

# 整合衛星資料推估中尺度降水量之研究

研究生：魏曉萍

指導教授：葉克家博士

國立交通大學土木工程學系博士班

## 中文摘要

早期利用衛星影像進行降雨研究，以可見光及紅外線頻道為主，係因可見光及紅外線輻射能量較微波頻道強，收集降雨資訊較容易且在小面積範圍即可收集到足夠資訊。換言之，可見光及紅外線空間解析度較微波頻道高；但缺點為可見光頻道受限於只能白天使用，且可見光與紅外線頻道僅能觀測到雲頂資訊，與降雨量之相關性較低。近年衛星儀器製作越來越精細，加上微波具有可穿透雲層觀測到雲層下之降雨情況，目前已有許多研究使用微波資料推估降雨量。由於地球暖化現象，極端降雨事件越來越多，對於極端降雨事件觀測的需求增加，但受限於尺度因素，導致大尺度觀測無法成功地捕捉極端降雨事件。本研究採用微波與紅外線融合的方法，將觀測的空間解析度增加，提高捕捉極端降雨事件的機會（如颱風降雨量分佈），據此了解地球暖化造成極端降雨的情形。

研究結果得知，微波(SSM/I)融合紅外線(IR1)方法推估之降雨量，對於提高空間解析度有相當程度之幫助，而融合微波與紅外線(MIRA)頻道方法準確度則較受微波(SSM/I)與紅外線(IR1)資料時間間隔之影響，未來可探討更多影響 MIRA 方法準確度之因子，以提高 MIRA 方法之準確度。由微波與紅外線時間間距案例三(微波與紅外線資料時間間距小於 10 分鐘)可得知，MIRA 方

法推估之降雨量與地面降雨量之 RMSE 為 11.63 mm/hr，相關係數為 0.50，且就目前所收集 TMI-2A12 降雨量資料和 MIRA 方法所推估之降雨量與地面雨量三者比較(表 5-6)，可得知 MIRA 方法推估之降雨量與地面雨量有較高之相關性。



# **Study on Mesoscale Rainfall Estimation by Combing Satellite Data**

student : Shiao-Ping Wei

Advisors : Dr. Keh-Chia Yeh

Department of Civil Engineering  
College of Engineering  
National Chiao Tung University

## **ABSTRACT**

The early studies of rainfall using meteorological satellite images have mainly utilized the visible and the infrared channels. This is because the emissive energies for the visible and the infrared are higher than the microwave channels, which enable an easier collection of sufficient rainfall data within a relatively small area. In other words, the spatial resolutions for the visible and infrared are higher than those gathered by the microwave channels. The shortage of use of visible channels is applicable only in the daytime. In addition, both visible and infrared channels can only observe the raindrop information on the top of the cloud, which is not well correlated to the real rainfall amount on the ground. In recent years, many meteorological studies use the satellite radiometer data obtained from microwave channels to estimate rainfall due to the advances of precise instrumentation and the cloud-penetrating characteristics of the microwave which enable the observation of rainfall underneath the clouds.

Attributing to the global warning, more and more extreme rainfall events occurred recently all over the world. It increases the need of better observations and predictions for those events. The possible outcomes of climate change will be the increase of extreme precipitation events. However, the results at a global scale may

not reflect the outcome in regional scale, or in an even smaller scale like the island of Taiwan. This method called as the Microwave / Infrared Rainfall Algorithm (MIRA) combines the microwave and the infrared channels for their respective contributions in the achievement of higher rainfall-correlated and higher spatial resolution data, in order to acquire appropriate rainfall data for the application to the hydrological models.

From the results of this study, it is shown that the method of combining microwave and infrared estimates of rainfall is affected by receiving time of satellite data and the time intervals between the data acquisition of the microwave and infrared channels. It can be deduced from the third case that the Root Mean Square Error (RMSE) for comparing the rainfall data retrieved by the MIRA method to the ground truth rainfall is 11.63 mm/h with a correlative coefficient of 0.5. From the comparison between the rainfall data estimated by the TMI-2A12 and the MIRA method, it could be perceived that the data collected by the later method is more significantly correlated with the ground truth rainfall.

## 誌 謝

在交通大學博班期間，承蒙恩師葉教授克家及中央大學劉教授振榮在研究上悉心的指導與生活上的照顧，使我在研究生涯中獲益匪淺，更使我的拙作能得以完成，在此致上最誠摯的謝忱與敬意。

論文稿初成，承蒙中央大學劉教授振榮、台灣大學李教授清勝、中華大學陳教授莉及交通大學史教授天元不吝斧正，並提供寶貴意見，使得本文更加完整，謹致衷心之謝忱。

在完成論文的過程中，感謝國立中央大學 趙俊傑學長傾囊相授、不遺餘力的指導，才能有此著作誕生。還有期間學長林恩添、楊昇學、洪夢祺、吳祥禎、張胤隆、王文祿、何智超、陳宇文鼓勵與同學姜世偉互相勉勵及學弟妹帶給我的無限快樂與溫馨回憶。幸運的我還要感謝一群老朋友，謝謝他們在各分東西後還能從各方稍來關心。

最後謹將論文獻予我最親愛爺爺、奶奶、父親、母親、大哥、大姊、大姊夫、三妹、三妹夫、小妹、小弟、可愛的姪子與姪女們及在漫長求學過程中陪伴、鼓勵及包容我的建達，謹以此論文表達我無盡感激之情，這份榮耀是屬於你們的。

魏曉萍 謹識于

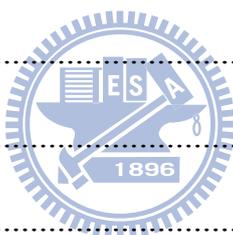
交通大學 2010 年七月

# 目 錄

中文摘要 .....	i
ABSTRACT .....	iii
誌 謝 .....	v
目 錄 .....	vi
表目錄 .....	ix
圖目錄 .....	xi
第一章 緒論 .....	1
1-1 研究動機與目的 .....	1
1-2 研究方法 .....	2
1-3 組織架構 .....	3
第二章 文獻回顧 .....	5
2-1 可見光與紅外線推估降雨量 .....	5
2-2 有或無雨區域辨識 .....	10
2-3 微波推估降雨 .....	14
2-4 微波與紅外線結合 .....	18
第三章 研究理論與方法 .....	24
3-1 微波輻射方程 .....	24
3-2 紅外線輻射方程 .....	25
3-3 輻射強度與亮度溫度 .....	26
3-4 微波推估降雨特性 .....	27
3-5 紅外線推估降雨特性 .....	29
3-6 融合方法 .....	29



3-6-1 微波資料推估降雨量 .....	30
3-6-2 紅外線資料辨識有、無雨區域 .....	32
3-6-3 融合紅外線及微波資料 .....	32
3-7 評鑑指標 .....	33
第四章 研究區域介紹與資料蒐集 .....	34
4-1 研究區域介紹 .....	34
4-2 颱風基本介紹 .....	34
4-3 侵台颱風統計 .....	36
4-4 採用之衛星及雨量站資料 .....	36
4-4-1 微波資料 .....	36
4-4-2 紅外線資料 .....	38
4-4-3 陸地雨量站 .....	39
4-4-4 收集之資料 .....	39
4-4-5 衛星資料之前期處理 .....	39
第五章 微波與紅外線融合推估雨量之結果 .....	41
5-1 微波資料推估降雨量 .....	41
5-2 微波衛星資料與地面測站時間差之探討 .....	43
5-3 個案分析 .....	44
5-4 MIRA 之降雨量驗證 .....	46
5-4-1 地面降雨量驗證 MIRA 之結果 .....	47
5-4-2 TMI-2A12 降雨量驗證 MIRA 之結果 .....	48
5-5 小結 .....	49



第六章 結論與建議 .....	50
6-1 結論 .....	50
6-2 建議 .....	51
參考文獻 .....	52
個人簡歷 .....	119



## 表目錄

表 1-1 衛星、雷達及雨量站優缺點比較 .....	62
表 2-1 $\alpha$ 與 $\beta$ 降雨係數 .....	63
表 2-2 紅外線觀測雲之亮度溫度類型 .....	64
表 2-3 垂直速度 .....	64
表 2-4 雷達回波增長趨勢與降雨強度關係(佛羅里達州) .....	65
表 2-5 颱風內部雲之降雨強度範圍 .....	66
表 2-6 三種不同 SSM/I 頻道組合與雷達資料比較 .....	66
表 2-7 衛星影像特徵 .....	67
表 2-8 降雨量與亮度溫度之關係(Huang, 2001) .....	68
表 2-9 不同作者研究結果 .....	68
表 2-10 不同作者以 SSM/I 資料反演降雨運算式 .....	69
表 2-10 不同作者以 SSM/I 資料反演降雨運算式(續) .....	70
表 2-11 MIRA 方法與 TOGA COARA 雷達推估降雨量兩者之相關係數	71
表 2-12 台灣地區使用不同方法判斷降雨區域之結果 .....	72
表 3-1 微波融合紅外線之情形 .....	73
表 4-1 SSM/I 微波頻道之時間與空間解析度及其應用 .....	74
表 4-2 GMS 紅外線頻道之時間與空間解析度及其應用 .....	75
表 4-3 GOES-9 紅外線頻道之時間與空間解析度及其應用 .....	75
表 4-4 MTSAT 紅外線頻道之時間與空間解析度及其應用 .....	76
表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 .....	77

表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 (續一) .....	78
表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 (續二) .....	79
表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 (續三) .....	80
表 4-6 SSM/I 地表特性代碼 .....	81
表 5-1 颱風案例 .....	81
表 5-3 不同颱風案例與不同時期地面雨量相比較之結果.....	82
表 5-4 微波與紅外線不同時間間距之結果.....	83
表 5-5 TMI-2A12 驗證之資料 .....	83
表 5-6 MIRA 方法及 TMI-2A12 資料與地面降雨量之統計 .....	84



## 圖目錄

圖 1-1 本研究流程圖 .....	85
圖 2-1 雲生命史中雲面積及雷達迴波之變化.....	86
(Griffith and Woodley (1978)) .....	86
圖 2-2 雲面積、雷達迴波與最大雲面積之關係 .....	86
圖 2-3 颱風內部四種雲種 .....	87
圖 2-4 TB(85.5V) - TB(37.0V)之亮度溫度差.....	87
圖 2-5 決策樹(decision tree)方法圖(Grody (1991)) .....	88
圖 2-6 決策樹分辨不同地表之結果(Grody (1991)).....	88
圖 2-7 Cal/Val SSM/I 反演降雨強度之流程圖.....	89
圖 2-8 MIRA[BUC]與 $IRT_B$ 降雨強度關係 .....	90
圖 2-9 直方匹配圖技術 (a) 紅外線直方圖；(b) 累計紅外線直方圖 (陰影部分面積等於 PM 無雨區)；(c) PM 降雨量直方圖；(d) PM 降雨量累計直方圖；(e) 融合 IR- PMW 直方圖 (Kidd et al., 2003) 。 .....	91
圖 3-1 電磁波譜 .....	92
( <a href="http://sequiturblog.wordpress.com/glossary-of-terms/">http://sequiturblog.wordpress.com/glossary-of-terms/</a> )	92
圖 3-2 輻射源(a)各波長之大氣穿透率(b)之光譜分佈特性.....	93
(Lillesand et al. 2008) .....	93
圖 3-3 不同頻率之微波輻射對冰粒子 (虛線) 以及水粒子 (實線) 之吸收與散射情形 (Spencer et al., 1989) 。 .....	94
圖 3-4 Ferraro (1997)反演降雨強度之流程圖.....	95

圖 4-1 研究區域 .....	97
圖 4-2 颱風發展示意圖 .....	98
(戚啟勳, 1989) .....	98
圖 4-3 颱風結構垂直剖面圖 .....	99
圖 4-4 1967 至 2008 年每年侵臺颱風次數統計 .....	99
圖 4-5 1967 至 2008 年每月侵臺颱風次數統計 .....	100
4-6 SSM/I 一天掃描涵蓋之區域.....	100
(摘自 <a href="http://daac.gsfc.nasa.gov">http://daac.gsfc.nasa.gov</a> ).....	100
圖 4-7 SSM/I 掃描方式 .....	101
圖 4-8 台灣地面雨量站位置圖 .....	102
圖 5-1 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I) 頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖; (b)為 2000 年 8 月 23 日 00:00 合成雷達-CV 圖.....	103
圖 5-2 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I) 頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖; (b)為 2005 年 7 月 18 日 01:00 合成雷達-CV 圖.....	104
圖 5-3(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I) 頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖(b)為 2005 年 8 月 31 日 12:00 合成雷達-CV 圖.....	105
圖 5-4 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18 UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I) 頻道資料以 Ferraro (1997)公式反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2000 年 8 月 23 日 09:00 地面測站降雨量、2000 年 8 月 23 日 09:00 與 2000 年 8 月 23 日 10:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2000 年 8 月 23 日 10:00 地面測站降雨量 .....	106

圖 5-5 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37 UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2005 年 7 月 18 日 10:00 地面測站降雨量、2005 年 7 月 18 日 10:00 與 2005 年 7 月 18 日 11:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2005 年 7 月 18 日 10:00 地面測站降雨量 .....	107
圖 5-6(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19 UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2005 年 8 月 31 日 21:00 地面測站降雨量、2005 年 8 月 31 日 21:00 與 2005 年 8 月 31 日 22:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2005 年 8 月 31 日 22:00 地面測站降雨量 .....	108
圖 5-7 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量;(b)為 2000 年 8 月 23 日 00:00 UTC 碧利斯颱風紅外線(IR1)之亮度溫度值(GMS-1R); (c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料而括號內為網格中心座標 .....	109
圖 5-8(a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量;(b)為 2005 年 7 月 18 日 01:00 UTC 海棠颱風之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R); (c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料 .....	110
圖 5-9(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I)資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量;(b)為 2005 年 8 月 31 日 12:00 UTC 泰利颱風之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R);(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料 .....	111

圖 5-10(a)為 2005 年 8 月 04 日 10:08UTC 馬莎颱風使用微波(SSM/I)資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量；(b)為 2005 年 8 月 04 日 10:00 UTC 馬莎颱風之之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料 .....	112
圖 5-11(a)為 2005 年 8 月 12 日 09:53UTC 珊瑚颱風使用微波(SSM/I)資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量；(b)為 2005 年 8 月 12 日 10:00 UTC 珊瑚颱風之之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料 .....	113
圖 5-12(a)為 2005 年 08 月 05 日 01:03UTC 馬莎颱風使用微波(SSM/I)資料與 2005 年 08 月 05 日 01:00 UTC(MTSAT-1R)紅外線資料以 MIRA 方法推估之降雨量分佈；(b)為 2005 年 08 月 05 日 01:02 UTC 馬莎颱風之 TMI-2A12 降雨資料 .....	114
圖 5-13(a)為 2006 年 09 月 15 日 12:06 UTC 珊珊颱風使用微波(SSM/I)資料與 2006 年 09 月 15 日 12:00 UTC(MTSAT-1R)紅外線資料以 MIRA 方法推估之降雨量分佈；(b)為 2006 年 09 月 15 日 11:59 UTC 珊珊颱風之 TMI-2A12 降雨資料 .....	115
5-14 TMI-2A12 與地面雨量站之比較.....	116
5-15 MIRA 方法與地面雨量站之比較.....	117
5-16 MIRA 方法與 TMI-2A12 之比較.....	118

# 第一章 緒論

## 1-1 研究動機與目的

近三十年來，水文研究領域中之降雨推估模式迅速發展，而降雨量的時空分佈一直是水文工作者重視的課題。近年來氣候變遷趨勢頗為明顯，造成降雨量集中在某些時段，且其降雨強度越來越強。蔡勳雄與郭博堯（2002）經由過去氣象局觀測資料指出（1942~2001年），台灣地區每年總降雨量沒有明顯變化，但是降雨總時數明顯減少，顯現降雨強度逐漸增強。意謂著往後降雨強度將不斷突破紀錄，這現象無疑是對未來災害問題，埋下不定時炸彈。因此如何有效掌握降雨量變化及時空分佈，為當今急需面對的問題。

每年颱風所帶來的豪大雨常帶給台灣地區民眾生命及財產的損失，尤其一些攜帶大量降雨量之颱風，如賀伯、納莉、桃芝及莫拉克等皆造成淹水與土石流等相當嚴重的災害，因此定量降水估計是目前防災上重要課題之一。推估降雨量成功與否，資料的品質佔極重要一環，降雨量推估模式所需資料多寡與種類跟模式類型有關，不同模式所需資料亦不相同，因此資料選擇對降雨模式影響甚巨。

一般推估雨量所使用的資料包含衛星、雷達及雨量站等三種，三種資料優缺點如表 1-1。早期降雨量推估在資料取得上大部分多使用傳統的觀測資料如地面雨量站，傳統觀測資料需花費較多人力與物力且地面雨量站為點估計降雨量，對於大面積區域並不能準確表達真實降雨量分佈。氣象衛星與地上雷達資料具備全面與涵蓋面積廣特徵，但由於氣象雷達架設於地面且台灣地區 1,000 公尺以上山區佔總面積 31.5%，地上雷達使用上容易受地形遮蔽效應(ground

clutter)及其它如大氣中折射(refraction)、不規則傳遞(anomalous propagation)、衰減效應(attenuation effect)等因素產生回波不完整現象。使用地上雷達回波強度與降雨量關係(Z-R)來估降雨量時,Z-R關係受許多因素影響(地區、雷達、地形、季節等),時常可以發現相同回波值所推估雨量可相差三、四倍(衛強,2003)。氣象衛星為高空照射所得到資訊為大氣資訊,雖然大氣資訊與實際地面會有些許差異,但對於掌握降雨量關係有其發展性;且氣象衛星可應用於海面上觀測,對於海面生長颱風及其所挾帶雨量變化可較有效監測。

早期利用衛星資料進行降雨研究,以可見光及紅外線頻道為主,係因可見光及紅外線輻射能量較微波頻道強,收集降雨資訊較容易且在小面積範圍就可收集到足夠資訊。換言之,可見光及紅外線空間解析度較微波頻道高;但缺點為可見光頻道受限於只能白天使用,且可見光與紅外線頻道僅能觀測到雲頂資訊,與降雨量之相關性較低。近年衛星儀器製作越來越精細,加上微波具有可穿透雲層觀測到雲層下降雨情況之優點,目前已有許多研究使用微波資料推估降雨量。由於地球暖化現象,極端降雨事件越來越多,對於極端降雨事件觀測的需求增加,受限於尺度因素,大尺度觀測較無法成功地捕捉極端降雨事件,且颱風降雨量於空間分布極不均勻,單獨使用微波資料所得到雨量資料在空間解析度往往太低而不符需求。鑑於衛星資料(指微波)應用上所面臨之空間問題及可見光、紅外線與微波資料特性,本研究結合與降雨量關係較高之微波(Special Sensor Microwave /Imager, SSM/I)頻道和具有較高空間解析度之紅外線頻道(Microwave / Infrared Rainfall Algorithm, MIRA),提高空間解析度,以更準確掌握颱風降雨量之分佈,以達到預警減災之目的。

## 1-2 研究方法

鑑於颱風降雨量時、空間分布非常不均勻,且使用衛星資料(指微波)推

估颱風降雨量在應用上所面臨空間解析度問題。本研究嘗試結合微波與紅外線頻道來提高空間解析度，將使用紅外線資料來探討與微波資料之關係，期望提高微波資料空間解析度，經由提高空間解析度之微波資料，可更準確推估颱風時期降雨量分佈，取得較高空間解析度之颱風降雨量。本研究流程圖如 1-1 所示，其流程如下：

- (1) 收集颱風期間經過台灣上空之衛星資料(SSM/I、GMS-5、GOES-9、MTSAT 與 TMI 衛星)。
- (2) 進行衛星資料之前處理(區域分隔、時間配對)。
- (3) 使用與降雨量具有較高相關性之微波資料進行推估降雨量。
- (4) 收集颱風時期之陸地雨量資料(中央氣象局雨量站資料)。
- (5) 驗證微波資料所推估之降雨量。
- (6) 由較高空間解析度之 GMS-5、GOES-9 與 MTSAT 紅外線資料辨識微波視場 FOV(field of view)內之降雨區域或無降雨區域。
- (7) 探討微波融合紅外線資料所推估降雨量之準確性。

### 1-3 組織架構

本文組織架構分為六章節，茲將各章節之主要內容扼要敘述如下：

第一章:緒論，概述本論文之動機與目的，主要描述氣候變遷造成降雨量集中，形成降雨強度越來越強情況與使用衛星資料推估颱風降雨量時所面臨空間解析度問題。

第二章:文獻回顧，介紹早期以衛星資料推估降雨量之相關研究，分別介紹可見光與紅外線推估、微波推估方法及近幾年衛星資料使用需求改變，進而

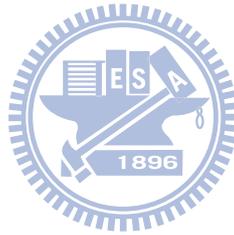
將微波與紅外線頻道結合的方法。

第三章:理論介紹與研究方法，分別敘述微波與紅外線推估降雨量理論及融合微波與紅外線(MIRA)方法等。

第四章:研究區域介紹與資料蒐集，介紹研究區域地理環境及衛星資料選取與處理步驟。

第五章:結果分析與探討，將融合結果與地面雨量及目前較高解析度衛星資料(TMI-2A12)進行比較與探討，且對融合微波與紅外線 (MIRA)方法結果進行分析。

第六章:結論與建議，整理重要結果與貢獻，並提出建議與後續研究方向。



## 第二章 文獻回顧

自 1960 年 4 月全世界第一顆繞極軌道氣象衛星 TIROS-1 正式操作起，便開啟了氣象觀測新紀元。氣象衛星具有觀測大氣中水汽含量、陸地及海面溫度、推算風場和垂直剖面的溫度和溼度之功用。

氣象衛星由高空往下觀測，較不受地形影響且可不分日夜觀測，因此近幾年使用氣象衛星監測局部地區、中尺度及全球尺度天氣變化之技術便不斷發展。在以氣象衛星估計降雨量技術方面，氣象學家利用單頻道或雙頻道技術來推估降雨量，例如單頻道可見光、紅外線或微波或雙頻道紅外線結合可見光或微波結合紅外線等，下面就主要幾種方法加以回顧。

### 2-1 可見光與紅外線推估降雨量

利用可見光及紅外線資料來推估降雨量已發展出許多技術，這些技術主要以雲資訊為主，其中包含三個主要方法：雲指標 (clouds indexing approach)、閾值方法(thresholding approach)和雲生命週期(life-history approach)。雲指標方法是由雲數量、類型、雲發展時間及雲面積等特性來推估降雨量；閾值方法則以雲最低表面溫度值為閾值基準，來判定是否為雨雲；雲生命週期模式與時間有關，考慮個別或一群對流雲變化比率 (Engman and Gurney, 1991)。下面就主要幾種可見光及紅外線為基礎估計降雨之技術作回顧：

#### A. 雲指標 (clouds indexing approach)

Moses and Barrett (1986) 提出衛星雲圖特徵與降雨強度有良好的相關性，該技術依賴可見光與紅外線頻道所觀測到的雲特性(雲類型或溫度)，以迴歸方法找出雲特性與降雨量的關係。該研究以收集之紅外線資料 (雲的資訊)，依不同季節與地區分類且加上垂直速度等因數推求降雨量，其迴歸方程式如下。

$$R = [\alpha + \beta(C \times V \times 0.6)] \times M \quad (1)$$

其中，R 為六小時降雨量(mm)； $\alpha$  與  $\beta$  為不同區域之降雨係數，如表 2-1 所示；C 為雲亮度溫度類型(紅外線)，如表 2-2 所示。C 值越低代表觀測到紅外線影像亮度越暗，而紅外線影像越暗代表晴天，反之觀測到影像越亮代表降雨機率越高；V 為垂直速度，如表 2-3 所示，垂直速度越高，代表降雨量將越高；M 為季節權重因子。

此估計法應用時受到區域限制，不同區域必須重新率定  $\alpha$  與  $\beta$  值，且 V 值只能約略估算，因此該方法推估之降雨量可能產生頗大誤差。

#### B. 閾值方法 (thresholding approach)

閾值法為目前使用最為廣泛之方法，此方法最大優點為簡單且可得到不錯成果，Barrett et al. (1986)發展 PERMIT (polar orbiter effective rainfall integrative technique)與 ADMIT (agricultural drought-monitoring integrative technique)技術，根據可見光與熱紅外線亮度溫度分析降雨閾值，PERMIT 與 ADMIT 公式分別如下所示：

$$R_{\text{PERMIT}} = f(C_T, C_d, M_c, S_w) \quad (2)$$

$$R_{\text{ADMIT}} = f(C_B, C_T, C_d, M_c, S_w) \quad (3)$$

其中， $R_{\text{PERMIT}}$  為 PERMIT 方法推估出之十小時或更長時間累積降雨量； $R_{\text{ADMIT}}$  為 ADMIT 方法推估出之十小時或更長時間累積降雨量； $C_T$  為紅外線之雲頂溫度； $C_B$  為可見光之亮度值； $C_d$  為衛星觀測降雨雲天數； $M_c$  為氣候和地形影響； $S_w$  為與地面氣候有關權重。

PERMIT 與 ADMIT 方法為參數  $C_T$  與  $C_d$  給定一閾值，當大於或等於  $C_T$  與  $C_d$  值時才會降雨，進而推估降雨量，理論上 ADMIT 方法推估之降雨量準確度會

高於 PERMIT 方法所推估降雨量，但 ADMIT 方法受限於只能白天使用。

### C. 雲生命週期(life-history approach)

Griffith et al. (1978) 由紅外線衛星雲圖發現雲面積會隨時間變化，達到最大面積後再縮小且與雷達回波之面積變化近似，如圖 2-1 所示，該研究由雲圖面積資料與雷達回波面積推導出降雨體積之關係如公式(4)式所示，而雷達回波面積與降雨體積如圖 2-2 所示。Griffith et al. (1978)以佛羅里達州地區雷達與地面雨量資料，探討雷達回波增長趨勢與降雨強度兩者間關係，其對應之關係如表 2-4 所示。

$$R_V = [I_j < A_e/A_m > j A_{mj} \Delta t \sum_{i=1}^N a_i b_i] 10^3 \quad (4)$$

其中， $R_V$ 為降雨體積( $m^3$ )； $I$ 為降雨強度(mm/hr)，如表 2-4 所示； $A_e$ 為雷達回波面積( $km^2$ )； $A_m$ 為雲生命週期中最大面積( $km^2$ )； $\Delta t$ 為兩張影像的時間間隔； $a_i$ 為低於某一溫度雲區與總雲區的比率； $b_i$ 為經驗權重因子； $i$ 為影像中不同之溫度層。

生命週期方法為經由不同類型對流雲層增長或耗散時間推估降雨量，這種方法顯示雲的成長和消散有不同的降雨強度。Snijders(1991)使用可見光頻道(2.5 公里× 2.5 公里)與熱紅外線頻道(5 公里× 5 公里)，評估雲指標、閾值法與雲生命週期這三種方法。該研究得到結果為雲指標與閾值法於低緯度地區推估降雨量有較佳成果，而高緯度地區雲生命週期法卻有較佳成果。

### D. 自動估計法

Negri and Alder (1987)、Arkin (1979)與 Griffith et al. (1978)都曾使用該技術反演降雨強度，該技術主要是以熱紅外線頻道觀測之雲頂溫度資料與陸地降雨強度進行迴歸，雲頂溫度與降雨強度(rain rate, RR)迴歸公式，如公式(5)所示，

同時經過水氣校正與雲成長率修正以求得更準確之降雨強度。

$$RR = ae^{bT} \quad (5)$$

其中，RR 為降雨強度(mm/hr)；T 為雲頂亮度溫度(K)；a,b 為係數。

在較乾燥環境時，以公式(5)式所反演之降雨強度有偏高的現象，而在較潮濕情況時所反演之降雨強度反而偏低。因此以公式(5)式所反演之降雨強度必須進行水氣因子(PWRH) 與雲成長因子修正，水氣修正因子定義為可降水量與相對溼度之乘積，如公式(6)式所示。

$$PWRH = PW \times RH \quad (6)$$

其中，PW 為 GPS 觀測估算之可降水量(英吋)；RH 為地面相對溼度(%)，PWRH 值介於 0.0~2.0 間，當 PWRH 值小於 1.0 代表較乾燥之環境，PWRH 值介於 1.0~2.0 之間代表較潮濕之環境，大於 2.0 值時以 2.0 代替。PWRH 在應用上有修正之限制，如以下所示：

(1) 當雲頂溫度低於 220 K 且  $PWRH > 1.0$  時，代表環境溼度很高，不需乘上 PWRH 值進行修正；

(2) 當雲頂溫度低於 200 K 時，降雨強度限制在 40 mm/hr。

模式另一校正因子為雲成長率，即使用連續兩張紅外線雲圖，比較相應點之雲頂亮度溫度。分別以 T 及 Tpre 代表目前與前一時刻的雲頂溫度，其修正原則如下：

(1) 若  $T < T_{pre}$ ，代表雲系增強及擴張中，降雨強度維持不變。

(2) 若  $T > T_{pre}$ ，代表系統減弱及束縮中，降雨強度修正。

(3) 若  $T = T_{pre}$ ，代表雲系發展至成熟期，降雨強度維持不變。

## E. 雲降雨強度

Spayd et al. (1984) 以紅外線衛星雲圖定出颱風結構特徵與雲種，將颱風內部雲分成中央密集雲區 (central dense overcast, CDO)、雲牆 (wall cloud, WC)、外圍雲帶內之冷對流雲區 (embedded cold convective tops, ECT) 與外圍雲區 (outer banding area, OBA) 四類型，如圖 2-3 所示。Scofield and Oliver (1977) 使用紅外線衛星雲圖依據雲頂溫度及其趨勢，分析這四種類型雲的降雨強度，其降雨強度範圍如表 2-5 所示。

## F. GOES Multispectral Rainfall Algorithm (GMSRA)

Ba and Gruber (2001) 提出 GMSRA 方法，此方法結合美國國家海洋暨大氣管理局之地球同步環境衛星的五個頻道(可見光  $T_{0.65}$  (0.65 毫米)、中紅外線光線頻道  $T_{3.9}$  (3.9 毫米)、水汽頻道  $T_{6.7}$  (6.7 毫米)、窗區頻道 ( $T_{11}$  與  $T_{12}$   $\mu$ m)) 推估降雨量。首先使用多光譜數據，剔除非降雨雲，其剔除方法如下：

- (1) 可見光：反射係數  $\geq 0.40$  保留濃雲 (只有白天期間)。
  - (2) 近紅外線觀測的太陽反射部分用於計算雲頂有效半徑 ( $r_e$ ) ;  $r_e \geq 15 \mu\text{m}$  與溫暖降雨雲 (只有白天期間)。
  - (3)  $T_{11} - T_{12} \sim 0$  厚對流雲， $\gg 0$  沒降雨薄卷雲 ( $T_{12}$  吸收較多水蒸汽比以  $T_{11}$  微米為中心的乾淨窗口頻道)。
  - (4)  $T_{11} - T_{6.7} \leq 0$ : 保留過深的對流雲。
  - (5) 溫度梯度在  $T_{11}$ ; 大的梯度與深的對流的雲有關, 而小的梯度與無雨卷雲有關。
- 計算瞬時降雨強度如下式：

$$RR(T_c) = P_b(T_c) \times RR_{\text{mean}}(T_c) \times \text{PWRH} \times \text{growth} \quad (7)$$

其中， $T_c$  為雲頂溫度； $P_b$  為溫度  $T_c$  時降雨的機率  $P_b(0 \leq P_b \leq 1)$ ； $RR_{\text{mean}}$  為溫

度  $T_c$  時平均的降雨比率；PWRH 為修正係數；growth 為對流增強(Growth=1)或衰退(Growth=0)情況。

除了上述方法推估降雨量外，亦有多位學者以可見光與紅外線頻道方法來推估降雨量。如王光華與劉振榮等(1988)使用衛星紅外線觀測資料估計台灣地區對流降雨，為國內利用氣象衛星觀測資料估計對流降雨之先驅。衛強(2003)利用 GMS-5 衛星的三個紅外光影像資料與所相對應地面測站雨量紀錄，探討兩者在不同時空尺度對推估降雨量之影響，該研究選取 14 個影像特徵分別以最大概似法與貝氏分類法進行分類，且以區塊克利金法將測站的降雨資料推估於 5 kmx5 km 尺度網格降雨量進行比較，結果顯示在單一時刻降雨量與紅外線關係隨空間尺度之增大而愈佳，整個流域尺度未來三至六小時總降雨量與紅外線相關性，隨時間尺度增加而有愈佳之趨勢。Creutin et al. (1986)以 GOES 與 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program's) 衛星資料及地面雨量站資料，將雲覆蓋及雲類型進行分析，由不同雲類型建立一場雲覆蓋與地表雨量關係，進而預測降雨量。

## 2-2 有或無雨區域辨識

利用衛星資料進行降雨量推估前，判別是否有降雨為一影響推估降雨量準確度之重要因素，目前有許多氣象學者針對降雨區域辨識進行探討，以下將就主要幾種技術作回顧。

### A. Polarized corrected temperature

Spencer et al. (1989) 提出 polarized corrected temperature (PCT) 方法，該方法之原理為無降水時，垂直和水平極化的亮度溫度差值會較大，反之有降雨時，因為水滴的散射與吸收作用會阻隔來自地面的放射量，垂直和水平極化的

亮度溫度差值會變小，依據上述原理可應用來判斷有無降雨，PCT 計算公式如下所示：

$$PCT = (1 + \theta) T_{Bv} - \theta T_{Bh} \quad (8)$$

$$\theta = \beta / (1 - \beta) \quad (9)$$

$$\beta = (1 - \varepsilon_h) / (1 - \varepsilon_v) \quad (10)$$

其中， $\varepsilon_h$  為水平極化放射率； $\varepsilon_v$  為垂直極化放射率； $T_{Bv}$  為垂直極化亮度溫度 (K)； $T_{Bh}$  為水平極化亮度溫度 (K)。

### B. 兩頻道差值法

Neale et al. (1990) 使用 SSM/I 不同頻道組合與亮度溫度差值區別降雨與無降雨區域。圖 2-4 為於亞馬遜叢林茂密植被上使用  $T_{85V} - T_{37V}$  兩頻道差值所觀測結果，由圖 2-4 可觀察出，當  $T_{85V}$  與  $T_{37V}$  兩頻道差值於小於或等於零時為降雨區域。

### C. Multivariate logistic regression 方法

Crosby and Ferraro (1995) 以 SSM/I 微波資料使用多變數邏輯迴歸法進行降雨可能性分析，多變數邏輯迴歸方程式如公式(11)~(13)所示。該研究首先將 SSM/I 頻道分成三種不同組合( $T_B(85V)$ 與  $T_B(85h)$ )、( $T_B(19V)$ 、 $T_B(22V)$ 與  $T_B(85V)$ )及( $T_B(19V)$ 、 $T_B(22V)$ 、 $T_B(85V)$ 與  $T_B(85h)$ )，且以雷達資料驗證 SSM/I 之 FOV 資料，依據三種不同頻道組合迴歸出三條方程式，如(14)~(16)式。表 2-6 為機率等於 0.5 時比較三種不同 SSM/I 頻道組合與雷達資料成果。由表 2-6 可觀察出以  $T_B(19V)$ 、 $T_B(22V)$ 與  $T_B(85V)$ 三頻道組合可較準確定出有雨地區，而  $T_B(19V)$ 、 $T_B(22V)$ 、 $T_B(85V)$ 與  $T_B(85h)$ 四頻道組合可較準確定出無雨地區。

$$P(TB_1, TB_2, \dots, TB_k) = \frac{\exp(f)}{1 + \exp(f)} \quad (11)$$

$$f = B_0 + \sum B_j T_{B_j} \quad (12)$$

$$P = \begin{cases} 0, & \text{not raining} \\ 1, & \text{raining} \end{cases} \quad (13)$$

1.  $T_B(85_V)$ 與  $T_B(85_h)$

$$f = 64.358 - 0.4985(T_B(85_V)) + 0.2696T_B(85_h) \quad (14)$$

2.  $T_B(19_V)$ 、 $T_B(22_V)$ 與  $T_B(85_V)$

$$f = 7.0866 + 0.02285T_B(19_V) + 0.1838T_B(22_V) - 0.22087T_B(85_V) \quad (15)$$

3.  $T_B(19_V)$ 、 $T_B(22_V)$ 、 $T_B(85_V)$ 與  $T_B(85_h)$

$$f = 52.2227 + 0.04021T_B(19_V) + 0.10420T_B(22_V) - 0.47913T_B(85_V) + 0.22731T_B(85_h) \quad (16)$$

其中， $P$  為降雨機率(mm/hr)，0 為無雨，1 為下雨； $f$  為兩分類反應數； $T_B$  為 SSM/I 亮度溫度值； $B_0$  與  $B_j$  為常數。

#### D. 圖形辨識方法 (pattern recognition technique)

Wu et al. (1985) 將 GOES-2、GOES-4 與 SMS-2 氣象衛星影像以圖形辨識方法 (pattern recognition technique) 進行降雨強度之分類，以可見光及紅外線波段各選取 24 波譜及組織特徵如表 2-7 所示，由分散度指標選取具代表性之分類特徵，以最大概似法將降雨分為無雨 ( $0 \leq R \leq 0.5 \text{ mm/hr}$ )、小雨 ( $0.5 \leq R \leq 5 \text{ mm/hr}$ ) 與大雨 ( $5.0 \text{ mm/hr} \leq R$ ) 三類，結果顯示同時利用可見光及紅外線區分無雨區域與有雨機區域率正確率為 90%，區分成無雨或小雨正確率為 70%。

#### E. 三頻道法

Torricella et al. (2006) 提出以二個紅外線與一個可見光頻道進行有無降雨

判定，使用該方法時需先將熱帶觀測降雨衛星（tropical rainfall measuring mission, TRMM）Microwave Imager（TMI）資料分為陸地與海洋兩類，其公式如(17)~(20)所示。

陸地:

$$\text{雲區 } [T_B(11) < 257 \text{ K}] \text{ and } [\text{REFL}(06) > 0.38] \quad (17)$$

$$\text{降雨區 } [T_B(37) - T_B(11) > 20 \text{ K}] \text{ and } [T_B(37) < 237 \text{ K}] \text{ and } [\text{REFL}(06) > 0.45] \quad (18)$$

海洋:

$$\text{雲區 } [T_B(11) < 257 \text{ K}] \text{ and } [\text{REFL}(06) > 0.065] \quad (19)$$

$$\text{降雨區 } [T_B(37) - T_B(11) > 20 \text{ K}] \text{ and } [T_B(37) < 237 \text{ K}] \text{ and } [\text{REFL}(06) > 0.45] \quad (20)$$

其中， $T_B(11)$ 與 $T_B(37)$ 分別為 TRMM 衛星 TMI 11 與 37 頻道之紅外線亮度溫度值；REFL 為可見光反射率。

除了上述有或無雨區域辨識方法外，亦有多位學者以不同方法來辨識有或無雨區域。如紀水上與陳泰然 (1988)將衛星雲頂溫度和降水量做過比對，結果大於五公厘以上之時雨量都發生在 $-51^{\circ}\text{C}$ 以下之雲頂溫度，但溫度和降雨量強度並沒有顯著的正相關存在。最大時雨量多寡會隨對流中心溫度的降低而增加，即雲頂溫度越低，最大時雨量會越大。Mishra and Sharma (2001)使用 INSAT-1D 衛星之可見光及紅外線頻道，雲頂閾值溫度為 $275\text{K}$ ，由紅外光資料建立雲頂溫度與降雨強度之關係且定義不同雲區，依雲種類所佔面積乘上代表的降雨強度加權求得降雨量，應用於印度季風季節時發現積雲雨有最高降雨強度。Cheng (1989) 使用 GOES 衛星及地面雨量站資料，由一閾值來標定雲區之覆蓋，且將雲系分為擴張或收縮階段，再將測站周圍 $3\times 3$ 網格內最冷雲頂溫度及標準偏差，以貝氏分類法分辨覆蓋雲區是否有降雨，進而推估未設站地區，

每小時網格平均降雨量。Tsonis and Issac (1985)使用GOES-East衛星的可見光及紅外線波段灰階值為特徵組成，以監督性分類法定義有雨及無雨區域決策邊界，應用加拿大地區白天的正確率為66%。Arkin (1987)、Barrett (1986)及劉振榮等(1992)考慮估算對流性降雨，因此選用較低紅外線閾值，其範圍在220至235K之間。Todd et al. (2001)提出紅外線閾值會隨空間和時間變化，在熱帶區域和潮濕的中緯度地區閾值為260至290K之間。莊耀中 (2006)使用GOES-9衛星紅外線資料，引用Griffith et al. (1978)與Negri and Adler(1987)，以253K判斷台灣地區是否發生對流，當紅外線亮度溫度小於253K時表示對流形成，其準確率為60%。

## 2-3 微波推估降雨

由於可見光推估降雨量原理是利用雲頂的反射率，經由反射率推估降雨量，但可見光只能白天使用。紅外線推估降雨量原理為利用觀測所得到之雲頂溫度推估降雨量，但當大氣中有卷雲出現時，由於卷雲溫度低，但降雨量少，因此常會造成高估降雨量的情形發生。由於微波頻道不受雲的影響，可觀測到雲內與雲下資訊，因此近年來使用微波頻道推估降雨技術逐漸興起，目前微波反演降雨量大概有統計法、統計物理反演法、線性反演法、主成份分析法及人工智慧法等 (王光華，1997)。一般可分為統計法、物理法與統計物理法反演法三種，以下將就主要幾種微波推估降雨量方法作回顧。

### A. 物理法

Wilheit et al. (1977) 發展海面上大氣微波輻射傳遞過程理論模式，該模式假設降雨是由海面上分佈到結冰高度、海面上相對濕度由 80%線性增加到結冰高度為 100%、大氣溫度遞減率則為  $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ，且模式內給定雲中含水量的淨密度為  $25 \text{ mg}/\text{cm}^3$ 、結冰高度下為厚度 0.5 km 及 Marshall-Palmer 雨滴譜的

雲層，輸入模式的已知變動結冰高度為 1 km、2 km、3 km、4 km 及 5 km，探討不同結冰高度對亮度溫度與降雨強度曲線的影響，模擬結果以雨雲五號衛星的 ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer) 1.55cm 頻道亮度溫度，及 WSR-57 氣象雷達所反演的降雨強度進行驗證。

Huang (2001) 依據 Wilheit et al. (1977) 發展的微波輻射傳遞理論模式探討海面上降雨強度與衛星觀測亮度溫度關係，其關係式如公式(21)~(23)式所示，以 TRMM 衛星 TMI 頻道( $T_B(10.65)$ 、 $T_B(19.35)$ 、 $T_B(21.3)$ 與  $T_B(37.0)$  GHz)定義各個參數值，如表 2-8 所示。

$$T(R) = T_0 + (T_1 - T_0) \left[ 1 - \exp\left(-\frac{R}{R_c}\right) \right] - a\sqrt{R} \quad (21)$$

$$R_c = \frac{b}{F^c} \quad (22)$$

$$T_0 = ta + tb \times F + tc \times F^2 \quad (23)$$

其中， $F$  為冷凍層溫度； $R_c$  為降雨特徵； $T_0$  為背景溫度； $R$  為降雨強度(mm/hr)； $T_1$ 、 $ta$ 、 $tb$ 、 $tc$  與  $a, b, c$  為由不同頻率與觀測角度定義。

## B. 散射指數法 (scattering index, SI)

假設降雨量與衛星頻道所觀測到之亮度溫度值為線性關係，建立降雨量與亮度溫度兩者關係式，以觀測之亮度溫度值推求降雨量，這種方法稱之為散射法(scattering algorithm)。Grody (1991)為第一個提出散射指數理論者，利用 SSM/I 多頻道微波輻射資料，對特定的地表種類(降雨區、降雪區與不同類型地表)找出不同亮度溫度變化特徵，建立分辨不同地表種類的決策樹(decision tree)，圖 2-5 為決策樹流程圖，其中 SI 算式如(24)式所示，圖 2-6 為決策樹分辨不同地表之結果。此外，Ferraro et al. (1994)、Ferraro and Marks (1995)、陳萬金等人(2006)依據散射指數法理論，對不同地區及不同驗證資料進行研究。

Ferraro et al. (1994) 依據 Grody (1991) 發展的散射指數法，定義全球陸地降雨的散射指數 (scattering index over land, SIL) 方程式，其方程式如(25)所示。Ferraro and Marks 於 1995 年，進一步利用美、英、日等國的陸地雷達資料建立該地區陸地散射指數方程式與地面降雨量，而陸地散射指數與地面降雨強度的關係式為公式(26)所示，並由結果發現陸地散射指數值大於 10 K 時，都會有降雨事件發生，因此，定義其降雨閾值為 10 K。陳萬金等人 (2005) 依據 Grody (1991) 所發展散射指數概念，針對台灣陸地降雨反演進行研究，研究中使用 TRMM/TMI 多頻道微波輻射資料與全台自動雨量觀測站(automatic rainfall and meteorological telemetry system, ARMTS)時雨量，建立台灣陸地地區散射指數方程式，如公式(27)式所示，經由統計結果得知當 SIL 值大於 8K 時都有降雨事件發生，故定義台灣陸地 SIL 的降雨閾值為 8K；所建立之陸地散射指數與地面降雨強度關係式如公式(28)所示。表 2-9 為不同作者之研究結果彙整。

$$SI = (A_1 + A_2 (T_B(19_V)) - A_3 (T_B(22_V)) + A_4 (T_B(22_V))^2) - T_B(85_V) \quad (24)$$

$$SIL = 451.9 - 0.44(T_B(19_V)) - 1.7775(T_B(22_V)) + 0.00575(T_B(22_V))^2 - T_B(85_V) \quad (25)$$

$$RR \text{ (mm/hr)} = 0.00513 (SIL^{1.9468}) \quad (26)$$

$$SIL = [220.878 - 0.747(T_B(19_V)) + 0.554(T_B(22_V)) + 0.00147(T_B(22_V))^2] - T_B(85_V) \quad (27)$$

$$RR \text{ (mm/hr)} = 0.126 SIL^{1.239} \quad (28)$$

其中，SI 為散射指數； $T_B(19_V)$ 、 $T_B(22_V)$ 、 $T_B(85_V)$  為分別代表不同頻道亮度溫度； $A_1$ 、 $A_2$ 、 $A_3$  及  $A_4$  為常數；SIL 為陸地散射指數；RR 為降雨量(mm/hr)。

### C. Calibration/Validation 演算法

Calibration/Validation 演算發展於 1990 年代，為美國海軍第二代降雨反演

模式，圖 2-7 為 Cal/Val 模式反演降雨強度之流程圖，演算流程第一步驟為分辨出陸地與海洋，第二步驟為確定  $T_B(85)$  頻道是否可使用，如果  $T_B(85)$  頻道可使用，則以  $T_B(85)$  頻道分別推估陸地或海面上降雨量，如果  $T_B(85)$  頻道不可使用，則依據其它頻道推估陸地或海面降雨量，其迴歸式如公式(29)所示。

$$R = \exp[a_0 + \sum_{i=1}^N a_i \times T_B] - c \quad (29)$$

其中， $R$  為降雨強度(mm/hr)； $T_B$  為 SSM/I 之亮度溫度； $c$ 、 $a_0$  與  $a_i$  為常數。

#### D. 熱帶氣旋降雨潛勢方法 (tropical rainfall potential, TRaP)

TRaP 為一可快速執行的方法且該方法概念非常簡單，即將颱風平移至 24 小時後的位置，並將平移時間降雨量累加，估算會對陸地貢獻多少降雨量。Kidder et al. (2005) 使用 SSM/I、TMI 及 AMSU 等被動式微波輻射儀，參考美國官方之颱風最佳路徑，預測 24 小時之熱帶降水潛勢 (tropical rainfall potential, TRaP)，計算 24 小時累積降雨量，其計算公式如公式(30)所示。TRaP 方法有三個假設：(1) 衛星反演之降雨強度為準確；(2) 颱風路徑預報為正確；(3) 颱風降雨之結構、強度與面積不隨時間改變。

$$TRaP = V^{-1} \sum_i R_i D_i \quad (30)$$

其中，TRaP 為預報之累積降雨量(mm)； $i$  為雲類型； $R_i$  為該雲種之統計降雨量； $D_i$  為該雲種沿颱風運動方向跨越該雲種距離； $V$  為颱風移動速度。

#### E. 降雨量反演式

許多學者均曾發展出降雨運算式，例如 Chiu et al. (1990)、Hollinger (1989, 1991)、Adler et al. (1991)、Ferraro (1997)等，表 2-10 為收集不同作者反演降雨式之資料，由表 2-10 中可觀察出，依據研究區域或驗證資料不同，降雨反演運算式將有所不同，降雨量反演式主要結構包含簡單線性到指數或對數組合。

目前台灣較常使用降雨式為 Chiu et al. (1990)與 Ferraro (1997) 反演降雨運算式。Chiu et al. (1990) 反演之降雨運算式為對數形式的組合，且以  $T_B(19_h)$  單一頻率來反演颱風降雨量，因為  $T_B(19_h)$  頻率的亮度溫度值對於水汽、液態水、海面溫度和海面風速均有不錯的正相關靈敏度 (林家幹，2003)。Ferraro (1997)降雨反演運算式分為海面上與陸地上，使用  $T_B(19_v)$ 、 $T_B(22_v)$ 和  $T_B(85_v)$  三個頻道反演降雨量，何姿儀 (2005) 利用 Chiu et al. (1990)及 Ferraro (1997) 發展的降雨式，反演 2000~2004 年經過台灣的 34 個颱風降雨量，結果 Chiu et al.反演之降雨量複判定係數 ( $R^2$ ) 最大為 0.7，Ferraro (1997) 反演之降雨量複判定係數 ( $R^2$ ) 最大為 0.608。趙俊傑 (1998) 利用 microwave sounding unit (MSU)第一頻道之資料作角度訂正，並用第二、三頻道降低南北溫度差效應，之後以 Olson (1990) 提出估算式進行降水的估計，但由於 MSU 解析較低，所反演的降水量只在大範圍區域有較好的估算，中小範圍地區，較小雨量地區會有高估現象，而較大雨量地區會有低估現象。柯踐政 (1993) 使用 1989 年 6 月至 8 月於日本地區主要島嶼和鄰近地區之紅外線與微波觀測資料，利用 GPCP-AIP1 參加者之一的 Curtin 以紅外線資料反演出之降雨公式與 Grody (1991)微波降雨式分別推估降雨強度，並以日本氣象地面雷達雨量計資料進行驗證，結果發現微波觀測估計降雨強度，在實際降雨強度較高時，獲得比使用紅外光觀測估計較好的結果。

#### 2-4 微波與紅外線結合

雖然微波與降雨量有較高相關性，但微波受限於輻射能力，其空間解析度低於紅外線，Turk et al. (1998)、Xu et al. (1999)、Todd et al. (2001)、Joyce et al. (2004)及 Kidd et al. (2003)等大氣研究學者進一步將微波與紅外線資料結合，彌補僅使用微波資料之不足，下面就主要幾種微波與紅外線頻道結合方法

作回顧。

#### A. Microwave/infrared rainfall algorithm, MIRA

Todd et al. (2001) 提出一結合微波與紅外線頻道降雨量演算法 (microwave/infrared rainfall algorithm, MIRA) 推估小尺度降雨量，該方法以微波資料推估降雨量值修正紅外線參數，且以微波可測得之最低降雨值 (0.1mm/hr) 等於紅外線有雨/無雨閾值，圖 2-8 為收集一個月不同區域的微波與紅外線資料，以 PMW Bristol University Combined (BUC) 方法推出降雨量值與紅外線亮度溫度關係，當空間解析度為 110 公里時，與 HAPEX-SAHEL 計畫的 EPSAT 雨量計相比，相關係數約為 0.96，RMSE 為 2.04 mm/day。該研究使用 BA3 (Ebert and Manton, 1998) 與 National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Microwave Index (NMI) (Ferraro et al., 1996) 演算法以微波資料推估出降雨量，然後將微波推估之降雨量修正紅外線參數，且探討不同空間尺度對準確度之影響，驗證之資料為 TOGA COARA 雷達所推估之降雨量。由表 2-11 可觀察出，不同微波推估降雨量方法(BA3, NMI)，所得到降雨量值相似，但空間解析度對結果有較大之影響。

#### B. 累積直方圖匹配法

Kidd et al. (2003) 收集微波和紅外線資料產生資料庫，經由資料庫資料，使用累積直方圖匹配法，推求紅外線亮度溫度與微波推估出之降雨強度關係，直方匹配圖如圖 2-9 所示，該方法步驟如下：

- (1) 以 Arkin and Meisner (1987) 提出 GPI 降水指數法 (GOES precipitation index, GPI) 使用紅外線資料推估降雨量。
- (2) 使用 Universally Adjusted GPI (UAGPI) 模式定義紅外線閾值，由微波降雨

強度推求紅外線閾值。

(3) 每月使用 UAGPI 方法定義出新紅外線閾值。

(4) 每月使用累積直方圖匹配方法，以被動式微波校準紅外線參數。

(5) 根據歷史的氣候情況，以被動式微波校準紅外線。

(6) 以頻道差異法 (T(19) - T(85) GHz) PM 演算法，校準陸地與海洋降雨量，資料為使用 TRMM PM 衛星。

該方法當空間解析度為 11 公里時之相關係數約為 0.3，RMSE 約為 10 mm/daily。

#### C. CPC MORPHing technique (CMORPH)

Joyce et al. (2004) 利用 CPC MORPHing technique (CMORPH) 方法，結合微波和紅外線頻道資料，提高空間解析度，首先使用 NESDIS Satellite Services Division (SSD) 提供的影像過濾冰雲，然後以多個氣象衛星的微波資料估算降雨強度 (SSM/I (Ferraro, 1997), AMSU-B (Ferraro et al, 2000) 與 TMI (Kummerow et al., 2001))，並依據兩張時間連續的紅外線資料，推算出兩個連續時間點內雲系統的移動向量 (cloud system advection vectors, CSAVs)，預測未來幾小時內可能產生的降雨量，CMORPH 方法之空間解析度為 8 公里及時間解析度為半小時。

#### D. Normalized polarization difference (NPD)

王光華 (2001) 以台灣地區進行降雨識別研究，使用 1996 與 1997 年之紅外線亮度溫度 (brightness temperature, TB) 資料，分析雲頂溫度與降雨量關係，發現雲頂溫度為 0°C 降雨之比例為 15%，無雨的比例為 45.9%，但 86.5% 降雨雲頂溫度是在 0°C 以下。該研究並區別降雨與無雨地區，如公式(31)，研究中

更利用 SSM/I 微波頻道資料估計大氣中整體液態含水量 (liquid water content, LWC), 及參考不同大氣學者方法, 如 Spencer et al. (1989)、Neale et al. (1990)、Crosby and Ferraro (1995) 方法對台灣地區進行研究, 結果如表 2-12 所示, 依台灣地區所發展  $NPD_{\text{台灣}}$  及 logistic 機率式如公式(32)與(34)所示。

$$NPD = (T_{Bv} - T_{Bh}) / (T_{Bv} + T_{Bh}) \quad (31)$$

$$NPD_{\text{台灣}} = (T_B(85_v) - T_B(85_h)) / (T_B(85_v) + T_B(85_h)) \quad (32)$$

$$\text{prob}_{\text{台灣}} = \exp(\text{fn}) / (1 + \exp(\text{fn})) \quad (33)$$

$$\text{fn} = 7.0866 + 0.02285 \times T_B(19_h) + 0.1838 \times T_B(37_v) - 0.22087 \times T_B(85_v) \quad (34)$$

其中,  $T_{Bv}$ : 垂直極化亮度溫度 (K);  $T_{Bh}$ : 水平極化亮度溫度 (K);  $T_B(19_h)$ 、 $T_B(37_h)$ 、 $T_B(85_h)$  和  $T_B(85_v)$ : 不同頻道亮度溫度; h: 水平偏極化; v: 垂直偏極化

#### E. GOES 降雨指標 (GOES precipitation index, GPI)

Arkin and Meisner (1987) 提出 GPI (GOES Precipitation Index) 法推估降雨量, 該方法首先以紅外線頻道資料, 推求颱風之冷雲覆蓋面積率 (fractional coverage, FC), 其次以微波資料推估出之降雨量為降雨量真值, 最後以微波推出降雨量進行校正紅外線降雨閾值, 如公式(35)所示。Arkin and Meisner 以 30N~30S 為研究範圍, 空間解析度為  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , 且依據微波推估之降雨量定出紅外線降雨閾值 (threshold) 為 235K。

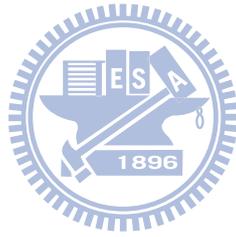
$$GPI (\text{mm}) = 3 (\text{mm/hr}) \times FC \times t (\text{hr}) \quad (35)$$

其中, FC (fractional coverage) 為冷雲頂覆蓋面積率 (即亮度溫度 < 235 K 所涵蓋面積的比率), 其值介於 0~1 之間; t 為時間間距; GPI 為時距內的累積降雨量 (mm)。

除了上述方法外，亦有多位學者以不同方法結合紅外線與微波資料來推估降雨量。Turk et al. (2002) 提出使用衛星資料推估降雨量受時間與空間解析度影響，當空間解析度 110 公里(一天)相關係數為 0.65，而空間解析度 11 公里(一小時)相關係數為 0.15。黃曉薇 (2000) 使用 SSM/I 資料以 Chiu (1990) 公式反演海面上颱風之降雨量，得到不同方位角平均降雨量分布狀況，其中降雨量大於 10 mm/hr 的強降雨分佈，與 GIS 雲圖的雲雨帶分佈有非常高相似性。李慶忠 (2002) 使用熱帶觀測降雨衛星 (TRMM) 微波輻射資料以統計法與物理法反演海面降雨強度，在判斷有無降雨區技術上，係整合散射指數法 (scattering index, SI)、降雨旗標法 (wind field approach)、閾值檢驗法 (threshold checks, TC) 等三種技術，發展合成技術 (combination technique, CT)，且結合 TRMM 衛星及日本地球同步氣象衛星五號(GMS-5)紅外降雨觀測，估測台灣周邊海面降雨量。Xu et al. (1999) 使用 GIS 紅外線頻道及 SSM/I 的微波資料，定義紅外線在某一亮度溫度值為有雨/無雨的閾值，並以時間相接近的微波資料推估出降雨量來推求紅外線亮度溫度閾值，此方法推估無雨區域正確率為 60%。

由上述所收集結合微波與紅外線頻道之文獻可得知，一般紅外線結合微波技術均使用微波頻道資訊校正紅外線參數，進而推估降雨量，且推估之降雨量於空間解析度往往較低。較低空間解析度之資料，對於極端降雨事件可能造成的嚴重災損地區，較無法準確地捕捉。本研究使用紅外線 (IR1) 資訊來重新分配微波 (SSM/I) 視場內降雨量分佈，藉由紅外線(IR1)資訊提高單獨使用微波 (SSM/I) 資料時之空間解析度，產生較高空間解析度降雨資料。未來可與地面降雨觀測合作，提供共同捕捉極端降雨事件與較準確颱風降雨量分佈的機會，據此了解地球暖化造成極端降雨的情形與颱風降雨量分佈狀況，以降低可

能造成的損失。



### 第三章 研究理論與方法

衛星資料推估降雨量主要原理為某些特定電磁波波段遇到大氣降雨系統內雨滴與冰粒時，會產生發射(emission)、吸收(absorption)或散射(scattering)等現象，根據降雨系統與周圍環境所造成的波段輻射量差異，可用來推估降雨量。一般衛星資料推估降雨量較有相關電磁波波段為可見光、紅外線及微波，電磁波譜如圖 3-1 所示。其中，可見光光源為太陽輻射量，紅外線與微波能量主要為地球輻射量。本章節首先對微波輻射方程、紅外線輻射方程、微波推估降雨量特性及紅外線推估降雨量特性作一簡單介紹。本章節並介紹本研究融合微波與紅外線資料之步驟與方法。

#### 3-1 微波輻射方程

微波遙測通常在熱力平衡時使用，即熱輻射吸收率與發射率兩者相等情況下，進行輻射量計算。此時能量交換藉由碰撞進行，並無溫度或輻射強度變化產生。地球的大氣整體可以視為熱力平衡狀態，或地表至中平流層的大氣可視為局部熱力平衡，當熱力平衡時，適合使用克希霍夫 (Kirchhoff) 定律：

$$A_{\nu} = \varepsilon_{\nu} \quad (36)$$

其中： $A_{\nu}$  為吸收率， $\varepsilon_{\nu}$  為發射率。

在局部熱力平衡狀態的非散射大氣中，忽略降水與冰晶造成的吸收和散射，微波波段的輻射傳送方程如下所示。

$$I_{\bar{\nu}} = I_{\bar{\nu}S} \bar{\omega}_{\bar{\nu}} \left( \frac{\tau_1}{\mu} \right) - \int_0^{\tau_1} B_{\bar{\nu}} [T(\tau')] \frac{\partial \bar{\omega}_{\bar{\nu}}(\tau'/\mu)}{\partial \tau'} d\tau' \quad (37)$$

$$I_{\bar{\nu}S} = I_{\bar{\nu}S}^{(1)} + I_{\bar{\nu}S}^{(2)} + I_{\bar{\nu}S}^{(3)} \quad (38)$$

其中， $\mu$  為  $\cos\theta$ ； $\theta$  為天頂角； $\tau$  為光程；地表光學厚度  $\tau$  為  $\tau_1$ ；大氣層頂  $\tau$  為 0； $\bar{\omega}_{\bar{\nu}}$  為輻射透射率； $B_{\nu}(T)$  表示當溫度為  $T$  時的黑體輻射強度， $T_s$  表示地表溫

度。 $I_{\tilde{\nu}S} \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}} \left( \frac{\tau_1}{\mu} \right)$  為地表發射為地表向上輻射經大氣透射出的貢獻量，地表向上輻射強度  $I_{\tilde{\nu}S}$  包含三項：

$$I_{\tilde{\nu}S}^{(1)} = \varepsilon_{\tilde{\nu}S} B_{\tilde{\nu}} [T_s] \quad (39)$$

$$I_{\tilde{\nu}S}^{(2)} = (1 - \varepsilon_{\tilde{\nu}S}) \int_0^{\tau_1} B_{\tilde{\nu}} [T(\tau')] \frac{\partial \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau_1 - \tau')}{\partial \tau'} d\tau' \quad (40)$$

$I_{\tilde{\nu}S}^{(1)}$  為地表發射的輻射強度； $\varepsilon_{\tilde{\nu}S}$  為地表發射率； $T_s$  為地表溫度。 $I_{\tilde{\nu}S}^{(2)}$  為被地表反射之大氣向下輻射強度。 $I_{\tilde{\nu}S}^{(3)}$  為地表反射的太陽和宇宙背景的輻射強度，宇宙背景輻射通常可以省略，故忽略這一項不計（曾忠一，1988）。

微波波段的黑體輻射強度正比於絕對溫度，假設不考慮宇宙背景輻射這項，則公式（37）式可以用溫度和亮度溫度表示成公式（41）式。

$$T_B(\tilde{\nu}) = \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau_1/\mu) \left[ \varepsilon_{\tilde{\nu}S} T_s + (1 - \varepsilon_{\tilde{\nu}S}) \int_0^{\tau_1} T(\tau') \frac{\partial \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau_1 - \tau')}{\partial \tau'} d\tau' \right] - \int_0^{\tau_1} T(\tau') \frac{\partial \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau'/\mu)}{\partial \tau'} d\tau' \quad (41)$$

再令  $T_u(\tilde{\nu})$  和  $T_d(\tilde{\nu})$  為向上和向下的大氣輻射貢獻量：

$$T_u(\tilde{\nu}) = - \int_0^{\tau_1} T(\tau') \frac{\partial \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau'/\mu)}{\partial \tau'} d\tau' \quad (42)$$

$$T_d(\tilde{\nu}) = \int_0^{\tau_1} T(\tau') \frac{\partial \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau_1 - \tau')}{\partial \tau'} d\tau' \quad (43)$$

則(3-6)式可以改寫成(3-9)式：

$$T_B(\tilde{\nu}) = T_u(\tilde{\nu}) + [\varepsilon_{\tilde{\nu}S} T_s + (1 - \varepsilon_{\tilde{\nu}S}) T_d(\tilde{\nu})] \tilde{\mathcal{J}}_{\tilde{\nu}}(\tau_1/\mu) \quad (44)$$

### 3-2 紅外線輻射方程

由於紅外線波段為長波輻射，其散射項幾乎可以忽略。因此，可將輻射強度變化（ $dI_\lambda$ ）簡化到只剩吸收及發射項，即  $dI_\lambda = \text{放射量} - \text{吸收量}$

(Schwarzschild 定律)。衛星遙測紅外線波段的輻射強度 ( $I_\nu$ )，即可根據上面的理論求得紅外線輻射傳送方程式 (曾忠一，1988)：

$$I_\nu = \varepsilon B_\nu(T_s) \tilde{\mathcal{J}}_\nu\left(\frac{\tau_1}{\mu}\right) - \int_0^{\tau_1} B_\nu(T') \frac{\partial \tilde{\mathcal{J}}_\nu(\tau'/\mu)}{\partial \tau'} d\tau' \quad (45)$$

其中， $\varepsilon$  為表面的放射率， $B_\nu(T)$  為溫度為  $T$  時的黑體輻射強度， $T_s$  為地表溫度，而  $(\ )_\nu \tilde{\mathcal{J}}_\nu \tau$  為透射函數，其定義為：

$$\tilde{\mathcal{J}}_\nu(\tau) = e^{-\tau} = \exp\left(-\int_z^\infty K_\nu \rho dz'\right) \quad (46)$$

其中， $\tau$  為光學厚度 (optical depth)，定義為：

$$\tau = \int_z^\infty K_\nu \rho dz' \quad (47)$$

其中， $K_\nu$  為質量吸收係數； $\rho$  為吸收氣體密度。

上式(45)中，等號右邊第一項是代表來自地表的貢獻量，為地面溫度放射經大氣之削弱後到達衛星的能量。等號右邊第二項是代表大氣層氣體的貢獻量，所以是每一層大氣發射出之輻射強度經其上一層大氣吸收後透射出的輻射值之積分。假如是在大氣窗區頻道上進行觀測，因為吸收效應很小，故(45)式中的  $\tilde{\mathcal{J}}_\nu \approx 1$ ，所以射出輻射強度可用  $I_\nu \approx B_\nu(T_s)$  來近似。因此，在沒有大氣吸收的影響下，衛星上輻射計所觀測得的亮度溫度就是輻射表面的溫度。

### 3-3 輻射強度與亮度溫度

微波輻射總量經由輻射傳遞到達輻射計天線的能量，再經由天線溫度轉換為亮度溫度，亦即亮度溫度也就是代表輻射能量，並以普朗克 (Planck) 函數表示該亮度溫度 (曾忠一，1988)。當輻射能量傳遞過程受到較多削弱，則傳送到天線能量相對就減少，亮度溫度數值也就會明顯降低。

黑體輻射能量分佈定律是 Planck 在 1901 年發展出來的。溫度為  $T$  的黑

體放射出的輻射強度在頻率的分佈可用(48)式 Planck 函數  $B_\nu(T)$  表示。

$$B_\nu(T) = \frac{2hC^2\nu^3}{e^{hC\nu/kT}-1} \quad (48)$$

其中， $h$  為 Planck 常數，值為  $6.62196 \times 10^{-27}$  erg-sec； $k$  是 Boltzmann 常數，值為  $1.380622 \times 10^{-16}$  erg/deg； $C$  為真空中的光速，值為  $2.997925 \times 10^{10}$  cm/sec。

$$\text{令 } C_1 = 2hC^2 = 1.191066 \times 10^{-5} \text{ erg/sec-cm}^2\text{-cm}^{-4}\text{-sr}$$

$$C_2 = hC/k = 1.43833 \text{ deg-cm}$$

則(48)式變成下式：

$$B_\nu(T) = \frac{C_1\nu^3}{e^{C_2/T}-1} \quad (49)$$

某物體放出的單色輻射強度，若和一黑體放出的相同，則此黑體的溫度就是該物體的亮度溫度。若某物體放出的輻射強度為  $I_\nu$ ，則在熱力平衡下，求得(50)式。

$$I_\nu = B_\nu(T_B) = \frac{C_1\nu^3}{e^{C_2/T_B}-1} \quad (50)$$

亦可推導成下式：

$$T_B(\nu) = \frac{C_2\nu}{\ln(1 + C_1\nu^3/I_\nu)} \quad (51)$$

經由以上推得的公式，可將觀測到的紅外線輻射強度推求出雲頂之亮度溫度。

### 3-4 微波推估降雨特性

微波是指頻率在 300MHz~300GHz 的電磁波，即波長介於 0.1 至 100 cm 波段，微波對極性分子物質具有吸收的特性，如：水、酸等。衛星觀測到的微

波輻射量包含地表及大氣向上的輻射量，因此，衛星上的被動微波輻射儀器，可利用降雨時雨滴及冰晶於微波傳送過程中，所產生發射、吸收和散射作用，偵測因降雨現象微波輻射量產生的變化，進而將輻射量的變化，用來量度雲層下降雨強度及分析降雨系統特性（曾忠一，1988）。

在微波波段內有一波長 1mm 至 1m 的大氣窗(如圖 3-2)，此大氣窗內即始有雲存在微波波段亦能穿透，且穿透率為波長的函數。大氣中影響微波穿透率主要元素有雲中水珠、雨滴、冰粒、大氣中的氧氣分子、水氣 (water vapor) 等。穿透率可提供大氣溫度及水氣與雲內液態或固態水含量分佈的訊息 (Staelin (1969)、Paris (1971)、柯踐政(1993))。

Spencer et al. (1989) 使用 SSM/I 的微波頻道 (T(19.35)、T(37) 與 T(85.5) GHz)，計算冰粒子與水粒子對於不同頻率之微波可能產生的吸收和反射情形，如圖 3-3 所示。由圖 3-3 可觀測出冰粒子只散射但不吸收微波輻射，水粒子吸收且散射微波輻射，但以吸收作用為主；隨著微波頻率增大 (T(19.35)、T(37) 與 T(85.5) GHz) 和降雨強度增強，水粒子的散射和吸收作用也會有增強現象，冰粒子散射幅度比水粒子大。且由圖 3-3 可觀察出頻率低於  $T_B(22)$  GHz 的微波輻射在傳送時，主要受到吸收作用而衰減，散射影響較小；頻率大的微波輻射在傳送時，受散射作用衰減較小 (陳美心，2006)。由上述文獻可得知，利用微波波段推估降雨量有兩種，第一種為觀測地球表面低頻微波(小於 22 GHz) 輻射量，以經由雨滴吸收後之輻射量估計降雨量；第二種為觀測地球表面高頻微波(大於 60 GHz) 輻射量，以高頻微波受冰粒子散射影響後的輻射量估計降雨量。依據不同的微波頻道推估降雨量，可分為放射、散射及結合放射與散射的輻射轉換演算式 (柯踐政，1993)。

### 3-5 紅外線推估降雨特性

雲成長到足夠成熟階段會形成雨滴，當形成較大水滴時(直徑約為 0.2 與 0.5 cm 間)，會使得上升氣流不堪負荷而降落形成雨(王寶貫，1996)。紅外線是指電磁波波長介於 0.83 至 10 微米的波段(如圖 3-1 所示)。

紅外線推估降雨量的基本原理，為利用大氣對流層內高度越高則溫度會越低，且當對流雨對流強度越強時，降雨量將會越大，同時雲頂高度也會越高，當雲頂高度越高則觀測到的溫度將會越低。因此可經由氣象衛星的紅外光波段觀測到的雲頂溫度來推估降雨量，雖然雲頂溫度無法直接掌握整個雲系詳細之垂直方向之物理及動力結構，但藉由雲頂溫度仍可間接的瞭解雲系之發展及獲得降雨量相關資訊。

由圖 3-2 可觀察出，紅外線波段內與微波一樣有一波長 8 至 14  $\mu\text{m}$  的大氣窗，此大氣窗內的電磁波較不會被大氣中氣體分子吸收，但地表、洋面及雲雨對此大氣窗區吸收率卻很高。由於地表與洋面吸收輻射能後再輻射的電磁波，無法穿過雲層，因此，紅外線波段觀測到會為雲頂溫度的輻射量；當大氣中無雲雨時，觀測到則為地表與洋面溫度輻射的電磁波(柯踐政，1993)。

在傳統之紅外光衛星影像中，越白亮部分代表溫度越低之區域，相反越黑暗部份代表較溫暖區域。大部分影像顯示系統皆是將紅外線影像以 256 個灰階值(grey level)由溫度最低之白色至最溫暖之黑色範圍以簡單之線性關係加以界定。

### 3-6 融合方法

由前面章節可得知，微波頻道所觀測到資訊與降雨量有較高關係，但微波頻道輻射能量較弱，需要大面積才能收取到一定輻射能量，因此微波頻道觀測

到的資訊空間解析度較低；相反的，紅外線頻道輻射能量較微波頻道強，所觀測到的資訊解析度會高於微波頻道，但紅外線所觀測到為雲資訊，與降雨量關係較低，鑑於兩種頻道的特性，本研究使用在颱風時期每一小時有一筆資料的紅外線頻道(5 km、4 km)融合微波頻道(25 km)，期望結合與降雨量有較高關係的微波頻道與具有較高空間解析度的紅外線頻道，提高颱風降雨量分佈的掌握度。

依據上述觀念，將兩種資料進行融合以提高空間解析度，本研究融合微波(SSM/I)與紅外線(IR1)分為三個步驟。第一步驟使用所收集微波(SSM/I)資料反演降雨量。第二步驟以收集之紅外線(IR1)亮度溫度值辨識微波(SSM/I)視場內之有、無雨區域。第三步驟綜合前面兩階段結果，融合微波(SSM/I)及紅外線(IR1)資料，以有雨地區紅外線(IR1)亮度溫度值，重新分配微波(SSM/I)資料所推估降雨量 ( $R_{SSM/I}$ )。



### 3-6-1 微波資料推估降雨量

經由收集文獻中可得知，許多學者以微波頻道反演降雨式，研究中選用 Ferraro (1997) 反演式，其主要原因為：(1) 颱風降雨通常會有較大降雨值出現，目前所使用反演式中 (Ferriday et al. (1994)、Olson et al. (1990)、Spencer et al. (1989)、Hollinger (1991)、Chiu et al. (1990)及 Adler et al. (1993))，Ferraro (1997) 的反演式能反演出較大降雨值 (35mm/hr)；(2)許多學者如 Xu et al. (1999)、Kummerow et al. (2001)、Bankert and Tag (2002) 和 Joyce et al. (2004) 等曾利用此反演式進行降雨量反演，這些研究表示 Ferraro (1997) 的反演式對全球降雨量具有良好的反演能力，且目前 Ferraro (1997)的反演式所反演降雨量為 NOAA 反演降雨的標準產品。

這個藉由散射機制反演降雨量方法(SI approach)最早為 Grody ( 1991 ) 發展，且經過許多次校正修改。Ferraro and Marks ( 1995 ) 利用雷達資料改進在海洋上有 25% 低估降雨量值的問題。Ferraro et al. (1996) 則利用 1987~1994 年間的雨量筒觀測資料和衛星資料來進行係數修正，得到目前所使用的降雨反演式。Ferraro ( 1997 ) 降雨反演式使用  $T_B(19)_V$ 、 $T_B(22)_V$  和  $T_B(85)_V$  三個頻道反演降雨量，陸地和海洋各分別有一組降雨反演式，使用 Ferraro ( 1997 ) 降雨量反演式時需先判斷推估降雨量地區為陸地或海岸。此反演式可先將海冰、雪、沙漠和半乾燥土壤所造成的錯誤資訊篩選出來。該反演式利用  $T_B(85)_V$  GHz 頻道接收降雨層內及對流雲頂造成降雨冰粒向上散射之輻射量，得到亮度溫度值，並由 RR 和 SI 之間的關係式求出降雨量。圖 3-4 為 Ferraro ( 1997 ) 反演降雨量的流程圖。其公式如(52)~(54)所示：

陸地：

$$SI_L = (451.9 - 0.44 \times T_B(19h) - 1.7775 \times T_B(22v) + 0.00575 \times T_B(22v)^2) - T_B(85v) \quad (52)$$

$$RR = 0.00513SI_L^{1.9468} \quad (53)$$

海洋：

$$SI_w = (-174.4 + 0.72 \times T_B(19v) + 2.439 \times T_B(22v) - 0.00504 \times T_B(22v)^2) - T_B(85v) \quad (54)$$

$$RR = 0.00188SI_w^{2.0343} \quad (55)$$

其中，SI (scattering index) 為散射指數，下標  $L$  代表陸地，下標  $w$  代表海洋； $T_B()$  為表示括弧內頻道的亮度溫度，單位為絕對溫度(K)；下標  $v$  及  $h$  分別代表垂直極化和水平極化頻道；RR 為反演出降雨量 (mm/hr)。

過去的研究顯示，以 10K 為閾值判斷是否為降雨區域會有較好成果，當

SI 小於 10 K 表示無降雨 (Grody, 1991)。由於 85GHz 頻道特性的限制，降雨反演值上限為 35 mm/hr，當降雨大於 35 mm/hr，則設為 35 mm/hr。在陸地與海洋可反演之最小降雨強度則分別為 0.45 mm/hr 及 0.20 mm/hr。

### 3-6-2 紅外線資料辨識有、無雨區域

由收集文獻中可得知，許多學者提出不同方法對有、無降雨區域進行辨識，其中以閾值法為最簡單且又可得到不錯成果，因此本研究利用閾值法，判斷研究區域內之有、無雨地區。由於選較較低的閾值（220 至 235 K），可較準確篩選出真正對流位置而不受高層卷雲的影響。但無法將所有降雨區域，不論大雨或小雨皆涵蓋。因此，本研究採用 Griffith et al.(1978)、Negri et al.(1987)、劉振榮(1992)及莊耀中（2006）等人提出的較高閾值 253 K 且台灣地區潮濕，因此也嘗試以 Todd et al.(2001)提出 260K，判斷研究區域內之有、無雨地區。

### 3-6-3 融合紅外線及微波資料

本節介紹利用紅外線(IR1)所觀測之雲頂亮度溫度值，重新分配微波(SSM/I)視場內 Ferraro (1997)公式反演之降雨量( $R_{SSM/I}$ )分佈。融合紅外線(IR1)及微波(SSM/I)資料有四種情形如表 3-1 所示。

方法一：

當微波(SSM/I)視場反演出降雨強度不為零且紅外線(IR1)判斷為有雨區域時，以紅外線(IR1)之亮度溫度值來重新分配微波(SSM/I)視場內之降雨強度( $R_{SSM/I}$ )分佈：

$$R_i = R_{SSM/I} \times \frac{\Delta T_i}{\sum_{i=1}^{total \leq 25} \Delta T_i} \quad (56)$$

方法二：

當微波 (SSM/I) 視場反演出降雨強度不為零且紅外線(IR1)判斷為無雨區域時，則微波 (SSM/I) 視場內降雨強度皆為 SSM/I 反演出降雨強度( $R_{SSM/I}$ ) 如公式 3-22。另外，當 SSM/I 反演出降雨強度( $R_{SSM/I}$ )為零時，此區域不計算。

$$R_i = R_{SSM/I} \quad (57)$$

其中， $R_i$  為微波 (SSM/I) 與紅外線(IR1)頻道亮度溫度融合之降雨強度(mm/hr) (空間解析度 4 Km)；total 為一個微波 (SSM/I) 視場內紅外線(IR1)頻道的個數，其示意圖如 3-5 所示； $R_{SSM/I}$  為使用微波 (SSM/I) 以 Ferraro (1997)公式所反演出視場內之平均降雨強度； $\Delta T_i$  為紅外線(IR1)頻道亮度溫度與閾值 (253K 或 260K) 之差； $\sum_{i=1}^{total \leq 25} \Delta T_i$  為一個微波 (SSM/I) 視場內所有  $\Delta T_i$  之和。

### 3-7 評鑑指標

本研究採用相關係數 (coefficient of correlation, CC) 及均方根誤差 (root of mean square error, RMSE) 評鑑 MIRA 模式所推估之降雨量，藉以判斷 MIRA 模式的優劣。

在評估 MIRA 模式時，由於衛星資料與陸地雨量站資料空間屬性不同，研究中以陸地雨量站雨量為中心，取半徑 2.5 km 與 2 km 範圍內 MIRA 所推估出之降雨量取平均值，兩者進行比較。

## 第四章 研究區域介紹與資料蒐集

### 4-1 研究區域介紹

台灣地區自然環境與地理位置非常特殊，為全球可能發生颱風區域之一，這些區域包含西北太平洋、東太平洋、大西洋西部、南太平洋、澳洲北方海域以及南北印度洋等地區。這些區域颱風強度、個數以及大小又以西北太平洋為最，而台灣正好位於太平洋副熱帶高壓西南側，許多颱風循著高壓邊緣移動而侵襲台灣，每到夏季伴隨而來颱風常挾帶大量雨量，常使台灣地區遭受無法避免的破壞。因此，本研究選定台灣地區為研究區域，以各別衛星資料優點，提高颱風時期對颱風降雨量分佈之掌握，以降低生命及財物的損失，研究區域範圍如圖 4-1 所示。

### 4-2 颱風基本介紹



颱風產生過程為暖濕洋面上雲團經由水汽凝結而釋出潛熱，使對流層中、上部的大氣漸增暖，此種加熱使地面氣壓稍為降低，低層空氣產生氣旋環流。另一方面，環流邊界層內摩擦作用增強低層氣流幅合，而產生更多積雲和積雨雲，釋出更多潛熱，使地面氣壓繼續下降，如此循環不息。只要能使此循環過程集中在小範圍內，原先的冷中心將會轉為暖中心，氣壓進一步降低。熱量和位能轉為動能，最後發展成颱風，示意圖如 4-2 所示（戚啟勳，1989）。

從氣候的觀點來說，颱風生成至少與下列幾個條件有關，大於南北緯五度以上區域，因為接近赤道的低緯度地區，由於地球自轉效應，不易造成氣流旋轉，因此在緯度 5 度以內的赤道地區，極少有颱風形成；一般而言，海水表層溫度若低於 26°C 時，颱風較不易形成，因此海水表面溫度需高於 26°C，由於較高的海溫能提供積雲簇較多的能量，有利於颱風的形成；中、低層大氣要夠

潮濕，若中、低層的空气太乾，將會限制對流雲系的發展，不利於颱風的生成；環境風場隨高度不能有太大變化，因颱風形成前，必須有旺盛的對流不斷地向上發展，若環境風場隨高度變化過大，將限制對流的垂直伸展，不利颱風的生成；垂直溫度梯度要夠大，使得空氣可以達到飽和；環境大氣的對流不穩定度愈高，愈能導致強烈的對流，有利於颱風的生成（Gray（1979）與藍嘉偉（2006））。

颱風結構為半徑一百到四百公里間之雲柱，其高度曾觀測到 18,000 公尺以上。颱風環流大致呈圓形，由許多對流雲（如積雨雲）組成的螺旋雲帶環繞，環形雲柱中心部分是無雲、雲層很薄、風雨很小或沒有風雨的颱風眼區域，颱風眼內為氣流下沉，溫度高、中心氣壓最低之處。颱風眼的大小有隨颱風的增強而逐漸縮小的趨勢，即使是同一颱風，於不同時刻，其颱風眼的直徑也不同，颱風眼直徑最大可達 150 公里，最小約 10 公里，平均直徑約為 45 公里左右。颱風眼四周是雲層最濃厚、風雨最強、氣流上升最快的眼牆區，眼牆區為天氣最惡劣的狂風暴雨地帶，漸向外則雲層漸高漸薄，風雨也漸弱。上升氣流到達對流層頂以後會向外輻散，在颱風外圍地區下沉。颱風眼的形成，係由於颱風內的風是反時針方向吹動，使中心空氣發生旋轉，而旋轉時所造成之離心力，與向中心旋轉吹入之風力互相平衡抵消，而使強風不能再向中心聚合，因此形成颱風中心數十公里範圍內的無風現象，且因為有空氣下沉增溫現象，導致雲消雨散而成為颱風眼，颱風結構如圖 4-3。

颱風整個生命期幾乎都在海洋上，颱風生命史以強度變化約可分為四期：颱風開始醞釀，僅為一微弱熱帶性低氣壓之發生期；颱風形成後威力漸增的發展期；颱風發展至最強階段，中心氣壓最低之極盛期；極盛期後颱風之威力減小，並漸趨衰減之衰弱期。這四個時期，每階段短者一、二日，長者二、三日；

每個颱風之情形均不同，平均每個颱風自發生至消滅，短者四、五日，長者可達十餘日。

### 4-3 侵台颱風統計

全球每年約 86 個熱帶氣旋生成，其中約有 27 個發生於西北太平洋，而每年約有 3 到 5 個西北太平洋颱風會侵襲台灣。圖 4-4 為 1967 至 2008 年每年發佈侵台颱風次數統計，由圖 4-4 可得知，近幾年侵台颱風平均次數有明顯增加趨勢。圖 4-5 為 1967 至 2008 年每月侵台颱風次數統計，由圖 4-5 可得知，八月份為侵台颱風最多月份。

### 4-4 採用之衛星及雨量站資料

目前所使用氣象衛星可依軌道不同分為地球同步衛星 (geosynchronous satellite) 與太陽同步衛星 (sun-synchronous satellite)。地球同步衛星位於赤道上空約 36,000 公里高度，和地球自轉的角速度相同，因此可持續提供同一區域的觀測資料及影像，其觀測範圍約涵蓋四分之一地球面積，每日可提供逐時衛星資料。太陽同步衛星沿著地球的北極和南極不停地繞，所以又稱為「繞極」軌道衛星，繞一圈地球約需 102 分鐘。每天會經過同一地點的上空約兩次（最多三次），一次在白天，另一次在晚上。

本研究採用之資料包括微波頻道、紅外線頻道及地面雨量資料，茲分述如下：

#### 4-4-1 微波資料

目前衛星上有裝載被動式微波頻道衛星有美國國家海洋大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)，所發射裝載微波探測單元 AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) 的 NOAA 衛星，美國空軍

發射的國防氣象衛星 DMSP，裝載著作業用的被動式微波輻射儀 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager)，1997 年 11 月 27 日由美、日合作發射的 TRMM 衛星裝載著 TMI 等衛星頻道系統。三種衛星的任務及特性完全不同，NOAA 的 AMUS 頻道，主要目的不在反演降雨，但可以滿足及時預報的需求，但由於 AMSU 解析較低，所反演的降水量只在大範圍區域會有較佳的估算，對於中小尺度，小雨地區會高估，而大雨地方則會有低估現象。TMI 與 SSM/I 有較高解析度及更多頻道，且兩種衛星主要目的是在求取各種大氣物理參數，適合用於降水推估。

美國國防衛星 (DMSP) 為第一個裝載作業用被動式(passive)的微波輻射儀(SSM/I)衛星，SSM/I 衛星高度約 833 公里，軌道傾角 98.8 度，週期 101.42 分(約每日繞地球 14.1 週)，一天所掃瞄區域範圍如圖 4-6 所示。升交時間是 AM 6:12 地方時，降交時間是 PM 6:12 地方時的太陽同步軌道衛星。

SSM/I 有七個被動式微波輻射計，接收 19.35GHz、37.0GHz 和 85.5GHz 垂直和水平雙極化頻道與 22.2GHz 垂直極化頻道(Hollinger et al., 1987)。SSM/I 衛星掃描方式分為 Scan A 和 Scan B 兩種，如圖 4-7 所示，Scan A 之 19.35GHz、22.2GHz 與 37.0GHz 頻道之空間解析度為 25 公里，85.5GHz 頻道之解析度為 12.5 公里。Scan B 則只有 85.5GHz 頻道之觀測值，空間解析度為 12.5 公里。SSM/I 微波頻道之時間與空間解析度及其應用如表 4-1 所示。

美國 TRMM 衛星計畫辦公室所提供之 TMI 衛星系統改良自 SSM/I，其主要兩個差異，TMI 增加 10.7 GHz 水平與垂直頻道及將原來水汽頻道 22.2GHz 頻率改為 21.3GHz。因此，TMI 總共接收五個頻道(10.7, 19.4, 21.3, 37.0, 及 85.5 GHz)，其中除了 21.3GHz 只有垂直極化頻率外，其餘皆為垂直和水平雙極化頻道，TMI 之空間解析度為 9.1 km 到 4.6 km (Kummerow et al., 1998)。

本研究採用 2005 至 2008 年之 SSM/I 和 TMI-2A12 微波資料，SSM/I 資料是選用 DMSP 之 F-13、F-14 和 F-15 三顆衛星。選用的 TMI-2A12 降雨產品包括雲液態水、降雨量和潛熱等資料。

#### 4-4-2 紅外線資料

紅外線(IR1)頻道資料方面，包括來自日本 GMS-5、GOES-9 與 MTSAT 等同步氣象衛星。GMS-5 為 1995 年 6 月發射之日本氣象衛星，2003 年 5 月 22 日已屆使用壽命而停止使用，其後的觀測任務暫由美國的 GOES-9 替代，直到 2005 年 2 月 MTSAT 開始正常運轉後接替。

GMS-5 衛星有四個頻道，分別為一個可見光頻道(VIS：0.55~0.75  $\mu\text{m}$ )、2 個紅外線頻道 (IR1：10.5~11.5 $\mu\text{m}$ ，IR2：11.50~12.50 $\mu\text{m}$ )和一個水汽頻道(WV：6.50~7.00 $\mu\text{m}$ )，其中可見光頻道空間解析度為 1.25 公里，紅外線頻道空間解析度為 5 公里，GMS-5 衛星之時間與空間解析度及其應用如表 4-2 所示；GOES-9 和 GMS-5 衛星相似，有 1 個可見光頻道 (VIS：0.55~0.75  $\mu\text{m}$ )、2 個紅外線頻道(IR1：10.20~11.20 $\mu\text{m}$ ，IR2：11.50~12.50 $\mu\text{m}$ )及 1 個水汽頻道(WV：6.50~7.00 $\mu\text{m}$ )，GOES-9 衛星之時間與空間解析度及其應用如表 4-3 所示；MTSAT (Multi-functional Transport Satellite) 衛星位於東經 140°上空，分別為一個可見光頻道 VIS 頻道 (VIS：0.55~0.75  $\mu\text{m}$ )、2 個紅外線頻道 (IR1：11.5~12.5  $\mu\text{m}$ ，IR2：6.5~7.0  $\mu\text{m}$ ) 及 1 個水氣頻道(WV：6.50~7.00 $\mu\text{m}$ )，另增加了短波紅外線窗區頻道(Near IR：3.5~4.0  $\mu\text{m}$ )。MTSAT 衛星可見光頻道空間解析度都均 1 公里，而紅外線頻道之空間解析度為 4 公里，MTSAT 衛星之時間與空間解析度及其應用如表 4-4 所示。

本研究採用 2000 至 2008 年紅外線資料，其中 2000 年至 2003 年 4 月來自 GMS-5 衛星，2003 年 4 月至 2004 年 12 月來自 GOES-9 衛星資料，2005 年以後則來

自MTSAT衛星資料。由於不同年份之紅外線資料解析度不同，因此研究中為了不使資料失真，分別以原始空間解析度(4 km與5 km)進行融合。

#### 4-4-3 陸地雨量站

台灣逐時雨量測站，共 372 個測站，測站位置如圖 4-8 所示。研究中所使用的 2000 至 2008 年時雨量資料，係由國立台灣大學大氣科學系大氣研究資料庫網站(<http://dbar.as.ntu.edu.tw/>)下載。

#### 4-4-4 收集之資料

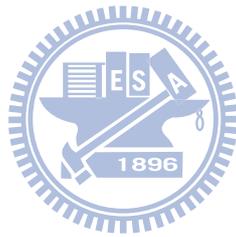
研究中所使用 GMS-5、GOES-9 與 MTSAT 在台灣地區約一小時可有一筆觀測資料，而一顆 SSM/I 衛星每天會經過台灣附近兩次，目前運行有三顆，因此台灣附近地區約每隔 4 小時可得一筆資料。資料選取方面，首先收集 2005-2008 年颱風期間，SSM/I 衛星有經過台灣上空之資料，而 GMS-5、GOES-9 與 MTSAT 資料之收集為最接近 SSM/I 掃描時間之資料，陸地雨量站資料為與 SSM/I 衛星資料相隔約 9 小時之資料，收集資料如表 4-5 所示。

#### 4-4-5 衛星資料之前期處理

由於本研究著重於颱風時期降雨量研究，因此進行資料下載時需先挑選颱風時期衛星資料，經由網站下載所得的 SSM/I 原始資料，必須先經過解壓縮及資料轉換處理，經由先前處理可以得到\*.txt1、\*.txt2 和\*.dat 三個檔案，該三檔案包含衛星實際掃描到的時間與檔案儲存時間、經緯度範圍(北緯 0~40 度和東經 100~140 度)、各頻道的亮度溫度值以及地表特性資訊，地表特性的代碼如表 4-6 所示。

由於網站下載所到衛星資料為全球資訊，但研究著重於台灣地區加上全球資訊量較為龐大，故先進行區域切割(北緯 20~26 度和東經 120~124 度)。其

次將各頻道亮溫值代入反演式，即可求得每一個畫素的降雨強度，降雨資料空間解析度為 25 公里× 25 公里。



## 第五章 微波與紅外線融合推估雨量之結果

本研究融合較低空間解析度之微波與較高空間解析度之紅外線頻道資料，期望經由兩種頻道融合可更準確掌握颱風時期降雨量分佈。首先使用對於全球降雨具有良好反演能力之 Ferraro (1997)公式反演颱風降雨量。其次，由於微波衛星觀測到資料與地面雨量站資料具有時間差，因此研究中探討微波衛星觀測資料與地面資料時間差距。由於本研究發展之 MIRA 方法準確度可能受微波與紅外線衛星時間間距、紅外線閾值及空間解析度影響，因此研究中分別探討對於 MIRA 方法有影響之因素。

一般將地面雨量站測得之雨量資料當真值，且美國太空總署 TRMM 辦公室提供之 TRMM Microwave Imager (TMI-2A12)微波資料反演之降雨產品為目前較高空間解析度之微波資料。因此，本研究使用地面雨量及 TMI-2A12 資料，驗證融合微波與紅外線頻道 (MIRA) 所推估之降雨量。

### 5-1 微波資料推估降雨量

本研究首先選取三個強颱風案例探討 Ferraro (1997)降雨公式反演之降雨量，選取案例包括碧利斯(2000)、海棠(2005)及泰利(2005)颱風，颱風案例選取如表 5-1 所示。碧利斯颱風於 2000 年 8 月 22 日自台灣成功鎮登陸，為花蓮縣玉里帶來 912 毫米的雨量，其它地區平均 500 公厘，颱風期間造成 11 人死亡，110 人受傷，434 棟房屋倒塌，約造成 47.4 億元的經濟損失；海棠颱風於 2005 年 7 月 18 日自宜蘭縣蘇澳鎮東澳附近登陸，為屏東尾寮山帶來 2347 毫米的雨量，颱風期間造成 12 人死亡，31 人受傷，約造成 48 億元的經濟損失。泰利颱風於 2005 年 9 月 01 日自花蓮與宜蘭之間登陸，受颱風環流影響有豪雨發生，造成多處道路坍方，南部部分地區淹水，颱風期間造成 3 人死亡，農漁牧

損失逾 16 億。碧利斯(2000)、海棠(2005)及泰利(2005)三個強度颱風均造成台灣地區民眾生命及財產嚴重損失。

圖 5-1 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18 UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖; (b)為 2000 年 8 月 23 日 00:00 合成雷達-CV 圖。圖 5-2 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37 UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖; (b)為 2005 年 7 月 18 日 01:00 合成雷達-CV 圖。圖 5-3(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖(b)為 2005 年 8 月 31 日 12:00 合成雷達-CV 圖。

在展示微波 (SSM/I) 頻道資料反演之降雨量時，為了容易分辨雨量分佈情況，將降雨量以顏色方式表示，颱風時期降雨量值越高越容易造成危險災害觀念，故降雨量越高，標示之顏色越紅。

由圖 5-1 可觀察出，Ferraro (1997)降雨公式所反演碧利斯颱風降雨區域和合成雷達-CV 圖之降雨分布區域非常吻合，台灣北部與東部地區兩者都無降雨量。由圖 5-2 可觀察出，Ferraro (1997)降雨公式所反演海棠颱風降雨區域和合成雷達-CV 圖之降雨範圍於南部與東部地區大致相同，於台灣東部有一範圍寬廣且狹長的降雨區域，兩者反演出來的降雨範圍頗吻合，但屏東地區所反演之降雨量明顯不一致。由圖 5-3 可觀察出，Ferraro (1997)降雨公式所反演泰利颱風降雨區和合成雷達-CV 圖之降雨分布區域於台灣北部地區大致相同，但在左下方(即台灣南部地區) Ferraro (1997)降雨公式反演之降雨量為零與合成雷達-CV 圖之降雨量不吻合。由以上颱風個案的分析結果發現，Ferraro (1997)反演之降雨區域與雷達-CV 圖有大致相同之降雨範圍。

Ferraro (1997)降雨反演式可運用於海上與陸上，有利於監測颱風海上生成

至進入台灣地區所攜帶降雨量變化之優點。研究中收集 2000 年至 2004 年，颱風時期經過台灣上空之微波(SSM/I)衛星資料，分別探討 Ferraro (1997)海面與陸地反演降雨量公式。為了使 Ferraro (1997)所反演出之降雨量能較合理比較，須先進行空間及時間處理。在空間處理上，以雨量站為中心，取半徑 12.5 公里範圍內 Ferraro (1997)所反演出之降雨量平均，並找出相對應之雨量站降雨量進行比較，而海上 Ferraro (1997)颱風降雨量推估分析，以綠島、蘭嶼、彭佳嶼和東吉嶼四個觀測站資料驗證，觀測站資料如表 5-2 所示；在時間處理方面，採用比微波 (SSM/I) 衛星掃描時間晚約一小時之地面測站降雨量資料，符合上述時間、空間條件之資料海上與陸上分別 12,583 及 294 筆，Ferraro (1997)海面上與陸地上降雨公式反演之降雨量和地面測站降雨量兩者間之相關係數為 0.42 與 0.72，RMSE 為 8.0 與 2.97 mm/hr。

## 5-2 微波衛星資料與地面測站時間差之探討

探討微波衛星觀測資料與地面測站之時間差時，由於衛星資料為面的觀測，為了和測站降雨量進行比較。須先對空間進行前處理。在空間處理上，由於微波 (SSM/I) 空間解析度為 25 公里，因此，將微波 FOV (半徑 12.5 公里) 內地面測站降雨量進行平均，並找出相對應之微波(SSM/I)衛星資料進行比較。本研究先以碧利斯 (2000)、海棠 (2005)及泰利 (2005)颱風為例，找出比微波(SSM/I)衛星掃描時間晚約一小時、二小時及一、二小時平均之地面測站雨量資料與微波(SSM/I) 頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量加以比較，其相關係數如表 5-3 所示。

圖 5-4 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2000 年 8 月 23 日 09:00 地面測站降雨量、2000 年 8 月 23 日 09:00 與 2000 年 8 月 23 日 10:00 兩

時間之地面測站降雨量平均值及 2000 年 8 月 23 日 10:00 地面測站降雨量。圖 5-5 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2005 年 7 月 18 日 10:00 地面測站降雨量、2005 年 7 月 18 日 10:00 與 2005 年 7 月 18 日 11:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2005 年 7 月 18 日 11:00 地面測站降雨量。圖 5-6(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2005 年 8 月 31 日 21:00 地面測站降雨量、2005 年 8 月 31 日 21:00 與 2005 年 8 月 31 日 22:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2005 年 8 月 31 日 22:00 地面測站降雨量。

由圖 5-4 可觀察出，所反演之碧利斯颱風降雨區和相差一小時地面降雨區域較相似。由圖 5-5 可觀察出，所反演海棠颱風降雨區域和不同時間(相差一小時、一小時與二小時平均及二小時)地面降雨區域比較時，與相差一小時之地面雨量分佈資料於花蓮與南部地區較相似。由圖 5-6 可觀察出，所反演之泰利颱風降雨區和不同時間 (相差一小時、一小時與二小時平均及二小時) 地面降雨區域比較時，台灣北部地區都有較高降雨量，且在台北地區反演之強降雨區域與相差一小時地面降雨量較為相似。

由以上颱風個案的分析結果發現，晚微波(SSM/I)衛星掃描時間約一小時之地面降雨範圍較為吻合，且由表 5-3 結果，可觀察出晚微波(SSM/I)衛星掃描一小時之地面雨量之降雨量相關係數較高，因此研究中以晚微波(SSM/I)衛星掃描時間一小時之地面雨量資料與 MIRA 推估結果加以比較。

### 5-3 個案分析

本研究選用 2000 至 2008 年颱風期間，微波(SSM/I)與紅外線兩衛星掃描時間間距相接近(小於半小時)且通過相同地區之案例，符合此條件者，共 32

個颱風，共包含 89 筆衛星資料（如表 4-5 所示）。研究中先分別探討碧利斯(2000)、海棠(2005)及泰利(2005)這三場強颱風及中颱馬莎(2005)與輕颱珊瑚(2005)融合的結果。

圖 5-7 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量；(b)為 2000 年 8 月 23 日 00:00 UTC 碧利斯颱風紅外線(IR1)之亮度溫度值(GMS-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料而括號內為網格中心座標。

圖 5-8 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量；(b)為 2005 年 7 月 18 日 01:00 UTC 海棠颱風紅外線(IR1)之亮度溫度值(MTSAT-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料而括號內為網格中心座標。

圖 5-9 (a) 為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量；(b)為 2005 年 8 月 31 日 12:00 UTC 泰利颱風紅外線(IR1)之亮度溫度值(MTSAT-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料而括號為網格中心座標。

圖 5-10 (a) 為 2005 年 8 月 04 日 10:08UTC 馬莎颱風使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量；(b)為 2005 年 8 月 04 日 10:00 UTC 馬莎颱風之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料。

圖 5-11 (a) 為 2005 年 8 月 12 日 09:53UTC 珊瑚颱風使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量;(b)為 2005 年 8 月 12 日 10:00 UTC 珊瑚颱風之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R);(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料。

展示紅外線亮度溫度值時,因為亮度溫度值低,較容易降雨造成災害危險,故亮度溫度值越低,標示之顏色越紅。MIRA 方法推估之降雨量顏色分佈與微波 (SSM/I) 頻道資料雨量圖相同。

由圖 5-7 至 5-11(d)、(e)與(f)區域數值可觀察出,地面降雨量較高地區,微波(SSM/I)頻道資料反演之降雨量也有較大降雨量,而地面雨量較低地區,使用微波(SSM/I)頻道料反演降雨量相對也有較小降雨量。且可觀察出 MIRA 方法可修正微波(SSM/I)頻道反演為大降雨而實際上並不是大降雨區域,可較符合實際情況(白色區域)。另外,加入紅外線(IR1)頻道後提昇空間解析度, MIRA 方法對於小區域之強烈降雨較能凸顯出來(紅色區域)。

#### 5-4 MIRA 之降雨量驗證

本研究分別利用地面測站降雨量與 TMI-2A12 降雨量資料,對 MIRA 方法推估之降雨量作驗證。以地面雨量資料驗證 MIRA 方法為一較困難工作,因為衛星資料與地面雨量資料特性不同,而 TMI-2A12 資料與 MIRA 方法所使用資料具有相同資料特性,驗證時較無資料不相稱性問題。研究中使用相關係數 (correlation coefficient, CC) 及均方根誤差(Root Mean Square Error, RMSE)評估 MIRA 推估之降雨量與地面雨量及 TMI-2A12 降雨量資料間之差異性。

由於 2000 年至 2008 年紅外線資料分別選用 GMS-5、GOES-S9 及 MTSAT 衛星, GMS-5 與 GOES-S9 兩顆衛星之紅外線 (IR1) 空間解析度為 5 km, 而

MTSAT 衛星空間解析度為 4 km。為了避免衛星資料失真，因此，分別以 5 km 及 4 km 空間解析度之紅外線 (IR1) 資料進行融合。且研究中，先以 2000 至 2004 年之衛星資料，探討對 MIRA 方法有影響之因素 (微波與紅外線頻道兩資料之時間間距、紅外線閾值)。

#### 5-4-1 地面降雨量驗證 MIRA 之結果

為了使本研究 MIRA 方法能較合理與地面測站降雨量比較，在空間處理方面，以地面雨量站為中心，找出半徑 2.5 km 內 MIRA 方法推估之降雨量平均值與地面雨量相互比較。在時間處理方面，以比微波 (SSM/I) 衛星掃描時間約晚一小時之地面雨量資料與 MIRA 方法推估出降雨量比較，2000 年至 2004 年衛星資料符合上述時間、空間條件之資料共 4,128 筆，MIRA 方法(紅外線閾值為 260K)推估出之降雨量和地面雨量兩者間之相關係數為 0.45，RMSE 為 11.0 mm/hr；MIRA 方法 (紅外線閾值為 253K) 推估出之降雨量和地面雨量之相關係數為 0.39，RMSE 為 11.74 mm/hr。

研究中進一步探討所收集微波 (SSM/I) 與紅外線 (IR1) 頻道資料之時間間距是否對本研究 MIRA 方法有影響，微波 (SSM/I) 與紅外線 (IR1) 頻道資料之時間間距分就下列三案例予以評估：

將微波 (SSM/I) 與紅外線 (IR1) 頻道資料分為時間間距相差 10、20 及 30 分鐘以內三案例，驗證之資料為比微波 (SSM/I) 衛星掃描時間晚 1 小時之地面雨量資料，比較不同時間間距之成果如表 5-4 所示，由表 5-4 可觀察出，時間間隔為 10 分鐘以內之相關係數為 0.5，RMSE 為 11.63 mm/hr (紅外線閾值為 260 K)。

經由表 5-4 可觀察出，使用 2000 至 2004 年微波(SSM/I)與紅外線(IR1)

頻道資料時間間距為 10 分鐘以內且紅外線閾值為 260 K，MIRA 方法有較高準確度。因此，研究中選用 2005 至 2008 年颱風時期，微波 (SSM/I) 與紅外線 (IR1) 頻道資料時間間距相差 10 分鐘以內之資料 (如表 4-5) 且紅外線閾值為 260 K，進行 MIRA 方法。符合上述時間、空間條件之資料共 3,503 筆，MIRA 方法推估出之降雨量和地面雨量兩者間之相關係數為 0.38，RMSE 為 8.47 mm/hr。

#### 5-4-2 TMI-2A12 降雨量驗證 MIRA 之結果

研究中挑選 2000 年至 2008 年與微波 (SSM/I) 衛星相差 10 分鐘以內且相同區域之 TMI-2A12 降雨量資料，選取資料如表 5-5 所示。由於 2000 至 2008 年紅外線資料包括 GMS-5、GOES-9 及 MTSAT 衛星，衛星之紅外線 (IR1) 空間解析度分別為 5 km 及 4 km 空間解析度。為了避免衛星資料失真，因此，研究中分別以 5 km 及 4 km 空間解析度進行融合。進行驗證時分別以地面雨量站及 TMI-2A12 降雨量資料為中心，找出半徑 2.5 km 及 2.0 km 內 MIRA 推估之降雨量平均值相互比較。

圖 5-12 (a) 為 2005 年 08 月 05 日 01:03UTC 馬莎颱風使用微波 (SSM/I) 資料與 2005 年 08 月 05 日 01:00 UTC (MTSAT-1R) 紅外線資料以 MIRA 方法推估之降雨量分佈；(b) 為 2005 年 08 月 05 日 01:02 UTC 馬莎颱風之 TMI-2A12 降雨資料。圖 5-13 (a) 為 2006 年 09 月 15 日 12:06 UTC 珊珊颱風使用微波 (SSM/I) 資料與 2006 年 09 月 15 日 12:00 UTC (MTSAT-1R) 紅外線資料以 MIRA 方法推估之降雨量分佈；(b) 為 2006 年 09 月 15 日 11:59 UTC 珊珊颱風之 TMI-2A12 降雨資料。

由圖 5-12 與 5-13 可觀察出，MIRA 方法所推估之降雨量分佈與 TMI-2A12 降雨非常類似。如表 5-6 所示，MIRA 推估之降雨量與地面降雨量比較結果，

相關係數為 0.57，RMSE 為 10.9 mm/hr，而 TMI-2A12 降雨量與地面降雨量比較結果，相關係數為 0.45，RMSE 為 12.5 mm/hr，MIRA 估算雨量與 TMI-2A12 降雨量比較結果，相關係數為 0.69，RMSE 為 16.2 mm/hr。由表 5-6 可觀察出 TMI-2A12 降雨量與 MIRA 方法所推估出之降雨量有較高相關性。另外，MIRA 降雨量比 TMI-2A12 降雨量對地面雨量資料有較高相關性。

由圖 5-14、5-15 可觀察出，微波頻道資料（SSMI、TMI）所反演出之降雨量值範圍都較小。另外，由圖 5-16 可觀察出，TMI-2A12 降雨量與 MIRA 方法所融合出之降雨量有較高相關性。

### 5-5 小結

由於極端降雨事件可能造成嚴重損害，為了及早發現這些有害的事件，以提供發生時因應之道，足夠時間與空間數據庫必須得到保證，尤其在沒有地面觀測站的地方，衛星觀測亦能提供觀測機會。由研究結果發現，將所收集微波（SSM/I）與紅外線（IR1）頻道資料兩者之時間間距與紅外線閾值因素考慮進去，對於提高 MIRA 方法準確度，有相當程度幫助。本研究成功地將微波頻道的空間解析度增加，且與 TMI 2A12 資料驗證，有不錯之結果。未來可加入其它微波頻道(例如 AMSU-B、AMSR 等)做類似的降雨反演，提高微波頻道之時間解析度。

## 第六章 結論與建議

由於地球暖化驅勢明顯，極端降雨事件越來越多，因此對於極端降雨事件觀測的需求增加，受限於尺度因素，大尺度觀測無法成功地捕捉極端降雨事件。本研究採用微波與紅外線融合的方法，將空間解析度增高，可與地面降雨觀測資料結合，提供共同捕捉降雨極端降雨事件的機會（如颱風降雨量分佈），據此了解地球暖化造成極端降雨的情形。本研究利用 2000~2008 年台灣地區颱風資料，以紅外線（IR1）資料來提高單獨使用微波（SSM/I）頻道資料之空間解析度，取得可推估小尺度降雨量之方法，並且和地面雨量資料及 TMI-2A12 降雨量資料比較與分析，茲將所得結果敘述如下：

### 6-1 結論

- (1) 由個案分析颱風案例可觀察出，加入紅外線(IR1)亮度溫度之 MIRA 方法能較準確推估出降雨區域且能凸顯強烈降雨區域。
- (2) 本研究融合微波與紅外線（MIRA）方法推估降雨量，當空間解析度為 5 公里(一小時)時，相關係數為 0.50 而空間解析度為 4 公里(一小時)相關係數為 0.38。
- (3) 使用微波（SSM/I）資料反演之降雨量，降落於地面所需時間受大氣狀況（風速、空氣阻力等）影響，因此本研究將微波（SSM/I）資料反演之降雨量與地面降雨量時間分為相差一小時、二小時及一、二小時平均值相互比較，由結果得知微波（SSM/I）資料反演之降雨量與相差一小時之地面雨量資料相關性較高。
- (4) 本研究較為困難之處是微波（SSM/I）與紅外線（IR1）衛星掃瞄位置與時間很難相同（同一地點微波衛星一天掃瞄兩次，紅外線衛星一小時掃瞄

一次)，所以兩資料融合時必有某程度之誤差。

- (5) 微波 (SSM/I) 反演推估出之降雨量為視場空間平均值，所估算之雨量有平均之效果，降雨極值小於 40 (mm/hr)。
- (6) 由表 5-6 可觀察出，MIRA 方法推估之降雨量、TMI 降雨量與地面降雨量資料三者相比較時，MIRA 推估之降雨量與地面降雨量有較高之相關係數。

## 6-2 建議

- (1) 由於本研究 MIRA 方法為使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro (1997) 公式推估降雨量，然後以紅外線(IR1) (亮度溫度值) 重新分配降雨量分佈，因此降雨量反演公式會影響 MIRA 方法準確度，未來可嘗試使用不同推估方法，增加微波推估降雨量之準確性。
- (2) 本研究選用紅外線(IR1)降雨閾值 (253 K 與 260 K) 為參考過去研究，但每個颱風特性變化多端，以一個閾值來辨識有、無雨地區會產生一定誤差，未來可嘗試定義不同特性颱風之閾值，以增進 MIRA 方法之準確度。
- (3) 由於 SSM/I 衛星與 TMI-2A12 時間相差 10 分鐘以內且有相同區域之案例較少，未來如能夠增加 TMI-2A12 資料，可更進一步釐清 MIRA 方法之準確性。
- (4) 微波 (SSM/I) 反演推估出之降雨量為視場空間平均值，當估算較大雨量時會有偏低現象，如何改善這項缺點為未來可以研究的方向。
- (5) 本研究成功地將微波頻道的空間解析度增加，且與 TMI-2A12 資料驗證，而有不錯之結果。未來可加入其它微波頻道(例如 AMSU-B、AMSR 等) 做類似的降雨反演，提高微波頻道時間解析度。

## 參考文獻

1. 王光華 (2001), 「由衛星資料探討台灣地區降雨量特性與降雨量關係」, 大氣科學, 109-124。
2. 王光華 (1997), 「利用微波估算台灣地區降雨量之研究」, 國立中央大學大氣物理研究所博士論文。
3. 王光華、劉振榮 (1998), 「應用微波資料估計台灣附近地區降雨之研究」, 航測及遙測會刊, 39-66。
4. 王寶貫, 「雲物理學, 渤海堂文化事業公司」, 382, 1996。
5. 何姿儀 (2005), 「應用 SSM/I 衛星觀測資料估算颱風定量降水」, 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
6. 李慶忠 (2002), 「TRMM 微波資料海面降雨反演及應用」, 國防大學中正理工學院國防科學研究所碩士論文。
7. 林家幹 (2003), 「應用衛星資料分析颱風降雨與颱風強度變化之關係」, 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
8. 柯踐政 (1993), 「整合人造衛星觀測之最佳降雨量估計」, 國立台灣大學土木工程研究所碩士論文。
9. 紀水上、陳泰然 (1988), 「中尺度對流復合體環境條件之個案診斷分析：1981 年 5 月 27~28 日個案」, 大氣科學, 14-30。
10. 莊耀中 (2006), 「MODIS 和 NOAA 衛星資料反演之大氣溫濕度剖線在夏季午後對流前兆分析之應用」, 碩士論文, 國立中央大學太空科學研究所。

11. 陳美心 (2006), 「熱帶降雨潛勢預報法於侵台颱風定量降雨預報之校驗分析」, 碩士論文, 國立台灣大學大氣科學研究所。
12. 陳萬金、蔡明達、劉振榮、張茂興 (2005), 「利用 TRMM 微波資料進行台灣陸上降雨反演之研究—散射指數法」大氣科學, 277-300。
13. 陳萬金、胡仁基、劉振榮與張茂興 (2006), 「利用 TMI 微波頻道反演海上颱風定量降水之研究」, 大氣科學, 67-88。
14. 曾忠一 (1988), 「大氣衛星遙測學」, 渤海堂出版社, 630 頁。
15. 黃曉薇 (2000), 「應用 SSM/I 衛星資料於西太平洋颱風特性之分析」, 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
16. 趙俊傑 (1998), 「MSU 微波頻道在台灣地區定量降水之研究」, 國立中正理工學院應用物理研究所碩士論文。
17. 劉振榮、呂貴寶、徐天佑 (1992) 「應用同步衛星資料估算台灣地區對流降水」, 大氣科學, 233-265。
18. 衛強 (2003), 「應用氣象衛星影像於雨量估計之研究」, 國立台灣大學生物環境系統工程研究所博士論文。
19. 藍嘉偉 (2006), 「利用 HHT 之 EMD 方法分析 SSM/I 資料估算之客觀指數與颱風強度年際變化關係」, 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
20. 戚啟勳 (1989), 「熱帶氣象學」, 國立編譯館出版發行。
21. 蔡勳雄、郭博堯 (2001), 「全球氣候變遷加劇的現象」, 國政分析, 永續(研) 090-030 號。

22. Adler, L.E., Hoffer, L.D., Wiser A., and Freedman, R. ( 1993 ),” Normalization of auditory physiology by cigarette smoking in schizophrenic patients”, American Journal of Psychiatry, 150, 1856-1861.
23. Adler, R. F., Yeh, H-Y. M., Prasad, N., Tao, W. K., and Simpaon, J. (1991), “Microwave simulations of a tropical rainfall system with a three-dimension Cloud Model”, Journal Applied Meteorology, 30,924-953.
24. Alder, F. R. and Negri, A. J. (1988), “A satellite technique to estimate tropical convective and stratiform rainfall”, Journal of Applied Meteorology, 27, 30-51.
25. Arkin, P. A. (1979), “The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulation during GATE over the B-scale array”, Monthly Weather Review, 107, 1382-1387.
26. Arkin, P. A. and Meisner, B. N. (1987), “The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during”, Monthly Weather Review, 115, 51-74.
27. Ba, M. B. and Gruber, A. (2001), “GOES Multispectral Rainfall Algorithm (GMSRA)”, Journal of Applied Meteorology, 40, 1500-1514.
28. Bankert, R. L. and Tag, P. M. (2002),”An automated method to estimate tropical cyclone intensity using SSM/I imagery”, Journal Applied Meteorology, 41, 461-472.
29. Barrett, E.C., Beaumont, M. J., Harrison, A., and Richards, T. S. ( 1986), Blas I<sup>2</sup>S user guide, Final report to US dept of commerce, Washington DC, Remote Sensing Unit, University of Bristol .
30. Bauer, P. and Schluessel, P. (1993),”Rainfall, total water, ice water, and water vapor over sea from polarized microwave simulations and Special Sensor Microwave/Imager data”. Journal of Geophysical Research, 98, 20737-20759.

31. Berg, W. and Chase, R. (1992), "Determination of mean rainfall from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) using a mixed lognormal distribution", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 9, 129-141.
32. Cheng, K. S. (1989), "Geostationary satellite and raingauge network data for rainfall estimation", Ph. D. dissertation, Agricultural Engineering Department, University of Florida.
33. Chiu, L. S., North, G. R., Short, D. A., and McConnell, A. (1990), "Rain estimation from satellites : effect of finite field of view", *Journal of Geophysical Research*, 95, 2177-2185.
34. Creutin, J. D., Lacomba, P., and Obled, C. (1986), "Spatial relationship between cloud-cover and rainfall fields: a statistical approach combining satellite and ground data", *International of Hydrology Science*, 60, 81-90.
35. Crosby, D. S., Ferraro, R. R., and Wu, H (1995), "Estimating the probability of rain in an SSM/I FOV using logistic regression", *Journal of Applied Meteorology*, 34, 2476-2480.
36. Ebert, E. and Manton, M. ( 1998 ) , " Performance of satellite rainfall estimation algorithms during TOGA-COARE", *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 1537-1557.
37. Engman, E.T. and Gurney, R. J. ( 1991 ) , "Remote sensing in hydrology. Chapman and Hall", New York, New York. Engman, E.T. (1995), Recent advances in remote sensing in hydrology. *Reviews of Geophysics, Supplement*, 967-975.
38. Ferraro, R. R. and Marks, G. F. ( 1995 ) , "The development of SSM/I rain rate retrieval algorithms using ground based radar measurements", *Journal of*

Atmospheric and Oceanic Technology, 12,755-770 ◦

39. Ferraro, R. R. ( 1997 ) , “SSM/I derived global rainfall estimates for climatologically applications”, Journal Geophysical Research, 102, 16715-16735.
40. Ferraro, R. R., Grody, N. C., and Marks, G. F. ( 1994a ) ,” Effects of surface conditions on rain identification using the SSM/I”, Remote Sensing Reviews, 11, 195-209.
41. Ferraro, R. R., Weng, F., Grody N. C., and Zhao, L. (2000),” Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor”, Geophysical Research Letters, 27, 2669-2672.
42. Ferraro, R. R., Weng, F., Grody, N. C., and Basist, A. ( 1996 ) ,” An eight-year (1987–1994) time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from SSM/I measurements”, Bull. American Meteorological Society, 77, 891-905.
43. Ferriday, J. G. and Avery, S. K.( 1994 ), “Passive microwave remote sensing of rainfall with SSM/I: Algorithm development and implementation”, Journal of Applied Meteorology, 33, 1587-1596.
44. Gray, W. M. (1979),”Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. In: Meteorology over the tropical oceans, edited by: Shaw, D. B., Royal Meteorological Society, 155-218.
45. Griffith, C. G., Woodley, W. L., Grube, P. G., Martin, D. W., Stout J., and Sikdar, D. N.( 1978), “Rain estimates from geosynchronous satellite imagery: Visible and infrared studies”, Monthly Weather Review, 106, 1153-1171.
46. Grody, N. C. (1991),”Classification of snow cover and precipitation using the

- Special Sensor Microwave Imager”, *Journal Geophysical Research*, 96, 7423-7435.
47. Hollinger, J. P. (1989), “DMSP special sensor microwave/imager calibration/validation”, Final Report, I, 55.
  48. Hollinger, J. P. (1991), “DMSP special sensor microwave/imager calibration/validation”, Final Report, II, 55.
  49. Huang, J.( 2001), ”An algorithm for retrieval of monthly rainfall over the oceans from the TRMM Microwave Imager(TMI)”, Ph.D Dissertation, Department of Atmospheric Sciences, Texas A&M University, College Station, TX, 100pp.
  50. Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., and Xie, P.(2004), “A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution”, *Journal of Hydrometeorology*, 5, 487-503.
  51. Kidd, C. and Barrett E. C. (1990),”The use of passive microwave imagery in rainfall monitoring”. *Remote Sensing Reviews*, 4, 415-450.
  52. Kidd, C., Kniveton, D. R., Todd, M. C., and Bellerby, T. J. (2003),”Satellite rainfall estimation using combined passive microwave and infrared algorithms”, *Journal of Hydrometeorology*, 4(6), 1088-1104.
  53. Kidder, S. Q. and co-authors (2005),”The tropical rainfall potential (TRaP) Technique. Part I: Description and examples”, *Weather and Forecasting*, 20, 456-464.
  54. Kummerow, C. and co-authors (2001),”The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors”, *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1801-1820.

55. Kummerow, C., Barnes, W., and Kozu, T. (1998), "The tropical measuring mission (TRMM) sensor package", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 55, 809-817.
56. Liu, G. and Curry, J. A. (1992), "Retrieval of precipitation from satellite microwave measurements using both emission and scattering", *Journal Geophysical Research*, 97, 9959-9974.
57. Mishra, J. K. and Sharma, O. P. (2001), "Cloud top temperature based precipitation intensity estimation using INSAT-1D data", *International Journal of Remote Sensing*, 22(6), 969-985.
58. Moses, J. F. and Barrett, E. C. (1986), "Interactive procedures for estimating precipitation from satellite imagery", *Hydrologic Applications of Space Technology. Proc. Cocoa Beach Workshop, Florida, August 8-12.*
59. Neale, C. M. U., Mcfarland, M. J., and Chang, K. (1990), "Land-surface-type classification using microwave brightness temperature from the special sensor microwave/imager", *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 829-838.
60. Negri, A. J. and Adler, R. F., (1987), "Infrared and visible satellite rain estimation, Part1: A grid cell approach", *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1553-1564.
61. Olson, W. S., Bauer, P., Kummerow, C. D., Hong, Y., and Tao, W-K. (2001), "A melting-layer model for passive/active microwave remote sensing applications. Part II: Simulation of TRMM observations", *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1164-1179.
62. Paris, J.F, (1971), "Transfer of thermal microwave in the atmosphere", *Department of Meteorology, University of Wisconsin, Madison*, 147 pp.

63. Scofield, R. A. and Oliver, V. J. (1977), "A scheme for estimating convective rain from satellite imagery", NOAA/NESS Tech.Memo.86, US Dept of Commerce, NOAA, Washington DC.
64. Smith, D. M., Kniveton, D. R., and Barrett, E. C. (1998), "A statistical modeling approach to passive microwave rainfall retrieval", *Journal of Applied Meteorology*, 37, 135-154.
65. Snijders, F. L. (1991), "Rainfall monitoring based on Meteosat data-a comparison of techniques applied to the Western Sahel", *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1331-1347.
66. Spayd L. E., Jr. and Scofield, R. A. (1984), "A tropical cyclone precipitation estimation technique using geostationary satellite data. NOAA Tech. Memo. NESDIS 5, 7-24.
67. Spencer, R. W., Goodman, H. M., and Hood, R. E. (1989), "Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: identification and characteristics of the scattering signal", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 6,254-273.
68. Staelin, D.H., (1969),"Passive remote sensing at microwave with lengths", *Proceedings of the IEEE* 57,427-439.
69. Todd, M. C., Kidd, C., Kniveton, D., Bellerby, T. J. (2001), "A combined infrared and passive microwave technique for estimation of small-scale rainfall", *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(5), 742-755.
70. Torricella, F., Cattani, E., and Levizzani, V. (2006),"Exploitation of cloud top characterization from three-channel IR measurements in a physical PMW rain retrieval algorithm", *Advances in Geosciences*, 7, 19-23.
71. Tsonis, A. A. and Issac, G. A. (1985), "On a new approach for instantaneous

- rain area delineation in the multitudes using GOES data”, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 1208-1218.
72. Turk, F. J., Marzano, F. S., Smith, E. A., and Mugnai, A. (1998), “Using coincident SSM/I and infrared geostationary satellite data for rapid updates of rainfall. geoscience and remote sensing symposium proceedings”, *IGARSS’98, IEEE International*, 1: 150-152.
73. Turk, F. J., Ebert, E. E., Oh, H-J., and Sohn, B-J. (2002), “Validation and applications of a realtime global precipitation analysis” *Proc. IGARSS, Toronto, Canada, IEEE*.
74. Wilheit, T. T. and Chiu, L. S. (1991),”Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions”, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* ,8, 118-136.
75. Wilheit, T. T., Chang, A. T. C., Rao, M. S. V., Rodgers, E. B., and Theon, J. S. (1977), “A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the oceans” , *Journal of Applied Meteorology*,16, 551-560.
76. Wu, R., Weinman, J. A., and Chin, R. F. (1985), “Determination of rainfall rate from GOES satellite images by a pattern recognition technique,” *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2, 314-330.
77. Xu, L., Gao, X., Sorooshian, S., Arkin, P. A., and Imam, B. (1999), “A microwave infrared threshold technique to improve the Goes precipitation index”, *Journal of Applied Meteorology*, 38,576-594.
78. NOAA網站：<http://www.saa.noaa.gov/nsaa/products/welcome>
79. TRMM 網站：<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/data/datapool/TRMM/index.html>.
80. 台大大氣研究資料庫：<http://dbar.as.ntu.edu.tw/>

81. <http://en.wikipedia.org/wiki/File:Dmsp.jpg>
82. <http://www.jcoppens.com/sat/tech/goes.php>
83. <http://daac.gsfc.nasa.gov>
84. [http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm\\_rain/Events/TRMM\\_SATELLITE.blurred.jpg](http://trmm.gsfc.nasa.gov/trmm_rain/Events/TRMM_SATELLITE.blurred.jpg)
85. [http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview\\_dir/background.html](http://trmm.gsfc.nasa.gov/overview_dir/background.html)
86. <http://www.restec.or.jp/databook/g/g-13.htm>
87. <http://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/satellite/>



表 1-1 衛星、雷達及雨量站優缺點比較

	優點	缺點
衛星	<p>大範圍</p> <p>不受國界限制</p> <p>不受惡劣天候影響</p> <p>觀測上無死角</p> <p>不受山區地形影響</p> <p>價格便宜</p>	<p>非連續性資料</p> <p>小範圍之天氣現象無法觀測 (空間與時間解析度不足)</p>
地面雷達	<p>即時</p> <p>連續性資料</p>	<p>觀測上有死角</p> <p>受國界限制</p> <p>惡劣天候時無法使用</p> <p>受山區地形影響</p>
雨量站	<p>連續性資料</p> <p>不受惡劣天候影響</p>	<p>小範圍</p> <p>受國界影響</p> <p>點資料</p>

表 2-1  $\alpha$  與  $\beta$  降雨係數

區域	降雨係數			
	早上		下午	
	$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$
美國	-4.65	1.88	-12.43	3.23
南美洲	-4.9	2.3	-14.53	2.61
西蘇聯	-2.65	1.2	-6.4	2.03
東蘇聯	-2.3	1.31	-6.2	2.32

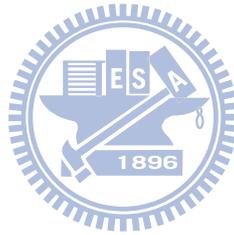


表 2-2 紅外線觀測雲之亮度溫度類型

Count value	溫度 (°C)	平均降 雨	亮度層
>218	<-56	25	6
210-217	-51~-55	16	5
199-209	-45~-50	9	4
154-198	-25~-44	4	3
125-153	-12~-24	2	2
112-125	-7~-11	0	1
<112	-6	0	0

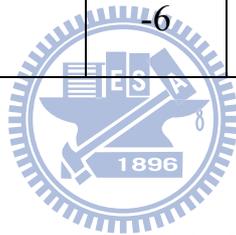


表 2-3 垂直速度

Class	垂直速度( $\text{cms}^{-1}$ )
1	<-4
2	-3~-1
3	-1~1
4	1~3
5	>4

表 2-4 雷達回波增長趨勢與降雨強度關係(佛羅里達州)

Echo growth trend		降雨強度 (I)(mm/hr)
Increasing area		
0	$\leq A_e/A_{em} < 0.3$	13.3
0.25	$\leq A_e/A_{em} < 0.5$	17.3
0.5	$\leq A_e/A_{em} < 0.8$	21.1
0.75	$\leq A_e/A_{em} < 1$	23.8
	$A_e/A_{em} = 1$	20.7
Decreasing area		
1	$> A_e/A_{em} \geq 0.8$	21.1
0.75	$> A_e/A_{em} \geq 0.5$	16.7
0.5	$> A_e/A_{em} \geq 0.3$	11.9
0.25	$> A_e/A_{em} \geq 0$	8.2

$A_e =$  迴波面積;  $A_{em} =$  最大迴波面積

表 2-5 颱風內部雲之降雨強度範圍

類型	降雨強度(mm/hr)
中央密集雲區	0.3-50
雲牆	25-75
冷對流雲區	1-100
外圍雲區	3-50

表 2-6 三種不同 SSM/I 頻道組合與雷達資料比較

衛星頻道	prediction	Radar measurement		相關 係數
		No rain	Rain	
$T_B(85_V)$ 與 $T_B(85_h)$	No rain	556	80	0.874
	Rain	72	1025	0.934
$T_B(19_V)$ 、 $T_B(22_V)$ 與 $T_B(85_V)$	No rain	561	80	0.875
	Rain	67	1031	0.939
$(T_B(19_V)$ 、 $T_B(22_V)$ 、 $T_B(85_V)$ 與 $T_B(85_h)$	No rain	560	68	0.892
	Rain	68	1037	0.938

表 2-7 衛星影像特徵

特徵號碼	特徵	PIXEL SEPARATION D
	Radiance	
[1]	灰階平均值	
[2]	灰階標準差值	
[3]	最大灰階值	
[4]	最小灰階值	
[5]	最大/最小灰階值	
[6]	灰階值範圍	
[7]	單位面積邊緣強度	$\overline{RG}[7]$
[8]- [11]	最大 4 趨勢值	MEAN[8],CON[9],ASM[10],ENT[11]
[12]- [15]	平均 4 趨勢值	MEAN[12],CON[13],ASM[14],ENT[15]
[16]	單位面積邊緣強度	$\overline{RG}[16]$
[17]- [20]	最小趨勢內值	MEAN[17],CON[18],ASM[19],ENT[20]
[21]- [24]	趨勢內平均值	MEAN[21],CON[22],ASM[23],ENT[24]

表 2-8 降雨量與亮度溫度之關係 (Huang, 2001)

	$T_B(10.65)$ GHz vertical channel	$T_B(19.35)$ GHz vertical channel	$T_B(21.3)$ GHz vertical channel	$T_B(37.0)$ GHz vertical channel
ta	160	185	183	217
tb	1.75	-0.4	10.7	-4
tc	0.45	1.79	0.9	1.75
$T_1$	320	295	292	284
a	4.96	5.4	5.44	9.06
b	52.36	20.59	20.77	7.2
c	0.819	1.13	1.3	1.35



表 2-9 不同作者研究結果

作者	區域	A1	A2	A3	A4	閾值
Grody (1991)		450.20	-0.5060	-1.8740	0.00637	
Ferraro et al. (1994)	全球	-174.38	0.7152	2.4387	-0.00504	
Ferraro et al. (1994)	全球	451.88	-0.4400	-1.7750	0.00674	10 K
陳等人(2005)	台灣	220.878	-0.747	0.554	0.00147	8K

表 2-10 不同作者以 SSM/I 資料反演降雨運算式

NO.	作者	頻道	降雨量推估
1	Adler et al. (1993)	$T_B(37_h)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度與 $T_B(85H)$ 為線性關係
2	Kidd, C. and Barrett, E. (1990)	$T_B(19_h)$ 、 $T_B(22_v)$ $T_B(37_v)$ 、 $T_B(37_h)$	先以 $T_B(19_h)$ 與 $T_B(37_v) - T_B(37_h)$ 判斷有無降雨 降雨強度與 $T_B$ 為線性關係
3	Kidd, C. and Barrett, E. (1990)	$T_B(37_v)$ 、 $T_B(85_v)$	降雨強度為 HFVFD 的二次函數 $HFVFD = a \cdot T_B(37_v) - T_B(85_v) - b$
4	Kidd, C. and Barrett, E. (1990)	$T_B(85_v)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度為 PCT 二次函數 $PCT = (1 + t) \cdot T_B(85_v) - t \cdot T_B(85_h)$
5	Kidd, C. and Barrett, E. (1990)	$T_B(19_v)$ 、 $T_B(85_v)$	RR a quadratic function of LRVFD = $a \cdot T_B(19_v) - T_B(85_v) - b$
6	Smith, D. and Barrett, E. (1998)	$T_B(37_v)$ 、 $T_B(37_h)$ $T_B(85_v)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度與 $T_B(85_h)$ 及 $T_B(85_v)$ 為線性關係
7	Smith, D. and Barrett, E. (1998)	$T_B(37_v)$ 、 $T_B(85_v)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度與 $T_B$ 為線性關係
8	Berg and Chase (1992)	$T_B(19_h)$ 、 $T_B(22_v)$ $T_B(37_v)$ 、 $T_B(37_h)$	降雨強度與 $T_B$ 值為線性關係
9	Wilheit et al. (1991)	$T_B(19_h)$ 、 $T_B(22_v)$	降雨強度與 $T_B(19_h)$ 、 $T_B(22_v)$ 、 $T_B(85)$ 值有關
10	Ferraro and Marks (1995)	$T_B(19_v)$ 、 $T_B(22_v)$ 、 $T_B(85_v)$	降雨強度為 SI 指數函數 $SI = a + b \cdot T_B(19_v) + c \cdot T_B(22_v) + d \cdot T_B(22_v)^2 - T_B(85_v)$ ， $SI \geq 10$

表 2-10 不同作者以 SSM/I 資料反演降雨運算式(續)

NO.	作者	頻道	降雨量推估
11	Ferraro and Marks (1995)	$T_B(19_V)$ 、 $T_B(22_V)$ 、 $T_B(37_V)$	降雨強度為液態水指數函數 液態水以 $T_B(19_V)$ 或 $T_B(37_V)$ 推估
12	Ferriday and Avery (1994)	$T_B(19_V)$ 、 $T_B(19_h)$ $T_B(22_V)$ 、 $T_B(37_V)$ $T_B(37_h)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度與 $T_B$ 為線性關係
13	Liu and Curry (1992)	$T_B(19_h)$ 、 $T_B(37_h)$ $T_B(37_V)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度為 $[T_B(19_h)-T_B(85_h)]$ 指數函數
14	Bauer and Schlüssel (1993)	$T_B(19_V)$ 、 $T_B(19_h)$ 、 $T_B(22_V)$ $T_B(37_h)$ 、 $T_B(85_V)$ 、 $T_B(85_h)$	降雨強度 < 0.3 mm/ hr or $Q < 0.1 \text{ g cm}^{-2}$ 為 無降雨 降雨強度為 $T_B$ 多項式函數的對數
15	Wilheit et al. (1991)	$T_B(19_V)$ 、 $T_B(19_h)$ 、 $T_B(22_V)$ $T_B(37_V)$ 、 $T_B(37_h)$	降雨強度 = $\max[\text{RR}(T_B \text{ 19GHz}), \text{RR}(T_B \text{ 37GHz})]$

表 2-11MIRA 方法與 TOGA COARA 雷達推估降雨量兩者之相關係數

	MIRA <sub>[BA3]</sub>	MIRA <sub>[NMI]</sub>
12km	0.32	0.3
0.5°×0.5°	0.43	0.38
1.5°×1.5°	0.68	0.68



表 2-12 台灣地區使用不同方法判斷降雨區域之結果

作 者	方法	有雨閾值	準確率
Spencer et al. (1989)	PCT $T_B(85)$	<276K	66.01%
Crosby and Ferraro (1995)	Logistic 迴歸	>0.42	74.7%
Neale et al. (1990)	$T_B(22_v) - T_B(19_v)$	<23K	70.1%
	$T_B(85_v) - T_B(19_v)$	<30K	71.6%
	$T_B(85_v) - T_B(37_v)$	<21K	70.9%
	$T_B(19_v)$	>240 K	75.8%
王光華 (2001)	$T_B(22_v)$	>256 K	75.2%
	$T_B(37_v)$	>253 K	74.8%
	NPD	<0.015K	68.4%
	LWC	>0.75 K	75%
	Logistic + LWC	>1 K	74%
	Logistic + LWC + $T_B(19_v) + T_B(37_v) +$ $T_B(22_v)$	>3 K	75.5%

表 3-1 微波融合紅外線之情形

紅外線	微波	
	有雨區域	無雨區域
有雨區域	方法一 (公式(3-21))	不計算
無雨區域	方法二 (公式(3-22))	不計算

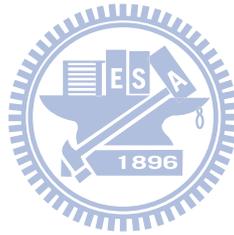


表 4-1 SSM/I 微波頻道之時間與空間解析度及其應用

頻率	SSM/I 頻道	Integration Period	3 dB Footprint Size		應用方向
			Along-track	Cross-track	
19.35 GHZ	Vertical horizontal	7.95ms	69km	43km	1.海-冰之覆蓋 2.海洋雲水和降水 3.地海邊界 4.土壤濕度 5.植被
22.35 GHZ	vertical	7.95ms	50km	40km	1.海洋之水氣
37.0 GHZ	vertical horizontal	7.95ms	37km	28km	1.海-冰之覆蓋 2.海洋雲水和降水 3.海面風 4.陸地之豪雨 5.雪之覆蓋
				29km	
85.5 GHZ	Vertical horizontal	7.95ms	15km	13km	1.海-冰之覆蓋 2.海洋上之非降雨雲 3.陸地和海洋之降雨 4.雪之覆蓋

表 4-2 GMS 紅外線頻道之時間與空間解析度及其應用

波段	波長 $\lambda$	空間解析度		時間解析度	應用方向
		Along-track	Cross-track		
IR1	10.5-11.5 $\mu\text{m}$	5 km	5 km	一小時	雲頂溫度
IR2	11.5-12.5 $\mu\text{m}$	5 km	5 km		雲頂溫度
IR3	6.5-7.25 $\mu\text{m}$	5 km	5 km		雲頂溫度
VIS	0.55-0.9 $\mu\text{m}$	1.25 km	1.25 km		反照率

表 4-3 GOES-9 紅外線頻道之時間與空間解析度及其應用

波段	波長 $\lambda$	空間解析度		時間解析度	應用方向
		Along-track	Cross-track		
IR1	10.2~11.2 $\mu\text{m}$	5 km	5 km	一小時	雲頂溫度
IR2	11.5-12.5 $\mu\text{m}$	5 km	5 km		雲頂溫度
Shortwave	6.5-7.0 $\mu\text{m}$	4 km	4 km		雲頂溫度
VIS	0.55-0.79 $\mu\text{m}$	1.0 km	1.0km		反照率
Moisture	6.5~7.0	8 km	8 km		水氣

表 4-4 MTSAT 紅外線頻道之時間與空間解析度及其應用

波段	波長 $\lambda$	空間解析度		時間解析度	應用方向
		Along-track	Cross-track		
IR1	10.3-11.3 $\mu\text{m}$	4 km	4 km	一小時	雲頂溫度
IR2	11.5-12.5 $\mu\text{m}$	4 km	4 km		雲頂溫度
IR4	3.5-4.0 $\mu\text{m}$	4 km	4 km		雲頂溫度
$\omega\text{v}$	6.5-7.0 $\mu\text{m}$	4 km	4 km		水氣分佈
VIS	0.55-0.9 $\mu\text{m}$	1 km	1 km		反照率



表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料

NO.	颱風	NO.	微波(SSM/I)	紅外線(IR1)	地面雨量計
1	碧利斯	1	2000/8/23 00:18	2000/8/23 00:00	2000/8/23 09:00
2	象神	2	2000/10/30 00:34	2000/10/30 13:00	2000/10/30 02:00
		3	2000/10/30 08:01	2000/10/30 08:00	2000/10/30 17:00
		4	2000/10/30 21:20	2000/10/30 21:00	2000/10/31 06:00
3	桃芝	5	2001/7/30 00:44	2001/7/30 01:00	2001/7/30 10:00
		6	2001/7/30 01:08	2001/7/30 01:00	2001/7/30 10:00
		7	2001/7/30 11:06	2001/7/30 11:00	2001/7/30 20:00
		8	2001/7/30 11:36	2001/7/30 12:00	2001/7/30 21:00
4	納莉	9	2001/9/16 11:50	2001/9/16 12:00	2001/9/16 21:00
		10	2001/9/17 01:07	2001/9/17 01:00	2001/9/17 10:00
		11	2001/9/17 08:32	2001/9/17 09:00	2001/9/17 18:00
		12	2001/9/17 11:35	2001/9/17 12:00	2001/9/17 21:00
		13	2001/9/17 21:50	2001/9/17 22:00	2001/9/18 07:00
		14	2001/9/18 00:53	2001/9/18 01:00	2001/9/18 10:00
		15	2001/9/18 08:19	2001/9/18 08:00	2001/9/18 17:00
5	利奇馬	16	2001/9/23 00:20	2001/9/23 00:00	2001/9/23 09:00
		17	2001/9/25 08:28	2001/9/25 08:00	2001/9/25 17:00
		18	2001/9/25 21:46	2001/9/25 22:00	2001/9/26 08:00
		19	2001/9/26 00:39	2001/9/26 01:00	2001/9/27 10:00
		20	2001/9/26 08:14	2001/9/26 08:00	2001/9/26 17:00
		21	2001/9/27 08:05	2001/9/27 08:00	2001/9/27 17:00
		22	2001/9/27 08:05	2001/9/27 08:00	2001/9/27 17:00
6	莫拉克	23	2003/8/2 21:55	2003/8/2 22:00	2003/8/3 07:00
		24	2003/8/3 08:26	2003/8/3 08:00	2003/8/3 17:00
		25	2003/8/3 21:41	2003/8/3 22:00	2003/8/4 07:00

表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 (續一)

NO.	Name	NO.	微波(SSM/I)	紅外線(IR1)	地面雨量計
7	杜鵑	26	2003/9/1 21:39	2003/9/1 22:00	2003/9/2 07:00
8	米勒	27	2003/11/2 01:21	2003/11/2 01:00	2003/11/2 10:00
		28	2003/11/2 11:41	2003/11/2 12:00	2003/11/2 21:00
9	艾利	29	2004/8/24 08:36	2004/8/24 09:00	2004/8/24 18:00
		30	2004/8/24 09:22	2004/8/24 09:00	2004/8/24 18:00
		31	2004/8/24 21:51	2004/8/24 22:00	2004/8/25 07:00
		32	2004/8/24 22:55	2004/8/24 23:00	2004/8/25 08:00
10	海馬	33	2004/9/11 00:18	2004/9/11 00:00	2004/9/11 09:00
11	納坦	34	2004/10/25 00:50	2004/10/25 01:00	2004/10/25 10:00
12	南瑪都	35	2004/12/3 00:58	2004/12/3 01:00	2004/12/3 10:00
13	海棠	36	2005/7/17 12:52	2005/7/17 13:00	2005/7/17 22:00
		37	2005/7/17 23:56	2005/7/18 00:00	2005/7/18 09:00
		38	2005/7/18 01:59	2005/7/18 02:00	2005/7/18 11:00
		39	2005/7/19 11:06	2005/7/19 11:00	2005/7/19 20:00
14	馬莎	40	2005/8/3 22:55	2005/8/3 23:00	2005/8/4 08:00
		41	2005/8/4 10:08	2005/8/4 10:00	2005/8/4 19:00
		42	2005/8/4 10:53	2005/8/4 11:00	2005/8/4 20:00
		43	2005/8/5 01:03	2005/8/5 01:00	2005/8/5 10:00
		44	2005/8/5 09:53	2005/8/5 10:00	2005/8/5 19:00
15	丹瑞	45	2005/9/21 11:03	2005/9/21 11:00	2005/9/21 20:00
		46	2005/9/23 00:02	2005/9/23 00:00	2005/9/23 09:00
16	珊瑚	47	2005/8/12 09:53	2005/8/12 10:00	2005/8/12 19:00
		48	2005/8/12 12:09	2005/8/12 12:00	2005/8/12 21:00
17	泰利	49	2005/8/31 01:06	2005/8/31 01:00	2005/8/31 10:00
		50	2005/9/1 00:51	2005/9/1 01:00	2005/9/1 10:00

表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 (續二)

NO.	Name	NO.	微波(SSM/I)	紅外線(IR1)	地面雨量計
17	泰利	51	2005/9/1 10:07	2005/9/1 10:00	2005/9/1 19:00
		52	2005/9/1 12:03	2005/9/1 12:00	2005/9/1 21:00
		53	2005/9/2 09:53	2005/9/2 10:00	2005/9/2 19:00
18	丹瑞	54	2005/9/21 22:54	2005/9/21 23:00	2005/9/22 08:00
		55	2005/9/22 10:07	2005/9/22 10:00	2005/9/22 19:00
19	珍珠	56	2006/5/17 00:06	2006/5/17 00:00	2006/5/17 09:00
20	艾維尼	57	2006/7/8 09:51	2006/7/8 10:00	2006/7/8 19:00
21	碧利斯	58	2006/7/13 09:55	2006/7/13 10:00	2006/7/13 21:00
		59	2006/7/13 22:53	2006/7/13 23:00	2006/7/14 08:00
		60	2006/7/14 10:06	2006/7/14 10:00	2006/7/14 19:00
		61	2006/7/15 00:02	2006/7/15 00:00	2006/7/15 09:00
		62	2006/7/15 09:52	2006/7/15 10:00	2006/7/15 19:00
22	珊珊	63	2006/9/14 09:52	2006/9/14 10:00	2006/9/14 19:00
		64	2006/9/15 12:06	2006/9/15 12:00	2006/9/15 21:00
		65	2006/9/18 00:06	2006/9/18 00:00	2006/9/18 09:00
23	帕布	66	2007/8/5 07:10	2007/8/5 07:00	2007/8/5 16:00
		67	2007/8/7 10:00	2007/8/7 10:00	2007/8/7 19:00
24	梧提	68	2007/8/10 00:05	2007/8/10 00:00	2007/8/10 09:00
		69	2007/8/10 23:50	2007/8/11 00:00	2007/8/11 09:00
25	聖帕	70	2007/8/16 23:58	2007/8/17 00:00	2007/8/17 09:00
		71	2007/8/17 09:09	2007/8/17 09:00	2007/8/17 18:00
		72	2007/8/18 10:55	2007/8/18 11:00	2007/8/18 20:00
		73	2007/8/19 07:08	2007/8/19 07:00	2007/8/19 16:00
		74	2007/8/19 23:02	2007/8/19 23:00	2007/8/20 08:00
26	柯羅莎	75	2007/10/5 09:04	2007/10/5 09:00	2007/10/5 18:00

表 4-5 收集之微波、紅外線與陸地雨量站資料 (續三)

NO.	Name	NO.	微波(SSM/I)	紅外線(IR1)	地面雨量計
26	柯羅莎	76	2007/10/6 08:50	2007/10/6 09:00	2007/10/6 18:00
		77	2007/10/8 00:01	2007/10/8 00:00	2007/10/8 09:00
27	米塔	78	2007/11/25 23:09	2007/11/25 23:00	2007/11/26 08:00
		79	2007/11/26 22:57	2007/11/26 23:00	2007/11/27 08:00
28	卡孜基	80	2008/7/17 09:59	2008/7/17 10:00	2008/7/17 19:00
		81	2008/7/17 23:05	2008/7/17 23:00	2008/7/18 08:00
		82	2008/7/18 21:04	2008/7/18 21:00	2008/7/19 06:00
		83	2008/7/19 10:02	2008/7/19 10:00	2008/7/19 19:00
29	如麗	84	2008/8/21 09:56	2008/8/21 10:00	2008/8/21 19:00
30	辛樂克	85	2008/9/10 09:50	2008/9/10 10:00	2008/9/10 19:00
31	哈格比	86	2008/9/22 10:06	2008/9/22 10:00	2008/9/22 19:00
32	蕃蜜	87	2008/9/27 22:06	2008/9/27 22:00	2008/9/28 07:00
		88	2008/9/27 23:01	2008/9/27 23:00	2008/9/28 08:00
		89	2008/9/29 09:58	2008/9/29 10:00	2008/9/29 19:00

表 4-6 SSM/I 地表特性代碼

代碼	地表類型
0	Land
1	Vegetation/Land
2	Near-coast
3	Ice
4	Possible ice
5	Water
6	Coast
7	Not used

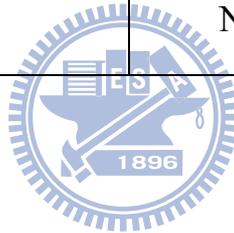


表 5-1 颱風案例

颱風	SSM/I 衛星	強度	警報期間
碧利斯	2000/8/23 00:18	強颱	8/21~8/23
海棠	2005/7/18 00:37	強颱	07/16~07/20
泰利	2005/8/31 12:19	強颱	08/30~09/01

表 5-2 測站編號、位置及面積

測站名稱	測站編號	經度	緯度	面積(km <sup>2</sup> )
綠島	467730	121.48	22.65	16.34
蘭嶼	467620	121.55	22.033	45.74
彭佳嶼	466950	122.067	25.633	1.14
東吉嶼	467300	119.667	23.267	1.39

表 5-3 不同颱風案例與不同時期地面雨量相比較之結果

颱風	微波(SSM/I) 衛星	一小時		一、二小時平均		二小時	
		相關係 數	RMSE (mm/hr)	相關係 數	RMSE (mm/hr)	相關係 數	RMSE (mm/hr)
碧利 斯	2000/8/23 00:18	0.43	12.75	0.23	17.2	-0.88	19.7
海棠	2005/7/18 00:37	0.35	29.47	0.34	15.18	-0.03	11.8
泰利	2005/8/31 12:19	0.68	6.96	0.54	6.74	0.43	9.07

表 5-4 微波與紅外線不同時間間距之結果

時間間距 (分)	筆數	253K		260K	
		相關 係數	RMSE (mm/hr)	相關 係數	RMSE (mm/hr)
30	4,128	0.39	11.74	0.45	11.00
20	2,261	0.42	12.57	0.46	12.59
10	1,057	0.46	12.56	0.50	11.63

表 5-5 TMI-2A12 驗證之資料

NO.	颱風	微波(SSM/I)	紅外線(IR1)	TMI-2A12	地面雨量站
1	桃芝	2001/7/30 00:44	2001/7/30 01:00	2001/7/30 00:50	2001/7/30 10:00
2	艾利	2004/8/24 08:36	2004/8/24 09:00	2004/8/24 08:26	2004/8/24 18:00
3	海棠	2005/7/17 10:40	2005/7/17 11:00	2005/7/17 10:31	2005/7/17 20:00
4	馬莎	2005/8/5 01:03	2005/8/5 01:00	2005/8/5 01:02	2005/8/5 10:00
5	凱米	2006/7/25 00:50	2006/7/25 10:00	2006/7/25 01:10	2006/7/25 19:00
6	珊珊	2006/9/15 12:06	2006/9/15 12:00	2006/9/15 11:59	2006/9/15 21:00

表 5-6 MIRA 方法及 TMI-2A12 資料與地面降雨量之統計

衛星演算方法	相關係數	RMSE (mm/hr)	個數
MIRA 方法	0.57	10.9	174
TMI-2A12	0.45	12.5	128
SSM/I	0.69	16.2	29



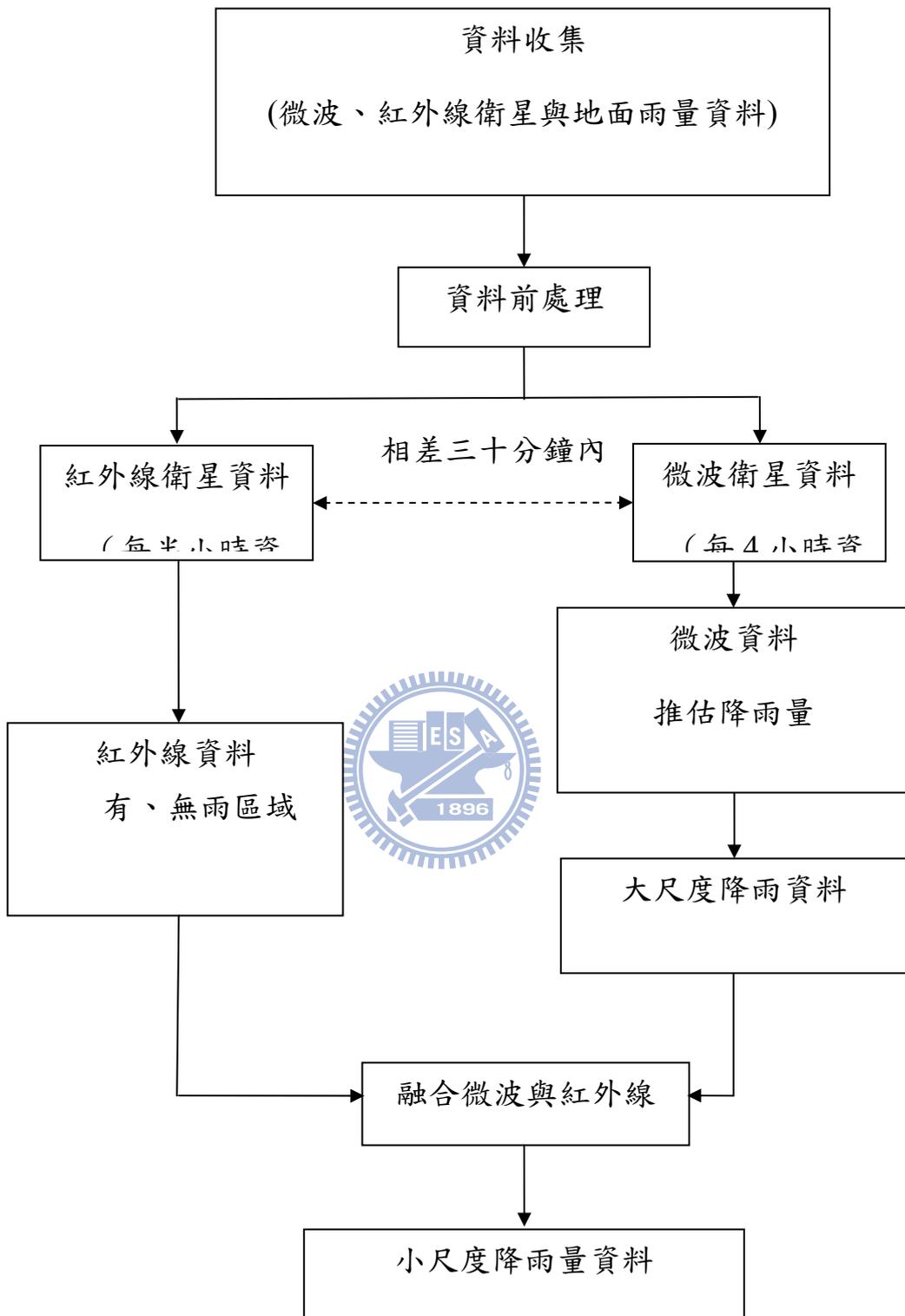


圖 1-1 本研究流程圖

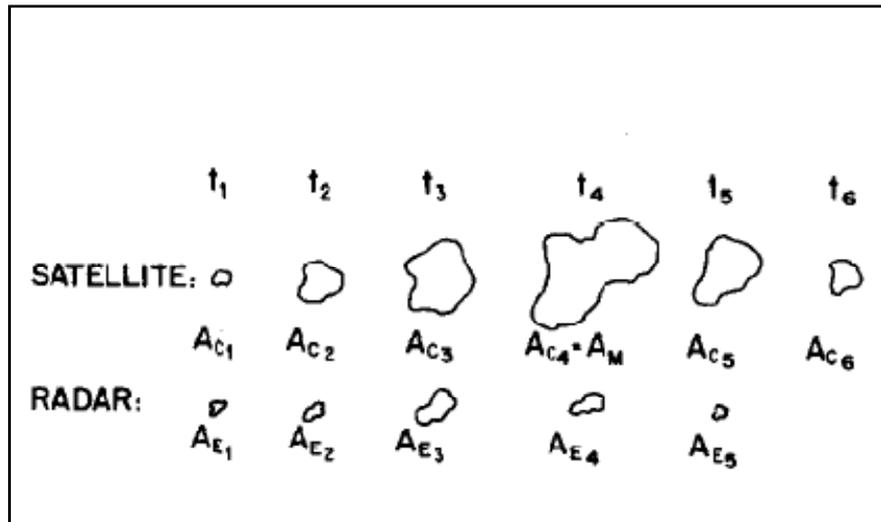


圖 2-1 雲生命史中雲面積及雷達迴波之變化

(Griffith and Woodley (1978))

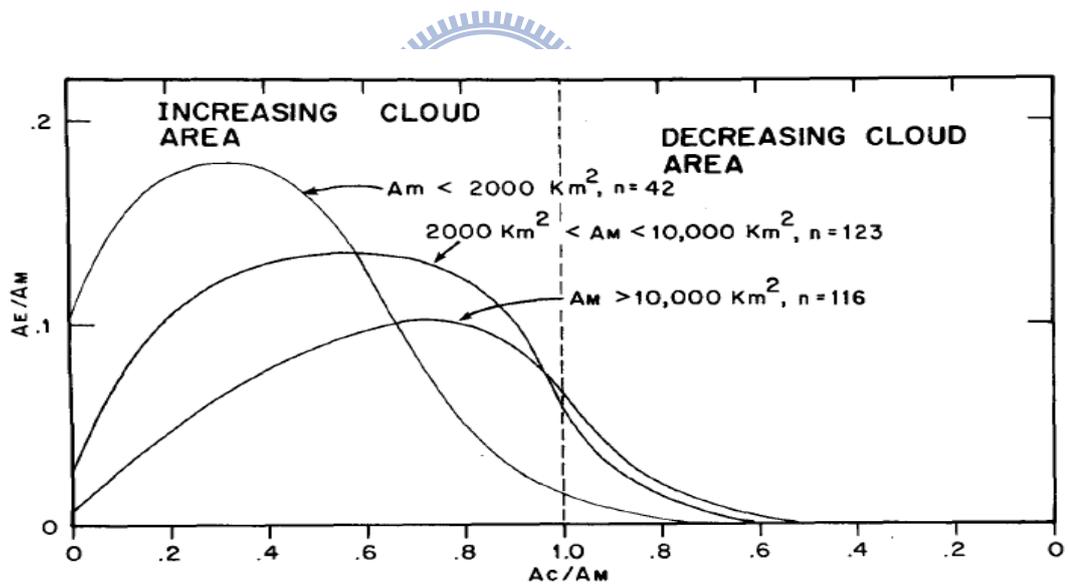


圖 2-2 雲面積、雷達迴波與最大雲面積之關係

(Griffith and Woodley (1978))

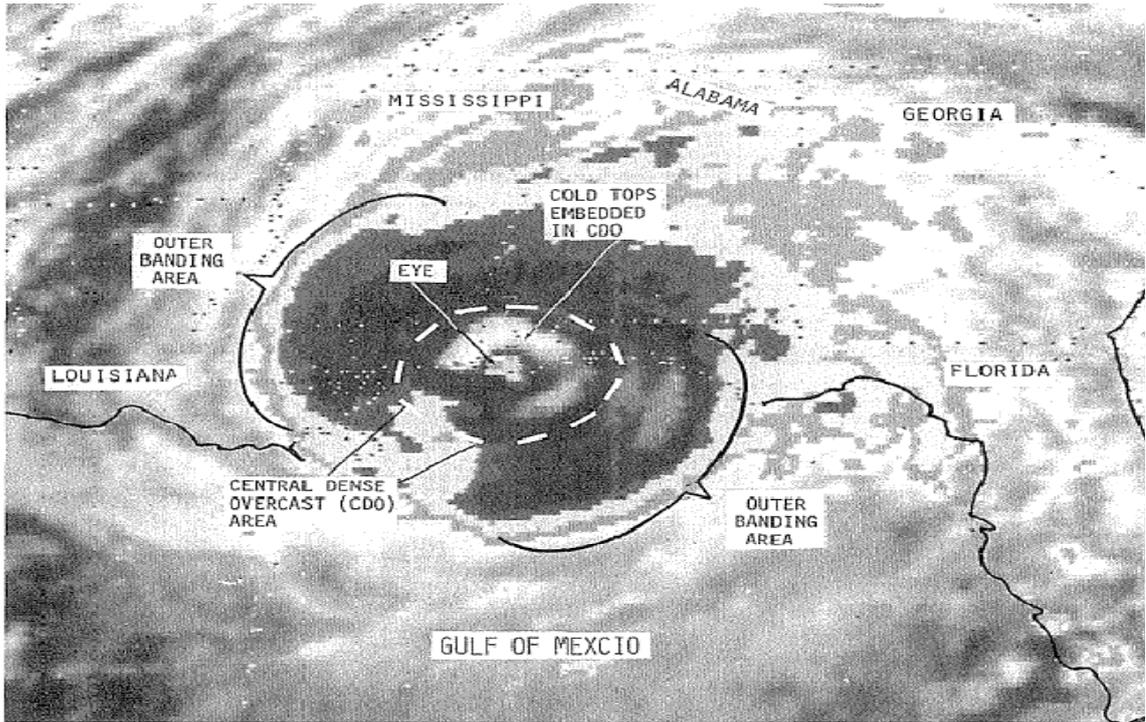


圖 2-3 颱風內部四種雲種

(Roderick a. Scofield (1983))

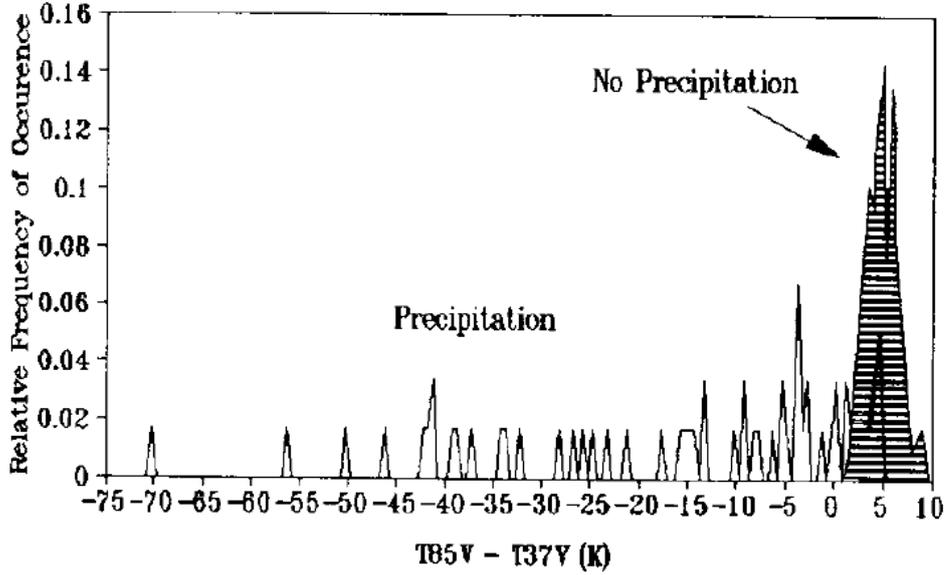


圖 2-4 TB(85.5V) - TB(37.0V)之亮度溫度差

(Neale et al. (1990))

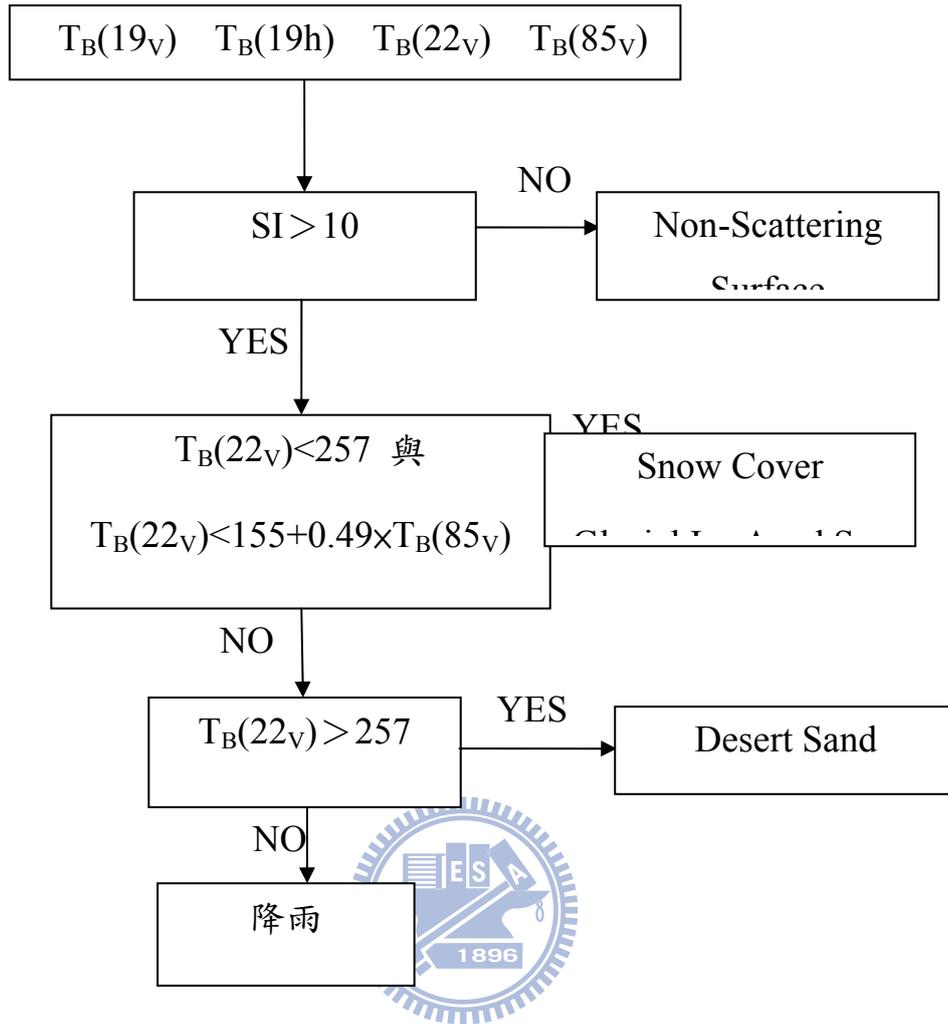


圖 2-5 決策樹(decision tree)方法圖(Grody (1991))

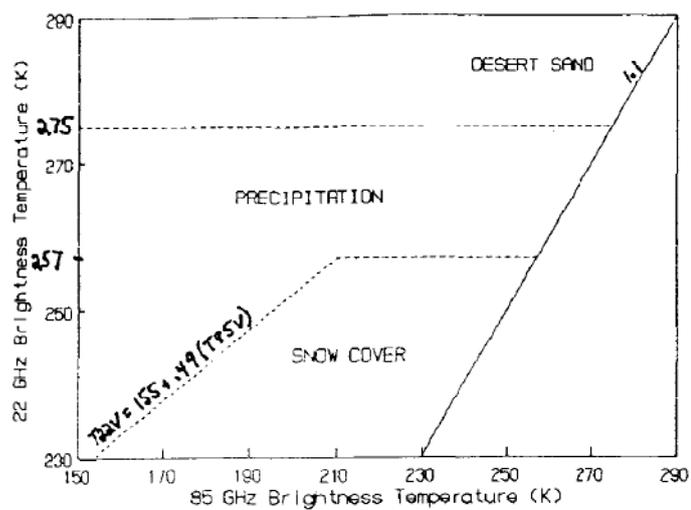


圖 2-6 決策樹分辨不同地表之結果(Grody (1991))

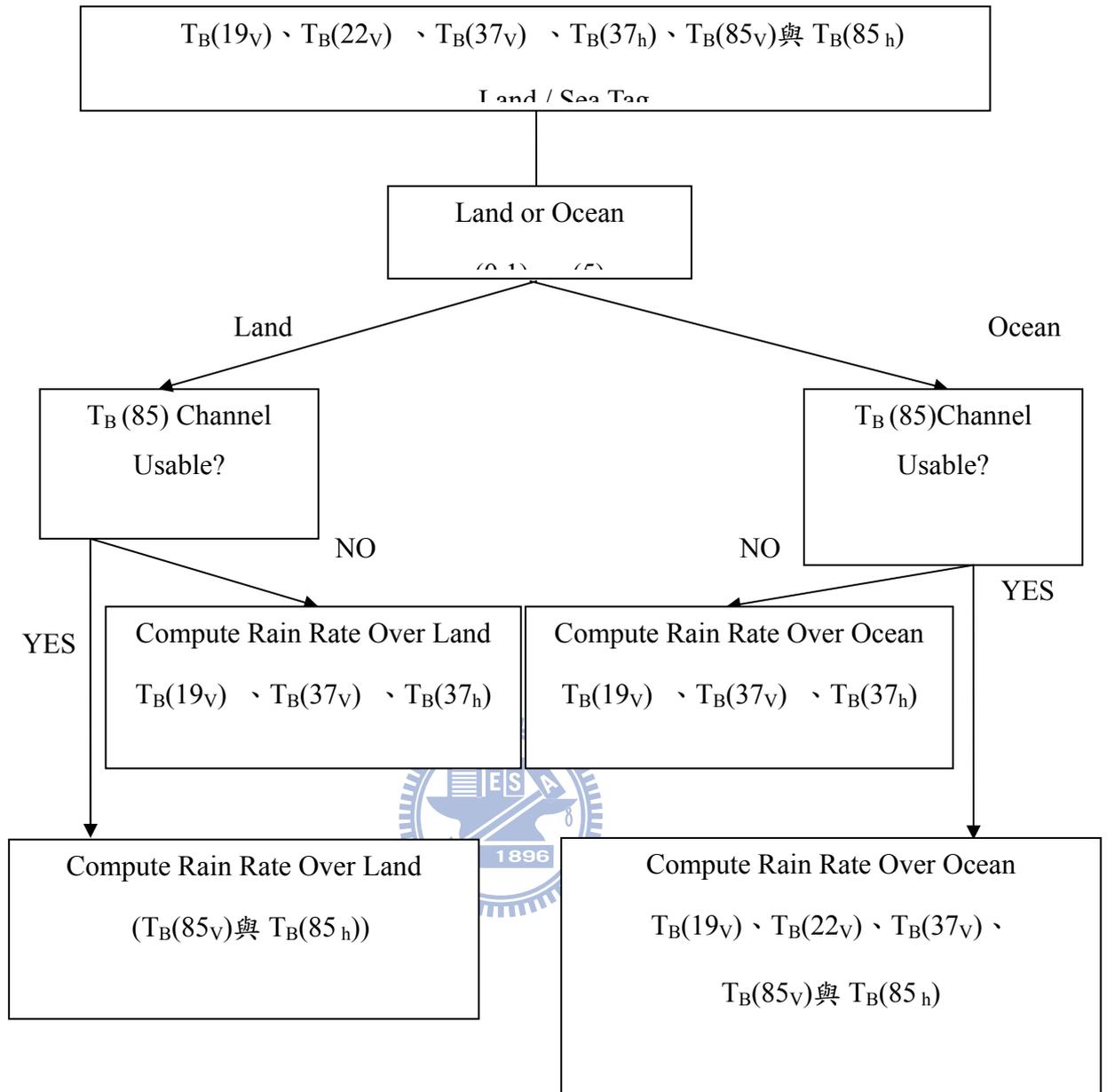


圖 2-7 Cal/Val SSM/I 反演降雨強度之流程圖

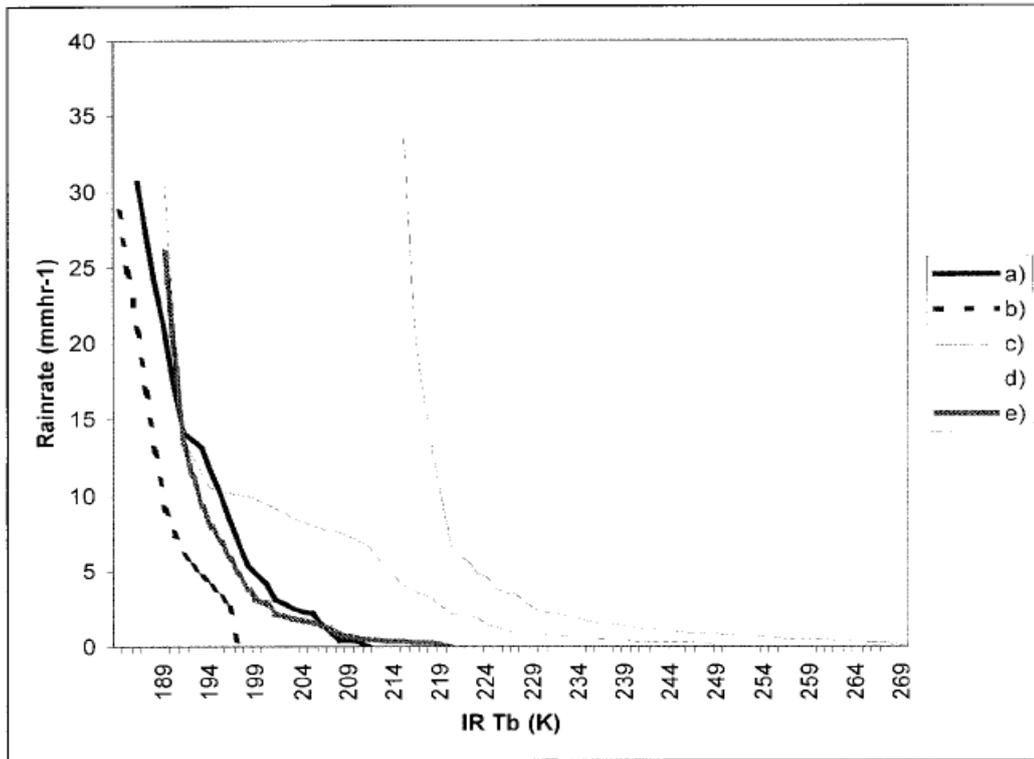


圖 2-8 MIRA[BUC]與  $IRT_B$  降雨強度關係

(a)  $13^{\circ}\text{N}$ ,  $2^{\circ}\text{E}$  (EPSAT, Niger); (b)  $23^{\circ}\text{N}$ ,  $87^{\circ}\text{E}$  (Bengal, India); (c)  $8^{\circ}\text{N}$ ,  $31^{\circ}\text{W}$  (central Atlantic); (d)  $12^{\circ}\text{N}$ ,  $142^{\circ}\text{W}$  (east Pacific); and (e)  $7^{\circ}\text{S}$ ,  $174^{\circ}\text{W}$  (SPCZ) (Todd et al. , 2000)。

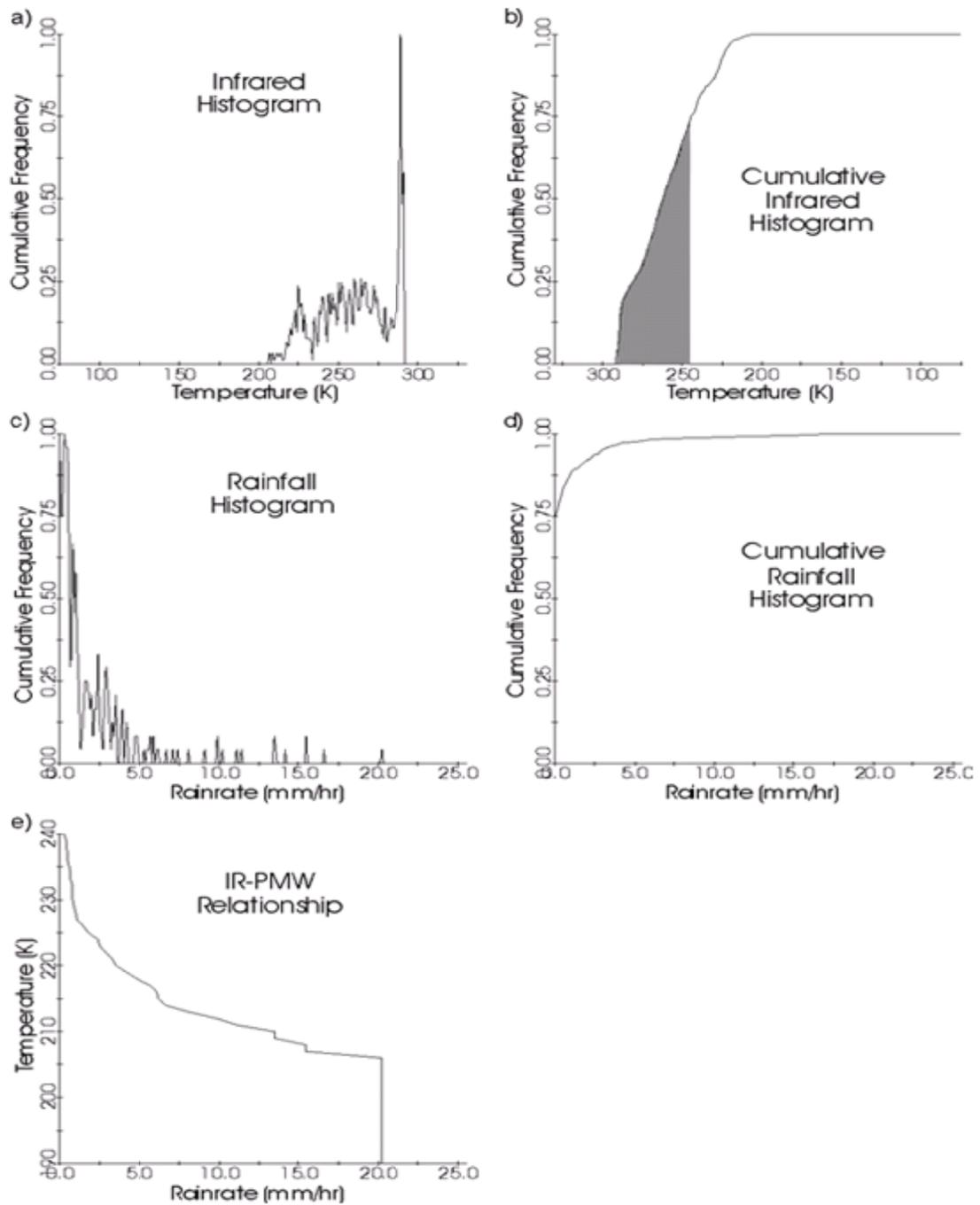


圖 2-9 直方匹配圖技術 (a) 紅外線直方圖；(b) 累計紅外線直方圖 (陰影部分面積等於 PM 無雨區)；(c) PM 降雨量直方圖；(d) PM 降雨量累計直方圖；(e) 融合 IR- PMW 直方圖 (Kidd et al., 2003)。

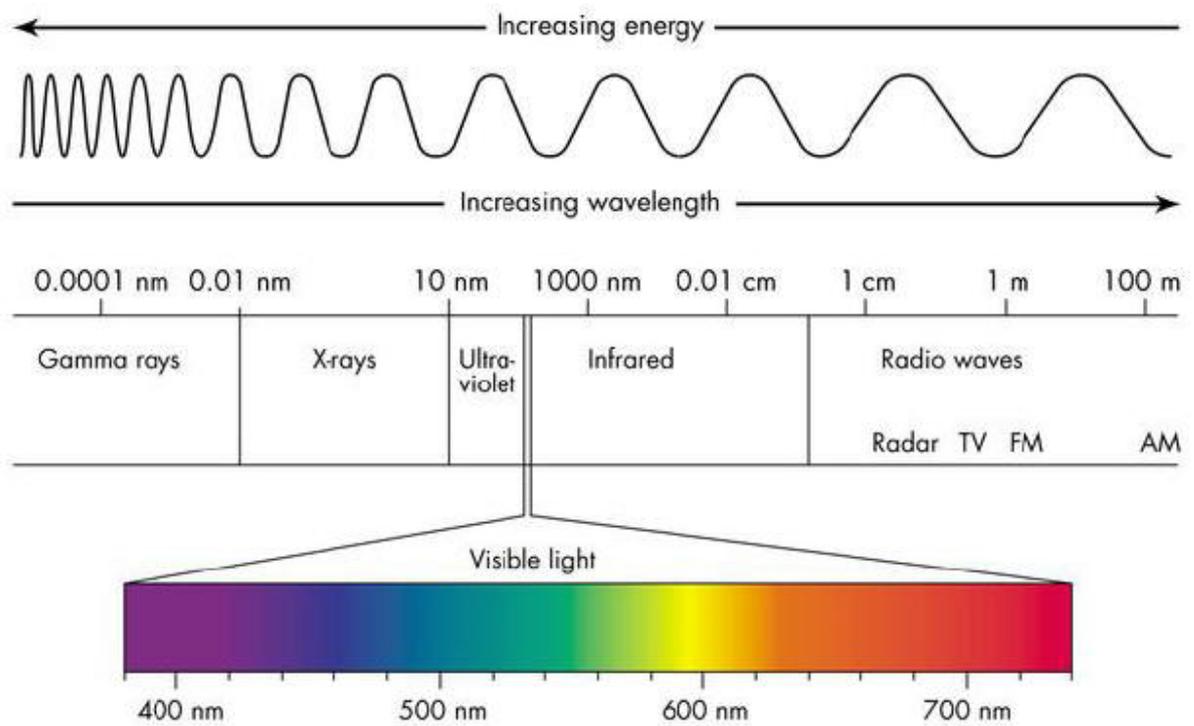


圖 3-1 電磁波譜

(<http://sequiturblog.wordpress.com/glossary-of-terms/>)



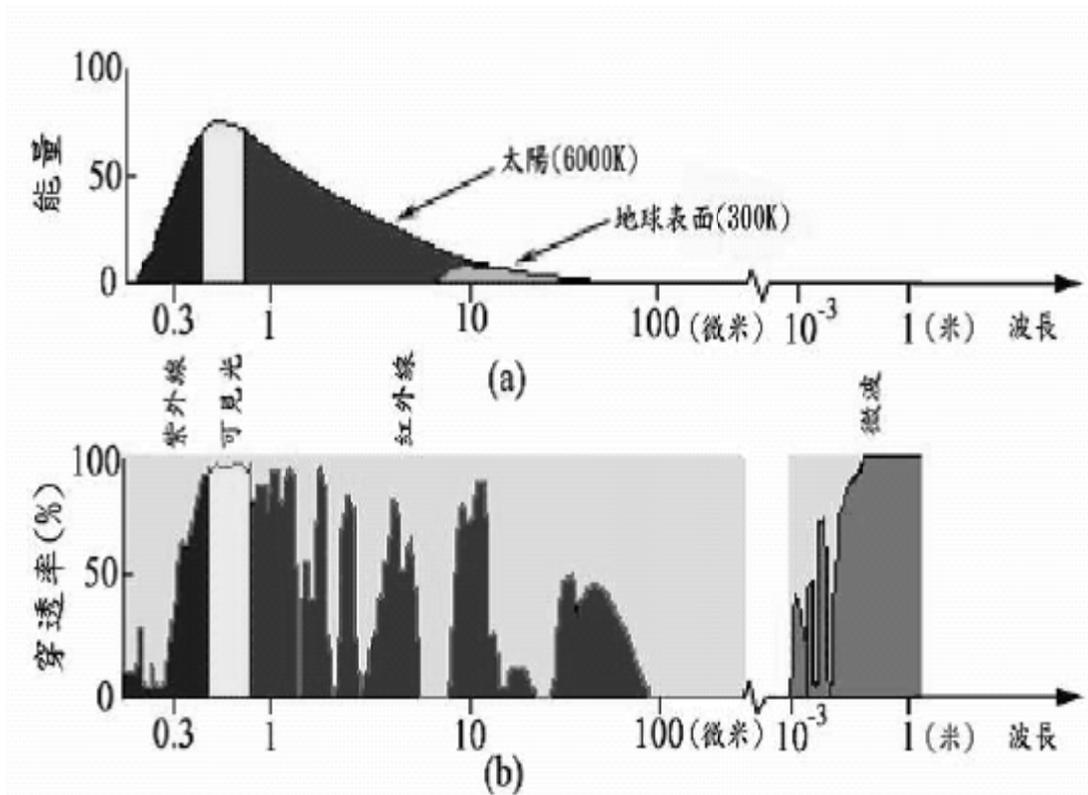
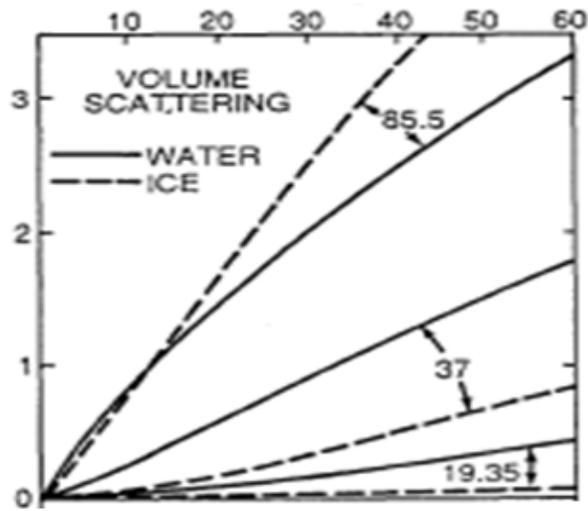


圖 3-2 輻射源(a)各波長之大氣穿透率(b)之光譜分佈特性

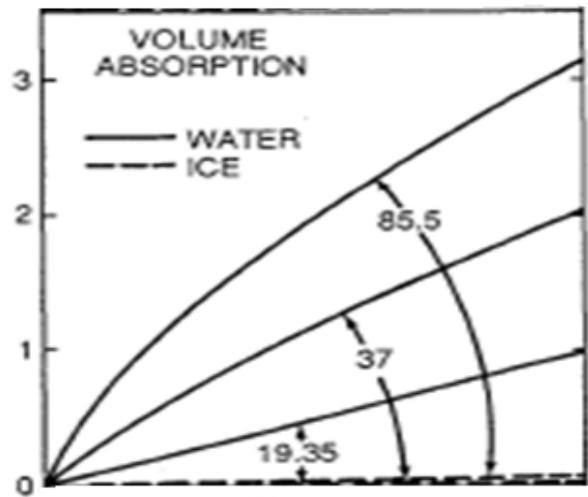
(Lillesand et al. 2008)



散射( $k_s$ )係數( $\text{km}^{-1}$ )



吸收( $k_a$ )係數( $\text{km}^{-1}$ )



單次散射反照率( $\omega$ )

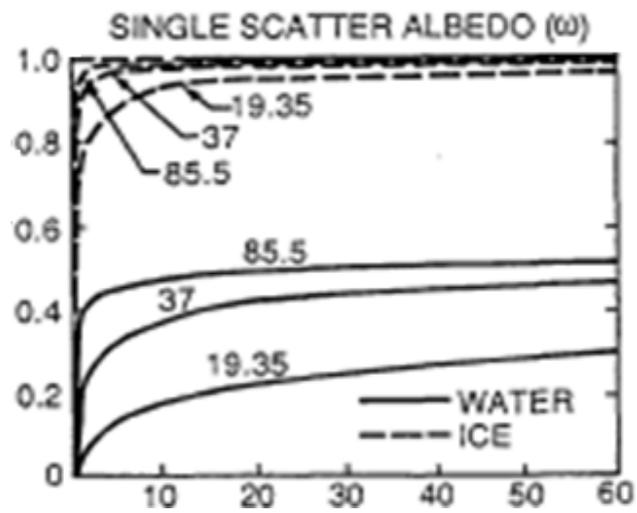


圖 3-3 不同頻率之微波輻射對冰粒子(虛線)以及水粒子(實線)之吸收與  
散射情形 (Spencer et al., 1989)。

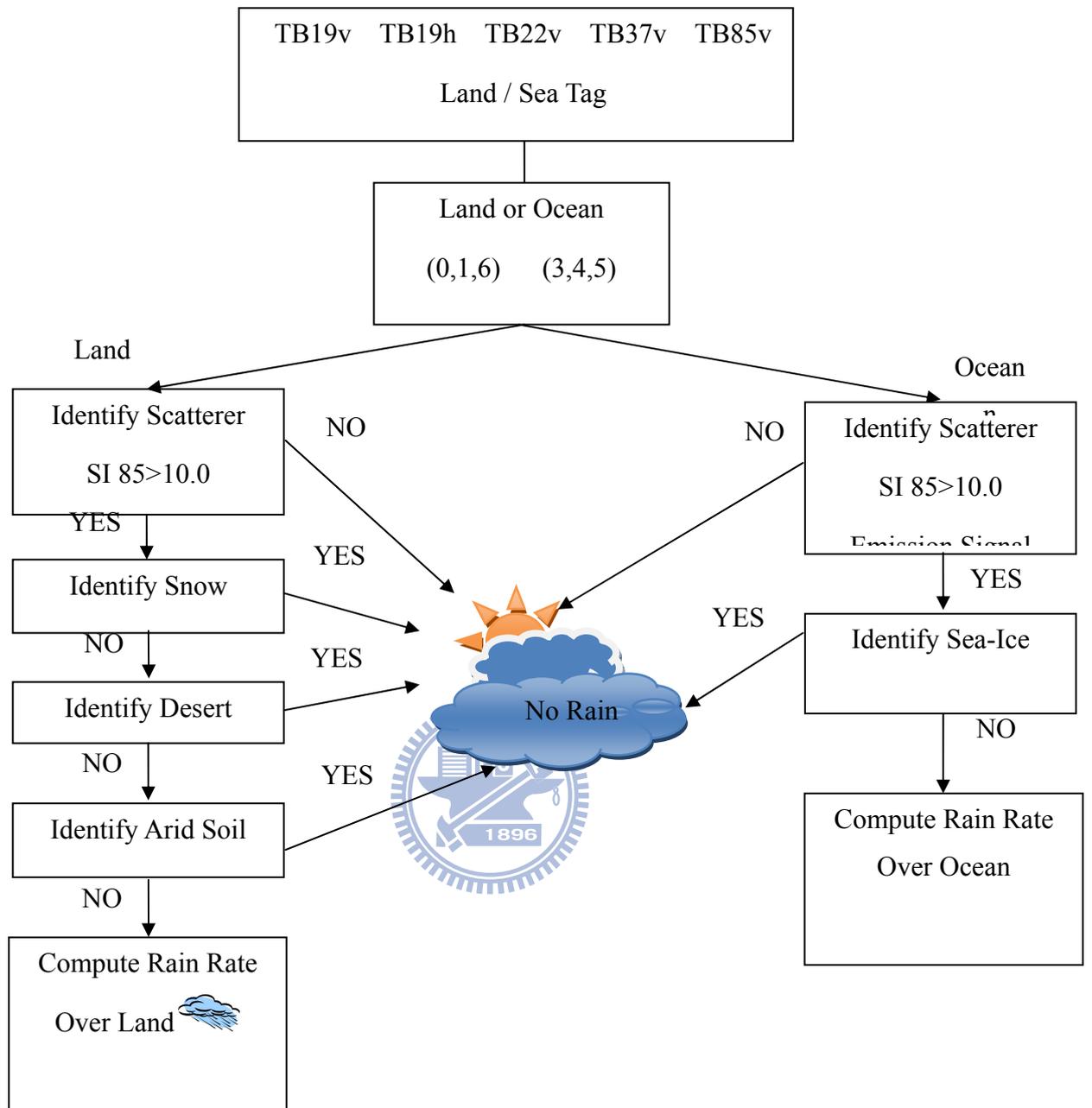
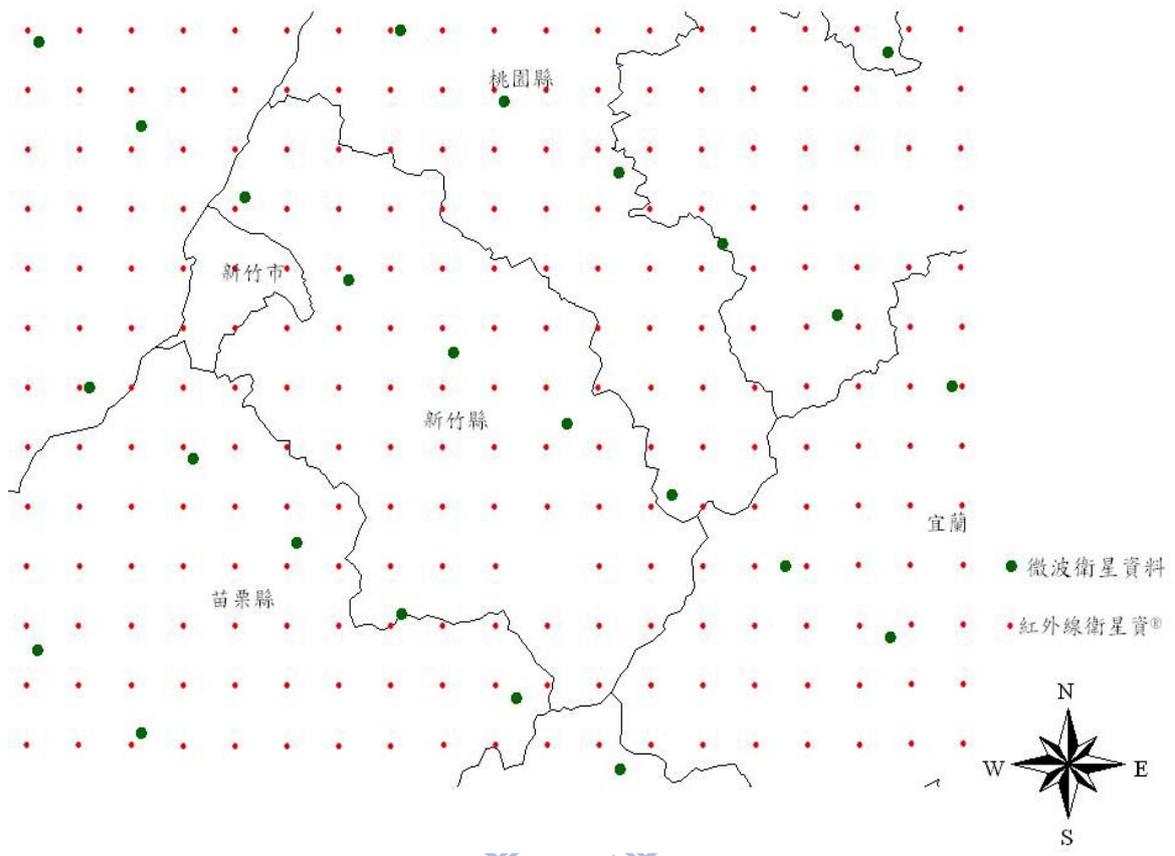


圖 3-4 Ferraro (1997)反演降雨強度之流程圖



圖

3-5 微波 (SSM/I) 視場內紅外線(IR1) 畫素個數示意圖



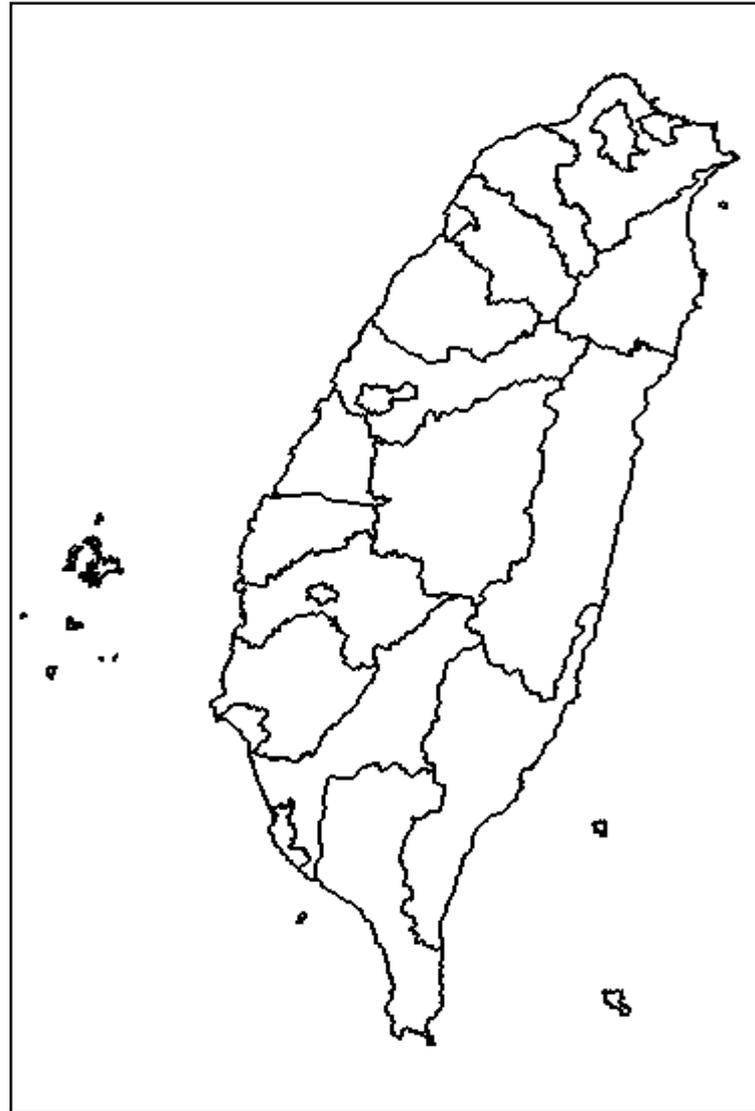


圖 4-1 研究區域

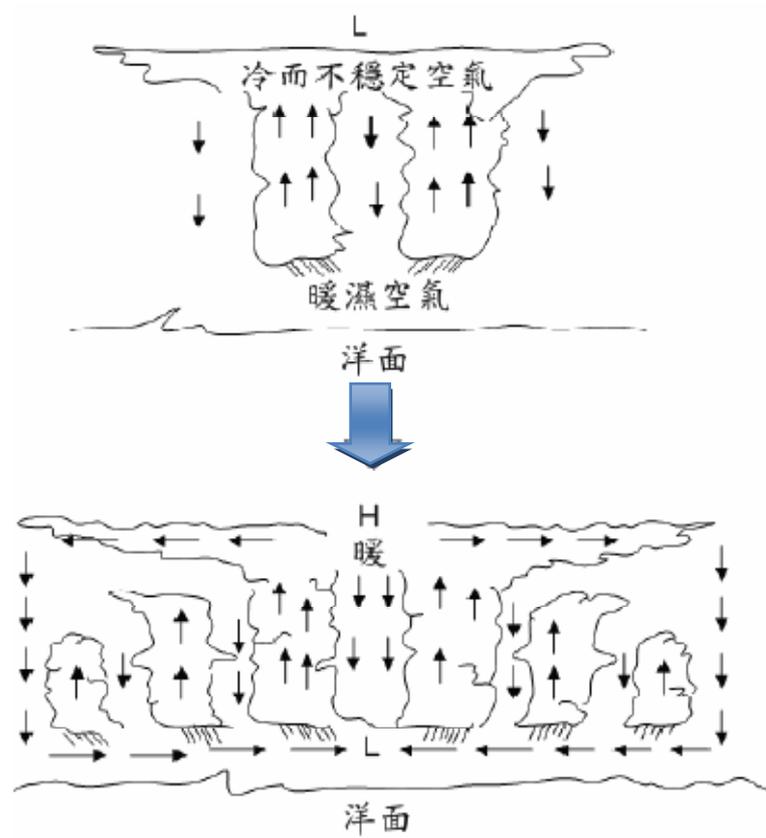
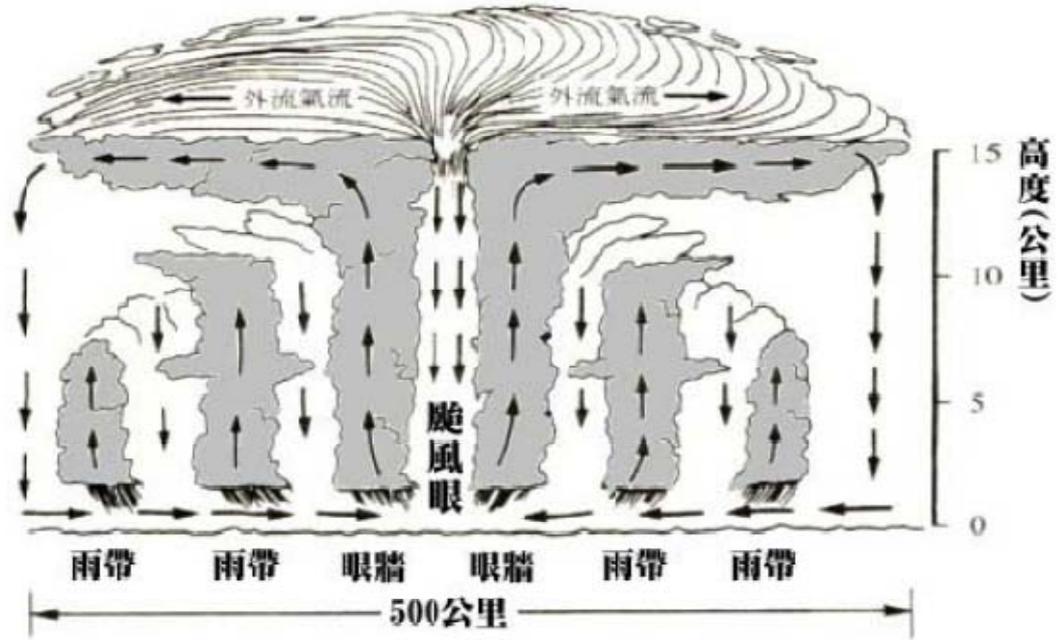


圖 4-2 颱風發展示意圖

(戚啟勳, 1989)



圖片資料來源：中央氣象局

圖 4-3 颱風結構垂直剖面圖

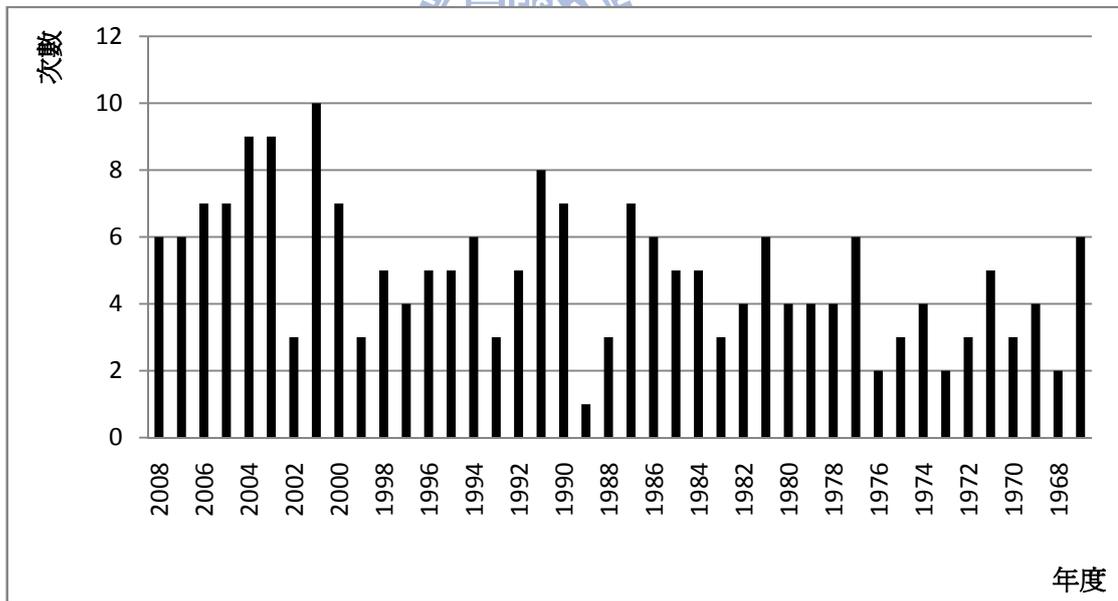


圖 4-4 1967 至 2008 年每年侵臺颱風次數統計

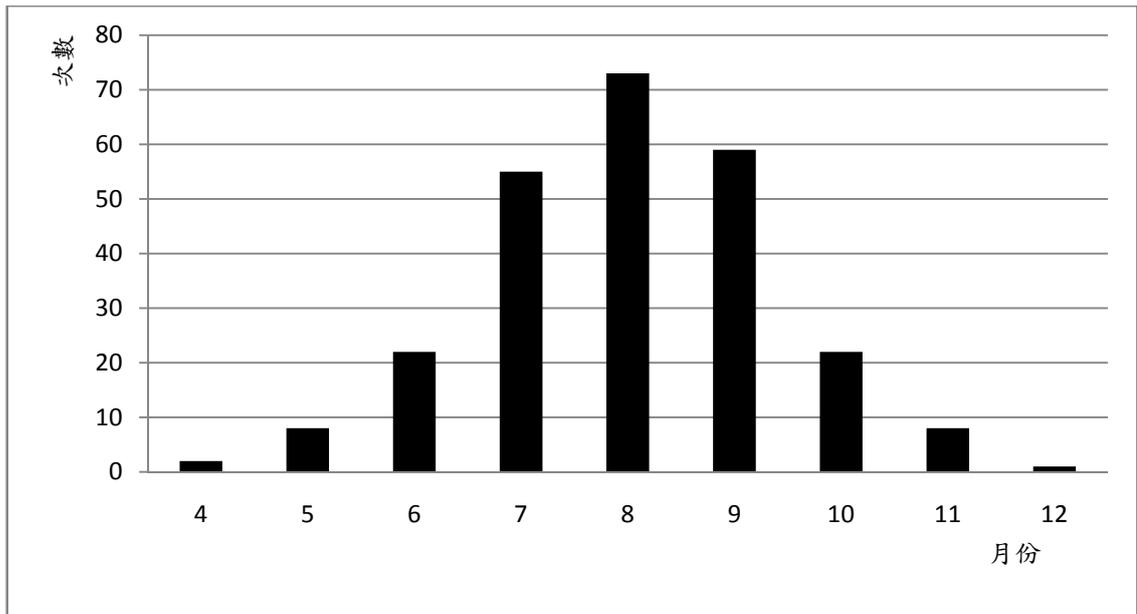
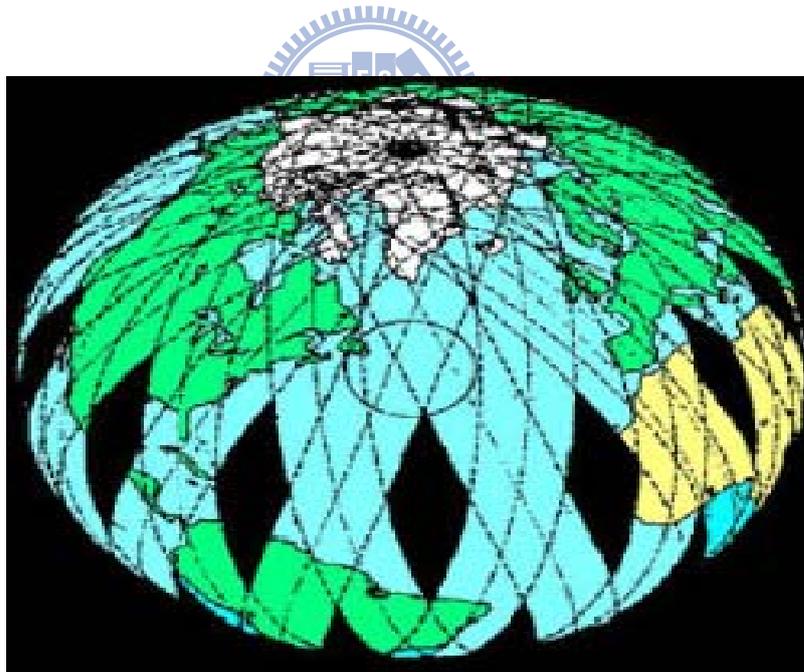


圖 4-5 1967 至 2008 年每月侵臺颱風次數統計



4-6 SSM/I 一天掃描涵蓋之區域

(摘自 <http://daac.gsfc.nasa.gov>)

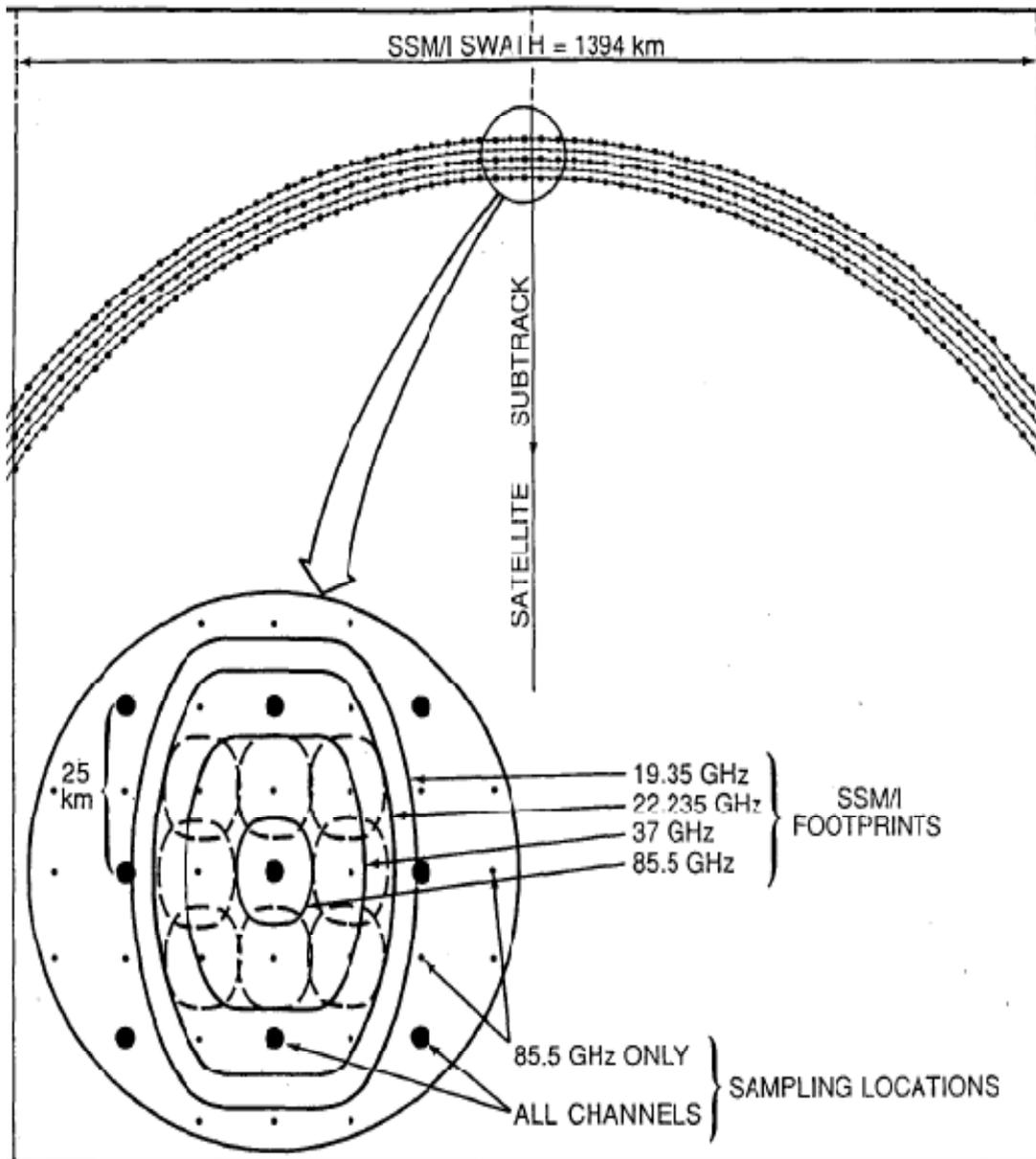


圖 4-7 SSM/I 掃描方式

(Hollinger et al., 1987)

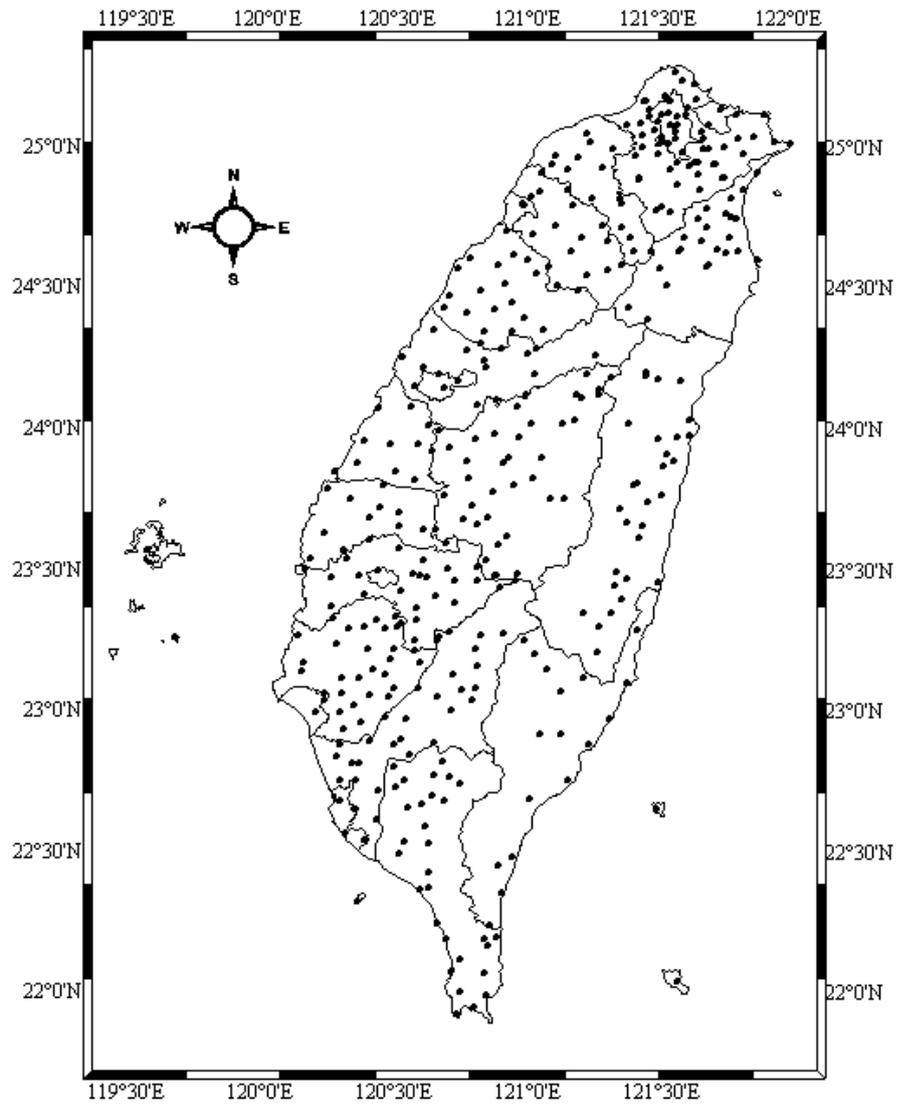
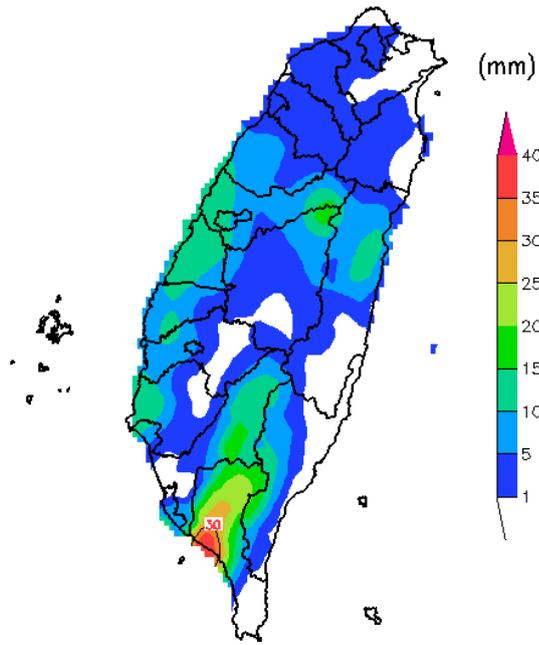
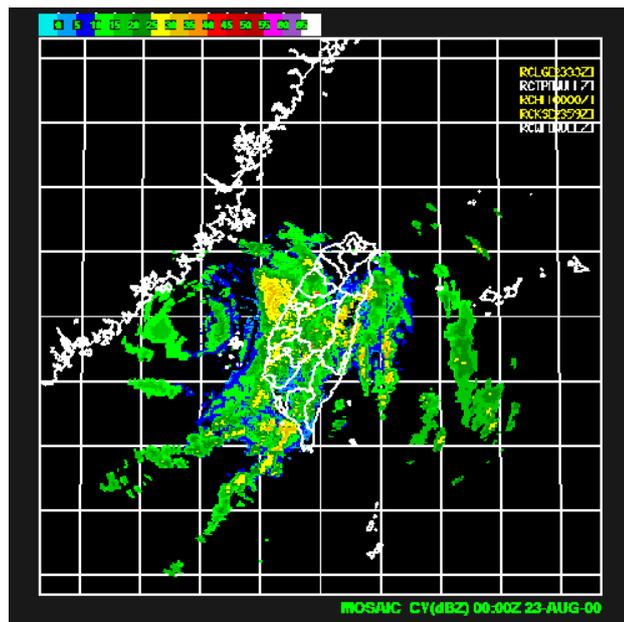


圖 4-8 台灣地面雨量站位置圖

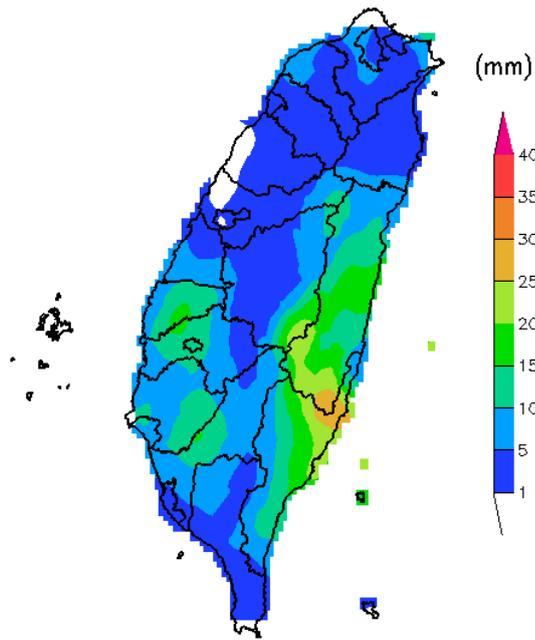


(a)

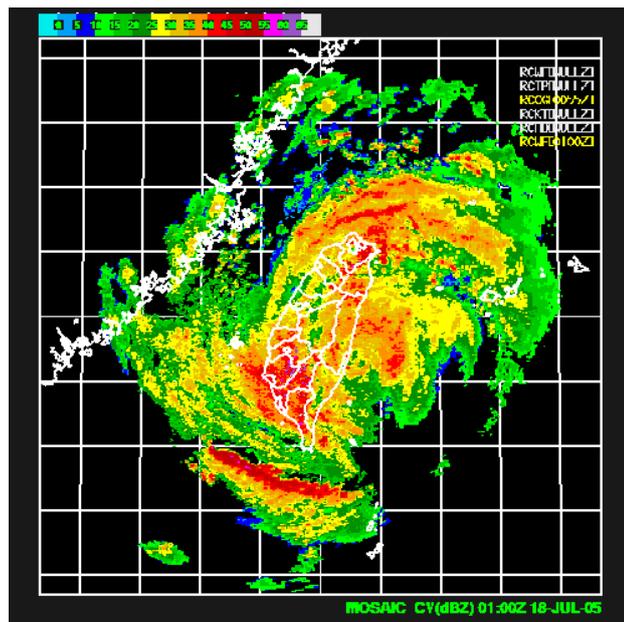


(b)

圖 5-1 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖;(b)為 2000 年 8 月 23 日 00:00 合成雷達-CV 圖

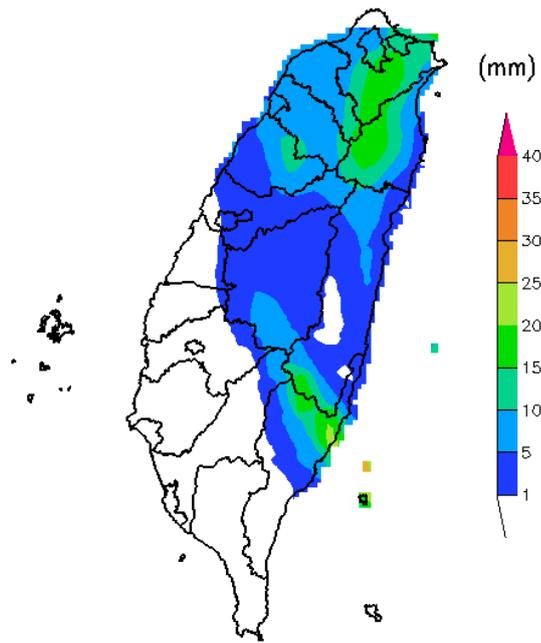


(a)

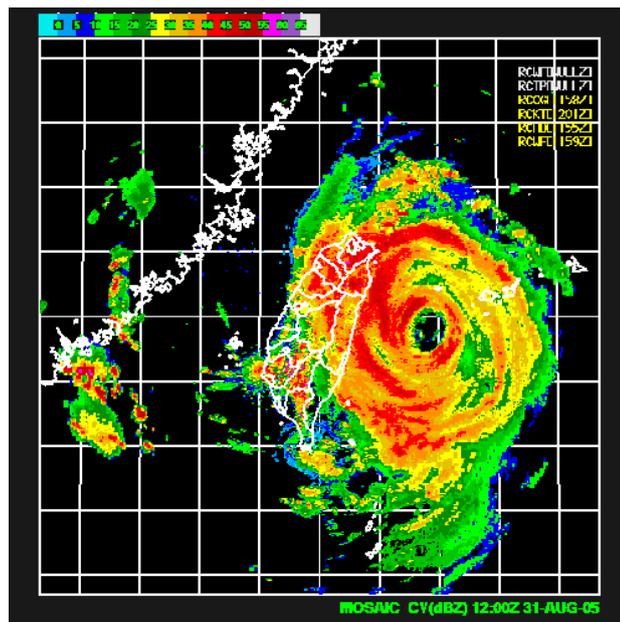


(b)

圖 5-2 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖; (b)為 2005 年 7 月 18 日 01:00 合成雷達-CV 圖



(a)



(b)

圖 5-3(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式所反演之降雨量分佈圖(b)為 2005 年 8 月 31 日 12:00 合成雷達-CV 圖

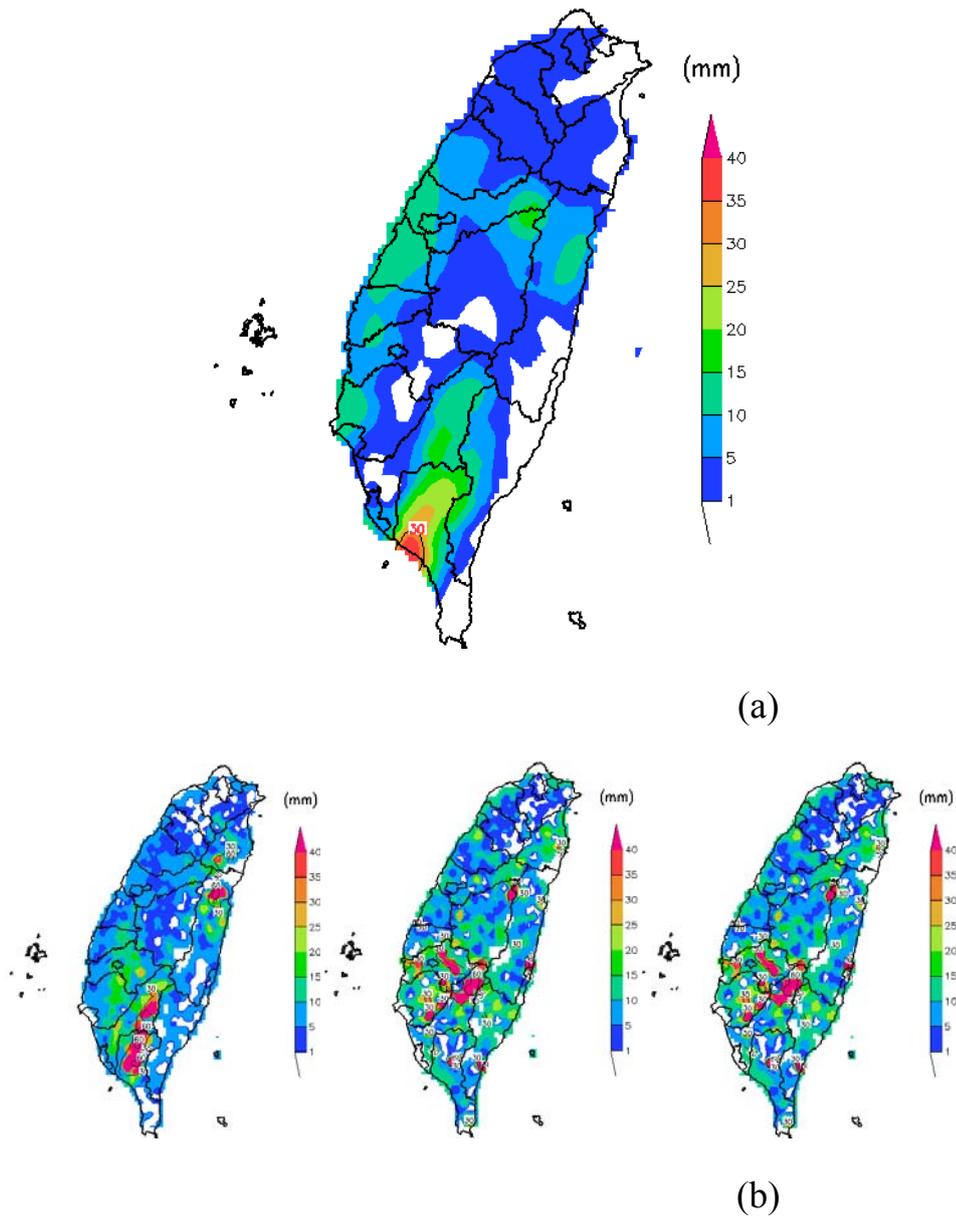


圖 5-4 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18 UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2000 年 8 月 23 日 09:00 地面測站降雨量、2000 年 8 月 23 日 09:00 與 2000 年 8 月 23 日 10:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2000 年 8 月 23 日 10:00 地面測站降雨量

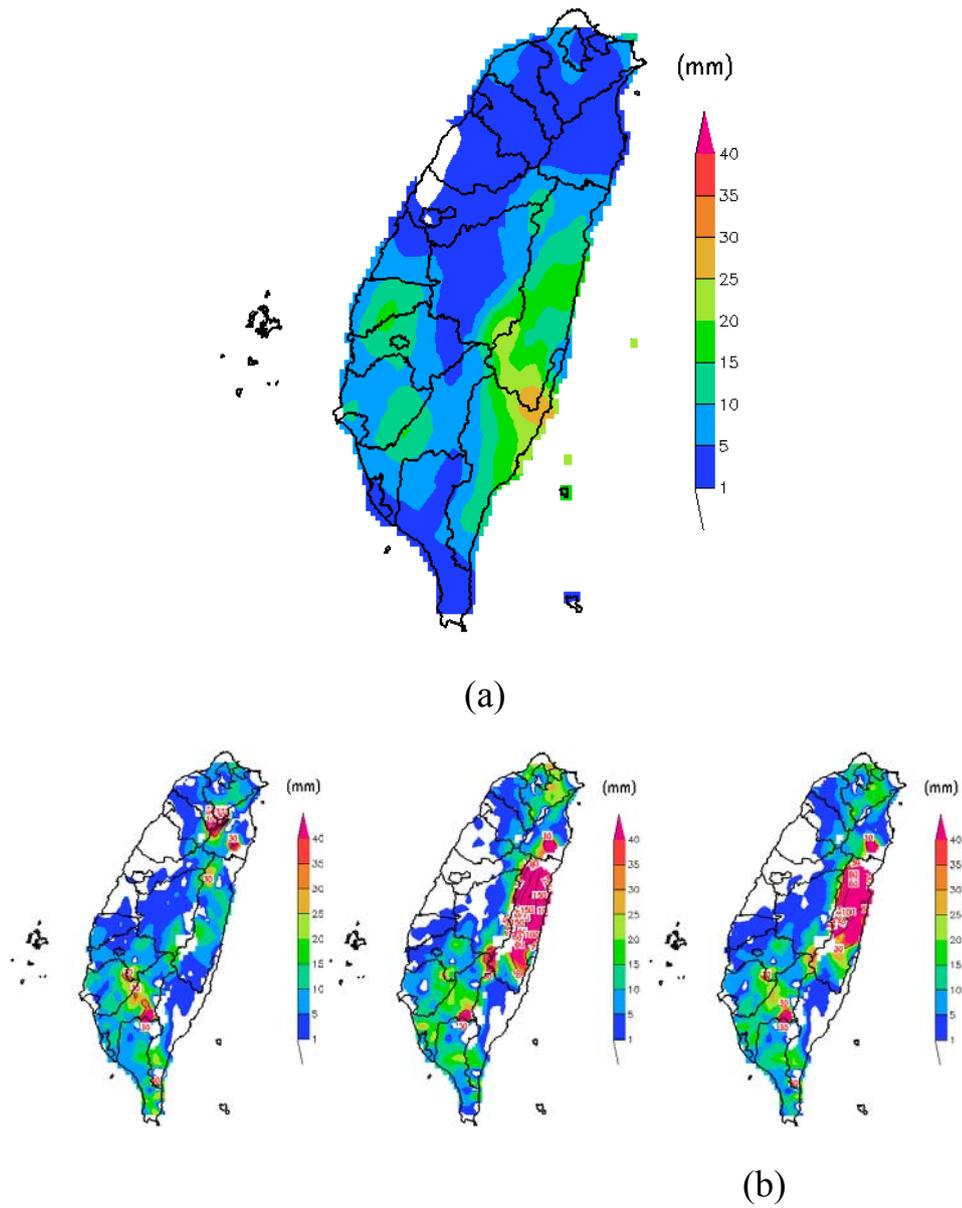


圖 5-5 (a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37 UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2005 年 7 月 18 日 10:00 地面測站降雨量、2005 年 7 月 18 日 10:00 與 2005 年 7 月 18 日 11:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2005 年 7 月 18 日 10:00 地面測站降雨量

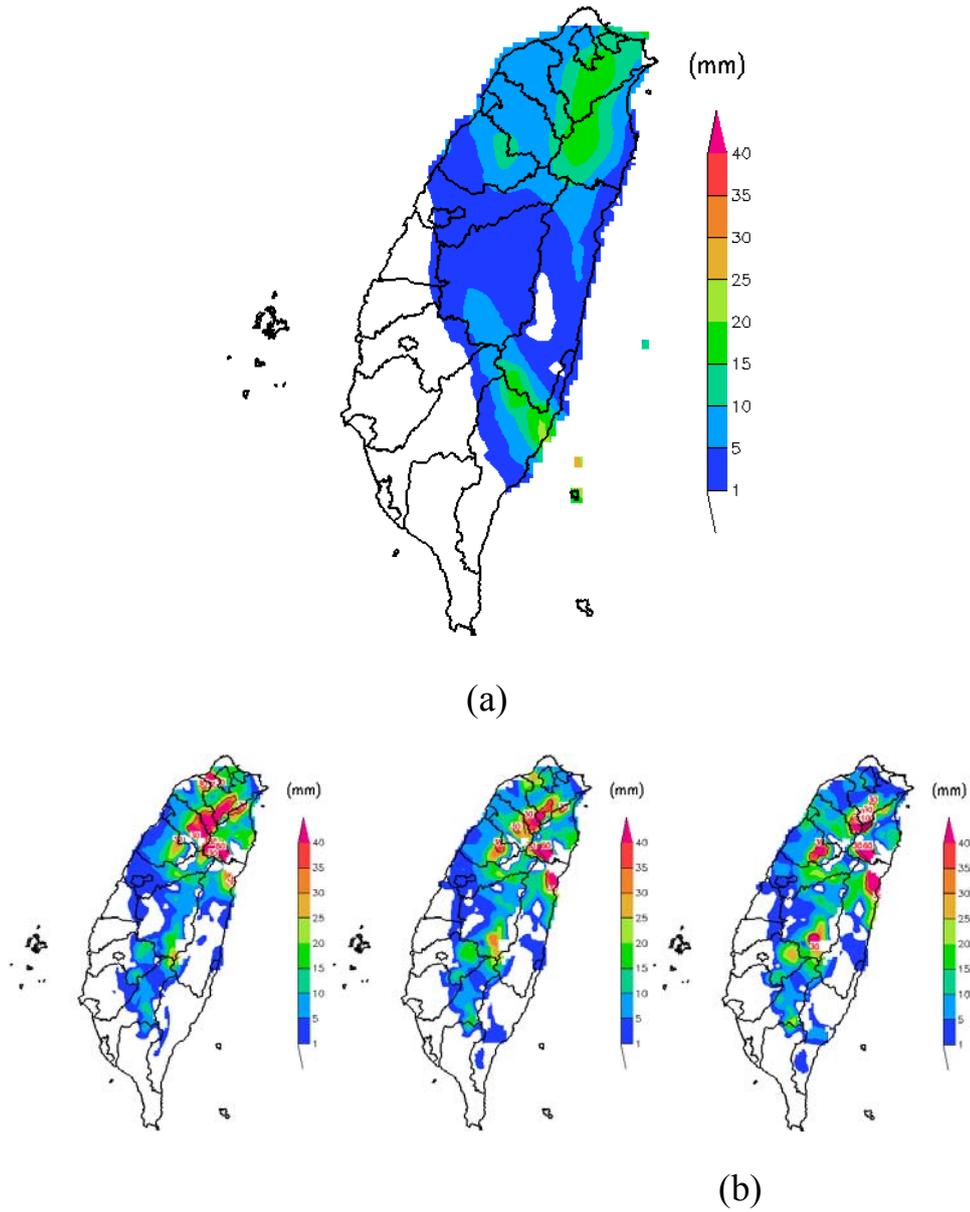
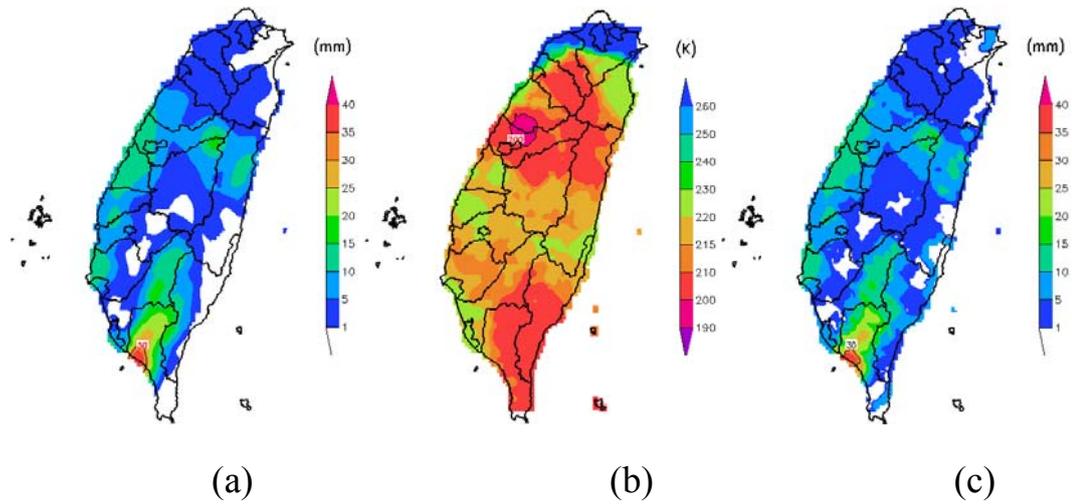
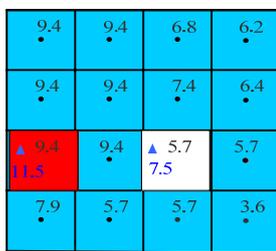


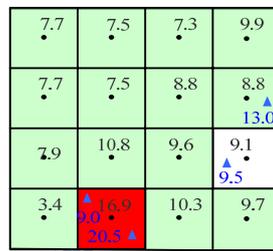
圖 5-6(a)為 2005 年 8 月 31 日 12:19 UTC 泰利颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro (1997)公式反演之降雨量分佈圖;(b)分別為 2005 年 8 月 31 日 21:00 地面測站降雨量、2005 年 8 月 31 日 21:00 與 2005 年 8 月 31 日 22:00 兩時間之地面測站降雨量平均值及 2005 年 8 月 31 日 22:00 地面測站降雨量



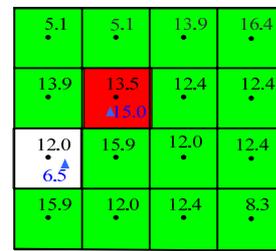
(203148.4 , 2639594.76) (294804.58 , 2642910.72) (279445.58 , 2683848.51)



■ 微波資料推估降雨量(7.6 mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
● MIRA推估降雨量資料



■ 微波資料推估降雨量(11.3mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
● MIRA推估降雨量資料



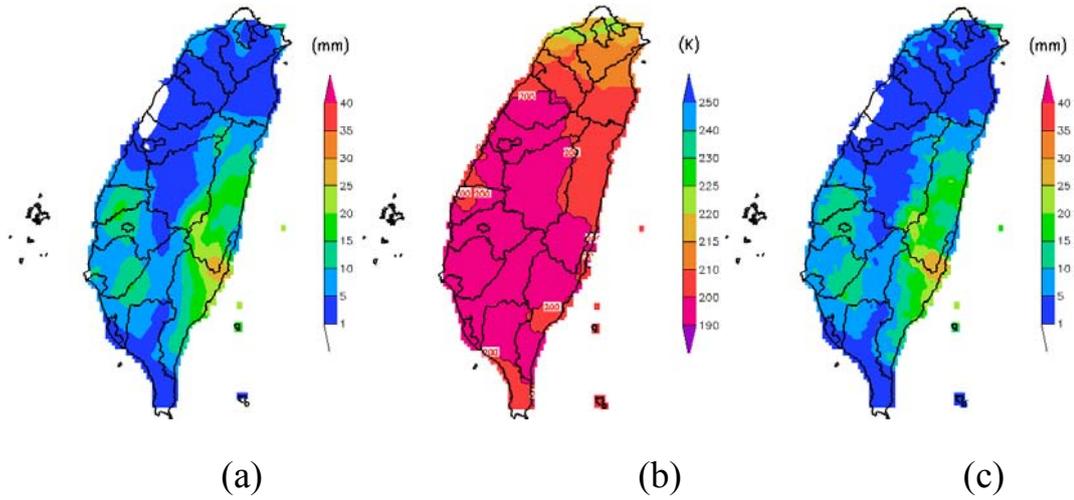
■ 微波資料推估降雨量(16.3mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
● MIRA推估降雨量資料

(d)

(e)

(f)

圖 5-7 (a)為 2000 年 8 月 23 日 00:18UTC 碧利斯颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量;(b)為 2000 年 8 月 23 日 00:00 UTC 碧利斯颱風紅外線(IR1)之亮度溫度值(GMS-1R); (c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)內數值資料而括號內為網格中心座標



(272219.39, 2676581.12) (200743.110, 252886.820) (185516.71, 2567677)

▲ 8.6 ● 8.5	8.6	9.6	10.2
8.6	8.6	10.2	10.2
9.9	9.6	▲ 10.2 ● 13.5	▲ 10.2 ● 13.0
9.9	9.6	10.2	10.2

■ 微波資料推估降雨量 (9.7mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
● MIRA推估降雨量資料

14.9	12.6	10.8	9.0
13.4	▲ 13.4 ● 15.3	11.1	9.6
13.4	▲ 13.4 ● 10.0	▲ 9.6 ● 8.0	9.3
11.5	11.5	9.6	9.3

■ 微波資料推估降雨量 (11.3mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
● MIRA推估降雨量資料

5.1	5.1	5.9	7.7
5.3	5.1	6.1	▲ 8.2 ● 9.0
5.3	6.3	▲ 8.2 ● 7.5	8.2
6.3	6.3	8.2	7.9

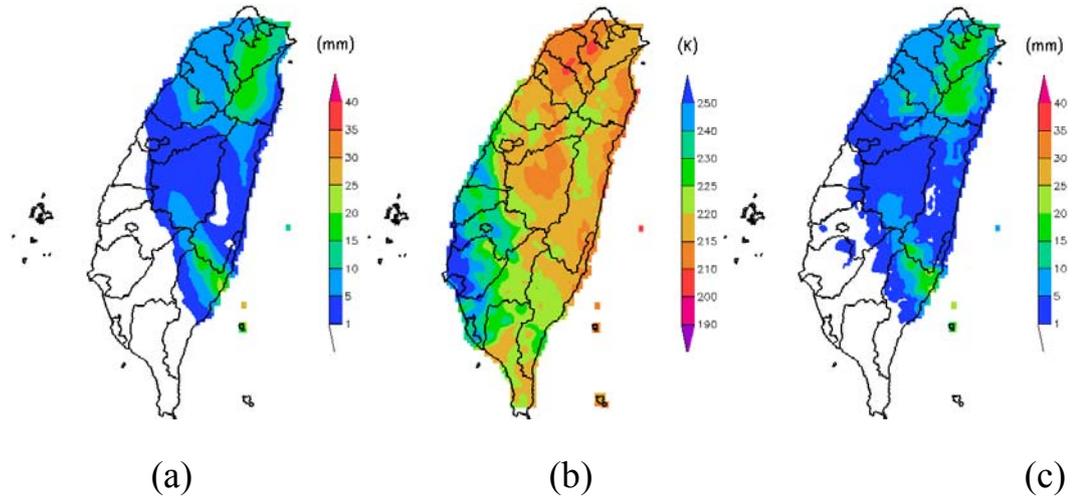
■ 微波資料推估降雨量 (6.1mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
● MIRA推估降雨量資料

(d)

(e)

(f)

圖 5-8(a)為 2005 年 7 月 18 日 00:37UTC 海棠颱風使用微波(SSM/I)頻道資料以 Ferraro(1997)公式所反演之降雨量;(b)為 2005 年 7 月 18 日 01:00 UTC 海棠颱風之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R);(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料



(279559.62 , 2628474.38) (248982.830 , 2658345.6) (248982.830 , 2658345.6)

16.9	16.4	14.6	11.1
16.4	16.4	11.4	11.1
17.3	16.9	14.6	11.1
18.7	15.0	15.0	11.1

7.9	7.8	7.9	7.5
8.0	8.0	7.8	7.5
7.9	7.8	7.9	7.7
7.9	8.0	8.1	8.1

0.5	0.6	1.3	1.3
0.5	0.6	1.3	1.3
0.5	0.6	0.6	1.3
0.5	0.6	0.6	1.3

微波資料推估降雨量 (14.7mm)

微波資料推估降雨量 (7.8mm)

微波資料推估降雨量 (0.6mm)

▲ 陸地雨量站資料

▲ 陸地雨量站資料

▲ 陸地雨量站資料

• MIRA推估降雨量資料

• MIRA推估降雨量資料

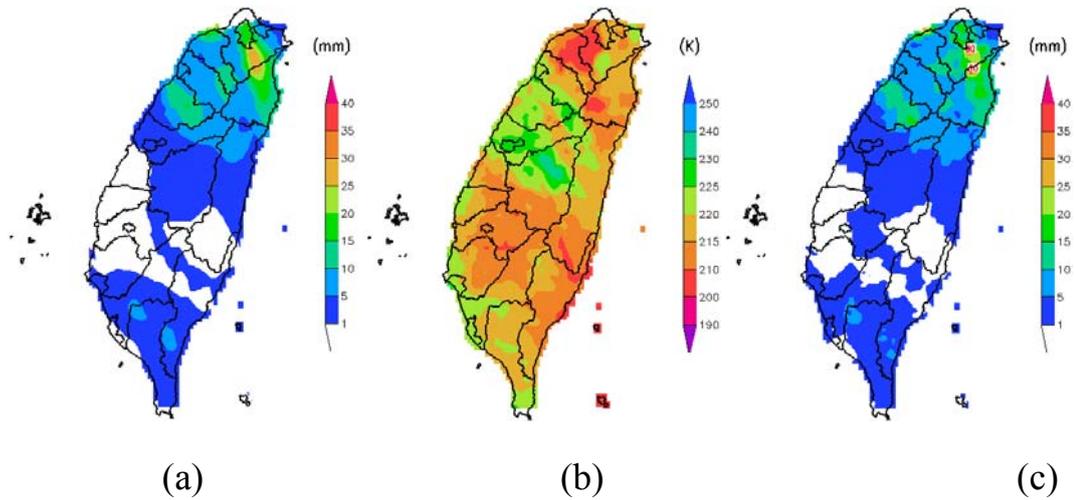
• MIRA推估降雨量資料

(d)

(e)

(f)

圖 5-9 (a) 為 2005 年 8 月 31 日 12:19UTC 泰利颱風使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量；(b)為 2005 年 8 月 31 日 12:00 UTC 泰利颱風之之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R)；(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量；(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料



(242157.54 , 2703519.51) (312739.72 , 2731583.93) (294630.66 , 2698286.4)

14.9	8.2	8.2	10.9
6.0	6.4	▲8.5 9.5	11.2
4.1	▲6.7 5.0	6.7	11.6
11.5	6.2	6.9	8.7 12.5▲

■ 微波資料推估降雨量 (8.9mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
• MIRA推估降雨量資料

(d)

9.2	9.3	▲13.7 21.0	13.3
9.0	▲8.5 13.5	13.3 12.5	▲13.3 13.3
9.0	▲8.8 7.5	▲13.7	13.7
11.5	9.5	9.8	9.3

■ 微波資料推估降雨量 (9.6mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
• MIRA推估降雨量資料

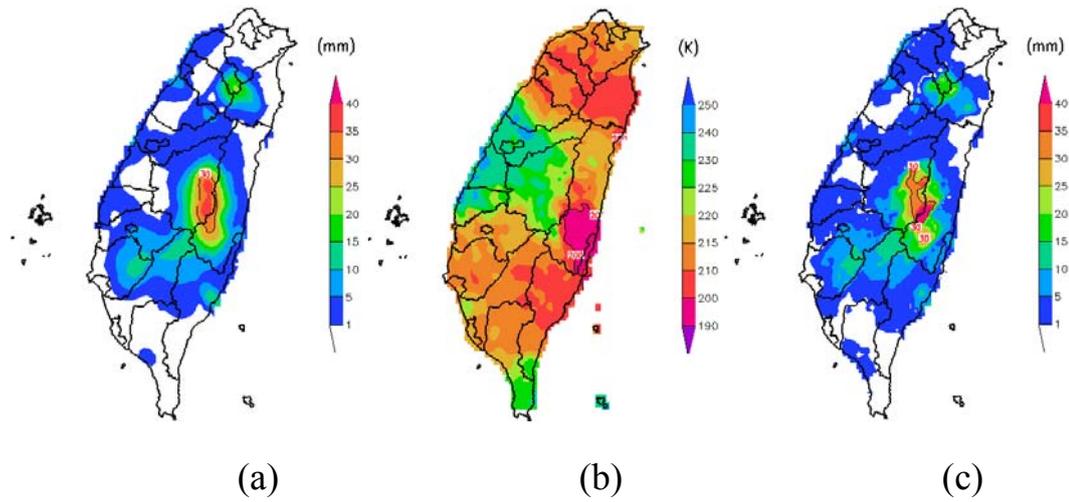
(e)

7.2	6.8	5.9	5.9
6.8	▲8.2 15.7	5.9	5.7
6.8	▲8.2 16.0	▲5.9 8.0	5.7
8.3	6.8 10.5▲	5.6	6.4

■ 微波資料推估降雨量 (6.3mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
• MIRA推估降雨量資料

(f)

圖 5-10 (a) 為 2005 年 8 月 04 日 10:08UTC 馬莎颱風使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量;(b)為 2005 年 8 月 04 日 10:00 UTC 馬莎颱風之之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R) ;(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量 ;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料



(279559.62, 2628474.38) (248982.830, 2658345.6) (248982.830, 2658345.6)

23.3	17.7	17.7	5.6
23.3	17.2	17.7	▲9.2 0.0
26.6	23.9	17.2	16.8
29.6	31.2	29.6	5.1

■ 微波資料推估降雨量 (25.1mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
• MIRA推估降雨量資料

3.2	4.0	3.4	3.5
3.5	3.3	▲3.8 3.5	4.1
4.3	4.3	4.9	4.3
4.8	4.9	5.2	8.9

■ 微波資料推估降雨量 (4.5mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
• MIRA推估降雨量資料

1.7	2.3	3.2	3.8
▲2.0	2.6	3.0	8.5
2.5	2.7	2.2	2.6
2.8	2.6	2.7	2.2

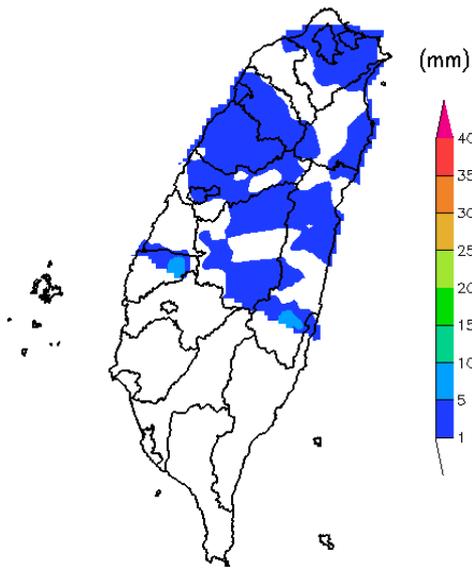
■ 微波資料推估降雨量 (2.5mm)  
▲ 陸地雨量站資料  
• MIRA推估降雨量資料

(d)

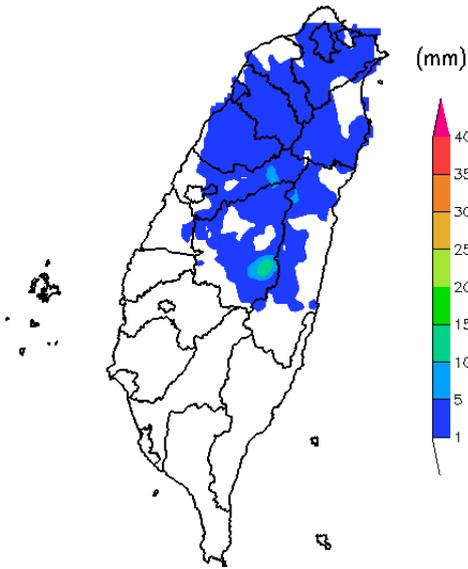
(e)

(f)

圖 5-11 (a) 為 2005 年 8 月 12 日 09:53UTC 珊瑚颱風使用微波 (SSM/I) 資料以 Ferraro(1997)公式反演之降雨量;(b)為 2005 年 8 月 12 日 10:00 UTC 珊瑚颱風之紅外線(IR1)亮度溫度值(MTSAT-1R);(c)為(a)、(b)兩資料以 MIRA 方法所推估之降雨量;(d)、(e)與(f)為(a)與(c)黑色方格內數值資料

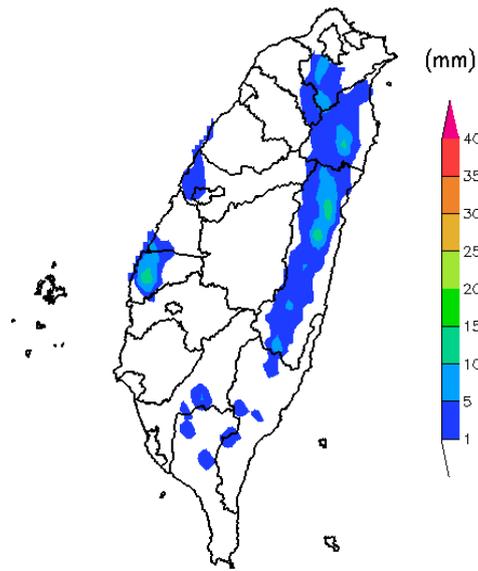


(a)

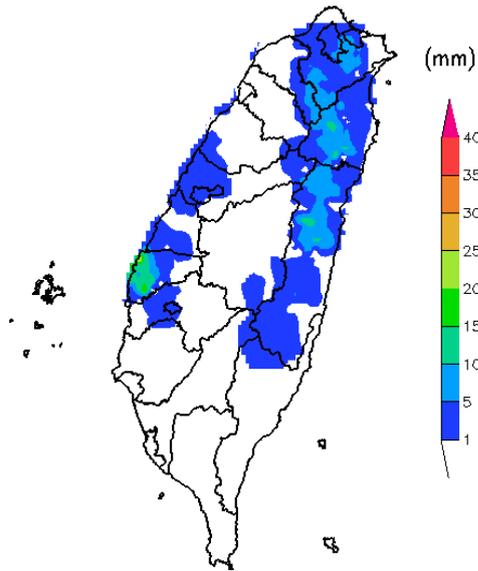


(b)

圖 5-12 (a) 為 2005 年 08 月 05 日 01:03UTC 馬莎颱風使用微波 (SSM/I) 資料與 2005 年 08 月 05 日 01:00 UTC(MTSAT-1R)紅外線資料以 MIRA 方法推估之降雨量分佈；(b)為 2005 年 08 月 05 日 01:02 UTC 馬莎颱風之 TMI-2A12 降雨資料

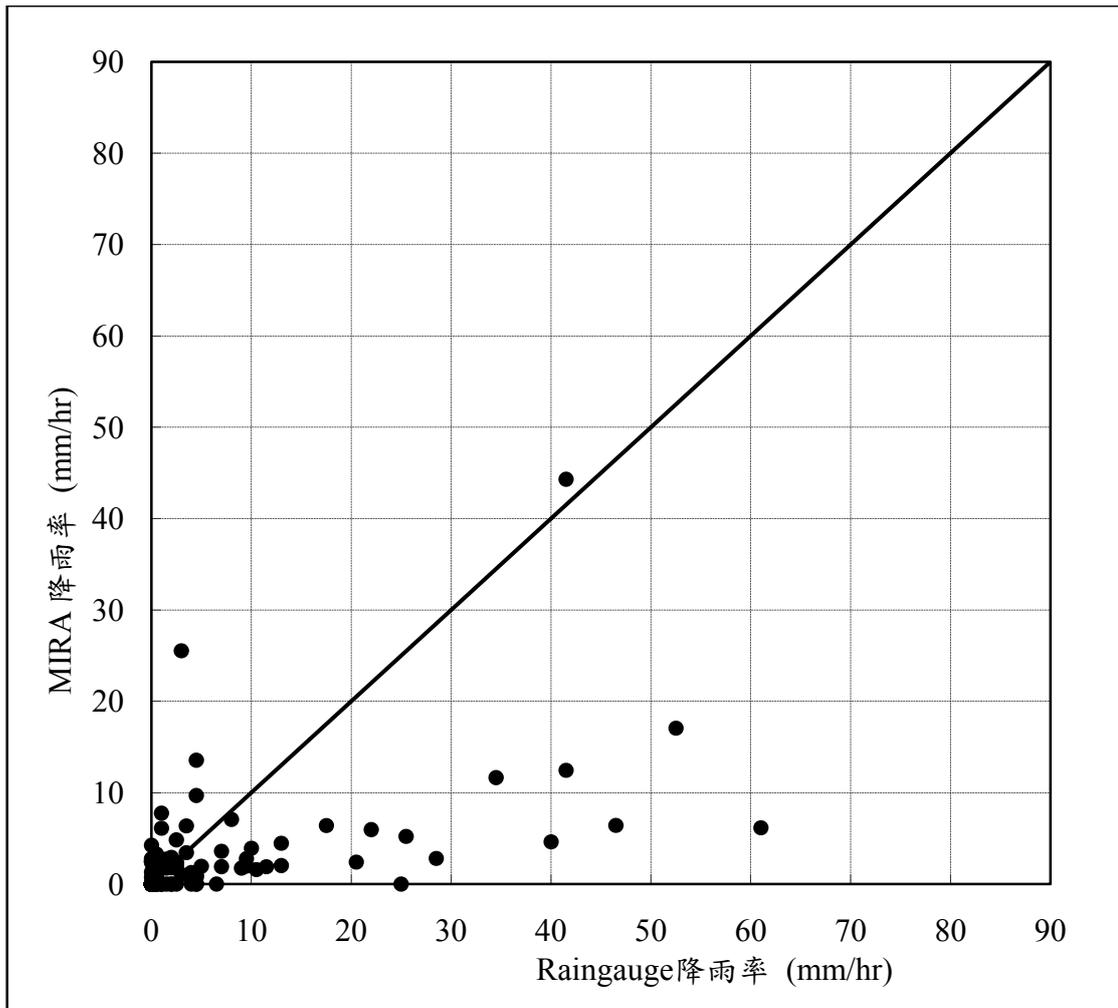


(a)

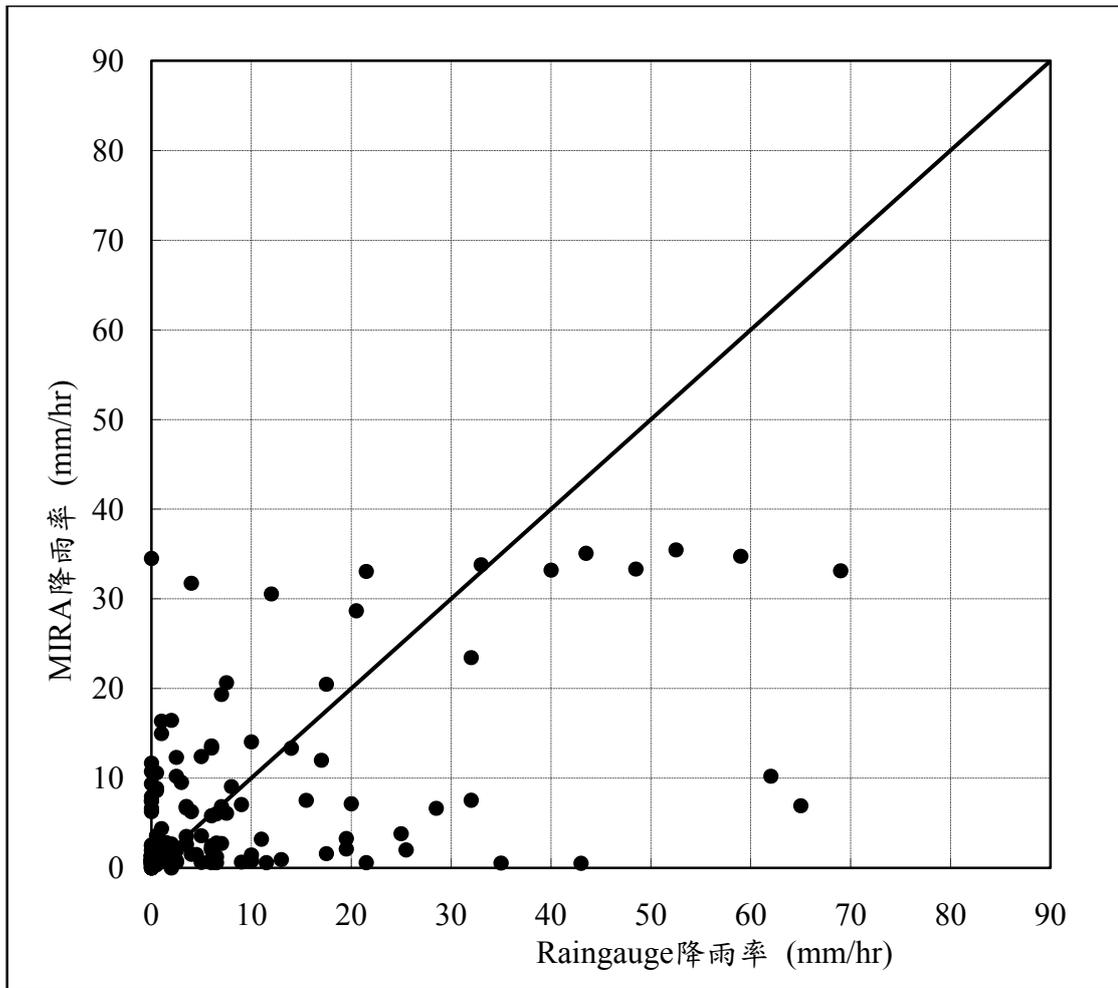


(b)

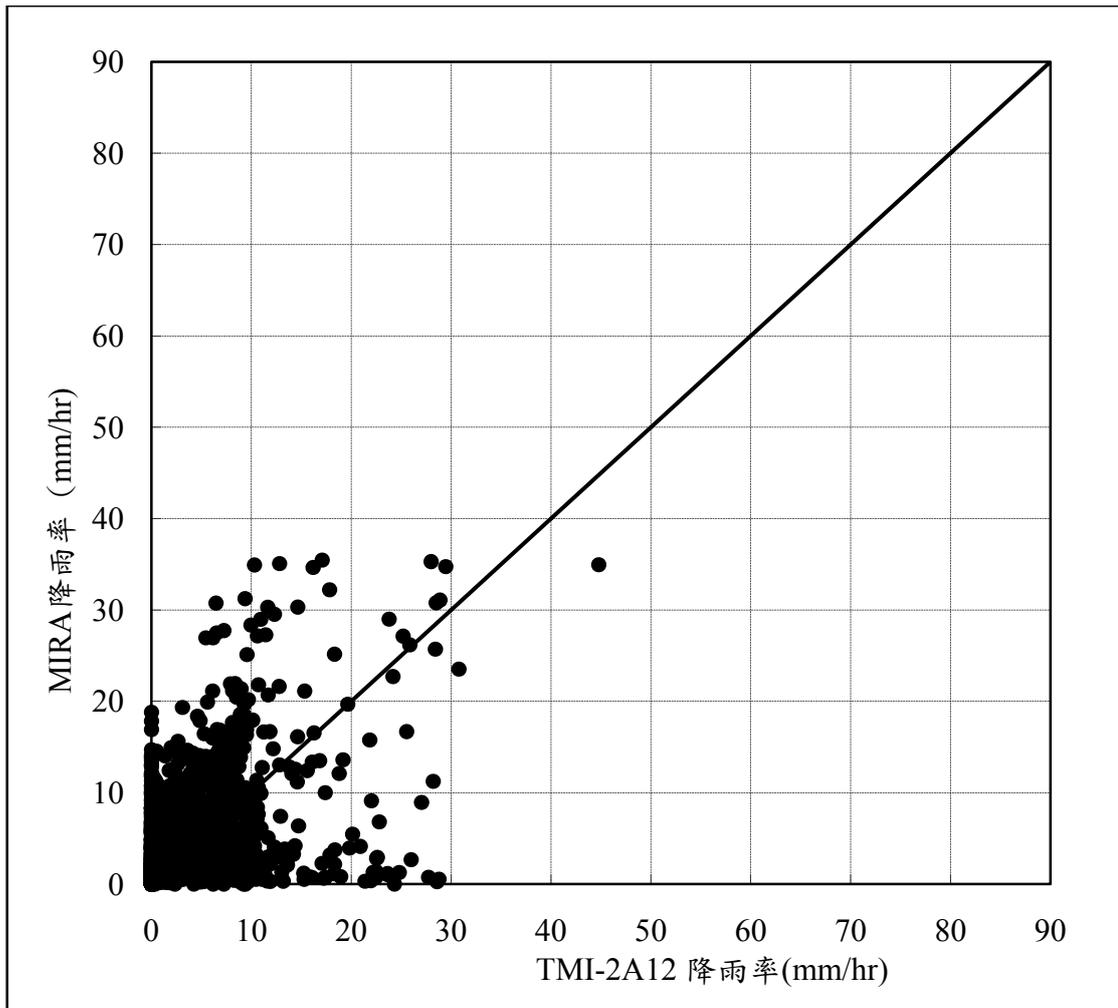
圖 5-13 (a) 為 2006 年 09 月 15 日 12:06 UTC 珊珊颱風使用微波 (SSM/I) 資料與 2006 年 09 月 15 日 12:00 UTC(MTSAT-1R)紅外線資料以 MIRA 方法推估之降雨量分佈；(b)為 2006 年 09 月 15 日 11:59 UTC 珊珊颱風之 TMI-2A12 降雨資料



5-14 TMI-2A12 與地面雨量站之比較



5-15 MIRA 方法與地面雨量站之比較



5-16 MIRA 方法與 TMI-2A12 之比較

## 個人簡歷

姓名：魏曉萍

英文姓名： Hsiao-Ping Wei

籍貫：台灣省彰化縣

學歷：

中華大學土木工程學系學士（88.09-90.06）

中華大學土木工程研究所碩士(90.09-92.07)

交通大學土木工程研究所博士(92.09-99.07)

著作

### 1. 期刊

1. 陳莉、徐家盛、黃雲和、魏曉萍，2003，「探討農水路生態品質以模糊理論方法之評估」，中國農業工程學報，49(3)，92-105。

2. 陳莉、魏曉萍、王泰盛，2004，「監督式分類方法於遙測影像判釋之研究」，中國農業工程學報」，50(3)，59-70。

3. 魏曉萍、葉克家、劉振榮、趙俊傑（2008），「結合 SSM/I 衛星資料與類神經網路推估海面上颱風降雨量之研究」，大氣科學，36（2），147-162。

4. Hsiao-Ping Wei, Keh-Chia Yeh, Gin-Rong Liu and Chun-Chieh Chao (2010), “Combining satellite data for estimation of rainfall at watershed scale” , International Journal of Remote Sensing.

5. Keh-Chia Yeh, Hsiao-Ping Wei, Li Chen, and Gin-Rong Liu (2010), “Estimating Typhoon Rainfall over Sea from SSM/I Satellite Data Using an Improved Genetic Programming” , Journal of Hydrology. (in press)

### 2. 研討會

1. 陳莉，江柏寬，魏曉萍(2002)，「遺傳演算法應用於水庫即時操作之研究」，2002年水資源管理。
2. 陳莉，黃雲和，魏曉萍，徐家盛(2002)，「模糊理論應用於農水路生態品質評估方法之研究」，第七屆人工智慧研討會。
3. 陳莉，魏曉萍，陳慧敏(2003)，「遙測地表判釋技術-以竹東為例」，九十二年度中國農業工程研討會。
4. 陳莉，魏曉萍，王泰盛(2004)，「遙測影像最大概似分類方法之研究」，第十四屆水利工程研討會。
5. 葉克家、魏曉萍(2005)，「新竹地區乾旱特性與農業用水調度之研究(2/2)」，農業水利九十三年計畫成果發表討論會。
6. 魏曉萍、葉克家(2005)，「遺傳演算法及運算樹模式在降雨-逕流關係之研究」，水資源管理 2005 研討會。
7. 魏曉萍、趙俊傑、葉克家、劉振榮(2006)，「結合 SSM/I 衛星資料與 GATO 模式推估颱風降雨量」，第十五屆水利工程研討會。
8. Wen-Huan Chine, Hsiao-Ping Wei, Keh-Chia Yeh, Li Chen, Gin-Rong Liu and Chang-Hung Chiu (2010), "Estimating Typhoon Rainfall over Sea from SSM/I Satellite Data Using a Back-propagated Network", 2010, 3rd International Symposium on Intelligent Information Technology and Security Informatics, Jinggangshan, China.