



Universidad Autónoma de Querétaro

Facultad de Ingeniería

Empleo de parámetros escalados
para la calibración de radar meteorológico

Tesis

Que como parte de los requisitos para obtener el
grado de Maestro en Ciencias

Línea Terminal

Recursos Hídricos y Ambiental

Presenta

Ing. Verónica de los Ángeles Jiménez Villalobos

Querétaro, Querétaro. Mayo de 2010



Universidad Autónoma de Querétaro
 Facultad de Ingeniería
 Maestría en Ciencias
 Línea Terminal Hidráulica

**EMPLEO DE PARAMETROS ESCALADOS PARA LA CALIBRACION DEL
 RADAR METEOROLOGICO**

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Presenta:

Ing. Verónica de los Ángeles Jiménez Villalobos

Dirigido por:

Dr Nabil Mobayed Khodr

SINODALES

Dr Nabil Mobayed Khodr
 Presidente

Dra Marina Herrera Pantoja
 Secretario

Dr. Carlos Fuentes Ruíz
 Vocal

Dr. Aldo Ramírez Orozco
 Suplente

Dr. Alfonso Gutiérrez López
 Suplente

Dr. Gilberto Herrera Ruiz
 Director de la Facultad

Firma

Firma

Firma

Firma

Firma

Dr. Luis Gerardo Hernández Sandoval
 Director de Investigación y Posgrado

RESUMEN.

Un sistema de radar recibe y registra la señal que reflejan las gotas de lluvia después de emitir su señal electromagnética. Mediante una relación potencial empírica entre reflectividad e intensidad de precipitación, conocida como ecuación de Marshall-Palmer, se puede hacer la conversión entre tales variables, siempre y cuando los parámetros de escala y forma (de la ecuación) hayan sido calibrados antes con base en información de estaciones pluviométricas instaladas dentro del área de cobertura del radar. En México, el uso de radares meteorológicos se ha empleado en el pronóstico del estado del tiempo y al monitoreo de tormentas; sin embargo, su aprovechamiento pleno se ha limitado por varias dificultades (poca cobertura, forma de acceso a la información, falta de modelos hidrológicos que cuenten con esta entrada de datos), entre ellas el propio comportamiento de los parámetros característicos antes referidos. Este trabajo ha tenido como objeto la calibración del radar meteorológico de Querétaro mediante un análisis escalado de sus parámetros, en función del tipo de respuesta hidrológica observada en varios eventos de tormenta registrados mediante el propio radar y pluviómetros digitales ubicados en la ciudad de Querétaro. Además de la calibración de hietogramas (medidos en los pluviómetros e inferidos en cada lugar a partir de las imágenes de reflectividad), se efectuaron comparaciones de la distribución de intensidad registrada por el radar en tiempo real, con la obtenida mediante la aplicación de métodos convencionales de interpolación (como el inverso de la distancia) de los datos pluviométricos. Después de validar los criterios tradicionales de distribución de tormentas, se ha confirmado –a través del cálculo del coeficiente de variación– que se obtienen distribuciones más similares a las que registra el radar cuando se aplica un ajuste de parámetros escalados, con un solo parámetro de forma (característico del lugar y del radar mismo) y tantos factores de escala como sitios puntuales se tengan de medición pluviométrica.

Palabras clave: radar meteorológico, calibración, parámetros escalados.

SUMMARY

A radar system receives and registers the signal reflected by raindrops after sending its electromagnetic signal. By means of an empirical potential relation between reflectivity and intensity of precipitation, known as the Marshall-Palmer equation, it is possible to convert one variable to another when the scale and form parameters have been calibrated as a function of precipitation data registered by weather stations installed inside the radar coverage area. In Mexico, the use of meteorological radars has been used in weather forecasting and thunderstorm monitoring; nevertheless, its full use has limited itself for several difficulties (few coverage, information inaccessibility, lacking of hydrological models based on radar precipitation data) as the above-mentioned typical parameters behavior. This work has taken as goal the weather radar calibration of Querétaro employing a scaled analysis of his parameters, in function on the kind of hydrological answer observed in several storms registered by the radar and digital rain gages located in the city of Querétaro. In addition to the hietogramas calibration (measured by rain gages and inferred from the reflectivity images to every place), there were made comparisons of the distribution of intensity as it is registered by the radar in real time, and the inferred applying conventional methods of interpolation (like the distance inverse method) of the weather information. In addition to the traditional criteria validation of storms distribution, it have been confirmed –applying the variation coefficient – that we obtain storms distributions more similar to those that the radar registers when an adjustment of scaled parameters is applied, with only one form parameter (typical of the place and of the radar itself) and as many scale factors as weather measurement places are had

Keywords: Weather radar, calibration, scaled parameters.

A mis padres, Jesús Jiménez y Mireya Villalobos,

A mi abuela, Ma. Dolores García (E.P.D)

A mis herman@s: Jesús, César y Claudia.

A mis sobrin@s: Hannia, Jesús, Luis, Mauricio, María Fernanda.

Todos ellos son mi motor de vida.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Jesús Jiménez y Mireya Villalobos, por no solo brindarme la vida sino también por el cariño, enseñanzas y valores inculcados durante mi vida que han sido fundamentales en mi desarrollo personal y profesional. No puedo dejar de mencionar en este punto a mi abuela, María Dolores García Ruíz (E.P.D), cuya fortaleza y coraje me han servido de ejemplo para seguir adelante.

A mis hermanos Jesús, César y Claudia, quienes con su apoyo incondicional, aliento constante, e inclusive complicidad me alentaron a emprender esta experiencia, tan lejos de casa. Por sus charlas, consejos y preocupación en mi bienestar.

Esta experiencia no la he vivido sola, he tenido la fortuna de conocer personas a las que ya no solo considero amigos, sino también parte de mi familia. Ricardo Luna Rubio, Elda Montes Zarazúa, Israel Gómez Ortíz, Juan Rivera, Mariela Jácome Saldaña, Cindy Novelo Díaz, Javier Amaya Uicab, Roger Dzul, Absalom González y Jaime Ramírez, gracias por las charlas y comentarios oportunos pero sobretodo por brindarme su amistad. De manera especial, gracias Julio Caballero Jaimes quien siempre tuvo las palabras justas para brindarme.

No podría olvidar agradecer a los profesores que han compartido sus conocimientos y anécdotas vividas, en pro de fortalecer la enseñanza. Muy especialmente al Dr. Nabil Mobayed por su dirección en el desarrollo de esta investigación, su tiempo y paciencia. Así mismo a quienes han fungido como sinodales Dra. Marina Herrera Pantoja, Dr. Carlos Fuentes Ruíz, Dr. Alfonso Gutiérrez López, Dr. Aldo Ramírez Orosco, sus comentarios e ideas han sido fundamentales en el mejoramiento y corrección de este trabajo de tesis.

ÍNDICE

Resumen	i
Summary	ii
Dedicatoria	iii
Agradecimientos	iv
Índice	v
Índice de tablas	vii
Índice de figuras	ix
CAPÍTULO 1 INTRODUCCION	
1.1 Antecedentes y justificación	1
1.2 Objetivos e hipótesis	3
1.2.1 Hipótesis general	3
1.2.2 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 Síntesis (guía) de trabajo	4
CAPÍTULO 2 ANTECEDENTES	
2.1 La precipitación y su medición	6
2.2 El radar meteorológico	7
CAPÍTULO 3 PROPUESTA METODOLOGICA	
3.1 Convertidor de imágenes, raw2bmp	12
3.1.1 Programa RAW2BMP	12
3.1.2 Programa IMG2BMP	15
3.1.3 Formulario de trabajo	15
3.2 Calibración del radar meteorológico	
3.2.1 Obtención de parámetros generales	20
3.2.2 Obtención de parámetros escalados	23
3.2.3 Programa para la calibración de parámetros	27
3.3 Hietogramas mediante imágenes de radar	29
3.4 Coeficiente de variación	32

3.4.1 Obtención de coeficiente de variación	32
3.4.2 Programa para calcular el coeficiente de variación	35
CAPÍTULO 4 APLICACIÓN A CASO DE ESTUDIO EN QUERETARO	
4.1 Información disponible	39
4.2 Calibración convencional	43
4.3 Hietogramas basados en información de radar	49
4.4 Calibración mediante parámetros escalados	53
4.5 Coeficiente de variación	55
CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES	60
Literatura citada	63
ANEXO I	
Imágenes de reflectividad convertidas al formato BMP	65
ANEXO II	
Comparación entre hietogramas medido e inferido (a partir de los datos de reflectividad de las imágenes radáricas)	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
3.1 Escala de reflectividad Z (en dB) propuesta por Marshall-Palmer, dividida en 16 partes diferenciadas por rangos de valor y colores. La magnitud Z se estandariza entre 0 y 255, tal que $N = 2 \cdot Z + 64$.	16
4.1 Coordenadas de las Estaciones pluviométricas distribuidas en la zona urbana de la ciudad de Querétaro, usadas en el proyecto de tesis.	38
4.2 Programa RHID. Descripción de controles relacionados con la calibración de parámetros generales, A y b, dentro de la “calculadora del radar”.	45
4.3 Valores de A y b obtenidos para un ajuste con 2N parámetros, entre datos del radar meteorológico de Querétaro y 5 pluviómetros, en el caso de las tormentas seleccionadas del año 2008.	47
4.4 Valores de A y b obtenidos para un ajuste con 2n parámetros, entre datos del radar meteorológico de Querétaro y 10 pluviómetros, en el caso de la tormenta seleccionadas del año 2006 (Buenabad, 2007).	49
4.5 Resultados del ajuste escalado, con N+1 parámetros, entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación medida en 10 sitios, para el día 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro.	54

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
3.1 Formulario del programa <i>RAW2BMP</i> diseñado para aplicar los algoritmos de conversión de imágenes del radar, sin utilizar IRIS Display©	17
3.2 Imagen completa de reflectividad del radar meteorológico Querétaro, con un radio de cobertura de 1576 segmentos de 150 m cada uno, esto es, un radio de 236.4 km (tormenta del 25/08/2006).	18
3.3 Formulario del programa <i>RAW2BMP</i> donde se observa la aplicación de procesos, y el área de recorte, según coordenadas de proyecto.	19
3.4 Formulario básico del programa <i>Radar_AiB</i> para ajustar valores de los parámetros $A_j, j = 1, \dots, N$, y b (de escala y forma del radar) cuando se tienen N pluviómetros.	27
3.5 Fracción del archivo ASCII (asociado a la tormenta registrada el día 25/08/2006), para lectura de datos del programa de cómputo <i>Radar_Aib</i> , escrito para efectuar el cálculo de parámetros escalados del radar.	28
3.6 Código del programa <i>Radar_Aib</i> , donde se aplica proceso de optimización a la suma de errores cuadráticos (entre datos de radar y pluviómetros) para obtener $N+1$ parámetros escalados en la ecuación de Marshall-Palmer.	30
3.7 Obtención de hietogramas homogéneos (rectángulos sombreados) a partir de pulsos irregulares (rectángulos claros).	32
3.8 Imagen de reflectividad de la tormenta ocurrida el 25 de agosto del 2006 a las 5:48 horas, en el valle de Querétaro. El área de la imagen comprende las estaciones pluviométricas reguladas por la CEA Querétaro.	33
3.9 Archivo de texto (ASCII) para lectura de datos del programa de cómputo <i>Radar_Var</i> , escrito para generar imágenes de intensidad de precipitación con base en datos de radar y pluviómetros, así como	36

	imágenes del coeficiente de variación (diferencia entre valores de intensidad).	
4.1	Localización de los pluviómetros instalados por la Universidad en la ciudad de Querétaro (Calesa, Candiles, Peñuelas, Querétaro 2000 y San José).	39
4.2	(a) Pluviómetro marca Texas Electronics, modelo TR-525M; y (b) Datalogger HOBO EVENT, instalados en las estaciones pluviométricas controladas por la Universidad Autónoma de Querétaro.	40
4.3	Vista del radar meteorológico de banda C, localizado en el cerro de la Rochera, en la ciudad de Querétaro. Su operación y control corre a cargo de la Comisión Estatal de Aguas de Querétaro.(Fuente: Portal electrónico CEA)	40
4.4	Especificaciones técnicas del radar meteorológico Querétaro de banda C, a cargo de la Comisión Estatal de Aguas.	41
4.5	Conjunto de imágenes de reflectividad (en formato BMP o similar) registradas durante la tormenta del día 9 de julio del 2008. La clasificación por rangos de color corresponde a la escala de Marshall-Palmer	43
4.6	Detalle de la “calculadora del radar”, dentro de la plataforma de aplicación RHiD (Mobayed, 2008), para acceder a los módulos encargados de la calibración de parámetros del radar, con base en la información de datos pluviométricos.	45
4.7	Ajuste potencial entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación, para el día 9 de julio del 2008, en el valle de Querétaro.	46
4.8	Ajuste potencial entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación, para el día 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro. Se utilizó información simultánea de 10 pluviómetros operados por la Comisión Estatal de Aguas.	48

4.9	Comparación entre hietogramas medido e inferido (a partir de los datos de reflectividad de las imágenes radáricas) para la tormenta registrada el 9 de julio del 2008 en el valle de Querétaro, en el sitio de la estación Peñuelas.	50
4.10	Comparación entre hietogramas medido e inferido (a partir de los datos de reflectividad de las imágenes radáricas) para la tormenta registrada el 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro, en el sitio de la estación CFE Palmas.	51
4.11	Ajuste potencial con N+1 parámetros entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación, para el día 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro, medida simultáneamente en 10 pluviómetros.	53
4.12	(a) Imagen de intensidad de precipitación obtenida al aplicar la ecuación de Marshall-Palmer y parámetros calibrados A, b a los elementos de la imagen de reflectividad. (b) Imagen de intensidad de precipitación obtenida mediante N+1 parámetros escalados (e interpolación espacial de A_j , $j = 1, 2, \dots, N$). Ambas corresponden a la imagen del día 25 de agosto del 2006, registrada en el valle de Querétaro a las 5:48 horas.	55
4.13	(a) Coeficiente de variación entre intensidad de precipitación medida con pluviómetros y calculada con: la reflectividad del radar, la ecuación de Marshall-Palmer y los parámetros calibrados A, b para la tormenta del día 25 de agosto del 2006 (5:48 horas), en el valle de Querétaro. (b) Imagen similar a la anterior pero basada en el ajuste con N+1 parámetros.	56
4.14	Diferencia entre imágenes de intensidad de precipitación medida con pluviómetros (e interpolada espacialmente) y su similar basada en el ajuste con N+1 parámetros.	58

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN

En un principio el radar fue aplicado en la milicia durante el período de la Segunda Guerra Mundial, obteniendo la localización del enemigo. A medida que su empleo fue más frecuente, se descubrieron nuevas formas de uso del instrumento, como es la capacidad de detectar la precipitación en forma remota y observar su patrón espacial y evolución. Tal capacidad fue la que impulsó al desarrollo de los radares meteorológicos (Sánchez y Corral, 2000).

El radar meteorológico emplea el principio de reflectividad, con el cual se miden las señales que son reflejadas al contacto con las gotas de lluvia presentes en la atmósfera. Mediante la ecuación empírica de Marshall-Palmer desarrollada en 1948 (Marshall y Palmer, 2006), se establece una relación entre la reflectividad Z y la intensidad de lluvia R . Esta ecuación involucra los parámetros de escala y forma (A y b , respectivamente), calculados para cada sitio de estudio. A través de esta relación es posible hacer la conversión de una variable a otra (de reflectividad a intensidad de precipitación y viceversa) siempre y cuando se cuente con una calibración adecuada de sus parámetros.

Se han realizado numerosos estudios (Bechini *et al.*, 2007; Berne y Uijenthoet, 2006; Goudenhoofdt, E, y L. Delobbe, 2008; por mencionar algunos) para obtener los valores de estos parámetros. Los parámetros reportados para lluvias por diferentes investigaciones fluctúan en un rango de menos de 20 a más de 1000 para el coeficiente A y de 1.11 a 3.05 para el exponente b . En la mayoría

de los casos, al incrementar el coeficiente de la relación Z-R el exponente disminuye (Seo y Breidenbach, 2002).

Una de las metodologías empleadas en investigaciones anteriores es la comparación de áreas iguales. Contando con un mapa distribuido de lluvias y de imágenes de radar, se aplica un factor de corrección resultante del cociente del promedio de precipitación obtenido en 9 celdas de dibujo o *pixeles* (mapa de precipitación) entre el promedio de 9 celdas de dibujo tomadas de la imagen del radar (Ahmad, 2004).

El esquema de nueve celdas, aplicado comúnmente en las investigaciones, consiste en comparar el mapa de distribución de lluvias y el de imágenes de radar *pixel a pixel*, encontrando así la menor diferencia entre los valores correspondientes al pixel analizado. Dicho valor es el que se utiliza como denominador en el cálculo del factor de ajuste y, como numerador, el valor de la lectura de precipitación (Ahmad, 2004).

La calibración de las imágenes de radar con base en mediciones pluviométricas ha sido aplicada de diferentes formas; sin embargo, el empleo de un factor de ajuste matricial puede ser problemático cuando la lluvia registrada en las estaciones es muy variable (Jessena *et al.*, 2005), por lo que se ha recomendado que las precipitaciones observadas (en pluviómetros o estaciones) sean de preferencia mayores de 1 mm.

En México, el uso de radares meteorológicos se ha limitado al pronóstico del estado del tiempo y al monitoreo de tormentas; debido a que su aprovechamiento pleno se ha limitado por varias causas (poca cobertura, forma de acceso a la información, falta de modelos hidrológicos que cuenten con esta entrada de datos), entre ellas el desconocimiento de los parámetros característicos antes referidos (Mobayed, 2008).

Este trabajo tiene como objeto la calibración del radar meteorológico de Querétaro mediante un análisis escalado de sus parámetros, en función del tipo de respuesta hidrológica observada para varios eventos de tormenta registrados mediante el propio radar y cinco pluviómetros digitales ubicados en la ciudad de Querétaro. Se pretende comprobar, como se explica más adelante, que existe en efecto una variabilidad espacial de los propios parámetros, habitualmente uno de escala y otro de forma –aún para la misma tormenta–, en particular con respecto a la proporción o escala que guardan entre sí los valores de intensidad de lluvia R y de reflectividad radárica, Z .

1.2 OBJETIVOS E HIPÓTESIS

1.2.1 Hipótesis general

Se obtiene una representación de tormentas más realista al efectuar una distribución espacial del factor de escala entre reflectividad e intensidad de precipitación por cada sitio de medición pluviométrica.

1.2.2 Objetivo general

Encontrar $N+1$ parámetros de ajuste y correlaciones significativas entre los registros del radar meteorológico y las mediciones disponibles de N pluviómetros, con datos de pulso de precipitación y tiempo asociado a eventos de tormenta.

1.2.3 Objetivo específicos

Obtener parámetros escalados, en función de las mediciones pluviométricas existentes para la zona del valle de Querétaro;

Analizar el patrón de nubosidad con base en las imágenes de reflectividad del radar asociados a tormentas diversas registradas en el valle;

Regionalizar los parámetros escalados, para la zona de estudio.

1.3 SÍNTESIS (GUÍA) DE TRABAJO

Actualmente se cuenta con imágenes de reflectividad de radar de los años 2006-2008, en una base de datos proporcionada por la Comisión Estatal de Aguas de Querétaro (CEA), así como datos de cinco estaciones pluviométricas instaladas (por la Universidad) en diferentes puntos de la ciudad. Con la información del radar meteorológico Querétaro, se realiza la conversión de imágenes de un formato característico “tipo RAW” a otro *raster*, por ejemplo “tipo BMP”, aplicando en este caso el programa “Raw2Bmp”, desarrollado como parte del proyecto CEA-UAQ sobre modelos hidrológicos basados en mediciones de radar meteorológico (Mobayed, 2008). En esta etapa se revisan las imágenes y se relacionan, por fecha (día y hora), con el registro simultáneo de datos pluviométricos disponibles. Durante este proceso, es importante seleccionar también registros de buena calidad (inconsistencias mínimas).

Con la posición de cada pluviómetro j (de un total N) sobre cada imagen i (de un total M), en el entendido que cada una corresponde aproximadamente a un pulso i de precipitación, se pueden formar pares de datos de intensidad $R_{i,j}$ y reflectividad $Z_{i,j}$, susceptibles de ser relacionados entre sí mediante una curva de ajuste, como la correspondiente a la ecuación Marshall-Palmer de 2 parámetros (Rinehart, 2007). Al aplicar un método convencional de calibración, como el de mínimos cuadrados, se define la siguiente función error, SCE:

$$SCE = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (R_{i,j} - \alpha Z_{i,j}^{\beta})^2 \quad (1.1)$$

donde α y β son precisamente los parámetros buscados, esto cuando la ecuación de ajuste (la de Marshall-Palmer) está expresada como $R = \alpha Z^{\beta}$. (En realidad, la

fórmula original se emplea para determinar valores de reflectividad en términos de la intensidad de lluvia R , tal que $Z = A \cdot R^b$).

El ajuste propuesto en el trabajo de tesis se refiere a uno de parámetros escalados, esto es con un factor de forma β y tantos factores de escala α_j como estaciones o pluviómetros se dispongan al momento de registrar el evento de tormenta. En tal caso,

$$SCE = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (R_{i,j} - \alpha_j Z_{i,j}^\beta)^2 \quad (1.2)$$

Se supone entonces que el fenómeno, si bien ocurre sobre determinada área o región, tiene un comportamiento local en cuanto al efecto de reflexión de la lluvia – cuando ésta recibe la señal del radar– que determina valores diferentes de escala entre las variables involucradas, $\alpha_L = R / Z^\beta$, siendo L cualquier posición dentro del espacio físico donde se registra la tormenta.

Se espera que, con los parámetros escalados, se generen distribuciones de lluvia más próximas al patrón de tormentas que registra el radar y, a partir del ajuste escalado con $N+1$ parámetros y las imágenes de reflectividad, se obtengan hietogramas de precipitación para cualquier zona –dentro del área de cobertura– similares a los medidos por los pluviómetros (Mobayed, 2008). Para realizar una comparación entre hietogramas generados mediante información del radar y las estaciones, con fines de validación, se pueden estimar correlaciones entre ambos resultados, así como valores espacialmente distribuidos del llamado coeficiente de variación, esto es diferencias entre intensidades R del radar y los pluviómetros evaluadas en distintos lugares del área de cobertura.

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES

2.1 LA PRECIPITACIÓN Y SU MEDICIÓN

La precipitación es un fenómeno que forma parte del ciclo hidrológico. Para que ocurra, se requiere de alguna forma que el aire se enfríe lo suficiente para que se alcance el punto de saturación. El enfriamiento de masas grandes de aire húmedo se produce cuando éstas ascienden por medio de procesos convectivos y convergentes, resultado de radiaciones desiguales, productoras del calentamiento o enfriamiento de la superficie de la tierra y la atmósfera, o por barreras orográficas. Existen diferentes tipos de precipitación, clasificada en función de su origen, de ahí que exista precipitación ciclónica, frontal, convectiva y orográfica.

Se han desarrollado numerosos instrumentos y técnicas para obtener información de la precipitación en sus diferentes fases. Los instrumentos para medir la cantidad e intensidad de la precipitación son los más importantes. Entre estos instrumentos encontramos los pluviómetros, que pueden ser de cubeta basculante, de balanza o de flotador. En otro grupo podemos incluir los que miden el tamaño y distribución de las gotas de lluvia, así como el tiempo de inicio y fin de la precipitación. La instalación de los pluviómetros en el sitio de interés puede ser en función del uso que se le dará a la información recabada, aunque la experiencia permite fijar criterios para su distribución; por ejemplo, para regiones planas, en zonas tropicales o templadas, se recomienda instalar una estación por cada 600 y 900 km²; en regiones montañosas ubicadas en zonas tropicales, mediterráneas o templadas, se espera una estación que comprenda superficies entre 100 y 250 km². (Aparicio, 1989)

Entre las herramientas que funcionan como instrumentos de medición indirecta de la precipitación se encuentra el radar meteorológico, el cual emite un rayo de energía electromagnética que efectúa un barrido de 360° y a distintas inclinaciones con respecto al plano horizontal (por ejemplo, entre 0.5° y 5°, con incrementos de 0.5°), de manera ininterrumpida y cíclica.

2.2 EL RADAR METEOROLÓGICO

El término Radar (de *Radio Detection And Ranging*) ha sido utilizado de forma genérica para clasificar los sistemas que operan en la región de frecuencia de las microondas. Estos sistemas fueron utilizados inicialmente con fines militares durante la Segunda Guerra Mundial y posteriormente con fines civiles, a partir de la década de 1970-80.

El empleo creciente de radares con emisión de microondas se debe a las características propias del sistema de captación, ya que la región espectral de operación permite una alta transmisión de las ondas electromagnéticas en la atmósfera, independiente de la iluminación solar, e incluso durante cualquier tipo de precipitación o nubosidad, pudiendo generar imágenes de reflectividad bajo las condiciones más adversas.

Puesto que la transmisión de ondas electromagnéticas por un medio es proporcional a la longitud de onda, cuanto menor es la frecuencia del radar mayor será su capacidad de penetración. Esta facilidad permite la obtención de imágenes donde los sistemas que operan en la región del espectro visible y del infrarrojo resultan ineficientes, principalmente en situaciones donde exista una extensa cobertura de nubes (como, por ejemplo, en la región amazónica).

Entre las aplicaciones específicas de la tecnología del radar, destaca su capacidad para la estimación espacio-temporal de la precipitación sobre amplias regiones. Recordemos que las lluvias constituyen el principal factor de control de la dinámica de los procesos hidrológicos y, por consiguiente, su correcta medición constituye un aspecto de importancia fundamental para realizar pronósticos confiables y seguros en materia de esorrentía (Fattorelli *et al.*, 2000)

Los sistemas de radar pueden ser agrupados en generadores o no de imágenes (Ulaby *et al.*, 1981). Los primeros comprenden los sistemas de antena rotatoria, los radares de abertura real y vista lateral (SLAR) y los radares de abertura sintética y vista lateral (SAR). Entre los que no generan imágenes destacan los escaterómetros, los espectrómetros y los altímetros.

En el campo de la hidrología se han realizado numerosos estudios para relacionar la distribución del tamaño de las gotas de lluvia con la intensidad de la misma, R (ver, por ejemplo, Anagnostou y Krajewski, 1999) Puesto que la reflectividad Z de las gotas, registrada por un radar meteorológico, es proporcional a su tamaño, se pueden establecer relaciones entre las variables Z y R , como en el caso conocido de la ecuación propuesta por Marshall-Palmer:

$$Z = AR^b \tag{2.1}$$

Los valores de A y b se pueden obtener mediante mediciones indirectas de la distribución y el tamaño de las gotas, o la comparación de las mediciones entre radar y pluviómetro. Se han realizado numerosos estudios para obtener estos parámetros, cuyos valores reportados por diferentes investigadores fluctúan en un rango de menos de 20 a más de 1000 para el coeficiente A y de 1.11 a 3.05 para el exponente b . En la mayoría de los casos, al incrementar el coeficiente de la relación Z - R , el valor del exponente disminuye (Seo y Breidenbach, 2002). Así,

Se puede, por cierto, expresar la intensidad R como una función de la reflectividad Z , sobre todo cuando se quiere evaluar la primera en función de las lecturas puntuales que se hacen de Z sobre las imágenes del radar. En tal caso:

$$R = \left(\frac{1}{A}\right)^{1/b} Z^{1/b} \quad (2.2)$$

$$R = \alpha Z^\beta \quad (2.3)$$

donde $\alpha = \left(\frac{1}{A}\right)^{1/b}$ y $\beta = \frac{1}{b}$.

La mayor ventaja en el empleo de datos de radar meteorológico es que permite estimar la precipitación en una malla de celdas de 1 km² o menos, por lo que no necesita de una interpolación ni extrapolación de datos, contrario a lo que ocurre cuando se cuenta con una red de pluviógrafos cuya interpolación tiende a suavizar la variación espacial de los valores registrados.

Los radares meteorológicos proveen una cantidad significativa de datos para caracterizar tormentas en forma temporal y espacial. El análisis de tales datos proporciona una descripción estadística del movimiento de las lluvias, a través de técnicas de correlación aplicadas a la magnitud y dirección del viento (velocidad de traslación de las tormentas) y la propia reflectividad, teniendo así el patrón de tormentas de la región estudiada, desde luego en función del tipo de lluvia que tenga lugar (convectiva, estratificada, frontal o ciclónica). (De Lannoy *et al.*, 2005).

La clasificación en áreas de lluvias convectivas y estratiformes, basada en algoritmos que identifican gradientes horizontales de reflectividad y la brillantez de banda (indicativo de las lluvias convectivas), también ha sido objeto de estudio, observándose que la distribución del tamaño de las gotas de lluvia (DTP) tiene

más coherencia y provee resultados más aceptables cuando se asocia por separado a cada tipo de tormenta (Sempere-Torres *et al.*, 2000).

Desde hace más de 10 años, se han desarrollado algoritmos con ajustes en tiempo real para estimar la precipitación, enfatizando el uso de observaciones de radar y mediciones de precipitación *in situ*, esto a través de pluviógrafos. El pulso o intervalo de tiempo a estudiar, que depende de cada proyecto, puede ser con duración de una hora –cuando la tormenta afecta áreas pequeñas, por ejemplo que van de 4 a 16 km²– o menos, aunque incluso puede ser objeto de calibración en un problema de optimización (Anagnostou y Krajewsk, 1998).

Al contar con una red de pluviómetros se debe de tomar en cuenta el efecto de su densidad. Al comparar espacialmente registros de radar y pluviómetros, el análisis de sensibilidad con respecto a la precipitación estimada puede resultar significativo cuando se aplican métodos geoestadísticos, a diferencia de lo que se obtiene al aplicar métodos de interpolación más simples aunque exceptuando el caso de redes con baja densidad, por ejemplo las que tienen un pluviómetro por cada 500 km² (Goudenhoofdt y Debobbe, 2008).

Por otro lado, se ha hecho notar que la adaptación de datos de radar a la modelación hidrológica no es un trabajo fácil pues se requiere la aplicación de técnicas no utilizadas con frecuencia en la ingeniería, además de la validación de los datos provenientes del radar (Méndez *et al.* 2006). Existen trabajos de modelación hidrológica con base en datos de precipitación obtenidos a partir de imágenes de reflectividad de un radar (Pereira y dos Santos, 2006); y otros que, por ejemplo, las utilizan para la estimación de nevadas (Fassnacht *et al.*, 2001) vinculadas a eventos aunque aplicables al pronóstico en períodos extendidos.

A pesar de la conveniencia que supone tener una distribución espaciotemporal de la precipitación, basada en imágenes de radar, algunos

investigadores no recomiendan emplearla debido a errores propios de la detección radárica (contaminación de la señal, obstrucción del haz del radar, gradientes altos en el valor de la reflectividad) pero, de manera notable, a la variación que se registra en la distribución del tamaño de las gotas de lluvia en un volumen de muestreo a la altitud que pasa la señal y el sitio donde se ubican las estaciones terrenas.

Algunos autores señalan que una calibración óptima depende de la densidad en la red de pluviómetros, errores en la propia señal y obstrucciones orográficas (Rollenbeck y Bank, 2005). La calibración debe ser repetitiva y comprender un período largo de tiempo, con una señal estable y recursos suficientes para la obtención de datos (Manz *et al.*, 2000).

Con respecto a la obtención de parámetros de radares en México, se han aplicado tres procedimientos: la calibración puntual que supone una precipitación homogénea y vertical, con intensidades similares a la altura de medición y el sitio donde se encuentra cada pluviómetro; la calibración por vecindades de celdas (9 elementos o *pixeles* de la imagen, en una matriz de 3x3), donde la celda central corresponde a la localización del pluviómetro; y la calibración con retraso, que considera la diferencia de tiempo desde que el radar detecta las gotas de lluvia en la atmósfera hasta que son registradas sobre el terreno (Méndez *et al.*, 2006).

CAPÍTULO 3

MÉTODOS PROPUESTOS

3.1 CONVERSIÓN DE IMÁGENES

Las imágenes captadas por un radar meteorológico de banda C, como el de Querétaro, se procesan mediante utilerías desarrolladas por SIGMET; sin embargo, éstas sólo pueden ser aplicadas bajo el sistema operativo LINUX, lo que implica tener que trabajar al mismo tiempo con sistemas operativos distintos como Windows© y LINUX. Este problema, junto con la falta de un formato estandarizado de almacenamiento y distribución que pudiese ser utilizado bajo plataformas de cómputo convencionales, resultan ser las dificultades principales.

La Comisión Estatal de Aguas de Querétaro (CEA), que tiene a su cargo la operación y mantenimiento del radar, transmite imágenes en tiempo real con información meteorológica a través de su sitio oficial en *internet*. Sin embargo, al ser “subidas” a la red, se les resta calidad gráfica quedando inutilizables como fuente de información para la lectura de datos. Además, al ser guardadas en formato gráfico tipo JPG (con el fin de ocupar menos espacio en el disco de almacenamiento), y mantener elementos gráficos sobrepuestos (como son límites políticos y relieves), se le resta claridad y se pierde información valiosa almacenada en formato *raster*.

3.1.1 Programa RAW2BMP

Para resolver los problemas de recopilación y visualización, ha sido necesario recuperar los archivos almacenados en oficinas de la dependencia, bajo

formato de “datos crudos” o tipo RAW. Por su parte, la Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ), a través del proyecto de investigación denominado *Modelos hidrológicos de lluvia y escorrentía basados en mediciones de radar meteorológico* (Mobayed, 2008), ha desarrollado la herramienta computacional **RAW2BMP** que facilita el acceso a las imágenes captadas por el radar sin necesidad de emplear el programa IRIS Display©, que es un *software* gratuito disponible en el sitio *internet* de la empresa SIGMET (quien proporciona los servicios para operar, administrar y controlar el sistema del radar meteorológico), cuyo uso requiere la instalación del sistema operativo LINUX.

Gracias al proyecto mencionado, se desarrollaron procesos para acceder a la información generada por IRIS, a partir de los archivos RAW que produce el sistema de radar, de manera que se puedan explotar (consultar, analizar y procesar) para su aplicación dentro de los modelos hidrológicos.

Por otro lado, con la versión gratuita de IRIS –de algún modo suficiente para fines de modelación– ha sido posible acceder a los llamados datos PPI (siglas en inglés de Indicador de posición en un plano), esto es valores de reflectividad, velocidad de viento y otros más, correspondientes a la señal de altitud más baja que emite y recibe el radar. Como se sabe, el radar gira 360° de manera continua, emitiendo precisamente un rayo con diferentes ángulos de inclinación (uno por cada vuelta) que varían medio grado entre sí, iniciando en 0.5° para la altura más baja y hasta completar un total de diez vueltas. Puesto que el radar meteorológico Querétaro se ubica a una altura cercana de 3000 msnm, la medición de la capa inferior o PPI resulta naturalmente más próxima a los valores que se registren a nivel de terreno, aceptando desde luego todas las posibles variaciones que pudieran ocurrir durante la caída de las gotas de lluvia.

El programa de cómputo desarrollado en el proyecto referido, entonces, permite identificar los bloques de información almacenada en los archivos

originales (RAW *data*) que contienen valores estandarizados de alguna variable meteorológica (reflectividad, velocidad del viento) medidos por segmentos y a lo largo de cada rayo (señal) del radar. Convierte la información almacenada en coordenadas polares (valores a cierta distancia y azimuth con respecto al centro geográfico donde se encuentra el radar) a un formato de tipo cartesiano, orientado según coordenadas UTM.

La nueva distribución llena un espacio matricial (o *raster*), lo que implica “barrer” la información de un rayo a otro en sentido contrario a las agujas del reloj, para tener cobertura de datos entre ellos, sobre todo cuando la distancia angular se incrementa al momento que la señal se aleja del centro de emisión (por ejemplo, más de un km entre dos rayos que se separan un grado, a la distancia de 60 km). Por último y no por eso menos importante, el *software* clasifica la información por rangos, de acuerdo a la escala de Marshall-Palmer para reflectividad, produciendo así una imagen “legible” (visible, en un formato gráfico estándar) desde cualquier utilidad que se opere bajo MS-Windows®.

El programa de conversión establece un proceso sistemático de lectura de los archivos RAW, que permite contar con tres arreglos de 360x1536 datos (360 rayos por cada barrido del radar, con 1536 valores consecutivos asociados a segmentos de 150 m cada uno). Luego llena cada elemento (i, j) de la matriz gráfica, después de identificar el valor de un segmento posicionado en la distancia $r_{i,j}$ y ángulo $\theta_{i,j}$, ambos definidos con respecto al radar, suponiendo que el mismo se ubica en el centro de la matriz que se pretende llenar.

El nuevo arreglo “cartesiano” contiene un total de 3152 x 3152 elementos. El diámetro de cobertura es mayor que 3072 (1536 x 2) porque se debe añadir un radio interior característico de 6 km sin datos (40 segmentos de 150 m, que se dejan sin dato o anulan sistemáticamente de los registros por contener información errática), lo que se traduce en un total de $(1536 + 40) \times 2 = 3152$ elementos por

lado. Es de notar también que, al momento de generar arreglos *raster* para varias imágenes, la distancia y ángulo asociados a cada posición (i, j) son calculados una sola vez, y guardados para hacer la distribución posterior de valores por cada imagen.

3.1.2 Programa IMG2BMP

Otro convertidor de formato, denominado **IMG2BMP**, sirve para expresar el arreglo matricial o *raster* obtenido, según el formato binario IMG del programa IDRISI©, como una imagen BMP característica de MS-Windows©. Se aprovecha la conversión para aplicar una “paleta de colores” definida conforme a los rangos de la escala Marshall-Palmer y los valores estandarizados de reflectividad, esto es entre 0 y 255 (ver **Tabla 3.1**), de acuerdo con la fórmula:

$$Z = \frac{N - 64}{2} \quad (3.1)$$

siendo Z la reflectividad, en dB, y N el valor estandarizado entre 0 y 255. El rango de variación fluctúa entre -31.5 dBZ y +95.5 dBZ en intervalos de medio dB. Si lo que se tiene son valores de Z , su magnitud estándar resulta ser, obviamente, $N = 2 \cdot Z + 64$.

Con el apoyo del sistema de referencia establecido entre los formatos de coordenadas polares y cartesianas, se han generalizado ambos programas de conversión descritos para que la obtención de imágenes corresponda, según el interés de cada usuario, a un área específica comprendida dentro del radio de cobertura del radar. Bastaría en tal caso proporcionar las coordenadas UTM de sus esquinas NW y SE, por ejemplo, para conocer el rango de columnas (j_{min}, j_{max}) y renglones (i_{min}, i_{max}) de la matriz IMG de valores que habrían de rellenarse con los datos RAW, a fin de producir las imágenes buscadas.

3.1.3 Formulario de trabajo

El formulario diseñado para aplicar los algoritmos de conversión (lectura de archivos comprimidos RAW, conversión a formato cartesiano, almacenamiento *raster* y despliegue como imagen clasificada por rangos de reflectividad), se presenta en la **Figura 3.1**. Tanto el formulario como los módulos de procesamiento con los algoritmos descritos, integran precisamente el programa denominado **RAW2BMP**.

Tabla 3.1 Escala de reflectividad Z (en dB) propuesta por Marshall-Palmer, dividida en 16 partes diferenciadas por rangos de valor y colores. La magnitud Z se estandariza entre 0 y 255, tal que $N = 2 \cdot Z + 64$.

N°	Reflectividad Z (dB)				Color (RGB)		
	Por rango	Estandarizada					
0	Sin valor				144	108	64
1	> 66		196	255	248	0	248
2	60	66	184	195	176	0	104
3	55	60	174	183	224	0	0
4	53	55	170	173	248	72	0
5	50	53	164	169	248	136	0
6	44	50	152	163	248	176	0
7	39	44	142	151	248	220	0
8	37	39	138	141	248	252	0
9	34	37	132	137	72	252	72
10	28	34	120	131	0	244	0
11	23	28	110	119	0	200	16
12	21	23	106	109	0	160	56
13	18	21	100	105	0	128	72
14	12	18	88	99	0	148	152
15	7	12	78	87	0	208	208
16	2	7	68	77	0	252	248
17	< 2		0	67	208	152	88

Como se puede observar en la figura, se inicia con el “botón” o comando “Datos” para localizar la carpeta que contiene los archivos RAW originales; y

después con “Guardar en”, para señalar (o crear) la carpeta en donde se van a conservar las imágenes resultantes.

Una vez que el programa reconoce los archivos producidos por IRIS Display©, realiza una lectura de datos generales del radar para llenar el recuadro del formulario que aparece por su lado izquierdo. Se aprecian también dos opciones: la primera, “Cobertura completa”, sirve para obtener imágenes de toda el área comprendida por la señal del radar, según el ejemplo mostrado en la **Figura 3.2**. La opción de “Conservar datos IMG” (llamados así por el nombre de la extensión que ocupan los archivos *raster* de Idrisi©) se emplea para retener, en la carpeta de resultados, la matriz de valores “crudos” distribuidos en el formato cartesiano antes descrito (por ahora, como se ha dicho, interesan únicamente las imágenes clasificadas en formato gráfico BMP, esto es archivos con tal extensión).

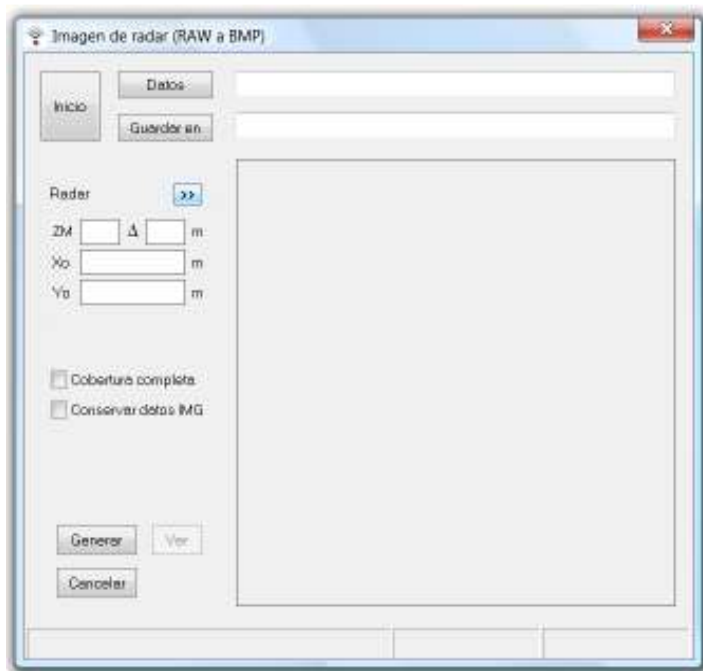


Figura 3.1 Formulario del programa **RAW2BMP** diseñado para aplicar los algoritmos de conversión de imágenes del radar, sin utilizar IRIS Display© (lectura de archivos comprimidos RAW, conversión a formato cartesiano, almacenamiento *raster* y despliegue como imagen clasificada por rangos de reflectividad).

En el mismo formulario y destacado en tono azul, se observa el botón “>>” (a un lado de la palabra “Radar”). Tal comando –disponible en tanto no sea marcada la opción de “Cobertura completa”– permite escribir o leer las coordenadas de algún área o región (desde archivos DOC de referencia a imágenes en formato IMG de IDRISI©), esto es, cierta porción de interés de los arreglos matriciales formados a partir de los archivos RAW (ver subcapítulo 3.1.1).

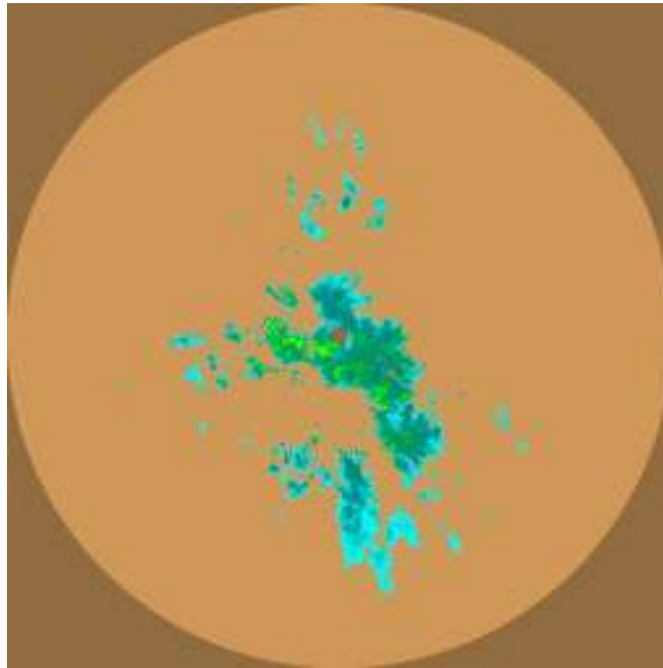


Figura 3.2 Imagen completa de reflectividad del radar meteorológico Querétaro, con un radio de cobertura de 1576 segmentos de 150 m cada uno, esto es, un radio de 236.4 km (tormenta del 25/08/2006). La imagen, en formato BMP, tiene dimensiones de 3152 x 3152 píxeles.

En la **Figura 3.3**, por ejemplo, se aprecian los límites coordenados para el área de cuenca del dren Norte (ciudad de Querétaro), y el recorte corresponde a la misma imagen de reflectividad del día 25/08/2006, a las 6:01 horas. Si bien son similares los resultados obtenidos a utilizar *IRIS Display*©, se tienen diferencias en resolución (los datos crudos se forman con cuadros de 150 m, mientras que IRIS ajusta la resolución al tamaño visible y un número fijo de 1100 columnas), y diferencias en el factor “suavizado” (la imágenes de IRIS emplean un factor “1.00”

que pondera la reflectividad por celda en función del valor de sus celdas adyacentes).

Para producir entonces las imágenes de reflectividad, se pulsa finalmente el comando “Generar”. Se incluyen también los comandos: “Ver” para (re)activar un despliegue consecutivo (“animado”) de las imágenes resultantes; y “Cancelar” para interrumpir el proceso de conversión o el despliegue gráfico. (Si los resultados se guardan en la misma carpeta, tal interrupción evita aplicar el proceso de nuevo pero da oportunidad de mirar otra vez, con sólo abrir el programa, la evolución gráfica de la tormenta).

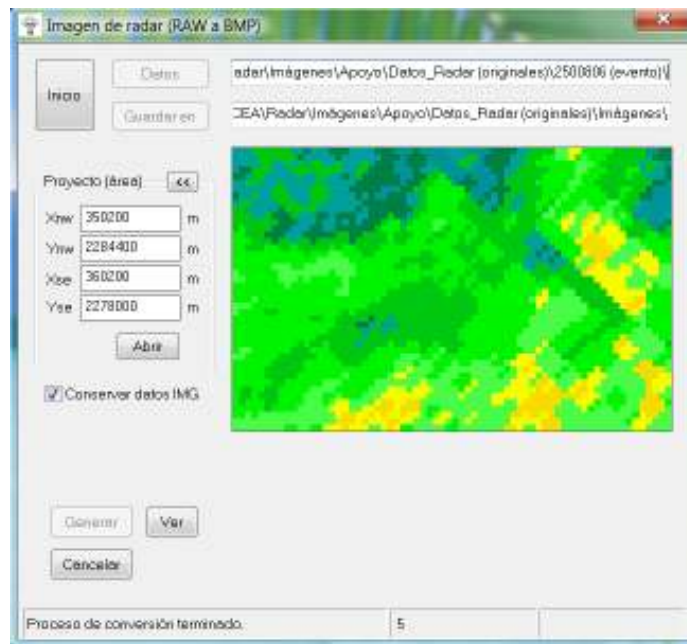


Figura 3.3 Formulario del programa **RAW2BMP** donde se observa la aplicación de procesos, después de indicar la carpeta que contiene los archivos RAW y el área de recorte, según coordenadas de proyecto. La imagen corresponde a las 6:01 horas del día 25/08/2006, en la superficie donde se ubica la cuenca del dren Norte (Querétaro, Qro.).

Aunque la similitud gráfica sea notable y las diferencias parezcan influir poco en la generación de hietogramas ponderados –por ejemplo, para un área

tributaria o microcuenca– (en tanto que se promedia el valor de las intensidades observadas en todas las celdas del radar que inciden en cada superficie de escurrimiento), es recomendable efectuar varias comparaciones numéricas entre los resultados que se obtengan con imágenes producidas por IRIS Display© y los que se basen en los gráficos del programa **RAW2BMP**, esto para verificar si tales diferencias pueden resultar (o no) realmente significativas.

3.2 CALIBRACIÓN DEL RADAR METEOROLÓGICO

El radar meteorológico es una herramienta para estimar la precipitación, que ofrece la ventaja de presentar, para diferentes instantes, la distribución de dicha variable en determinado espacio de cobertura. Esta ventaja tiene especial relevancia en el caso de la modelación hidrológica; sin embargo, como se ha mencionado con anterioridad, el radar sólo mide la reflectividad Z de las gotas de lluvia y, para expresarla como intensidad de precipitación R , es preciso aplicar la relación potencial propuesta por Marshall-Palmer (1948), tal que:

$$Z = AR^b \rightarrow R = (Z/A)^{1/b} \rightarrow R = \alpha Z^\beta \quad (3.2)$$

Como es de esperarse, la estimación óptima de la intensidad de precipitación ocupa una evaluación correcta de los parámetros A y b (o de α y β).

3.2.1 Obtención de parámetros generales

La calibración convencional de los parámetros A y b del radar se efectúa al minimizar la función SCE, definida como la suma de las diferencias al cuadrado de los datos de intensidad de precipitación obtenidos de la red pluviográfica y los estimados con base en las imágenes de reflectividad del radar:

$$SCE = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} (R_{i,j} - \alpha Z_{i,j}^\beta)^2 \quad (3.3)$$

$$f(Z_{i,j}; \alpha, \beta) = \alpha Z_{i,j}^\beta = \hat{R}_{i,j} \quad (3.4)$$

donde N es la cantidad de pluviómetros que registran determinado evento; M_j el número de pulsos medidos en tiempos similares para el pluviómetro j ; $R_{i,j}$ es la intensidad i -ésima observada en el pluviómetro j ; $Z_{i,j}$ es la reflectividad asociada del radar, leída de la imagen correspondiente al tiempo de la intensidad i , en el sitio del pluviómetro j ; $\hat{R}_{i,j}$ es la intensidad i -ésima estimada a partir de las imágenes en el sitio donde se ubica el pluviómetro j . Con f se designa a la función potencial de Marshall–Palmer, con la intensidad R como variable dependiente.

Para encontrar los parámetros de una función no lineal, como es la ecuación de Marshall–Palmer, se puede aplicar la serie de Taylor de segundo orden (como un método característico empleado en la resolución de funciones no lineales) a la suma de errores cuadráticos entre valores medidos y calculados, esto es la función error $SCE(\alpha, \beta)$. Para el caso de una ecuación que dependa de la variable $Z_{i,j}$ (por ejemplo, el i -ésimo dato de reflectividad del radar en el sitio donde se ubica el pluviómetro j) y de dos parámetros desconocidos α y β , el valor aproximado de la misma, para dos valores supuestos α_n y β_n (de la n -ésima iteración) está dado por

$$f(Z_{i,j}; \alpha, \beta) = f(Z_{i,j}; \alpha_n, \beta_n) + f_\alpha(Z_{i,j}; \alpha_n, \beta_n)(\alpha - \alpha_n) + f_\beta(Z_{i,j}; \alpha_n, \beta_n)(\beta - \beta_n) \quad (3.5)$$

donde $f_\alpha = \frac{\partial f}{\partial \alpha}$ y $f_\beta = \frac{\partial f}{\partial \beta}$

Si $R_{i,j}$ es la i -ésima intensidad de precipitación medida en el pluviómetro j , el error cuadrático con respecto a la intensidad calculada resulta ser entonces $[R_{i,j} - f(Z_{i,j}; \alpha, \beta)]^2$. De esta forma, la función error para un total de puntos observados $M_1 + M_2 + \dots + M_N$, de acuerdo con (3.5), resulta

$$SCE(\alpha, \beta) = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [R_{i,j} - \hat{f}_{i,j} - \hat{f}_{\alpha i,j} \cdot (\alpha - \alpha_n) - \hat{f}_{\beta i,j} \cdot (\beta - \beta_n)]^2 \quad (3.6)$$

donde $\hat{f}_{i,j}$, $\hat{f}_{\alpha i,j}$, $\hat{f}_{\beta i,j}$ son los valores calculados de intensidad de precipitación y de las derivadas con respecto a los parámetros buscados, en función de la reflectividad $Z_{i,j}$ y los valores supuestos α_n y β_n .

Puesto que la función tiene un mínimo cuando sus derivadas son nulas, se obtienen las mismas con respecto a α y β , tal que

$$\frac{\partial SCE}{\partial \alpha} = -2 \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{M_j} [R_{i,j} - \hat{f}_{i,j} - \hat{f}_{\alpha i,j} \cdot (\alpha - \alpha_n) - \hat{f}_{\beta i,j} \cdot (\beta - \beta_n)] \cdot \hat{f}_{\alpha i,j} = 0 \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial SCE}{\partial \beta} = -2 \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [R_{i,j} - \hat{f}_{i,j} - \hat{f}_{\alpha i,j} \cdot (\alpha - \alpha_n) - \hat{f}_{\beta i,j} \cdot (\beta - \beta_n)] \cdot \hat{f}_{\beta i,j} = 0 \quad (3.8)$$

Las ecuaciones anteriores se pueden reescribir, de modo que $\Delta\alpha = \alpha - \alpha_n$ y $\Delta\beta = \beta - \beta_n$ sean las incógnitas y las sumatorias sean los coeficientes del siguiente sistema lineal de ecuaciones:

$$\left[\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\alpha i,j})^2 \right] \Delta\alpha + \left[\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\alpha i,j} \cdot \hat{f}_{\beta i,j}) \right] \Delta\beta = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [(R_{i,j} - \hat{f}_{i,j}) \cdot \hat{f}_{\alpha i,j}] \quad (3.9)$$

$$\left[\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\alpha i,j} \cdot \hat{f}_{\beta i,j}) \right] \Delta\alpha + \left[\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\beta i,j})^2 \right] \Delta\beta = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [(R_{i,j} - \hat{f}_{i,j}) \cdot \hat{f}_{\beta i,j}] \quad (3.10)$$

Después de resolverlo para $\Delta\alpha$ y $\Delta\beta$ (por ejemplo, mediante la conocida regla de Kramer), se pueden evaluar directamente los nuevos estimadores:

$$\begin{aligned} \alpha_{n+1} &= \alpha_n + \Delta\alpha \\ \beta_{n+1} &= \beta_n + \Delta\beta \end{aligned} \quad (3.11)$$

Con los nuevos valores de α y β , se vuelve a resolver el sistema de ecuaciones, repitiéndose el proceso hasta que los incrementos obtenidos resulten menores que una tolerancia relativa ε_1 (para α) y ε_2 (para β):

$$\left| \frac{\alpha_{n+1} - \alpha_n}{\alpha_n} \right| < \varepsilon_1 \quad \text{y} \quad \left| \frac{\beta_{n+1} - \beta_n}{\beta_n} \right| < \varepsilon_2 \quad (3.12)$$

Por la incertidumbre característica en la estimación de estos parámetros (ver subcapítulo 2.2) y para facilitar la convergencia de los algoritmos de cálculo, se ha propuesto trabajar con errores relativos aceptables no mayores del 1%.

3.2.2 Obtención de parámetros escalados

Uno de los objetivos de la tesis es probar que se puede obtener una mejor aproximación al ajuste entre datos pluviométricos y reflectividad del radar cuando se aplica una *calibración de parámetros escalados*. Este proceso consiste en suponer que el parámetro de forma es el mismo para toda el área de cobertura (en este caso β , por estar asociado a las características del radar) y que existen tantos parámetros de escala como estaciones pluviométricas se tengan en el área

de medición (o sea α_j , con un valor por cada pluviómetro j). Esta suposición lleva reescribir la función SCE de la siguiente forma:

$$SCE = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} (R_{i,j} - \alpha_j Z_{i,j}^\beta)^2 \quad (3.14)$$

donde i es el i -ésimo par de datos $(Z_{i,j}, R_{i,j})$ en la estación j . En otras palabras se tendrá un valor de α_j por cada estación y el parámetro de forma, β , para hacer un total de $N + 1$ parámetros. De manera análoga a la función SCE empleada en la calibración convencional, se minimiza ahora la función

$$SCE(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_N, \beta) = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [R_{i,j} - f(Z_{i,j}; \alpha_j, \beta)]^2 \quad (3.15)$$

O, escrita de otra manera,

$$SCE(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_N, \beta) = \sum_{i=1}^{M_1} [R_{i,1} - f(Z_{i,1}; \alpha_1, \beta)]^2 + \dots + \sum_{i=1}^{M_N} [R_{i,N} - f(Z_{i,N}; \alpha_N, \beta)]^2 \quad (3.16)$$

Aplicando el desarrollo de Taylor a la función $f(Z_{i,j}; \alpha_j, \beta)$, se tiene:

$$f(Z_{i,j}; \alpha_j, \beta) = f(Z_{i,j}; \alpha_{j(n)}, \beta_n) + \frac{\partial f}{\partial \alpha_j}(Z_{i,j}; \alpha_{j(n)}, \beta_n)(\alpha_j - \alpha_{j(n)}) + \frac{\partial f}{\partial \beta}(Z_{i,j}; \alpha_{j(n)}, \beta_n)(\beta - \beta_n) \quad (3.17)$$

En la ecuación anterior se supone que $\alpha_{j(n)}$ y β , $j = 1, 2, \dots, N$ son valores supuestos de los $N + 1$ parámetros buscados en la n -ésima iteración. Al sustituir,

$$SCE(\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_M, \beta) = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [R_{i,j} - \hat{f}_{i,j} - \hat{f}_{\alpha_i,j}(\alpha_j - \alpha_{j(n)}) - \hat{f}_{\beta_i,j}(\beta - \beta_n)]^2 \quad (3.18)$$

donde $\hat{f}_{i,j} = f(Z_{i,j}; \alpha_{j(n)}, \beta_n)$, $\hat{f}_{\alpha_i,j} = \frac{\partial f}{\partial \alpha_j}(Z_{i,j}; \alpha_{j(n)}, \beta_n)$ y $\hat{f}_{\beta_i,j} = \frac{\partial f}{\partial \beta}(Z_{i,j}; \alpha_{j(n)}, \beta_n)$

Al hacer la derivación para cada uno de los $N + 1$ parámetros buscados e igualar a cero los resultados para encontrar el error cuadrático mínimo, se obtiene

$$\frac{\partial SCE}{\partial \alpha_j} = -2 \sum_{i=1}^{M_j} [R_{i,j} - \hat{f}_{i,j} - \hat{f}_{\alpha_i,j}(\alpha - \alpha_{j(n)}) - \hat{f}_{\beta_i,j}(\beta - \beta_n)] \cdot \hat{f}_{\alpha_i,j} = 0; \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial SCE}{\partial \beta} = -2 \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} [R_{i,j} - \hat{f}_{i,j} - \hat{f}_{\alpha_i,j}(\alpha - \alpha_{j(n)}) - \hat{f}_{\beta_i,j}(\beta - \beta_n)] \cdot \hat{f}_{\beta_i,j} = 0 \quad (3.20)$$

Como en el caso anterior, las ecuaciones se reescriben para $\Delta \alpha_j = \alpha_j - \alpha_n$, $j = 1, 2, \dots, N$, y $\Delta \beta = \beta - \beta_n$, de manera que:

$$\left[\sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\alpha_i,j})^2 \right] \Delta \alpha_j + \left[\sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\alpha_i,j} \cdot \hat{f}_{\beta_i,j})^2 \right] \Delta \beta = \sum_{i=1}^{M_j} \hat{f}_{\alpha_i,j} \cdot (R_{i,j} - \hat{f}_{i,j}); \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (3.21)$$

$$\sum_{j=1}^N \left[\sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\alpha_i,j} \cdot \hat{f}_{\beta_i,j})^2 \right] \Delta \alpha_j + \sum_{j=1}^N \left[\sum_{i=1}^{M_j} (\hat{f}_{\beta_i,j})^2 \right] \Delta \beta = \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^{M_j} \hat{f}_{\beta_i,j} \cdot (R_{i,j} - \hat{f}_{i,j}) \quad (3.22)$$

Si a los corchetes de la ecuación (3.21) se les denomina $a_{11(j)}$, $a_{12(j)}$ y al término independiente $b_{1(j)}$, $j = 1, 2, \dots, N$; en tanto que a los corchetes de la otra

ecuación se les identifica como $a_{21(j)}$, $a_{22(j)}$ y a su término independiente como b_2 , se pueden re-escribir las expresiones de la siguiente manera:

$$a_{11(j)}\Delta\alpha_j + a_{12(j)}\Delta\beta = b_{1(j)} \quad ; \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (3.23)$$

$$\left[\sum_{j=1}^N a_{21(j)} \right] \Delta\alpha_j + \left[\sum_{j=1}^N a_{22(j)} \right] \Delta\beta = b_2 \quad (3.24)$$

Resolviendo para para $\Delta\alpha_j$ y $\Delta\beta$, $j = 1, 2, \dots, N$, se obtiene que

$$\Delta\alpha_j = \frac{b_{1(j)} - a_{12(j)}\Delta\beta}{a_{11(j)}} \quad ; \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (3.25)$$

$$\Delta\beta = \frac{b_2 - \sum_{j=1}^N \frac{a_{21(j)} \cdot b_{1(j)}}{a_{11(j)}}}{\sum_{j=1}^N \left[a_{22(j)} - \frac{a_{21(j)}}{a_{11(j)}} \right]} \quad (3.26)$$

de modo que los nuevos estimadores resultan, directamente,

$$\begin{aligned} \alpha_{j(n+1)} &= \alpha_{j(n)} + \Delta\alpha_j \quad ; \quad j = 1, 2, \dots, N \\ \beta_{n+1} &= \beta_n + \Delta\beta \end{aligned} \quad (3.27)$$

Como antes, con los nuevos valores se vuelve a resolver el sistema de ecuaciones, repitiéndose el proceso hasta que los incrementos obtenidos resulten menores que cierta tolerancia de error preestablecida. No se olvide que, con los resultados finales, se definen propiamente los parámetros A_j y b de la relación Parshall-Palmer, $Z = A_j \cdot R^b$ (un parámetro A por cada sitio), mediante:

$$A_j = \frac{1}{\alpha_j^b} , \quad b = \frac{1}{\beta} ; \quad j = 1, 2, \dots, N \quad (3.28)$$

3.2.3 Programa para la calibración de parámetros

Con base en la formulación propuesta para obtener los coeficientes óptimos de la ecuación potencial que relaciona la intensidad de precipitación (R) con la reflectividad del radar meteorológico (Z), se ha desarrollado una interfaz computacional para aplicar los algoritmos de cálculo descritos con anterioridad. El proceso determina los llamados parámetros escalados del radar, esto es N parámetros de escala, A_j (uno por cada sitio donde se ubique un pluviómetro) más uno de forma, b .



Figura 3.4

Formulario básico del programa **Radar_AiB** para ajustar valores de los parámetros A_j , $j = 1, \dots, N$, y b (de escala y forma del radar) cuando se tienen N pluviómetros que miden de forma simultánea a las imágenes de reflectividad del radar Z , datos de intensidad de precipitación, R . El archivo de datos, con los puntos de (Z, R) , es elegido (comando "Datos...") para aplicar después el proceso de ajuste. El formulario incluye despliegue gráfico y tabular de resultados.

El programa de cómputo denominado **Radar_Aib**, cuyo formulario base se muestra en la **Figura 3.4**, es alimentado mediante un archivo en formato TXT o ASCII, con referencia al documento que genera el programa **RHiD** (Mobayed, 2001) después de formar la relación de puntos $(Z_{i,j}, R_{i,j})$ –por cada pluviómetro j e imagen i vinculada temporalmente con determinado pulso– al momento de efectuar una calibración convencional de parámetros generales del radar (Buenabad, 2008; Mobayed, 2008). Este archivo, de nombre "Pares_RZ.txt",

contiene –por renglón– los valores secuenciales de intensidad de precipitación R y reflectividad de radar Z asociados en tiempo y lugar con cada pluviómetro.

Con base en el archivo mencionado, se prepara otro similar (también en formato TXT) para ingresar propiamente los datos al programa **Radar_Aib**, según la estructura mostrada en la **Figura 3.5**. Tal como se observa, en la primera línea se indica número de pluviómetros con información de cierta lluvia, N ; en la siguiente, el número máximo de pulsos registrados en los equipos. Luego se escribe, para cada uno: clave de identificación, CVE_j ; número de pulsos, M_j ; y, ocupando un renglón por cada punto, los pares de datos, $(Z_{i,j}, R_{i,j})$, $i = 1, \dots, M_j$.

11		
18		
2001		
17		
430.23	47.892	
1235.53	42.718	
1258.93	15.415	
19.48	5.335	
221.22	7.179	
149.43	3.943	
40.43	3.53	
83.82	3.965	
269.15	5.978	
123.66	7.664	
153.7	5.515	
186.21	5.594	
103.65	4.343	
89.13	2.626	
31.06	1.028	
10.85	0.82	
3.55	0.484	
2002		
16		
48.98	33.02	
2171.04	62.5	
1445.44	28.98	
420.08	16.78	
354.81	14.74	
40.27	6.6	

Figura 3.5

Fracción del archivo ASCII (asociado a la tormenta registrada el día 25/08/2006), para lectura de datos del programa de cómputo **Radar_Aib**, escrito para efectuar el cálculo de parámetros escalados del radar, en función de varios registros pluviométricos e imágenes de reflectividad asociadas a un mismo evento de precipitación. Los datos de reflectividad Z en la tabla corresponden al ajuste $A \cdot R^b$, no al valor “dBZ” de la escala Marshall-Palmer (o sea, antes de expresarla como $10 \cdot \log_{10}(Z)$).

Una vez que se ha efectuado la lectura de datos desde el archivo, el programa puede calcular los parámetros conforme a los algoritmos descritos en el subcapítulo 3.2.2. En la **Figura 3.6** se muestra la fracción del código de cómputo, escrito en lenguaje de programación VisualBasic© (Microsoft Inc., 2002), correspondiente al ciclo encargado de encontrar los parámetros óptimos que hacen mínimo el valor de la función objetivo (suma de errores cuadráticos, *SCE*). Como se observa, en el código se utilizan variables de nombre igual o similar al utilizado en la descripción de los distintos procesos de cálculo. El programa genera naturalmente diversidad de resultados gráficos y tabulares, aunque éstos son referidos con más detalle en el próximo capítulo.

3.3 HIETOGRAMAS MEDIANTE IMÁGENES DE RADAR

La mayor parte de los procesos relacionados con la consulta y análisis de datos del radar, expresados como imágenes *raster*, se efectúa de manera sencilla con ayuda de las herramientas que ofrece la plataforma **RHiD** (Mobayed *et. al.*, 2008). El desarrollo, en efecto, cuenta con varios procedimientos (módulos, subrutinas y funciones) orientados a la ejecución de proyectos hidráulicos e hidrológicos, principalmente relacionados con las áreas urbanas.

Casi todos los proyectos hidrológicos consideran la superficie de una cuenca como la unidad o área fundamental de estudio. En la plataforma de trabajo **RHiD** es preciso delimitar una cuenca hidrográfica antes de aplicar cualquier modelo de análisis y simulación, esto después de dar de alta o editar los datos de cualquier superficie a través del marcado de sus “puntos de control”. El programa en efecto delimita automáticamente la extensión de interés así como todas las unidades o áreas tributarias que la conforman, y determina sus características principales. El tamaño de estas áreas depende de un parámetro que define la

superficie mínima capaz de generar un escurrimiento incipiente (por ejemplo, entre 500 y 2000 *pixeles* o elementos reticulares).

```
' Ciclo iterativo para encontrar los parámetros escalados. Las sumatorias
' se acumulan directamente en los coeficientes del sistema de ecuaciones.
' La función Fmp() es la ecuación de Marshall-Palmer y sus derivadas.

Do
  b2 = 0: Num = 0: Den = 0
  ' Subrutina simple que guarda resultado de iteraciones
  Arc_Tabla 1, ArcTbl, Iter, Beta0, Np, Alfa0(), Resc()
  For j = 1 To Np
    a11(j) = 0: a12(j) = 0
    a22(j) = 0: b1(j) = 0
    For i = 1 To Mp(j)
      Fo = Fmp(0, Zr(i, j), Alfa0(j), Beta0)
      Falf = Fmp(1, Zr(i, j), Alfa0(j), Beta0)
      Fbet = Fmp(2, Zr(i, j), Alfa0(j), Beta0)
      a11(j) = a11(j) + Falf ^ 2
      a12(j) = a12(j) + Falf * Fbet
      a22(j) = a22(j) + Fbet ^ 2
      b1(j) = b1(j) + Falf * (Rp(i, j) - Fo)
      b2 = b2 + Fbet * (Rp(i, j) - Fo)
    Next i
    a21(j) = a12(j)
  Next j
  For j = 1 To Np
    Num = Num + a21(j) * b1(j) / a11(j)
    Den = Den + a22(j) - a12(j) / a11(j)
  Next j
  Dbeta = (b2 - Num) / Den
  Beta = Beta0 + Dbeta: TolP = 0
  For j = 1 To Np
    Dalfa(j) = (b1(j) - a12(j) * Dbeta) / a11(j)
    Alfa(j) = Alfa0(j) + Dalfa(j)
    If Abs(Dalfa(j) / Alfa0(j)) >= 0.0000001 Then TolP = 1
  Next j

  If TolP = 0 And Abs(Dbeta / Beta0) < 0.0000001 Then Exit Do
  For j = 1 To Np: Alfa0(j) = Alfa(j): Next
  Beta0 = Beta: Iter = Iter + 1

Loop Until Iter > 500

Private Function Fmp(Iop As Integer, Zrad As Double, _
  Alf As Double, Bet As Double) As Double

  ' Ecuación de Marshall-Palmer (1945) que relaciona reflectividad de radar
  ' con intensidad de precipitación medida en pluviómetros. Las opciones co-
  ' rresponden a la función original (Iop=0), derivada respecto a Alfa (=1)
  ' y derivada respecto a Beta (=2)

  Dim Fpre As Double

  Select Case Iop
    Case 0 ' Función primitiva (original)
      Fpre = Alf * Zrad ^ Bet
    Case 1 ' Derivada con respecto a Alfa
      Fpre = Zrad ^ Bet
    Case 2 ' Derivada con respecto a Beta
      Fpre = Alf * Log(Zrad) * Zrad ^ Bet
  End Select
  Fmp = Fpre

End Function
```

Figura 3.6 Código del programa **Radar_Aib** donde se aplica proceso de optimización a la suma de errores cuadráticos entre datos de radar y pluviómetros, para obtener $N+1$ parámetros escalados en la ecuación de Marshall-Palmer (de acuerdo con los algoritmos descritos en el subcapítulo 3.2.2).

3.3 HIETOGRAMAS MEDIANTE IMÁGENES DE RADAR

Una vez definida la unidad de estudio, es posible acceder a los modelos distribuidos lluvia-esorrentía, habilitados bajo la misma plataforma. Desde el formulario operativo de estos modelos, la opción de datos de “Radar” permite desplegar una lista de fechas con eventos de tormenta registrados mediante imágenes para generar, a partir de las mismas, hietogramas de precipitación característicos de cada área tributaria. Cuando además se tiene información simultánea de pluviómetros, se presenta la oportunidad de hacer una calibración de los parámetros del radar.

Con la ubicación de cada pluviómetro en el área de estudio (según el formato de retícula tipo *raster*), se identifica su posición con respecto a los *pixeles* de las imágenes de radar. Para la misma se lee el atributo de color representativo del valor de reflectividad en cada imagen (según los colores mostrados en la Tabla 3.1), cuya hora de registro va a servir para relacionar este dato con el pulso de precipitación medido por el pluviómetro localizado en dicha ubicación.

Como es de suponer, el registro temporal de las imágenes rara vez ocurre a intervalos regulares u horas preestablecidas que ayuden a relacionarlas con el registro de los pluviómetros. De ahí que se presente la necesidad de producir hietogramas homogéneos o, mejor dicho, definidos mediante pasos de tiempo constantes. Un ejemplo de cómo se puede encontrar almacenada la información y cómo es que se ocupa con fines de análisis, se ilustra en la **Figura 3.7**. Se ha propuesto que el área de los pulsos homogéneos (volumen de precipitación) sea equivalente a las fracciones comprendidas de los intervalos coincidentes de ancho irregular, en tanto que sus tiempos límite (inicio y fin del intervalo) sean múltiplos del incremento elegido como criterio de discretización temporal (Buenabad, 2008).

Se entiende que los hietogramas generados a partir de las imágenes –ya sea para un punto de interés, o ponderado para un área tributaria, en función del promedio de *pixeles* incidentes– se definen primero como un conjunto de valores de reflectividad, Z (en dBZ). Para expresarlos como pulsos de precipitación, R (en mm/h), es necesario hacer la conversión adecuada mediante la ecuación de Marshall-Palmer. O se pueden conservar como tal (o como valores originales de $10^{Z/10}$) cuando únicamente se ocupan con fines de calibración.

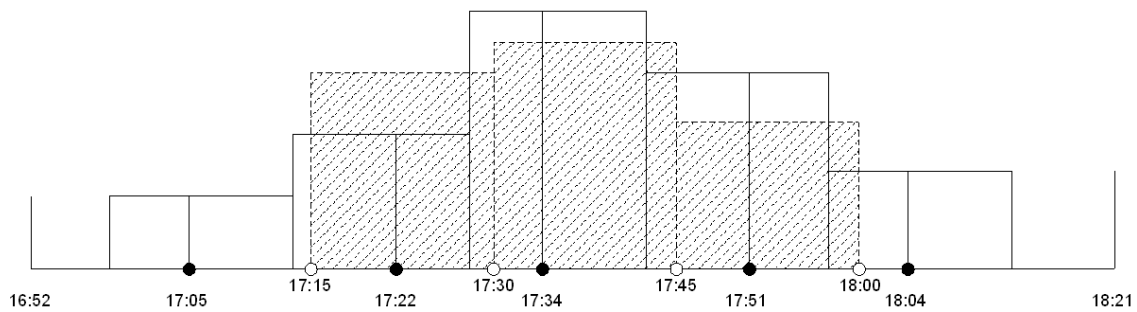


Figura 3.7 Obtención de hietogramas homogéneos (rectángulos sombreados) a partir de pulsos irregulares (rectángulos claros). En el eje de tiempo, las horas indicadas con círculos sólidos corresponden al tiempo de registro del radar y se asocian con la marca de clase del intervalo. El área de los pulsos homogéneos equivale a las fracciones comprendidas de los intervalos de anchura irregular y sus tiempos límite son múltiplos del incremento elegido.

3.4 COEFICIENTE DE VARIACIÓN

3.4.1 Obtención del coeficiente de variación

Con el fin de analizar los resultados de la calibración, se pueden generar imágenes que representen la intensidad de precipitación R en el área donde se ubican los pluviómetros utilizados en las mediciones. La obtención de la imagen de R supone el empleo de la imagen de reflectividad Z del radar y la ecuación 3.2, expresada en función de los parámetros calibrados.

La imagen de reflectividad (para obtener la intensidad) puede corresponder a cualquier instante, de preferencia la que represente mejor a la tormenta por analizar (por ejemplo, cuando hubiesen ocurrido los valores máximos). Con los parámetros calibrados (dos o $N+1$) y el ajuste potencial de la ecuación 3.2, se obtienen valores de intensidad por cada elemento o *pixel* de la imagen radárica, y al final se clasifica el resultado en una escala de colores similar a la empleada por Marshall-Palmer, aunque esta vez para indicar rangos de intensidad.

Un ejemplo de imagen de reflectividad para analizar la variación entre precipitación medida (en pluviómetros) y calculada (con el ajuste), se puede ver en la **Figura 3.8**, junto con la ubicación de las estaciones pluviométricas utilizadas.

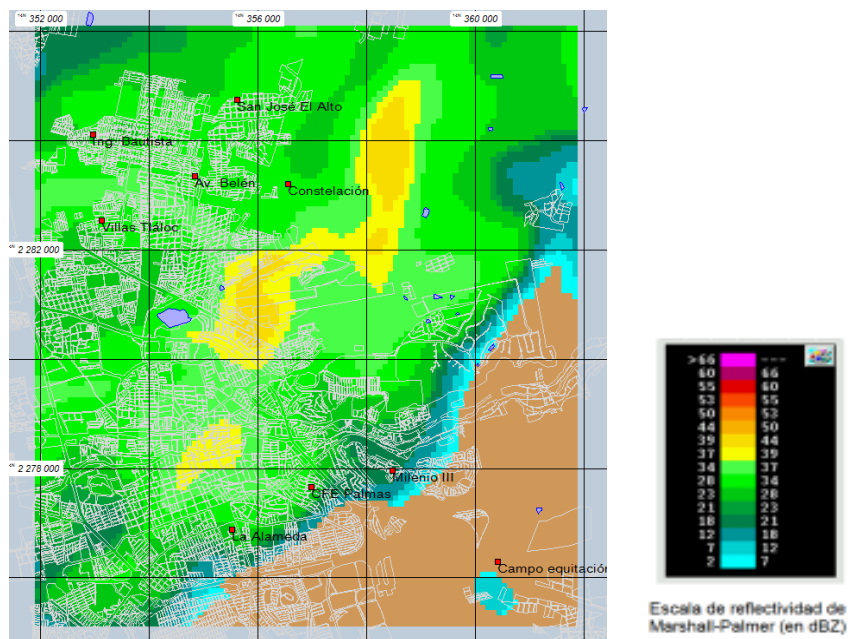


Figura 3.8 Imagen de reflectividad de la tormenta ocurrida el 25 de agosto del 2006 a las 5:48 horas, en el valle de Querétaro. El área de la imagen comprende las estaciones pluviométricas reguladas por la CEA Querétaro.

En el caso de la calibración de parámetros escalados, donde se tiene un valor del parámetro A_j por cada pluviómetro, $j = 1, 2, \dots, N$, en cierta celda o posición (x_j, y_j) de la imagen, se puede hacer una asignación de valores a todos los

pixeles o elementos del área mediante la aplicación de algún método convencional de distribución como, por ejemplo, el de la “distancia inversa ponderada” o método de Shepard (Buenabad, 2008). La expresión para conocer el valor del parámetro en cualquier posición (x_k, y_k) , con este criterio, está dada por:

$$A_k = \frac{\sum_{j=1}^N \left(\frac{A_j}{d_{j,k}^r} \right)}{\sum_{j=1}^N \left(\frac{1}{d_{j,k}^r} \right)} ; \quad d_{j,k} > 0 \quad \text{y} \quad r \geq 1.0 \quad (3.29)$$

donde $d_{j,k} = \sqrt{(x_j - x_k)^2 + (y_j - y_k)^2}$ es la distancia horizontal entre el punto j (donde se ubica el pluviómetro o estación j) y el lugar de interpolación, k ; r es la potencia que modifica el factor de peso de las distancias y cuyo valor, para la comparación de hietogramas, se puede tomar como $r = 1.0$. Si para alguna distancia $d_{j,k} = 0$, significa que el lugar de interpolación k coincide con el punto donde se ubica el pluviómetro j , de tal modo que $A_k = A_j$.

Además de ser un procedimiento acostumbrado para la distribución de datos pluviométricos, se han reportado diferencias más significativas cuando se aplican métodos geoestadísticos en comparación con técnicas de interpolación más simples como la seleccionada, según fue señalado antes en el subcapítulo 2.2 (Goudenhoofdt y Debobbe, 2008).

Una vez obtenida la distribución de precipitaciones según las imágenes de radar y los coeficientes calibrados, se puede analizar cómo influye el ajuste en el comportamiento espacial de las intensidades si se le compara con la variabilidad espacial que se obtenga o genere a partir de los datos pluviométricos. El llamado coeficiente de variación, en este caso, se puede definir como la diferencia puntual –siempre por celda– entre intensidades de tormenta inferidas de las imágenes de

radar, R_r , y medidas directamente por los pluviómetros, R_p . Estas últimas se refieren también a valores interpolados espacialmente, por ejemplo con el mismo método de Shepard, a partir de los datos de lluvia registrados en las estaciones pluviométricas. El coeficiente de variación, para cualquier punto k , es

$$CV_k = R_{p(k)} - R_{r(k)} \quad (3.30)$$

Para representar gráficamente el coeficiente de variación, después de calcular la matriz de diferencias entre intensidades R_r y R_p , se puede elegir otra clasificación de color que por ejemplo fluctúe entre rojo, asociado a diferencias negativas, y azul, para valores positivos, utilizando el color blanco como intermedio para las diferencias nulas o mínimas.

3.4.2 Programa para calcular el coeficiente de variación

Con base en la metodología para obtener el coeficiente de variación, CV , se ha desarrollado una interfaz computacional que permite aplicar los algoritmos de cálculo descritos. Con los procesos se generan imágenes de intensidad de precipitación, obtenidas a partir del resultado de la calibración tanto convencional como la de parámetros escalados, propuesta en el subcapítulo 3.2, así como imágenes que ilustran la comparación de las mismas mediante el coeficiente CV .

El programa de cómputo desarrollado, denominado **Radar_Var**, lee datos de un archivo de texto (ASCII) que contiene, para cada pluviómetro j , los resultados de la calibración convencional y de parámetros escalados (los del programa **Radar_Aib**). Contiene nombre del archivo (y ruta de acceso) asociada a la imagen de reflectividad característica de la tormenta, seleccionada previamente para el análisis. Lleva también las coordenadas de las esquinas tanto de la imagen de radar como del área que comprende la ubicación de los pluviómetros donde se tuvo registro simultáneo de precipitación.

Desde luego, se deben indicar los valores del pulso de precipitación registrados –del instante más próximo a la hora en que se obtuvo la imagen del radar seleccionada– esto con el fin de generar la imagen de precipitación basada en datos pluviométricos. Se indica (al final) referencia a ciertos objetos vectoriales que quieran agregarse a las imágenes, dados de alta en el archivo de texto de extensión RHD (que reconoce justamente el visor de mapas de la plataforma de trabajo, **RHiD**).

```
[ImagBASE]
C:\Documents and Settings\... \250806_0548.bmp

[Coords_Base]
282665
416165
2247842
2352142

[Coords_Cuadro]
352000
362000
2275000
2286000

[Coords_Estaciones]
10
1 354847 2283351
...
10 355805 2273437

[Parámetros_AyB]
4.8679
1.67633

[Parámetros_n+1]
1.618806
1 4.47713
...
10 5.69289

[Parámetros_2n]
1 4.8409 1.59369
...
10 1.0555 2.25696

[Hietogramas_Pplv]
15
10
1 5.75 10.679487
...
10 5.75 0.000000

[Objetos_Sistema]
C:\Documents and Settings\... \SHUqrol\Cqr-mdeBase.rhd
```

Figura 3.9

Archivo de texto (ASCII) para lectura de datos del programa de cómputo **Radar_Var**, escrito para generar imágenes de intensidad de precipitación con base en datos de radar y pluviómetros, así como imágenes del coeficiente de variación (diferencia entre valores de intensidad). Para la intensidad de precipitación inferida a partir de datos del radar, se emplean los coeficientes de ajuste A y b , según los criterios de 2 , $N+1$ y $2N$ parámetros.

Como ejemplo, la **Figura 3.9** muestra una fracción del archivo de texto que se debe preparar con los datos mencionados, para poder aplicar los procesos que generan las imágenes de intensidad de precipitación, con base en datos del radar y los pluviómetros, así como las que expresan la variabilidad del coeficiente de

variación entre ambos resultados. Como se ha dicho, estos resultados se obtienen con base en 2 y $N+1$ parámetros escalados. Con fines ilustrativos, sin embargo, se puede aplicar el criterio de $2N$ parámetros, cuando se calibran por separado los coeficientes para cada pluviómetro, esto es A_j y b_j , $j = 1, 2, \dots, N$ (mediante la misma ecuación 3.3 pero con datos de una estación, o sea $N=1$).

Así pues, los procesos que realiza el programa de cómputo **Radar_Var** son los siguientes: (1) abre la imagen de reflectividad y recorta la parte correspondiente al área de cobertura de los pluviómetros; (2) de acuerdo con el color de cada *pixel*, asigna un valor de reflectividad en una matriz de datos asociados; (3) con valores de los coeficientes de ajuste –según los criterios de 2, $N+1$ y $2N$ parámetros– genera matrices de precipitación P donde, para cada celda o elemento k en la posición (x_k, y_k) , se tiene que

$$P_k = \left(\frac{\frac{Z_k}{10^{10}}}{A_k} \right)^{\frac{1}{b_k}} \cdot \Delta T \quad (3.31)$$

donde ΔT es el paso de tiempo asociado a pulsos homogéneos, empleado para convertir la intensidad a lámina de precipitación. Como se puede ver, es necesario aplicar el antilogaritmo al valor de reflectividad de cada elemento, Z_k , debido a que las imágenes emplean valores propios de la escala Marshall-Palmer. En caso de parámetros variables, su valor se determina según la ecuación (3.29).

Los siguientes procesos que aplica el programa son: (4) forma imágenes de precipitación con las matrices resultantes y una gama de colores similar a la reflectividad (ver **Tabla 3.1**); (5) con dichas matrices, evalúa el coeficiente de variación mediante diferencias puntuales y las almacena en otros arreglos; (6) con tales arreglos, produce imágenes del coeficiente, utilizando tonos azules cuando

las diferencias son positivas y rojos cuando son negativas. Por cierto, se obtienen matrices de diferencias para varios resultados, propios de cada criterio de calibración, pero siempre con respecto a la imagen de precipitación asociada a las lecturas de los pluviómetros.

CAPÍTULO 4

APLICACIÓN A CASO DE ESTUDIO EN QUERÉTARO

4.1 INFORMACIÓN DISPONIBLE

Para el proyecto de tesis, se contó con información de cinco estaciones hidrometeorológicas, instaladas a principios de junio del año 2008 en diversos puntos de la ciudad de Querétaro. La ubicación geográfica de los sitios, expresada en el sistema de coordenadas UTM (del inglés: *Universal Transverse Mercator*), se muestra en la **Tabla 4.1**, así como en la vista aérea de la **Figura 4.1**.

Cada estación hidrometeorológica cuenta con un pluviómetro modelo TR-525M, de la marca Texas Electronics®, que a su vez funciona con un *datalogger* HOBO EVENT capaz de almacenar información pluviométrica hasta por un total de 8000 pulsos de precipitación (ver equipos en la **Figura 4.2**).

Tabla 4.1 Coordenadas de las estaciones pluviométricas distribuidas en la zona urbana de la ciudad de Querétaro, usadas en el proyecto de tesis.

Estación	X (utm)	Y (utm)
Calesa	356735.87	2278530.89
Candiles	353758.63	2271745.17
Peñuelas	353593.76	2283488.29
Querétaro 2000	354724.14	2280321.58
San José	355383.49	2284370.77



Figura 4.1 Localización de los pluviómetros instalados por la Universidad en la ciudad de Querétaro (Calasa, Candiles, Peñuelas, Querétaro 2000 y San José).

La Comisión Estatal de Aguas de Querétaro (CEA) es la dependencia que opera y administra la información generada por el radar meteorológico y estaciones hidrometeorológicas propias distribuidas en la Ciudad de Querétaro y otros lugares importantes de la entidad. Esta base de datos, junto con información que se obtiene mediante otras herramientas y equipos, sirven de apoyo al organismo para generar un reporte meteorológico diario.

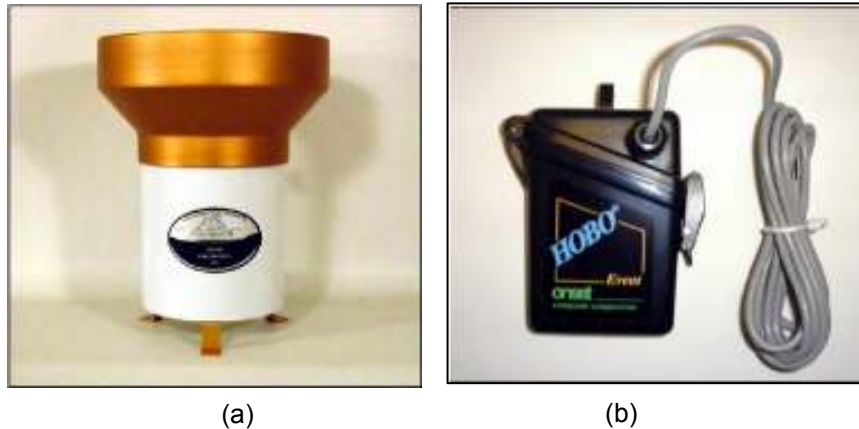


Figura 4.2 (a) Pluviómetro marca Texas Electronics, modelo TR-525M; y (b) *Datalogger* HOBO EVENT, instalados en las estaciones pluviométricas controladas por la Universidad Autónoma de Querétaro.

Por su parte, el radar se encuentra ubicado en el cerro de La Rochera, en el municipio de Querétaro, a una altura de 2 mil 724 metros sobre el nivel del mar. La información técnica de este radar de banda C, cuya imagen se muestra en la **Figura 4.3**, se puede consultar en la tabla de la **Figura 4.4**. Es importante señalar que el área de cobertura del radar Querétaro comprende, casi en su totalidad, la superficie de la cuenca Lerma-Chapala.



Figura 4.3

Vista del radar meteorológico de banda C, localizado en el cerro de la Rochera, en la ciudad de Querétaro. Su operación y control corre a cargo de la Comisión Estatal de Aguas de Querétaro.

(Fuente: Portal electrónico CEA)

La Universidad Autónoma de Querétaro (UAQ) ha tenido acceso a la base de datos generada por el radar de Querétaro –archivos RAW que contienen las

imágenes de reflectividad— así como a la información de las estaciones meteorológicas que regula y mantiene el organismo. Este intercambio de información ha sido gracias al proyecto de investigación (por convenio) denominado *Modelos hidrológicos de lluvia y escorrentía basados en mediciones de radar meteorológico* (Mobayed, 2008).

DATOS DE CONSTRUCCIÓN Y LOCALIZACIÓN DEL RADAR	
Monto de la inversión	19.5 millones de pesos
Periodo de construcción	Enero 2004 a mayo 2006
Camino de acceso	2.9 kilómetros
Localización	Carro de La Rochera, Querétaro
Coordenadas	20° 46' 49.80" latitud Norte 100° 32' 54.60" Longitud Oeste
INFORMACIÓN TÉCNICA DEL RADAR	
Composición básica del Radar	
Antena	Diámetro de 4 metros. De metal (Ferrita) recubierta de resina reforzada con fibra de vidrio. Amplitud de haz 1.1° Lóbulos laterales (típicos) de -32 dB con ganancia 44 dB. Polarización horizontal.
Pedestal	Soporte central para montaje del reflector. Movimiento de elevación libre de -2° a +182° y de 360° en azimut. Velocidades de azimut y elevación entre 0 y 5 rpm.
Radomo	Cúpula esférica de 8.5 metros de diámetro ecuatorial. Paredes de fibra de vidrio y núcleo de espuma. Temperatura de -50°C a +65°C. Humedad de 0 a 100% de condensación. Vientos hasta de 275 Km/hora.
Transmisor	Tubo tipo TWT (Tubo de Ondas Progressivas). Frecuencia de 5.800 a 5.850 MHz en banda C. Potencia de pico: ≥ 7.5 kW. Medio de potencia máxima: ≥ 300 W. Amplitud de pulso de 0.07-80 μs. PRF: 0-100 KHz. Relación de ciclo de 4%. Coherencia: ≥ 47 dBc.
Frecuencia de transmisión y recepción de datos	
<ul style="list-style-type: none"> • Barrido volumétrico de la atmósfera (BVA) <ul style="list-style-type: none"> En lluvia, escaneo completo (20 niveles cada 5 minutos). Sin lluvia, escaneo completo (20 niveles cada 10 minutos). • Recepción de los BVA en tiempo real. 	

Figura 4.4 Especificaciones técnicas del radar meteorológico Querétaro de banda C, a cargo de la Comisión Estatal de Aguas. Fuente: Portal electrónico CEA (<http://www.ceaqueretaro.gob.mx>).

Las imágenes producidas por el radar meteorológico de Querétaro se almacenan según el formato RAW que utiliza el programa de cómputo *IRIS*

Display bajo la plataforma LINUX; sin embargo, con el desarrollo del convertidor de imágenes **RAW2BMP**, descrito en el subcapítulo 3.1, es factible visualizar estas imágenes en formato tipo BMP con cualquier visor que opere bajo la plataforma Windows (Paint©, Image Viewer©, etc.).

A propósito de imágenes, para la aplicación del proyecto de tesis se ha efectuado un recorte del área de cobertura del radar correspondiente a la zona urbana del valle de Querétaro, específicamente en el lugar donde se localizan las estaciones antes señaladas. Para la conversión de formato, los archivos de las imágenes se han agrupado en carpetas individuales, una por cada día de registro; y éstas se han concentrado a su vez en otras que contienen distintos días de un mismo mes. Para el trabajo, fue necesario convertir a formato gráfico conocido más de 140 imágenes de reflectividad registradas por el radar.

4.2 CALIBRACIÓN CONVENCIONAL

Después de analizar la información correspondiente al año 2008, referente a intensidades de precipitación de pluviómetros e imágenes de reflectividad del radar, se eligieron dos eventos significativos para poder aplicar la metodología desarrollada con fines de calibración. La elección de los eventos se hizo en función de: coincidencia en tiempos de registro entre precipitación e imágenes de radar, duración de la tormenta y presencia de la misma en los sitios donde se ubican las diferentes estaciones.

Con tales criterios de selección, en efecto, se identificaron dos eventos importantes en el año 2008: uno registrado el día 9 de julio, con una duración aproximada de 6 horas e iniciando cerca de las 4:00 a.m. (ver **Figura 4.5**); y otro el 27 de agosto, con 5 horas de duración y a partir de las 18:00 horas.

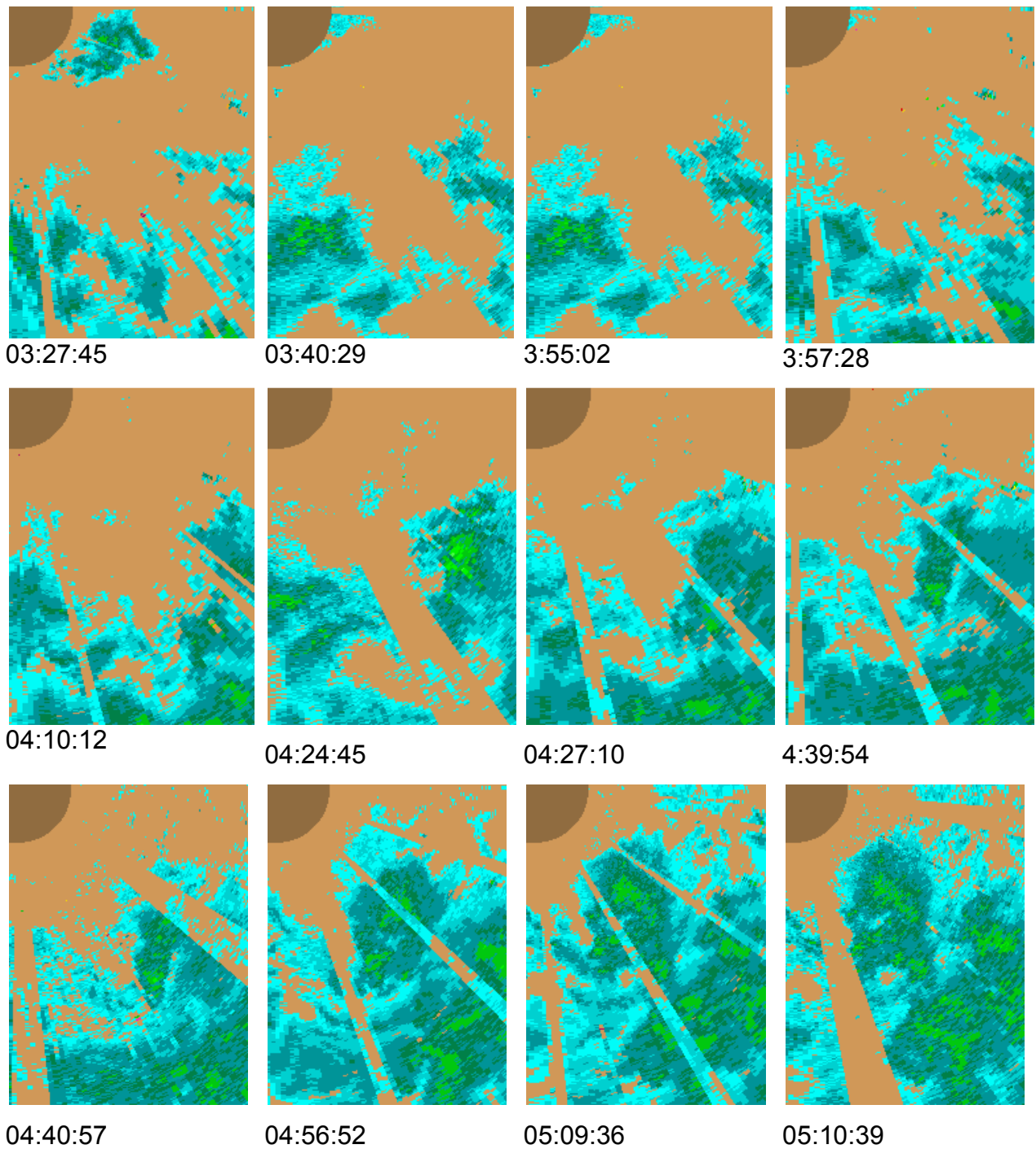


Figura 4.5 Conjunto de imágenes de reflectividad (en formato BMP o similar) registradas durante la tormenta del día 9 de julio del 2008. La clasificación por rangos de color corresponde a la escala de Marshall-Palmer (ver **Tabla 3.1**).

La figura anterior muestra una porción de las imágenes correspondientes a la tormenta registrada el día 9 de julio del 2008. El lector puede consultar el conjunto completo de imágenes, recortadas para el área de análisis, en el **ANEXO I** de la tesis. En toda la secuencia gráfica, es evidente la presencia de franjas anómalas de color sepia, sin información aparente. Se puede suponer, por la interrupción del registro, que se trata de una falla de funcionamiento o error en el almacenaje de datos del propio radar.

La calibración de parámetros, explicada en el capítulo anterior, se puede efectuar con ayuda de las herramientas habilitadas dentro de la plataforma **RHiD** (Mobayed, 2008), mediante la “calculadora del radar”. Esta plataforma permite hacer: la apertura de imágenes del radar, la calibración de parámetros (con base en registros pluviométricos simultáneos y valores de reflectividad de las imágenes en cada celda o *pixel* donde se ubique un pluviómetro) y el despliegue de gráficos que permiten visualizar el ajuste óptimo obtenido entre reflectividad Z e intensidad de precipitación R , así como hietogramas de precipitación –a partir de las mismas imágenes y el ajuste logrado– para cualquier lugar del área de estudio. De manera ilustrativa se incluye la **Figura 4.6**, con detalles de la calculadora del radar y sus características principales, brevemente comentadas en la **Tabla 4.2**.

La preparación de datos asociados a las imágenes del día 9 de junio del 2008 y a los registros de precipitación correspondientes, así como la aplicación de los algoritmos descritos para obtener un ajuste de los parámetros generales A y b (subcapítulo 3.2.1), todo con ayuda del programa **RHiD**, han dado como resultado el ajuste potencial mostrado en la **Figura 4.7**. Con el mismo se ha podido observar un valor bajo del coeficiente de correlación lo que supone una dispersión significativa entre los valores del radar y los pluviómetros. El resultado obtenido en la calibración para los valores de A y b es de 33.10 y 1.60, respectivamente.

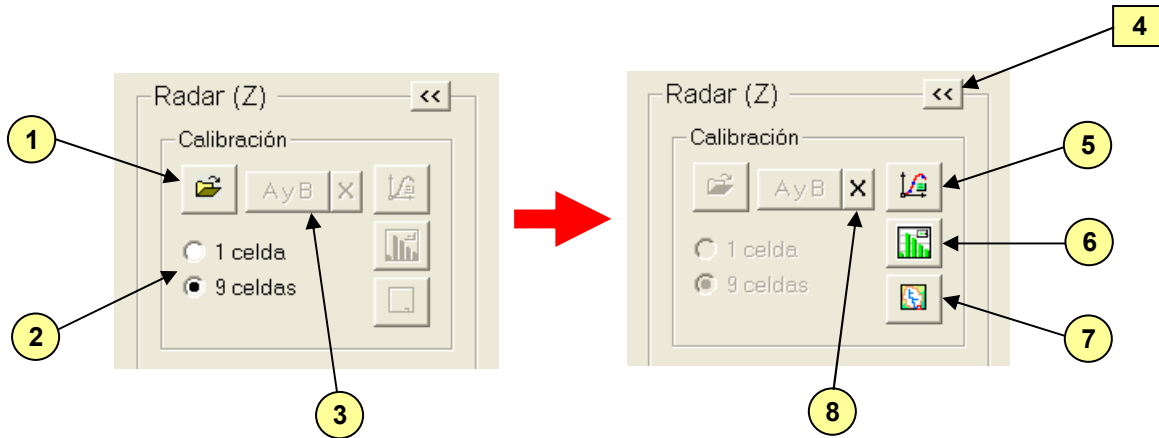


Figura 4.6 Detalle de la “calculadora del radar”, dentro de la plataforma de aplicación **RHiD** (Mobayed, 2008), para acceder a los módulos encargados de la calibración de parámetros del radar, con base en la información de datos pluviométricos.

Tabla 4.2 Plataforma de aplicación **RHiD**. Descripción de controles relacionados con la calibración de parámetros generales, A y b , proceso habilitado dentro de la “calculadora del radar”.

CONTROL	DESCRIPCIÓN
1	Abre el archivo de texto (u hoja de cálculo) que contiene datos de todas las estaciones pluviométricas disponibles.
2	Este control indica el tipo de lectura puntual de las imágenes: en un <i>pixel</i> , coincidente con cada pluviómetro; o nueve, para promediar valores adyacentes (Ahmad, 1994).
3	Calibración de parámetros A y b (ver subcapítulo 3.2.1), después de uniformizar pulsos de precipitación y valores de reflectividad a incrementos coincidentes de tiempo.
4	Regreso a la ventana inicial de opciones (no incluida en el detalle de la figura anterior).
5	Se presentan resultados gráficos con la línea de ajuste, ya sea la relación potencial entre Z y R , o una comparación entre intensidad medida e inferida (de las imágenes).
6	Genera hietogramas directo e inferido en el sitio donde se ubican los pluviómetros. Imprime en la misma gráfica ambos hietogramas, lo que permite su comparación.
7	Genera los hietogramas por microcuenca (en el caso de una modelación hidrológica), previa selección del sitio.
8	Reinicia el proceso de ajuste con dos parámetros.

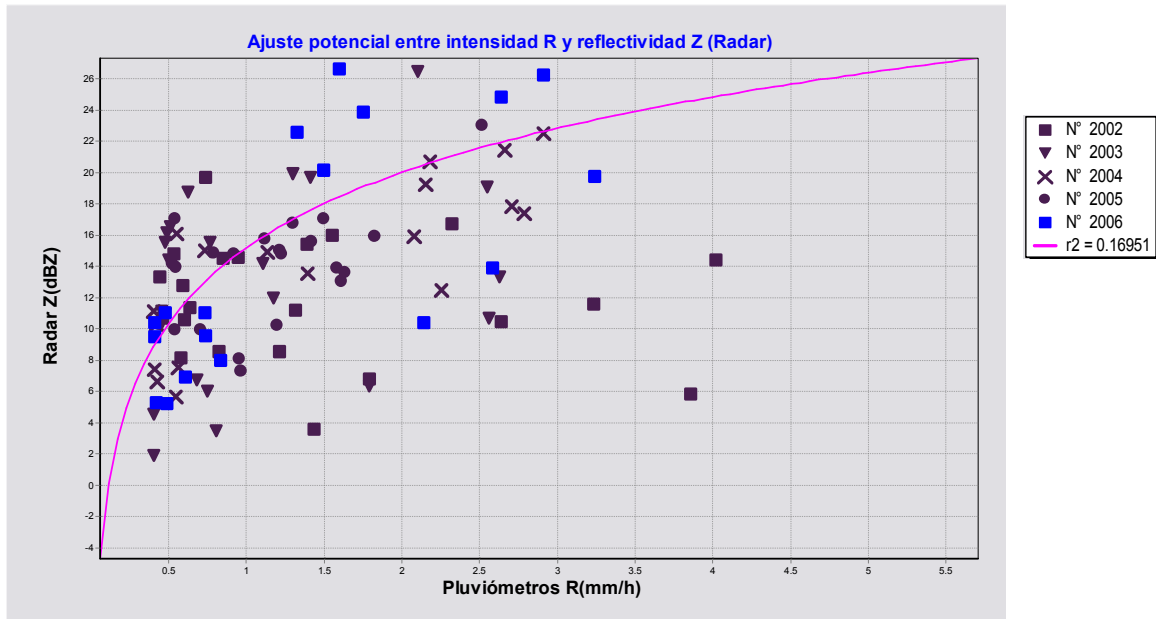


Figura 4.7 Ajuste potencial entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación, para el día 9 de julio del 2008, en el valle de Querétaro. Se incluyen datos de los 5 pluviómetros previamente referidos (Tabla 4.1).

De manera análoga se ha efectuado la calibración para el evento del día 27 de agosto del 2008, obteniéndose $A = 35.33$ y $b = 1.60$, nuevamente con una correlación muy baja (apenas superior a 0.11). De hecho, la dispersión de datos no permite optimizar confiablemente el ajuste con dos parámetros (sobre todo cuando el coeficiente b se sale del rango esperado entre 1.0 y 3.0), por lo que se predetermina el valor del exponente b igual a 1.60, característico de la ecuación de Marshall-Palmer y muy similar al encontrado con otros eventos medidos en el área del valle de Querétaro (Buenabad, 2008).

Resulta evidente que, al hacer un ajuste de parámetros generales con información separada para cada pluviómetro, la correlación mejora notablemente aunque con el análisis se obtiene un total de $2N$ parámetros, esto es coeficientes A y b por cada uno de los N puntos de medición. La **Tabla 4.3** da cuenta de los

resultados para un ajuste de $2N$ parámetros, advirtiéndose nuevamente dispersión en los casos donde fue necesario predeterminar el valor 1.60 para el coeficiente b .

Tabla 4.3 Valores de A y b obtenidos para un ajuste con $2N$ parámetros, entre datos del radar meteorológico de Querétaro y 5 pluviómetros, en el caso de las tormentas seleccionadas del año 2008.

Fecha (2008)	09 de julio			27 de agosto		
	A	b	r^2	A	B	r^2
Calesa	11.92	1.60	0.011	27.78	1.17	0.406
Candiles	28.03	1.60	0.411	39.83	1.60	0.014
Peñuelas	15.02	2.21	0.657	36.56	1.60	0.021
Querétaro 2000	43.42	1.60	0.126	36.05	1.14	0.259
San José	26.42	1.77	0.386	23.43	1.60	0.068

Según los resultados, en todos los sitios de medición –excepto Candiles– se tuvo al menos una convergencia de valores para ambos parámetros de ajuste, gracias a que los datos mostraron menor dispersión con respecto a la variación potencial entre mediciones de reflectividad e intensidad de precipitación.

La baja correlación observada en los eventos analizados es indicativa de las discrepancias existentes entre la información pluviométrica y radárica. Además de las causas más comunes (altitud de medición, efecto de viento, retraso entre registros, etc.), las imágenes anómalas de reflectividad del radar –con franjas o bandas radiales irregulares, carentes de información– pueden haber alterado la ponderación temporal del valor Z (pues cada imagen corresponde a cierto instante del evento) en el sitio de ubicación de cada pluviómetro.

Tal situación ha obligado a buscar, en la base de datos del radar, imágenes nítidas asociadas a eventos significativos de tormenta que, además, dispongan de un registro simultáneo de intensidades de precipitación. Así es como se ha elegido

la lluvia del 25 de agosto del año 2006, que contó con buenas imágenes e información simultánea de 10 pluviómetros, en este caso operados por la CEA (Buenabad, 2008).

Después de aplicar el proceso de calibración al caso de dos parámetros generales, se obtuvo la gráfica de ajuste mostrada en la **Figura 4.8**. Los valores obtenidos fueron $A = 4.867$ y $b = 1.676$, con una correlación $r^2 = 0.5742$, bastante más aceptable que la obtenida con información de las tormentas seleccionadas del año 2008. Por su parte, al efectuar el ajuste separado para cada estación, se tuvieron los $2N$ coeficientes que aparecen en la **Tabla 4.4** junto con la correlación asociada a cada sitio de medición.

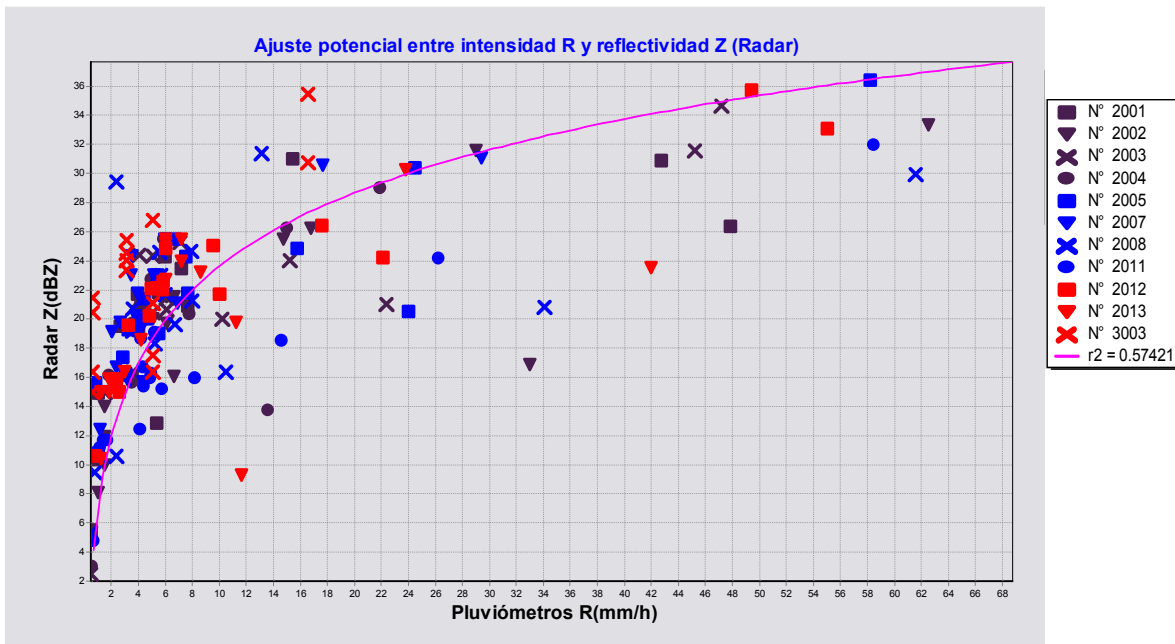


Figura 4.8 Ajuste potencial (con dos parámetros) entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación, para el día 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro. Se utilizó información simultánea de 10 pluviómetros operados por la Comisión Estatal de Aguas.

4.3 HIETOGRAMAS BASADOS EN INFORMACIÓN DE RADAR

En la sección anterior se mencionó otro producto de la “calculadora del radar” –integrada a la plataforma de trabajo *RHiD* (Mobayed, 2008)– referente a gráficas comparativas de hietogramas medidos en las estaciones o pluviómetros y obtenidos a partir de las imágenes del radar. La **Figura 4.9**, por ejemplo, corresponde a la estación Peñuelas, con hietogramas asociados a la tormenta del 9 de julio del 2008. La correlación en este caso fue $r^2 = 0.65$ y correspondió al valor máximo observado (con respecto a los pluviómetros restantes). El conjunto de hietogramas obtenidos para las diferentes estaciones y eventos analizados se incluyen en la sección de anexos.

Tabla 4.4 Valores de *A* y *b* obtenidos para un ajuste con $2n$ parámetros, entre datos del radar meteorológico de Querétaro y 10 pluviómetros, en el caso de la tormenta seleccionadas del año 2006 (Buenabad, 2007).

Fecha (2006)		25 de agosto		
Clave	Pluviómetro	<i>A</i>	<i>b</i>	r^2
2001	Avenida Belem	4.840	1.593	0.501
2002	Milenio III	6.570	1.454	0.736
2003	CFE Palmas	5.377	1.593	0.821
2004	Constelación	16.445	1.295	0.602
2005	Ingeniero Bautista	6.048	1.622	0.872
2007	San José El Alto	20.234	1.301	0.883
2008	Villas Tláloc	1.237	2.137	0.230
2011	Campo Equitación	6.934	1.145	0.924
2012	La Alameda	16.272	1.226	0.838
2013	Lázaro Cárdenas	1.055	2.256	0.213

No debe sorprender el hecho que los hietogramas tengan diferente similitud de una a otra tormenta ni que la mayor (o menor) correlación se asocie cada vez a un distinto pluviómetro. La complejidad del fenómeno y las dificultades de medir la lluvia (directa o indirectamente) con instrumentos nada parecidos, en condiciones

de altitud distinta, amén de la forma de cobertura y otras características, hacen que las discrepancias observadas resulten del todo justificadas. Antes bien, gracias a la calibración de parámetros del radar se pueden alcanzar similitudes aceptables en cuanto a magnitud de las intensidades de precipitación registradas con ambos equipos.

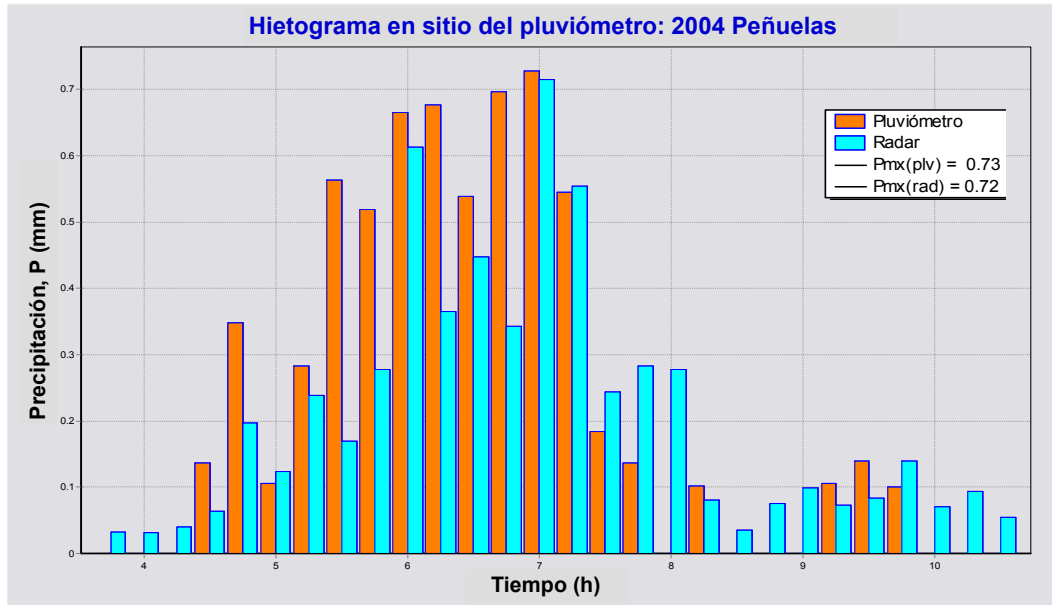


Figura 4.9 Comparación entre hietogramas medido e inferido (a partir de los datos de reflectividad de las imágenes radáricas) para la tormenta registrada el 9 de julio del 2008 en el valle de Querétaro, en el sitio de la estación Peñuelas.

Es claro también que la calibración del radar –indistintamente que sea con 2, $N+1$ (en forma escalada) o $2N$ parámetros– no garantiza que la distribución temporal de los pulsos resulte siempre del todo equiparable entre pluviómetros y radar. Al revisar los hietogramas comparativos de las tormentas estudiadas en cada sitio de medición (refiérase a la sección de anexos), en ocasiones se puede ver poca coincidencia con respecto al inicio de la lluvia y, a veces, en cuanto a su duración. Las causas, de nuevo, son comprensibles si se toma en cuenta que el radar Querétaro hace una medición cercana a la base de las nubes (cerca de los

3000 msnm de altitud) en tanto que los pluviómetros se ubican 1200 m más abajo, en condiciones atmosféricas muy distintas.

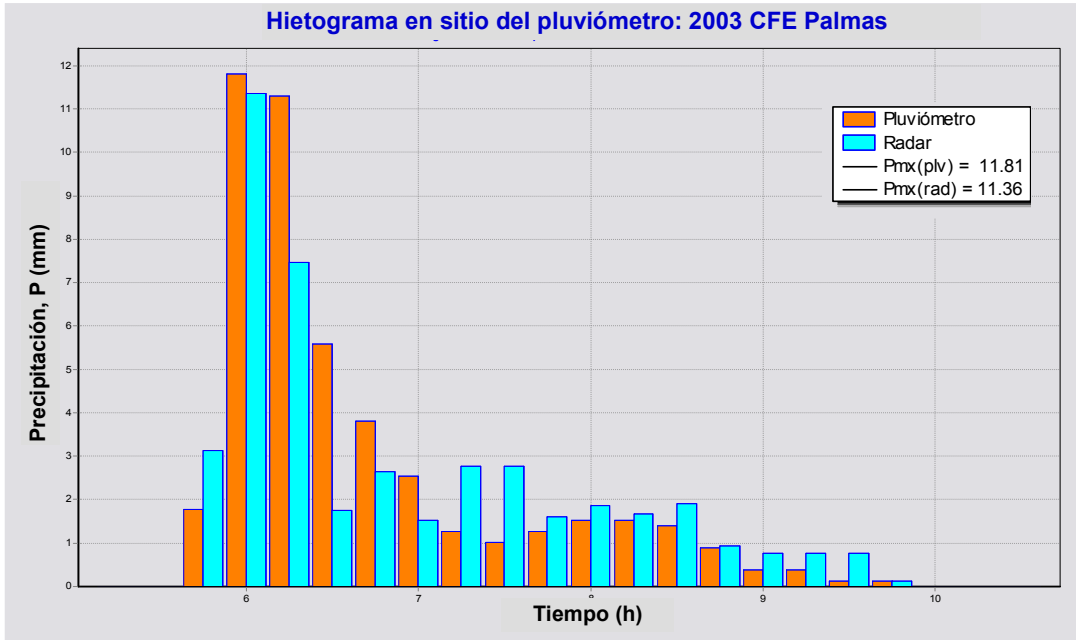


Figura 4.10 Comparación entre hietogramas medido e inferido (a partir de los datos de reflectividad de las imágenes radáricas) para la tormenta registrada el 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro, en el sitio de la estación CFE Palmas. Las intensidades son 10 veces más grandes que las observadas en la tormenta del día 9 de julio del 2008 (ver Figura 4.10).

Desde luego, no se descarta la importancia de contar con un buen control durante los trabajos de medición (sincronización temporal de los equipos (reloj), localización de pluviómetros en condiciones adecuadas para su funcionamiento, mantenimiento al día del radar); pero también la de hacer una elección acertada del paso de tiempo (homogeneización de los pulsos) y, sin duda, registrar eventos de magnitud significativa. La **Figura 4.10** muestra, a manera de ejemplo, la comparación entre el hietograma medido en la estación CFE Palmas y el inferido a partir de las imágenes del radar, para la tormenta del día 25 de agosto del 2006. La similitud en cuanto a variación temporal (forma) y magnitud entre ambos registros es bastante aceptable, con una correlación $r^2 = 0.82$. Es claro también

que las intensidades del ejemplo son 10 veces más grandes que las observadas en la tormenta del día 9 de julio del 2008 (ver **Figura 4.10**).

4.4 CALIBRACIÓN MEDIANTE PARÁMETROS ESCALADOS

De acuerdo con la propuesta metodológica del capítulo 3, la calibración del radar se puede efectuar mediante parámetros escalados, esto al suponer que el exponente b en la relación potencial de Marshall-Palmer o factor de forma es el mismo para toda el área de cobertura (por estar asociado a las características del radar) y que existen tantos parámetros de escala A_j , $j = 1, 2, \dots$ como estaciones pluviométricas se tengan en el área de medición.

Además de los algoritmos de cálculo, en el subcapítulo 3.2 se ha descrito el programa **Radar_Aib**, que aprovecha la relación de datos de reflectividad y pulsos de precipitación $(Z_{i,j}, R_{i,j})$ –por cada pluviómetro j e imagen i – preparada por el programa **RHiD** cuando se hace la calibración convencional con dos parámetros (tal como fue presentada en el subcapítulo previo).

Con información de la tormenta del 25 de agosto del 2006, se aplicaron los procesos de calibración de parámetros escalados, obteniéndose los coeficientes de escala A_j que se muestran en la **Tabla 4.5** para diez sitios de medición. El parámetro de forma resultó $b = 1.6149$, muy próximo al valor característico de 1.60, en tanto que el coeficiente de correlación fue $r^2 = 0.6061$, naturalmente mejor que el obtenido en el ajuste con dos parámetros. El valor del parámetro de referencia para todo el conjunto de datos resultó ser $A^* = 5.1634$.

Para representar juntos los valores de reflectividad vinculados con todas las estaciones, y determinar el coeficiente de correlación propio del ajuste con $N + 1$ parámetros, fue preciso arreglar cada dato según su propia escala. En efecto, si

$Z_j = A_j R^b$ es la reflectividad local y $Z^* = A^* R^b$ es la reflectividad de referencia (con la que se dibuja la curva de ajuste), entonces, al despejar R^b de la segunda expresión y sustituir en la primera, se obtiene que

$$Z_j = \frac{A_j}{A^*} Z^* = r_{esc} Z^* \quad \text{o también} \quad Z^* = \frac{Z_j}{r_{esc}} \quad (4.1)$$

En la **Figura 4.11** se observa el ajuste potencial $R - Z/r_{esc}$ con $N + 1$ parámetros. Si comparamos esta figura con la calibración convencional (**Figura 4.8**), al inicio de la gráfica es más evidente cómo mejora el ajuste con parámetros escalados: para intensidades menores a 10 mm/h, en efecto, los puntos se aproximan más a la curva resultante. Si bien el incremento en el coeficiente de correlación no es significativo, la mejoría parece razonable si se toma en cuenta el grado de incertidumbre inherente a la forma y condiciones bajo las cuales tienen lugar las mediciones de precipitación (asunto señalado ya de manera reiterada).

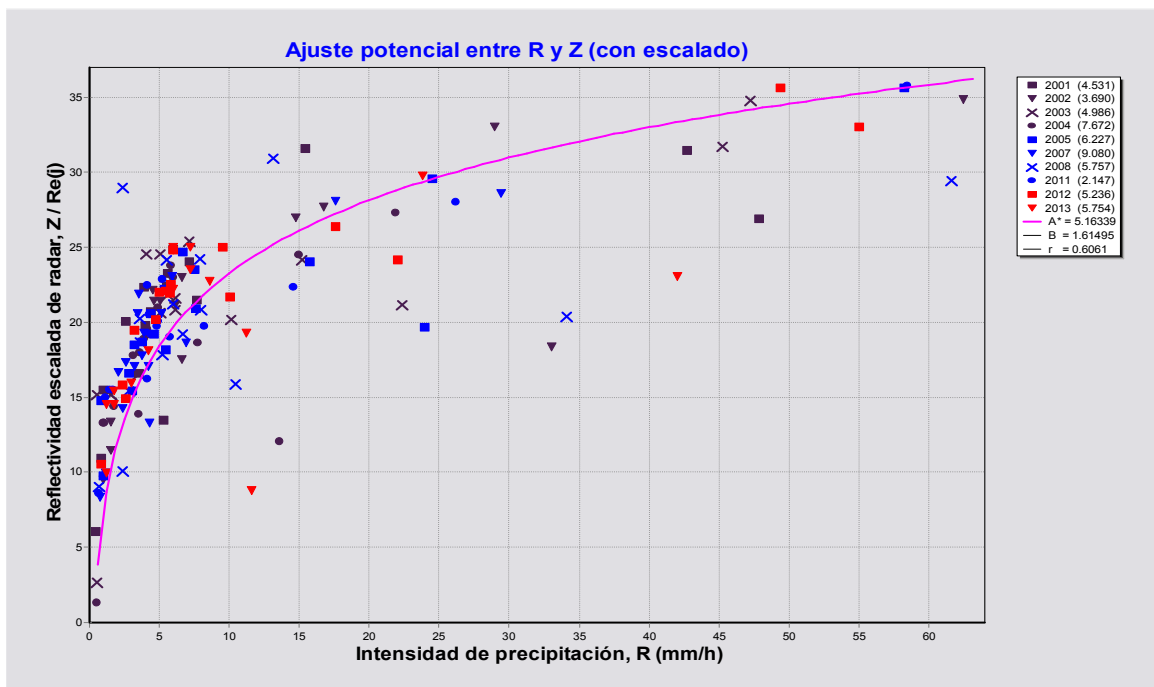


Figura 4.11 Ajuste potencial con $N+1$ parámetros entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación, para el día 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro, medida simultáneamente en 10 pluviómetros.

Tabla 4.5 Resultados del ajuste escalado, con $N+1$ parámetros, entre valores de reflectividad del radar e intensidad de precipitación medida en 10 sitios, para el día 25 de agosto del 2006 en el valle de Querétaro. El parámetro de forma y referencia son $b = 1.6149$ y $A^* = 5.1634$, con una correlación $r^2 = 0.6061$.

Pluviómetro (CEA)		Coordenadas UTM		A_j	$r_{esc(j)} = \frac{A_j}{A^*}$
Clave	Nombre	X (m)	Y (m)		
2001	Avenida Belem	354,847	2'283,351	4.4771	0.8671
2002	Milenio III	358,473	2'277,958	3.6401	0.7050
2003	CFE Palmas	356,987	2'277,658	4.9188	0.9526
2004	Constelación	356,552	2'283,202	7.6036	1.4726
2005	Ingeniero Bautista	352,967	2'284,110	6.1403	1.1892
2007	San José El Alto	355,619	2'284,752	8.9922	1.7415
2008	Villas Tláloc	353,124	2'282,532	5.6905	1.1021
2011	Campo de Equitación	360,421	2'276,293	2.1165	0.4099
2012	La Alameda	355,533	2'276,877	5.1626	0.9998
2013	Lázaro Cárdenas	355,805	2'273,437	5.6929	1.1025

4.5 COEFICIENTE DE VARIACIÓN

Una manera de comprobar la bondad del ajuste con parámetros escalados consiste en hacer una comparación entre distribuciones de precipitación, una definida por interpolación espacial de los datos pluviométricos y otra conforme a la variación de la reflectividad registrada por el radar. Con base en la metodología propuesta del subcapítulo 3.4 y habilitada para su aplicación mediante el programa **Radar_Var**, se generaron matrices de intensidad de precipitación R con base en: los valores de reflectividad Z leídos desde una imagen previamente seleccionada –en este caso la registrada a las 5:48 horas del día 25 de agosto del 2006–, la conocida ecuación potencial de Marshall-Palmer y los resultados del ajuste con dos y con $N+1$ parámetros.

Tales matrices de intensidad R , representadas como imagen mediante una escala de color similar a la empleada para clasificar las imágenes de reflectividad,

se muestran en la **Figura 4.12**; la primera asociada al ajuste con dos parámetros generales y la segunda, al ajuste con $N+1$ parámetros. Para este último, y según fue explicado en la metodología, antes fue preciso estimar un valor del coeficiente A por cada celda o elemento matricial del área, en función de los parámetros de escala obtenidos y un método convencional de distribución (en nuestro caso se ha propuesto el de la “distancia inversa ponderada” o método de Shepard).

A simple vista se aprecian solamente pequeñas diferencias entre ambas imágenes de intensidad de precipitación R , sin que destaque alguna zona en particular. Lo anterior no sólo porque hubo cierta similitud entre los parámetros obtenidos con ambos ajustes (sobre todo el de forma, que fluctuó alrededor de 1.60), sino también por los “rangos de color” en que fueron agrupados los valores de intensidad obtenidos a partir de la matriz de datos de reflectividad.

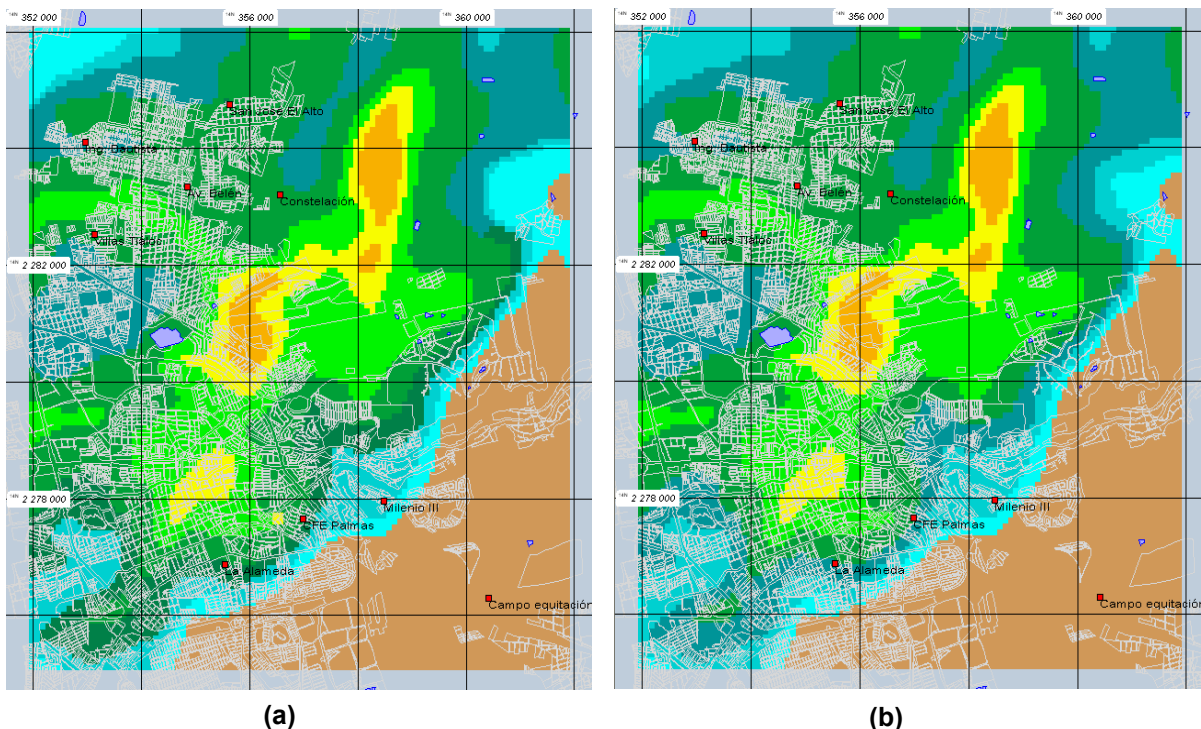


Figura 4.12 (a) Imagen de intensidad de precipitación obtenida al aplicar la ecuación de Marshall-Palmer y parámetros calibrados A , b a los elementos de la imagen de reflectividad. (b) Imagen de intensidad de precipitación obtenida mediante $N+1$ parámetros escalados (e interpolación espacial de A_j , $j = 1, 2, \dots, N$). Ambas corresponden a las 5:48 horas del 25 de agosto del 2006, en el valle de Querétaro.

Como fue explicado en su momento, otra forma de analizar cómo influye el ajuste de parámetros en el comportamiento espacial de las intensidades se logra a través del coeficiente de variación, definido éste como la diferencia –siempre por celda– entre intensidades de tormenta inferidas de las imágenes de radar, R_r , y medidas directamente por los pluviómetros, R_p . Las primeras corresponden justamente a la matriz de resultados, clasificada por rangos de color y representada como imagen en la **Figura 4.13**; las segundas se refieren a valores interpolados espacialmente, por ejemplo con el mismo método de Shepard, a partir de los datos de lluvia registrados en las estaciones pluviométricas.

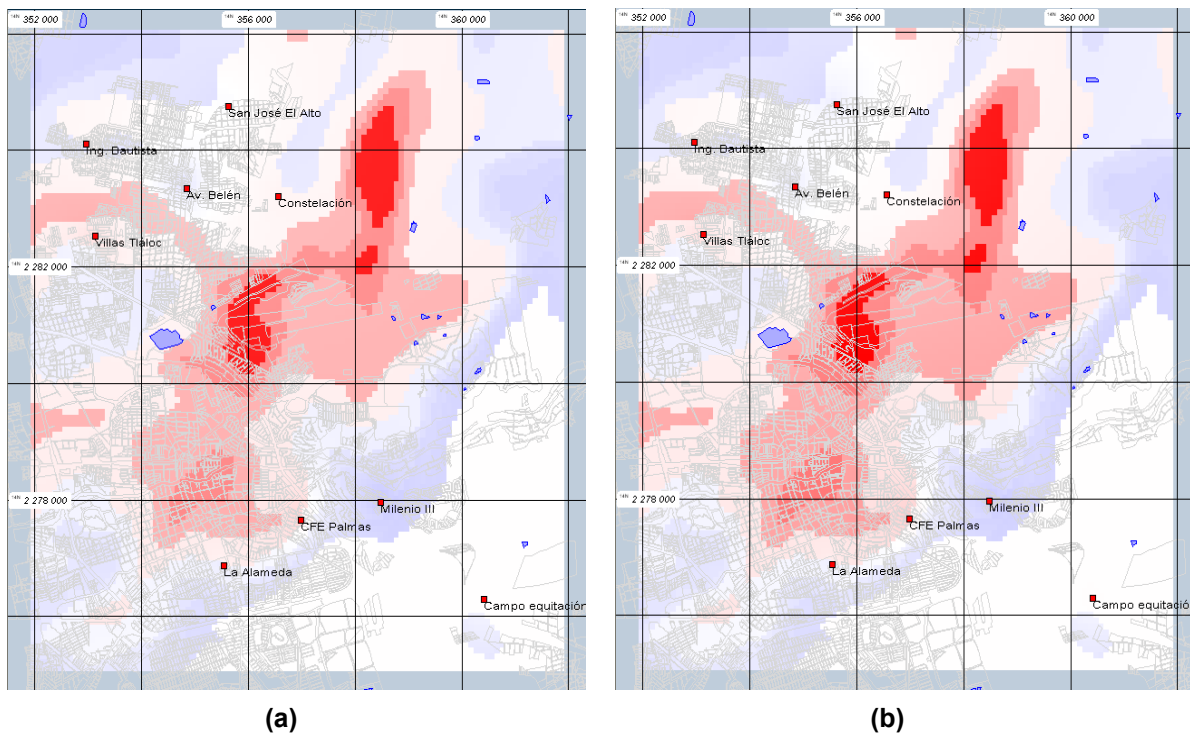


Figura 4.13 (a) Coeficiente de variación entre intensidad de precipitación medida con pluviómetros (e interpolada espacialmente) y calculada con: la reflectividad del radar, la ecuación de Marshall-Palmer y los parámetros calibrados A , b para la tormenta del día 25 de agosto del 2006 (5:48 horas), en el valle de Querétaro. (b) Imagen similar a la anterior pero basada en el ajuste con $N+1$ parámetros.

Para representar gráficamente el coeficiente de variación, después de calcular la matriz de diferencias entre intensidades R_r y R_p , se ha elegido otra clasificación de color que fluctúa entre rojo, asociado a diferencias negativas, y azul, para valores positivos, utilizando el color blanco como intermedio para las diferencias nulas o mínimas. El resultado, obtenido con ayuda del programa **Radar_Var**, corresponde a las imágenes de la **Figura 4.14**, una con el coeficiente de variación basado en la distribución asociada a dos parámetros (**a**) y otra con la distribución de intensidades asociada a $N+1$ parámetros (**b**).

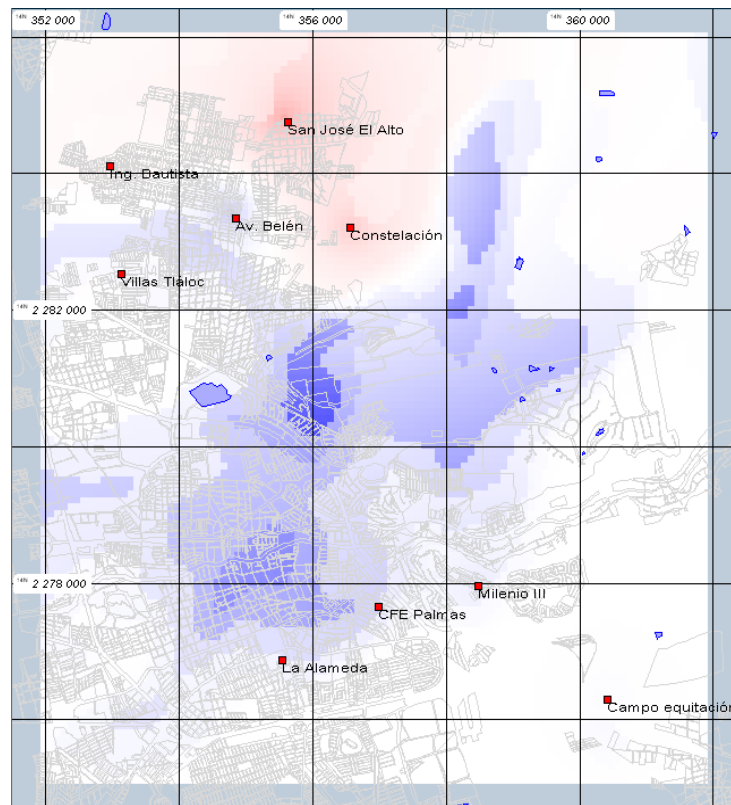


Figura 4.14 Diferencia entre imágenes de intensidad de precipitación medida con pluviómetros (e interpolada espacialmente) y su similar basada en el ajuste con $N+1$ parámetros. Esta imagen equivale a la variabilidad entre valores de intensidad de precipitación calculados según la calibración o ajuste de datos con dos y $N+1$ parámetros escalados. Para las figuras (a) y (b), $-5.42 < Cv < +5.42$ mm/h. Y para (c), $-0.48 < [Rr_{(2)} - Rr_{(N+1)}] < +0.48$ mm/h. Las imágenes de intensidad de precipitación son calculadas con la reflectividad del radar, la ecuación de Marshall-Palmer y los parámetros calibrados A , b para la tormenta del día 25 de agosto del 2006 (5:48 horas), en el valle de Querétaro.

Más que la diferencia observada (o no) entre ambas imágenes, destaca el hecho de que las áreas de color rojo corresponden a zonas de precipitación con intensidades altas no registradas por los pluviómetros simplemente porque, en esos lugares, no se tuvo un equipo de medición terrena que hubiese dado cuenta completa de la variabilidad espacial de la tormenta, claramente evidenciada por la cobertura plena que, en contraste, ofrece el radar meteorológico.

Más aún, se ha obtenido otra diferencia entre los propios coeficientes de variación para advertir el grado de corrección que se logra al estimar la intensidad de precipitación con base en dos o en $N+1$ parámetros escalados. Con una gama de color que fluctúa también del rojo (para diferencias negativas) al azul (positivas), pasando por el blanco (nulas), se ha producido la imagen de la **Figura 4.14**. La variación observada revela primero que sí existen diferencias de cálculo entre ambos criterios y, segundo, que se producen correcciones diferenciales (positivas o negativas) cercanas a los sitios donde se ubican los pluviómetros, indicativo de que pueden ocurrir variaciones espaciales del parámetro de escala, aún en superficies poco extensas (no más de 100 km², en el caso estudiado), donde tengan lugar los eventos de tormenta.

CAPÍTULO 5

CONCLUSIONES

La relación potencial que existe entre reflectividad Z , medida por un radar meteorológico, e intensidad de precipitación R , registrada mediante estaciones pluviométricas, involucra los parámetros de escala y forma, A y b , cuyo valor debe ser ajustado con base en registros simultáneos para varios eventos de tormenta. Se ha propuesto una formulación que permite determinar $N+1$ parámetros cuando se tiene una red de N pluviómetros, con un coeficiente A por cada sitio, y efectuar una distribución espacial de este parámetro para obtener mapas de intensidad de precipitación a partir de las imágenes de reflectividad.

Al realizar una calibración convencional de dos parámetros, se han obtenido correlaciones bajas con el ajuste de datos para el caso del radar Querétaro y algunas tormentas del año 2008, indicativo de las discrepancias existentes entre la información pluviométrica y radárica. Además de las causas más comunes (altitud de medición, efecto de viento, retraso entre registros), las imágenes analizadas de reflectividad del radar mostraron anomalías –con franjas o bandas radiales irregulares, carentes de información– que pueden haber alterado la ponderación temporal del valor Z (pues cada imagen corresponde a cierto instante del evento) en el sitio de cada pluviómetro.

Al comparar los hietogramas calculados a partir de las imágenes con las mediciones de los pluviómetros, se observaron similitudes indistintas en cuanto a tormenta o sitio de ubicación. La complejidad del fenómeno y las dificultades de medir la lluvia (directa o indirectamente) con instrumentos nada parecidos, en condiciones diferentes de altitud y forma de cobertura, entre otras características,

hacen que cualquier discrepancia resulte del todo justificada. Sin embargo, mediante la calibración previa de los parámetros del radar se pueden alcanzar similitudes aceptables en cuanto a magnitud de las intensidades de precipitación registradas con ambos equipos.

Es claro también que la calibración del radar –indistintamente que sea con 2 o $N+1$ parámetros (en forma escalada)– no garantiza que la distribución temporal de los pulsos resulte siempre del todo equiparable entre pluviómetros y radar. Revisando los hietogramas comparativos de las tormentas estudiadas, puede encontrarse poca coincidencia con respecto al inicio de la lluvia y, a veces, en cuanto a su duración. Las causas, de nuevo, son comprensibles si se toma en cuenta que el radar Querétaro hace una medición cercana a la base de las nubes (cerca de los 3000 msnm de altitud) en tanto que los pluviómetros se ubican 1200 m más abajo, en condiciones atmosféricas muy distintas.

Desde luego, no se descarta la importancia de contar con un buen control durante los trabajos de medición (sincronización temporal de los equipos (reloj), localización de pluviómetros en condiciones adecuadas para su funcionamiento, mantenimiento al día del radar); pero también la de hacer una elección acertada del paso de tiempo (homogeneización de los pulsos) y, sin duda, registrar eventos de magnitud significativa.

Por otro lado, se ha propuesto determinar el comportamiento espacial del coeficiente de variación (diferencias) entre mapas de intensidad de precipitación, uno generado a partir de una imagen de reflectividad del radar asociada a cierto instante, previa distribución del parámetro calibrado de escala A , y otro con base en las mediciones pluviométricas para igual instante y una ponderación espacial basada en el método del inverso de la distancia (de Sheppard). El resultado es también un mapa o imagen con tonos: rojo para las diferencias negativas, azul para las positivas y blanco para las cercanas a cero.

La obtención del coeficiente de variación para una imagen notable registrada en agosto del 2006, dio lugar a un mapa que no sólo ha revelado diferencias en la forma de medición sino también áreas (de color rojo, en este caso, que corresponden a zonas con intensidades altas) no registradas por los pluviómetros simplemente porque, en esos lugares, no se tuvo un equipo de medición terrena que hubiese dado cuenta completa de la variabilidad espacial de la tormenta, claramente evidenciada por la cobertura que ofrece el radar.

La distribución observada en el coeficiente de variación revela primero que sí existen diferencias de cálculo entre ambos criterios y, segundo, que se producen correcciones diferenciales (positivas o negativas) cercanas a los sitios donde se ubican los pluviómetros, indicativo de que pueden ocurrir variaciones espaciales del parámetro de escala, aún en superficies poco extensas (no más de 100 km², en el caso estudiado), donde tengan lugar los eventos de tormenta.

Aunque son pocos los trabajos en México sobre calibración de radares meteorológicos, existe referencia de los parámetros A y b para uno que tiene cobertura en el valle de México (Méndez et al., 2006), con los valores de $A = 35.7$ y $b = 1.27$ ubicados dentro de los rangos habituales. Para el radar de Querétaro, el parámetro de forma toma un valor característico que fluctúa entre 1.55 y 1.70, si bien el de escala muestra una variación más amplia, entre 4.50 y 9.00. No deja de sorprender la magnitud pequeña del parámetro A , reportado en la literatura con mínimos cercanos a 10.0; sin embargo, tal situación obedece a la altitud donde se encuentra instalado el radar (cerca de los 3000 msnm) y que, por lo mismo, registra una reflectividad muy baja de las gotas de lluvia (siendo A , en efecto, proporcional al valor de reflectividad).

LITERATURA CITADA

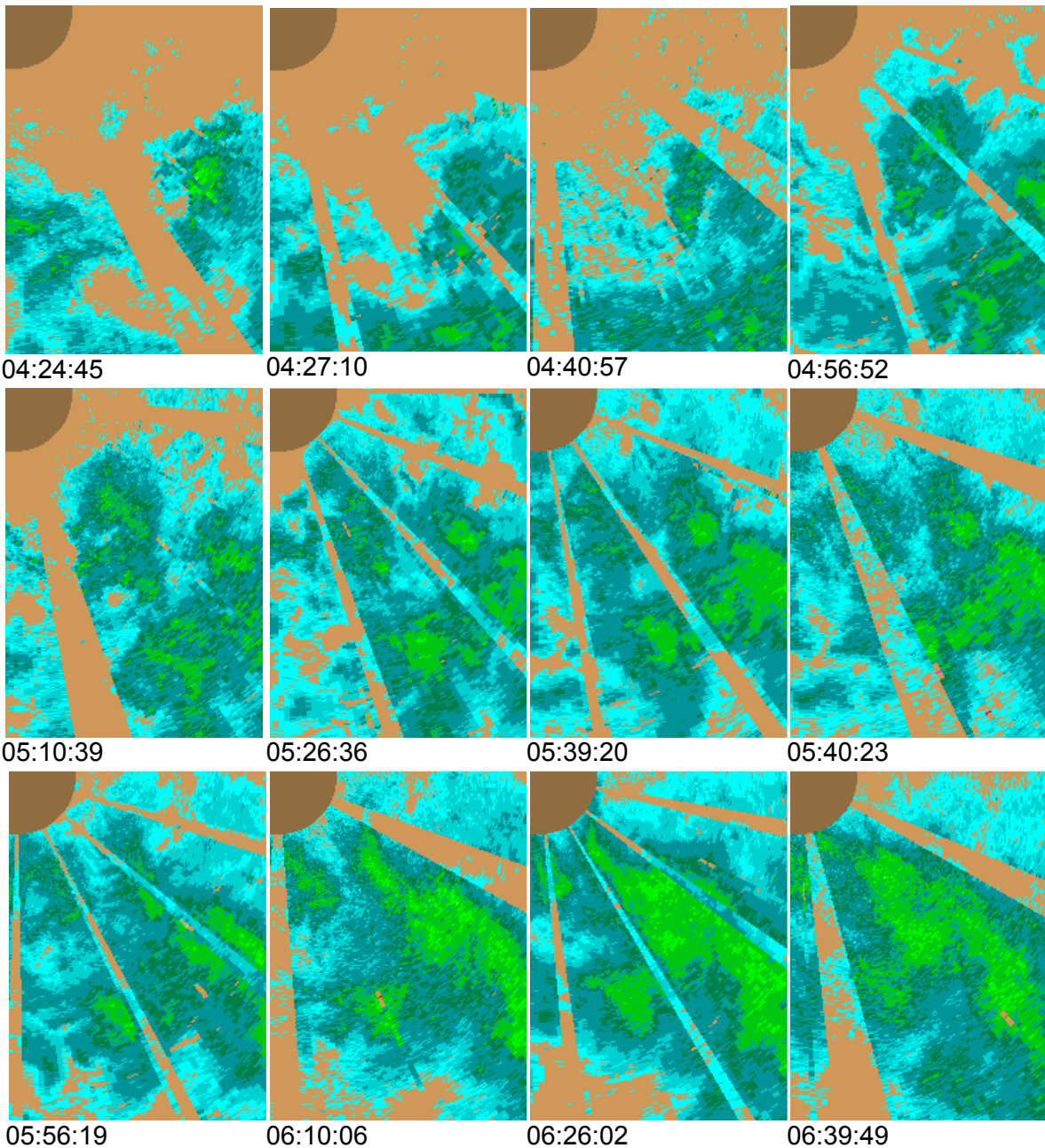
- Aparicio, Francisco, (1982) Fundamentos de Hidrología de Superficie Editorial Limusa S.A de C.V. México.
- Ahmad, A., Weesakul, S., & Mark, O. (2004). Development and application of short-term rainfall and urban flood forecast model for Bangkok city. NOVATECH .
- Anagostou, E., & Krajewski, W. (1999). Real time radar rainfall estimation. Part I: algorithm formulation. Journal of atmospheric and oceanic technology .
- Bechini, R., Balnidi, L., Cremonini, R., & Gorgucci. (2008). Differential Reflectivity Calibration for Operational Radars. Journal of atmospheric and oceanic technology , 1542-1555.
- Berne, A., Derlieu, G., Andreieu, H., & Creutin, J. (2003). Influence of the Vertical Profile of Reflectivity on Radar-Estimated Rain rates at short time step. Journal of meteorology , 296-310.
- Buenabad, J. (2008). Escalado de cuencas basado en la distribución de precipitación estimada con un radar de banda C. Querétaro: Tesis.
- De Lannoy, G., Verhoest, N. E., & De Troch, F. P. (2005). Characteristics of rainstorms over a temperate region derived from multiple time series of weather radar images. Journal of Hydrology , 126-144.
- Fassnacht, S., Kouwen, N., & Soulis, E. (2001). Surface temperature adjustments to improve weather radar representation of multi-temporal winter precipitation accumulations. Journal of Hydrology , 148-168.
- Fatorrelli, S., Casale, R., Borga, M., & Da Ros, D. (2000). Integrating radar and remote sensing techniques of rainfall estimation in hydrological applications for flood hazard mitigation. The european contribution: perspectives and prospects. Bruselas: Comisión Europea Dirección General XII.
- Goudenhoofd, E., & Delobbe, L. (2008). Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates. Hydrology and Earth System Sciences , 2975–3003.
- Jessena, M., Einfalta, T., Stoffera, A., & Mehligb, B. (2005). Analysis of heavy rainfall in North Rhine-Westphalia with radar and raingauge data. Atmospheric Research , 77, 337-346.
- Manz, A., Smith, A., & Hardaker, P. (2000). Comparison of Different Methods of End To End Calibration of the U.K. Weather Radar Network. Phys. Chem. Earth , 1157-1162.
- Marshall, J.S. y Palmer, W.M.K. (2006) The distribution of raindrops with size. Journal of Meteorology. Vol 5, 165 - 166.
- Méndez, B., Domínguez-Mora, R., Magaña, V., Caetano, E., & Carrozosa-Elizondo, E. (2006). Calibración Hidrológica de radares meteorológicos. Ingeniería hidráulica en México , 43-64.
- Mobayed, K.N. (2001), Modelo distribuido de lluvia-escorrentia basado en el manejo de variables geo-referenciadas y el escalamiento de cuencas, Tesis Doctoral, UNAM, México
- Mobayed K, N. (2008). Modelos hidrológicos de lluvia-escorrentía basados en mediciones de radar meteorológico. Querétaro: Convenio CEA-UAQ.

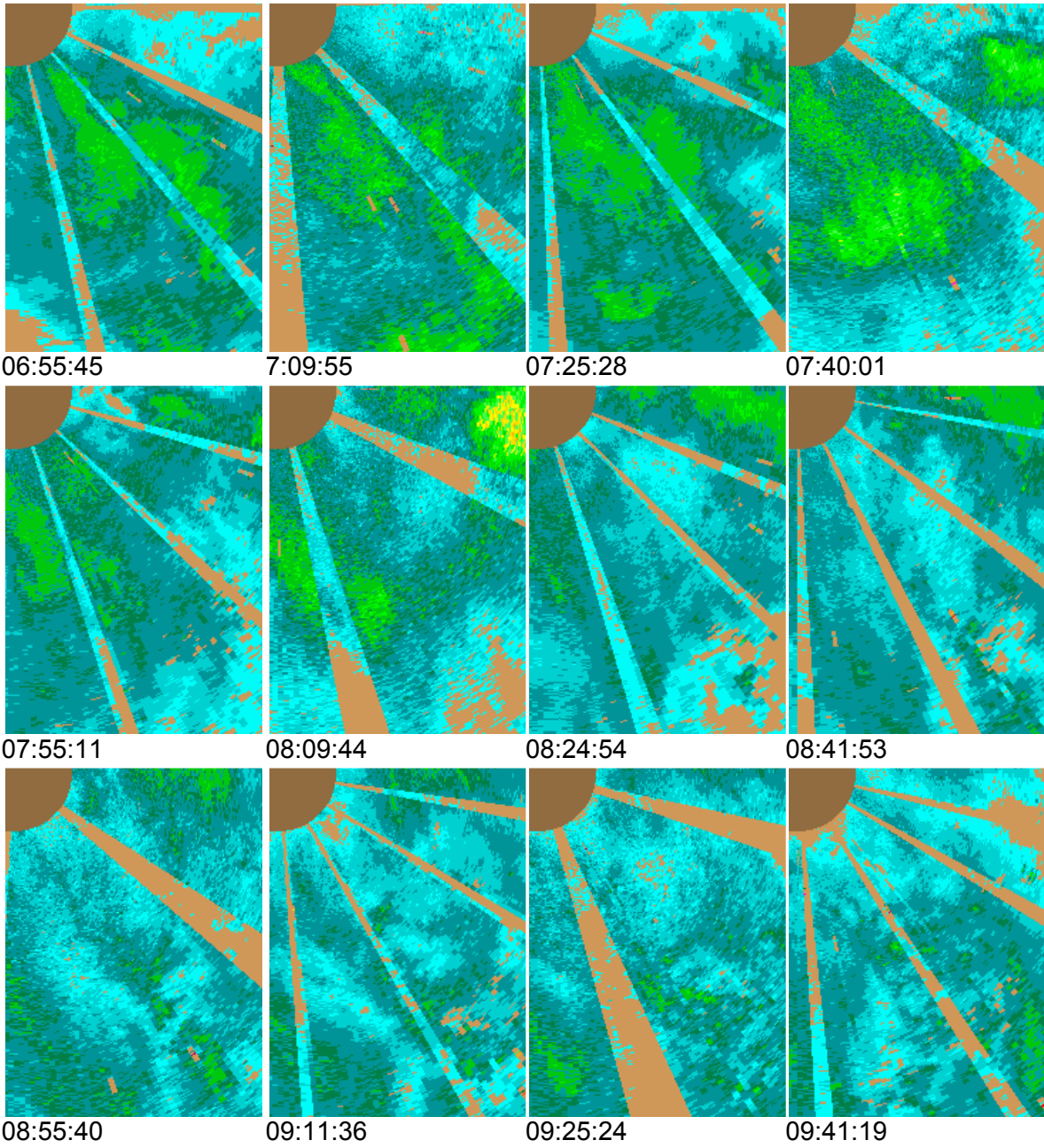
- Pereira Filho, A. J., & dos Santos, C. C. (2006). Modeling a densely urbanized watershed with an artificial neural network, weather radar and telemetric data. *Journal of Hydrology* , 31-46.
- Rinehart, R. E. (2007). *El Radar para los Meteorólogos*. (O. Rodríguez González, Trad.) Dakota del Norte, Estados Unidos: Rinehart Publications.
- Rollenbeck, R., & Bendix, J. (2006). Experimental calibration of a cost-effective X-band weather radar for climate ecological studies in southern Ecuador. *Atmospheric research* , 296– 316.
- Sampere- Torres, D., Sánchez- Diezma, R., Zawadzki, I., & Creutin, J. (2000). Identificación de Stratiform and Convective Areas Using Radar Data with Application to the Improvement of DSD Analysis and Z-R Relations. *Phys. Chem. Earth* .
- Sánchez, D.R. y C. Corral (2000) *Curso de Posgrado en Climatología Aplicada: El radar Meteorológico y sus Aplicaciones Hidrológicas.*» Departamento de Ingeniería Hidráulica, Marítima y Ambiental, Universidad Politécnica de Cataluña.
- Seo, D., & Breidenbach. (2002). Real Time Correction of Spatially Nonuniform Bias in Radar Rainfall Data Using Rain Gauge Measurements. *Journal of Hydrology* , 3, 93-111.
- Ulaby, F. T., R. K. Moore, y A.K. Fung. (1981) *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol. I -- Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry*», Addison-Wesley, Advanced Book Program, Reading, Massachusetts, 456 pages.

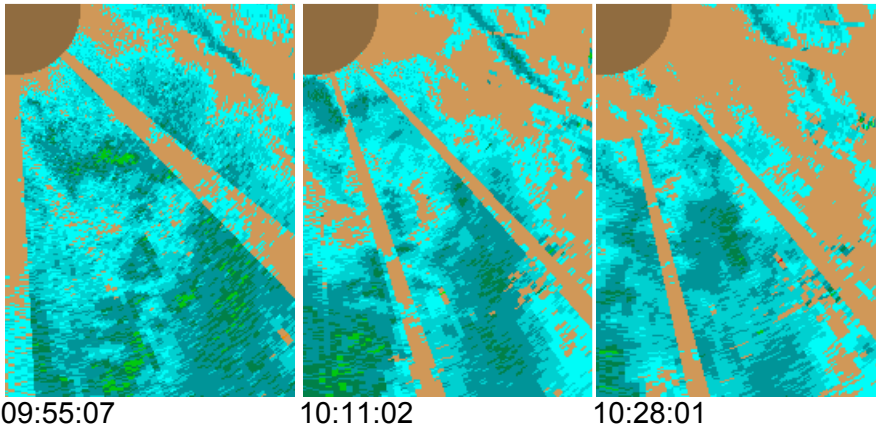
ANEXO I

IMÁGENES DE REFLECTIVIDAD (en formato BMP)

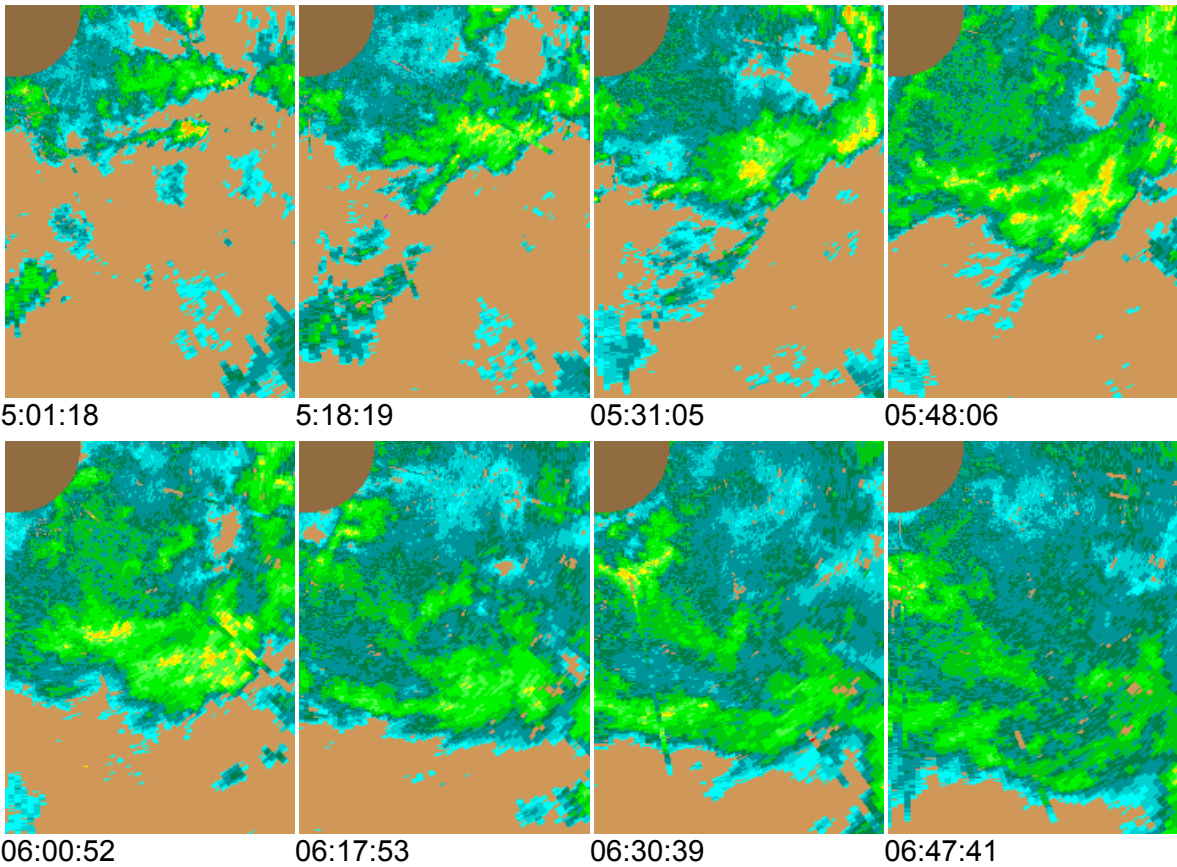
PRECIPITACIÓN REGISTRADA EL DÍA 9 DE JULIO DEL 2008

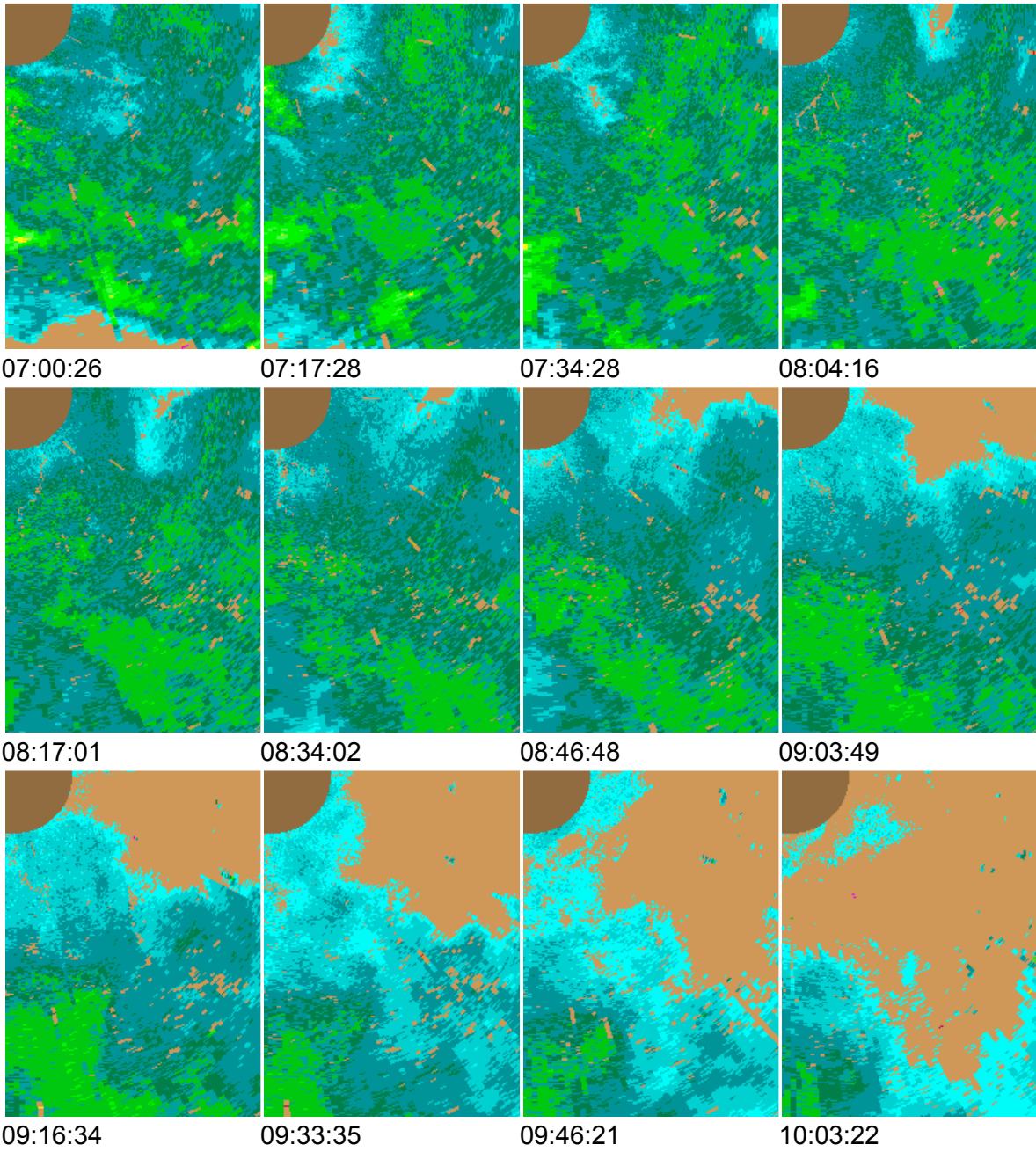






PRECIPITACIÓN REGISTRADA EL DÍA 25 DE AGOSTO DEL 2006



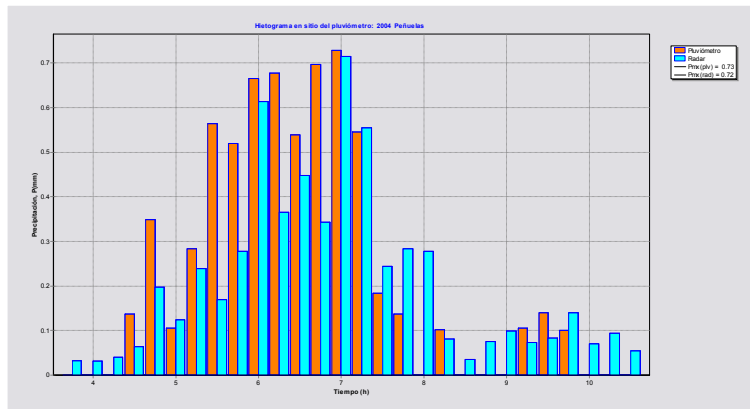


ANEXO II

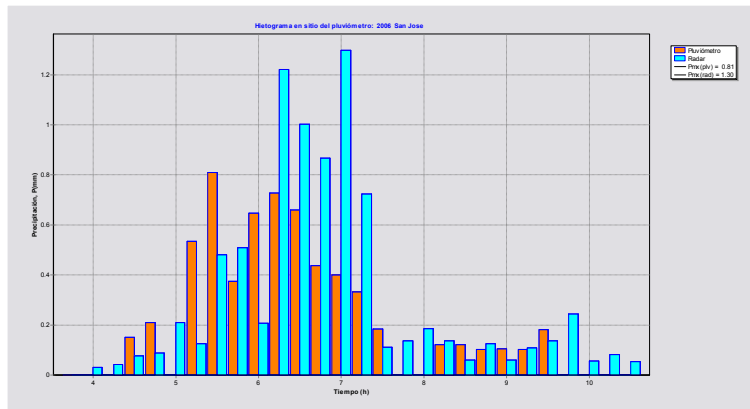
COMPARACIÓN ENTRE HIETOGRAMAS MEDIDO E INFERIDO (a partir de datos de reflectividad de las imágenes radáricas)

PRECIPITACIÓN REGISTRADA EL DÍA 9 DE JULIO DEL 2008

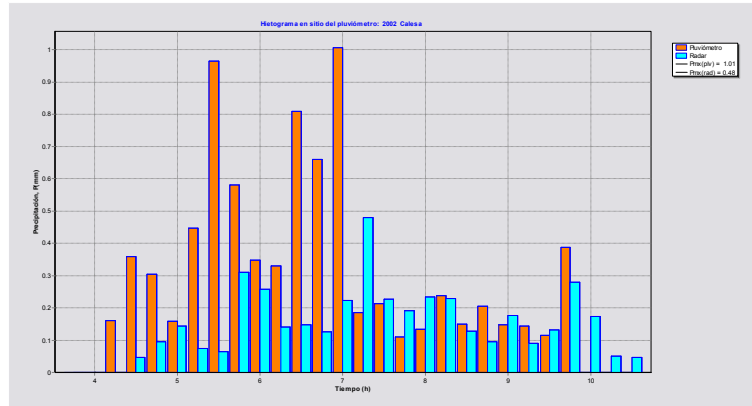
Estación Peñuelas



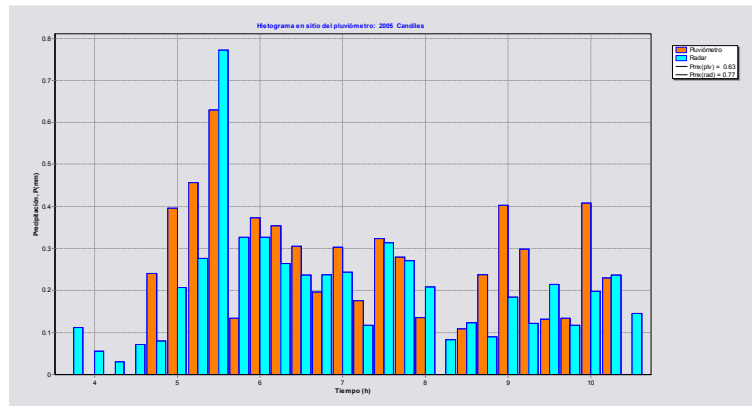
Estación San José



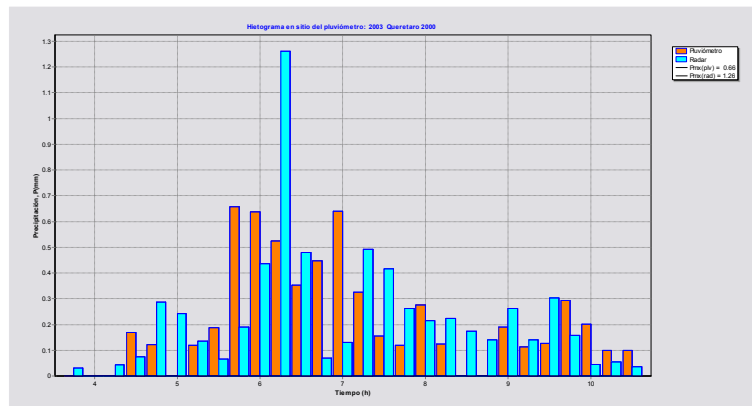
Estación Calesa



Estación Candiles

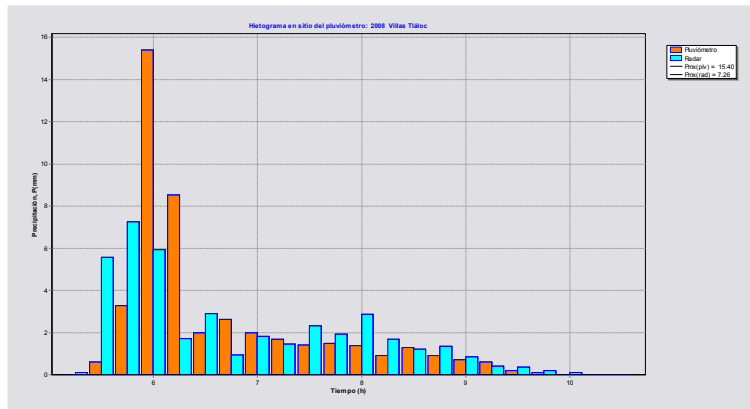


Estación Querétaro 2000

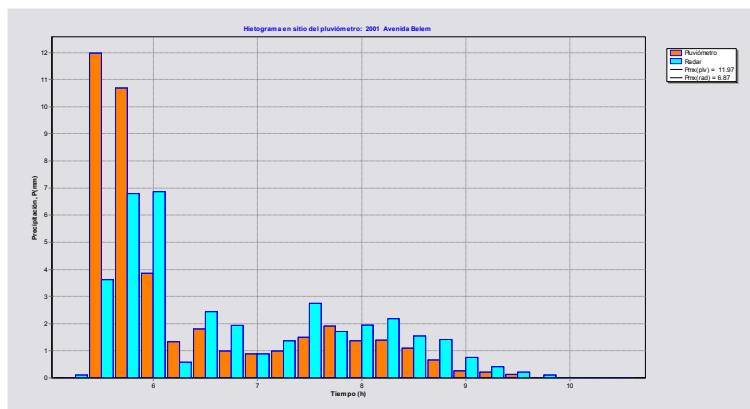


PRECIPITACIÓN REGISTRADA EL DÍA 25 DE AGOSTO DEL 2006

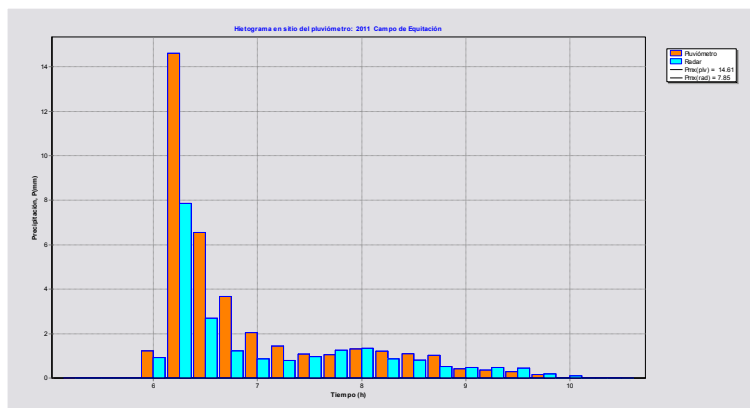
Estación Villas Tlaloc



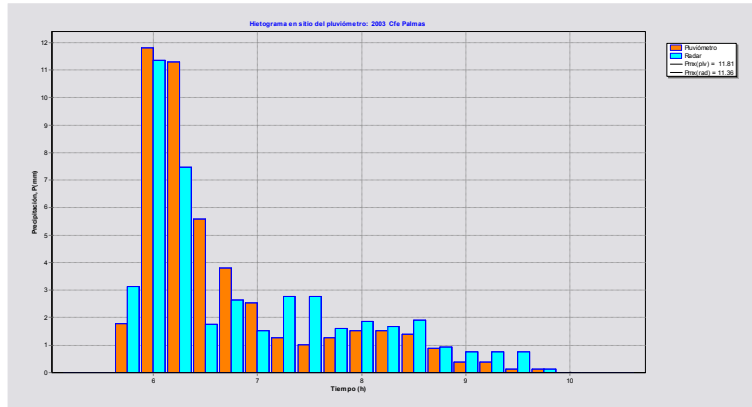
Estación Avenida Belem



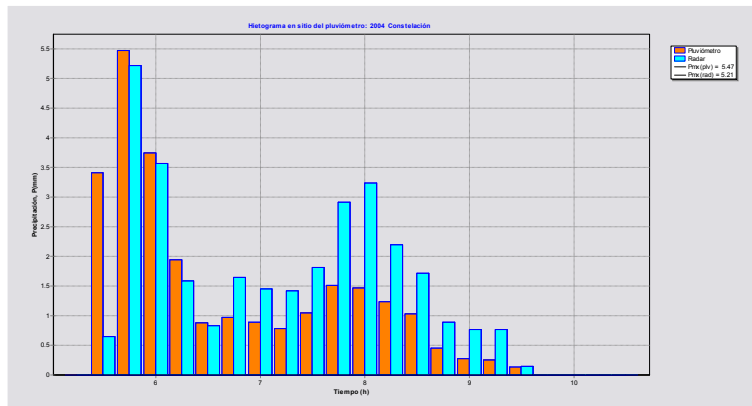
Estación Campo de Equitación



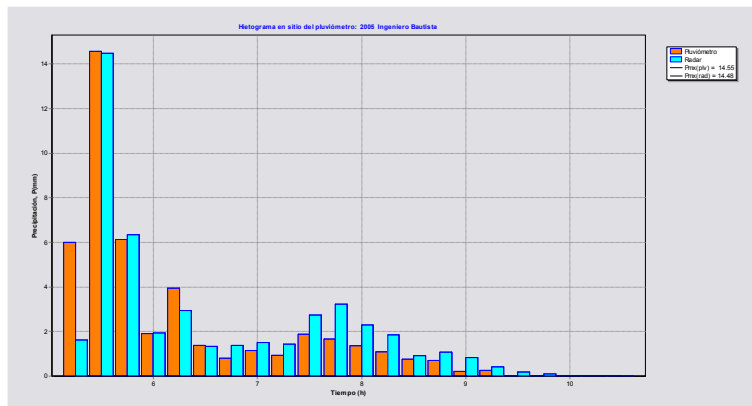
Estación CFE Palmas



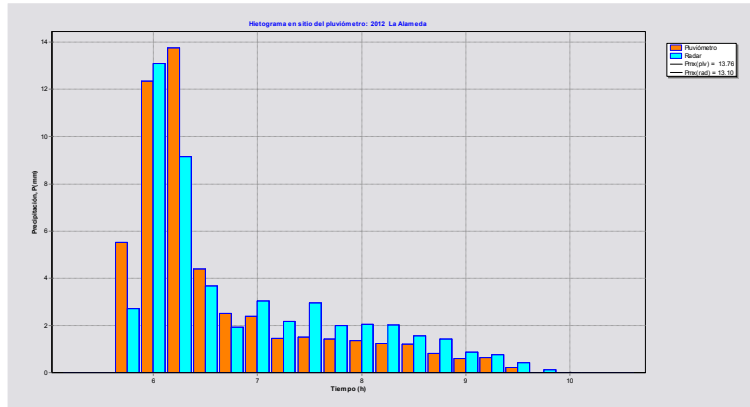
Estación Constelación



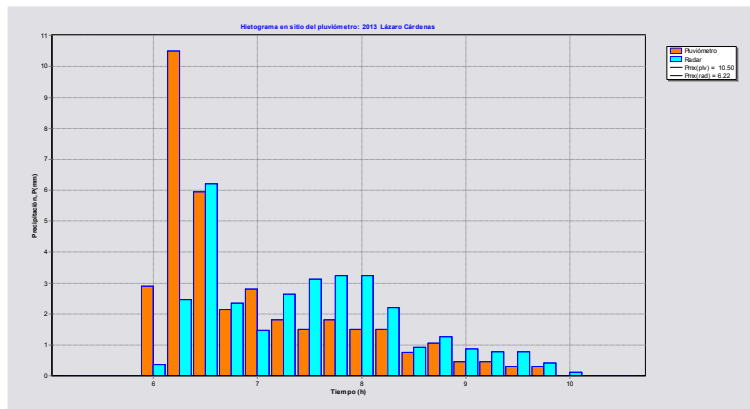
Estación Ingeniero Bautista



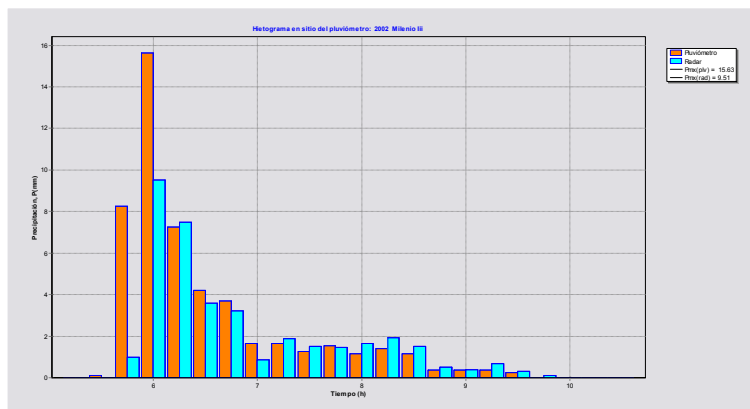
Estación Campo de Equitación



Estación Lázaro Cárdenas



Estación Milenio III



Estación San José el Alto

