

應用 AMSR-E 微波資料於海上颱風定量降雨反演

吳東洲¹ 陳萬金²

¹空軍氣象聯隊第二基地天氣中心

²國防大學理工學院環境資訊工程學系

摘要

本研究用統計反演法的概念，利用 AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS)微波亮度溫度(Tb, Brightness Temperatures)資料進行颱風定量降水研究。

利用組合辨識(CC, Combination Check)法進行降雨區辨識有好的結果，並使用 18.7 GHz 極化差及 18.7 減去 89 GHz 的 Tb 值表現區分降雨率(RR, Rainfall Rate)。取十一筆颱風個案顯示本研究降雨型態和 GPROF 法的表現相近，本研究反演 RR 與測站 RR 接近，但少部份弱 RR 會有高估的現象。

關鍵字：AMSR-E、定量降水

一、前言

台灣位處西太平洋颱風的主要侵襲路徑上，平均每年約有 3 至 4 個颱風，每當受到颱風環流的影響時會產生大量降水，並常造成重大災害；例如 2005 年龍王颱風，造成台灣花東及中部地區之水災及土石流災情。為預防災害發生，必須針對台灣地區颱風降水特徵有進一步的了解，進而精進降水預報。如今，為了使災害預警工作在時間上更趨於精準，定量降水估算實為當前最重要的工作之一。

二、基礎理論

純粹的統計反演法在衛星發射後，能運用在衛星 Tb 值和某類觀測資料的組合，而兩者之間有一最小平方法的關聯。此類反演法的數學型式和多重線性迴歸方程是一致的，係數不是從輻射傳遞理論推導而來，而是與原觀測資料(in-situ)迴歸而來，純粹統計法的長處在於不需要輻射傳遞模式，因此不受模式誤差的影響。缺點在於純粹統計法發展的反演法只能應用在特定感應器。舉例來說，由 SSM/I 發展出來的反演法不能應用在 AMSR，除非以輻射傳遞理論為背景的 SSM/I 反演法則可以經由些微的調整應用在 AMSR。

Kidd et al. (1998)研究中指出，統計反演法主要的缺點，在低降雨率時的表現較佳，而在強降雨的表現較差。因為在缺少強降雨發生的情況下，反演法所估算出的強降雨，和實際強降雨之間的關係是薄弱的。統計反演法的驗證資料和衛星資料的相關係數之所以不佳，大部份的原因乃起因於地理位置匹配的錯誤。若有良好的驗證資料，相關係數可達 0.7 至 0.8。

CC 法為陳等(2006)結合 TC 法對於有雨時辨識率較佳，及 SI 法對無雨時辨識率較佳的特性所研發出來的兩區辨識法，結果的確提高了兩區辨識率。

李(2002)利用 TRMM 在海上梅雨季期間利用頻道飽和點的限制，建立一套降雨反演策略，成功估算海上降雨強度。研究中認為單一頻道的 Tb 值在頻道飽和前後會有不同的降雨強度，因此要依個別頻道的可能動態區間來決定某降雨強度區間所使用的頻道組合去建立線性迴歸方程，其概念示意圖(見圖 1)。建立放射機制的降雨迴歸式在 37 GHz 的飽和點 A 以前(降雨強度區間為 0 至 5 mm/hr)能使用 10.7 GHz、21.3 GHz 以及 37 GHz 頻道搭配使用，21.3 GHz 的飽和點 B 以前(降雨強度區間為 0 至 5.5 mm/hr)能使用 10.7 GHz 及 21.3 GHz 頻道搭配使用，10.7 GHz 的飽和點 C 以前(降雨強度區間為 0 至 6.5 mm/hr)僅能使用 10.7 GHz 頻道；飽和點後(強降雨)，以及散射機制型降雨的降雨迴歸式僅利用高頻來使用。

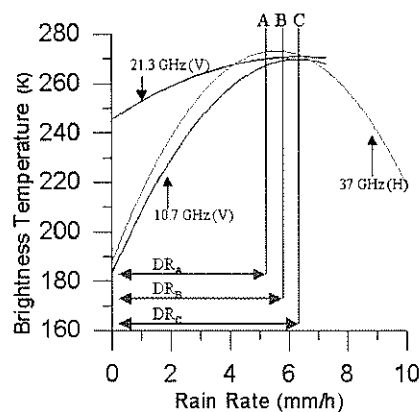


圖 1 TMI 多頻道亮度溫度，在各降雨強度區段以不同多頻道線性迴歸式反演降雨強度之概念圖，錄自李(2000)

Liu et al. (1992)利用 SSM/I 衛星資料，搭配輻射傳遞模式探討不同頻道差（19 GHz 減去 85 GHz）和降雨率的關係，分別建立放射機制及散射機制反演法；對海上降水的特徵而言，RR 增強，頻道亮度溫度差值愈大。另外，用物理模式調整凍結高度及地表溫度顯示兩者對反演法的敏感度是極小的，並且反演法可以和 RR 近似線性關係，且在 0 至 50 mm/hr 間較不容易受頻道飽和點的影響。

Liu and Curry (1998)利用 19 GHz 的極化差在放射訊號的降雨和 PCT（85 GHz 的極化修正溫度）在散射訊號的降雨，企圖發現兩者在無雨，弱降雨及強降雨間的關係，而經由當 19 GHz 的極化差小於 20 K 時和 PCT 的圖形模式最有產生強降雨的可能。

三、資料與處理

本研究針對颱風季節間反演海上降雨強度的分析，運用到 Aqua 衛星儀器中 AMSR-E 與 MODIS 兩類資料。AMSR-E 資料的來源有二，其一為 NSIDC (The National Snow and Ice Data Center)，其二為中央氣象局(CWB)；MODIS 資料來源為 LAADS (Level I and Atmosphere Archive Distribution System)；與衛星資料相匹配的地面觀測資料，為日本沖繩縣島嶼雨量測站（購自日本氣象廳）。

由於 Aqua 衛星發射於 2002 年 5 月 4 日，故研究期間為 2002 至 2007 年 7 至 10 月，研究區域為沖繩縣島嶼測站至台灣本島間週邊海域。

由於不均勻的 AMSR-E 視場觀測資料，其所建立的降雨迴歸式會產生低估實際降雨的結果，因此利用具有 1 km 高解析度的 MODIS 資料來檢驗視場的均勻性。當紅外線頻道探測降雨雲頂若是均勻的狀況，其亮度溫度的平均值以及標準差來判斷，當然對於雲以下的降雨仍無法探測，此步驟的目的是將差異很大的有雨事件先行去除，最終仍要搭配監督式分類(supervised classification)法的步驟進行視場不均勻處理。

另外，考量陸地放射率會影響衛星觀測視場接收的輻射強度值，因此在進行觀測視場的選擇時，應該要儘量避開陸地效應的影響，且本研究視場解析度為 21 km，因此選擇距離岸邊 10 km 以上的觀測視場是基本的限制。

Ferraro et al. (1998)認為研究用資料要有一定的資料處理步驟，本文中的資料處理分為五個步驟，步驟一是校驗資料，步驟二、三是將 2002 至 2006 年期間經過沖繩縣 17 座島嶼測站的所有颱風資料，依每個颱風通過的時間至 NSIDC 網站下載 AMSR-E 資料，並依 17 座島嶼測站顯示有雨的事件，依測站經緯度為中心選取距離 10 至 15 km 內所能匹配的衛星觀測資料樣本；步驟四是將 LAADS 網站下載的 MODIS 資料，依據每一個測站匹配的樣本分別計算半徑 10 km 內所有紅外線的 Tb 平均值以及標準

差，再用監督式分類法將視場內可能降雨分佈不均勻的匹配點去除，例如將單一視場內對流雲簇分佈不均勻的樣本資料以及分佈在掃瞄線兩側的樣本資料去除，此雙重步驟是為了減少明顯視場不均勻的樣本；最後的步驟是由統計學的觀點，所有晴空、無雨測站及有雨測站的匹配點，必須滿足 Tb 值的平均值加減兩倍標準差作為 95% 的信賴區間(confidence interval)。

在上述的處理步驟下，將 2002 至 2006 年蒐集到 305 個有雨測站的匹配資料，篩選為總數 290 個，又考量 1 mm/hr 以上在颱風降雨強度是較有意義的，因此篩選為總數 209 筆作為線性迴歸的樣本資料，無雨測站資料從 1195 筆篩選為 985 筆。再結合晴空下所搜集到的晴空資料，合計共三個樣本。

四、研究方法

在 Aqua 衛星發射升空之後，若建立 AMSR-E 儀器 Tb 值與地面測站 RR 之間的關係，則發現純粹的統計演算法是可以被發展，兩者之間有一最小平方法的關聯。反演法的數學型式為多頻道迴歸方程，其型式如公式所示：

$$RR = C_0 + \sum_{i=1}^I C_i \times T_{Bi}$$

公式中 RR 代表降雨率，下標 i 代表頻道的序號， C_i 代表對應第 i 個頻道的係數。 T_{Bi} 是降雨時，i 頻道所對應的亮度溫度值；本研究的係數並非由輻射傳遞模式推導出的結果，是 Tb 值和地面降雨率資料迴歸後導出的結果，本研究用多頻道線性迴歸方程式對估算出的降雨率做初步探索。

閾值的選擇，是反演法成功的首要條件；閾值選擇太高，反演法會難以獲得足夠的降雨事件樣本。相對的，若閾值選擇太低則會增加太多降雨事件樣本。使得在建立反演法時，會出現許多錯誤的降雨事件樣本，本研究利用 CC 法來進行降雨區辨識。

判斷降雨區辨識成效的方法，採用 Nergi et al. (1995)所定義的 CSI (Critical Success Index)指標，CSI 是用來測量衛星反演法偵測降雨區能力的指標。同時也包含 POD (Probability Of Detection)、FAR (False-Alarm Ratio)以及 ERR (Percent error)等指標項目，本研究利用 CSI、POD 及 ERR 指標，所定義的型式分別如下：

$$CSI = \frac{RR}{RR + RN + NR}$$

$$POD = \frac{RR}{RR + NR}$$

$$ERR = \frac{NR + RN}{TOT}$$

其中 RR 代表衛星估計有雨和島嶼測站實際有

雨的樣本數，NR 代表衛星估計無雨但是島嶼測站實際有雨的樣本數，RN 代表衛星估計有雨但是島嶼測站實際無雨的樣本數以及 NN 代表衛星估計無雨和島嶼測站實際無雨的樣本數。而 $TOT=RR+RN+NR+NN$ ，即為上述所有數量的總合。Smith et al. (1998) 建立衛星反演法在偵測無降雨時能力表現的指標，稱為 NRI (No Rain Index)，其型式如下：

$$NRI = \frac{NN}{NN + RN + NR}$$

結合 CSI、POD、NRI 以及 ERR 四種指標來看 CC 法降雨區辨識法的能力。當 CSI 指標的值較高，表示偵測降雨成功的能力較好，當 POD 指標的值較高，表示偵測到降雨的機率較高，當 NRI 指標的值較高，表示偵測無降雨區的能力較好，ERR 的值愈低代表降雨區辨識法判斷正確的能力較好；而反之則相反。

由於頻道可能飽和點的限制，採用 RR 在 10 mm/hr 以下時選擇八個頻道的方式建立多頻道線性迴歸式，大於 10 mm/hr 時則採用 36.5 GHz 及 89 GHz 兩個頻道。以 RR 為 10 mm/hr 區分後建立 RR-Tb 多頻道線性迴歸方程式，相關係數(R)分別為 0.57 (放射機制)、0.94 (散射機制小於 10 mm/hr)、0.71 (散射機制大於 10 mm/hr) (見表 1)。

表 1 考慮飽和點狀況下利用統計法分別對海上颱風建立對流及層狀降水估算迴歸式

降雨型態	考量頻道飽和時估算降雨統計迴歸式	相關係數 (R)
散射機制降雨 (< 10 mm/hr)	$RR = -74.99 + 0.13 \times Tb_{18.7V} + 7.6 \times 10^{-2} \times Tb_{18.7H} - 0. \times Tb_{23.8V} - 0.14 \times Tb_{23.8H} + 0.24 \times Tb_{36.5V} - 0.16 \times Tb + 2.98 \times 10^{-2} \times Tb_{89V} - 3.48 \times 10^{-2} \times Tb_{89H}$	0.94
同上 (>= 10 mm/hr)	$RR = 175.94 - 2.56 \times Tb_{36.5V} + 2.05 \times Tb_{36.5H} - 7.42 \times 10^{-2} \times Tb_{89V} - 1.18 \times 10^{-2} \times Tb_{89H}$	0.71
放射機制降雨	$RR = 21.58 - 3.39 \times 10^{-2} \times Tb_{18.7V} + 6.37 \times 10^{-2} \times Tb_{18.7H} - \times Tb_{23.8V} + 0.2 \times Tb_{23.8H} + 0.36 \times Tb_{36.5V} - 0.18 \times Tb_{36.5H} - 4.02 \times 10^{-2} \times Tb_{89V} + 4.41 \times 10^{-2} \times Tb_{89H}$	0.57

頻道飽和時會影響估算降雨的結果，並定義以 RR 為 10 mm/hr 當成頻道飽和點，分別建立飽和點前後的多頻道線性迴歸方程。然而，當 AMSR-E 通過颱風的瞬間，是無法從觀測 Tb 值中直接判斷 RR 為 10 mm/hr 的飽和點。因此僅能從頻道觀測 Tb 值對 RR 的變化，利用決策樹的方式反推 RR 為 10 mm/hr 飽和點。

利用 Liu et al. (1992, 1998) 的概念，本研究探討 18.7 GHz_(V) 減 89 GHz_(V) (S 值) 及 18.7 GHz 垂直減水平極化差值 (D 值) 與 RR 之間的關係。由於 18.7 GHz_(H) 受雲雨放射率的影響較 18.7 GHz_(V) 大，因此 18.7 GHz_(H) 隨著 RR 增加的斜率比 18.7 GHz_(V) 大。所以從圖 2(a) 顯示，當單頻 18.7 GHz 受 RR 增強時，Tb 值遞增，且水平極化表現較垂直明顯。從圖 2 (b) 得知單頻 89 GHz_(V) 和 RR 呈現負的相關，因此當降雨率愈大，D 值愈小，但 S 值愈大。

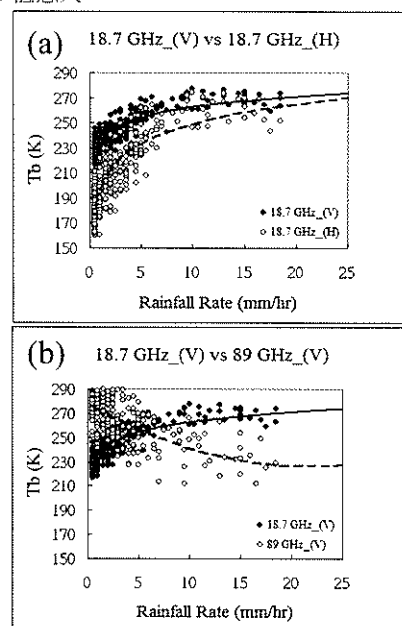


圖 2(a) 參與 D 值計算的頻道隨降雨率變化趨勢；(b) 同(a)，但為 S 值

另外，Liu et al. (1992, 1998) 研究也發現不同頻道間亮度溫度差值的優點，可以濾除凍結高度及地表溫度對頻道的影響。本研究為了將強降雨從弱降雨中區分出來，經過有雨事件的統計分析，當 AMSR-E 的 S 值大於 7 K，以及 D 值小於 17 K 作為決策樹，分強降雨 (大於 10 mm/hr) 與弱降雨 (小於 10 mm/hr)，預期能有效的區分降雨率。因此，本研究反演海上颱風降雨的流程圖為圖 3。

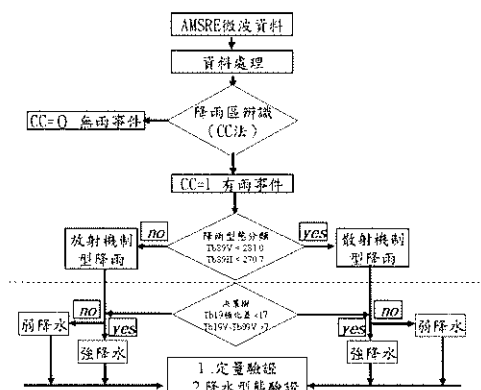


圖 3 海上颱風降雨反演流程圖

五、結果與分析

利用 2002 至 2006 年颱風季期間，採用 AMSR-E 微波資料與島嶼測站匹配的樣本來建立本區海面上 SI 指數，結果顯示模擬高頻與實際高頻間的相關係數(R)為 0.95，且本研究海面上的降雨閾值定義為 10 K。針對降雨區辨識，CC 法結合 SI 法對無雨事件辨識能力佳及 TC 法對偵測有雨事件成功機率高特性，由 CSI 為 0.86、POD 為 0.99、ERR 為 0.96 及 NRI 為 0.03 的四個判定指數結果，確實 CC 法在降雨區辨識的成效頗佳。

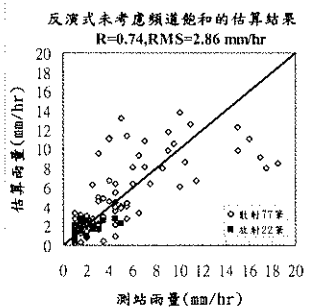


圖 4 利用 2005 至 2006 年 99 筆資料對海上颱風降雨迴歸式的估算降雨值與地面測站降雨值做驗證結果，空心點為散射機制型降雨，實心點為放射機制型降雨

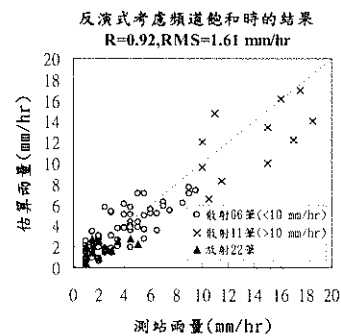


圖 5 同圖 4.1，但考量 10 mm/hr 為頻道飽和點再分別建立反演迴歸式，空心點 (小於 10 mm/hr) 和叉點 (10 mm/hr 以上) 為散射機制型降雨，實心點為放射機制型降雨

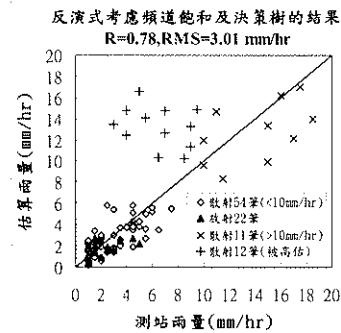


圖 6 同圖 4.2 但以決策樹替代 10 mm/hr 頻道飽和做分類再分別建立反演迴歸式，十字點為決策樹分類的結果

在不考量頻道飽和的情形下，反演式估算 2005 至 2006 年驗證資料。歸類到散射機制型降雨並估算 RR，範圍從 1 mm/hr 以上都有發生，歸類到放射機制型的降雨並估算 RR，範圍則在 6 mm/hr 以下。但和實際 RR 散佈圖比較結果 (見 0 圖 4)，整體表現在強降雨 (約 10 mm/hr 以上) 有低估實際降雨的狀況，而在弱降水 (約 10 mm/hr 以下) 則有高估的狀況。其實際的平均降雨值為 4.36 mm/hr，估算出來的平均降雨值為 4.17 mm/hr，均方根誤差為 2.86 mm/hr，相關係數(R)為 0.74，顯示估算出來的平均降雨率低估了實際降雨。

以 10 mm/hr 做為頻道可能飽和點，再區分為兩個反演迴歸式，驗證的結果顯示 (見 0 圖 5)，地面觀測平均降雨強度約為 4.36 mm/hr，而衛星估算出的平均降雨強度為 3.96 mm/hr，均方根誤差為 1.61 mm/hr，相關係數(R)為 0.92，顯示改進了先前的結果，由此可確定的是頻道飽和點的考慮，在反演降雨的策略裏是必要的因素。

圖 5 的資訊是得知飽和點 RR，並驗證後求得的

結論。然而在實際的作業當中，衛星所觀測到的是 T_b 值的表現，而不是 RR。因此，必須設計決策樹來判斷 RR 為 10 mm/hr 的飽和點；因此由 D 值小於 17 K 以及 S 值大於 7 K 的決策樹判斷 RR 為 10 mm/hr 的位置，並利用表 1 的反演式來估算 RR。結果顯示（見圖 6），放射機制降雨讓迴歸式所估算的 RR 表現良好，散射機制降雨在區分 10 mm/hr 飽和點位置後，實際 RR 在 3 到 10 mm/hr 之間有被高估的情形，而其它的 RR 表現和圖 4.2 的表現結果相同。實際觀測平均降雨強度約為 4.36 mm/hr，而衛星估算出的平均降雨強度為 4.79 mm/hr，均方根誤差為 3.01 mm/hr，相關係數(R)為 0.78，顯示估算出來的平均降雨率高估了實際降雨。由圖 6 的結果，本研究決策樹的選擇在判斷可能飽和點 10 mm/hr 的過程，造成部份 RR 被高估，因此整體估算的 RR 偏高。

本研究反演法利用十一筆颱風個案做探討，本研究 and GPROF 皆能有效的估算出降雨的趨勢，顯示降雨區辨識效果佳；本研究的平均降雨率有高估實際降雨率的結果，而 GPROF 則低估。從平均偏差量的表現，本研究較 GPROF 接近實際測站。整體而言，十一筆個案中兩者的平均偏差值是相近的。因此，表現在局地且颱風季節的統計反演法，在估算弱降雨和強降雨，與適用於全球地區的 GPROF 物理法表現，都接近本地的降雨特性(見圖 7)。

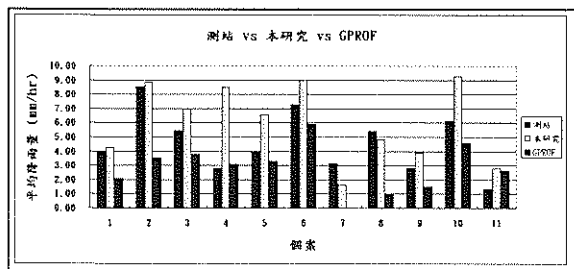


圖 7 十一筆衛星資料反演颱風降雨率個案比較測站實際、本研究及 GPROF 估算平均降雨率的結果。

六、結論與展望

本研究的反演法是考量頻道飽和以及不同頻道亮度溫度差值方式所建立的反演法，在反演特定季節和特定地區的初步成效是不錯的。但反演法受限於飽和點附近的有雨事件擁有相近的 T_b 值表現，產生弱降雨被高估的狀況。因此，為了有效區分這類的降雨，應朝向建立不受飽和點限制的反演法。

未來的方向將尋求替代地面測站降雨真值的方式搜集大量的樣本。當然，雷達降雨產品的使用是可行的；若 AMSR-E 能和台灣地區或是沖繩縣的雷達

資料匹配產生有效樣本，對建立颱風降雨反演迴歸式就有一定的可信度。然而，衛星和雷達資料的入射角不同，要如何匹配正確的位置值得研究，使得雷達反演的 RR 將引起新的誤差。

目前能使用 Aqua 上的 AMSR-E 資料（下午和清晨通過台灣地區），未來若是能搭配日本 AMSR 微波資料（早上和晚上通過台灣地區），對於反演海上降雨率的估算，及監控颱風生命期的發展，相信會有更好的結果。

誌謝

感謝中央氣象局衛星氣象中心的協助，本研究室自 2007 年 1 月 1 日接收 AMSR-E 資料。

參考文獻

- 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博士論文。
- 陳萬金、胡仁基、劉振榮及張茂興，2006：利用 TMI 微波頻道反演反演海上颱風定量降水之研究。大氣科學，34，67-88。
- Ferraro, R. R., E. A. Smith, W. Berg, and G. J. Huffman, 1998: "A screening methodology for passive microwave precipitation retrieval algorithms," *Journal of The Atmospheric Sciences*, 55, 1583-1600.
- Kidd, C., D. Kniveton, and E. C. Barrett, 1998: "The advantages and disadvantages of statistically derived-empirically calibrated passive microwave algorithms for rainfall estimation," *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 1576-1582.
- Liu, G. S., and J. A. Curry, 1992: Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering. *Journal of Geophysical Research*, 97, 9959-9974.
- Liu, G. S., and J. A. Curry, 1998: An investigation of relationship between emission and scattering signals in SSM/I data. *Journal of The Atmospheric Sciences*, 55, 1628-1643.
- Negri, A. J., E. J. Nelkin, R. F. Adler, G. J. Huffman, and C. Kummerow, 1995: Evaluation of passive microwave algorithms in wintertime mid-latitude situations. *Journal Atmospheric and Oceanic Technology*, 12, 20-32.
- Smith, D. M., D. R. Kniveton, and E. C. Barrett, 1998: A statistical modeling approach to passive microwave rainfall retrieval. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 135-154.

