

UNIVERSIDAD NACIONAL JOSÉ FAUSTINO SÁNCHEZ CARRIÓN

**FACULTAD DE INGENIERÍA AGRARIA, INDUSTRIA ALIMENTARIAS Y
AMBIENTAL**

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL



TESIS

**Cuantificación de Lluvias usando el Radar Perfilador de
Banda Ka MIRA 35C**

PRESENTADO POR:

Jairo Michael Valdivia Prado

PARA OPTAR EL TÍTULO DE:

INGENIERO AMBIENTAL

Asesor: Mg.Sc. Eroncio Mendoza Nieto

HUACHO – PERÚ
2018

UNIVERSIDAD NACIONAL JOSÉ FAUSTINO SÁNCHEZ CARRIÓN

**FACULTAD DE INGENIERÍA AGRARIA, INDUSTRIA ALIMENTARIAS Y
AMBIENTAL**

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL



TESIS

**Cuantificación de Lluvias usando el Radar Perfilador de
Banda Ka MIRA 35C**

**PARA OPTAR EL TÍTULO DE:
INGENIERO AMBIENTAL**

SUSTENTADO Y APROBADO ANTE EL SIGUIENTE JURADO:

**Dr. MARIA DEL ROSARIO UTIA PINEDO
PRESIDENTE**

**Ing. GLADYS VEGA VENTOCILLA
SECRETARIO**

**Ing. FREDY ROMAN PAREDES AGUIRRE
VOCAL**

**Mg. Sc. ERONCIO MENDOZA NIETO
ASESOR**

**HUACHO – PERÚ
2018**



Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrión
 FACULTAD DE INGENIERÍA AGRARIA, INDUSTRIAS ALIMENTARIAS y AMBIENTAL
 UNIDAD DE GRADOS y TÍTULOS

**ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO
 PROFESIONAL DE INGENIERO AMBIENTAL**

Reunido el Jurado Examinador constituido por los señores docentes:

Ing. MARIA DEL ROSARIO UTIA PINEDO	PRESIDENTE
Ing. GLADYS VEGA VENTOCILLA	SECRETARIO
Ing. FREDY ROMAN PAREDES AGUIRRE	VOCAL
Ing. ERONCIO MENDOZA NIETO	ASESOR

El postulante al Título Profesional de Ingeniero Ambiental: **JAIRO MICHAEL VALDIVIA PRADO**, de la Escuela Profesional de **INGENIERÍA AMBIENTAL**, procedió a la sustentación de la Tesis titulada: **CUANTIFICACIÓN DE LLUVIAS USANDO EL RADAR PERFILADOR QUE OPERA EN BANDA Ka MIRA 35C**, de conformidad con las disposiciones reglamentarias vigentes, absolvió las interrogantes que le formularon los Señores Miembros del Jurado.

Concluida la Prueba de Sustentación de la presente Tesis, se practicó la votación correspondiente, resultando el candidato..... **APROBADO** por **UNANIMIDAD** .. con la nota de..... **Diecinueve (19.0)**, equivalente a..... **EXCELENTE**

Para la consideración del hecho se expide la presente Acta en la ciudad de Huacho (ciudad Universitaria) a los doce días del mes de julio del año dos mil dieciocho, siendo las **11:50 AM.**

Ing. MARIA DEL ROSARIO UTIA PINEDO
 PRESIDENTE

Ing. GLADYS VEGA VENTOCILLA
 SECRETARIO

Ing. FREDY ROMAN PAREDES AGUIRRE
 VOCAL

Ing. ERONCIO MENDOZA NIETO
 ASESOR

DEDICATORIA

A mi madre, cuyo más grande sueño es ver a sus hijos hechos hombres de bien.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolló en el marco de los proyectos: “Adquisición de un radar perfilador para estudios de física, microfísica y dinámica de nubes y precipitaciones en la zona andina”, contrato N°129-FINCYT-ECL-2014 y “Estudio de los procesos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra del Perú”, contrato N°400-PNICP-PIBA-2014. Ejecutado por el Instituto Geofísico del Perú, con financiamiento del Programa Nacional de Innovación para la Competitividad y Productividad. Especiales agradecimientos para la Dra. Yamina Silva y el Dr. Danny Scipión, por el apoyo y la orientación brindada para que la investigación pueda realizarse. A Mg. Sc. Eroncio Mendoza Nieto por su apoyo en el desarrollo y redacción.

CONTENIDO

	Pág.
I. INTRODUCCIÓN.....	1
II. REVISIÓN DE LITERATURA	3
2.1. ANTECEDENTES	3
2.2. ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN.....	5
2.3. BASES TEÓRICAS.....	9
2.3.1. <i>Bandas de frecuencia de radares y usos.</i>	9
2.3.2. <i>Sistema de Radares Pulsados.</i>	10
2.3.3. <i>Principio de la Medición Doppler.</i>	13
2.3.4. <i>Teoría de la Dispersión Electromagnética</i>	15
2.3.5. <i>Ecuación del Radar Meteorológico</i>	20
2.3.6. <i>Distribución del Tamaño de Gotas (DSD).</i>	25
2.3.7. <i>Relación entre Parámetros Básicos de Radar y la DSD.</i>	29
2.3.8. <i>Cantidades físicas de la lluvia.</i>	30
2.4. DEFINICIONES CONCEPTUALES	30
III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	33
3.1. LUGAR DE EJECUCIÓN.....	33
3.2. ÁREA, SECTOR Y PROGRAMA	33
3.3. TIPO DE INVESTIGACIÓN	33
3.4. POBLACIÓN Y MUESTRA.....	33
3.5. DETERMINACIÓN DE VARIABLES E INDICADORES	34
3.6. DISEÑO ESTADÍSTICO	34
3.7. TÉCNICAS E INSTRUMENTOS PARA LA OBTENCIÓN DE DATOS.....	35
3.7.1. <i>Radar Perfilador de Banda Ka MIRA 35C</i>	35
3.7.2. <i>Estructura de datos</i>	41
3.8. PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DATOS.....	48

IV. RESULTADOS	49
4.1. RESULTADOS DEL PROGRAMA.....	49
4.1.2. Programa principal.....	53
4.1.3. Corrección por antena mojada	55
4.2. INTER-COMPARACIONES CON EL PLUVIÓMETRO	56
V. DISCUSIÓN	59
VI. CONCLUSIONES	60
VII. RECOMENDACIONES	62
VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
ANEXOS	66

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1. Bandas de frecuencia de radar y aplicaciones	11
Tabla 2. Secciones equivalentes de radar [m ²] típicos para varios dispersores.....	17
Tabla 3. Variación de los índices complejos de refracción del agua.	21
Tabla 4. Tabla de variables e indicadores.....	34
Tabla 5. Datos técnicos del radar MIRA-35c	40
Tabla 6. Contenido del cabecero de los archivos zspc.....	41
Tabla 7. Parámetros del procesamiento de señal digital DSP.....	43
Tabla 8. Información del servidor SRVI.....	44
Tabla A.1. Eventos mayores a 1 mm en el periodo de estudio.....	67

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1. Diagrama conceptual de un radar meteorológico (Fukao and Hamazu, 2014).....	9
Figura 2. Configuración básica de un radar pulsado (Fukao and Hamazu, 2014).....	11
Figura 3. Secuencia de tiempo de pulsos transmitidos y señales dispersadas recibidas (Fukao and Hamazu, 2014).....	12
Figura 4. Diagrama conceptual del principio del radar Doppler. (Fukao and Hamazu, 2014)	14
Figura 5. Sección equivalente normalizada de una esfera perfectamente reflectante (Fukao and Hamazu, 2014).....	19
Figura 6. Regímenes de dispersión para diferentes radios de partículas y longitudes de onda (coortesía de: Brune, 2017).....	20
Figura 7. Velocidad terminal de las gotas versus tamaño de gota. Calculado utilizando la ecuación 2.40.	27
Figura 8. Sección equivalente de gotas de lluvia a 35 GHz (frecuencia del radar MIRA 35c) normalizada con la sección equivalente de Rayleigh.	28
Figura 9. Caja para exteriores 800x800x900 mm ³	36
Figura 10. Antena cassegrain de 1 metro de diámetro.....	37
Figura 11. Comparación de la intensidad de lluvia obtenida desde el disdrómetro (azul) y la potencia de ruido del radar (naranja), entre guiones el valor 86 de la potencia de ruido. (Elaboración propia).....	40
Figura 12. Diagrama de flujo para el cálculo de parámetros microfísicos de lluvias.....	50
Figura 13. Visualización del canal co- para un instante de tiempo, la línea magenta indica la velocidad media.	52
Figura 14. Gráficos de tiempo vs altura. Se pueden ver los distintos productos obtenidos a partir del espectro Doppler; a, es reflectividad; b, velocidad media; c, ancho espectral; d, contenido de agua líquida; e, intensidad de lluvia. Las regiones	

encerradas con las figuras indican las zonas donde existe la predominancia de: L, lluvia; CF, capa de fusión; N, nube; G, granizo; H, hielo; y A, es la zona de pérdida de datos por atenuación.	54
Figura 15. Diagrama de flujo del funcionamiento del algoritmo de corrección de la atenuación.	55
Figura 16. Valores estimados de atenuación producida por antena mojada para un evento de lluvia del día 23 de abril del 2016.	55
Figura 17. Gráficos de dispersión para las diferentes escalas de tiempo (1, 5, 10, 15, 30, 60 min). La línea roja representa la relación 1:1 de los datos; el color de los puntos indica la concentración de los datos, siendo el amarillo la zona de mayor concentración y el azul la zona de menor concentración.	56
Figura 18. Gráficos de dispersión de los datos diarios (a) y horarios (b). En leyenda de la figura se pueden ver datos agrupados, donde el tamaño representa la cantidad.....	57
Figura 19. Precipitación acumulada para el periodo de enero a mayo registrada por el pluviómetro (negro) con un total de 325.12 mm, y el radar (azul) con un total de 319.81 mm.	57
Figura 20. Gráfico de dispersión de precipitación acumulada para eventos de lluvia mayores a 1 mm. Se encontraron en total 59 eventos, la línea roja indica la relación 1:1 de los datos.	58

Cuantificación de Lluvias Usando un Radar Perfilador de Banda Ka MIRA 35C

Rainfall Quantification Using a Ka Band Radar Profiler MIRA 35C

Jairo Michael Valdivia Prado¹, Eroncio Mendoza Nieto¹, Maria Del Rosario Utia Pinedo¹, Gladys Vega Ventocilla¹, Fredy Ramon Paredes Aguirre²

RESUMEN

Objetivo: En el presente trabajo se desarrolla un algoritmo para estimación de la lluvia a partir de datos del radar perfilador de nubes y precipitación, ubicado en el Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación – LAMAR en el Observatorio de Huancayo del Instituto Geofísico del Perú. **Métodos:** El algoritmo usa los datos del espectro Doppler (valores de potencia y velocidad) para calcular la distribución de tamaño de gotas de lluvia y en función de ésta se calculan los diferentes parámetros microfísicos. La intensidad de lluvia estimada es evaluada usando datos del pluviómetro de la estación meteorológica para un periodo de cinco meses. **Resultados:** El algoritmo es capaz de brindarnos información de la distribución del tamaño de gotas, el contenido de agua líquida y la intensidad de lluvia. Se encontró una sobrestimación de 12%, con errores de ± 1.3 mm en acumulados horarios, los cuales se compensan en periodos de tiempo prolongados. **Conclusiones:** Estos resultados sugieren que la técnica es adecuada para estudios que involucren la cuantificación de lluvias, como algoritmos satelitales de estimación de precipitación.

Palabras clave: Lluvias, distribución del tamaño de gotas de lluvia, radar de banda Ka.

ABSTRAC

Objective: In the present work, an algorithm for rainfall estimation is developed, based on clouds and precipitation radar profiler data, located on Laboratory of Atmospheric Microphysics and Radiation – LAMAR in Huancayo Observatory of *Instituto Geofísico del Perú*. **Methods:** The algorithm use Doppler spectra data (values of power and velocity) to calculate raindrop size distribution, and based on this several microphysical parameters are calculated. The estimated rainfall rate is assessed using rain gauge data from meteorological station for a period of five months. **Results:** The algorithm is able to give us information of drops size distribution, liquid water content, and rainfall rate. Underestimation of 12% with ± 1.3 mm in hourly cumulates has been found, which are compensated in long-term periods. **Conclusion:** These results suggest that the technic is adequate for studies that involve rainfall quantification, such as satellite precipitation algorithms.

Keywords: Rainfall, raindrop size distribution, Ka band radar.

¹ Facultad de Ingeniería Agraria Industrias Alimentarias y Ambiental, Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrión Huacho, Perú

² Facultad de Ingeniería Química y Metalurgia, Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrión, Huacho, Perú

I. INTRODUCCIÓN

Perú es un país vulnerable a peligros naturales de gran impacto social y económico, muchos de los peligros están relacionados a actividad sísmica y procesos hidrológicos, tales como los intensos eventos de lluvia durante el fenómeno del “Niño Costero” de 2017. Al tener parte de los Andes en su territorio, posee una compleja topografía que dificulta el entendimiento de los procesos naturales que ayuden en la prevención y mitigación de los peligros sobre esta región.

La compleja topografía de los Andes, la cual cubre gran parte del territorio peruano, genera procesos bastante locales y diversos, haciendo que, por ejemplo, las precipitaciones sean muy distintas en cantidad a pocos kilómetros de distancia. Los estudios hidrometeorológicos que requieren información sobre lluvias y las estaciones meteorológicas que existen en el Perú no alcanzan a representar correctamente las variaciones espaciales de la precipitación. Por esta razón, es común utilizar información satelital y modelos numéricos para este tipo de estudios. Se sabe que los satélites, presentan errores en la cuantificación de la precipitación y los modelos no están del todo optimizados para la compleja topografía de Perú. Aún queda como interrogantes científicas saber cuáles son las causas de los errores de las estimaciones satelitales y cómo representar adecuadamente los procesos atmosféricos en los modelos numéricos.

Es en este contexto donde el Instituto Geofísico del Perú adquiere un radar perfilador de nubes y precipitación (MIRA 35C), con el proyecto “Adquisición de un radar perfilador para estudios de la física, microfísica, y dinámica de las nubes y precipitaciones en la zona andina”. Dicho radar opera en la banda Ka, la cual es la misma que utiliza el satélite principal del GPM (*Global Precipitation Measurement*) y a su vez es sensible a las gotas de nubes. Este radar servirá para analizar y validar los datos satelitales, así como también, a comprender los procesos para poder representarlos mejor en los modelos numéricos.

El presente trabajo está enfocado a la cuantificación de las lluvias (mediciones de intensidad de lluvia, contenido de agua líquida, distribución del tamaño de gotas), como se ha mostrado

en trabajos con radares similares (e. j. Das and Maitra, 2016; Peters et al., 2002; Tokay et al., 2009). Para tal objetivo, primero desarrollaremos el programa computacional para el procesamiento de los datos, el cual contiene todos los algoritmos de procesamiento; luego, validaremos los datos usando datos de precipitación observada por la estación meteorológica del Observatorio de Huancayo en la temporada de lluvias del año 2016, comprendida entre los meses de enero a mayo.

II. REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. Antecedentes

Doviak and Zrnić (1993, p. 1-2), indican que el acrónimo *radar* (*RA*dio *D*etection *A*nd *R*anging) fue adoptado en 1943 por las Fuerzas Aliadas durante la segunda guerra mundial, y desde entonces, ha recibido una aceptación internacional. Indican también, que quizá la primera mención documentada sobre el concepto de un radar haya sido hecha por Nikola Tesla cuando escribió para el *Century Magazine* en junio de 1900.

Durante la segunda guerra mundial se observó el efecto de las precipitaciones en los ecos de radar (Bent, 1946; Maynard, 1945; Wexler, 1946). Por otro lado, antes de la implementación práctica de los radares meteorológicos, los mecanismos de la dispersión de ondas electromagnéticas ya habían sido aclarados por R. Rayleigh y G. Mie. Rayleigh mostró que la magnitud de la intensidad de retro-dispersión dada por partículas precipitantes en la atmósfera, es proporcional a la 6ta potencia del diámetro de la partícula, e inversamente proporcional a la 4ta potencia de la longitud de la onda electromagnética (Gunn and East, 1954).

Además, se mostró que si el diámetro de la partícula es mayor a $1/16$ de la longitud de la onda, la teoría de Rayleigh no se aplicaba, y era necesaria una teoría de dispersión más rigurosa (Gunn and East, 1954). Estas teorías son conocidas como el teorema de dispersión de Mie y el teorema de dispersión de Rayleigh.

Cuando la “1^{ra} Conferencia de Radares en Meteorología” auspiciada por la Sociedad Americana de Meteorología (AMS) se realizó en el Instituto Tecnológico de Masaachusetts (MIT) en marzo de 1947, observaciones cuantitativas de la precipitación se habían realizado alrededor de Estados Unidos (Fukao and Hamazu, 2014, p. 3). La relación entre el factor de reflectividad del radar, la intensidad de lluvia y la distribución del tamaño de gotas encontrada por Marshal and Palmer (1948), se convirtió en el inicio de la investigación de radares en meteorología. Pero apenas era el comienzo, la distribución del tamaño de gotas sería la

protagonista de múltiples estudios (p. ej., Foote and Du Toit, 1969; R. Gunn and Kinser, 1949; Spilhaus, 1948); debido a sus aplicaciones prácticas; impulsando una reciente rama conocida como “microfísica de nubes”.

El uso de radares Doppler con recientes conocimientos, sugerirían que es posible obtener la distribución de tamaños de partículas usando radares (Atlas et al., 1973). De esta forma, los radares se convertirían en la promesa del futuro.

En 1988, gracias al programa “*Next Generation Weather Radar*” (Siguiete Generación de Radares Meteorológicos, NEXRAD) se establece el Centro de Operaciones de Radares WSR_88D (ROC por sus siglas en inglés, *Radar Operation Center*) en Norman, Oklahoma. Los meteorólogos podían advertir a las personas de Estados Unidos sobre posibles peligros meteorológicos, siendo este un gran salto en la predicción del tiempo y el *nowcasting*. A la fecha cuentan con 160 radares operacionales pertenecientes a la red (Thomason, 2017).

En 1997, la Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio de Estados Unidos (NASA) y Agencia de Exploración Aeroespacial Japonés (JAXA), lanzan un proyecto que tiene como objetivo la medición de lluvias tropicales, TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), y que posteriormente en el 2007 sería transferido a un proyecto más ambicioso llamado GPM (*Global Precipitation Measurement*), que consistiría en medir la precipitación mundial y que aún sigue en marcha. Ambos proyectos usan satélites artificiales y los equipan con radares y otro tipo de sensores. Ya para estas fechas, el avance de la ciencia y la tecnología nos permitía realizar simulaciones computacionales de procesos naturales como la dinámica atmosférica. Modelando, también, la precipitación en todo el mundo; validar estos modelos requerían de observaciones mucho más extensas espacialmente. Las diferentes técnicas e interés de la medición de la precipitación son discutidas extensamente en diversos trabajos (e.j. Berne and Krajewski, 2013; Michaelides et al., 2009; Tapiador et al., 2012).

2.2. Antecedentes de la investigación

Lhermitte (1988), Presenta un nuevo método destinado a diferenciar el movimiento vertical del aire y la velocidad final de la gota de lluvia en un espectro de velocidad observado en la identificación de incidencia vertical basada en las oscilaciones de retrodispersión de Mie que ocurren dentro del rango de tamaño de gota en la longitud de onda de 3,2 mm. El método es aplicable a la medición de corrientes descendentes o micro-ráfagas en árboles de lluvia y distribución de gotas en todo tipo de lluvia. Intentamos aplicar el método a las mediciones de la velocidad vertical del aire, y posiblemente a la turbulencia del aire y la distribución del tamaño de gotas en lluvias producidas por tormentas convectivas. El método también sería muy útil para proporcionar perfiles verticales de distribución de gotas y velocidad vertical del aire en las regiones de precipitación observadas por un radar de banda S en un esfuerzo por mejorar nuestro conocimiento de la relación reflectividad radar-intensidad de la lluvia. También tenemos la intención de extender nuestras mediciones al espectro del componente de polarización cruzada, un método que proporcionaría una idea de las distorsiones de forma de partículas grandes. Hasta ahora, hemos limitado nuestras observaciones a las gotas de lluvia líquidas y, en este momento, se desconoce si el método es aplicable a la identificación de graupel o granizo y sus tamaños. Sin embargo, intentaremos obtener espectros Doppler en estas condiciones.

Peters, G., Fischer, B., and Andersson, T. (2002), Las mediciones de lluvia se obtuvieron con un micro radar perfilador (MRR) con una resolución de tiempo de 1 minuto y una resolución de 50 (100) m de altura en la costa alemana del Báltico en la península de Zingst (54.43 ° N, 12.67 ° E). La comparación con un pluviómetro convencional (tiempo de integración de 30 min) durante un período de verano de cinco meses que muestra un coeficiente de correlación de $r = 0,87$ para la tasa de lluvia y un acuerdo dentro del 5% para la lluvia total integrada durante todo el período. Las mediciones individuales con un tiempo de integración

de 30 minutos mostraron desviaciones de hasta un factor de 2 entre la MRR y el pluviómetro. La clasificación de las mediciones en intervalos de lluvia indica que las tasas de lluvia alrededor de 0.2 mm h⁻¹ proporcionan la contribución más alta por intervalo de lluvia a la precipitación total. Se presentan las distribuciones típicas de la concentración numérica, la concentración de agua líquida y la tasa de lluvia frente al tamaño de la gota, obtenidas con el MRR. Las estimaciones simultáneas de la tasa de lluvia y el factor de reflectividad con los datos de un radar meteorológico de banda C (frecuencia 6 GHz) sugieren que el MRR puede utilizarse para soportar estimaciones cuantitativas de la precipitación pluvial con radares meteorológicos. El radar meteorológico utilizado para la comparación es operado por el Servicio Meteorológico Alemán y se encuentra a 51 km del MRR.

Peters, G., Fischer, B., Münster, H., Clemens, M., and Wagner, A (2005), Se analizaron los datos de los micro radares perfiladores (MRR), ubicados en varios sitios alrededor del Mar Báltico, durante un período de varios años. A partir de los espectros Doppler, se obtienen los perfiles de las distribuciones de tamaño de gota (DSD). Se observa una dependencia de altura significativa de la forma de los DSD y, por lo tanto, de las relaciones Z-R a altas tasas de lluvia. Esto implica, para los sitios considerados, que las relaciones Z-R basadas en tierra llevan a la subestimación

Chavéz, (2013), En este estudio se caracterizó las tormentas en el Valle del Mantaro con información de sensoramiento remoto. En particular, se utilizaron los datos de la versión 6 del radar de precipitación (PR) a bordo del satélite TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission), específicamente los productos 2A23 y 2A25, los cuales son una estimación directa de la distribución tridimensional de la lluvia, sin depender de mediciones de nubosidad. Entre otras cosas, estos datos nos permiten conocer el tipo de lluvia, la altura de la tormenta, y un estimado de la lluvia en la superficie. Debido a que la distribución del tamaño de gotas es un factor determinante en el algoritmo del PR 2A25, para la validación del algoritmo en la región

andina se utilizó la técnica del papel de filtro (Rinehart, 1997) y se determinó la DSD en los andes centrales, a partir de ella, se obtuvo los parámetros a y b de la relación $R=aZ^b$ entre reflectividad de radar (Z) y razón de lluvia (R), los que se compararon con los utilizados en el algoritmo del producto 2A25 encontrándose una buena correspondencia.

Como parte de la caracterización espacial de las tormentas se determinó la extensión horizontal de ellas encontrándose que la mayoría de las tormentas tienen una extensión entre 25km^2 y 100km^2 . Además se determinó la intensidad de la lluvia para tormentas de distinta extensión. En cuanto a la dimensión vertical, se analizó si existe una relación uno a uno entre la altura de la tormenta y la lluvia, pero cuando se contrastó la altura de la tormenta con la lluvia estimada en la superficie, se verificó que dicha hipótesis no es válida. Por otro lado, se calculó la temperatura de brillo a partir de las imágenes GOES en el canal infrarrojo 4 a partir de la cual se estimó la altura del tope de las nubes. Se contrastó la temperatura de brillo (GOES) con la lluvia estimada en la superficie (PR TRMM) y no se encontró una relación uno a uno. Se comparó la altura del tope de las nubes calculada de las imágenes GOES con la altura de las tormentas (PR TRMM) y se encontró casos en los cuales la altura de la nube es menor que la altura de la tormenta, esto revelaría una limitación del sensor del GOES el cual recibe la radiación infrarroja de una zona que puede estar solo parcialmente nublada, lo cual llevaría a obtener valores de temperatura de brillo que no representan la altura real de las nubes en esa zona.

Finalmente, en los casos de estudio se ha analizado la estructura vertical y la extensión horizontal de dos eventos que presentan lluvias intensas, pero temperaturas de brillo muy distintas. Además, en un tercer caso de estudio se ha analizado una tormenta convectiva, donde la atención se centró en un pixel convectivo con poca lluvia en la superficie, encontrándose para ese pixel una estructura vertical distinta que la observada en los casos anteriores.

Villalobos Puma, (2016), Las estimaciones de R y Z (intensidad de lluvia a partir de la reflectividad) proporcionado por el Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) que se encuentra a bordo del satélite Global Precipitation Measurement (GPM), ha sido comparado y validado con los datos in situ del disdrómetro óptico y el radar Mira35C en la banda Ka, así mismo, para la validación se realizaron experimentos utilizando la técnica de papel del filtro para obtener la distribución del tamaño de gotas de lluvias a partir de 40 muestras para diferentes eventos de lluvia. El área de estudio corresponde para el valle del río Mantaro localizado en los Andes centrales del Perú en América del Sur, donde ocurren eventos meteorológicos como lluvias intensas, heladas y granizadas. Así mismo, el periodo de estudio corresponde desde noviembre a diciembre de 2014, enero a marzo y noviembre a diciembre de 2015 y enero a marzo de 2016. Se empleó regresión lineal simple entre R y Z para encontrar los parámetros a y b de la relación empírica ($R = aZ^b$) propuesto por Marshall and Palmer (1948). Se obtuvo valores de a y b para precipitación estratiforme: para la banda Ku $a=0.020$ y $b=0.669$, para la banda Ka $a=0.015$ y $b=0.675$, mediante la técnica de papel de filtro $a=0.017$ y $b=0.671$, con el disdrómetro óptico $a=0.027$ y $b=0.698$ y con el radar Mira35C $a=0.015$ y $b=0.623$. Así mismo, para precipitación convectiva, usando la banda Ku se obtuvo $a=0.033$ y $b=0.595$ y con el disdrómetro óptico $a=0.030$ y $b=0.695$. Los parámetros a y b utilizados por los radares de banda Ka y Ku a bordo del GPM son muy cercanos a los obtenidos con el papel del filtro y el disdrómetro óptico para precipitación estratiforme lo cual valida las estimaciones de razón de lluvia en la superficie. En el caso de la lluvia estratiforme se conoce que es más uniforme a nivel espacial y también presenta pocas variaciones en el tiempo. En cambio, la precipitación del tipo convectiva es más variable en el espacio, inclusive no siempre cubren el área total del píxel (25km^2), y son mucho más variables en el tiempo lo cual hace más complicada su correcta estimación.

2.3. Bases teóricas

Radar es el acrónimo de *RADio Detection And Ranging*, que significa “detección y medición de distancias mediante radio”. Consiste en un sistema electrónico que genera ondas electromagnéticas en el transmisor, irradiándolo en el espacio mediante una antena; recibe la señal dispersada retornante desde el objetivo y mide la posición, movimiento del objetivo, etc. Usualmente la misma antena es usada para la transmisión y recepción de la señal retornada. La posición es obtenida de acuerdo a la dirección donde la señal dispersada a la antena y la distancia es calculada por el lapso de tiempo que la onda electromagnética demora en ir y volver del radar al objetivo.

Se conocen varios tipos de objetivos que dispersan ondas electromagnéticas, e. j., dispersores aislados tales como aviones y naves, pequeñas partículas distribuidas tales como precipitación y nubes, y perturbaciones de índices de refracción de radio debido a la turbulencia atmosférica. En este trabajo, nos enfocaremos en dispersores relacionados a la precipitación, nubes y niebla; los radares diseñados para observar estos pequeños dispersores son conocidos como radares meteorológicos. El diagrama conceptual de un radar meteorológico se puede ver en la Figura 1.

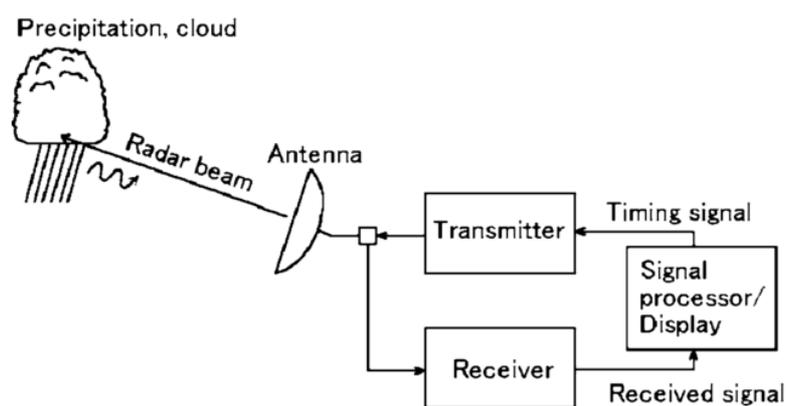


Figura 1. Diagrama conceptual de un radar meteorológico (Fukao and Hamazu, 2014)

2.3.1. Bandas de frecuencia de radares y usos.

Para transmisión, varias frecuencias que van desde varios MHz hasta alrededor de 100 GHz son utilizados para detectar dispersores atmosféricos. El principio de la propagación de ondas

electromagnéticas y operación del radar no cambia con la frecuencia de operación, no obstante, es común que los componentes del radar varíen enormemente dependiendo de la frecuencia.

En principio, largas longitudes de onda, es decir, bajas frecuencias de transmisión, son adecuadas para la detección de perturbación en los índices de refracción, que se usan en perfiladores de vientos. Cortas longitudes de onda, es decir, altas frecuencias de transmisión, son adecuadas para la detección de hidrometeoros. Las bandas de frecuencia de radar con sus principales usos son mostradas en la Tabla 1.

Cada mecanismo de dispersión tiene una mejor combinación con una específica banda de longitud de onda en el sensoramiento remoto de la precipitación (observaciones meteorológicas). Los diámetros de las gotas pueden encontrarse entre varios μm y varios mm . Por eso, las ondas electromagnéticas de varios milímetros (ondas milimétricas) a varios centímetros (microondas) son adoptadas para esos objetivos (Fukao and Hamazu, 2014).

2.3.2. Sistema de Radares Pulsados.

Los radares meteorológicos y atmosféricos usualmente general señales sincronizadas, amplificándolas como pulsos de radio frecuencias (rf) de alta potencia, y las transmiten a las frecuencias portadora f_0 . Esto facilita significativamente el ajuste de una variedad de parámetros del sistema de radar, como el rango máximo observable y la resolución espacial.

Tabla 1.
Bandas de frecuencia de radar y aplicaciones

Designación	Frecuencia	Aplicaciones
HF	3 - 30 MHz	Perfiladores de vientos
VHF	30 – 300 MHz	Perfiladores de vientos
UHF	300 – 1000 MHz	Perfiladores de vientos
Banda L	1 – 2 GHz	Control de tráfico aéreo, perfiladores de vientos
Banda S	2 – 4 GHz	Control de tráfico aéreo, observación meteorológica (largas distancias)
Banda C	4 – 8 GHz	Observación meteorológica (largas distancias)
Banda X	8 – 12 GHz	Observación meteorológica (distancias medias)
Banda Ku	12 – 18 GHz	Altimetría de alta resolución
Banda K	18 – 27 GHz	Vigilancia de la superficie de aeropuertos
Banda Ka	27 – 40 GHz	Observación meteorológica (cortas distancias)
Banda V	40 – 75 GHz	Redes inalámbricas, Wi-Fi
Banda W	75 – 110 GHz	Comunicaciones satelitales
Banda mm	110 – 300 GHz	Radio astronomía

Fuente: Adaptado de IEEE, 2003.

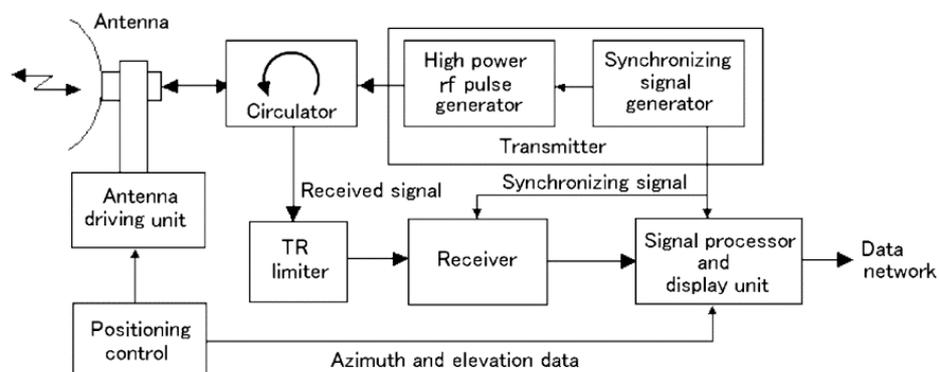


Figura 2. Configuración básica de un radar pulsado (Fukao and Hamazu, 2014)

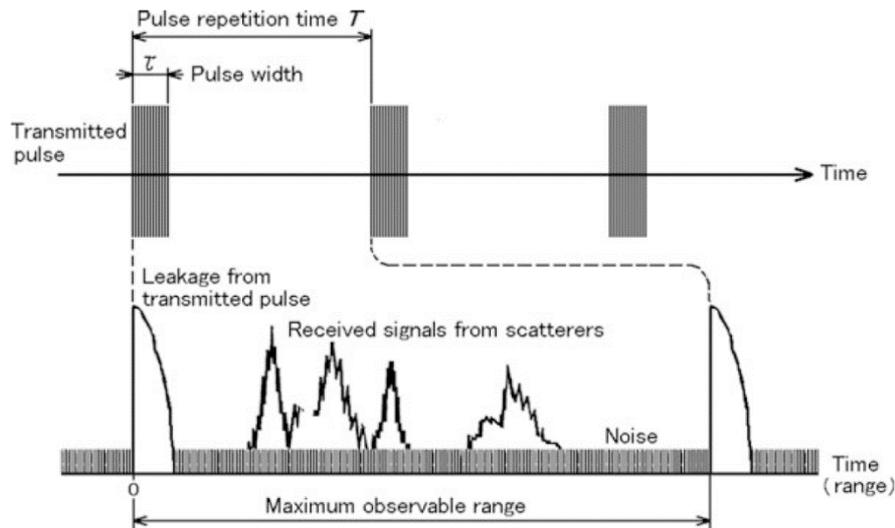


Figura 3. Secuencia de tiempo de pulsos transmitidos y señales dispersadas recibidas (Fukao and Hamazu, 2014)

La configuración básica de un radar pulsado se muestra en la Figura 2. Mientras en la Figura 3. se muestra el diagrama conceptual de la transmisión y recepción de la señal para un pulso de radar.

Medición de distancias

Para un radar pulsado. El rango o distancia r entre el radar y el dispersor es determinado desde el tiempo t entre la transmisión de un pulso y la recepción de la señal (o eco) retro-dispersado. Esto es:

$$r = \frac{ct}{2}, \quad (2.1)$$

donde c es la velocidad de la luz. La velocidad de la luz en la atmósfera es ligeramente más lenta que en el vacío, pero la diferencia es aproximadamente 0.03% inferior (Fukao and Hamazu, 2014). La resolución del rango Δr , o resolución vertical para los perfiladores, es la mínima distancia en la que dos dispersores adyacentes son resolubles, y es determinado como:

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2}, \quad (2.2)$$

donde τ es el ancho de pulso transmitido. De la misma forma, el rango determinado desde el tiempo de repetición de pulso (PRT por sus siglas en inglés) T es el máximo rango observable r_a donde la distancia de los dispersores puede ser determinado sin ambigüedad como:

$$r_a = \frac{cT}{2}. \quad (2.3)$$

2.3.3. Principio de la Medición Doppler.

Los radares Doppler aplican el “efecto Doppler”, principio que fue propuesto por primera vez por C.J. Doppler in 1842. Las ondas de radio incidentes en un dispersor generan vibraciones electromagnéticas al dispersor. Si el dispersor se mueve hacia el radar, las vibraciones internas serán más rápidas que para un dispersor quieto porque la velocidad de propagación aparente de la onda relativa al dispersor es más rápida y por lo tanto el dispersor que se aproxima experimenta fluctuaciones más rápidas de ondas incidentes. Por eso, la radiación retro-dispersada (ecos) recibida tendrá frecuencias más altas. Si las diferencias de fase entre los pulsos transmitidos y las señales recibidas (ecos) desde un dispersor son medidas, el desplazamiento de frecuencia (*Doppler shift*) puede ser calculado.

Si el movimiento del dispersor es hacia delante del haz del radar, la velocidad radial (en línea al haz) o velocidad Doppler, es positiva si se aleja o negativa si se acerca. La relación básica de un radar Doppler está dada por:

$$f_d = \frac{2v_d}{\lambda}, \quad (2.4)$$

Donde f_d es llamado *Doppler shift* o frecuencia Doppler, v_d la velocidad radial o velocidad Doppler, y λ es la longitud de onda transmitida por el radar.

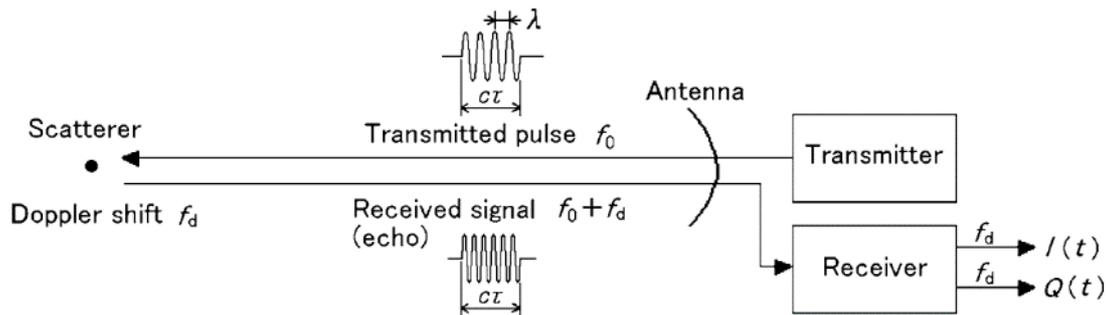


Figura 4. Diagrama conceptual del principio del radar Doppler. (Fukao and Hamazu, 2014)

El diagrama conceptual de la medición de la Ecuación 2.4 es ilustrado en la Figura 4. Si el pulso rf de frecuencia f_0 (frecuencia de transmisión; $f_0 = c/\lambda$, donde c es la velocidad de la luz y λ la longitud de onda) y el ancho del pulso τ es transmitido y la señal recibida desde un dispersor móvil, la frecuencia Doppler tiene un desplazamiento de a cantidad de f_d ; la frecuencia de la señal recibida se convierte en $f_0 + f_d$. Es muy difícil hacer una medición directa de la señal rf. De modo que muchos receptores desplazan la frecuencia portadora f_0 a cero (banda base) o a una frecuencia intermedia (IF), así, la señal puede ser digitalizada y analizada fácilmente para obtener la frecuencia Doppler f_d .

2.3.3.1. Límites Medibles de Velocidad Doppler

Límite Nyquist

De acuerdo al teorema de muestreo de Shannon y Someya, la máxima frecuencia medible es la mitad de la frecuencia de la señal de muestreo (Shannon, 1948). Es decir, la mitad de la frecuencia de repetición de pulso (PRF). Por lo tanto, la máxima frecuencia Doppler f_{dmax} medible está dada por:

$$f_{dmax} = \frac{1}{2T_s} \quad (2.5)$$

Si la frecuencia Doppler f_d de un dispersor excede f_{dmax} o $-f_{dmax}$, se produce un *aliasing* de frecuencia y la medición de la frecuencia Doppler se convierte ambigua. La máxima velocidad en la cual f_d no es afectada por el *aliasing* es la velocidad Nyquist v_N , el cual es expresado como:

$$v_N = \frac{\lambda}{4T_s}. \quad (2.6)$$

Cuando la velocidad radial v_r de un dispersor excede la velocidad Nyquist, la velocidad Doppler v_d es doblada y toma un lugar entre $-v_N$ y $+v_N$. Los valores de v_r y v_d está relacionados por la siguiente ecuación:

$$v_r = v_d + 2v_N N, \quad (7)$$

donde N es el número Nyquist, enteros (0, ± 1 , ± 2 , ...) que indican el grado de desfase, y $2v_N$ es el ancho Nyquist.

El Máximo Rango Observable

Como se discutió en la sección anterior (Secc. [2.3.2](#)), el máximo rango observable r_a , en el cual no hay ninguna ambigüedad de distancia, está dada por la Ecuación 2.3 como:

$$r_a = \frac{cT_s}{2}, \quad (2.8)$$

donde c es la velocidad de la luz. De la Ecuación 2.6 y 2.8, v_N está relacionada a r_a por:

$$v_N r_a = \frac{c\lambda}{8}. \quad (2.9)$$

La Ecuación 2.9 muestra que el producto de v_N y r_a es un valor constante, y ambos no pueden crecer al mismo tiempo. En general, r_a es limitada en función de v_N para evitar la ocurrencia del *aliasing* de velocidad (Fukao and Hamazu, 2014).

2.3.4. Teoría de la Dispersión Electromagnética

Campos eléctricos y magnéticos se propagan a través del espacio en forma de ondas electromagnéticas (ondas de radio en nuestro caso). Varias características de las ondas electromagnéticas pueden ser descritas por las ecuaciones de Maxwell.

Cuando la radiación electromagnética encuentra un objeto (o medio), esta será absorbida, dispersada o transmitida. Las ondas electromagnéticas pueden transmitir energía a través de la atmósfera compuesta de moléculas de gas con poca o ninguna atenuación, pero cuando se encuentra con partículas que precipitan, parte de la energía es absorbida y parte es dispersada. Si suponemos que una partícula es un dipolo simple; es decir, posee una carga positiva en un extremo y negativa al otro con una separación igual al diámetro de la partícula. El campo electromagnético incidente induce en el dipolo oscilaciones causando dispersión en todas las direcciones. La aproximación de Rayleigh explica la naturaleza de la señal de radar retro-dispersada si el tamaño del objetivo es mucho menor que la longitud de onda incidente ($D \leq \lambda/16$). Lamentablemente, para un radar de banda Ka (usado para este trabajo) las gotas de lluvias no entran en aproximación de Rayleigh, por lo que es necesario usar la teoría de Mie (1908).

Sección Equivalente de Radar (*Radar Cross Section*)

La sección equivalente de radar; llamada también corte transversal de radar; es definido como el área de un supuesto material perfectamente reflectante, situado a la misma distancia que el objetivo real. Se mide en unidades de área (m^2) e indican cuán medible es el objetivo. En el caso de que la dispersión ocurra isotrópicamente en todas las direcciones, y la densidad de potencia dispersada al rango r desde la partícula sea S_s , la potencia total dispersada se convierte en $4\pi r^2 S_s$. Por otro lado, la potencia entrante es $S_i \sigma$, cuando la densidad de potencia incidente es S_i intercepta una partícula con una sección equivalente de σ . La sección equivalente del radar está definida como ambas potencias idénticas a suficiente distancia:

$$\sigma = 4\pi r^2 \frac{S_s}{S_i} \quad (2.10)$$

Teóricamente, la sección equivalente puede ser obtenida analíticamente resolviendo las ecuaciones de Maxwell bajo apropiadas condiciones de frontera. Sin embargo, sólo se usa para dispersores con forma extremadamente simple (Fukao and Hamazu, 2014). Secciones equivalentes para varios dispersores típicos a varias longitudes de onda en la banda de microondas son mostrados en la Tabla 2.

Tabla 2.

Secciones equivalentes de radar [m^2] típicos para varios dispersores

<i>Categoría</i>	<i>Longitud de Onda de Radar</i>				
	30 - 15 cm	10 cm	6 cm	3 cm	1.8 cm
<i>Avioneta</i>	2	3	2.5		
<i>Avión de transporte</i>	70	70	70	70	
<i>Hombre</i>	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7
<i>Aves del mar</i>	0.002	0.001-0.004	0.004		
<i>Aves pequeñas</i>	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
<i>Lluvia^a</i>		2.8×10^{-12}	2.2×10^{-11}	3.5×10^{-10}	2.7×10^{-9}

^a 1 mm de diámetro, 10°C (fuente: traducido de Fukao and Hamazu, 2014, p. 40)

Teoría de Dispersión de Mie

En 1908, el físico alemán Gustav Mie formuló una completa teoría de dispersión/absorción, la cual describe la interacción de ondas electromagnéticas con partículas esféricas dieléctricas. Mostró que la solución podía ser hallada en términos de series infinitas de eléctricos y magnéticos multipolos. De acuerdo a la teoría de Mie, la dispersión, extinción, retro-dispersión, y absorción, en términos de sección equivalente puede ser expresado como (Bohren and Huffman, 1983):

$$\sigma_s = \frac{2\pi a^2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2), \quad (2.11)$$

$$\sigma_e = \frac{2\pi a^2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)[-Re(a_n + b_n)], \quad (2.12)$$

$$\sigma_b = \frac{\pi a}{x} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(-1)^n (a_n - b_n) \right|^2, \quad (2.13)$$

$$\sigma_a = \sigma_e - \sigma_s, \quad (2.14)$$

respectivamente, donde a es el radio de la gota y $x = 2\pi a/\lambda$.

La variable x a veces es llamado “parámetro de tamaño”, “tamaño radio-eléctrico” o “radio normalizado” y nos permite explorar la dispersión y absorción en términos de cantidades escalares, que a su vez son aplicables para cualquier radio frecuencia. Los coeficientes a_n y b_n representan los multipolos magnéticos y eléctricos de orden n , respectivamente (Bohren and Huffman, 1983).

Los cálculos de las secciones equivalentes se suelen expresar en términos de eficiencia Q_i , para la interacción de la radiación con una esfera. Es la sección equivalente σ_i normalizada con el área de la sección transversal de la partícula πa^2 , donde i representa la extinción ($i = ext$), absorción ($i = abs$), dispersión ($i = sca$), retro-dispersión ($i = b$), y presión de radiación ($i = pr$):

$$Q_i = \frac{\sigma_i}{\pi a^2}. \quad (2.15)$$

La conservación de la energía requiere que:

$$Q_{ext} = Q_{sca} + Q_{abs}, \text{ ó } \sigma_{ext} = \sigma_{sca} + \sigma_{abs} \quad (2.16)$$

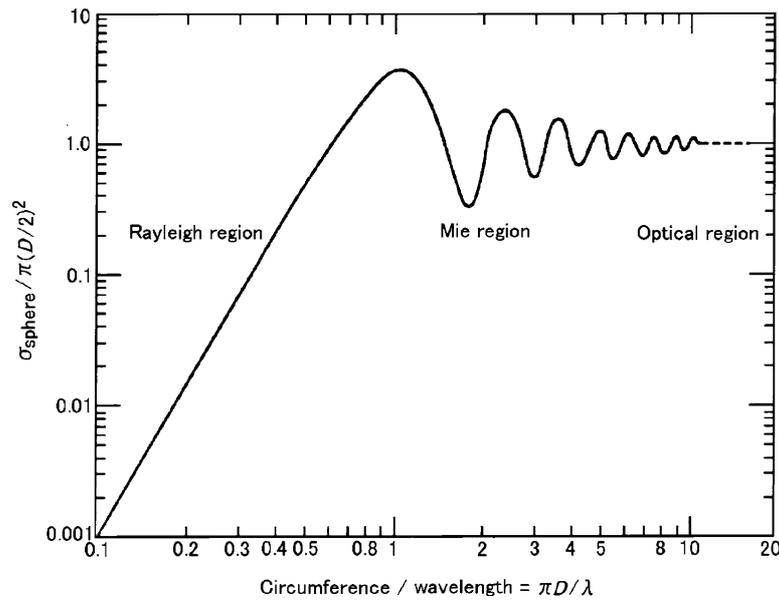


Figura 5. Sección equivalente normalizada de una esfera perfectamente reflectante (Fukao and Hamazu, 2014)

La Aproximación de Rayleigh

La aproximación de Rayleigh es dada como una solución aproximada a las fórmulas de Mie. Puede ser aplicada a las partículas de precipitación cuyos diámetros sean considerablemente más pequeños de la longitud de onda del radar. En la Figura 5 se puede ver en función del diámetro la región en la que se cumple la aproximación de Rayleigh. Esta aproximación usualmente se mantiene para radares meteorológicos convencionales. Sin embargo, la aproximación de Rayleigh no puede ser aplicada si las partículas de precipitación son observadas con longitudes de ondas milimétricas (como en este estudio).

En la región Rayleigh ($x = \pi D / \lambda < 0.2$), el cálculo de las secciones equivalentes se puede realizar de la siguiente forma (Gunn and East, 1954):

$$\sigma_b = \frac{\lambda^2}{\pi} x^6 |K_m|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 D^6, \quad (2.17)$$

$$\sigma_s = \frac{2\lambda^2}{3\pi} x^6 |K_m|^2 = \frac{2\pi^5}{3\lambda} |K_m|^2 D^6, \quad (2.18)$$

$$\sigma_a = \frac{\lambda^2}{\pi} x^3 \text{Im}[-K_m] = \frac{\pi^2}{\lambda} \text{Im}[-K_m] D^3, \quad (2.19)$$

$$\sigma_e = \sigma_s + \sigma_a. \quad (2.20)$$

Donde $|K_m|^2$ es dada por

$$|K_m|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2, \quad (2.21)$$

$$m = n - j k, \quad (2.22)$$

donde m es el índice complejo de refracción, n es el índice de refracción y k es el coeficiente de absorción del material. Valores de $|K_m|^2$ para diferentes temperatura y longitudes de onda son mostradas en la Tabla 3.

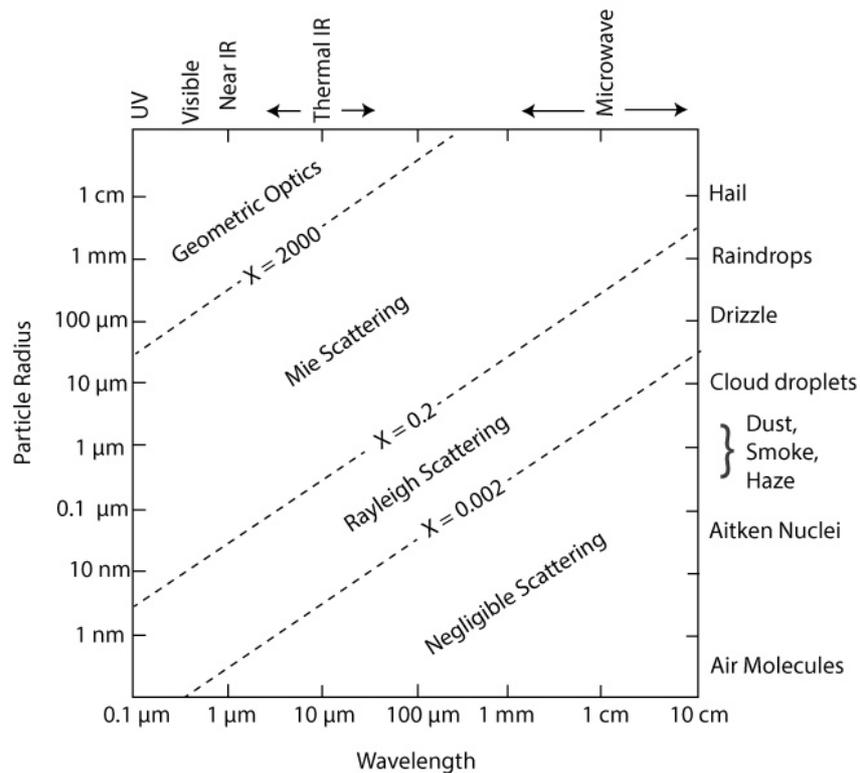


Figura 6. Regímenes de dispersión para diferentes radios de partículas y longitudes de onda (fuente: Brune, 2017)

2.3.5. Ecuación del Radar Meteorológico

Ecuación del Radar para Objetivos Aislados

Cuando la potencia transmitida P_t [W] es isotrópicamente irradiada desde una fuente puntual a todas las direcciones, la densidad de potencia [W/m^2] de la radiación al rango r [m] es $P_t/4\pi r^2$. Por ello, la potencia P_σ [W] interceptada por un dispersor con sección equivalente de σ [m^2] a la misma distancia es:

$$P_\sigma = \frac{P_t \sigma}{4\pi r^2}. \quad (2.23)$$

Tabla 3.

Variación de los índices complejos de refracción del agua.

	Temperatura	Longitud de Onda λ (cm)			
	(°C)	10	3.21	1.24	0.62
n	20	8.88	8.14	6.15	4.44
	10	9.02	7.80	5.45	3.94
	0	8.99	7.14	4.75	3.45
	-8	-	6.48	4.15	3.10
k	20	0.63	2.00	2.86	2.59
	10	0.90	2.44	2.90	2.37
	0	1.47	2.89	2.77	2.04
	-8	-	-	2.55	1.77
$ K_m ^2$	20	0.928	0.9275	0.9193	0.8926
	10	0.9313	0.9313	0.9152	0.8726
	0	0.9340	0.9340	0.9055	0.8312
	-8	-	-	0.8902	0.7921
$Im(-K_m)$	20	0.00474	0.01883	0.0471	0.0915
	10	0.00688	0.0247	0.0615	0.1142
	0	0.01102	0.0335	0.0807	0.1441
	-8	-	-	0.1036	0.1713

(fuente: traducido de Gunn and East, 1954)

Una forma simple de la ecuación del radar para un objetivo aislado, es usar la relación de la dependencia de la potencia de recepción P_r [W], la potencia de transmisión P_t , ganancia de la antena G , la apertura efectiva A_e , la distancia del objetivo r y la sección equivalente del objetivo σ :

$$P_r = \frac{P_t G A_e \sigma}{(4\pi)^2 r^4} \quad (2.24)$$

El área efectiva de recepción de la antena puede ser relacionada con la ganancia de la antena $G = 4\pi A_e/\lambda^2$, entonces la Ecuación 2.23 se puede escribir:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 r^4}, \quad (2.25)$$

La Ecuación 2.24, describe como la potencia de recepción está relacionada con un objetivo, sin embargo, los radares meteorológicos no observan un único dispersor. Tal como la lluvia, contiene múltiples gotas dentro del volumen contenido por el haz.

Ecuación del Radar para Objetivos Distribuidos

Si sumamos todas las secciones equivalentes $\sum\sigma$ por unidad de volumen V , tendremos:

$$\eta = \frac{\sum\sigma}{V}, \quad (2.26)$$

donde η [m²/m³] es llamado reflectividad del radar. Sustituyendo la Ecuación 2.25 en 2.24, nuestra potencia de recepción se puede escribir como:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} V \eta. \quad (2.27)$$

Asumiendo que la antena es parabólica y simétrica, y que la propagación del haz puede representarse con una función Gaussiana. Lo cual en general se cumple (Fukao and Hamazu, 2014 p. 47). La resolución del volumen del radar puede ser escrita como:

$$V = r^2 \frac{c\tau}{2} \frac{\pi\theta^2}{8\ln 2}. \quad (2.28)$$

Sustituyendo la Ecuación 2.27 en 2.26, finalmente tenemos:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \theta c \tau}{2^{10} (\ln 2) \pi r^2} \eta. \quad (2.29)$$

Factor de Reflectividad del Radar

La dispersión de dispersores distribuidos como partículas de precipitación (gotas de lluvia, etc.) pertenecientes a la región de Rayleigh se muestra en la figura 6. Mientras se cumpla, la aproximación de Rayleigh puede ser aplicada para calcular propiedades de los dispersores. La sección equivalente σ para una gota con diámetro D puede ser expresado por la Ecuación 2.17, donde $\sigma = \sigma_b$:

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 D^6. \quad (2.30)$$

La distribución de tamaño de gotas $N(D)$ será discutido en la Secc. [2.3.6](#). La reflectividad del radar η [$\text{m}^2 \text{m}^{-3}$], o sección equivalente de retro-dispersión por unidad de volumen, para partículas esféricas teniendo una distribución de diámetros en unidad de volumen es:

$$\eta = \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D) N(D) dD, \quad (2.31)$$

donde D [m] es el diámetro de la gota, D_{min} y D_{max} son los mínimos y los máximos valores de los diámetros en la unidad de volumen, respectivamente, y $N(D)dD$ está en [m^{-3}]. Sustituyendo la Ecuación 2.29 en 2.30, η es expresado como:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD. \quad (2.32)$$

La integral de la Ecuación 2.32 es llamada factor de reflectividad del radar Z , que es definido como:

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD, \quad (2.33)$$

donde las unidades de Z son [$\text{m}^6 \text{m}^{-3}$]. Usando Z de la Ecuación 2.33, la ecuación 2.32 es expresada como:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_m|^2 Z. \quad (2.34)$$

Usualmente, Z se expresa con más frecuencia en $[\text{mm}^6\text{m}^{-3}]$. En ese caso el coeficiente de transformación sería 10^{-18} , lo que convierte a la Ecuación 2.33 en:

$$\eta[\text{m}^{-1}] = \frac{\pi^5}{(\lambda[\text{m}])^4} |K_m|^2 Z [\text{mm}^6\text{m}^{-3}] \times 10^{-18}. \quad (2.35)$$

De esta forma podemos calcular la potencia de recepción con relación a Z usando la Ecuación 2.33 de la siguiente forma:

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 c \tau |K_m|^2 Z}{2^{10} (\ln 2) \lambda^2 r^2}. \quad (2.36)$$

El Factor de Reflectividad Equivalente

La Ecuación 2.35 representará nuestra potencia de recepción esperada siempre en cuando nos encontremos en la aproximación de Rayleigh, y se use el índice complejo de refracción $|K_m|^2$ correcto (este cambia considerablemente para agua líquida y hielo o nieve). Sin embargo, la precipitación no siempre consta de agua líquida y la longitud de onda del radar no siempre se encuentra en la aproximación de Rayleigh. Por lo que si queremos obtener el factor de reflectividad despejando Z de la Ecuación 2.35, se usa el término de “factor de reflectividad equivalente Z_e ” y se expresa como:

$$Z_e = \frac{P_r C r^2}{|K_w|^2}, \quad (2.37)$$

donde $|K_w|^2$ es el índice complejo de refracción del agua líquida ($K_w = K_m$), y C es la constante del radar (i.e., el producto de los parámetros que se consideran constantes en la Ecuación 2.35), e incluye el factor de conversión para expresar Z_e en $[\text{mm}^6\text{m}^{-3}]$:

$$C = 10^{18} \frac{2^{10} (\ln 2) \lambda^2}{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 c \tau}. \quad (2.38)$$

Usualmente, $|K_w|^2$ es considerada una constante de 0.93 y Z_e es expresada en decibeles:

$$dBZ_e = 10 \log_{10} Z_e. \quad (2.39)$$

En resumen, factor de reflectividad equivalente Z_e nos indica cuanto sería la suma de la 6ta potencia de los diámetros de las gotas en unidad de volumen [mm^6m^{-3}] si asumimos que nos encontramos en la región de Rayleigh y que todos los dispersores son de agua líquida.

Entre todas las cantidades físicas las cuales pueden ser medidas con radares meteorológicos, la precipitación es considerada una de las más importantes desde un punto de vista de uso práctico. Los hidrometeoros incluyen gotas de lluvia, granizo, nubes, niebla, etc. Por eso, en general los radares meteorológicos se diseñan con longitudes de onda donde la aproximación de Rayleigh se hace efectiva.

La ecuación Marshal and Palmer (1948) relacionaría empíricamente el factor de reflectividad del radar Z con la intensidad de lluvia R :

$$Z = aR^b, \quad (2.40)$$

donde, a y b son constantes, usualmente 200 y 1.6, respectivamente, sin embargo, estos valores cambian de acuerdo al tipo de precipitación, la altura y la zona. Lo que hace que el uso de esta ecuación no se pueda generalizar.

Es por eso que las técnicas actuales buscan obtener primero la distribución del tamaño de gotas, luego, usando su distribución calcular parámetros como la intensidad de lluvia y el contenido de agua líquida. En el presente trabajo, nos enfocaremos en calcular la distribución del tamaño de gotas.

2.3.6. Distribución del Tamaño de Gotas (DSD).

Se define como la cantidad de gotas que se encuentran en determinada unidad de volumen [m^{-3}]. Normalmente se suele expresar como una función respecto al diámetro denotada por $N(D)$ y cuyas unidades suelen ser [$\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$], indicando la cantidad de gotas por unidad de volumen que se encuentran dentro del intervalo ΔD [mm].

La distribución de tamaño de gotas (DSD por las siglas en inglés “*Drop Size Distribution*”) puede obtenida desde el espectro Doppler de diferentes maneras. En el trabajo de Atlas et al. (1973) se realiza un análisis teórico de la medición de las características de lluvias y nieve usando el espectro de radares Doppler perfiladores. Para el presente trabajo se realizará una adaptación de la metodología presentada por Peters et al. (2005), donde se trabaja con un radar de longitud de onda milimétrica.

Para la obtención de la DSD utilizaremos la velocidad Doppler para calcular los tamaños de las gotas, usando la teoría de Mie calcularemos la respectiva sección equivalente de cada tamaño, finalmente, de la reflectividad del radar (nótese la diferencia entre reflectividad η y factor de reflectividad Z , Ecuación 2.34) obtendremos la cantidad de gotas para cada unidad de tamaño.

2.3.6.1. Cálculo del tamaño de gotas

Dado que las gotas de lluvia no esferas perfectas, el diámetro se define como el diámetro de una esfera con el volumen de la gota V [$D \equiv (6V/\pi)^{1/3}$]. Usaremos la relación de la velocidad terminal de caída v y el diámetro de gota D , encontrada empíricamente por Gunn and Kinser (1949), de la forma analítica presentada por Atlas et al. (1973), (ver Figura 2.7). Utilizaremos una forma generalizada para la dependencia de la velocidad terminal de caída debido al cambio de densidad del aire δv :

$$v = (9.65 - 10.3e^{-0.6D})\delta v, \quad (2.41)$$

donde la velocidad está en [m/s] y el diámetro en [mm]. Para la corrección del cambio de densidad del aire utilizaremos la relación de Foote and Du Toit (1969):

$$\delta v = \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.4}, \quad (2.42)$$

donde ρ_o y ρ son la densidad del aire al nivel del mar y la densidad del aire que rodea la gota. Asumiendo que nos encontramos en una atmósfera estándar, una aproximación polinomial de segundo orden es dada:

$$\delta v(h) = 1 + 3.68 \cdot 10^{-5}h + 1.71 \cdot 10^{-9}h^2. \quad (2.43)$$

En la Figura 7, se grafica la relación teórica del tamaño de gota con su velocidad de caída, para diferentes alturas.

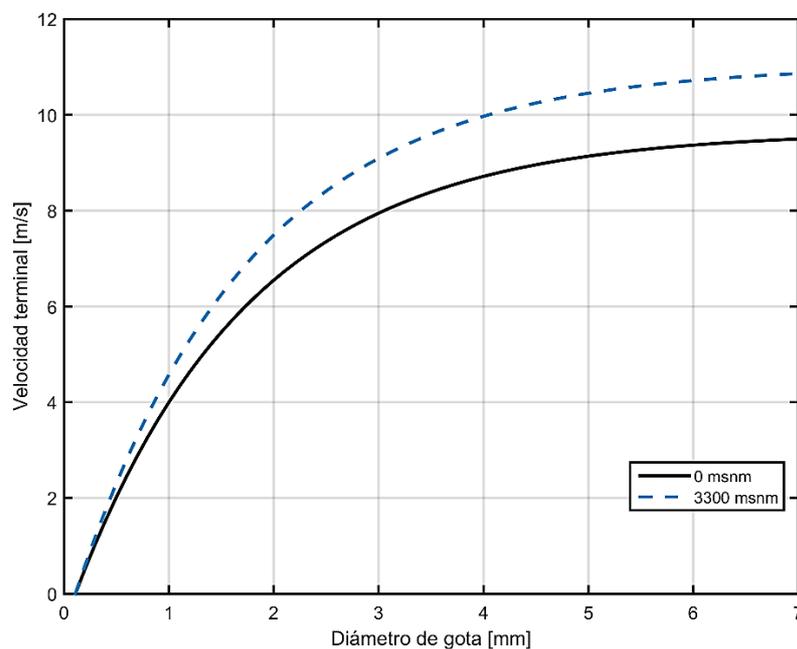


Figura 7. Velocidad terminal de las gotas versus tamaño de gota. Calculado utilizando la ecuación 2.40. (Fuente: Elaboración propia)

2.3.6.2. Cálculo de la Sección Equivalente

Suponiendo que nos encontramos en la región de Rayleigh, podríamos utilizar la Ecuación 2.29, para calcular la sección equivalente:

$$\sigma_R(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 D^6, \quad (2.44)$$

donde el índice complejo de refracción del agua $|K_w|^2$ a 35 GHz y 10°C es 0.89. Como la frecuencia de radares milimétricos no satisfacen la aproximación de Rayleigh para lluvias, es necesario utilizar la teoría de Mie (Ecuación de 2.13) para calcular la sección equivalente de

retro-dispersión $\sigma(D)$. La Figura 8 muestra la relación entre la sección equivalente de calculada con Mie y Rayleigh, función al diámetro de la gota, se puede observar que la aproximación de Rayleigh para 35 GHz y 10°C solo se cumple para diámetros inferiores a 1 mm.

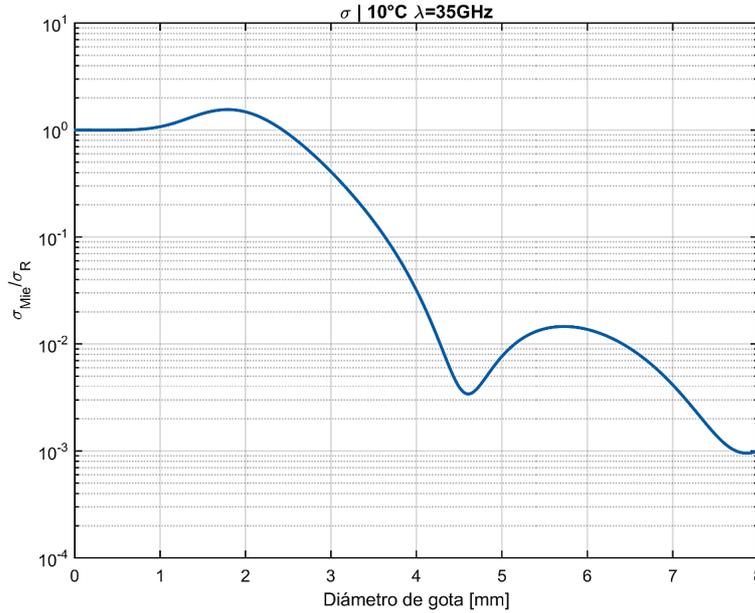


Figura 8. Sección equivalente de gotas de lluvia a 35 GHz (frecuencia del radar MIRA 35c) normalizada con la sección equivalente de Rayleigh. (Fuente: Elaboración propia)

2.3.6.3. Cálculo de la Concentración de Gotas

Desde el espectro Doppler la potencia de recepción P_r obtenida con respecto a la frecuencia f , contiene también la reflectividad η con respecto a la frecuencia (Ecuación 2.28):

$$P_r(f) = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \theta c \tau}{2^{10} (\ln 2) \pi r^2} \eta(f). \quad (2.45)$$

donde $P_r(f)$ está en [W/Hz], y $\eta(f)$ en [$m^2/(m^3 Hz)$]. Para obtener la reflectividad con respecto a la velocidad v :

$$\eta(v) = \eta(f) \frac{\Delta f}{\Delta v}, \quad (2.46)$$

donde $\Delta f/\Delta v$ representa la relación de la resolución Doppler. Podemos derivar desde ahí la reflectividad con respecto al diámetro:

$$\eta(D) = \eta(v) \frac{\partial v}{\partial D}, \quad (2.47)$$

$$\frac{\partial v}{\partial D} [ms^{-1}] = 6.18 \cdot e^{-0.6D[mm]} \delta v \quad (2.48)$$

Dividiendo $\eta(D)$ entre la sección equivalente de retro-dispersión $\sigma(D)$, tendremos la distribución del tamaño de gotas $N(D)$, es decir, el número de gotas por unidad de volumen y diámetro D :

$$N(D) = \frac{\eta(D)}{\sigma(D)}. \quad (2.49)$$

2.3.7. Relación entre Parámetros Básicos de Radar y la DSD.

Los parámetros microfísicos más usados por su facilidad de cálculo, son la velocidad media Doppler \bar{w}_d y el ancho espectral Doppler σ_w :

$$\bar{w}_d = \frac{\lambda \int_0^{\infty} f \cdot \eta(f) df}{2 \int_0^{\infty} \eta(f) df}, \quad (2.50)$$

en términos de la DSD puede ser expresada como:

$$\bar{w}_d = \frac{\int_{Dmin}^{Dmax} v(D) D^6 N(D) dD}{\int_{Dmin}^{Dmax} D^6 N(D) dD} + w, \quad (2.51)$$

donde $v(D)$ es la velocidad de la gota respecto a su diámetro (Ecuación 2.40), w es la velocidad vertical del viento. El ancho espectral es la raíz cuadrática media del cambio de la velocidad respecto a la media:

$$\sigma_w = \left(\overline{w_d^2} - \bar{w}_d^2 \right)^{1/2}. \quad (2.52)$$

Desde la distribución del tamaño de gota podemos obtener un valor más correcto del factor de reflectividad del radar (Ecuación 2.32):

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D)D^6 dD \quad (2.53)$$

2.3.8. Cantidades físicas de la lluvia.

2.3.8.1. Contenido de Agua Líquida

El contenido de agua líquida LWC , es la cantidad de agua contenida en una unidad de volumen. Como el volumen de una partícula de diámetro D [mm] es $\frac{\pi}{6}D^3$, LWC es dada por:

$$LWC = \frac{\pi\rho_w}{6} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 N(D) dD, \quad (2.54)$$

donde ρ_w es la densidad del hidrometeoro in [g/cm^3] (= 1 para gaa), y $N(D)dD$ está en [m^{-3}].
Quedando LWC en [mg/m^3].

2.3.8.2. Intensidad de Lluvia.

La intensidad de lluvia R es la cantidad de lluvia que cae en el suelo en un intervalo de tiempo dado. Es expresada en unidades de longitud (altura) por unidad de tiempo [mm/hr]:

$$R = 6 \cdot 10^{-4} \pi \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 N(D) v(D) dD. \quad (2.55)$$

2.4. Definiciones conceptuales

Algoritmo: Conjunto ordenado de operaciones sistemáticas que permite hacer un cálculo y hallar la solución de un tipo de problemas.

Aliasing: O solapamiento, es el efecto que causa que señales continuas distintas se tornen indistinguibles cuando se muestrean digitalmente.

Dispersores atmosféricos: Partículas que se encuentran en la atmósfera capaces de producir ecos al ser incididas con ondas electromagnéticas.

Espectro Doppler: Son los distintos valores de potencia medidas con respecto a su velocidad y distancia.

Hidrometeoros: Partículas suspendidas en la atmósfera compuestas principalmente de agua, sea líquida o sólida (hielo).

Índice de refracción: Se denomina índice de refracción al cociente de la velocidad de la luz en el vacío y la velocidad de la luz en el medio cuyo índice se calcula.

Isotrópicamente: Que tiene propiedades que son idénticas en todas direcciones.

Multipolos magnéticos: Conjunto de cargas concentradas en una pequeña región de espacio. Según sea el número de polos se denominará dipolo, cuadripolo, etc.

Parámetros microfísicos: Es una característica cuantificable o medible de procesos que ocurren principalmente dentro de la tropósfera. Ej. Velocidad de gotas, tamaño de gotas, etc.

Perfiladores de vientos: Son radares orientados verticalmente que son sensibles a vientos.

Polarización cruzada: Hace referencia al modo de operación de una antena. Consiste, en recibir señales en una orientación electromagnética distinta a la enviada. Ej. Transmisión horizontal y recepción vertical.

Reflectividad: En este trabajo nos referimos al factor de reflectividad del radar. Es un parámetro microfísico de los hidrometeoros, que contiene información del tamaño de gotas y su concentración.

Retro-dispersión: Es el retorno de ondas o señales hacia el lugar de donde provienen. Desde un punto de vista físico, la palabra adecuada debería ser esparcimiento, ya que no implica el cambio de frecuencia de la onda transmitida.

Señal co-polarizada: Hace referencia al modo de operación de una antena. Consiste, en recibir señales en una orientación electromagnética igual a la enviada. Ej. Transmisión horizontal y recepción horizontal.

Señal polarizada: Significa que la onda transmitida posee una orientación electromagnética definida.

Termistor: Un termistor es un sensor de temperatura por resistencia. Su funcionamiento se basa en la variación de la resistividad que presenta un semiconductor con la temperatura.

Tormenta convectiva: Es un tipo de lluvia y/o granizada provocada por el choque de vientos que ascienden de forma forzada empujándose entre ellos.

Turbulencia atmosférica: Movimientos desordenados del aire compuestos por pequeños remolinos que se trasladan en las corrientes de aire. La turbulencia atmosférica es producida por el aire en un estado de cambio continuo. Puede ser causada por las corrientes térmicas o convectivas, por diferencias en el terreno y en la velocidad del viento, a lo largo de una zona frontal o por una variación de la temperatura y la presión.

III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. Lugar de ejecución

La investigación se desarrolla con datos colectados en el Observatorio de Huancayo, ubicado en el distrito de Huachac, Junín, Perú (12.0°S, 75.3°O).

3.2. Área, sector y programa

Área: 03 Ambiental

Sector: 04 Cambio climático y desastres

Línea: 0003 Monitoreo y pronóstico de fenómenos hidrometeorológicos: cambio climático, fenómeno el niño, heladas, nevadas, precipitaciones intensas, sequías.

Proyecto: “Adquisición de un radar perfilador para estudios de física, microfísica y dinámica de nubes y precipitaciones en la zona andina”, contrato N°129-FINCYT-ECL-2014 y “Estudio de los procesos que controlan los flujos superficiales de energía y agua para el modelado de heladas, lluvias intensas y evapotranspiración en la sierra del Perú”, contrato N°400-PNICP-PIBA-2014. Ejecutado por el Instituto Geofísico del Perú, con financiamiento del Programa Nacional de Innovación para la Competitividad y Productividad.

3.3. Tipo de investigación

La investigación será aplicada, por el uso de múltiples conceptos ya estudiados con anterioridad. El enfoque de la investigación será cuantitativo, debe ser entendida como el comienzo o el soporte de futuras investigaciones.

3.4. Población y muestra

La población de estudio para esta investigación consiste en todos los eventos de lluvias que inciden sobre el Observatorio de Huancayo, para la temporada de lluvias (enero a mayo) del año 2016. Para dicho periodo, se encontraron 59 eventos de lluvias mayor en 1 mm en su acumulado total.

3.5. Determinación de variables e indicadores

Tabla 4.

Tabla de variables e indicadores.

VARIABLE	DEFINICIÓN CONCEPTUAL	DEFINICIÓN OPERACIONAL	DIMENSION	INDICADORES
V. independiente Espectro Doppler	Variaciones en energía y velocidad en la señal recibida por el radar	Servirá como datos de entrada para cuantificar las lluvias.	Algoritmo de procesamiento	Potencia: Watts (W) Metros por segundo (m/s)
V. dependiente Estimación de lluvia	Relación de agua acumulada en superficie con respecto al tiempo	Datos de salida. Cantidad de agua estimada a través de espectro Doppler.	Validación de los datos	Milímetros por hora (mm/hr)

(fuente: Elaboración propia)

3.6. Diseño estadístico

Para evaluar si la estimación de lluvias se está realizando correctamente, los datos serán comparados con observaciones realizadas por un pluviómetro automático, ubicado también en el Observatorio de Huancayo, cuya sensibilidad es de 0.254 mm.

El pluviómetro será tomado como instrumento de referencia y definiremos al error como la diferencia entre los acumulados de lluvia. El error será calculado tomando como referencia el pluviómetro, el error medio es el promedio de los errores calculados. El error porcentual es la suma de los errores dividido por el acumulado total:

$$E\% = \frac{\sum y_i - x_i}{\sum x_i} 100\%, \quad (3.15)$$

donde, x es el instrumento de referencia (pluviómetro) y y el instrumento a analizar (radar).

De la misma forma, el error absoluto (EA%) vendría a ser la suma de los errores absolutos para cada caso, sin embargo, para nuestro análisis ponderaremos el error con el instrumento de referencia, de la siguiente manera:

$$EA\% = \frac{\sum |y_i - x_i|}{\sum x_i} 100\%. \quad (3.16)$$

Para el análisis se utilizará también el coeficiente de correlación de Pearson, expresado como:

$$\rho = \frac{Cov(x, y)}{[Var(x)Var(y)]^{1/2}}. \quad (3.17)$$

Además, calcularemos la raíz-media-cuadrática del error, definido como:

$$RMSE = \sqrt{(y_i - x_i)^2} \quad (3.18)$$

dónde, la barra superior hace referencia a la media de la muestra, estos cálculos se realizarán para diferentes escalas de tiempo (es decir, 1, 5, 10, 15, 30, y 60 min) desde el pluviómetro y el radar respectivamente.

3.7. Técnicas e instrumentos para la obtención de datos

3.7.1. Radar Perfilador de Banda Ka MIRA 35C

MIRA 35C es un radar Doppler pulsado de banda Ka basado en un magnetrón con muy alta sensibilidad, el cual permite detectar nubes y niebla. Fabricado por la empresa alemana METEK (ver <http://metek.de/>) y elemento importante del Laboratorio de Microfísica Atmosférica y Radiación LAMAR del Observatorio de Huancayo. El radar transmite una señal polarizada linealmente mientras señales de co-polarización y polarización cruzada son recibidas simultáneamente para el espectro de reflectividad y la Relación de De-polarización Lineal (LDR).

El radar viene con un software instalado que nos proporciona como productos, la intensidad de lluvia, contenido de agua líquida, reflectividad, además de clasificar los objetivos. Sin embargo, para propósitos de investigación es necesaria más información como la distribución del tamaño de las gotas. Para estos propósitos científicos necesitamos procesar el espectro Doppler.

El procesamiento del espectro Doppler, nos da otra ventaja adicional, aparte de poder calcular la distribución del tamaño de las gotas, y es que tenemos la posibilidad de realizar las modificaciones necesarias al programa, con el objetivo de realizar experimentos y mejorar las estimaciones.

Configuración Mecánica

Los principales componentes de MIRA 35C son instalados una caja para exteriores (ver Figura 9). La caja protege al transmisor y receptor del radar, y la computadora del radar. El modulo transmisor-receptor es conectado a la antena por dos guías de onda, una para el canal co- y otra para el cross-. Es alimentado por 24 VDC.



Figura 9. Caja para exteriores 800x800x900 mm³. (Fuente: METEK)

La computadora del radar está también instalada dentro de la caja para exteriores. Tiene baja potencia industrial, el cual es alimentado con 24 V. Tiene un sistema de disco SSD para sistema Linux.

Los componentes dentro de la caja son enfriados por dos extractores de aire, ubicados a ambos lados de la caja. Los extractores de calor son los únicos componentes alimentados por 230 VAC.

Antena

La antena se encuentra montada sobre la caja. Posee un espesor de 12 mm de plato de aluminio. Cuatro tubos son conectados tras la antena para drenar el agua de lluvia a través de la caja para exteriores.

La antena posee 1 metro de diámetro, es un reflector de aluminio fundido con muy alta precisión. Tiene una ganancia de 49 dBi. El modelo de la antena es tipo cassegrain. Un cuerno circular alimenta la señal de transición linealmente polarizada que se dirige al contra-reflector desde donde es reflejada al disco principal.

Transmisor

La señal transmitida es generada por un magnetrón que proporciona 2.5 kW de potencia de pulsos de 100 a 400 ns a ciclos de trabajo hasta 1/1000. La frecuencia del magnetrón es centrada a 34.85 GHz. Dependiendo del ancho de pulso, la frecuencia de repetición de pulso y la temperatura, el magnetrón puede desviar la frecuencia hasta 100 MHz desde la frecuencia nominal.



Figura 10. Antena cassegrain de 1 metro de diámetro. (Fuente: METEK)

Receptor

El receptor tiene dos canales. Integra acopladores para ondas directas y reversas. Estos acopladores permiten un monitoreo constante de la potencia transmitida y la reflexión de la antena (VSWR). El amplificador de bajo ruido (LNA) a la entrada de cada canal es protegido

por una cadena de moduladores PIN. La señal amplificada de cada canal es convertida en dos pasos. Dependiendo de la frecuencia del magnetrón el primer mezclador convierte la señal a (1100 ± 100) MHz. La frecuencia del oscilador local del segundo conversor ajusta automáticamente así que la señal recibida es convertida a (281.25 ± 3) MHz.

La señal de 281.25 MHz es procesada por un receptor digital. El receptor digital elimina el sesgo por DC y los problemas por la imagen Doppler causados por la fase de los detectores I-Q. Las señales en ambos canales e recepción (co- y cross-) son digitalizados por dos ADCs de 125 MHz/16 bit.

Calibración

Un sistema de calibración permanente *on-line* es incluido en el radar. Una fracción de la señal transmitida es acoplada a un detector de termistor para monitorear el promedio de la potencia transmitida. La calibración recibida puede ser derivada de dos métodos alternativos:

- El ruido recibido es medido al final de cada ciclo de pulso antes que el alternador TR (Transmisión/Recepción) (*switch*) sea abierto. Es determinado por el ancho de banda del receptor, la figura de ruido, y las pérdidas en la ruta de recepción. Como todas estas cantidades puede ser determinada precisamente y la suma de sus valores es constante dentro de ± 0.3 dB, el ruido térmico puede ser considerado como fuente de calibración si la potencia absoluta es conocida. Cuando la amplificación del receptor es reducida en caso de lluvia fuerte para prevenir la saturación entonces la figura de ruido efectivo del receptor aumenta.
- Al final de cada ciclo de pulso, antes de que el ruido recibido sea medido y antes de que los moduladores PIN del alternador TR sea abierto, la señal desde un ruido de referencia es introducido al alternador TR. La potencia determinada en el nivel de referencia de ruido puede ser usado para la calibración del receptor en todas las situaciones. La

potencia de la fuente de referencia puede ser determinada por el primer método de calibración en ausencia de lluvias intensas cuando trabaja correctamente.

Almacenamiento de Datos

Los datos I-Q o el espectro de potencia sin promediar puede ser guardado al disco, sin embargo, son muy pesados (~50 MB/s). Este tipo de datos usualmente se guarda para propósitos de prueba. Por otro lado, los datos de espectros promediados, cuentan con un pre-procesamiento que reduce la razón de peso tiempo.

Los espectros son guardados como archivos binarios en la computadora del radar, a los cuales se puede acceder vía Internet o red de área local (LAN).

Los niveles de ruido y la lluvia

Llamamos ruido a la recepción de señales indeseadas como los ecos del suelo, que pueden provenir de fuentes internas o externas. El ruido del radar incluye el ruido térmico, el cual es de origen interno, y ruido dado por emisiones térmicas desde el sol, radio emisiones galácticas, emisiones atmosféricas, nubes, y suelo, los cuales son de origen externo (Fukao and Hamazu, 2014). En el radar MIRA 35C se calculan dos tipos de ruido, uno calculado a partir de canales reservados para calibración, guardado en el espectro como 'NPw1' y 'NPw2' (ver Secc. [3.7.2.1](#)) para los canales de co- y cross- polarización, respectivamente, los cuales son las potencias de ruido que son constantes para todas las frecuencias y rangos; el otro ruido, es estimado partir del algoritmo de HS (Hildebrand and Sekhon, 1974), para cada rango, calculados también para ambos canales, y que es denotado como nivel de ruido.

En teoría los niveles de ruido no deberían tener ninguna relación con la lluvia, sin embargo, ambos aumentan, lo importante de estos aumentos está en que el aumento de la potencia de ruido (NPw1 y NPw2) no sigue exactamente el patrón de la intensidad de lluvia, incluso, ésta mantiene valores altos una vez pasado el evento de lluvia, por que por alguna razón está relacionada con la lluvia (ver figura 11).

Tabla 5.

Datos técnicos del radar MIRA-35c

Tipo de radar	Mono-estático, pulsado, magnetrón
Centro de frecuencia	34.85 +/- 0.1 GHz
Pico de potencia	2.5 kW
Ciclo útil	< 1:1000
Ancho de pulso	100 a 400 ns
Resolución de rango	15 a 60 m
Mínima altura	150 m
Máxima altura	Limitado por la frecuencia de repetición de pulso (PRF) $0.5 \cdot c \cdot \left(\frac{1}{PRF} - 8 \mu s\right)$
Frecuencia de repetición de pulso PRF	2.5 – 10 kHz de acuerdo a la no ambigüedad de 11 – 42 m/s
Longitud FFT (nfft)	128, 256, 512, 1024
ADC para señal de 280 MHz	125 MHz/ 16 bit /Digital Receiver
Tipo de antena	Cassegain
Diámetro de antena	1.0 m
Ancho del haz de la antena	0.6°
Ganancia de la antena	48.9 dBi
Desacoplamiento de polarización (LDR detectado en caso de objetivos esféricos)	-30 dB
Peso	Caja = 135 kg, antena = 19 kg
Consumo de potencia	Radar + PC: 180 W

(fuente: data sheet, METEK)

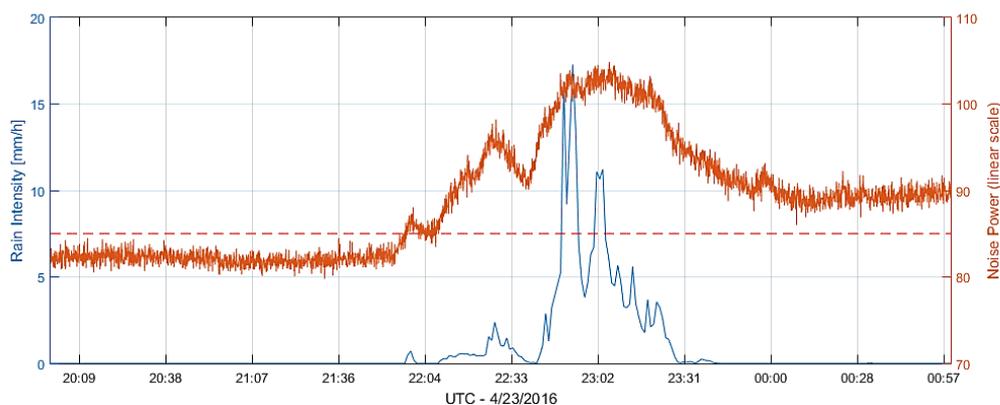


Figura 11. Comparación de la intensidad de lluvia obtenida desde el disdrómetro (azul) y la potencia de ruido del radar (naranja), entre guiones el valor 86 de la potencia de ruido. (Elaboración propia)

3.7.2. Estructura de datos

3.7.2.1. Lectura del Espectro Doppler

El espectro Doppler del radar MIRA 35C se guardan en archivos con la extensión ‘.zspc’, que contienen el espectro comprimido, un cabecero de 1024 bytes, parámetros de procesamiento, información del servidor, y los bloques de datos.

Los están guardados en formato binario. Little Endian (IEEE, 2008) es el orden de bytes usado para guardar enteros y puntos flotantes. Cada arreglo o estructura es empaquetada en piezas de datos los cuales tienen la siguiente estructura:

- (1) Firma: Representa al tipo de pieza [4 bytes]; (para MIRA 35C es MBCR)
- (2) Tamaño de Bloque de Datos: Indicador para la siguiente pieza [4 bytes]
- (3) Bloque de Datos: Puede incluir alguna estructura de datos u otra pieza [Tamaño de Bloque de Datos bytes].

Estructura del Cabecero

Los archivos zspc empiezan con 1024 bytes de cabecero, el cual contiene información descriptiva; en la Tabla 5 se puede ver a detalle el contenido del Cabecero.

Tabla 6.

Contenido del cabecero de los archivos zspc

Nombre	Peso	Formato	Descripción
name	32 bytes	char	Nombre del archivo original
time	32 bytes	char	Fecha y tiempo cuando el archivo fue creado
oper	64 bytes	char	Nombre del operador que creó el archivo
place	128 bytes	char	Lugar donde se hicieron las mediciones
desc	256 bytes	char	Descripción de las mediciones
DSP_PAR		char	Nombres de los parámetros de procesamiento y servicio
		char	Espacio reservado

(fuente: data sheet, METEK)

El último campo es reservado para mantener el peso del cabecero en 1024 bytes.

El cabecero es seguido por una cadena de piezas principales.

Estructura de las Piezas Principales

Las piezas principales inician con la firma del dispositivo. Éste es un texto de 4 caracteres (MBRC para MIRA 35C).

Los bloques de datos incluyen dos tipos de cadenas de datos: Las que incluyen parámetros de procesamiento (PPar) y la cadena de datos.

Cadena tipo 1: PPar

La estructura de parámetros de Procesamiento de Señal Digital (DSP por sus siglas en inglés). Éste aparece una vez como la primera pieza principal y cada vez que los parámetros de procesamiento son cambiados. El orden, peso, formato y descripción de los datos PPar se pueden ver en la Tabla 6.

Cadena tipo 2: Cadena de Datos

Para cada intervalo de tiempo para los promedios espectrales, un cuadro de datos es grabado, que consiste en una cadena de piezas.

La cadena empieza con un cabecero que contiene una estructura la información del servidor SRVI, el cual puede cambiar de intervalo en intervalo. El orden, peso, formato y descripción de los datos SRVI se pueden ver en la Tabla 7.

NPw1, Npw2, CPw1, y CPw2 están guardados en decibeles y cuentan con dos normalizaciones (noinor1, noinor2), la primera es de 713031680, y la segunda de 30. Para volver a los valores originales, primero se debe transformar de dB a potencia, y luego multiplicar por $713031680 \cdot 30$.

RadarConst5, es la constante del radar (Ecuación [2.38](#)) correspondiente a 5 km de rango. Debido a las variaciones en la potencia de transferencia éste cambia de pieza en pieza, y por eso es guardado en la estructura SRVI.

Luego siguen las piezas espectrales principales.

Tabla 7.

Parámetros del procesamiento de señal digital DSP

Nombre	Peso	Formato	Descripción
prf	32 bits	int	Repetición de frecuencia de pulso (Hz)
pdr	32 bits	int	Duración de pulso (ns)
sft	32 bits	int	Número de puntos FFT
avc	32 bits	int	Número de promedios espectales (in-coherent)
ihp	32 bits	int	Número del rango más bajo para la estimación de momentos (y guardado)
chg	32 bits	int	Cantidad de rangos para la estimación de momentos
pol	32 bits	int	Interruptor <i>on/off</i> para mediciones polarimétricas
att	32 bits	int	STC atenuación en los rangos inferiores <i>on/off</i>
tx	32 bits	int	Número del primer rango con sensibilidad completa en modo STC
ADCGain0	32 bits	float	Usado para ecualizar ganancia de canales. Obsoleto
ADCGain1	32 bits	float	Obsoleto
wnd	32 bits	int	Depuración
pos	32 bits	int	Retraso entre pulso <i>sync/tx</i> para corrección de fase (ns)
add	32 bits	int	<i>Add to pulse</i> para compensar retraso en la señal RF
len	32 bits	int	Tiempo para medición de pulso. Obsoleto
cal	32 bits	int	Calibración de posición de señal. Obsoleto
nos	32 bits	int	Posición de señal de ruido. Obsoleto
of0	32 bits	int	Umbral de detección ($of0/10 * P_noise/\sqrt{avc}$)
of1	32 bits	int	Obsoleto
swf	32 bits	int	Umbral de estimación de 2° momento
sum	32 bits	int	Obsoleto
osc	32 bits	int	Modo de oscilograma (0 spectrum mode; 1 Oscilogram IQ mode; 4 spc saved by IDL programs)
tst	32 bits	int	Obsoleto
cor	32 bits	int	Obsoleto
ofs	32 bits	int	Obsoleto
HSBn	32 bits	int	Detección del ruido de Hildebrand en nivel de ruido
HSBa	32 bits	int	Detección del ruido de Hildebrand en todos los niveles
CalibrPower_M	32 bits	float	Obsoleto
CalibrSNR_M	32 bits	float	Obsoleto
CalibrPower_S	32 bits	float	Obsoleto
CalibrSNR_S	32 bits	float	Obsoleto
Raw_gate1	32 bits	int	Rango más bajo para guardado del espectro
Raw_gate2	32 bits	int	Número de rangos con señal atmosférica
raw	32 bits	int	Guardado de espectro IQ <i>on/off</i>
prc	32 bits	int	Estimación de momentos <i>on/off</i>

(fuente: data sheet, METEK)

Tabla 8.
Información del servidor SRVI

Nombre	Peso	Formato	Descripción
frm	32 bits	uint	Número de cuadro de datos
time	32 bits	uint	Tiempo del cuadro de datos
tpow	32 bits	float	Promedio de potencia transmitida
NPow1	32 bits	float	Potencia de ruido pin-mod Co-
NPow2	32 bits	float	Potencia de ruido pin-mod Cx-
CPw1	32 bits	float	Potencia de ruido Co- int. source
CPw2	32 bits	float	Potencia de ruido Cx- int. source
PS_Stat	32 bits	uint	Fuentes de alimentación
RC_Err	32 bits	uint	Errores de recepción
TR_Err	32 bits	uint	Errores de transmisión
dwSTAT	32 bits	uint	Estado del radar
dwGRST	32 bits	uint	Estado general del radar
AzmPos	32 bits	float	Posición azimutal de la antena
AzmVel	32 bits	float	Velocidad azimutal de la antena
ElvPos	32 bits	float	Elevación de la antena
ElvVel	32 bits	float	Velocidad de elevación de la antena
NorthAngle	32 bits	float	Dirección norte
Time_micro	32 bits	int	Fracción del tiempo
AziSetPos	32 bits	float	Fijar azimut
ElvSetPos	32 bits	float	Fijar elevación
RadarConst5	32 bits	float	Constante del radar con 5km de referencia

(fuente: data sheet, METEK)

Piezas Espectrales Principales

Desde el espectro todos los bins son guardados cuando el co- y cross- espectro se encuentra por encima del umbral de ruido. Para que el procesamiento sea de la misma forma que la misma forma que el espectro completo, también, el nivel de ruido de Hildebrand-Sekhon de cada rango, y los factores de corrección del SNR son guardados.

Cada variable contiene su firma y su peso; contienen además datos de ambos canales (co y cross) iniciando por el co-polarizado, y están puestas en el orden siguiente:

HSDV: Nivel de ruido estimado por el algoritmo de Hildebrand and Sekhon (1974).

COFA: Factor de corrección para la señal-ruido (SNR).

ZSPC: El espectro, estructurado de la forma:

Para cada rango:

Numero de sub piezas que contienen potencia significativa (16 bit int)

Para cada sub pieza:

Índice del bin espectral donde la pieza inicia (16 bit int)

Número de bins de la pieza (16 bit int)

Para cada canal:

Pieza espectral con un máximo normalizado a 65530 (16 bit int)

Máximo de la pieza (4 bytes float)

Fin de canal (nótese que ambos canales tienen el mismo peso)

Fin de la sub pieza

Fin de rangos

3.7.2.2. Programa Principal

El programa principal estará compuesto por un conjunto de rutinas, que incluye la lectura del espectro Doppler y las operaciones matemáticas explicadas en el Capítulo 2. La solución de ecuaciones que incluyen integrales se realizará como suma de cantidades discretas. De esta forma si quisiéramos calcular la intensidad de lluvia siguiendo la Ecuación 2.54, tendríamos:

$$R = 6 \cdot 10^{-4} \pi \sum_{D=Dmin}^{Dmax} D^3 N(D) v(D) \Delta D. \quad (3.1)$$

3.7.2.3. Corrección por antena mojada

Definiremos atenuación como la diferencia que hay entre la diferencia que hay entre la señal recibida sin efectos de antena mojada y la señal recibida con antena mojada, expresada en decibeles, de la siguiente forma:

$$S_0 - S_A = A \quad (3.2)$$

donde, S_0 es la señal sin atenuación, S_A es la señal con atenuación por antena mojada y A es la atenuación en decibeles.

Por fines prácticos expresaremos la atenuación en escala lineal denotada como A_l de tal forma que,

$$A = 10 \log (A_l). \quad (3.3)$$

Entonces diremos que la atenuación es directamente proporcional a la variación de la potencia de ruido con respecto al valor de referencia, expresada como:

$$A_l = k \Delta N \quad (3.4)$$

donde, k es una constante, y ΔN es la diferencia entre la potencia de ruido y el valor de referencia r que representa al nivel de ruido sin intervención de la lluvia:

$$\Delta N = N - r; \quad (3.56)$$

es necesario destacar aquí que la atenuación A no puede tener valores negativos, por obvias razones, lo que restringe el valor de A_l ,

$$A \geq 0 \quad (3.6)$$

$$A_l \geq 1 \quad (3.7)$$

$$k \Delta N \geq 1 \quad (3.8)$$

de donde se deduce que,

$$N \geq r + \frac{1}{k} \quad (3.9)$$

Siendo ésta nuestra condicional para poder realizar los cálculos.

El problema radica en encontrar el valor de k , debido a que no conocemos de cuánto es la atenuación, simplemente estimaremos cuánto tendría que ser la atenuación para el estimado de

lluvia en el nivel más próximo a la superficie, esto se realizará siguiendo la estimación basada en la distribución del tamaño de gotas, con la siguiente lógica:

Primero, dado que la intensidad de lluvia obtenido desde un determinado tamaño de gota es proporcional a la cantidad de gotas para al mismo tamaño de gota, y la cantidad de gotas es proporcional a la reflectividad espectral de las gotas con dicho tamaño, el que, a su vez, es proporcional a señal recibida a un valor de frecuencia que está relacionado con el tamaño de gota en cuestión, entonces,

$$rr(D) \propto N(D) \propto \eta(D) \propto s(f) \frac{df}{dv} \frac{\partial v}{\partial D} \quad (3.10)$$

donde, $rr(D)$ es la intensidad de lluvia obtenida desde las gotas con tamaño D , $N(D)$ es la concentración de gotas para D , $\eta(D)$ es el volumen espectral de reflectividad, $s(f)$ es la señal recibida desde la frecuencia f , los valores de $\frac{df}{dv}$ y $\frac{\partial v}{\partial D}$ expresan la relación entre f y D . Luego, podemos decir que atenuación se presenta por igual en todos los valores de frecuencia y por lo tanto en todos los tamaños de gotas,

$$\int rr(D)dD \propto \int N(D)dD \propto \int \eta(D)dD \propto \int s(D)dD \quad (3.11)$$

lo que puede reducirse a,

$$R \propto S \quad (3.12)$$

con R como intensidad de lluvia en [mm/h] y S la potencia de señal en escala lineal. Lo que significa que si sabemos cuánto es la reducción R podemos inferir el valor de la atenuación, de la forma:

$S_0 - S_A = A \rightarrow A_l = \frac{S_{0l}}{S_{Al}}$, donde el subíndice "l" indica que están en escala lineal, y dado que

$R \propto S$, la atenuación se puede expresar en términos de R ,

$$A_l = \frac{R_0}{R_A} \quad (3.13)$$

donde, al igual que con los valores de S , R_0 indica la lluvia sin atenuación y R_A la intensidad de lluvia con atenuación por antena mojada. El valor de R_0 es el observado, en este trabajo usamos los datos del pluviómetro. Y calculamos el valor de k en función de R y N ,

$$k = \frac{R_0}{R_A \Delta N} \quad (3.14)$$

3.8. Procesamiento y análisis estadístico de datos

La escritura de rutinas para el procesamiento de los datos, análisis estadístico y preparación de figuras, se realizará con el software MATLAB (abreviatura de MATrix LABoratory, “laboratorio de matrices”), el cual es una herramienta de software matemático que ofrece un entorno de desarrollo integrado (IDE) con un lenguaje de programación propio (lenguaje M).

IV. RESULTADOS

4.1. Resultados del Programa

Se escribieron siete rutinas para el procesamiento de los datos, las cuales interactúan entre sí:

spc_read.m.- Es una función dedicada a la lectura del espectro Doppler (archivos ‘.spc’ o ‘.spca’), que nos da como salida una estructura, la cual tiene información de los parámetros de procesamiento del espectro y matrices de los espectros (co- y cross-).

DSD.m.- También es una función, y puede ser considerada la rutina madre (función principal), puesto que utiliza las demás rutinas que usa de entrada el espectro Doppler y da como salida la distribución del tamaño de gotas, su cantidad y velocidad, también, la velocidad radial, el ancho espectral, y la reflectividad equivalente.

get_wetatt.m.- Es un algoritmo desarrollado para compensar las pérdidas por atenuación de la antena mojada.

calc_snr.m.- Esta función utiliza el espectro Doppler para calcular la relación señal - ruido, la velocidad media y el ancho espectral.

mietab.m.- Es la función encargada de generar matrices con las secciones transversales de retro dispersión para diferentes tamaños y temperaturas.

complexindex.m.- Calcula los índices complejos de refracción del agua para tamaños definidos dentro del programa.

bhmie.m.- Esta función es una adaptación para MATLAB del programa de Bohren & Huffman (1983), realizado por Mätzler (2002). Utiliza la teoría de dispersión de Mie para calcular la sección transversal de retro dispersión en función al índice complejo de refracción y diámetro de esferas.

Los usos de estos programas se describen en las siguientes secciones. En la Figura 12 se puede ver el diagrama de flujo para el cálculo de parámetros microfísicos, el cual se realiza con las rutinas anteriormente descritas.

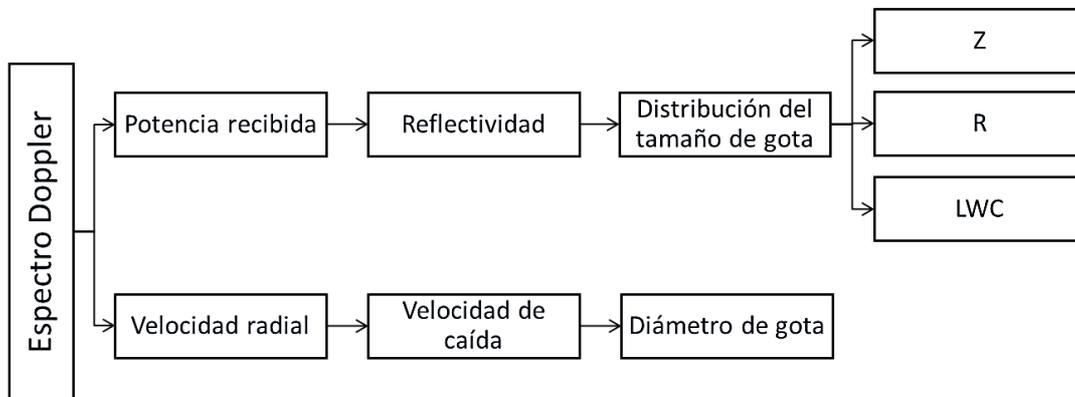


Figura 12. Diagrama de flujo para el cálculo de parámetros microfísicos de lluvias. (Elaboración propia)

4.1.1. Lectura del espectro Doppler

Para la lectura del espectro Doppler utilizamos la función `spc_read`:

```
Spectra = spc_read(zspcfile)
```

Donde 'zspcfile' es el archivo que contiene los espectros y 'Spectra' es el resultado de la función, una estructura de la siguiente forma:

Spectra =

Header: Cabecero del archivo [struct]

Service_Param: Parámetros de servicio [struct]

Process_Param: Parámetros de procesamiento [struct]

Co_Spc_Mtr: Espectro Doppler del canal Co- [rango, vel, tiempo]

Cx_Spc_Mtr: Espectro Doppler del canal cross- [rango, vel, tiempo]

UTC: Tiempo UTC [tiempo]

RadarConst5: Constante del radar [tiempo]

HSDV_co: Ruido de HS del canal co- [rango, tiempo]

HSDV_cx: Ruido de HS del canal cross- [rango, tiempo]

COFA_co: Factor de corrección del canal co- [rango, tiempo]

COFA_cx: Factor de corrección del canal cross- [rango, tiempo]

NPw1: Nivel de ruido del canal co- [tiempo]

NPw2: Nivel de ruido del canal cross- [tiempo]

range: Rango [rango]

En la Figura 13 se muestra el espectro Doppler para un instante de tiempo con respecto a la velocidad y a la altura, la línea magenta indica la velocidad media del espectro, llamada también velocidad radial.

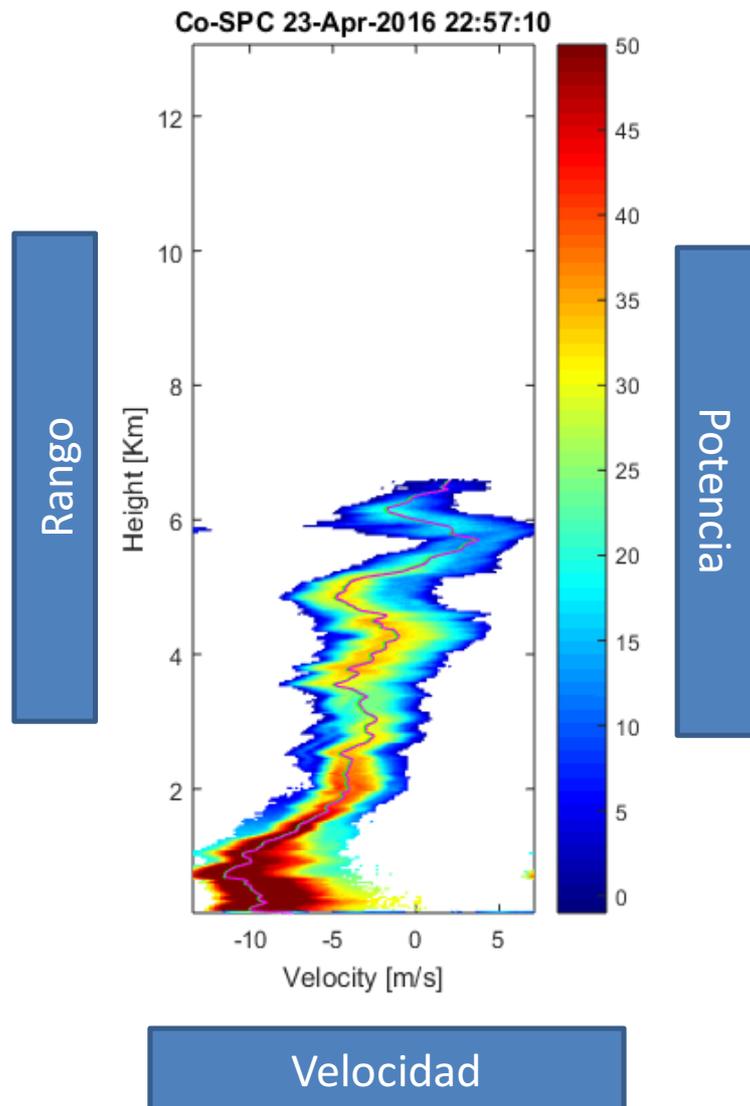


Figura 13. Visualización del canal co- para un instante de tiempo, la línea magenta indica la velocidad media. (Elaboración propia)

4.1.2. Programa principal

Todo el procesamiento del espectro Doppler se puede realizar utilizando la función DSD, esta nos dará los valores de intensidad de lluvia, contenido de agua líquida, velocidad

Doppler, etc. Su uso es como sigue:

Parameters = DSD(zspcfile)

Donde 'zspcfile' es el archivo que contiene los espectros y 'Parameters' es el resultado de la función, una estructura de la siguiente forma:

Parameters =

time: Tiempo UTC [tiempo]

range: Rango [rango]

vel: Velocidad [velocidad]

drops: Tamaño de gotas [vel, rango]

dsd: Cantidad por metro cúbico [rango, vel, tiempo]

RR: Intensidad de lluvia [rango, tiempo]

LWC: Contenido de agua líquida [rango, tiempo]

Ze: Reflectividad [rango, tiempo]

vlx: Velocidad media [rango, tiempo]

vvx: Ancho espectral [rango, tiempo]

wetatt: Atenuación por antena mojada [tiempo]

fix: Número de puntos para corrección de aliasing (ver Secc [2.3.3.1](#)) [escalar]

Los diferentes parámetros obtenidos por el programa principal En la Figura 14 se pueden ver los distintos productos obtenidos por la función DSD, como la reflectividad, velocidad media, ancho espectral, contenido de agua líquida, e intensidad de lluvia. De las cuales es posible distinguir zonas como la capa de fusión (zona donde se forman las gotas de lluvia), lluvia, nubes, etc.

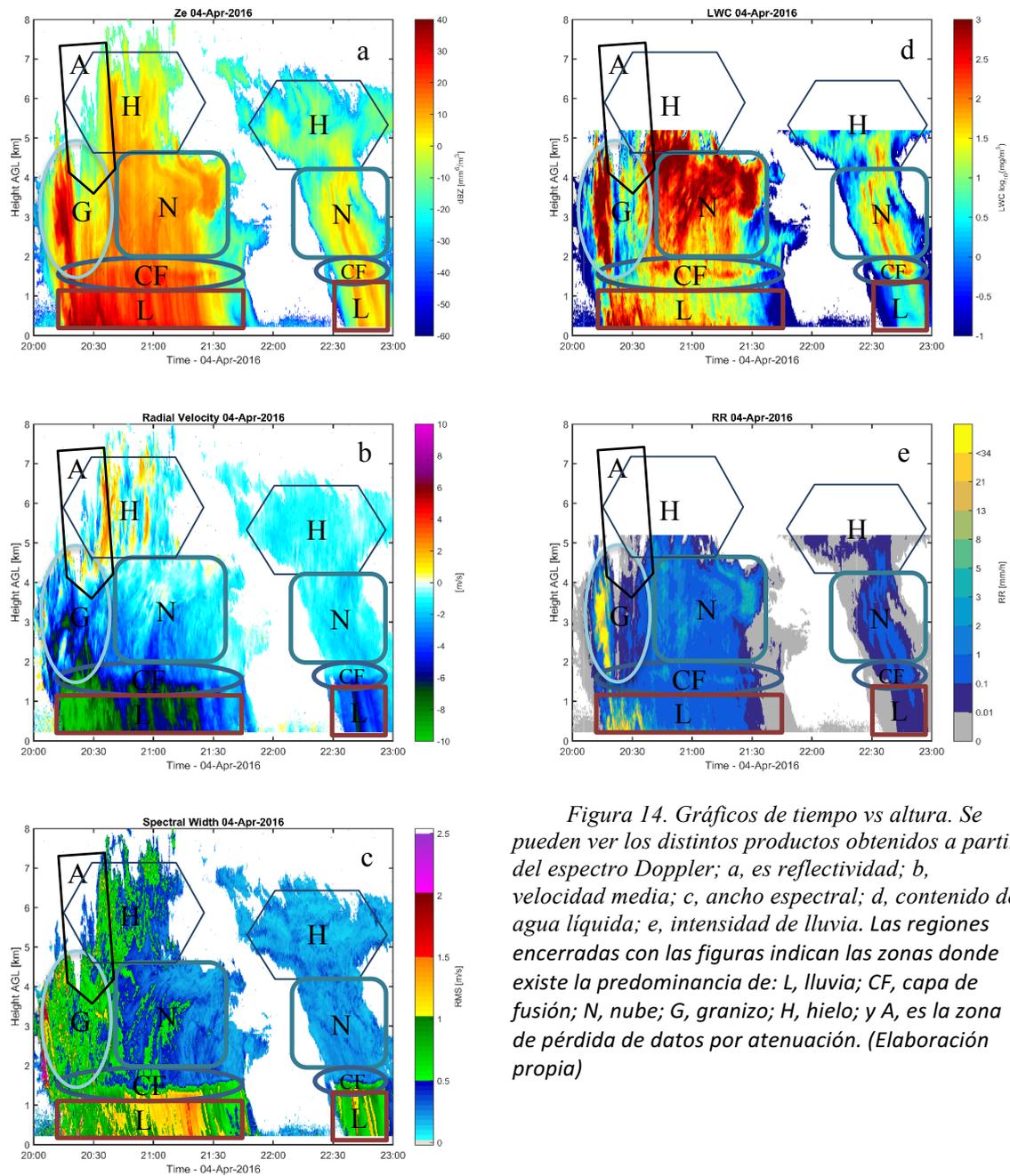


Figura 14. Gráficos de tiempo vs altura. Se pueden ver los distintos productos obtenidos a partir del espectro Doppler; a, es reflectividad; b, velocidad media; c, ancho espectral; d, contenido de agua líquida; e, intensidad de lluvia. Las regiones encerradas con las figuras indican las zonas donde existe la predominancia de: L, lluvia; CF, capa de fusión; N, nube; G, granizo; H, hielo; y A, es la zona de pérdida de datos por atenuación. (Elaboración propia)

4.1.3. Corrección por antena mojada

El algoritmo tendrá como entrada la potencia de ruido N , y la salida será la atenuación A_L ; se encuentra incluido dentro de la función DSD. Se deben definir tres parámetros, la constante de atenuación k , la linealidad el valor de referencia que denotaremos como ref , y unos parámetros que indiquen cuántos datos usaremos para realizar la media corrida, que denotaremos como $smth$. El diagrama de flujo del algoritmo se muestra en la Figura 15, y un ejemplo de cómo es la atenuación es mostrado en la Figura 16:

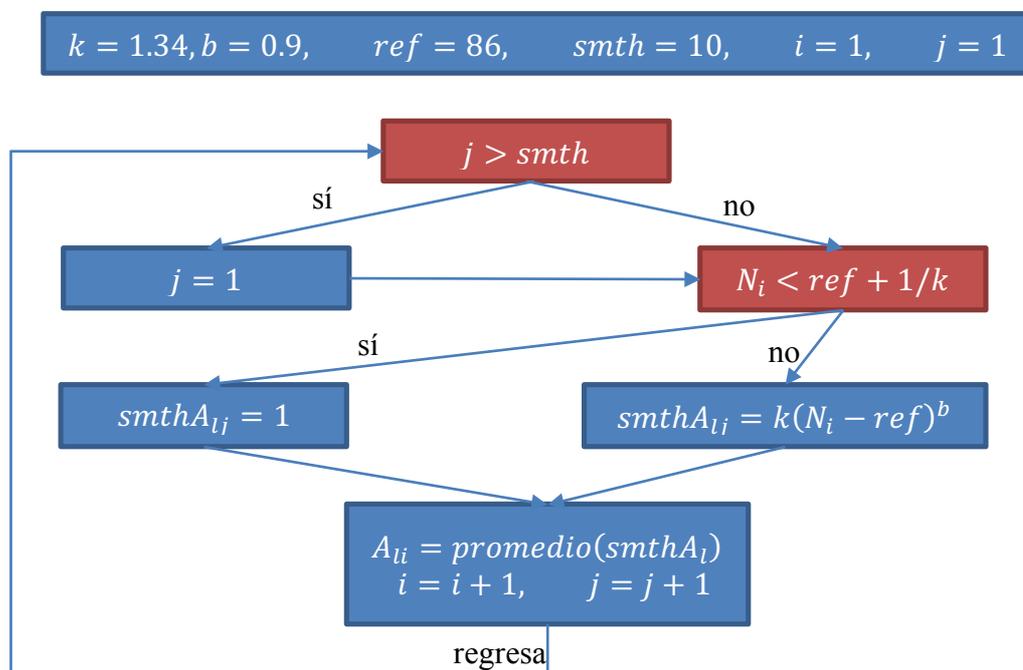


Figura 15. Diagrama de flujo del funcionamiento del algoritmo de corrección de la atenuación. (Elaboración propia)

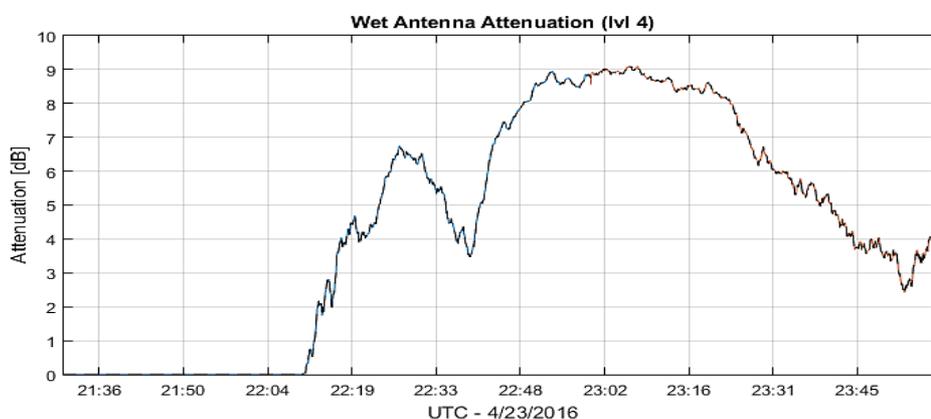


Figura 16. Valores estimados de atenuación producida por antena mojada para un evento de lluvia del día 23 de abril del 2016. (Elaboración propia)

4.2. Inter-comparaciones con el pluviómetro

Para saber si la estimación de la intensidad de lluvia es correcta, se compararon acumulados de lluvia con datos del pluviómetro para el periodo de enero a mayo del 2016. Se analizaron los resultados en seis escalas de tiempo, los cuales son, 1, 5, 10, 15, 30, 60 minutos. Adicionalmente, separamos los eventos más resultantes (> 1 mm en acumulados) como sugiere Tokay et al., (2014).

El radar registró 319.81 mm de lluvia acumulada en todo el periodo de análisis (325.12 mm para el pluviómetro), siendo el error total acumulado de 5.31 mm (Figura 19). El error absoluto para las diferentes escalas de tiempo (1, 5, 10, 15, 30, 60 min, ver Figura 18) son de 152, 97, 78, 69, 57, 44 %, respectivamente. De la misma forma, el coeficiente de correlación es de 47, 71, 77, 81, 83 y 87 %, respectivamente.

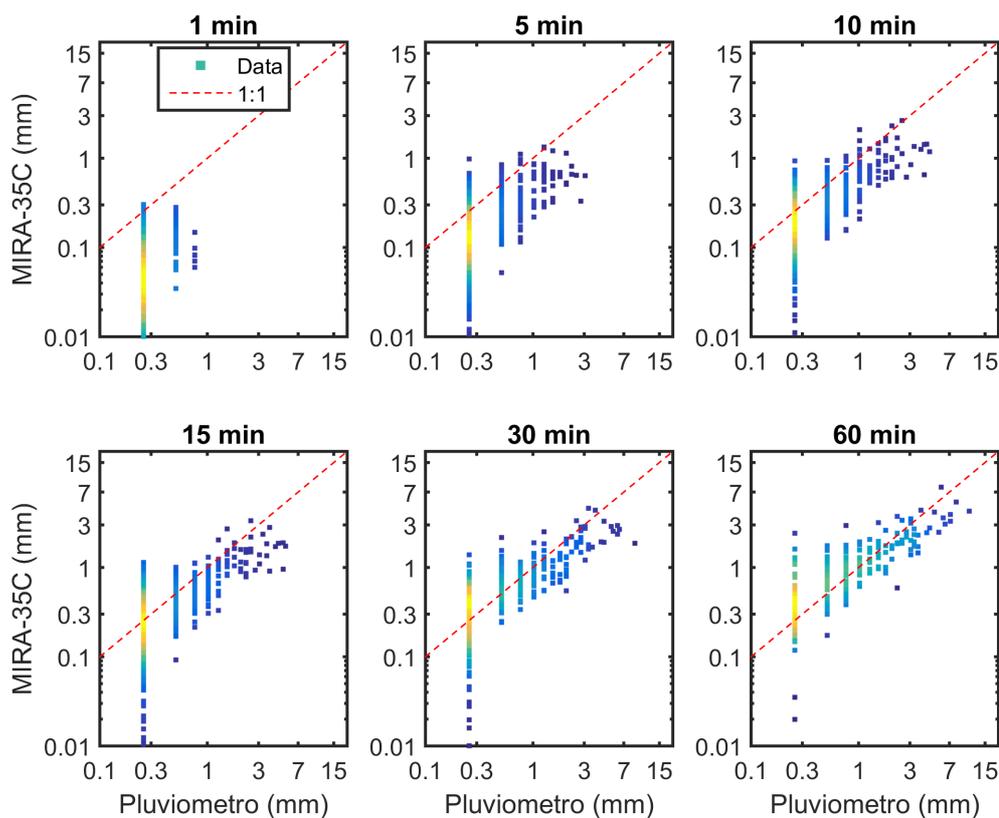


Figura 17. Gráficos de dispersión para las diferentes escalas de tiempo (1, 5, 10, 15, 30, 60 min). La línea roja representa la relación 1:1 de los datos; el color de los puntos indica la concentración de los datos, siendo el amarillo la zona de mayor concentración y el azul la zona de menor concentración. (Elaboración propia)

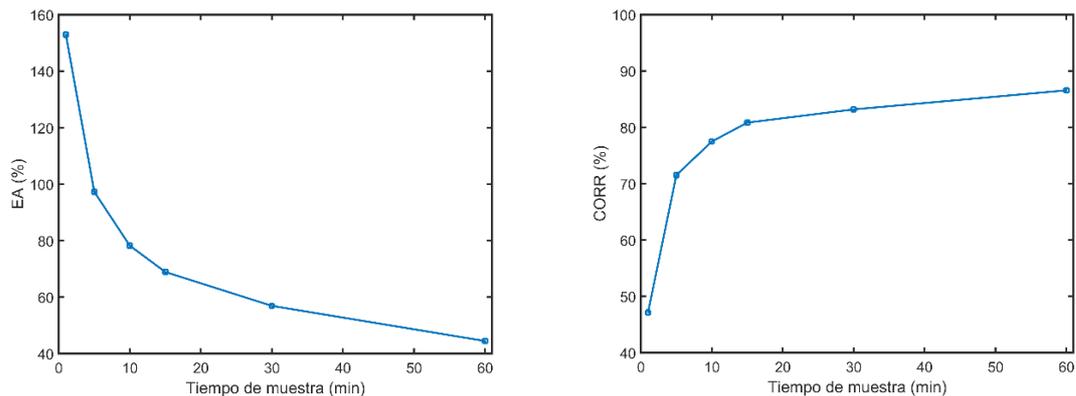


Figura 18. Gráficos de (a) error absoluto y (b) correlación en función de la escala de tiempo.

(Elaboración propia)

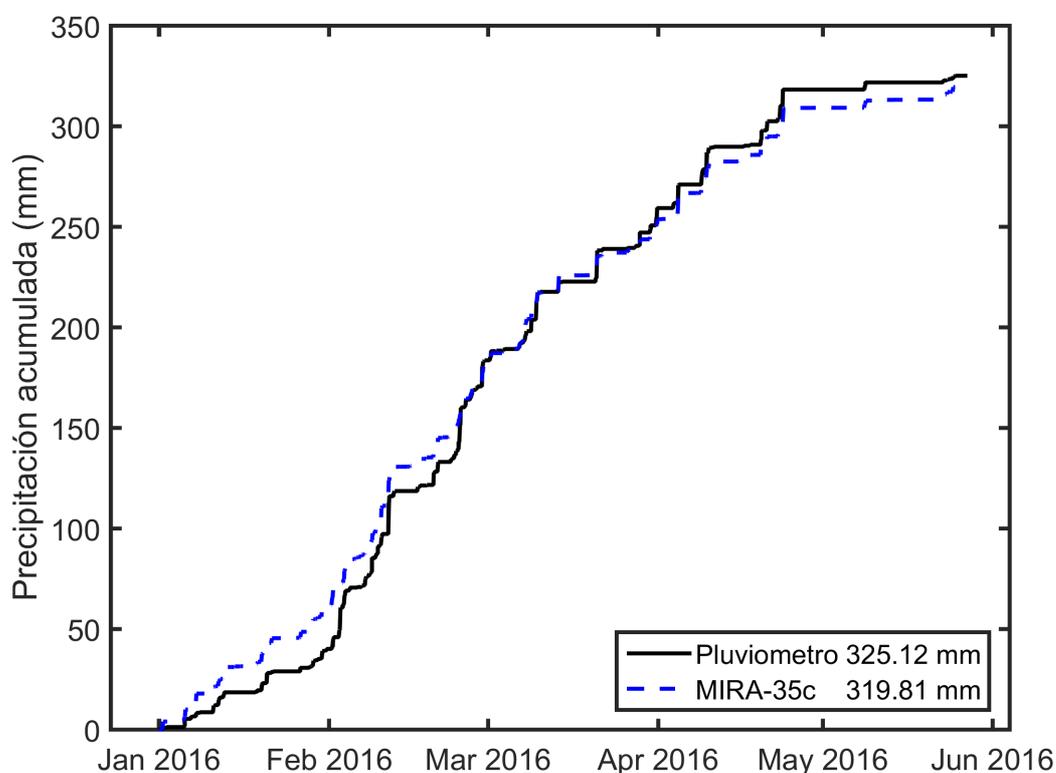


Figura 19. Precipitación acumulada para el periodo de enero a mayo registrada por el pluviómetro (negro) con un total de 325.12 mm, y el radar (azul) con un total de 319.81 mm. (Elaboración propia)

Como se observa en la Figura 17 a escalas de tiempo muy pequeñas es difícil comparar los instrumentos, esto debido a la resolución del pluviómetro, que es de 0.254 mm, es decir, el pluviómetro no registrará precipitaciones menores a 0.254 mm. Para evitar posibles errores instrumentales, se separaron todos los eventos de lluvia cuya precipitación sea mayor a 1 mm.

Se encontraron en total 59 eventos para el periodo estudiado, donde la correlación fue de 70.48%, el error absoluto de 34.91%, el error promedio de -9.93% y la raíz-media-cuadrática del error fue 2.79 mm, como se muestra en la Figura 20.

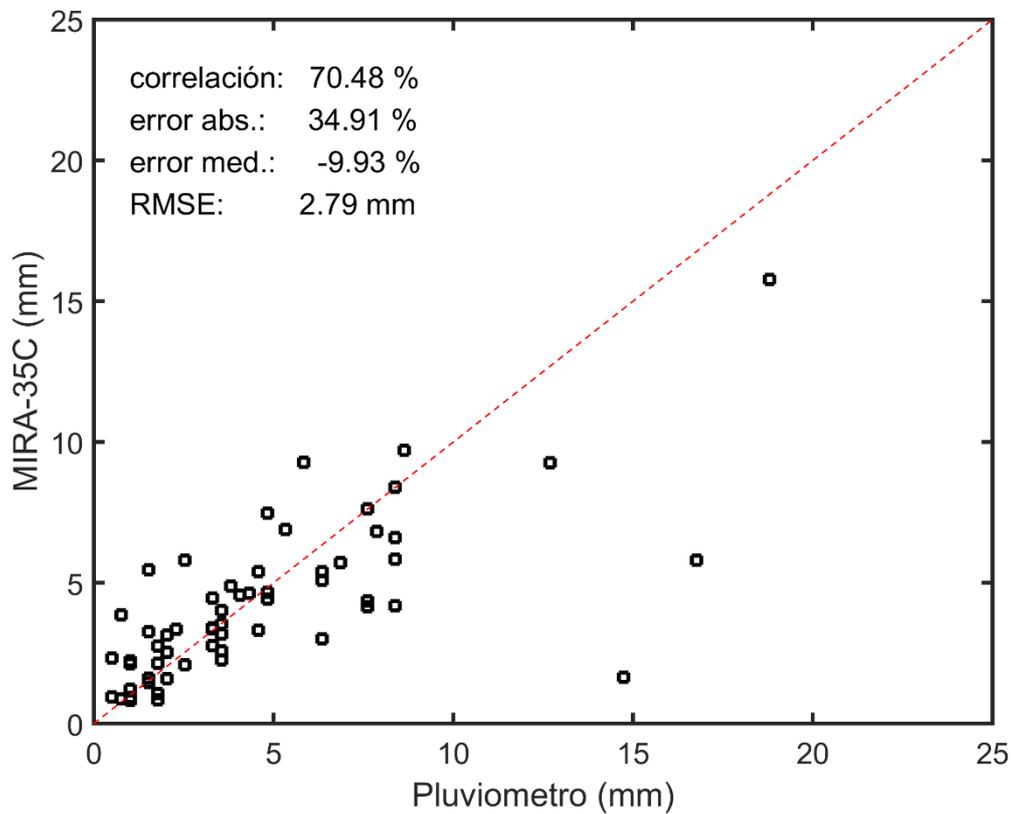


Figura 20. Gráfico de dispersión de precipitación acumulada para eventos de lluvia mayores a 1 mm. Se encontraron en total 59 eventos, la línea roja indica la relación 1:1 de los datos. (Elaboración propia)

V. DISCUSIÓN

El radar MIRA-35C es de banda Ka, y opera a 35 GHz, existe poca referencia de sus usos en la estimación de la precipitación, no obstante, en este trabajo encontramos que posiblemente no sea la banda adecuada para la estimación de lluvia en superficie, debido a que presenta severos problemas con la atenuación.

Una de las principales ventajas encontradas en este trabajo, es el gran detalle que se puede observar en las nubes, incluso nubes muy altas como cirros pueden ser observadas con el presente radar. La clasificación de hidrometeoros mostrada en la figura 14, se realizó utilizando un criterio cualitativo, siendo una clasificación un tanto subjetiva, no obstante, con posteriores estudios es posible clasificarlos de forma más objetiva.

En el presente trabajo usamos la misma metodología presentada por autores como Das et al., (2010) y Peters et al. (2002); la principal diferencia encontrada fue la gran atenuación que presenta el radar estudiado en este trabajo, ocasionando mayor desviación de los errores.

Peters *et al.* (2005), realizó un trabajo muy similar con un radar que opera a 24.1 GHz, comparando la estimación de la precipitación con un pluviómetro convencional, obteniendo un coeficiente de correlación de 87% para datos de 30 minutos (83% para nuestros resultados a la misma resolución temporal). Es de esperarse mejores resultados a frecuencias un poco menores, no obstante, nuestros resultados son muy similares. Nótese que para lograr nuestros resultados fue necesario hacer una corrección que la atenuación de la antena mojada, algo de lo que no se hace mención en Peters *et al.* (2005).

Trabajos como el de Lhermitte (1988), Peters, et al. (2005), Chávez (2013), o Villalobos (2016), no están enfocados a la comparación de las estimaciones en superficie, si no, a las aplicaciones que se les puede dar a este tipo de instrumentación, la optimización de estimaciones satelitales, o el entendimiento de los procesos microfísicos. Futuros trabajos realizados en esta misma línea tendrán también el mismo enfoque.

VI. CONCLUSIONES

El objetivo general del presente trabajo fue cuantificar la lluvia, para lo cual se desarrolló un programa y analizaron los errores en las estimaciones. El programa desarrollado se encarga primero de hacer la lectura del espectro Doppler, luego se realizó en procesamiento del espectro en analogía al método que presentó Peters *et al.* (2005), a lo cual se añadió un algoritmo para la corrección de la atenuación por antena mojada; encontrándose que la atenuación podía alcanzar valores de 9 dB.

Añadido el algoritmo de corrección se calcularon los diferentes parámetros microfísicos (intensidad de lluvia, el contenido de líquida, reflectividad, velocidad radial y ancho espectral) satisfactoriamente.

Posteriormente se evaluó la intensidad de lluvia para el periodo de enero a mayo de 2016. Los datos se analizaron en las escalas de tiempo de 1, 5, 10, 15, 30, 60 minutos, comparándose con datos del pluviómetro. Se encontró que las correlaciones mejoran a mayor tiempo de muestreo alcanzado hasta 87% en muestreos de 60 minutos. De la misma forma el error absoluto se reduce considerablemente siendo de 152% a 1 minuto y 42% a 60 minutos. Esto indica que el pluviómetro no es adecuado para trabajar en alta resolución temporal y precipitaciones muy ligeras (> 1 mm). Para evitar problemas instrumentales, separamos los eventos de lluvia que superen a 1 mm en su acumulado total, y se encontró que la correlación es de 70%, el error absoluto es de 35%, el error promedio es de -10% y la raíz-media-cuadrática del error es de 2.8 mm.

Estos resultados indican que los estimados del radar tienen a sobre-estimar precipitaciones menores a 10 mm y subestiman precipitaciones mayores a 10 mm, sin embargo, este tipo de precipitaciones no es muy frecuente, por lo que la estadística podría no ser consistente en precipitaciones muy intensas. En todo el periodo estudiado, ambos instrumentos midieron

acumulados de lluvia muy similar (225 y 220 mm para el pluviómetro y el radar, respectivamente), lo que indica que en general la cuantificación es bastante buena.

Es preciso indicar que la intención de cuantificar lluvias con este tipo de radares no es estimar el acumulado, sino, obtener información sobre la microfísica de los hidrometeoros como el tamaño, cantidad, y velocidad de las gotas.

VII. RECOMENDACIONES

Hemos mostrado que es posible usar los datos de radar para cuantificar la lluvia en periodos largos de tiempo, sin embargo, existen mejores instrumentos que pueden cumplir tal propósito, como los pluviómetros; en tal sentido, es conveniente usar los datos de radar para estudiar casos específicos de precipitación.

Aunque los acumulados de todo el periodo hayan sido muy similares, no significa que esa cantidad de precipitación hay sido la real, ya se mencionó que el pluviómetro es poco sensible a precipitaciones ligeras, mientras que el radar puede cuantificar inclusive la nieve, lo cual significa que en realidad lo que habría de esperar es que el radar muestre mayor precipitación que el pluviómetro.

Por último, en la Figura 18 se muestra la serie temporal de la precipitación acumulada, es de notar que en los primeros meses (enero a marzo) el radar sobre-estima la precipitación, luego, en marzo se igualan, y a partir de abril subestima. Esto significa que hay características peculiares en diferentes temporadas, por lo que es necesario tener un instrumento de referencia más adecuado; para estos casos es recomendado utilizar un disdrómetro (véase, Löffler-Mang and Joss, 2000; Tokay et al., 2014), y revisar que los datos de los eventos estudiados no presenten grandes errores.

VIII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Atlas, D., Srivastava, R. C., and Sekhon, R. S. (1973). Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Reviews of Geophysics*, 11(1), 1.
<https://doi.org/10.1029/RG011i001p00001>
- Bent, A. E. (1946). Radar detection of precipitation.pdf. *Journal of Meteorology*.
- Berne, A., and Krajewski, W. F. (2013). Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Advances in Water Resources*, 51, 357–366.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.005>
- Bohren, C. F., and Huffman, D. R. (1983). *Absorption and scattering of light by small particles*. New York (Vol. 98). <https://doi.org/10.1038/ncomms1111>
- Brune, W. (2017). 6.12 What about scattering? Retrieved May 1, 2017, from e-education.psu.edu
- Chavéz, S. (2013). *Caracterización de tormentas en el valle del Mantaro mediante sensoramiento remoto. Tesis para optar el título profesional de Licenciado en Física*. Pontificia Universidad Católica del Perú.
- Das, S., and Maitra, A. (2016). Vertical profile of rain: Ka band radar observations at tropical locations. *Journal of Hydrology*, 534, 31–41.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.053>
- Das, S., Shukla, A. K., and Maitra, A. (2010). Investigation of vertical profile of rain microstructure at Ahmedabad in Indian tropical region. *Advances in Space Research*, 45(10), 1235–1243. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.001>
- Doviak, R. J., and Zrnić, D. S. (1993). *Doppler Radar and Weather Observations*. *Doppler Radar and Weather Observations* (Vol. 33). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-221422-6.50022-X>
- Foote, G. B., and Du Toit, P. S. (1969). Terminal Velocity of Raindrops Aloft. *Journal of Applied Meteorology*. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0249:TVORA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0249:TVORA>2.0.CO;2)
- Fukao, S., and Hamazu, K. (2014). *Radar for meteorological and atmospheric observations*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-4-431-54334-3>
- Gunn, R., and East, T. (1954). The microwave properties of precipitation particles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 80(346), 522–545.
<https://doi.org/10.1002/qj.49708034603>
- Gunn, R., and Kinser, G. D. (1949). The terminal velocity of fall for water droplets in

- stagnant air. *Journal of Meteorology*, 6(4), 243–248. Retrieved from [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(1949\)006%3C0243:TTVOFF%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1949)006%3C0243:TTVOFF%3E2.0.CO;2)
- Hildebrand, P. H., and Sekhon, R. S. (1974). Objective Determination of the Noise Level in Doppler Spectra. *Journal of Applied Meteorology*, 13(7), 808–811. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1974\)013<0808:ODOTNL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1974)013<0808:ODOTNL>2.0.CO;2)
- IEEE. (2003). IEEE Standard Letter Designations for Radar-Frequency Bands. *IEEE Std 521-2002 (Revision of IEEE Std 521-1984)*, 0_1-3. <https://doi.org/10.1109/IEEESTD.2003.94224>
- IEEE. (2008). *IEEE Standard for Floating-Point Arithmetic. IEEE Std 754-2008* (Vol. 2008). <https://doi.org/10.1109/IEEESTD.2008.4610935>
- Löffler-Mang, M., and Joss, J. (2000). An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(2), 130–139. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2)
- Marshall, J. S., and Palmer, W. M. (1948). The Distribution of Raindrops With Size. *Journal of Meteorology*, 5(4)(Shorter Contributions), 165–166. Retrieved from [http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(1948\)005%3C0165:TDORWS%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1948)005%3C0165:TDORWS%3E2.0.CO;2)
- Mätzler, C. (2002). MATLAB Functions for Mie Scattering and Absorption. *IAP Res Rep*, 2002-08, 1139–1151. <https://doi.org/10.1039/b811392k>
- Maynard, R. H. (1945). Radar and Weather. *Journal of Meteorology*, 2(4), 214–226. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1945\)002<0214:RAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1945)002<0214:RAW>2.0.CO;2)
- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., and Lane, J. E. (2009). Precipitation : Measurement , remote sensing , climatology and modeling. *Atmospheric Research*, 94(4), 512–533. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.08.017>
- Mie, G. (1908). Contributions to the optics of turbid media, particularly of colloidal metal solutions. *Ann. Phys.* <https://doi.org/10.1002/andp.19083300302>
- Peters, G., Fischer, B., and Andersson, T. (2002). Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR). *Boreal Environment Research*, 7(4), 353–362.
- Peters, G., Fischer, B., Münster, H., Clemens, M., and Wagner, A. (2005). Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *Journal of Applied Meteorology*, 44(12), 1930–1949. <https://doi.org/10.1175/JAM2316.1>
- Shannon, C. E. (1948). A Mathematical Theory of Communication. *Bell System Technical Journal*, 27(3), 379–423. <https://doi.org/10.1002/j.1538-7305.1948.tb01338.x>

- Spilhaus, A. F. (1948). Raindrop Size, Shape and Falling Speed. *Journal of Meteorology*, 5(3), 108–110. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1948\)005<0108:RSSAFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1948)005<0108:RSSAFS>2.0.CO;2)
- Tapiador, F. J., Turk, F. J., Petersen, W., Hou, A. Y., García-ortega, E., Machado, L. A. T., Angelis, C. F., Salio, P., Kidd, C., Huffman, G. J., and Castro, M. De. (2012). Global precipitation measurement : Methods , datasets and applications. *Atmospheric Research*, 104–105, 70–97. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2011.10.021>
- Thomason, K. (2017). NEXRAD Radar Operations Center. Retrieved May 19, 2017, from <https://www.roc.noaa.gov/WSR88D/>
- Tokay, A., Hartmann, P., Battaglia, A., Gage, K. S., Clark, W. L., and Williams, C. R. (2009). A field study of reflectivity and ZR relations using vertically pointing radars and disdrometers. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(6), 1120–1134. <https://doi.org/10.1175/2008JTECHA1163.1>
- Tokay, A., Wolff, D. B., and Petersen, W. A. (2014). Evaluation of the new version of the laser-optical disdrometer, OTT parsivel. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31(6), 1276–1288. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-13-00174.1>
- Villalobos Puma, E. E. (2016). *Validación del algoritmo de estimación de precipitación del radar de frecuencia dual (DPR) abordado del satélite GPM, usando datos de precipitación in situ sobre el valle del río Mantaro*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Wexler, R. (1946). Radar detection of a frontal storm 18 june 1946. *Journal of Meteorology*, 4, 38.

ANEXOS

Anexo 1 DATOS OBTENIDOS

Tabla A.1.

Eventos mayores a 1 mm en el periodo de estudio.

Fecha	Duración (min)	Pluviómetro (mm)	MIRA-35C (mm)
01/01/2016 16:11	128	0.76	3.86
05/01/2016 15:42	44	4.06	4.57
06/01/2016 18:12	138	1.02	2.23
07/01/2016 15:47	149	1.52	5.45
10/01/2016 18:49	211	3.30	3.36
11/01/2016 18:54	302	3.56	3.18
12/01/2016 17:43	234	2.54	5.81
19/01/2016 15:27	287	3.30	4.46
20/01/2016 14:36	173	4.83	4.66
21/01/2016 11:01	77	0.51	2.32
26/01/2016 16:53	98	1.78	2.75
29/01/2016 00:18	287	2.54	2.09
29/01/2016 20:46	109	0.51	0.94
30/01/2016 17:06	121	3.81	4.88
01/02/2016 10:30	629	5.84	9.27
02/02/2016 19:47	375	14.73	1.64
03/02/2016 13:24	747	8.38	8.40
04/02/2016 15:33	272	1.52	3.27
07/02/2016 12:20	470	4.32	4.62
08/02/2016 05:36	104	1.02	0.82
08/02/2016 18:38	85	7.62	4.35
09/02/2016 11:45	247	2.03	3.14
09/02/2016 19:46	110	3.56	2.58
10/02/2016 01:40	172	1.02	0.93
10/02/2016 12:01	287	5.33	6.90
11/02/2016 17:58	423	18.80	15.77
12/02/2016 15:49	271	2.29	3.36
17/02/2016 04:17	59	2.03	1.60
19/02/2016 22:54	386	6.35	5.09
20/02/2016 17:34	187	4.83	4.43
23/02/2016 05:02	136	1.52	1.46
23/02/2016 18:35	171	1.78	2.14
24/02/2016 04:04	63	1.78	0.85
24/02/2016 08:57	147	1.02	1.21
24/02/2016 14:27	35	3.56	2.26
24/02/2016 21:15	181	16.76	5.80
25/02/2016 18:45	214	3.30	2.78
26/02/2016 20:08	331	3.56	3.53
27/02/2016 23:22	210	0.76	0.88
28/02/2016 19:06	636	12.70	9.26
01/03/2016 07:01	352	4.57	5.39
09/03/2016 18:47	331	8.38	6.60
13/03/2016 14:35	360	4.83	7.48
20/03/2016 19:35	97	7.62	4.15
27/03/2016 17:04	217	1.02	2.13
28/03/2016 15:06	65	6.35	3.00
30/03/2016 13:40	50	3.56	4.01
31/03/2016 16:27	156	8.38	5.84
03/04/2016 17:47	24	1.78	1.06
04/04/2016 15:19	160	8.64	9.70
08/04/2016 20:15	575	7.62	7.63
09/04/2016 19:06	239	8.38	4.19
10/04/2016 01:14	192	2.03	2.53
19/04/2016 16:57	234	6.86	5.71
20/04/2016 17:16	229	4.57	3.32
22/04/2016 19:07	177	1.52	1.62
23/04/2016 02:22	320	6.35	5.39
23/04/2016 16:59	102	7.87	6.83
08/05/2016 16:55	75	3.30	3.39

Anexo 2 CÓDIGO DEL PROGRAMA

B.1. Lectura del espectro Doppler

```

1 function chunk = spc_read2(filename)
2
3 % Esta es la versión 2 de spc_read. La lectura de los espectros de MIRA 35c
4 % se realizan solo cargando el archivo zspc como "filename".
5 %
6 % Jairo Valdivia - IGP Mar, 2017
7
8 fid = fopen(filename,'r','ieee-le');
9 if fid < 0
10 % Header = [];
11 error([filename,' not found']);
12 % return;
13 end
14 % tic
15 disp('processing...')
16 %-----
17 % Header
18 jname = char(fread(fid,32,'char'));
19 jtime = char(fread(fid,32,'char'));
20 joper = char(fread(fid,64,'char'));
21 jplace = char(fread(fid,128,'char'));
22 jdescr = char(fread(fid,256,'char'));
23
24 fseek(fid,1024,'bof');
25
26 % -----
27 % Main chunk
28 % PPAR
29 Magic4chan = char(fread(fid,4,'char'));
30 SizeOfDataBlock = fread(fid,1,'int32');
31 PPAR = char(fread(fid,4,'char'));
32 SizeOfPPAR = fread(fid,1,'int32');
33
34 Header = struct(...
35 'name',jname,...
36 'time',jtime,...
37 'oper',joper,...
38 'place',jplace,...
39 'descr',jdescr,...
40 'Magic4chan',Magic4chan,...
41 'SizeOfDataBlock',SizeOfDataBlock,...
42 'PPAR',PPAR,...
43 'SizeOfPPAR',SizeOfPPAR);
44
45
46 % Processing parameters
47 prf = fread(fid,1,'int32');
48 pdr = fread(fid,1,'int32');
49 sft = fread(fid,1,'int32');
50 avc = fread(fid,1,'int32');
51 ihp = fread(fid,1,'int32');
52 chg = fread(fid,1,'int32');
53 pol = fread(fid,1,'int32');
54
55 Process_Param = struct(...
56 'prf',prf,...
57 'pdr',pdr,...
58 'sft',sft,...
59 'avc',avc,...
60 'ihp',ihp,...
61 'chg',chg,...
62 'pol',pol);

```

```

63
64 %Service parameters
65 att = fread(fid,1,'int32');
66 tx = fread(fid,1,'int32');
67 ADGain0 = fread(fid,1,'single');
68 ADGain1 = fread(fid,1,'single');
69 wnd = fread(fid,1,'int32');
70 pos = fread(fid,1,'int32');
71 add = fread(fid,1,'int32');
72 len = fread(fid,1,'int32');
73 cal = fread(fid,1,'int32');
74 nos = fread(fid,1,'int32');
75 of0 = fread(fid,1,'int32');
76 of1 = fread(fid,1,'int32');
77 swt = fread(fid,1,'int32');
78 sumpulse = fread(fid,1,'int32');
79 osc = fread(fid,1,'int32');
80 tst = fread(fid,1,'int32');
81 cor = fread(fid,1,'int32');
82 ofs = fread(fid,1,'int32');
83 HSBn = fread(fid,1,'int32');
84 HSBa = fread(fid,1,'int32');
85 calibrpower_m = fread(fid,1,'single');
86 calibrsnr_m = fread(fid,1,'single');
87 calibrpower_s = fread(fid,1,'single');
88 calibrsnr_s = fread(fid,1,'single');
89 raw_gate1 = fread(fid,1,'int32');
90 raw_gate2 = fread(fid,1,'int32');
91 raw = fread(fid,1,'int32');
92 prc = fread(fid,1,'int32');
93
94 Service_Param = struct(...
95 'att',att,...
96 'tx',tx, ...
97 'ADGain0',ADGain0, ...
98 'ADGain1',ADGain1, ...
99 'wnd',wnd, ...
100 'pos', pos, ...
101 'add', add, ...
102 'len', len, ...
103 'cal', cal, ...
104 'nos', nos, ...
105 'of0', of0, ...
106 'of1', of1, ...
107 'swt', swt, ...
108 'sumpulse', sumpulse, ...
109 'osc', osc, ...
110 'tst', tst, ...
111 'cor', cor, ...
112 'ofs', ofs, ...
113 'HSBn', HSBn, ...
114 'HSBa', HSBa, ...
115 'calibrpower_m', calibrpower_m, ...
116 'calibrsnr_m', calibrsnr_m, ...
117 'calibrpower_s', calibrpower_s, ...
118 'calibrsnr_s', calibrsnr_s, ...
119 'raw_gate1', raw_gate1, ...
120 'raw_gate2', raw_gate2, ...
121 'raw',raw, ...
122 'prc', prc);
123
124 % DWELL TIME
125 Num_Hei = Service_Param.raw_gate2 - Service_Param.raw_gate1;
126 Num_Bins = Process_Param.sft;
127
128 Co_Spc_Mtr = {zeros(Num_Hei,Num_Bins,1)};
129 Cx_Spc_Mtr = {zeros(Num_Hei,Num_Bins,1)};
130 HSDV_co = {NaN(Num_Hei,1)};

```

```

131 HSDV_cx = {NaN(Num_Hei,1)};
132 COFA_co = {NaN(Num_Hei,1)};
133 COFA_cx = {NaN(Num_Hei,1)};
134
135 dwell = {NaN(1,1)};
136 UTC = {NaN(1,1)};
137 RadarConst5 = {NaN(1,1)};
138 npw1 = {NaN(1,1)};
139 npw2 = {NaN(1,1)};
140 cpw1 = {NaN(1,1)};
141 cpw2 = {NaN(1,1)};
142
143 disp('reading dwells...')
144 nd=1;
145 while 1 % nd=1:2630%ndwells
146
147 SignatureSRV11 = char(fread(fid,4,'char')); %MBCR - Magic4Chs
148 SizeOfDataBlock1 = fread(fid,1,'int32'); %size of dwell 1? n: +8 ()
149 DataBlockTitleSRV11 = char(fread(fid,4,'char')); %SRVI
150 SizeOfSRV11 = fread(fid,1,'int32'); %84 bytes
151
152 if SizeOfDataBlock1 == 148
153 fread(fid,140,'int8'); %Reading PPAR data
154 SignatureSRV11 = char(fread(fid,4,'char')); %MBCR - Magic4Chs
155 SizeOfDataBlock1 = fread(fid,1,'int32'); %size of dwell
156 DataBlockTitleSRV11 = char(fread(fid,4,'char')); %SRVI
157 SizeOfSRV11 = fread(fid,1,'int32'); %84 bytes
158 end
159
160 if isempty(SizeOfSRV11); break, end % Romper bucle al finalizar
161 if nd > 1
162 Co_Spc_Mtr = cat(3,Co_Spc_Mtr,{zeros(Num_Hei,Num_Bins,1)});
163 Cx_Spc_Mtr = cat(3,Cx_Spc_Mtr,{zeros(Num_Hei,Num_Bins,1)});
164 HSDV_co = cat(2,HSDV_co,{NaN(Num_Hei,1)});
165 HSDV_cx = cat(2,HSDV_cx,{NaN(Num_Hei,1)});
166 COFA_co = cat(2,COFA_co,{NaN(Num_Hei,1)});
167 COFA_cx = cat(2,COFA_cx,{NaN(Num_Hei,1)});
168
169 dwell = cat(2,dwell,{NaN(1,1)});
170 UTC = cat(2,UTC,{NaN(1,1)});
171 RadarConst5 = cat(2,RadarConst5,{NaN(1,1)});
172 npw1 = cat(2,npw1,{NaN(1,1)});
173 npw2 = cat(2,npw2,{NaN(1,1)});
174 cpw1 = cat(2,{NaN(1,1)});
175 cpw2 = cat(2,{NaN(1,1)});
176 end
177
178 %SRVINET_tag
179 frame_cnt = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
180 time_t = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
181 tpow = fread(fid,1,'single');% : 0., $
182 npw1{nd} = fread(fid,1,'single');% : 0., $
183 npw2{nd} = fread(fid,1,'single');% : 0., $
184 cpw1{nd} = fread(fid,1,'single');% : 0., $
185 cpw2{nd} = fread(fid,1,'single');% : 0., $
186 ps_err = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
187 te_err = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
188 rc_err = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
189 grs1 = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
190 grs2 = fread(fid,1,'uint32');% : 0ul, $
191 azipos = fread(fid,1,'single');% : 0., $
192 azivel = fread(fid,1,'single');% : 0., $
193 elvpos = fread(fid,1,'single');% : 0., $
194 elvvel = fread(fid,1,'single');% : 0., $
195 northangle = fread(fid,1,'single');% : 0., $
196 microsec = fread(fid,1,'int32');% : 0L, $
197 azisetvel = fread(fid,1,'single');% : 0., $
198 elvsetpos = fread(fid,1,'single');% : 0., $

```

```

199 RadarConst = fread(fid,1,'single');% : 0. $
200
201
202 % raw data
203 dwell{nd} = time_t;
204 RadarConst5{nd} = RadarConst;
205
206 % IN DWELL 4324 THERE IS A ERROR!
207 HSDV= char(fread(fid,4,'char')); %signature
208 SizeHSDV = fread(fid,1,'int32'); %NumRan * 2 Chan * 4bytes
209 HSDV_co{1,nd} = fread(fid,Num_Hei,'single');
210 HSDV_cx{1,nd} = fread(fid,Num_Hei,'single');
211
212 % Co_Spc_Mtr(:, :, nd) = repmat(HSDV_co(:,nd)', [Num_Bins,1]);
213 % Cx_Spc_Mtr(:, :, nd) = repmat(HSDV_cx(:,nd)', [Num_Bins,1]);
214
215 COFA= char(fread(fid,4,'char')); %signature
216 SizeCOFA = fread(fid,1,'int32'); %NumRan * 2 Chan * 4bytes
217 COFA_co{1,nd} = fread(fid,Num_Hei,'single');
218 COFA_cx{1,nd} = fread(fid,Num_Hei,'single');
219
220 ZSPC = char(fread(fid,4,'char')); %signature
221 SizeZSPC = fread(fid,1,'int32');
222
223 for irg=1:Num_Hei
224 nspc = fread(fid,1,'int16');
225 for k = 1:nspc
226 binIndex = fread(fid,1,'int16')+1;
227 nbins = fread(fid,1,'int16');
228 %Co-channel
229 jbin = fread(fid,nbins,'uint16');
230 jmax = fread(fid,1,'single');
231 Co_Spc_Mtr{1,1,nd}(irg,binIndex:binIndex+nbins-1) =
Co_Spc_Mtr{1,1,nd}(irg,binIndex:binIndex+nbins-1)+jbin./65530.*jmax;
232 %Cx-channel
233 jbin = fread(fid,nbins,'uint16');
234 jmax = fread(fid,1,'single');
235 Cx_Spc_Mtr{1,1,nd}(irg,binIndex:binIndex+nbins-1) =
Cx_Spc_Mtr{1,1,nd}(irg,binIndex:binIndex+nbins-1)+jbin./65530.*jmax;
236 end
237 end
238
239
240 %[Header,Service_Param,Process_Param,UTC,Co_Spc_Mtr,Cx_Spc_Mtr]
241 %
242 nd = nd+1;
243 end
244 fclose(fid);
245
246
247 daytime=datetime([1970 01 01 00 00 00]);
248 tdouble=double(cell2mat(dwell));
249 UTC=tdouble/1440/60+daytime;
250 clear daytime tdouble
251
252 c = 299792458;
253 pulse_width = pdr * 10^-9;
254 delta_h = 0.5 * c * pulse_width;
255 nrange = raw_gate2-raw_gate1;
256 range = NaN(nrange,1);
257 noinor1 = 713031680; % we can find it in /metek/m36s/local/id1/MBCR.config
258 noinor2 = 30;
259
260 for i = 1:nrange, range(i) = (i-1+raw_gate1)*delta_h; end
261
262 chunk = struct('Header',Header,'Service_Param',Service_Param,...
263 'Process_Param',Process_Param,'Co_Spc_Mtr',cell2mat(Co_Spc_Mtr),...
264

```

```
'Cx_Spc_Mtr',cell2mat(Cx_Spc_Mtr),'UTC',UTC,'RadarConst5',cell2mat(RadarConst5),...
265 'HSDV_co',cell2mat(HSDV_co),'HSDV_cx',cell2mat(HSDV_cx),'COFA_co',cell2mat(COFA_co),...
266 'COFA_cx',cell2mat(COFA_cx),'npw1',db2pow(cell2mat(npw1))*noinor1*noinor2,'npw2',...
267 db2pow(cell2mat(npw2))*noinor1*noinor2,'range',range);
%'cpw1',cpw1,'cpw2',cpw2
268
269 % toc
270 disp([filename,' spectra has been read'])
```

B.2. Programa principal DSD.m

```

2 function [dropsize, chunk] = DSD(filename)
3 % DSD - Drop Size Distribution retrieval
4 %
5 % This function use the Doppler spectra to retrieve the DSD and others
6 % microphysical parameters of rainfall.
7 % [dropsize, chunk] = DSD(filename)
8 % where 'filename' are zspc files and 'dropsize' and 'chunk' are
9 % structures with parameters and spectra.
10
11 if ~exist('dpath','var'), dpath = 'J:\Otros\Radars\'; end
12 if ~exist('gpath','var'), gpath = 'J:\Otros\Radars\Plots\Spectra\Co_spc\'; end
13 if ~exist('filename','var'), filename = '20151229_0000.zspc'; end
14
15 chunk = spc_read2(filename);
16
17 disp('Getting microphysical parameters...')
18
19 if exist('mietable.mat','file'), load('mietable.mat') ;
20 else
21 mietable=mietab;
22 end
23
24
25 f_co = chunk.Co_Spc_Mtr;
26 UTC = chunk.UTC;
27 COFA = chunk.COFA_co;
28 RC = chunk.RadarConst5;
29 npwl = chunk.npwl;
30 range = chunk.range;
31 dwells=length(UTC);
32 nbins = chunk.Process_Param.sft;
33 nrange = length(range);
34 kwq=0.89; %0.93 indice complejo de refracion estandar | a 10°c y 34.85 Ghz kwq =
0.89
35 c = 299792458;
36 xmt = 34.85*10^9; %frecuencia
37 lambda = c/xmt; %wavelength
38
39 % For nyquist correction:
40 fix=20; %~3 m/s
41 % shift = nbins/2+fix; %bin shift for corr
42 shift = fix-1; % (IN NEW FILES: shift=fix-1 )
43 f_co=fliplr(f_co);
44 f_co=[f_co(:,nbins-shift+1:end,:)] f_co(:,1:nbins-shift,:));
45 %
46 HSDV_co=chunk.HSDV_co;
47 ny_vel = c * chunk.Process_Param.prf / (4.0*xmt);
48 s_vel=fix*ny_vel*2/nbins;
49 vel = 2*ny_vel*((1:nbins)-nbins/2)/nbins;
50 vel = vel - s_vel; %vel(-vel<0)=NaN;
51 masl=3230; % meters above ground level
52 nue = 1+3.68*10^-5.*(range+masl)+1.71*10^-9.*(range+masl).^2;
53
54 fawa = get_wetatt(npwl,UTC,1); % factor of wet antenna attenuation
get_wetatt(noise,
met)
55 %% Eta
56
57 eta = NaN(nrange,nbins,dwells);
58 vlx = NaN(nrange,dwells); vvx = NaN(nrange,dwells);
59 for nd = 1:dwells
60 % if npwl(nd)>ref+1/cwa, fawa = cwa*(npwl(nd)-ref); else fawa = 1; end %factor
of att in wet antenna
61 %noise =

```

```

db2pow(npw1(nd))*noinor1*noinor2;%20.78*npw1(nd)+1831;%HSDV_co(rg,nd)*nbins
62 for rg = 1:nrange
63 [snr, v, vv]=calc_snr(f_co(rg,:,nd)-HSDV_co(rg,nd),npw1(nd)); % noise/nbins
64 vlx(rg,nd)=interp_jairo(v,1:nbins,vel);
65 vvz(rg,nd)=2*ny_vel/nbins*vv;
66 eta(rg,:,nd) =
fawa(nd)*snr*RC(nd)*COFA(rg,nd)*((range(rg))/5000)^2*10^-18*pi^5*kwq/lambda^4;
%
67 end
68 end
69
70 Ze=squeeze(sum(eta,2,'omitnan'))/(10^-18*pi^5*kwq/lambda^4);
71 Ze(Ze==0)=NaN;
72 %%
73 D=NaN(nrange,nbins);
74 for n = 1:nrange
75     velnorm=-vel./nue(n);
76     for b = 1:nbins
77         if velnorm(b)> 9.6, velnorm(b)=NaN; end %est. is 9.25!
78         D(n,b) = ( -1.667 * log( 0.9369 - 0.097087 * (velnorm(b)) ));
79         %D(n,b) = 1/0.3*log(10.3./(9.65 -velnorm(b))); %9.65 -> 10.65
80         if D(n,b)< 0.1, D(n,b)=NaN; end
81     end
82 end
83
84 % eta_v = eta./(ny_vel/nbins*2);%repmat(vel,[nrange 1 dwells]);
85 % dv_dd = 6.18*exp(-0.6.*D).*repmat(nue,[1 nbins]);
86 % eta_d = eta_v.*repmat(dv_dd,[1 1 dwells]);
87 % dD = (ny_vel/nbins*2)./dv_dd;
88
89 t_sup=10; % 0.6°C por cada 100 m
90 t_min=t_sup-6/1000*range(end);
91 temp=linspace(t_sup,t_min,nrange)';temp=round(temp);
92 drop=round(mietable.Drop_diameter,2); Drd=round(D,2); %-dD/2
93 sigma=NaN(nrange,nbins);
94 for rg=1:nrange
95     t=find(temp(rg)==mietable.Temperature);
96     if ~isempty(t),t=t(1);
97     for n =1:nbins
98         d=find(Drd(rg,n)==drop);
99         if ~isempty(d)
100             d=d(1);
101             sigma(rg,n)=mietable.SBCross(d,t);
102         end
103     end
104 end
105 end
106
107 dsd = eta./repmat(sigma,[1 1 dwells]);
108 %dsd = eta_d./repmat(sigma,[1 1 dwells]);
109
110 RR = squeeze(sum(0.0006.*pi.*repmat(D,[1 1 dwells]).^3.*repmat(-vel,[nrange 1
dwells]).*dsd,2,'omitnan')); RR(RR==0)=NaN;
111 LWC = squeeze(sum(pi/6*repmat(D,[1 1 dwells]).^3.*dsd,2,'omitnan'));
LWC(LWC==0)=NaN;
112 % Z = squeeze(nansum(repmat(D,[1 1 dwells]).^6.*dsd));
113
114 % % Z = NaN(nrange,dwells);
115 % RR = NaN(nrange,dwells);
116 % % LWC = NaN(nrange,dwells);
117 %
118 % for nd = 1:dwells
119 % for rg = 1:nrange
120 % % without dD! 'cos dsd [m^-3] .*dD(rg,:)
121 % %Z(rg,nd)=sum(dropsizel.drops(rg,:).^6.*dsd(rg,:,nd).*dD(rg,:), 'omitnan');
122 %
RR(rg,nd)=sum(0.0006.*pi.*dropsizel.drops(rg,:).^3.*-
vel.*dsd(rg,:,nd),'omitnan');%5.5

```

```

123 %
%LWC(rg,nd)=sum(pi/6*dropsizel.drops(rg,:).^3.*dsd(rg,:,nd).*dD(rg,:), 'omitnan');
124 % end
125 % end
126
127 % 'dD', dD,
128 dropsize = struct('time',UTC,'range',range,'vel',vel,'drops',D,'dsd',dsd,...
129 'RR',RR,'LWC',LWC,...
130 'Ze',Ze,'v1x',v1x,'v1y',v1y,'wetatt',fawa,'fix',fix,'npw1',npw1);
131
132 disp('Complete.')
```

mietab.m

```

1 function mietable = mietab
2 % This script generates a structure with Mie factor corrections and single
3 % particle backscattering cross sections for diferentes diameters and temp
4 % tic
5 if exist('mietable.mat','file')
6 disp('Mietable already exist')
7 return ;
8 end
9
10 xmt = 34.85*10^9; %frecuency of MIRA 35c
11 c_light = 2.99792458*10^8;
12 lambda = c_light/xmt;
13 % tabulando n y k con w1=0.62cm y w2=1.24cm
14 % this values has been exacted from Oklahoma University web page:
15 % http://www.ou.edu/radar/
16 % w1=0.0062; w2=0.0124;
17 % w1n=[3.10,3.45,3.94,4.44]; w1k=[1.77,2.04,2.37,2.59];
18 % w2n=[4.15,4.75,5.45,6.15]; w2k=[2.55,2.77,2.9,2.86];
19 % w1kwq=[0.7921,0.8312,0.8726,0.8926];
20 % w2kwq=[0.8902,0.9055,0.9152,0.9193];
21 %
22 % brit_n_n = ((lambda-w1).*w2n + (w2-lambda).*w1n)/(w2-w1);
23 % brit_n_k = ((lambda-w1).*w2k + (w2-lambda).*w1k)/(w2-w1);
24 % brit_temp = [-8,0,10,20];
25 % brit_kwq = ((lambda-w1).*w2kwq + (w2-lambda).*w1kwq)/(w2-w1);% constante |k|^2
26 complexindex % Complex index generator
27 bri_temp = temp1; bri_nt = numel(bri_temp);%linspace(-20,35,56);
bri_nt=length(bri_temp);
28 bri_n_n = val_n;%interp_jairo(bri_temp,brit_temp,brit_n_n);
29 bri_n_k = val_k;%interp_jairo(bri_temp,brit_temp,brit_n_k);
30 bri_d = 0.00001:0.00001:0.008; bri_nD = numel(bri_d); %drop diamter in m
31 bri_kwq = val_kwq;%interp_jairo(bri_temp,brit_temp,brit_kwq);
32
33
34 mietable = NaN(bri_nD,bri_nt);
35 sbcross = NaN(bri_nD,bri_nt);
36 raycross = NaN(bri_nD,bri_nt);
37 mietable =
struct('mietable',mietable,'Drop_diameter',bri_d*1000,'Temperture',bri_temp,...
38 'SBcross',sbcross,'RayCross',raycross);
39
40 kwq = 0.93; % constante |k|^2 del agua utilizada para calcular la constate de
radar
41
42 for it = 1:bri_nt
43 nref = complex(bri_n_n(it),bri_n_k(it));
44 for id = 1:bri_nD
45 [s1,s2,qext,qscat,qback,gsca] = bhmie(pi*bri_d(id)/lambda,nref,1);
46 %mietab.mietable(id,it) = qback*lambda^4/(kwq*bri_d(id)^2*pi^3);
47 mietable.SBcross(id,it) = qback*pi^2*(bri_d(id))^2; %pi/4*D;
48 mietable.RayCross(id,it) = bri_kwq(it)*bri_d(id)^6*pi^5/lambda^4;
```

```

49 end
50 end
51 save('mietable.mat','mietable')
52 % toc
53 end

```

bhmie.m (Bohren and Huffman, 1983; Mätzler, 2002)

```

1 function [s1,s2,qext,qscs,qback,gsca]=bhmie(x,refrel, nang)
2 % Calculated based on Mie scattering theory
3 % input:
4 % x - size parameter =2pi/lambda*radius
5 % refrel - refraction index in complex form for example: n+k*i;
6 % nang - number of angle for S1 and S2 function in range from 0 to pi/2
7 % output:
8 % S1, S2 - fuction which coresponded to phase function
9 % Qext - extinction efficiency
10 % Qscs - scattering efficiency
11 % Qback -backscatter efficiency
12 % gsca- asymmetry parameter
13
14 % zatem w sumie jest ich 2*nang-1 bo od 0 do pi
15
16 % =====> COPIED FROM MIRA 35C:
17 % ; WARNING your nang should be *smaller* by 1 than mxnang
18 % ; because of IDL array indexinf (from 0).
19 % ;*****
20 % ; Subroutine BHMIE is the Bohren-Huffman Mie scattering subroutine
21 % ; to calculate scattering and absorption by a homogenous isotropic
22 % ; sphere.
23 % ; Given:
24 % ; X = 2*pi*a/lambda
25 % ; REFREL = (complex refr. index of sphere)/(real index of medium)
26 % ; NANG = number of angles between 0 and 90 degrees
27 % ; (will calculate 2*NANG-1 directions from 0 to 180 deg.)
28 % ; if called with NANG<2, will set NANG=2 and will compute
29 % ; scattering for theta=0,90,180.
30 % ; Returns:
31 % ; S1(1 - 2*NANG-1) = -i*f_22 (incid. E perp. to scatt. plane,
32 % ; scatt. E perp. to scatt. plane)
33 % ; S2(1 - 2*NANG-1) = -i*f_11 (incid. E parr. to scatt. plane,
34 % ; scatt. E parr. to scatt. plane)
35 % ; QEXT = C_ext/pi*a**2 = efficiency factor for extinction
36 % ; QSCA = C_sca/pi*a**2 = efficiency factor for scattering
37 % ; QBACK = (dC_sca/domega)/pi*a**2
38 % ; = backscattering efficiency [NB: this is (1/(4*pi)) smaller
39 % ; than the "radar backscattering efficiency"; see Bohren &
40 % ; Huffman 1983 pp. 120-123]
41 % ; GSCA = <cos(theta)> for scattering
42 % ;
43 % ; Original program taken from Bohren and Huffman (1983), Appendix A
44 % ; Modified by B.T.Draine, Princeton Univ. Obs., 90/10/26
45 % ; in order to compute <cos(theta)>
46 % ; Converted to IDL by P. J. Flatau, Scripps Inst. Oceanography. UCSD 96/11/14
47 % ; 91/05/07 (BTD): Modified to allow NANG=1
48 % ; 91/08/15 (BTD): Corrected error (failure to initialize P)
49 % ; 91/08/15 (BTD): Modified to enhance vectorizability.
50 % ; 91/08/15 (BTD): Modified to make NANG=2 if called with NANG=1
51 % ; 91/08/15 (BTD): Changed definition of QBACK.
52 % ; 92/01/08 (BTD): Converted to full double precision and double complex
53 % ; eliminated 2 unneed lines of code
54 % ; eliminated redundant variables (e.g. APSI,APSI0)
55 % ; renamed RN -> EN = double precision N
56 % ; Note that DOUBLE COMPLEX and DCPLX are not part
57 % ; of f77 standard, so this version may not be fully
58 % ; portable. In event that portable version is
59 % ; needed, use src/bhmie_f77.f

```

```

60 % ; 93/06/01 (BTD): Changed AMAX1 to generic function MAX
61 % ; 96/11/14 (PJF): Converted to double precision (again)
62 % ; added declaration standarization (strong typing)
63 % ; some code "polishing" using Toolpack
64 % ; Converted to IDL
65 % ;*****
66
67
68 mxnang=1000;
69 nmxx=150000;
70
71 s1=zeros(1,2*mxnang-1); % ilosc katow dla funkcji S1 S2
72 s2=zeros(1,2*mxnang-1);
73 d=zeros(1,nmxx);
74 amu=zeros(1,mxnang);
75 pi=zeros(1,mxnang);
76 pi0=zeros(1,mxnang);
77 pil=zeros(1,mxnang);
78 tau=zeros(1,mxnang);
79
80 if (nang > mxnang)
81 disp('error: nang > mxnang in bhmie')
82 return
83 end
84
85 if (nang < 2)
86 nang = 2;
87 end
88
89 pii = 4.*atan(1.);
90 dx = x;
91
92 drefrl = refrel;
93 y = x*drefrl;
94 ymod = abs(y);
95
96
97 % Series expansion terminated after NSTOP terms
98 % Logarithmic derivatives calculated from NMX on down
99
100 xstop = x + 4.*x^0.3333 + 2.;
101 nmx = max(xstop,ymod) + 15;
102 nmx=fix(nmx);
103
104 % BTD experiment 91/1/15: add one more term to series and compare resu<s
105 % NMX=AMAX1(XSTOP,YMOD)+16
106 % test: compute 7001 wavelen>hs between .0001 and 1000 micron
107 % for a=1.0micron SiC grain. When NMX increased by 1, only a single
108 % computed number changed (out of 4*7001) and it only changed by 1/8387
109 % conclusion: we are indeed retaining enough terms in series!
110 nstop = xstop;
111 %
112 if (nmx > nmxx) %then begin
113 'error: nmx > nmxx=', nmxx, ' for |m|x=', ymod
114 return
115 end
116 % Require NANG.GE.1 in order to calculate scattering intensities
117 dang = 0.;
118 if (nang > 1)
119 dang = .5*pii/ (nang-1);
120 end
121 for j=1: nang %do begin % DO 10 j = 1, nang
122 theta = (j-1)*dang;
123 amu(j) = cos(theta);
124 end
125 for j=1: nang %DO 20 j = 1, nang
126 pi0(j) = 0.;
127 pil(j) = 1.;

```

```

128 end
129 nn = 2*nang - 1;
130 % Logarithmic derivative D(J) calculated by downward recurrence
131 % beginning with initial value (0.,0.) at J=NMX
132 %
133 %?d(nmx) = d(0.,0.)
134 nn = nmx - 1;
135 for n=1: nn %DO 40 n = 1, nn
136 en = nmx - n + 1;
137 d(nmx-n) = (en/y) - (1./ (d(nmx-n+1)+en/y));
138 end %endfor %40 CONTINUE
139 %
140 %*** Riccati-Bessel functions with real argument X
141 % calculated by upward recurrence
142 %
143 psi0 = cos(dx);
144 psi1 = sin(dx);
145 chi0 = -sin(dx);
146 chi1 = cos(dx);
147 xil = psi1-chi1*i;
148 qsca = 0.;
149 qsca = 0.;
150 p = -1;
151 for n=1: nstop % DO 80 n = 1, nstop
152 en = n;
153 fn = (2.*en+1.)/ (en* (en+1.));
154 % for given N, PSI = psi_n CHI = chi_n
155 % PSI1 = psi_{n-1} CHI1 = chi_{n-1}
156 % PSI0 = psi_{n-2} CHI0 = chi_{n-2}
157 % Calculate psi_n and chi_n
158 psi = (2.*en-1.)*psi1/dx - psi0;
159 chi = (2.*en-1.)*chi1/dx - chi0;
160 xi = psi-chi*i;
161 %
162 %*** Store previous values of AN and BN for use
163 % in computation of g=<cos(theta)>
164 if (n > 1) %then begin
165 an1 = an;
166 bn1 = bn;
167 end %endif
168 %
169 %*** Compute AN and BN:
170 an = (d(n)/drefrl+en/dx)*psi - psi1;
171 an = an/ ((d(n)/drefrl+en/dx)*xi-xil);
172 bn = (drefrl*d(n)+en/dx)*psi - psi1;
173 bn = bn/ ((drefrl*d(n)+en/dx)*xi-xil);
174 %
175 %*** Augment sums for Qsca and g=<cos(theta)>
176 qsca = qsca + (2.*en+1.)* (abs(an)^2+abs(bn)^2);
177 qsca = qsca + ((2.*en+1.)/ (en* (en+1.))) * ...
178 ( real(an)* real(bn)+imag(an)*imag(bn));
179
180 if (n > 1) %then begin
181 qsca = qsca + ((en-1.)* (en+1.)/en)*...
182 ( real(an1)* real(an)+imag(an1)*imag(an)+...
183 real(bn1)* real(bn)+imag(bn1)*imag(bn));
184
185 end %endif
186 %
187 %*** Now calculate scattering intensity pattern
188 % First do angles from 0 to 90
189 for j=1: nang %DO 50 j = 1, nang
190 jj = 2*nang - j;
191 pi(j) = pil(j);
192 tau(j) = en*amu(j)*pi(j) - (en+1.)*pi0(j);
193 s1(j) = s1(j) + fn* (an*pi(j)+bn*tau(j));
194 s2(j) = s2(j) + fn* (an*tau(j)+bn*pi(j));
195 end %endfor % 50 CONTINUE

```

```

196 %
197 %*** Now do angles greater than 90 using PI and TAU from
198 % angles less than 90.
199 % P=1 for N=1,3,...% P=-1 for N=2,4,...
200 p = -p;
201 for j=1: nang-1 % DO 60 j = 1, nang - 1
202 jj = 2*nang - j;
203 s1(jj) = s1(jj) + fn*p* (an*pi(j)-bn*tau(j));
204 s2(jj) = s2(jj) + fn*p* (bn*pi(j)-an*tau(j));
205 end %endfor % 60 CONTINUE
206 psi0 = psi1;
207 psi1 = psi;
208 chi0 = chi1;
209 chi1 = chi;
210 xil = psi1-chi1*i;
211 %
212 %*** Compute pi_n for next value of n
213 % For each angle J, compute pi_n+1
214 % from PI = pi_n , PI0 = pi_n-1
215 for j=1: nang % DO 70 j = 1, nang
216 pil(j) = ((2.*en+1.)*amu(j)*pi(j) - (en+1.)*pi0(j))/...
217 en;
218 pi0(j) = pi(j);
219 end %endfor %70 CONTINUE
220 end %endfor % 80 CONTINUE
221 %
222 %*** Have summed sufficient terms.
223 % Now compute QSCA,QEXT,QBACK,and GSCA
224 gsca = 2.*gsca/qsca;
225 qsca = (2./ (dx*dx))*qsca;
226 qext = (4./ (dx*dx))* real(s1(1));
227 qback = (abs(s1(2*nang-1))/dx)^2/pii;
228
229 ss1=s1;
230 ss2=s2;
231 clear s1 s2
232 a=find(ss1~=0);
233 n=max(a);
234
235 s1=ss1(1:n);
236 s2=ss2(1:n);
237

```

complexindex.m (cortesia de Danny Scipión)

```

1 % CALCULAR LOS INDICES COMPLEJOS DE REFRACCION
2 %
3 % De aquí solo hay que extraer la parte correspondiente a 34.85GHz.
4 % Y sólo usa la parte para agua.
5 %
6 % Considera e_r = complex(e_1,e_2);
7 % m2 = e_r; % este es el índice the refracción al cuadrado
8 % m = sqrt(m2);
9 % n = real(m);
10 % k = imag(m);
11 %
12 % Creo que con éste código te ahorras la interpolación.
13 % Saludos,
14 %
15 % Danny
16 %
17 % =====
18 % close all
19 % clear all
20 % clc
21
22 %freq = [3 10 35]*1e9;

```

```

23 freq = 34.85e9;
24 temp1 = -20:35;% -20 -10 0];
25
26
27 % Part 1 and 2
28
29 for ifreq = 1:numel(freq)
30 l = 299792458/freq(ifreq)*1e2; % in cm.
31 for it = 1:numel(temp1)
32 for im = 1%:2
33 t = temp1(im,it);
34 switch(im)
35 case (1), ... % Water
36 mat = 'Water';
37 e_s =
38 78.54*(1.0-4.579e-3*(t-25)+1.19e-5*(t-25)^2-2.8e-8*(t-25)^3);
39 e_inf = 5.27137 + 0.021647*t-0.00131198*t^2;
40 a = -16.8129/(t+273)+0.0609265;
41 l_s = 0.00033836*exp(2513.98/(t+273));
42 s = 12.5664e8;
43 case (2), ... % Ice
44 mat = 'Ice';
45 e_s = 203.168+2.5*t+0.15*t^2;
46 e_inf = 3.168;
47 a = 0.288+0.0052*t+0.00023*t^2;
48 l_s = 0.0009990288*exp(13200/((t+273)*1.9869));
49 s = 1.26*exp(-12500/((t+273)*1.9869));
50 end
51 e_1 = e_inf + ((e_s-e_inf)*(1+(l_s/l)^(1-a)*sin(a*pi/2)))/ ...
52 (1+2*(l_s/l)^(1-a)*sin(a*pi/2)+(l_s/l)^(2*(1-a)));
53 e_2 = ((e_s-e_inf)*(l_s/l)^(1-a)*cos(a*pi/2))/ ...
54 (1+2*(l_s/l)^(1-a)*sin(a*pi/2)+(l_s/l)^(2*(1-a)))+s*l/18.8496e10;
55 m2 = complex(e_1,e_2); m =sqrt(m2); n = real(m); k = imag(m);
56 %disp(['e_r = (' num2str(e_1) ',' num2str(e_2) '), freq = ' ...
57 % num2str(freq(ifreq)/1e9) 'GHz, temp = ' num2str(t) 'C, ' mat]);
58 %disp([m2, m, n, k]);
59 val_n(it) = n;
60 val_k(it) = k;
61 val_kwq(it) = (abs((m2-1)/(m2+2)))^2;
62 end
63 end
64 end

```

calc_snr.m

```

1 function [snr, vlx, vvz]=calc_snr(spc,noise)
2 % Using the signal (spc) and noise (noise), this function
3 % calculates first and second moment of Doppler Spectra (vlx & vvz)
4 % also calculates signal to noise (snr)
5 % By: Jairo Valdivia
6
7 xx = find(spc>0);
8 sig = spc(xx);%-hild;
9 pwx = sum(sig);
10 if ~isempty(xx)
11 vlx = sum(spc(xx).*xx)/pwx;
12 vvz = sum(spc(xx).*xx.*xx)/pwx;
13 snr=NaN(size(spc));
14 if length(xx)> 2
15 snr(xx)=sig/noise;% vlx=vlx;
16 vvz=sqrt(vvz - vlx.*vlx);
17 return
18 else
19 snr(xx)=sig/noise;% vlx=vlx;
20 vvz=NaN;
21 end

```

```

22 else
23 snr=NaN(size(spc)); vlx=NaN; vvx=NaN;
24 return
25 end

```

B.3. Algoritmo de corrección de antena mojada

```

1 function fawa = get_wetatt(npw1,time,met)
2 % get_wetatt - Wet antenna attenuation retrieval
3 %
4 % This function returns a factor of wet antenna attenuation.
5 % The basis is on radiometric noise power, which increase in the rain
6 % fall.
7 % fawa = get_wetatt(npw1,time,method)
8 % Where, fawa is the factor of wet antenna attenuation, and, npw1, is
9 % the radiometric noise. We ca chose linear o exponential method (1 or 2)
10 %
11 % Created by: Jairo Valdivia Jan - 2017
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22 t = time-round(time);%(0:1439)*1/1440;
23 a0=87.2594; a1=-3.0484; b1=-1.4592; a2=-1.8176; b2= 1.0342;% a3=-0.0045;
24 b3=0.1425;
25 %92.5
26 % a4=0.1996; b4=0.7347;
27 % a0=90; a1=2.8772; b1=-1.6040; a2=-0.0257; b2=1.5017; a3=0.2606;
28 b3=0.6029;
29 % a4=-0.0833; b4=0.6677;
30 X=a0+a1.*sin(2*pi*t)+b1.*cos(2*pi*t)+...
31 a2.*sin(2*pi*2*t)+b2.*cos(2*pi*2*t);%+...
32 % a3.*sin(2*pi*3*t)+b3.*cos(2*pi*3*t);%+...
33 % a4.*sin(2*pi*4*t)+b4.*cos(2*pi*4*t);
34
35
36
37 if ~exist('met','var'), met=1; end
38 switch met
39 case 1
40
41 cwa = 1; %0.5 Constant of wet att from (WetAtt.m)
42 % needed 86 to make better
43 smth=10; % smoothing data
44 fawa = NaN(size(npw1));
45 for nd = 1:numel(npw1)
46 ref = X(nd);
47 if nd == 1, ii = 1; sm_fawa = []; end
48 if ii > smth, ii=1; end
49 if npw1(nd)>ref+1/cwa
50 sm_fawa(ii) = cwa*(npw1(nd)-ref);
51 else
52 sm_fawa(ii) = 1;
53 end
54 fawa(nd) = mean(sm_fawa);
55 ii=ii+1;
56 end
57
58 % para proporción exponencial: A = exp(kdN)
59 case 2
60
61 cwa = 1/20; % .73 15.0626 25.1817
62 smth=10; % smooth of data
63 fawa = NaN(size(npw1));
64 for nd = 1:numel(npw1)
65 ref = X(nd);

```

```

66 if nd == 1, ii = 1; sm_fawa = []; end
67 if ii > smth, ii=1; end
68 if npw1(nd)>ref
69 sm_fawa(ii) = 10^(cwa*(npw1(nd)-ref));
70 else
71 sm_fawa(ii) = 1;
72 end
73 fawa(nd) = mean(sm_fawa);
74 ii=ii+1;
75 end
76 % para proporción exponencial: A = dN^{1/k}
77 case 3
78
79 cwa = 1.34;%1.8;%0.78; %
80 kq = 1.1;%0.94;%
81 smth=1; % smooth of data
82 fawa = NaN(size(npw1));
83 for nd = 1:numel(npw1)
84 ref = X(nd);89;%
85 if nd == 1, ii = 1; sm_fawa = []; end
86 if ii > smth, ii=1; end
87 if npw1(nd)>ref+(1/cwa)^kq
88 sm_fawa(ii) = cwa*(npw1(nd)-ref)^(1/kq);
89 else
90 sm_fawa(ii) = 1;
91 end
92 fawa(nd) = mean(sm_fawa);
93 ii=ii+1;
94 end
95 end

```

Apéndice C

CÓDIGO DE VISUALIZACIÓN

```

1 function fig1 = plot_mira35c(time,range,variable,jvarname,gpath)
2 % plot_mira35c(time,range,variable,jvarname,gpath)
3 %
4 % Plot a variable of Mira 35c radar
5 % This function returns a graph with automatic fix on dimension and labels.
6 % Introducing plot_mira35c(time,range,variable,jvarname,gpath):
7 % The inputs time, range, variable and jvarname, are 'x axis', 'y axis',
8 % 'variable to graph', 'name of variable' and 'graph path', respectively;
9 % jvarname should be as is described in ncdisp command.
10 %
11 % Created by: Jairo Valdivia Sep - 2016
12
13 sfig= 0; % To autosave figure set sfig = 1
14 if exist('gpath','var'), sfig=1; end
15 if sfig
16     if ~exist('gpath','var'), gpath = 'J:\Otros\Radar\Granizo\Graphs\'; end
17 end
18 if ~exist('boonlib.m','file'), disp('boonlib library does not exist'); end
19 %% 3.- Transformar el tiempo al lenguaje de fechas de matlab
20 % Matlab usa un vector cuya magnitud son días desde Enero, 00.00.0000 UTC
21 if time(1) > 1e6
22     dayref=datenum([1970 01 01 00 00 00]);
23     tdouble=double(time);
24     timeok=tdouble/1440/60+dayref; % ! - UTC
25 else
26     timeok=time;
27 end
28 %% 4.- Construir el arreglo de coordenadas
29 if range(end) > 1000
30     [meshtime, meshrange]=meshgrid(timeok,range/1000);
31 else
32     [meshtime, meshrange]=meshgrid(timeok,range);
33 end
34 %% 5.- Graficar
35 rrt=0; % para ticks de RR
36 variable(1:2,:)=NaN; % Discarting noisy levels
37 switch jvarname
38     case {'Z','Ze','Zg'}
39         variable = 10*log10(variable);
40         paleta = jet;
41         palimit = [-60 40];
42         etiqy = 'dBZ [mm^6/m^3]';
43         jtitle = [jvarname, ''];
44     case {'VEL','VELg','VELcl','VELrain'}
45         % variable = variable;
46         paleta = boonlib('rgmap');
47         palimit = [-11 11];
48         etiqy = '[m/s]';
49         jtitle = 'Radial Velocity ';
50     case {'RMS','RMSg'}
51         % variable = variable;
52         paleta = boonlib('rbmap');
53         palimit = [0 3];
54         etiqy = 'RMS [m/s]';
55         jtitle = 'Spectral Width ';
56     case {'LDR','LDRg','LDRplank','LDRcl','LDRrain'}
57         variable = 10*log10(variable);
58         paleta = jet(16);
59         palimit = [-35 5];
60         etiqy = 'LDR dB';
61         jtitle = [jvarname, ''];
62     case {'SNR','SNRg','SNRplank'}
63         variable = 10*log10(variable);
64         paleta = jet;
65         palimit = [-25 80];

```

```

66         etiqy = 'SNR dB';
67         jtitle = [jvarname, ' '];
68     case {'RR'}
69         paleta = parula(10);
70         rticks=[0,0.01,0.1,1,2,3,5,8,13,21,34];
71         vari=NaN(size(variable));
72         for x = 1:length(rticks)
73             vari(variable>=rticks(x))=x;
74         end
75         variable=vari;
76         paleta=[0.7,0.7,0.7; paleta];
77         palimit = [1 12];
78         etiqy = 'RR [mm/h]';
79         jtitle = [jvarname, ' '];
80         rrt=1;
81     case {'LWC'}
82         variable = log10(variable);
83         paleta = jet;
84         palimit = [0 3];
85         etiqy = 'LWC log_{10}(mg/m^3)';
86         jtitle = [jvarname, ' '];
87 end
88
89 fig1=figure;
90 pcolor(meshtime,meshrange,variable) % Ordenar gráfica (x,y,z)
91 shading flat % Borde de grilla 'off'
92 colormap(paleta) % Tipo de paleta
93 cb=colorbar; % Mostrar paleta
94 if rrt, cb.TickLabels=[rticks(1:end-1),{'<34'},{''}]; end
95 caxis(palimit) % Rango de paletas
96 ylim([0 13])
97 ylabel('Height AGL [km]') % Etiquetas: > y
98 ylabel(cb,etiqy) % > Paleta
99 xlabel(['Universal Time (hours) - ',datestr(timeok(1),1)]);
100 % xlabel('Universal Time') % > x
101 x1=(round(timeok(1)*24))/24; % Indicar límite inferior
102 x2=(round(timeok(end)*24))/24; % Indicar límite superior
103 xlim([x1 x2]) % Cortar eje
104 % Rotar etiquetas
105 jblink=(x2-x1)*24; rotar90=0;
106 if jblink < 2
107     jblink = 0.25;
108 elseif jblink >= 2 && jblink <4
109     jblink = 0.5;
110 elseif jblink >= 4 && jblink <10
111     jblink = 1;
112 elseif jblink >= 10
113     jblink = 1; rotar90=1;
114 end
115 ax=gca; ax.XTick = x1:jblink/24:x2; % Intervalos de una hora
116 if rotar90
117     ax.XTickLabelRotation = 90;
118 end
119 dateaxis('x',15) % Formato de hora (ver 'help dateaxis' para
120 % detalles)
121 title([jtitle,datestr(timeok(1),1)]); % Título
122
123 % Guardar imagen
124 if sfig
125     print(fig1,'-r220',[gpath,[jvarname,'-
126     '],num2str(datestr(timeok(1),'yyymmdd_HH'))],'-dp
127     ng')
128     disp(['Image saved in: ',gpath])
129     % (variable,'resolución','título','formato')
130 end
131 end

```