

卷雲雲型研析及其在劇烈天氣分析與預報之應用

紀水上

中央大學大氣科學系 中國文化大學大氣科學系 真理大學通識教育中心

摘要

因衛星雲型與氣流、溫度、水氣分布，以及垂直穩定度等要素有密切關係，高時空解析度衛星雲圖的卷雲雲型可提供辨識高對流層的氣流型式的指標。基於此，本文透過個案分析，描述如何從衛星雲圖研析這些雲型的特徵、探討這些特徵與高空氣流的關係，並將這些關係應用於劇烈天氣系統（如颱風和中尺度對流系統）之演變及移動過程。結果顯示，MCS 和颱風引發之橫卷雲帶/橫雲帶和卷雲條在對流系統之形成、加強和移動過程扮演重要角色。

分析又顯示，MCS 引發的橫雲帶，其生命期約與中尺度對流系統者相仿。它的形成和消散均落後於對流雲的加強期和衰亡期，其成熟期在對流開始減弱時，落後時間約兩小時。颱風引發橫雲帶的發展與颱風的增強成正相關，橫雲帶的強度變化可作為颱風強度預報的線索之一，因在颱風增強前，橫雲帶就有加強的徵兆。當雲帶開始減弱時，颱風的強度可繼續維持 6-12 小時，此似與 T 值和 CI 值的關係相似。

關鍵字：卷雲雲型、卷雲條、橫卷雲帶/橫雲帶、中尺度對流系統、演變、移動

一、前言

高空氣流輻合而下沉，低層輻散；高層輻散，則低層空氣輻合上升。因此，當低對流層微弱正渦度（氣旋）上空有輻散（分流）移入，則該氣旋的正渦度增加，氣旋就發展。顯然，高空輻散在天氣系統發展過程扮演十分重要角色。換言之，預報員要做好風暴預報，必須精確地辨識高空輻散區。高空輻散區可由輻散方程計算而得，也可直接從高空風場辨識分流（合流）區、速率的輻散（輻合）區。此等資訊均需由高空觀測而來，但此種觀測一天僅施行兩次（00 及 12UTC），廣大的洋面資料更缺乏。因此此種低時空解析度的資訊，對易致災之短生命期劇烈天氣系統之解析有困難，衛星觀測就可彌補此等缺失。

人造衛星可不分晝夜、不受地形影響，是唯一可將大行星（全球）尺度，經綜觀尺度、中尺度，小至對流尺度等多尺度天氣系統顯現於一幅雲圖上，尤其是地球同步氣象衛星（如 MTSAT、FY-2、GOES、METEOSAT）能時時刻刻監測地球大氣，提供天氣系統的演變，尤其連續短時距的動態雲圖，更可揭示系統形成、加強和移動等過程。

衛星雲圖為大氣動力和熱力的綜合結果，它可以真實地把雲型呈現出來。雲型與氣流、溫度、水氣分布，以及垂直穩定度等要素有密切關係。不同雲型代表不同天氣系統，例如，帶狀雲系可為鋒面和噴流；圓形、橢圓形、三角形（楔形）和胡蘿蔔形（尖狀形）為對流系統；渦旋形為氣旋（包括溫帶氣旋、熱帶氣旋、高空冷渦、中尺度對流渦旋、卡卡門渦...）。因此，分析個別雲型在了解大氣的結構是重要的。

卷雲因不伴隨天氣，而往往被忽略。然而，卷雲的邊界和雲型經常與高空噴流有關，而噴流常與高空氣流中強的溫度梯度、風切、變形場，以及大氣中的波動和不穩度有關。而此等雲型與中等程度和強的亂流有關（Ellord, 1985）。此外，卷雲雲型又可以代表高對流層的氣流型式。因此，從衛星雲圖上辨識卷雲雲型是重要且必要的。然而，是類的研究不只在國內幾無涉略，就是國外亦了了可數。迄今，較完整的研究僅有 Ellord（1985, 1989, 1990），Lenz 等（2009）和 Knox 等（2010）。

有鑑於此，本文除提出如何辨識高空卷雲雲型、分析此等雲型組成的高空氣流型式，並將其應用於劇烈天氣（如颱風和中尺度對流系統）之分析與預報，

提高劇烈天氣預報準確性，以降低災害損失。

二、卷雲雲型在衛星影像上之辨識

卷狀雲包括卷雲、卷層雲和卷積雲，均在高度很高、溫度很冷的高空，由冰晶組成。卷雲存在於高處水氣很少的地方，因而厚度薄且具半透明的特徵，因此其反照率低，在可見光雲圖上色調呈灰到灰白色。若卷雲下面有中低雲時，其色調較白。由於卷雲的溫度低，在紅外雲圖上呈白色，但薄卷雲呈灰到灰白色。基本上，它們有一纖維狀的外貌，且透過雲經常可看到地面。在紅外線影像中，由於它們的雲頂溫度很低溫呈現很明亮，且通常出現比在可見光影像中更寬廣。

具有層狀特徵的高雲為卷層雲（*cirrostratus*）。這些雲一般伴外貌與滑且具有平滑的雲頂特徵，經常形成為長帶狀或片狀。在紅外線雲圖中，它們是明亮的；在可見光雲圖中它們為輕灰色。伴有胞狀型的高雲為卷積雲（*cirrocumulus*），因它們胞的結構太小而不能從衛星影像觀測到，因此它們經常是很難從卷層雲區分出來。

衛星影像揭示，卷雲雲型可分為卷雲蓋（*cirrus shield*）、卷雲帶、卷雲條（*cirrus streak*）、橫雲帶（*transverse band*）和卷雲砧（*cirrus anvil*）等。這些雲型與噴流（例如卷雲帶、卷雲條、橫雲帶）、熱帶氣旋外流（例如橫雲帶）和中尺度對流系統（例如橫雲帶和卷雲砧）有關。以下將簡介各類雲型在衛星影像上的辨識。

本文所用資料主要為日本地球同步衛星（MTSAT/GMS），影像頻道包括紅外線雲圖（IR1）、可見光（VIS）雲圖和水氣（WV/IR3）雲圖。資料來源包括為中央氣象局和 RAMMB 網站（網址：

<http://rammb.cira.colostate.edu/>）之熱帶氣旋資訊。RMMMB（Regional and Mesoscale Meteorological Branch）為美國國家環境衛星資訊局（National Environmental Satellite Data and Information Service，簡稱 NESDIS），位於科羅拉多州州立大學之合作機構。

（一）卷雲帶和卷雲條

卷雲帶能提供確定噴流（極地和副熱帶）和高空亂流的線索。如何利用卷雲帶確定噴流和亂流位置可參閱 Bader 等（1995）和 Anderson 等（1969）。

伴隨高空強風之卷雲若無足夠的水氣以形成卷雲蓋或卷雲帶時，則可能形成狹長條狀的卷雲，此長條狀卷雲就稱為卷雲條。此雲條沿著高層氣流（基本上為噴流），卷雲條通常位於噴流右側（靠赤道側）且與高層風平行。若在卷雲條下方無雲時，在衛星雲圖上很容易辨識。但是，此種雲系缺少連續性，使確定噴流的精確位置變得有點更困難。圖 1 是 2014 年 3 月 20 日 0200UTC 之 MTSAT 衛星雲圖和雲圖時間兩小時前的 200hPa 分析。卷雲條在可見光影像較不易察覺（因反照度的關係），而在紅外線影像上可以看到比可見光雲圖更白或濃白的卷雲條（因雲頂溫度遠較周圍雲系為低）。因水氣雲圖可顯示出清晰的水氣邊界，噴流軸冷測有暗（乾）帶，能識別離雲帶較遠的噴流，因此在水氣圖上，噴流卷雲的色調呈比紅外線雲圖更清晰的白色。顯見，在辨認卷雲條（噴流）用水氣雲圖比只用紅外線雲圖要好。200hPa 分析（圖 1d）顯示，卷雲條與 200hPa 之強風軸平行且位於其靠赤道側。

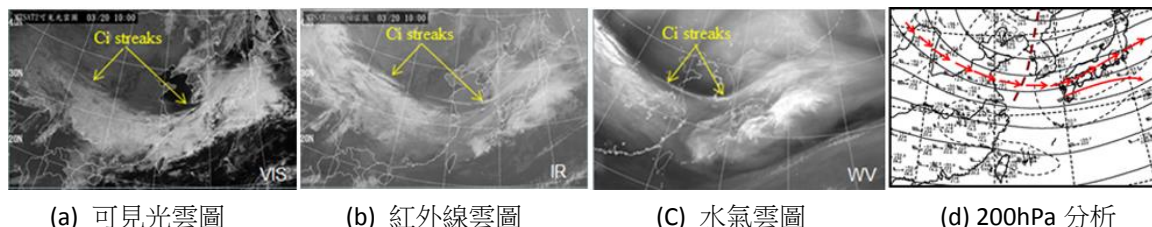


圖 1 2014 年 3 月 20 日 0200UTC MTSAT 之 (a) 可見光頻道、(b) 紅外線頻道、(c) 水氣頻道和 (d) 2 小時前 2 小時 (0000UTC) 之 200hPa 分析。雲圖上的箭頭所指為卷雲條；天氣圖上之短箭頭指示風向，粗斷線為低壓槽。

（二）橫雲帶

雖然美國氣象學會（1999）定義橫卷雲帶（*transverse cirrus banding*）為間距不規則之似帶狀卷

狀雲，該雲帶通常見於副熱帶噴流最強的部分且近乎垂直噴流軸。此種雲帶也可以見於熱帶氣旋外流區。衛星影像顯示，當中尺度對流系統發展到某種程度時，也可看到橫雲帶從對流中心成輻射狀向外伸展數百公里 (Lenz 等, 2009 和 Knox 等, 2010)。圖 2 為 MCS 引發的橫雲帶 (外流卷雲雲帶) 的例子。圖 2 顯示，在海南島北方有一發展深厚的對流系統，尖狀卷雲線沿著對流雲上空之外流 (outflow) (見圖 2b) 向南射出，伸展數百公里，涵蓋範圍約為整個 MCS 的一半。此種卷雲線稱為外流卷雲線 (outflow cirrus

lines)，其構成之雲帶即為外流卷雲帶 (outflow cirrus bands)。另在此對流系統東方，福建和江西一帶有兩條卷雲條 (cirrus streak) 分別向西南和東北伸展，這兩條卷雲條係由該區對流雲的高外流所致 (見圖 2b)，南支卷雲條有明顯的橫雲線 (帶) 出現，該橫雲帶幾與此卷雲條垂直。

由此可見，橫雲帶確實可在 MCS 中發生。因此與橫雲帶有關的天氣系統至少包括噴流、熱帶氣旋和中尺度對流系統。本節將簡介如何在從衛星雲圖辨識伴隨此三種天氣系統之橫雲帶。

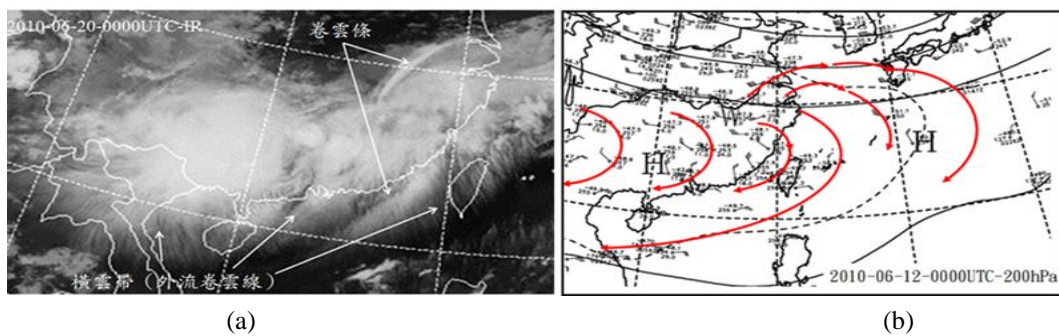


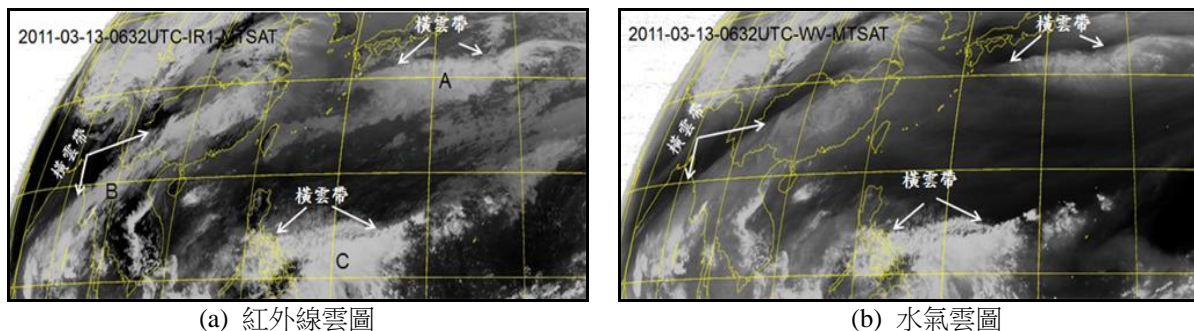
圖 2 2010 年 6 月 20 日 0000UTC 之(a) 紅外線雲圖和(b) 200hPa 分析。

(1) 噴流內橫雲帶

提到噴流經常會聯想到橫 (卷) 雲帶，因橫雲帶可用來確定噴流的位置。橫雲帶大都在噴流的赤道側的暖溼空氣區形成 (Schaefer and Hubert, 1955)。這些雲型顯現為幾乎垂直於主要噴流或最大風速區之小尺度雲線。從應用技術衛星 (ATS 1 和 ATS 3) 動畫研析指出，這些雲線是由水平風切 (有時垂直風切) 所造成 (Anderson et al., 1969)。其走向與高空氣流方向垂直的橫雲帶，發生在直的或反氣旋彎曲的噴流卷雲帶 (蓋) 內。

圖 3 為在極地噴流和副熱帶噴流內橫雲帶的例子。此例子包含了三個伴隨強風的橫雲帶。雲帶 A，將日本福島核電廠爆炸產生的放射性烟羽吹過太平洋而衝擊美國西海岸。雲帶 B，源自孟加拉灣之副熱帶噴流，該噴流從孟加拉灣攜帶暖溼空氣至華南或台灣，提供華南或台灣地區對流系統發展的潛能，此種現象稱為孟加拉灣連結 (Bay of Bengal connection) (紀等, 2004)，類似夏威夷預報人員稱的菠蘿快車

(Pineapple Express)。雲帶 C，由南海而來而緊位於熱帶擾動北方。上述三個雲帶在所示之三種雲圖均容易辨識，尤其是在水氣頻道 (圖 3b)，而紅外線雲圖 (圖 3a) 也比可見光雲圖 (圖未示) 更易辨識橫雲帶。



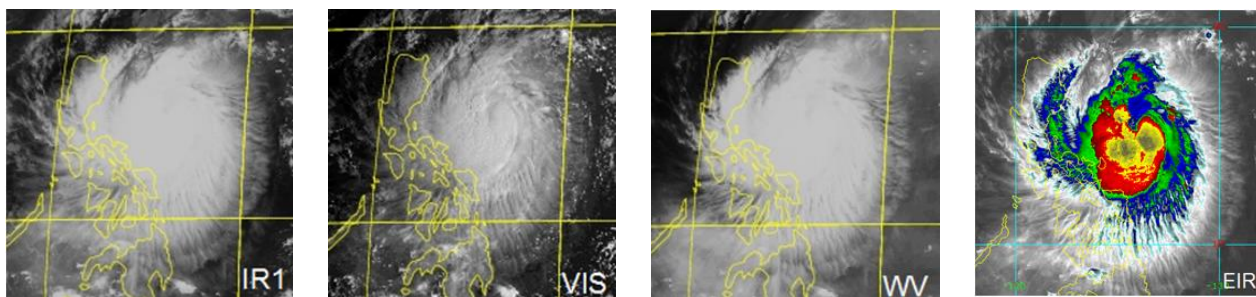
(a) 紅外線雲圖

(b) 水氣雲圖

圖 3 2011 年 3 月 13 日 0632UTC 之 MTSAT 衛星雲圖。

(2) 熱帶氣旋內橫雲帶（外流卷雲帶）

良好的低空輻合配合高空輻散是熱帶氣旋發展的有利條件之一。當熱帶氣旋低層雲系流至中心的同時，高層也會發展為雲而向外的氣流，而將其雲頂細而薄的卷狀從中心旋出。由於這種由冰晶造成雲類，具有半透明的性，透過此種雲薄的雲可以看到太陽，所以它的反照度低。若在其下方無雲存在時，其色調呈暗灰色；若有雲存在時，其色調則呈輕灰色。



(a) 紅外線雲圖

(b) 可見光雲圖

(c) 水氣雲圖

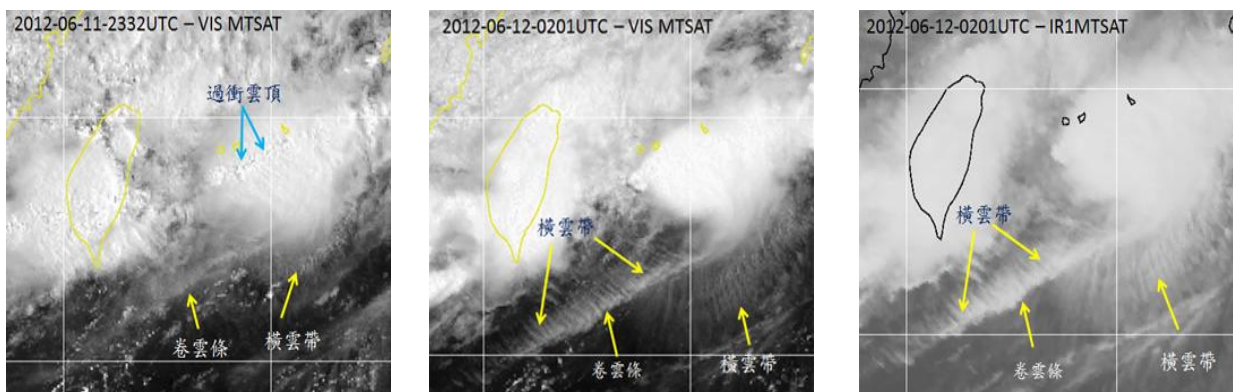
(d) 紅外線色調強化雲圖

圖 4 2009 年 10 月 29 日 2230UTC 之 MTSAT 衛星雲圖。

(3) 中尺度對流系統內橫雲帶

圖 5 為 MCS 引發的橫雲帶(外流卷雲帶)的例子。圖 5a 顯示，在台灣東方海面有一發展深厚的對流系統，因太陽角度低（上午 7 時 32 分），過衝雲頂（overshooting tops）清晰可見。橫雲帶內之卷雲線從過衝雲頂附近呈輻射狀向外射出，範圍約為整個 MCS 的一半，雲線向外東至西南伸展約 250-300 公里。2.5

小時後的可見光雲圖（圖 5b）顯示，橫雲帶更清楚，涵蓋範圍擴大且伸展範圍更長。該兩圖又顯示，在 MCS 南緣有一卷雲條向西南伸展，後者比前者更清楚、向西南伸展更遠，此卷雲條幾垂直於橫雲帶（線）。圖 5c 是與圖 5b 同時間的紅外線雲圖顯示，不論橫雲帶或卷雲條的外貌均較可見光者色調更白更清楚，且範圍也更大。紅外線色調強化雲圖與水氣雲圖（圖未示）均可清晰的顯現這些雲型。



(a) 11 日 2332UTC 可見光雲圖

(b) 12 日 0201UTC 可見光雲圖

(c) 12 日 0201UTC 紅外線雲圖

圖 5 2012 年 6 月 11-12 日 MTSAT 衛星雲圖。

(三) 卷雲砧

當 Cb 雲系在最強到減弱期間，雲頂被對流層頂壓制，而卷雲雲系水平吹出形成砧狀結構。這個卷雲雲系稱為砧狀卷雲 (anvil cirrus)。砧狀雲是雷雨雲的頂部冰晶結構，通常呈胞狀、馬鬃狀，極像打鐵的鐵砧而得名。砧狀卷雲也是冰晶組成，除非在過衝雲頂投擲暗影的地方，否則它的雲型具有平滑的紋理。迎風面雲緣陡峻、下風區雲緣是薄的、纖維狀和朦朧的。

雷雨胞活躍部分，在紅外線和可見光的色調均很亮，下風區亮度降低 (見圖 6)。

雲貌外觀會受各層不同方向的風場影響，呈現與該雲頂發展高度之風向一致的外形，風力越強則越呈線狀排列。圓形之外貌，表示該區環境風場較為微弱。如果系統有明顯之對流中心，圓形之雲貌之對流中心較接近幾何中心，高空風速越強，對流雲系的對流中心則趨向於迎風面 (上風區) (圖未示)。如果高空的水平風小，對流較弱的話，一般是不會有雲砧的。

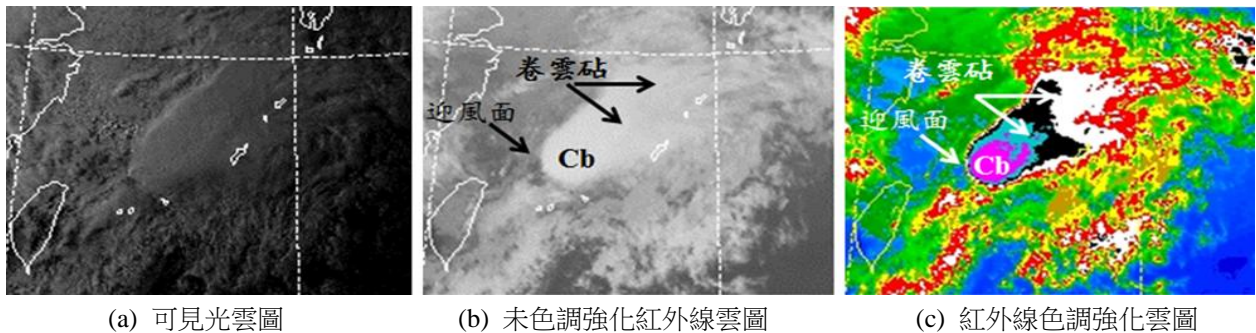


圖 6 2011 年 5 月 2 日 (a) 0930UTC 可見光雲圖和 0830UTC 之 (b) 未色調強化紅外線雲圖及 (c) 紅外線色調強化雲圖紅外線色調強化雲圖。

三、橫雲帶的演變

(一) MCS 個案：2012 年 6 月 11-12 日個案

11 日 1832UTC，一深對流在台灣北部並向東伸展，在此對流東方另有兩個尺度小的深對流 A 和 B 存在 (見圖 7a)。此兩小對流系統向上游 (西) 發展，並縮短其間的距離，終於在 2001UTC 前後合併加強成為尺度較大的中尺度對流系統。MCS 形成後，對流中心雲頂溫度繼續降低，強度也持續增強，形狀也從帶狀 (圖未示) 演變為準圓形經橢圓形至楔形 (wedge shape)。MCS 的雲系範圍迅速擴大，尤其在 2232UTC 以後更甚，至 2332UTC 達範圍最大 (圖未示)。在 MCS 強度增強期間，伴隨 MCS 的橫雲帶在 2201UTC 前後形成 (圖未示)。此時橫雲帶很小，在 MCS 之東緣至南緣出現。橫雲帶隨著 MCS 之增強而增強，惟

在對流系統達成熟期時 (11 日 2332UTC)，橫雲帶還繼續發展。當 MCS 開始減弱時 (圖 7c)，橫雲帶開始快速增強，並於 12 日 0232UTC 達成熟期並持續 0332UTC (見圖 7d)。之後，MCS 和橫雲帶強度均減弱，唯兩者之減弱強程度均不大。

本個案之雲系因由兩個對流雲合併而成，雲系形狀由加強期的東西向帶狀逐漸轉為成熟期的橢圓形 (見圖 7a-c)。開始減弱時，由橢圓形轉為楔形，導致深對流移至上游，且在其西緣有新對流形成，維持減弱期的強度。由於新對流雲的移入，使原來東西走向的深對流軸線 (見圖 7a-7d) 轉為東北西南走向 (見圖 7e 及 7f)，橫雲帶的方向也隨之改變 (見圖 7e 及 7f)。

由上分析顯示，該橫雲帶之生命期 (約 15 小時：6 月 11 日 2201UTC~12 日 1232UTC)，約與中尺度對流系統者相仿。它發生於對流雲加強期之後，消散於對流雲衰亡後，其最盛期在對流開始減弱時。雲帶形成或成熟期均落後於對流系統者約兩小時。

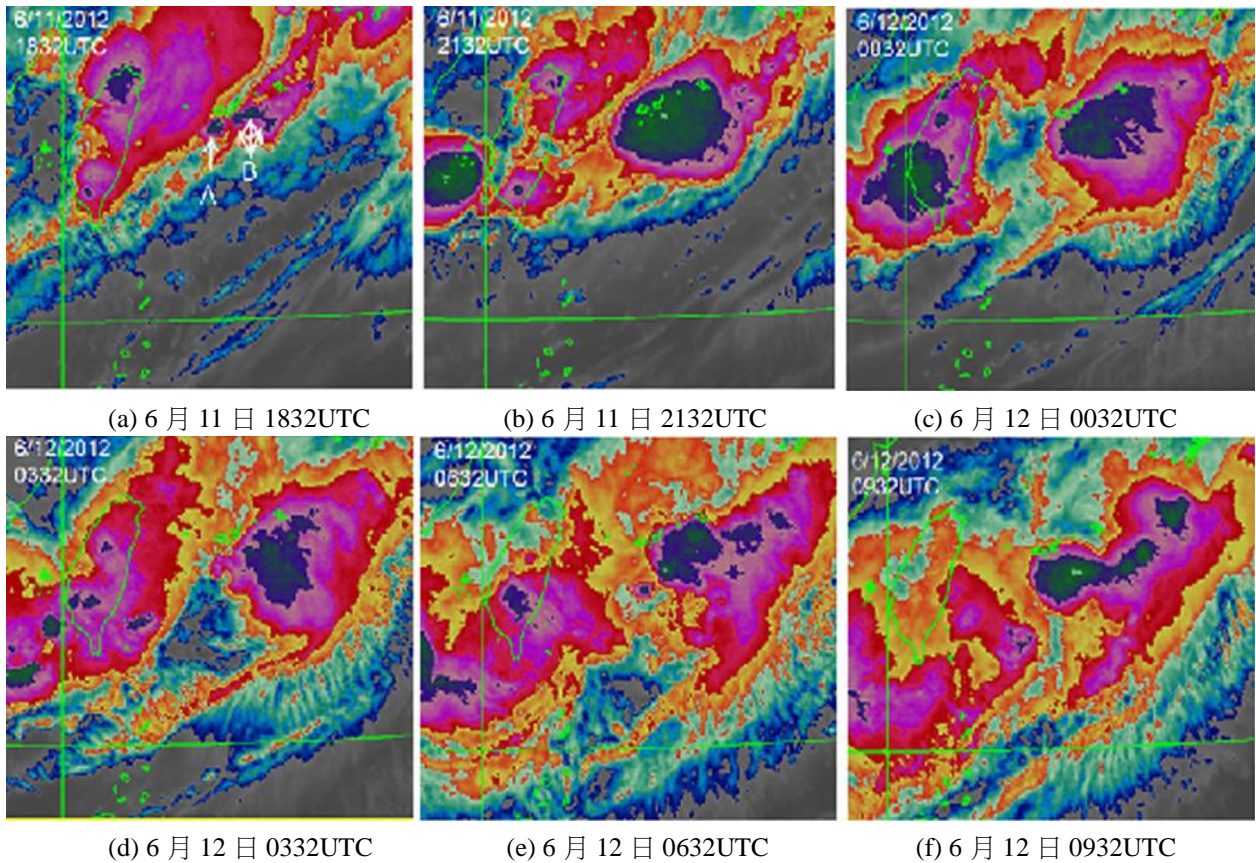


圖 7 MCS 及其引發的橫雲帶之演變。雲圖資料為 2012 年 6 月 11 日 1832UTC 至 12 日 0930UTC 3 小時間距 MTSAT 紅外線色調強化雲圖。

(二) 颱風個案：2009 年米瑞內颱風

米瑞內颱風 (Typhoon Mirinae) 為 2009 年 10 月 25 日在雅普島 (Yap) 東北東方的擾動發展而成。該擾動於 26 日 1200UTC 發展成為該年度的第 21 號颱風。米瑞內颱風形成後，受在其北方強盛副熱帶高壓之導引，由東向西至西南西移動 (圖未示)。

本個案橫雲帶各生命階段之 6 小時間距 (分析時用半小時間距) 之 MTSAT 紅外線色調強化雲圖見圖 8。米瑞內颱風雖於 26 日 1800UTC 形成，但在颱風形成之初，並未見橫雲線出現。至 27 日 0530UTC，橫雲線在颱風的東南緣出現，但尚不清晰，至 0857UTC (圖未示)，橫雲帶逐漸清晰，至 1713-1730UTC 就清晰可辨、雲帶範圍擴大、雲帶內卷雲線增長，雲帶擴展至颱風雲系南緣 (見圖 8a)，橫雲帶於是形成。27 日 1130UTC 起，颱風強度快速增強 (由 1200UTC 之 45Kts 增強至 1800UTC 之 65Kts)，橫雲帶之清晰度亦隨之快速增強 (見圖 8b)。2130UTC (圖未示)，橫雲帶在颱風雲系西北緣出現，且清晰可辨。至 28 日

0530UTC，橫雲帶範圍擴大，幾涵蓋半個颱風，尤其在其南緣更顯現十分清晰之南北向卷雲線 (圖 8b)。

自 28 日 0430UTC 起，橫雲帶強度就明顯增強。在 28 日 0600UTC-1800UTC，颱風附近最大風速均為 85Kts。然而，半小時間距雲圖顯示，自 28 日 0430UTC 起，橫雲帶就逐漸增強，至 2330UTC，風速增強至 90Kts，橫雲帶加速擴大，環繞整個颱風並達成熟期 (圖 8e) (颱風強度最強時刻和橫雲帶最強者一致)。此時，輻射狀的卷雲線甚為明顯，顯然有很強的高空外流。

29 日 0000UTC-30 日 0000UTC 期間，米瑞內颱風強度均維持在 90Kts，為該颱風的最盛期。然而，NOAA/NESDIS 之區域和中尺度氣象 (RAMMB) 網站提供之多重平台 (Multiplatform) 熱帶氣旋最低海平面氣壓和最大風速圖 (圖未示) 顯示，米瑞內颱風之最大風速在 29 日 1200UTC，最低氣壓在 29 日 1800UTC。因此，可視 29 日 1200UTC~1800UTC 為米瑞內颱風的最盛期。半小時間距的衛星雲圖 (圖未示) 顯示，在此之前，橫雲帶之強度在 29 日 0000UTC 就已達成熟期 (圖 8e)，其強度維持至 0200UTC (圖

未示)。之後，雲帶就稍微減弱，但減弱的程度不大，至 29 日 1030UTC 尚維持相當的強度與清晰度。29 日 1730UTC 後橫雲帶再度加強（圖 8h），至 1930UTC，其強度再度達度的成熟期並維持至 30 日 0000UTC（圖 8i）。之後才開始減弱（見圖 8l~8p）。

由上分析顯示，橫雲帶各生命階段為，形成期：

27 日 0600UTC~1800UTC、快速加強期：27 日 0000UTC~28 日 1800UTC、成熟期前持續發展期至成熟初期：28 日 1800UTC~29 日 0000UTC、最強期：29 日 0000UTC~日 1800UTC、成熟至緩慢減弱期：30 日 0000UTC~1800UTC，和快速減弱至消散期：31 日 0000UTC~11 月 2 日 1800UTC。

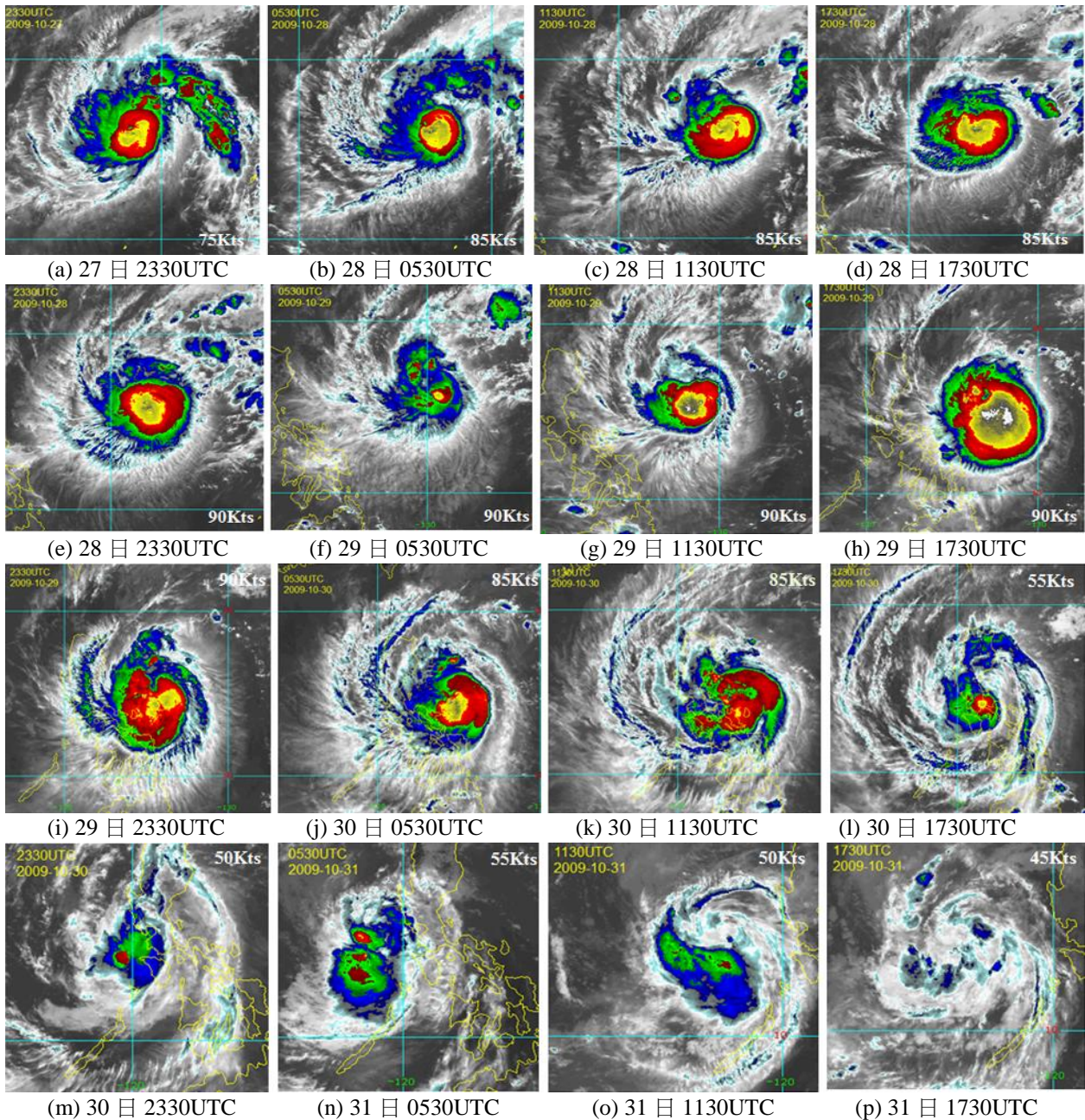


圖 8 伴隨米瑞內颱風橫雲帶生命期（雲圖時間：2009 年 10 月 27 日 2330UTC-31 日 1730UTC，時距 6 小時，雲圖摘自 <http://rammb.cira.colostate.edu/>）。

四、卷雲雲型在劇烈天氣分析與預報之應用

過去研究指出，高對流層分流（輻散）在劇烈天氣系統（如中尺度對流系統和熱帶氣旋）形成、加強

及移動過程扮演相當重要的角色。本文上面已簡介如何在衛星雲圖上研析卷雲雲型及該等雲型與高空氣流

的關係，以下就以個案說明高空卷雲雲型在台灣最嚴重的劇烈天氣（中尺度對流系統和颱風）的應用。

（一）中尺度對流系統

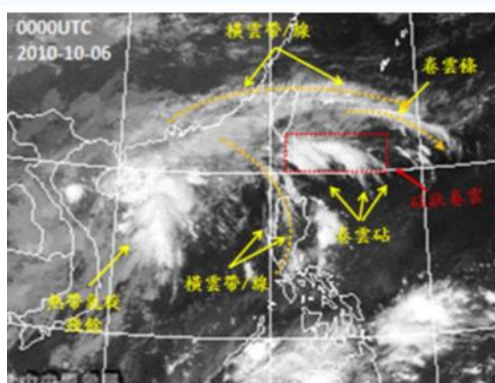
1. 蘭嶼氣象測站遭雷擊個案：2010年10月6日

2010年10月6日凌晨開始，台東縣離島的蘭嶼鄉雷雨交加，位在海拔三百多公尺山上的「蘭嶼氣象測站」遭落雷擊中，氣象站內的氣象設備，因為雷擊影響全部故障。報載此次雷雨是因南方對流旺盛的雲系北移所致。是否如此，讓我們檢視當時的衛星雲圖。

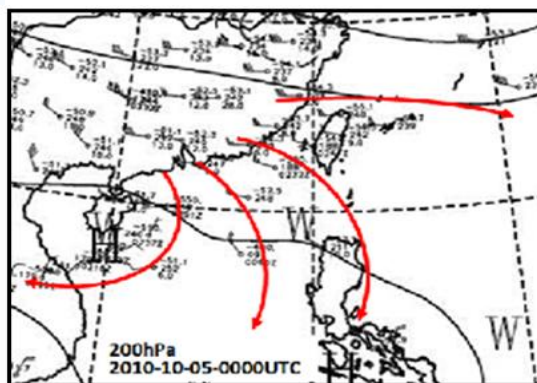
自5日1200UTC起，在蘭嶼南方至東方近海有三個分離的對流雲存在，之後在此等雲系東方又有對流雲系沿著雲線形成。這些系統的尺度太小，在天氣圖上很難解析。在蘭嶼附近的雲系不但滯留，甚至向迎風面（西）發展。6日中午前後增大且最強，至1200UTC後才消散。動態雲圖顯示，此等雲系確有由蘭嶼東方

向西發展，深對流部位恰位於蘭嶼且滯留，因而造成當時蘭嶼氣象站附近落雷密集。

圖9為2010年10月6日0000UTC之MTSAT紅外線雲圖和同時時間200hPa分析。衛星雲圖上的重要雲型包括在海南島東至南方近海之熱帶氣旋（西太平洋第14個熱帶低壓）雲系的殘餘、由福建東伸經台灣北方近海至東方海面的橫雲帶、台灣東方海面橫雲帶南方的卷雲條、菲律賓呂宋島及其西方沿海的橫雲帶，及在兩橫雲帶間的砧狀卷雲（見圖9a）。因卷雲條與高空強風平行，橫雲帶垂直於高空強風。因此，由台灣北方和呂宋島的橫雲帶，以及台灣東方海面的卷雲條可構成在台灣東方海面的分流（參見圖9b）。砧狀卷雲積雨雲部分在蘭嶼近海，其上方的偽卷雲被高空強風吹離深對流部位而成卷雲砧。在此等雲型的配置下，砧雲的深對流便向上游迎風面（西）發展。此種向上游發展的情形由動態影像更可清楚看出來。



(a) 紅雲外線衛星圖



(b) 200hPa 分析

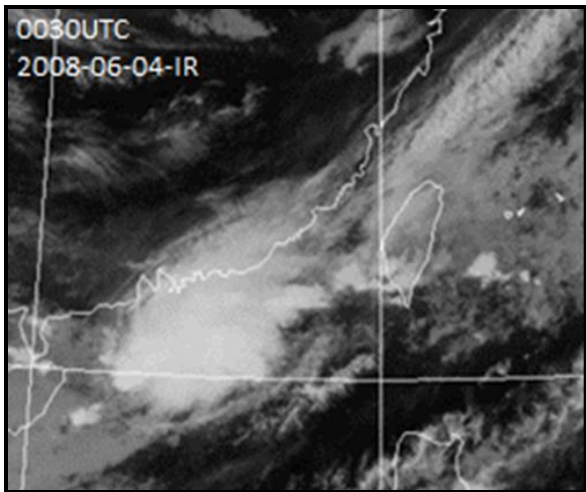
圖9 2010年10月6日0000UTC之MTSAT紅外線雲圖和同時時間200hPa分析。衛星雲圖上重要雲型及由雲型特徵分析之高空氣流型式均標示於圖中。雲型範圍內200hPa之氣流線亦標於圖上。

2. SoWMEX 個案：2008年6月4日

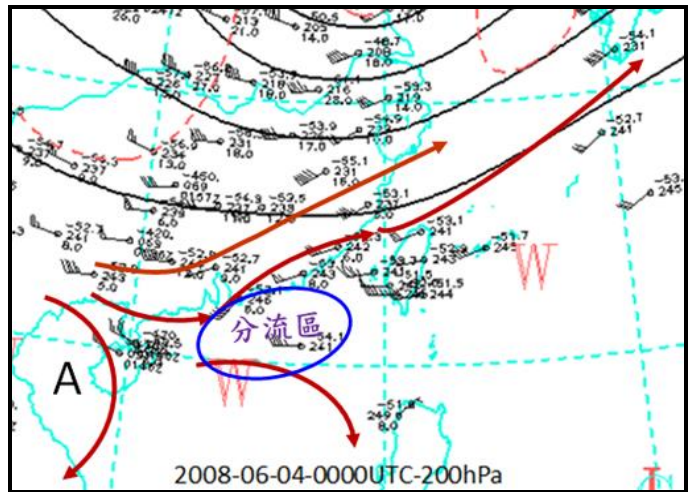
圖10為2008年6月4日0300UTC之紅外線雲圖和同時時間200hPa分析。圖10a顯示，卷雲條由MCS北緣向東北伸經浙江至東海；橫雲帶在MCS北緣和台灣北方海面向東北伸至東海；另在MCS南緣已有卷雲條出現。雲圖又顯示，些許卷雲線從MCS中呈反氣旋式射出。由此等雲系特徵析出高空氣流型式將

與圖10b者類似。

由此兩圖顯示，MCS位於高空高空分流（輻散區）。在此環境下，MCS將向上游發展/滯留/緩慢移動。在本圖相鄰時間之半小時間距衛星雲圖顯示（圖11），該MCS雲頂外流引發外流卷雲橫雲線不但清晰，而且所造成的高空分流也很清楚，在分流間的MCS呈滯留現象。



(a) 紅外線衛星雲圖



(b) 200hPa 分析

圖 10 2008 年 6 月 4 日 0030UTC 之紅外線雲圖和同時間之 200hPa 分析。

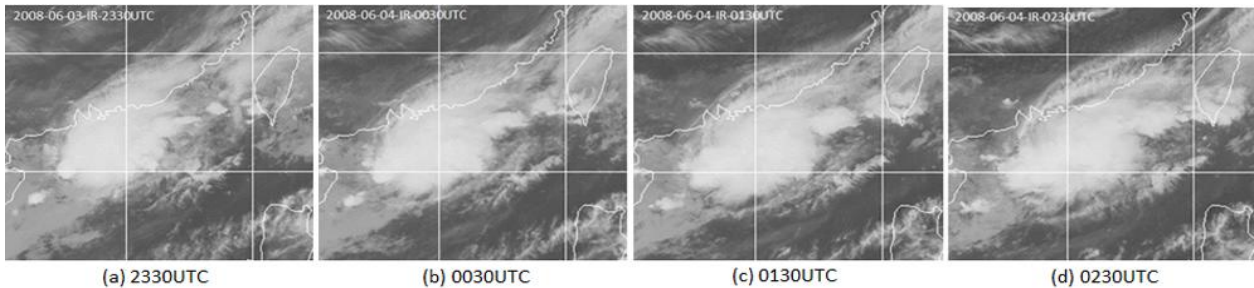


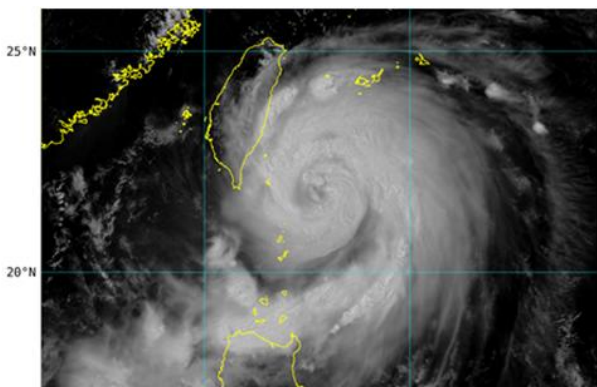
圖 11 2008 年 6 月 3 日 2330UTC 至 4 日 0230UTC 逐時紅外線衛星雲圖。雲圖中之橫雲線及卷雲條清晰可辨。

(二) 颱風

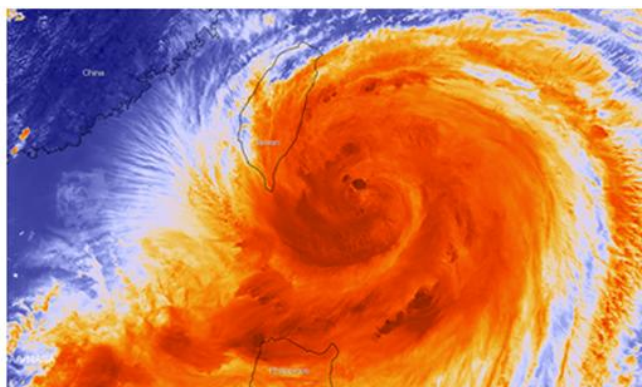
1. 2014 年侵台颱風--麥德姆 (Matmu)

“麥德姆” 颱風為 2014 年發生於西北太平洋第 10 號颱風，它於 7 月 23 日午夜 12 時 10 分從台東長濱沿海登陸、穿過台灣，於是日清晨 4 時 20 分從彰化芳苑一帶出海。圖 12 為麥德姆登陸前 Suomi NPP 衛星觀測到之颱風雲貌。該雲圖顯示，颱風登陸前 11 小時，

不論在可見光或在紅外線雲圖，颱風中心都可清楚的看出。但，從颱風中心射出的橫雲線，在紅外線雲圖清晰，但在可見光雲圖（圖 12a）不易辨認。此乃因冷雲頂溫度和低反照度所致。圖 12b 又顯示，從颱風中心射出之橫雲帶，在西側者清晰，而在東側者則否，此因東側受多層雲系的污染之故。在颱風外圍垂直卷雲條的橫雲帶卻清晰可辨。



(a) 可見光雲圖



(b) 紅外線雲圖

圖 12 2014 年 7 月 22 日 0511UTC Suomi NPP 衛星觀測到之颱風雲貌。

圖 13 為麥德姆颱風生命期間，6 小時間距之雲貌變化。伴隨麥德姆之橫雲帶，7 月 17 日 2332UTC 出現於颱風之東北緣（圖 13a）。在形成後 18 小時內，其強度和颱風強度都無顯著變化（見圖 13b-d）（強度為 40Kts = T2.5+/ T3.0-）。直至 18 日 1732UTC 後才有顯著的發展，颱風也稍微增強（見圖 13e）（強度為 45Kts = T3.0）。之後，颱風強度顯著增強，18 日 1730UTC 至 19 日 1732UTC 期間，中心強度每 6 小時增加 5Kts。至 19 日 1732UTC，麥德姆之強度增強為 70Kts（T4.0+ / T4.5-）。在此段期間內，橫雲帶也顯著增強，至 19 日 1732UTC 達第一階段的最強期，橫雲線從颱風中心射出，其範圍涵蓋整個颱風一半以上（見圖 13i）。之後，橫雲帶稍微減弱，但在其減弱的 6-12 小時內，颱風仍維持其強度（見圖 13j）。

颱風強度自 19 日 2332UTC 至 20 日 0532UTC，由 70Kts 減為 65Kts 並維持至 20 日 1132UTC，橫雲帶強度也由稍微減弱。自 20 日 0532UTC 起至 21 日 0532UTC 期間，除在 20 日 1732UTC 雲帶稍增強外，

其餘時間的強度變化不大，但颱風強度在 20 日 1732UTC 增強至 70Kts 後就持續其強度。21 日 0532UTC，在颱風西北緣就有橫雲帶出現，至 1132UTC 顯著增強，隨者雲帶的增強，颱風強度也隨之增強。21 日 1732UTC，颱風西北象限的橫雲帶不但清晰，且呈輻射狀，也就是有增強之趨勢，至 21 日 0532UTC 達最強，颱風強度也達其生命階段的最強期（85Kts=T4.5+/T5.0-）。之後橫雲帶強度開使減弱，但颱風強度卻維持 6-12 小時隨之減弱。

由上分析顯示，橫雲帶的發展與颱風的增強成正相關，且橫雲帶在颱風增強前就有徵兆，因此，橫雲帶的強度變化可作為颱風強度預報的線索之一。分析又顯示，當雲帶開始減弱時，颱風的強度可維持 6-12 小時，此似與 T 值(T number)和 CI (current intensity) 值的關係相似（參見 Dvorak, 1984）。

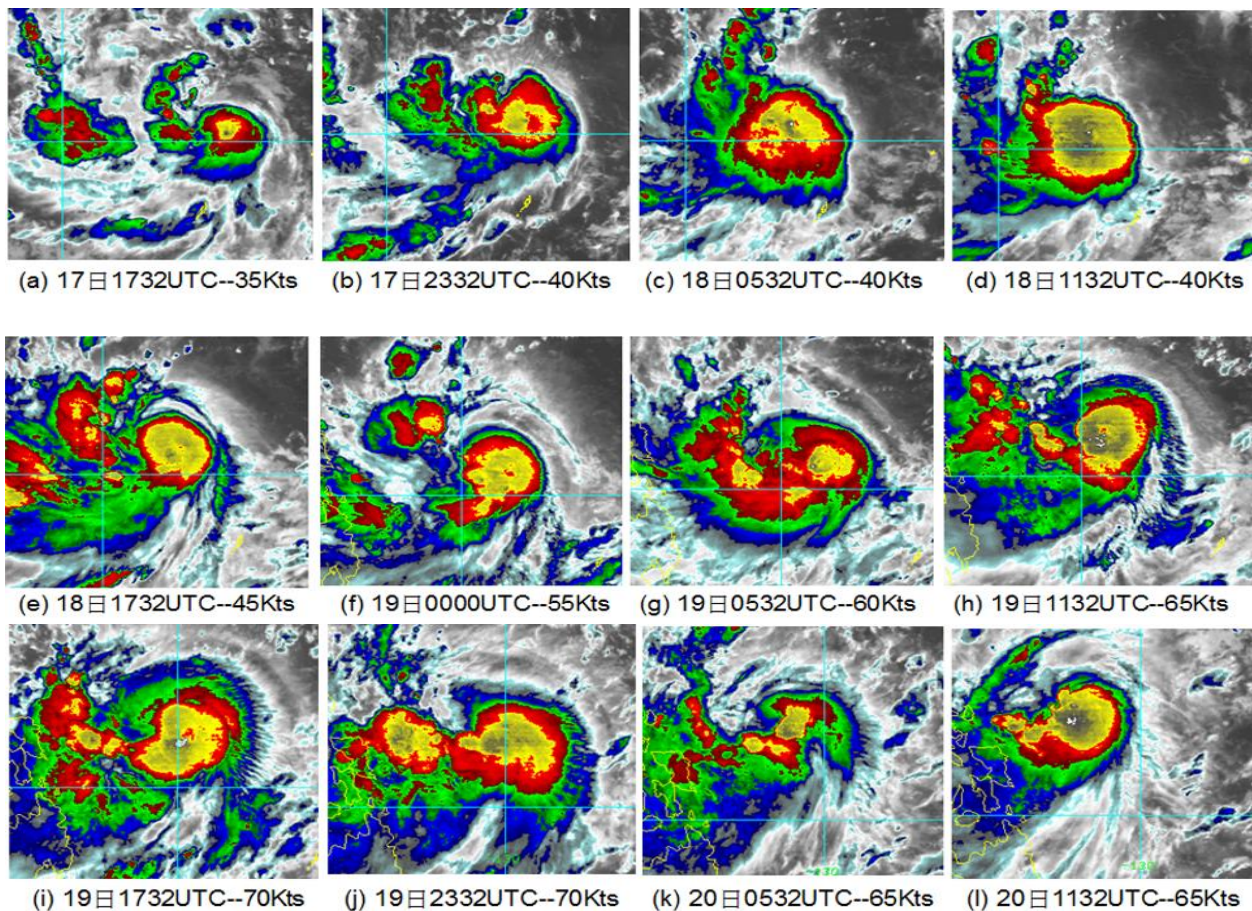


圖 13 伴隨麥德姆颱風橫雲帶生命期，各時間颱風強度亦列於圖示中。（雲圖時間：2014 年 7 月 17 日 1200UTC~23 日 0532UTC，時距 6 小時。（雲圖摘自 <http://rammb.cira.colostate.edu/>）。

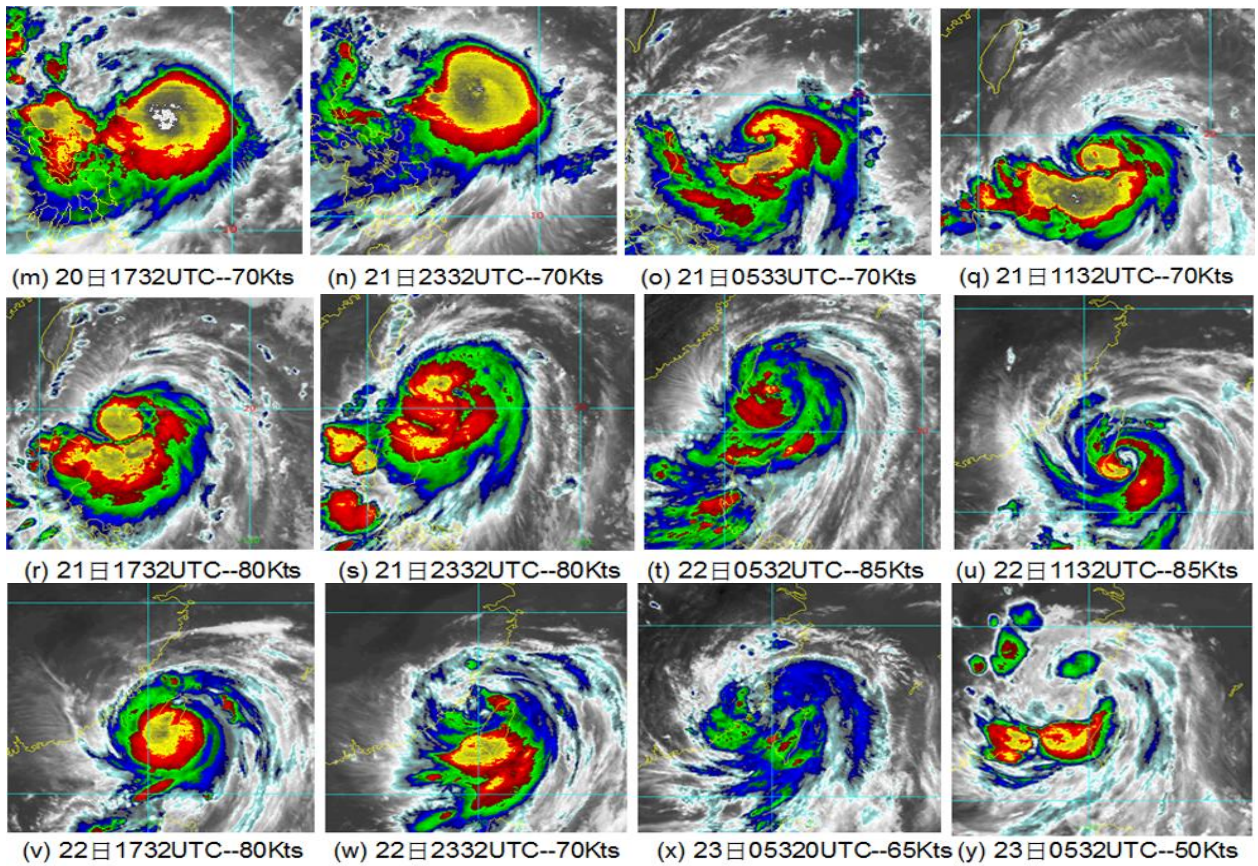


圖 13 續。

2. 東北季風共伴

台灣秋天至冬天東北季風盛行，造成台灣北部和東北部多雨。此時，若有颱風在巴士海峽附近形成，或由東方者西移至該區時，颱風外圍的東南風與東北季風在台灣東北方海域交會，此種交互作用稱為共伴效應。若颱風移速緩慢或滯留，台灣東/東北方近海就被滯留性的低層輻合區所盤據，此時若颱風上空有扮演通風效應的高空分流（輻散）時，則可不斷地把低層輻合的暖溼空氣向上抽吸，深對流就一波一波形成並西移進入台灣北部東北上空，造成該區持續性豪雨，而釀成災害，最顯著的例子是 1987 年 10 月 23-26 日的琳恩（Lynn）颱風和 2010 年 10 月 18-23 日的梅姬（Megi）颱風。

圖 14 為 1987 年 10 月 24 日琳恩颱風雲系和同時時間的地面天氣圖。地面天氣圖（圖顯示 14c）顯示，地面鋒面由台灣北部向東北東延伸，颱風位於巴士海峽，颱風之東南環流和東北季風在台灣東北方近海的鋒區會合。未經疊加高空氣流的衛星雲（圖 12a）顯示，在颱風北緣至台灣南部有橫雲帶存在，其方向為從東南向轉為南向，最後轉向西南西，另一條為垂直卷雲條之橫雲帶位於颱風西北方，向東北伸展經浙江海面進入東海，台灣正位於這兩股氣流的分流區（見圖 14b），即該區上空具有很強的輻散場。加上琳恩的移速緩慢，因而在台灣東北方近海一波波的深對流形成，對流一波波移入台灣東北部至北部地區，造成這些地區兩度嚴重淹水。

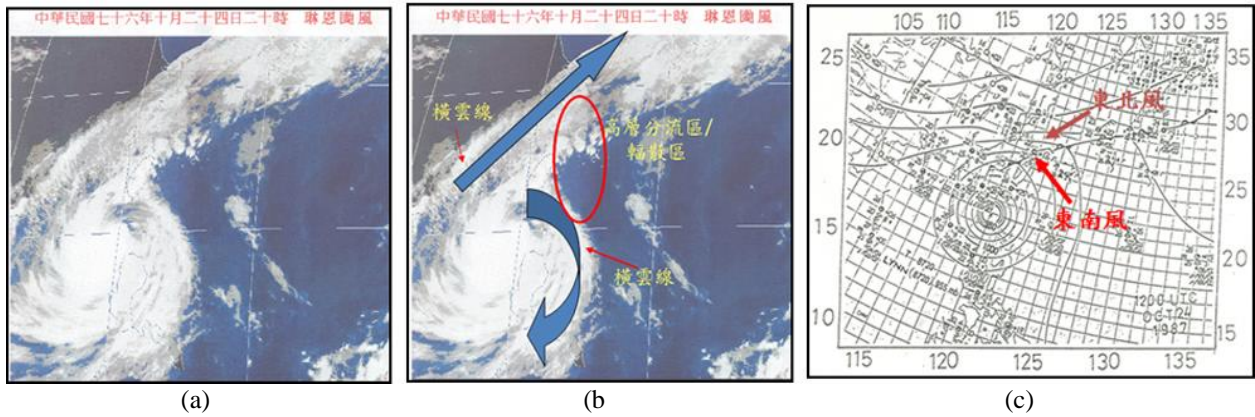


圖 14 1987 年 10 月 24 日 1200UTC 之(a)未疊加和(b)疊加高空氣流之 GMS 紅外線衛星雲圖，以及同時間的 (c) 地面天氣圖。

圖 15 為 2010 年梅姬颱風侵台期間部分衛星雲圖。由伴隨颱風的高空卷雲型分析，不難看出台灣位於明顯的高空分流區，地面天氣圖（圖未示），颱風環流和東北風高空分流區下方會合（共伴），對流雲一波波形成而西移，進入蘇澳一帶，造成蘇花公路因豪雨

而崩塌，一輛滿載陸客的遊覽車不敵崩塌的巨石，被衝入太平洋，損傷慘重。當高空卷雲雲型減弱時，對流雲也隨之減弱。顯然，高空氣流之分布型式在颱風與東北季風共伴扮演很重要的角色，也可以作為此種天氣類型豪雨預報的參考。

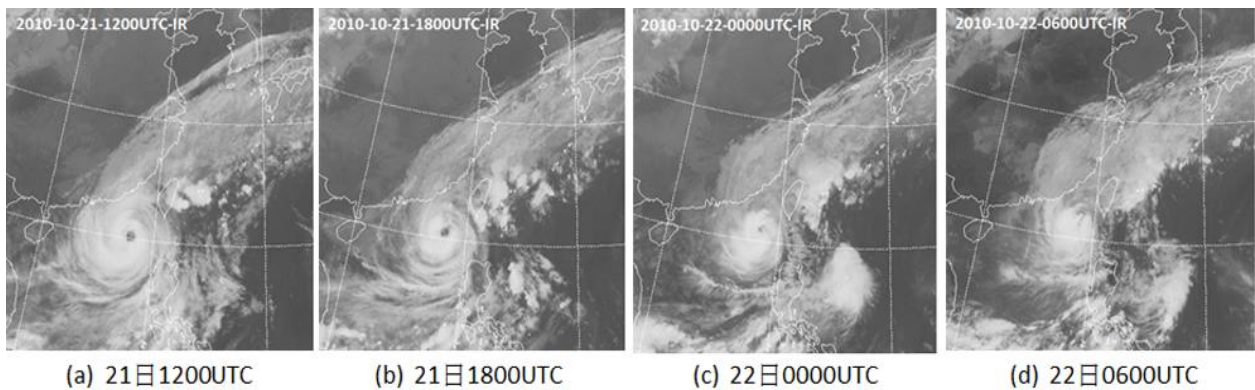


圖 15 2010 年 10 月 21 日 1200UTC-22 日 0600UTC 6 小時間距之梅姬颱風雲貌。台灣東方至東北方近海之深對流在颱風低層環流和東北季風共伴下形成，而在高空卷雲型構成的分流區下加強。

五、 結語

衛星雲圖不但為大氣和熱力的綜合結果，可以真實地把雲型呈現出來，而且其所構成的雲型與氣流、溫度、水氣分布，以及垂直穩定度等要素有密切關係。因此，不同雲型代表不同天氣系統。本文依此概念，利用衛星雲圖，就不太被重視但與高空氣流中的一些重要參數，如：強的溫度梯度、風切、變形場，以及大氣中的波動和不穩度有關的卷雲雲型進行研析，提出如何辨識這些雲型，並探討這些雲型（尤其是橫雲帶）的演變過程，進而利用這些雲型特徵於颱風和豪雨列天氣系統之分析和應用，初步結果如下：

1. 衛星影像揭示，卷雲雲型可分為卷雲蓋、卷雲帶、

卷雲條、橫雲帶和卷雲砧等。這些雲型與噴流（例如卷雲蓋、卷雲帶、卷雲條、橫雲帶）、熱帶氣旋外流（例如橫雲帶）和中尺度對流系統（例如橫雲帶和卷雲砧）有關。這些雲系均由冰晶組成，其色調除與雲頂溫度高低（紅外線）、反照度大小（可見光）和水氣多寡（水氣雲圖）有關外，雲系之厚薄也會影響色調灰度。

2. 卷雲條與高空強風平行，而橫雲帶則與高空風帶/卷雲條垂直。橫雲條至少出現於噴流（極地和副熱帶噴流）、熱帶氣旋和中尺度對流系統。在噴流的橫雲線出現於直線或反氣旋式強風軸靠赤道側，而出現於熱帶氣旋和中尺對流系統者，有從中心射出如輪輻狀和垂直於系統外圍環流的卷雲條。

3. MCS 引發的橫雲帶，其生命期約為 15 小時，與中尺度對流系統者相仿。它的發生和消散均落後於對流雲的加強期和衰亡期，最盛期在對流開始減弱時。橫雲帶之形成或成熟期均落後於對流系統者約兩小時。
4. 颱風引發橫雲帶的發展與颱風的增強成正相關，橫雲帶的強度變化可作為颱風強度預報的線索之一，因在颱風增強前，橫雲帶就有加強的徵兆。當雲帶開始減弱時，颱風的強度可繼續維持 6-12 小時，此似與 T 值和 CI 值的關係相似。
5. MCS 在分流區時，其移動型式有向上游發展、滯留或極緩慢下下游移動，此種移動型式有致災與相當密切關係。又當颱風與東北季風共伴時，共伴區之高對流層若有強分流區時，有助於該區深對流連續形成與加強。這種高空流型，衛星雲圖可提供極佳的資訊。

衛星雲圖可提供高時空解析度的資料，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。

六、參考文獻

紀水上，齊祿祥和林允才，2004：梅雨季台灣及其鄰近地區中尺度對流系統發展與移動概念模式研究。第八屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，428-433。

Anderson, R.K., J.P. Ashman, F. Bittner, G.R. Farr, E.W. Ferguson, V. J. Oliver and A.H. Smith, 1969: Application of meteorological satellite data in analysis and forecasting. *ESSA tech. report 51* (Washington, D.C., Air Weather Service). Supplements 1973, 1973. Reprint 1974. P. 3-D-1~3-D-9.

Anonymous, 1964: Picture of the Month. *Mon Weather Rev.*, 92:104.

American Meteorological Society, 1999: Glossary of Meteorology. 2nd edition. American Meteorological Society: Boston, MA.

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. Cambridge University Press. P.96-103.

Dvorak, V.F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Technical Report NESDIS 11. NOAA/NESDIS, Washington DC, 47pp.

Ellord, G.P., 1985: Detection of high level turbulence using satellite imagery and upper air data. *NOAA tech. memo. NESDIS 10* (Washington D.C., Department of Commerce).

Ellord, G.P., 1989: A decision tree approach to clear air turbulence analysis using satellite and upper air data. *NOAA tech. memo. NESDIS 23* (Washington D.C., Department of Commerce).

Ellord, G.P., 1990: Use of water vapor imagery to identify clear air turbulence. *NOAA/NEDIS satellite application information note 90/8* (Washington D.C., Department of Commerce).

Lenz, A., K. M. Bedka, W. F. Feltz, and S. A. Ackerman (2009): Convectively Induced Transverse Band Signatures in Satellite Imagery. *Weather and Forecasting*. 24. 1362-1373.

Knox, J. A., A. S. Bachmeier, W. M. Carter, J. E. Tarantino, L. C. Paulik, E. N. Wilson, G. S. Bechdol, and M. J. Mays, 2010: Transverse cirrus bands in weather systems: A grand tour of an enduring enigma. *Weather*, 65, 2, February 2010, Vol. 65, No. 2, 35-41.

Whitney Jr LF, Timchalk, Gray Jr. TI, 1966: On locating jet streams from TIROS photographs. *Mon. Weather Rev.* 94. 127-138

Identification and interpretation of cirrus cloud patterns and its application to the analysis and forecasting of severe weather

Shui-Shang Chi

Department of Atmospheric Sciences, National Central University

Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

Center for General Education, Aletheia University

Abstract

Due to satellite cloud patterns are closely related to the factors of air flow, temperature, water vapor distribution and vertical stability. Cirrus cloud patterns in high temporal and high spatial resolution satellite imagery may provide the indicator on identifying the air flow patterns in upper troposphere. Based on the above mentioned situations, this study uses cases analysis to describe how to identify and interpret the characteristics of cloud patterns from satellite imagery, to explore the relationship between the features and upper level wind field. The study also uses these relations to apply on the evolution and propagation of severe weather systems, such as typhoon and mesoscale convective systems (MCSs). Results show that the transverse cirrus banding/the transverse cloud bands and cirrus streak produced by MCSs and typhoons play important roles on the formation, intensification and propagation of convective systems.

Results also show that the life cycles of transverse cloud bands are almost the same as those of mesoscale convective systems. The duration of formation and dissipation of cloud bands lag behind the stage of intensification and decaying of convective clouds. Its mature stage is at the time of convection beginning to weaken. The time lagged is about two hours. The transverse bands produced by typhoons possess a positive correlation to the intensification of typhoons. Prior to the typhoon intensification, transverse cloud bands have intensifying precursors, therefore, the intensity changes of transverse cloud bands can serve as one of the clues on the forecasting of typhoon intensity. While cloud bands begin to weaken, the intensity can maintain 6-12 hours. It appears the same relationship between T-number and current intensity.

Key words: cirrus cloud patterns, cirrus streak, transverse cirrus cloud banding/transverse cloud bands, mesoscale convective systems, evolution, propagation