

MAESTRÍA EN SISTEMAS DE RADAR E INSTRUMENTACIÓN



I NSTITUTO
U NIVERSITARIO
A ERONAUTICO

COMPENSACIÓN DE ATENUACIÓN DE SEÑAL EN RADARES POLARIMÉTRICOS DE BANDA C

Autora: Lic. Luciana Heredia
Director: Mgter. Gustavo Lazarte
Co-Director: Dr. Isidoro Vaquila

Fecha: 26 de abril de 2015

Índice general

1. Introducción	4
1.1. Planteamiento del Problema	4
1.2. Antecedentes	5
1.3. Objetivos	9
1.3.1. Objetivo General	9
1.3.2. Objetivos Específicos	9
2. Marco Teórico	10
2.1. Variables Polarimétricas	11
2.2. Estimación de la atenuación	13
3. Algoritmo ZPHI[®]	18
3.1. Relaciones empíricas entre los parámetros integrados de la <i>DSD</i>	18
3.1.1. Velocidad terminal de caída de las gotas de lluvia	18
3.1.2. Achatamiento de las gotas	19
3.1.3. Forma de la distribución de tamaños de gotas (<i>DSD</i>)	19
3.1.4. Modelo de dispersión	19
3.1.5. Parámetros integrados	20
3.1.6. Relaciones empíricas a partir del modelo de dispersión	21
3.1.7. Sobre N_0^* como un invariante “local”	24
3.2. Base matemática para el algoritmo ZPHI [®]	24
3.2.1. Recuperación de la atenuación específica	24
3.2.2. Recuperación de la tasa de precipitación	26
3.2.3. Verificación y/o corrección para el cambio de fase de retrodis- persión, δ	27
3.3. Sensibilidad del algoritmo ZPHI [®] al ruido de medición	28
4. Métodos de Corrección Basados en el Algoritmo ZPHI[®]	30
4.1. Algoritmo 1: Le Bouar et al. (2001)	30
4.1.1. Escenario de Partición	30
4.1.2. Corrección de Z_{dr}	31
4.1.3. Control de Calidad	32
4.2. Algoritmo 2: Bringi et al. (2001)	32
4.2.1. Método Autoconsistente ZPHI [®]	32
4.2.2. Método Autoconsistente para la Corrección de Z_{dr}	34
4.3. Algoritmo 3: Ryzhkov et al. (2007)	36

5. Resultados y Análisis	38
5.1. Resultados obtenidos por Le Bouar et al. (2001)	38
5.1.1. Validación de ZPHI [®] a partir de datos de pluviómetros	39
5.2. Resultados de este Trabajo	43
5.2.1. Algoritmo 1	43
5.2.2. Algoritmo 2	45
5.2.3. Algoritmo 3	45
5.2.4. Comparaciones y Selección	45
5.2.5. Validación Propia	48
Conclusiones	54
Referencias	56

Resumen

La atenuación que sufre la onda emitida por un radar de banda C al atravesar distintos tipos de precipitaciones debe ser compensada para obtener valores confiables del factor de reflectividad (Z_H) y de la reflectividad diferencial (Z_{dr}), los cuales se utilizan para estimar la tasa de precipitación. Para ello, en este trabajo se emplearon tres algoritmos pertenecientes a distintos autores, todos ellos basados en el método de corrección ZPHI[®], el cual calcula el perfil de la atenuación específica a lo largo de cada rayo (azimuth). A partir de aquí es donde cada autor propone su propio método para corregir la Z_H y la Z_{dr} .

De los tres métodos analizados, se eligió el que se consideró más adecuado, se lo aplicó a datos locales entregados por el radar meteorológico perteneciente al INTA de la ciudad de Anguil, La Pampa, y posteriormente, se realizó la validación del algoritmo comparando las mediciones de lluvia entregadas por los pluviómetros circundantes al radar y aquellas obtenidas a partir del cálculo de la tasa de precipitación con las variables Z_H y Z_{dr} corregidas.

Palabras claves: Atenuación atmosférica, Corrección, Variables polarimétricas, Banda C, Radar polarimétrico, Precipitación.

Capítulo 1

Introducción

El radar emite señales electromagnéticas a la atmósfera, las cuales al propagarse por el espacio libre se van atenuando. Es decir, debido a los gases y el vapor de agua en la atmósfera, la energía de la señal del radar sufre pérdidas. Esta pérdida es conocida como atenuación atmosférica. La misma, incrementa significativamente en la presencia de lluvia, neblina, polvo y nubes. La mayor parte de la energía de radar que se pierde, se absorbe normalmente por gases y vapor de agua y es transformada en calor, mientras que una pequeña porción de esta pérdida de energía es utilizada en transformación molecular por las partículas de la atmósfera.

El avance de la electrónica permitió evolucionar a los radares meteorológicos, desde aquellos que solo detectan intensidad de los hidrometeoros, a los radares doppler que también determinan la velocidad de los mismos, y hasta los radares polarimétricos que permiten obtener la distribución de tamaños de las gotas. Además, la velocidad de cálculo de los procesadores actuales permite obtener el resultado de diferentes variables en tiempo real.

Debido a que el nivel de atenuación aumenta rápidamente cuando se acorta la longitud de onda, la atenuación es más importante en un radar de banda C ($\lambda \sim 5.4$ cm) que en uno de banda S ($\lambda \sim 11$ cm). Por este motivo, se necesita contar con algoritmos que permitan compensar la atenuación que sufre la señal debido a diferentes condiciones atmosféricas, para obtener las variables polarimétricas “reales”, con las cuales se analizarán los parámetros meteorológicos requeridos por cada usuario en particular.

1.1. Planteamiento del Problema

Los radares meteorológicos existentes actualmente en el país, cuentan con tecnología doppler de banda C, la cual permite determinar la velocidad de las partículas suspendidas en el aire, ya sean líquidas o congeladas (hidrometeoros), para posteriormente, estimar la tasa de precipitación (R). En la actualidad, se ha incorporado una nueva herramienta a este tipo de radares: *la polarimetría*. El motivo se debe a que la misma permite determinar la distribución de tamaños de gotas (DSD), y diversos parámetros polarimétricos, que contribuyen a una mejor estimación de R , y de esta manera, a una mejor evaluación de los fenómenos meteorológicos.

Si bien los radares polarimétricos ya se encuentran sólidamente establecidos en Europa, América del norte y Oceanía, en Argentina recién se está comenzando con el desarrollo de los mismos. El motivo por el cual se busca la fabricación local, es que la importación implica procesos muy costosos que pueden ser evitados, y así, generar un crecimiento industrial a nivel nacional.

La importancia de contar con estos radares radica en el hecho de poder alertar sobre la ocurrencia de tormentas severas de manera anticipada, con el fin de lograr prevenir posibles catástrofes, así como también, obtener una información meteorológica confiable. Entonces, si bien ya hay trabajos publicados sobre el comportamiento de las variables polarimétricas frente a distintas situaciones climáticas en los distintos continentes, se necesita obtener resultados similares en Argentina para comprobar el correcto funcionamiento de los radares.

Por ello, en este trabajo se hará hincapié en el estudio del comportamiento de las variables polarimétricas frente a las gotas de lluvia para posteriormente, desarrollar un algoritmo que permita corregirlas por el efecto de la atenuación atmosférica y de esta manera, contribuir con una pequeña parte de este gran proyecto, que consiste en la fabricación y puesta en marcha de una red de radares meteorológicos argentinos.

1.2. Antecedentes

Inicialmente, el radar meteorológico generaba mucho interés en la comunidad hidrológica debido a su capacidad única de describir la variación espacial y temporal de la tasa de precipitación. El entusiasmo inicial fue aplacado cuando se constató que la estimación de lluvia obtenida a partir de un radar clásico (midiendo sólo la reflectividad radar, Z), estaba afectada por grandes incertezas, invalidando en gran medida la especificidad del instrumento.

Bluestein (1993) clasifica a la precipitación, según su fenomenología, en convectiva y estratiforme. Los fenómenos convectivos están caracterizados por flujos verticales de cantidad de movimiento y calor turbulentos, mientras que los estratiformes, por flujos relativamente suaves. Además, las regiones convectivas generalmente son angostas y la precipitación suele ser intermitente e intensa. Por otro lado, las áreas estratiformes siempre son amplias y la precipitación tiende a ser más suave y estable.

Con un radar clásico se puede estimar la tasa de precipitación para cada registro (*bin*) de rango disponible a partir de la reflectividad radar Z utilizando una relación unívoca $Z - R$. En el caso en el que se tiene precipitación muy intensa (como una lluvia convectiva de verano), la señal del radar estará afectada por una atenuación apreciable, la cual reducirá considerablemente la Z observada, provocando una estimación errónea de R .

En la actualidad se ha progresado significativamente en la teoría de medición de la precipitación mediante el uso del radar, con la cual se han diseñado nuevas técnicas multiparámetros para mejorar la estimación de la tasa de precipitación y el diagnóstico del tipo de hidrometeoro. A continuación se describe una breve síntesis de los resultados de este esfuerzo de investigación.

- (i) La distribución de tamaños de gotas (DSD) para lluvia, representada matemáticamente por $N(D)$, indica la cantidad de gotas con diámetro D halladas

por metro cúbico (m^3), siendo D , el diámetro equivolumétrico (diámetro que debería tener una gota esférica con el mismo volumen que el esferoide) de la gota en milímetros; y N , concentración de partículas por metro cúbico y por clase de diámetro. La DSD se describe correctamente mediante una distribución exponencial de dos parámetros de la forma $N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$, donde N_0 se denomina parámetro de intercepción de la distribución y Λ está relacionado con el diámetro medio volumétrico D_0 como $\Lambda = 3.67/D_0$. A partir de un análisis de lluvia suave y moderada, Marshall & Palmer (1948) encontraron que N_0 era invariante con la tasa de precipitación y tomaba un valor de $N_0 = 0.8 \times 10^7 \text{ m}^{-4}$. Este valor estable de N_0 resulta ser el caso de un gran promedio estadístico entre una amplia variedad de eventos, o dentro de un evento específico entre lluvia convectiva y estratiforme, la variabilidad de N_0 parece ser bastante grande, a lo largo de dos décadas. Una descripción mejorada puede obtenerse de una distribución de tres parámetros: $N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$ (distribución *Gamma*), donde $\Lambda = (3.67 + \mu)/D_0$, y μ se denomina parámetro de forma ya que el valor del mismo está directamente relacionado con la forma que adquiere la curva de la DSD . De Ulbrich (1983) la variación natural de μ , determinada del análisis de disdrómetros localizados en tierra, parece ser típicamente desde -2 hasta +6, con la mayoría de los datos entre 0 y +4.

- (ii) El achatamiento de las gotas durante su caída ha sido medido directamente en un túnel de viento por Pruppacher & Beard (1970) e inferido utilizando interactivamente un disdrómetro y mediciones de radar multiparámetro (Bringi et al. 1982). La Figura 1.1 compara tres leyes empíricas derivadas de estos estudios, determinando la razón axial (vertical/horizontal) de la gota como una función de su diámetro equivolumétrico. La ley más reciente (Keenan et al. 1997) se deriva de la compilación de muchos datos publicados de lluvia natural o experimentos de laboratorio. La consistencia entre estas tres leyes es buena. Sin embargo, estos pequeños cambios en la razón axial de una ley a otra tienen un impacto no despreciable en la recuperación de la tasa de precipitación a partir de los observables polarimétricos.
- (iii) Las distintas polarizaciones del radar (polarización horizontal, H, y polarización vertical, V) permiten obtener los siguientes cinco parámetros independientes (se excluyen los parámetros de polarización cruzada):
 - la reflectividad equivalente en polarización H, llamada Z_{eH} (parámetro medido usualmente con un radar clásico y definido como Z_e);
 - la reflectividad diferencial $Z_{dr} = Z_{eH}/Z_{eV}$;
 - las atenuaciones específicas A_H (polarización H) y A_V (polarización V) en dB/km;
 - el cambio de fase diferencial específico K_{dp} en $^\circ/\text{km}$ (efecto de propagación);
 - el cambio de fase de retrodispersión, δ , el cual se define como la diferencia entre las fases de las componentes polarizadas horizontal y verticalmente

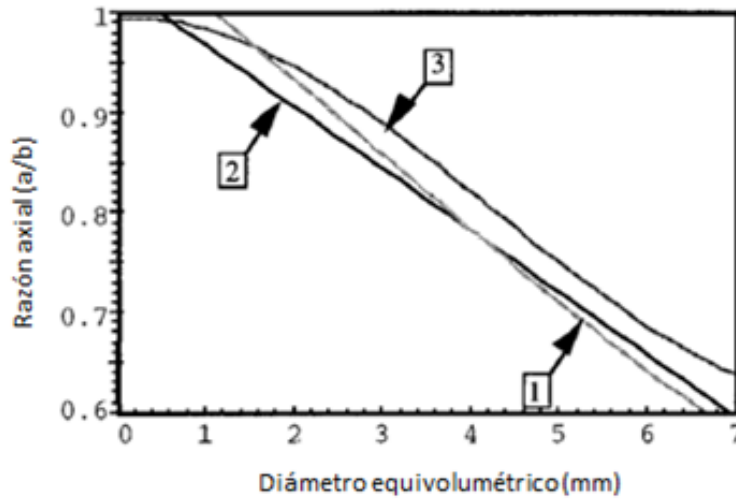


Figura 1.1: Comparación entre tres leyes de achatamiento de las gotas de lluvia. 1) Brangi et al. (1982); 2) Pruppacher & Beard (1970); y 3) Keenan et al. (1997).

de la onda retrodispersada debido a la reflexión de los dispersores que se encuentran dentro del volumen de resolución del radar.

En realidad, estos parámetros no se miden directamente con el radar. Los observables de radar en cada bin de rango (a la distancia radial r) son los siguientes (nuevamente, despreciando las señales de polarización cruzada):

- Reflectividad atenuada en polarización H:

$$Z_{aH} = Z_{eH} \times 10^{-0.2 \int_0^r A_H(s) ds} \quad (1.1)$$

donde s es la variable de integración.

- Reflectividad atenuada en polarización V:

$$Z_{aV} = Z_{eV} \times 10^{-0.2 \int_0^r A_V(s) ds} \quad (1.2)$$

- Cambio de fase diferencial entre H y V:

$$\Phi_{dp} = \delta + 2 \int_0^r K_{dp}(s) ds \quad (1.3)$$

En el capítulo siguiente se describirán brevemente cada una de las variables mencionadas.

- (iv) La mayoría de los radares con diversas polarizaciones operan en la banda S. Esta elección simplifica enormemente la interpretación de los observables de radar. En la banda S, Z_{aH} y Z_{aV} pueden asimilarse a Z_{eH} y Z_{eV} , respectivamente, ya que la atenuación que se produce cuando el haz del radar atraviesa la lluvia es despreciable; la teoría de scattering también muestra que δ es despreciable a esa frecuencia. De aquí, Z_{dr} y K_{dp} pueden obtenerse de manera

sencilla a partir de los observables de radar. Con un radar de este tipo, pueden utilizarse los siguientes estimadores de tasa de precipitación:

- el estimador clásico, que asume la DSD de Marshall-Palmer:

$$R(Z_{eH}) = 2.92 \times 10^{-2} Z_{eH}^{1/1.5}, \quad (1.4)$$

- el estimador de “dos parámetros” Z_{eH}/Z_{dr} propuesto en Chandrasekar et al. (1990):

$$R(Z_{eH}, Z_{dr}) = 1.98 \times 10^{-3} Z_{eH}^{0.97} Z_{dr}^{-1.05}, \quad (1.5)$$

- el estimador “ K_{dp} ” propuesto en Chandrasekar et al. (1990):

$$R(K_{dp}) = 40.5 K_{dp}^{0.85}. \quad (1.6)$$

La sensibilidad de los tres estimadores mencionados con respecto al error de calibración del radar, al error estadístico, y a la variabilidad de la DSD fue discutida por Chandrasekar et al. (1990).

- (i) El error de calibración del radar afecta al estimador “clásico” y al estimador de “dos parámetros”, pero no al estimador “ K_{dp} ”.
- (ii) El error estadístico (debido a variaciones en la señal del radar) con el estimador clásico es relativamente moderado. Con el estimador de dos parámetros, dicho error se debe a los efectos de combinación de errores en Z_e y Z_{dr} , y crece rápidamente cuando Z_{dr} tiende a valores bajos (Bringi & Hendry, 1990). Para el estimador K_{dp} , el error estadístico está sujeto a un escenario de diferenciación usado para obtener K_{dp} a partir de Φ_{dp} . Es necesario un promediado en rango, o un escenario más elaborado como en Gorgucci y Scarchilli (1997) para lograr una estimación aceptable. Errores en la tasa de precipitación de ± 15 a ± 30 mm h⁻¹ para un promediado en rango de 1 km se mencionan en Sachidananda & Zrníc (1986).
- (iii) El estimador de dos parámetros es casi insensible a la variabilidad de la DSD , mientras que la sensibilidad de los estimadores clásico y K_{dp} debe inferirse a partir de Ulbrich (1983) quien mostró que, si se establece una ley de potencia de la forma $Y = aX^b$ entre dos parámetros integrales X e Y de la DSD (asumiendo que sea exponencial), luego el parámetro “ a ” es necesariamente una función de N_0 proporcional a N_0^{1-b} . De aquí, (1.4) y (1.6) deben considerarse como relaciones “promedio” establecidas para la DSD de Marshall-Palmer.

Cada algoritmo tiene ventajas y desventajas, pero está claro que ninguno de ellos es completamente satisfactorio. Además, se espera que los tres algoritmos provean estimaciones poco confiables cuando se apliquen a las bandas C o X. La longitud de la trayectoria de atenuación puede llevar a valores negativos de Z_e , la atenuación diferencial afectará a Z_{dr} , y el efecto de cambio de fase de retrodispersión (despreciable en la banda S pero muy apreciable en las bandas C y X) afectará la estimación K_{dp}

obtenida a partir de Φ_{dp} . Así, un radar de banda S es preferible cuando se utilizan alguno de estos tres algoritmos, pero la restricción para operar a esta frecuencia la impone la gran antena y un fuerte pedestal, lo cual es una fuente de sobre costo para cualquier red de radares meteorológicos operacionales.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Modelar e implementar un algoritmo que permita compensar la atenuación de la señal en radares polarimétricos de banda C, logrando de esta manera, una mejor estimación de los valores de reflectividad.

1.3.2. Objetivos Específicos

- 1) Identificar y examinar las variables polarimétricas para obtener una corrección adecuada de las mismas sin generar confusiones.
- 2) Representar matemáticamente y modelar las variables polarimétricas mediante fórmulas obtenidas de la teoría publicada en la bibliografía existente hasta el momento.
- 3) Analizar el comportamiento de las variables polarimétricas teniendo en cuenta la teoría utilizada y los resultados obtenidos en países donde la polarimetría ya se encuentra establecida.
- 4) Realizar un algoritmo que permita compensar la atenuación de la señal debida a la precipitación. Para ello, se estudiarán los diversos métodos publicados en la bibliografía, y se seleccionará el que se considere más adecuado.
- 5) Aplicar el algoritmo de corrección por atenuación en distintas situaciones, es decir, para diferentes intensidades de precipitación. Para ello, se introducirán valores de las variables polarimétricas que requiera el algoritmo, y se verán los resultados obtenidos luego del proceso de corrección.
- 6) Validar los resultados obtenidos mediante la utilización de pluviómetros. Éstos, permiten obtener la tasa de precipitación real en la región de observación, la cual posteriormente será comparada con aquella obtenida a partir de las variables polarimétricas dadas por el radar meteorológico.

Capítulo 2

Marco Teórico

Un radar polarimétrico es aquel en el cual las ondas emitidas por la antena están polarizadas. Antiguamente, los mismos solo emitían en una polarización (horizontal), con la que se podía obtener el parámetro Z_H (*Factor de Reflectividad*) que permitía estimar la tasa de precipitación (R), pero con muy poca precisión. Actualmente, se utiliza la polarización dual, es decir, la emisión simultánea de ondas polarizadas horizontal y verticalmente, debido a que, de esta manera, se pueden obtener más parámetros relacionados con la precipitación, tales como las reflectividades en polarización horizontal y vertical (Z_H y Z_V), la reflectividad diferencial (Z_{dr}), el cambio de fase diferencial (Φ_{dp}) y la fase diferencial específica (K_{dp}). Las reflectividades se pueden pensar como la medida de la potencia reflejada por el blanco, tanto en polarización horizontal como vertical, siendo la diferencial, la diferencia entre ambas ($Z_{dr} = Z_H - Z_V$). El cambio de fase diferencial está dado por la diferencia de fase entre las dos polarizaciones ($\Phi_{dp} = \Phi_H - \Phi_V$); mientras que la fase diferencial específica indica la variación del cambio de fase diferencial en un rango determinado Δr ($\Delta r = r_2 - r_1$).

Ahora bien, ¿por qué se utiliza la banda C ($\lambda \sim 5,4$ cm) en lugar de la banda S ($\lambda \sim 11$ cm) que elude los efectos de atenuación? Principalmente, esto se debe a que, para igual resolución espacial, la antena a utilizar para la banda C es mucho más pequeña que la de banda S, lo que reduce considerablemente los costos, pero como desventaja se tienen los problemas de la atenuación atmosférica. Por lo tanto, antes de estimar la precipitación mediante algún algoritmo, deben corregirse las variables polarimétricas.

Los causantes más importantes de la atenuación atmosférica son:

- Polvo, humo y cenizas volcánicas: son despreciables para la longitud de onda considerada (Marzano et al. 2006).
- Gases (oxígeno molecular y vapor de agua): también despreciables para la banda C (Battan, 1973).
- Precipitaciones (lluvia, nieve y granizo): considerables para $\lambda < 10$ cm.

En este trabajo se analizarán diversos métodos de corrección por atenuación debido a precipitaciones y se seleccionará el que se considere más adecuado.

2.1. Variables Polarimétricas

A partir de los observables del radar, se pueden obtener las variables polarimétricas. En particular, las que se utilizarán en este trabajo son las siguientes:

- Reflectividad en polarización horizontal/vertical (en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$):

$$z_{H,V} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 \cdot |K|^2} \cdot \int_D \sigma_{H,V}(D) \cdot N(D) dD \quad (2.1)$$

donde $\sigma_H(D)$ y $\sigma_V(D)$ son las secciones eficaces de retrodispersión en polarización horizontal y vertical, respectivamente; $N(D)$ es la distribución de tamaños de gotas; λ es la longitud de la onda transmitida/recibida; K es el factor dieléctrico; y D es el diámetro equivalente de la gota. Como esta variable en cierta forma, es una medida de la potencia recibida por el radar, mientras más grande (más achatada) sea la gota de lluvia, mayor será Z_H y menor Z_V .

- Reflectividad diferencial (en dB):

$$Z_{dr} = 10 \cdot \log_{10} \frac{z_H}{z_V} \quad (2.2)$$

Esta variable se puede interpretar claramente en la Figura 2.1. La misma muestra tres formas de gota diferentes (esférica, achatada y alargada), indicando el rango de valores de Z_H , Z_V y Z_{dr} . Para una gota esférica, la potencia recibida en polarización horizontal es aproximadamente igual a aquella recibida en polarización vertical, por lo que Z_{dr} da valores cercanos a cero. En el caso de una gota achatada, la potencia recibida en polarización horizontal es mayor que en polarización vertical, dando un Z_{dr} positivo. Por el contrario, para la gota alargada, Z_{dr} es negativa ya que la potencia recibida en polarización horizontal es menor que en polarización vertical.

Además, muchas veces Z_{dr} ayuda a identificar granizo, ya que el mismo presenta Z_H elevado debido a su gran tamaño y por este motivo se lo suele confundir con una gota grande. Entonces, si se cuenta con Z_{dr} se lo podrá identificar fácilmente pues el valor de esta variable dará próximo a cero, lo cual se debe a que el granizo durante su caída presenta movimientos de “tambaleo” que hacen que parezca esférico.

- Cambio de fase diferencial ($^\circ$):

$$\Phi_{dp} = \Phi_H - \Phi_V \quad (2.3)$$

A medida que los pulsos horizontal y vertical se propagan a través del medio (lluvia, granizo, etc.) se atenúan causando que cada una de sus fases cambie. La mayoría de los blancos no producen el mismo desplazamiento en las fases horizontal y vertical debido a su forma y concentración. Esta diferencia entre

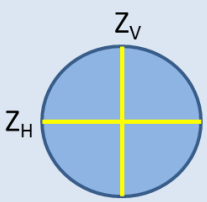
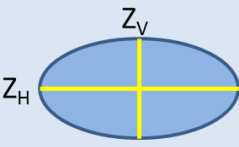
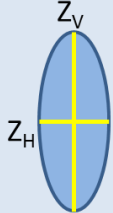
		
$Z_H \sim Z_V$	$Z_H > Z_V$	$Z_H < Z_V$
$Z_{dr} \sim 0 \text{ dB}$	$Z_{dr} > 0 \text{ dB}$	$Z_{dr} < 0 \text{ dB}$

Figura 2.1: Esquema ilustrativo que indica valores de reflectividad diferencial Z_{dr} para distintas formas de gotas.

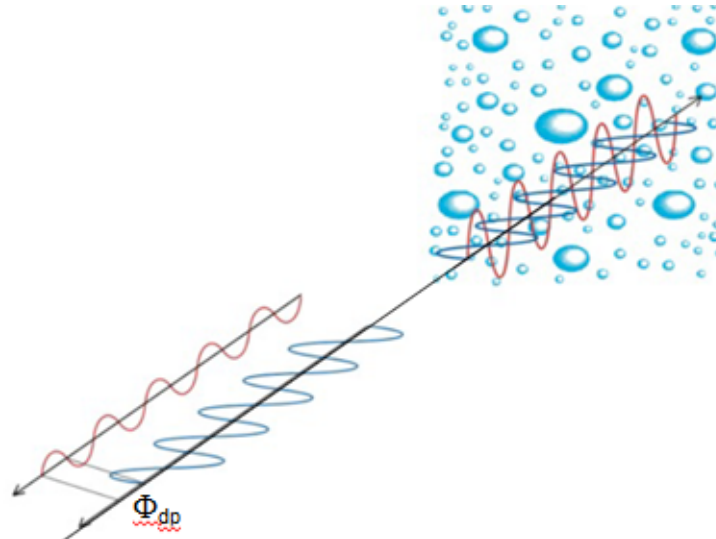


Figura 2.2: Representación esquemática de la variable Φ_{dp}

el cambio de fase horizontal y vertical se refiere al cambio de fase diferencial (Figura 2.2).

- Cambio de fase diferencial específico ($^{\circ} \text{ km}^{-1}$):

$$K_{dp} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{dp}}{dr} \quad (2.4)$$

¿Para qué se utiliza K_{dp} ? En la Figura 2.3 se muestra un ejemplo de Φ_{dp} para dos celdas de lluvia, situadas aproximadamente a 30 y 70 km a partir del radar. A medida que los pulsos horizontal y vertical se propagan hacia la primera celda de lluvia, los mismos experimentan un cambio de fase diferencial nulo, por lo que Φ_{dp} es igual a cero. Cuando los pulsos atraviesan la primera celda, el pulso horizontal disminuye su velocidad más rápido que el pulso vertical resultando un cambio de

fase diferencial positivo (se supone $\sim 20^\circ$). Luego, el pulso ingresa a una región de aire puro, por lo que el cambio de fase diferencial se incrementa en 0° . Sin embargo, estos bins ubicados dentro del aire puro muestran un cambio de fase diferencial de 20° debido a que Φ_{dp} no se reinicia a lo largo de la dimensión radial. En la segunda celda de lluvia, el cambio de fase diferencial vuelve a incrementarse, suponiendo en 15° . En esos bins, y cualquier otro bin de rango más alejado, el cambio de fase diferencial será de 35° . Esto significa que Φ_{dp} es acumulativo y el valor absoluto no da información sobre lo que ocurre en ese bin en particular, sino sobre lo que ocurre a lo largo de todo el radial hasta ese punto.

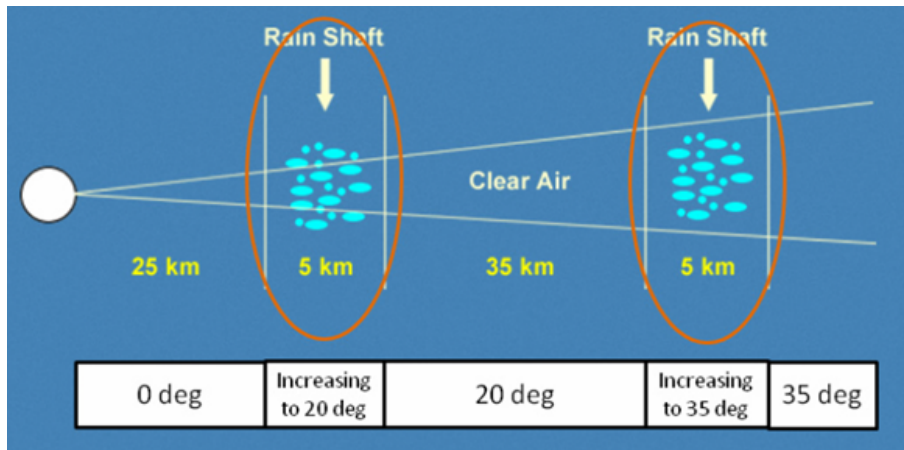


Figura 2.3: Esquema ilustrativo que muestra dos celdas de lluvia ubicadas a 30 y 70 km aproximadamente a partir del radar, indicando los valores de Φ_{dp} en los distintos bins de rango.

Ahora, en la Figura 2.4 se muestra el mismo ejemplo, pero utilizando la variable K_{dp} . Hasta la primera celda de lluvia no ocurre ningún cambio de fase, por lo que 0 grados dividido sobre cualquier distancia dará 0 grados/distancia. Luego, cualquier punto ubicado dentro de los primeros 25 km a partir del radar tendrá K_{dp} igual a $0^\circ/km$. Dentro de la celda de lluvia se mencionó que había un cambio de fase diferencial de 20 grados. Si se divide este valor por dos veces la distancia (10 km) se tiene K_{dp} igual a $2^\circ/km$. Pasando la primera celda, en aire limpio, el cambio de fase diferencial permanece en 20 grados pero no cambia a lo largo de esta distancia. Entonces, K_{dp} volverá a ser igual a $0^\circ/km$. En la segunda celda de lluvia el cambio de fase diferencial incrementa de 20° a 35° , es decir que aumenta 15 grados. Dividiendo este valor por dos veces la distancia (10 km), da un valor de K_{dp} de $1.5^\circ/km$. Pasando la segunda celda de lluvia K_{dp} vuelve a ser igual a $0^\circ/km$. Como se puede observar con este ejemplo, K_{dp} es más útil que Φ_{dp} ya que da información sobre lo que ocurre en cada bin en particular.

2.2. Estimación de la atenuación

La absorción y dispersión de las ondas electromagnéticas debidas a la precipitación han sido estudiadas desde principio de los años cuarenta, coincidiendo prácticamente con el surgimiento del radar. La sección eficaz de extinción (σ_{ext}) de las partículas determina la pérdida de potencia que sufre la onda incidente debido a

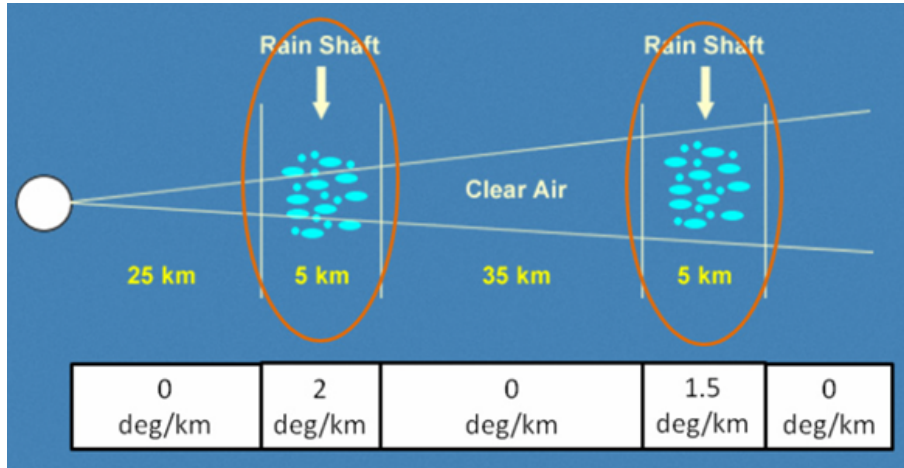


Figura 2.4: Esquema ilustrativo que muestra dos celdas de lluvia ubicadas a 30 y 70 km a partir del radar, indicando los valores de K_{dp} en los distintos bins de rango.

la absorción y dispersión. Si se asume que las gotas son esféricas (diámetro D) y si λ es la longitud de onda, σ_{ext} puede expresarse en término de los coeficientes de scattering de Mie de la siguiente manera:

$$\sigma_{ext} = \frac{2\pi}{k_0^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}(a_n^s + b_n^s). \quad (2.5)$$

Los coeficientes de Mie (a_1^s , b_1^s , a_2^s) son suficientes para aproximar σ_{ext} hasta un orden de $(D/\lambda)^5$. Así, para frecuencias entre 3 y 15 GHz, σ_{ext} puede expresarse como:

$$\sigma_{ext} \approx \frac{2\pi}{k_0^2} [3\text{Re}(a_1^s + b_1^s) + 5\text{Re}(a_2^s)] \quad (2.6)$$

$$\sigma_{ext} \approx \frac{6\pi}{\lambda} \left(\frac{\pi}{6} D^3 \right) \cdot \left[i \left(\frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \right) \left\{ 1 + \left(\frac{\pi D}{\lambda} \right)^2 \left(T + U + \frac{5}{3} W \right) \right\} \right] \quad (2.7)$$

donde ϵ_r es la permitividad compleja relativa, y T, U, y W están dados por:

$$T = \frac{3(\epsilon_r - 2)}{5(\epsilon_r + 2)}, \quad U = \frac{1}{30}(\epsilon_r + 2), \quad W = \frac{1}{10} \frac{(\epsilon_r + 2)}{(2\epsilon_r + 3)} \quad (2.8)$$

La Figura 2.5 muestra σ_{ext} (en milímetros cuadrados) en función del diámetro de la gota para longitudes de onda de 10, 5, y 3 cm. Como primera aproximación, se puede ajustar una ley de potencias de la forma $\sigma_{ext} = C_\lambda D^n$ para $0.1 \leq D \leq 8$ mm con $n = 3.3, 3.9$, y 4.1 para $\lambda = 10, 5$, y 3 cm, respectivamente. Sin embargo, para gotas grandes con $5 \leq D \leq 10$ mm, los valores correspondientes de n son $4.6, 4.8$, y 4.9 , respectivamente. Para simplificar la discusión y desarrollar una relación entre la atenuación y la fase de propagación diferencial, se considerará $n \approx 4$.

Si la distribución de tamaños de gotas es $N(D)$ (en unidades de $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$), la atenuación específica está dada por:

$$A = (4.343 \times 10^3) \int \sigma_{ext}(D) N(D) dD; \quad \text{dBkm}^{-1} \quad (2.9)$$

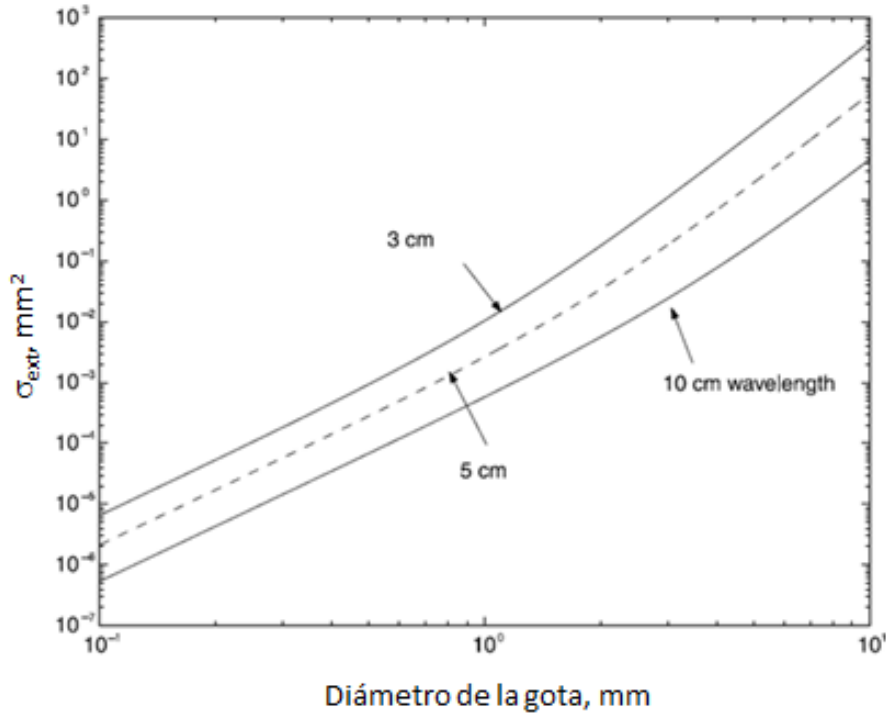


Figura 2.5: Sección eficaz de extinción de gotas esféricas versus el diámetro de la gota usando la expansión de baja frecuencia dada en (2.7).

$$A \approx 4.343 \times 10^3 C_\lambda \int D^4 N(D) dD. \quad (2.10)$$

Para diseñar un procedimiento de corrección por atenuación basado en el cambio de fase diferencial (Φ_{dp}) se asume que las gotas de diámetro equivolumétrico D son esferoides oblatos con razón axial r ($r = b/a$; siendo a , b los semiejes mayor y menor del esferoide, respectivamente). La relación entre D y r se conoce muy bien para las gotas con forma de equilibrio, pero las oscilaciones pueden perturbar esta relación (Beard & Chuang, 1987; Andsager et al., 1999). Para una primera aproximación, sea $r = 1 - \gamma D$ la relación que representa la razón axial versus el diámetro equivolumétrico, siendo γ la pendiente (por ejemplo, la pendiente de equilibrio es $\gamma = 0.062$ para el ajuste lineal de Pruppacher & Beard, 1970, donde D está en milímetros). Según Jameson (1985), para grandes longitudes de onda el cambio de fase diferencial específico (K_{dp}) puede expresarse como:

$$K_{dp} = \left(\frac{180}{\lambda} \right) 10^{-3} CW (1 - \bar{r}_m); \quad \text{°km}^{-1} \quad (2.11)$$

$$K_{dp} = \left(\frac{180}{\lambda} \right) 10^{-3} CW (\gamma D_m) \quad (2.12)$$

donde $C \approx 3.75$ es adimensional e independiente de la longitud de onda; W es el contenido de agua de lluvia (en g m^{-3}); y λ está en metros. \bar{r}_m es la razón axial media pesada por la masa y se define como:

$$\bar{r}_m = \frac{\int r D^3 N(D) dD}{\int D^3 N(D) dD} \quad (2.13)$$

mientras que D_m (en milímetros) es el diámetro medio pesado por la masa:

$$D_m = \frac{\int D^4 N(D) dD}{\int D^3 N(D) dD}. \quad (2.14)$$

Ya que WD_m es proporcional al cuarto momento de $N(D)$, de (2.10) se tiene que la atenuación específica ($A \approx A_H$, donde A_H es la atenuación específica en polarización horizontal) está relacionada cuasi linealmente con K_{dp} pero inversamente proporcional a γ . En notación compacta, A_H es proporcional a $C_\lambda(K_{dp}/\gamma)$ o $A_H = \alpha K_{dp}$ donde el coeficiente α es dependiente de la temperatura debido a C_λ , y de la pendiente γ . Si bien se conoce la dependencia con la temperatura (Jameson, 1992), la sensibilidad con γ todavía no está muy reconocida. Recientemente, se han estudiado algoritmos de radares polarimétricos para la estimación de γ a partir de mediciones de Z_H , Z_{dr} , y K_{dp} (Gorgucci et al., 2000). Escenarios de corrección por atenuación que asumen un valor constante para α pueden tener errores debido a variaciones de temperatura y variaciones en γ .

Para corregir la Z_{dr} medida por atenuación diferencial, la aproximación general está basada en asumir una relación lineal entre la atenuación específica ($A_{dp} = A_H - A_V$) y K_{dp} de la forma $A_{dp} = \beta K_{dp}$ (Bringi et al., 1990; Holt, 1988). Simulaciones de scattering basadas en modelos gamma para $N(D)$ muestran que la linealidad es una buena aproximación sobre un amplio rango de frecuencias (2.8 – 19 GHz) pero que el coeficiente β es dependiente de la temperatura a las frecuencias más bajas variando por un factor de 2 (para 0 – 30°C) en 2.8 y 5.5 GHz (Jameson, 1992). Simulaciones de scattering también muestran que β es mucho menos sensible a la pendiente γ de la razón axial versus D que α , lo cual es de esperar ya que A_{dp} y K_{dp} son cantidades diferenciales. También se espera que A_{dp} esté relacionado linealmente con A_H , esto es, $A_{dp} = (\beta/\alpha)A_H$. Se sugiere que A_{dp} sea estimado primero usando $A_{dp} = \beta K_{dp}$ junto con una restricción en Z_{dr} sobre el límite más alejado de la celda de lluvia, y luego A_H se obtiene de $A_H = (\alpha/\beta)A_{dp}$ (Smyth & Illingworth, 1998).

Varios artículos han notado que la atenuación (y atenuación diferencial) debida a las gotas gigantes a lo largo de la trayectoria de propagación resultan en valores de α (y β) que son aproximadamente el doble de los valores teóricos esperados a partir de simulaciones de scattering (Smyth & Illingworth, 1998; Ryzhkov & Zrnice, 1995; Carey et al., 2000). Aquí se da una explicación simple, la cual está referida a la Figura 2.5 y nota que σ_{ext} varía con D^5 para gotas con diámetros entre 5 y 10 mm, en lugar de D^4 como se asumió en (2.10). Además, si $N(D)$ está dada por la distribución exponencial:

$$N(D) = N_0 \exp(-3.67D/D_0) \quad (2.15)$$

donde D_0 es el diámetro medio, luego de (2.9), A es proporcional a D_0^6 , mientras que K_{dp} de (2.12) es proporcional a WD_m o D_0^5 . Luego, A es proporcional a $D_0 K_{dp}$, y el coeficiente α (en $A_H = \alpha K_{dp}$) incrementará con D_0 . Simulaciones de scattering muestran que esta dependencia de α con D_0 solo ocurre cuando D_0 excede los

2.5 mm. Similarmente, β incrementará con D_0 más allá de los 2.5 mm (Smyth & Illingworth, 1998; Carey et al., 2000).

Con el objetivo de entender claramente el proceso de corrección, en el capítulo siguiente se describirá en detalle el algoritmo ZPHI[®] sobre el cual se basan la mayoría de los métodos de corrección por atenuación.

Capítulo 3

Algoritmo ZPHI[®]

El algoritmo ZPHI[®] se obtiene a partir de aquellos utilizados en radares a bordo de satélites pertenecientes a la TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), también denominados algoritmos de perfiles de lluvia. La característica de los mismos es ser no locales, esto es, el perfil total de lluvia a lo largo de un rayo del radar se obtiene a partir del perfil de reflectividad. Sin embargo, dichos algoritmos requieren la incorporación de una restricción externa para que sean estables. En la TRMM, la restricción es la atenuación total obtenida a partir de la observación de la superficie del océano, la cual se utiliza como blanco de referencia. En el algoritmo ZPHI[®] tal restricción está dada por el cambio de fase diferencial Φ_{dp} .

En las siguientes secciones se describirá detalladamente las bases teóricas y matemáticas que conforman al algoritmo ZPHI[®].

3.1. Relaciones empíricas entre los parámetros integrados de la *DSD*

Esta sección tiene como objetivo establecer relaciones empíricas entre varios de los parámetros integrados de la distribución de tamaños de gotas, la cual interviene en los observables del radar, y en la cantidad física a recuperar, que es, la tasa de precipitación. Tales relaciones empíricas constituyen la base del modelo inverso necesario para el correcto funcionamiento del algoritmo ZPHI[®]. Para lograr esto se asumen varias formas para la distribución de tamaños de gotas, y varias leyes para la velocidad terminal de caída de las partículas y la oblatez de la gota de lluvia.

3.1.1. Velocidad terminal de caída de las gotas de lluvia

Testud et al. (2000) utilizaron la ley de Lhermitte (1988) dada por:

$$v_t(D) = 9.25 - 9.25 \exp[-(68000D^2 + 488D)], \quad (3.1)$$

donde v_t es la velocidad terminal en metros por segundo y D es el diámetro equivalente en metros.

3.1.2. Achatamiento de las gotas

Se utiliza la ley de Keenan et al. (1997) como un estándar. La misma se ilustra en la Figura 1.1 y está dada por:

$$\frac{b}{a} = 0.9939 + 0.00736D_e - 0.018485D_e^2 + 0.0014560D_e^3, \quad (3.2)$$

donde el diámetro D_e está en milímetros.

3.1.3. Forma de la distribución de tamaños de gotas (DSD)

Para la distribución de tamaños de gotas, Willis (1984) fue el primero en considerar el concepto de “distribución gamma normalizada”. Este concepto fue inventado para abordar el problema de la dependencia de los parámetros μ y N_0 cuando se ajusta una distribución gamma clásica $N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$ a una DSD experimental. La inconsistencia física del parámetro N_0 con la gamma clásica también aparece en el hecho de que su dimensión es μ dependiente: N_0 se expresa como m^{-4} para $\mu = 0$, en m^{-6} para $\mu = 2$. Con la normalización de Willis, $N(D)$ se expresa como una función de tres parámetros independientes, el diámetro volumétrico medio D_0 , el parámetro de forma μ , y un “ N_0 normalizado” llamado N_0^* (m^{-4}), como:

$$N(D) = N_0^* \frac{\Gamma(4)}{3.67^4} \frac{(3.67 + \mu)^{4+\mu}}{\Gamma(4 + \mu)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \times \exp\left[-(3.67 + \mu)\frac{D}{D_0}\right]. \quad (3.3)$$

Esta normalización se construye con los siguientes fines:

- (i) El tercer momento M_3 de la distribución (y de esta manera, el contenido de agua líquida W) debe ser independiente del parámetro de forma μ .
- (ii) N_0^* coincide con el parámetro de intercepción clásico N_0 para $\mu = 0$.

Puede verificarse que (3.3) se reduce a $N(D) = N_0^* \exp(-\Lambda D)$ para $\mu = 0$, y que el contenido de agua líquida W se expresa como:

$$W = (\pi\rho_w/6)M_3 = 0.033(\pi\rho_w/6)N_0^*D_0^4, \quad (3.4)$$

donde ρ_w es la densidad del agua.

3.1.4. Modelo de dispersión

Las gotas de lluvia se consideran esferoides achatados cuyo eje de revolución es el vertical. Para cualquier diámetro de gota D , las secciones eficaces de retrodispersión $\sigma_{bH}(D)$ y $\sigma_{bV}(D)$, y los coeficientes de scattering hacia delante y hacia atrás $f_H(\mathbf{K}_1, \mathbf{K}_1; D)$, $f_H(\mathbf{K}_1, -\mathbf{K}_1; D)$, $f_V(\mathbf{K}_1, \mathbf{K}_1; D)$, $f_V(\mathbf{K}_1, -\mathbf{K}_1; D)$, se calculan para las polarizaciones H y V usando un algoritmo diseñado por Gloaguen et al. (1992) y basado en la teoría de la matriz T (Waterman, 1965). Testud et al. (2000) realizaron estos cálculos para las bandas X (9.3 GHz), C (5.6 GHz), y S (3.2 GHz).

3.1.5. Parámetros integrados

Dada una distribución de tamaños de gotas caracterizada por N_0^* , D_0 y μ , se calculan los siguientes parámetros integrados:

- Tasa de precipitación (mm h^{-1}):

$$R = \pi/6 \int D^3 v_t(D) N(D) dD. \quad (3.5)$$

- Reflectividad equivalente del radar (horizontal H y vertical V; $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$):

$$Z_{eH,V} = \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{m^2 + 2}{m^2 - 1} \right| \int \sigma_{bH,V}(D) N(D) dD \quad (3.6)$$

(λ , longitud de onda del radar; m , índice de refracción complejo del agua).

- Reflectividad diferencial (dB):

$$Z_{dr} = 10 \log_{10}(Z_{eH}/Z_{eV}). \quad (3.7)$$

- Número de onda complejo en el medio de dispersión (horizontal H y vertical V):

$$k_{H,V} = k_0 + \frac{\pi}{k_0} \int f_{H,V}(\mathbf{K}_1, \mathbf{K}_1; D) N(D) dD, \quad (3.8)$$

donde k_0 es el número de onda en el vacío: $k_0 = 2\pi/\lambda$.

- Atenuación específica (horizontal H y vertical V; dB km^{-1}):

$$A_{H,V} = 4343 \text{Im}(k_{H,V}). \quad (3.9)$$

- Cambio de fase diferencial específico ($^\circ \text{km}^{-1}$):

$$K_{dp} = \frac{180000}{\pi} \text{Re}(k_H - k_V). \quad (3.10)$$

- Cambio de fase de retrodispersión ($^\circ$):

$$\delta = \arg \left[\int f_H(\mathbf{K}_1, -\mathbf{K}_1; D) f_V^*(\mathbf{K}_1, -\mathbf{K}_1; D) N(D) dD \right]. \quad (3.11)$$

3.1.6. Relaciones empíricas a partir del modelo de dispersión

Cada uno de los parámetros anteriores (excepto Z_{dr} y δ , los cuales son independientes de N_0^*) es proporcional al parámetro N_0^* de la *DSD*. Por lo tanto, cuando se buscan relaciones empíricas entre pares de estos parámetros, es posible escalarlos a todos por N_0^* . En la Figura 3.1 se muestran las siguientes relaciones para la banda C: (i) A_H/N_0^* como función de Z_{eH}/N_0^* , (ii) R/N_0^* como función de A_H/N_0^* , (iii) K_{dp}/N_0^* como función de A_H/N_0^* , (iv) δ como función de A_H/N_0^* , (v) $[A_H - A_V]/N_0^*$ como función de A_H/N_0^* , y (vi) δ como función de Z_{dr} .

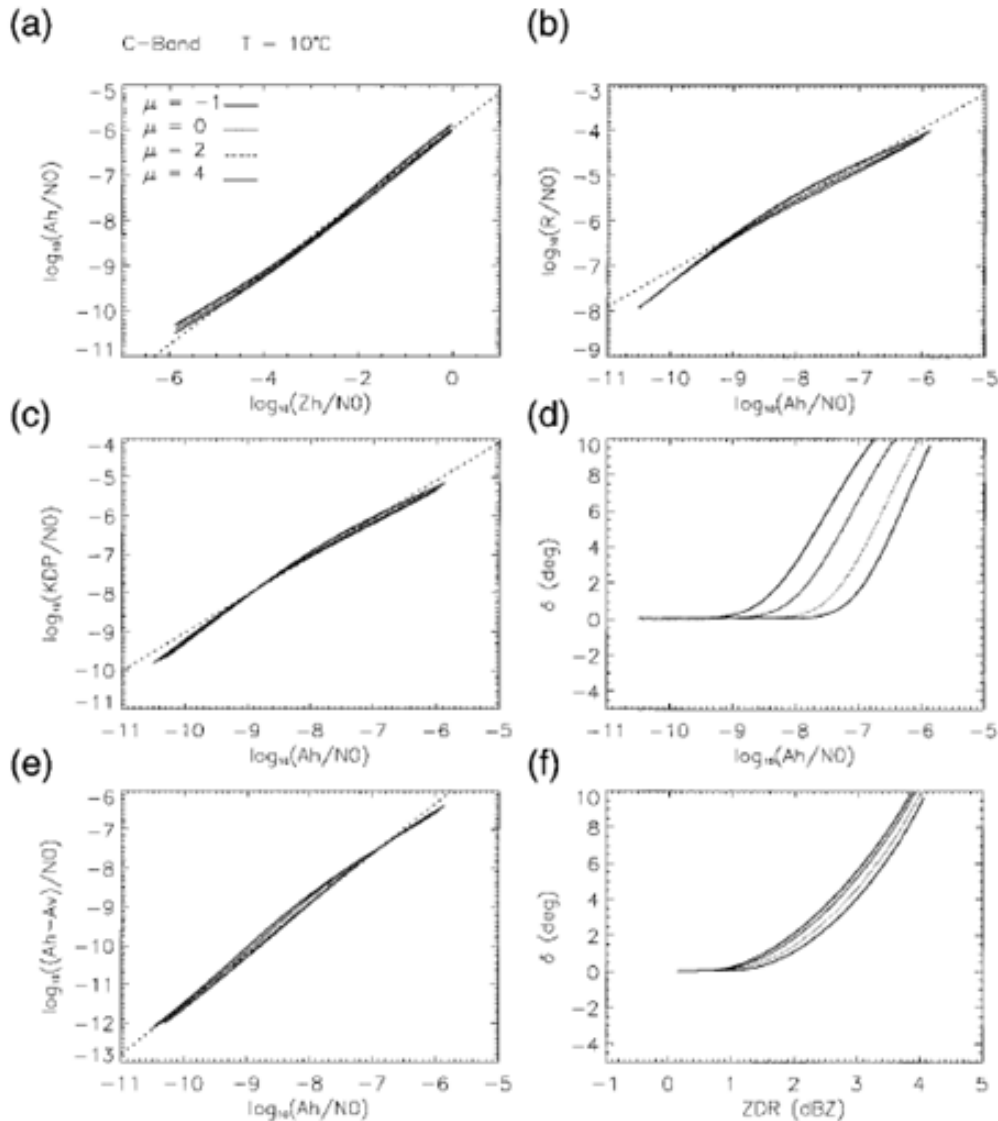


Figura 3.1: Relaciones entre los parámetros integrados de la *DSD* en la banda C para cuatro valores del parámetro de forma μ . (a) A_H/N_0^* versus Z_H/N_0^* . (b) R/N_0^* versus A_H/N_0^* . (c) K_{dp}/N_0^* versus A_H/N_0^* . (d) δ versus A_H/N_0^* . (e) $[A_H - A_V]/N_0^*$ versus A_H/N_0^* . (f) δ versus Z_{dr} .

En el algoritmo ZPHI® se utilizan modelos de leyes de potencia de las primeras tres relaciones, mientras que las últimas tres se utilizan en el proceso de verificación.

Para las relaciones (i), (ii), (iii), y (v), las curvas obtenidas son aproximadamente lineales (en escala logarítmica), como era de esperar; pero la característica a resaltar es que para cualquiera de estas cuatro relaciones, la dispersión de las curvas correspondiente a distintos valores de μ (desde -1 hasta $+4$) es bastante moderada, lo cual significa que, para cada relación una simple ley de potencias (independiente de μ) debe proveer una representación razonablemente buena. Esta pequeña dispersión se debe a la normalización de Willis. La pendiente de la ley de potencias ajustada variará con μ si se utiliza la distribución gamma clásica.

En cuanto al cambio de fase de retrodispersión δ , Testud et al. (2000) confirmaron los resultados obtenidos por Keenan et al. (1997), y Jameson (1984), esto es, que δ es despreciable para la banda S en todas las circunstancias, pero es muy apreciable para las bandas C y X, y que para una atenuación A_H dada (es decir, una tasa de precipitación R dada), δ depende críticamente del parámetro de forma μ . Sin embargo, en todas las circunstancias, la condición $\log(A_H/N_0^*) < -7$ asegura que $\delta < 2^\circ$. Considerando que N_0^* normalmente es mayor que $5 \times 10^5 \text{ m}^{-4}$, se tiene que $\delta < 2^\circ$ se cumple necesariamente cuando $A_H < 0.05 \text{ dB km}^{-1}$, lo que implica en términos de tasa de precipitación: $R < 3 \text{ mm h}^{-1}$ para la banda X y $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ para la banda C. Mientras tanto, la relación entre δ y Z_{dr} no es muy dispersa con respecto a μ , lo cual fue destacado para la banda C por Scarchilli et al. (1993). Esto muestra que debe establecerse una relación funcional para estimar δ a partir de Z_{dr} . Esta relación será utilizada en el algoritmo ZPHI® para verificación, y si es necesario, para corrección.

El modelo inverso adoptado en el estudio de simulación se refiere a una ley de potencias ajustada para $\mu = 2$ y $T = 10^\circ\text{C}$, dada en la Tabla 3.1. Notar que normalizar por N_0^* implica las siguientes formas para las relaciones empíricas $A_H - Z_{eH}$, $K_{dp} - A_H$, y $R - A_H$:

$$A_H = a[N_0^*]^{1-b} Z_{eH}^b, \quad (3.12)$$

$$K_{dp} = \alpha[N_0^*]^{1-\beta} A_H^\beta, \quad (3.13)$$

$$R = c[N_0^*]^{1-d} A_H^d. \quad (3.14)$$

Con un exponente próximo a 0.8 para las bandas X y C, la relación $R - A_H$ está menos sujeta a la variabilidad de N_0^* que la relación $R - Z_{eH}$ (cuyo exponente es de alrededor de 0.66), pero continúa dependiendo de N_0^* en una proporción apreciable: una variación por un factor de 10 en N_0^* impacta como un factor de 1.5 en la estimación de R a partir de A_H (mientras que es por un factor de 2 en la estimación de R a partir de Z_{eH}). Notar también que el exponente de la relación $K_{dp} - A_H$ es muy próximo a 1 para las bandas X y C. En la versión más simple del algoritmo ZPHI®, el mismo se toma igual a 1.

Con el fin de comparar la R recuperada del algoritmo ZPHI® con la estimación clásica, la Tabla 3.2 muestra los correspondientes coeficientes establecidos a partir del modelo de scattering de Testud et al. (2000), los cuales han sido validados para las tres longitudes de onda del radar y para ($N_0^* = 0.8 \times 10^7 \text{ m}^{-4}$; $\mu = 2$).

Tabla 3.1: Relaciones adoptadas en el modelo inverso ($\mu = 2, T = 10^\circ\text{C}$, ley de obladez dada por Keenan et al. 1997).

a: Relación $A - Z$				
$A = a(N_0^*)^{(1-b)}Z_e^b$	a_H	b_H	a_V	b_V
Banda X	3.64e-6	0.7644	5.1e-6	0.7968
Banda C	1.12e-6	0.7987	1.52e-6	0.8312
Banda S	9.28e-8	0.701	9.52e-8	0.69998
b: Relación $R - A$				
$R = c(N_0^*)^{(1-d)}A^d$	c_H	d_H	c_V	d_V
Banda X	1.82	0.789	2.79	0.809
Banda C	5.89	0.787	13.76	0.826
Banda S	5.6e2	0.936	2.32e3	0.998
c: Relación $K_{dp} - A$				
$K_{dp} = \alpha(N_0^*)^{(1-\beta)}A^\beta$	α_H	β_H	α_V	β_V
Banda X	1.97	0.973	3.34	0.997
Banda C	7.32	0.990	21.24	1.038
Banda S	1.31e3	1.18	7.92e3	1.26
d: Relación $[A_H - A_V] - A$				
$[A_H - A_V] = p(N_0^*)^{(1-q)}A_H^q$	p		q	
Banda X	4.38		1.224	
Banda C	30.58		1.3	
Banda S	130		1.347	

Tabla 3.2: Relaciones para el estimador clásico $R(Z_{eH})$, y para los algoritmos estándar $R(Z_{eH}, Z_{dr})$ y $R(K_{dp})$ (determinadas para $\mu = 2, T = 10^\circ\text{C}$, ley de obladez de Keenan et al., 1997).

a: Relación $R - Z_{eH}$ para $N_0^* = 0.8e7 \text{ m}^{-4}$		
$R = sZ^t$	s	t
Banda X	5.09e-2	0.604
Banda C	3.98e-2	0.641
Banda S	3.39e-2	0.658
b: Relación $R - K_{dp}$ para $N_0^* = 0.8e7 \text{ m}^{-4}$		
$R = gK_{dp}^h$	g	h
Banda X	21.02	0.811
Banda C	31.08	0.796
Banda S	52.21	0.791
c: Relación $(R/Z_{eH}) - Z_{dr}$		
$R/Z = u(Z_{dr})^v$	u	v
Banda X	1.21e-3	-1.644
Banda C	1.28e-3	-1.343
Banda S	1.09e-3	-1.472

3.1.7. Sobre N_0^* como un invariante “local”

Interpretando datos de disdrómetros localizados en tierra en término de $DSDs$ exponenciales, Kozu & Nakamura (1991) notaron que, dentro de un dado evento de lluvia, el parámetro N_0 es razonablemente constante a una escala de 10 km. Una posible interpretación de este hecho es que los factores que controlan los procesos microfísicos (como condiciones de inestabilidad en la atmósfera, concentración de núcleos de nubes en condensación, etc.) varían en grandes escalas. En realidad se observan saltos en N_0 (Waldvogel, 1974), pero asociados con transiciones entre lluvia convectiva y estratiforme, las cuales están gobernadas por procesos microfísicos bastante diferentes. Debido a que físicamente N_0^* es similar a N_0 (es igual a N_0 cuando $\mu = 0$), se espera el mismo comportamiento. La Figura 3.2 ilustra la evolución de N_0^* a lo largo de una trayectoria de vuelo, junto con la tasa de precipitación R , y un tipo de clasificación de lluvia clásico [convectiva: si $R > 5 \text{ mm h}^{-1}$ en el punto de medición o en los 10 puntos adyacentes (cada punto representa 0.720 km a lo largo de la trayectoria); estratiforme: de otro modo], mediante observaciones de la sonda PMS a bordo del vuelo NCAR-Electra durante el TOGA COARE del 14 de diciembre de 1992. En lugar de observar saltos de N_0^* en las transiciones entre convectiva y estratiforme, para un dado tipo de lluvia, N_0^* parece “invariante” en una escala de aproximadamente 50 km (dentro de $\pm 2.5 \text{ dB}$ o menos, considerando que parte de la fluctuación es ruido de medición).

3.2. Base matemática para el algoritmo ZPHI®

La técnica que se propone puede operar en las bandas X, C o S. La misma está basada en un algoritmo que junta los perfiles de la reflectividad atenuada $Z_{aH}(r)$ [o $Z_{aV}(r)$] y el cambio de fase diferencial $\Phi_{dp}(r)$.

El punto de comienzo es la formulación de Hitschfeld & Bordan (1954), la cual es el origen de todos los algoritmos de “perfiles de lluvia”. De la expresión de la reflectividad atenuada Z_a en las ecs. (1.1) o (1.2), y bajo la hipótesis de una relación de ley de potencias entre la atenuación específica A y la reflectividad equivalente no atenuada Z_e (como $A = aZ_e^b$), es posible obtener $Z_e(r)$ [o $A(r)$] a partir de $Z_a(r)$ como una solución de la ecuación diferencial (ver, por ejemplo, Marzoug & Amayenc, 1991, 1994). Sin embargo, si se integra esta ecuación entre el radar y el bin de rango considerado, la solución obtenida es inestable, esto es, una leve variación del parámetro a de la ley de potencias (o un error de calibración en la medición de Z_a) induce a una gran variación de la solución en Z_e (o en A). Mientras a varíe con $(N_0^*)^{1-b}$, será muy sensible a la variabilidad de la DSD . Como se mencionó al comienzo del capítulo, estabilizar la solución requiere introducir una restricción externa que en el presente algoritmo está dada por Φ_{dp} .

3.2.1. Recuperación de la atenuación específica

El algoritmo ZPHI® trata separadamente $Z_{aH}(r)$ y $Z_{aV}(r)$. Así, en lo que sigue, A representará a A_H o A_V , Z_a a Z_{aH} o Z_{aV} , y Z_e a Z_{eH} o Z_{eV} . Integrando la ecuación diferencial de Hitschfeld & Bordan para A entre dos límites arbitrarios r y r_0 (r_0

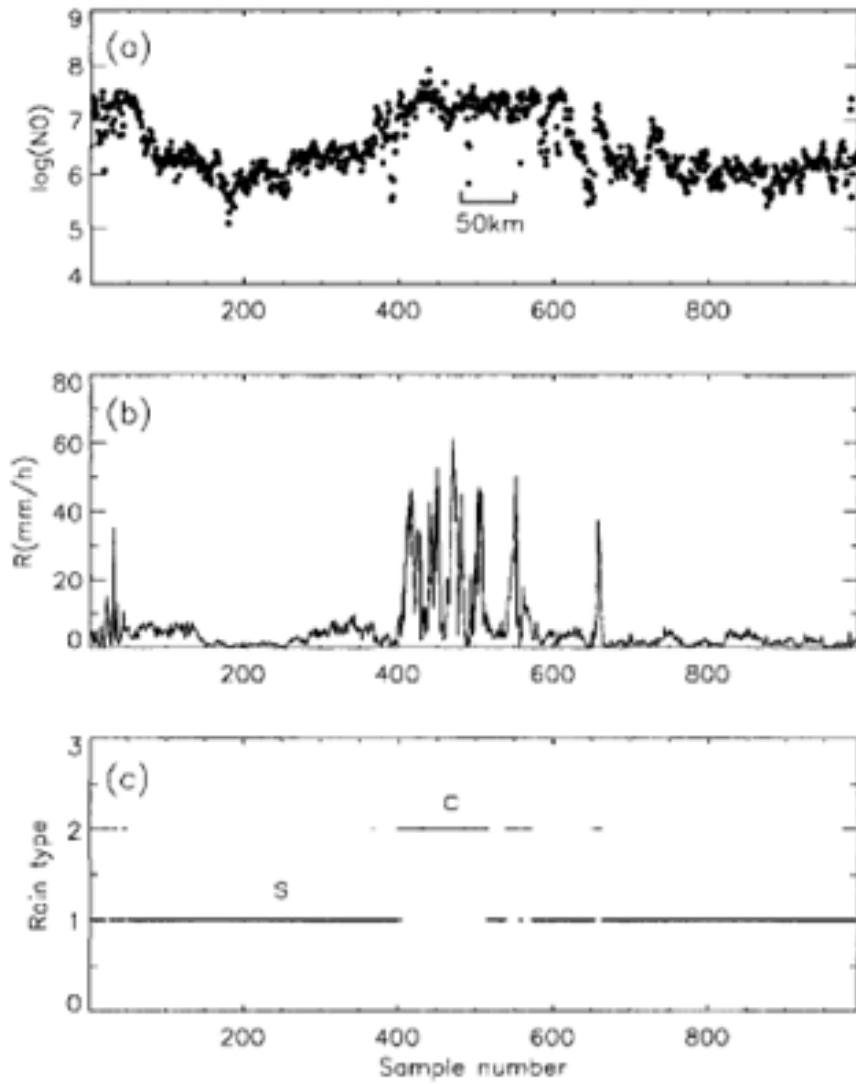


Figura 3.2: (a) Variación de N_0^* a lo largo de la trayectoria. (b) Tasa de precipitación R . (c) Clasificación del tipo de lluvia (C, convectiva; S, estratiforme) a partir de la sonda PMS a bordo del vuelo NCAR-Electra durante el TOGA COARE (14 de diciembre de 1992). Cada muestra representa 6 s, esto es, 720 m a lo largo de la trayectoria.

es el “límite de referencia”, donde $r_0 > r$), se obtiene la atenuación específica $A(r)$ como una expresión paramétrica de los observables $Z_a(s)$ entre r y r_0 , siendo el parámetro, el valor de A en el límite de referencia r_0 :

$$A(r) = A(r_0) \frac{Z_a^b(r)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)I(r, r_0)}, \quad (3.15)$$

donde

$$I(r, r_0) = 0.46b \int_r^{r_0} Z_a^b(s) ds. \quad (3.16)$$

Marzoug & Amayenc (1994) obtuvieron una expresión similar a la Ec. (3.15). Dicha expresión para $A(r)$ depende de b (parámetro estable, independiente de N_0^* ,

si N_0^* es “constante” a lo largo del rayo) pero no de a . Otra característica interesante de esta expresión es que $A(r)$ es invariante en la transformación $Z_a(s) \rightarrow kZ_a(s)$, esto es, que es independiente de la calibración del radar.

El segundo paso del algoritmo consiste en explotar la relación cuasi lineal entre la atenuación específica A y el cambio de fase diferencial específico K_{dp} . Así, se establece que:

$$A = \gamma K_{dp}, \quad (3.17)$$

donde γ es un coeficiente obtenido a partir del modelo de scattering, cuando β es igual a 1 en la relación $K_{dp} - A$ ($\gamma = 1.13 \times 10^{-1}$ para la banda C). Integrando (3.17) entre r_1 y r_0 , y usando la ec. (1.3), se tiene:

$$\int_{r_1}^{r_0} A(s) ds = (\gamma/2)[\Phi_{dp}(r_0) - \Phi_{dp}(r_1)] - (\gamma/2)[\delta(r_0) - \delta(r_1)], \quad (3.18)$$

donde $A(s)$ es la función de $A(r_0)$ definida anteriormente. Ahora, debido a que se tiene total flexibilidad en la elección de los contornos de integración r_1 y r_0 , generalmente es posible seleccionar r_1 y r_0 donde se asegure que δ sea lo suficientemente pequeño como para ser despreciado ($\delta < 2^\circ$). Entonces, despreciando los δ 's, y notando que el lado izquierdo puede ser integrado fácilmente, la Ec. (3.18) debe resolverse para $A(r_0)$ como:

$$A(r_0) = \frac{Z_a^b(r_0)}{I(r_1, r_0)} \{10^{0.1b\gamma\Delta\Phi} - 1\}, \quad (3.19)$$

donde $\Delta\Phi = \Phi_{dp}(r_0) - \Phi_{dp}(r_1)$.

Una vez que se ha fijado $A(r_0)$, $A(r)$ se calcula usando (3.15) en cada bin de rango entre r_1 y r_0 como:

$$A(r) = \frac{Z_a^b(r)}{I(r_1, r_0) + \{10^{0.1b\gamma\Delta\Phi} - 1\}I(r, r_0)} \times \{10^{0.1b\gamma\Delta\Phi} - 1\}. \quad (3.20)$$

3.2.2. Recuperación de la tasa de precipitación

El perfil de tasa de precipitación $R(r)$ puede determinarse a través de la relación $R - A [R = c(N_0^*)^{1-d}A^d]$, donde N_0^* es forzado al valor de Marshall-Palmer ($0.8 \times 10^7 \text{ m}^{-4}$). Sin embargo, tal estimación estará sujeta a la variabilidad natural de N_0^* si $d \neq 1$. Si el radar está bien calibrado puede alcanzarse una mejora en la estimación ajustando N_0^* de la siguiente manera. Primero se expresa la reflectividad equivalente recuperada (sin atenuar) Z_e en el rango r_0 . Para esto primero se debe integrar (3.15) con respecto a r . Luego, en el caso donde r_1 es el primer rango en que se detecta lluvia, $Z_e(r_0)$ puede escribirse como:

$$Z_e(r_0) = Z_a(r_0) \times 10^{0.2 \int_{r_1}^{r_0} A(r) dr} = Z_a(r_0) \left[1 + A(r_0) \frac{I(r_1, r_0)}{Z_a^b(r_0)} \right]^{1/b}, \quad (3.21)$$

[si se detectan varias celdas de lluvia entre el radar y r_1 , la ec. (3.21) debe ser corregida para la trayectoria de atenuación anterior a r_1 , usando el mismo análisis aplicado entre 0 y r_1].

Ya que $A = a(N_0^*)^{1-b}Z_e^b$, la ec. (3.21) puede utilizarse para obtener N_0^* de la siguiente manera:

$$N_0^* = \left[\frac{1}{a} \frac{A(r_0)}{Z_a^b(r_0) + A(r_0)I(r_1, r_0)} \right]^{1/(1-b)} = \left[\frac{1}{a} \frac{(1 - 10^{-0.1b\gamma\Delta\Phi})}{I(r_1, r_0)} \right]^{1/(1-b)}. \quad (3.22)$$

Esta estimación de N_0^* puede usarse en la relación $R - A$. Sin embargo, es interesante notar que dicha estimación está sujeta a calibraciones del radar, con un impacto subsecuente en la recuperación de R . De esta manera, el ajuste de N_0^* puede mejorar la recuperación solo cuando se alcance la performance mínima en la calibración del radar.

3.2.3. Verificación y/o corrección para el cambio de fase de retrodispersión, δ

El algoritmo ZPHI® puede aplicarse indistintamente a perfiles de reflectividad aparente $Z_{aH}(r)$ o $Z_{aV}(r)$ (en asociación con el mismo perfil de Φ_{dp}). Sin embargo, con la estrategia de muestreo adaptada a la medición de Φ_{dp} (muestreo simultáneo de las señales polarizadas H y V, o muestreo alternado “pulso por pulso”), no se espera que la estimación promediada de R a partir de los dos perfiles $Z_{aH}(r)$ y $Z_{aV}(r)$ pueda dar una mejora importante en la recuperación ya que $Z_{aH}(r)$ o $Z_{aV}(r)$ no son independientes estadísticamente (el coeficiente de correlación ρ_{HV} es muy alto). Una manera interesante de explotar el segundo canal de polarización es usar la reflectividad diferencial aparente $Z_{dr_a} = Z_{aH}/Z_{aV}$ y la relación funcional entre $[A_H - A_V]$ y A_H : $[A_H - A_V] = p[N_0^*]^{1-q}A_H^q$ (ver Tabla 3.1d) para alcanzar una estimación de la “reflectividad diferencial verdadera” $Z_{dr} = Z_{eH}/Z_{eV}$ como:

$$\log_{10}(Z_{dr}) = \log_{10}(Z_{dr_a}) + 0.2 \int_{r_1}^{r_0} p[N_0^*]^{1-q}[A_H(s)]^q ds. \quad (3.23)$$

A partir de Z_{dr} puede obtenerse una estimación del cambio de fase de retrodispersión δ , utilizando la relación funcional $\delta = f(Z_{dr})$ mostrada en la Figura 3.1(f).

Para verificar que δ es despreciable en los límites r_1 y r_0 , se pueden chequear $R(r_1)$ y $R(r_0)$ estimadas a partir de ZPHI®, o directamente chequear $\delta(r_1)$ y $\delta(r_0)$ estimados a partir de Z_{dr} . Para asegurarse de que $\delta < 2^\circ$, $R < 10 \text{ mm h}^{-1}$ para la banda C. La misma condición $\delta < 2^\circ$ se satisface cuando $Z_{dr} < 2.4 \text{ dB}$ para la banda C también.

Si δ excede los 2° en cualquiera de los dos límites, es posible corregir la recuperación de ZPHI® para el cambio de fase de retrodispersión en una aproximación iterativa, introduciendo $\delta(r_1)$ y $\delta(r_0)$ [estimadas a partir de $Z_{dr}(r_1)$ y $Z_{dr}(r_2)$] en (3.18) y aplicando nuevamente ZPHI®.

3.3. Sensibilidad del algoritmo ZPHI® al ruido de medición

Las incertezas estadísticas en $A(r)$ y N_0^* , debidas al ruido de medición, pueden obtenerse diferenciando (3.20) y (3.22) con respecto a $Z_a(r)$ y $\Delta\Phi$ solamente [los errores estadísticos debido a las integrales $I(r_1, r_0)$ e $I(r, r_0)$ son lo suficientemente pequeños como para ser despreciados]. Esto permite calcular subsecuentemente la incerteza en la estimación de R obtenida a partir de $R = c[N_0^*]^{1-d}A^d$. El resultado es particularmente simple bajo dos circunstancias:

- 1) cuando $\gamma\Delta\Phi > 12$ dB e $I(r_1, r) \leq I(r, r_0)$ (esto es, r está aproximadamente en la primera mitad de la trayectoria de integración), las incertezas estadísticas en $A(r)$ y N_0^* se reducen a:

$$\frac{\delta A(r)}{A(r)} = b \frac{\delta Z_a(r)}{Z_a(r)}, \quad (3.24)$$

$$\delta N_0^* \cong 0, \quad (3.25)$$

$$\frac{\delta R(r)}{R(r)} = bd \frac{\delta Z_a(r)}{Z_a(r)}; \quad (3.26)$$

- 2) cuando $\gamma\Delta\Phi < 5$ dB, $\delta A(r)$ y δN_0^* están dados por:

$$\frac{\delta A(r)}{A(r)} = b \frac{\delta Z_a(r)}{Z_a(r)} + \frac{\delta(\Delta\Phi)}{\Delta\Phi}, \quad (3.27)$$

$$\frac{\delta N_0^*}{N_0^*} = \frac{1}{1-b} \frac{\delta(\Delta\Phi)}{\Delta\Phi}, \quad (3.28)$$

$$\frac{\delta R(r)}{R(r)} = bd \frac{\delta Z_a(r)}{Z_a(r)} + \left[\frac{1-bd}{1-b} \right] \frac{\delta(\Delta\Phi)}{\Delta\Phi}. \quad (3.29)$$

La ecuación (3.24) demuestra que el error estadístico en la estimación de R es sólo debido a la Z_a medida en el mismo rango. De esta manera, los errores en varios bins de rango son estadísticamente independientes. Además, la desviación estándar de R es bastante similar a aquella obtenida del estimador clásico: para las bandas X y C, $bd \approx 0.64$, mientras que el exponente de la relación $R - Z$ es 0.66.

La ecuación (3.29) permite apreciar los límites del algoritmo ZPHI®. Se espera que el algoritmo colapse cuando el segundo término de (3.29) se aproxime al 100 %. Debido a que $[1-bd]/[1-b]$ es aproximadamente 1.7, esto requiere que el error relativo en $\Delta\Phi$ sea menor que 59%. Un error estándar en Φ_{dp} de 3° implica que $\Delta\Phi > 7°$. Considerando, por ejemplo, una trayectoria de integración de 50 km en lluvia suave y usando las relaciones de la Tabla 3.2b, esto significa que para la banda C, ZPHI® opera luego de que la tasa de precipitación promedio sea mayor que

3.8 mm h⁻¹. Este umbral puede mejorarse mediante la estimación de Φ_{dp} en los límites a partir de un escenario numérico que abarca un conjunto de bins de rango. Por ejemplo, la estimación de Φ_{dp} a partir del promedio sobre nueve bins de rango disminuye el umbral a 1.58 mm h⁻¹ para la banda C.

Capítulo 4

Métodos de Corrección Basados en el Algoritmo ZPHI[®]

Se analizaron tres métodos de corrección por atenuación debida a precipitaciones, planteados por los siguientes autores:

- 1) Le Bouar et al. (2001).
- 2) Bringi et al. (2001).
- 3) Ryzhkov et al. (2007).

Todos ellos están basados en el algoritmo ZPHI[®], al cual le han realizado diversas modificaciones de acuerdo a los criterios adoptados por cada autor.

En las secciones siguientes se describirán cada uno de los métodos mencionados.

4.1. Algoritmo 1: Le Bouar et al. (2001)

Este método está basado íntegramente en el algoritmo ZPHI[®] descrito en el capítulo anterior. Se realiza un análisis rayo por rayo, segmentando cada uno de ellos en $n + 1$ límites $\{r_0, r_1, \dots, r_{n-1}, r_n\}$, donde $r_0 = 0$ y $r_n = r_{max}$, rango máximo del radar. Se asume que N_0^* es constante a lo largo de cada segmento $[r_{i-1}, r_i]$, lo cual implica, de acuerdo a (3.12), que A y Z_e están relacionadas por una ley de potencias. Más específicamente, dentro de cada segmento $[r_{i-1}, r_i]$ se expresa el perfil de la atenuación específica $A(r)$ [Ec. (3.20)] como una función del perfil de la Z_a observada y del valor de A en el límite r_i .

4.1.1. Escenario de Partición

Como se mencionó anteriormente, ZPHI[®] asume que N_0^* es constante a lo largo de cada segmento $[r_{i-1}, r_i]$ de la partición. En realidad, N_0^* es un parámetro altamente variable, sujeto a saltos que reflejan cambios en los procesos microfísicos (Waldvogel, 1974) tales como la transición entre lluvia “estratiforme” y “convectiva”. Webster & Lukas (1992), y Testud et al. (2001) confirmaron los distintos comportamientos de

N_0^* de acuerdo al tipo de lluvia. Sin embargo, esta variabilidad se produce esencialmente de evento a evento. Luego de separar lluvia convectiva y estratiforme, dentro de un evento particular la variabilidad de N_0^* es mucho más moderada.

El escenario de partición utilizado por Le Bouar et al. (2001) está basado en las siguientes aproximaciones:

- 1) Para cada rayo, se aplica el algoritmo sobre el perfil total de $[Z_a(r), \Phi_{dp}(r)]$, lo cual permite obtener una primera aproximación de $R_1(r)$.
- 2) Se realiza una clasificación del tipo de precipitación a lo largo del rayo usando el criterio simple de Testud et al. (2001). Esto es, si $R_1(r) < R_{th}$ en el rango r_0 y en los rangos adyacentes desde $r_0 - \Delta r$ a $r_0 + \Delta r$, la lluvia en el rango r_0 se clasifica como estratiforme; de otro modo, la misma es convectiva. R_{th} es un umbral arbitrario y Δr representa el “radio de influencia” de una celda convectiva. Le Bouar et al. (2001) consideraron $R_{th} = 5 \text{ mm h}^{-1}$ y $\Delta r = 3 \text{ km}$.
- 3) Cualquier segmento convectivo definido por 2) eventualmente es resegmentado si incluye más de una celda convectiva. Los límites de esta nueva segmentación se eligen donde $R_1(r)$ es mínimo. Esta nueva segmentación se realiza solo si los $\Delta\Phi^{(i)}$ s son mayores a 6° .
- 4) Dentro de cada segmento ya definido, se vuelve a aplicar el algoritmo. El modelo inverso [definido por (3.12), (3.13), y (3.14)] se ajusta de acuerdo a la temperatura correspondiente al punto medio del segmento.

Es importante notar que el algoritmo es muy robusto con respecto al escenario de segmentación. Su salida no es sensible a los valores elegidos arbitrariamente de los parámetros R_{th} y Δr .

4.1.2. Corrección de Z_{dr}

En la banda C, la atenuación diferencial a lo largo de la trayectoria tiende a inducir valores negativos en Z_{dr} (debido a que la onda polarizada horizontalmente es más atenuada que la polarizada verticalmente). Estos valores negativos se potencian luego de atravesar una celda de lluvia convectiva. Por este motivo, antes de utilizar Z_{dr} para mejorar una estimación de precipitación o dentro de un escenario de clasificación microfísico, es esencial corregir este parámetro por atenuación diferencial. La Z_{dr} “verdadera” puede expresarse como una función de la Z_{dr_a} “aparente”, observada por el radar, como:

$$Z_{dr}(r) = Z_{dr_a}(r) \exp \left[0.46 \int_0^r A_{dp}(s) ds \right], \quad (4.1)$$

donde A_{dp} es la atenuación diferencial específica entre H y V en dB km^{-1} .

La relación entre A_{dp} y A también está especificada por el modelo inverso:

$$A_{dp}/N_0^* = p(A/N_0^*)^q. \quad (4.2)$$

Los coeficientes p y q están dados en la Tabla 3.1d. Entonces, luego de aplicar el algoritmo ZPHI[®], A_{dp} puede estimarse en cualquier rango a partir de los parámetros A y N_0^* recuperados, lo cual permite calcular la integral en (4.1).

4.1.3. Control de Calidad

El modelo inverso especifica el perfil de $K_{dp}(r)$ asociado con $A(r)$ recuperada a partir de ZPHI[®] [Ec. (3.13)]. De aquí, puede obtenerse un perfil “teórico” de Φ_{dp} [denotado $\Phi_{dp}^{th}(r)$] a lo largo de cualquier trayectoria de integración $[r_i, r_{i+1}]$ como:

$$\Phi_{dp}^{th}(r) = \Phi_{dp}(r_i) + 2 \int_{r_i}^r K_{dp}(s) ds = \Phi_{dp}(r_i) + 2\alpha \int_{r_i}^r (N_0^*)^{1-\beta} A^\beta(s) ds. \quad (4.3)$$

Es importante resaltar que $\Phi_{dp}^{th}(r_{i+1}) = \Phi_{dp}(r_{i+1})$ en (4.3). De esta manera, $\Phi_{dp}^{th}(r)$ constituye una interpolación óptima de Φ_{dp} entre r_i y r_{i+1} , consistente con el perfil de $Z_a(r)$.

Las diferencias entre el Φ_{dp} teórico y el “medido” se deben principalmente a: (i) incerteza estadística en Φ_{dp} (incluyendo el ruido térmico); (ii) bias en la medición de Φ_{dp} debido a los lóbulos laterales de la antena; (iii) inadecuación del modelo inverso debido a la presencia de hidrometeoros distintos a lluvia; (iv) efecto de retrodispersión (δ) en el cambio de fase, afectando Φ_{dp} pero no incluido en el modelo para obtener Φ_{dp}^{th} ; y (v) elección inapropiada de los límites de segmentación.

El ruido térmico en Φ_{dp} incrementa rápidamente cuando la relación señal sobre ruido (SNR) se encuentra por debajo de los 0 dB, por lo que el control de calidad debería restringirse a los datos con SNR > 0 dB. Los bias debidos a los lóbulos laterales de la antena se esperarían en regiones con altos gradientes de reflectividad. Una elección inapropiada de los límites de segmentación r_i s induce a estimaciones inadecuadas de los $\Delta\Phi_i$ s, lo cual impacta en el perfil total de Φ_{dp}^{th} , y por supuesto, en los de A y R .

La segmentación es inapropiada cuando uno (o varios) de los r_i s cae donde el valor de la reflectividad radar Z_e es elevado (riesgo de cambio de fase de retrodispersión alto), donde Z_e es muy bajo (predomina el ruido térmico en Φ_{dp}), o donde Z_e muestra importantes gradientes (riesgo de bias debido a los lóbulos laterales de la antena). El escenario de partición de Le Bouar et al. (2001) fue construido para evitar dichas situaciones. Además, el hecho de que δ sea despreciable en cualquiera de los límites debe ser chequeado inspeccionando la Z_{dr} recuperada. Si se selecciona un límite donde δ es significativo, siempre es posible resolver el problema de inversión de manera iterativa, esto es, realizar una primera aplicación de ZPHI[®] ignorando δ , luego calcular δ a partir de Z_{dr} , corregir $\Delta\Phi$ por δ y usarlo en la próxima aplicación de ZPHI[®].

4.2. Algoritmo 2: Bringi et al. (2001)

4.2.1. Método Autoconsistente ZPHI[®]

La extensión autoconsistente del método ZPHI[®] propuesta por Bringi et al. (2001) no asume a priori un valor constante para γ en la Ec. (3.17), sino que consi-

dera que γ pertenece a un rango predeterminado $(\gamma_{min}, \gamma_{max})$, que establece valores límites inferior y superior. Los mismos pueden obtenerse a partir de simulaciones de dispersión para un rango de temperatura dado (Jameson, 1992). Para cada γ se calcula un cambio de fase diferencial “construido” de la siguiente manera:

$$\Phi_{dp}^c(r, \gamma) = 2 \int_{r_0}^r \frac{A_H(s, \gamma)}{\gamma} ds; \quad \gamma_{min} \leq \gamma \leq \gamma_{max} \quad (4.4)$$

donde $A_H(s, \gamma)$ se obtiene de (3.20) para cada valor de γ . Se selecciona el γ óptimo que minimiza la diferencia entre los perfiles de rango Φ_{dp}^c y la versión filtrada (Φ_{dp}^{filt}) correspondiente al Φ_{dp} medido sobre el rango (r_0, r_m) referido a la Figura 4.1.

$$Error = \sum_{j=1}^N |\Phi_{dp}^{filt}(r_j) - \Phi_{dp}^c(r_j, \gamma)| \quad (4.5)$$

donde $r_1 \equiv r_0$ y $r_N \equiv r_m$.

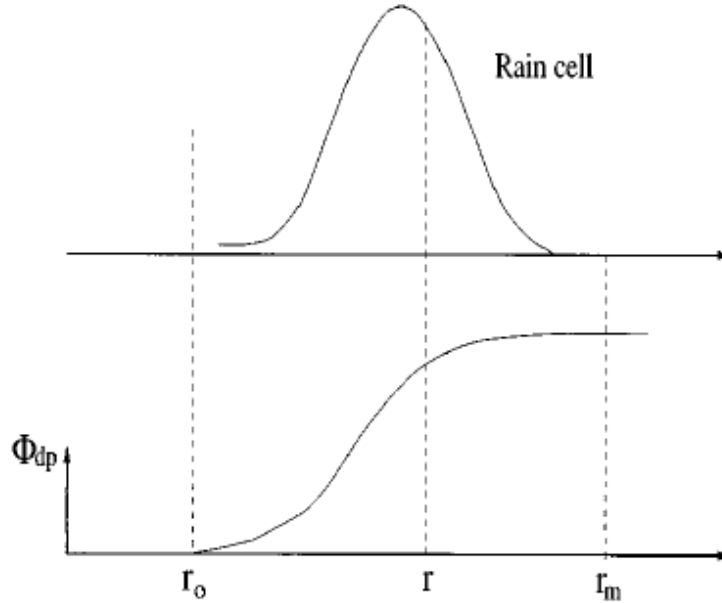


Figura 4.1: Ilustración relacionada al método ZPHI[®]. Los rangos r_0 , r , y r_m se muestran relativos a una celda de lluvia idealizada y al perfil de rango de Φ_{dp} .

Notar que el método estándar ZPHI[®] con un valor de γ a priori fijo restringiría solo el valor final de Φ_{dp} , mientras que el método iterativo con un γ óptimo, tendería a obtener el “mejor” perfil de $A_H(r)$ tal que el Φ_{dp}^c construido estaría de acuerdo con el Φ_{dp} medido. De la teoría, $A_H(r)$ está linealmente relacionada con K_{dp} para la banda C y el coeficiente γ no depende de N_0 .

En la práctica, un valor óptimo de γ que minimice el error en (4.5) no existirá siempre, particularmente cuando $\Delta\Phi_{dp}(r_0, r_m) \leq 30^\circ$, en cuyo caso puede elegirse el valor más probable dentro del rango $(\gamma_{min}, \gamma_{max})$ (esto es, $\gamma = 0.08$). La probabilidad de encontrar un γ óptimo incrementa sustancialmente cuando $\Phi_{dp}(r_0, r_m) > 30^\circ$.

4.2.2. Método Autoconsistente para la Corrección de Z_{dr}

Antes de corregir la Z_{dra} debe estimarse el perfil de la atenuación diferencial específica (A_{dp}). La ecuación de corrección puede escribirse como:

$$Z_{dr}(r) = Z_{dra}(r) + 2 \int_{r_0}^r A_{dp}(s) ds. \quad (4.6)$$

A pesar de que la relación lineal $A_{dp} = \beta K_{dp}$ con β fijo fue sugerida como método de corrección en Bringi et al. (1990) y Holt (1988), no se impuso ninguna restricción sobre el valor final de Z_{dr} en el rango r_m donde presumiblemente Z_{dr} tiende a cero debido a que se esperaría la presencia de pequeñas gotas (aproximadamente esféricas). El uso a priori de un β fijo y sin restricción sobre $Z_{dr}(r_m)$ es una desventaja de este simple método. Simulaciones muestran que la relación $A_{dp} - K_{dp}$ no es muy lineal ya que su exponente (en la banda C) varía entre 1.18 y 1.25 [Jameson (1992)].

Para abordar este problema, Smyth & Illingworth (1998) propusieron un método donde los efectos acumulativos de la atenuación diferencial causados por celdas de fuertes lluvias a lo largo de la trayectoria de propagación, frecuentemente resultan en valores de $Z_{dra}(r_m)$ negativos. Asumiendo que la $Z_{dr}(r_m)$ intrínseca es igual a 0 dB (gotas esféricas), y que la trayectoria integrada de atenuación diferencial es $\Delta Z_{dr}(r_m)$

$$\Delta Z_{dr}(r_m) = Z_{dra}(r_m) - Z_{dr}(r_m) \approx Z_{dra}(r_m) \quad (4.7)$$

$$= -\beta[\Phi_{dp}(r_m) - \Phi_{dp}(r_0)]. \quad (4.8)$$

Luego, puede obtenerse una estimación de β como

$$\hat{\beta} = \frac{|Z_{dra}(r_m)|}{[\Phi_{dp}(r_m) - \Phi_{dp}(r_0)]}. \quad (4.9)$$

La atenuación diferencial específica $A_{dp}(r)$ en cada rango a lo largo de la trayectoria de propagación puede estimarse de la siguiente manera:

$$\hat{A}_{dp}(r) = \hat{\beta} K_{dp}(r) \quad (4.10)$$

$$\hat{A}_{dp}(r) = \frac{|Z_{dra}(r_m)|}{[\Phi_{dp}(r_m) - \Phi_{dp}(r_0)]} K_{dp}(r). \quad (4.11)$$

Notar que $\hat{\beta}$ puede variar de rayo a rayo en este método. En esencia, este método de corregir la Z_{dra} medida usa la restricción de que la Z_{dr} intrínseca sobre r_m de una celda de lluvia intensa debería tender a 0 dB, condiciones representativas de llovizna suave. Si no se puede establecer esta restricción, $\hat{\beta}$ debe estimarse como

$$\hat{\beta} = \frac{|Z_{dra}(r_m) - Z_{dr}(r_m)|}{[\Phi_{dp}(r_m) - \Phi_{dp}(r_0)]} = \frac{|\Delta Z_{dr}(r_m)|}{[\Phi_{dp}(r_m) - \Phi_{dp}(r_0)]} \quad (4.12)$$

donde el valor intrínseco de $Z_{dr}(r_m)$ debe establecerse mediante otras restricciones físicas. Notar que $\Delta Z_{dr}(r_m) = Z_{dra}(r_m) - Z_{dr}(r_m)$ debe ser negativo en (4.12) debido a que las gotas oblatas solo pueden causar A_{dp} positivos (o $A_H > A_V$).

El método autoconsistente para corregir Z_{dr} propuesto por Bringi et al. (2001) asume que la Z_{aH} medida primero ha sido corregida por el método autoconsistente ZPHI[®]. De esta manera, el valor intrínseco de $Z_H(r_m)$ se encuentra disponible. Se asume que $Z_{dr}(r_m)$ puede estimarse a partir de $Z_H(r_m)$ al menos en sentido promedio. Dicha relación promedio puede basarse en simulaciones de dispersión utilizando distribuciones de tamaños de gotas medidas o asumiendo un modelo gamma para $N(D)$. Bringi et al. (2001) adoptaron la $N(D)$ medida por Joss & Waldvogel (1967) durante el SCSMEX para llegar a:

$$\bar{Z}_{dr}(r_m) = \begin{cases} 0; & \bar{Z}_H(r_m) \leq 20dBZ \\ 0.048\bar{Z}_H(r_m) - 0.774; & 20 < \bar{Z}_H(r_m) \leq 45dBZ \end{cases} \quad (4.13)$$

válida para la banda C. Las barras sobre Z_{dr} y Z_H se refieren a valores promedio.

Debido a que el procedimiento de corrección se realiza a partir de un solo rayo, es posible examinar manualmente los datos y preseleccionar r_m sobre el límite lejano de la celda de lluvia donde $\bar{Z}_H(r_m) < 20$ dBZ y $Z_{dr}(r_m) = 0$ dB. Para una aplicación en tiempo real, r_m debe determinarse automáticamente para cada rayo basado en un algoritmo que detecte el fin del segmento con datos “buenos” sobre el límite lejano de la celda de lluvia [ver Hubert et al. (1998), Apéndice A]. Generalmente, Z_H disminuye rápidamente más allá de r_m por lo que $\bar{Z}_H(r_m) < 45$ dBZ, y $\bar{Z}_{dr}(r_m)$ puede estimarse usando (4.13).

El método de corrección comienza con la primera estimación del perfil de rango A_{dp} asumiendo que está linealmente relacionada con $A_H(r, \gamma_{opt})$:

$$A_{dp}(r, \beta) = \frac{\beta}{\gamma_{opt}} A_H(r, \gamma_{opt}). \quad (4.14)$$

donde $A_H(r, \gamma_{opt})$ se obtiene primero usando el método autoconsistente ZPHI[®]. El valor inicial de β se obtiene de (4.12), y luego (4.14) se usa en (4.6) para obtener una primera aproximación del perfil de rango de $Z_{dr}(r, \beta)$. La existencia de gotas “gigantes” a lo largo del rayo es detectada utilizando la fase diferencial de retrodispersión [Hubbert & Bringi (1995)], y A_{dp} se incrementa localmente usando el escenario empírico sugerido en [Carey et al. (2000)]. Con esta primera aproximación de A_{dp} , la primera estimación de $\hat{Z}_{dr}(r_m, \beta)$ está dada por:

$$\hat{Z}_{dr}(r_m, \beta) = Z_{dra}(r_m) + \frac{2\beta}{\gamma_{opt}} \int_{r_0}^{r_m} A_H(s, \gamma_{opt}) ds. \quad (4.15)$$

Esta primera estimación de $\hat{Z}_{dr}(r_m, \beta)$ se compara con $\bar{Z}_{dr}(r_m)$ dado en (4.13). Si $\hat{Z}_{dr}(r_m, \beta)$ es mayor que el valor de restricción, la atenuación diferencial acumulativa fue sobre-predicha y el próximo valor de β en (4.14) se ajustará a un valor inferior, repitiéndose los pasos (4.14) y (4.15) hasta encontrar un β óptimo que resulte en $\hat{Z}_{dr}(r_m, \beta) - \bar{Z}_{dr}(r_m)$ menor que la tolerancia preseleccionada (esto es, 0.2 dB). Si la atenuación diferencial acumulativa es sub-predicha [$\hat{Z}_{dr}(r_m, \beta) < \bar{Z}_{dr}(r_m)$], el valor de β podrá incrementarse sucesivamente en (4.14) hasta encontrar un β óptimo. La Figura 4.2 ilustra esquemáticamente este procedimiento de ajuste para el caso donde β inicial genera una “sobre corrección”. Una vez que se estima el β óptimo, la Z_{dr} final corregida en cada rango se obtiene de

$$\hat{Z}_{dr}(r, \beta_{opt}) = Z_{dra}(r) + 2 \frac{\beta_{opt}}{\gamma_{opt}} \int_{r_0}^r A_H(s, \gamma_{opt}) ds. \quad (4.16)$$

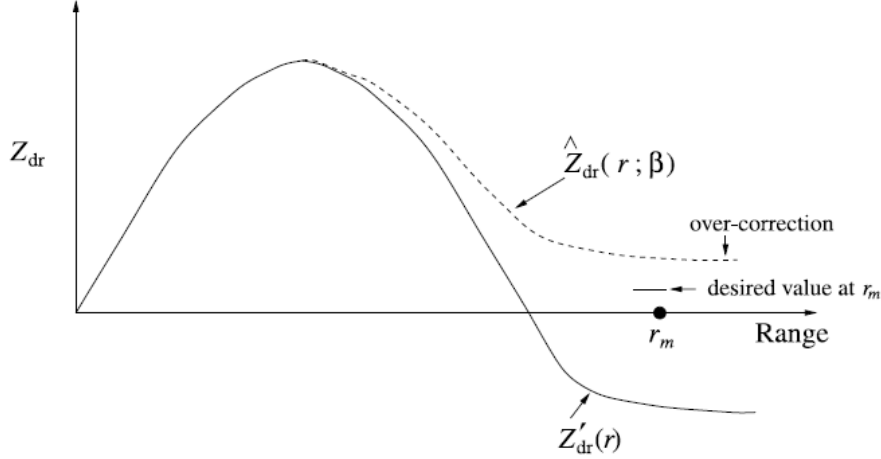


Figura 4.2: Ilustración relativa a la estimación de un β óptimo en (4.15).

4.3. Algoritmo 3: Ryzhkov et al. (2007)

La primera técnica polarimétrica de corrección por atenuación de Z y Z_{dr} fue sugerida por Bringi et al. (1990). De acuerdo a esta metodología las diferencias de Z y Z_{dr} se estiman de las siguientes fórmulas:

$$\Delta Z = \alpha \Phi_{dp} \quad (4.17)$$

$$\Delta Z_{dr} = \beta \Phi_{dp} \quad (4.18)$$

donde los coeficientes α y β se suponen constantes.

Ryzhkov et al. (2006) sugirieron otra modificación del escenario ZPHI[®] para la banda C en la que se asume que α es altamente variable en las “hotspots”, las cuales contienen grandes gotas y/o granizo. Fuera de estas celdas α toma el valor de la constante climatológica α_0 . La “celda de hotspot” se identifica donde el factor de reflectividad corregido por atenuación de acuerdo a (4.17) con $\alpha = \alpha_0$ excede los 45 dBZ, y el coeficiente de correlación cruzada ρ_{HV} es superior a 0.8 para un número de localizaciones de rango consecutivas que se extiendan hasta al menos 2 km. Se asume que en la hotspot $\alpha = \alpha_0 + \Delta\alpha$, donde $\Delta\alpha$ se determina a partir de un proceso iterativo.

Se calculan los perfiles de rango de la atenuación específica A_H parametrizados por $\Delta\alpha$:

$$A_H(r, \Delta\alpha) = \frac{[Z_H(r)]^b [10^{0.1bC} - 1]}{I(r_0, r_m) + [10^{0.1bC} - 1] I(r, r_m)}, \quad (4.19)$$

donde

$$C = \alpha_0 \Delta \Phi_{dp}(r_0, r_m) + \Delta \alpha \Delta \Phi_{dp}(HS), \quad (4.20)$$

$I(r_0, r_m)$ e $I(r, r_m)$ se calculan a partir de la Ec. (3.16), $b = 0.8$ y Z_H es la reflectividad medida (sin corregir) expresada en unidades lineales. En (4.20), $\Delta \Phi_{dp}(r_0, r_m)$ es el incremento total en Φ_{dp} donde ocurre la atenuación a lo largo del rayo, y $\Delta \Phi_{dp}(HS)$ es la parte del incremento total de Φ_{dp} atribuida a las celdas de hotspots.

Como se mencionó anteriormente, el parámetro $\Delta \alpha$ se define a partir de un proceso iterativo, incrementando $\Delta \alpha$ hasta que se cumpla la siguiente condición:

$$\int_{OHS} A_H(s, \Delta \alpha) ds = \frac{\alpha_0}{2} \Delta \Phi_{dp}(OHS), \quad (4.21)$$

donde la integración se realiza sobre los bins fuera de las hotspots (OHS) y

$$\Delta \Phi_{dp}(OHS) = \Delta \Phi_{dp}(r_0, r_m) - \Delta \Phi_{dp}(HS) \quad (4.22)$$

Finalmente, el factor de reflectividad corregido se expresa como

$$Z_H^{(c)}(r) = Z_H(r) + 2 \int_{r_0}^r A_H(s, \Delta \alpha) ds \quad (4.23)$$

donde Z_H está en dBZ y $A_H(s, \Delta \alpha)$ es el perfil de la atenuación específica determinado en (4.21).

Similarmente, se asume que en la hotspot $\beta = \beta_0 + \Delta \beta$, esto significa que la relación A_{dp}/K_{dp} es variable. El bias de Z_{dr} en el lado lejano del intervalo de atenuación a lo largo del rayo del radar se determina como sigue:

$$\Delta Z_{dr}(r) = 2 \int \beta(s) K_{dp}(s) ds = \beta_0 \Phi_{dp}(r) + \Delta \beta \Delta \Phi_{dp}(HS), \quad (4.24)$$

donde

$$\Delta \beta = \frac{Z_{dr}^{(th)} - \min(Z_{dr}(r, \beta_0))}{\Delta \Phi_{dp}(HS)} \quad (4.25)$$

y

$$Z_{dr}(r, \beta_0) = Z_{dr}(r_0) + \beta_0 \Phi_{dp}(r). \quad (4.26)$$

El parámetro $\Delta \beta$ se determina de tal manera que el valor mínimo corregido de Z_{dr} en las celdas de hotspots es igual a $Z_{dr}^{(th)} = 0.1 - 0.2$ dB.

Capítulo 5

Resultados y Análisis

5.1. Resultados obtenidos por Le Bouar et al. (2001)

Para validar su algoritmo, Le Bouar et al. (2001) lo han aplicado a un mes de datos (Enero de 1998) recolectados por el radar polarimétrico C-POL que opera cerca de Darwin, Australia. Las características específicas de este radar de banda C se resumen en la Tabla 5.1 (para más detalles, ver Keenan et al., 1998).

En particular, la Figura 5.1 ilustra su aplicación a un rayo que se encuentra a 1.6° de elevación, y a través del cual se muestrea lluvia convectiva. A dicha elevación, el rayo del radar alcanza 4.2 km de altura (centro del rayo) o 5.2 km de altura (límite superior del rayo) a un rango de 120 km, mientras que el nivel de congelación para enero en Darwin se encuentra cercano a los 5 km de altura. De esta manera, excepto por la posible presencia de granizo en algunas celdas convectivas, se espera que la lluvia sea muestreada en un rango de 120 km. La línea fina en la Figura 5.1a muestra el perfil de Z_a y la línea gruesa el de Z_e (corregida por atenuación) a lo largo del rayo. Además, esta figura ilustra claramente lo significativo que puede ser la atenuación a lo largo de la trayectoria: a 118 km de rango, Z_a es subestimada por 15 dBZ con respecto a Z_e .

La Figura 5.1b ilustra la capacidad que tiene ZPHI[®] para corregir por atenuación la Z_{dr} observada. En esta instancia en particular, la corrección diferencial alcanza los 2 dB en el rango más lejano. Tal corrección es necesaria para la explotación práctica de Z_{dr} en la estimación de la tasa de precipitación o en la clasificación de hidrometeoros para la banda C. En la Figura 5.1c se muestran superpuestos $\Phi_{dp}^{(th)}(r)$ [Ec. (4.3); línea gruesa] y $\Phi_{dp}(r)$ (línea fina). El perfil de la tasa de precipitación $R(r)$ obtenido a partir de la combinación de $A(r)$ y N_0^* a través de (3.14) se muestra en la Figura 5.1d, junto con la “estimación clásica” (obtenida como resultado de la relación $R - Z_e$ con N_0^* fijo, definida en la Tabla 3.2a, aplicada a la reflectividad “aparente” Z_a sin tener en cuenta la atenuación).

La Figura 5.2 muestra que ZPHI[®] también opera correctamente en lluvia estratiforme. En este caso la atenuación integrada es mucho más débil (alcanzando 3 dBZ en el rango lejano). Pero incluso con la corrección por atenuación, la recuperación mediante ZPHI[®] resulta en una tasa de precipitación más pequeña que la estimación clásica. Esto se debe al ajuste de N_0^* por ZPHI[®].

Tabla 5.1: Especificaciones del radar C-POL.

	Características de C-POL
Tamaño de la antena	4.2 m
Ancho del haz	1°
Radomo	No
Longitud de onda	5.35 cm
Ancho de pulso	1 μ s
PRF	1000 Hz
Variables medibles	$Z_H, Z_{dr}, \rho_{HV}, \Phi_{dp}, V_r, \sigma_v$
Resolución en rango	300 m
Estrategia de muestreo	Cónica (17 elevaciones desde 0.5° hasta 42.2°)
Muestreo en azimuth	1.45°
Capacidad Doppler	Sí

5.1.1. Validación de ZPHI[®] a partir de datos de pluviómetros

Esta sección describe y aplica un procedimiento para comparar las tasas de precipitación recuperada por ZPHI[®] y observada por la red de pluviómetros en las cercanías de Darwin. Dicha red, consiste en 25 pluviómetros esparcidos dentro de un radio de 150 km (ver Figura 5.3). La operación del radar C-POL consiste en el escaneo de volúmenes, 360° en azimuth, y desde 0.5° hasta 42.2° en elevación; el ciclo completo requiere 12 minutos. Para esta comparación, Le Bouar et al. (2001) consideraron los datos de radar correspondientes al segundo ángulo de elevación únicamente (1.6°). Esto se debe a que, si bien el ángulo más bajo (0.5°) es el más apropiado para comparar con los datos de pluviómetros, la recuperación de N_0^* no será confiable debido a los efectos de bloqueo del rayo (los cuales no afectan la recuperación de A pero sí la de Z_e). Como se mencionó anteriormente, en enero en Darwin, con una elevación de 1.6°, el rayo del radar permanece por debajo de la isoterma de 0°C siempre que el rango sea menor a 120 km. Con esta restricción, sólo se utilizarán 19 de los 25 pluviómetros pertenecientes a la red.

Para realizar la comparación, es necesario tener en cuenta las características de muestreo diferentes del radar meteorológico y de la red de pluviómetros.

- 1) *Resolución en espacio y tiempo:* con un pluviómetro, el área de recolección es muy pequeña, pero el tiempo de integración es grande (típicamente de 1 min); con el radar, cada medición es cuasi instantánea (cada muestra se recolecta en 0.12 seg), pero el volumen de muestreo es grande (típicamente 0.1 km³).
- 2) *Estrategia de muestreo:* en la red de pluviómetros, el muestreo es continuo en tiempo, pero discontinuo en el espacio (espaciado típico en la red de 20 km; ver Figura 5.3); para el radar, el muestreo es continuo en el espacio pero discontinuo en el tiempo (el tiempo de revisita es 12 min).
- 3) *Representación:* el radar mide precipitación a una determinada altura y los pluviómetros sobre la tierra; durante su caída, la precipitación puede desviar-

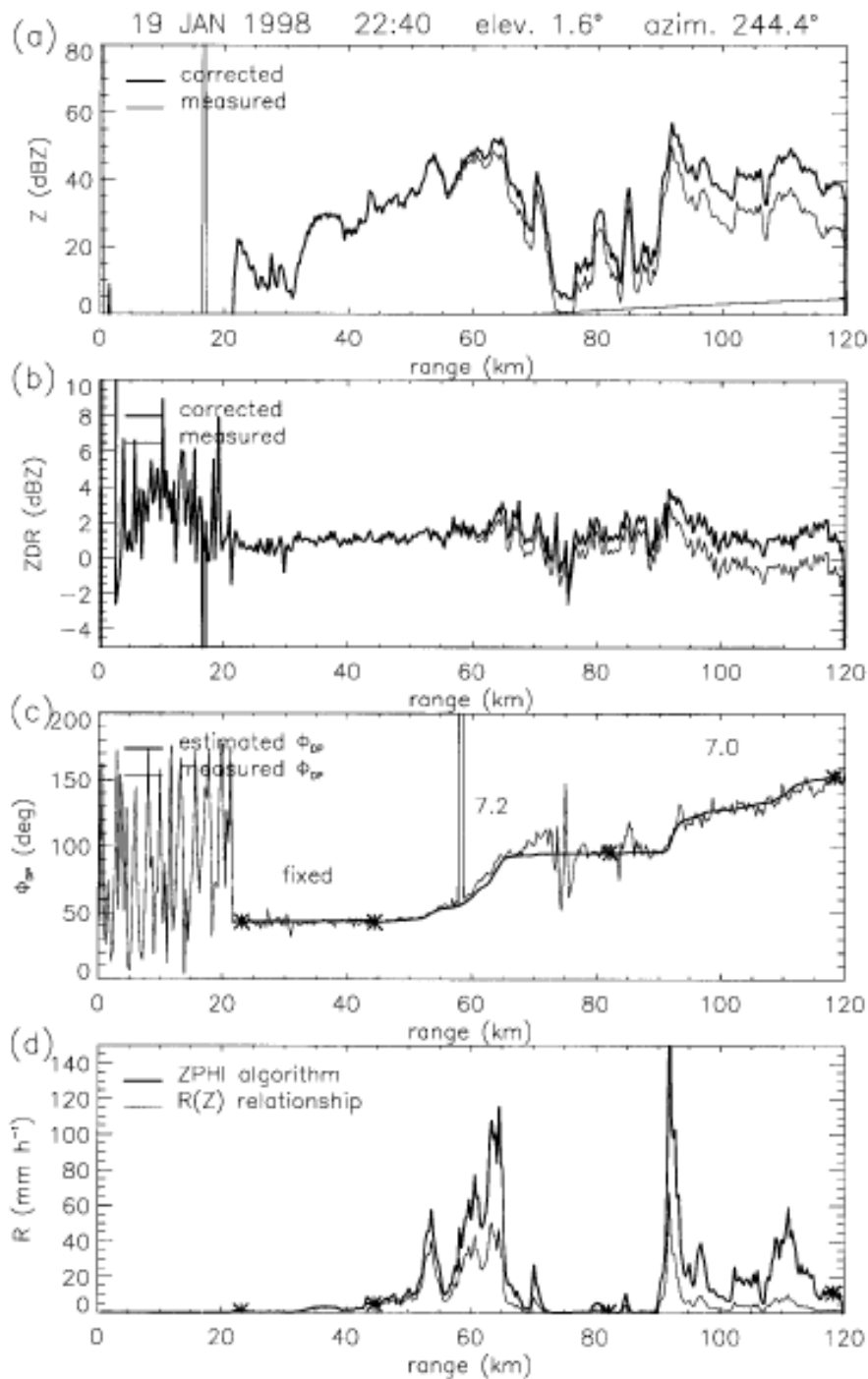


Figura 5.1: Para el caso de lluvia convectiva, se muestran los perfiles a lo largo del rayo del radar de (a) reflectividad aparente medida Z_a (línea fina) y reflectividad equivalente corregida Z_e (línea gruesa); (b) reflectividad diferencial medida Z_{dr_a} (línea fina) y la correspondiente Z_{dr} corregida (línea gruesa); (c) cambio de fase diferencial Φ_{dp} , medido (línea fina) y el modelo ajustado (línea gruesa); (d) tasas de precipitación recuperadas a partir de la estimación clásica $R(Z_a)$ (línea fina) y de ZPHI[®] (línea gruesa). Las líneas verticales en (a) y (c) se deben a saltos causados por el proceso de adquisición y se tratan como puntos espurios en ZPHI[®].

se horizontalmente con el viento; también puede evaporarse parcialmente en

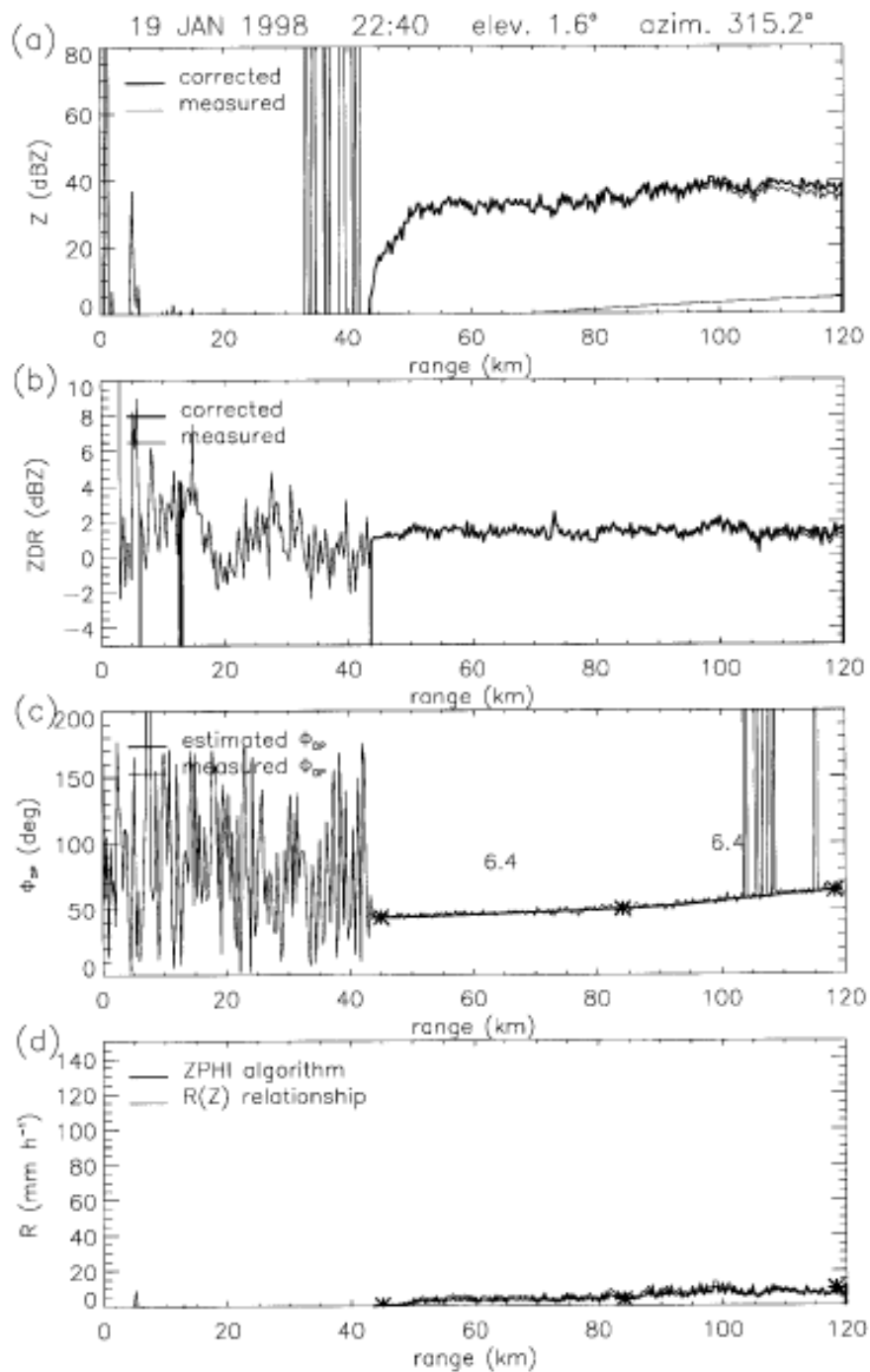


Figura 5.2: Igual que en la Figura 5.1 pero para el caso estratiforme.

ambientes de aire seco o aumentar debido a la recolección de agua de los niveles bajos de las nubes. Este problema general de representatividad en la comparación entre datos de pluviómetros y radar fue tratado en profundidad por Kitchen & Blackhall (1992) y por Anagnostou et al. (1999).

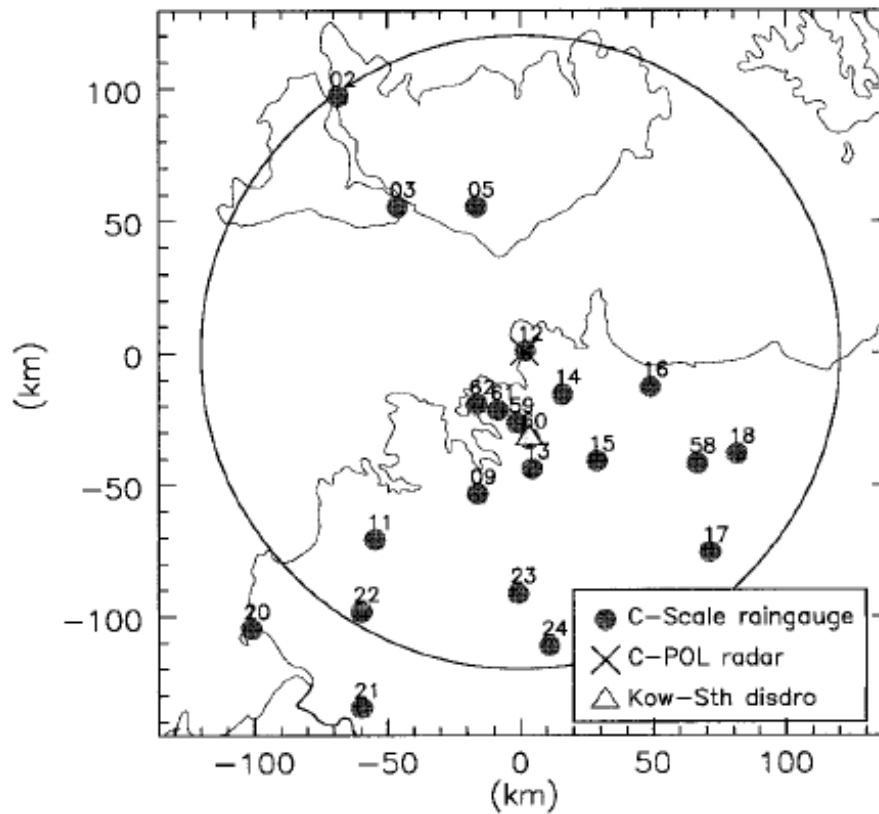


Figura 5.3: Red de pluviómetros esparcidos alrededor del radar C-POL, dentro de un área de 120 km de radio. También se muestra la posición del disdrómetro Kowandi South.

Protocolo de comparación

El protocolo de comparación considerado por Le Bouar et al. (2001) incluye los dos filtrados, espacial y temporal.

Para cada pluviómetro, la tasa de precipitación obtenida a partir del radar se promedia horizontalmente dentro de un círculo de 2 km de radio. La distancia de 2 km aproxima la escala de la desviación horizontal asociada con la caída de precipitación desde 1 km de altura bajo la acción de un viento de 10 m s^{-1} .

También se empleó el filtrado temporal para compensar la diferencia entre el tiempo de revisita del radar (12 min), y la tasa de muestreo de 1 min del pluviómetro (para más detalle, ver Le Bouar et al., 2001).

Se obtuvieron tres estimaciones a partir del radar para el i -ésimo pluviómetro:

- 1) la recuperación ZPHI[®] ($\overline{R_{ZPHI}^{(i)}}$);
- 2) el resultado de la relación $R(A)$ de la Tabla 3.1b, pero con el valor de N_0^* fijado a Marshall-Palmer ($\overline{R_{ATT}^{(i)}}$); y
- 3) la estimación clásica como por ejemplo, la relación estándar $R - Z_e$ aplicada a Z_a ignorando la atenuación a lo largo de la trayectoria ($\overline{R_{CLASS}^{(i)}}$).

Comparación punto por punto

La Figura 5.4a es un gráfico de scattering que representa la comparación punto por punto entre $\overline{R_{ZPHI}^{(i)}}$ y $\overline{G^{(i)}}$, siendo $\overline{G^{(i)}}$ la estimación filtrada del pluviómetro, cubriendo siete días lluviosos durante enero de 1998 para varios tiempos disponibles y sitios de pluviómetros. Las Figuras 5.4b y 5.4c muestran un gráfico de scattering similar pero entre $\overline{R_{ATT}^{(i)}}$ y $\overline{G^{(i)}}$, y entre $\overline{R_{CLASS}^{(i)}}$ y $\overline{G^{(i)}}$, respectivamente.

La Figura 5.4c confirma que la estimación clásica de la tasa de precipitación radar es afectada fuertemente con respecto a los pluviómetros: la pendiente del ajuste lineal es 0.37 (lo que significa que, en promedio, la estimación clásica $\overline{R_{CLASS}^{(i)}}$ solo es el 37 % de la estimación de pluviómetros $\overline{G^{(i)}}$). El uso de la estimación $R(A)$ con N_0^* fijo de Marshall-Palmer reduce sensiblemente el bias. La pendiente incrementa a 0.58, indicando una mejora con respecto a la estimación clásica. Con la estimación ZPHI® la pendiente salta a 0.84. Esto demuestra que tanto la corrección por atenuación como el ajuste de N_0^* son críticos para recuperar una buena estimación de la tasa de precipitación para la banda C.

Otra característica estadística importante es la mejora del “coeficiente de correlación lineal” desde la Figura 5.4c a la 5.4a: $\rho = 0.871$ con la estimación clásica; $\rho = 0.904$ con la estimación $R(A)$ con N_0^* fijo; $\rho = 0.918$ con ZPHI®. Este incremento en ρ con $\overline{R_{ATT}^{(i)}}$ y $\overline{R_{ZPHI}^{(i)}}$ debe interpretarse como una reducción en la desviación estándar relativa (proporcional a $\sqrt{1/\rho^2 - 1}$) con respecto a la estimación clásica, del 20 % y 30 %, respectivamente.

5.2. Resultados de este Trabajo

El primer algoritmo que se utilizó fue el de Le Bouar et al. (2001), por lo que, para corroborar el correcto funcionamiento del mismo, se consiguieron los datos empleados en su trabajo, debido a que, como se detalló en la sección anterior, dichos autores ya han realizado la correspondiente validación. Por lo tanto, si se obtienen los mismos resultados, el algoritmo estaría validado de manera indirecta.

Una vez que se compruebe el funcionamiento del algoritmo, se aplicarán los métodos restantes (Bringi et al., 2001; Ryzhkov et al., 2007) a los mismos datos y se compararán los resultados obtenidos para los tres casos. Luego, se elegirá el que se considere más adecuado y se aplicará a datos locales obtenidos con el radar meteorológico perteneciente al INTA de la ciudad de Anguil (La Pampa), cuyas principales características se muestran en la Tabla 5.2. Posteriormente, se realizará la validación propiamente dicha, comparando la tasa de precipitación estimada por el radar y aquella dada por los pluviómetros que se encuentran ubicados en los alrededores del mismo.

5.2.1. Algoritmo 1

Se realizó un algoritmo basado en el trabajo de Le Bouar et al. (2001), y se lo aplicó a los mismos ángulos de elevación y azimuth (1.6° y 244.4° , y 1.6° y 315.2° , respectivamente) utilizados por ellos. Los resultados obtenidos se muestran en la

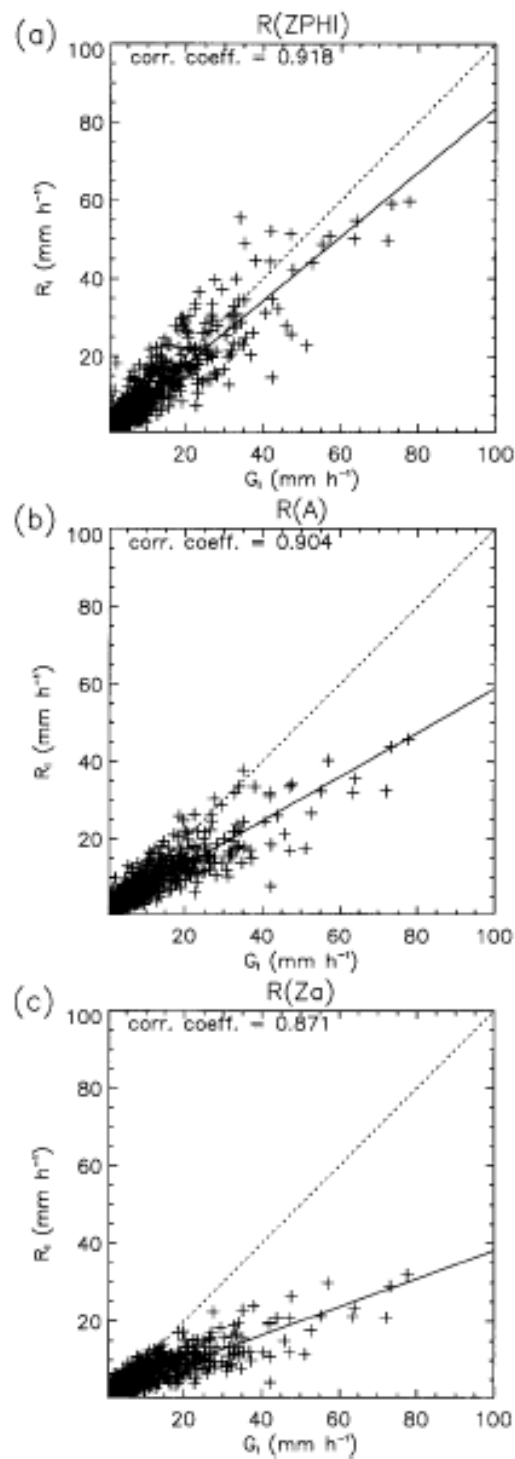


Figura 5.4: Comparación punto por punto de la tasa de precipitación dada por los pluviómetros ($G^{(i)}$) durante siete días de enero de 1998, con sus respectivas estimaciones obtenidas a partir del radar: (a) estimación ZPHI[®] ($R_{ZPHI}^{(i)}$), (b) relación $R - A$ con N_0^* fijo ($R_{ATT}^{(i)}$), (c) estimación clásica $R - Z_a$ ($R_{CLASS}^{(i)}$).

Figura 5.5 y 5.6, indicando una buena correspondencia con aquellos dados por Le Bouar et al. (2001) en la Figura 5.1 y 5.2.

Tabla 5.2: Especificaciones del radar meteorológico de Anguil, La Pampa.

	Características del radar de Anguil
Tamaño de la antena	4.5 m
Ancho del haz	1°
Radomo	Sí
Longitud de onda	5.35 cm
Ancho de pulso	0.5, 0.8, 2 μ s
PRF	1200 Hz
Variables medibles	$Z_H, Z_{dr}, \rho_{HV}, \Phi_{dp}, V_r, \sigma_v$
Resolución en rango	500 m
Estrategia de muestreo	Cónica (12 elevaciones desde 0.3° hasta 19.2°)
Muestreo en azimuth	1°
Capacidad Doppler	Sí

Notar que en ambas figuras los primeros tres perfiles obtenidos (Z_H vs. r , Z_{dr} vs. r , y Φ_{dp} vs. r) se corresponden perfectamente con los de Le Bouar et al. (2001). Solo se observa una pequeña diferencia en la estimación de la tasa de precipitación, siendo mayor para los cálculos realizados en este trabajo. Esto se le atribuye a que las particiones realizadas por el algoritmo a lo largo del rayo no serían las mismas en ambos trabajos, resultando en ajustes de valores de N_0^* distintos. Por este motivo, debido a que Z y Z_{dr} no dependen de este parámetro, sus perfiles coinciden exactamente.

5.2.2. Algoritmo 2

Se realizó el algoritmo basado en el trabajo de Bringi et al. (2001), y se lo aplicó a los mismos datos utilizados con el algoritmo 1. Los resultados obtenidos se muestran en las Figuras 5.7 y 5.8, limitados al caso de lluvia convectiva ya que es el que presenta mayor corrección y por lo tanto, el que mejor se logra apreciar. En este caso, también se observa una buena correspondencia con los resultados de LeBouar et al. (2001).

5.2.3. Algoritmo 3

Por último, se realizó el algoritmo basado en el trabajo de Ryzhkov et al. (2007), obteniendo los resultados mostrados en las Figuras 5.9 y 5.10.

5.2.4. Comparaciones y Selección

En esta sección se compararán los resultados obtenidos con los tres algoritmos empleados. Las Figuras 5.11 y 5.12 muestran los perfiles corregidos de Z_H y Z_{dr} respectivamente, superpuestos.

Se observa que las correcciones realizadas por los tres algoritmos, tanto para Z_H como para Z_{dr} son todas muy parecidas, indicando que cualquiera de ellos que se utilice generará buenos resultados.

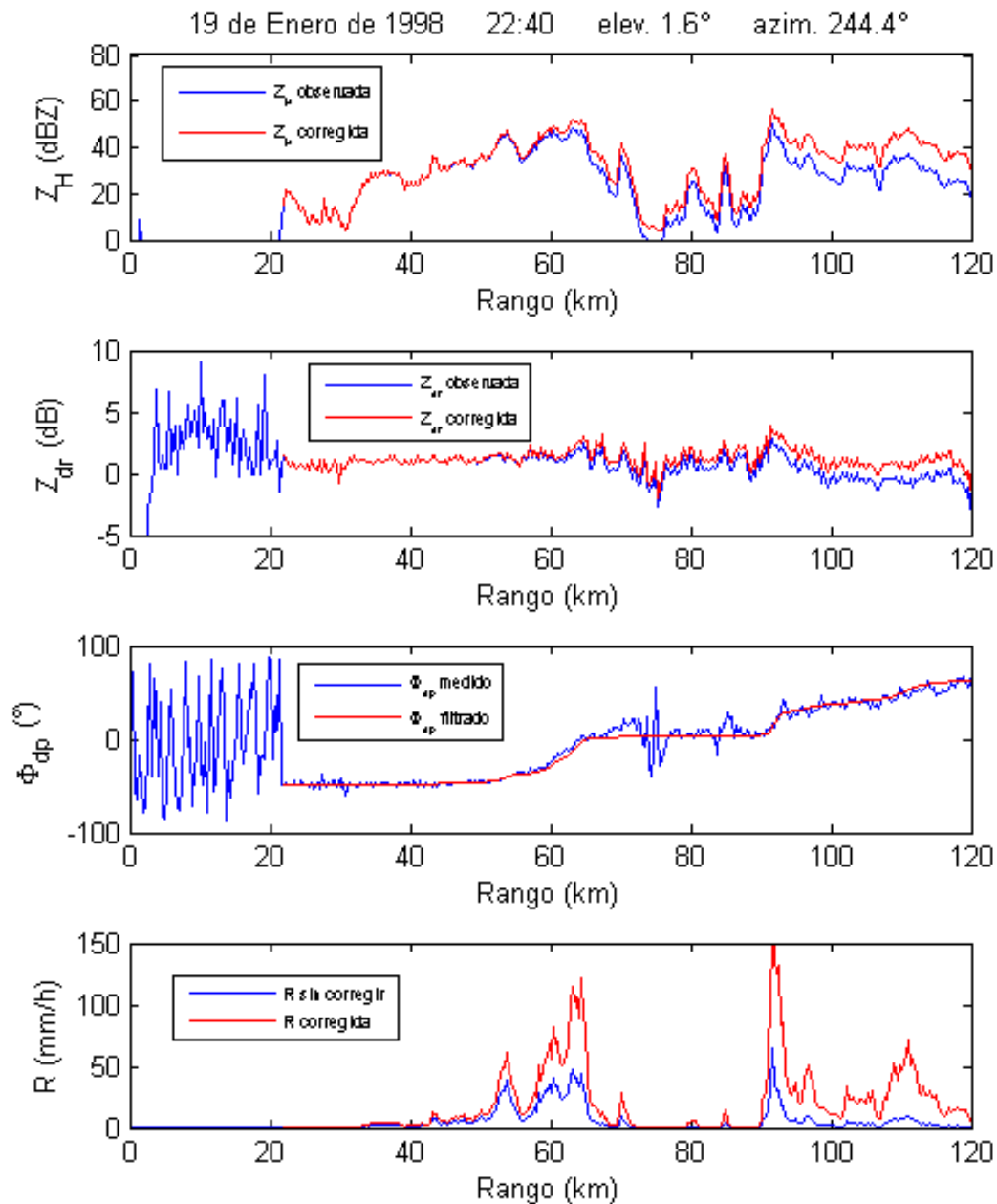


Figura 5.5: Perfiles a lo largo del rayo del radar de (a) reflectividad medida Z_H (azul) y reflectividad corregida Z_H (rojo); (b) reflectividad diferencial medida Z_{dr} (azul) y la correspondiente Z_{dr} corregida (rojo); (c) cambio de fase diferencial Φ_{dp} , medido (azul) y el modelo ajustado (rojo); (d) tasas de precipitación recuperadas a partir de la estimación clásica $R(Z_H)$ (azul) y de ZPHI[®] (rojo).

Por este motivo, el algoritmo elegido para aplicarse a los datos otorgados por el radar meteorológico perteneciente al INTA de la ciudad de Anguil, será el número 3, es decir, el que está basado en el trabajo de Ryzhkov et al. (2007). El motivo

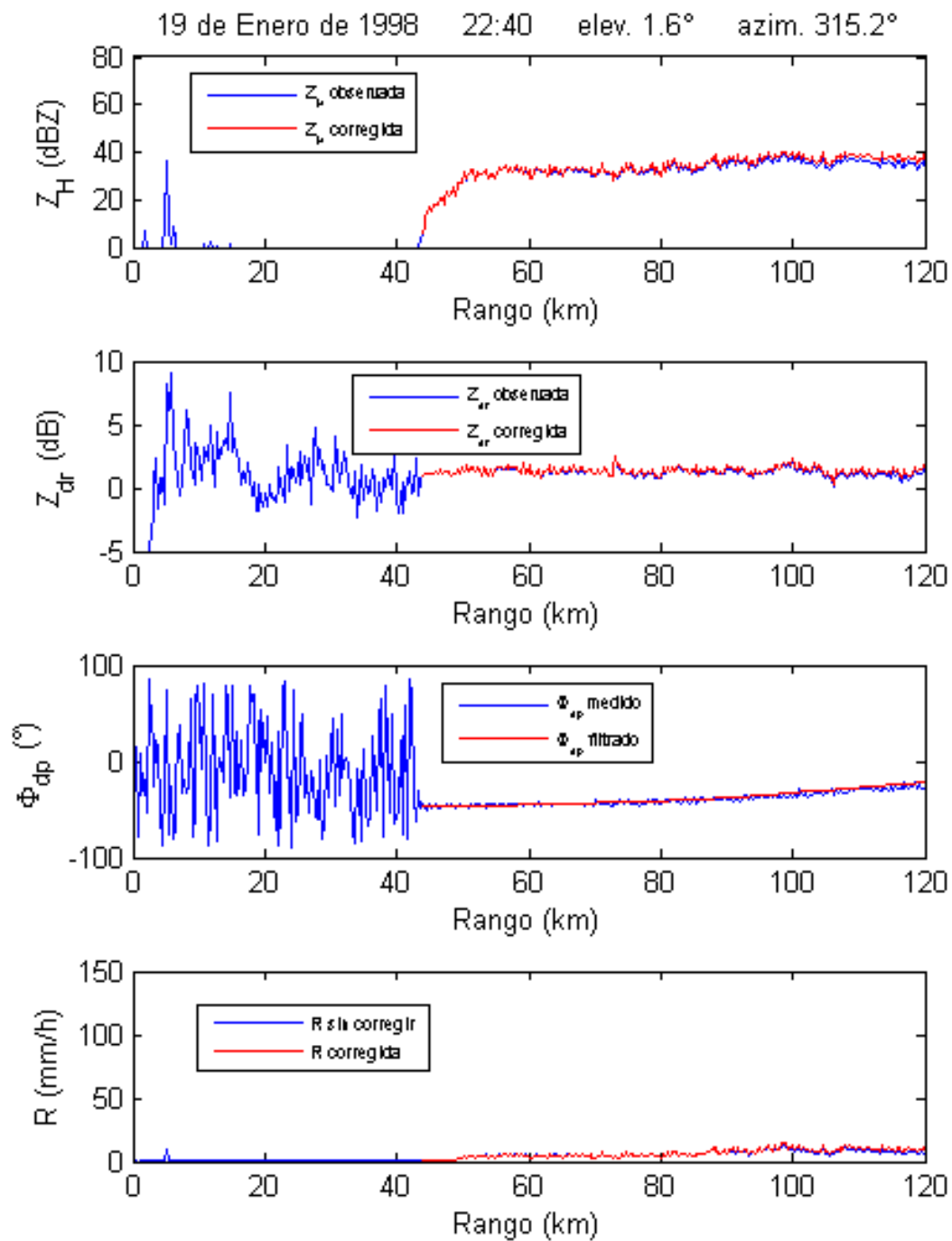


Figura 5.6: Igual que en la Figura 5.5, pero para el caso estratiforme.

de dicha elección es que el mismo, a diferencia de los otros dos, tiene en cuenta las celdas con grandes gotas y/o granizo, permitiendo abarcar casos más generales, sin restringirse a la aplicación a “sólo lluvia”.

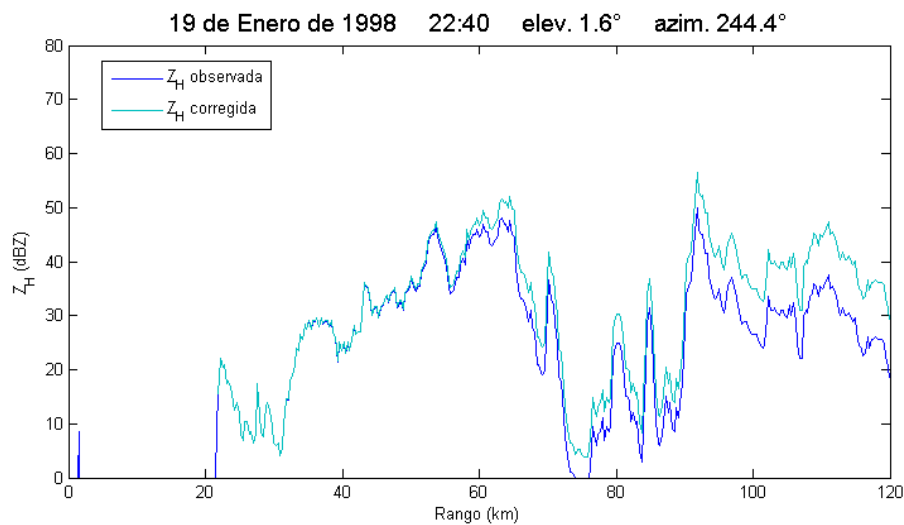


Figura 5.7: Perfil de reflectividad a lo largo del rayo del radar para el caso convectivo: reflectividad medida Z_H (azul) y reflectividad corregida Z_H (verde) obtenido con el algoritmo 2.

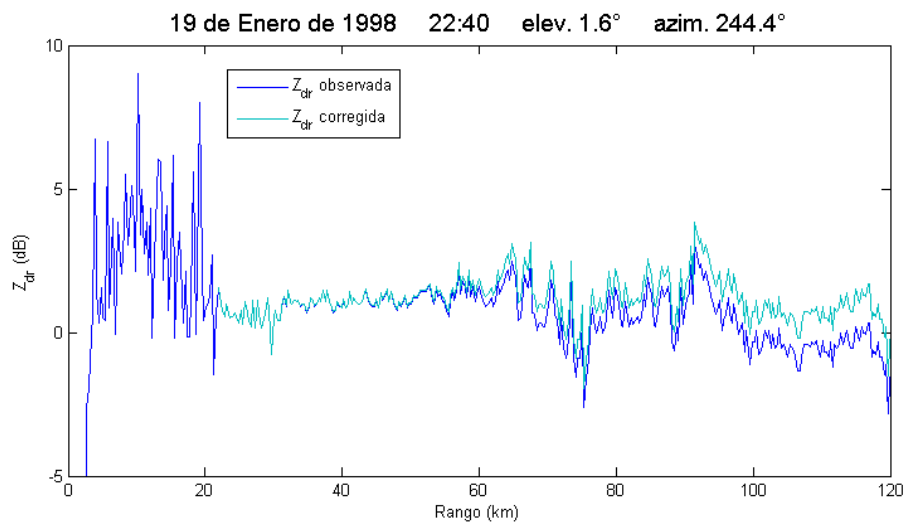


Figura 5.8: Perfil de reflectividad diferencial a lo largo del rayo del radar (caso convectivo): Z_{dr} medida (azul) y Z_{dr} corregida (verde) obtenido con el algoritmo 2.

5.2.5. Validación Propia

Si bien el algoritmo de corrección por atenuación ya se encuentra validado indirectamente, en este trabajo también se realizará la correspondiente validación mediante la red de pluviómetros ubicada en las inmediaciones del radar meteorológico de Anguil, La Pampa. La misma cuenta con 27 pluviómetros, cuyas ubicaciones y coordenadas geográficas se detallan en la Tabla 5.3 y se ilustran en la Figura 5.13.

Para calcular la cantidad de lluvia medida por el radar se utilizó el criterio de Le Bouar et al. (2001), el cual sugiere realizar un promedio de la cantidad de lluvia caída dentro de un círculo de 2 km de radio sobre cada pluviómetro. Debido a que el algoritmo elegido para realizar esta validación fue aquel basado en el trabajo de Ryzhkov et al. (2007), es que la tasa de precipitación dada por el radar se obtiene a

Tabla 5.3: Ubicación y coordenadas correspondientes a los 27 pluviómetros que se encuentran en las inmediaciones del radar meteorológico de Anguil, La Pampa.

	Ubicación	Latitud (°)	Longitud (°)
P1	Bernardo Larroudé	-35.03	-63.57
P2	Bernasconi	-37.90	-63.72
P3	Caleufú	-35.12	-64.52
P4	Carro Quemado	-36.47	-65.33
P5	Catriló	-36.41	-63.42
P6	Colonia Barón	-36.15	-63.83
P7	Coronel Hilario Lagos	-35.02	-63.93
P8	Cuchillo Co.	-38.33	-64.62
P9	Eduardo Castex	-35.90	-64.30
P10	General Acha	-37.38	-64.60
P11	General Campos	-37.47	-63.60
P12	General Pico	-35.67	-63.73
P13	Guatraché	-37.67	-63.54
P14	Intendente Alvear	-35.23	-63.58
P15	Jacinto Aráuz	-38.07	-63.43
P16	La Maruja	-35.67	-64.97
P17	Lonquimay	-36.47	-63.62
P18	Macachín	-37.14	-63.66
P19	Miguel Riglós	-36.85	-63.70
P20	Quehué	-37.13	-64.52
P21	Quemú Quemú	-36.05	-63.55
P22	Rancul	-35.07	-64.69
P23	Realicó	-35.03	-64.25
P24	Santa Rosa	-36.62	-64.29
P25	Trenel	-35.70	-64.13
P26	Victorica	-36.22	-65.43
P27	Winifreda	-36.25	-64.23

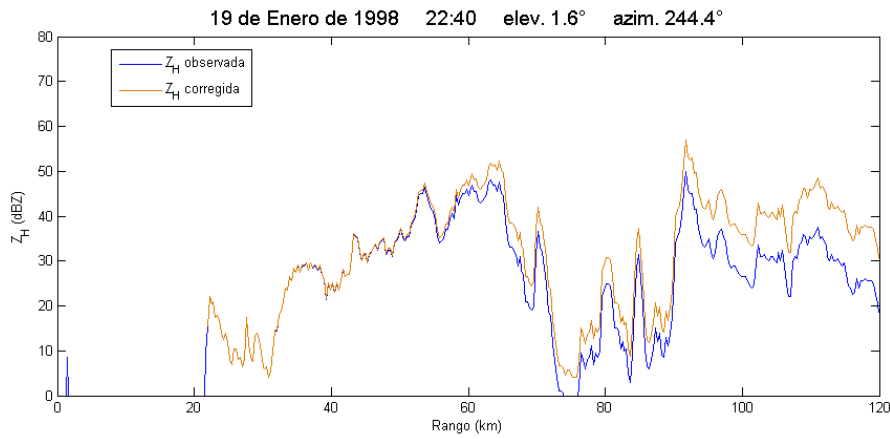


Figura 5.9: Perfil de reflectividad a lo largo del rayo del radar: reflectividad medida Z_H (azul) y reflectividad corregida Z_H (ocre) obtenido con el algoritmo 3.

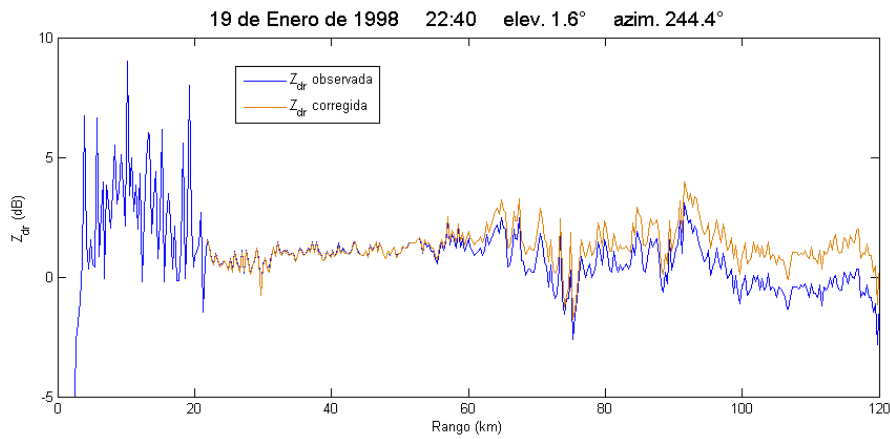


Figura 5.10: Perfil de reflectividad diferencial a lo largo del rayo del radar: Z_{dr} medida (azul) y Z_{dr} corregida (ocre) obtenido con el algoritmo 3.

partir de la siguiente ecuación:

$$R(Z_H) = 1.69 \times 10^{-2} Z_H^{0.717}, \quad (5.1)$$

la cual ha sido obtenida a partir de simulaciones utilizando grandes estadísticas de la *DSD* para la banda C.

La Tabla 5.4 muestra las precipitaciones diarias en mm, medidas por los pluviómetros y las correspondientes a las calculadas a partir del radar.

Con estos resultados se realizó una comparación punto a punto entre la lluvia medida por los pluviómetros y la calculada por el radar, obteniendo un coeficiente de correlación igual a 0.848 (Figura 5.14). Esto indica que ambas mediciones están muy correlacionadas entre sí, reafirmando la validación del algoritmo.

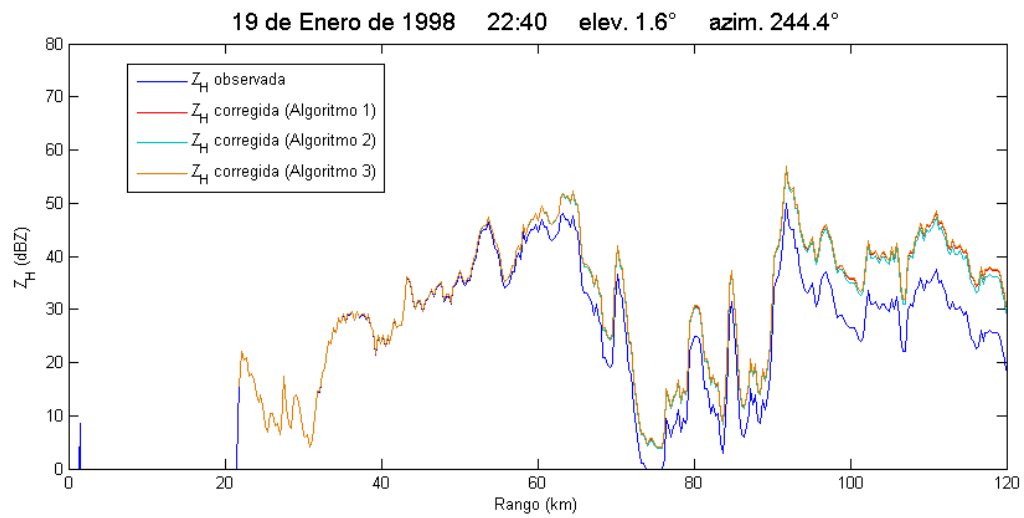


Figura 5.11: Perfiles de reflectividad a lo largo del rayo del radar: reflectividad medida Z_H (azul), reflectividad corregida por el algoritmo 1, Z_H (rojo); reflectividad corregida por el algoritmo 2, Z_H (verde); y reflectividad corregida por el algoritmo 3, Z_H (ocre).

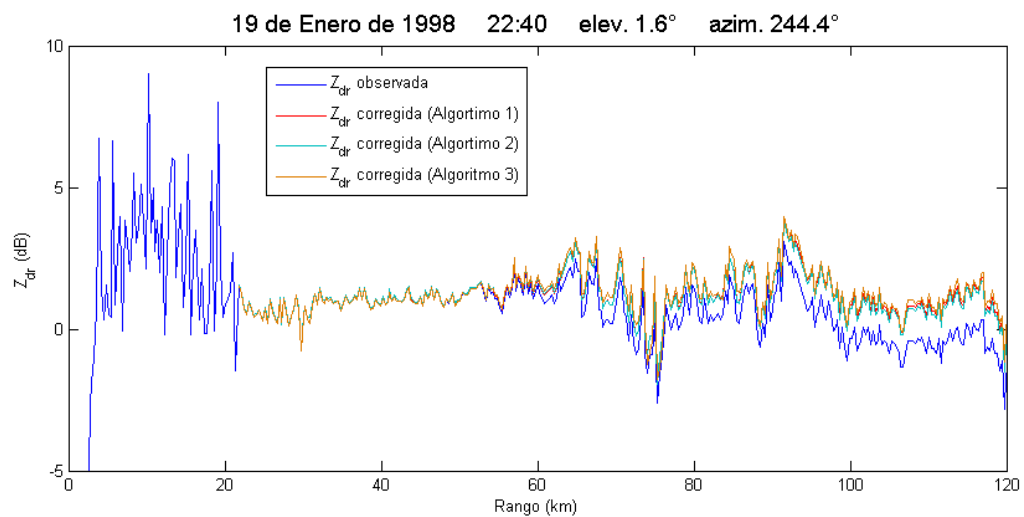


Figura 5.12: Perfiles de reflectividad diferencial a lo largo del rayo del radar: Z_{dr} medida (azul), Z_{dr} corregida por el algoritmo 1 (rojo), por el algoritmo 2 (verde), y por el algoritmo 3 (ocre).

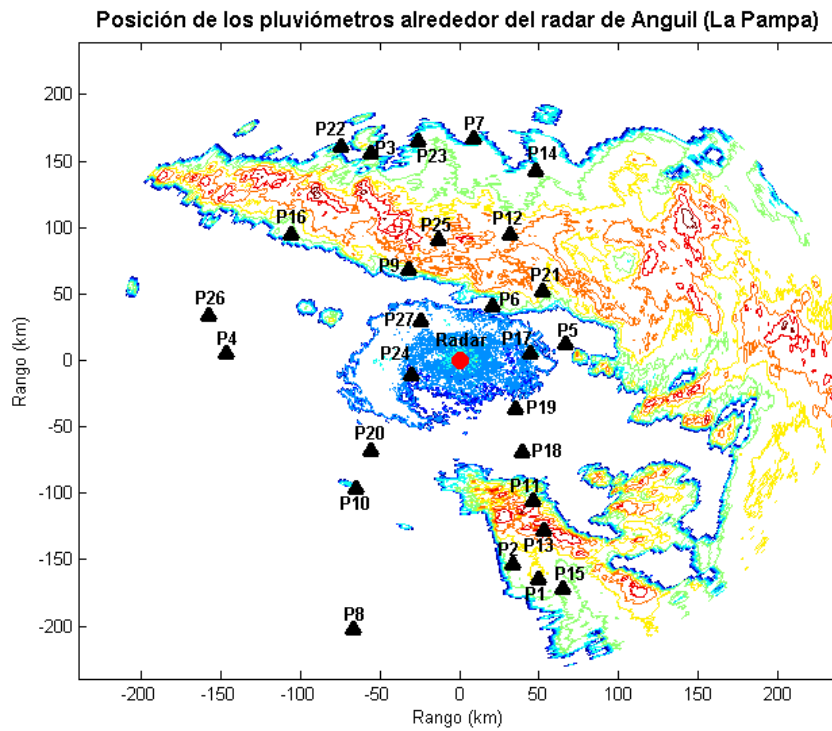


Figura 5.13: Red de pluviómetros ubicada en las inmediaciones del radar meteorológico de Anguil, La Pampa. Cada pluviómetro se representa con un triángulo de color negro, y la posición del radar con un círculo rojo.

Tabla 5.4: Cantidad de lluvia medida por cada pluviómetro y calculada por el radar en las posiciones correspondientes, para el día 8 de Noviembre de 2011.

Pluviómetro	Lluvia Pluv. (mm)	Lluvia Radar (mm)
P1	0.00	29.62
P2	20.00	25.65
P3	0.00	22.82
P4	23.00	19.19
P5	3.00	16.70
P6	21.00	26.07
P7	5.00	29.09
P8	20.00	27.24
P9	10.00	18.54
P10	23.00	30.03
P11	39.00	41.30
P12	45.00	40.63
P13	81.00	76.63
P14	5.00	28.54
P15	11.00	32.88
P16	0.00	11.02
P17	1.00	10.47
P18	0.00	26.90
P19	35.00	43.36
P20	21.00	14.08
P21	25.00	29.07
P22	0.00	14.28
P23	1.00	20.60
P24	15.00	23.73
P25	21.00	30.12
P26	3.00	12.59
P27	5.00	23.22

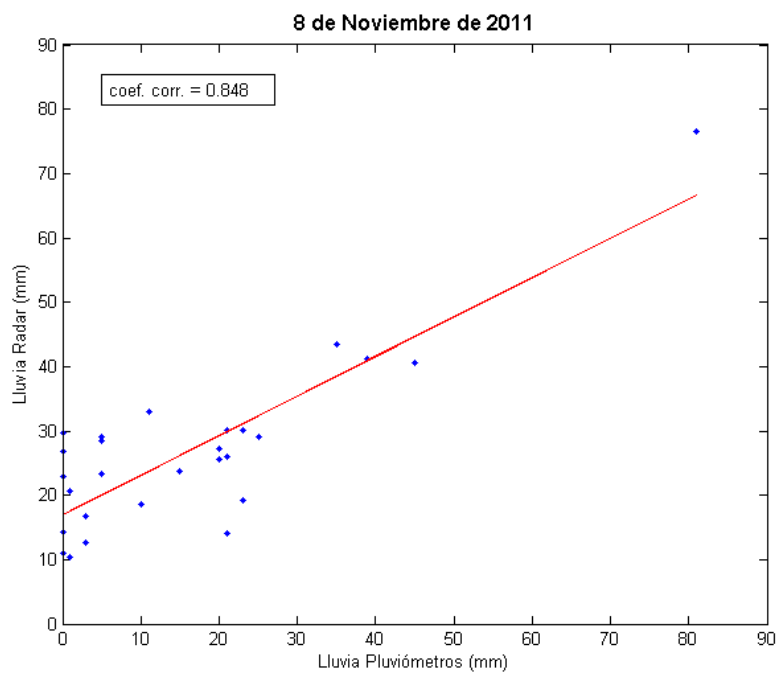


Figura 5.14: Comparación punto por punto de la lluvia medida por cada pluviómetro y aquella calculada a partir del algoritmo aplicado a los datos del radar para el día 8 de Noviembre de 2011.

Conclusiones

El objetivo general de este trabajo era implementar un algoritmo que permita corregir las variables polarimétricas por el efecto de la atenuación atmosférica. Por este motivo, primero se examinaron en detalle todas las variables para conocer cuáles de ellas estaban afectadas por atenuación. Luego, se comenzó con la búsqueda en la bibliografía existente de posibles algoritmos de corrección. Se seleccionaron tres de ellos debido a que se consideró que los mismos eran los más utilizados en los radares meteorológicos de banda C ya establecidos en otras partes del mundo, y posteriormente se realizó la implementación de los mismos para iguales volúmenes de datos. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos y los criterios adoptados por cada autor, se eligió uno de ellos, el cual fue empleado para la correspondiente validación mediante la utilización de los pluviómetros en las cercanías del radar de Anguil.

De esta manera se concluyó lo siguiente:

- 1) Las variables polarimétricas afectadas por atenuación e involucradas en el cálculo de la tasa de precipitación (R) son el factor de reflectividad (Z_H) y la reflectividad diferencial (Z_{dr}). Por lo tanto, solo basta con que el algoritmo elegido sea capaz de corregir estas dos variables.
- 2) Si bien el algoritmo 1, basado en el trabajo de Le Bouar et al. (2001), es muy robusto con respecto a la corrección de Z_H y Z_{dr} , depende de las particiones que se realicen a lo largo del rayo, las cuales están directamente relacionadas con la estimación de la tasa de precipitación. Como se mencionó en la sección 5.2.1, la R estimada a partir del algoritmo 1 realizado en este trabajo, presentó una leve diferencia con aquella obtenida por Le Bouar y colaboradores. Esto, se debe principalmente a distintas segmentaciones del rayo. Además, este algoritmo solo se puede aplicar a regiones que contengan únicamente lluvia, perdiendo confiabilidad en tormentas severas que contengan granizo, por ejemplo.
- 3) El algoritmo 2, basado en el trabajo de Bringi et al. (2001), en principio parecía ser mejor que el anterior debido a la autoelección de los valores de γ y β , haciéndolo independiente de la temperatura. Sin embargo, esta autoelección está limitada a valores de $\Delta\Phi_{dp} > 30^\circ$ y además, al igual que el algoritmo 1, solo se puede aplicar a regiones con lluvia únicamente, lo que lo hace de cierta manera, incompleto.
- 4) Por último, el algoritmo 3, basado en el trabajo de Ryzhkov et al (2007), a pesar de ser el más sencillo de los tres, se considera que además es el más

completo, ya que el mismo tiene en cuenta las celdas con gotas grandes y granizo, y como se mostró en la sección 5.2.4, existe un muy buen acuerdo en las correcciones de Z_H y Z_{dr} con los métodos anteriores. Por estos motivos es que el algoritmo 3 fue finalmente el elegido para aplicarlo a los datos locales otorgados por el radar de Anguil.

- 5) Con respecto a la validación, el coeficiente de correlación obtenido de 0.848 indica una buena correspondencia entre la lluvia medida por cada pluviómetro y su correspondiente calculada a partir de las variables corregidas del radar.

REFERENCIAS

- Andsager, K.; Beard, K. V.; Laird, N. F: Laboratory measurements of axis ratios for large raindrops. *J. Atmos. Sci.*, vol. 56, pp. 2673–2683, 1999.
- Battan, L. J.: Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago press, 1973.
- Beard, K. V.; Chuang, C.: A New Model for the Equilibrium Shape of Raindrops. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 44, Issue 11, pp.1509-1524, 1987.
- Bluestein, H.B., 1993: Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Vol II, Observations and theory of weather systems. Oxford University Press, 594 pp.
- Bringi, V. N., and A. Hendry: Technology of polarization diversity radars for meteorology. *Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 153–190, 1990.
- Bringi, V. N., J. W. F. Goddard, and S. M. Cherry: Comparison of dual polarization radar measurements of rain with ground-based disdrometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, 21, 252–264, 1982.
- Bringi, V.; Keenan, T.; Chandrasekar, V.: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: a self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 1906 – 1915, 2001.
- Carey, L. D.; Rutledge, S. A.; Ahijevych, D. A.; Keenan, T. D.: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *J. Appl. Meteor.*, vol. 39, pp. 1405–1433, 2000.
- Chandrasekar, V., V. N. Bringi, N. Balakrishnan, and D. S. Zrnice: Error structure of multiparameter radar and surface measurements of rainfall. Part III: Specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 621–629, 1990.
- Gloaguen, C.; Rafizadeh, M.; Lavergnat, J.: CHLOE Logiciel de calcul des interactions entre les ondes électromagnétiques et les hydrométéores. CRPE Tech. Note 196, 63 pp. [Available from CETP, 10-12 Avenue de l'Europe, 78140 Vélizy, France.], 1992.

- Gorgucci, E., and G. Scarchilli: Intercomparison of multiparameter radar algorithms for estimating rainfall rate. 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, TX, Amer. Meteor. Soc., 55–56, 1997.
- Gorgucci, E.; Scarchilli, G.; Chandrasekar, V.; Bringi, V. N.: Measurement of mean raindrop shape from polarimetric radar observations. *J. Atmos. Sci.*, vol. 57, pp. 3406–3413, 2000.
- Hitschfeld, W.; Bordan, J.: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating frequency. *J. Meteor.*, 11, 58–67, 1954.
- Holt, A. R.: Extraction of differential propagation phase from data from S-band circularly polarized radars. *Electron. Lett.*, vol. 24, pp. 1241–1242, 1988.
- Hubert, J.; Bringi, V. N.: An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, vol. 12, pp. 643–648, 1995.
- Hubert, J.; Bringi, V. N.; Carey, L. D.; Bolen, S.: CSU-CHILL polarimetric radar measurements in a severe hail storm in eastern Colorado. *J. Appl. Meteor.*, vol. 37, pp. 749–775, 1998.
- Jameson, A. R.: Differential phase shift. Preprints, 22nd Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc., 393–396, 1984.
- Jameson, A. R.: Microphysical interpretation of multi-parameter radar measurements in rain. Part III: Interpretation and measurement of propagation differential phase shift between orthogonal linear polarizations. *J. Atmos. Sci.*, vol. 42, pp. 607–614, 1985.
- Jameson, A. R.: The effect of temperature on attenuation correction schemes in rain using polarization propagation differential phase shift. *J. Appl. Meteor.*, vol. 31, pp. 1106–1118, 1992.
- Joss, J.; Waldvogel, A.: A raindrop spectrograph with automatic analysis. *Pure Appl. Geophys.*, vol. 68, pp. 240–246, 1967.
- Keenan, T. D., D. S. Zrnic, L. Carey, P. May, and S. Rutledge: Sensitivity of C-band polarimetric variables to propagation and backscatter effects in rain. 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, TX, Amer. Meteor. Soc., 13–14, 1997.
- Keenan, T. D.; Glasson, K.; Cummings, F.; Bird, T. S.; Keeler, J.; Lutz, J.: The BMRC/NCAR C-band polarimetric (C-POL) radar system. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 871–886, 1998.
- Kitchen, M.; Blackall, R. M.: Representativeness errors in comparisons between radar and gauge measurements of rainfall. *J. Hydrol.*, 134, 13–33, 1992.

- Kozu, T.; Nakamura, K.: Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and pathintegrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 8, 259–270, 1991.
- Le Bouar, E.; Testud, J.; Keenan, T. D.: Validation of the rain profiling algorithm “ZPHI” from the C-band polarimetric weather radar in Darwin. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 18 Issue 11, 1819–1837, 2001.
- Lhermitte, R.: Cloud and precipitation sensing at 94 GHz. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 26, 207–216, 1988.
- Marshall, J. S.; Palmer, W. McK.: The Distribution of Raindrops with Size. *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 5, Issue 4, pp.165-166, 1948.
- Marzano, F. S.; Vulpiani, G.; Rose, W. I.: Microphysical characterization of microwave radar reflectivity due to volcanic ash clouds, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 44, 313-327, 2006.
- Marzoug, M.; Amayenc, P.: Improved range-profiling algorithm of rainfall rate from a spaceborne radar with path-integrated attenuation constraint. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 29, 584–592, 1991.
- Marzoug, M.; Amayenc, P.: A class of single and dual frequency algorithms for rain rate profiling from a spaceborne radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 1480–1506, 1994.
- Pruppacher, H. R.; Beard, K. V.: A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 96, issue 408, pp. 247-256, 1970.
- Ryzhkov, A.; Zrnić, D. S.: Precipitation and attenuation measurements at 10 cm wavelength. *J. Appl. Meteor.*, vol. 34, pp. 2121–2134, 1995.
- Ryzhkov, A.; Hudak, D.; Scott, J.: A new polarimetric scheme for attenuation correction at C band. *Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*. Barcelona, Spain, 18 – 22 Sept., 29 – 32, 2006.
- Ryzhkov, A.; Zhang, P.; Hudak, D.; Alford, J. L.; Knight, M.; Conway, J. W.: Validation of polarimetric methods for attenuation correction at C band. *33 Conf. on Radar Meteorology*. CD-ROM P11B.12, 2007.
- Sachidananda, M., and D. S. Zrnic: Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.*, 21, 235–247, 1986.
- Sarchilli, G.; Gorgucci, E.; Chandrasekar, V.; Seliga, T. A.: Rainfall estimation using polarimetric techniques at C-band frequencies. *J. Appl. Meteor.*, 32, 1150–1160, 1993.
- Smyth, T. J.; Illingworth, A. J.: Correction for attenuation of radar reflectivity using polarizatin data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, vol. 124, pp. 2393–2415, 1998.

- Testud, J.; Le Bouar, E.; Obligis, E.; Ali-Mehenni, M.: The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 332–356, 2000.
- Testud, J.; Oury, S.; Black, R. A.; Amayenc, P.; Dou, X.: The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1118–1140, 2001.
- Ulbrich, C. W.: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1764-1775, 1983.
- Waldvogel, A.: The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1067–1078, 1974.
- Waterman, P. C.: Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proc. IEEE*, 53, 805–812, 1965.
- Webster, P.; Lukas, R.: TOGA COARE, The Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 1377–1416, 1992.
- Willis, P. T.: Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1648– 1661, 1984.