

對流與亂流

以2013年8月9日南海劇烈亂流事件為例

紀水上^{1,2} 劉清煌¹

¹中國文化大學大氣科學系；²真理大學通識教育中心

摘要

本文利用半小時間距 MTSAT 紅外線衛星雲圖、地面至 200 hPa 各層天氣圖和飛機觀測之快速存取記錄器 (QAR) 資料，探討導致 2013 年 8 月 9 日南海劇烈亂流之對流系統之形成、加強和移動機制，同時也分析對流系統強度與亂流強弱關係。結果顯示，地面~500hPa 低壓槽和氣旋環流輻合，配合高對流層 (300~200hPa) 輻散/分流等就是亂流對流系統形成加強和移動之有利綜觀環境條件。

衛星觀測顯示，對流系統因在其西南方和東北方對流雲系崩解產生下衝外流交互作用而形成。形成後，透過雲系間的合併、周圍雲系崩解交互作用而向西加強。衛星觀測又顯示，導致亂流之對流兩側之對流呈東西走向線狀排列，且在其西側有雲簇形成，導致該雲系沿著軸線向西移動。

分析又顯示，飛行路徑上，對流最強處與航線上最強風速 (15.3m/s)、最強垂直速度 (-22.9m/s)、最強風切危害因子 (F 因子) (0.8) 和最大渦流耗散率 (0.77) 和飛機突降 1164ft (355m) 一致。顯然，亂流的程度與對流的強弱成正比。

關鍵字：亂流、下衝流、交互作用、合併、渦流耗散率、快速存取記錄器

一、前言

飛機遭遇亂流發生飛航事故，輕者增加飛行時間、延遲抵達時間，因而增加航空公司額外檢查及維修成本；重者造成人員受傷，甚至機毀人亡重大損失。美國運輸部 (Department of Transportation) 民用航空署 (Federal Aviation Administration; FAA) 根據美國國家運輸安全委員會 (National Transportation Safety Board; NTSB) 調查2003至2007年全美 8657件飛機失事資料，其中因天氣因素造成者有 1740 件，佔總失事案件 20.1%。最直接影響飛機操作和飛航安全之氣象因素大致可歸納為風、雲和能見度、溫度、氣壓、密度、降水...；危害天氣如飛機結冰、對流、雷暴雨引發的下爆氣流 (downburst) 和低空風切 (low-level wind shear) 和濃霧所引起的低能見度等等。

由引起亂流的因素可將亂流區分為地形引發亂流、雷暴亂流、雲內亂流、山岳波亂流、對流引發亂流和晴空亂流等 (Lester, 1994)。根據FAA (2010) 的統計，上述各類亂流佔亂流總數的百分比分別為19.7%、15.2%、19.7%、10.6%、18.2%和16.7%；在此等亂流中之雷暴 (15.2%)、雲內亂流 (19.7%) 和對流引發亂流 (18.2%) 等與對流 (中尺度對流系統) 有關。顯然，中尺度對流系統引發的亂流佔亂流總數一半以上 (53.1%)。基於對流引

發亂流 (Convectively-induced turbulence; CIT) 導致飛行上的顯著災難，美國威斯康辛大學-氣象衛星研究所 (Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin; UW-CIMSS)，國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research; NCAR) 和阿拉巴馬大學-漢次維校區 (The University of Alabama in Huntsville; UAH) 科學家們進行合作，針對GOES-1、MODIS 和 AVHRR 衛星影像進行分析，並與渦流耗散率 (eddy dissipation rate; EDR) 進行比對，希望對CIT 有更進一步的診斷和預報。他們又指出，在雷暴內和周圍與飛行有關的亂流事件超過亂流數的60% (Bedka et. al., 2009)。

南海北部和中部是空中交通繁忙的區域，它們同時也在伴隨間熱帶輻合帶 (Intertropical Convergence Zone; ITCZ) 的劇烈對流區。然而，在此區亂流記錄報告是相當少的，以在2008年1月至2009年12月兩年間為例，飛經此區的總數達879,130架次，而中度或更大的亂流總報告為168次，僅佔總數的0.02%；從遭遇劇烈亂流飛機的飛行資料來進一步分析亂流特質甚至更少 (Chan and Wong, 2014)。

2013年8月9日，從馬來西亞飛往香港之A320班機，在1335UTC於南海遇到深對流引發的劇烈亂流，飛機突然下墜1164呎 (355米)，造成一些機組人員受傷。遭遇此亂流事件飛機紀錄了詳細資訊。Chan and Wong (2014) 分析這些資料指出，在亂流

期間，除風速遽增、強下衝流和強水平風切外，尚有高的渦流耗散率。Chan and Wong (2014) 雖已對此個案進行相當深入的分析，且提供許多寶貴的結果。但筆者等認為，若再詳細分析該期間高時空解析度衛星雲圖，除有助於從衛星雲圖辨識亂流發生地點外，又可提供了解引發該亂流事件之對流系統形成、加強和移動過程。

二、對流與亂流

(一) 亂流

亂流可定義為小尺度、短延時、隨機且風速經常改變的現象。換言之，當風的速率或風向或兩者都快速改變的情況稱之。其強度可分為輕度 (light)、中度 (moderate)、劇烈 (severe) 和極劇烈 (extream)。輕度亂流為僅顛簸，飛行高度和姿態沒改變；中度亂流為飛行高度或姿態改變，

但飛行員仍可控制；劇烈亂流為飛行高度或姿態很大改變，即空速指示器 (knots indicated airspeed; KIAS) 和垂直速率指示器 (vertical speed indicator; VSI) 有巨大改變，飛行員控制困難；而極劇烈亂流則飛行員失去控制。

Lester (1994) 將亂流類型整合如圖1。此圖包括山岳波亂流 (mountain wave turbulence; MWT) 和低層地形引發亂流 (low level terrain-induced turbulence; LLT) (左圖)、晴空亂流 (clear air turbulence; CAT) 和對流邊界層亂流 (convective boundary layer turbulence; CBLT) (中圖) 和雲引發或對流引發亂流 (cloud-induced or convectively-induced turbulence; CIT) 和雲中亂流 (in-cloud turbulence; TNT) (右圖)。上述亂流有因地形效應引發 (如山岳波亂流、低層地形引發亂流和對流邊界層亂流)，有因天氣系統引發者 (如與噴流有關的晴空亂流和與對流/中尺度對流系統有關的對流引發亂流和雲內亂流)。

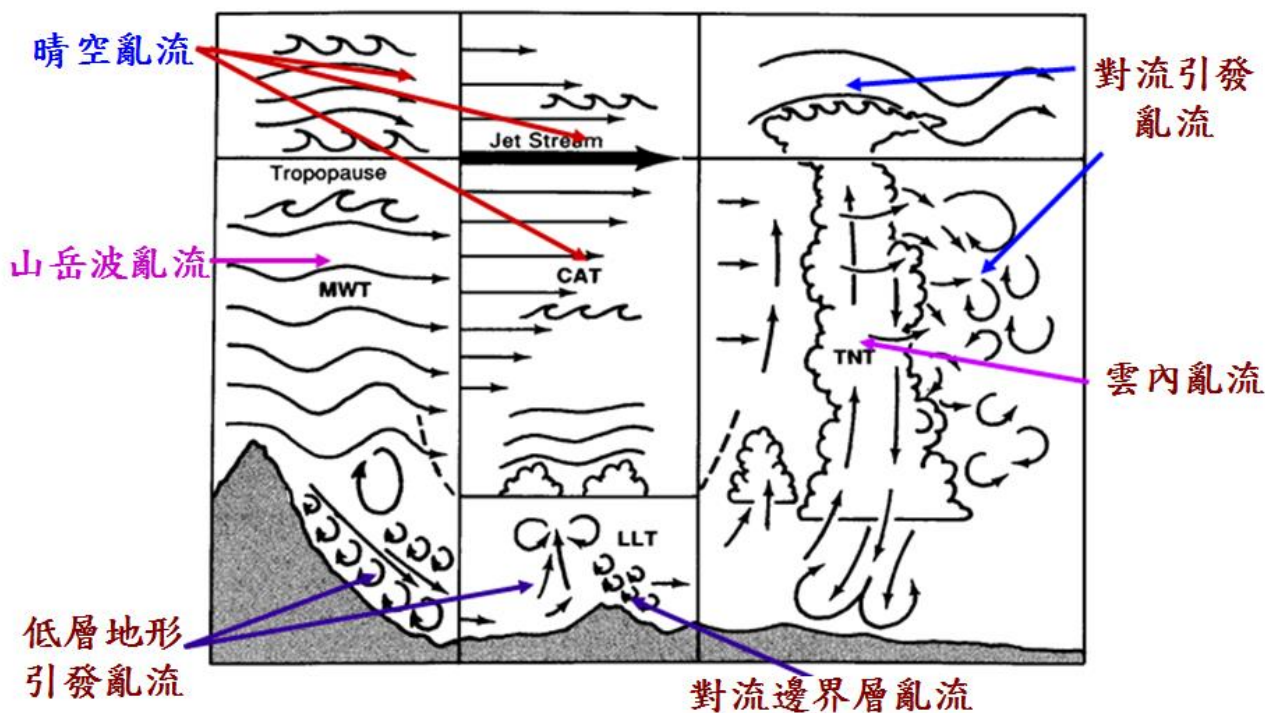


圖1 航空亂流分類 (摘自Lester, 1994)。

(二) 對流

前已敘及，亂流強度可分為輕度、中度、劇烈和極劇烈四種類型，前兩者分別僅顛簸及飛行高度或姿態雖改變但飛行員仍可控制，而後兩者分別為飛行高度或姿態有很大改變和飛行員失去控制。在世界氣象組織的飛行安全訓練手冊 (WMO, 2007)

之對流造成的垂直氣流及與亂流強度關係 (見表1) 指出，造成劇烈及極劇烈亂流之天氣型是積雨雲和劇烈風暴。然而，對流引發亂流預報不像晴空亂流預報可以從數值預報模式產品發展而成，它的預報需要較高時空解析度的雲觀測，此僅能由衛星觀測提供，特別是在尋找識別與伴隨CIT之衛星影像特徵，例如過衝對流雲頂 (overshooting convective

tops)、對流重力波 (convective gravity waves)、快速擴展的卷雲砧 (cirrus anvil)、外流橫卷雲帶 (transverse cirrus outflow bands) 和新發展中的對流等。

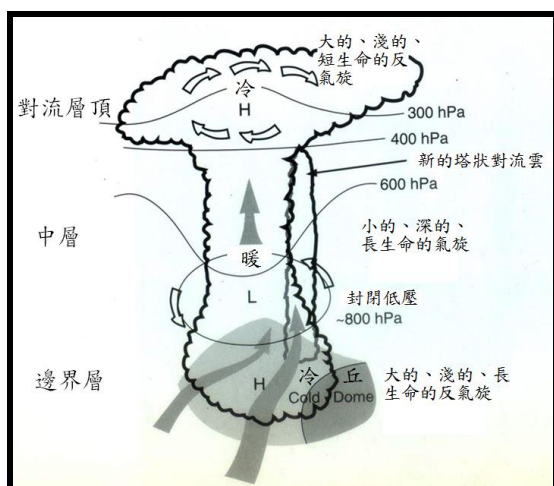
上述各項特徵均與較有組織的積雨雲 (Cb) / 中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; MCSs) 有關。成熟的Cb/MCSs/MCC將有如下數特徵：(1) 因冷空氣傾瀉至地面邊界層產生的中尺度高壓 (meso-high)、(2) 由上層加熱、下層降溫、空氣柱被拉伸而產生的中層中尺度低壓 (meso-low) 亦即中尺度渦旋 (mesoscale convective vortex; MCV)，和(3) 在層狀雲降水區中大範圍上升氣流，對流層頂抬升和冷卻而在靠近對流層頂的地方產生中尺度高壓 (見圖2)。

圖2為成熟的Cb/MCS/MCC垂直結構示意圖 (圖2a) 及其引發三種天氣系統之衛星雲圖例子 (圖2b~d) 見。圖2b為2011年7月26日MTSAT可見光雲圖，該圖可以看到，在日本本州南方太平洋洋面上有兩條弧狀雲線，該等雲線是由在其北方強中尺度對流系統所造成；當冷空氣從積雨雲向下衝而抵達地面時，它沿著地面向外擴散，此冷空氣抬升暖空氣而形成所謂的外流邊界 (outflow boundary)。在外流邊界的似刮弧狀的雲系即為弧狀雲 (arc cloud)，此冷空氣外流邊界即為陣風鋒 (gust front)。圖2c是2009年8月14日1301 UTC GOES-12可見光雲

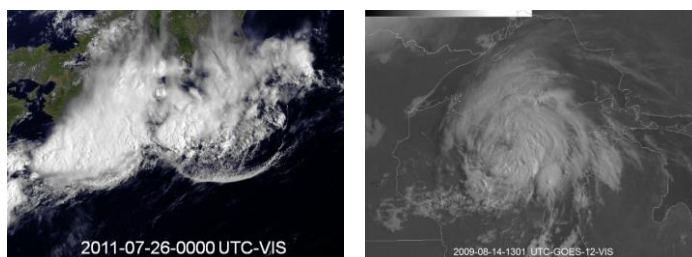
圖，它顯示清晰的中尺度對流渦旋 (mesoscale convective vortex; MCV) 環流，該MCV由8月13日在南達科他州 (South Dakota) 強中尺度對流系統催生而成。之後，此MCV於2009年8月14日黎明前時分，在明尼蘇達州 (Minnesota) 和威斯康辛州 (Wisconsin) 激發另一個MCS的形成。圖2d為2012年6月12日0132 UTC之可見光 (左圖) 和紅外線色調強化雲圖 (右圖)。在台灣東方有發展成熟的MCS，在MCS南側輻射狀雲線是高對流層外流橫卷雲帶，為高層中尺度高壓所造成。此雲帶在此兩頻道影像均清晰可見，特別在紅外線更清楚。

表1 因對流造成典型垂直氣流 (摘自WMO, 2007)。

天氣型	垂直速度			亂流等級
	(m/s)	~Kt	~ft/min	
小中積雲	1-3	2-6	200-600	輕度
塔狀積雲	3-10	6-20	600-2000	中度
積雨雲	10-25	20-50	2000-5000	劇烈
劇烈風暴	20-65	40-130	4000-13000	極劇烈
乾熱力	1-5	2-10	200-1000	輕度/中度
下衝流	3-15	6-30	600-3000	中度/劇烈

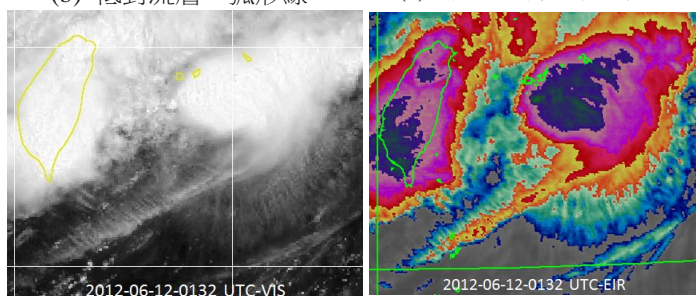


(a) 成熟的MCC會引發低對流層和高對流層中尺度高壓及中層中尺度低壓。H和L分別是 高壓和低壓。(摘自Bader, et.al., 1995)。



(b) 低對流層：弧形線

(c) 中對流層：中尺度渦旋

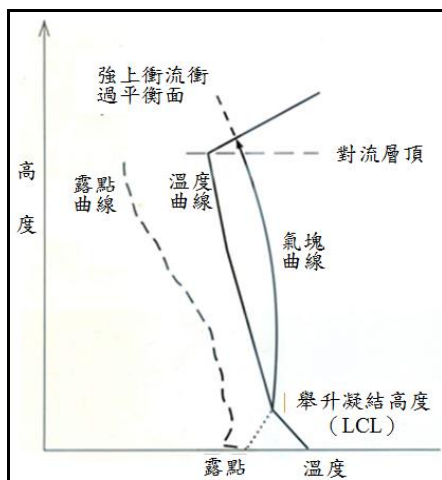


(d) 高對流層：外流卷雲線

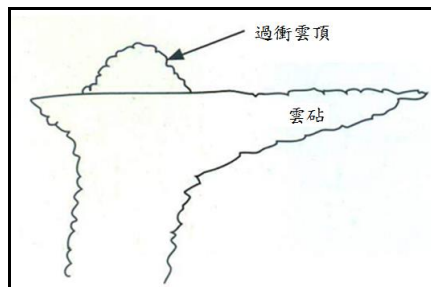
圖2 成熟的Cb/MCS/MCC垂直結構示意圖(a)及其引發三種天氣系統之衛星雲圖例子 (b~d)。(b) 2011年7月26日0000 UTC MTSAT 可見光雲圖 (摘自www.jma-net.go.jp/msc/gallery/image.../GustFront20110726.html)。(c) 2009年8月14日1301 UTC之GOES-12可見光雲圖 (摘自cimss.ssec.wisc.edu/goes/blog/archives/3215)。(d) 2012年6月12日0132 UTC之可見光 (左圖) 和紅外線色調強化雲圖 (右圖)。

除了上述三個天氣系統外，成熟的深對流雲系尚有過衝對流雲頂和對流重力波的特徵。過衝雲頂與明顯的穿過平衡面（寬闊的雷暴砧雲頂）的上衝流（updraught）有關（見圖3）。它的出現顯示存在強烈的上升氣流，並較有可能出現劇烈天氣和強烈亂流，特別是當清晰的過衝雲頂，且持續時間很長時更是如此。過衝雲頂和重力波的例子見圖4。圖4為2014年6月3日0000 UTC之MTSAT衛星雲圖和高低對流層天氣分析。在可見光雲圖（圖4a）可以看到一個呈西北東南走向之有組織砧狀雲（anvil cloud）籠罩台灣上空。呈圓形密實且明亮的部分為深對流，向東南擴展之灰色調且較不整齊的雲系為

卷雲砧（cirrus anvil）。在密實明亮雲區中的小圓點就是所謂的過衝雲頂，從過衝雲頂向外流出之圓形雲線為重力波。圖4b是與圖4a同時時間的紅外線色調強化雲圖，雲頂溫度從外圍向內圍降低，最低雲頂溫度在雲系的西北側（深綠色部分），最低溫度中心（區）為對流中心，也是過衝雲頂。最大雲頂溫度梯度在對流中心的西北側，此區指向高層迎風面，為最強對流區；雲頂溫度最弱者在雲系的東南方，為外流卷雲帶。與雲圖同時時間的高低層天氣分析（圖4c及圖4d）顯示，最強對流區之低對流層是輻合/合流，高對流層是輻散/分流區，顯然有利於該對流之加強/維持。

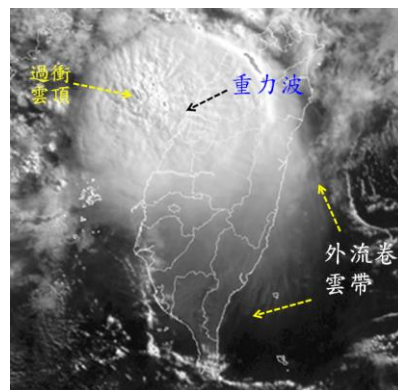


(a) 氣塊衝過平衡面之典型探空

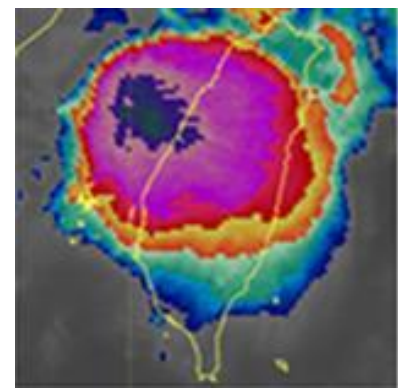


(b) 雲剖面示意圖

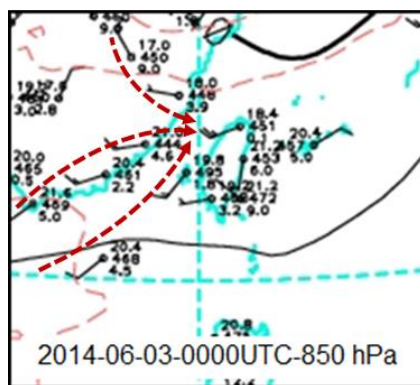
圖3 過衝雲頂之形成。



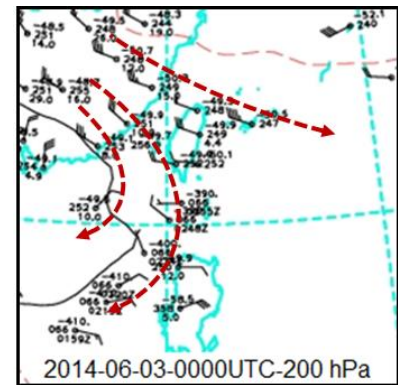
(a) 可見光



(b) 紅外線色調強化



(c) 850 hPa



(d) 200hPa

圖4 2014年6月3日0000 UTC之MTSAT衛星雲圖(a) 可見光（解析度：1公里）及(b)紅外線色調強化（解析度：4公里），和同時間之天氣分析(c) 850 hPa 及(d) 200hPa。

(三) 對流與亂流

綜上分析，衛星觀測到對流引發亂流之雲系包括過衝對流雲頂、對流重力波、外流橫卷雲帶、中尺度渦旋和陣風鋒面等。此外，卷雲砧快速擴展和新發展中對流風暴等也可引發亂流。

SNAAP 計畫（2007）利用渦耗散率觀測實驗，完成識別對流引發亂流事件氣候值。此EDR資料可代表被亂流大氣引發垂直速度的客觀測量，在亂流

觀測中明顯優於傳統的飛行員報告（pilot report；PIREPS），因飛行員報告是主觀的且其地點和時間與亂流事件有差異。若把EDR觀測疊加於高析度衛星雲圖上（包括可見光、紅外線和水氣頻道），有助於亂流的事件之分析（圖未示）。

FAA飛行指引建議，飛行員必須“避開被確認為任一劇烈或有強的雷達回波至少20哩”。此指引暗示飛機在雲砧邊緣飛行是相當“安全”。然而，美國UW-CIMSS、NCAR和UAH科學家合作研究，針對

對流引發的亂流進行研究，提供亂流最佳的診斷和預報，以強化飛行安全。此項研究對沿著雷暴砧雲邊緣或外圍亂流特別感興趣。因為亂流危害在劇烈雷暴上衝流上方的晴空區和周圍。此計畫研究結果指出，在雲砧區外緣實際上也是有相當大的亂流。以下將描述對流引發之雲系特徵與亂流的關係。

1. 過衝雲頂與亂流：

亂流和雲對地閃電的現象經常被發現發生在過衝雲頂附近，顯示過衝雲頂代表顯著的危害地面和

空中飛行。CIMMS (2012) 指出，有58%之中至更大強度亂流發生在半徑約5公里的過衝雲頂處，然而劇烈亂流在此區發生是罕見的。雖然所有航班中，僅約1.25%在0-5公里半徑內之過衝雲頂遭遇劇烈亂流，然而劇烈亂流在過衝雲頂附近為無過衝雲頂冷雲頂的12.5倍。圖5為飛機在美國喬治亞洲南部飛進過衝雲頂處遭遇劇烈亂流的例子。該圖顯示，最強的劇烈亂流在過衝雲頂區，亂流隨著該雲頂區距越遠，強度變弱。

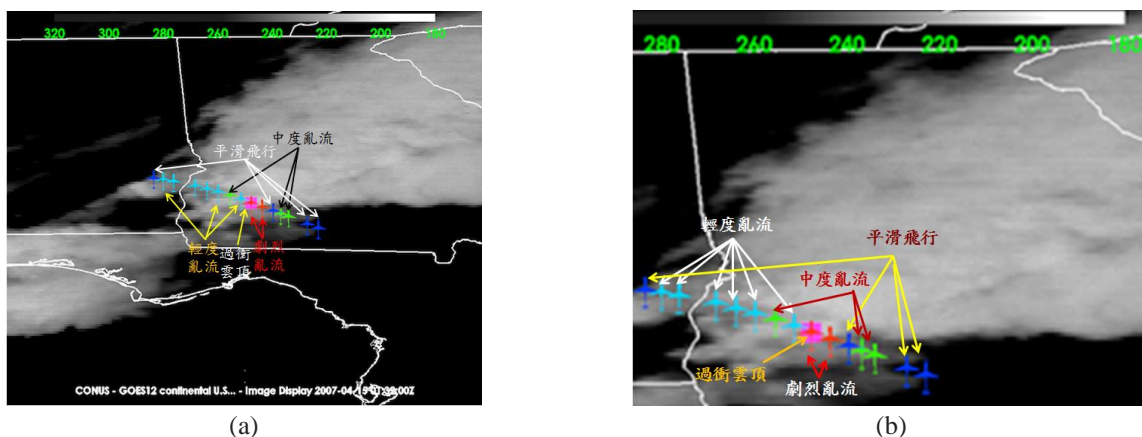


圖5 2007年4月15日0132UTC之GOES-12紅外線衛星雲圖。亮溫色標示於圖的上方，紫紅色方塊為過衝雲頂位置，飛機記號顯示飛機在GOES-12雲圖± 15分鐘內飛行路徑上之EDR亂流觀測，藍色：平滑飛行、青色：輕度亂流、綠色：中度亂流，而紅色為劇烈亂流。圖(b) 導致亂流雲系之放大。(摘自<https://cimss.ssec.wisc.edu/snaap/overshootingtop/>)

2. 重力波與亂流

Bedka et al. (2008) 比較GOES-12、MODIS和AVHRR衛星影像和商用飛機之EDR觀測分析，探討亂流強度與被上衝雲頂激發重力波的關係，如圖6。圖6點出輕度到中度強度亂流與對流重力波有關，因

當飛機飛經這些波區時，遭遇強烈垂直運動。檢視MODIS可見光影像顯示，重力波促使雲頂自然變形 (physical deformation)。

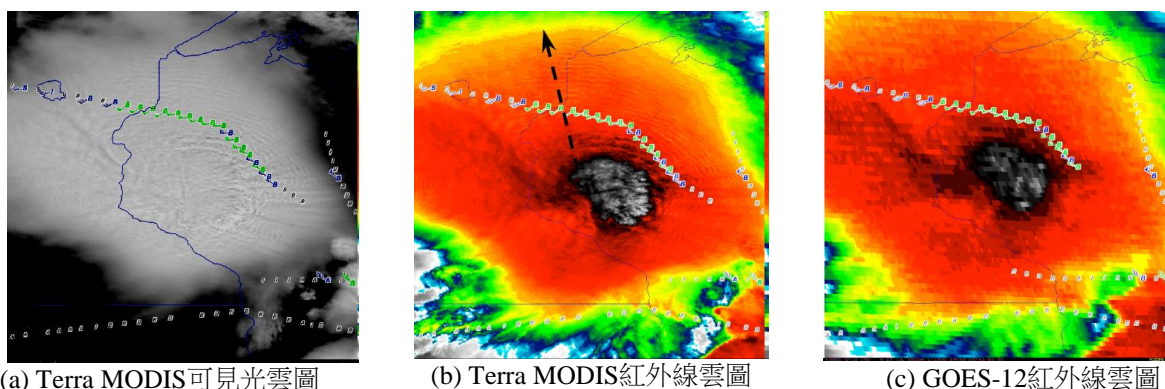


圖6 上衝雲頂引發之亂流。2005年7月23日1725UTC 之(a) Terra MODIS 1 km解析度之強化對比可見光雲圖、(b) Terra MODIS 1 km 紅外線 (10.7 μm) 雲圖，和 (c) GOES-12之4 km紅外線 (10.7 μm) 雲圖。“A”：飛機溫度比衛星溫度低，即在高於雲頂飛行；“I”：飛機溫度在衛星溫度2°K之內，即在雲內飛行；“B”：飛機溫度比衛星溫度高，即在雲頂下方飛行；“C”：飛機溫度明顯的比衛星溫度低，即飛機在晴空中飛行。符號顏色代表亂流程度：藍色：輕度；綠：中度；紅：嚴重；灰：無，EDR觀測在+/-30分 (摘自Bedka et al., 2009)。

沿著圖6b虛線橫切的紅外線窗區亮度溫度（圖7）指出，在 ~ 5 公里波長具有亮度溫度 $\sim 0.5-1^\circ\text{K}$ 的震盪，最大震盪為 $\sim 4^\circ\text{K}$ ，被發現在最冷雲區附近，參考附近探空，它相當於500米的波震幅。此種波幅在GOES 紅外線雲圖無法解析（見圖6c），因為在此衛星之掃瞄儀沒具有足夠的解析度捕獲波長5公里的特徵。

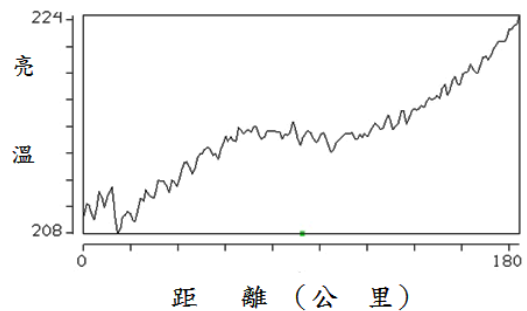


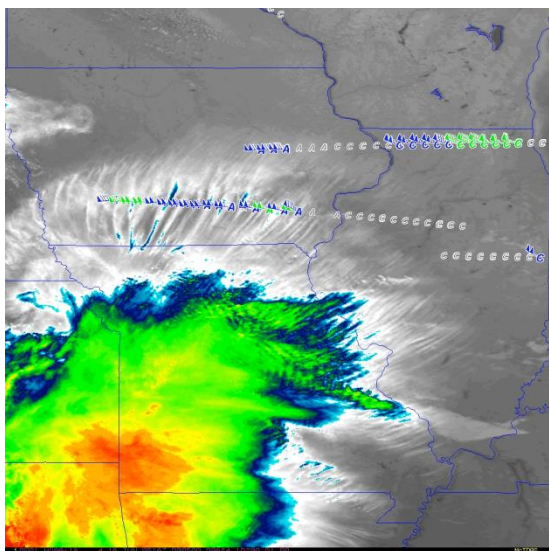
圖7 圖6b雲圖上虛線截面紅外線亮溫分布（摘自 Bedka et al., 2009）。

3. 橫雲帶與亂流

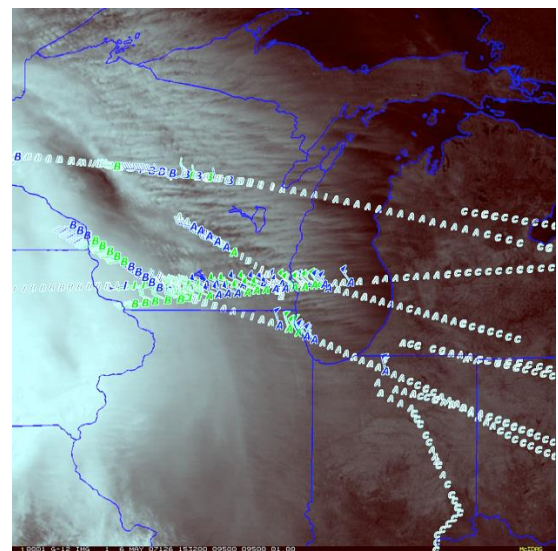
對流引發的外流雲帶通常稱為“橫雲帶”。它們又稱外流卷雲帶也可叫輻射狀卷雲（radial cirrus bands）。橫雲帶已被航空天氣預報員公認為亂流的標誌。此特徵可在1-4公里解析度之GOES衛星和較高解析度的繞極軌道衛星影像觀察到，帶與帶之間的距離（波長）通常為10公里或更大。圖8為兩個橫

雲帶造成亂流的例子。此兩個例子，直至它們遇到帶狀卷雲結構和當隨後穿過雲帶才經歷輕到中度亂流，飛機都沒觀測到亂流。

橫雲帶與多種各樣大氣現象有關，如雷暴、熱帶氣旋和強高層噴流條，然而很少文獻來描述這雲帶的物理機制。此種雲帶經常從長生命期中尺度對流系統伴隨快速橫向雲砧擴展而成（參閱Bedka et al., 2009；紀，2014）。



(a)



(b)

圖8 亂流與對流引發外流雲帶（即“橫雲帶”）的關係。(a) 2005年6月16日0905UTC 1公里解析度之NOAA-18紅外線雲圖，(b) 2007年5月6日1532UTC 1公里解析度之GOES-12對比強化可見光雲圖。符號說明同圖6。（摘自Bedka et al., 2009）

低解析度地球同步氣象衛星之連續紅外線雲圖足夠觀測到此特徵。圖9為此種特徵的例子，從主要對流活動向北和西北方擴展之外流區是影響空中交通和引發中度到強烈亂流。快速砧雲擴展指示伴隨發展中對流的高對流層強輻散。在外流層和大氣上下之間的強垂直風切會誘發亂流。

快速發展中的對流（即對流形成）是另一伴隨亂流的標誌。圖10顯示，兩架飛機穿過發展中對流觀測強亂流的例子。左圖（圖10a）的例子，在強亂

流處的紅外線亮溫為 235°K （ -38°C ），而飛機觀測到的溫度為 205°K （ -68°C ），顯示飛機飛得遠比對流雲頂為高。重力波的垂直傳播是由發展中的對流產生，而可能為對飛機產生亂流的原因。右圖（圖10b）的例子，說明兩個單獨的強亂流，一為飛機在雲頂下方飛行，而可能與新的成熟對流的上衝氣流區產生交互作用，另一在雲頂上方南邊飛行，與示於左圖（圖10a）的例子相似。

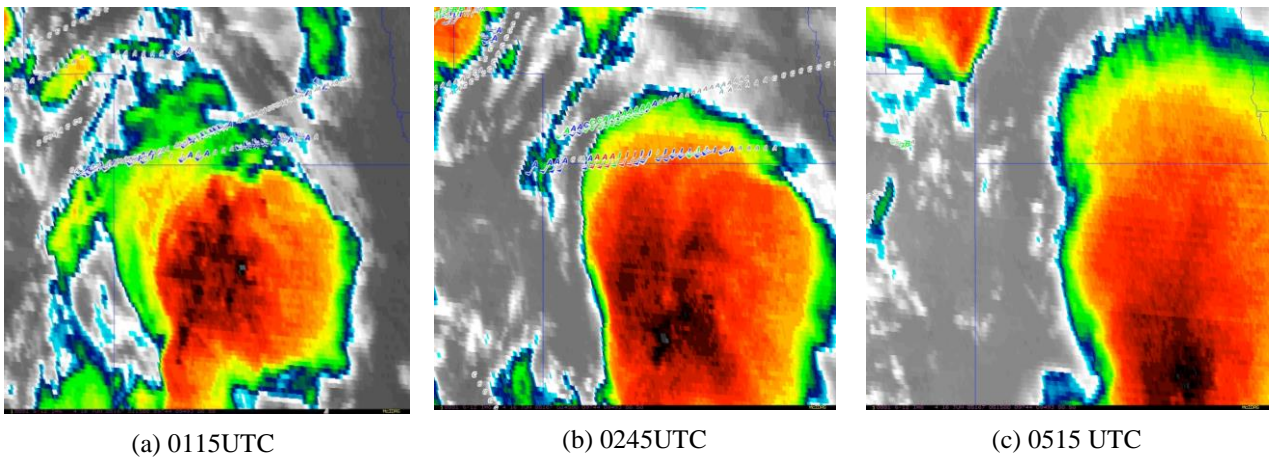
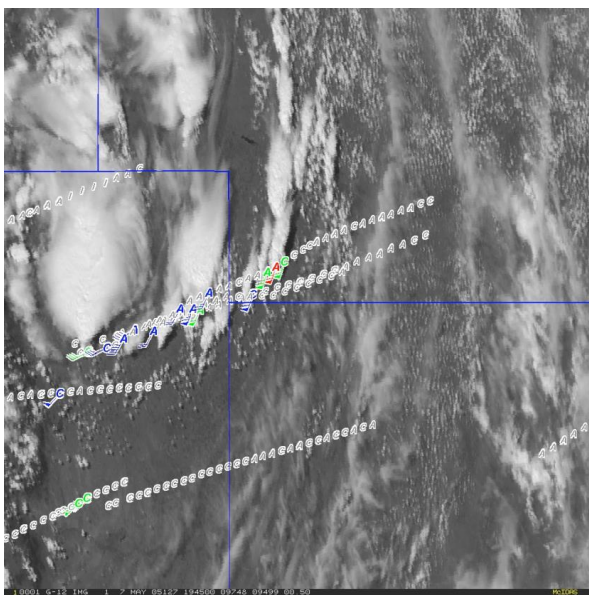
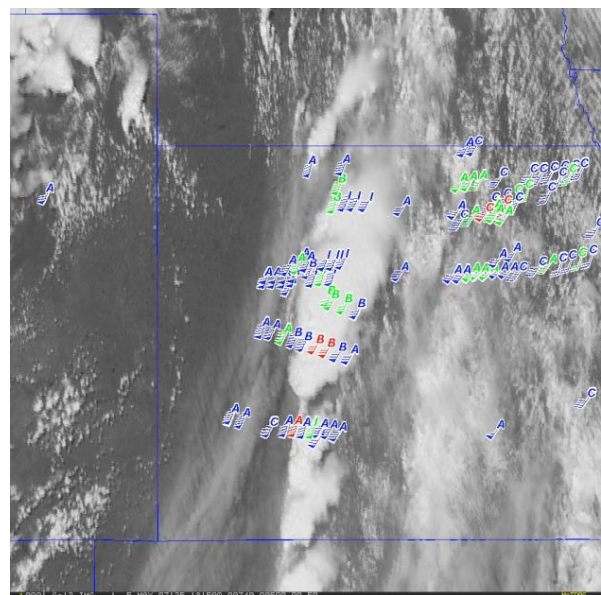


圖9 與快速擴展的對流雲砵有關的亂流。2005年6月16日GOES-12 之4公里解析度紅線雲圖，(a) 0115UTC、(b) 0245UTC，和(c)0515 UTC。符號說明同圖6（摘自Bedka et al.，2009）。



(a) 快速發展：1945UTC



(b) 對流: 1815UTC

圖10 亂流伴隨 (a)快速發展和 (b) 新成熟對流。(a)2005年5月7日1945UTC和 (b) 2005年5月5日1815UTC之 GOES12解析度可1公里見光雲圖。符號說明同圖6。（摘自Bedka et al.，2009）

四、 2013年8月9日南中國海劇烈亂流事件

(一) 事件描述

2013年8月9日一架從馬來西亞飛往香港的A320飛機，於當天晚間約1335 UTC在菲律賓西方之南海上空(~15.23°N/116.79°E)遭遇強烈亂流，飛機突降1000呎以上，造成一些機組人員受傷。該飛機在其飛行中，快速存取記錄器（Quick access recorder；QAR）儲存了完整的資料。Chan and Wong (2014) 利用軟體將該等資料，推導垂直速度、渦流耗散率（EDR）和

風切危害因子（F因子）等並繪製成圖（見圖11）。這些資訊在標準QAR儲存資料中是無法得到的。

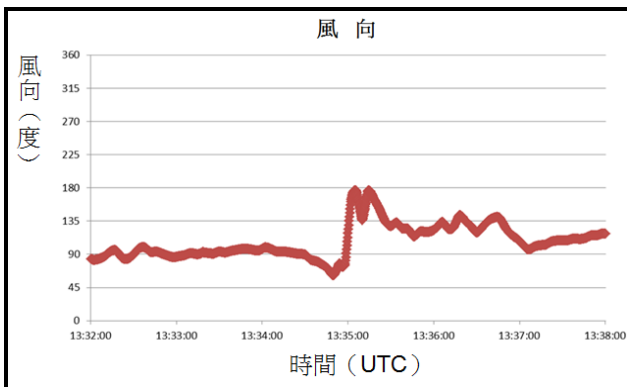
在圖11a風向時間序列中，亂流發生前後，風向從東北風轉為南風，之後又轉為東南風。在亂流發生期間之風速變化（圖11b）顯示有幾個震盪，最大達15m/s（13:35:11UTC之15.2m/s和13:35:11.25UTC之15.3m/s，遠較事件發生前及後（約5m/s）為大。垂直速度變化（見圖11c）顯示，飛機在事件中似乎遭遇強的下衝流，其下降速度達22m/s（13:35:07UTC之-21.19 m/s、13:35:07.25UTC之-22.28 m/s和13:35:07.5UTC之-22.94m/s），此顯示有一強的風切條件。

風切危害因子（F因子）時間序列如圖11d，F因子在事件期間在+0.8和-0.6之間震盪，此值遠高於發佈

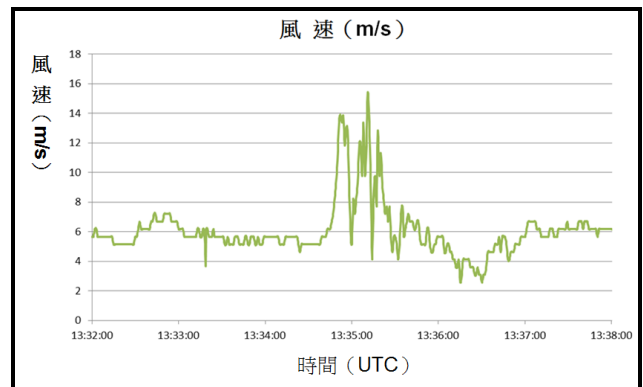
低空風切警報之傳統閾值 (thresholds) (-0.105) 和從低層風切報告決定閾值 (-0.05)。飛機高度和EDR見圖10e和圖10f。該航班遭遇劇烈亂流 (13:35:00 UTC) 前幾分鐘 (13:32:00 UTC) 飛行高度在34000呎 (10363m)，亂流前幾秒鐘 (13:34:55 UTC) 開始爬升，至13:35:07UTC爬到最高為34272ft (10446m)。之後，急速下降，13:35:33UTC降至最低，為33108ft (10091m)。在短短的26秒 (13:35:07至13:35:33UTC) 內，飛機下降了1164ft (355m)。至13:36:48 UTC回到34000ft的飛行高度 (參見圖10e)。

在事件期間，EDR也達到相當高的值，在EDR^{1/3}

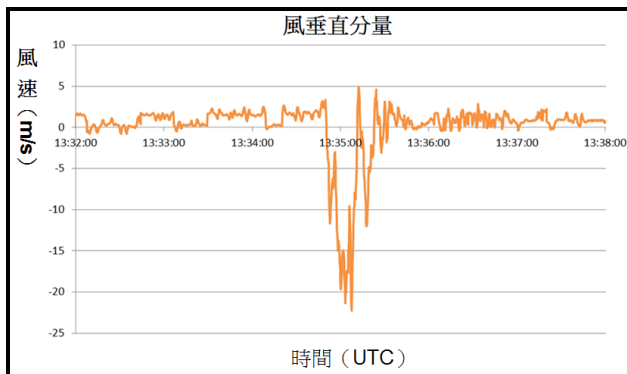
有兩個高峰，一個達 $0.5\text{m}^{2/3}\text{S}^{-1}$ ，另一達 $0.77\text{m}^{2/3}\text{S}^{-1}$ 。前者自13:34:51UTC之0.45增加至13:34:53.5UTC之0.50達最強後開始微降，但至13:34:57.25UTC尚在0.49以上 (共維持3.75秒)。後者自13:35:06.75UTC之0.61急速增加，13:35:07.25增為0.70，至13:35:08UTC達最大 (0.77)，之後開始減弱，但至13:35:16.25UTC都維持在0.7以上 (維持9秒)，13:35:17.25UTC降為0.61。根據Lane等 (2012) 整合FAA「航空資訊手冊」 (2012年版) 和Lester所著之「亂流-飛行員的新觀點」，它們分別達強烈和超強烈亂流。



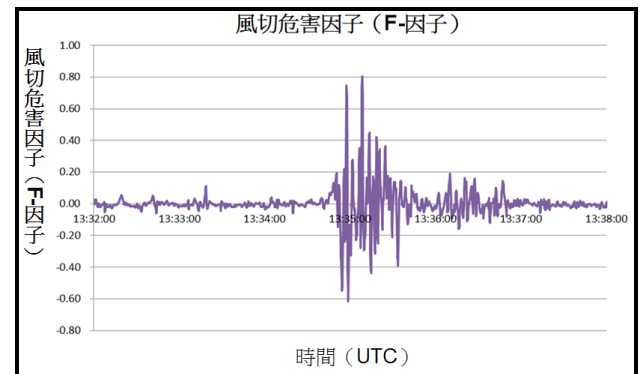
(a) 風向



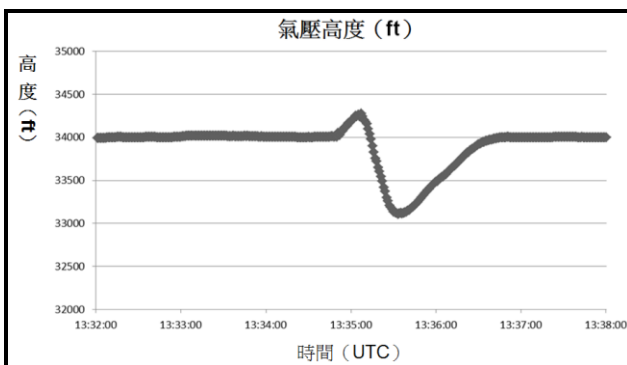
(b) 風速



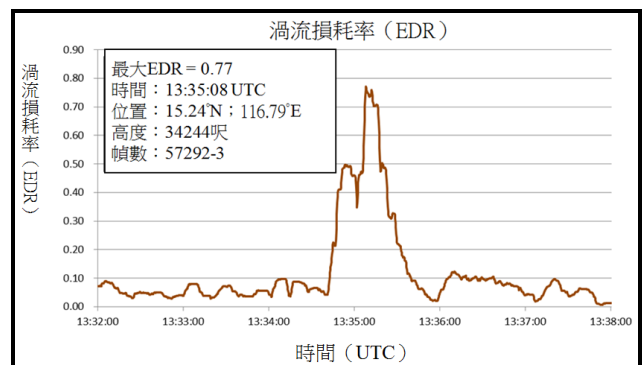
(c) 風垂直分量



(d) 風切危害因子



(e) 飛行高度



(f) 渦流損耗率

圖11 A320飛機飛行資料時間序列 (13:32~13:38) (摘自Chan and Wong, 2014)。

天氣是造成此次亂流事件的主要原因，而對流系統卻是導致此次亂流的主要天氣系統。該亂流系統於9日0901 UTC約在15.36°N/118.39°E；亦即在呂宋島西方172.5公里/亂流處東方172.5公里的南海海面上空形成，形成後向西移動（見圖12）。

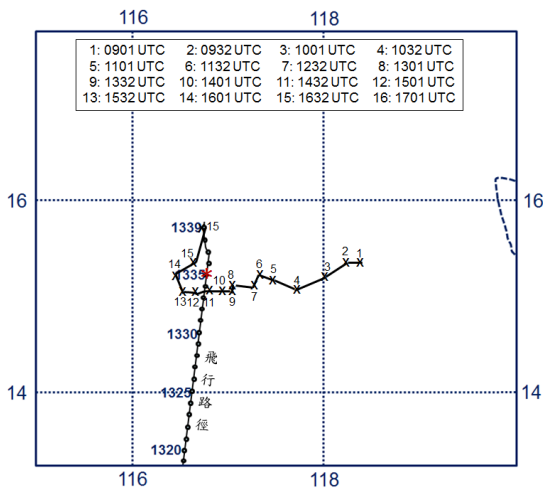


圖12 導致亂流中尺度對流系統之對流中心軌跡(由東向西移動)。由南向北直線為遭遇亂流飛機之飛行路徑，路徑上小黑點為飛機飛行時所在位置，標有紅色「*」紅色標誌為亂流發生時間及位置。

(二) 資料

上面所述，對流系統卻是導致此次亂流事件的主要天氣系統。然而，該亂流系統是形成於觀測資料缺乏的南海海域，而且形成時的尺度僅數公里。因此，一般傳統觀測無法解析此系統之形成、加強和移動。即使是此種因對流引發亂流之預報不像晴空亂流預報，可以從數值預報模式產品發展而成，它的預報需要較高的時空解析度的衛星雲圖。

SNAAP 觀測實驗計畫(2007)指出，EDR資料可代表被亂流大氣引發垂直速度的客觀量測，在亂流觀測明顯優於傳統的飛行員報告(PIREPS)。因此，本研究利用資料主要為MTSAT高解析度衛星雲圖和遭遇此次亂流事件之EDR觀測。前者為2013年8月9日0901 UTC~2330 UTC半小時間距；後者為13:32~13:38 UTC每秒四次觀測。EDR資料包括位置、氣壓高度、風速、風向、EDR、垂直風分量、F-因子，其格式如表2。此外，本文亦利用地面和高空觀測來探討導致亂流之對流系統形成和加強的環境條件。

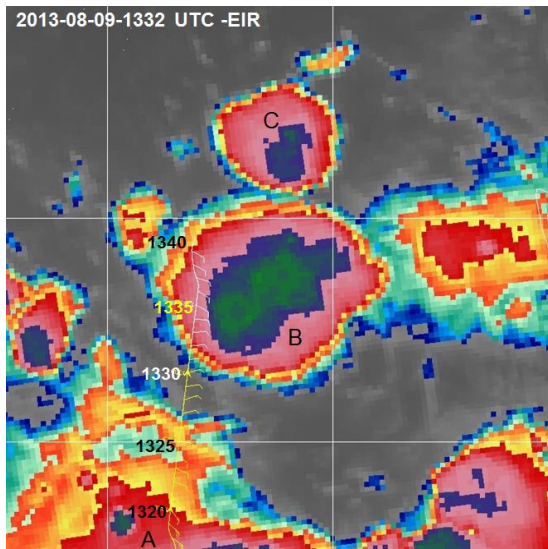
表2 飛機EDR觀測格式(觀測間距：4次/秒)。

時間	緯度	經度	HP	氣壓高度(ft)	風速(m/s)	風向	EDR	垂直風分量(m/s)	F-因子
13:35:07	15.23821	116.7891	10446.11	34272.02	9.7736	164.6875	0.656408	-21.1866	4.98E-02
13:35:07.25	15.23872	116.7892			10.64567	161.9933	0.702022	-22.2774	-0.27963
13:35:07.50	15.23924	116.7892			11.67045	159.2555	0.737684	-21.9355	-0.27958
13:35:07.75	15.23975	116.7893			12.64701	156.5056	0.760326	-19.3848	-0.14935
13:35:08	15.24027	116.7893	10437.57	34244	13.3744	153.775	0.770824	-18.0695	0.290226

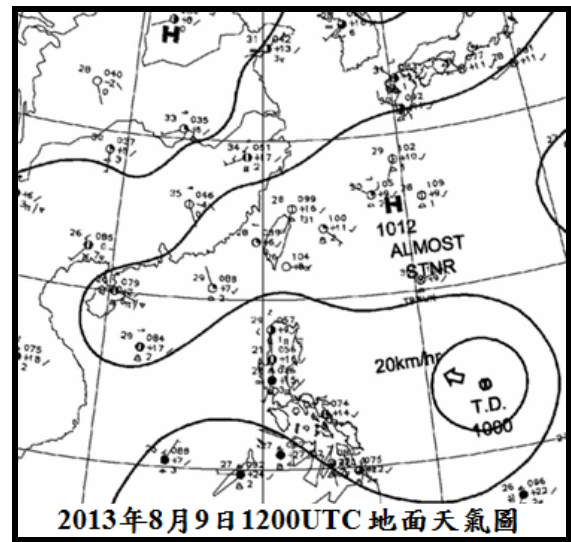
(三) 天氣形勢

與亂流事件發生最接近的天氣觀測為9日1332UTC之衛星觀測和9日1200 UTC之地面至200 hPa 各層天氣分析(見圖13)。圖13a的衛星雲圖顯示，有3-4個有組織的對流系統活躍於南海地區，其中標有英文字母者為較靠近飛機航線，而雲系B西移而引發亂流的對流系統。地面天氣圖(圖13b)顯示，低壓帶在從菲律賓東方海面之熱帶低壓(後來發展成強烈颱風尤特 / typhoon Utor)向西伸經菲律賓進

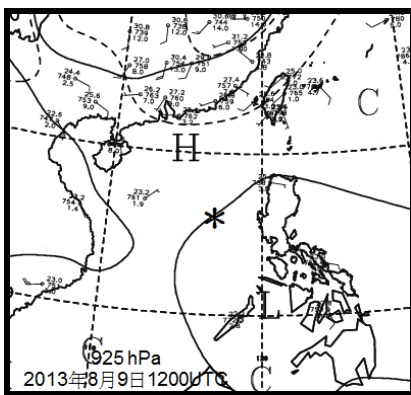
入南海中部，低壓槽也從該熱帶低壓西伸橫躺於菲律賓至南海中北部海域。高空分析顯示，在950hPa至500hPa之中低對流層有低壓環流籠罩(圖13c~f)，而該區上空之300hPa和200hPa高對流層確有反氣旋式的輻散(見圖13g及圖13h)。顯然此種中低對流層(地面~500hPa)的輻合配合高對流層(300~200hPa)的輻散/分流是提供深對流形成與加強的有利條件之一。至於該雲系之形成、加強及移動的其它原因容後再述。



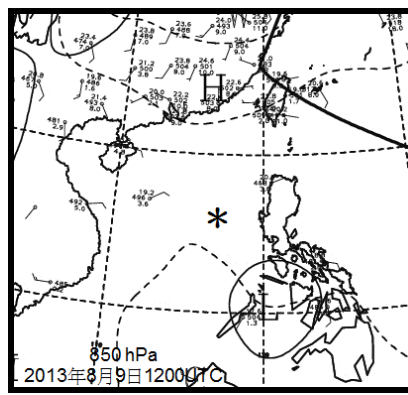
(a) 紅外線強化雲圖



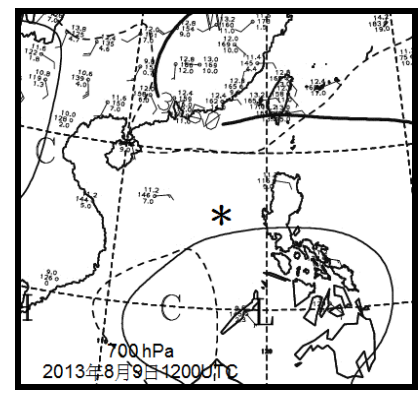
(b) 地面天氣圖



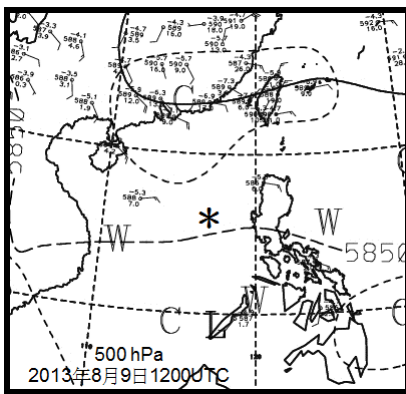
(c) 925 hPa



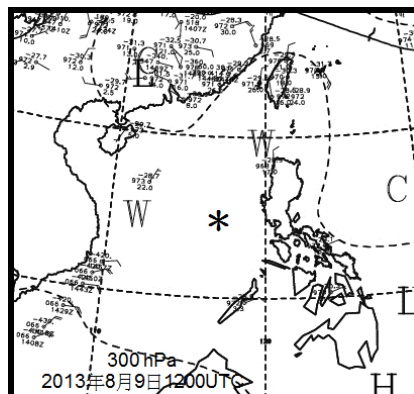
(d) 850 hPa



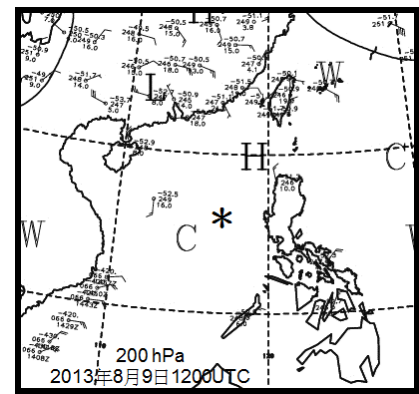
(e) 700 hPa



(f) 500 hPa



(g) 300 hPa



(h) 200 hPa

圖13 2013年8月9日1200 UTC之(a) MTSAT 紅外線色調強化雲圖、(b)地面天氣圖、(c) 925hPa、(d) 850hPa、(e) 700hPa、(f) 500hPa、(g) 300hPa和(h) 200hPa天氣圖。衛星雲圖中之A、B和C為接近飛行路徑之對流雲簇，雲系B為造成亂流事件的中尺度對系統，飛行路徑及路徑上飛機觀測風場亦標示於雲圖上，各層天氣圖式的星號為亂流位置。

(四) 對流系統之演變及移動過程

在9日0901 UTC衛星雲圖（圖14a）可以看到，在菲律賓西方南海有一小而淺的對流雲系B（箭頭所示）。該小對流雲逐漸增強，至1001 UTC（圖14c）

已有清晰可見的對流中心（雲系B中的小黑圓區），導致此亂流事件的對流系統於是形成並開始進入加強期。此時在雲系B北側又另有一較淺的對流雲形成，並向東南發展，而雲系B向西發展，兩者合併而加強，雲頂溫度變冷、雲系範圍擴大，雲系軸線走

向從0932UTC之東北-西南走向轉為此時的東北東-

西南西走向（見圖14d）。

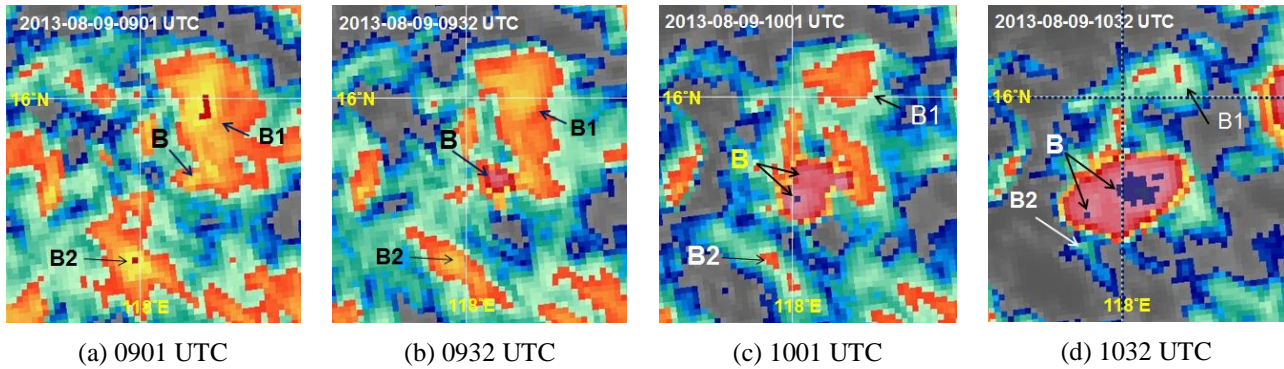


圖14 導致亂流之對流系統形成之半小時間距MTSAT紅外線雲圖（2013年8月9日0901-1032 UTC）。

在1032UTC（圖14d），雲系B與在其北方北方的對流雲合併後，可以觀測到兩個較強的對流中心，在西者（原來雲系B）與在東者（雲系B北方對流雲併入者）相當，唯在西者有比較清楚的溫度梯度，即有較強的上升運動。之後，雲系B雲頂中心溫度持續變冷（即雲頂增高），範圍擴大，而其西緣有很明顯的向西發展，而在東緣者則無此現象，顯

然對流雲B之西側為砧雲的對流區，而東側為雲砧卷雲區。從雲系之雲頂溫度、雲系範圍和雲頂溫度梯度等結構分析，該雲系於1432 UTC至1501 UTC達成成熟期（見圖15h和15j）。在形成後至成熟前（1032~1432UTC）為加強期。加強期至成熟期之衛星雲圖見圖15。

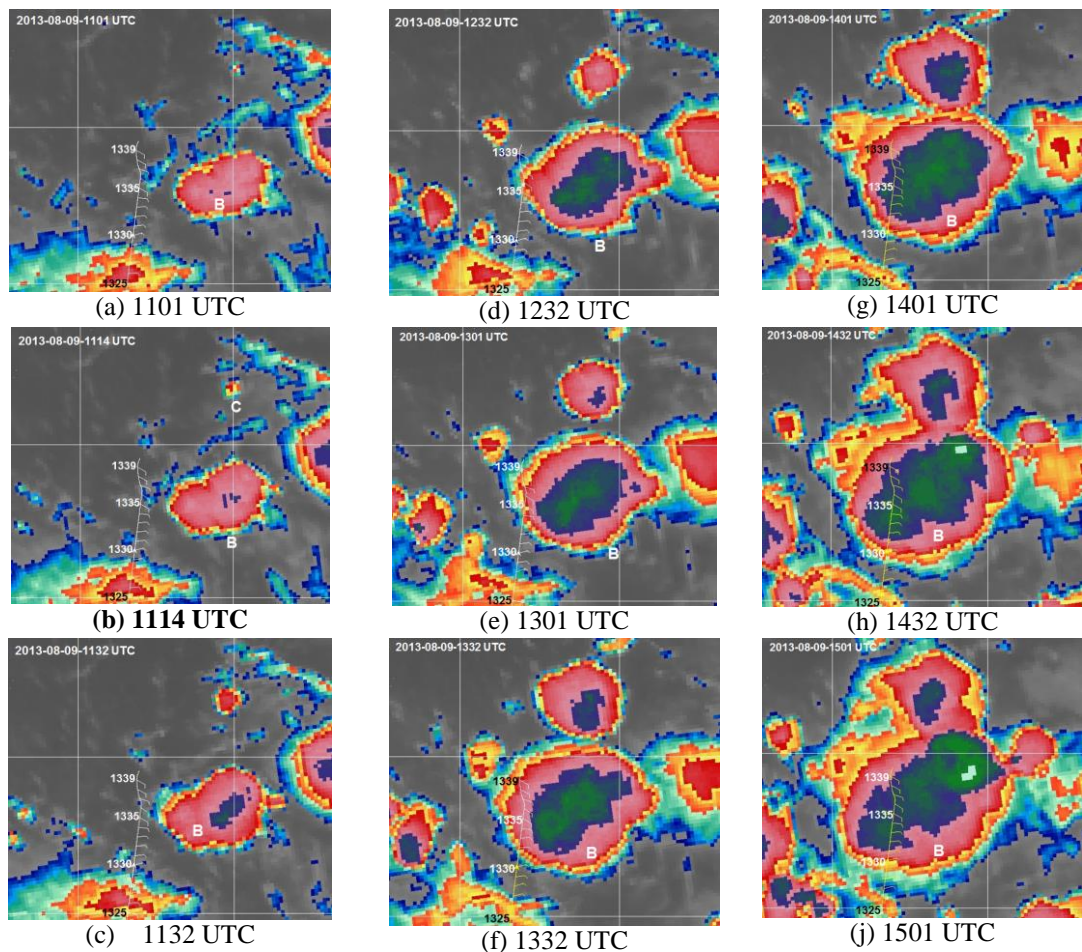


圖15 同圖14，但為加強期至成熟期（2013年8月9日1101-1501 UTC）。

雲系B自9日1532UTC開始減弱，唯在減弱初期減弱不明顯（見圖16a~d），至1832 UTC（圖16e）起才稍有較明顯的減弱。雖已明顯減弱，但因其北方有有深對流移入並合併，致使該雲系於2332

UTC仍保有相當明顯的對流特徵（圖16r），於10日0300 UTC消散（圖未示）。雲系B於9日0901 UTC開始形成，於1501UTC達成成熟期，於10日0300 UTC消散，其生命期達17.5小時。

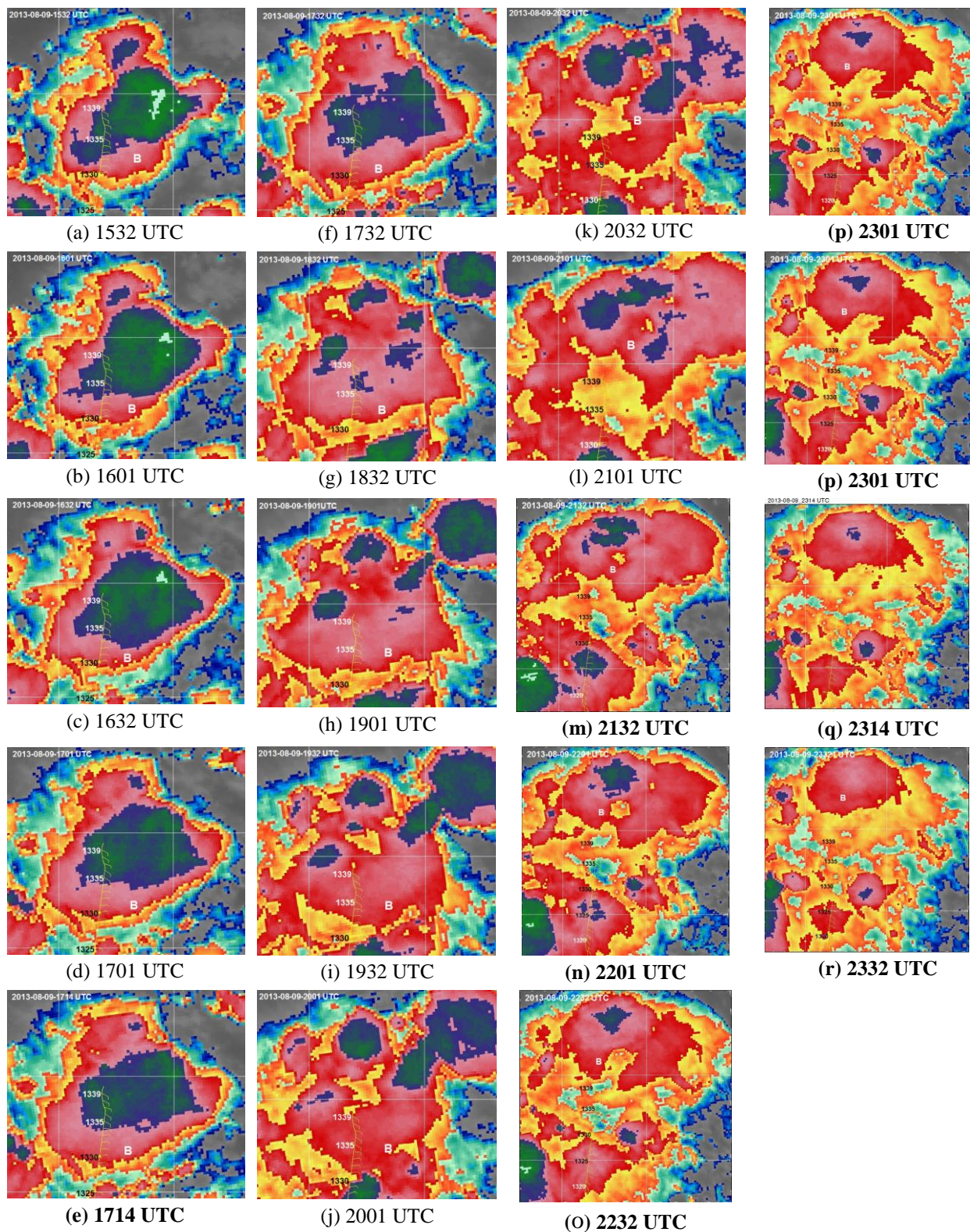


圖16 同圖14，但為減弱期（2013年8月9日1601-2101 UTC）。

由於廣大的南海海域觀測稀少，現有的綜觀觀測無法提供對流移動的資訊，高時空解析度之衛星雲圖在此即可扮演重要角色，尤其是動態的連續影像更容易看出雲系的移動過程。由圖13-15之半小時間距衛星雲圖可知，雲系B形成後向西移動並加強，特別在加強期至成熟期向西移動更明顯（見圖14d至圖15j）。雲系B在其減弱初期，雲系的移動雖稍有西進，但不明顯。在明顯減弱後，雲系範圍縮小外，也稍微東移（見圖16g-16r）。

(五) 對流與亂流

亂流發生於8月9日1335UTC，與亂流發生時間最接近的MTSAT衛星雲圖為1301 UTC及1332 UTC，此等時間為衛星觀測的起始時間，完成全球觀測需25分鐘，因此觀測至赤道需時12.5分。由此推算，衛星觀測到亂流區（15.2°N/116.8°E）需時約10.4分鐘，因此上述兩雲圖時間分別為1311.5 UTC及1342.5UTC。圖17為此兩時間的MTSAT紅外線衛星雲圖，飛機飛行路徑及每分鐘的飛機位置

及風的觀測亦示於圖中。在圖17a時間，飛機在圖a中之1311-1312之間，雲系B西緣在飛機的北方稍偏東300公里處，此時飛機在減弱中的雲系A，約在34000呎高空穩定飛行。在圖b之雲圖時間，飛機已穿過急速增強的雲系B，也就是穿過劇烈對區。

將衛星雲圖放大有助於分析雲系的發展情況，如圖18 a~圖18d。從1132 UTC至1332 UTC，雲系範圍有明顯的擴大，且雲頂溫度梯度的結構越清晰，顯然此對流系統有明顯的加強。雲頂溫度梯度在雲系的西緣最大，此區為最強的對流區，飛機飛經此區將遭遇最大的亂流。圖18e和圖18f為與上述雲圖同時間，雲頂溫度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ （實線）和 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ （點線）雲系範圍之描繪，不論 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 或 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 之雲系範圍均與隨時間擴展，並均向西移動，且雲系西緣向西移動遠大於東緣者。雖然這些雲圖時間圖似乎不在亂流發生時間，然而此系統由東西移動（見圖12及圖14-16），根據上述雲圖雲系之移動，飛機在1332~1338UTC在雲系B中飛行，因此1332UTC的雲圖可以用來解析此亂流事件。

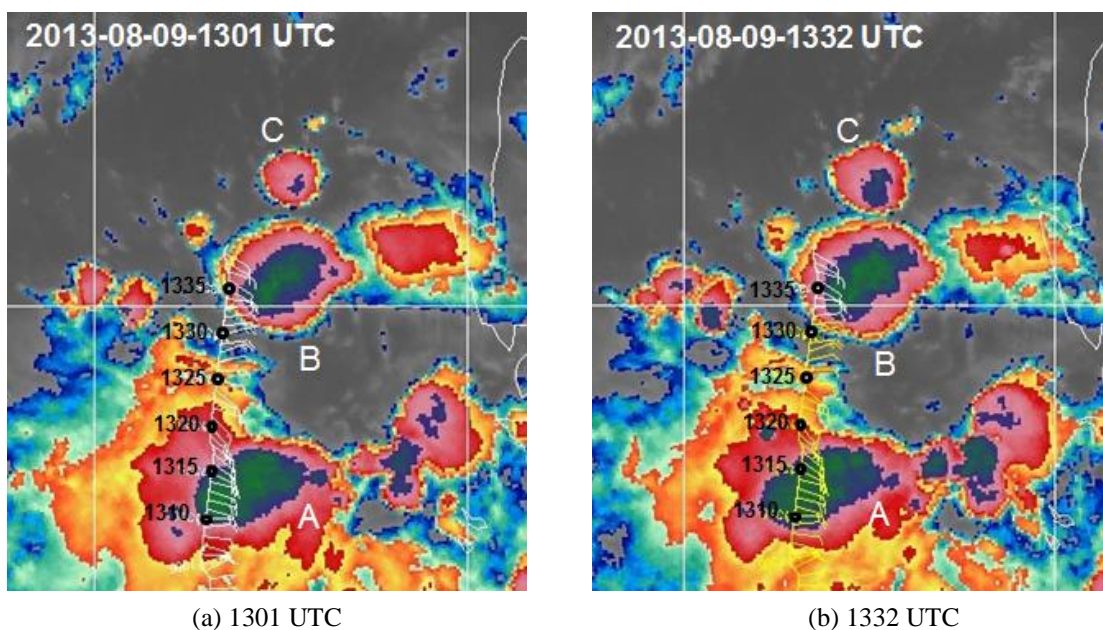


圖17 2009年8月9日(a) 1301 UTC及(b)1332 UTC紅外線色調強化雲圖。「●」為飛機在1310~1335 UTC之飛行位置。

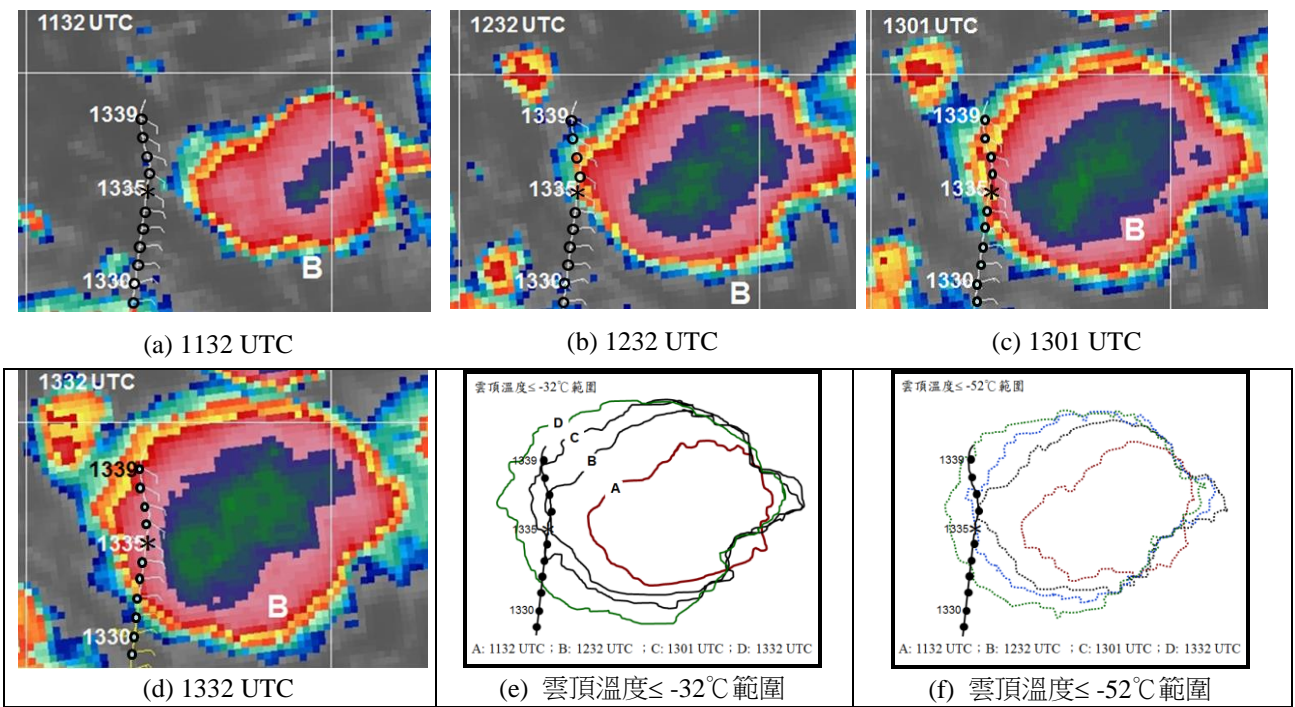


圖18 2009年8月9日(a) 1132 UTC、(b) 1232 UTC、(c) 1301 UTC和(d)1332 UTC之紅外線色調強化雲圖。(e)和(f)分別為上述雲圖時間雲頂溫度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 和 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 範圍之描繪圖。「o/●」為飛機在1329~1339 UTC之飛行位置，「*」號為亂流發生地點。

從圖18的幾幅雲圖顯示，導致亂流的對流雲系呈橢圓形，顯示垂直風切不大，高空風也不強。因此砧雲外緣之外流卷雲帶不易辨識，但約略可以看出些許特徵，飛機觀測中的風場也可證明其推測。再由亂流發生前1.5小時的200 hPa的氣流線分析（見圖19），顯示在亂流區上空有明顯的反氣旋是環流，唯風速不強，僅能在砧雲邊緣出現短的雲線，而無法在雲圖上產生明顯卷雲外流雲線，更別說有橫雲線出現。

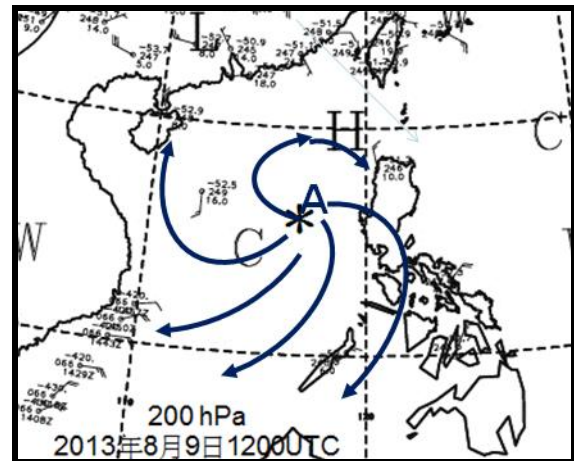


圖19 2013年8月9日1200 UTC之200hPa氣流線分析。「*」處為亂流發生區，在此區附近有明顯的外流。

五、討論與總結

雲系B形成前1.5小時的綜觀天氣分析（見圖13）指出顯示，地面低壓帶在從菲律賓東方海面的熱帶低壓處西伸經菲律賓進入南海中部，低壓槽也橫躺於菲律賓至南海中北部海域。分析顯示，在南海中部之950hPa至500hPa之中低對流層有低壓環流、300hPa~200hPa之高對流層確有反氣旋式的輻散。

此種天氣形勢的配合下，確實提供深對流形成與加強的有利條件。然而，他卻無法提供雲系B在何處形成？向何處發展與移動？高時空解析度之衛星雲圖（見圖14）就可提供寶貴的資訊。因此本文以半小時間距的MTSAT 4公里解析度之紅外線衛星雲圖說明雲系B之形成機制。為了方便說明，把相關的雲系標上英文字母。

9日0901 UTC衛星雲圖顯示，在菲律賓西方南海有兩個較強但消散中的對流雲系，稱雲系B1和雲系

B2。在B1和B2之間有一小而淺的對流雲，如箭頭所示之雲系B。該小對流的形成似與此兩雲系崩解有關，雲系B1和雲系B2之下衝流在雲系B處相交，產生交互作用（參見圖14），因而引發導致此次亂流事件的對流系統-雲系B。在雲系B兩側雲系持續崩解，雲系B也持續加強（雲頂溫度降低、雲系範圍擴

大）（見圖14b至圖14d）。圖14c又顯示，雲系B由兩個明顯的對流雲組成，在南者比在其北東側者為強，對流中心清晰可見。此兩對流分別向西及東南移動並加強，其雲頂溫度更冷、雲系擴展（見圖14d），雲系B因而加強。崩解中對流雲之下衝流激發新對流形成與加強之概念模式見圖20。

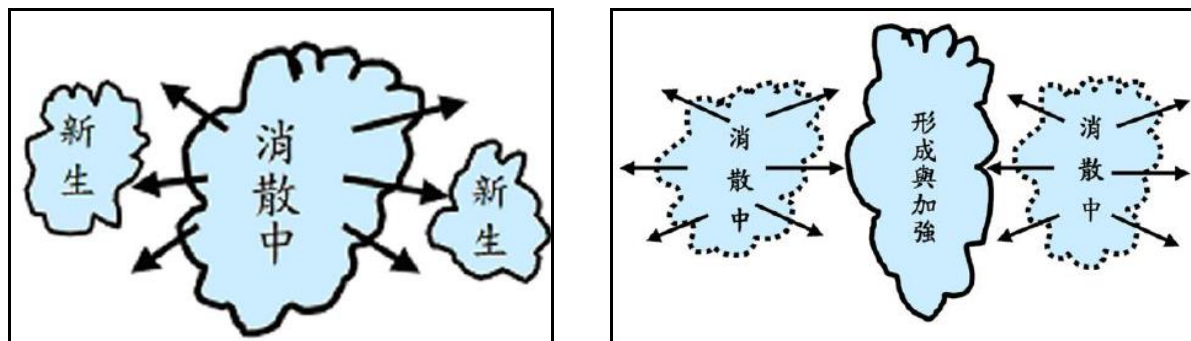


圖20 崩解中對流雲之下衝流激發新對流形成之概念模式（摘自紀和齊，2011）。

本亂流事件發生於傳統觀測資料缺乏的海域，在闡釋此種尺度較小對流系統的形成和加強就相當困難，在預測其移動更是幾呼無能為力。本文就嘗試以衛星雲圖顯現的雲型分布型式來說明。圖21為2013年8月9日1001 UTC~1432 UTC之紅外線雲圖，為方便說明，將對流雲之排列軸向繪於衛星雲圖上（如圖中粗虛線）。該圖顯示，在呂宋島東西方海面均有活躍對流雲存在，在西方海面（南海）者遠較在東方者為強，該等對流雲呈東西走向呈線狀排列。顯然從呂宋島東方近海至西方的南海有東西走向的輻合帶存在，該區不但有利於對流形成和加強，而且在其移動可扮演角色。

展，此似與在其西方新生小對流有關，即有較不穩定大氣在其西方附近成，導致雲系B向西移動並加強。在該些的小對流雖沒發展起來，甚至消散，但在9日1132UTC時，在雲系B西方，15°N/115°E附近又另有發展較深的對流雲簇形成，且其軸線呈東西向排列，顯然對流軸線以深入該區，導致再度沿著此軸線向西移動且加強（見圖21d~i）。

在9日1001UTC~1101 UTC期間（見圖21a~c），對流軸線幾無變化，但雲系B卻向西移動並發

雲型特徵顯示，MCS-B呈橢圓微樹狀（wedge type），雲系尖端指向西方，顯示MCS-B西緣有強烈的上升運動，有利於MCS向西移動並發展。該雲型又指出無強烈的垂直風切和高對流層強風，但仍可辨識對流區在雲系西側，卷雲羽在東側。

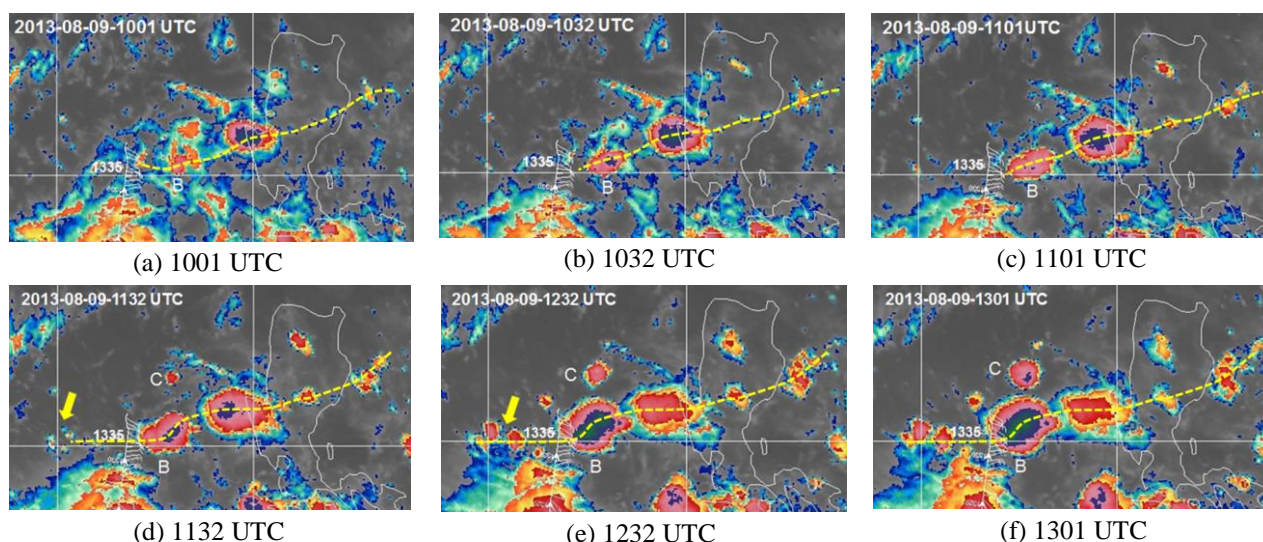


圖21 2013年8月9日1001~1432UTC之半小時間距MTSAT紅外線色調強化雲圖。圖中粗箭頭為雲簇發生區，粗虛線為深對流軸。

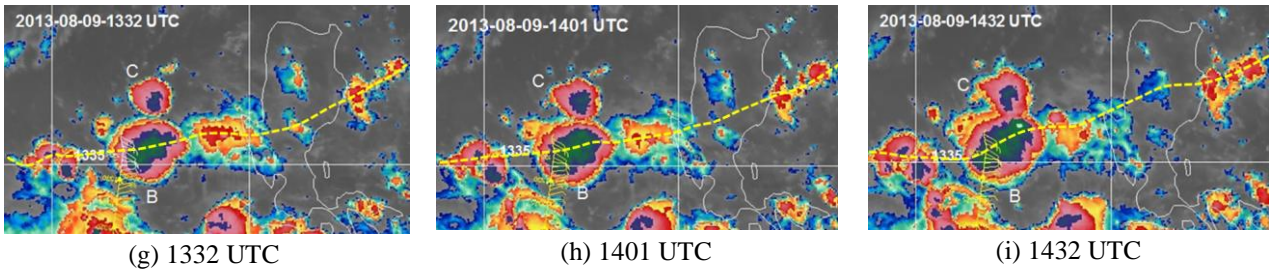


圖21 續。

前已說明與此次劇烈亂流最接近此事件的衛星雲圖為1332 UTC，該次觀測自1132從北極開始，至赤道為1144.5 UTC，而至亂流區（ $\sim 15.23^{\circ}\text{N}/116.79^{\circ}\text{E}$ ）約為1142.4UTC。由EDR觀測知，最強亂流約發生於1335 UTC。而1132UTC雲圖可否做為辨識對流和亂流的關係？所幸該對流亂流系統由東向西移動，因此可從半小時間距雲圖，將此對流亂流雲系推算至劇烈亂流發生時刻（1135 UTC）的雲圖（如圖22）。圖22是由1301UTC和1332 UTC觀測（見圖18c及圖18d）推算，此兩次觀測至亂流發生區分別為1111.4 UTC和1142.4 UTC。兩次觀測，不論 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 或 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 雲系範圍之外緣均向西移動 0.215°E （23.7 km），1142.4UTC與1135UTC差7.4分。因此由觀測時間的1132UTC雲圖之雲系向東退 0.05°E （約5.5公里），即為推算的1135UTC雲圖（見圖22）。

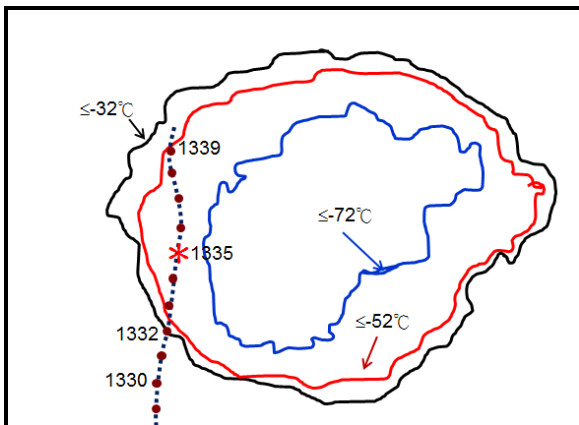


圖22 根據雲系移動速度推算成1335UTC亮度溫度分布。圖中「●」為飛機在1329~1339 UTC之飛行位置，「*」號為亂流發生地點和時間。

圖22顯示，飛機於世界標準時9日13時32分進入雲頂溫度 $\leq -32^{\circ}\text{C}$ 雲系範圍；33分進入 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 雲系範圍；34~37分進入 $\leq -64^{\circ}\text{C} \sim -72^{\circ}\text{C}$ 雲系範圍，而35及36分進入路徑上雲頂高度最高（溫度最低）處。之後，逐漸飛進較低雲頂處，於39分飛離雲頂溫度 $\leq -52^{\circ}\text{C}$ 雲系範圍。因此，飛行路徑上對流最強處是在13時35-36分之一分鐘內。根據Chan and Wong（2014）推導此次事件的QAR資料，得知風速較

大在13時35分11~11.5秒，最強 15.3m/s 在11.25秒；垂直速度較強在13時35分7-7.75秒，最強 -22.9m/s 在7.5秒；F因子較大在13時35分8.25~8.75秒，最大0.8在8.5秒；EDR較大在13時35分6.75~17.25秒，最大0.77在8秒；亂流前幾秒鐘（13:34:55 UTC）開始爬升，至13:35:07UTC爬到最高為34272ft（10446m）。之後，急速下降，13:35:33UTC降至最低，為33108ft（10091m）；至於飛行高度在短短的26秒（13:35:07至13:35:33UTC）內，飛機下降了1164ft（355m）。顯然，最亂流的程度與對流的強弱成正比。

本文利用半小時間距MTSAT高解析度紅外線衛星雲圖、地面至200 hPa各層天氣圖和飛機觀測知QAR資料，探討導致2013年8月9日南海劇烈亂流對流系統之形成、加強和移動的機制，同時也分析對流系統強度與亂流強弱之關係，獲致初步結果如下：

1. 成熟的深對流系統（Cb/MCSs/MCC）除可在地面邊界層和近對流層頂產生的中尺度高壓及中層中尺度低壓（中尺度渦旋）外，尚有過衝雲頂和重力波。低層中尺度高壓的強外流將引發陣風鋒（弧形雲），高對流層中尺度高壓的外流可形成外流卷雲帶（橫雲帶）。這些雲系都是引發亂流的對流雲系。
2. 造成此次亂流事件的對流系統在飛機航線和呂宋島之間的南海上空形成，形成後向西移動並發展。該雲系的對流區於9日1335 UTC移至飛機航路上，而導致該班機在短短的26秒內，下降了1164ft（355m）。
3. 綜觀分析顯示，在亂流對流系統之形成系統之形成、演變和移動區之綜觀環境為：中低對流層（地面 $\sim 500\text{hPa}$ ）有低壓槽、氣旋環流，高對流層（ $300 \sim 200\text{hPa}$ ）呈輻散/分流。此種中低對流層的輻合配合高對流層（ $300 \sim 200\text{hPa}$ ）的輻散/分流，提供此深對流形成與加強的有利的環境條件。
4. 本事件對流系統係因其兩旁雲系之下衝流產生交互作用而形成。雲系的合併和外圍雲系的崩解是雲系加強的因素之一。導致亂流對流雲兩側的對流呈線狀排列，其對流軸線呈東西走向，致使MCS沿著軸線移動，而在事件對流雲西側雲簇的形

成，是造成該對流雲西移的機制。此外，事件對流雲之雲型呈橢圓微樹狀，雲系尖端指向西方，顯示MCS西緣有強烈的上升運動，有利於MCS向西移動並發展。

5. 飛行路徑上對流最強處與航線上最強風速（15.3m/s）、最強垂直速度（-22.9m/s）、最強風切危害因子（F因子）（0.8）和最大渦流耗散率（0.77）和飛機突降1164ft（355m）一致。顯然，最亂流的程度與對流的強弱成正比。

導致此次亂流事件的主要天氣系統是對流系統，因而其尺度小，一般傳統觀測不易解析，尤其在觀測資料缺乏的南海海域形成、加強和移動更是困難。因此，此種因對流引發的亂流之預報不像晴空亂流預報可以從數值預報模式產品發展而成，它的預報需要較高的空間解析度的衛星雲圖。亂流的發生是瞬間的，雲圖解析度除需高空間外，還需高時間解析度。Himawari-8於2015年7月7日開始作業，它除提供更高解析度0.5~2公里空間解析度外，更提供10分鐘高時間解析度。尤其衛星雲圖是唯一可顯現不同尺度的天氣系統於一幅圖上，其雲型與大氣的動力和熱力有密切關係，因此應多利用衛星資料於作業分析及學術研究上。又，雲圖為大氣動力和熱力的綜合結果，而導致分析困難。因此，分析衛星雲圖時，應結合相關資訊，如傳統天氣圖分析、數值預報產品和雷達資料等，才能提供天氣預報更好的資訊。

致謝：

本文之完成承蒙香港天文台Dr. Pak-Wai Chan 提供完整的飛機觀測，中央氣象局氣象衛星中心齊祿祥技正提供衛星資料，在此特表謝忱。

參考文獻

- 紀水上，2014：卷雲雲型研析及其在劇烈天氣分析與預報之應用。103年天氣分析預報研討會，14頁。
- 紀水上和齊祿祥，2011：SoWMEX 期間導致南臺灣豪雨事件之中尺度對流系統分析。103年天氣分析預報研討會，179-196。
- Bader, M. J., G.S. Forbes, J. R., Grant, R.B.E. Lilley and A.J. Waters, 1995: Images in weather forecasting: A practical guide for interpreting satellite and radar imagery. Chapter 6, p. 350-444.
- Bedka, K., W. Feltz, J. Mecikalski, R. Sharman, A. Lenz, and J. Gerth, 2009: Satellite signatures associated with significant convectively-

induced turbulence events. Proc. Joint Meteorological Satellite and 15th Satellite Meteorology and Oceanography Conf., Amsterdam, Netherlands, EUMESAT and Amer. Meteor. Soc. 6PP.

- Chan P. W. and W. K. Wong, 2014: An Analysis of a Severe Turbulence Event Encountered by an Aircraft over the South China Sea and the Application of Numerical Weather Prediction Models in the Early Alerting of the Event. *Advances in Meteorology*, vol. 2014, 11PP.
- CASA (2009) Retrieved from <http://www.casa.gov.au/Scripts/nc>.
- CIMMS, 2007: SNAAP Projects- Convectively Induced Turbulence Decision Support for Avoidance of Convectively Induced Turbulence
- CIMMS / CIMSS Satellite Blog /, 2009 : Mesoscale Convective Vortex (MCV) in the Upper Midwest region. cimms.ssec.wisc.edu/goes/blog/archives/3215.
- CIMMS, 2012 : Satellite-based Nowcasting and Aviation Application Program- Detection of Overshooting Tops. <https://cimss.ssec.wisc.edu/snaap/overshootingtop/>
- Ellrod, G.P. (1989) : A decision tree approach to clear air turbulence analysis using satellite and upper air data. NOAA tech. memo, NESDIS, Washington, D. C., Department of Commerce. 20pp.
- FAA, 2010: Weather-related aviation accident study 2003-2007. Department of Transportation 71pp.
- Lester P.F., 1994: Turbulence – A new perspective for pilots. Jeppesen Sanderson Training Systems, 280pp.
- Trier, S.B., and R. D. Sharman, 2009: Convection-permitting simulations of the environment supporting widespread turbulence within the upper-level outflow of a mesoscale convective system. *Mon Wea. Rev.*, 137, 1972-1990.
- Wagtenonk, W. (2003). *Meteorology for Professional Pilots*. Bay of Plenty, New Zealand: Aviation Theory Centre (NZ) Ltd.

Convection and Turbulence

The severe turbulence event in August 9, 2013 over the South China Sea as example

Shui-Shang Chi^{1,2} Chin-Hwang Liu¹

¹ **Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan**

² **Center for General Education, Aletheia University, Taipei, Taiwan**

Abstract

A severe turbulence event in August 9, 2013 over the South China Sea as example is to be explored to understand the relationship between convection and turbulence. Half-hourly MTSAT infrared imageries, convective surface and upper air observations and Aircraft observations of Quick Access Recorder (QAR) data are used. The main purposes are to explore the initiation, intensification and movement of the convection systems which induce the turbulence event. The relationship between the convection and turbulences is also explored. Results show that the convergence produced by low pressure trough and cyclonic circulation from the surface to 500 hPa coupled with the speed divergence and diffluent flow at both 300 and 200 hPa are the favorable synoptic conditions of the mechanism of formation, intensification and maintenance.

Satellite observations reveal that the formation of turbulence system is due to the interaction under the downdrafts produced by the collapsing convections which are over its southwest and northeast. Clouds merger and the interaction of the sounding convections result in the turbulence system intensified westward. Satellite observations also indicate that the east and west sides of the turbulence system are linear type in east-west orientation and cloud clusters for over the west side resulted in the MCS propagated westward.

Results also indicate that the strongest convection area over the flight pass is consistent with the strongest wind speed (15.3 m/s), vertical velocity (-22.9m/s), wind shear hazard factor (F-factor) (0.8), eddy dissipation rate (0.77) and suddenly lost height about 1164 ft (355). Obviously, the intensity of turbulence and convection is in direct proportion

Key words: turbulence, downdraft, interaction, merger, eddy dissipation rate, Quick access recorder