

藉由雷達模擬軟體QuickBeam探討 雲與降水遙測之原理

紀雍華¹ 隋中興^{1,2} 陳怡彰²
大氣物理研究所¹ 水文與海洋科學研究所²
國立中央大學

摘要

隨著衛星觀測雲與降水資料的日益增加和數值模式模擬雲值的可用度提升，如何有效應用衛星資料評估模式輸出值變得相當重要。此時若將模式模擬雲值轉換為有效雷達反射率因子(effective radar reflectivity factor, Z_e)，則模式轉換之 Z_e 值便可和星載雷達觀測的 Z_e 值比較。QuickBeam為一氣象雷達模擬軟體，藉由在常用的微波頻率範圍內給定水象(hydrometeor)粒子資訊，便可模擬垂直的雷達反射率剖面。本研究目的著重於了解此雷達模擬軟體計算 Z_e 值時所依據的原理，並討論其使用上的特性和限制。QuickBeam的運算過程包含兩大部分：藉由水象粒子和氣象場變數資料獲得粒子的微物理特性，並計算粒子的光學效應。在包含有雲滴至降水粒子尺寸的雲內，藉由指定各種水象粒子的滴譜(drop size distribution, DSD)可計算得各種粒子的幾何截面積。接著計算反散射效率($Q^{(s)}$)，在QuickBeam中對所有尺寸的水象粒子(在此假設粒子均為球形) $Q^{(s)}$ 值均使用米氏理論計算。幾何截面積乘上 $Q^{(s)}$ 值並對粒子直徑積分後便可得雷達反射係數(η)。將 η 值轉換為 Z_e 值，扣除 Z_e 值因水象粒子和空氣分子所造成之衰減，便得到考慮衰減修正的雷達反射率。

本研究利用QuickBeam內附包含六種水象粒子(雲水、雨、雪、撞併(aggregate)、軟雹、雲冰)混合比的個案，檢驗QuickBeam內的各項計算，並得到以下結論：1)如何將觀測或模擬得的水象粒子混合比參數化為粒子數目($n(D)$)為QuickBeam運算中的關鍵過程；2)對水象粒子及空氣分子的各種光學特性之理解將有助於評估QuickBeam的模擬結果。然而，目前對上述議題之瞭解仍相當有限，這造成QuickBeam在模擬雷達反射率時的限制。

關鍵字：滴譜、米氏散射、有效雷達反射率因子

一、前言

雲與降水過程一直以來為大氣科學研究的重要議題，不論是觀測或模擬均對此些現象有多方的探討和研究。早期觀測以地面測站、探空和地基雷達為主，但三者均有觀測資料受限於地域性的缺點存在。近年來由於氣象衛星技術的發展，利用紅外線(infrared, IR)及主被動微波遙測的星載儀器，使研究人員獲得豐富的全球性雲與降水資訊，然而如何應用這些資訊於修正各種理論和改善模擬結果成為新的課題。

雷達模擬軟體QuickBeam是為比較模式模擬的水象粒子輸出值和星載雷達觀測值而研發，藉由輸入觀測或模擬的水象粒子特性和氣象場變數，運用雲微物理和大氣輻射原理計算實際觀測雷達所求的有效雷達反射率因子(Z_e ; mm^6m^{-3})。本研究目的著重於了解QuickBeam計算 Z_e 時依據的原理，並藉由個案討論QuickBeam運算過程間的產物是否合乎理論或實際狀況，以及QuickBeam使用上的特性、限制等問題。

二、QuickBeam模擬原理

QuickBeam模擬原理可藉由圖1之流程分為三部分討論，分別為輸入值、讀入值後的計算和計算後的輸出值。進行運算時所需的資料依其特性概分為三類，詳盡的輸入和設定資料可見表1及QuickBeam使用手冊(Haynes, 2007)。

(一)水象粒子微物理計算

QuickBeam在整個計算過程內將所有種類的水象粒子直徑範圍固定在0.1至10000 μm 間，並在此範圍內建立320個固定而分離的直徑尺寸，這些尺寸數據建立後便不會改變，之後作為計算雷達反射係數(η ; $\text{m}^2\text{m}^{-3}, \text{m}^{-1}$)的基礎之一。當分離的水象粒子尺寸列確定後，需決定在此範圍內輸入的各種水象粒子之DSD。在QuickBeam所提供的個案裡，六種水象粒子的DSD分別設為表2中的：雲冰為Power law分布，其餘五種水象粒子，雲水、雨、雪、撞併和軟雹則均為Modified gamma分布。六種粒子利用上述DSD設定計算得的單位體積、單位直徑下，直徑為 D 時的水象粒子數目($n(D)$; m^{-4})和 D (μm)之關係如圖2(a)-(f)所示。六種粒子間由於DSD設定及輸入混合比不同所

造成的 $n(D)$ 值分布和數量上的差異將在本文的第四部份討論之。

(二)水象粒子光學特性

1. 複數折射指數

QuickBeam採用Ray(1972)提出的解析模式內計算水相粒子複數折射指數(m ; $m = n - ik$, n 為折射指數, k 為和物質有關的吸收係數)的方法, 當程式獲得溫度和頻率後, 藉由複數介電常數 ϵ 的定義 $\epsilon = \epsilon' - i\epsilon''$ (ϵ' 為介電常數, ϵ'' 為損失項), 以及 n 、 k 、 ϵ' 、 ϵ'' 間之關係(1)、(2)式, 經由(3)、(4)式求得輸入的溫度和頻率下之 ϵ' 和 ϵ'' 值後, 便可獲得 n 和 k 值。

$$\epsilon' = n^2 - k^2 \quad (1)$$

$$\epsilon'' = 2nk \quad (2)$$

$$\epsilon' = \epsilon_\infty + \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty) \left[1 + (\lambda_s/\lambda)^{1-\alpha} \sin(\alpha\pi/2) \right]}{1 + 2(\lambda_s/\lambda)^{1-\alpha} \sin(\alpha\pi/2) + (\lambda_s/\lambda)^{2(1-\alpha)}} \quad (3)$$

$$\epsilon'' = \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty)(\lambda_s/\lambda)^{-\alpha} \cos(\alpha\pi/2)}{1 + 2(\lambda_s/\lambda)^{1-\alpha} \sin(\alpha\pi/2) + (\lambda_s/\lambda)^{2(1-\alpha)}} + \frac{\sigma\lambda}{18.8496 \times 10^{10}} \quad (4)$$

(3)和(4)式為Ray參考Cole and Cole(1941)修正的Debye方程。其中 ϵ_s 為低頻的靜電常數(static constant)、 ϵ_∞ 為高頻介電常數(high frequency dielectric constant)、 α 為伸展參數(spread parameter)、 $\lambda(\mu\text{m})$ 為輸入的電磁波波長、 $\lambda_s(\mu\text{m})$ 為溫度、 $\lambda_s(\mu\text{m})$ 為弛緩波長(relaxation wavelength)、 σ 則為不受頻率影響的電容率。個案內同一高度層下計算得的雲水和雨之 n 值均為2.7, k 值均為1.26, 由於水相粒子的 m 值只為 λ 和溫度的函數, 因此在輸入相同頻率和溫度(高度)的狀況下, 計算得的雲水和雨之 n 值及 k 值相等, 且不隨 D 值變化。

QuickBeam的冰相 m 值採用Warren(1984)對六角形冰(hexagonal ice)的計算。 k 值之求算是將45nm至8.6 μm 的電磁波波長分為六段範圍, 每段範圍內收集數種前人的實驗結果值加以比較、內插或取權重; 此外Warren認為 k 值對溫度變化的反應在 λ 越長時越明顯, 因此取 $\lambda=167\mu\text{m}$ 做分界點, $\lambda \geq 167\mu\text{m}$ 時考慮 k 值隨溫度的變化, 共分為-1、-5、-20、-60 $^\circ\text{C}$ 四個溫度範圍, $\lambda < 167\mu\text{m}$ 的 k 值則只考慮溫度-7 $^\circ\text{C}$ 時的情況。 n 值則是由上述已知的 k 值帶入由Bertie et al.(1969)修正的Kramers-Kronig方程((5)式)積分後獲得。其中 P 代表積分的柯西主值(Cauchy principal value of the integral), m_{re} 代表 n 值, m_{im} 代表 k 值, ν 為頻率。

$$m_n(\nu) = 1 + \frac{2}{\pi} P \int_0^\infty \frac{\nu' m_{im}(\nu') - \nu m_{re}(\nu)}{\nu'^2 - \nu^2} d \ln \nu' \quad (5)$$

此時求得的冰相粒子 m 值只為 λ 和溫度的函數, m 值還需對密度做修正。QuickBeam使用(6)式的Bruggeman方程(Petty, 2006)原理調整 m 值, 將尺寸列上的液態水相粒子密度除以純水密度, 兩者比值稱為 f_1 , 考慮單位體積內兩種藉由物的複數介電常數分別為 ϵ_1 和 ϵ_2 , 則修正後的混合複數介電常數 ϵ_m 便可由(6)式求得。

$$f_1 \frac{\epsilon_1 - \epsilon_m}{\epsilon_1 + 2\epsilon_m} + (1 - f_1) \frac{\epsilon_2 - \epsilon_m}{\epsilon_2 + 2\epsilon_m} = 0 \quad (6)$$

由於個案內設定質量為 D 的函數, 因此密度亦為 D 的函數, 使得 f_1 在不同 D 值時值均不同, 故修正後的 m 值會隨 D 值

變化。圖3、4的(a)-(d)分別為個案內四種水相粒子: 雪、撞併、軟雹和雲冰的 n 和 k 值修正前後之關係, 其中雪、撞併、軟雹位於同一高度層4.129km, 溫度均為-3.75 $^\circ\text{C}$; 雲冰高度略高, 溫度為-9.15 $^\circ\text{C}$ 。個案內假設頻率為94GHz, 波長約為3.19mm。圖3(a)-(d)中顯示未修正 m 值前四種水相粒子的 n 值均為1.78, 且不受溫度的影響。而修正後的 n 值均呈現下降的趨勢, 根據水相粒子的種類不同下降的程度也不同, 且隨著 D 值不同 n 值有些微的差異。總體而言, 修正後的 n 值由原本的1.78下降至1.0至1.3間, 減少的量可達原值的43%, 減少的順序由大至小為雪、撞併、軟雹、雲冰。 k 值的變化則更明顯, 在圖4(a)-(d)中, 雪、撞併、軟雹之 k 值在未修正前為0.00463, 雲冰則為0.00383。修正後的 k 值減少量平均在原值的65至75%左右, 依序為雲冰、軟雹、撞併、雪。由以上討論可知, 修正後的 n 和 k 值則對四種水相粒子內部水分子和空氣分子的組成比例。

2. 反散射效率及衰減效率

獲得修正後的水相和冰相粒子 m 值後, 定義 $x = 2\pi r/\lambda$ 為尺寸參數, 其中 r 為粒子半徑, λ 為入射電磁波波長, 藉由輸入 m 和 k 值, QuickBeam將執行米氏散射計算。米氏理論由Mie在1908年提出, 主要討論氣溶膠和雲滴等粒子引起的散射, 故稱為米氏散射。由此理論計算得的水象粒子反散射效率 $Q^{(s)}$ 和衰減效率 Q 分別為(7)、(8)式, 其中 a_n 、 b_n 為米氏散射係數, Re 為實部。

$$Q^{(s)}(x, m) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left[|a_n(x, m)|^2 + |b_n(x, m)|^2 \right] \quad (7)$$

$$Q(x, m) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re} \left[a_n(x, m) + b_n(x, m) \right] \quad (8)$$

反散射效率為每個粒子的反散射截面和幾何截面積的比值; 衰減效率為每個粒子的衰減截面積和幾何截面積的比值, 衰減表示入射於粒子幾何截面積的能量中受到削弱弱的部份, 因此包含有吸收和散射。由(7)、(8)式可見 $Q^{(s)}$ 和 Q 均為 x 和 m 之函數, 這暗示了 $Q^{(s)}$ 和 Q 跟水象粒子的直徑、入射電磁波波長、水象粒子密度、相, 及環境場的溫度有關。圖5(a)-(b)分別為個案內雲冰及雨的 $Q^{(s)}$ 值和 D 之關係, 在圖5(a)中 $Q^{(s)}$ 最大值約在5000 μm 的0.3左右, 最小值則在0.1 μm 附近, 在Power law分布的 D 值範圍(15-125 μm)內, $Q^{(s)}$ 值相當小, 約在 10^{-8} 至 10^{-4} 之間, 顯示此段範圍內雲冰反散射電磁波的能力相當弱。圖5(b)為雨的 $Q^{(s)}$ 值和 D 之關係, 圖中可見在 D 值約等於1000 μm 時, $Q^{(s)}$ 有最大值2, 之後隨著 D 值會大逐漸趨近於0.5左右。由5(a)、(b)可見, 不同種類水象粒子的 $Q^{(s)}$ 值差異相當大, 並隨 D 值的不同有極大的變化, 顯示 $Q^{(s)}$ 對接下來 η 值的計算有相當重要的影響。

3. η 和未考慮衰減的 Z_e 值

以上各節說明粒子尺寸列、 $n(D)$ 值、 $Q^{(s)}$ 值的計算原理, 有了這些值後便可求算 η , η 的定義如(9)式。

$$\eta = \int_{D_1}^{D_2} \frac{\pi}{4} D^2 Q^{(s)} n(D) dD \quad (9)$$

在此我們對Power law分布的雲冰上下限取125和15 μm , 其餘五種粒子則沿用QuickBeam取的 D 值上下限, 即10000和0.1 μm 。而 η 和 Z_e 之關係則為

$\eta = \pi^2 |K|^2 Z_c / \lambda^4$ (Battan, 1973)。圖6為未考慮水象粒子和空氣分子衰滅的雲冰和雨之 Z_c 值隨高度的變化，雲冰的 Z_c 值約介於 10^{-8} 至 $10^{-1} \text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ 之間，雨的 Z_c 值則約介於 10^{-1} 至 $10^1 \text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ 之間。

4. 水象粒子和空氣分子造成之衰滅

單位距離內水象粒子造成的衰滅係數 k_r (dBkm⁻¹)可以(10)式表示。

$$k_r = 4.34 \times 10^3 \left[\int_{r_1}^{r_2} \frac{\pi}{4} D^2 n(D) Q dD \right] \quad (10)$$

括號內的積分項代表單位體積內目標物對電磁波的衰滅面積之總和。而考慮雷達發射電磁波到目標物的距離內，由水象粒子造成之衰滅可以(11)式表示。

$$h_atten_to_vol = 2 \times \int_{r_1}^{r_2} k_r dr \quad (11)$$

QuickBeam內考慮水象粒子造成之衰滅到目標物所在位置(r_2)的上一層，即 r_2-1 層； r_1 則為最接近雷達的第一層。由於電磁波自雷達發出後在雷達和目標物間共行進兩次，因此乘上係數二。圖7為(11)式計算得各層雨造成之衰滅隨高度的變化，由於個案假設此雷達為94GHz的星載雷達，因此由雷達往目標物的路徑積分值為由上往下累加。在QuickBeam輸出值中各種水象粒子衰滅值均有延遲一至數層出現的現象，這是由於程式內部限制小於 5×10^3 dBZ以下的值不需輸出所致。圖7中雨造成之衰滅累積可達1.43dBZ，而雲冰由於 D 值的範圍限制，對雷達電磁波造成之衰滅值極小，輸出值均為零。

QuickBeam計算空氣分子對電磁波的衰滅率主要依據Liebe(1985)討論在濕空氣狀態下電磁波與吸收體(absorbers)間的交互作用。在無線電工程學上常將空氣分子對電磁波的複數折射指數吸收部份改寫為 $\alpha = 0.1820 f N''(f)$ ，其中 α (dBkm⁻¹)為衰滅功率比度(specific power attenuation)、 f (GHz)為頻率、 $N''(f)$ 為多光譜的複數折射指數吸收部份。Liebe指出濕空氣對電磁波的主要吸收體為氧氣(O₂)、水氣(H₂O)和水懸膠(hydrosols)，考慮以上的吸收體，對 $N''(f)$ 之求算可以(12)式表示。

$$N''(f) = \sum_{i=1}^{n_1} (SF^*)_{i1} + N_p'' + \sum_{i=1}^{n_2} (SF^*)_{i2} + N_c'' + N_w'' \quad (12)$$

(12)式由使用逐線計算法的 $\sum_{i=1}^{n_1} (SF^*)_{i1}$ 、 $\sum_{i=1}^{n_2} (SF^*)_{i2}$ 和連續光譜計算項的 N_p'' 、 N_c'' 、 N_w'' 組成。其中 $\sum_{i=1}^{n_1} (SF^*)_{i1}$ 、 $\sum_{i=1}^{n_2} (SF^*)_{i2}$ 分別為O₂和H₂O因共振造成的吸收係數， N_p'' 為乾空氣的連續光譜(包含O₂的非共振部份和氮壓引起之N₂吸收)、 N_c'' 、 N_w'' 分別為水氣和水懸膠的連續光譜吸收項。而雷達和目標物間空氣分子造成之衰滅可寫為(13)式。

$$a_atten_to_vol = \int_{r_1}^{r_2-1} \alpha dr \quad (13)$$

其中 r_2-1 、 r_1 之定義同(11)式，由於 α 計算時已考慮電磁波在雷達和目標物間往返的距離，因此對空氣分子衰滅的路徑積分不需乘上係數二。圖8為個案內

空氣分子造成之衰滅隨高度的變化，路徑積分同樣為由上往下累加，在21.71公里開始有空氣分子產生的衰滅值，最後一層0.02公里處最大可達4.06 dBZ。

四、個案分析與比較

(一) 滴譜設定之重要性

圖2(a)-(f)為個案模擬的六種水象粒子 $n(D)$ 值和 D 之關係，由圖中可見，六種粒子的 $n(D)$ 值多寡及分布範圍均有所不同，顯示個案裡QuickBeam利用對六種粒子DSD的選取和參數之設定，使模擬的粒子 $n(D)$ 值能接近實際觀測時的各種粒子特性。如圖2(a)中雲水 $n(D)$ 值分布約在直徑350 μm 以內，並多數集中於200 μm 的範圍內，各層的 $n(D)$ 最高值出現在10 μm 左右，這和典型的雲滴平均大小一致(王, 1997)；圖2(b)雨的高值集中在1000 μm 內，最高值集中在500 μm 左右，正為定義雨尺寸之處(粒子半徑>250 μm)(Houze, 1993)；而考慮 D 值在 10^1 至 $10^3 \mu\text{m}$ 間(Power law分布範圍)，圖2(f)雲冰的 $n(D)$ 值分布和圖9的觀測資料(Platt, 1997)相比時，圖2(f)內較接近-25°C至-30°C的高度層分別為8.25km的-30.85°C和17.21km的-22.95°C，此兩層的 $n(D)$ 值均較圖9值小，約在 5×10^5 至 10^{10}m^{-4} 間，但和 10^7 至 10^{11}m^{-4} 的觀測值範圍差距相近，在一至二個數量級內，推測此差異和個案輸入及觀測本身的混合比值不同有關。

然而，圖2(a)內雲水 $n(D)$ 值分布仍會超出200 μm 範圍，且2.59公里高度層和其他層相比，超出雲水定義範圍的 $n(D)$ 數目相當多，由於此層為雲水混合比最高值層，是否代表混合比較高時，Modified gamma分布模擬雲水的實際狀況能力較差，此點仍需模擬較多資料後才能加以討論。圖2(b)-(e)中三種冰相粒子及雨的最高值均集中在500 μm 左右，這是由於四者設定了相同的 v (形狀參數)及 \bar{D} 值(粒子的平均直徑)之故，因此四種粒子反應的曲線分布相似且高值集中區域相近。但在模擬或實際天氣狀況下 v 及 \bar{D} 值均相同的設定似乎較不合理，對每種粒子的 v 及 \bar{D} 值設定應根據當時的模擬狀況而變化。由上述討論可知，當獲得觀測或模擬的水象粒子混合比時，選擇合理反應粒子特性的DSD，以及對分布內的參數設定相當重要。由於 $n(D)$ 的分布形態決定了反散對雷達電磁波的幾何截面積，落在 D 值較大處的 $n(D)$ 值越多，其幾何截面積越大，對 Z_c 值的影響亦越大，因此使用者需仔細評估能確實反應粒子特性的DSD，在此處對不同粒子的設定將是整個模擬 Z_c 值過程中的關鍵步驟。

(二) 反散射效率對 Z_c 值的影響

圖10(a)、(b)分別為水象粒子幾何截面積總和及 η 值隨高度之變化，截面積總和值範圍在 10^7 至 10^2m^{-1} 之間，六種粒子的截面積最大值依序為雲冰、撞併、雲水、雪、雨、軟雹。高層雲冰、撞併、雪三者的

截面積值差異較大，可達二至三個數量級，在2至4公里處，同一層高度內的各種粒子數值接近，顯示在此高度下各種粒子反散射電磁波的總截面積相近，2公里以下則以雨的截面積為主。 η 值範圍大致在 10^{-11} 至 10^{-4}m^{-1} 之間，對照圖10(a)、(b)可見圖10(b)所有粒子曲線均往橫座標左方移動，顯示粒子實際能反散射電磁波的總截面積均較幾何總截面積為小，除雨之外其餘粒子的改變量可達四個數量級(或以上)，六種粒子的 η 最大值順序和幾何總截面積順序也有所不同，依序為雨、雲水、撞併、軟雹、雲冰、雪。此外雲水和雨模擬的 $Q^{(s)}$ 值相同，但相對於圖10(b)雨的 η 曲線，雲水的 η 曲線不僅有明顯變形，且在數值上減少將近四個數量級。

上述曲線和數值的變化可用(9)式解釋，(9)式顯示 η 值的計算考慮了 $Q^{(s)}$ 值、 D 、 $n(D)$ 三者間的乘積關係。如圖10(b)中變化最明顯的雲冰、雨、雲水，在圖2(f)中雲冰的 $n(D)$ 值在15-125 μm 內可達 10^4 至 10^{12}m^{-4} ，但圖5(a)對應的 $Q^{(s)}$ 值卻只有 10^{-8} 至 10^{-4} ，兩者相乘之結果使雲冰 η 值大量減少；雨和雲水的 $Q^{(s)}$ 值為六種粒子中最大，且 $Q^{(s)}$ 最大值處(圖5(b))同時也是雨 $n(D)$ 值(圖2(b))最多的部分，這使雨成為六種粒子中 η 值最多者。此外圖10(a)、(b)中雲水曲線的變化是由於雲水的 $n(D)$ 值集中在350 μm 內，在直徑較大的部分 $n(D)$ 值為零，且350 μm 內對應的 $Q^{(s)}$ 值相當小，加上雲水各層 $n(D)$ 值分布差距較大，乘積之結果使各層 η 值的差距增大，造成雲水的明顯曲線變化。圖11(a)、(b)分別為未考慮衰減的六種水象粒子 Z_e 值及其值總和(以dBZ_e表示)隨高度之變化，未考慮衰減的 Z_e 範圍在 10^{-8} 至 $10^1\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ 之間。圖(a)中9公里以上的 Z_e 值主要由雲冰組成，4至9公里的 Z_e 值貢獻量則依序為撞併、雪、雲冰，4公里以下為雨、軟雹、雲水。圖(b)為QuickBeam的實際輸出值之一，由圖(b)無法看出各種粒子的 Z_e 值在高度上的變化和個別貢獻量。但QuickBeam可藉由調整輸入的水象粒子種類，單一計算各種粒子的 Z_e 值，因此可用圖(a)的方式分析各種粒子的 Z_e 值分布和對全體的貢獻量。

(三)程式內部設定

將圖11(b)的有效雷達反射率減去各層水象粒子和空氣分子的衰減累積值後，可得在電磁波行進路徑內，考慮水象粒子和空氣分子衰減的雷達反射率(圖12(a))，和QuickBeam使用手冊提供的相同個案模擬之雷達反射率隨高度的變化(圖12(b))相比，兩圖在5至10公里的高層間曲線分布較不一致，這是由於本研究修改了程式內對雲冰的Power law分布計算。包含程式內對 D 值的上下限設定，由原本的10000和10.1 μm 改為125和115 μm ，以及修正程式計算Power law參數 A 值時，上下限和整體公式在單位上換算的不一致(這將造成原本求得的雲冰 $n(D)$ 值較圖2(f)的 $n(D)$ 值至少小了23個數量級)。 D 值的上下限設定則是由於如此在進行 $n(D)$ 、 W_i (雲冰含水量)及Power law參數 A

值三者間的換算時數值才能一致。由於本研究對雲冰的計算做了以上兩種修正，因此圖12(a)、(b)的雷達反射率數據在高層雲冰貢獻的部分並不一致。

此外程式內進行水象粒子衰減值的路徑積分運算時，會在某層的混合比較下層大一個數量級以上時發生誤差，使計算出現較大值後又稍微減小。由於此誤差隨著各層的混合比變化而產生，是否會對整體計算結果造成影響還需審慎評估。QuickBeam目前尚未加入融解層的模擬計算，因此現今模擬的雷達反射率無法辨識出實際觀測中的亮帶現象，如何合理的模擬出融解層的雷達反射率是QuickBeam目前的重要目標之一；同時QuickBeam目前仍無法計算雷達電磁波行進路徑間，由水象粒子造成的多次散射影響，此現象在降雨率大時特別明顯，是影響雷達觀測(如CloudSat CPR)的重要因素之一(Haynes, 2007)。

五、結論

QuickBeam的運算過程包含兩大部分：藉由水象粒子及氣象場變數資料計算粒子的微物理特性，並考慮粒子的各種光學原理。其計算流程如下：固定所有水象粒子在0.1-10000 μm 的尺寸範圍後，在包含雲滴至降水粒子的此範圍內，指定粒子的DSD，便可計算各種粒子的幾何截面積。利用頻率、溫度及粒子密度可求得水相及冰相粒子的 m 值，將 m 值帶入米式理論計算後可得粒子的 $Q^{(s)}$ 值。粒子的幾何截面積乘上 $Q^{(s)}$ ，並對 D 值積分後求得 η ， η 值轉換為 Z_e 值後，扣除 Z_e 值因水象粒子和空氣分子所造成之衰減，便得到考慮衰減的雷達反射率。利用個案中雲水、雨、雪、撞併、軟雹、雲冰檢驗各項計算的結果可得到以下結論：1)當獲得觀測或模擬的水象粒子混合比時，如何設定最能反應粒子特性的DSD，將混合比合理參數化為 $n(D)$ 值，是QuickBeam模擬 Z_e 值過程中的關鍵步驟；2)對水象粒子及空氣分子的各種光學特性之理解將有助於評估QuickBeam的模擬結果。

對於模式模擬結果而言，QuickBeam提供了一個能和實際觀測雷達回波值比較的工具，在討論雲與降水過程的研究上具有一定的幫助。本研究逐步討論分析了QuickBeam的雲微物理和光學的模擬原理，也藉由程式內附個案的計算結果對運算過程間的產物是否合乎理論或實際情況有了初步了解，未來希望能藉由模式(如IMM5、WRF)或觀測的資料，配合地基或星載雷達的雷達回波資訊，分析影響台灣各種天氣現象。

參考文獻

- 王寶貴, 1997: 雲物理學, 初版, 四章四節, 渤海堂, 台北市, 68
- Battan, L. J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*, Chapter 4, University of Chicago Press, Chicago, 43-44

Bertic, J. E., H. J. Labbe, and E. Whalley, 1969: "Absorptivity of Ice I in the Range 4000–30 cm⁻¹", J. Chem. Phys. **50**, 4501-4520

Cole, K.S. and Cole, R.H., 1941: "Dispersion and absorption in dielectrics", J. Chem. Phys. **9**, 341-351

Haynes, J. M., 2007: "QuickBeam radar simulation software user's guide", 1-20

Haynes, J. M., R. T. Marchand, Z. Luo, A. Bodas-Salcedo, and G. L. Stephens, 2007: "A multipurpose radar simulation package: QuickBeam", Bull. Amer. Meteor. Soc. **88**, 1723-1727

Houze, R. A., 1993: *Cloud dynamics*, Chapter 3, Academic Press., U.S.A., 3-8–3-10

Liebe, H. J., 1985: "An updated model for millimeter wave propagation in moist air", Radio Science **20**, 1069-1089

Petty, G W., 2006: *A first course in atmospheric radiation*, 2nd, Chapter 4, University of Wisconsin-Madison: Sundog Publishing, U.S.A., 79-82

Platt, C. M. R., 1997: "A parameterization of the visible extinction coefficient in terms of the ice/water content", J. Atmos. Sci. **54**, 2083-2098

Ray, P. S., 1972: "Broadband Complex Refractive Indices of Ice and Water", Applied Optics **11**, 1836-1844

Warren, S. G., 1984: "Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave", Applied Optics **23**, 1206-1225

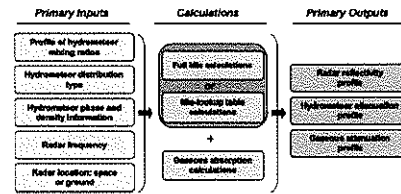


圖1 QuickBeam 計算流程，包含主要的輸入值、計算及輸出值 (Haynes et al., 2007)

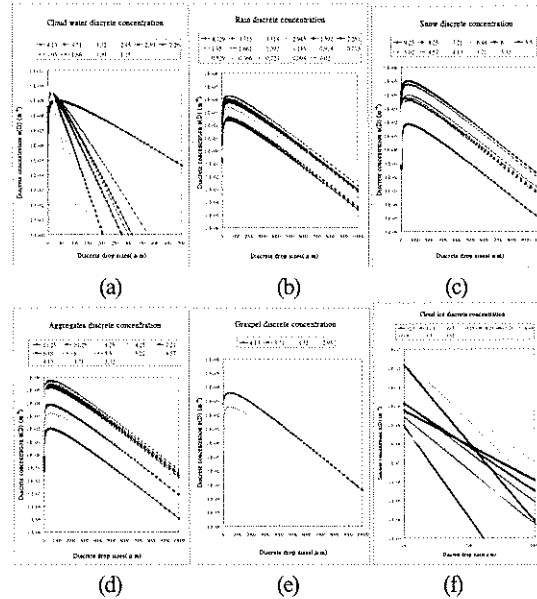


圖2 個案內各層水象粒子的 $n(D)$ 值和 D 之關係，圖例中不同顏色線代表不同層，後方數字代表各層所在高度(km)。圖(a)為雲水、圖(b)為雨、圖(c)為雪、圖(d)為撞併、圖(e)為軟雹、圖(f)為雲冰

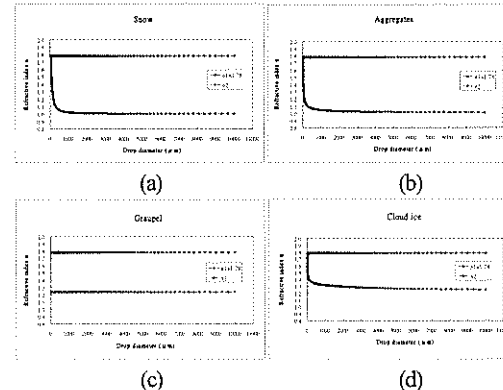


圖3 冰相折射指數 n 值修正前後和 D 之關係，灰色($n1$)和紅色($n2$)線分別為修正前和後。圖(a)為雪、圖(b)為撞併、圖(c)為軟雹、圖(d)為雲冰

表1 QuickBeam 進行運算所需資料設定

雷達設定	環境參數	水象粒子特性	其他
頻率(GHz)	氣壓(hPa)	濕容比(g/kg)	使用程表
地線距離	溫度(K)	DSD	氣溶核效應
$ K ^2$	高度(m)	粒子大小的上限(μm)	瑞利散射參數
	相對濕度(%)	相	融解層(melting layer)
		密度(kg/m ³)	輸出設定

表2 QuickBeam 內設的五種 DSD

Modified gamma 分布	$n(D) = N_1 \frac{1}{\Gamma(\nu) D_n} \left(\frac{D}{D_n}\right)^{\nu-1} \exp\left(-\frac{D}{D_n}\right)$ $\bar{D} = D_n \frac{\Gamma(\nu+1)}{\Gamma(\nu)}$
Exponential 分布	$n(D) = N_0 \exp(-\lambda D)$ $\lambda = \left(\frac{\alpha_n \Gamma(1 + \beta_n N_0)}{q_n \rho_n}\right)^{1/\beta_n}$
Power law 分布	$n(D) = A D^\beta$
Mono-disperse 分布	$n = N_0 \quad D = D_0$
Lognormal 分布	$n(r) = \frac{N_r}{\sqrt{2\pi}(\ln \sigma_r)^{1/2}} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_s)}{2(\ln \sigma_r)^2}\right)$

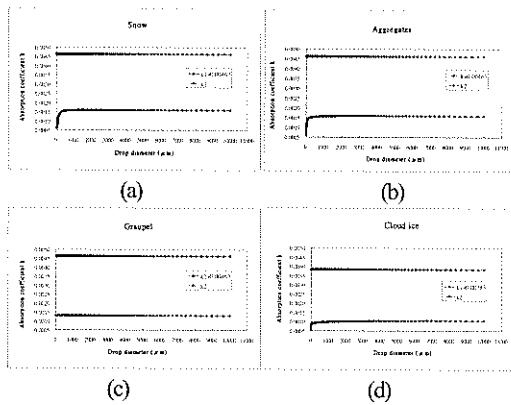


圖4 冰相折射指數 k 值修正前後和 D 之關係，灰色(k_1)和紅色(k_2)線分別為修正前和後。圖(a)為雪、圖(b)為撞併、圖(c)為軟雹、圖(d)為雲冰

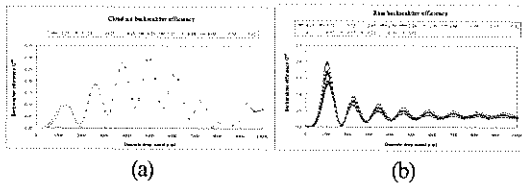


圖5 個案內各層雲冰(圖(a))及雨(圖(b))計算得的 $Q^{(s)}$ 和 D 之關係

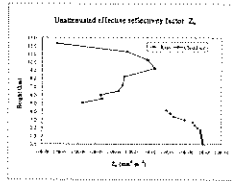


圖6 未考慮水象粒子和空氣分子衰減的雲冰和雨之 Z_e 值隨高度的變化

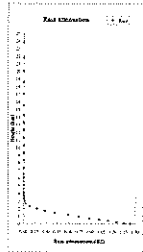


圖7 雷達電磁波由高層往地表行進，路徑中各層雨造成之衰減累積隨高度的變化

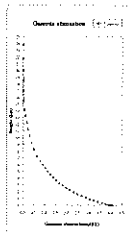


圖8 雷達電磁波由高層往地表行進，路徑中各層空氣分子造成之衰減累積隨高度的變化

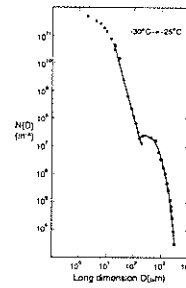


圖9 溫度 -25°C 至 -30°C 間的粒子和 $N(D)$ 之關係，根據粒徑由大至小分成Marshall-Palmer分布、Power law分布和其他共三種，其中實心圓點由Axially scattering spectrometer probe (ASSP)測得，測量範圍為 $2\text{--}30\ \mu\text{m}$ ，間隔為 $2\ \mu\text{m}$ ；空心圓點由one-dimensional optical array probe(1D-C)測得，測量範圍為 $20\text{--}300\ \mu\text{m}$ ，間隔為 $20\ \mu\text{m}$ ；方型則由1D probe(1D-P)測得，測量範圍為 $200\text{--}3000\ \mu\text{m}$ ，間隔為 $200\ \mu\text{m}$ (Platt, 1997)

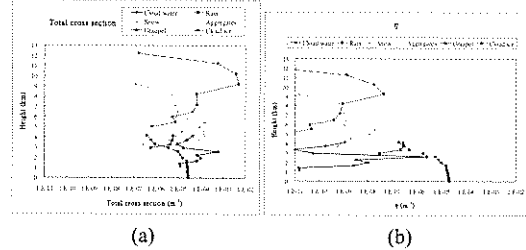


圖10 水象粒子幾何截面積總和(圖(a))及 η 值(圖(b))隨高度之變化

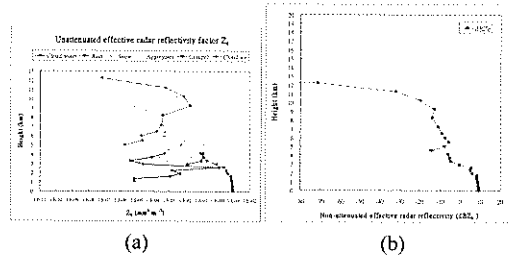


圖11 未考慮衰減的六種水象粒子 Z_e 值(圖(a))及其值總和(以dBZ_e表示;圖(b))隨高度之變化

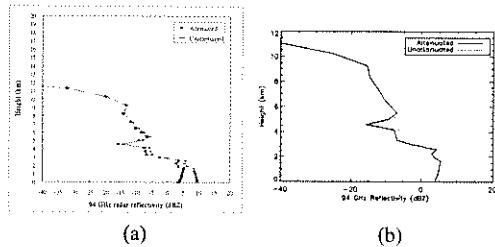


圖12(a)未考慮水象粒子和空氣分子衰減(灰線)及減去衰減值(藍線)的雷達反射率和高度的關係；圖(b)未考慮水象粒子和空氣分子衰減(黑線)及減去衰減值(藍線)的雷達反射率和高度的關係(摘自 Quick-Beam 使用手冊)