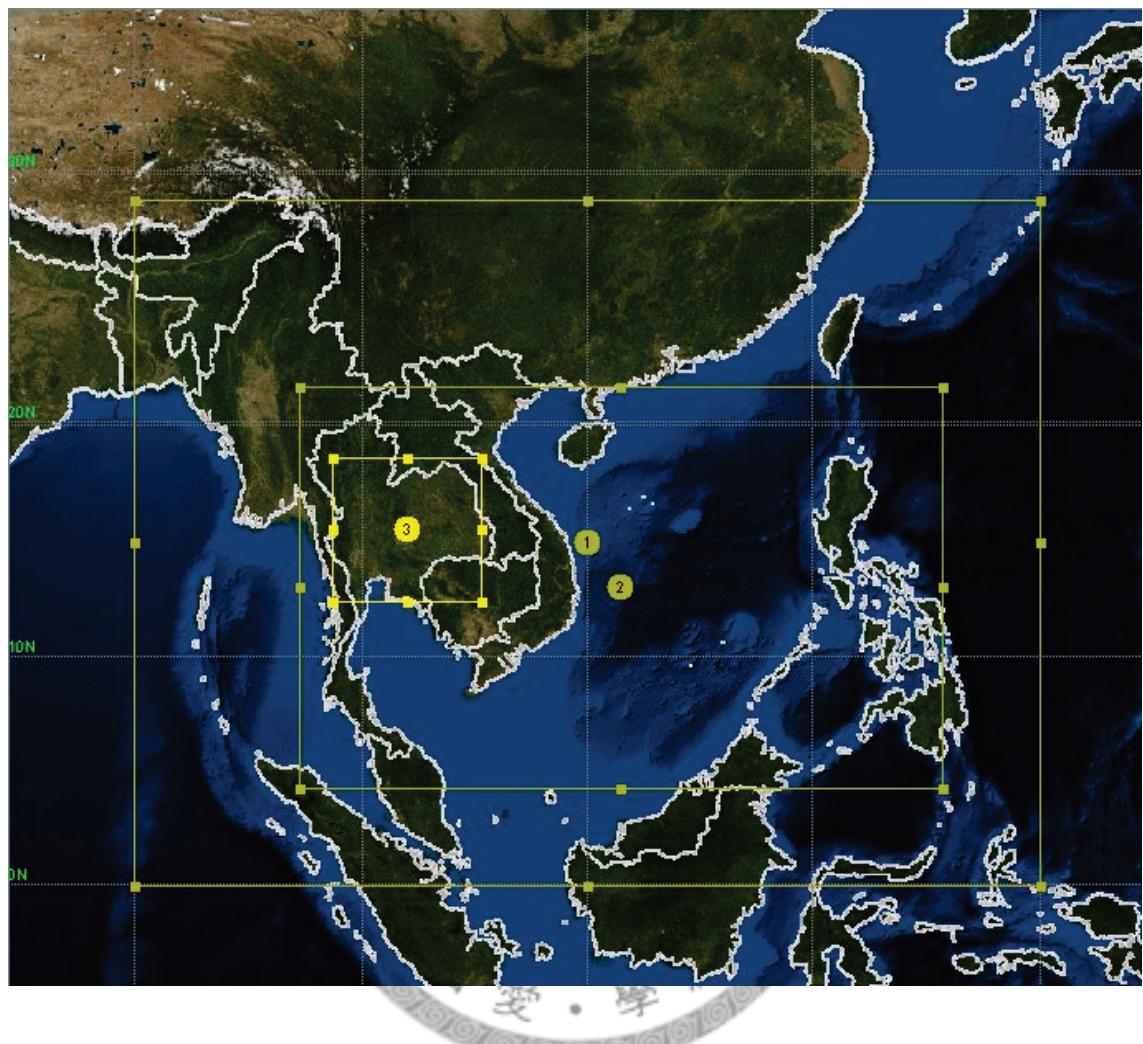
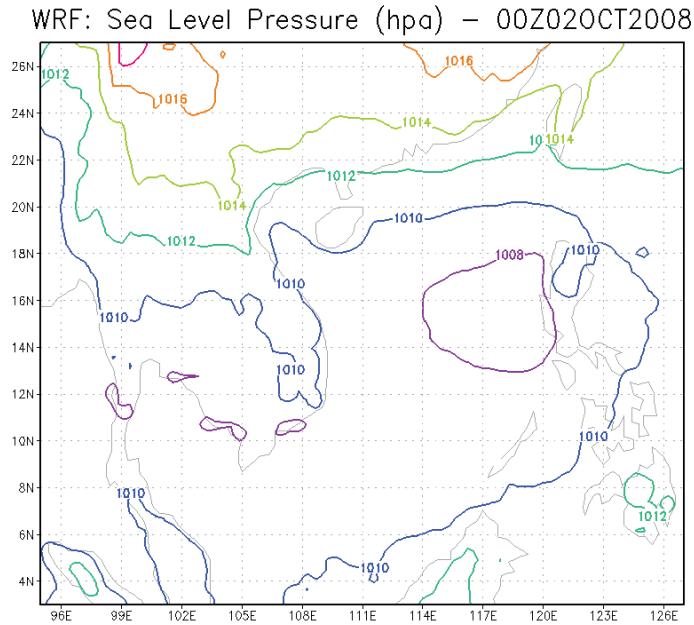


圖 4-5 CI-641 個案之 WRF 模擬範圍及三峽設定圖。

(a)



(b)

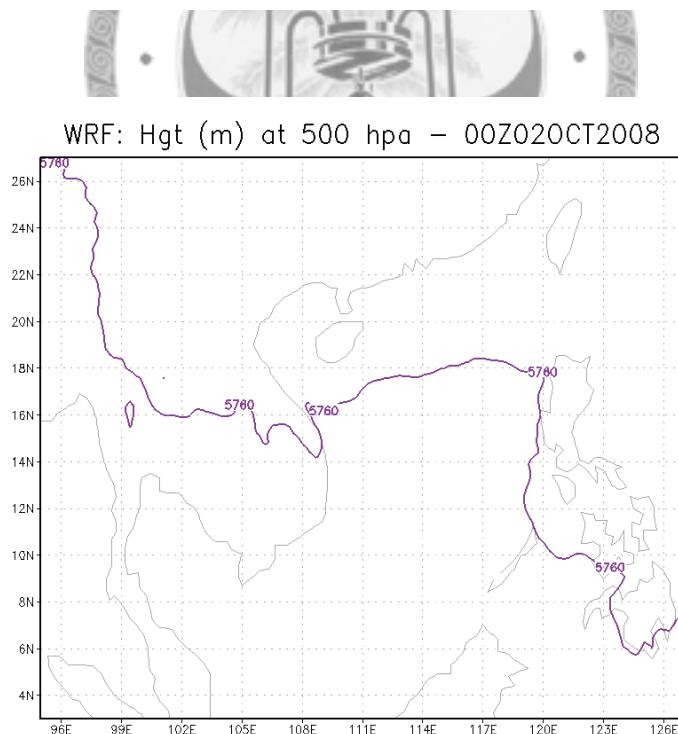


圖 4-6 CI-641 個案之 WRF 模式 D1 輸出場 (2008 年 10 月 2 日 00:00 UTC)

(a) 海平面氣壓圖。(b) 500 hPa 重力位高度圖。

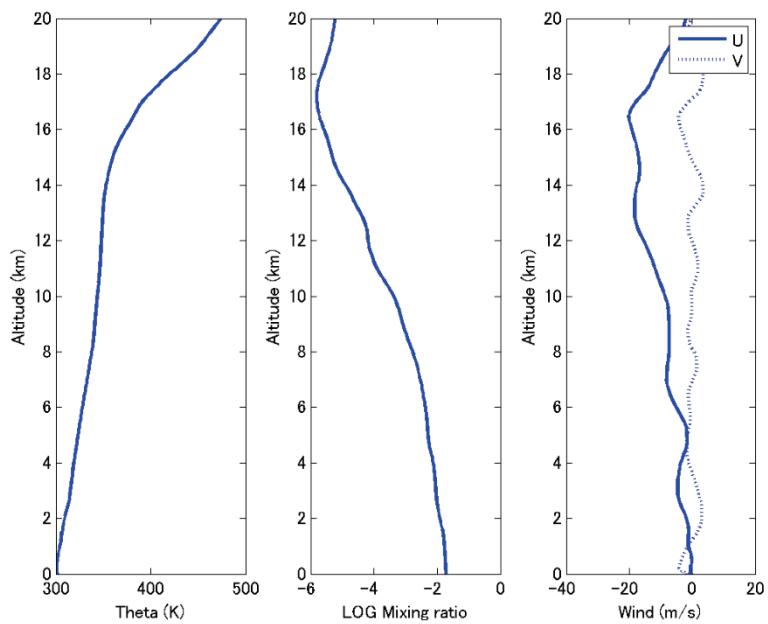


圖 4-7 CI-641 個案，WISCDYMM 模式初始環境場之垂直剖面。

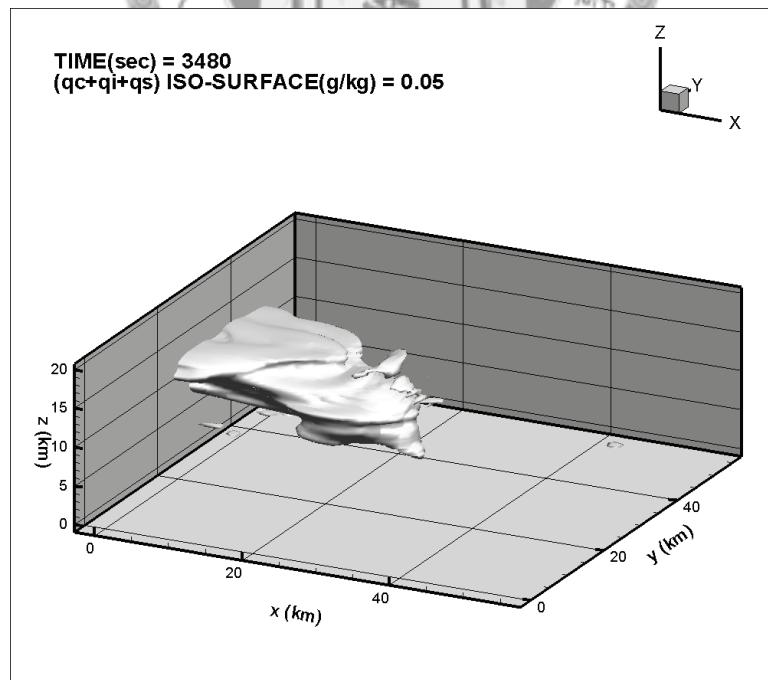


圖 4-8 CI-641 個案，WISCDYMM 之水相和冰相粒子總合之三維空間分佈圖，等值面為 $q_c + q_i + q_s = 0.05 \text{ gkg}^{-1}$ ，模擬時間為 3480 秒。

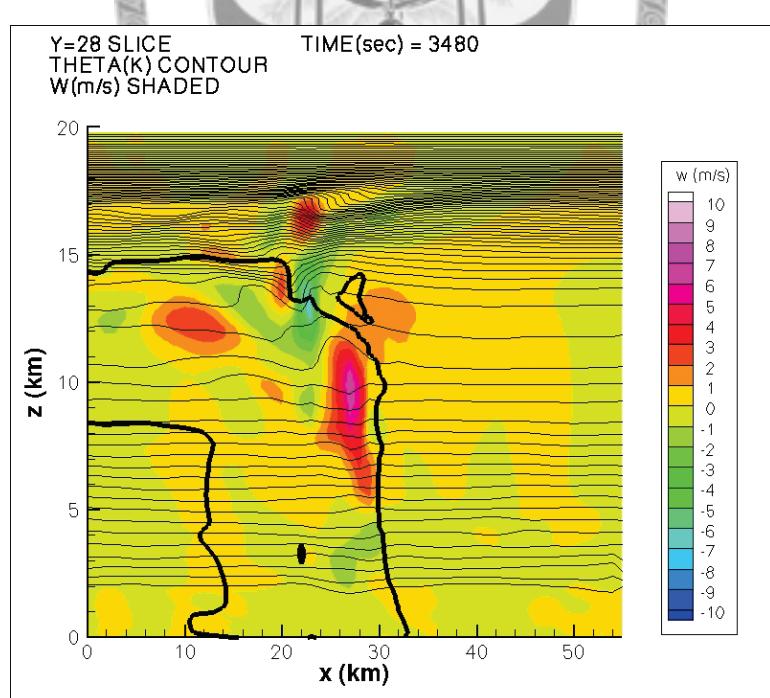
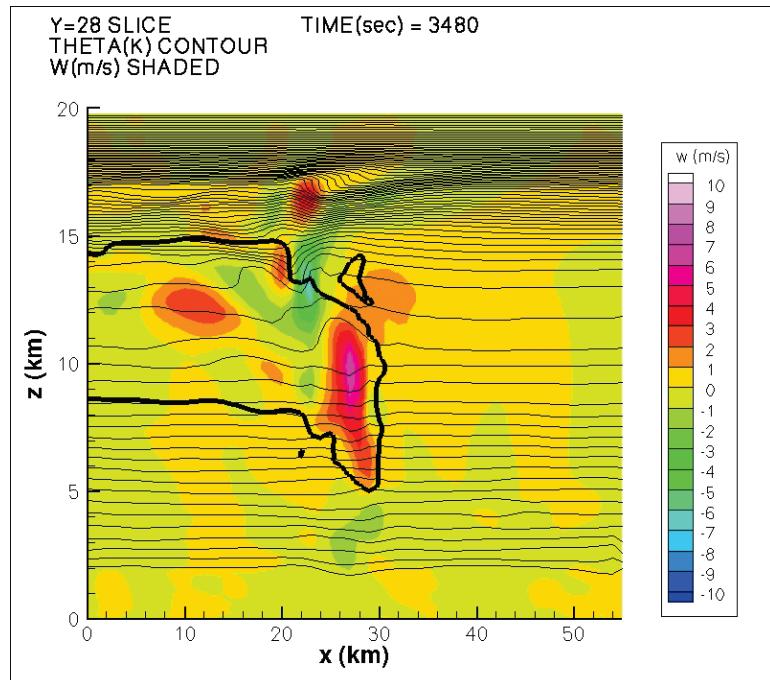


圖 4-9 CI-641 個案，WISCDYMM 在 3480 秒之緯向剖面圖 ($Y = 28$ km 之東西切面)。等值線代表位溫，等值線間距 2 K；彩色部分代表垂直速度場；(a) 粗黑線為 $q_c + q_i + q_s = 0.05 \text{ gkg}^{-1}$ ，(b) 粗黑線為 $q_c + q_i + q_s + q_r + q_h = 0.05 \text{ gkg}^{-1}$ 。

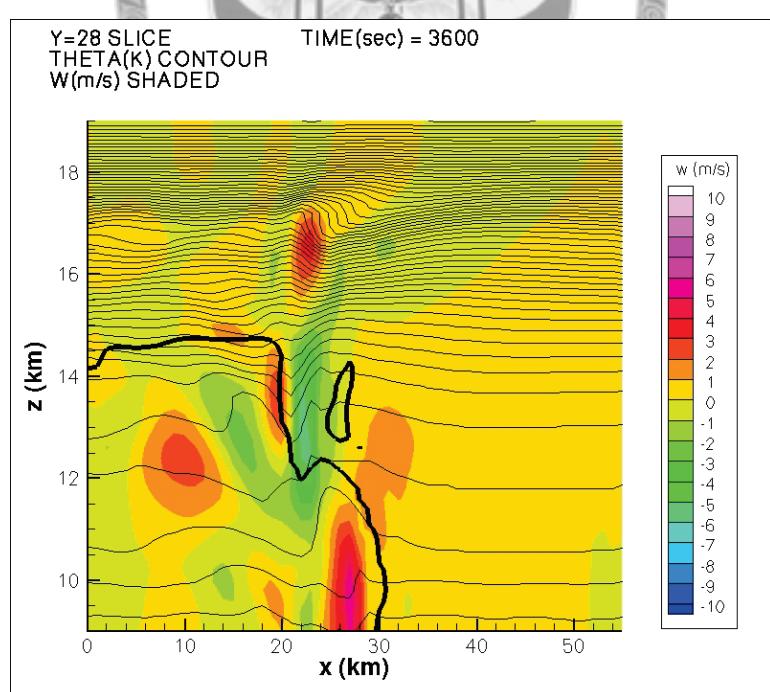
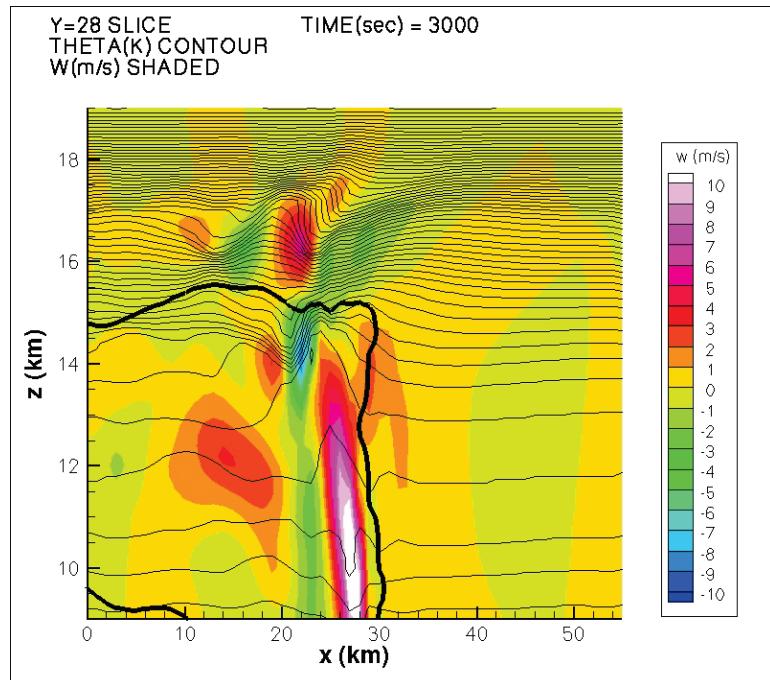


圖 4-10 CI-641 個案，WISCDYMM 在 (a) 3000 秒以及 (b) 3600 秒之緯向剖面圖
 (Y = 28 km 之東西切面)。

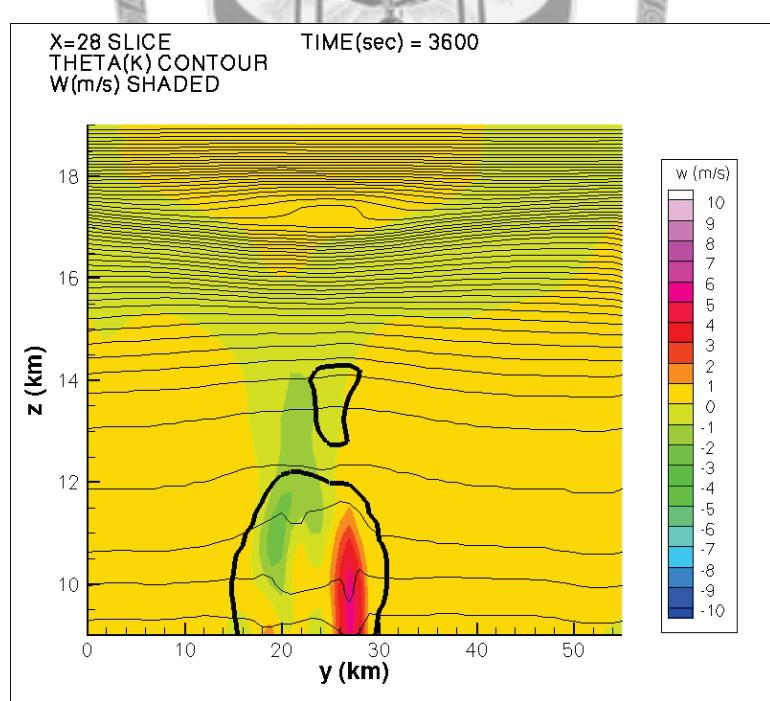
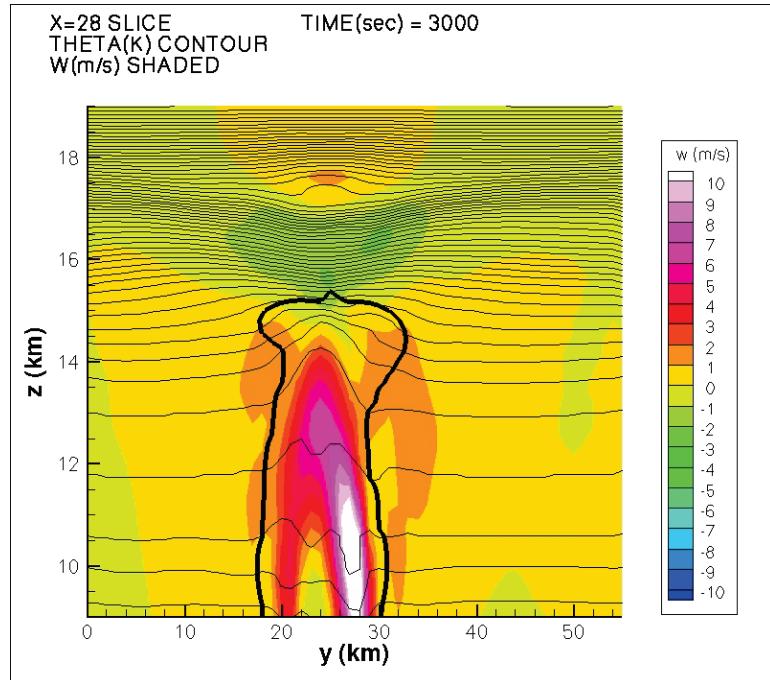
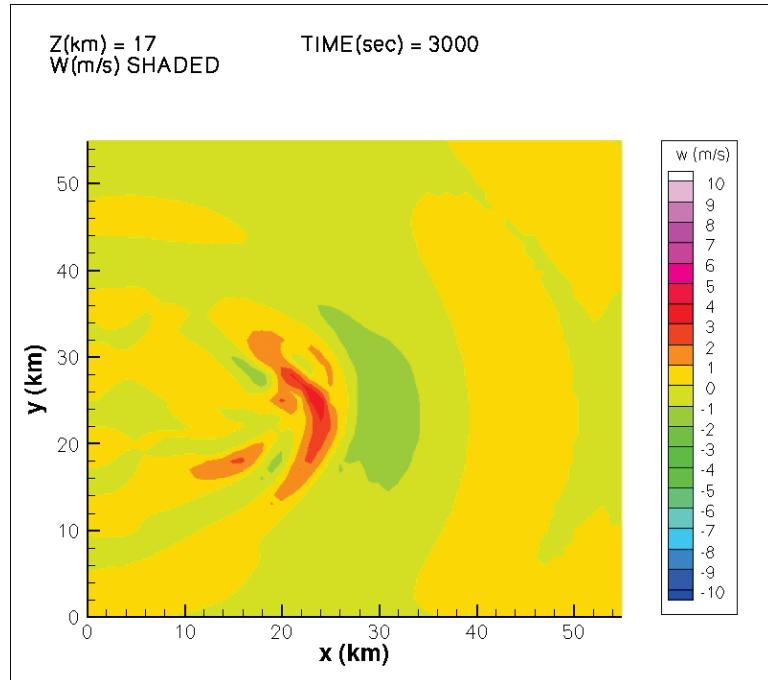


圖 4-11 CI-641 個案，WISCDYMM 在 (a) 3000 秒以及 (b) 3600 秒之經向剖面圖 ($X = 28 \text{ km}$ 之南北切面)。

(a)



(b)

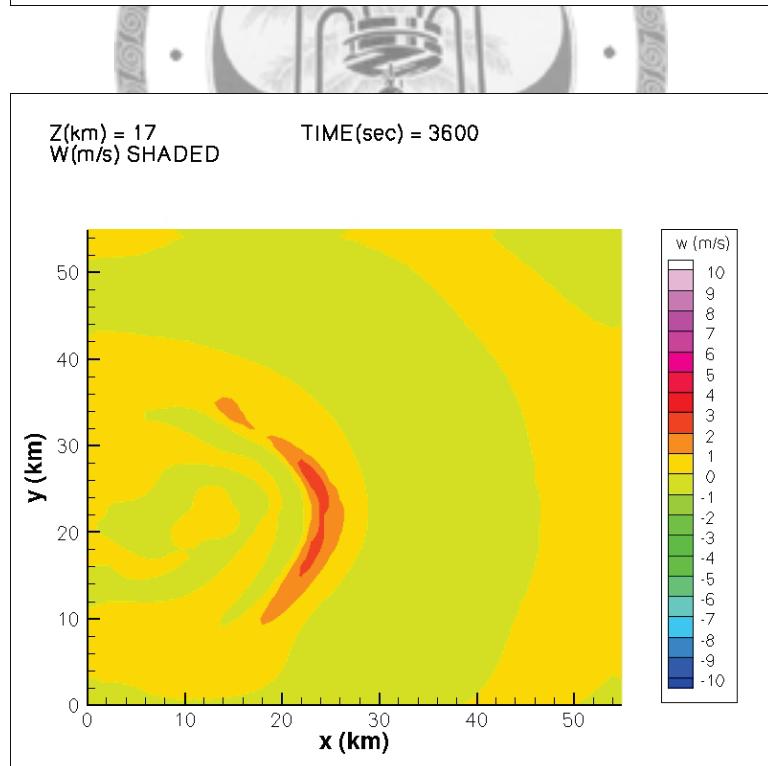
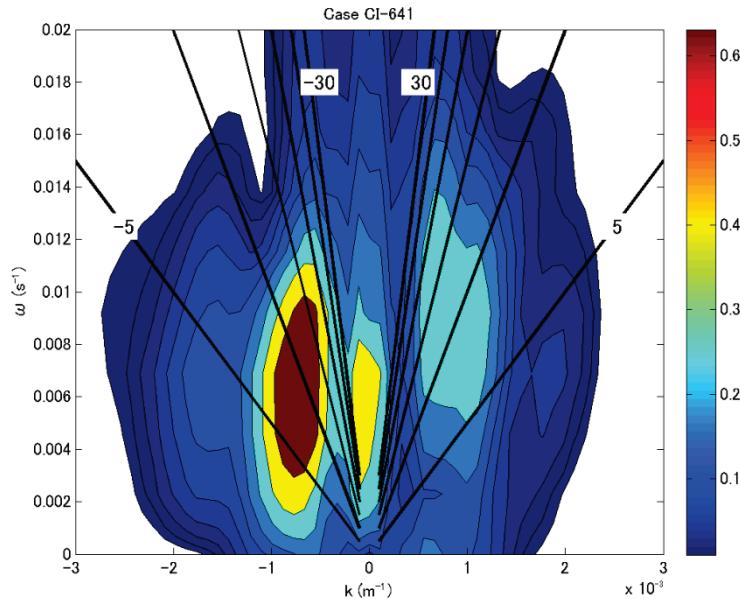


圖 4-12 CI-641 個案，WISCDYMM 在 (a) 3000 秒以及 (b) 3600 秒之水平剖面圖
($Z = 17$ km 之水平切面)。

(a)



(b)

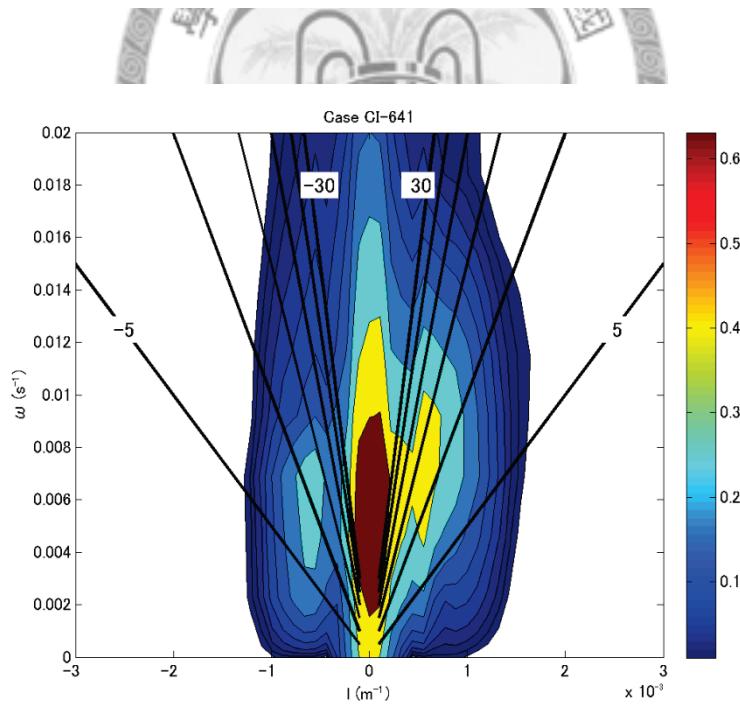


圖 4-13 CI-641 個案在 14 km 高度之 (a) 緯向以及 (b) 經向之垂直速度波譜。彩色代表波譜，為了突顯波譜特徵，繪圖結果僅顯示最大 2 因次數量級以內的量值 ($10^2 \sim 1$ 之 10 條等值線)。黑線代表水平相位速 (phase velocity)，等值線間距 5 ms^{-1} 。

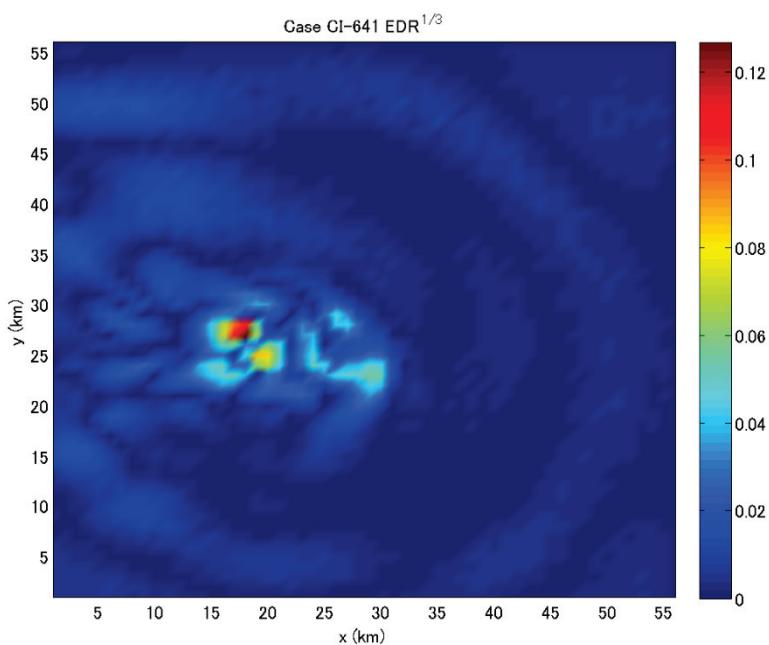
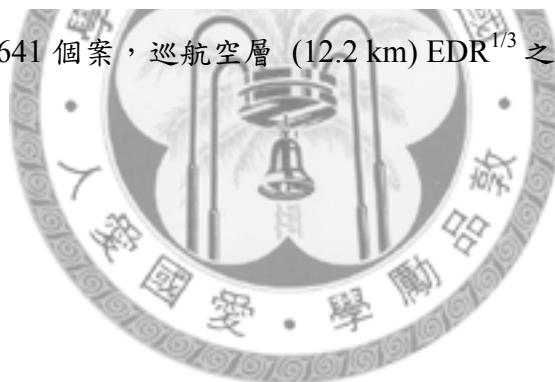


圖 4-14 CI-641 個案，巡航空層 (12.2 km) $\text{EDR}^{1/3}$ 之空間分佈圖。



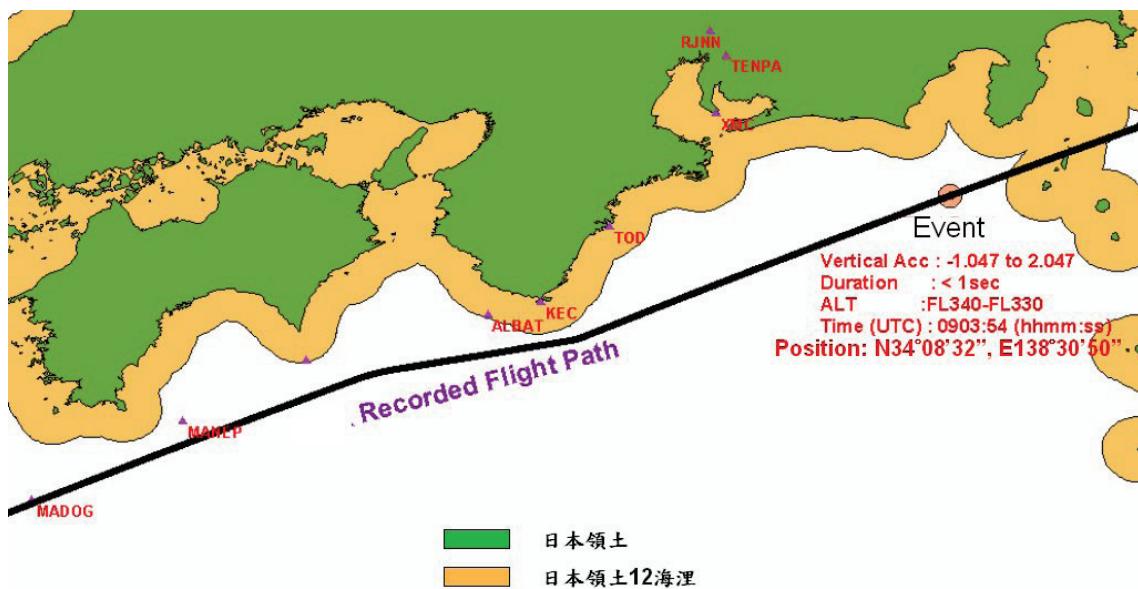


圖 4-15 BR-2196 個案之航空器飛行路徑（黑色實線）與事故位置（圓點）
(ASC 2006)。

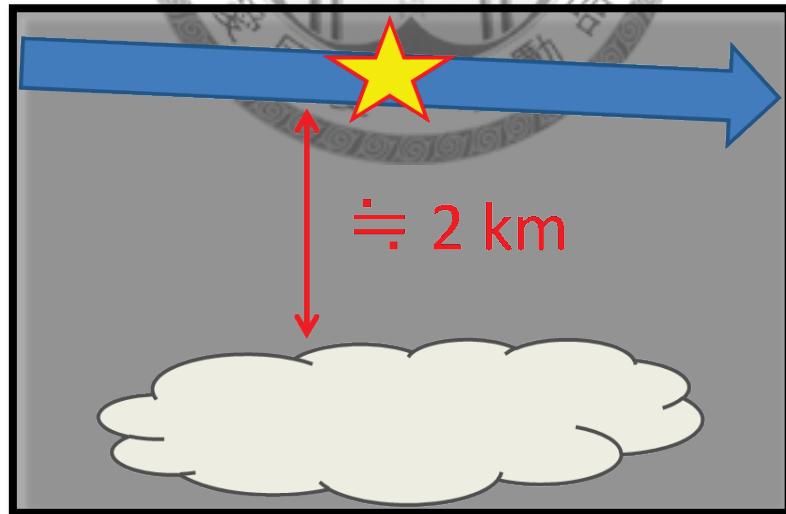
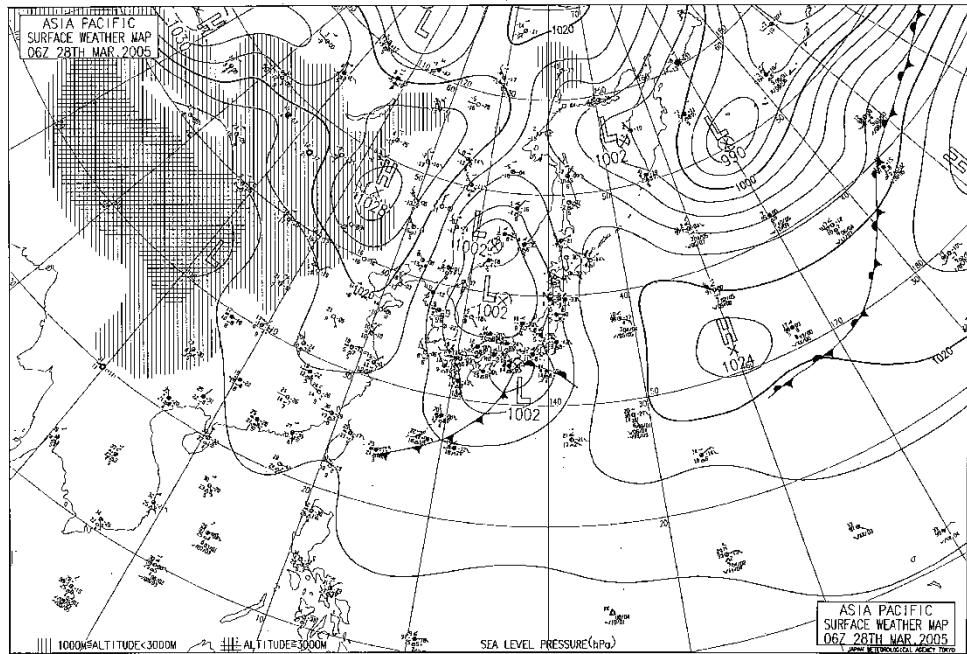


圖 4-16 BR-2196 個案航空器遭遇亂流之示意圖。圖中標示飛行路徑（藍色箭頭）、事故位置（星點）以及雲系，航空器在雲系上空約 2 km 處。

(a)



(b)

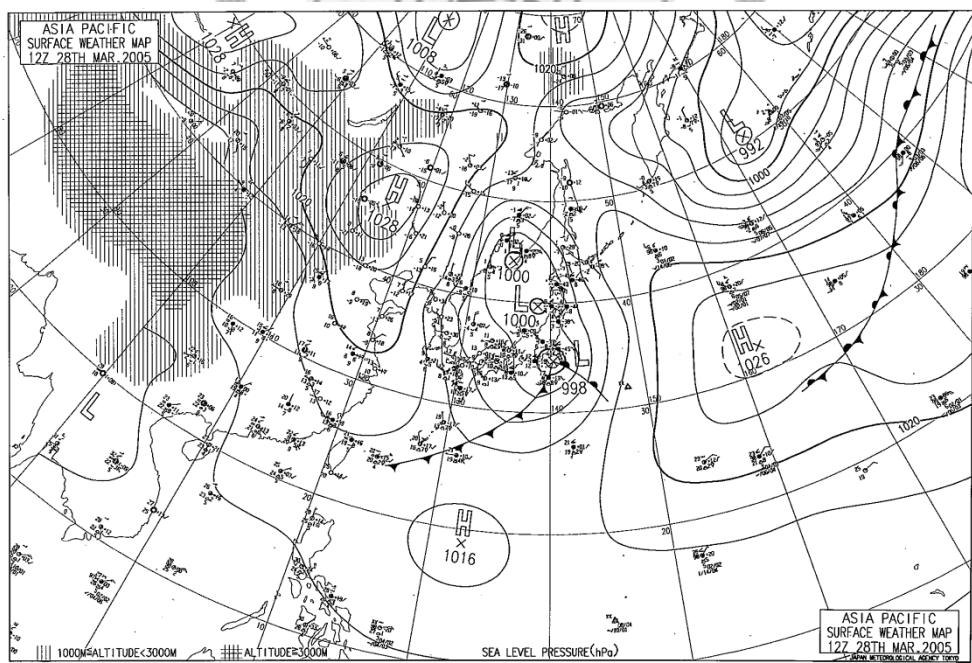


圖 4-17 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日

(a) 06:00 UTC 以及 (b) 12:00 UTC 之地面天氣圖。

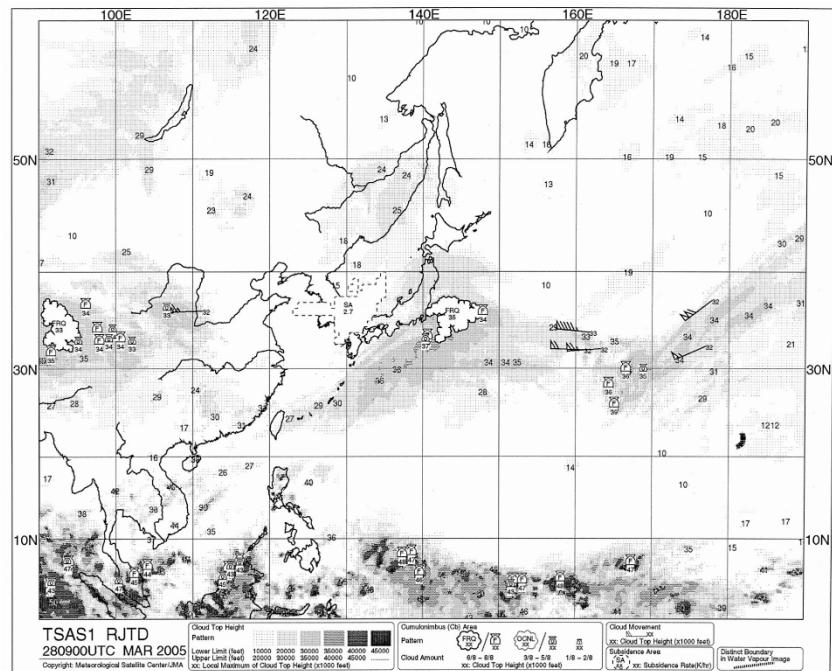


圖 4-18 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 09:00 UTC 廣域雲層分析圖。

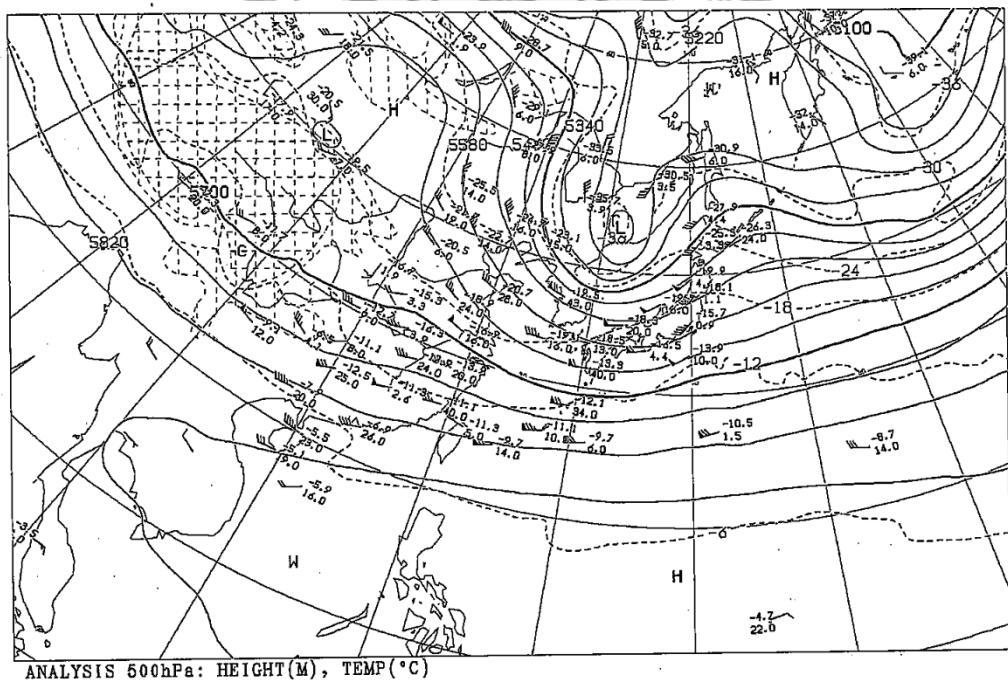


圖 4-19 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 12:00 500 hPa 高空天氣圖。

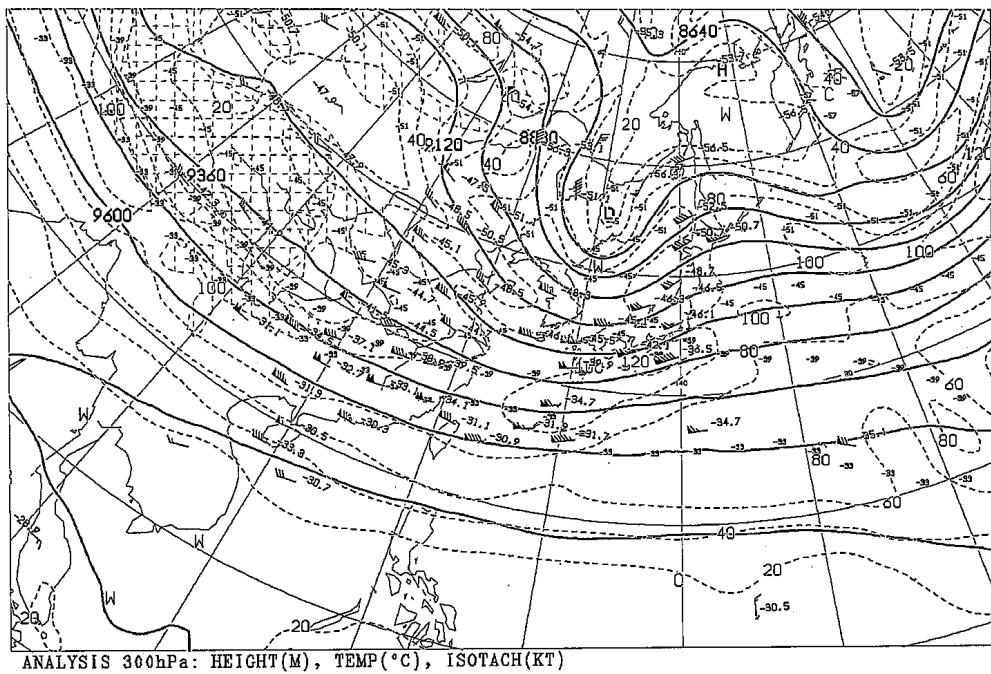


圖 4-20 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 12:00 300 hPa 高空天氣圖。

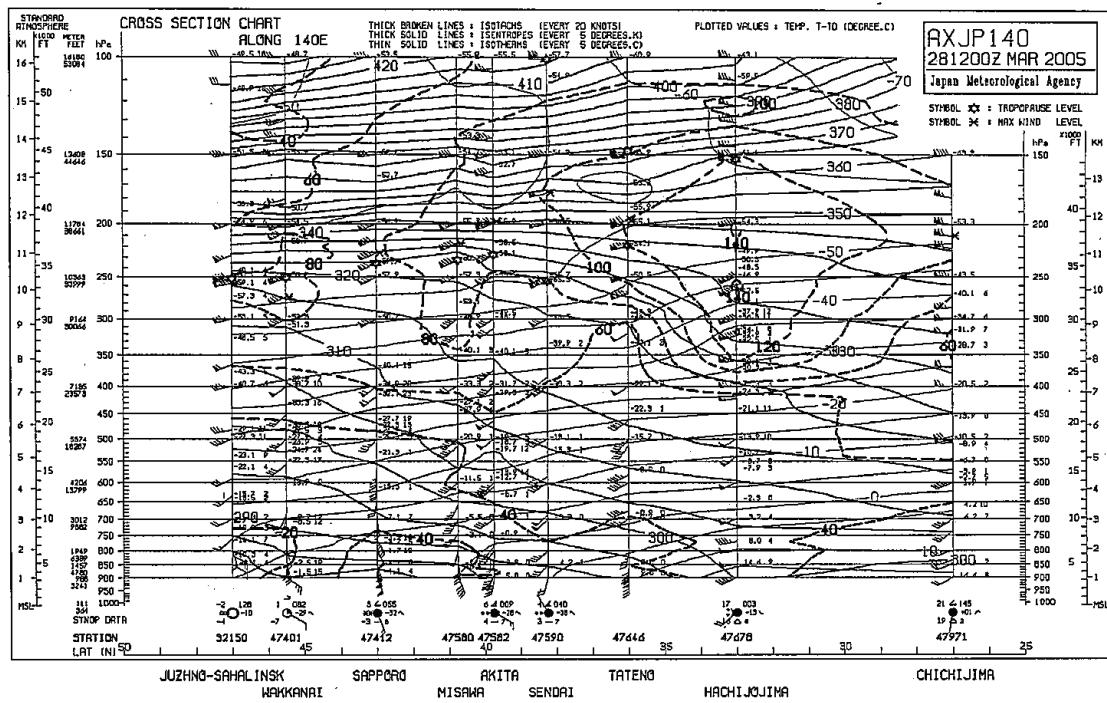


圖 4-21 日本氣象廳 2005 年 3 月 28 日 12:00 140° E 之經向剖面分析圖。

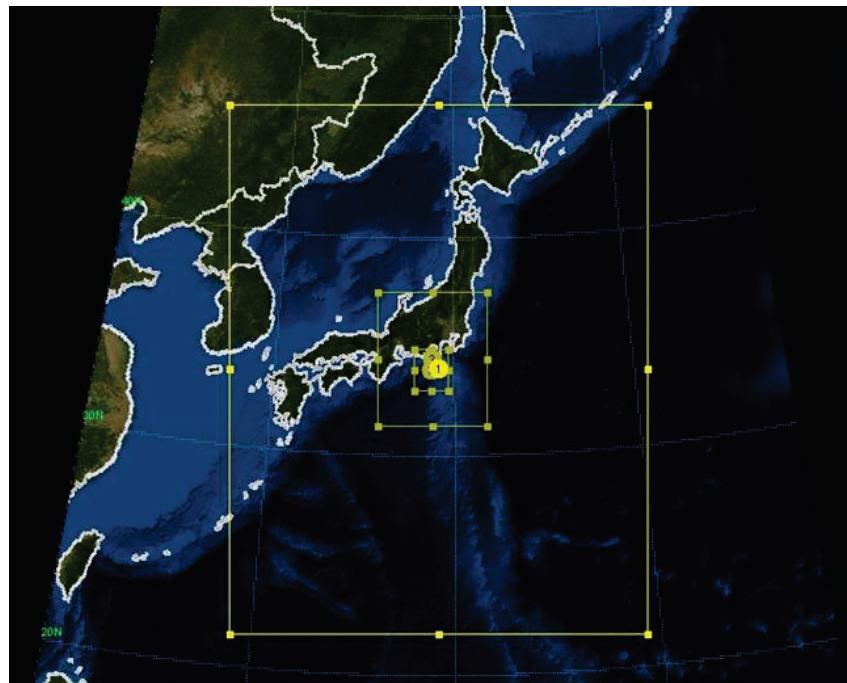


圖 4-22 BR-2196 個案之 WRF 模擬範圍及三巢設定圖。



WRF: Slp (hpa), Accum Prep (mm) – 06Z28MAR2005

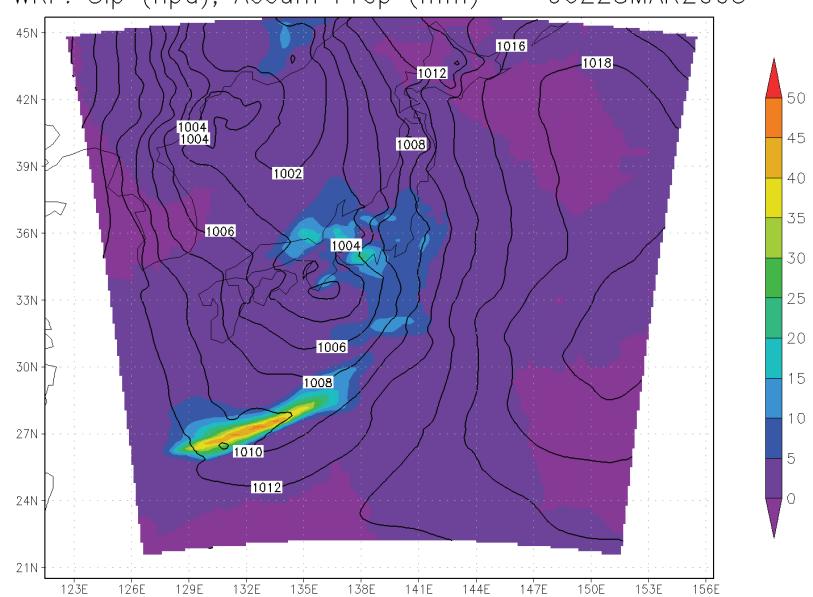


圖 4-23 BR-2196 個案，WRF 模式 D1 輸出場 (2005 年 3 月 28 日 06:00 UTC)，其中實線為海平面氣壓，彩色部分為 6 小時累積雨量。

WRF: Hgt (m), Wind Vector at 500 hpa – 06Z28MAR2005

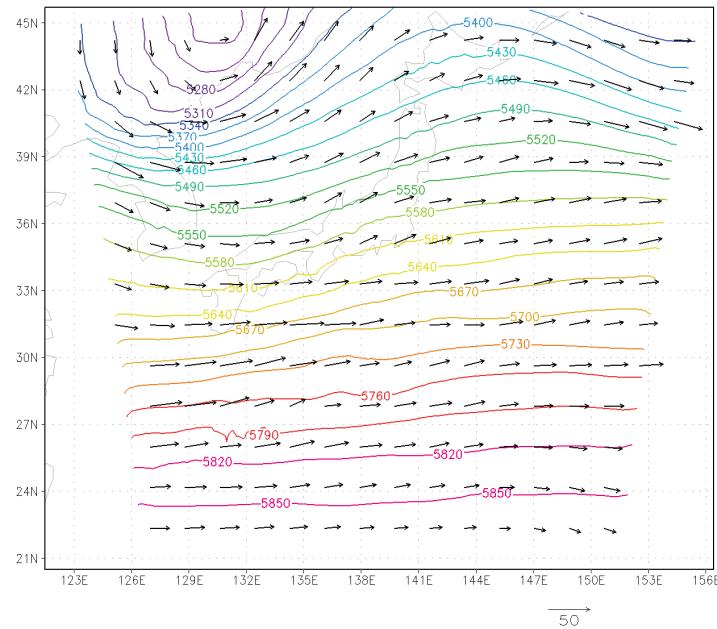


圖 4-24 BR-2196 個案，WRF 模擬 D1 之 500 hPa 高空圖。(2005 年 3 月 28 日 06:00 UTC)，其中等值線為重力位高度，箭頭代表風場向量。



WRF: Wspd (m/s), Wind Vector at 300 hpa – 06Z28MAR2005

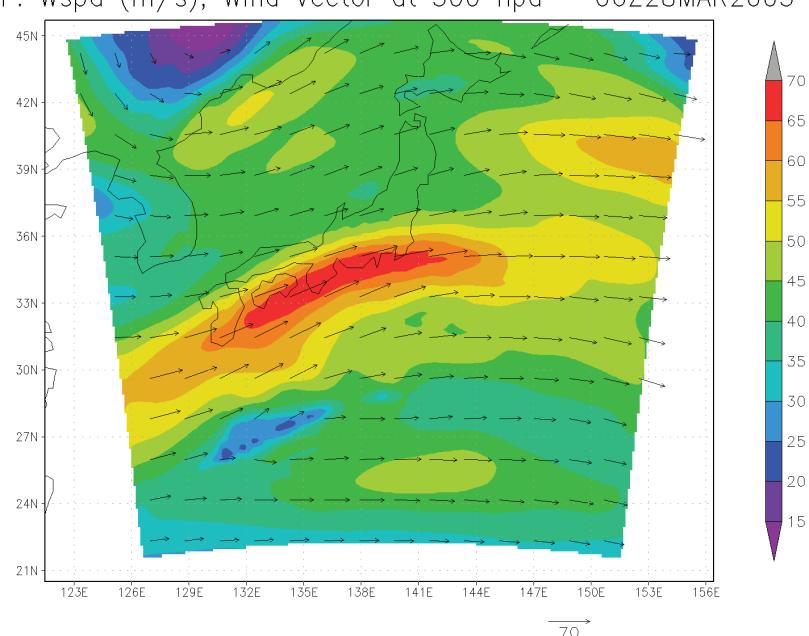


圖 4-25 BR-2196 個案，WRF 模擬 D1 之 300 hPa 高空圖。(2005 年 3 月 28 日 06:00 UTC)，其中彩色部分為風速，箭頭代表風場向量。

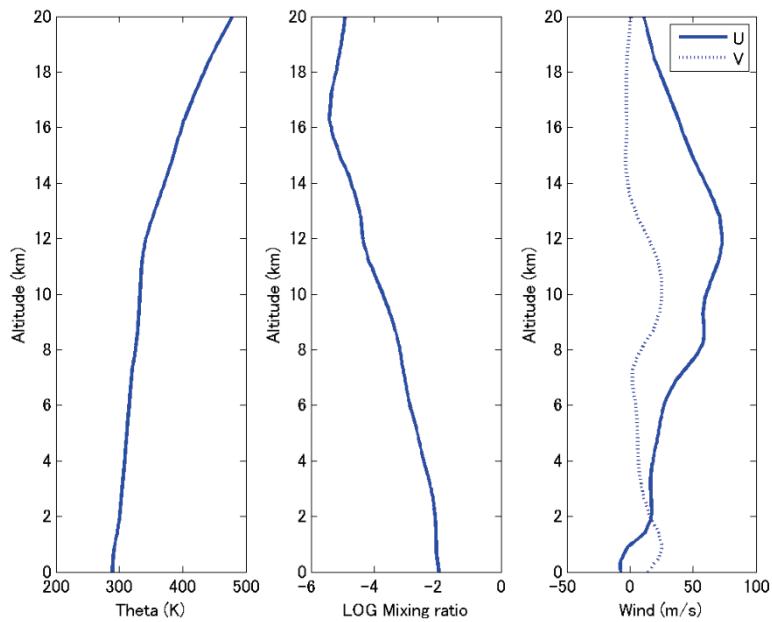


圖 4-26 BR-2196 個案，WISCDYMM 模式初始環境場之垂直剖面。

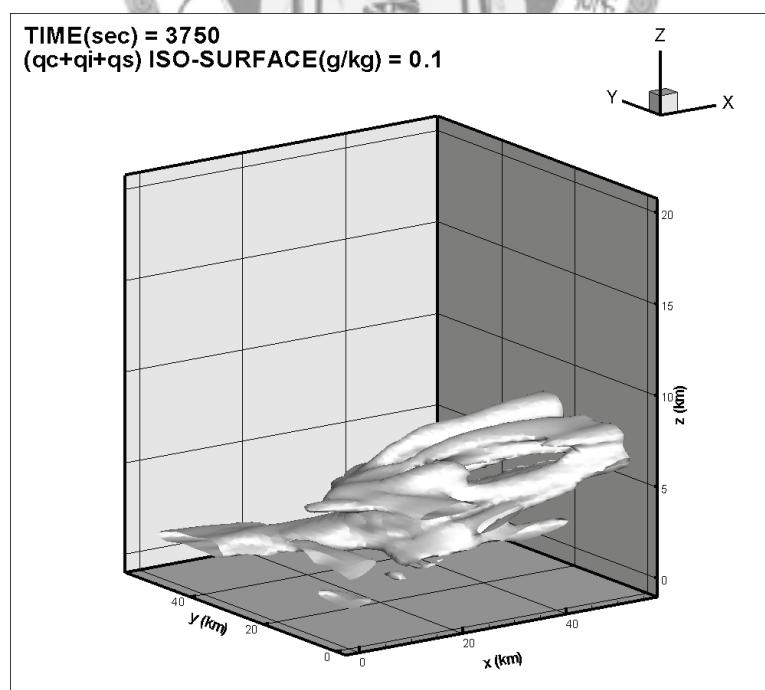


圖 4-27 BR-2196 個案，WISCDYMM 之水相和冰相粒子總合之三維空間分佈圖，等值面為 $q_c + q_i + q_s = 0.1 \text{ gkg}^{-1}$ ，模擬時間為 3750 秒。

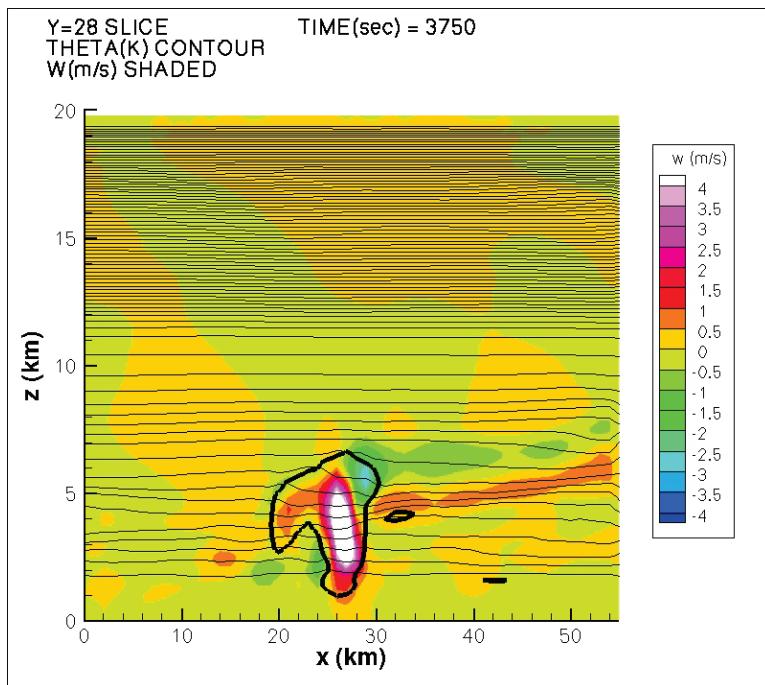


圖 4-28 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 3750 秒之緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$ 之東西切面)。等值線代表位溫，區等值線間距 2 K ；彩色部分代表垂直速度場；粗黑線為 $q_c + q_i + q_s = 0.1 \text{ gkg}^{-1}$ ，代表對流系統之外型。

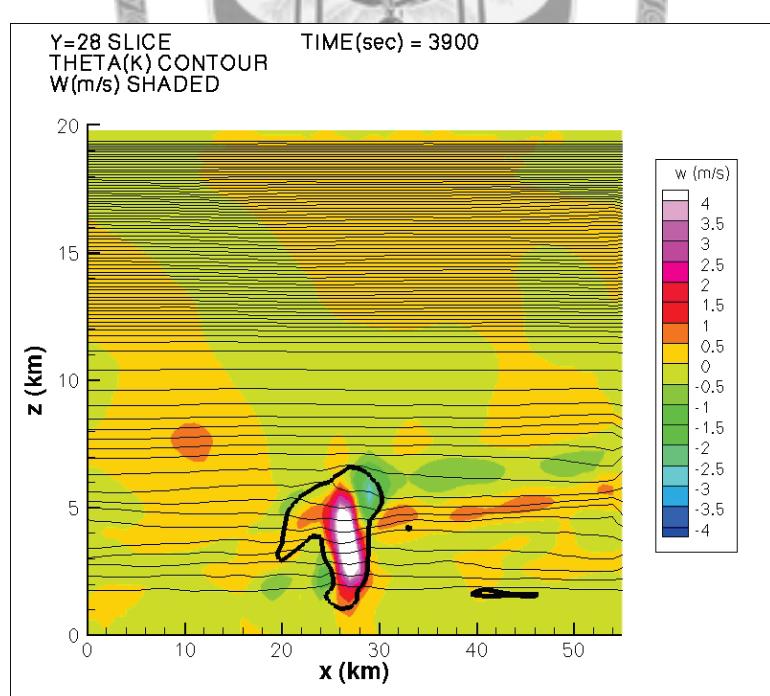
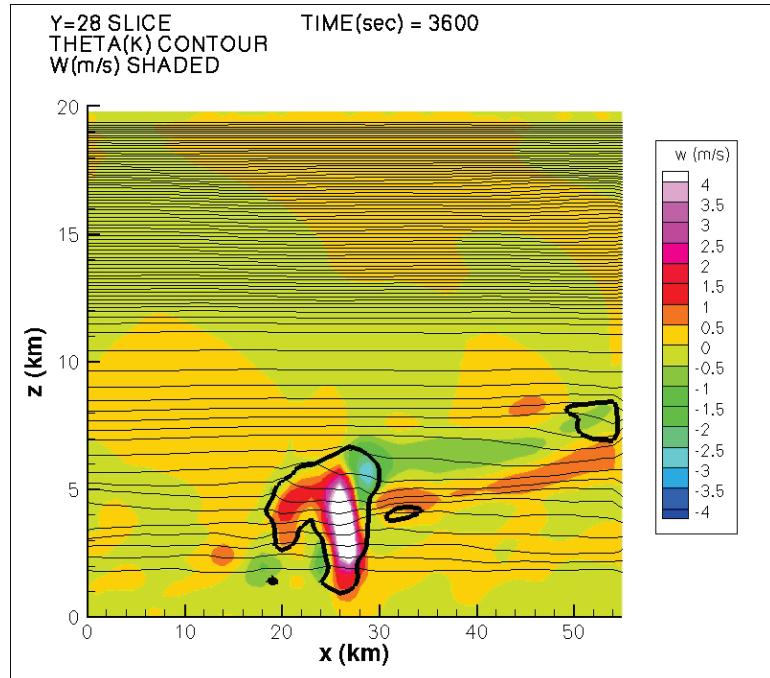


圖 4-29 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 (a) 3600 秒以及 (b) 3900 秒之緯向剖面圖 ($Y = 28 \text{ km}$ 之東西切面)。

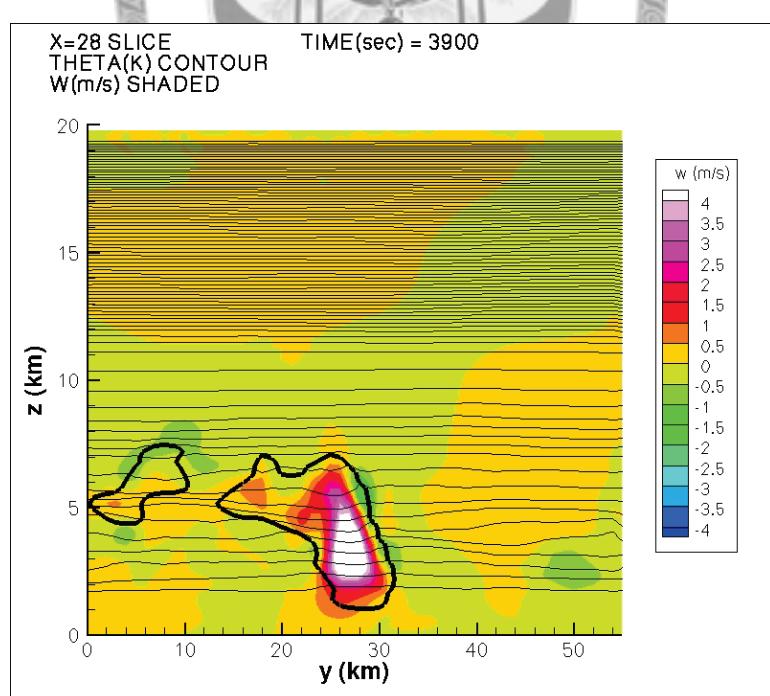
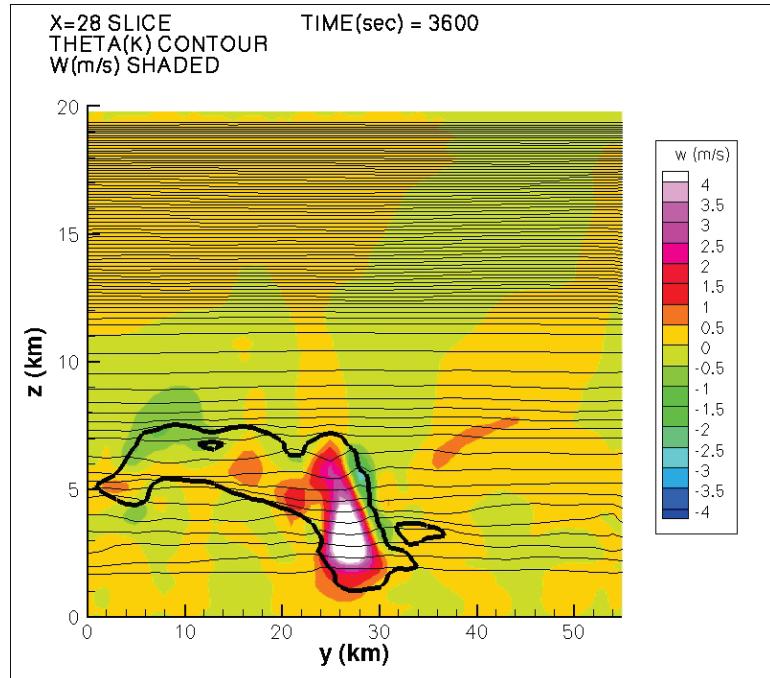
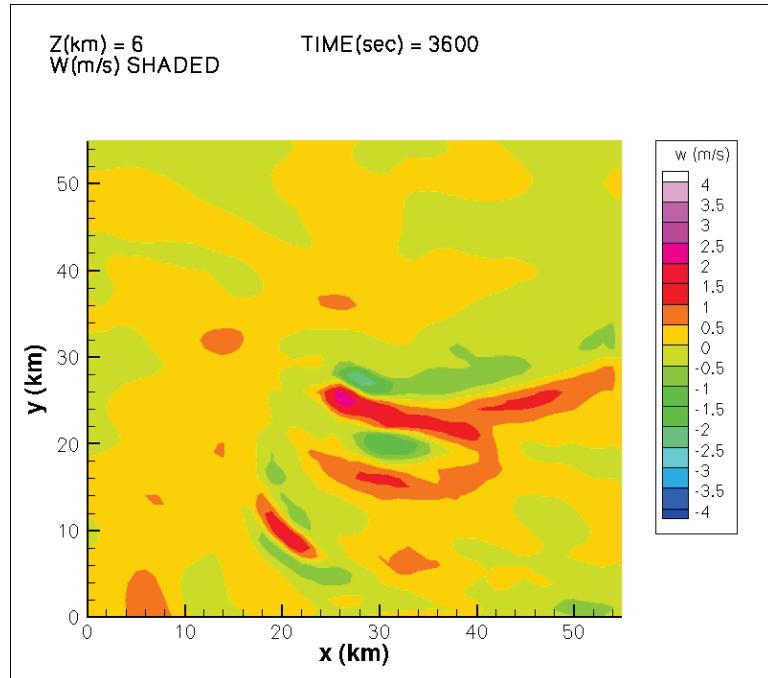


圖 4-30 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 (a) 3600 秒以及 (b) 3900 秒之經向剖面圖 ($X = 28 \text{ km}$ 之南北切面)。

(a)



(b)

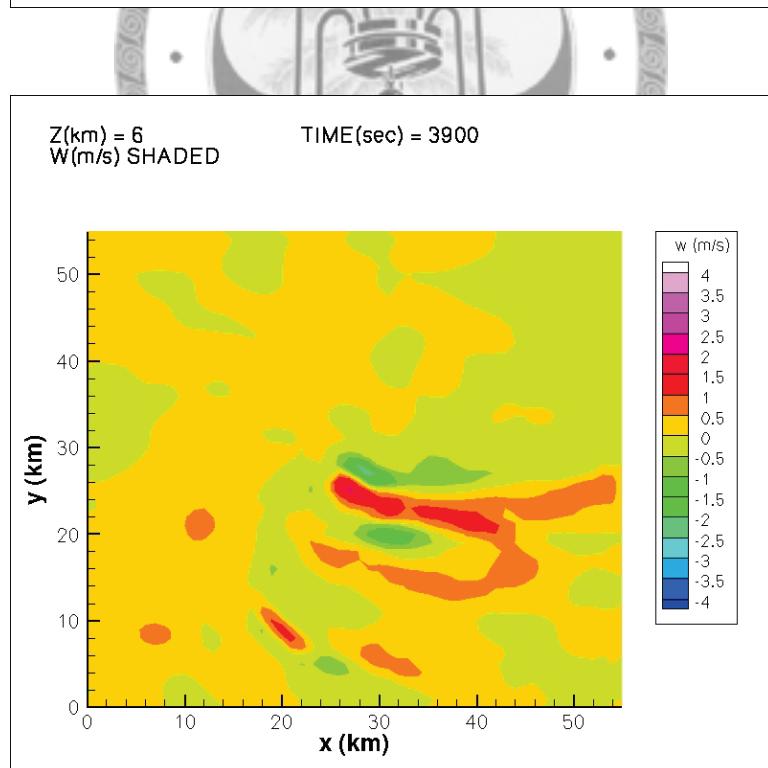
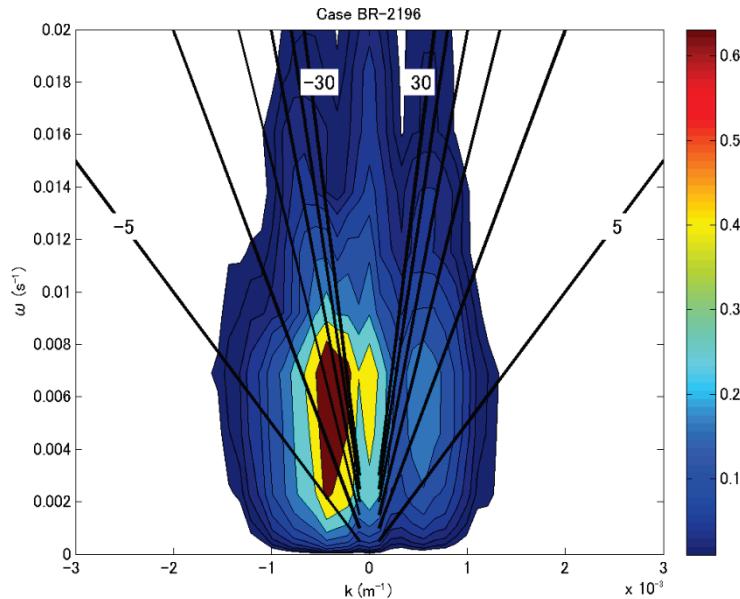


圖 4-31 BR-2196 個案，WISCDYMM 在 (a) 3600 秒以及 (b) 3900 秒之水平剖面圖 ($Z = 6 \text{ km}$ 之水平切面)。

(a)



(b)

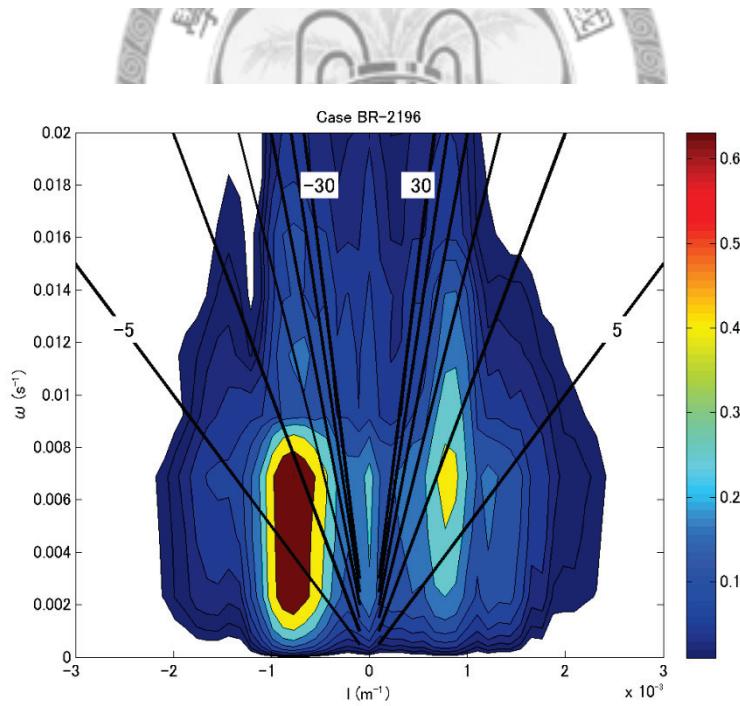
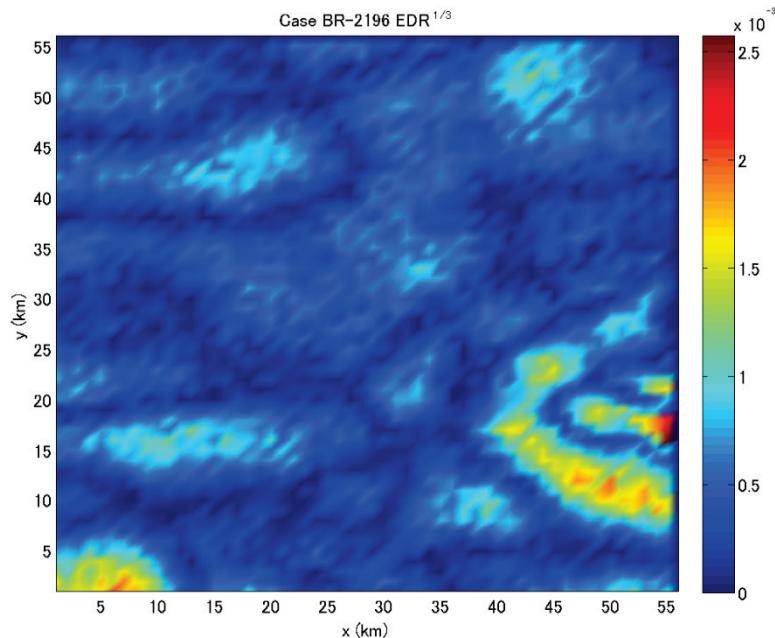


圖 4-32 BR-2196 個案在 6 km 高度之 (a) 緯向以及 (b) 經向之垂直速度波譜。彩色代表波譜，為了突顯波譜特徵，繪圖結果僅顯示最大 2 因次數量級以內的量值 ($10^2 \sim 1$ 之 10 條等值線)。黑線代表水平相位速 (phase velocity)，等值線區間 5 ms^{-1} 。

(a)



(b)

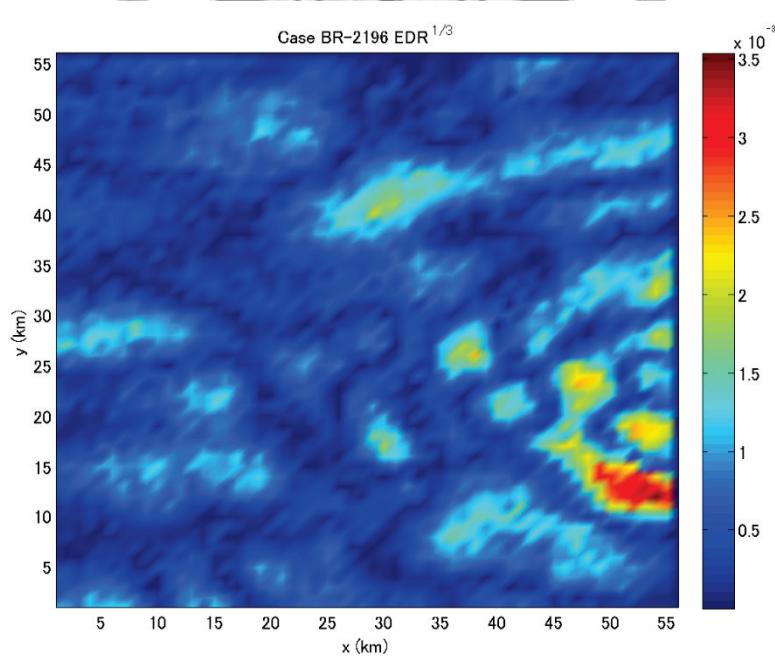


圖 4-33 BR-2196 個案 $EDR^{1/3}$ 之空間分佈圖。(a) 高度 10.3 km，計算時間從 3600 秒至 3900 秒；(b) 高度 9 km 計算時間從 3780 秒至 4080 秒。

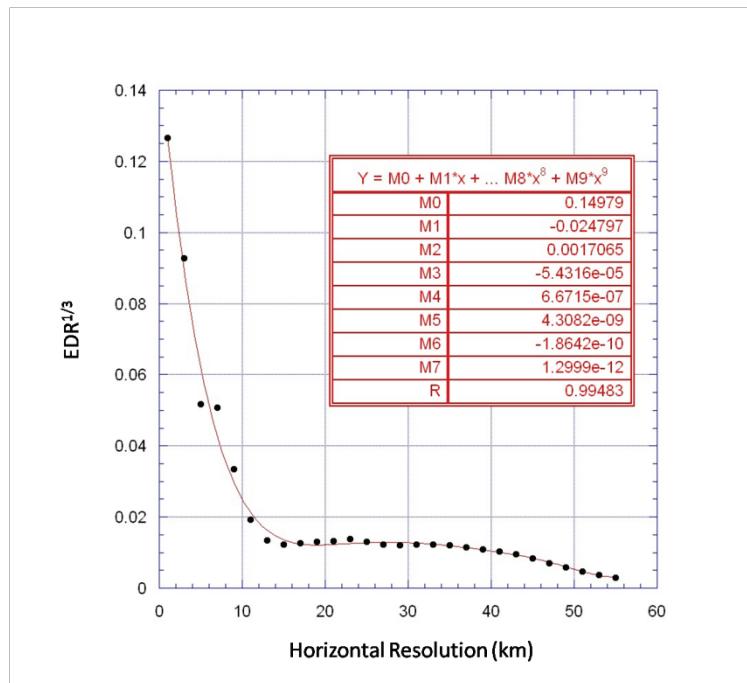


圖 5-1 WISCDYMM 之水平解析度與最大 $EDR^{1/3}$ 關係圖 (黑點)。紅色實線為 7 次多項式近似曲線，紅色表為此 7 次多項式之方程式。

