



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

FACULTAD DE INGENIERÍA

"APLICACIÓN HIDROLÓGICA DE LOS RADARES
METEOROLÓGICOS"

TESIS

Como requisito para obtener el grado de

Doctor en Ingeniería

(Hidráulica)

Presenta

BALDEMAR MÉNDEZ ANTONIO

DIRECTOR DE TESIS

Dr. RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA



MÉXICO, D.F.

Noviembre 2005

A mi Madre y
su alma inquebrantable

Reconocimientos

Mi agradecimiento especial al Dr. Ramón Domínguez Mora por sus valiosos consejos, apoyo y guía que fueron muy importantes para la realización de esta tesis.

El nacimiento de esta tesis y gran parte de su desarrollo no hubiera sido posible sin el apoyo y motivación del Dr. Fernando J. González Villarreal a quién agradezco también sus consejos.

Al Dr. Carlos Cruickshank Villanueva quién me dio las bases para iniciar este proyecto.

Al Dr. Víctor Magaña Rueda por la amistad, apoyo y valiosos consejos que me fueron muy útiles para el desarrollo de este trabajo.

A los Dres. Oscar Fuentes Mariles, Michel Rosengaus Moshinsky y Jesús Gracia Sánchez por sus valiosos consejos que me guiaron durante el desarrollo de esta tesis.

Forman parte importante de esta tesis las aportaciones de Ernesto Caetano y Reinaldo Bonfil da Silveira a quienes agradezco su apoyo y amistad.

Mi aprecio personal a Víctor Franco por su amistad y apoyo en todo momento durante mi estancia en el Instituto de Ingeniería

Al Instituto de Ingeniería de la UNAM, principalmente a la Coordinación de Hidráulica.

INDICE

INTRODUCCIÓN	1
1. PRINCIPIOS DE RADAR	6
1.1. Generalidades	6
1.2. Tipos de radar	6
1.3. Sistema de radar	7
1.4. Ecuación del radar	8
1.4.1. Ecuación del radar para blancos puntuales	13
1.4.2. Ecuación del radar para un volumen de muestreo	15
1.5. Relación Z-R	17
1.6. Estimación Cuantitativa de la Precipitación	23
2. CALIBRACIÓN HIDROLÓGICA DEL RADAR	34
2.1. Métodos de Calibración	35
2.2. Criterios par la Obtención de la Relación <i>Z-R</i>	37
2.3. Calibración para la precipitación media en la cuenca del río Mixcoac	39
2.4. Calibración Hidrológica para el Distrito Federal	43
2.4.1. Calibración por Zonas Climáticas y Tipos de lluvias	44
2.4.2. Calibración utilizando un umbral para distinguir lluvias convectivas y estratiformes	47
2.4.3. Relación entre la Malla de Reflectividad <i>Z</i> del Radar y la Malla (interpolada) de Intensidades <i>R</i> del Pluviógrafo	49
2.4.4. Análisis de resultados	52
2.5. Conclusiones y recomendaciones	56
3. MODELOS HIDROLÓGICOS	76
3.1. Modelos de Parámetros Concentrados	80
3.2. Sistemas de Información Geográfica	81
3.2.1. Modelos Digitales de Elevación	83
3.3. Modelos de Parámetros Distribuidos	85
3.3.1. Modelos con bases físicas	88

3.3.2. Modelos Conceptuales	89
3.3.2.1. Modelos de Producción del Esgurrimento	90
3.3.2.1.1. Método del Número de Curva	93
3.3.3. Transferencia del Esgurrimento	98
3.3.3.1. Hidrograma Unitario de Clark Modificado	100
3.3.4. Variabilidad Espacial de la Precipitación	107
3.4. El HEC-HMS	113
3.4.1. Modelo de Cuenca	114
3.4.2. Modelo Meteorológico	116
3.4.3. Especificaciones de Control	117
3.5. Calibración del Modelo	117
4. APLICACIÓN DE LOS MODELOS HIDROLÓGICOS	118
4.1. Modelos de Parámetros Concentrados	118
4.1.1. Descripción de la cuenca de estudio y selección de las fechas de análisis	118
4.1.2. Determinación de las entradas al modelo	124
4.1.3. Determinación de la función de transferencia	130
4.1.4. Hidrogramas resultantes	131
4.2. Modelos de Parámetros Distribuidos	134
4.2.1. Introducción	134
4.2.2. Obtención de los Parámetros Hidrológicos a Partir de los Sistemas de Información Geográfica	135
4.2.2.1. Modelos Digitales de Elevación	137
4.2.2.2. Parámetros y archivos para el HEC-HMS	146
5. CONCLUSIONES	164
REFERENCIAS	172

ÍNDICE DE FIGURAS

- Fig. 1.1 Componentes del sistema de radar
- Fig.1.2 Emisión de energía del radar
- Fig.1.3 Distribución de la energía dentro del haz del radar (Fuente: Applications of Weather Radar System; Collier, 1996)
- Fig.1.4 Esquema de la energía radiada y reflejada por una gota (Sanchez-Diezma, 2003)
- Fig 1.5 Modificación por atenuación de los perfiles de una tormenta con la distancia d para diferentes longitudes de onda con diferentes intensidades de lluvia R (Fuente: WMO, 1985, Technical Report No. 181)
- Fig.1.6 Influencia de los diámetros de las gotas de lluvia en la estimación de la reflectividad
- Fig.1.7 Área de análisis para el método de Coincidencia de Distribuciones de Probabilidad en Ventanas
- Fig. 1.8 Modo de polarización horizontal y vertical de la las ondas de propagación
- Fig. 1.9 Forma de las gotas de agua con respecto a su tamaño (Pruppacher and Klett 1997)
- Fig. 1.10 Fase diferencial correspondiente a un volumen de resolución localizado a r_1 y r_2
- Fig. 2.1 Red pluviográfica utilizada para el análisis y zona de influencia del radar
- Fig. 2.2 Radares meteorológicos operados por Servicio Meteorológico Nacional
- Fig. 2.3 Localización del pluviógrafo en relación con la malla de celdas de 3 x 3 del radar
- Fig 2.4 Comparación de lluvias estimadas con píxeles de 1 x 1 km, con píxeles de 4 x 4 km y con pluviógrafos
- Fig. 2.5 Zonas climáticas propuestas para el Distrito Federal
- Fig. 2.6 Área de análisis de cada tormenta, definida por la isoyeta de 10 mm para la tormenta del 2 de junio de 1997
- Fig. 2.7 Calibraciones para distintos tipos de tormentas: a) Convectiva-Zona1, b) Estratiforme-Zona1, c) Convectiva-Zona2 y d) Estraiforme-Zona2
- Fig. 2.8 Determinación del umbral de z (dBZ), suponiendo $R = 10$ mm/h
- Fig. 2.9 Malla de celdas de 1 x 1 km utilizadas para datos de radar y de pluviógrafos

- Fig. 2.10 Curvas masa de cada una de las tormentas estimadas
- Fig.2.11a Tormenta acumulada del 23 de Septiembre de 1995 (15:00-18:45).
- Fig. 2.11b Tormenta acumulada del 14 de Junio de 1996 (19:00-24:00)
- Fig. 2.11c Tormenta acumulada del 18 de Junio de 1996 (17:30-23:00)
- Fig. 2.11d Tormenta acumulada del 13 de Julio de 1996 (18:00-20:15)
- Fig. 2.11e Tormenta acumulada del 15 de Agosto de 1996 (18:30-22:15)
- Fig. 2.11f Tormenta acumulada del 01 de Septiembre de 1996 (15:15-17:00)
- Fig. 2.11g Tormenta acumulada del 19 de Septiembre de 1996 (16:15-18:00)
- Fig. 2.11h Tormenta acumulada del 2 de Junio de 1997 (19:00-22:15)
- Fig. 2.11i Tormenta acumulada del 15 de Julio de 1997 (16:45-18:45)
- Fig. 2.11j Tormenta acumulada del 16 de Septiembre de 1998 (00:45-05:45)
- Fig. 2.11k Tormenta acumulada del 26 de Septiembre de 1998 (19:00-05:45)
- Fig. 2.11m Tormenta acumulada del 27 de Septiembre de 1998 (15:45-18:45)
- Fig. 2.12 Tormenta del 1 de Septiembre de 1996
- Fig. 2.13 Tormenta del 14 de junio de 1996
- Fig. 2.14 Localización de la estación Desierto de los Leones en la cuenca Mixcoac
- Fig. 3.1 Efecto de la forma de la cuenca sobre el histograma Tiempo-Área (Fuente: Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff; Kull D. W. and Feldman A. D., 1998)
- Fig. 3.2 Isócronas (a) e histograma Tiempo-Área (b) para una cuenca (Fuente: Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. Saghafian B., Julien P. Rajaie H, 2002)
- Fig. 3.3 Modelo Conceptual del Método de Clark para parámetros concentrados (Fuente: Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff; Kull D. W. and Feldman A. D., 1998)
- Fig. 3.4 Modelo de escurrimiento directo conceptual ModClark para parámetros distribuidos (Fuente: Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff; Kull D. W. and Feldman A. D., 1998)
- Fig. 3.5 Cálculo del coeficiente de atenuación por almacenamiento (R)
- Fig. 3.6 Técnica de los 8 puntos vecinos para delinear las subcuencas y corrientes
- Fig. 3.7 Parteaguas, corrientes y localización de la salida de la cuenca del río Mixcoac

- Fig. 3.8 Distribución espacial de la lluvia en la cuenca de análisis
- Fig. 3.9 Distribución espacial del coeficiente de escurrimiento C_e de la cuenca
- Fig. 3.10 Distribución de las elevaciones en la cuenca
- Fig. 3.11 Ventana principal del HEC-HMS
- Fig. 4.1 Localización de la cuenca del río Mixcoac y áreas de influencia de estaciones determinadas con el método de los polígonos de Thiessen
- Fig. 4.2 Mapa de elevaciones del Distrito Federal
- Fig. 4.3 Vegetación predominante sobre el Distrito Federal (Fuente: INEGI)
- Fig. 4.4 Patrón de clima en el Distrito Federal (Fuente: INEGI)
- Fig. 4.5 Precipitaciones medias anuales en el Distrito Federal (Fuente: INEGI)
- Fig. 4.6 Precipitación efectiva obtenida a partir de datos del radar meteorológico
- Fig. 4.7 Precipitación efectiva obtenida con pluviógrafos
- Fig. 4.8 Hidrogramas Unitarios estimados a partir de datos de radar y de pluviógrafos
- Fig. 4.9 Hidrogramas de escurrimientos observados y estimados con radar y pluviógrafos
- Fig. 4.10 Representación ráster de datos espaciales
- Fig. 4.11 Curvas de nivel de la zona poniente del D. F. y cuenca digitalizada del río Mixcoac
- Fig. 4.12 Modelo Digital de Elevación de la zona poniente del D. F. y localización de la cuenca digitalizada del río Mixcoac
- Fig. 4.13 Celda deprimida que ocasiona la interrupción del flujo
- Fig. 4.14 Pendiente entre celdas vecinas
- Fig. 4.15 Determinación de la dirección del flujo de la red de corrientes con el MDE
- Fig. 4.16 Acumulación del flujo sobre la red de corrientes
- Fig. 4.17 Acumulación del flujo en la malla de la zona de estudio
- Fig. 4.18 Delineación de las corrientes a partir de un umbral de 300 celdas de aporte
- Fig. 4.19 Separación de la red de corrientes en tramos de corrientes
- Fig. 4.20 Subcuencas o áreas de captación de cada tributario
- Fig. 4.21 Delimitación de la cuenca del río Mixcoac a partir del MDE
- Fig. 4.22 Comparación entre parteaguas y corrientes digitalizadas y estimadas
- Fig. 4.23 Mapa de la cuenca del río Mixcoac con sus elementos hidrológicos
- Fig. 4.24 Malla sobrepuesta sobre la cuenca
- Fig. 4.25 Intercepción de la malla sobre la cuenca

- Fig. 4.26 Mapa de Tipo Hidrológico de Suelo de la Zona del Poniente
- Fig. 4.27 Mapa de Uso de Suelo de la Zona Poniente
- Fig. 4.28 Número de Curva de los suelos en la cuenca del río Mixcoac
- Fig. 4.29 Base de datos con los parámetros hidrológicos en cada celda
- Fig. 4.30 Zona de estudio, acorde con la malla del sistema de coordenadas SHG
- Fig. 4.31 Matrices de precipitación del 23 de agosto de 1998
- Fig. 4.32 Hidrograma de salida para la tormenta del 28 de julio de 1998, utilizando la ecuación de Calibración
- Fig. 4.33 Hidrograma de salida para la tormenta del 23 de agosto de 1998, utilizando la ecuación de Calibración
- Fig. 4.34 Hidrograma de salida para la tormenta del 28 de julio de 1998, utilizando la ecuación de Marshall-Palmer
- Fig. 4.35 Hidrograma de salida para la tormenta del 23 de agosto de 1998, utilizando la ecuación de Marshall-Palmer
- Fig. 5.1 Curva masa promedio de la tormenta del 28 de julio de 1998 para: a) sin ajuste y b) ajustada
- Fig. 5.2 Precipitación estimada sobre la cuenca del río Mixcoac con: a) pluviógrafo, b) calibración zona 2 antes del ajuste y c) calibración zona 2 después del ajuste

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1	Bandas, frecuencias y longitudes de onda empleadas por los radares (Rinehart, 1994)
Tabla 1.2	Estimación de la reflectividad y la intensidad de lluvia para una muestra de 100 gotas de diferentes diámetros dentro de un volumen unitario
Tabla 1.3	Intensidades de lluvia obtenidas a partir de los parámetros Z y D
Tabla 2.1	Tormentas analizadas para la calibración en la cuenca del río Mixcoac
Tabla 2.2	Fechas seleccionadas para análisis y calibración.
Tabla 2.3	Factor de ajuste para las diferentes tormentas que registraron lluvia en la estación 56 (Desierto de los Leones)
Tabla 2.4	Factor de ajuste para las diferentes tormentas que registraron lluvia en la estación 56 (Desierto de los Leones). Se omiten las tormentas que registraron menos de 10 mm en el Pluviógrafo
Tabla 3.1	Clasificación de suelos (Fuente: Manual de diseño de obras civiles, CFE. A.1.4. Pérdidas. 1980)
Tabla 3.2	Cobertura de suelo (Fuente: Manual de diseño de obras civiles, CFE. A.1.4. Pérdidas. 1980)
Tabla 3.3	Volumen de escurrimiento directo suponiendo dos distribuciones espaciales de la misma lluvia total
Tabla 3.4	Métodos del Modelo de Cuenca
Tabla 3.5	Métodos del Modelo Meteorológico
Tabla 4.1	Precipitaciones medias mensuales sobre el Distrito Federal (Fuente: INEGI)
Tabla 4.2	Definición de la Malla Hidrológica Estándar
Tabla 4.3	Atributos de los tipos hidrológicos del suelo
Tabla 4.4	Parámetros resultantes para cada una de las tormentas

INTRODUCCIÓN

Los modelos hidrológicos, definidos como una simplificación de un sistema natural, tal como el proceso lluvia-escorrentamiento y sus componentes sobre una cuenca, se han utilizado con el fin de prevenir, ante la ocurrencia de lluvias intensas sobre una zona, el aumento del escurrimiento en una red de corrientes. Este aumento, conocido como avenida, puede alcanzar eventualmente grandes magnitudes, provocar daños materiales en zonas aledañas a los ríos y, en ocasiones, la pérdida de vidas humanas. Para diseñar medidas de prevención o mitigación de los daños causados por las avenidas, es necesario contar con instrumentos que permitan medir la lluvia y, mediante los modelos, predecir su evolución en el tiempo y probabilidad de ocurrencia.

Los modelos hidrológicos pueden ser de parámetros concentrados o distribuidos, dependiendo del esquema de discretización espacial utilizado para describir las características de las cuencas, y estar fundamentados en bases físicas o conceptuales, dependiendo del grado de analogía matemática empleada en su análisis.

Debido a la escasez de información espacial de los parámetros hidrológicos sobre las cuencas, tradicionalmente se han utilizado en México los modelos de parámetros concentrado que simplifican los procesos que ocurren dentro de la cuenca, al suponer la respuesta de ésta como lineal y promediando los parámetros más importantes. Lo

anterior tiene la desventaja de tener poco fundamento físico y de generar información sobre la respuesta de la cuenca sólo hasta la salida, sin tomar en cuenta lo que ocurre en su interior, como el comportamiento espacial de la tormenta y su interrelación con las características de los distintos zonas de la cuenca (pendiente, uso y tipo de suelo, etc.).

En cambio, los modelos hidrológicos de parámetros distribuidos han sido escasamente estudiados y muy poco aplicados, con la consecuencia de que se conoce poco del comportamiento hidrológico a escala regional, sobretodo en zonas pobremente instrumentadas, pues la mayoría de los estudios y líneas de investigación se han enfocado sólo a las cuencas experimentales bien instrumentadas.

La llegada de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y los modelos numéricos de terreno, así como el incremento en la capacidad de almacenamiento y la velocidad de cálculo de las computadoras, han ayudado a desarrollar modelos que ya toman en cuenta la variación espacial de las características de la cuenca. Sin embargo, estos modelos deben considerarse solamente como semidistribuidos porque están alimentados con mediciones de redes de pluviógrafos que no son capaces de captar con suficiente resolución la variabilidad espacial de la lluvia.

Una alternativa atractiva para superar este problema es el empleo de los radares meteorológicos pues uno de sus atributos más valiosos es el de estimar la lluvia con una excelente resolución espacial comparada con la de los pluviógrafos por lo que su empleo en la modelación distribuida es una consecuencia lógica de este potencial.

Además, los radares meteorológicos ofrecen ventajas únicas; las más evidentes son:

- Permiten obtener una zona tridimensional continua de eventos de precipitación
- Estimaciones de lluvia en intervalos cortos de tiempo
- Tienen radios de cobertura de hasta 120 km, para fines hidrológicos
- Alta resolución espacial

Aunque en México los radares meteorológicos no han sido empleados con fines hidrológicos, algunos países desarrollados han iniciado el uso de esta poderosa herramienta en el campo de la modelación distribuida. La adaptación de los datos del radar a la modelación hidrológica distribuida no ha sido fácil ya que se requiere del empleo de técnicas poco utilizadas en el campo de la ingeniería hidrológica; es decir, el radar meteorológico ha sido un instrumento más empleado en el campo de la Meteorología que en el de la Hidrología.

Por otra parte, para la aplicación de los modelos distribuidos se requiere del empleo de Sistemas de Información Geográfica para el procesamiento de la información espacial de forma georeferenciada y modelos digitales de elevación para estudiar el proceso de traslado del escurrimiento. La unión de estos campos del conocimiento ha hecho que abordar el tema no sea una tarea fácil. Sin embargo, se considera necesario el desarrollo de estudios que consideren la variabilidad espacial de las propiedades fisiográficas de las cuencas y de los campos de lluvia dentro de ella.

La principal aportación de la presente tesis, por tanto, consiste en el desarrollo de una metodología que utilice datos de precipitación estimados con radar para su empleo en un modelo hidrológico de parámetros distribuidos. De esta forma, se eliminan las desventajas de los modelos de parámetros concentrados y se aprovecha integralmente las ventajas que ofrecen los Sistemas de Información Geográfica. Adicionalmente, los resultados obtenidos muestran que la metodología desarrollada puede emplearse en regiones con escasa o nula instrumentación pluviográfica y que además puede usarse con fines operativos para pronósticos de avenidas y de prevención de desastres en zonas de alto riesgo, para lo cual se propone el uso de un modelo de parámetros distribuidos que, sin abandonar las características fisiográficas espaciales de la cuenca, consume poco tiempo de cómputo en la simulación del modelo lluvia-escurrimiento, dando margen para dar aviso a las poblaciones afectadas y operar eficientemente la infraestructura hidráulica.

En el capítulo 1 de esta tesis se presentan los principios básicos de los radares meteorológicos. Se describen algunos conceptos fundamentales de lo que son los sistemas de radar, la ecuación del radar, los principios de la relación entre la reflectividad estimada por el radar Z y la intensidad de la lluvia R medida con los

pluviógrafos (relación $Z-R$). También se mencionan algunos de los métodos más empleados para la obtención de esta relación.

El empleo de datos de lluvias de radar, requiere de la calibración de estos datos para su empleo en la modelación hidrológica. Para la obtención de esta calibración se aprovechó la densa red de pluviógrafos de la antigua Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica del Distrito Federal y el radar meteorológico del cerro La Catedral, que cubre esta misma zona. Los diferentes criterios o métodos de calibración hidrológica, así como sus resultados, se presentan en el capítulo 2.

En el capítulo 3 se presentan los fundamentos conceptuales de la modelación hidrológica distribuida, así como los principios de la modelación integrada (modelos hidrológicos y GIS), los cuales representan una opción para la mejor comprensión del comportamiento hidrológico y su modelación espacio-temporal, especialmente para propósitos operativos y se describen también los fundamentos del modelo HEC-HMS que fue el empleado para la modelación distribuida.

La aplicación de los dos tipos de modelos hidrológicos en la modelación lluvia-escurrimiento se presenta en el capítulo 4: uno de parámetros agregados, que utiliza el concepto del hidrograma unitario instantáneo, y uno de parámetros distribuidos, el cual hace uso de dos submodelos, el submodelo del Número de Curva para la producción del escurrimiento y el de Clark Modificado para su transferencia o traslado. El método de parámetros concentrados se utilizó para ver la bondad del uso de datos de lluvia de radar en la modelación hidrológica al compararlo con el hidrograma unitario determinado a partir de datos de precipitación de pluviógrafos. Para el modelo distribuido se empleó la malla de celdas o formato ráster ya que se les puede aplicar un álgebra matricial bastante sencilla con fines de programación.

En la aplicación de los modelos se empleó la cuenca experimental del río Mixcoac que cuenta con datos de escurrimientos observados para su comparación con los simulados con los modelos hidrológicos.

Finalmente, en el capítulo 5 se presentan las principales conclusiones derivadas del desarrollo de este trabajo. En particular se destaca que se logró desarrollar un

procedimiento operativo que permite modelar adecuadamente las relaciones lluvia-escorrentía tomando en cuenta la variabilidad espacial de la lluvia, estimada a partir de datos de radar, y de las características fisiográficas de la cuenca.

1. PRINCIPIOS DE RADAR

1.1 Generalidades

El radar fue desarrollado durante la Segunda Guerra Mundial como un medio para detectar y rastrear aeronaves y barcos. Desde 1945 el radar se ha convertido en un instrumento meteorológico indispensable no sólo para los investigadores sino también para los meteorólogos involucrados en la observación diaria del estado del tiempo. El radar es particularmente valioso en la detección, rastreo y pronóstico de tormentas severas; tormentas que causan grandes daños provocados por avenidas súbitas, tornados o huracanes. Además, ya que el radar puede medir precipitaciones sobre grandes áreas, se ha convertido en una herramienta muy útil para los hidrometeorólogos e hidrólogos.

La mayoría de los radares meteorológicos son del tipo pulsante, los cuales transmiten pulsos de energía electromagnética de muy corta duración (μs). La antena del radar transmite esta energía concentrándola en un haz muy angosto (1°). Los objetos que interceptan esta energía la dispersan en todas direcciones, regresando una pequeña porción hacia la antena. En el intervalo de tiempo entre pulso y pulso la señal reflejada por el objeto

o blanco se detecta y amplifica en el receptor del radar y se presenta para su observación en varias pantallas u otros dispositivos de registro (Ridenour, 1965). El tiempo transcurrido entre la emisión del pulso y la recepción de la señal reflejada se emplea para determinar la distancia del blanco ya que la velocidad a la que viaja la energía electromagnética en ambos sentidos es igual a la de la luz. La antena gira tanto en azimut como en elevación para determinar la posición y altura del blanco (Figura 1.1).

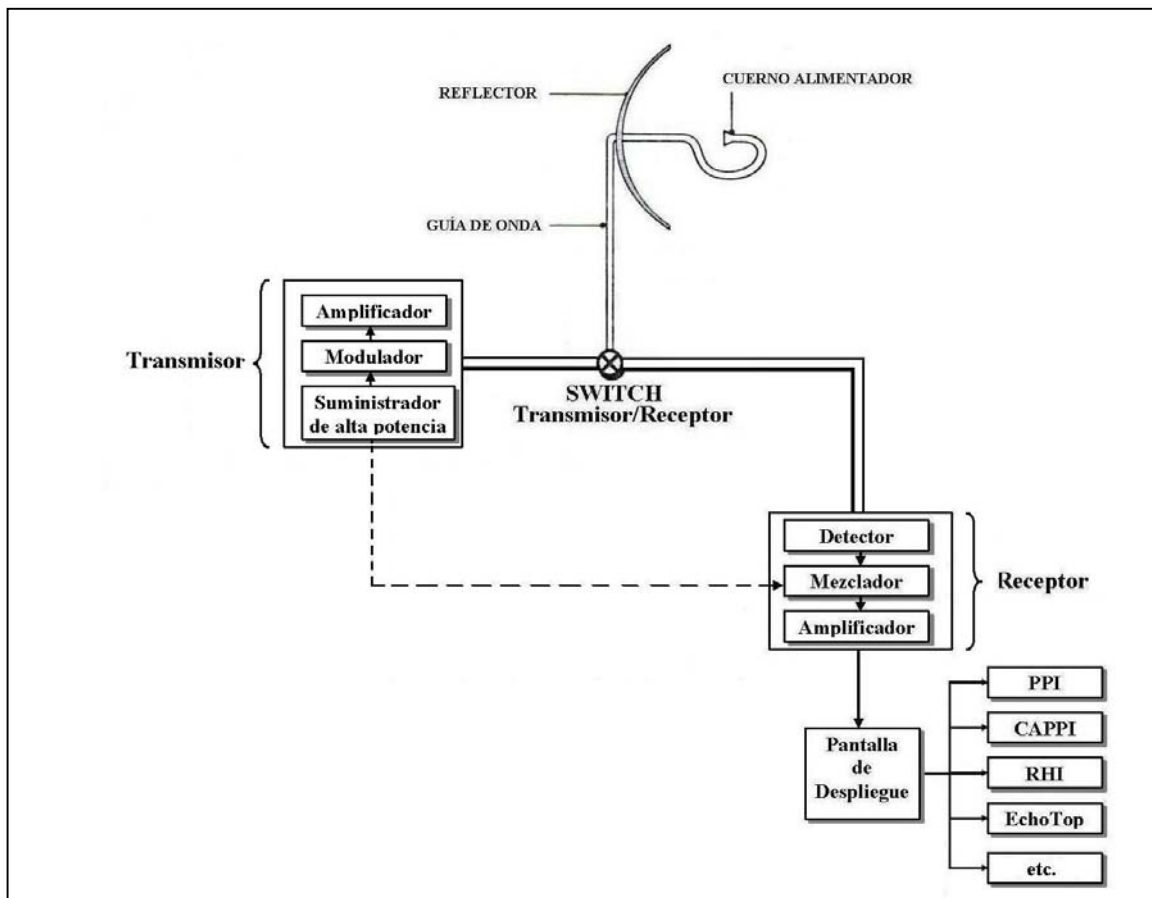


Fig. 1.1 Componentes del sistema de radar

1.2 Tipos de radar

Desde el punto de vista de su funcionamiento los radares pueden clasificarse en coherentes y no-coherentes. En los radares coherentes existe un cambio de frecuencia entre la señal recibida en el instante t y la recibida en el instante $t + 1$ que depende de la velocidad con la

que se mueve un objeto lo cual permite determinar las velocidades radiales de los vientos y de caída de las partículas. Este efecto se conoce como Doppler y, a los radares que son capaces de emplear este modo de funcionamiento se les llama radares Doppler. Con este tipo de radares, además de la reflectividad, se puede obtener el campo de vientos asociados con tormentas convectivas (SRH, sin fecha)

En los radares no-coherentes no existe la detección del cambio de frecuencia entre señales, por lo que sólo pueden obtenerse la posición (dirección y distancia) del blanco observado, con respecto al radar, y su reflectividad. La tendencia es que los radares meteorológicos modernos posean ambas características por lo que los radares que se construyen actualmente son del tipo coherente y pueden funcionar tanto en modo Doppler como en modo de reflectividad.

Los radares también se diseñan para fines específicos por lo que una segunda clasificación puede estar de acuerdo con su modo de empleo. En esta clasificación se tienen los radares meteorológicos, en aeropuertos, perfiladores de viento, etc. (Battan, 1973).

1.3 Sistema de radar

El radar no es un solo instrumento, sino que es un conjunto de dispositivos que trabajan como un todo y recibe el nombre de sistema de radar o simplemente radar. Está compuesto por el transmisor; el cual produce un pulso con una potencia y una frecuencia definida por el radar; la antena que irradia la señal e intercepta la señal reflejada; el receptor, que detecta, amplifica y transforma la señal recibida y la envía a la pantalla de despliegue; una guía de onda por donde viaja la señal desde el transmisor hasta el cuerno alimentador y la antena; un switch transmisor/receptor que cierra la señal del transmisor cuando el receptor está operando y lo protege de las altas potencias enviadas por el transmisor y de la misma forma se cierra a la señal del receptor cuando el radar está en modo de transmisión. El conjunto de dispositivos descrito anteriormente representa el hardware del radar (Fig. 1.1).

1.4 Ecuación del radar

El principio de funcionamiento del radar meteorológico es el de emitir a través de una antena un pulso de energía electromagnética de duración τ (del orden de μs) con ondas cuya longitud de onda λ es del orden de centímetros (Fig. 1.2). La energía se concentra en un haz que toma una forma cónica por efecto de la difracción, en cuyo interior la energía no se distribuye de forma uniforme sino en forma de lóbulo con un patrón Gaussiano (Fig. 1.3). Debido a que no es posible confinar toda la energía en dicho cono, una parte escapa fuera de él. Como resultado, la energía emitida se distribuye en forma de un lóbulo central, el cual contiene la mayor parte de la energía y una serie de lóbulos secundarios de menor energía llamados “lóbulos laterales” (Fig. 1.3).

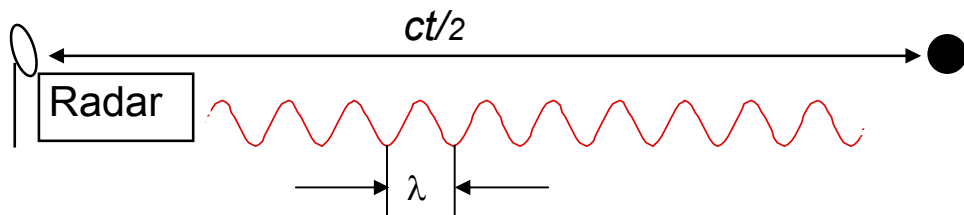


Fig. 1.2 Emisión de energía del radar

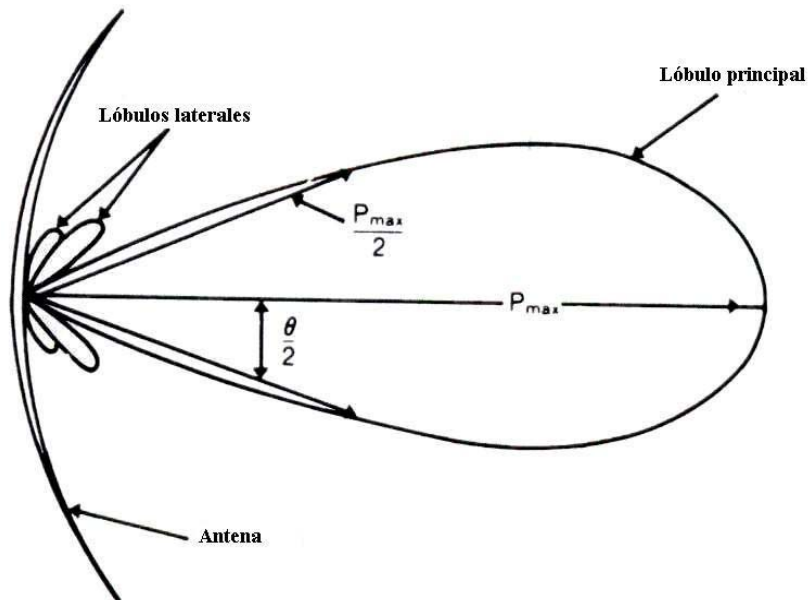


Fig. 1.3 Distribución de la energía dentro del haz del radar (Fuente: Applications of Weather Radar System; Collier, 1996)

Cuando la energía radiada por el radar es interceptada por un blanco, se dispersa en todas direcciones (Fig. 1.4) de tal manera que una fracción es devuelta en dirección del radar y captada por el receptor. La distancia al blanco se obtiene registrando el tiempo transcurrido entre la emisión del pulso y la recepción de la señal de retorno sabiendo que la energía viaja a la velocidad de la luz (Fig. 1.4). Es decir, si el tiempo de viaje entre la señal de salida y la de recepción es t , entonces el tiempo de viaje de la señal hasta que choca con el blanco meteorológico es $t/2$. Si la señal viaja a la velocidad de la luz c , entonces la distancia d entre el radar y el blanco es igual a

$$d = ct/2$$

La ecuación del radar relaciona el alcance de la señal del radar con las características del transmisor, receptor, antena, blanco y su entorno atmosférico. Esto es útil no sólo para determinar su máximo alcance sino también para entender su forma de operar y con fines de diseño.

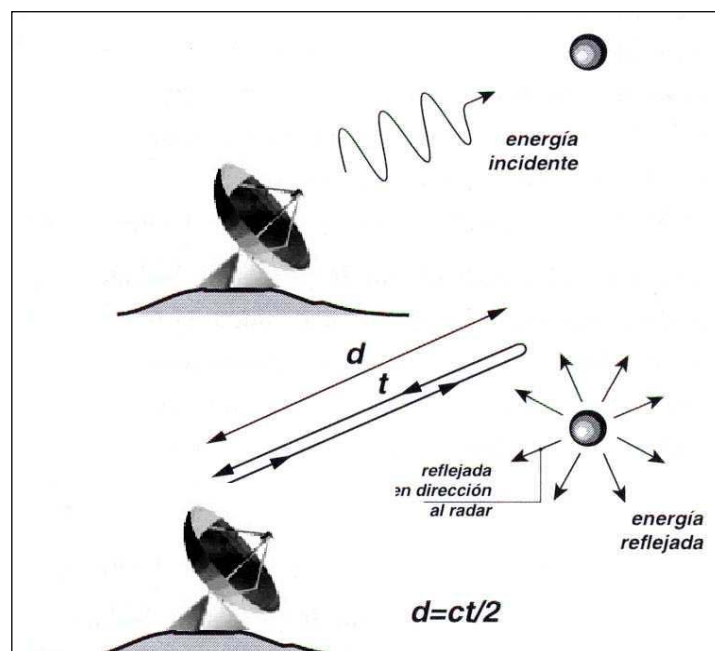


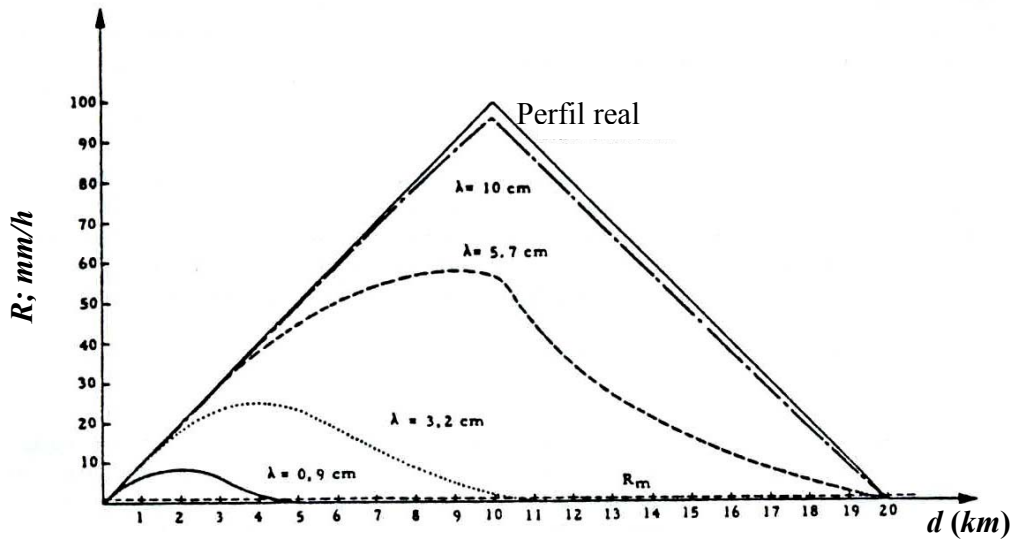
Fig. 1.4 Esquema de la energía radiada y reflejada por una gota (Sanchez-Diezma, 2003)

Otros de los parámetros más importantes del radar son su frecuencia y su longitud de onda. Que están relacionados mediante la ecuación

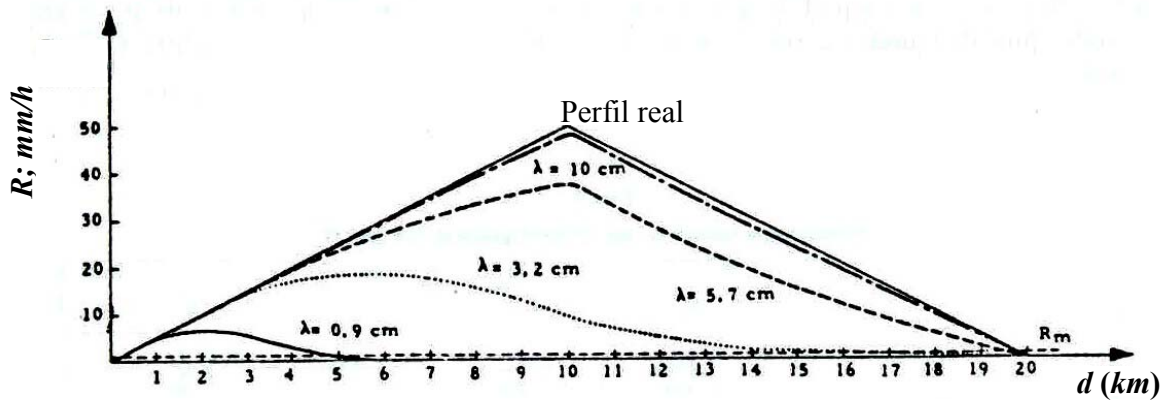
$$f = \frac{c}{\lambda}$$

donde f es la frecuencia, en ciclos/segundo, c es la velocidad de la luz, en m/s, y λ es la longitud de onda, en metros. El uso de diferentes longitudes de onda es útil para detectar objetos en la atmósfera de diferentes formas y tamaños. Entre más corta sea la longitud de onda, el radar detectará objetos más pequeños, como rocío o gotas pequeñas de nubes pero con la desventaja de que gran parte de la energía es absorbida por esas partículas, lo que hace que se pierda la señal a cortas distancias del radar, haciendo difícil la detección de blancos más allá de estas distancias límites. A este proceso de pérdida de señal se le conoce por atenuación. Consecuentemente, entre mayor sea la longitud de onda, menor es la pérdida por atenuación.

La atenuación se define como la reducción de intensidad de la onda electromagnética a lo largo de su ruta (Collier, 1996) ya que la radiación electromagnética que pasa a través de cualquier medio, reduce su potencia en una cantidad que depende del tipo y densidad del material que atraviesa el haz. La Tabla 1.1 muestra las diferentes bandas empleada por los radares, su frecuencia y longitud de onda (Rinehart, 1994). Generalmente los radares meteorológicos emplean las bandas X ($\lambda = 3$ cm), C ($\lambda = 5.6$ cm) y S ($\lambda = 10$ cm). Con una longitud de onda de 10 cm la atenuación por lluvia es despreciable pero para longitudes de onda de 3 y 5.6 cm. se llega a tener serios efectos. En la Figuras 1.5a y 1.5b se muestra el perfil espacial de dos tormentas sintéticas (la primera más intensa que la segunda) y la atenuación que sufren con respecto a la longitud de onda y a la distancia (WMO, 1985). Como se observa en esta figura, entre más intensa es la tormenta (Fig. 1.5a), mayor es la atenuación.



a)



b)

Fig 1.5 Modificación por atenuación de los perfiles de una tormenta con la distancia d para diferentes longitudes de onda con diferentes intensidades de lluvia R (Fuente: WMO, 1985, Technical Report No. 181)

Tabla 1.1 Bandas, frecuencias y longitudes de onda empleadas por los radares (Rinehart, 1994)

Banda	Frecuencia	Longitud de onda
HF	3-30 MHz	100-10 m
VHF	30-300 MHz	10-1 m
UHF	300-1000 MHz	1-0.3 m
L	1-2 GHz	30-15 cm
S	2-4 GHz	15-8 cm
C	4-8 GHz	8-4 cm
X	8-12 GHz	4-2.5 cm
K _u	12-18 GHz	2.5-1.7 cm
K	18-27 GHz	1.7-1.2 cm
K _a	27-40 GHz	1.2-0.75 cm
mm	40-300 GHz	7.5-1 mm

1.4.1 Ecuación del radar para blancos puntuales

Para desarrollar la ecuación del radar es conveniente considerar primero una antena isotrópica que irradia la energía uniformemente en todas direcciones con una potencia P_t . Esta potencia transmitida se distribuye, alejándose del radar a la velocidad de la luz, formando una esfera de energía de radio r . La densidad de potencia S (potencia por unidad de área) es la potencia transmitida P_t dividida entre el área de la superficie esférica

$$S = \frac{P_t}{4\pi r^2} \quad (1.1)$$

Cuando se emplea una antena no isotrópica, la cantidad de potencia a lo largo del eje es mayor de la que sería, a la misma distancia, si se empleara un radiador isotrópico. A esto se le llama ganancia de la antena (g) y es una medida del grado de concentración de la potencia en una dirección y se expresa como:

$$g = \frac{P_t}{P_i} \quad (1.2)$$

donde P_i es la potencia de la antena isotr3pica

La densidad de potencia S' transmitida por un radiador direccional (no isotr3pico) es entonces

$$S' = Sg = \frac{P_t g}{4\pi^2} \quad (1.3)$$

y la potencia P_σ interceptada por un blanco de secci3n transversal σ es

$$P_\sigma = \frac{P_t g \sigma}{4\pi^2} \quad (1.4)$$

Al incidir la energ3a en el blanco, 3ste irradia la energ3a interceptada hacia todas direcciones, parte de ella hacia el radar. La cantidad de energ3a detectada por el radar esta dada por

$$P_r = \frac{P_\sigma A_e}{4\pi^2} = \frac{P_t g \sigma A_e}{16\pi^2 r^4} \quad (1.5)$$

donde A_e es el 3rea efectiva de la antena receptora, la cual puede expresarse en t3rminos de la ganancia y longitud de onda del radar seg3n la teor3a de antenas (Levanon, 1988):

$$A_e = \frac{g \lambda^2}{4\pi} \quad (1.6)$$

Finalmente la ecuaci3n queda como

$$P_r = \frac{P_t g^2 \lambda^2 \sigma}{64\pi^3 r^4} \quad (1.7)$$

donde σ está en función del tamaño, forma y tipo de material del hidrometeoro. La ecuación 1.7 es válida sólo cuando los diámetros de gotas son bastantes menores a la longitud de onda λ del radar. Este criterio generalmente se cumple cuando la precipitación es líquida.

1.4.2 Ecuación del radar para un volumen de muestreo

Cuando un radar dirige su señal hacia un punto, dentro del volumen de muestreo tomado por el radar generalmente se encuentra más de una gota, por lo tanto, la energía que retorna al radar viene de todos los blancos individuales iluminados por el radar.

El área total de la sección transversal reflejada por el hidrometeoro, se expresa matemáticamente como la suma de todas las áreas transversales retrodispersadas

$$\sigma_t = \sum_{i=1}^n \sigma_i \quad (1.8)$$

donde la suma se lleva a cabo sobre todas las n partículas dentro del volumen de muestreo.

La relación entre la ganancia g y el ancho del haz de una antena circular está dada por

$$g = \frac{\pi^2}{\theta^2} \quad (1.9)$$

donde θ es el ancho de apertura del haz del radar y σ , relacionada con la forma y tamaño de las gotas y la longitud de onda del radar, está dada por la teoría de Rayleigh (Doviak, 1984)

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (1.10)$$

donde $|K|^2$ es el índice de refracción de los meteoros, ya sean agua o hielo, y D es su diámetro. La suma de las secciones transversales de los blancos dentro de un volumen unitario resulta

$$\sigma_t = \frac{\pi r^2 \theta^2 h}{16 \ln 2} \sum_{VU} \sigma_i \quad (1.11)$$

donde h es la longitud del volumen de muestreo y se agrega una corrección $(2 \ln 2)$, propuesta por Probert-Jones (1962) para considerar la distribución de la energía dentro del haz del radar (ver Fig. 1.3).

Por lo anterior, la ecuación del radar para un volumen de muestreo es

$$P_r = \frac{P_t g^2 \lambda^2 \theta^2 h}{1024 \ln(2) \pi^2 r^2} \sum \frac{\pi^5 |K|^2 D_i^6}{\lambda^4} = \frac{\pi^3 P_t g^2 \theta^2 h |K|^2 \sum D_i^6}{1024 \ln(2) \lambda^2 r^2} \quad (1.12)$$

Si se toma en cuenta la atenuación l y el parámetro Z se define como

$$Z = \int_0^\infty N(D) D^6 dD = \sum D_i^6$$

donde Z es el factor de reflectividad en un volumen unitario en mm^6/m^3 , $N(D)$ representa el número de gotas dentro con diámetros comprendidos entre D y $D + \Delta D$, la ecuación del radar queda finalmente como

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t g^2 \theta^2 h |K|^2 l Z}{1024 \ln(2) \lambda^2 r^2} \quad (1.13)$$

En la anterior ecuación algunas variables están asociadas a las propiedades del radar, las cuales son constantes, y otras a las de los hidrometeoros; si se agrupan las variables asociadas al radar en una constante C , la ecuación anterior puede escribirse como

$$P_r = \frac{C|K|^2 l Z}{r^2} \quad (1.14)$$

Esta última es la ecuación del radar para blancos meteorológicos que caen dentro del volumen de muestreo de su haz y la variable C es conocida como la constante del radar. El factor de reflectividad Z depende del tipo de lluvia, de las condiciones climáticas del sitio donde esté colocado el radar, de la densidad y distribución de los tamaños de gotas dentro del volumen de muestreo. Despejando la reflectividad Z de la ecuación anterior queda como

$$Z = \frac{r^2 P_r}{C|K|^2 l} \quad (1.15)$$

1.5 RELACIÓN Z-R

La intensidad de la lluvia R se define como el volumen de precipitación que atraviesa en su caída una superficie horizontal por unidad de área y por unidad de tiempo. Sus unidades generalmente se dan en mm/h.

De la misma manera con la que se dedujo la ecuación del radar, para determinar la relación entre la reflectividad que detecta el radar dentro de sus volúmenes de muestreo y la intensidad de la lluvia (relación Z-R), es conveniente analizar primero la contribución de una sola gota a ambas cantidades (reflectividad e intensidad) en un volumen unitario de aire.

En la ecuación del radar, la reflectividad Z de una gota de agua, es igual al diámetro de la gota elevado a la sexta potencia, es decir

$$Z_j = D_j^6 \quad (1.24)$$

donde el subíndice j indica que corresponde a la j -ésima gota. La contribución de una sola gota a la intensidad de lluvia es

$$R_j = V_j W_j \quad (1.25)$$

donde

V_j volumen de la gota en m^3
 W_j velocidad terminal de caída de la gota en m/s

Si se supone una gota totalmente esférica

$$R_j = \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_j}{2} \right)^3 W_j = \frac{\pi}{6} D_j^3 W_j \quad (1.26)$$

Si se considera un volumen de muestreo unitario VU , con más de una gota presente dentro de él, se obtiene la reflectividad Z

$$Z = \sum_{VU} D_j^6 \quad (1.27)$$

y la intensidad de lluvia R como

$$R = \frac{\pi}{6} \sum_{VU} D_j^3 W_j \quad (1.28)$$

Si se supone la distribución de tamaños que caen en intervalo de tamaños de gotas, entonces se utiliza la función $N(D)$ o números de gotas con diámetros comprendidos entre D y $D + \Delta D$ por unidad de volumen de muestreo. La intensidad R , en mm/h , dentro de este volumen está dada entonces por

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} N(D) D^3 W(D) dD \quad (1.29)$$

y la reflectividad Z (mm^6/m^3) por

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (1.30)$$

Donde los límites de la integral son los diámetros máximos y mínimos presentes en el volumen considerado

Lo importante de las ecuaciones obtenidas anteriormente es la identificación de la relación entre la reflectividad Z , la intensidad de lluvia R y la velocidad terminal de caída W_t . Los tres parámetros anteriores están relacionados por medio de la distribución de tamaños de gotas por lo que su determinación depende fuertemente de la estimación de dicha distribución dentro de un volumen de muestreo. Desafortunadamente, esta distribución de tamaños de gotas es desconocida, por lo que se hace necesario recurrir a relaciones empíricas de la forma

$$Z = AR^b \quad (1.31)$$

donde A y b son constantes empíricas obtenidas a partir del ajuste del conjunto de pares de puntos Z - R para una o varias tormentas. Una de las relaciones más conocidas y empleadas es la de Marshall-Palmer (Marshall, J. S. and Palmer, W. M. K. 1948. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*. 5, 165-166):

$$Z = 200R^{1.6} \quad (1.32)$$

Algunos autores han hecho mediciones de la influencia que tienen los diámetros de las gotas en su velocidad de caída para obtener la intensidad de la lluvia a partir de la

distribución del diámetro de gotas; Spilhaus, por ejemplo, obtuvo la ecuación (Spilhaus, 1948)

$$W_t(D) = 1420D^{1/2} \quad (1.33)$$

donde

$W_t(D)$ velocidad terminal de caída en función del diámetro D , en cm/s

D diámetro de gotas en cm

de la misma manera, Atlas and Ulbrich (1976), (Doviak, 1984), dedujeron la relación

$$W_t(D) = 386.6D^{0.67} \quad (1.34)$$

donde D está en m y $W_t(D)$ en m/s

Como ya se comentó anteriormente, la estimación de la reflectividad Z está afectada por la distribución de tamaños de gotas (ec. 1.30) dentro de un volumen de muestreo debido a que es la suma de los diámetros a la sexta potencia de la ecuación para obtener Z y, por lo tanto, también la intensidad de lluvia R (ec. 1.28), Ésto se puede mostrar fácilmente ejemplificando con una muestra supuesta $N(D)$ de 100 gotas dentro de un volumen unitario y obteniendo sus respectivos valores de Z y R para diferentes diámetros (Tabla 1.2) a partir de las ecuaciones 1.30 para obtener Z y la ecuación 1.29 para estimar R . La velocidad terminal de caída de las gotas se determinó con la relación obtenida por Spilhaus (ec. 1.33)

Tabla 1.2 Estimación de la reflectividad y la intensidad de lluvia para una muestra de 100 gotas de diferentes diámetros dentro de un volumen unitario

Diámetros de gota mm	N(D)	Z (mm⁶/m³) $Z = \Sigma D^6$	R (mm/h) $W_t(D) = 1420D^{1/2}$
1	100	100	0.85
2	100	6,400	9.58
3	100	72,900	39.58
4	100	409,600	108.34
5	100	1'562,500	236.58

De manera gráfica se observa más fácilmente como la reflectividad Z , más que crecer linealmente con respecto a los diámetros de las gotas, crece exponencialmente (Fig. 1.6). Esto hace que, aun cuando en una tormenta las gotas pequeñas sean más numerosas, las gotas grandes son las que contribuyen más al valor de la reflectividad Z (Rosengaus, 1999a). Lo anterior también afecta la intensidad de lluvia R de tal modo que, para una misma ley de potencia $Z = AR^b$ (parámetros A y b constantes), existen diferentes valores de Z , dependiendo del diámetro de las gotas de agua dentro del volumen muestreado.

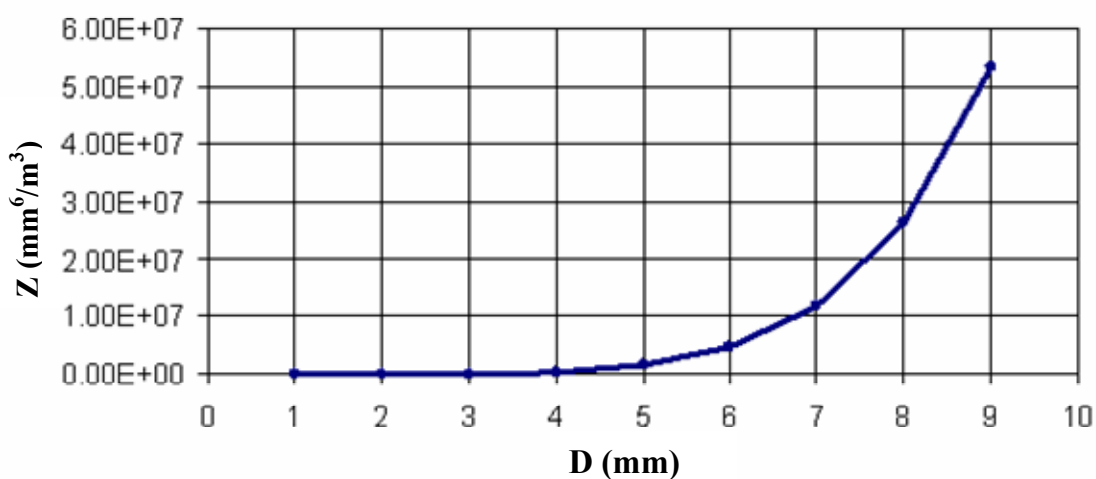


Fig. 1.6 Influencia de los diámetros de las gotas de lluvia en la estimación de la reflectividad

Lo expuesto anteriormente se muestra más claramente si suponemos el mismo rango de diámetros de gotas, fijando ahora el valor de la reflectividad Z (mm^6/m^3) y obteniendo la intensidad de lluvia R (mm/h) a partir de la ecuación de Marshall-Palmer y de la ecuación 1.29 junto con la de Spilhaus, las cuales toman en cuenta el diámetro de las gotas y su velocidad de caída (Tabla 1.3).

Tabla 1.3 Intensidades de lluvia obtenidas a partir de los parámetros Z y D

Diámetros de gota mm	Z (mm⁶/m³) Z = ΣD⁶	N(D)	R (mm/h) Marshall-P Z =AR^b	R (mm/h) Ec. 1.29 y 1.33
1	20000	20000.00	17.78	169.29
2	20000	312.50	17.78	29.92
3	20000	27.43	17.78	10.86
4	20000	4.88	17.78	5.29
5	20000	1.28	17.78	3.03

Las intensidades obtenidas parten de una ecuación que no toma en cuenta el tamaño de gotas (Marshall-Palmer) dentro del volumen de muestreo y otra que si la considera (ec. 1.29 y 1.33). Como la reflectividad depende en gran medida de la distribución del tamaño de gotas dentro del volumen muestreado, la relación $Z-R$ depende entonces del tamaño de gotas existente en el volumen empleado para su calibración. En particular, la ecuación de Marshall-Palmer supone una distribución homogénea de tamaños de gotas dentro del volumen de muestreo. Lo anterior se presenta como un problema ya que la distribución del tamaño de gotas varía tanto en el tiempo como en el espacio durante una tormenta y, por lo tanto, la estimación resultante, a partir de una ecuación empírica del tipo de Marshall Palmer, es un valor que sigue la tendencia media pero que siempre lleva implícita una dispersión.

1.6 Estimación Cuantitativa de la Precipitación

Con el propósito de entender mejor los antecedentes de la calibración hidrológica, a continuación se presenta un breve resumen de los estudios que se han realizado en la búsqueda de mejorar la estimación cuantitativa de la precipitación a partir de los datos del radar.

El empleo del radar meteorológico como herramienta para la estimación cuantitativa de la precipitación ha tenido un gran desarrollo en poco más de medio siglo. Quizás la aportación más importante al inicio de este desarrollo fue la de Marshall y Palmer (1948), quienes demostraron la existencia de una distribución de tamaños de gotas como una función simple de la intensidad de la lluvia, y por lo tanto, de una relación simple entre la reflectividad del radar Z (mm^6/m^3) y la intensidad de lluvia R (mm/h) (Atlas, 1997).

Estudios posteriores (Atlas, 1997) sobre la naturaleza de las precipitación demostraron que esta relación no era tan simple debido a las variaciones de la distribución de tamaños de gotas (DTG) de un sitio a otro y de una tormenta a otra, con la consiguiente dificultad de obtener una relación única entre R y Z , pues la DTG depende de al menos dos parámetros: tamaño y número de gotas por unidad de volumen y ambos parámetros varían en el tiempo y en el espacio.

En la búsqueda de mejorar la estimación cuantitativa de la precipitación se han explorado diversos métodos, desde los que consideran sólo la naturaleza probabilística de la DTG hasta los que implican el estudio de la naturaleza física de las tormentas. Algunos de estos métodos son:

- a) Método Integral Tiempo Área
- b) Método de Coincidencia de Distribuciones de Probabilidad
- c) Método de Coincidencia de Distribuciones de Probabilidad en Ventanas
- d) Método de Polarización
- e) Disdrómetro

a) Método Integral Tiempo Área

Este método se basa en la relación cercana que existe entre la cantidad de lluvia que se precipita durante una tormenta, su área y su duración. Se ha demostrado que en vez de emplear la información cuantitativa de la reflectividad, se podía emplear sólo la integral en

el área y tiempo mayor que un umbral específico de reflectividad para obtener el volumen de lluvia total en dicha área durante un tiempo t Doneaud et al. (1984):

$$V = \int_t \int_A R dA dt \quad (1.35)$$

donde R es la intensidad de la lluvia en mm/h . Si se supone una intensidad de lluvia R_c constante para un intervalo de tiempo Δt , la ecuación anterior puede escribirse como

$$V = R_c \int_t \int_A dA dt \quad (1.36)$$

Algunos autores han realizado estudios para encontrar un umbral óptimo de la reflectividad para la aplicación de este método.

Basándose en este método, se tiene que (Atlas et al., 1990)

$$R = R_c F_\tau \quad (1.38)$$

donde R es la intensidad de la lluvia y F_τ es la fracción del área cubierta con la intensidad de lluvia mayor que un umbral dado. Por lo tanto, este método tiene dos procesos; en la primera etapa se obtiene la suma de las áreas con lluvia y en la segunda se determina el volumen de agua mediante alguna relación $R-F_\tau$

Aún cuando este método no mejora la estimación cuantitativa de la lluvia, ha servido para mostrar que la alta correlación notable entre la precipitación areal media y el porcentaje de área con cierta intensidad de lluvia en un tiempo dado son provocados por la función de distribución de probabilidad de la intensidad de la lluvia. Lo anterior ha llevado a la clasificación y análisis del tipo de lluvia ya que el volumen de precipitación total de una tormenta depende en gran medida de su tamaño y duración. Estas observaciones han traído

consigo la búsqueda e interpretación con un sentido más físico de la naturaleza de las tormentas. Es decir, del estudio de las tormentas estratiformes y convectivas se ha observado que las primeras cubren grandes áreas, provocan precipitaciones ligeras y uniformes en el área de afectación y son provocadas por nubes con espesores que van de 4 a 6 km. Todo lo contrario ocurre con las lluvias convectivas, las cuales se presentan en áreas muy concentradas, con precipitaciones intensas y son causadas por nubes con espesores de hasta 12 km. Esto se ve reflejado en la estimación de la reflectividad pues, mientras que en las lluvias estratiformes la variación espacial y vertical es casi homogénea, principalmente en sentido horizontal, en las lluvias convectivas existen grandes variaciones. Lo descrito anteriormente afecta la función de distribución de probabilidad y el umbral óptimo de reflectividad y relaciona los espesores de las nubes con la cantidad de precipitación generada Rosenfeld et al (1990).

b) Método de Coincidencia de Distribuciones de Probabilidad (*Probability Matching Method*)

Debido a que el método de integración de la precipitación areal en el tiempo no resuelve el problema de la estimación cuantitativa de la precipitación, se ha propuesto un método para obtener una relación que estimara la precipitación preservando su función de distribución de probabilidad suponiendo que, para una muestra suficientemente grande, la función de distribución de probabilidad medida por los pluviógrafos corresponde con la de la reflectividad medida en el radar Calheiros et al. (1987), de tal manera que

$$\int_{Z_0}^{\infty} P(Z)dZ = \int_{R_0}^{\infty} P(R)dR \quad (1.39)$$

Este método es muy simple: se ordenan las mediciones de las reflectividades disponibles de radar y las intensidades de los pluviógrafos de mayor a menor, en forma independiente; es decir, bajo la suposición mencionada anteriormente, de que la distribución de probabilidades de las intensidades de lluvia sobre el terreno debe coincidir con la distribución de probabilidades de las reflectividades del radar, se forman los pares Z-R, sin

que sean simultáneas, que corresponden a iguales percentiles, por ejemplo cada 5%. Posteriormente se dibujan en una gráfica Z contra R logarítmica y se le ajusta una recta para obtener la relación Z - R buscada Calheiros et al. (1987).

Este método ha sido muy utilizado y referido en la bibliografía debido a las características probabilísticas de la estimación de la lluvia con el radar pero muestra resultados muy engañosos porque enmascara la dispersión real de los pares de valores Z - R y supone que todos los datos provienen del mismo tipo de lluvia.

c) Método de Coincidencia de Distribución de Probabilidad en Ventanas (*Window Probability Matching Method*)

Para asegurarse de que las mediciones de las intensidades de lluvia y de la reflectividad del radar provengan del mismo tipo de lluvia y que todavía permita obtener una muestra suficientemente grande, se desarrolló el Método de Coincidencia de Distribución de Probabilidad en Ventanas. Es un método modificado del de coincidencia de distribución de probabilidad que considera ventanas pequeñas centradas en el pluviógrafo, tanto en el tiempo como en el espacio. La distribución de probabilidad de la reflectividad Z se determina empleando los datos polares del radar mediante una ventana de 3° azimutalmente y 3 km radialmente con una resolución espacial de la malla polar de 1° en el azimut y 1 km radialmente. La distribución de probabilidad de la intensidad R del pluviógrafo se obtiene promediando tres intensidades del pluviógrafo con intervalos de tres minutos centradas en el tiempo de barrido del radar. Además, se toma una ventana de 11° por 7 km para clasificar el régimen de lluvia (Fig. 1.7). De esta manera se puede obtener una mejor sincronización entre las observaciones del radar y del pluviógrafo y se tiene más confianza en que las observaciones del radar en la parte alta correspondan a las mediciones de lluvia sobre la superficie del terreno, corrigiendo con esto los posibles errores de desplazamiento de la lluvia por efecto del viento. Así, los dos conjuntos de datos puntuales de Z y R son seleccionados de cada ventana, nueve valores de Z y tres de R , y luego un percentil dado de Z es asociado con el mismo percentil de R (Rosenfeld et al., 1994).

En un estudio sobre la estimulación de lluvia en la zona de Monclava, Coahuila, se empleó este método pero en vez de percentiles, como sugiere Rosenfeld en su método, se utilizó para el ajuste las modas de las distribuciones de frecuencia de R , con mejores resultados que los proporcionados por la relación Z-R de Marshall-Palmer (Rosengaus, 1999b).

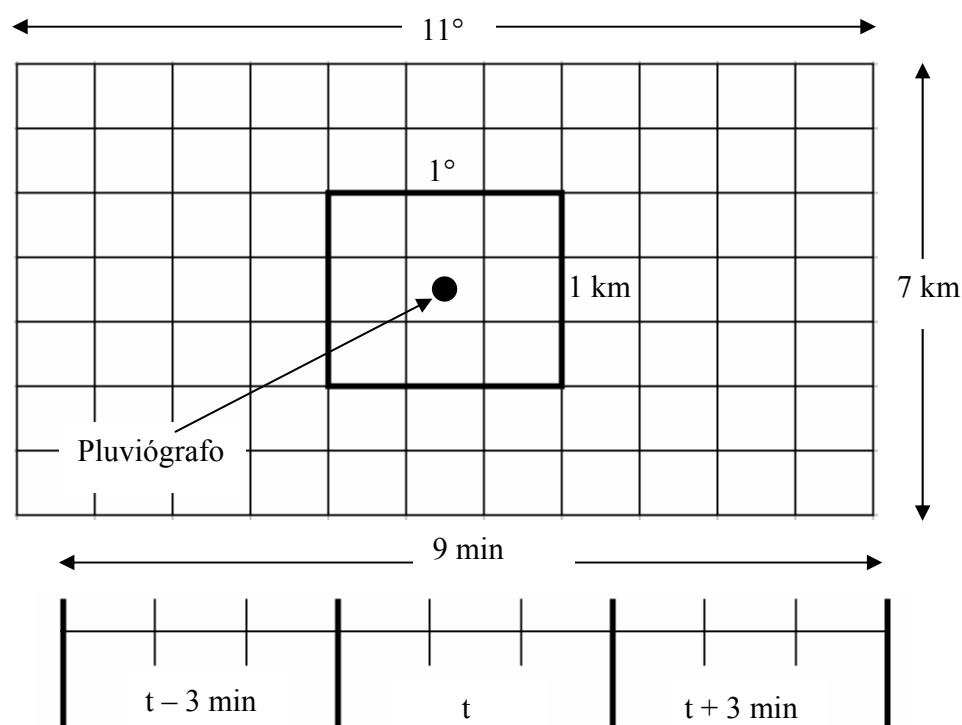


Fig. 1.7 Área de análisis para el método de Coincidencia de Distribuciones de Probabilidad en Ventanas

d) Método de Polarización

Como la principal dificultad está relacionada con el diámetro de las gotas, se está tratando de incorporar la tecnología para deducir los diámetros de las gotas (a partir de la polarización) o para medirlos directamente (a partir de disdrómetros). Aquí se presentan sólo las ideas principales al respecto.

Como consecuencia del surgimiento de computadoras cada vez más rápidas y con mayor capacidad de procesamiento y los avances en la microelectrónica, una mejora que se ha producido en este proceso de búsqueda de la estimación de la precipitación ha sido la que involucra la parte tecnológica de los radares meteorológicos, haciendo uso del conocimiento del comportamiento físico de las ondas electromagnéticas, las cuales están caracterizadas por una amplitud, una fase y una polarización. Esto ha provocado que en años recientes la tendencia se haya enfocado al uso de la polarización y de la fase de las ondas electromagnéticas para la estimación de lluvia. Esto no se había hecho anteriormente pues, mientras las mediciones cuantitativas de la reflectividad Z están relacionadas con la amplitud de la potencia, las mediciones que se relacionan con la fase y la polarización requieren un mayor desarrollo de tecnología (Atlas, 1997).

Una onda de radio es una serie de campos eléctricos y magnéticos oscilando y perpendiculares entre sí (Fig. 1.8a y b). En la polarización horizontal, el campo eléctrico está orientado en la dirección horizontal (Fig. 1.8a) y en la polarización vertical éste oscila en la dirección vertical (Fig. 1.8b). Cuando las microondas interactúan con las gotas de lluvia la cantidad de energía reflejada hacia el radar depende del tipo de polarización y de la forma de las gotas. Debido a que mientras más grandes sean las gotas, tienden a tener una forma más achatada (Fig. 1.9), las gotas más grandes provocan señales de retorno más fuertes en el modo de polarización horizontal que en el vertical.

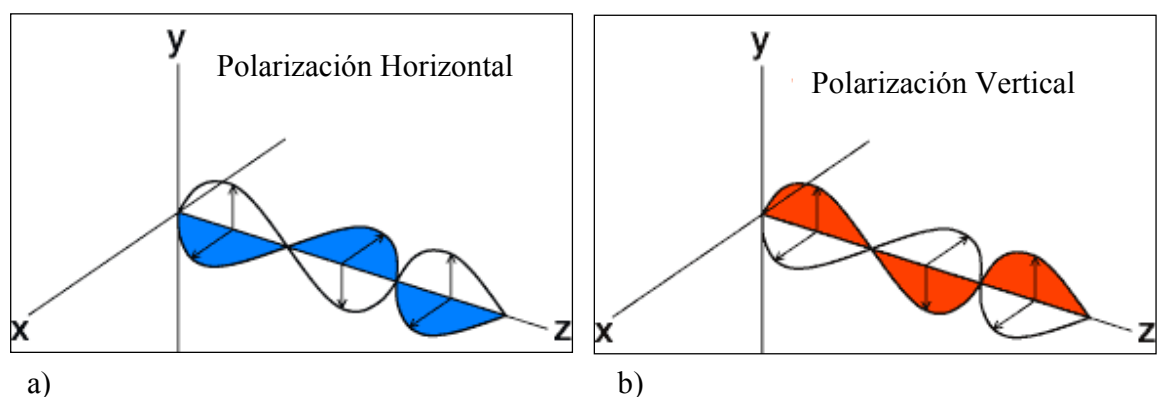


Fig. 1.8 Modo de polarización horizontal y vertical de la las ondas de propagación

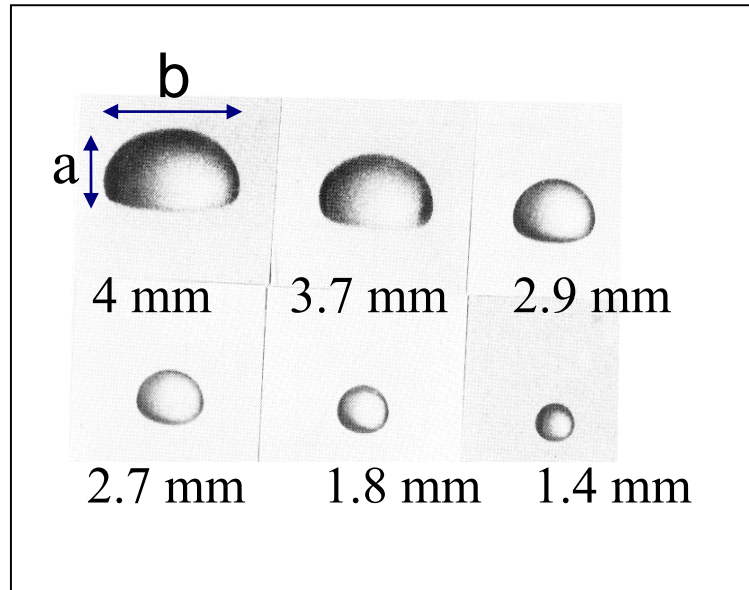


Fig. 1.9 Forma de las gotas de agua con respecto a su tamaño (Pruppacher and Klett 1997)

En este esquema, un radar polarimétrico transmitirá primero un pulso de radiación polarizada horizontalmente y recibirá y procesará el eco recibido Z_H . En el siguiente pulso transmitirá y recibirá la señal polarizada verticalmente Z_V . Esto se continúa haciendo alternativamente, almacenando las señales de ambas polarizaciones por separado. La diferencial de ambas polarizaciones esta dada por

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \zeta \quad (1.40)$$

Donde $\zeta = Z_H/Z_V$ y Z_{DR} se emplea como una estimación de la forma de los hidrometeoros. Es decir, entre mayor sea el valor de Z_{DR} más grandes serán las gotas de agua y cuando más cercanos a cero estén estos valores, más esféricos y más pequeños serán los hidrometeoros. Generalmente Z_{DR} se utiliza para obtener el diámetro medio D_m de las gotas, la cual puede sustituirse en la estimación de la reflectividad Z o para estimar la intensidad de la lluvia R mediante la ecuación (Atlas, et al. 1997)

$$R = 3.6 V_m W \quad (1.41)$$

donde W es el contenido de agua precipitable y V_m es la velocidad media de caída de una esfera de agua de diámetro D_m

Otro método que se ha explorado para la estimación cuantitativa de la precipitación es el que emplea la diferencial del cambio de fase (K_{DP}), el cual está dado por

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr} = \frac{\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)}{2(r_2 - r_1)} \quad (1.42)$$

y

$$\Phi_{DP} = \Phi_H - \Phi_V$$

donde

Φ_H es la fase del pulso polarizado horizontalmente en un punto dado sobre la ruta de propagación, en grados

Φ_V es la fase del pulso polarizado verticalmente en el mismo punto de la ruta de propagación, en grados

Φ_{DP} fase diferencial, es simplemente la diferencia en fase entre los pulso polarizados horizontal y verticalmente a una distancia dada sobre la ruta de propagación (Fig. 1.12), en grados

r_1 y r_2 distancias r a partir del radar, en km

K_{DP} es el cambio de fase diferencial específica o rapidez con que Φ_H y Φ_V cambian cuando aumenta la distancia a partir del radar, en grados/km

Para entender la ecuación anterior se consideran dos pulsos del radar consecutivos que viajan a través de la misma ruta de propagación; el primer pulso está polarizado horizontalmente y el segundo verticalmente. Si sobre la ruta de propagación (Fig. 1.12) existe un campo de gotas de lluvia, el campo eléctrico encontrará mayor contenido de agua líquida en la dirección horizontal, por lo tanto, el pulso polarizado horizontalmente será

más afectado en su viaje que el pulso vertical. Lo anterior debido a que las ondas electromagnéticas viajan mas lentamente a través del agua que a través del aire por lo que la onda polarizada horizontalmente viajará más lentamente a través del campo de lluvia que el pulso polarizado verticalmente. Este efecto ocurre en ambos sentidos (por esto la división entre 2 en la ecuación 1.42), tanto cuando se aleja la onda del radar como cuando retorna a él.

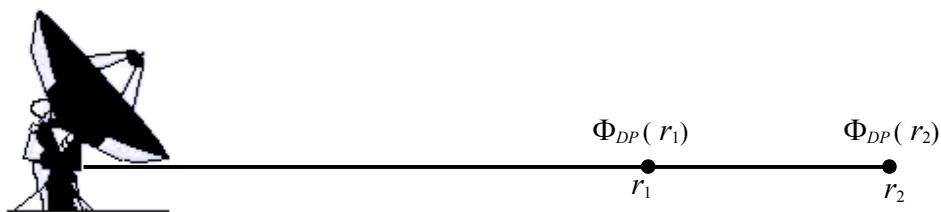


Fig. 1.10 Fase diferencial correspondiente a un volumen de resolución localizado a r_1 y r_2

Una ventaja de la medida de K_{DP} es que ésta no está afectada por la atenuación, por lo que, aún cuando se han propuesto algunas relaciones entre K_{DP} y la intensidad de lluvia R , se ha empleado principalmente para detectar y estimar la magnitud de esta atenuación y para la estimación cuantitativa de la precipitación se han obtenido algunas relaciones con la combinación de Z_{DR} , K_{DP} , Z_H y la atenuación diferencial de las polarizaciones (A_{HV}). Es necesario mencionar que, al contrario de Z y Z_{DR} , las cuales son medidas directamente por el radar, K_{DP} debe ser calculado a partir de Φ_{DP} y que Z_H , Z_V , Z_{DR} , K_{DP} , y A_{HV} sólo pueden estimarse si se cuenta con un radar polarimétrico, en caso contrario, se recomienda el método de coincidencia de distribuciones de probabilidad por ventanas (Atlas 1997).

e) Disdrómetro

El disdrómetro es un instrumento para medir los diámetros de gotas, el cual permite medir directamente toda la información ligada a la lluvia y caracterizarla directamente con una población de tamaños de gotas distribuidos según la función $N(D)$ a partir de la cual se

puede determinar la intensidad de la lluvia y la reflectividad. La comparación entre la precipitación estimada con este instrumento y los pluviógrafos da excelentes resultados (Sempere, 1996). El principio de funcionamiento se basa en el desplazamiento vertical de un sensor, provocado por el impacto de las gotas, induciendo en la parte electrónica un pulso eléctrico proporcional al desplazamiento, que sirve para determinar el diámetro equivalente de las gotas y obtener a partir de esta información la intensidad de la lluvia. La desventaja de este instrumento es su alto costo comparado con el de los pluviógrafos, además de que, para evaluar la correspondencia con la medida de radar, idealmente se tendría que colocar un disdrómetro por cada una de las celdas que registra el radar.

Como se ve, el avance en el estudio de la relación $Z-R$ ha traído consigo la tendencia hacia el estudio del comportamiento físico de la tormenta, horizontal y verticalmente para un mejor entendimiento del fenómeno. Es en este sentido donde se ha sacado mayor provecho para la determinación de la relación entre la reflectividad y la intensidad de la lluvia.

Una gran ventaja que poseen los radares es que permiten tener una buena idea de la distribución espacial de la lluvia gracias a la relación entre la reflectividad y la intensidad de la lluvia. Esta relación, sin embargo, depende de diversos factores como el tipo de lluvia, clima, distribución del tamaño de las gotas, etc; por lo que, por un lado es necesario calibrar hidrológicamente el radar (lo cual se hace en el capítulo 2 para el caso del Valle de México) y por otro, hacer uso de las nuevas herramientas tecnológicas que se han implementado, como los radares polarizados y el disdrómetro en el afán de conocer mejor la distribución del tamaño de las gotas

2. CALIBRACIÓN HIDROLÓGICA DEL RADAR

La llegada de los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y los modelos numéricos de terreno, así como el incremento en la capacidad de almacenamiento y la velocidad de cálculo de las computadoras, han ayudado a desarrollar modelos que ya toman en cuenta la variación espacial de las características de la cuenca. Sin embargo, estos modelos deben considerarse solamente como semidistribuidos porque están alimentados con mediciones de redes de pluviógrafos que no son capaces de captar con suficiente resolución la variabilidad espacial de la lluvia.

Una alternativa atractiva para superar este problema es el empleo de los radares meteorológicos pues uno de sus atributos más valiosos es el de estimar la lluvia con una excelente resolución espacial, comparada con la de los pluviógrafos, por lo que su empleo en la modelación distribuida es una consecuencia lógica de este potencial.

Además, los radares meteorológicos ofrecen ventajas únicas; las más evidentes son:

- Permiten obtener una zona tridimensional continua de eventos de precipitación
- Proporcionan estimaciones de lluvia en intervalos cortos de tiempo
- Tienen radios de cobertura de hasta 120 km, para fines hidrológicos
- Alta resolución espacial

Aunque en México los radares meteorológicos no han sido empleados con fines hidrológicos, algunos países desarrollados han iniciado el uso de esta poderosa herramienta en el campo de la modelación distribuida. La adaptación de los datos del radar a la modelación hidrológica distribuida no ha sido fácil ya que se requiere del empleo de técnicas poco utilizadas en el campo de la ingeniería hidrológica; es decir, el radar meteorológico ha sido un instrumento más empleado en el campo de la Meteorología que en el de la Hidrología.

La utilización de radares meteorológicos en hidrología requiere sin embargo de la validación de sus datos, ya que el radar no mide directamente la lluvia y para su estimación se vale de la relación entre la reflectividad Z , medida a partir de la potencia recibida, la cual está relacionada con la distribución de tamaños de gotas detectadas en el volumen de muestreo, y la intensidad de la lluvia R medida en los pluviógrafos. Debido a la dificultad para determinar la distribución de tamaños de gotas dentro del volumen mencionado, se han obtenido diversas relaciones del tipo $Z = AR^b$. Las relaciones más conocidas en la literatura para diferentes tipos de lluvia son:

Lluvias Estratiformes	$Z = 200R^{1.6}$	(Marshall y Palmer, 1948)
Lluvias Orográficas	$Z = 31R^{1.71}$	(Blanchard, 1953)
Lluvias Convectivas	$Z = 486R^{1.37}$	(Jones, 1956)

Entre estas ecuaciones, la de Marshall-Palmer es la más conocida y empleada; de hecho, el radar del cerro La Catedral emplea esta ecuación para estimar la precipitación. Claramente, el tipo de lluvia que más interesa a los hidrólogos no son las lluvias estratiformes (muy extendidas y ligeras), sino las convectivas (concentradas e intensas), pues son las que

mayor daños causan, provocando inundaciones y pérdidas tanto materiales como de vidas humanas. Por esta razón se intentó encontrar una relación Z-R acorde con las lluvias convectivas y las condiciones de clima locales, proceso al que se denomina calibración hidrológica del radar.

2.1 Métodos de Calibración

Durante el desarrollo de esta tesis se emplearon diversos métodos con el fin de alcanzar la mejor relación entre lo que registra el radar en la atmósfera y lo medido por los pluviógrafos sobre el terreno. En esta sección se hace sólo un resumen de estos métodos y se presentan los resultados obtenidos de la calibración hidrológica que se realizó para el Distrito Federal. Para llevar a cabo lo anterior se empleó la red de pluviógrafos que posee el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM, antes DGCOH) para la obtención de la intensidad de lluvia R y el radar meteorológico del cerro La Catedral, operado por el Servicio Meteorológico Nacional de la Comisión Nacional del Agua. Los pluviógrafos mencionados se localizan a una distancia media de 50 km de dicho radar (Fig. 2.1), el cual es uno de los doce que opera el Servicio Meteorológico Nacional (Fig. 2.2) y se encuentra localizado a 3780 msnm, es banda C, marca Ericsson, y puede operar en modo Doppler y en modo reflectividad con tecnología digital (<http://smn.cna.gob.mx/>).

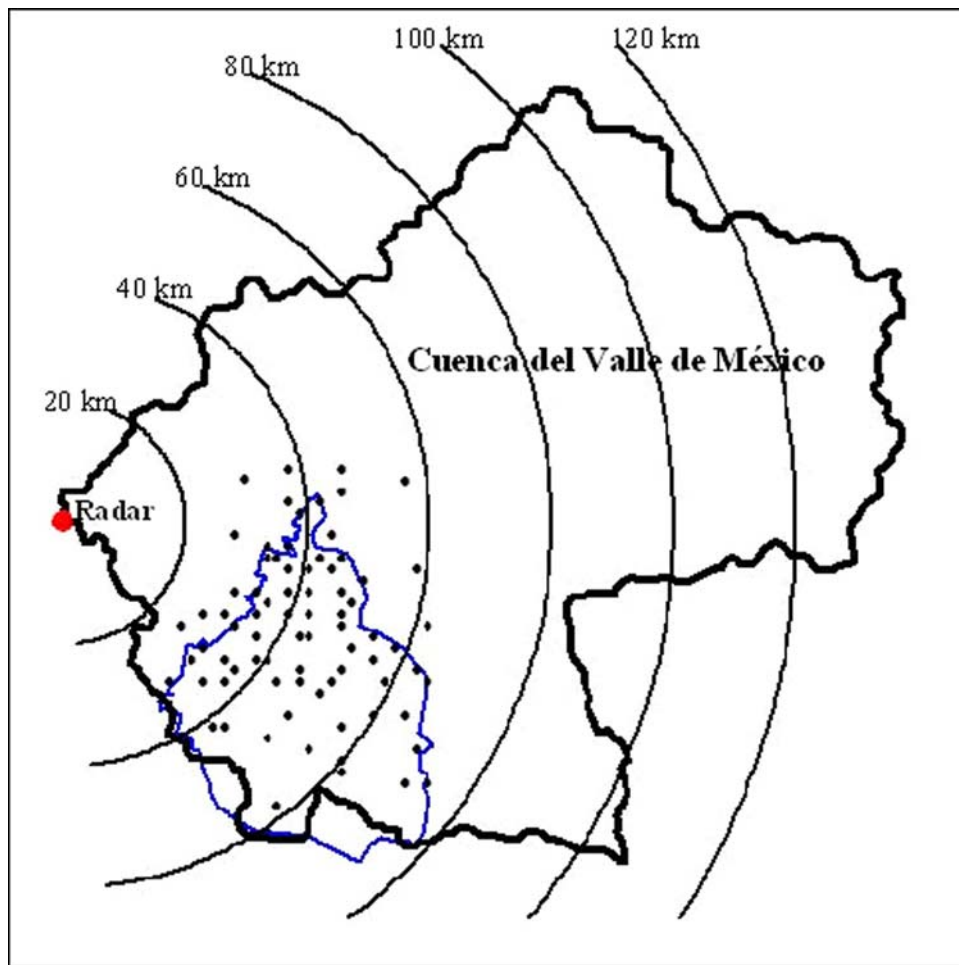


Fig. 2.1 Red pluviográfica utilizada para el análisis y zona de influencia del radar



Fig. 2.2 Radares meteorológicos operados por Servicio Meteorológico Nacional

2.2 Criterios par la Obtención de la Relación Z-R

Con el fin de determinar una relación Z-R para el Distrito Federal; los pares de puntos Z-R necesarios para el ajuste se obtuvieron con diferentes criterios propuestos en la literatura técnica (Battan, 1973; Doviak, 1984; Calheiros, 1987; Rosenfeld, 1994; Collier, 1996; Atlas, 1997)

- a) Calibración puntual: Se relacionan los pares de puntos Z-R de las tormentas seleccionada de tal manera que

$$Z_{i,t} = AR_{i,t}^b \quad i = 1, 2, \dots np \quad (2.1)$$

donde

- t es el intervalo de tiempo, (15 minutos)
 i es la localización espacial de la celda del radar, que corresponde con las del pluviógrafo i de coordenadas X_i, Y_i
 A y b son parámetros de calibración
 Z es la reflectividad del radar, en mm^6/m^3
 R es la intensidad de lluvia registrada en el pluviógrafo, en mm/h
 np es el número de pluviógrafos disponibles

Este criterio se basa en la suposición de que la distribución del tamaño de gotas dentro del volumen que mide el radar es homogénea, que caen verticalmente y que la ley que relaciona Z y R es de la forma $Z = AR^b$. Se supone también que la intensidad de la lluvia a la altitud donde mide el radar y en la superficie del suelo es la misma y ocurren al mismo tiempo (Rosenfeld, 1994).

- b) Calibración en la vecindad: En este caso la intensidad R forma pares con un promedio de valores de reflectividad Z (en mm^6/m^3):

$$\bar{Z}_{i,t} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n Z_{j,t} \quad (2.2)$$

donde

n número de celdas promediadas en una matriz de celdas de 3 x 3 (Fig. 2.3)

$\bar{Z}_{i,t}$ es la reflectividad promedio en las 9 celdas de la matriz en el intervalo de tiempo t , en mm^6/m^3

Bajo este criterio, la celda del centro de esta matriz de 3 x 3 tiene las mismas coordenadas del pluviógrafo

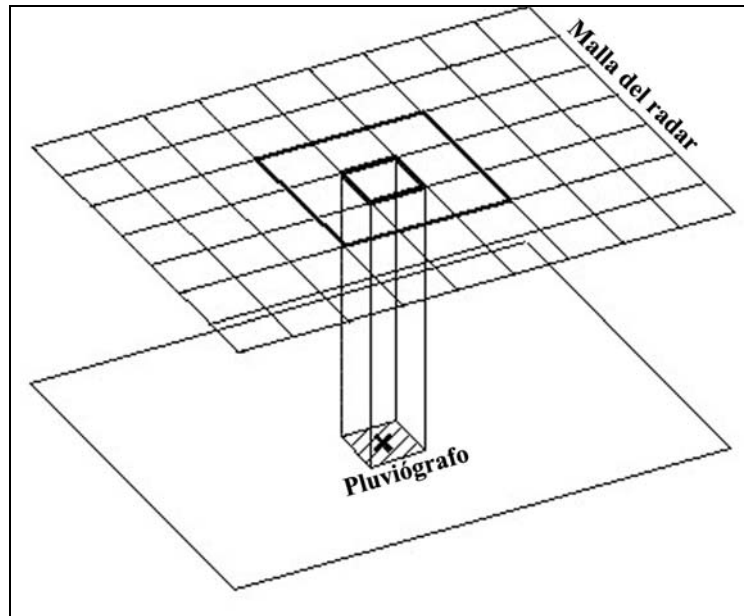


Fig. 2.3 Localización del pluviógrafo en relación con la malla de celdas de 3 x 3 del radar

c) Calibración con retraso: En este criterio se toma en cuenta el retraso desde que el radar detecta las gotas en la atmósfera hasta que caen sobre el terreno y las registran los pluviógrafos:

$$Z_{i,t} = AR_{i,t+\Delta t}^b \quad (2.3)$$

donde

Δt diferencia entre el tiempo t que el radar registra en la atmósfera los hidrometeoros y el tiempo $(t + \Delta t)$ en que los registran los pluviógrafos

El intervalo de tiempo Δt se eligió tomando en cuenta que el radar realiza barridos, y genera datos, cada 15 minutos.

En la literatura también son muy mencionados los métodos de Coincidencia de Distribución de Probabilidades y Coincidencia de Distribución de Probabilidades por Ventanas (Cap. 1) pero, debido a que enmascaran la dispersión real de los valores, no se utilizaron en esta tesis.

2.3 Calibración para la precipitación media en la cuenca del río Mixcoac

Con el objetivo de emplear un modelo hidrológico en la cuenca del río Mixcoac se llevó a cabo una calibración del radar sobre esta cuenca (Méndez et al., 1999). Para esta calibración se seleccionaron las tormentas que contaban con datos de pluviógrafos, de radar y de la estación hidrométrica y se eligieron aquellas que cumplieran con (Tabla 2.1):

$$Q_p \geq 10 \text{ m}^3/\text{s} \quad (2.4)$$

donde

Q_p gasto pico, a la salida de la cuenca

Tabla 2.1 Tormentas analizadas para la calibración en la cuenca del río Mixcoac

Tormenta	Duración (h)
28-29 de Julio de 1998	19:00 – 02:30
23 de Agosto de 1998	16:00 – 23:00
28-29 de Agosto de 1998	19:00 – 07:00
8-9 de Septiembre de 1998	17:00 – 09:30
17-18 de Octubre de 1998	15:00 – 04:30
19 de Octubre de 1998	00:00 - 0300

Para estas tormentas se relacionó la reflectividad media \bar{Z} en la cuenca, estimada con el radar, con la intensidad media \bar{R}_{t+1} registrada con el pluviógrafo, considerando el intervalo de tiempo Δt igual al que ocupa el radar entre barridos (15 minutos), de tal manera que,

$$\bar{R} = 4\bar{h}p \quad (2.5)$$

donde

\bar{R} intensidad media medida por los pluviógrafos, en mm/h
 $\bar{h}p$ precipitación acumulada media en pluviógrafos, estimada con el método de los polígonos de Thiessen a cada 15 min., en mm

La reflectividad media en la cuenca se estimó mediante la ecuación

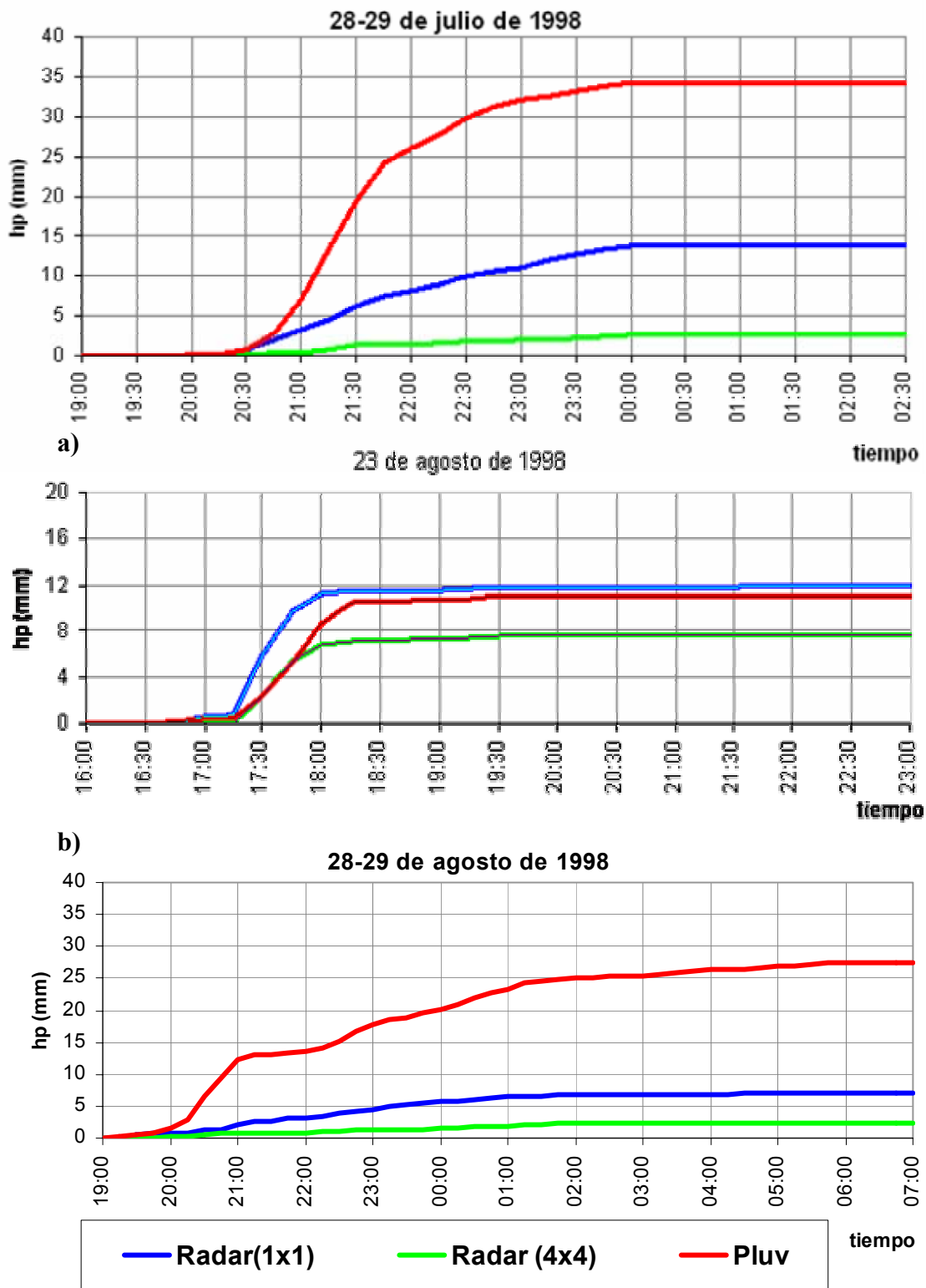
$$\bar{Z} = \frac{\sum_{i=1}^n Z_i a_i}{A} \quad (2.6)$$

donde

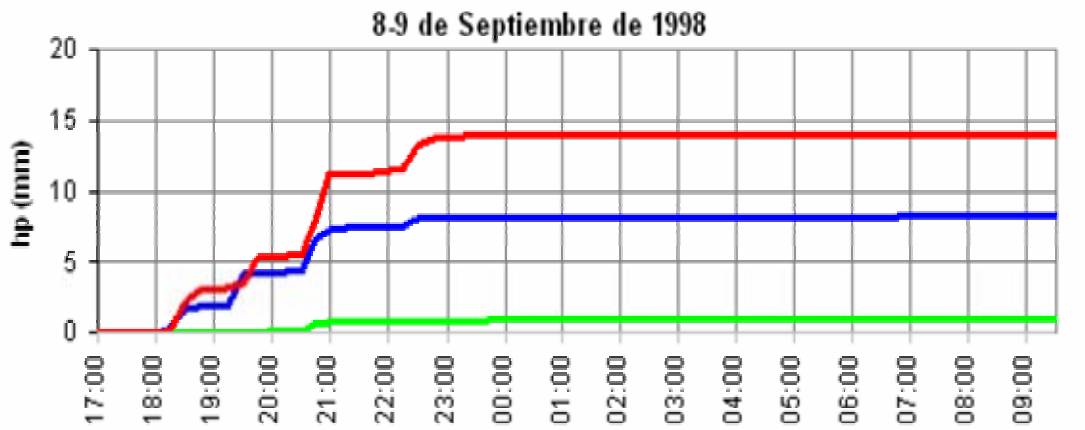
Z_i factor de reflectividad en la celda i , en mm^6/m^3
 a_i área de la fracción de la celda i que cae dentro de la cuenca, en km^2
 A área de la cuenca Mixcoac, en km^2
 n número de celdas (completas o parciales) que caen dentro de la cuenca

Resolución Espacial del Radar

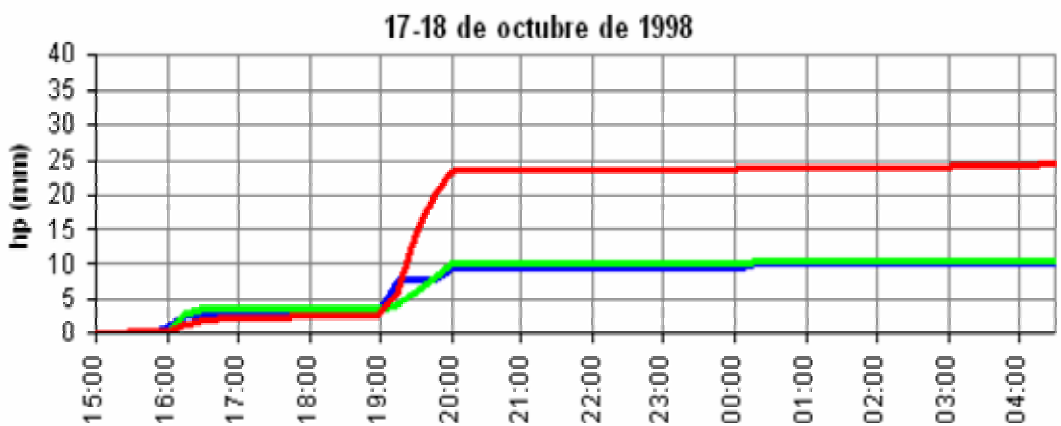
Empleando las mismas fechas seleccionadas para la cuenca del río Mixcoac, se determinó la resolución espacial del radar más conveniente para fines hidrológicos, comparando los valores de precipitación media obtenida a partir de datos de radar con píxeles de 1 x 1 km y de 4 x 4 km empleando la ecuación de Marshall-Palmer. Con los valores de lluvia se construyeron las curvas-masa de cada tormenta, obtenidas a partir de las precipitaciones medias en la cuenca del río Mixcoac, donde se observó que, a pesar de que el radar generalmente subestima la lluvia con píxeles de 1 x 1 km, con píxeles de 4 x 4 km subestima aún más con respecto al pluviógrafo (Méndez et al., 1999). Además, estimando la lluvia con píxeles de 1x1 km, la curva masa reproduce la forma de la lluvia, lo que no sucede con píxeles de 4x 4 (Fig. 2.4). Con base a estos resultados, la resolución que se usó para llevar a cabo las calibraciones fue la de 1 x 1 km.



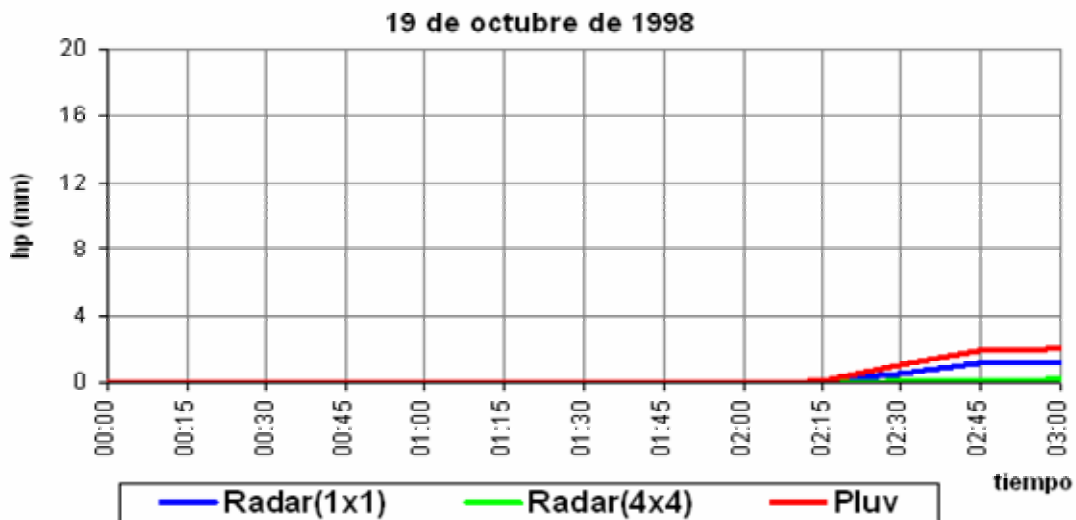
c)
 Fig 2.4 Comparación de lluvias estimadas con píxeles de 1 x 1 km, con píxeles de 4 x 4 km y con pluviógrafos



d) tiempo



e) tiempo



f)

Fig 2.4 Continuación.....

Utilizando la resolución de 1 km x 1 km, se consideraron primero los pares de puntos $\bar{Z} - \bar{R}_{t+1}$ para todas las tormentas, y se obtuvo la ecuación de calibración. Por otra parte, se clasificaron

hidrológicamente las tormentas en convectivas y estratiformes: las lluvias muy intensas y concentradas, tanto espacial como temporalmente, se definieron como convectivas y las ligeras, de larga duración y que cubrieron áreas grandes, como estratiformes.

Las relaciones obtenidas fueron:

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación r	
$\bar{R}_{t+1} = 0.028 \bar{Z}^{0.784}$	Todos los pares de puntos	0.71	(2.7)
$\bar{R}_{t+1} = 0.034 \bar{Z}^{0.694}$	Convectivas	0.70	(2.8)
$\bar{R}_{t+1} = 0.020 \bar{Z}^{0.893}$	Estratiformes	0.72	(2.9)

2.4 Calibración Hidrológica para el Distrito Federal

Selección de las tormentas

Para llevar a cabo este análisis se emplearon todas las estaciones pluviográficas del Distrito Federal y se identificaron días con lluvias intensas, asegurándose de que existieran datos de radar para esas mismas fechas y que, en al menos un pluviógrafo, las lluvias cumplieran con la restricción

$$hp_{24h,j}^k \geq 50 \text{ mm} \quad (2.10)$$

donde

$$hp_{24h,j}^k, \quad \text{lluvia en 24 h de la estación } j \text{ en el día } k$$

Las duraciones de las tormentas se determinaron a partir de la construcción de los hietogramas correspondientes a cada tormenta (González et al., 1998). En la Tabla 2.2 se muestran la lista de las tormentas seleccionadas.

Tabla 2.2 Fechas seleccionadas para análisis y calibración.

FECHA	DURACIÓN
23 de Septiembre de 1995	15:00 – 18:45
14 de Junio de 1996	19:00 – 24:00
18 de Junio de 1996	17:30 – 23:00
13 de Julio de 1996	18:00 – 20:15
15 de Agosto de 1996	18:30 – 22:15
01 de Septiembre de 1996	15:15 – 17:00
19 de Septiembre de 1996	16:15 – 18:00
02 de Junio de 1997	19:00 – 22:15
15 de Julio de 1997	16:45 – 18:45
16 de Septiembre de 1998	00:45 – 05:00
26 de Septiembre de 1998	19:00 – 05:45
27 de Septiembre de 1998	15:45 – 18:45

2.4.1 Calibración por zonas climáticas y tipos de lluvias

En climatología es común caracterizar el comportamiento de la lluvia según el tipo de clima. Con base en este criterio se analizó el comportamiento de las lluvias, la topografía del terreno donde estas se presentan y las temperaturas medias anuales del área de estudio (INEGI, 1997), con las que se determinaron dos zonas climáticas para el D. F.; la zona 1, corresponde a la zona caracterizada por la planicie, y la 2, por la montañosa (Fig. 2.5).

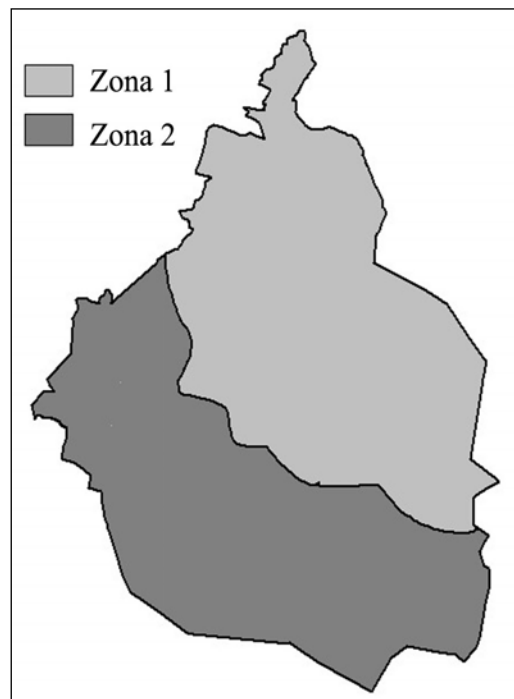


Fig. 2.5 Zonas climáticas propuestas para el Distrito Federal

Para definir el área de análisis de cada tormenta se utilizaron como parteaguas las isoyetas de precipitación acumulada igual a 10 mm, durante la duración total de la tormenta, calculadas a partir de los pluviógrafos mediante una interpolación con pesos inversamente proporcional a la distancia entre ellos (Fig. 2.6).

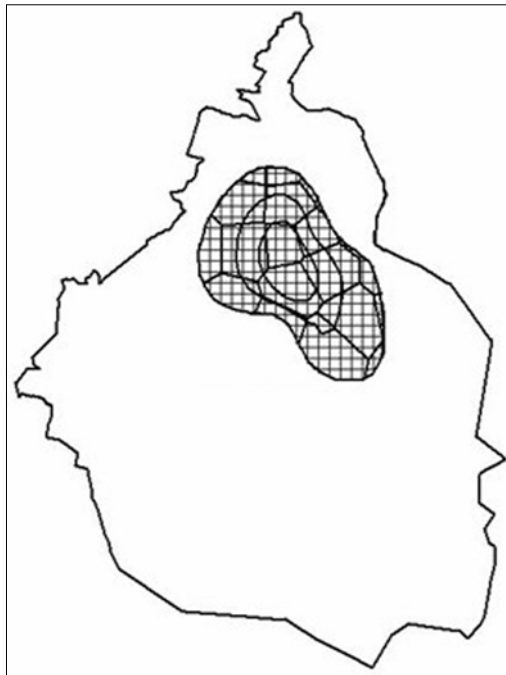


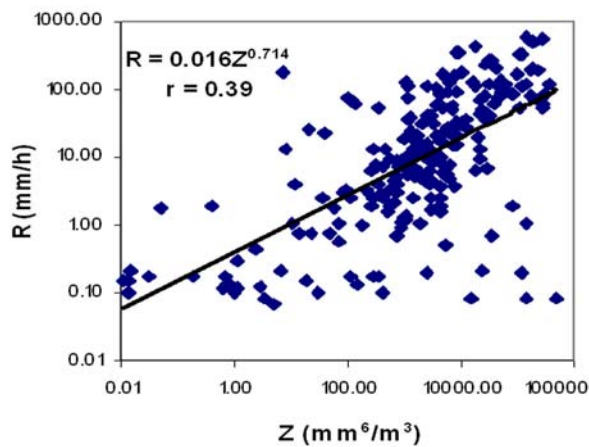
Fig. 2.6 Área de análisis de cada tormenta, definida por la isoyeta de 10 mm para la tormenta del 2 de junio de 1997

Se empleó nuevamente el criterio hidrológico utilizado en el estudio de la cuenca del río Mixcoac para clasificar las lluvias en convectivas y estratiformes

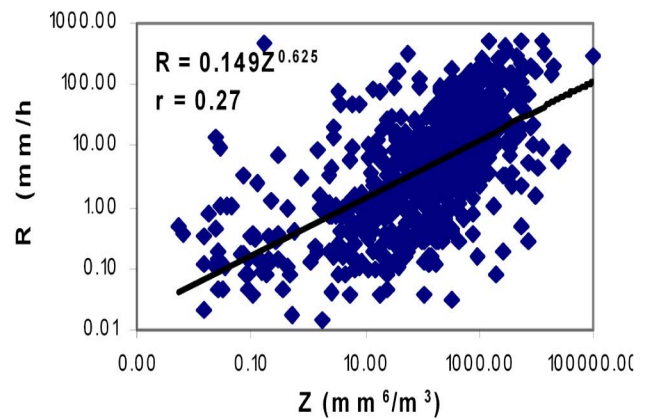
Suponiendo como correcto los valores del exponente b de las ecuaciones de Marshall-Palmer y de Jones descritas al inicio de este capítulo (ec. 2.1 y 2.3), se determinaron relaciones $\bar{Z} - R_{t+1}^{1.4}$ y $\bar{Z} - R_{t+1}^{1.6}$ para lluvias convectivas y estratiformes, respectivamente y para las zonas 1 y 2. Como en hidrología es de mayor interés estimar la intensidad de lluvia R , estas calibraciones se anotaron en términos de $R_{t+1} = \alpha Z^\beta$, con $\beta = 0.714$ para las lluvias convectivas y $\beta = 0.625$ para las estratiformes.

Los resultados obtenidos para cada caso se presentan en las ecuaciones 2.11 a 2.14 y en las figuras. 2.7

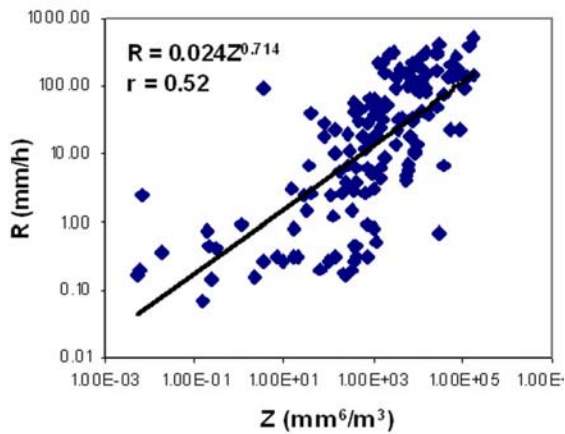
Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación r	
$R_{t+1} = 0.016 \bar{Z}^{0.714}$	Convectivas (Zona 1)	0.39	(2.11)
$R_{t+1} = 0.149 \bar{Z}^{0.625}$	Estratiformes (Zona 1)	0.27	(2.12)
$R_{t+1} = 0.024 \bar{Z}^{0.714}$	Convectivas (Zona 2)	0.52	(2.13)
$R_{t+1} = 0.077 \bar{Z}^{0.625}$	Estratiformes (Zona 2)	0.29	(2.14)



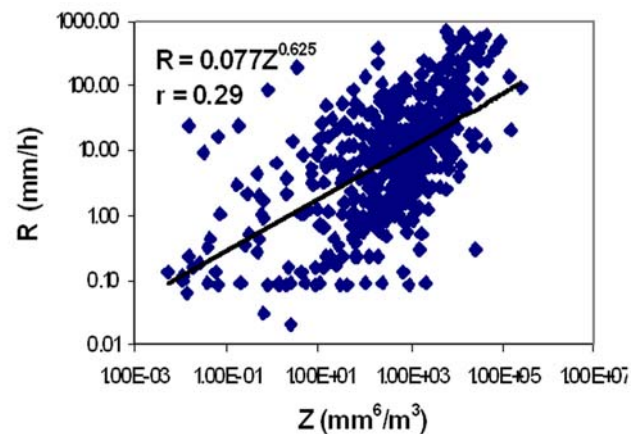
a)



b)



c)



d)

Fig. 2.7 Calibraciones para distintos tipos de tormentas: a) Convectiva-Zona1, b) Estratiforme-Zona1, c) Convectiva-Zona2 y d) Estratiforme-Zona2

A pesar de que los coeficientes de correlación obtenidos para las relaciones 2.11 a 2.14 son menores a los obtenidos para la cuenca de Mixcoac (ecs. 2.7 a 2.9), dichas ecuaciones se

consideran mejores debido a que corresponden a parejas de valores asociados a cada celda de la malla y no a valores promedio en una cuenca. Adicionalmente se tiene la ventaja de que se conservaron los exponentes reportados en la literatura técnica.

2.4.2 Calibración utilizando un umbral para distinguir lluvias convectivas y estratiformes

En hidrología la clasificación de las tormentas en convectivas y estratiformes con base en los datos de pluviógrafos es relativamente clara (eventos de corta duración y de gran intensidad sobre áreas pequeñas las convectivas y estratiformes las restantes); sin embargo, algunos autores reportan que diferentes tipos de lluvias pueden coexistir en un mismo evento (Tokay, 1996 y 1998 y Rosenfeld, 1995) tanto espacial como temporalmente, de tal forma que una tormenta convectiva, por ejemplo, puede iniciar como estratiforme, llegar a convertirse en convectiva y en su periodo de decaimiento volver a comportarse como estratiforme. De la misma manera, en el espacio puede existir un núcleo convectivo mientras que en la periferia la tormenta se comporta como estratiforme.

Para clasificar las lluvias en convectivas y estratiformes, espacial y temporalmente, se estimó el umbral entre ellas. Para esto se tomaron en cuentas las mejores relaciones obtenidas hasta este momento (ecs. 2.11 a 2.14).

Debido a que la señal que emite el radar es muy fuerte pero se atenúa durante su viaje hacia los hidrometeoros hasta su regreso, después de chocar con los hidrometeoros, su receptor es capaz de detectar pulsos tan débiles de reflectividad Z , en mm^6/m^3 , del orden de 10^{-9} de la potencia originalmente emitida. Estas cantidades no son cómodas de manejar por lo que es común convertir estos valores a decibeles (Rosengaus, 1995a) mediante la ecuación

$$z = 10\log_{10}Z \quad (2.15)$$

donde z está dada en decibeles de Z o dBZ (Collier, 1996).

Si se supone un umbral entre lluvias convectivas y estratiformes de $R = 10 \text{ mm/h}$, se sustituye este valor de R en las ecuaciones 2.11 a 2.14 y los valores resultantes se transforman a dBZ

con la ecuación 2.15 (Fig. 2.8); los umbrales para las distintas zonas climáticas quedan de la siguiente manera:

ZONA 1:

$$\text{Lluvias convectivas} \quad z = 39.2 \text{ dBZ} \quad (2.16)$$

$$\text{Lluvias estratiformes} \quad z = 29.22 \text{ dBZ} \quad (2.17)$$

ZONA 2:

$$\text{Lluvias convectivas} \quad z = 36.6 \text{ dBZ} \quad (2.18)$$

$$\text{Lluvias estratiformes} \quad z = 33.9 \text{ dBZ} \quad (2.19)$$

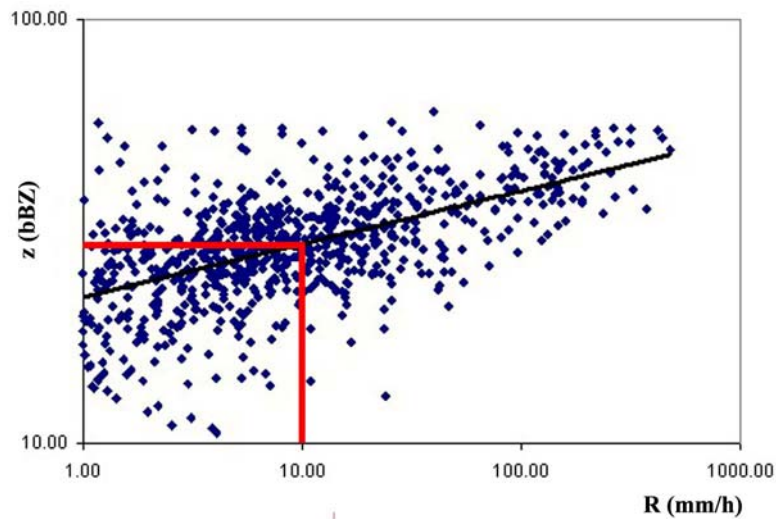


Fig. 2.8 Determinación del umbral de z (dBZ), suponiendo R = 10 mm/h

Se intentó entonces obtener una nueva relación R-Z suponiendo un valor del umbral en el rango entre 29 y 40 dBZ. El umbral para el que se obtuvo la mejor correlación fue de 31 dBZ (Méndez et al., 2000), es decir

$$\text{Estratiformes} \leq 31 \text{ dBZ} < \text{Convectivas}$$

Las ecuaciones de calibración obtenidas para cada tipo de lluvia, considerando este umbral, fueron:

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. De correlación r	
$R_{t+1} = 1.158 \bar{Z}^{0.317}$	Convectivas (>31 dBZ)	0.342	(2.20)
$R_{t+1} = 0.707 \bar{Z}^{0.362}$	Estratiformes (<31 dBZ)	0.396	(2.21)

Estos resultados muestran que la incorporación de un umbral para una tormenta dada, aunque permite separar en tiempo y espacio los componentes convectivo y estratiforme, no derivó en mejores resultados que los que se obtienen utilizando un criterio hidrológico para clasificar globalmente cada tormenta.

2.4.3 Relación entre la malla de reflectividad Z del radar y la malla (interpolada) de intensidades R del pluviógrafo

Finalmente, en la búsqueda de mejorar la estimación cuantitativa de la precipitación se determinaron otras relaciones entre la reflectividad del radar Z y las intensidades de los pluviógrafos R_{t+1} . Para esta nueva calibración hidrológica se trabajó con las mismas fechas seleccionadas en los estudios anteriores (Tabla 2.2), se tomaron en cuenta los resultados obtenidos en calibraciones anteriores y los criterios con los mejores resultados dados hasta ahora.

Se definió como límite de la zona de estudio, al área que incluye a la red de pluviógrafos de la SACM (Fig. 2.1). Con el fin de tener los datos de pluviógrafos en un formato análogo a los del radar (malla de celdas de 1 x 1 km), se interpolaron estos datos con el método del inverso de la distancia al cuadrado, con las mismas dimensiones y coordenadas que la malla de píxeles generada por el radar (Fig. 2.9).

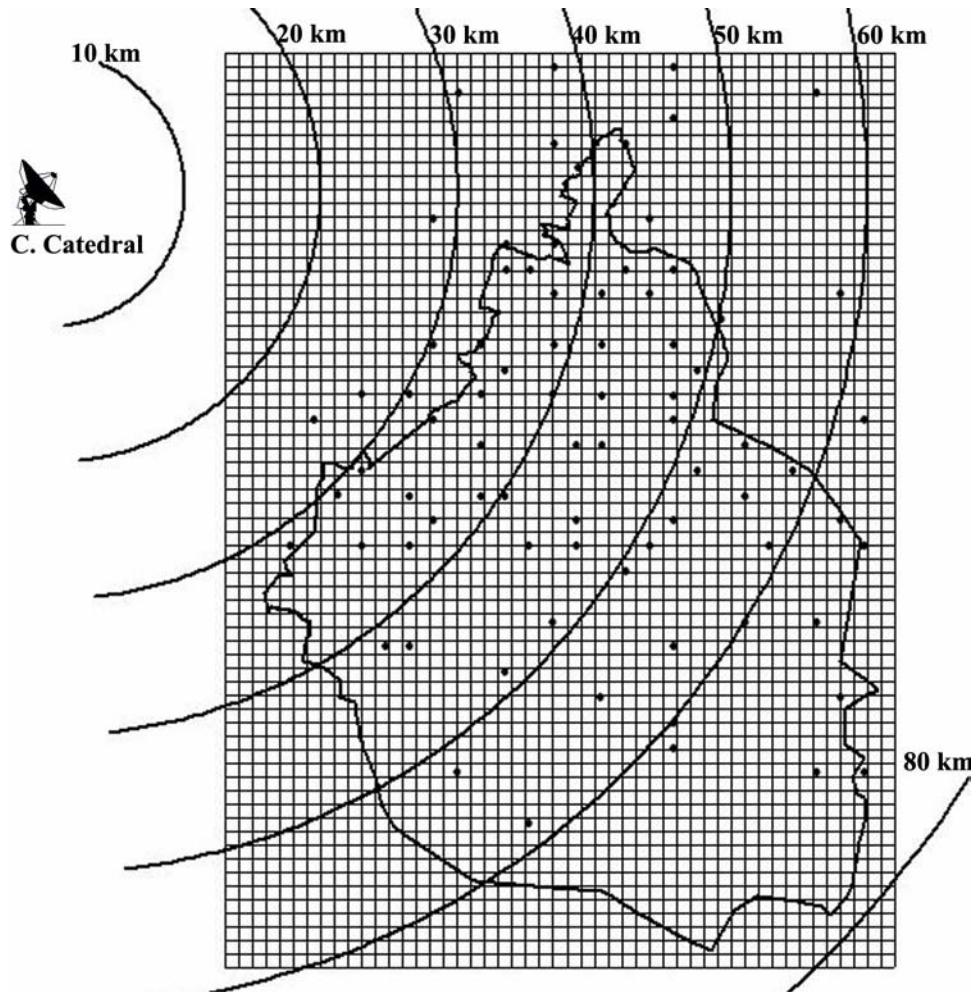


Fig. 2.9 Malla de celdas de 1 x 1 km utilizadas para datos de radar y de pluviógrafos

La primera calibración con este método se hizo considerando sólo los valores de los píxeles que caían dentro de la isoyeta de 10 mm y formando pares de puntos $\bar{Z} - \bar{R}_{t+1}$, con todas las tormentas seleccionadas. Las relaciones se obtuvieron considerando todos los pares $\bar{Z} - \bar{R}_{t+1}$, sin clasificar los tipos de tormentas y clasificándolas en convectiva y estratiforme utilizando el umbral de 31 dbZ determinado en un análisis anterior. La reflectividad \bar{Z} se estimó mediante la ecuación 2.2 y la intensidad de la lluvia \bar{R} como

$$\bar{R}_{i,t} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n R_{j,t} \quad (2.22)$$

donde

n número de celdas promediadas en una matriz de celdas de 3 x 3

$\bar{R}_{i,t}$ es la intensidad de lluvia promedio en las 9 celdas de la matriz en el intervalo de tiempo t , en mm^6/m^3

Bajo este criterio, las relaciones que se estimaron fueron

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. De correlación r	
$\bar{R}_{t+1} = 1.18 \bar{Z}^{0.18}$	Todos los pares de puntos	0.43	(2.23)
$\bar{R}_{t+1} = 0.60 \bar{Z}^{0.26}$	Convectivas	0.40	(2.24)
$\bar{R}_{t+1} = 2.21 \bar{Z}^{0.06}$	Estratiformes	0.11	(2.25)

Posteriormente se aplicó un segundo método formando pares de puntos $\bar{Z} - R_{t+1}$, donde \bar{Z} se determinó con la ecuación 2.2 y el valor de R_{t+1} se tomó de la celda central de la matriz de 3 x 3 píxeles (Fig. 2.3). Las relaciones resultantes fueron:

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. De correlación r	
$R_{t+1} = 1.22 \bar{Z}^{0.17}$	Todos los pares de puntos	0.42	(2.26)
$R_{t+1} = 0.57 \bar{Z}^{0.26}$	Convectivas	0.40	(2.27)
$R_{t+1} = 2.27 \bar{Z}^{0.06}$	Estratiformes	0.10	(2.28)

Finalmente se relacionaron los valores de Z y R puntuales de las celdas centrales de las mallas de 3x3 (Fig. 2.3)

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. De correlación r	
$R_{t+1} = 1.42Z^{0.15}$	Todos los pares de puntos	0.39	(2.29)
$R_{t+1} = 0.64Z^{0.25}$	Convectivas	0.39	(2.30)
$R_{t+1} = 2.44Z^{0.05}$	Estratiformes	0.09	(2.31)

A partir de las correlaciones obtenidas para las ecuaciones 2.23 a 2.31 se observa claramente que las calibraciones hechas sin discriminar el tipo de lluvia dan resultados aceptables y cuando se hace esta clasificación, las lluvias convectivas dan también buenos resultados, pero la correlación obtenida para lluvias estratiformes es bastante mala en todos los casos

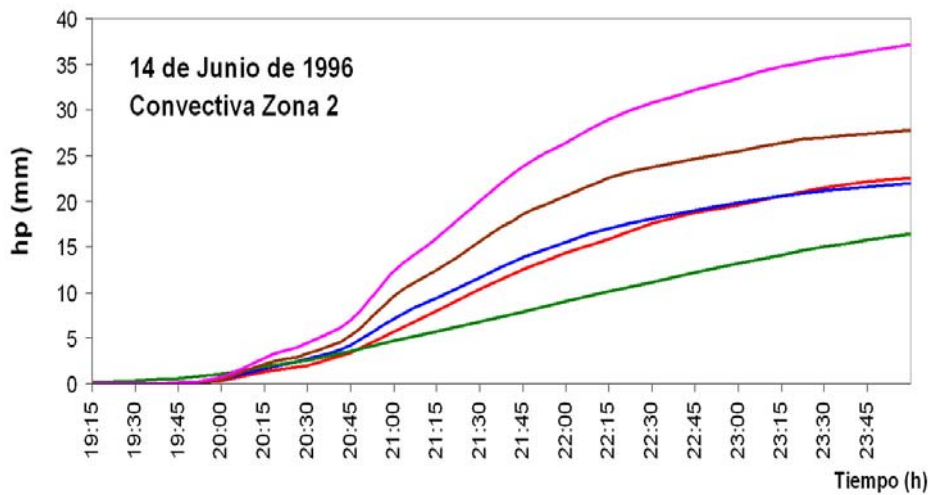
2.4.4 Análisis de resultados

De las ecuaciones resultantes en la última calibración (ecs. 2.23 a 2.31) se eligieron las de mejor coeficiente de correlación (ecs. 2.23 y 2.26) y se compararon con los resultados obtenidos con la relación de Marshall-Palmer, con las relaciones para lluvias convectivas y estratiformes obtenidas para las zonas 1 y 2 (ecs. 2.11 a 2.14) y con los datos de pluviógrafos. La comparación se hizo empleando las curvas masa promedio estimadas sobre el área encerradas por las isoyetas de 10 mm, con cada una de las ecuaciones seleccionadas (Fig. 2.10).

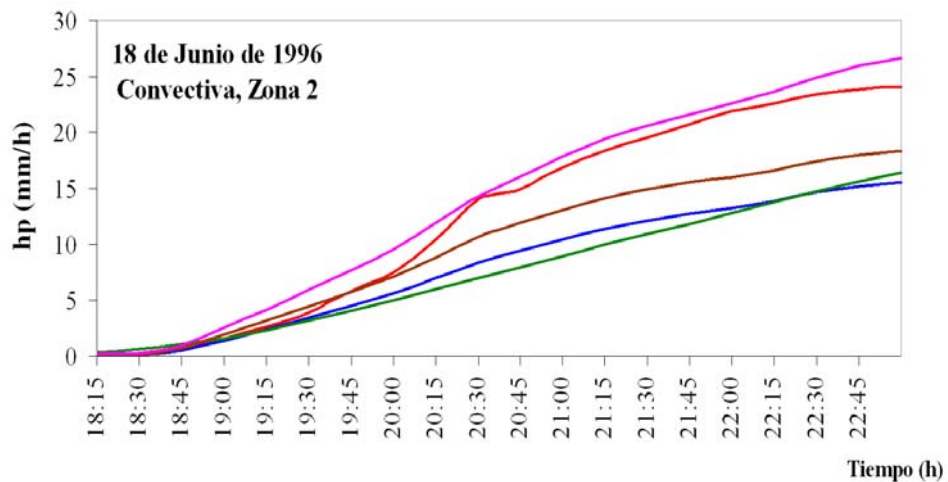
De las curvas masa de las tormentas para cada una de esas ecuaciones de calibración, se ve que las ecuaciones de calibración que más se acercan a lo estimado por los pluviógrafos son las obtenidas para las zonas 1 y 2 (ecs. 2.11 a 2.14). De este resultado y de las ecuaciones de calibración obtenidas en este capítulo, se muestra la correlación cercana obtenida para las lluvias convectivas y para las tormentas sin clasificar en convectivas o estratiformes, lo que indica que la parte convectiva de la tormenta predomina fuertemente sobre la estratiforme y no es necesaria su clasificación por medio de un umbral. Este predominio de las lluvias convectivas sobre las estratiformes explicaría también la baja correlación que se obtuvo con las lluvias estratiformes ya que las tormentas que fueron seleccionadas son predominantemente convectivas.

Adicionalmente, independientemente de cuál sea la ecuación con la que se construyan las curvas masa, se observa que el radar reproduce la forma de la tormenta en el tiempo; la variación influye sólo sobre la cantidad de precipitación, es decir, el radar estima en mayor o menor cantidad, pero siempre reproduciendo la forma del hietograma y de la curva masa.

Como se comentó, una mejor correlación no necesariamente significa una mejor estimación de la precipitación por parte del radar. La selección se debe basar en el empleo de las características o comportamiento físico de las tormentas más que obligar a la relación $Z-R$ a que nos proporcione el mejor coeficiente de correlación. Es por esto que se evitó utilizar el método de las coincidencias de probabilidades en ventanas y sólo se emplearon partes del método, es decir, las que influyen sobre la geometría y no sobre la parte probabilística.



a)



b)

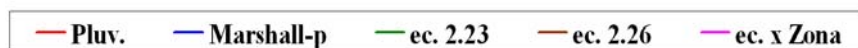


Fig. 2.10 Curvas masa de cada una de las tormentas estimadas

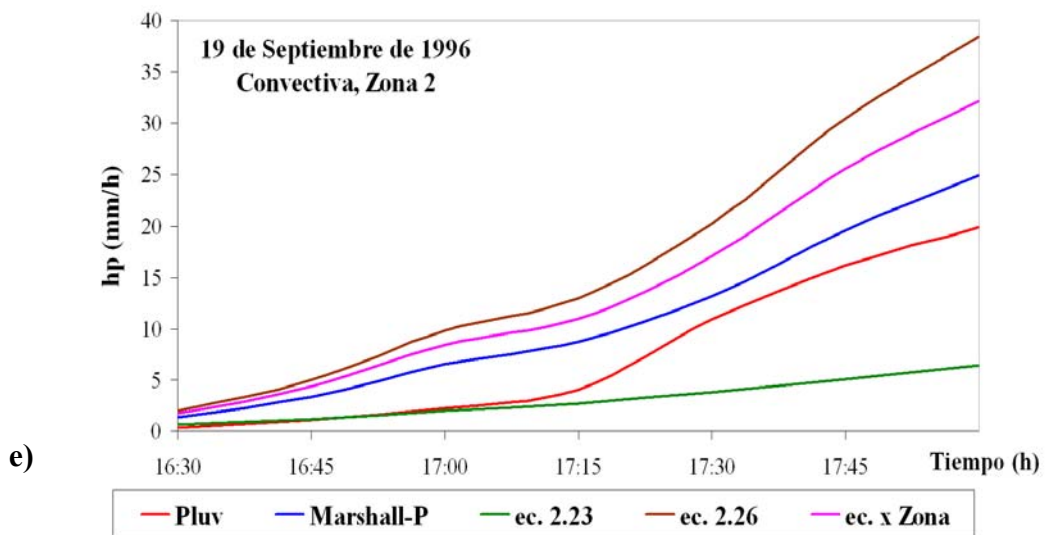
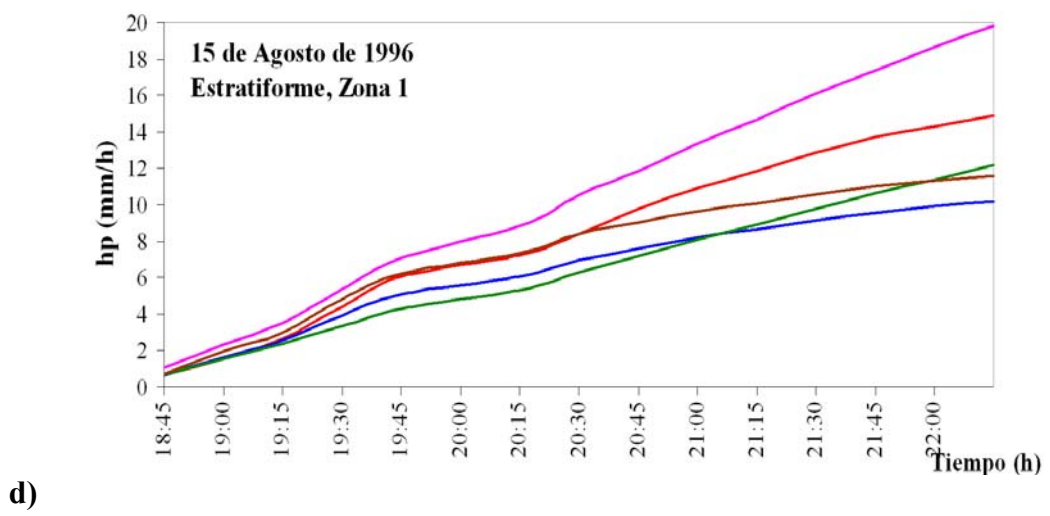
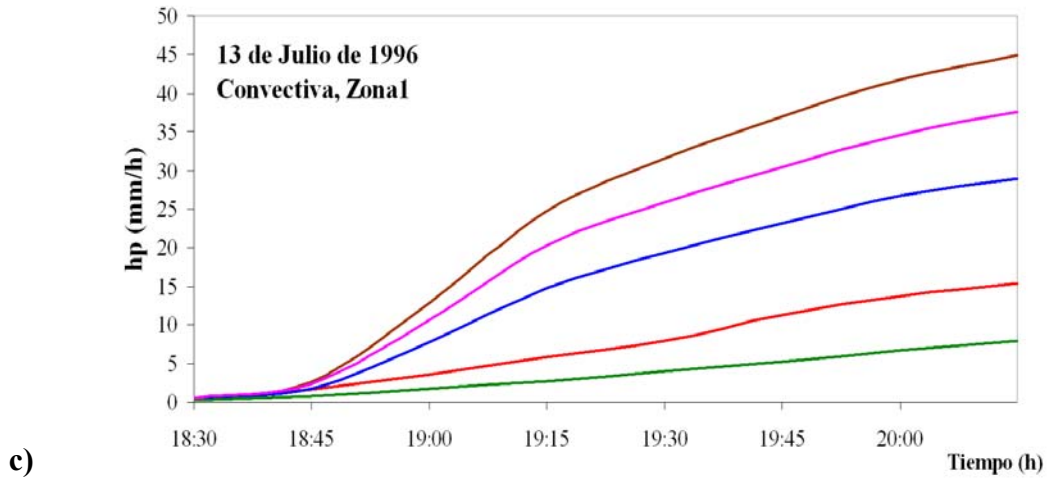
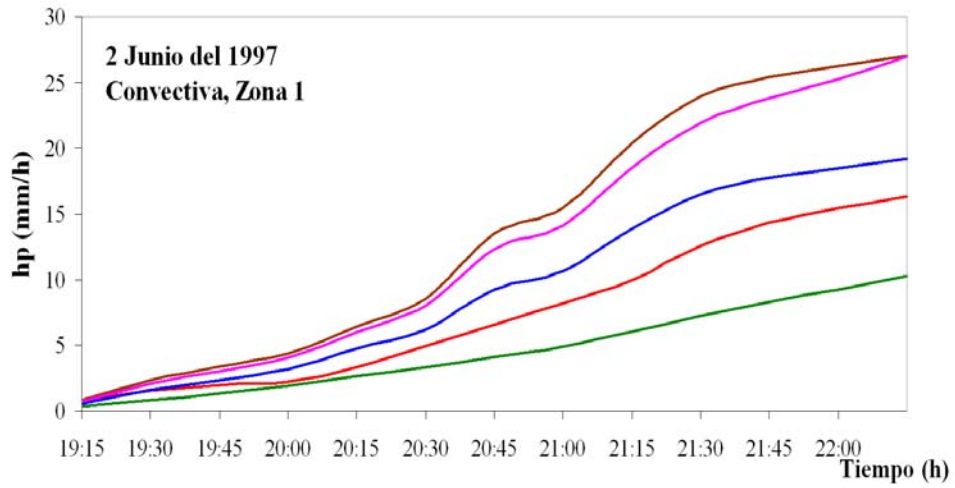
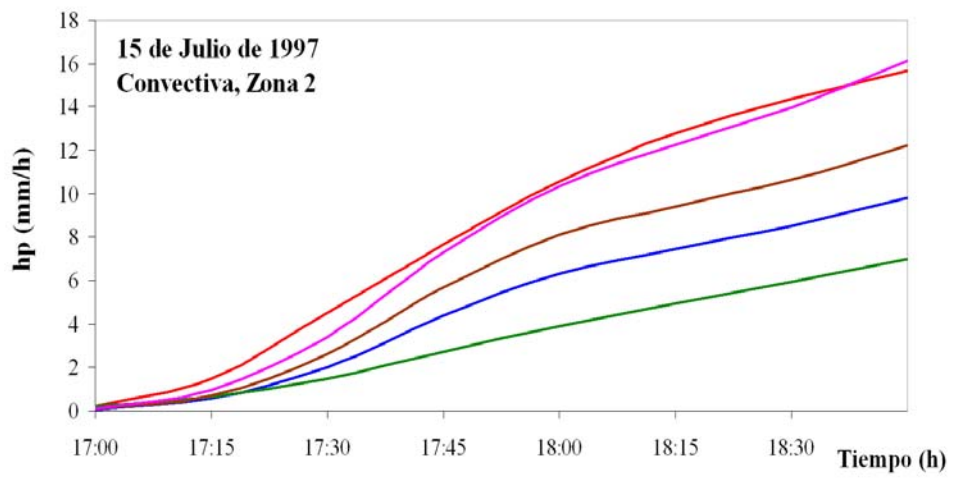


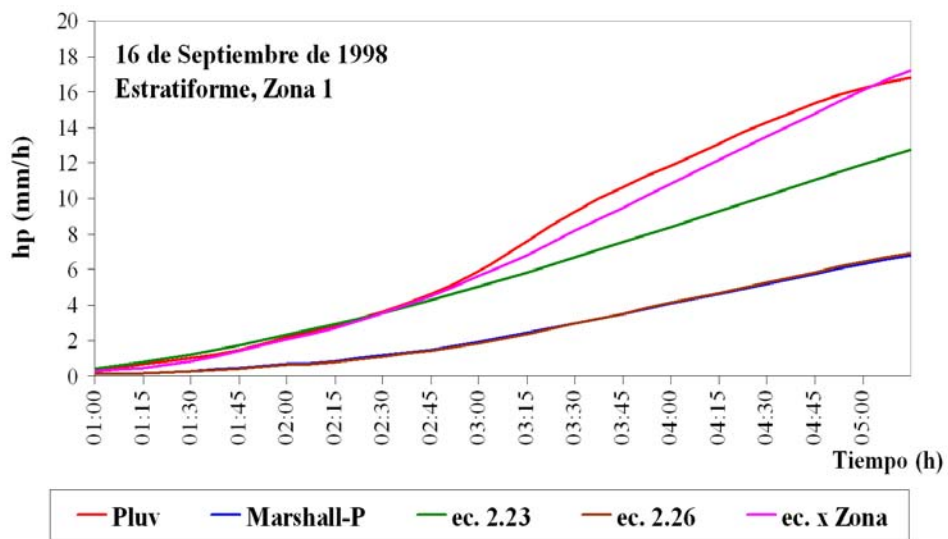
Fig. 2.10 Continuación...



f)

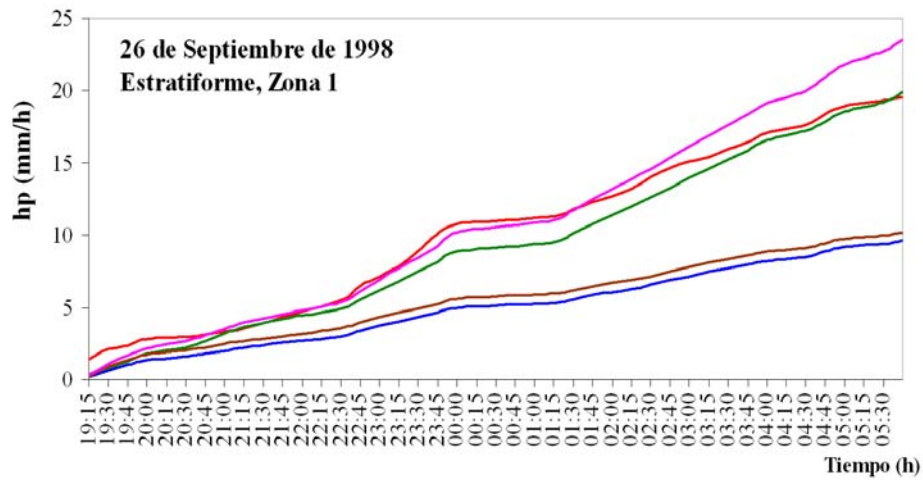


g)

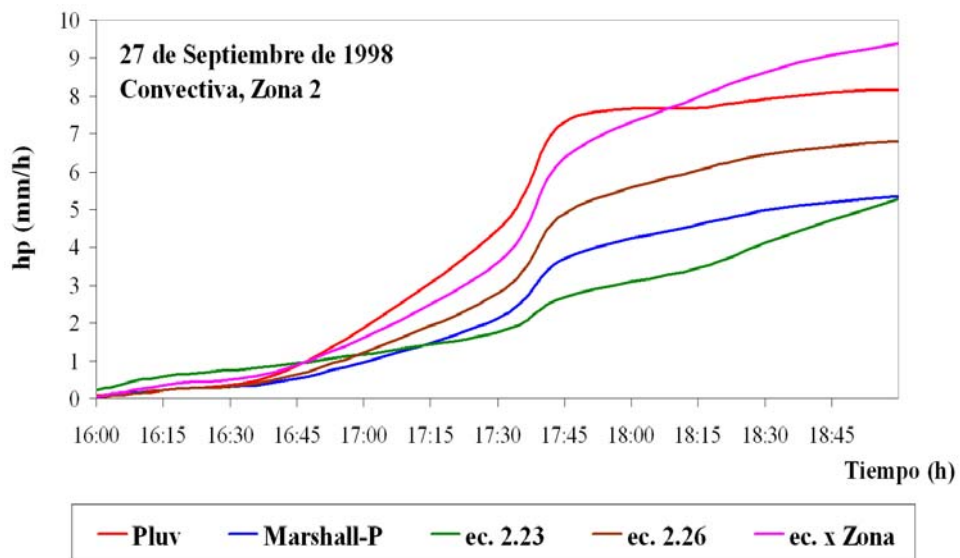


h)

Fig. 2.10 Continuación...



i)



j)

Fig. 2.10 Continuación...

2.5 Conclusiones y recomendaciones

Para la búsqueda de una relación Z-R en la zona del Distrito Federal se intentó mejorar la relación de Marshall-Palmer, que actualmente emplea el radar meteorológico del cerro La Catedral, la cual fue obtenida para lluvias estratiformes y para climas templados (Atlas, 1997).

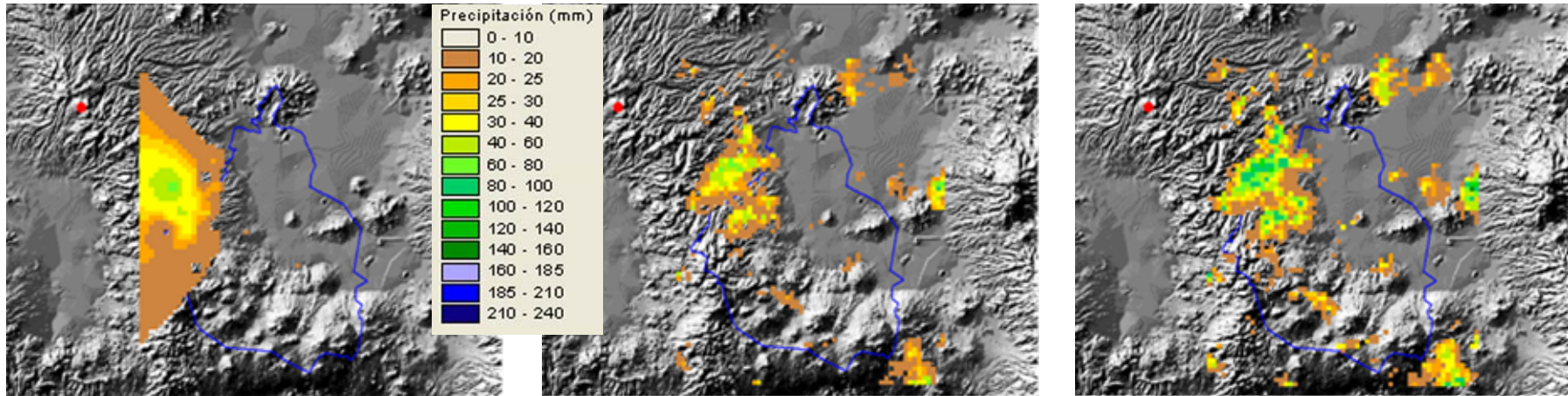
Por otra parte, el uso de pluviógrafos para corregir las diferencias de estimación con respecto al radar es útil únicamente cuando la lluvia es más o menos uniforme sobre distancias comparables a las existentes entre pluviógrafos; de otra manera, se tendrían que emplear tantos pluviógrafos que la existencia del radar no sería necesaria. Por eso es importante combinar este método con las mejoras tecnológicas hechas al radar, como la polarización, para alcanzar mejores estimaciones cuantitativas con este instrumento. Un ejemplo de la utilización de la relación entre intensidades de pluviógrafos y reflectividades de radar como único recurso para la calibración hidrológica lo muestran los resultados mostrados en la literatura acerca de las variaciones de estimaciones de la precipitación entre ambos instrumentos, en donde se reportan desviaciones de 1.7 y 2.2 veces. En un estudio hecho sobre la zona de la cuenca del río Mixcoac se obtuvo una desviación de 2.7 veces (González et al., 1997).

Finalmente se presentan las imágenes de las lluvias acumuladas para cada tormenta (Fig. 2.11) y las imágenes de cada intervalo de tiempo de la tormenta del 1 de septiembre de 1996 (Fig. 2.12). En ellas se muestra lo calculado con base en los pluviógrafos, las lluvias que actualmente estima el radar con la ecuación de Marshall-Palmer y las lluvias que se obtendrían con las ecuaciones que resultaron de la calibración hidrológica (ec. 2.11 a 2.14). Las escalas de valores de precipitación de las tormentas acumuladas y las de cada intervalo se muestran antes de la figura 2.10.

Pluviógrafos

Marshall-Palmer

Ajuste Zona 2



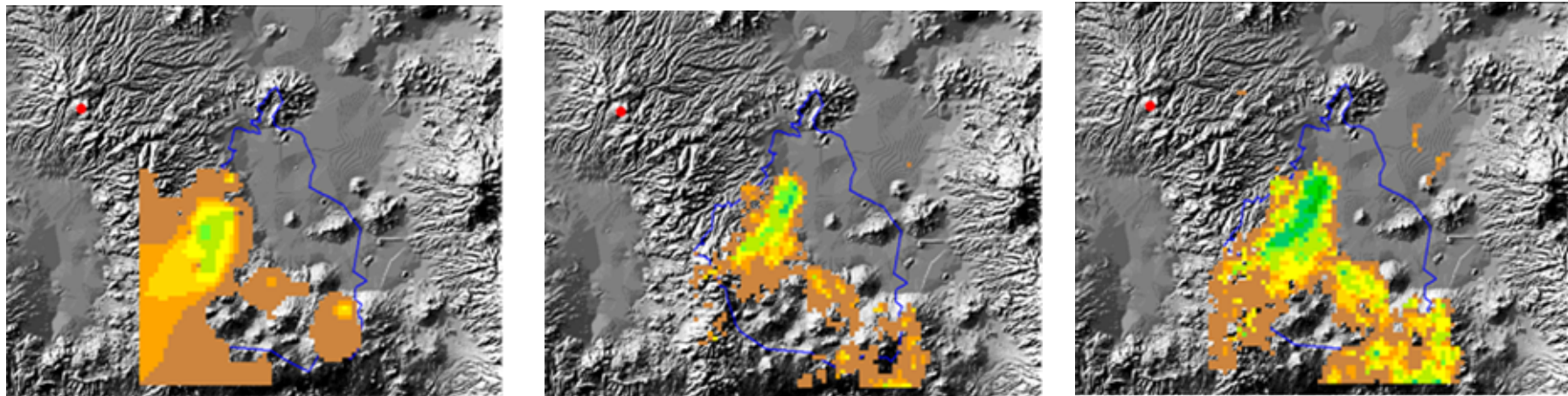
Convectiva

Fig.2.11a Tormenta acumulada del 23 de Septiembre de 1995 (15:00-18:45).

Pluviógrafos

Marshall-Palmer

Ajuste Zona 2



Convectiva

Fig. 2.11b Tormenta acumulada del 14 de Junio de 1996 (19:00-24:00)

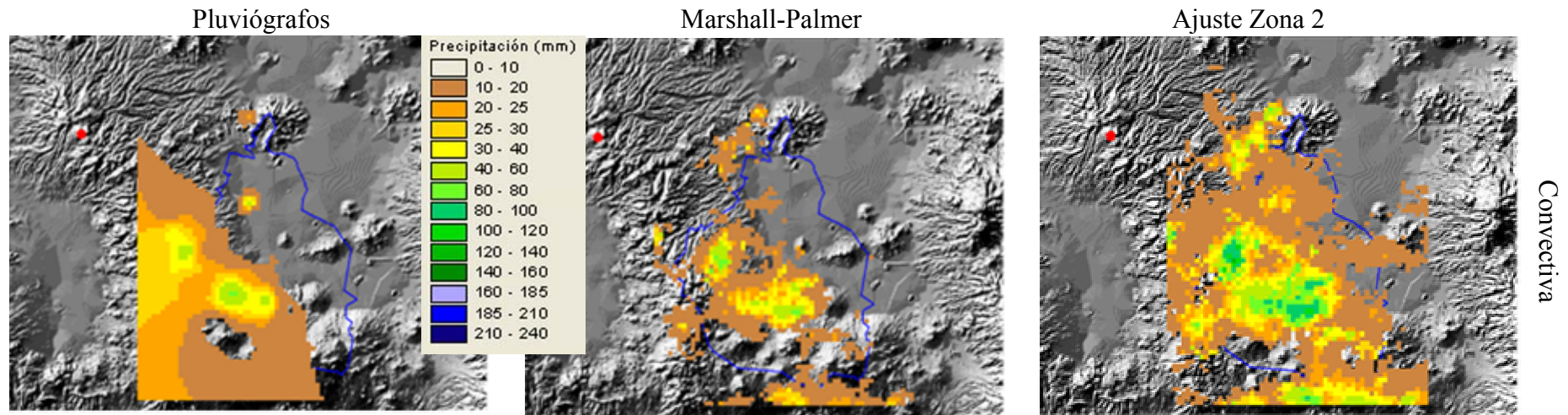


Fig. 2.11c Tormenta acumulada del 18 de Junio de 1996 (17:30-23:00)

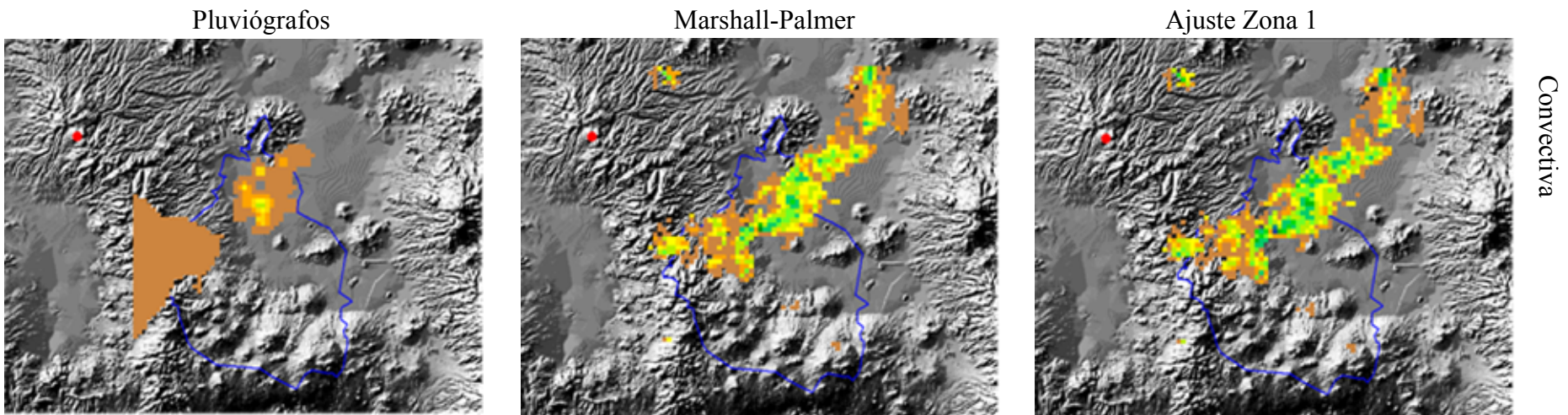


Fig. 2.11d Tormenta acumulada del 13 de Julio de 1996 (18:00-20:15)

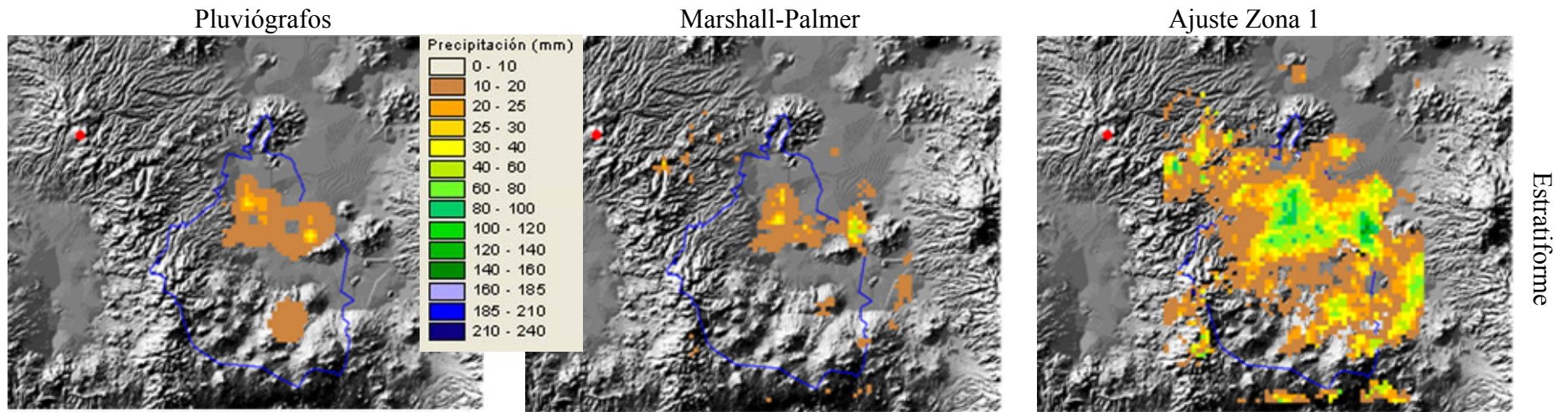


Fig. 2.11e Tormenta acumulada del 15 de Agosto de 1996 (18:30-22:15)

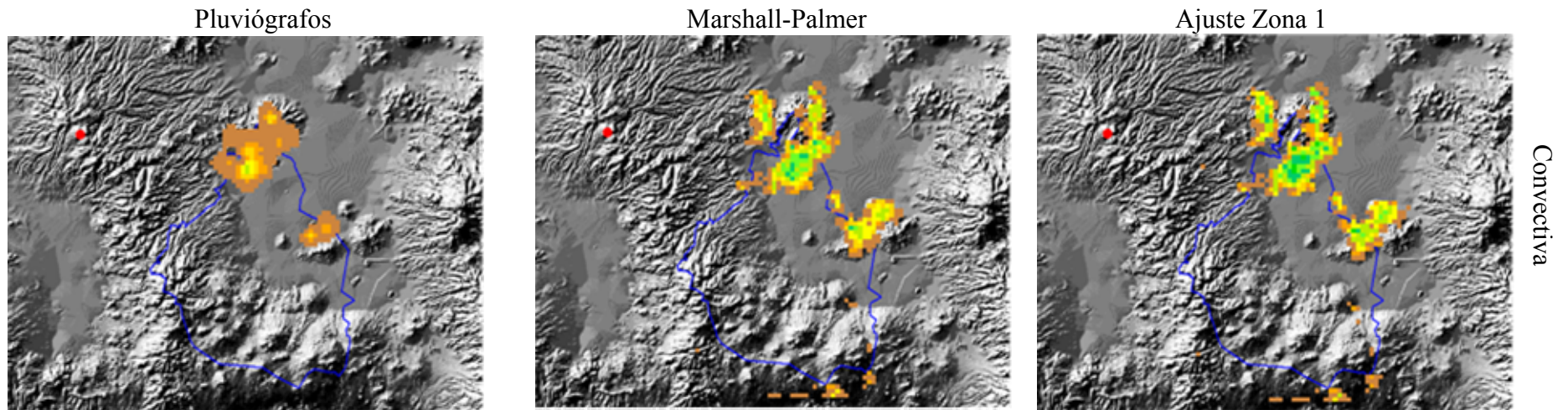


Fig. 2.11f Tormenta acumulada del 01 de Septiembre de 1996 (15:15-17:00)

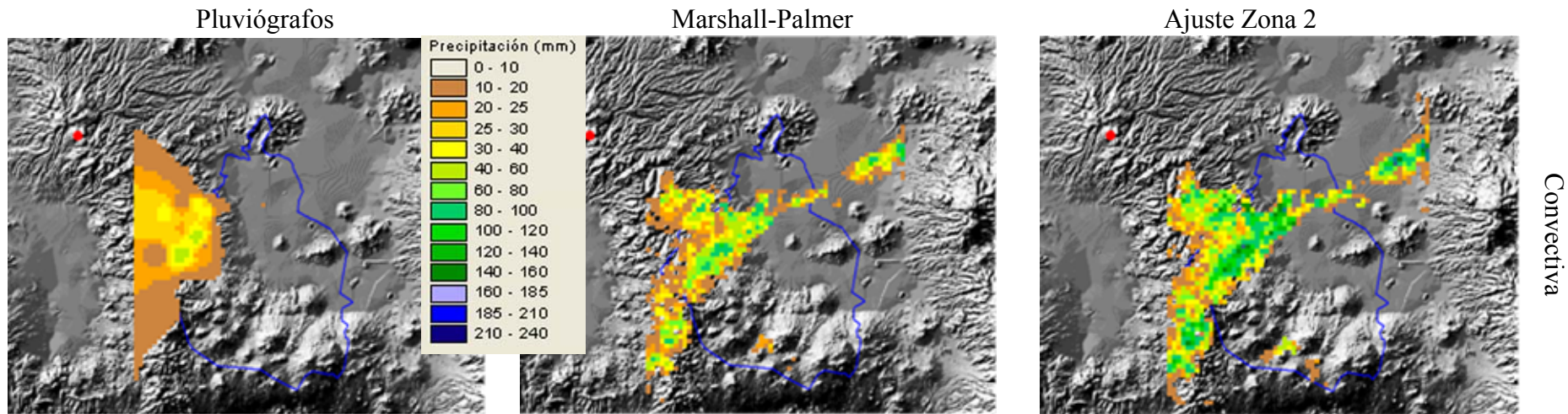


Fig. 2.11g Tormenta acumulada del 19 de Septiembre de 1996 (16:15-18:00)

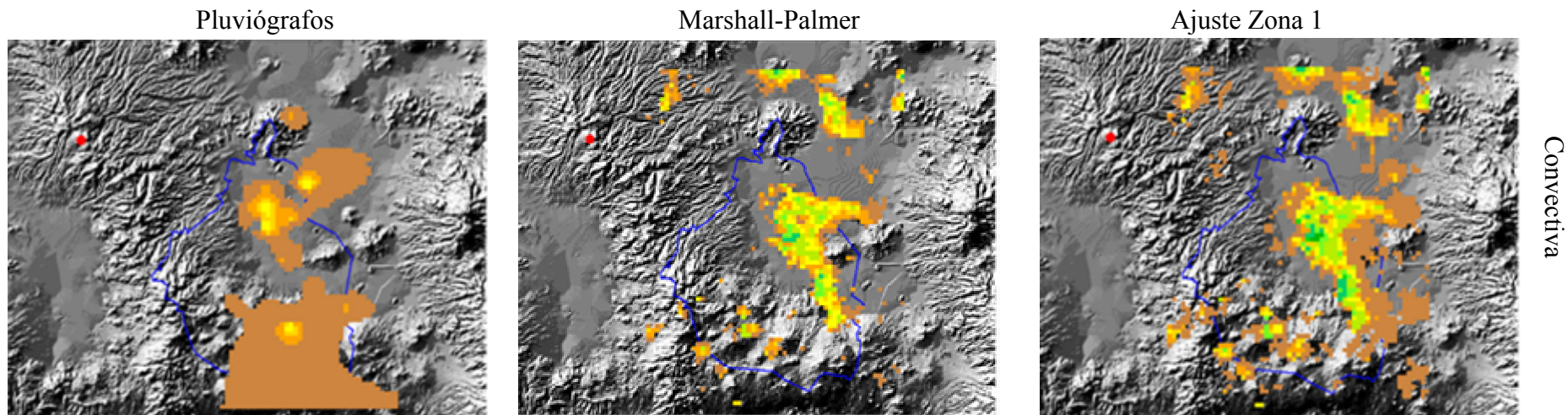


Fig. 2.11h Tormenta acumulada del 2 de Junio de 1997 (19:00-22:15)

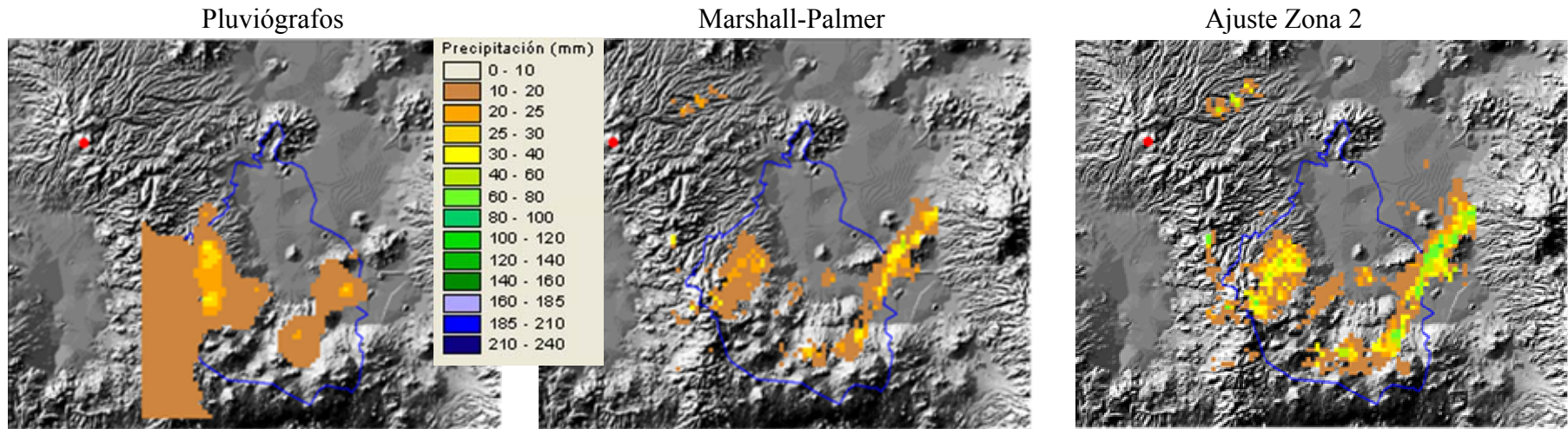


Fig. 2.11i Tormenta acumulada del 15 de Julio de 1997 (16:45-18:45)

Convectiva

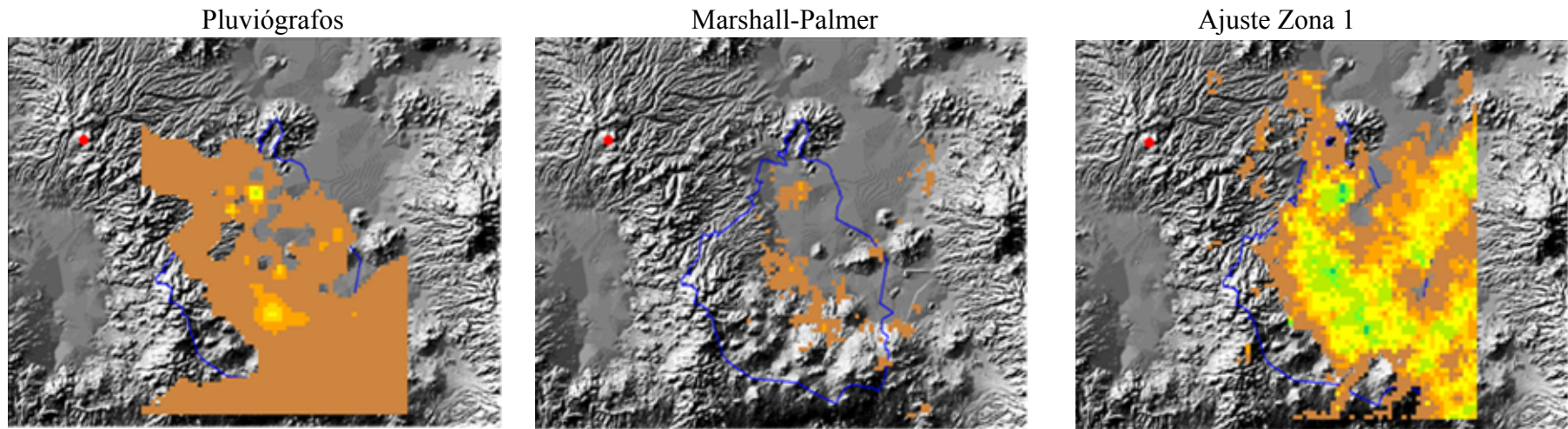


Fig. 2.11j Tormenta acumulada del 16 de Septiembre de 1998 (00:45-05:45)

Estratiforme

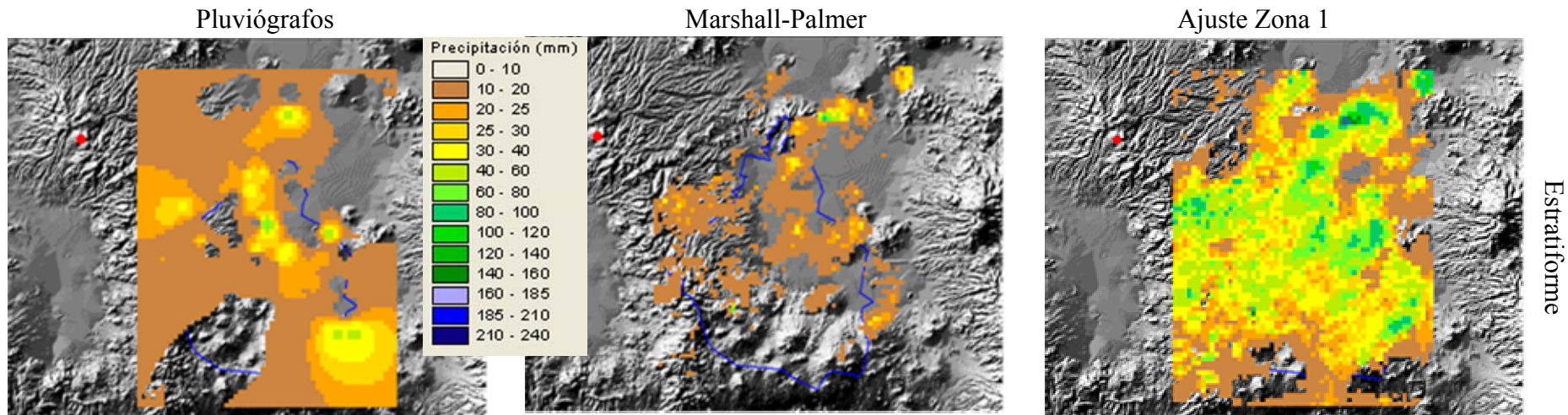


Fig. 2.11k Tormenta acumulada del 26 de Septiembre de 1998 (19:00-05:45)

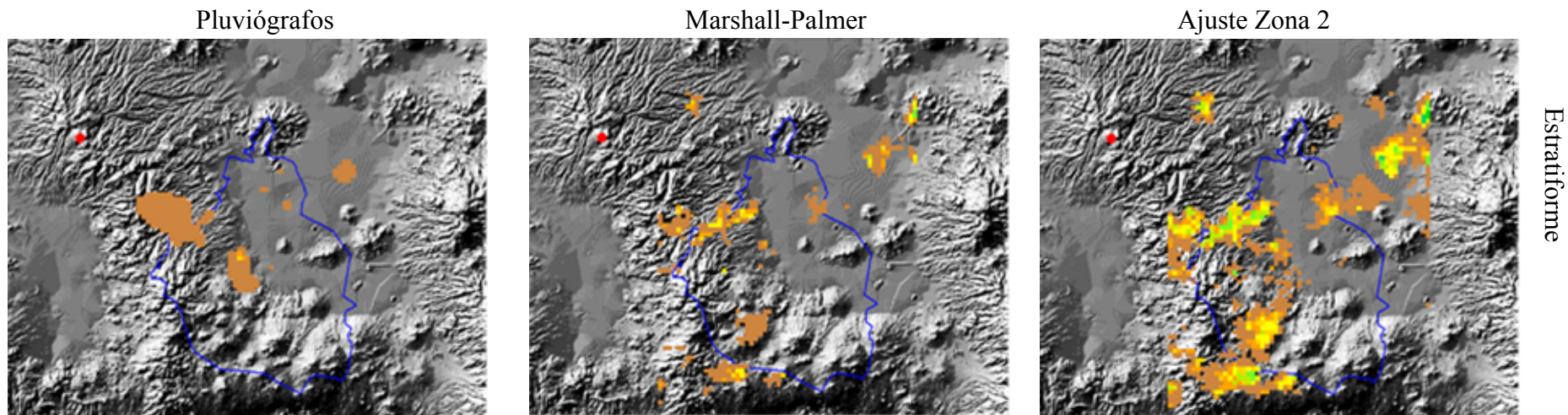


Fig. 2.11m Tormenta acumulada del 27 de Septiembre de 1998 (15:45-18:45)

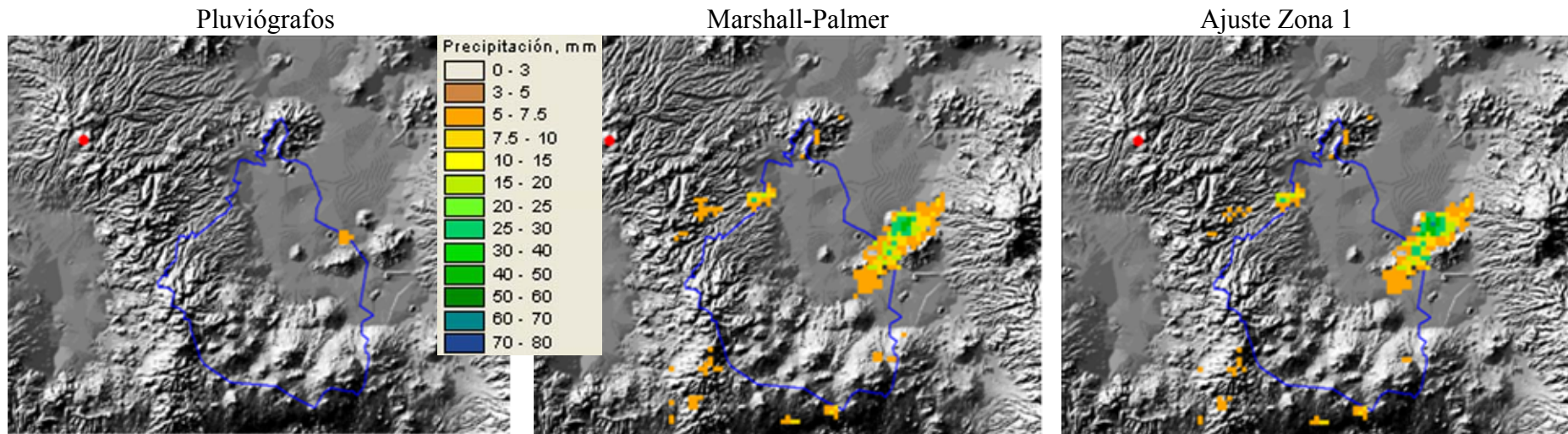


Fig. 2.12a Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 15:15 h... **Convectiva**

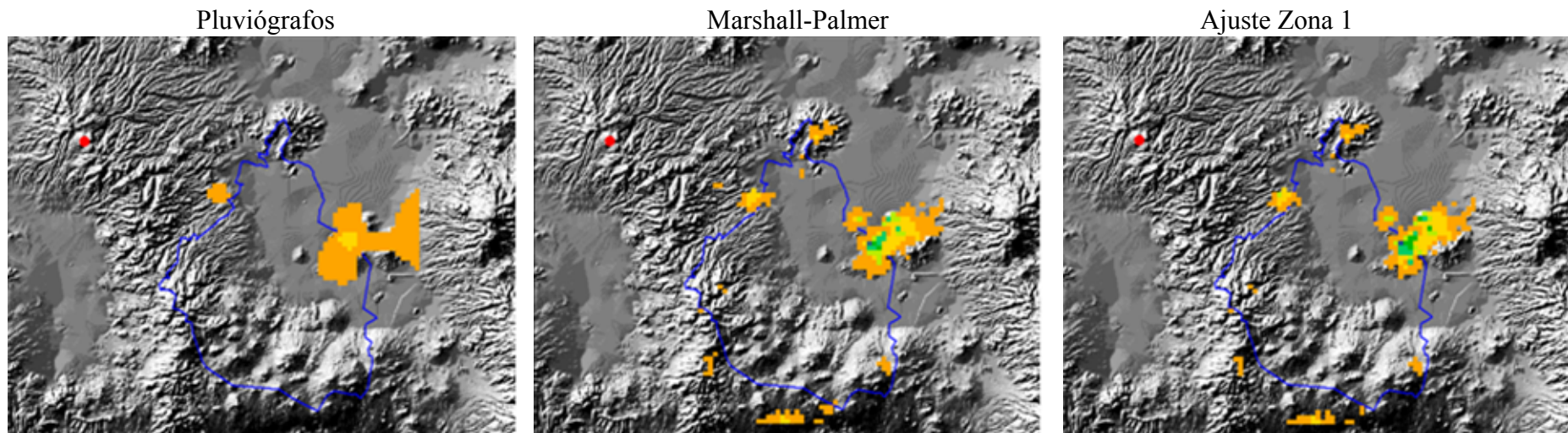


Fig. 2.12b Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 15:30 h

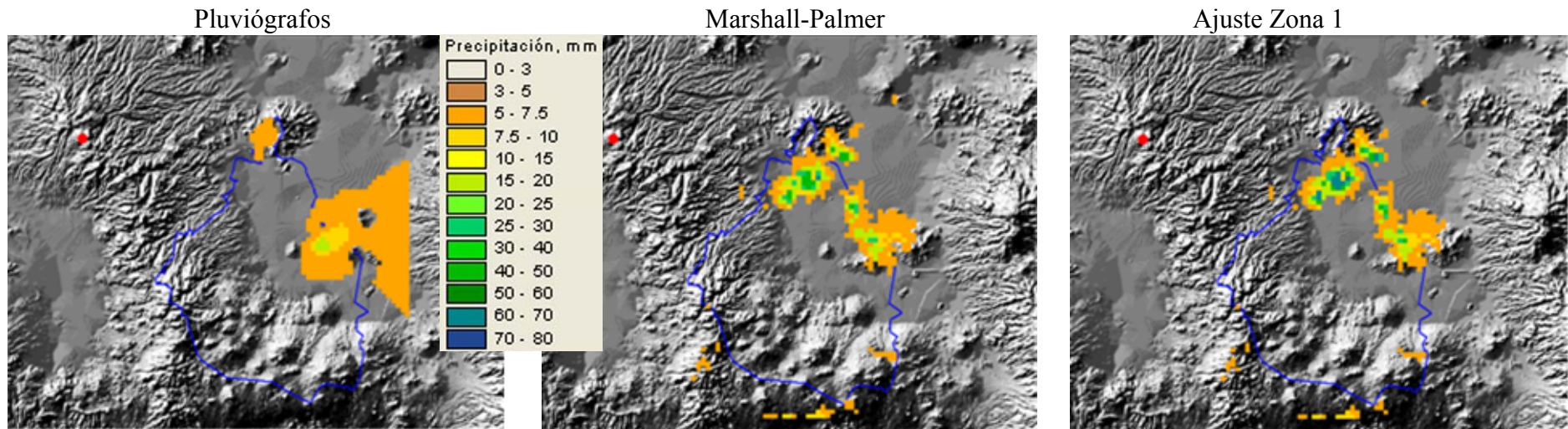


Fig. 2.12c Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 15:45 h

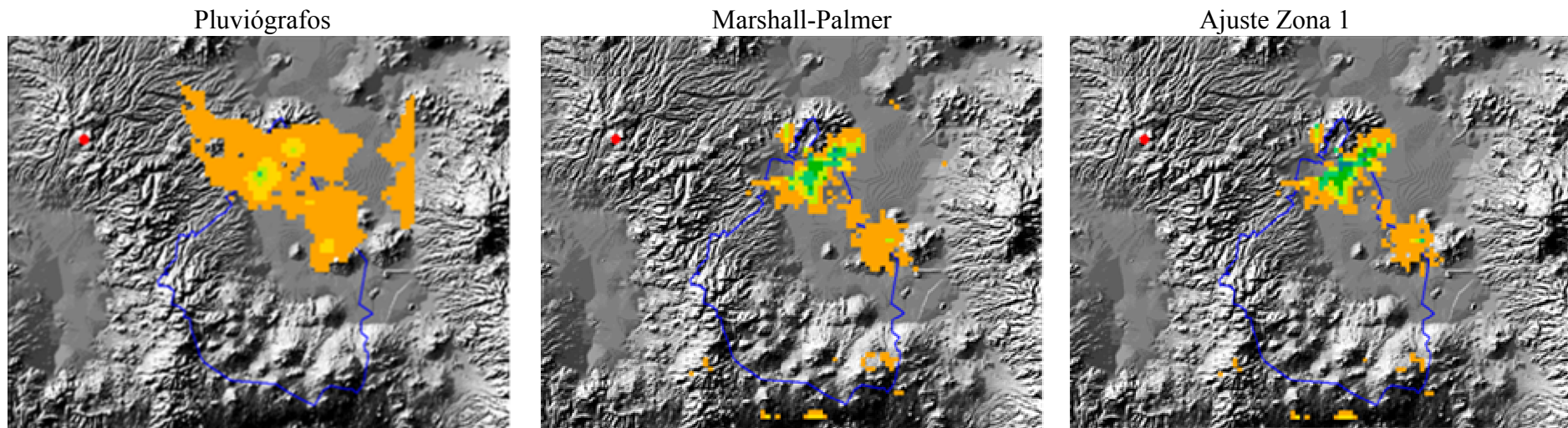


Fig. 2.12d Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 16:00 h

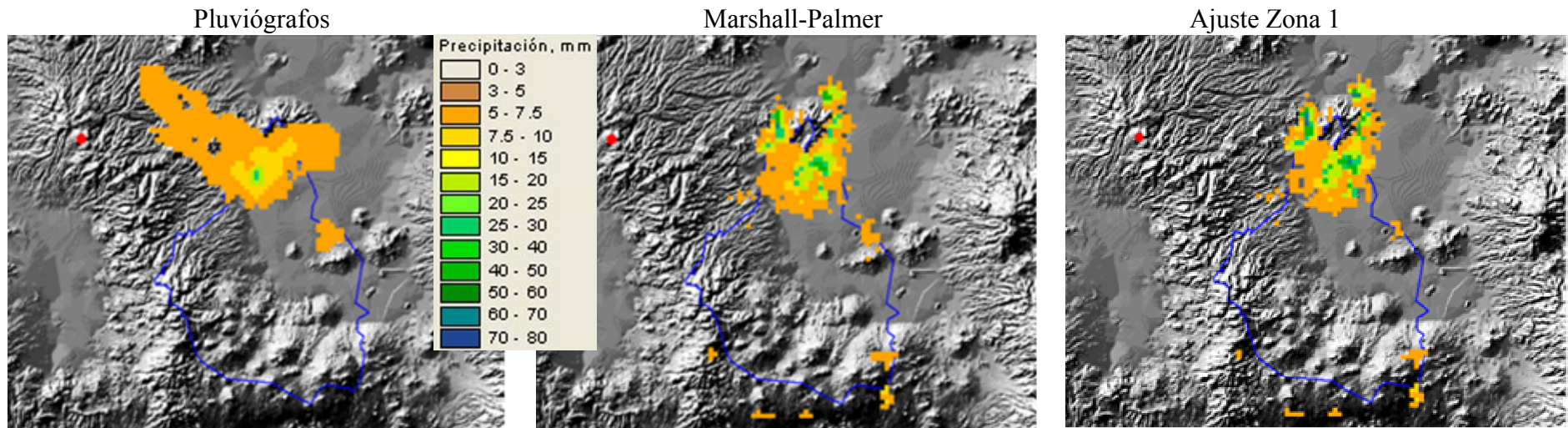


Fig. 2.12e Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 16:15 h

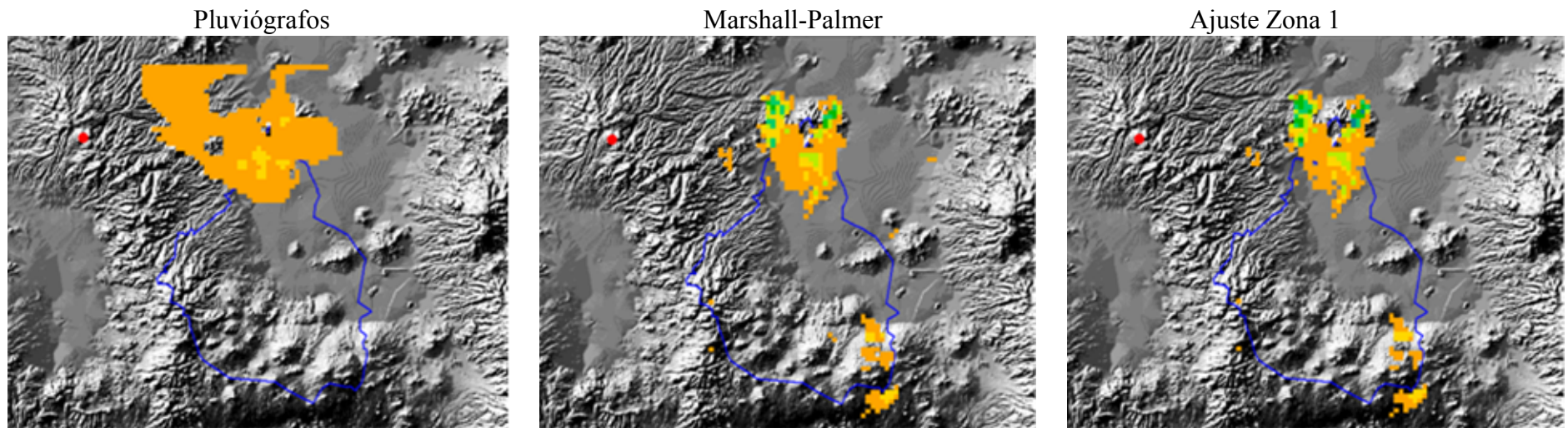


Fig. 2.12f Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 16:30 h

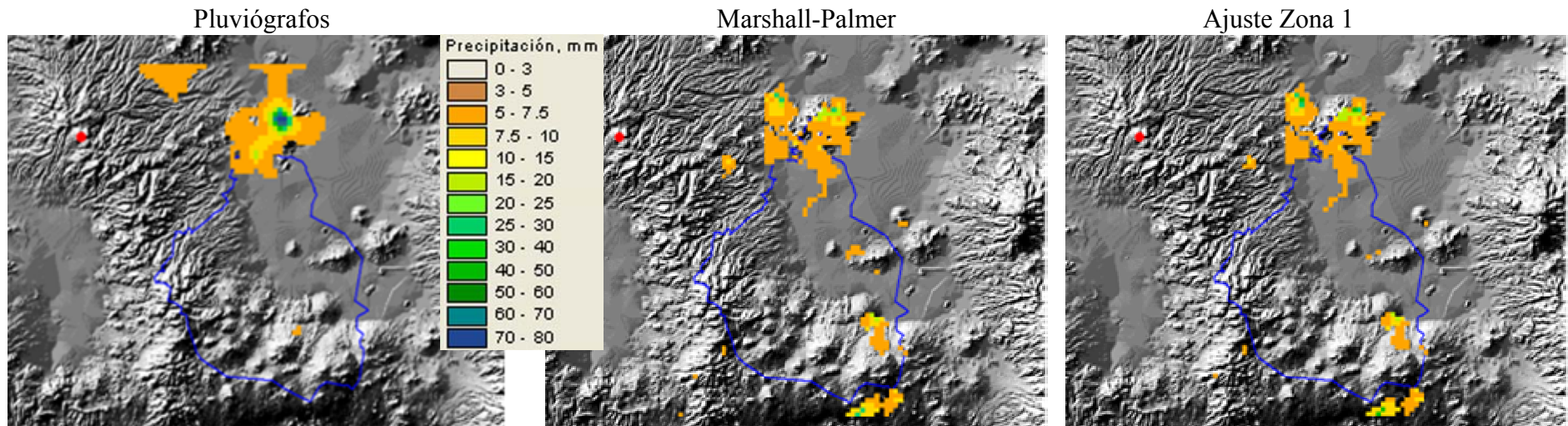


Fig. 2.12g Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 16:45 h

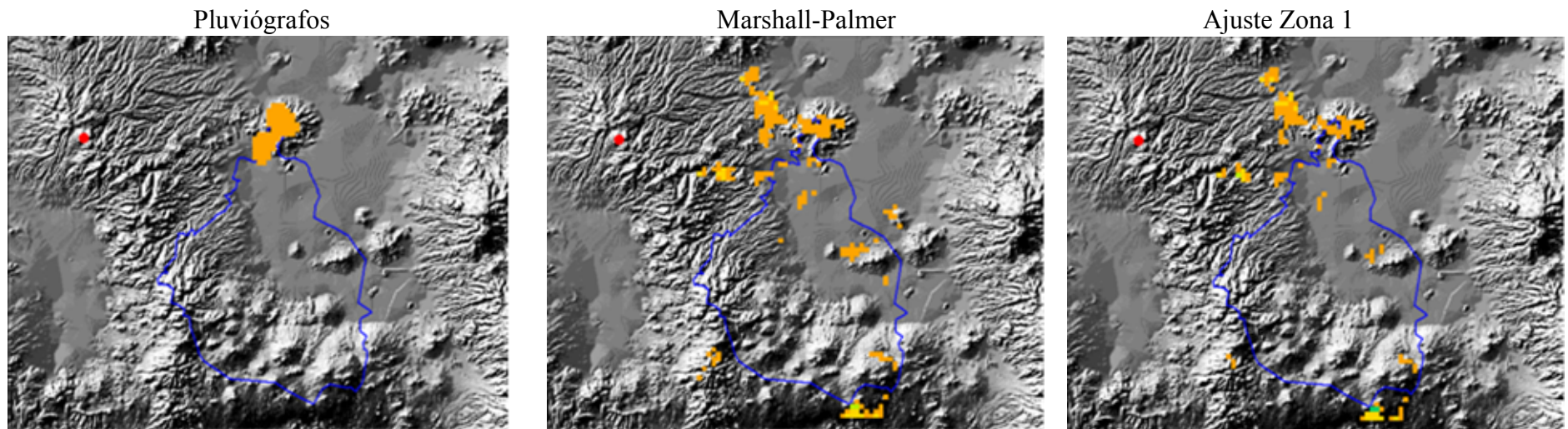


Fig. 2.12h Tormenta del 1 de Septiembre de 1996, 17:00 h

De estas figuras se puede observar que:

- a) Las zonas de precipitación detectadas son las mismas en los tres casos
- b) La magnitud de la precipitación total en el centro principal de las tormentas tiende a ser similar a la del radar y, por otra parte, el radar detecta áreas de precipitación que no siempre son detectados por los pluviógrafos a pesar de que se trata de una red de pluviógrafos muy densa. Evidentemente, con redes de pluviógrafos menos densas serían más los centros de tormentas que no serían detectados
- c) La interpolación realizada a partir de los datos de pluviógrafos tiende a suavizar la estructura de la tormenta y a cubrir una zona mayor que la del radar
- d) La diferencias entre lo que estiman el radar y los pluviógrafos pueden explicarse en estas figuras, en donde se observa que las áreas que caen dentro de las isoyetas de 10 mm, y que fueron determinadas con los pluviógrafos, no son las mismas que las que cubre el radar; así, al calibrar con base en este criterio, se pierde la similitud geométrica entre las tormentas detectadas con ambos instrumentos
- e) Para la zona 1, la precipitación estimada con la ecuación de Marshall-Palmer es muy similar a la obtenida en este estudio con la ecuación de ajuste para lluvias convectivas (ec. 2.11) y ambas subestiman ligeramente los valores obtenidos con los pluviógrafos
- f) Para la zona 2, la ecuación de ajuste para lluvias convectivas (ec. 2.13) da ligeramente mejores resultados que con la ec. de Marshall-Palmer
- g) En las zonas 1 y 2 es recurrente que la ec. de ajuste obtenida para lluvias estratiformes (ecs. 2.12 y 2.14, respectivamente) sobreestima la lluvia con respecto al pluviógrafo, mientras que la ec. de Marshall-Palmer la subestima
- h) En la evolución cada 15 minutos de la tormenta del 1 de septiembre de 1996, el radar detecta la tormenta un intervalo antes del que lo hacen los pluviógrafos

De las observaciones anteriores se concluye que las ecuaciones recomendadas para estimar la precipitación en las Zonas 1 y 2 son

Ecuación de calibración	Criterio	Coef. de correlación r	
$R_{t+1} = 0.016 \bar{Z}^{0.714}$	Convectivas (Zona 1)	0.39	(2.11)
$R_{t+1} = 0.149 \bar{Z}^{0.625}$	Estratiformes (Zona 1)	0.27	(2.12)

$$R_{t+1} = 0.024 \bar{Z}^{0.714} \quad \text{Convectivas (Zona 2)} \quad 0.52 \quad (2.13)$$

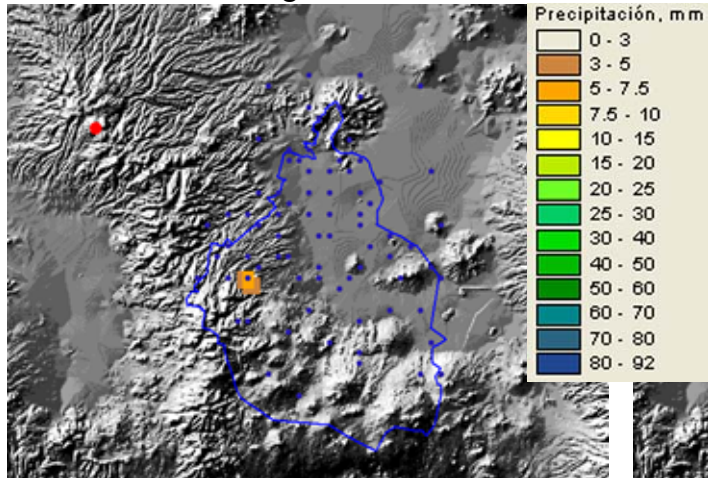
$$R_{t+1} = 0.077 \bar{Z}^{0.625} \quad \text{Estratiformes (Zona 2)} \quad 0.29 \quad (2.14)$$

Las ecuaciones para lluvias estratiformes no dan buenos resultados en ningunos de los casos; sin embargo no son relevantes para las tormentas extremas.

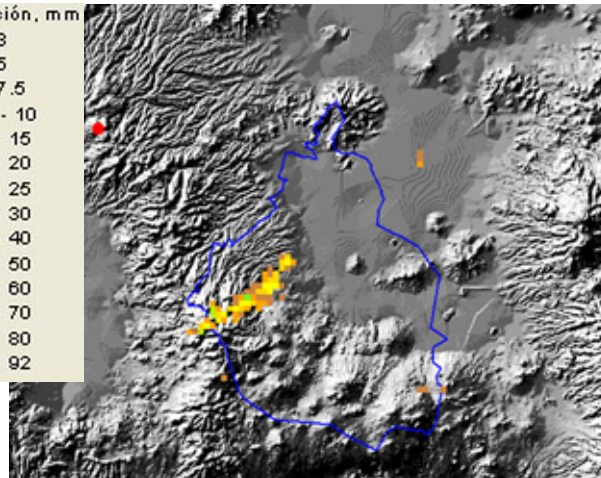
Como resultado adicional, en la figura 2.13 se muestran los valores acumulados cada hora para la tormenta del 14 de junio de 1996. En estas imágenes se puede ver que en la zona sur, entre más alta es la elevación del terreno, y más difícil el acceso, la cantidad de pluviómetros va disminuyendo hasta llegar a zonas sin ninguno de ellos. Lo anterior ocasiona que cualquier tormenta, como la de este caso, que se precipite sobre esta área no pueda detectarse. Claramente, el radar no padece de este problema y puede detectar las tormentas que se presenten en áreas de difícil acceso, donde no existen pluviómetro para percibirlos.

También se puede observar en esta figura que el radar estima mejor la lluvia con la ecuación de calibración obtenida en esta tesis que con la ecuación de Marshall-Palmer que actualmente utiliza el radar para estimar la precipitación. La mejora muestra que la ecuación de Marshall-Palmer, obtenida para lluvias estratiformes en otras latitudes, no reproduce adecuadamente las lluvias convectivas que se seleccionaron para este análisis en la zona del Distrito Federal

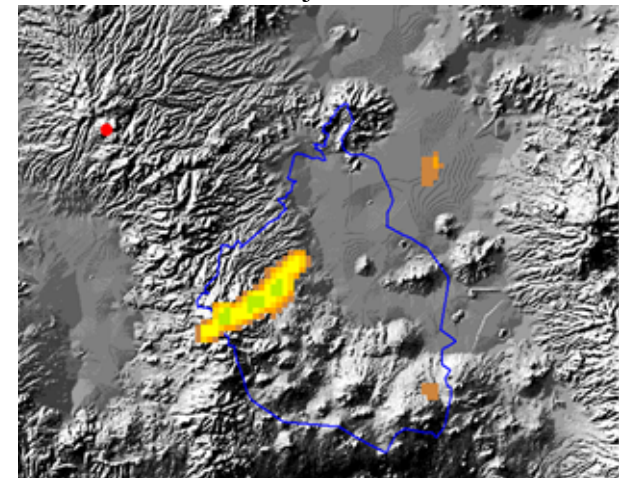
Pluviógrafo



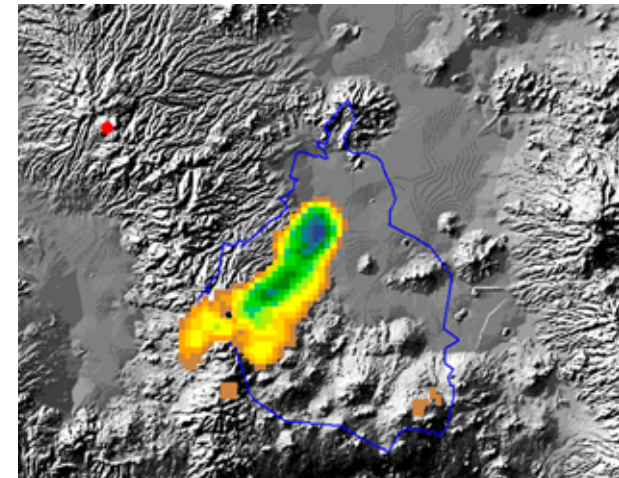
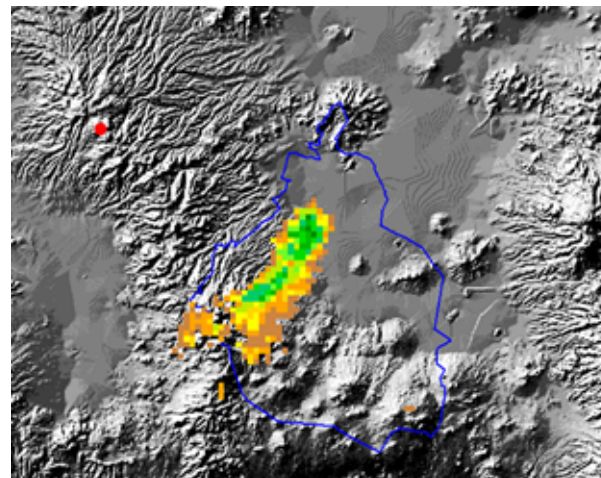
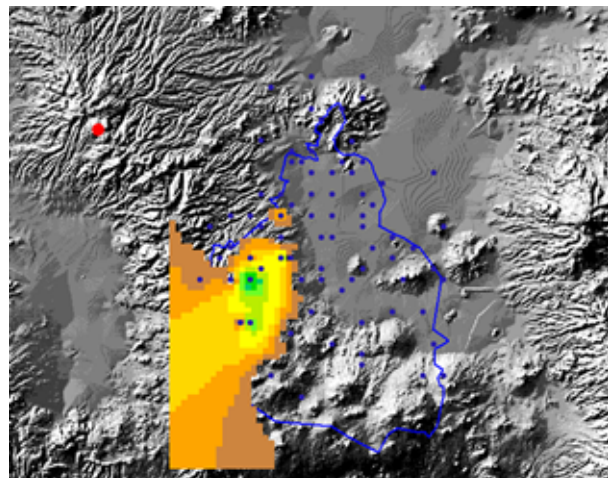
Marshall-Palmer



Ajuste



19:00-20:00



20:00-21:00

Fig. 2.13 Tormenta del 14 de junio de 1996

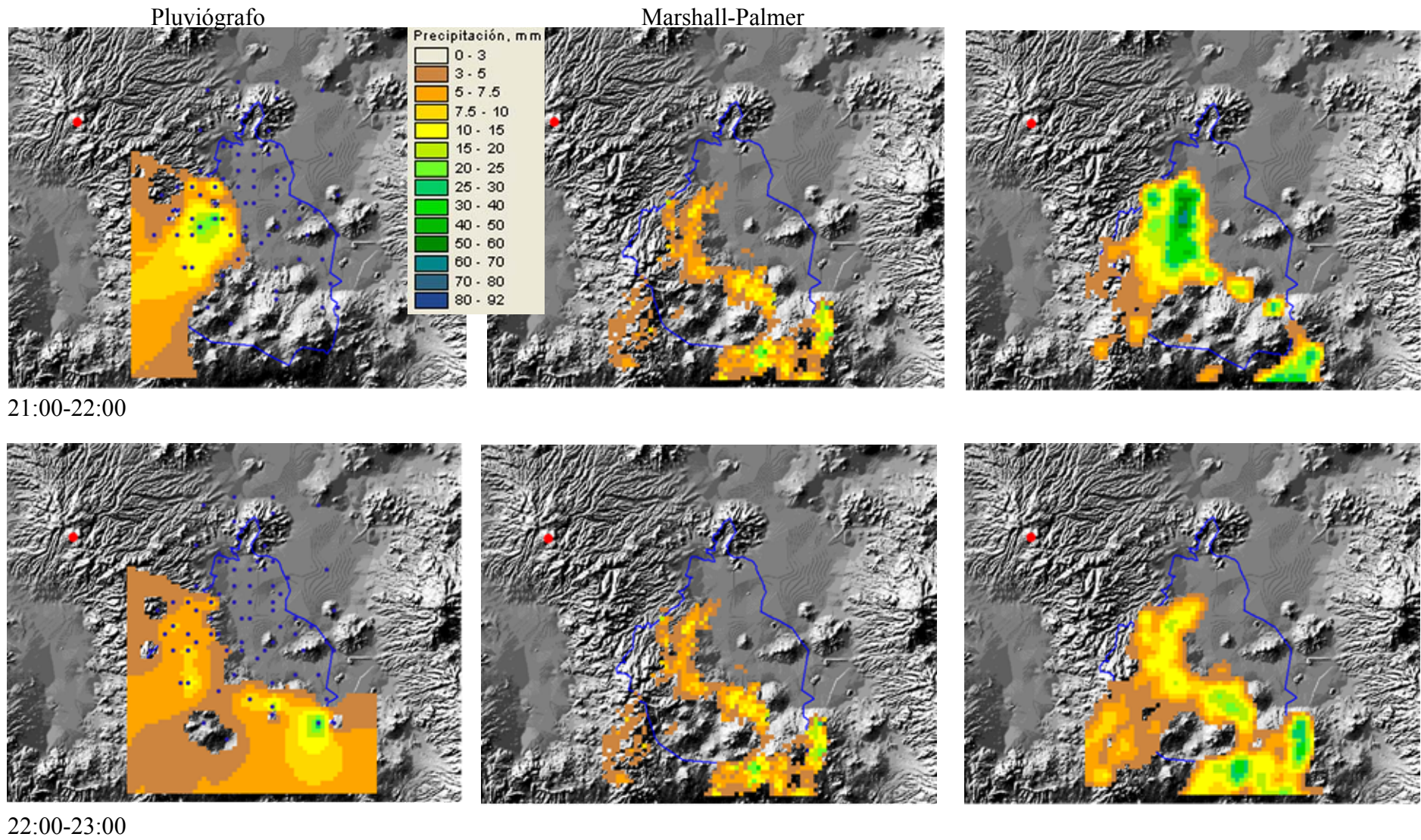
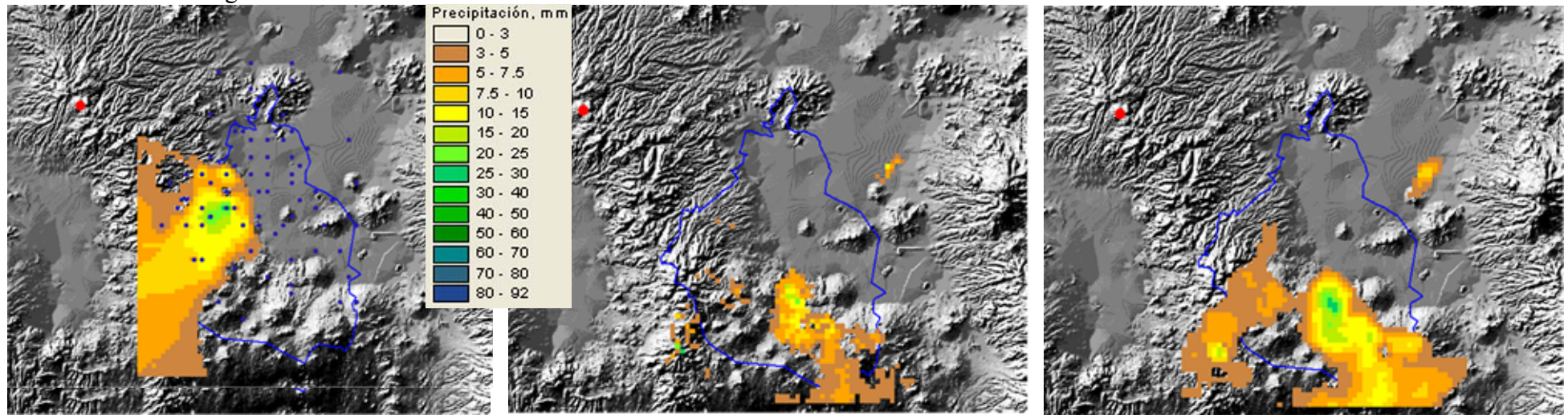


Fig. 2.13 Tormenta del 14 de junio de 1996 (continuación...)

Pluviógrafo



23:00-24:00

Fig. 2.13 Tormenta del 14 de junio de 1996 (continuación...)

Finalmente, se eligió la estación Desierto de los Leones, ubicada en el centro de la cuenca de Mixcoac (Fig. 2.14) para comparar, en un punto, los resultados correspondientes a la lluvia total acumulada de varias tormentas en la cuenca de Mixcoac y a partir de esta comparación se ajustaron los valores estimados con la ecuación de Marshall-Palmer y las de calibración, obtenidas en este estudio, a los valores observados en los pluviógrafos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2.3.

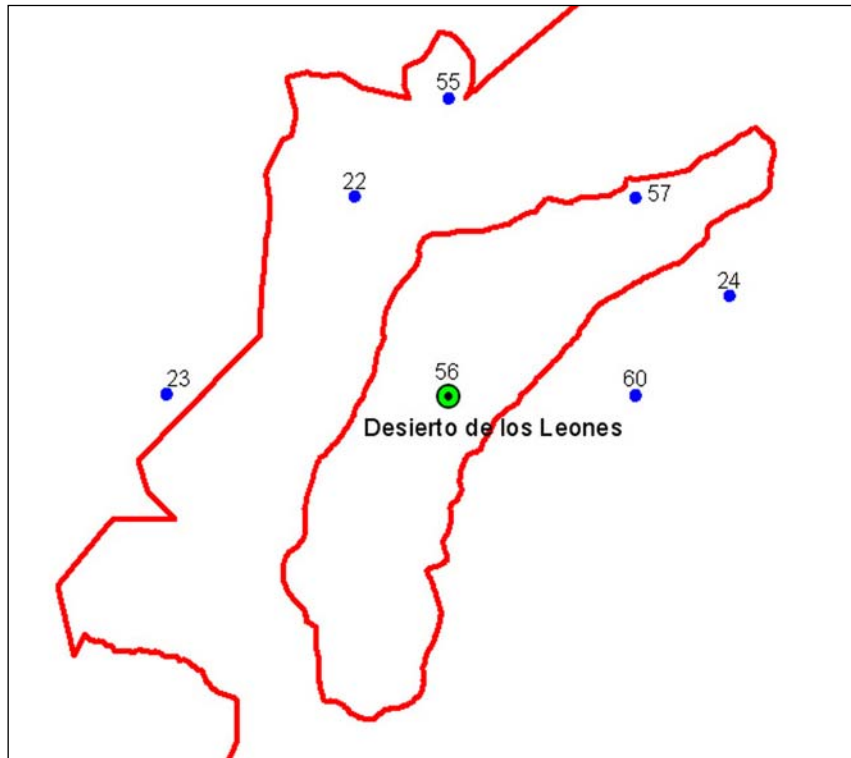


Fig. 2.14 Localización de la estación Desierto de los Leones en la cuenca Mixcoac

Tabla 2.3 Factor de ajuste para las diferentes tormentas que registraron lluvia en la estación 56 (Desierto de los Leones).

Fecha	hp estimada			Factor de ajuste	
	MP	Ajuste 3x3	Pluviógrafo	MP	Ajuste 3x3
23-Sep-95	10.64	22.71	34.2	3.21	1.51
14-Jun-96	6.53	14.38	19.44	2.98	1.35
18-Jun-96	18.8	38.03	57.28	3.05	1.51
13-Jul-96	15.93	10.24	14.58	0.92	1.42
15-Ago-96	1.8	7.47	3.53	1.96	0.47
19-Sep-96	17.86	61.83	54.83	3.07	0.89
02-Jun-97	0.12	0.08	0.09	0.75	1.13
15-Jul-97	9.04	15.35	18.91	2.09	1.23
16-Sep-98	1.462	6.32	10.68	7.31	1.69
26-Sep-98	7.58	33.1	27.51	3.63	0.83
27-Sep-98	0.8	2.67	7.26	9.08	2.72

Promedio	3.46	1.34
Máx	9.08	0.47
Mín	0.75	2.72

Donde:

MP Precipitación estimada con la ecuación de Marshall-Palmer en la celda donde está el pluviógrafo (comparación puntual)

Ajuste_3x3 Precipitación promedio estimada con la ecuación de Ajuste obtenida en la calibración hidrológica (utilizando una matriz de 3x3 con centro en la celda donde está el pluviógrafo)

En la Tabla se muestran los Factores que relacionan las precipitaciones registradas por el pluviógrafo y las que estima el radar con las diferentes ecuaciones de calibración. Es notorio que en los casos en que el pluviógrafo registra valores de intensidad por debajo de 10 mm/h (lluvias estratiformes), los Factores de Ajuste tiene un espectro de valores más amplio que cuando se consideran sólo las intensidades por encima de este valor (Tabla 2.4) y que se clasifican como lluvias convectivas. En esta última Tabla, utilizando la ecuación de Marshall-Palmer, los Factores de Ajuste varían desde 7.31 hasta 0.92, con un promedio de 3.28. El espectro de valores de los Factores de Ajuste se reduce cuando se emplea la ecuación de calibración obtenida en este estudio (con un máximo de 1.69 y un promedio de 1.30). Las variaciones menores entre el máximo y el mínimo de los Factores de Ajuste, le dan una mayor consistencia a la estimación con la ecuación de calibración en este punto.

Tabla 2.4 Factor de ajuste para las diferentes tormentas que registraron lluvia en la estación 56 (Desierto de los Leones). Se omiten las tormentas que registraron menos de 10 mm en el Pluviógrafo

Fecha	hp estimada			Factor de ajuste	
	MP	Ajuste 3x3	Pluviógrafo	MP	Ajuste 3x3
23-Sep-95	10.64	22.71	34.2	3.21	1.51
14-Jun-96	6.53	14.38	19.44	2.98	1.35
18-Jun-96	18.8	38.03	57.28	3.05	1.51
13-Jul-96	15.93	10.24	14.58	0.92	1.42
19-Sep-96	17.86	61.83	54.83	3.07	0.89
15-Jul-97	9.04	15.35	18.91	2.09	1.23
16-Sep-98	1.462	6.32	10.68	7.31	1.69
26-Sep-98	7.58	33.1	27.51	3.63	0.83
	Promedio			3.28	1.30

Máx	7.31	1.69
Mín	0.92	0.83

Los diferentes resultados mostrados en este capítulo muestran que con la calibración hidrológica obtenida para la Ciudad de México se estima mejor la precipitación del tipo convectiva que con la ecuación de Marshall-Palmer, determinada para lluvias de tipo estratiforme.

3. MODELOS HIDROLÓGICOS

La ocurrencia de lluvias intensas sobre una zona causa el aumento de los escurrimientos en una red de corrientes. Este aumento, conocido como avenida, alcanza eventualmente grandes dimensiones, desbordarse provocando inundaciones, daños materiales en zonas aledañas a los ríos y, en ocasiones, la pérdida de vidas humanas. Para aplicar medidas de prevención o mitigación de los daños causados por las avenidas, es necesario conocer su magnitud, su evolución en el tiempo y probabilidad de ocurrencia.

Un modelo hidrológico se define como una simplificación de un sistema natural, tal como el proceso lluvia-escurrimiento, y sus componentes sobre una cuenca. Los modelos hidrológicos son de parámetros concentrados o distribuidos, dependiendo del esquema de discretización espacial utilizado para describir las características de las cuencas, y estar fundamentados en bases físicas o ser conceptuales, dependiendo del grado de analogía matemática empleada en su análisis (Mendoza, et al, 2002)

Para entender la relación causal entre lluvia y escurrimiento, se han desarrollado modelos matemáticos que permiten obtener la respuesta de la cuenca (escurrimiento) al estímulo de una entrada al sistema (precipitación). Tales esquemas, conocidos como modelos lluvia-escurrimiento, se utilizan con fines de simulación o bien para hacer

pronósticos en tiempo real de las avenidas durante las tormentas, a partir de la información de la precipitación que simultáneamente se está generando en la cuenca.

En un modelo hidrológico tradicional se considera que el escurrimiento se produce por la precipitación excedente. A este componente del gasto se le denomina escurrimiento directo o superficial, y a la porción del volumen de precipitación que la produce se le llama precipitación en exceso o efectiva. Mediante una función de transferencia, tal volumen se convierte en escurrimiento directo y, tras sumarle el gasto base, se obtiene el hidrograma de escurrimiento total. Un esquema como el anterior corresponde a los modelos hidrológicos de parámetros concentrados, los cuales utilizan promedios espaciales tanto de las características fisiográficas como de la precipitación en la cuenca.

La modelación hidrológica distribuida, en cambio, considera la variabilidad espacial de las propiedades físicas y de la precipitación, al dividir la cuenca en microcuencas o celdas. Naturalmente, el desarrollo que ha tenido lugar en los campos de teledetección y sistemas de información geográfica ha facilitado el manejo de información espacialmente distribuida.

La modelación matemática tiene sus orígenes en el método racional (Mulvaney, 1850) y un modelo de “evento” (Imbeau, 1892) los cuales relacionan el gasto pico con la intensidad de la lluvia. Casi cuatro décadas después, se introdujo el concepto del hidrograma unitario para relacionar la respuesta del escurrimiento directo a la precipitación en exceso (Sherman, 1932). Casi al mismo tiempo se desarrolló una teoría de infiltración para estimar la precipitación en exceso y mejorar la técnica de separación del hidrograma (Horton, 1933). Posteriormente se investigó el flujo en las laderas y obtuvo una fórmula semi-empírica (Horton, 1939), se determinaron simplificaciones de las ecuaciones de flujo para obtener la ecuación de la onda cinemática (Keulegan, 1944) y se desarrolló un concepto de erosión del suelo y generación de redes de corriente dominada por el flujo en laderas (Horton, 1945).

Coincidiendo con los trabajos de Horton, Lowdermilk (1934), Hursh (1936) y Hush y Brater (1944) observaron que el movimiento del agua subsuperficial constituía una componente importante en regiones húmedas.

Uno de los primeros intentos para desarrollar una teoría de la infiltración fue hecha por Green y Ampt (1911) quienes, usando principios físicos simplificados, obtuvieron una fórmula que aún se emplea actualmente en el cálculo de la intensidad de infiltración. Las ecuaciones empíricas de Kostiaikov (1932) y Horton (1933, 1935, 1939, 1940) también se emplean actualmente en algunos modelos de cuenca. Estudios iniciales de la evaporación en lagos fueron hechos por Richardson (1931) y Cummings (1935), mientras que Thornthwaite (1948) y Penman (1948) hicieron importantes contribuciones a los modelos de evapotranspiración.

También se hicieron intentos para cuantificar pérdidas como intercepción y almacenamiento en depresiones del terreno según el tipo de cobertura vegetal (Horton 1939). El *Soil Conservation Service* (SCS), ahora llamado *Natural Resources Conservation Service of the U.S. Department of Agriculture* desarrolló el método que se conoce como el Número de Curva del SCS. Aunque inicialmente este método fue diseñado para modelar el proceso lluvia-escurrimiento diario, ha sido utilizado para la simulación hidrológica continua.

Se inició también el estudio de la fase subterránea del ciclo hidrológico y se obtuvo una fórmula para estimar la permeabilidad del suelo (Fair y Hatch, 1933). Posteriormente, se combinaron las leyes de Darcy con la ecuación de continuidad para determinar la relación entre las alturas piezométricas y la duración y razón de descarga en un pozo Theis (1935) y se correlacionaron los niveles de agua subterránea con la precipitación Jacob (1943 y 1944). El estudio del agua subterránea y de la infiltración condujo a la separación del flujo base y del flujo interno (interflow) en un hidrograma (Barnes 1940: citado por Singh).

En el *U. S. Army Corps of Engineer*, también se desarrolló un método para transitar la avenida a través de un almacenamiento, suponiendo constante la relación descarga-

almacenamiento y despreciando la pendiente durante la propagación de la avenida (Puls, 1928). Este método fue posteriormente modificado por el U. S. Bureau of Reclamation (1949) por lo cual es conocido como el método de Puls Modificado. McCarthy y otros desarrollaron el método de Muskingum de tránsito de avenidas en 1934-1935 (*U. S. Army Corps of Engineer*). Este método todavía es utilizado en la modelación hidrológica de cuencas.

Después de un periodo de calma de casi 25 años, se inició una intensa actividad en la modelación del proceso lluvia-escorrentamiento a mediados de los años 1950. Uno de los principales esfuerzos se enfocó en el empleo de los sistemas lineales, el cual condujo a la teoría del Hidrograma Unitario Instantáneo (Nash, 1957) y después a la teoría generalizada del Hidrograma Unitario (Dooge, 1959). Otra teoría muy conocida es la de la onda cinemática para tránsito de avenidas en grandes ríos (Lighthill and Whitham, 1955). Esta teoría es actualmente aceptada como una herramienta estándar para modelar el flujo en laderas y en una variedad de otros procesos hidrológicos

Existen varios modelos generales de cuenca actualmente en uso. Estos modelos varían significativamente en su construcción para cada componente individual del proceso, particularmente porque cada modelo sirve a diferentes propósitos. Esta es la razón por la que cada dependencia, en los E. U. tiene su propio modelo: el *U. S. Army Corps of Engineer*, desarrolló para su uso el HEC-HMS; el *National Weather Service* (NWS) utiliza el modelo NWSRFS (Sistema de Pronóstico de Ríos del NWS) para pronóstico de avenidas, el *Environmental Protection Agency* (EPS) desarrolló el modelo HSPF, antes llamado Modelo de Cuenca de Stanford, para modelar la calidad del agua. El Sistema de Modelación Modular (MMS) es el modelo estándar del *U. S. Geological Survey* (USGS) para el manejo de recursos hídricos. Por otra parte, los modelos UBC, WATFLOOD y CEQUEAU son populares en Canadá; los modelos RORB y WBN se emplearon generalmente para pronóstico de avenidas, diseño de drenaje y evaluación del efecto del cambio del uso del suelo en Australia. El TOPMODEL y SHE son los modelos estándar para análisis hidrológico en muchos países de Europa. El modelo HBV es el modelo estándar para los países escandinavos. Los modelos ARNO, LCS y

TOPKAPI son populares en Italia. El modelo Tank es bien aceptado en Japón y el modelo de Xinanjiang es de uso común en China (Singh, 2002)

3.1 Modelos de parámetros concentrados

Los modelos de parámetros concentrados han sido, hasta años recientes, los modelos más comunes para el procesamiento hidrológico en las cuencas debido a la imposibilidad práctica de contar con información espacialmente distribuida de las características de la cuenca y de las tormentas. En este tipo de modelos, las variables y los parámetros representan valores promedios de cada una de las propiedades de la cuenca (área, pendiente, tipos de suelo, cobertura, etc) sin considerar la topología de la cuenca y su red de corrientes. Un modelo de parámetros concentrados representa a la cuenca como una unidad caracterizada por un número reducido de variables y parámetros, cuyos promedios pueden determinarse empírica o físicamente (Maidment, 1993b). Estos modelos se emplean generalmente en la descripción y análisis de la relación lluvia-escurrimiento (Chow et al, 1988).

La unidad básica de un modelo de parámetros concentrados es la cuenca, y se considera la respuesta unitaria de ella como un todo, de tal manera que todos sus atributos son promediados (DeVantier, 1993). Los modelos de parámetros concentrados, por tanto, no toman en cuenta explícitamente la variabilidad espacial de las entradas, salidas y de las características de la cuenca y están generalmente estructurados para utilizar valores promedio de las características de las cuencas que afectan la estimación del volumen del escurrimiento. Promediar los parámetros implica promediar implícitamente los procesos representados a través de estos parámetros y pueden conducir a errores significativos si se utilizan para pronóstico a tiempo real, aunque permitan una aproximación generalmente aceptable para propósitos de diseño.

3.2 Sistemas de Información Geográfica

La gran cantidad de información espacial detallada determinada a partir de percepción remota, como los mapas digitales de las propiedades físicas de las cuencas, o por interpolación de mediciones puntuales que manejan los Sistemas de Información Geográfica (SIG) ofrece nuevas oportunidades para la modelación hidrológica. Algunas de estas opciones son:

- Empleo de los SIG para mejorar la estimación de los parámetros en modelos conceptuales existentes, como la determinación del número de curva para una cuenca a través de mapas compuestos de uso y tipo de suelo
- Estimación de las características de las cuencas en modelos de parámetros concentrados
- Obtención de características del terreno, como el índice topográfico, empleado en el modelo TOP MODEL, como una función de la variabilidad espacial del contenido de agua dentro de la cuenca (Beven et al., 1984).
- Subdivisión de la cuenca en Unidades de Respuesta Hidrológica (URH) o en subcuencas
- Subdivisión de la cuenca en unidades más pequeñas de estudio como una malla de elementos cuadrados de igual tamaño y representación de cada una de estas unidades por un conjunto de parámetros

El análisis por medio de las última dos opciones da lugar a los modelos hidrológicos distribuidos, en los que la heterogeneidad espacial de las características de la cuenca se representa por elementos de área más pequeña, los cuales se consideraron homogéneos (Schumanna, et al, 2000).

En las décadas de 1960s y 1970s, los SIG y la modelación hidrológica tuvieron poca interacción; es a finales de la década de 1980s en que se hace un gran esfuerzo entre hidrólogos y usuarios de los SIG para mejorar las capacidades analíticas de los SIG y la exactitud de la representación digital del terreno (Singh & Fiorentino, 1996). En la actualidad, tanto hidrólogos como usuarios de los SIG han reconocido el beneficio

mutuo de tal integración a partir del éxito obtenido en los últimos diez años. A partir de entonces, se han desarrollado varias técnicas de modelación hidrológica empleando como herramienta los SIG que han ido más allá de esta etapa inicial y han conducido a herramientas de simulación y modelación más complejas. En el caso de la modelación hidrológica, se ha aprovechado la capacidad que tienen los SIG para el procesamiento de los Modelos Digitales de Elevación (MDE).

Los SIG fueron diseñados para analizar datos espaciales geo-referenciados con el objetivo principal de apoyar la toma de decisiones en el manejo y conservación de recursos naturales. En hidrología se recurre a los SIG para el manejo de mapas temáticos de las propiedades del terreno y de la distribución espacial de la lluvia y se aprovecha la potencialidad de los SIG para procesar grandes cantidades de información espacial mediante el álgebra de mapas y se acoplan a información numérica correspondiente a las propiedades de las cuencas. Se emplean los MDE a diferentes resoluciones espaciales para delimitar los parteaguas de cuencas y subcuencas, además de determinar la red de corriente y la dirección del flujo (Sui, et al, 1999)

La modelación distribuida requiere el entendimiento del tipo, estructura y escala de los datos empleados en el SIG para representar la cuenca digital y el proceso del escurrimiento. En ocasiones no existe la información que se requiere para introducir éstos a un SIG, no se tiene la resolución espacio-temporal adecuada o los atributos difieren en alguna forma fundamental de las propiedades de los parámetros que el modelo espera. La modelación hidrológica distribuida requiere la generación de una superficie, la reclasificación de mapas generalizados de las características hidrológicas de la cuenca en parámetros y la extracción de atributos del terreno a partir de los MDE.

Adicionalmente, los mapas de información son bastante fáciles de utilizar y se puede aplicar a éstos un álgebra matricial bastante sencilla y fácil de programar. En la práctica, los modelos hidrológicos basados en datos ráster comúnmente incluyen la representación de la celda, sus atributos (área, pendiente, orientación, longitud, ancho, área drenada y otros parámetros hidrológicos asociados) y la producción del escurrimiento generado mediante un balance hídrico. Este escurrimiento se distribuye a

las celdas aguas abajo con la restricción de ocho direcciones posibles a los ocho elementos vecinos.

La elección de celdas cuadradas, en vez de subcuencas o polígonos presenta ciertas ventajas operacionales, como la facilidad de conversión de información digital y gráfica a mapas digitales, la facilidad de cambios de escalas, las posibilidades de pre-procesar los mapas en SIG comerciales en formato ráster, la comodidad con el manejo del álgebra de mapas y la posibilidad de ajustar fácilmente la resolución espacial a la escala de la cuenca y al propósito de la simulación (Vélez, 2001). En el caso del formato vector, la información se representa por medio de puntos, líneas, polilíneas y polígonos pero existen pocos modelos que se basen en este formato.

Con estas nuevas versiones o adaptaciones a la modelación hidrológica distribuida ya no es tan claro atribuir las deficiencias de los resultados al hecho de no considerar la variabilidad espacial de la precipitación y de los parámetros asociados a características de las cuencas, sino a la falta de información adecuada (espacial) para considerar subcuencas o celdas suficientemente pequeñas.

3.2.1 Modelos Digitales de Elevación

Un Modelo Digital de Elevación (MDE) consiste de un arreglo ordenado de números que representan la distribución espacial de las elevaciones.

El formato ráster es quizá la forma más familiar de datos hidrológicos. Debido a que los MDE usualmente están en este formato, los términos “malla” y “ráster” se emplean frecuentemente de manera indistinta. De este modo los MDE son una de las estructuras de datos más empleadas debido a su facilidad en la implementación de algoritmos de cálculo. Sin embargo, tienen algunas desventajas:

- Los MDE no pueden manejar fácilmente cambios abruptos de la elevación
- El tamaño de la malla o resolución afecta los resultados obtenidos y la eficiencia computacional

- Los tramos de corrientes estimadas en pendientes muy abruptas tienden a formar muchos zigzags los cuales no corresponden a la realidad
- La definición de las corrientes y parteaguas puede ser imprecisa en áreas planas

Las elevaciones de la superficie del terreno en un formato digital adecuado al manejo en computadoras implica la obtención de las coordenadas x, y, z de cada celda (Este, Norte y Elevación). Las celdas, son usualmente cuadradas y están alineadas en forma de malla o rejilla.

Desde los primeros trabajos de análisis digital de terreno se utilizó el formato ráster, Greysukh (1967), por ejemplo, empleando este tipo de formato introdujo un método de clasificación de celdas, en el que para cada celda se inspeccionan las ocho celdas adyacentes y para cada una de ellas se calcula la diferencia de elevación desde la celda central para definir la pendiente, la dirección del flujo, etc.

Desde que se ha planteado que la topografía local se puede relacionar con el comportamiento del agua en el suelo se han generado nuevos enfoques para simular la transferencia del escurrimiento teniendo en cuenta la información digital del terreno. En los últimos años ha habido contribuciones importantes en el análisis digital de terreno.

Los resultados dependen de la resolución del MDE. Con resoluciones grandes (tamaños grandes de celda), el espacio que ocupa en el disco duro de la PC se reduce, así como el tiempo de cálculo. La desventaja de emplear resoluciones burdas es que la variabilidad espacial de la superficie posiblemente no sea considerada por lo que aumentan los errores de estimación de los parámetros hidrológicos.

En muchas ocasiones, al interpolar los valores de las curvas de nivel para generar los MDE, se producen depresiones inexistentes de la superficie del terreno; estas depresiones generalmente provocan que algunas celdas no tengan conectividad con alguna de las ocho celdas vecinas. Por lo tanto, antes de iniciar el análisis hidrológico a partir del MDE se debe corregir este defecto. Actualmente la mayoría de los SIG disponibles para el análisis de terreno contienen herramientas para llevar a cabo esta corrección, lo cual hace más fácil este procedimiento.

Si las celdas se hacen muy pequeñas pueden representar con suficiente precisión las formas geométricas más irregulares. Hoy en día, la capacidad de las computadoras permite incrementar la capacidad de cálculo por lo que la resolución de las celdas ya no es una restricción importante.

La estructura de la red de drenaje se determina a partir de la estructura de conexión de las celdas entre sí, la cual se basa en las direcciones de flujo de las celdas. Este canal articulado con los de las celdas vecinas constituye un red de drenaje que se considera representativa de la red de drenaje de la cuenca pues conecta todo el conjunto de celdas que representan la cuenca hidrológica (Vélez, 2001)

3.3 Modelos de Parámetros Distribuidos

En la década de 1960 se hizo posible la integración de diferentes componentes del ciclo hidrológico debido a la revolución digital. El primer intento para modelar el ciclo hidrológico entero fue hecho por Crawford and Linsley, en 1966 mediante el Modelo de Stanford.

Debido a las limitaciones computacionales o a la insuficiencia de los datos, la práctica común, hasta hace algunos años, ha sido la de emplear representaciones agregadas por lo que no se había podido establecer una base de datos para la utilización de los modelos distribuidos.

Si un modelo es agregado o no depende de si la cuenca está subdividida. Si el modelo es distribuido debe subdividir la cuenca en elementos computacionales más pequeños. Este fenómeno frecuentemente da lugar a modelos agregados a nivel de subcuencas, los cuales intentan representar las condiciones y variabilidad espacial de los parámetros hidrológicos de la cuenca. De esta manera, cualquier modelo agregado puede convertirse en un modelo semi-distribuido (Vieux, 2001). Las desventajas asociadas con los modelos agregados por subcuencas incluyen:

- a) El modelo ignora o promedia las variaciones de las propiedades de las subcuencas
- b) El manejo de modelos agregados mediante subcuencas puede resultar engorroso para manejar los datos para un gran número de subcuencas.

La agregación de subcuencas tiene como consecuencia el concepto de sub-áreas homogéneas. Este concepto implica parámetros homogéneos de pendientes, uso y tipo de suelo, etc. a nivel de subcuencas, las subcuencas son entonces de parámetros agregados a este nivel.

En el modelo distribuido la variación espacial de las características y los procesos están explícitamente considerados, mientras que en los modelos agregados estas variaciones espaciales son promediadas o ignoradas. El HEC-HMS, por ejemplo, incluye principalmente modelos agregados, aunque el modelo ModClark es una excepción (HEC-HMS, Hydrologic Engineering Center, Manual de referencia técnica, U. S. Army Corps of Engineers, March 2000)

Las características del terreno, de su cobertura, del suelo y de los cauces varían a lo largo y a lo ancho de la cuenca. Un modelo distribuido permite considerar los rasgos dominantes en las propiedades de cada una de las unidades areales en que se divide la cuenca; un modelo distribuido también permite el análisis de los distintos elementos que influyen en la respuesta hidrológica y que pueden ser modificados por la intervención humana en la cuenca o en parte de ella. Este es el caso de la modificación de la vegetación y del uso del suelo. Con una calibración adecuada, el modelo distribuido permite obtener una aproximación cuantitativa de la modificación de la respuesta hidrológica de la cuenca ante eventos de precipitación extrema, a causa de estas intervenciones.

El modelo distribuido puede también obtener simultáneamente los caudales en diferentes puntos de la cuenca. En estos casos, el modelo puede servir para una mejor evaluación del riesgo pues permite conocer el estado del sistema en cualquier punto de la red de drenaje.

Es importante que el modelo permita obtener buenos resultados sin que se requiera una excesiva cantidad de parámetros. Desde el punto de vista operativo, el modelo debe ser sencillo y ágil para disminuir los tiempos de ejecución. Debe tenerse en cuenta, además, que en la búsqueda de sencillez, el modelo no pierda su representatividad. La sencillez y la agilidad de la operación del modelo son claves en el caso de utilizar el modelo para pronóstico. Si el modelo se gasta en su operación gran parte del tiempo considerado como ventana de pronóstico, deja muy poco tiempo para las decisiones y las acciones que mitigan los efectos de la avenida (Vélez, 2001).

Aún cuando los SIG vinieron a facilitar el procesamiento y determinación de los parámetros hidrológicos de la cuenca a partir de los MDE; sin embargo, esta herramienta no resuelve el problema de la escasez de datos de precipitación en el espacio ocasionado por la poca densidad de la red de pluviógrafos en las cuencas, ya que ni éstos ni los satélites tienen la capacidad para caracterizar adecuadamente los campos de lluvia al mismo nivel de desagregación de los modelos numéricos de terreno, con el problema adicional de que la red de pluviógrafos no detecta necesariamente la zona más intensa de la tormenta por lo que con frecuencia se recurre a datos interpolados y a veces extrapolados dando como resultados campos de lluvia poco acordes con la realidad. En este sentido, los modeladores han puesto grandes esperanzas en la estimación de la precipitación a partir de datos de radar meteorológico que potencialmente proporciona una buena opción para este problema ya que estiman la lluvia al nivel de detalle espacial requerido por los modelos distribuidos. Por esto, la presente tesis se enfoca al uso de esta herramienta como alternativa para este tipo de modelos. En este sentido se han dado algunos pasos iniciales al considerarse la posibilidad de emplear este tipo de datos en modelos tan populares como el HEC-HMS, SWAT, CEQUEAU, MIKE-SHE, TOP MODEL, MERCEDEZ, TOPKAPI, etc

La disponibilidad de un instrumento capaz de estimar la distribución espacial de la lluvia y su empleo lógico en la modelación distribuida permiten considerar con una precisión razonable la localización de la tormenta y la porción de la cuenca que ésta cubre y, por lo tanto, estos elementos no forman parte de la incertidumbre en los resultados.

Para la representación de los procesos hidrológicos en la cuenca, la mayoría de los modelos hidrológicos distribuidos se componen de dos submodelos conceptuales, uno de producción de escurrimiento y el otro de traslación. El primer modelo se encarga de representar la producción de las distintas componentes del escurrimiento y el segundo el viaje del escurrimiento que se va agregando aguas abajo en la red de drenaje, hasta llegar a la salida de la cuenca.

3.3.1 Modelos con bases físicas

En hidrología se han formulado algunos modelos que, según sus autores, representan la física de la fase terrestre del ciclo hidrológico y dan cuenta del flujo del agua desde su llegada a la superficie del suelo hasta su salida de la cuenca. Así, para cada uno de los elementos en que han subdividido la cuenca tratan de representar el escurrimiento mediante las ecuaciones de conservación de masa, de la cantidad de movimiento o de la energía y algunas relaciones empíricas obtenidas de mediciones de laboratorio o de mediciones puntuales en el campo (Schumanna, 2000).

Los modelos conceptuales, en cambio, utilizan simplificaciones plausibles de estas ecuaciones para considerar las pérdidas sufridas durante la tormenta que, en mayor proporción, se deben a la infiltración asociada al uso y al tipo de suelo, así como a alguna estimación simplificada de los tiempos de traslado y un tipo de almacenamiento lineal para retrasar y atenuar el tránsito del escurrimiento directo generado.

Entre estos modelos existen híbridos. Por ejemplo, el TOPMODEL (Beven and Kirby, 1979) simula el flujo mediante variaciones de los parámetros de la pendiente (índice topográfico) determinados en la cuenca, sin tomar en cuenta el arreglo espacial, sino sólo la distribución estadística de sus valores, para desarrollar la respuesta de la cuenca. Es sólo un modelo semi-distribuido ya que la estadística de los parámetros variables espacialmente se considera sin tomar en cuenta su localización (Vieux, 2001).

El Modelo SHE (Systeme Hydrologique Europeen), es uno de los proyectos más ambiciosos en la modelación con base física, producto de la cooperación entre los Institutos más prestigiados de Europa, este modelo es uno de los más complejos que existen actualmente, pero por ahora su aplicación queda limitada a algunas cuencas experimentales de tamaño pequeño, debido a que describe con gran detalle los procesos hidrológicos de la cuenca y a que conecta todas las variables que intervienen con exactitud, lo cual actualmente es inabordable. Estos modelos tan complejos muestran con claridad el paradigma de la Hidrología: reducir la escala del problema no es condición suficiente para mejorar la descripción de los procesos y cualquier intento de incrementar la complejidad del modelo en este sentido puede devenir en un fracaso, sobre todo, si los datos disponibles no están en consonancia con la estructura del modelo (Beven, 1989)

Los modelos hidrológicos que tienen muchos parámetros, como el SHE o el Modelo de Sacramento, que tiene 16, no son muy atractivos para la modelación distribuida que trata de representar la variabilidad espacial considerando cada vez un mayor número de subcuencas pequeñas, ya que para cada una de ellas sería necesario determinar todos los parámetros, es decir que se requiere de una información tan completa que nunca se tiene en su totalidad, sobre todo en países con poca tradición de mediciones. En la práctica la obtención de información cuantitativa puede resultar difícil y costosa y en algunos casos la calidad de los resultados puede provenir de valores bastante alejados de la realidad, obtenidos por calibración (Vélez, 2001).

3.3.2 Modelos Conceptuales

La dificultad para obtener datos espaciales de todas las variables físicas que rigen el ciclo hidrológico dentro de la cuenca da como consecuencia que se adopten los modelos conceptuales para su modelación. Estos modelos son simplificaciones plausibles de los modelos con bases físicas; se hacen simplificaciones debido a que las ecuaciones diferenciales contienen términos en los cuales los valores de los parámetros y las condiciones límites o de frontera se desconocen o porque las ecuaciones resultantes son

difíciles de resolver. Sin embargo, se debe tener especial cuidado en las simplificaciones ya que, si el carácter físico del proceso hidrológico no está soportado por una analogía particular, se caen en errores de representación física (Vieux, 2001).

Un modelo distribuido conceptual adaptado a la escala espacio-temporal adecuada en el que los procesos hidrológicos son determinantes durante un evento de avenida, puede llegar a ser tan preciso como un modelo distribuido físicamente basado, siendo más económico y fácil de utilizar (Beven, 1989). Beven resalta que los modelos con bases físicas desarrollan la física de los procesos a pequeña escala sobre sistemas homogéneos y que posteriormente este desarrollo es aplicado a modelos que trabajan a una escala mayor, representada por celdas, realizando un agrupamiento de las variables sin tener en cuenta la física del proceso en la nueva escala.

Uno de los modelos conceptuales más populares es el HEC-HMS, el cual emplea el método de Clark Modificado (ClarkMod) cuya simplicidad lo hace atractivo para la modelación hidrológica distribuida.

3.3.2.1 Modelos de Producción del Esguerrimiento

Como producción de esguerrimiento se considera al conjunto de procesos para que la precipitación que cae sobre el terreno se incorpore al flujo en la red de drenaje superficial. Para la modelación hidrológica distribuida la cuenca hidrográfica se representa mediante un conjunto de celdas rectangulares, donde las celdas se consideran las unidades de producción de esguerrimiento.

Las pérdidas hidrológicas están formadas por las pérdidas iniciales y el agua que se sigue infiltrando en el suelo durante la tormenta. Las pérdidas iniciales comprenden el agua interceptada por la vegetación, el agua que se almacena en las depresiones de la superficie formando charcos y el agua que se infiltra en el suelo hasta que se satura.

La mayoría de los esquemas conceptuales de escurrimiento se basan en representar el suelo como un conjunto de varios tanques de almacenamiento. En cada intervalo de tiempo y para cada celda, se distribuye la precipitación entre los distintos tanques y en función del volumen almacenado en cada uno de ellos se determina su contribución al escurrimiento y finalmente se realiza el balance para actualizar el volumen almacenado en cada tanque. En términos generales se considera implícitamente que los principales procesos de producción de escurrimiento ocurren en las celdas y la transferencia se hace a través de la red de drenaje.

Algunos modelos distribuidos conceptuales se basan en la definición e identificación de zonas pertenecientes a un mismo tipo, desde el punto de vista de equivalencia para la respuesta hidrológica, las cuales se agrupan para estimar ésta respuesta y se conocen como Unidades de Respuesta Hidrológica (URH). De acuerdo con lo descrito anteriormente, la cuenca se divide en celdas rectangulares y cada celda se considera una URH.

Los modelos conceptuales simples y con un menor número de parámetros tienen mejores posibilidades de aplicación en la modelación distribuida como son el caso del TOP MODEL, el HEC-HMS y algunos otros que se encuentran en la literatura

Un gran número de modelos inicialmente concebidos como agregados se han adaptado como modelos distribuidos, simplemente considerando como unidad de análisis subcuencas más pequeñas y superponiendo y transitando el escurrimiento que se produce en estas subcuencas. Otros modelos subdividen la cuenca sistemáticamente en mallas o cuadrícula y en cada celda especifican algunas características de su cobertura y posición dentro de la cuenca. En la medida que se dispone de información de la precipitación distribuida sobre toda la cuenca, a cada celda se le puede asignar un valor de precipitación en cada intervalo de tiempo, cada celda se convierte en un URH de la que se obtiene la respuesta hidrológica. Para cada una de estas áreas el modelo puede considerar distintos valores de entrada y de parámetros del modelo, agregando los estímulos para producir la respuesta de la cuenca.

Para dividir la cuenca en zonas homogéneas algunos modelos se basan en propiedades de la cuenca como pendiente, aspecto, elevación, tipo de vegetación, tipo de suelo, uso del suelo y distribución de la precipitación. Otros solamente toman en cuenta el tipo de suelo que define los parámetros para determinar la infiltración y el tiempo de viaje para determinar las isócronas.

En los mecanismos de producción del escurrimiento, los modelos tradicionales más difundidos y más sencillos consideran que el agua que cae directamente de la lluvia se convierte inmediatamente en escurrimiento superficial por alguno de los siguientes motivos: la cantidad de lluvia excede la capacidad de infiltración (escurrimiento hortoniano – Horton, 1945) o porque el suelo está saturado (escurrimiento de Dunne o escurrimiento por saturación – Dunne, 1978). El escurrimiento hortoniano sólo se presenta en sitios donde la conductividad hidráulica del suelo es muy baja o donde se presentan intensidades excepcionales de lluvia.

Uno de los métodos más sencillos para estimar la infiltración es el criterio del coeficiente de escurrimiento (C_e). En este criterio se supone que las pérdidas son proporcionales a la intensidad de la lluvia, esto es

$$C_e = \frac{V_{ed}}{V_{ll}}$$

Donde V_{ed} es el volumen de escurrimiento directo y V_{ll} es el volumen llovido.

Si se conoce el valor de C_e en una cuenca el volumen de salida para una tormenta dada se obtiene mediante la expresión

$$V_{ed} = C_e (V_{ll})$$

Otro criterio al que se recurre frecuentemente, es el criterio de capacidad de infiltración media o del índice ϕ . En este criterio se supone que el suelo tiene una capacidad media constante durante toda la tormenta por lo que siempre que llueva con una intensidad

menor a dicha capacidad, la lluvia que cae sobre la cuenca se infiltra totalmente, y cuando es mayor la intensidad a esta capacidad, la diferencia escurre (Domínguez, 1981). Este índice de infiltración ϕ ayuda a determinar el hietograma de precipitación en exceso y conserva el volumen y el pico del escurrimiento (Jonson y Miller, 1997)

El modelo de Green y Ampt es un modelo conceptual para estimar la infiltración de una tormenta en una cuenca y se obtiene mediante la ecuación,

$$f(t) = K \left[\frac{1 + (\phi - \theta_i) S_f}{F_t} \right] \quad (3.2)$$

donde $f(t)$ es la pérdida durante el periodo t ; K es la conductividad hidráulica saturada; $(\phi - \theta_i)$ es el déficit del volumen de humedad, S_f es la succión del frente de humedad y F_t es la pérdida acumulada en el tiempo t . En la aplicación del método, algunas veces se considera la pérdida inicial. (U. S. Army Corps of Engineers, 2001)

Algunos modelos distribuidos conceptuales, entre ellos el de mayor divulgación en el medio (el HEC-HMS) utilizan el método del SCS o Número de Curva (CN) para calcular la producción del escurrimiento. Para la aplicación de este método a la modelación distribuida, la cuenca es dividida en celdas rectangulares y para cada celda se define el valor del Número de Curva y se determina el almacenamiento máximo en el suelo. El volumen de agua que no se convierte en escurrimiento se infiltra al subsuelo en donde una parte se almacena como humedad del suelo y el resto pasa al almacenamiento subterráneo para formar el gasto base.

3.3.2.1.1 Método del Número de Curva

El método del SCS no incluye explícitamente ningún esquema de infiltración, sino que obtiene directamente el escurrimiento superficial acumulado a partir de la precipitación acumulada, la capacidad de almacenamiento del suelo y las pérdidas iniciales. Como esquema de infiltración este método supone que la infiltración acumulada es igual a la

diferencia entre la precipitación acumulada, una vez superada las pérdidas iniciales, y el escurrimiento acumulado.

El método del Número de Curva del *Soil Conservation Service* (SCS-CN) de los Estados Unidos fue desarrollado en 1954, el método es un producto final de investigaciones de campo exhaustivas llevadas a cabo a finales de 1930 y principios de 1940 (Singh y Frevert, 2002). Este es uno de los métodos más utilizados para la estimación de los volúmenes de escurrimiento; su éxito se debe a que toma en cuenta, con un solo parámetro, las principales características de la cuenca que producen el escurrimiento, como son la pendiente y el uso y tipo de suelo. Este método tiene la ventaja de su simple y fácil aplicación, su predecibilidad, estabilidad, y que es un método conceptual para estimar el escurrimiento directo a partir de la precipitación (Ponce y Hawkins, 1996: citado por Singh).

A partir de su surgimiento, el método del CN ha ido evolucionando a través de los años. Actualmente, el método se basa en la ecuación de balance hídrico y en dos hipótesis fundamentales. La primera establece que la relación entre el volumen de escurrimiento directo y el escurrimiento potencial máximo, correspondiente a una superficie impermeable, es igual a la relación entre la infiltración real y la infiltración potencial máxima. La segunda hipótesis establece que la infiltración inicial es una fracción de la retención potencial. La ecuación de las hipótesis expresadas y de balance hídrico, respectivamente, son

$$\frac{P_e}{P - I_a} = \frac{F_a}{S} \quad (3.3)$$

$$P = P_e + I_a + F_a \quad (3.4)$$

$$I_a = \lambda S \quad (3.5)$$

donde P = precipitación total (cm); I_a = infiltración inicial (cm); F_a = infiltración acumulada (cm), P_e = precipitación efectiva (cm), y S = retención o infiltración

potencial máxima (cm). La versión actual del método supone $I_a = 0.2S$ para aplicaciones prácticas.

La forma más empleada del método se determina de la combinación de las ecuaciones (3.3, 3.4 y 3.5)

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (3.6)$$

Sustituyendo $I_a = 0.2S$ en la ecuación anterior

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \quad (3.7)$$

El valor de S, en cm, esta dado por

$$S = \frac{(2540 - 25.4CN)}{CN} \quad (3.8)$$

Sustituyendo la ecuación 3.8 en 3.7 finalmente se obtiene

$$P_e = \frac{\left(P - \frac{508}{CN} + 5.08\right)^2}{P + \frac{2032}{CN} - 20.32} \quad (3.9)$$

Donde CN es el Número de Curva determinado a partir de uso y tipo de suelo, según el criterio de *Soil Conservation Service* de los E.U y los valores de P y P_e se expresan en cm. Las ecuaciones (3.7 y 3.8) son válidas para $P \geq I_a$. El parámetro I_a frecuentemente es visto como un parámetro regional que depende de factores climáticos y geológicos.

Este método es quizás, el más utilizado en todo el mundo debido a su sencillez y fácil manejo y a que el parámetro CN (número de curva) es fácil de obtener (se encuentra definidos por medio de tablas para distintos usos de suelo, vegetación y condiciones de humedad antecedente), lo propone una de las agencias de más prestigio en el mundo

(SCS) y está incluido en el HEC-1 y su versión más reciente, el HEC-HMS, que es el modelo lluvia-escorrentamiento más utilizado y difundido en el mundo.

El principal interés hidrológico en los mapas de suelos es la modelación de la infiltración como una función de las propiedades del suelo. La medición adecuada de la infiltración directamente sobre una cuenca entera es impráctica, por lo que el empleo de mapas se hace más conveniente. La determinación de los parámetros de infiltración a partir de las propiedades del suelo requiere algún tipo de reclasificación de las unidades del suelo en parámetros representativos para el modelo hidrológico. El SCS ha propuesto un criterio para la determinación de la precipitación efectiva en función de la precipitación total y de las características del suelo mediante la clasificación de éstos últimos y da una tabla de valores para el Número de Curva según estos suelos (Tabla 3.1 y 3.2). Para ello se utiliza primero una clasificación hidrológica de la textura del suelo (Tabla 3.1) y se determina su Número de Curva al considerar su uso y su pendiente (Tabla 3.2). Con base en este criterio se emplean la ecuación 3.9 para obtener la precipitación en exceso generada por una tormenta

Tabla 3.1 Clasificación de suelos (Fuente: Manual de diseño de obras civiles, CFE. A.1.4. Pérdidas. 1980)

Tipo hidrológico de suelo	Propiedades
A	Arenas con poco limo y arcilla (escorrentamiento mínimo)
B	Arenas finas y limos
C	Arenas muy finas, limos y bastante arcilla
D	Arcillas en grandes cantidades, suelos poco profundos con sub-horizontes casi impermeables (escorrentamiento máximo)

Tabla 3.2 Cobertura de suelo (Fuente: Manual de diseño de obras civiles, CFE. A.1.4. Pérdidas. 1980)

COBERTURA	Pendiente del terreno en %	TIPO DE SUELO			
		A	B	C	D
Sin cultivo	---	77	86	91	94
Cultivo en surcos					
Surco recto	> 1	72	81	88	91
Surco recto	< 1	67	78	85	89
Contorneo	> 1	70	79	84	88
Contorneo	< 1	65	75	82	86
Terrazas	> 1	66	74	70	82
Terrazas	< 1	62	71	78	81
Cereales					
Surco recto	> 1	65	76	84	88
Surco recto	< 1	63	75	83	87
Contorneo	> 1	63	74	82	85
Contorneo	< 1	61	73	81	84
Terrazas	> 1	61	72	79	82
Terrazas	< 1	59	70	78	81
Praderas con rotación					
Surco recto	> 1	66	77	85	89
Surco recto	< 1	58	72	81	85
Contorneo	> 1	64	75	83	85
Contorneo	< 1	55	69	78	83
Terrazas	> 1	63	73	80	83
Terrazas	< 1	51	67	76	80
Pastizal					
-----	> 1	68	79	86	89
-----	< 1	39	61	74	80
Contorneo	> 1	47	67	81	88
Contorneo	< 1	6	35	70	79
Pradera permanente		30	58	71	78
Bosques					
Muy ralo	-----	56	75	86	91
Ralo	-----	46	68	78	84
Normal	-----	36	60	70	77
Denso	-----	26	52	62	69
Muy denso	-----	15	44	54	61
Camino					
Terracería	-----	72	82	87	89
Superficie dura	-----	74	84	90	92

3.3.3 Transferencia del Escurrimiento

La transferencia de la precipitación efectiva a la salida de la cuenca es una componente inter-dependiente en el ciclo hidrológico; mientras una proporción de la lluvia se pierde debido a la infiltración, la lluvia en exceso genera el escurrimiento superficial el cual se acumula y drena por la red de corrientes hacia la salida de la cuenca. La variación en el tiempo de la descarga en la salida, conocida como hidrograma de escurrimiento, se considera como la respuesta hidrológica integral de la cuenca a una tormenta distribuida espacialmente. El método más empleado para esta transferencia es el hidrograma unitario, el cual se define como la respuesta a una unidad de precipitación efectiva distribuida uniformemente sobre la cuenca y aplicado a una tasa constante para una duración dada (Sherman. 1932). Una vez obtenido el hidrograma en un punto del cauce, generalmente éste se transita aguas abajo para conocer el efecto de la propagación de la avenida mediante métodos hidrológicos o hidráulicos.

Existen los métodos que representan simplificaciones de las ecuaciones de Saint-Venant o de Navier Stokes y que se conocen como métodos hidráulicos; este el caso del método de la onda difusiva o de la onda cinemática. La ecuación de la onda difusiva cuando analiza la evolución del hidrograma en tramos largos del cauce produce resultados comparables a los que producen las ecuaciones completas de Saint-Venant. La ecuación de la onda cinemática se obtiene al considerar que la pendiente de la línea de energía es igual a la pendiente del terreno.

Otros métodos utilizan mayores simplificaciones, pero son menos aproximados, que los que logran los métodos hidráulicos y caen dentro de los llamados métodos hidrológicos; entre los más usadas está el de Muskingum, Muskingum modificado y el de Puls.

Estos métodos hidrológicos se han desarrollado para distintos esquemas conceptuales en los que se ha buscado la adaptación a la modelación distribuida de modelos conceptuales concebidos como agregados, aplicando el modelo a subcuencas cada vez más pequeñas, luego las respuestas de las subcuencas se van transitando y agregando por la red de canales hacia la salida. Esto necesariamente implica considerar un gran

número de subcuencas, para lo que se requiere una mayor información tanto de los datos de entrada como de los parámetros del modelo. En la modelación distribuida se hace la división de las cuencas en celdas para tomar en cuenta la variabilidad espacial de los parámetros hidrológicos de la cuenca.

En los procesos determinantes de la producción del escurrimiento en cada celda, que se representan como un sistema de tanques, se aplica la ecuación de continuidad para cada una de ellos. El cambio en el volumen almacenado en un elemento de la red de drenaje durante un intervalo de tiempo expresa la diferencia entre el volumen almacenado al final del periodo anterior V_{t_0} y el volumen almacenado al final del periodo V_{t_1} . El cambio en el almacenamiento es igual a la diferencia entre el volumen que ingresa V_I y el volumen que sale V_O durante el mismo intervalo de tiempo t , así:

$$V_s = (I_t - O_t) \Delta t \quad (3.10)$$

donde V_s es el volumen almacenado durante el intervalo de tiempo Δt ; I_t y O_t son los gastos medios de ingreso y salida, respectivamente, durante el intervalo de tiempo Δt

La anterior ecuación se representa también como

$$V_s = \int_{t_0}^{t_1} (I - O) dt \quad (3.11)$$

o en diferencias finitas

$$V_s = \left(\frac{I_{t_0} + I_{t_1}}{2} - \frac{O_{t_0} + O_{t_1}}{2} \right) \Delta t \quad (3.12)$$

La ecuación de continuidad expresada aquí es una simplificación de la ecuación de conservación de masa para flujo compresible en el tránsito de avenidas.

La transferencia del escurrimiento desde cualquier punto de la cuenca hasta su salida se puede modelar por medio de una agregación simple, por medio del hidrograma unitario distribuido o por la representación del flujo en planos de laderas y canales mediante la ecuación de la onda cinemática. La agregación simple considera la subcuenca agregando simplemente la respuesta de cada una de ellas o por medio de un hidrograma unitario agregado. Las respuestas se agregan y se transitan aguas abajo. El más utilizado de estos modelos, el hidrograma unitario distribuido de Clark Modificado, traslada el escurrimiento producido en cada celda hasta la salida de la cuenca después de transcurrido un intervalo de tiempo igual al tiempo de viaje desde la celda hasta la salida, combinando un mapa de isócronas con un embalse lineal. Este modelo considera que durante las avenidas la componente más importante del caudal es el escurrimiento superficial y que el flujo base y el escurrimiento subsuperficial pueden ser despreciados o considerados en el embalse lineal (Vélez, 2001).

Maidment (1993) observó la equivalencia de este procedimiento con la aplicación del hidrograma de isócronas en cada uno de los elementos y lo denominó hidrograma unitario distribuido por isócronas. Este modelo es el que después desarrolla en unión con el Hydrologic Engineering Center (HEC) del ejército de los EU para incluirlo en la nueva versión del HEC-1, el HEC-HMS.

3.3.3.1 Hidrograma Unitario de Clark Modificado

En 1945 Clark propuso un método para desarrollar un hidrograma unitario sintético para modelar la respuesta de la lluvia en una cuenca. Su técnica se basa en dos componentes: un hidrograma de transferencia y un tránsito en un almacenamiento lineal. La intención de Clark era que el hidrograma unitario sintético reflejara la influencia de la forma del área de drenaje (Fig. 3.1). Esto se ve representado por medio de isócronas o curvas de igual tiempo de viaje a la salida de la cuenca a partir de las cuales se determina el histograma Tiempo-Área (Fig. 3.2). La figura 3.3 muestra el modelo conceptual del método de Clark para modelos hidrológicos de parámetros concentrados.

El *Hydrologic Engineer Center* (HEC) modificó el método del Hidrograma Unitario de Clark para adaptarlo a estas nuevas tecnologías con el fin de emplear también los datos de lluvia obtenidos a partir de radares meteorológicos para su posterior aplicación en pronóstico hidrológico a tiempo real. Con esto en mente se desarrolló el método ModClark para su empleo en modelos hidrológicos distribuidos. El modelo conceptual de este método para modelos distribuidos se muestra en la figura 3.4

Este tipo de hidrograma unitario se puede interpretar como el resultado de la combinación de un proceso de traslación pura, seguido por otro de tránsito en un almacenamiento lineal. De acuerdo con este esquema, el tiempo de viaje real de una partícula de agua es el tiempo dado por el diagrama tiempo-área más el tiempo de retención del embalse lineal (Vélez, 2001)

Este método requiere de la estimación de tres parámetros para la determinación del hidrograma de la cuenca: el tiempo de concentración t_c , un coeficiente de atenuación por almacenamiento R y un histograma tiempo-área. El tiempo de concentración t_c se define como el tiempo que le toma a la precipitación excedente alcanzar la salida de la cuenca desde su punto hidráulicamente más remoto. Esta es una medida de retraso puro, sin tomar en cuenta el efecto del almacenamiento. En la literatura existen varias ecuaciones para el cálculo del tiempo de concentración t_c , la ecuación empleada para realizar este estudio fue la de Kirpich:

$$t_c = 0.000325 \left(\frac{L^{0.77}}{S^{0.385}} \right) \quad (3.13)$$

donde

- t_c tiempo de concentración (horas):
- L longitud del cauce principal (m.)
- S pendiente media de la cuenca (m/m)

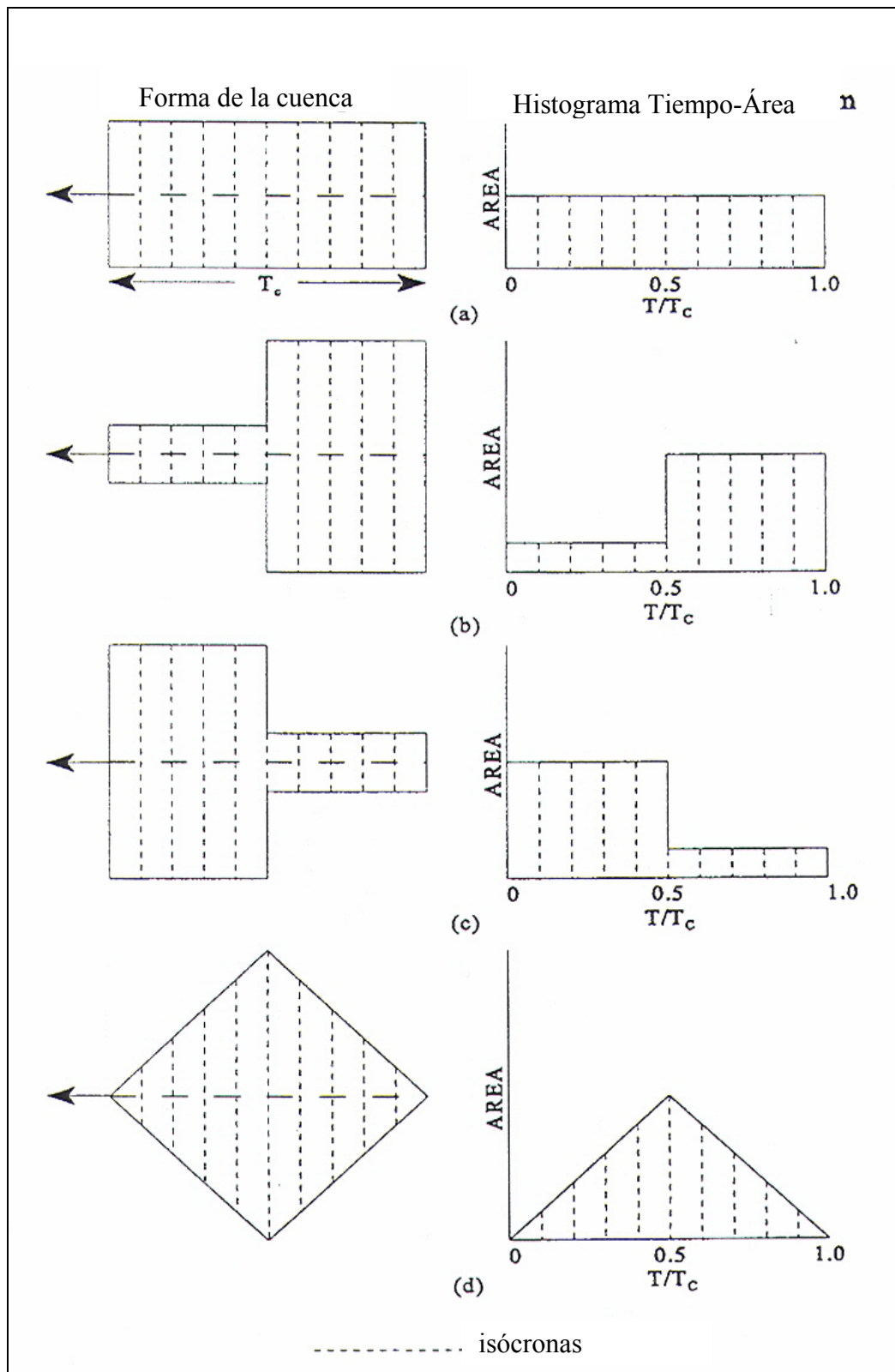


Fig. 3.1 Efecto de la forma de la cuenca sobre el histograma Tiempo-Área (Fuente: Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff; Kull D. W. and Feldman A. D., 1998)

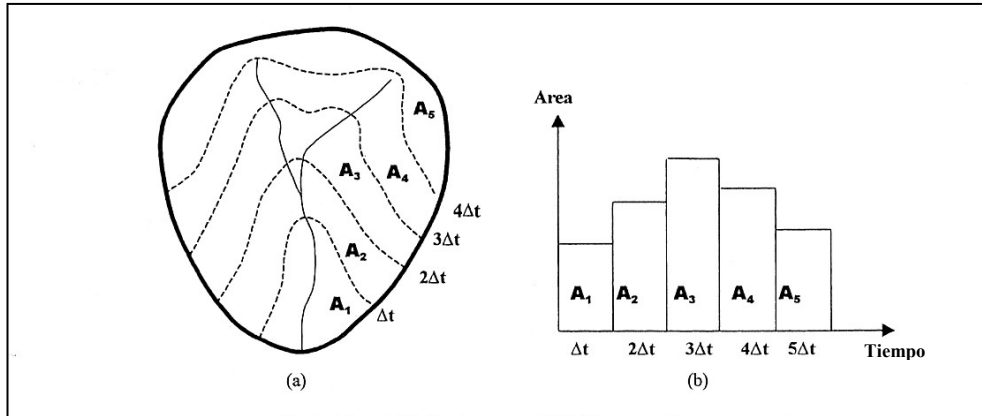


Fig. 3.2 Isócronas (a) e histograma Tiempo-Área (b) para una cuenca (Fuente: Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. Saghafian B., Julien P. Rajaie H, 2002)

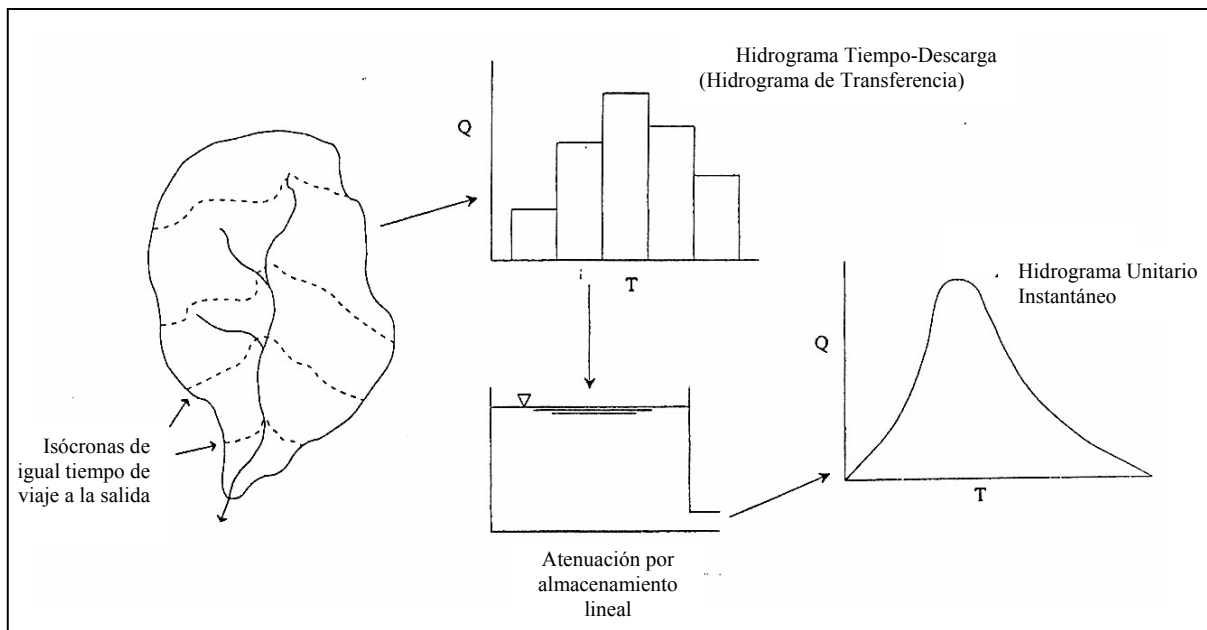


Fig. 3.3 Modelo Conceptual del Método de Clark para parámetros concentrados (Fuente: Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff; Kull D. W. and Feldman A. D., 1998)

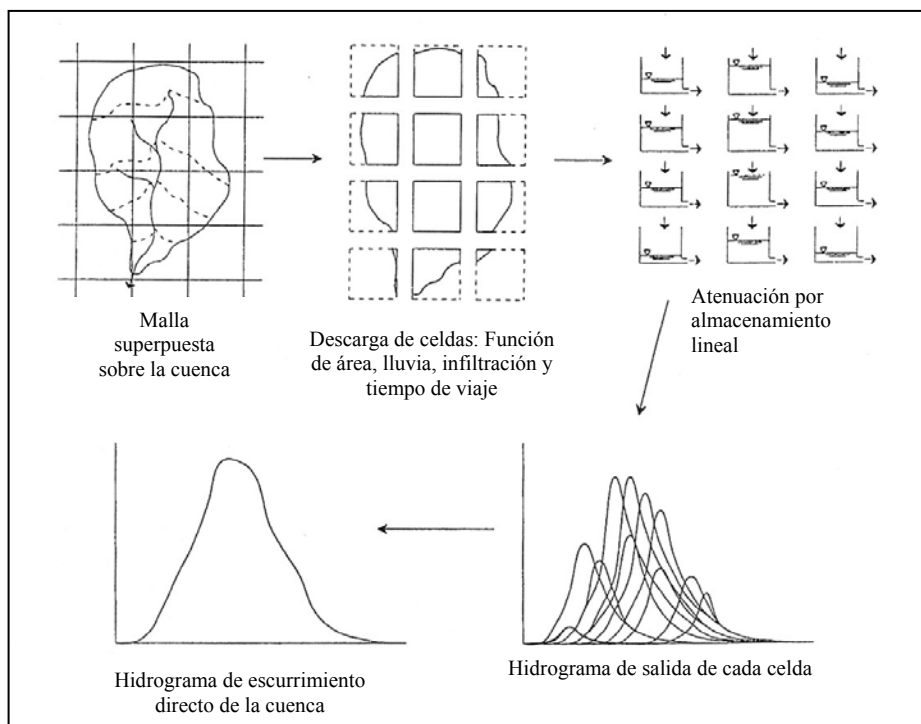


Fig. 3.4 Modelo de escurrimiento directo conceptual ModClark para parámetros distribuidos (Fuente: Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff; Kull D. W. and Feldman A. D., 1998)

El coeficiente de atenuación por almacenamiento R es el segundo parámetro de este método y es una medida de retraso provocado por el efecto del almacenamiento natural. El coeficiente R se estima a partir de un hidrograma observado; representa la razón entre el volumen bajo el hidrograma después del segundo punto de inflexión (curva de recesión) y el valor del gasto en este punto (HEC, 1982) (Fig. 3.5). La ecuación con la cual se estima este coeficiente es entonces

$$R = \frac{\int_{PI}^{\infty} Q(t)}{Q_{PI}} \quad (3.14)$$

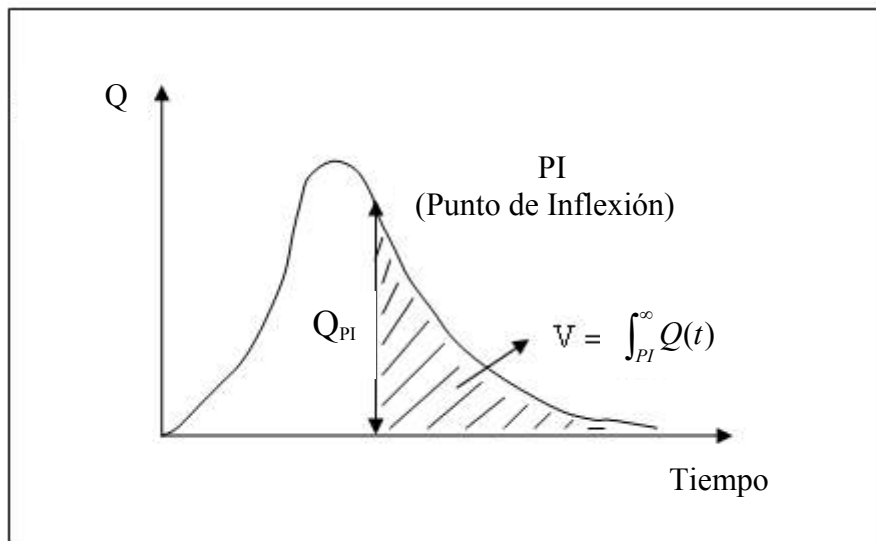


Fig. 3.5 Cálculo del coeficiente de atenuación por almacenamiento (R)

El tercer parámetro, el histograma tiempo-área, representa el área de la cuenca que contribuye al escurrimiento en la salida de la cuenca en un tiempo dado. Esta área se obtiene al construir el mapa de isócronas mediante la determinación de la distancia de viaje desde cada celda hasta la salida de la cuenca. Lo anterior se calcula ya sea estimando el tiempo de escurrimiento en las laderas y el de la corriente principal o simplemente suponiendo una velocidad de viaje constante.

Una vez determinada el tiempo de viaje desde cada celda hasta la salida de la cuenca, el área de la cuenca se divide en zonas de igual tiempo de viaje (isócronas), donde cada zona representa la parte de la cuenca que drena el escurrimiento hasta la salida en un intervalo de tiempo dado. Al relacionar las áreas entre isócronas con el intervalo de tiempo correspondiente se obtiene el histograma tiempo-área de la cuenca. Este parámetro es el más importante de esta metodología ya que refleja la respuesta del escurrimiento de la cuenca hasta su salida.

Antes de emplear el método dentro del HEC-HMS, se debe llevar a cabo un pre-procesamiento para obtener los datos de entradas apropiados. Lo anterior se hace

mediante un SIG donde se puede procesar el MDE en formato ráster. Existen varias herramientas que funcionan como extensiones dentro de los SIG para la obtención de los parámetros hidrológicos de la cuenca y que generan los archivos en los formatos solicitados por HEC-HMS como entrada para la simulación de la relación lluvia-escorrimento, como por ejemplo, el HEC-GeoHMS, el PrePro y el Arc.water.fea. Las tres herramientas anteriores han sido creadas como extensión del SIG ArcView y, por la disponibilidad y facilidad de manejo de los parámetros disponibles para la cuenca de estudio, se seleccionó el SIG ArcView y la extensión HEC-GeoHMS para este propósito. Con esta herramienta la cuenca se subdivide en una malla de celdas cuadradas donde cada celda se supone como una subcuenca y para cada una de ellas se definen sus propiedades hidrológicas como la precipitación, el uso y tipo de suelo, su elevación, pendiente, área, etc.

En este modelo se obtiene la producción del escurrimiento a partir de la precipitación acumulada sobre cada celda considerando las pérdidas por medio del método del Número de Curva (CN) del SCS. Las subcuencas se delimitan y se encuentra el tiempo de viaje desde cualquier punto hasta la salida de la cuenca utilizando la técnica de los 8 puntos (Fig. 3.6). El resultado es un archivo donde para cada celda, se ordenan sus coordenadas x, y ; su área, longitud de viaje y número de curva. Adicionalmente hay que crear una matriz de datos de precipitación de radar del área que comprende la cuenca de análisis. El SIG también crea el mapa con los parámetros hidrológicos de la cuenca (parteaguas, corrientes, etc) (Fig. 3.7).

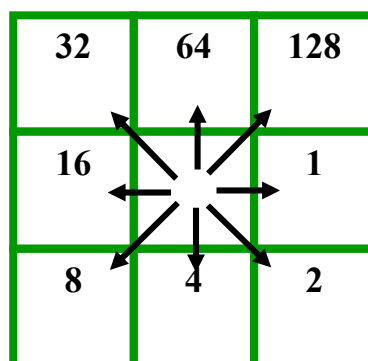


Fig. 3.6 Técnica de los 8 puntos vecinos para delimitar las subcuencas y corrientes

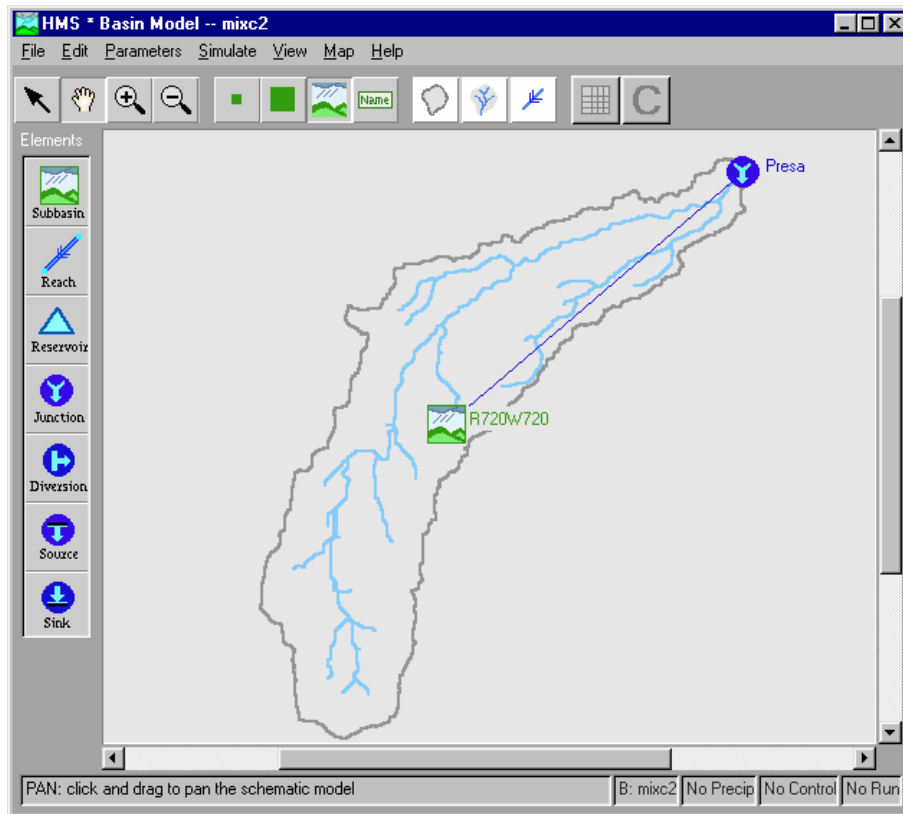


Fig. 3.7 Partaguas, corrientes y localización de la salida de la cuenca del río Mixcoac

3.3.4 Variabilidad Espacial de la Precipitación

Debido a la alta variabilidad espacial y temporal de la intensidad de la lluvia durante las tormentas y a la no-linealidad de la respuesta de la cuenca es necesaria una buena resolución espacial y temporal de la información del evento para aprovechar las ventajas de un esquema no lineal y obtener mejores resultados. Esto se vuelve más importante en el proceso de generación del escurrimiento superficial en cuencas pequeñas (Goodrich, 1995).

Algunos estudios muestran que la variabilidad espacial afecta la modelación del escurrimiento para cuencas pequeñas y que la incertidumbre en la estimación del escurrimiento a partir de pluviógrafos está fuertemente relacionada con el número de pluviógrafos empleados (Faures et al., 1995). Cuando se emplean modelos distribuidos, la variabilidad toma una importancia adicional debido a la sensibilidad de los modelos a

tales entradas. Esto hace que las mediciones exactas de la intensidad de la lluvia, con buena resolución espacial y temporal sean de particular importancia en la relación lluvia-escorrentía. Generalmente, los datos de precipitación se obtienen de una red escasa de pluviómetros los cuales muestrean la lluvia en distintos puntos y por lo tanto no reflejan con exactitud la distribución espacial de la lluvia, especialmente en situaciones convectivas (Morín, 1995). Así, para que las estaciones automáticas puedan detectar los máximos, especialmente en zonas de lluvias convectivas, una densidad de 20 km²/ pluviógrafo es insuficiente, debido a que las celdas de lluvia convectiva tienen una extensión menor (Michaud y Sorooshian, 1994). En la mayoría de los casos se sigue considerando que en cuencas pequeñas, de 5 a 10 ha la hipótesis de lluvia uniforme es válida (Faures et al, 1995); sin embargo, otros investigadores encontraron que la respuesta hidrológica de las cuencas menores de 100 ha es aún sensible a la variabilidad espacial de las tormentas. (Guichard, 2004)

Guichard et al (2004), en un estudio sobre la respuesta de la cuenca a la variabilidad espacial encontraron que para una densidad de 4 km²/pluviómetro se obtienen caudales bastante cercanos a los de referencia y los resultados obtenidos con la densidad de 16 km²/pluviómetro para áreas mayores o iguales que 50 km² también son aceptables. De los errores máximos relativos obtenidos al considerar los 20 eventos más desfavorables, que son los de mayor importancia en casos de diseño, observaron que para la densidad de 4 km²/pluviómetro los errores oscilan entre 1.2 y 6.9%; mientras que para la densidad de 16 km²/pluviómetro los errores se encuentran entre 6 y 35 % y para 64 km²/plu se tienen errores entre 21 y 97 %. Por último con el hietograma medio (que correspondería a un modelo de parámetros concentrados) los errores oscilan entre un 10 y 96 % dependiendo del tamaño del área analizada.

En un estudio desarrollado sobre la Ciudad de México, se utilizaron tres modelos de producción del escurrimiento y se concluyó que, en la obtención del escurrimiento a partir de celdas de precipitación, la diferencia aumenta con el tamaño de la cuenca debido al incremento de la variabilidad de la lluvia (Arnaud et. al.).

Los resultados obtenidos por estos autores muestran que a medida que el tamaño de la cuenca disminuye la densidad de estaciones tiene mayor repercusión en el cálculo de los caudales. Esto ocurre especialmente para los caudales máximos y podría estar relacionado con el número mínimo de pluviómetros que se requieran dentro de la cuenca.

Es difícil capturar la variación espacial de la precipitación, debido a lo costosa que puede ser la instalación y mantenimiento de suficientes estaciones pluviométricas que detecten esta variación. Sobre todo si se presentan tormentas convectivas, las cuales podrían pasar sobre esta red sin que se registre la zona más intensa de la tormenta.

Para mostrar la importancia de considerar la distribución espacial de la lluvia, se hizo el ejercicio de estimar los volúmenes de escurrimiento para diferentes condiciones de distribución espacial de una tormenta dentro de una cuenca (Fig. 3.8). En este caso se supuso que $A1 = A4 = 30 \text{ km}^2$ y que $A2 = A3 = 50 \text{ km}^2$. Se supuso que en la cuenca existen dos tipos de suelo, con dos valores del coeficiente de escurrimiento C_e y que la separación de los diferentes coeficientes de escurrimiento C_e coincide con la línea que divide A2 y A3 (Fig. 3.9).

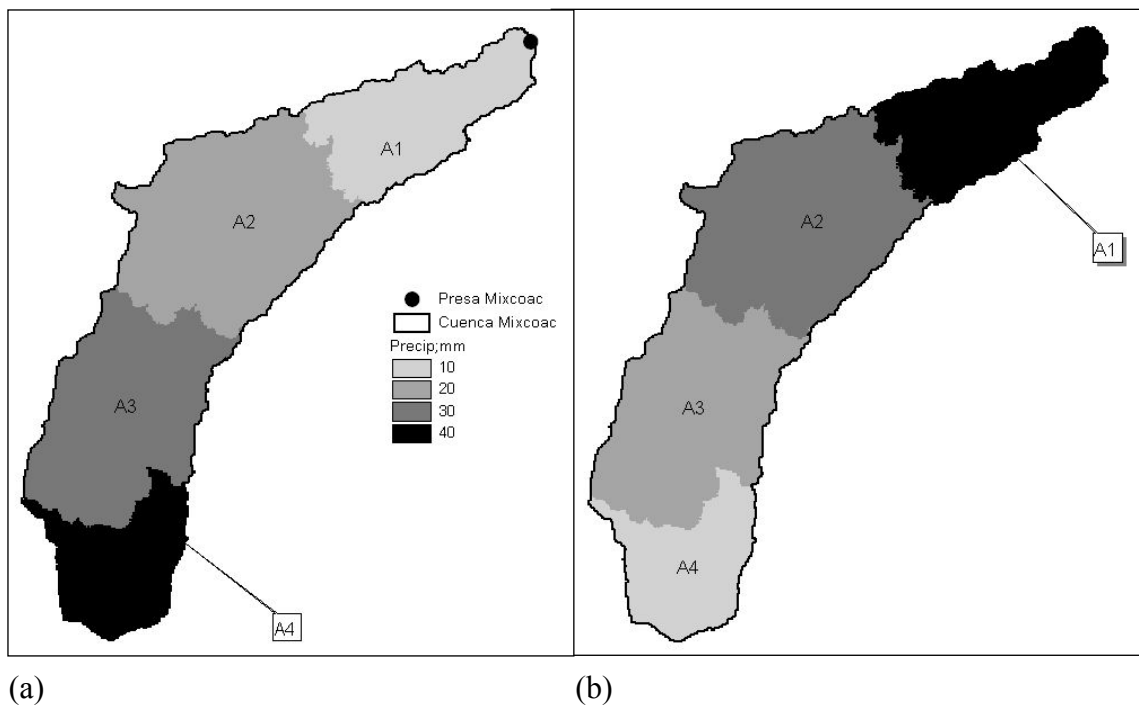


Fig. 3.8 Distribución espacial de la lluvia en la cuenca de análisis

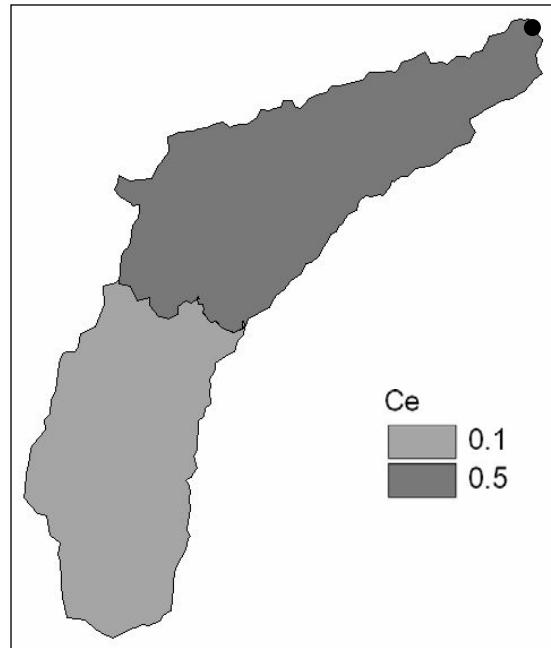


Fig. 3.9 Distribución espacial del coeficiente de escurrimiento C_e de la cuenca

Para llevar a cabo este ejercicio se supusieron entonces dos distribuciones de la lluvia en la cuenca, en el primer caso (Fig. 3.8a), la precipitación media dada para $h_{A1} = 10$ mm, para $h_{A2} = 20$ mm, $h_{A3} = 30$ mm y $h_{A4} = 40$ mm. Para el segundo caso (Fig. 3.8b) se invirtió esta distribución, es decir, para $h_{A1} = 40$ mm, $h_{A2} = 30$ mm, $h_{A3} = 20$ mm y $h_{A4} = 10$ mm; de tal manera que en el primer caso, las precipitaciones más intensas están en la parte alta de la cuenca, al contrario del segundo caso, donde las precipitaciones más intensas están en la parte baja (Fig. 3.10). Con estos datos, se estimaron las precipitaciones efectivas y los volúmenes de escurrimiento directo (Tabla 3.3).

Como se observa en la tabla, la precipitación media es la misma para los dos casos (25 mm). Sin embargo, si se toma en cuenta la variabilidad de la lluvia en relación con el tipo de suelo y con su coeficiente de escurrimiento, entonces la precipitación estimada como efectiva resulta diferente en cada caso. Para el caso 1 la precipitación efectiva se estimó en 5.75 mm, mientras que en el caso 2 se obtienen 9.25 mm. Los volúmenes de escurrimiento resultan en 920,000 m³ y 1'480,000 m³ respectivamente. Este volumen representa una diferencia de 62% entre uno y otro caso debida únicamente a un cambio en la distribución espacial de la lluvia.

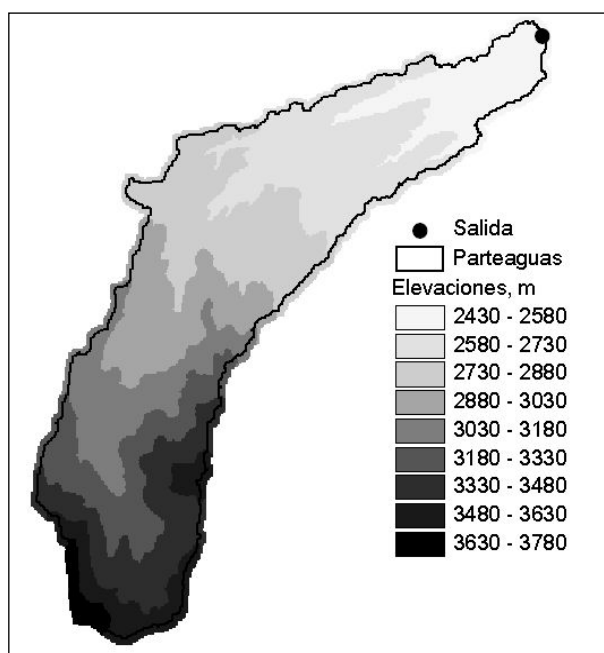


Fig. 3.10 Distribución de las elevaciones en la cuenca

Tabla 3.3 Volumen de escurrimiento directo suponiendo dos distribuciones espaciales de la misma lluvia total

CASO 1					
	Área (km²)	P media (mm)	Ce	Pefectiva (mm)	Vol. Esc. Directo (m³)
A1	30	10	0.5	5	150000
A2	50	20	0.5	10	500000
A3	50	30	0.1	3	150000
A4	30	40	0.1	4	120000
Acuena	160	25		5.75	920000
CASO 2					
	Área (km²)	P media (mm)	Ce	Pefectiva (mm)	Vol. Esc. Directo (m³)
A1	30	40	0.5	20	600000
A2	50	30	0.5	15	750000
A3	50	20	0.1	2	100000
A4	30	10	0.1	1	30000
Acuena	160	25		9.25	1480000

Con este ejemplo sencillo se muestra claramente la importancia de considerar la distribución espacial de la lluvia. Los modelos de parámetros concentrados no toman en cuenta esta variabilidad que sí consideran los modelos distribuidos y que los hace más

atractivos para la modelación hidrológica al representar con un sentido más físico los parámetros hidrológicos en la cuenca. La importancia del radar en este sentido es más clara ya que permite estimar la distribución espacial de la lluvia con resolución de celdas de hasta 1 x 1 km, lo que equivaldría a tener una densidad de 1 pluviógrafo por cada km².

Los hidrólogos tienen depositadas grandes esperanzas en los radares meteorológicos. Se puede decir que el radar se ha visto siempre como una herramienta que ayudaría a reducir la incertidumbre asociada al campo de lluvia y, como consecuencia, permitiría reducir la incertidumbre asociada a la estimación del escurrimiento y entender mejor el proceso hidrológico. La fe en el radar tiene una fuerte componente intuitiva, la cual no está infundada ya que los pocos estudios que se han hecho han mostrado mejoras en los resultados cuando se emplea información de radar en lugar de sólo la información de los pluviógrafos. Esta es una de las razones por la que esta tesis se enfoca en la modelación hidrológica distribuida empleando datos de radar meteorológico ya que se tienen pocas experiencias al respecto.

Los radares meteorológicos ofrecen ventajas únicas; las más evidentes son:

- Permiten obtener una zona tridimensional continua de eventos de precipitación
- Estimaciones de lluvia en intervalos cortos de tiempo
- Tienen radios de cobertura de hasta 120 km, para fines hidrológicos
- Alta resolución espacial

Los datos provenientes de radar aún no se han aprovechado del todo. En un estudio en cuencas de Israel, se encontró que la variabilidad de la lluvia puede generar diferencias significativas en la respuesta de la cuenca (Morin, J. et al, 1995). Otra aplicación es la de Hunter et al (2002) quienes utilizaron datos de radar para comparar los resultados obtenidos con dos modelos distribuidos, especialmente en lo relativo el tiempo de cómputo requerido por cada modelo; los autores consideran que los componentes más críticos al aplicar los modelos hidrológicos distribuidos son la variabilidad espacial y temporal de la precipitación.

3.4 El HEC-HMS

El HEC-HMS (*Hydrologic Modeling System*) es un paquete de cómputo en el que se incluyen varios modelos hidrológicos para la modelación continua y de eventos. Es una nueva versión del modelo hidrológico HEC-1 desarrollada por el HEC (*Hydrologic Engineering Center, 2000*) y ofrece entre otras cosas, una interfaz amigable, en ambiente *Windows*, y eficiente para la entrada de datos y salida de resultados. Esta nueva versión permite la subdivisión de las subcuencas en celdas en las que se puede considerar una mayor variabilidad espacial de la precipitación y de las características del suelo para la producción del escurrimiento. Además toma en cuenta la distancia de viaje desde la celda hasta la salida de la subcuenca para la transferencia del escurrimiento.

Este paquete informático, con más de 30 años de experiencia en la simulación por medio de *software*, incluye varios métodos hidrológicos para estimar la relación lluvia-escurrimiento y el tránsito del escurrimiento mediante tres componentes principales que sirven como entradas para simular el proceso lluvia-escurrimiento (Fig. 3.11):

- Modelo de Cuenca (Basin Model)
- Modelo Meteorológico (Meteorologic Model)
- Control de Especificaciones (Control Specifications)

Cada uno de estos componentes contiene los métodos necesarios para procesar los datos de entrada e integrarlos con los otros componentes. Los resultados se muestran en modo gráfico o por medio de tablas, según la elección del usuario.

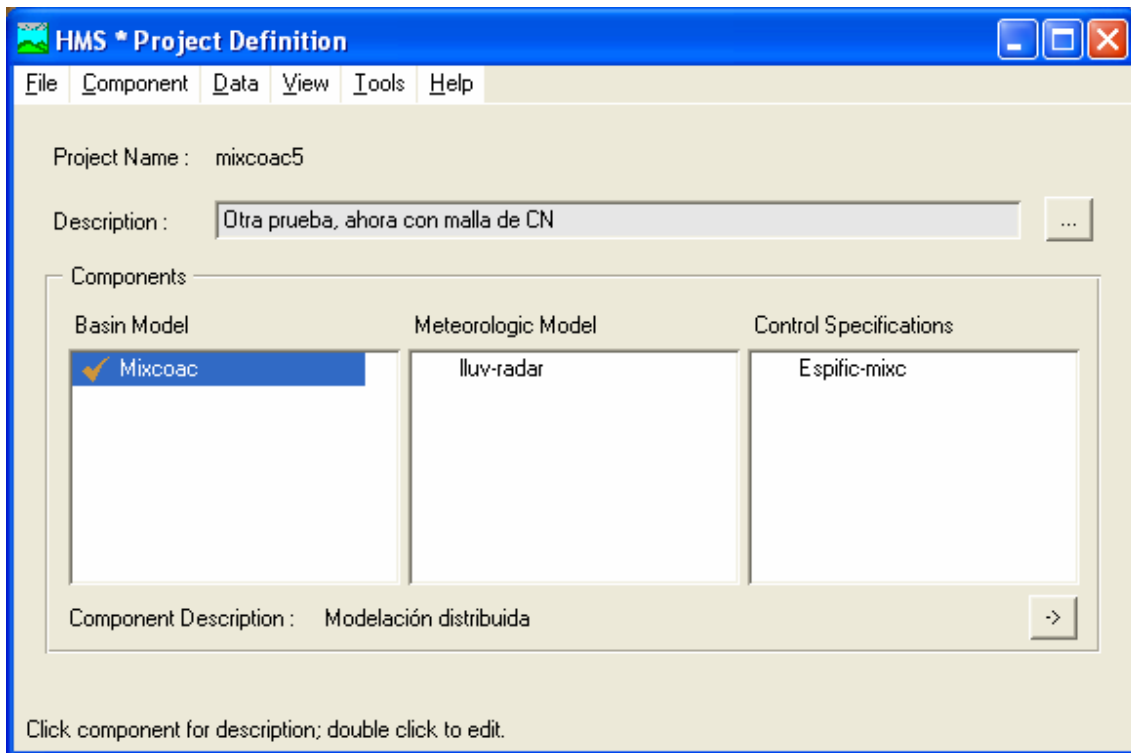


Fig. 3.11 Ventana principal del HEC-HMS

3.4.1 Modelo de cuenca

El modelo de cuenca representa la cuenca y la red de corriente por medio de la cual se conectan los elementos hidrológicos. Los elementos considerados son: subcuencas, corrientes, confluencias, almacenamientos, bifurcaciones, fuentes y sumideros. Para cada elemento hidrológico se emplea un modelo matemático para describir los procesos físicos involucrados en la producción y transferencia del escurrimiento. El modelo de cuenca se compone a su vez de cuatro grupos de métodos para llevar a cabo este análisis: métodos de pérdidas, métodos de transferencia, métodos para el flujo base y métodos de tránsito (Tabla 3.4)

Tabla 3.4 Métodos del Modelo de Cuenca

MODELO DE CUENCA			
Método de Pérdidas	Métodos de Transferencia	Métodos de Flujo Base	Métodos de Tránsito de Avenidas
Inicial y Constante	H. U. De Clark	<i>Recesión</i>	Onda Cinemática
Green y Ampt	Onda Cinamética	Constante Mensual	Retraso
Número de Curva del SCS	<i>H. U. De Clark Modificado</i>	Almacenamiento Lineal	Puls Modificado
<i>Malla de Números de Curva del SCS</i>	Zinder	Recesión acotada	Muskingum
Déficit y Constante	SCS	Sin Gasto Base	Muskingum-Cunge de Sección Estandar
Precipitación Antecedente	Hidrograma “S” especificado por el usuario		Muskingum-Cunge de Sección de 8 puntos
Malla de precipitación Antecedente	H. U. Especificado por el Usuario		Confluencia
Sin Pérdidas			

Los métodos de pérdida simulan el proceso de infiltración en la modelación de eventos y toman en cuenta la humedad antecedente en la modelación continua. Los métodos de transferencia convierten la precipitación en exceso en escurrimiento superficial. También se incluye métodos de tránsito de avenidas para simular el flujo a través de las corrientes principales.

La mayoría de los métodos disponibles dentro del HEC-HMS se utilizan para la modelación agregada, por lo tanto, se debe tener especial cuidado en la selección de los métodos a emplear para la modelación distribuida, pues no pueden mezclarse los métodos empleados en cada una de las componentes. Para el modelo distribuido que aquí se usará se seleccionará el método de la Malla del Número de Curva del SCS como método de pérdida, el método Modclark como el de transferencia del escurrimiento y el método de recesión para estimar el escurrimiento base (Tabla 3.4).

En la Tabla 3.4 se resaltan las opciones que se seleccionaron para cada una de los cuatro grupos que se señalaron anteriormente y que corresponden a la componente “Modelo de Cuenca”. Los más importantes son el cálculo de las pérdidas con una malla de números de curva y el hidrograma unitario de Clark modificado. Las bases de este método se explicaron en los subcapítulos 3.3.2.1.1 y 3.3.3.1 respectivamente

3.4.2 Modelo Meteorológico

Una de las principales ventajas que tiene el radar meteorológico es la de estimar directamente la distribución espacial de la lluvia, lo que lo hace un instrumento ideal para la modelación hidrológica distribuida. Aprovechando esta capacidad, en esta tesis se hace uso de los datos de radar para utilizarlos en un modelo hidrológico de parámetros distribuidos.

Los datos meteorológicos se analizaron con el Modelo Meteorológico, el cual incluye métodos de precipitación y evapotranspiración (Tabla 3.5). Sólo se incluye un método de evapotranspiración en el HEC-HMS, el cual emplea valores promedios mensuales con un coeficiente opcional. El Modelo Meteorológico almacena los datos de la precipitación y evaporación requeridos para simular el proceso de la cuenca.

El HEC-HMS considera la introducción de datos de radar al modelo utilizando el método de Malla de Precipitación (Tabla 3.5)

Tabla 3.5 Métodos del Modelo Meteorológico

MODELO METEOROLÓGICO	
Métodos de Precipitación	Métodos de Evapotranspiración
Hietograma del usuario	De Humedad del Suelo
Polígonos de Thiessen	
Método de la inversa de la distancia	
<i>Malla de Precipitación</i>	
Frecuencia de Tormentas*	
Tormenta Estandar- Este de los EU	
Tormenta Hipotética del SCS	
Sin Precipitación	

Los métodos empleados en esta tesis para la modelación distribuida se marcaron con negritas y cursivas en las Tablas 3.4 y 3.5

3.4.3 Especificaciones de control

En este componente simplemente se especifican la fecha y hora de inicio del evento a simular, así como la fecha y hora en que finaliza.

3.5 Calibración del Modelo

Los modelos hidrológicos deben ser calibrados y verificados antes de utilizarse en análisis y diseño de ingeniería. (ASCE, 1999). El argumento de que los modelos físicamente basados no requieren esta calibración presupone un conocimiento perfecto de los valores de los parámetros, de su localización en el espacio y de las entradas de lluvia, lo que es evidente que no sucede. Además de la incertidumbre en los parámetros de entrada al modelo, se depende de la resolución espacial para tener un conocimiento espacial de éstos. Conociendo el patrón espacial de los parámetros se puede ajustar su magnitud ya sea manualmente o utilizando el procedimiento disponible en el HEC-HMS.

4. APLICACIÓN DE LOS MODELO HIDROLÓGICOS

4.1 Modelos de Parámetros Concentrados

Para la aplicación de los radares meteorológicos a los modelos hidrológicos de parámetros distribuidos se probó primero su utilidad en los modelos lluvia-escurrimiento mediante la obtención de uno de parámetros concentrados. El empleo de este tipo de modelos tradicionalmente se ha llevado a cabo debido a la escasez de datos espaciales y son obtenidos a partir de promedios pesados de las características físicas de la cuenca y de la precipitación.

En este apartado del capítulo, se describen sólo los conceptos básicos de los modelos agregados ya éstos son muy conocidos y utilizados en nuestro país y sus detalles se pueden leer en cualquier libro de hidrología tradicional. Por ser de mayor interés lo referente a la modelación hidrológica distribuida, este capítulo se dedica más a la descripción de sus principios y conceptos

4.1.1 Descripción de la cuenca de estudio y selección de las fechas de análisis

Para realizar este estudio hidrológico, se utilizó la cuenca del río Mixcoac con el fin de comprobar la bondad del uso del radar meteorológico en modelos de pronóstico de

escurrimiento. La cuenca del río Mixcoac se encuentra dentro de la cuenca del Valle de México con un área de drenaje de 31.5 km² en la región poniente de la Ciudad de México (Fig. 4.1). Se analizaron seis tormentas del año 1998 (Tabla 2.2) con intervalos de tiempo de 15 minutos con datos de estaciones pluviográficas, del radar del cerro La Catedral y de la estación hidrométrica Mixcoac a la salida de la cuenca, la cual está localizada a 35 km del radar (Fig. 4.1). Se obtuvieron dos modelos lluvia-escurrimiento basados en la teoría del hidrograma unitario con dos tipos de entrada; el primero se obtuvo utilizando las precipitaciones medias del pluviógrafo estimadas por el método de los polígonos de Thiessen y el segundo utilizando las precipitaciones medias registradas con el radar en los píxeles que caían dentro de la cuenca.

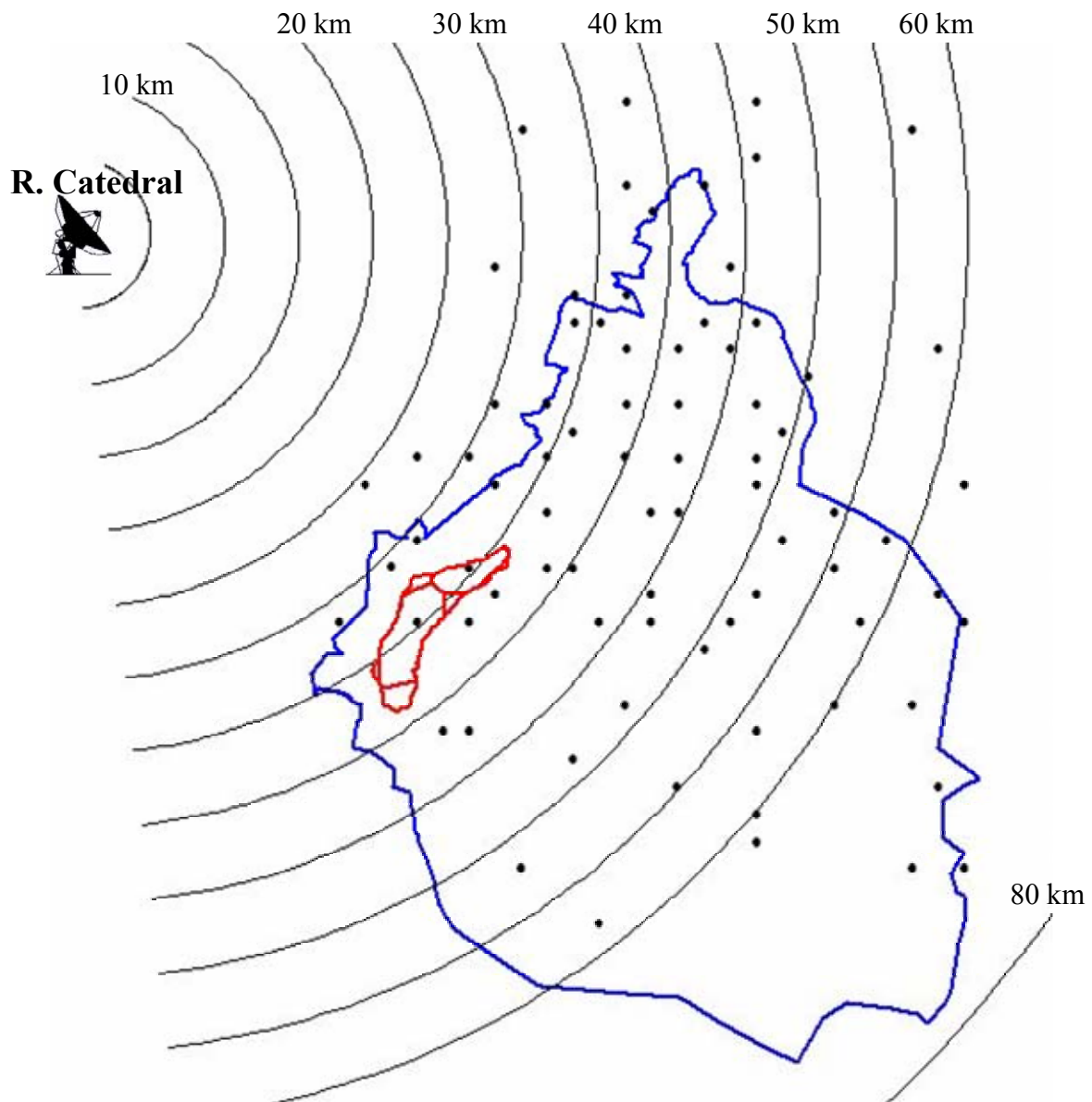


Fig. 4.1 Localización de la cuenca del río Mixcoac y áreas de influencia de estaciones determinadas con el método de los polígonos de Thiessen

Se seleccionó la cuenca del río Mixcoac debido a las frecuentes lluvias que ocurren en ella (Magaña et al., 2001), a los daños que han ocasionado y a que es posible contar con datos de escurrimientos, lo cual hace posible establecer una relación entre la lluvia y los escurrimientos con datos observados para calibrar el modelo. La cuenca se encuentra localizada al poniente de la Ciudad de México (Fig. 4.1), tiene un área de 31.5 km² y una altura de 3600 msnm en su parte más alta y de 2500 msnm a la salida de la cuenca, un poco más alta que la ciudad de México, la cual se asienta a 2240 msnm (Fig. 4.2). La vegetación se encuentra relacionada con otros factores, como el suelo, el agua y el clima (Fig. 4.3). El clima de la zona de estudio es de templado a semifrío subhúmedo con lluvias en verano (Fig. 4.4). La precipitación media anual en esta área es de 1173 mm (Fig. 4.5), con precipitaciones medias mensuales máximas de 223 mm de junio a septiembre; las precipitaciones medias mensuales mínimas se presentan en los meses de noviembre a febrero, con aproximadamente 13.3 mm (Tabla 4.1). El problema en esta cuenca se ha acrecentado debido al crecimiento urbano de la ciudad de México, lo que ha ocasionado diversos asentamientos humanos dentro de esta cuenca que teóricamente se considera como reserva ecológica (Esquivel, 2000)

Como se mencionó en el capítulo 2, se seleccionaron las tormentas en las cuales existieran datos de lluvia de radar y pluviógrafos y de escurrimientos para poder obtener el modelo lluvia-escurrimiento. Estas cinco tormentas seleccionadas (Tabla 2.1) provocaron gastos importantes y problemas de inundaciones sobre la cuenca. Ya se mencionó también en el capítulo 2 que el radar utilizado fue el del cerro La Catedral, el cual es de banda C y se encuentra localizado aproximadamente a 35 km de la cuenca de estudio (Fig. 4.1). El intervalo de tiempo Δt empleado por el radar para realizar sus mediciones o barridos es de 15 minutos, por lo tanto, fue el Δt que se utilizó para obtener la lluvia en los pluviógrafos y los escurrimientos observados. La resolución espacial empleada fue con píxeles de 1 km x 1 km y los pluviógrafos que influyen dentro de la cuenca son seis, separados entre sí a una distancia promedio de 7.5 km y fueron los que se emplearon para realizar el análisis (Fig. 4.1).

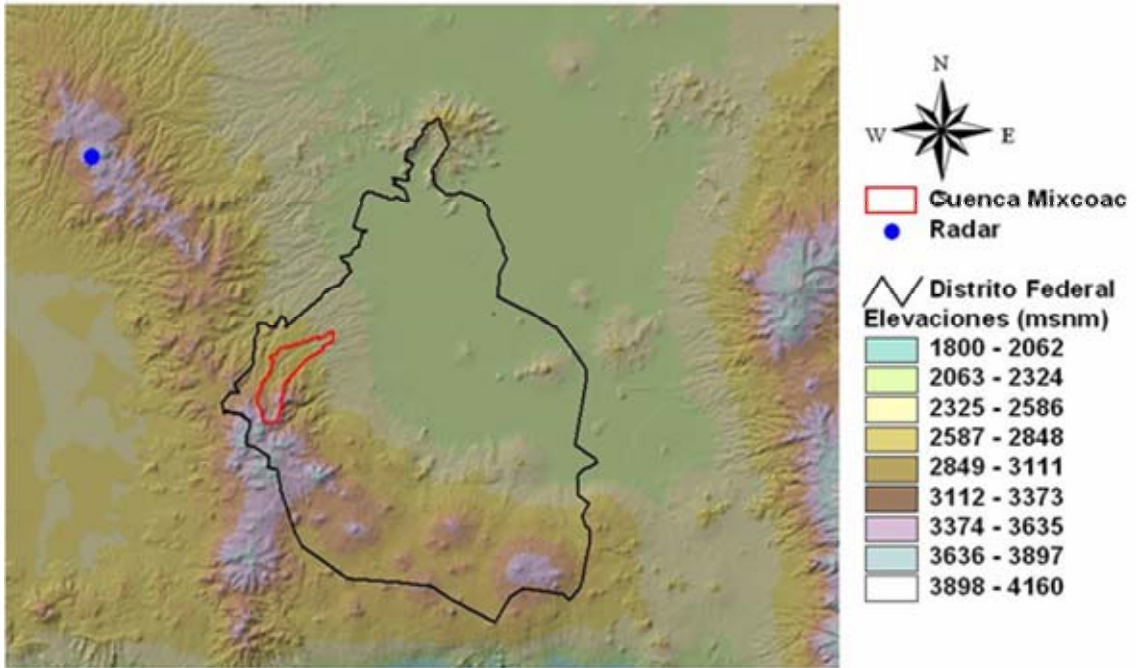


Fig. 4.2 Mapa de elevaciones del Distrito Federal

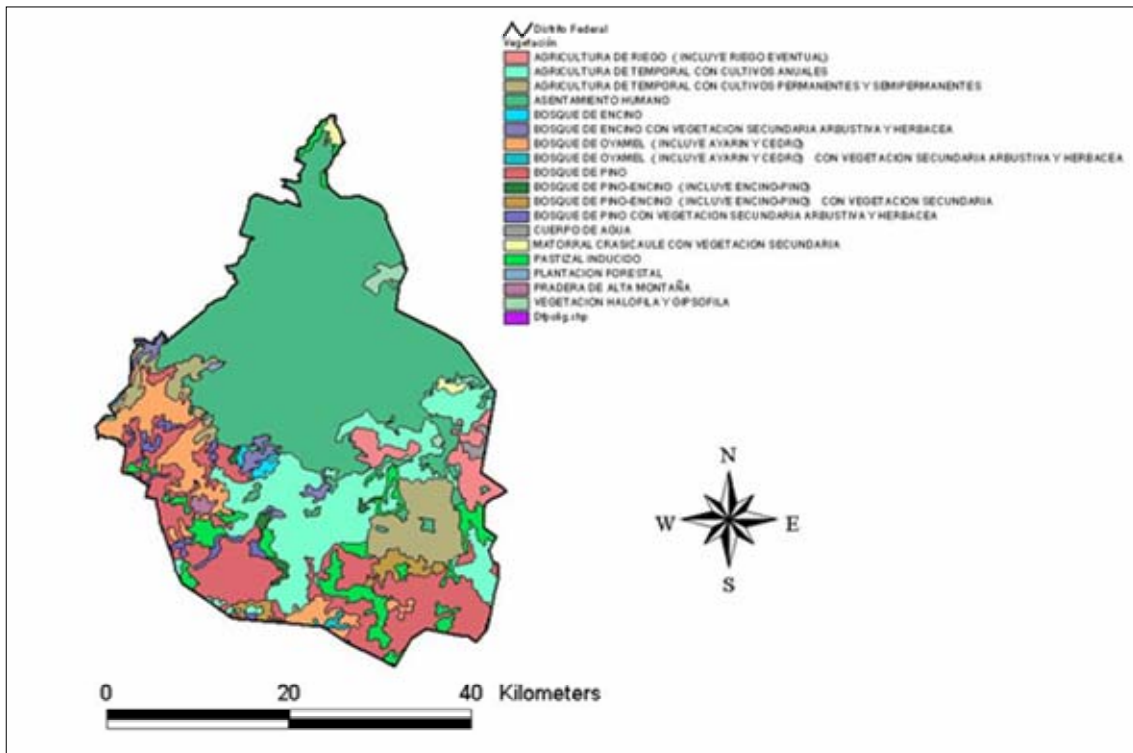


Fig. 4.3 Vegetación predominante sobre el Distrito Federal (Fuente: INEGI)

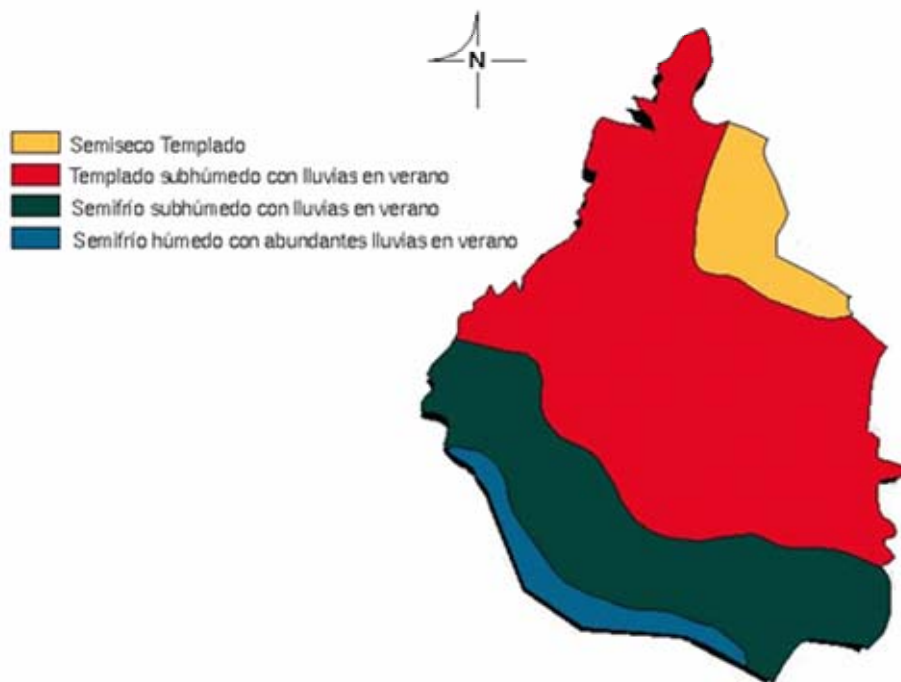


Fig. 4.4 Patrón de clima en el Distrito Federal (Fuente: INEGI)

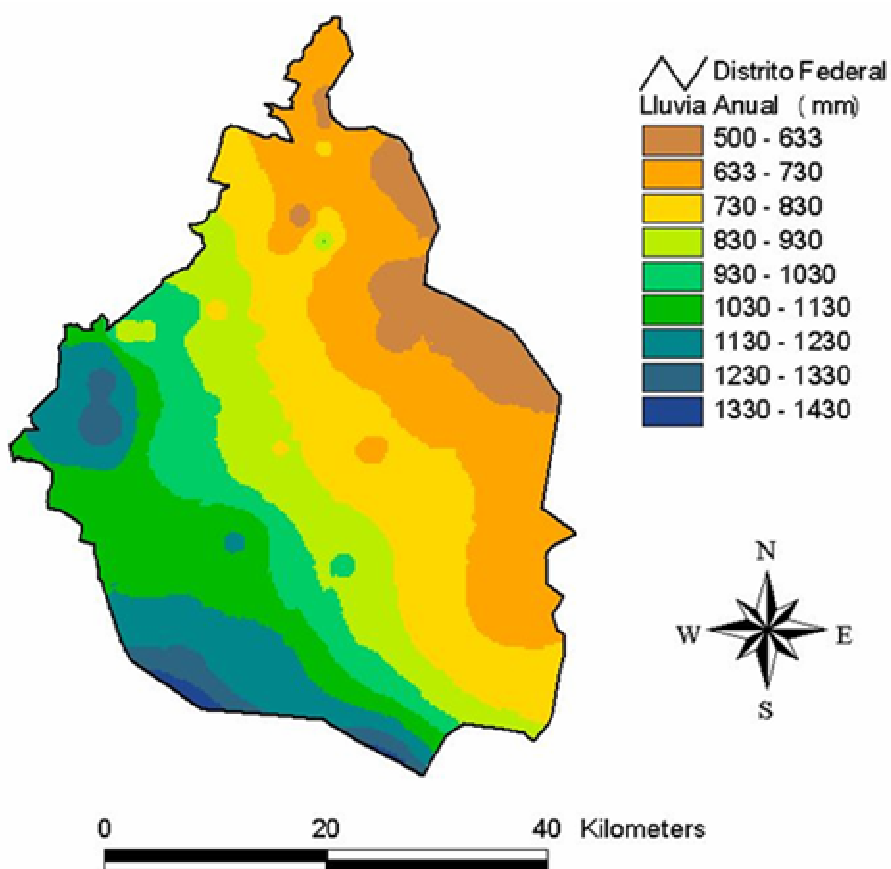


Fig. 4.5 Precipitaciones medias anuales en el Distrito Federal (Fuente: INEGI)

Tabla 4.1 Precipitaciones medias mensuales sobre el Distrito Federal (Fuente: INEGI)

Estación y concepto	Periodo	Meses											
		Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Tacubaya													
Promedio	1921-1998	8.2	5.6	10.3	25	56.5	134	173	160	138	57.5	14	6.6
Año más seco	1945	4.9	0.4	13.9	19	28.2	84.3	80.8	84.9	91.1	15.9	37	0
Año más lluvioso	1976	0	4.2	2.7	42	75.3	99.7	306	300	171	120	6.3	34
Ajusco													
Promedio	1961-1987	18	13	13.2	38	95.3	212	234	237	212	78.7	13	9.6
Año más seco	1963	0	0	14.5	4.5	40.5	81.5	183	155	68	9.5	6.5	0
Año más lluvioso	1981	23	19	3.9	44	86.3	345	242	235	282	77.6	1	8
Gran Canal													
Promedio	1972-1990	7.4	7.8	10.6	22	50.4	99.9	122	112	92.4	43.2	8.2	4.9
Año más seco	1989	0	0	2.1	7.1	6.9	126	35.8	91.3	78.6	22.3	0	14
Año más lluvioso	1976	0	12	9.4	25	60.1	44.4	105	197	129	112	29	29

FUENTE: CNA. Registro Mensual de Precipitación Pluvial en mm.

4.1.2 Determinación de las entradas al modelo

La teoría del hidrograma unitario tradicional se aplica normalmente sólo al escurrimiento superficial y a la parte de la lluvia que lo produce. Se excluye a la lluvia que se infiltra en el terreno y que forma parte posteriormente del escurrimiento base o subterráneo (Cruickshank, 1968). La salida del modelo es entonces el escurrimiento directo y las entradas son las lluvias que lo producen, es decir, la precipitación efectiva.

En este estudio, se seleccionaron los tipos de lluvia y las ecuaciones de calibración para cada una de ellas a partir de los resultados obtenidos en el capítulo 2, donde se determinaron dos zonas climáticas (Fig. 2.5). Como la cuenca del río Mixcoac se localiza en la zona dos, se emplearon las dos ecuaciones correspondientes a esta zona:

$$\text{Lluvias Convectivas} \quad R = 0.024Z^{0.714} \quad (4.1)$$

$$\text{Lluvias Estratiformes} \quad R = 0.077Z^{0.625} \quad (4.2)$$

Para el caso del radar meteorológico, los hietogramas de precipitaciones medias se estimaron utilizando la fórmula

$$\bar{h}p_r = \frac{\sum_{i=1}^n P_i a_i}{\sum_{i=1}^n a_i}$$

donde P_i es la precipitación en la celda i , obtenida con las ecuaciones 4.1 y 4.2, en mm; a_i es la fracción de área de la celda i , que cae dentro de la cuenca Mixcoac, en km^2 y $\bar{h}p_r$ es la precipitación media sobre la cuenca, estimada a partir de datos del radar meteorológico, para cada intervalo de tiempo.

A partir de las precipitaciones medias se dibujaron los hietogramas de precipitaciones medias y con los datos de escurrimiento directo se determinaron las láminas de escurrimiento directo de cada tormenta mediante la expresión

$$L_{ED} = \frac{V_{ED}}{A_C} \times 10^{-3}$$

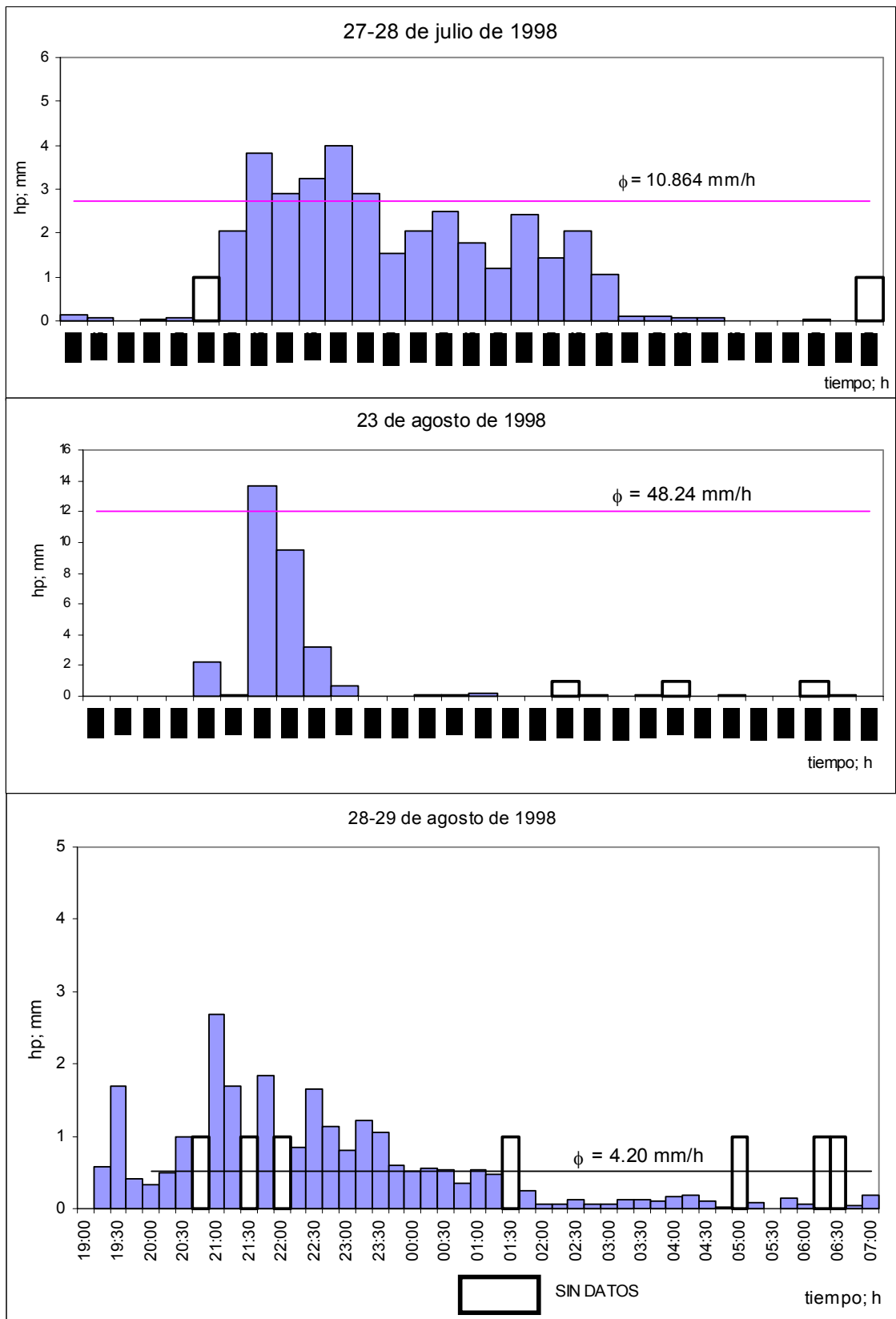
donde L_{ED} es la lámina de escurrimiento directo, en mm; V_{ED} es el volumen de escurrimiento directo, en m^3 y A_C es el área de la cuenca en km^2 . Finalmente, el histograma de precipitación efectiva se obtuvo suponiendo un índice de infiltración constante en cada una de las tormentas de tal forma que la suma de precipitaciones mayores que ϕ resulte igual a L_{ED} (Fig. 4.6).

De forma similar, a partir de datos estimados con los pluviógrafos, se obtuvieron los histogramas de precipitaciones medias y las precipitaciones efectivas (Fig. 4.7), que se emplearán como entrada al modelo lluvia-escurrimiento y poder así compararlo con el obtenido con los datos de radar, verificando así, la utilidad del radar.

La lámina de precipitación media de los pluviógrafos se estimó utilizando el método de los polígonos de Thiessen mediante la expresión

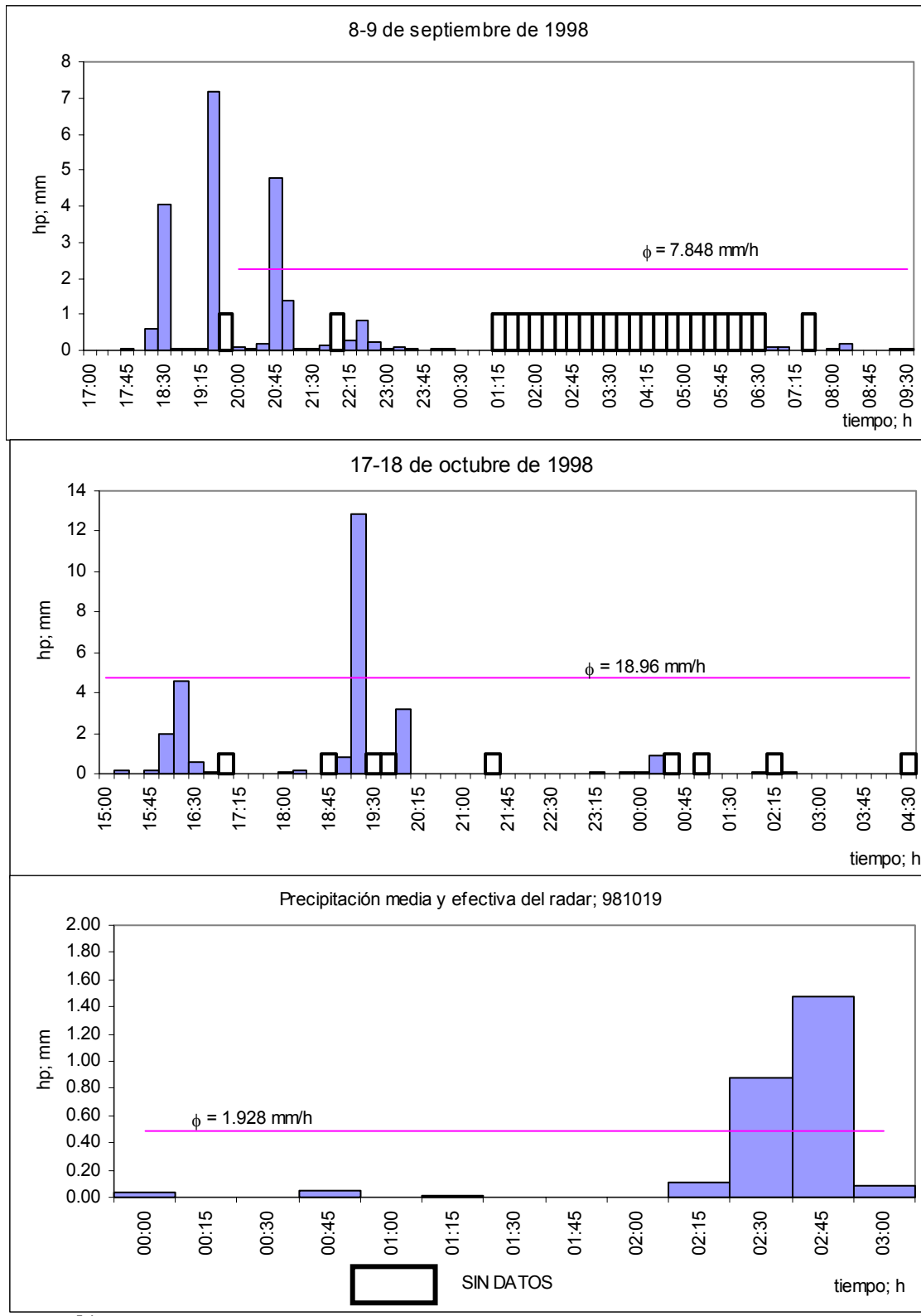
$$\bar{h}p_p = \frac{\sum_{i=1}^n P_i a_i}{A_C}$$

donde P_i es la precipitación registrada en la estación i , en mm; a_i es el área del polígono correspondiente a la estación i , en km^2 , A_C es el área de la cuenca, en km^2 y $\bar{h}p_p$ es la precipitación media estimada a partir de datos de pluviógrafos para cada intervalo de tiempo.



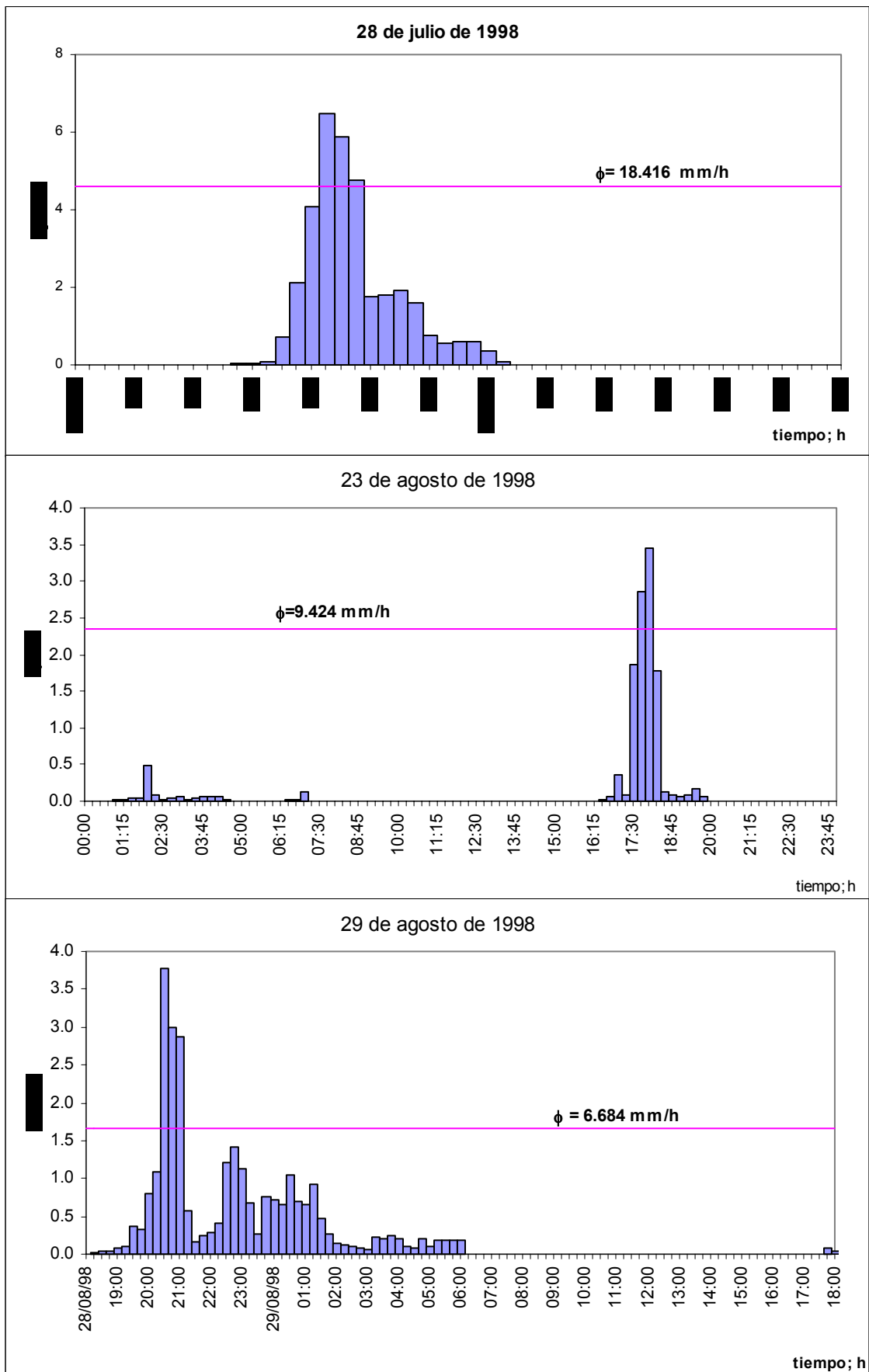
a)

Fig.4.6 Precipitación efectiva obtenida a partir de datos del radar meteorológico



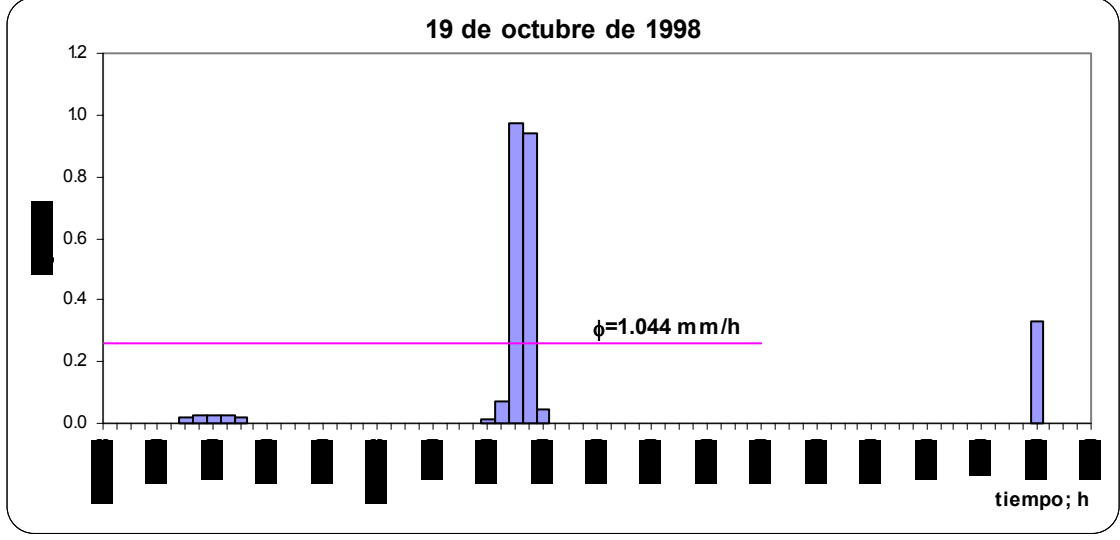
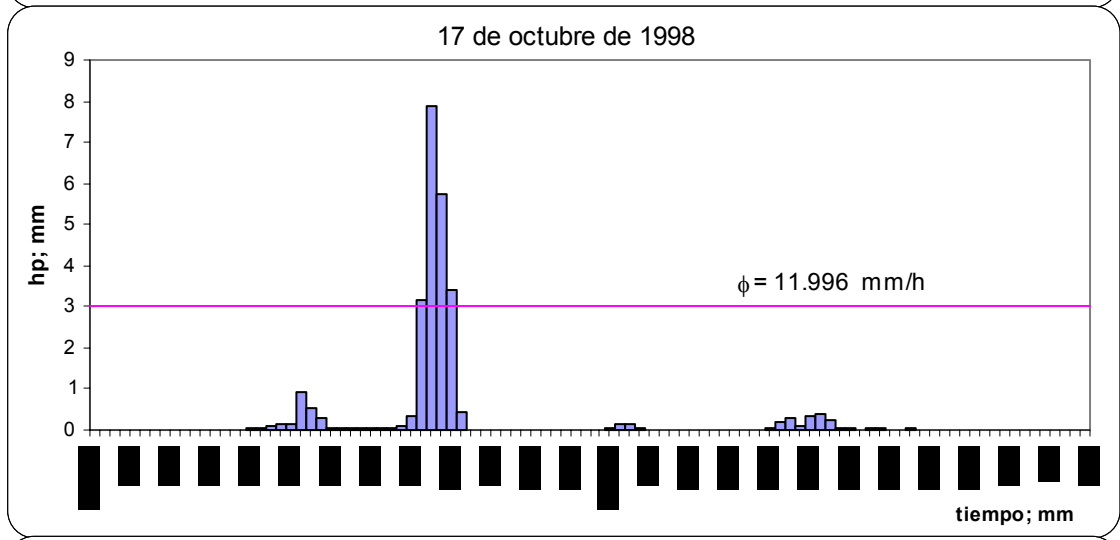
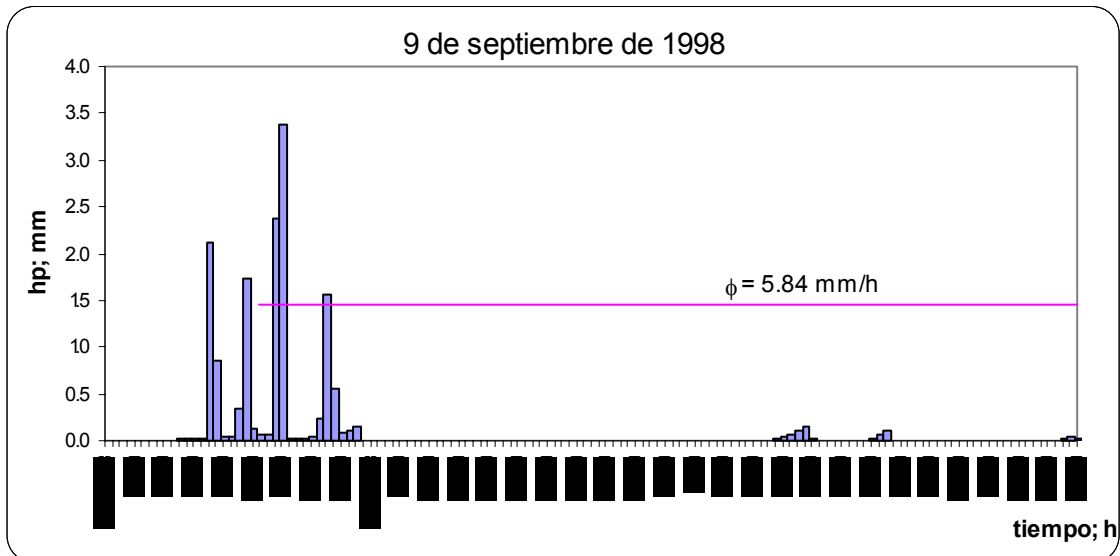
b)

Fig.4.6 (Continuación)



a)

Fig.4.7 Precipitación efectiva obtenida con pluviógrafos



b)

Fig.4.7 (continuación...)

4.1.3 Determinación de la función de transferencia

Una vez determinadas las entradas (precipitaciones efectivas) y las salidas (escurrimientos), se calibraron los dos modelos empleando el método de mínimos cuadrados. El hidrograma unitario relaciona las ordenadas Q (m^3/s) de un hidrograma registrado en una cuenca a intervalos de tiempo discreto Δt (horas) y la precipitación efectiva P (mm). Esta relación se expresa por la integral de convolución discreta de un sistema lineal del tipo

$$Q_i = \sum_{j=1}^l U_j P_{i-1+j}$$

donde U_j son las ordenadas del hidrograma unitario. La ecuación anterior se expresa en forma matricial como

$$[Q] = [P][U]$$

donde la matriz $[P]$ denominada matriz de convolución, es una matriz de $j \times l$ elementos; $[Q]$ es un vector que contiene los valores de las i ordenadas del hidrograma registrado; $[U]$ es el vector que contiene los valores incógnitas de las l ordenadas del hidrograma unitario. La estructura de la matriz $[P]$ es con un número de filas j mayor que el de columnas l . El número de ecuaciones es n y el de incógnitas l , por lo que el sistema será sobredimensionado existiendo $i - l$ ecuaciones redundantes. Se utilizó el criterio de mínimos cuadrados para reducir el número de ecuaciones a l incógnitas y obtener las ordenadas del hidrograma unitario (Méndez, 1998).

Las ordenadas del hidrograma unitario obtenido con este método para cada instrumento de medición de lluvia se dibujaron en la Fig. 4.8 para su comparación. En ésta figura se observa la similitud entre ambos hidrogramas unitarios, lo cual puede tener su explicación en lo ya mencionado en una de las conclusiones del capítulo 2, es decir, el radar puede estimar la lluvia en mayor o menor cantidad, con respecto al pluviógrafo, pero siempre reproduce la forma del hietograma (Figs. 4.6 y 4.7). Es necesario aclarar que inicialmente se intentó estimar un hietograma de precipitaciones medias a partir de

datos de lluvia del radar estimados con la ecuación de Marshall-Palmer pero los valores medios de precipitación daban tan bajos que no permitían generar una lámina de altura de precipitación suficiente para generar los hidrogramas de salida. Lo anterior puede verse en la figura 2.4 en donde las curvas masas medias obtenidas a partir de la ecuación de Marshall-Palmer con píxeles de 1 x 1 km subestimaron en más del 50% la lluvia con respecto al pluviógrafo.

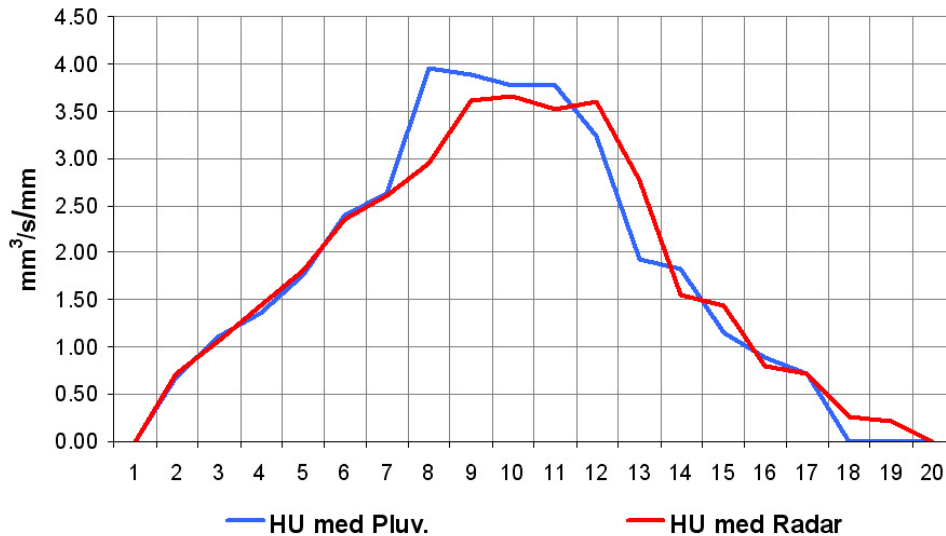


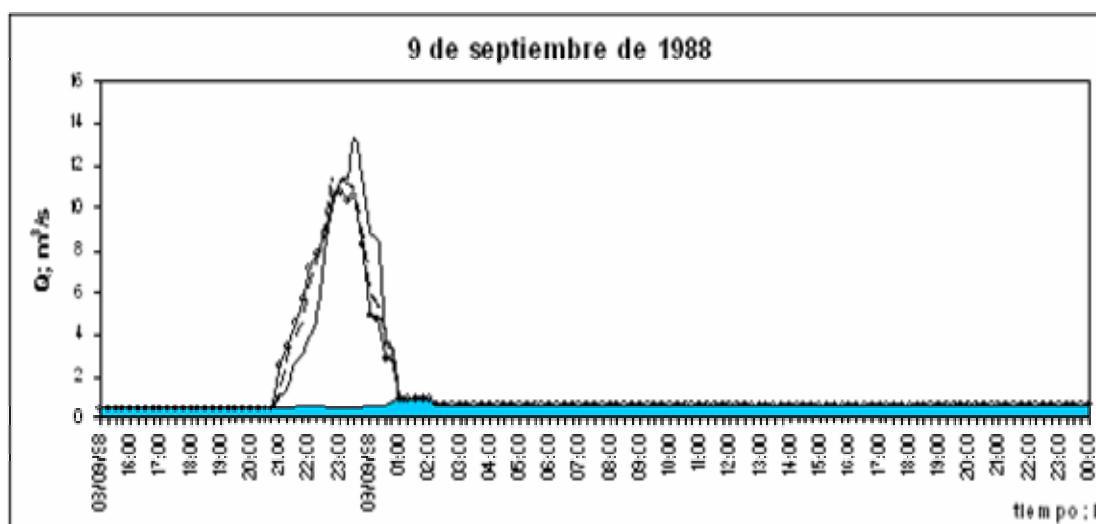
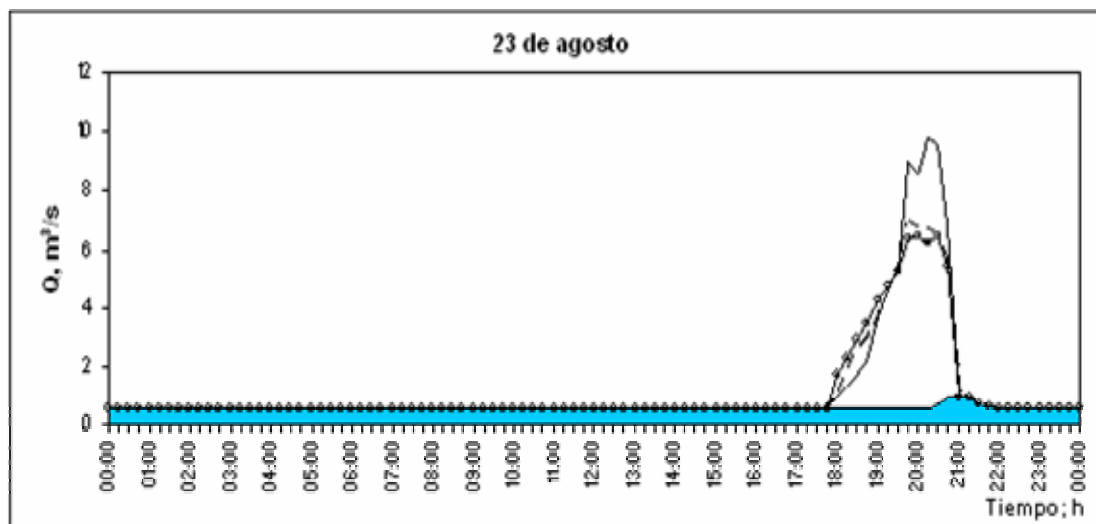
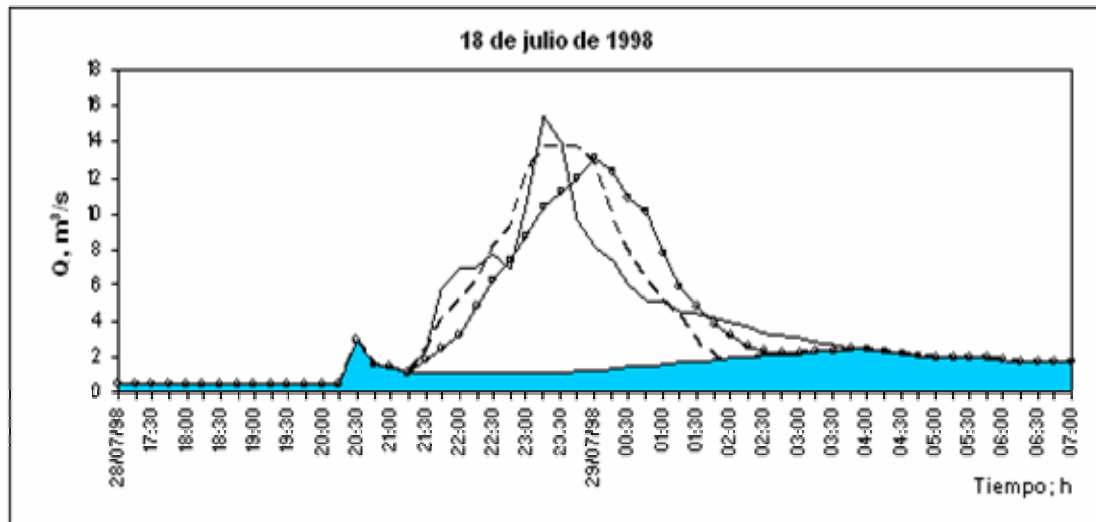
Fig. 4.8 Hidrogramas Unitarios estimados a partir de datos de radar y de pluviógrafos

4.1.4 Hidrogramas resultantes

Con las funciones de transferencia determinadas con cada uno de los instrumentos de medición se estimaron los escurrimientos y los resultados se dibujaron junto con los escurrimientos observados para comprobar la bondad de los modelos obtenidos (Fig. 4.9). Como se observa en ésta última figura, los escurrimientos pronosticados con los dos modelos son semejantes y predicen de forma aceptable los escurrimientos medidos. Éstos resultados pueden mejorar si se analizan más tormentas como se comprobó en un estudio independiente que se realizó únicamente con datos de pluviógrafos, en el que se analizaron 15 tormentas en esta misma cuenca en vez de las cinco aquí analizadas, se eliminó del análisis la tormenta del 28 de agosto ya que no existían datos de radar en cierto intervalos de tiempo claves durante la tormenta (Fig. 4.8a), y se mejoró notablemente la predicción de los escurrimientos (Esquivel, 2000)

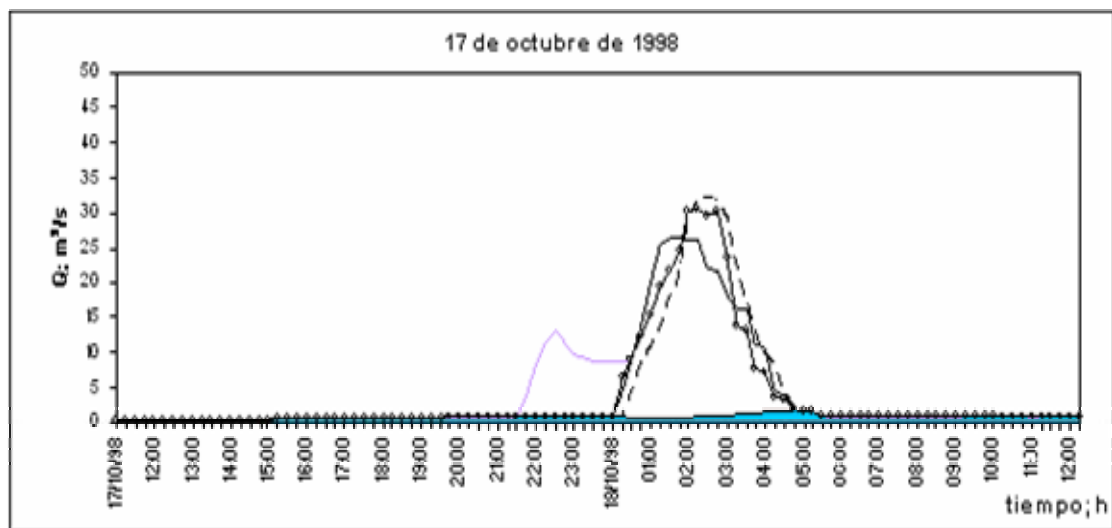
Con lo anterior, se muestra la utilidad del radar meteorológico en la predicción de escurrimientos, lo cual permite su utilización con fines de alertamiento y da la confianza para obtener, a partir de los datos de este instrumento, un modelo hidrológico distribuido. También se ve que el modelo hidrológico compensa de alguna manera parte de los errores que genera el radar en la subestimación o sobreestimación de la lluvia. La complejidad de las redes de drenaje, en regiones de fuerte pendiente y precipitaciones de importancia, como las de origen ciclónico, obliga a estudiar el fenómeno mediante modelos hidrológicos de parámetros distribuidos que ayudan a entender mejor el proceso de lluvia-escurrimiento. Se determinan así variables físicas reales por cada tramo de la red de drenaje, posibilitando con esto la simulación hidráulica del tránsito de avenidas conforme a la precipitación excedente que se acumula en las áreas de aportación.

En este caso las mediciones con pluviógrafos se realizan con buena resolución en el tiempo y en el espacio y podría plantearse la disyuntiva de la utilización del radar meteorológico. En la realidad ambos métodos de medición son diferentes y más que competidores pueden identificarse como sistemas complementarios. La ventaja que tiene el radar es que es capaz de proporcionar información en sitios donde existe poca densidad de estaciones automáticas y aún donde éstas no existen, con lo que puede observarse el desarrollo y trayectoria de las tormentas, lo cual no sucede con los pluviógrafos, pues éstos detectan la tormenta una vez que la tienen encima. Una desventaja adicional de las redes de estaciones pluviográficas es que muchas veces no logran detectar las zonas más intensas de las lluvias, lo cual no sucede en el caso del radar, gracias a su capacidad de detectar la distribución espacial de la lluvia.



a) Qbase Qobs Qest-Pluv ○ Qest-Radar

Fig. 4.9 Hidrogramas de escurrimientos observados y estimados con radar y pluviógrafos



b)

Fig. 4.9 (Continuación...)

4.2 Modelos de Parámetros distribuidos

Una pregunta importante en hidrología es cuánto escurrimiento se presenta en un río en respuesta a una cantidad dada de lluvia. Para responderla se requiere conocer hacia dónde fluye el agua cuando se precipita, cuánto tiempo permanece el agua en una cuenca y qué ruta tomará para alcanzar la corriente principal y de ahí hasta la salida. Estas son interrogantes enfocadas en el estudio del proceso lluvia-escurrimiento. Responder, además, a la pregunta de cuánto escurrimiento se genera a partir de la precipitación requiere separar ésta de las pérdidas por infiltración. La información anterior es posible obtenerla con cierto detalle espacial para su posterior tratamiento por medio de los SIG. El advenimiento de esta herramienta en años recientes y su empleo cada vez más generalizado hace más natural la utilización de los datos procesados en la modelación hidrológica distribuida.

4.2.1 Introducción

Una vez entendida la forma en que el radar estima los datos de lluvia, como se vio en capítulos anteriores, el siguiente paso es utilizar esta información en la modelación hidrológica con fines de pronóstico de avenidas, aprovechando la capacidad del radar de proporcionar información de la variabilidad espacial de la precipitación dentro de su

radio de cobertura. Esta propiedad que tiene el radar de estimar la distribución espacial de la lluvia hace a este instrumento ideal para la modelación distribuida.

En este apartado se presentan los resultados de la simulación del proceso hidrológico en la cuenca del río Mixcoac con un modelo lluvia-escurrimiento de parámetros distribuidos, el cual consta de dos submodelos: uno encargado de estimar la producción del escurrimiento, en términos de volumen, y otro encargado de transferirlas o trasladarlas como flujo sobre los cauces que forman la red de drenaje de la cuenca hasta su salida. Para llevar a cabo esta modelación se tomaron los eventos de las tormentas ocurridas los días 28 de julio y 23 de agosto de 1998. La selección de estas fechas obedece a que fueron las tormentas que tenían completos los registros de datos estimados de lluvia del radar meteorológico, además de datos de registros de escurrimientos y de precipitación a partir de pluviógrafos.

El modelo aquí empleado considera la distribución espacial y temporal de los parámetros fisiográficos de la cuenca de estudio mediante la construcción de una malla de celdas cuadradas de 30 m de resolución sobrepuesta sobre la cuenca y estimando para cada celda los parámetros referidos a partir del MDE. Para la construcción de la malla de precipitación sobre la cuenca se consideró la resolución espacial de los datos de lluvia estimados con el radar meteorológico, de tal manera que coincidieran ambas mallas para su mejor manejo. Es decir, se dividió la cuenca en una malla de celdas cuadradas con resolución espacial de 1 km x 1 km. Además, se digitalizaron de los mapas del uso y tipo de suelo de la zona, necesarios para la estimación de la producción del escurrimiento.

Para la resolución temporal, se tomó el incremento de tiempo Δt empleado por el radar meteorológico para hacer los barridos, es decir, 15 minutos.

4.2.2 Obtención de los Parámetros Hidrológicos a partir de los Sistemas de Información Geográfica

Aún cuando la modelación hidrológica con parámetros distribuidos no es sinónimo de Sistemas de Información Geográfica (GIS), actualmente los SIG constituyen la única

forma en que la gran cantidad de información georeferenciada involucrada en la modelación puede almacenarse y procesarse. Como consecuencia, se han escrito varios artículos referentes a la delineación de cuencas y corrientes empleando los SIG, a partir de los Modelos Digitales de Elevación (MDE), (DeVantier y Feldman, 1993; Saghafian^b, 2000).

Se requiere entonces de un pre-procesamiento de la información espacial de las propiedades físicas de la cuenca y de los campos de precipitación, el cual se lleva a cabo dentro del SIG antes de introducir estos datos al programa de modelación HEC-HMS. El SIG que se utilizó fue el ArcView 3.2 con la ayuda de la Extensión de Modelación Hidrológica Geoespacial (HEC-GeoHMS), el cual fue diseñado específicamente con fines hidrológicos. Analizando la información del MDE, el HEC-GeoHMS genera la red de corrientes y los parteaguas de las subcuencas en una estructura de datos hidrológicos que representa la respuesta de la cuenca a la precipitación. Desde el SIG se crean los archivos con los parámetros de entrada requeridos por el programa de modelación hidrológica HEC-HMS, tanto para los modelos de parámetros concentrados como para los modelos distribuidos. El SIG funciona, por tanto, como una interfase entre los datos espaciales crudos y el HEC-HMS.

El programa de modelación hidrológica HEC-HMS se basa en el método del hidrograma unitario de Clark Modificado para la modelación distribuida: ModClark. Los parámetros obtenidos con el SIG y que sirven de entrada al modelo HEC-HMS tienen la ventaja de crearse en el formato de malla o ráster (Fig. 4.10), lo cual facilita el manejo de los datos de precipitación estimados con el radar meteorológico, que genera esta información en este mismo formato.

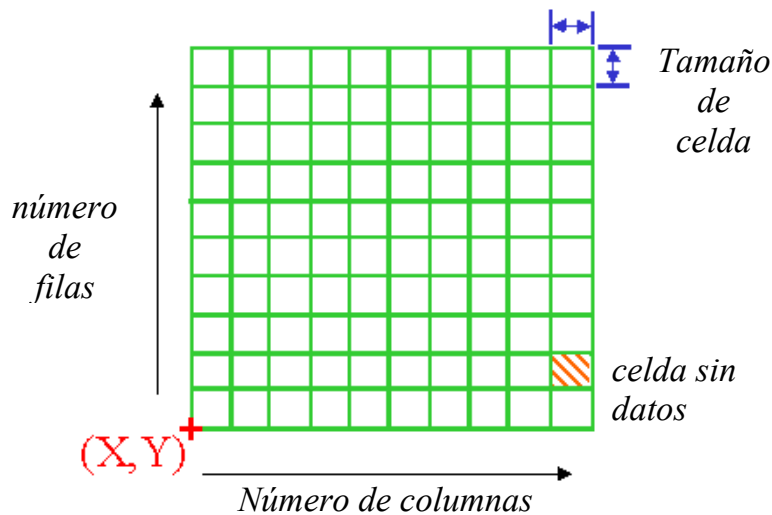


Fig. 4.10 Representación ráster de datos espaciales

4.2.2.1 Modelos Digitales de Elevación

Aunque actualmente los MDE pueden obtenerse a través del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), al momento de iniciar este análisis sólo se contaba con las curvas de nivel digitalizadas (Fig. 4.11). Por lo tanto, estas curvas fueron procesadas para su conversión a malla del MDE. Para la correcta estimación de los parámetros requeridos es necesario procesar un área mayor a la de la cuenca, en este caso la del río Mixcoac, por lo que se determinó el MDE para la zona poniente del Distrito Federal (D. F.), en donde se localiza la cuenca (Fig. 4.12). Este MDE consiste en una malla cuadrada de 30 m por lado y se determinó a partir de las curvas de nivel escala 1: 50 000.



Fig. 4.11 Curvas de nivel de la zona poniente del D. F. y cuenca digitalizada del río Mixcoac

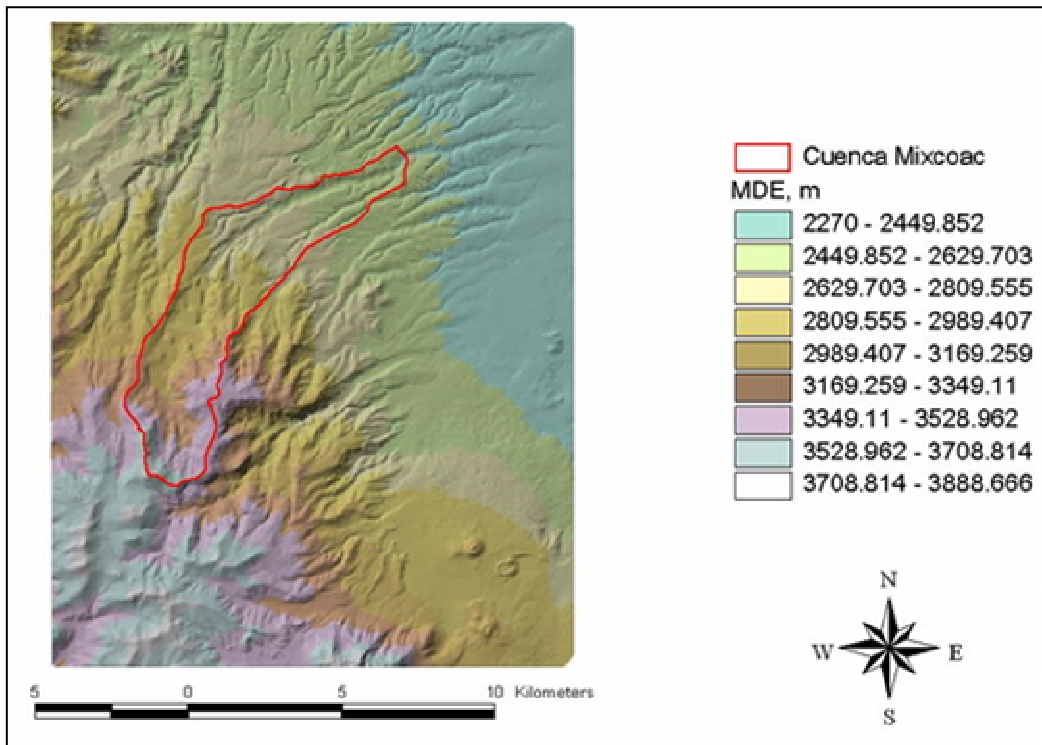


Fig. 4.12 Modelo Digital de Elevación de la zona poniente del D. F. y localización de la cuenca digitalizada del río Mixcoac

Antes de continuar el procesamiento de los datos de elevación se realiza una revisión y corrección del MDE pues el proceso de conversión de curvas de nivel a MDE se hace por medio de interpolación y se generan algunos errores; estos errores generalmente producen algunas celdas con elevaciones menores que sus ocho vecinas ocasionando que durante el proceso de determinación de la dirección del flujo éste se interrumpa en estas celdas ya que no tienen salidas hacia sus celdas vecinas (Fig. 4.13). A partir del MDE corregido se lleva a cabo la delineación de subcuencas y corrientes.

Los pasos necesarios para llevar a cabo este procedimiento son:

- a) Dirección del flujo
- b) Acumulación del flujo
- c) Determinación de la red de corrientes
- d) Parteaguas de subcuencas y cuenca

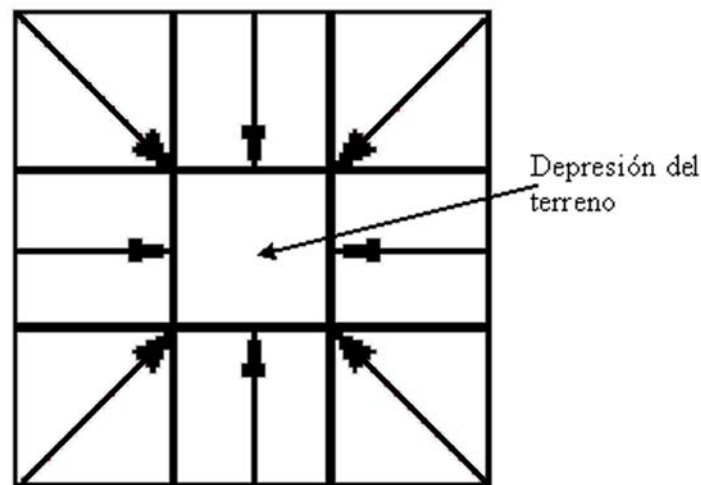


Fig. 4.13 Celda depresionada que ocasiona la interrupción del flujo

a) Dirección del Flujo

La fracción del volumen de precipitación que escurre sobre la superficie del terreno forma la red de corrientes y se genera desde las laderas, formando los tributarios, hasta llegar a la corriente principal de la cuenca y de ahí hasta su salida. Este análisis se inicia a partir de la estimación de la pendiente entre la celda que se estudia y las ocho vecinas (Fig. 4.14). El procedimiento se hace para cada una de las celdas para formar las

direcciones entre las celdas de la malla y la unión de las direcciones individuales entre celdas determina la dirección del flujo de la red de corrientes (Fig. 4.15)

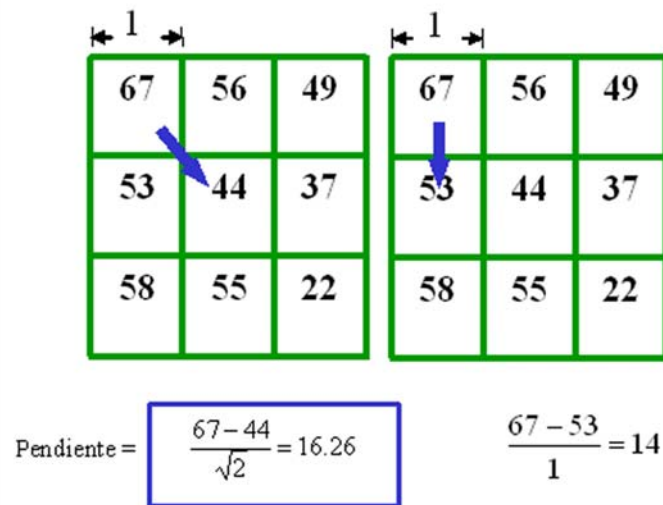


Fig. 4.14 Pendiente entre celdas vecinas

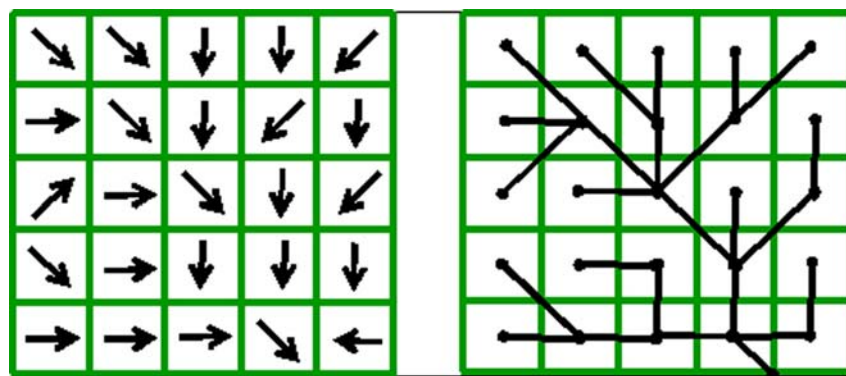


Fig. 4.15 Determinación de la dirección del flujo de la red de corrientes con el MDE

b) Acumulación del Flujo

En este procedimiento se determina el número de celdas aguas arriba que drenan hacia una celda dada. Partiendo de la suposición de inter-conectividad entre las celdas de la malla, una vez estimadas las direcciones del flujo es muy simple determinar la acumulación de flujo en cada una. De esta manera, en cada nodo se cuantifican las celdas que fluyen hacia él y la corriente principal se define por la ruta que forman las celdas con mayor acumulación. Así, se le da a una celda el valor de cero si el flujo parte inicialmente de ella, es decir, ninguna otra celda fluye hacia ella. Se le da un valor de tres a la celda que es alimentada por el flujo de tres celdas aguas arriba de ella, el valor de cinco cuando cinco celdas, aguas arriba, contribuyen a ésta, y así, sucesivamente

(Fig. 4.16). Si cada valor asignado a las celdas se relaciona con un color, más intenso para las celdas que reciben mayor aporte de flujo, se puede ver más fácilmente la red de corrientes de la zona de estudio (Fig. 4.17).

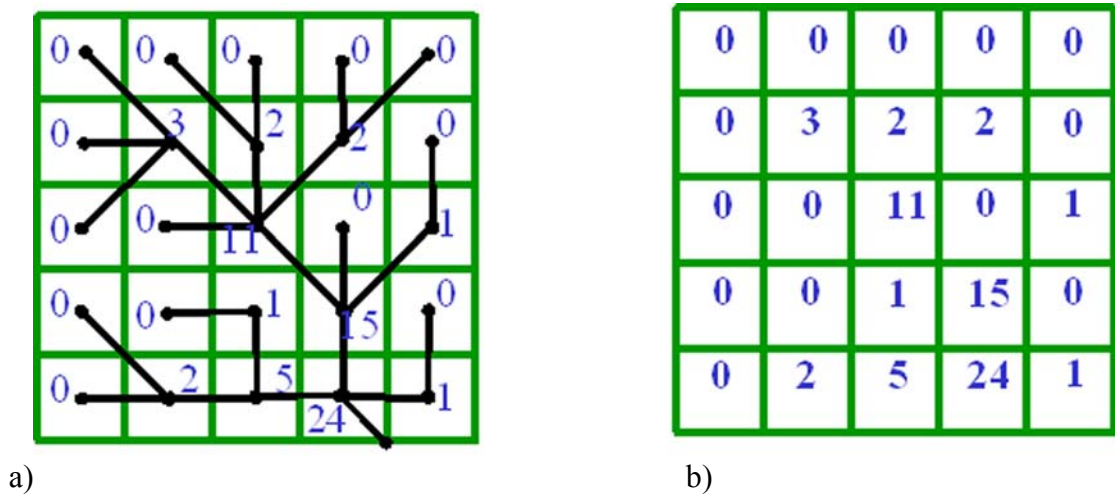


Fig. 4.16 Acumulación del flujo sobre la red de corrientes

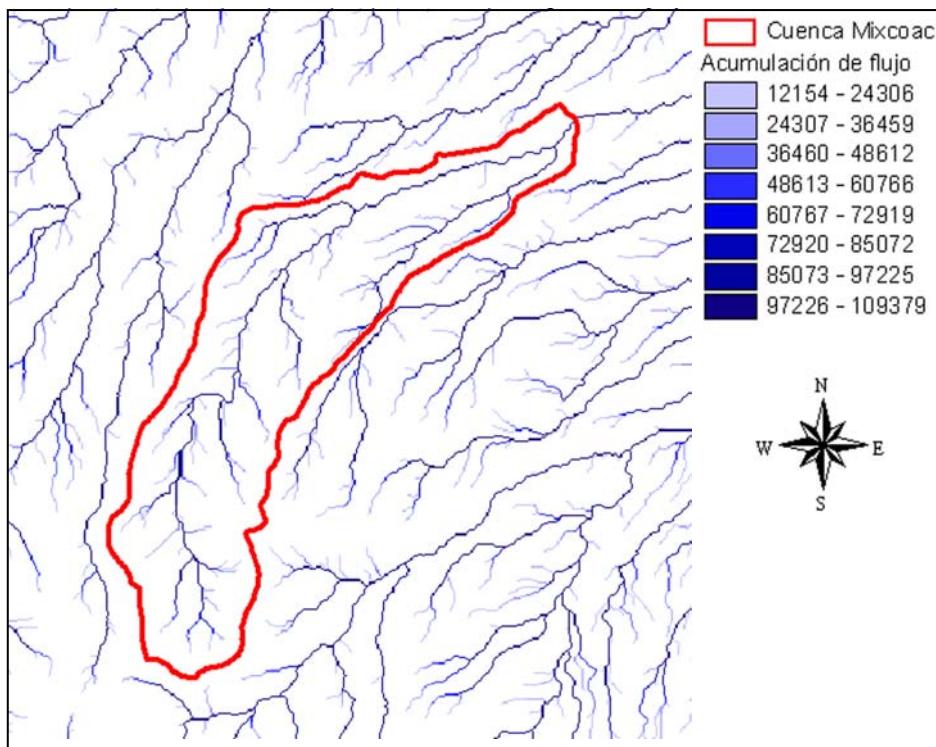


Fig. 4.17 Acumulación del flujo en la malla de la zona de estudio

c) Determinación de la red de corrientes

Partiendo de la malla de flujo acumulado en cada una de las celdas se obtiene entonces la red de corrientes. En la figura 4.17 se alcanza a vislumbrar su distribución espacial. El objetivo principal de estimar la red de corrientes es la posterior determinación de las subcuencas para cada uno de los tributarios, pero si se tomara la red de corrientes tal como se obtuvo al estimar el flujo acumulado (Fig. 4.17), se tendría una infinidad de subcuencas con parteaguas casi rectos. Para evitar este problema se determinan las corrientes que llegan a las celdas que tienen como umbral cierto número de celdas o su equivalente en área. De este modo, las celdas con menor aporte no se toman en cuenta.

Para este análisis se consideraron las corrientes formadas por las celdas que tuvieran como umbral una aportación igual a 300 celdas (Fig. 4.18).

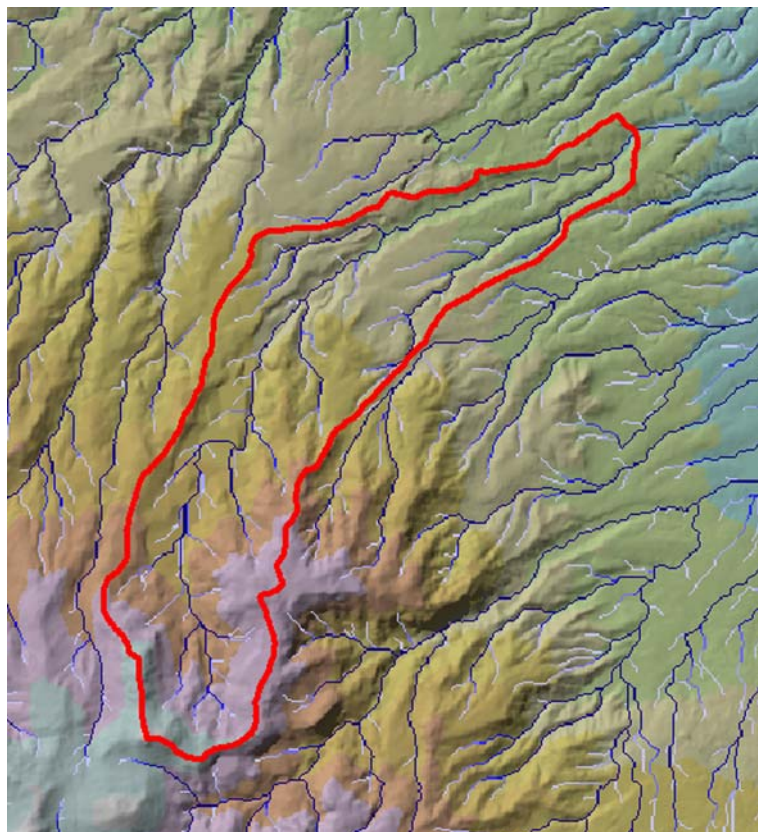


Fig. 4.18 Delineación de las corrientes a partir de un umbral de 300 celdas de aporte

d) Delineación de la cuenca y subcuencas

La red de corrientes delineada hasta ahora forma un todo y esto hace difícil la obtención de las subcuencas asociadas a cada tramo. Para obtener el parteaguas de las subcuencas se separa cada tramo de corriente o tributario, tomando las confluencias aguas abajo de estas corrientes como el límite para su separación o división en segmentos de corrientes (Fig. 4.19). Cada subcuenca representa el área de captación de cada tributario y las confluencias aguas abajo simulan las salidas de las subcuencas, a partir de las cuales se determinan las cuencas de cada tributario (Fig. 4.20).

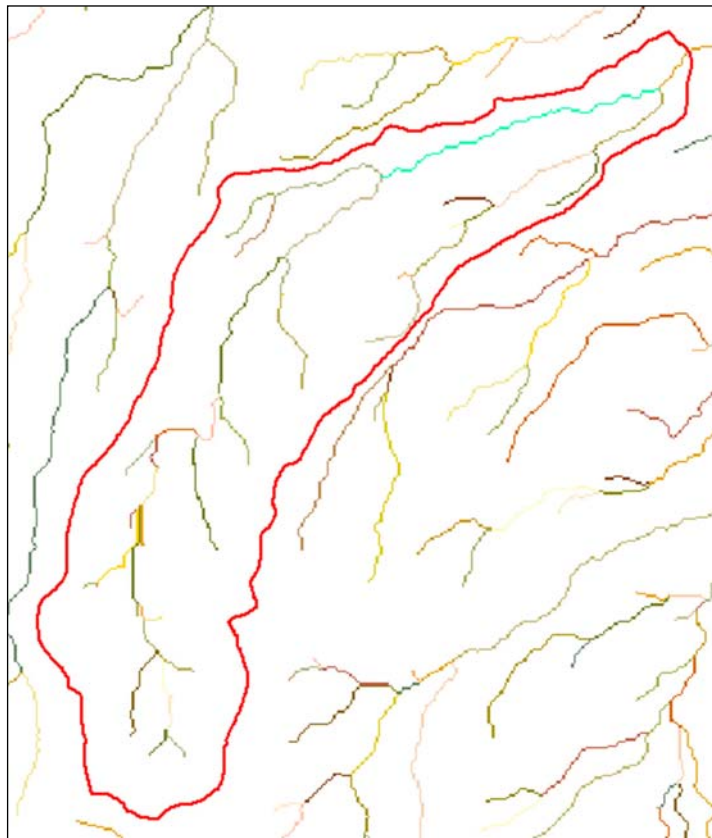


Fig. 4.19 Separación de la red de corrientes en tramos de corrientes

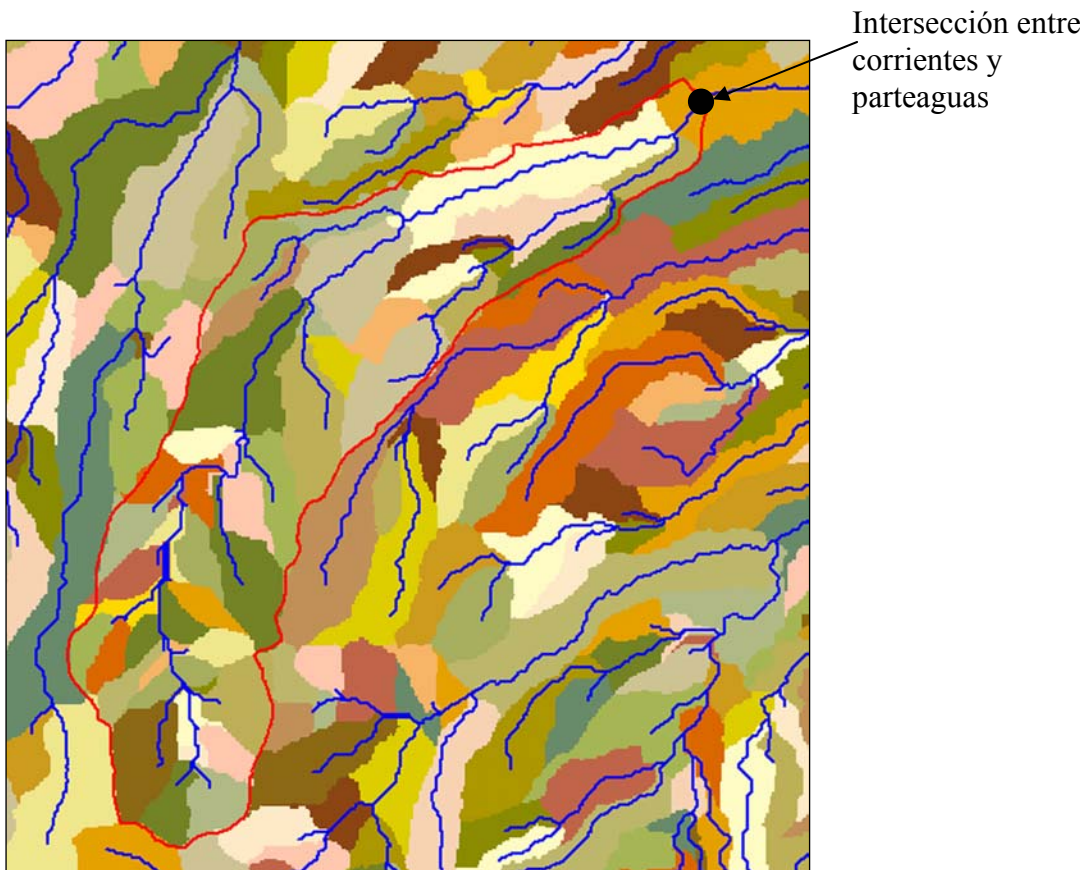


Fig. 4.20 Subcuencas o áreas de captación de cada tributario

e) Delimitación del área de estudio

La delimitación de las subcuencas y corrientes obtenida en el paso anterior tiene como propósito definir la cuenca o área de estudio. Para ello se sobrepone el parteaguas digitalizado de la cuenca del río Mixcoac sobre la red de corrientes estimada, con el fin de identificar la salida de la cuenca. Esta salida es la intersección entre el parteaguas sobrepuesto y la red de corrientes, considerando que éstas se interceptan en un solo punto (Fig. 4.20) y a partir de ésta se determina la cuenca o área de estudio (Fig. 4.21), aislando las propiedades o parámetros que en los procesos anteriores se estimaron para toda la zona poniente.

La comparación entre las corrientes y parteaguas digitalizadas y obtenidas a partir del MDE se muestra en la figura 4.22. Como se ve en esta figura hay bastante similitud entre ellas, las pequeñas diferencias entre parteaguas obedecen a algunos errores de digitalización sobre las curvas de nivel ya que frecuentemente se puede incurrir en el error de apreciación sobre la dirección del parteaguas. En el mismo sentido, las corrientes digitalizadas a partir de planos del INEGI algunas veces están incompletas,

no están relacionadas con la elevación más baja del terreno o la red de corrientes estimada está afectada por el umbral de celdas mínimas para ser considerada una corriente. Lo anterior se verifica a partir de la imagen en relieve de la topografía de la zona (Fig. 4.18), donde se aprecia que las corrientes estimadas a partir del MDE siguen la trayectoria marcada por las elevaciones más bajas. En otros casos ocurre que el defasamiento de las trayectorias entre las corrientes estimadas y digitalizadas se deba a que estas últimas se crean en un formato vector, representada por líneas, mientras que la estimada, a partir de un formato ráster, toma el ancho de la celda, provocando ciertas diferencias, dependiendo de la resolución espacial o tamaño de las celdas. En este caso, el tamaño de celdas es de 30 m por lo que no hay grandes diferencias entre parteaguas y corrientes tanto digitalizadas como estimadas y en términos prácticos se pueden considerar iguales y que no afectan la respuesta de la cuenca. De hecho, el área de la cuenca digitalizada es de 31.49 km² mientras que la estimada es de 32.2 km², lo cual representa una diferencia en porcentaje de sólo 2.2%.

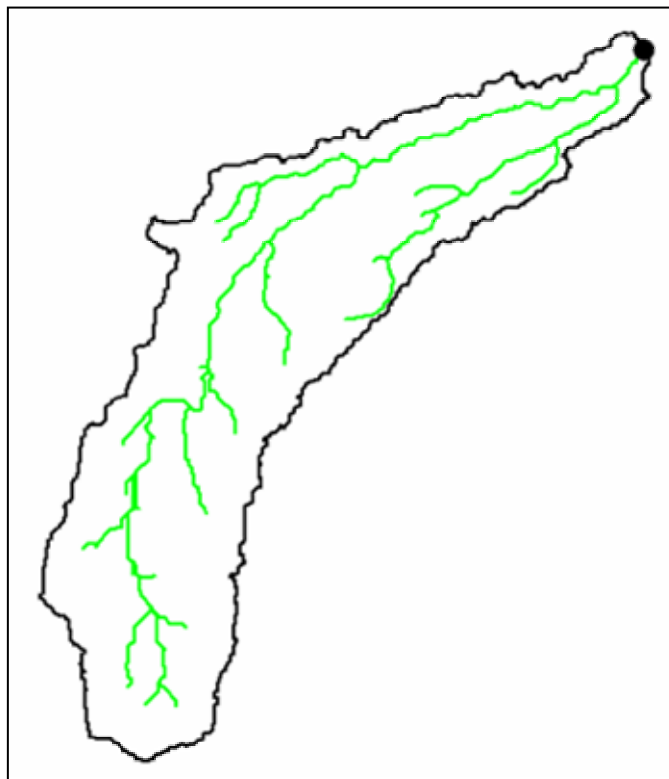


Fig. 4.21 Delimitación de la cuenca del río Mixcoac a partir del MDE

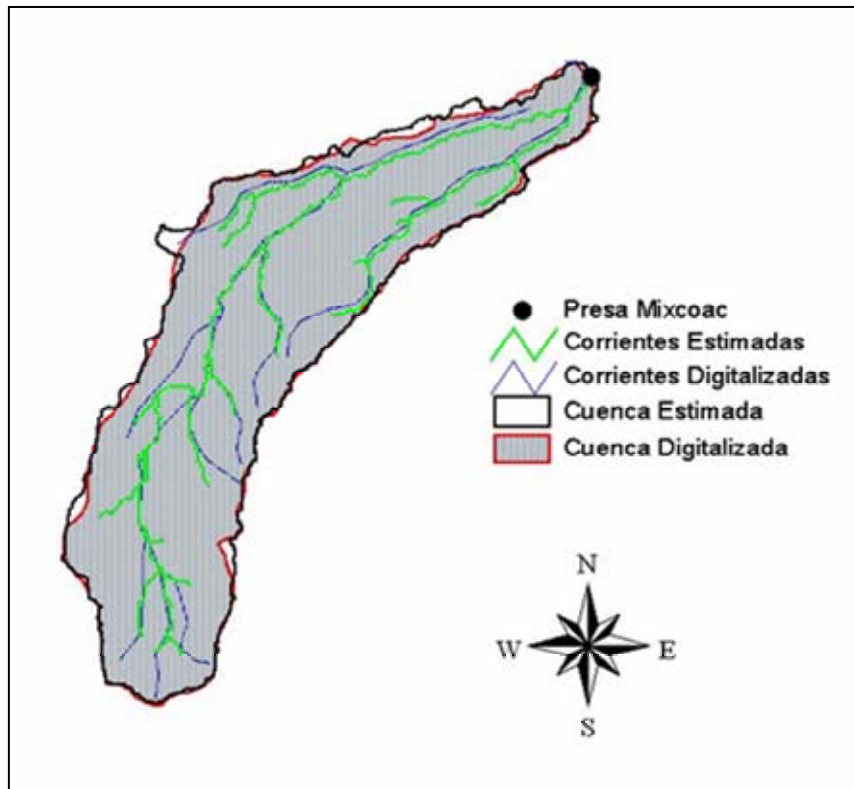


Fig. 4.22 Comparación entre parteaguas y corrientes digitalizadas y estimadas

4.2.2.2 Parámetros y archivos para el HEC-HMS

Como se mencionó en el capítulo anterior, el HEC-HMS consta de tres componentes: Modelo de Cuenca (*Basin Model*), Modelo Meteorológico (*Meteorologic Model*) y Especificaciones de Control (*Control Specifications*); en esta sección se obtendrán los parámetros de cada uno de estas componentes, a partir de los datos obtenidos con el SIG.

a) Parámetros del Modelo de Cuenca

El mapa de la cuenca con sus corrientes contiene las coordenadas de referencia y los elementos hidrológicos que sirven de apoyo para el traslado del escurrimiento en la modelación (Fig. 4.23). Tanto este mapa, como la base de datos de los elementos hidrológicos se crean dentro del SIG en formato de malla. La creación de esta base de datos hidrológica requiere la selección de un sistema de coordenadas que conserve la alineación de las propiedades espaciales como el área, la forma y las distancias en la cuenca. Desde una perspectiva hidrológica, donde el terreno y la precipitación son

importantes, un sistema adecuado de coordenadas debe conservar el área. Los dos posibles sistemas de coordenadas son el SHG (Standard Hydrologic Grid) y el HRAP (Hydrologic Rainfall Analysis Project). El sistema más utilizado es el SHG, el cual está basado en la proyección Albers de Igual Área (Tabla 4.2), y es el que se empleó aquí para la creación de la malla de parámetros de la cuenca.

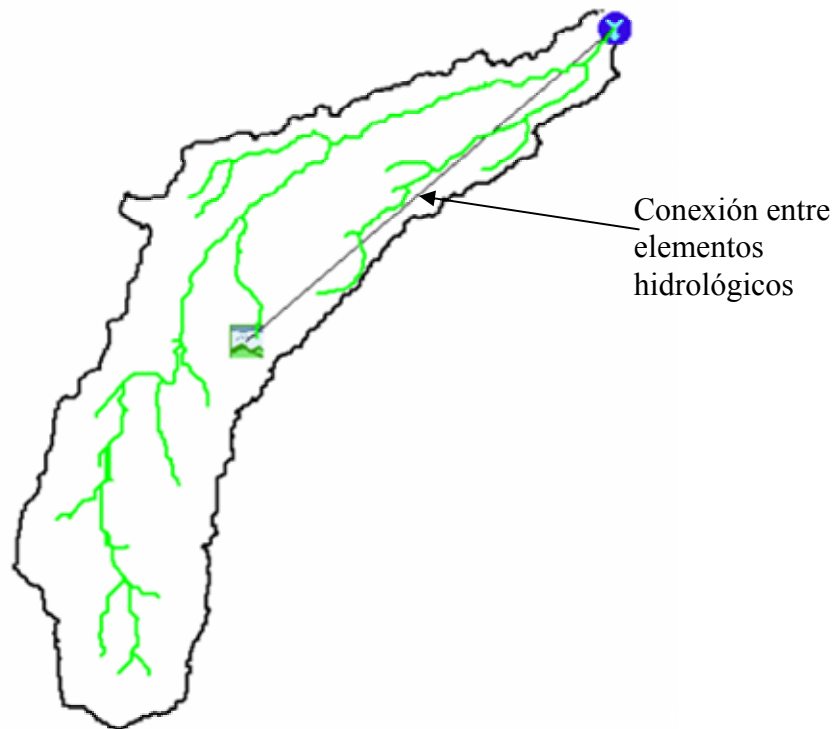


Fig. 4.23 Mapa de la cuenca del río Mixcoac con sus elementos hidrológicos

Tabla 4.2 Definición de la Malla Hidrológica Estándar

Proyección	Albers de igual área
Esferoide	Clarke 1866
Datum	Datum de Norte América (NAD83)
Meridiano Central	96° 00' 00'' Oeste
Latitud del origen	23° 00' 00'' Norte
1er Paralelo estándar	29° 30' 00'' Norte
2do Paralelo estándar	45° 30' 00'' Norte
Este Falso	0.0
Norte Falso	0.0
Unidades	Metros

El archivo de parámetros en forma de malla representa las celdas como subcuencas para la modelación distribuida. Estas celdas se obtienen interceptando la malla con la cuenca

(Fig. 4.24 y 4.25) empleando una malla de celdas cuadradas de 1 km por lado, con el propósito de que el tamaño de las celdas de los parámetros hidrológicos sea igual al de la malla de precipitación. Es decir, de 1 km por lado. Para llevar a cabo este procedimiento, el SIG asigna a cada celda el valor del parámetro localizado en su punto medio.

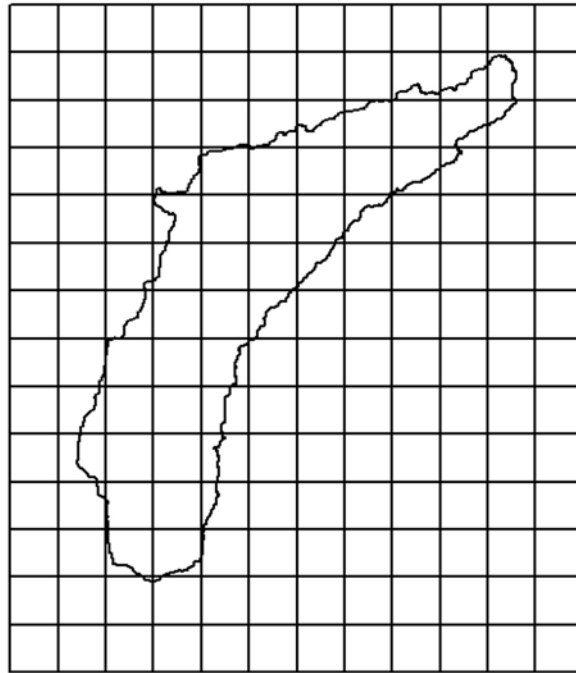


Fig. 4.24 Malla sobrepuesta sobre la cuenca

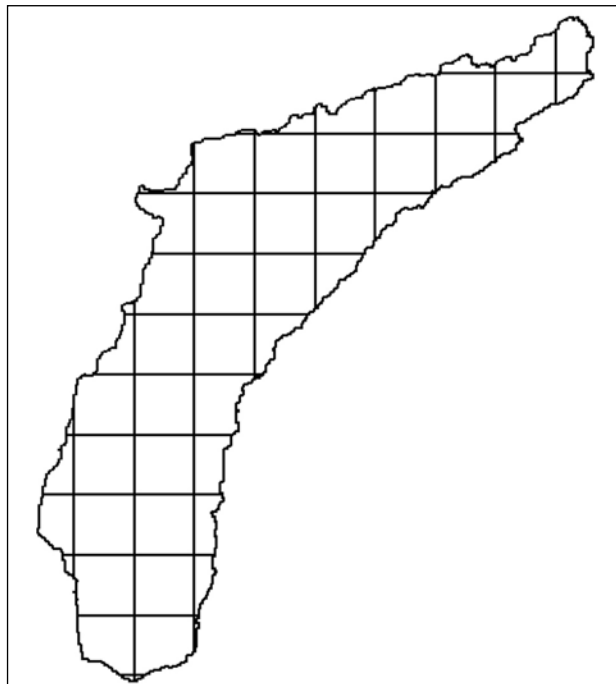


Fig. 4.25 Intercepción de la malla sobre la cuenca

De esta forma, en el SIG se estima la longitud de corriente y pendiente en cada celda para formar una base de datos que contiene sus coordenadas x, y (Xcoord, Ycoord), así como su longitud de viaje hasta la salida y sus áreas (TravelLength y Area, respectivamente). Las longitudes de viaje las convierte luego el HEC-HMS en tiempos de viaje para crear las isócronas que requiere el método de ModClark para el traslado del escurrimiento.

La modelación distribuida requiere incluir como entrada una malla con el Número de Curva (NC) de cada una de las celdas. Para obtener esta malla se usan los mapas de uso (Fig. 4.26) y tipo de suelo (Fig. 4.27) de la zona de estudio clasificando su grado de permeabilidad en Muy Alta, Buena, Media y Baja (Tabla 4.3) con base en la Tabla 3.1 y se interceptan utilizando el sistema de coordenadas SHG (Fig. 4.28). Los NC se agregan a la base de datos de parámetros hidrológicos (Fig. 4.29).

Tabla 4.3 Atributos de los tipos hidrológicos del suelo

Permeabilidad	Grupo Hidrológico
Muy Alta	A
Buena	B
Media	C
Baja	D

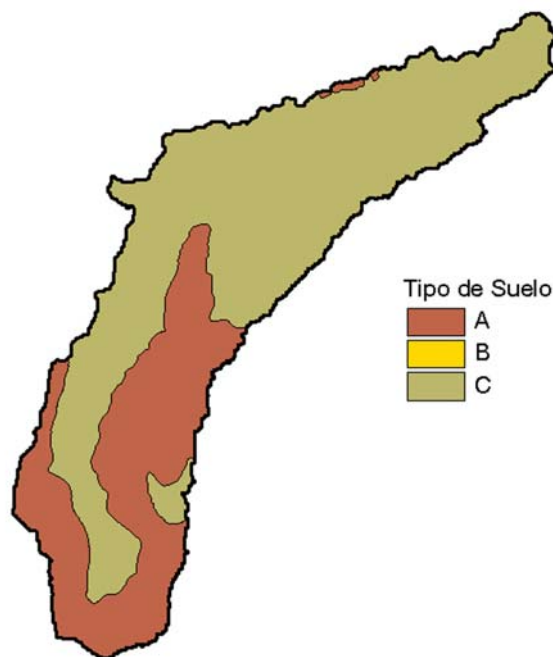


Fig. 4.26 Mapa de Tipo Hidrológico de Suelo de la Zona del Poniente

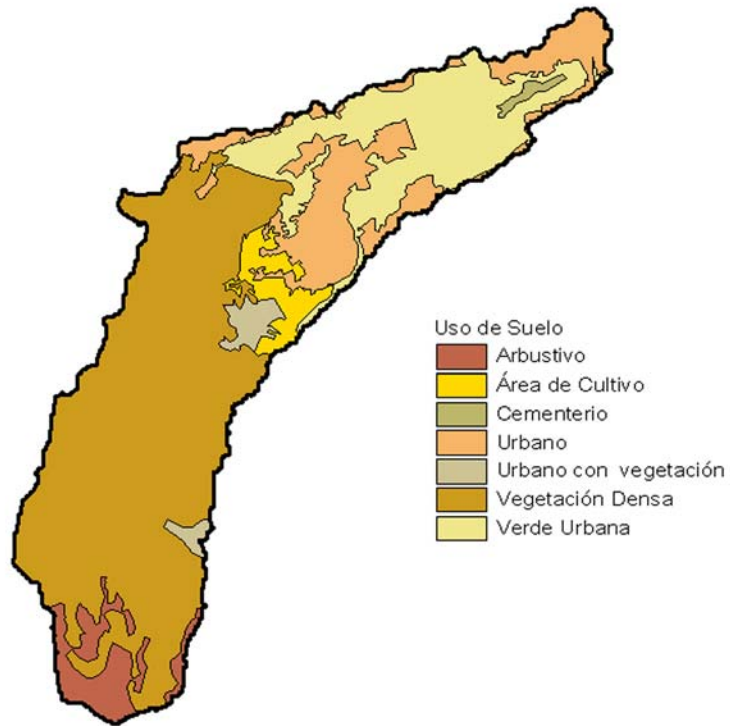


Fig. 4.27 Mapa de Uso de Suelo de la Zona Poniente

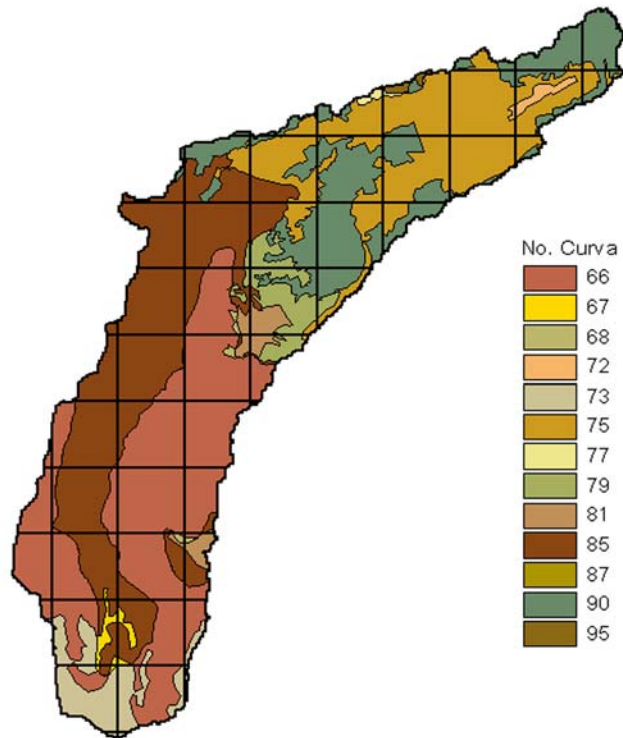


Fig. 4.28 Número de Curva de los suelos en la cuenca del río Mixcoac


```

ModClark.mod - Bloc de notas
Archivo Edición Formato Ver Ayuda
PARAMETER ORDER: Xcoord Ycoord TravelLength Area ScsCn
END:
SUBBASIN: R720w720
GRIDCELL: 465 2131 15.385288 0.048600 73
GRIDCELL: 465 2132 14.828473 0.496800 66
GRIDCELL: 465 2133 14.063742 0.322500 66
GRIDCELL: 465 2134 12.999738 0.031200 66
GRIDCELL: 466 2129 17.208873 0.012600 73
GRIDCELL: 466 2130 16.695855 0.776800 73
GRIDCELL: 466 2131 15.718671 0.974800 66
GRIDCELL: 466 2132 14.450910 1.000000 66
GRIDCELL: 466 2133 13.445474 1.000000 85
GRIDCELL: 466 2134 12.419621 0.979300 66
GRIDCELL: 466 2135 11.486506 0.377800 85
GRIDCELL: 466 2135 12.419621 0.000300 85
GRIDCELL: 466 2136 10.562507 0.032700 85
GRIDCELL: 467 2129 17.200688 0.009000 73
.
.
.
GRIDCELL: 469 2138 6.393610 0.999100 90
GRIDCELL: 469 2139 7.091389 0.000900 90
GRIDCELL: 469 2139 5.984897 0.166499 90
GRIDCELL: 470 2136 6.898981 0.406101 90
GRIDCELL: 470 2137 5.975472 0.978900 75
GRIDCELL: 470 2138 5.371175 1.000000 90
GRIDCELL: 470 2139 4.994014 0.524699 75
GRIDCELL: 471 2137 5.047104 0.333201 90
GRIDCELL: 471 2138 4.376400 0.998500 90
GRIDCELL: 471 2139 3.884331 0.882899 95
GRIDCELL: 472 2138 3.464235 0.723601 75
GRIDCELL: 472 2139 2.863381 0.999400 75
GRIDCELL: 472 2140 2.759545 0.172399 75
GRIDCELL: 473 2138 2.777745 0.125100 90
GRIDCELL: 473 2139 1.854479 0.786100 72
GRIDCELL: 473 2140 1.386694 0.414799 75
GRIDCELL: 474 2139 1.162600 0.193600 90
GRIDCELL: 474 2140 0.522586 0.472100 75
END:

```

Fig. 4.29 Base de datos con los parámetros hidrológicos en cada celda

Una vez obtenidos los tres archivos (mapfile.map, hmsfile.basin y ModClark.mod) el procesamiento para obtener los parámetros del Modelo de Cuenca del HEC-HMS finaliza y se procede entonces a la obtención de la segunda componente del HEC-HMS, el Modelo Meteorológico.

b) Análisis de Datos Meteorológicos del HEC-HMS

El modelo meteorológico lleva a cabo el análisis de datos meteorológicos e incluye la precipitación y la evapotranspiración. La evapotranspiración se incluye cuando se realiza una modelación continua; en este caso se analizarán eventos de lluvia por lo que sólo se consideran los datos de precipitación.

El modelo meteorológico incluye cuatro métodos para el análisis histórico de la precipitación: El hietograma especificado por el usuario, el método de los polígonos de Thiessen, el método de la distancia inversa enfocado a problemas de datos dinámicos y

el método de la malla de precipitación que emplea datos de lluvia estimada con radar meteorológico (U. S. Army Corps of Engineers, 2001). Este último método, que está asociado con la modelación distribuida, es el que se empleará aquí para el análisis de las tormentas ocurridas en la cuenca del río Mixcoac y se utilizarán los datos del radar meteorológico del cerro La Catedral, pues la cuenca mencionada cae dentro de su radio de cobertura.

Para este análisis se seleccionaron las tormentas ocurridas el 28 de julio y 23 de agosto de 1998 y se obtuvieron las matrices de precipitación a cada 15 minutos. El periodo analizado fue de las 18:00 a las 00:00 para el 28 de julio y de las 16:45 a las 18:45 h para el 23 de agosto.

Las matrices de precipitaciones se obtuvieron de igualmente con el SIG y se verificó que el área de estudio fuera acorde con la malla del sistema de coordenadas SHG (Fig. 4.30). Las matrices de precipitaciones con datos de radar se crearon para cada uno de los intervalos durante el periodo de análisis utilizando la ecuación de mejor ajuste primero y posteriormente la de Marshall-Palmer. Se empleó la relación de Marshall-Palmer para estudiar la viabilidad de emplear el modelo cuando no se cuente con datos suficientes de pluviógrafos que permitan una calibración hidrológica como la que se presenta en el capítulo 2 de este trabajo. Como ejemplo, en las figuras 4.31 se muestran las matrices de precipitaciones del 23 de agosto de 1998 para la zona de estudio obtenidas con la ecuación de Marshall-Palmer, para intervalos de 15 minutos. En ellas se observa claramente la evolución de la tormenta desde que se acerca a la cuenca hasta que termina

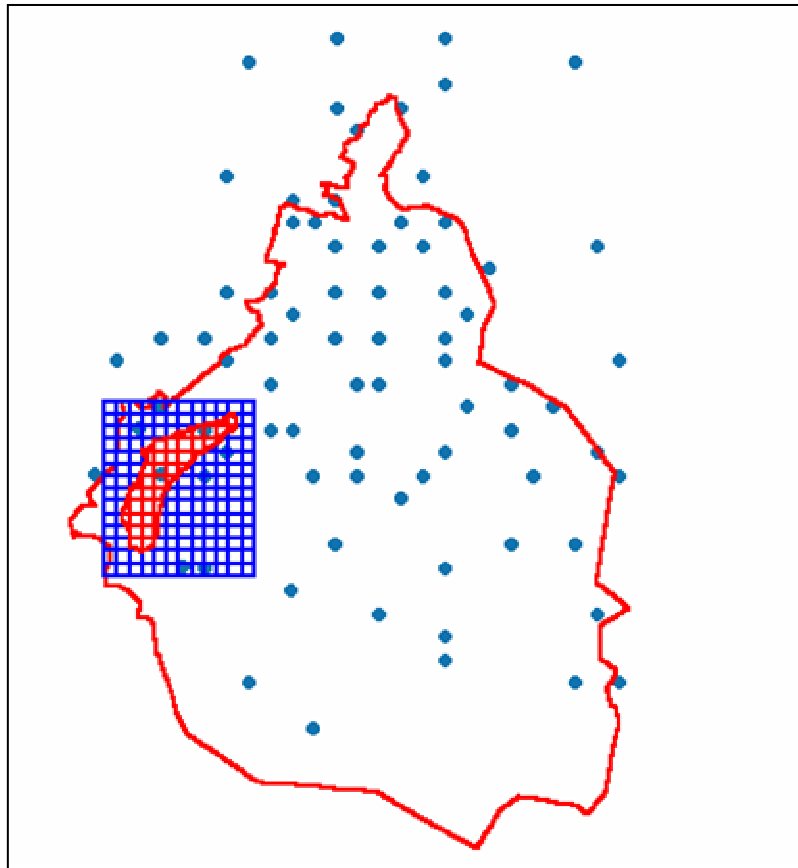
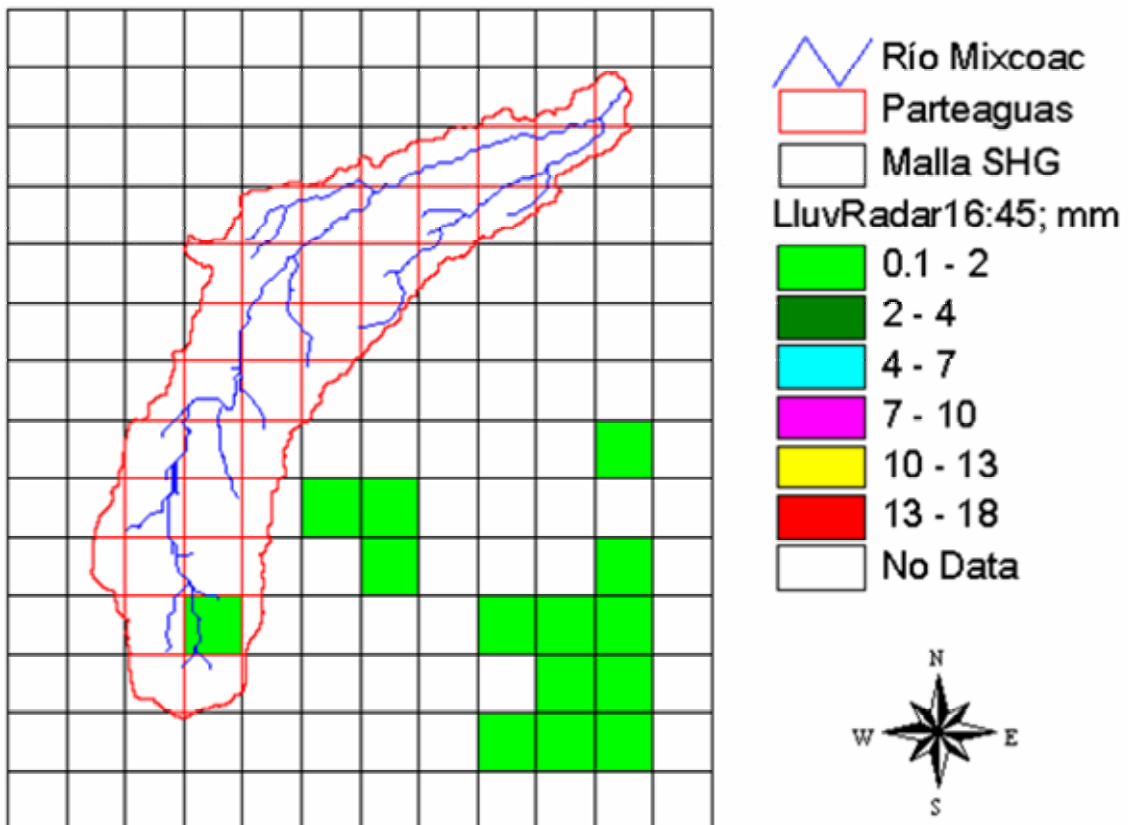
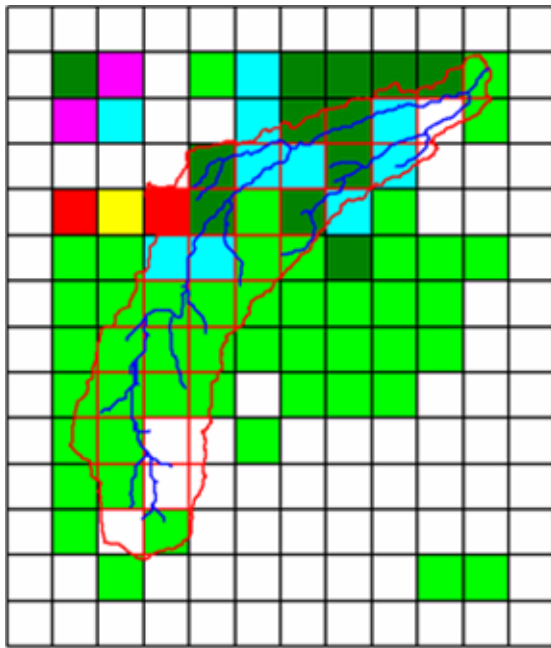


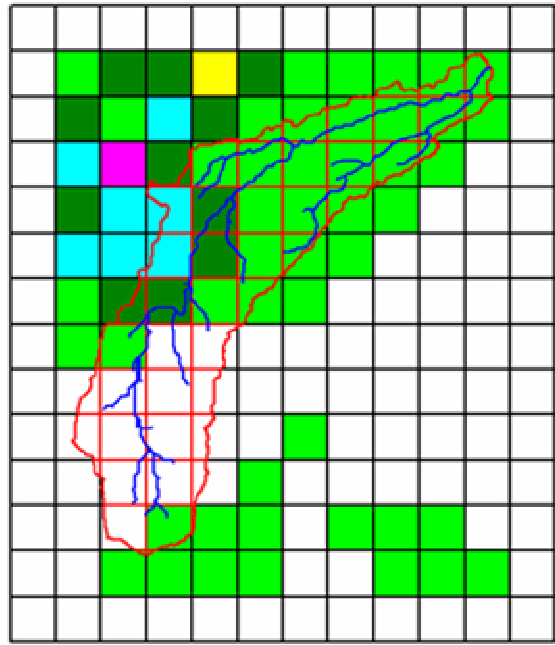
Fig. 4.30 Zona de estudio, acorde con la malla del sistema de coordenadas SHG



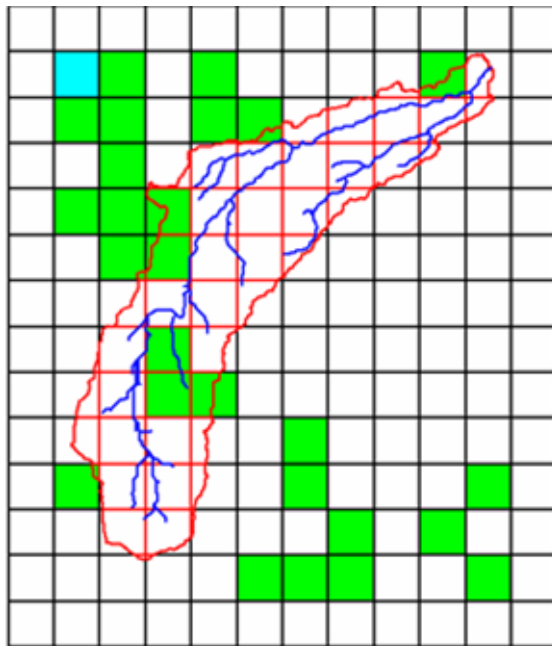
a) Fig. 4.31 Matrices de precipitación del 23 de agosto de 1998 (16:45 – 18:45)



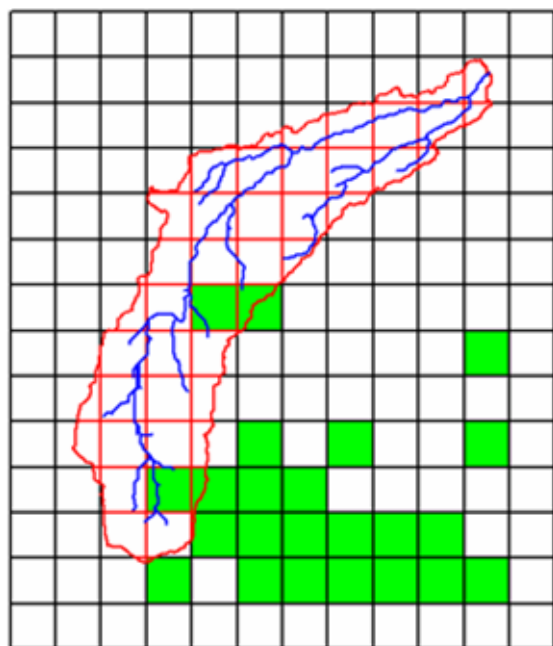
f) 18:00



g) 18:15



h) 18:30



i) 18:45

Fig. 4.31 (Continuación...)

El HEC-HMS aprovecha el formato en que se proporciona la información del radar (formato ráster), el cual sirve como entrada directa al modelo distribuido. La matriz de

lluvia generada con el radar, procesada dentro del SIG, se convierte al formato DSS (*Data Storage System*) que reconoce el HEC-HMS.

El Sistema de Almacenamiento de Datos del HEC (HEC-DSS o sólo DSS) fue desarrollado para su aplicación en estudios de recurso del agua. Este archivo está almacenado en bloques de datos para el manejo eficiente de grandes cantidades de información para aplicaciones prácticas. Los datos en bloques pueden almacenar series de tiempo regulares o irregulares, pares o matrices de datos. Cada bloque contiene una serie de valores de una sola variable y es almacenado dentro de un archivo. Cada registro o bloque es identificado por un solo nombre llamado *pathname* y contiene la serie o bloque de datos que corresponden al encabezado. De esta manera, al hacerse la modelación se proporciona el nombre del archivo DSS y el *pathname* como dato de entrada, lo cual facilita su localización y agiliza el proceso de cálculo.

El *pathname* consiste de seis partes que están referenciadas con los letras A, B, C, D, E y F separadas por el caracter “/”: / A / B / C / D / E / F /. Cada una de las seis partes está referida a la identificación del proyecto de estudio:

- A Nombre de la cuenca o del proyecto
- B Localización o identificador de la estación (hidrométrica o pluviográfica)
- C Tipo de dato, en inglés, (FLOW, PRECIP)
- D Fecha de inicio de los datos o bloque de datos
- E Intervalo de tiempo
- F Información adicional del usuario

Por ejemplo, los registros o serie de tiempo de los gastos se representarían de la siguiente manera:

/MIXCOAC/PRESA/FLOW/01JUL1998/15MIN/OBS/

Los identificadores anteriores se refieren al *pathname* empleado para las series de tiempo. En el caso de las matrices de precipitación, el *pathname* tiene una ligera diferencia:

- A Tipo de coordenadas empleada (SHG)
- B Nombre de la cuenca o del proyecto
- C Tipo de dato, en inglés, (FLOW, PRECIP)

- D Fecha y hora de inicio de los datos o bloque de datos
- E Fecha y hora de terminación de los datos o bloque de datos
- F Información adicional del usuario (opcional)

El *pathname* para este caso sería:

/SHG/MIXCOAC/PRECIP/28JUL1998:1745/28JUL1998:1800//

c) Especificaciones de control

En esta componente se definen las fechas y hora de inicio y final de cada una de las tormentas para la simulación, considerando el tiempo de duración del hidrograma, y el intervalo de tiempo para el cálculo, en este caso de 15 minutos. Como ya se mencionó en un párrafo anterior, las tormentas seleccionadas fueron

FECHA	PERIODO COMPLETO DE ANÁLISIS
28-29 DE JULIO DE 1998	18:00 – 04:00
23 DE AGOSTO DE 1998	14:00 – 22:00

d) Obtención del Modelo Distribuido

Los datos de lluvia y escurrimiento observados se emplean para calibrar el modelo hidrológico en el HEC-HMS. Como se mencionó en el capítulo anterior, el método de Clark modificado emplea un Histograma Tiempo-Área (HTA) construido con las subáreas definidas entre isócronas consecutivas, desde la salida de la cuenca hasta la parte más elevada y el intervalo de tiempo es el tiempo de viaje entre dos isócronas adyacentes. Este HTA constituye la base de la transferencia de la lluvia en escurrimiento y puede determinarse a partir de la ecuación de convolución (Saghafian, et. al., 2002)

$$Q_j = \sum_{k=1}^j E_k A_{j-k+1} \quad (4.1)$$

donde j es el número de intervalos de tiempo; Q es el gasto a la salida de la cuenca; E es la intensidad de lluvia en exceso y A es el área delimitada entre isócronas.

Como se vio en la sección 3.4.1 y 3.4.2 el modelo hidrológico distribuido emplea como método de pérdidas la *Malla de Números de Curva del SCS*, el método de *Recesión* como el de Flujo Base en el modelo de cuenca y el método de la *Malla de Precipitación* como Modelo Meteorológico. Con estos métodos se calibra el modelo hidrológico hasta que el hidrograma resultante de la estimación sea comparable al hidrograma observado de las tormentas seleccionadas.

Los resultados obtenidos a partir de las ecuaciones de mejor ajuste se muestran en las Figuras 4.32 y 4.33, y los correspondientes a la ecuación de Marshall-Palmer en las figuras 4.34 y 4.35. Los parámetros obtenidos para los dos casos y las dos tormentas se muestran en la Tabla 4.4

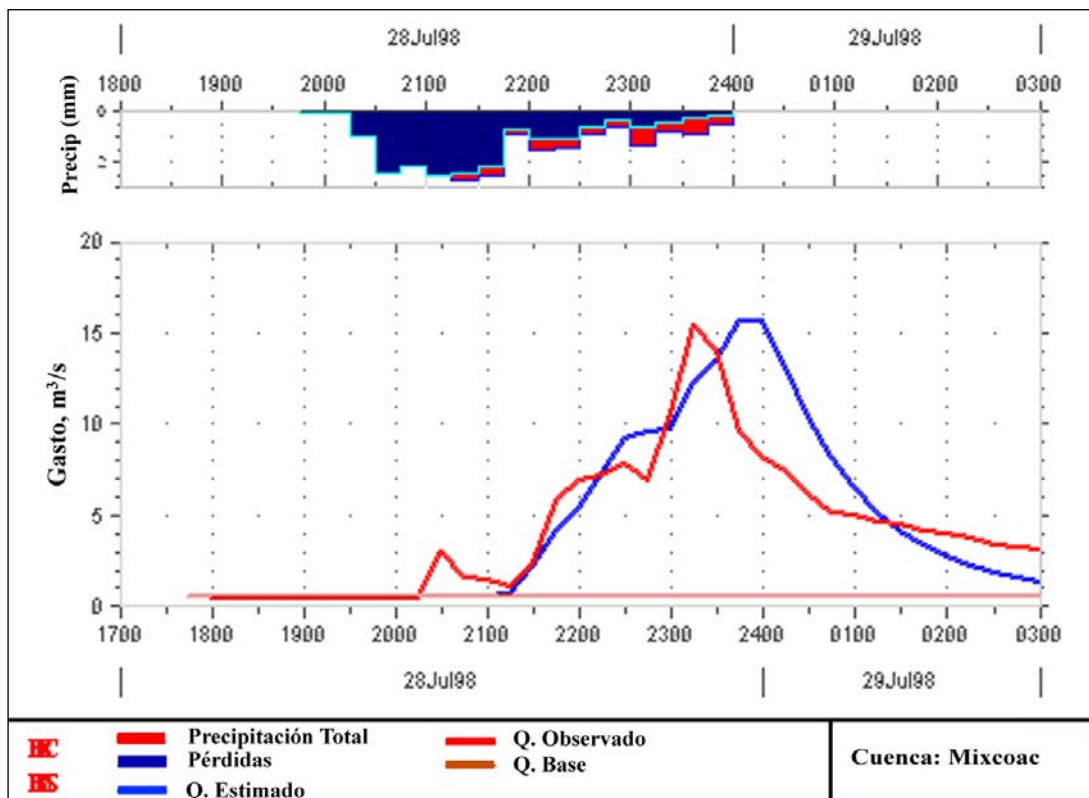


Fig. 4.32 Hidrograma de salida para la tormenta del 28 de julio de 1998, utilizando la ecuación de Calibración

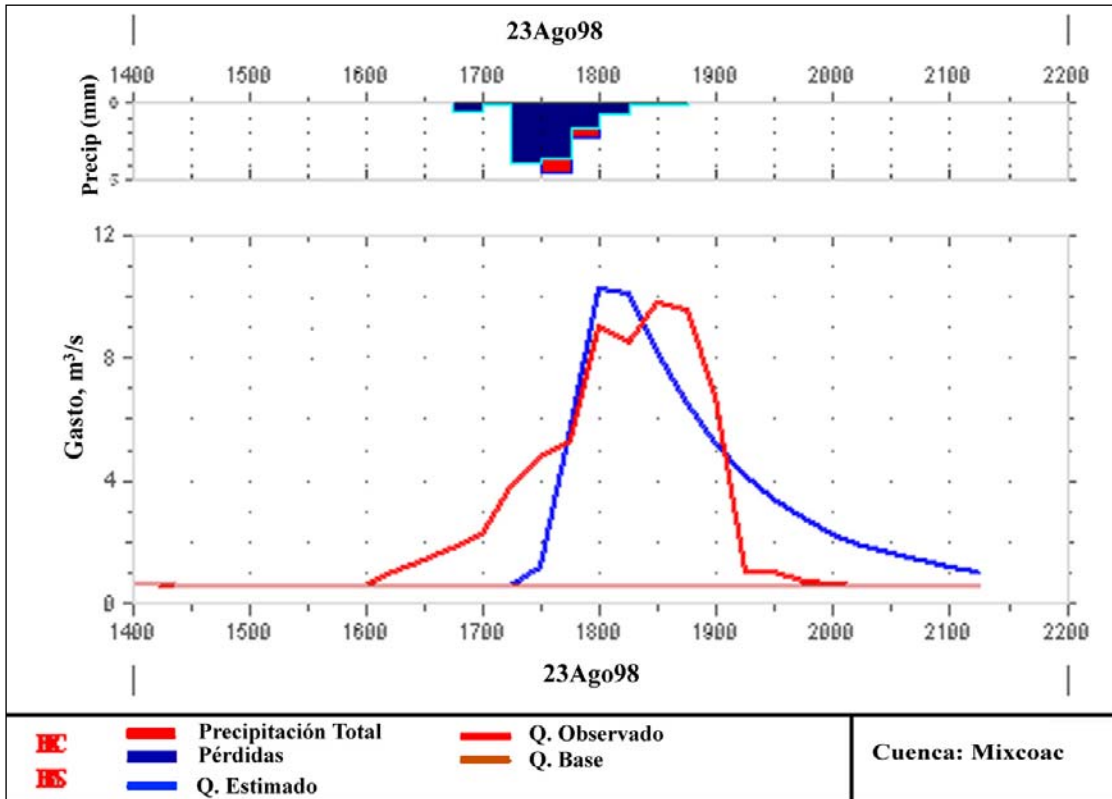


Fig. 4.33 Hidrograma de salida para la tormenta del 23 de agosto de 1998, utilizando la ecuación de Calibración

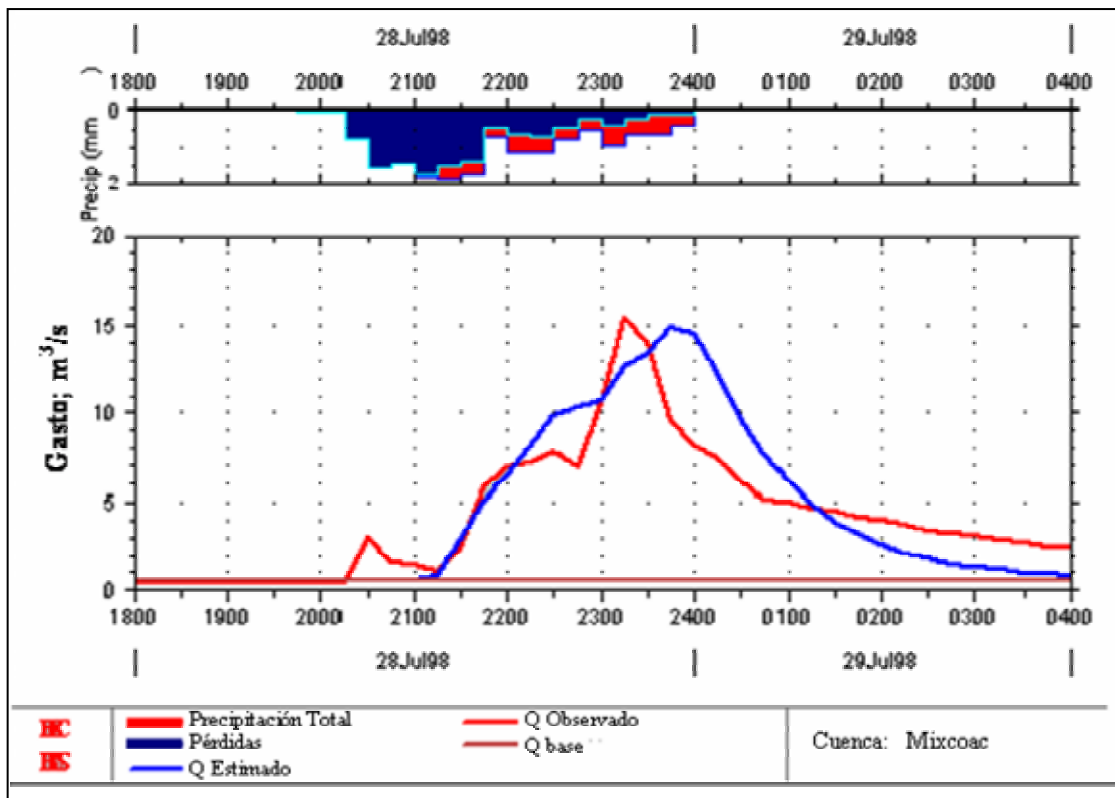


Fig. 4.34 Hidrograma de salida para la tormenta del 28 de julio de 1998, utilizando la ecuación de Marshall-Palmer

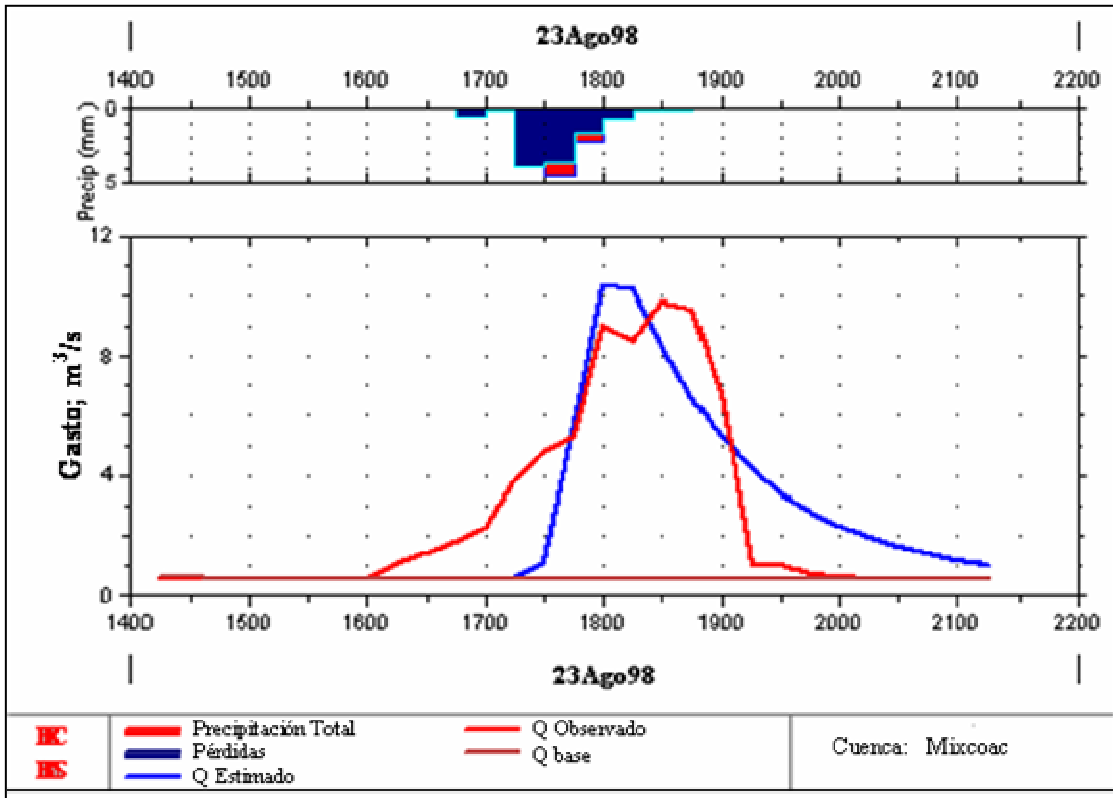


Fig. 4.35 Hidrograma de salida para la tormenta del 23 de agosto de 1998, utilizando la ecuación de Marshall-Palmer

Tabla 4.4 Parámetros resultantes para cada una de las tormentas

FECHA	PARÁMETROS DEL MODELO DE CUENCA						
	Razón de infiltración Inicial	Factor de Escala de Retención Potencial	t_c	Coefficiente de Almacenamiento	Qbase inicial	Constante de Recesión	Umbral del Qbase
28JULIO98	0.6	0.125	0.25	1.0	0.6	0.8	0.1
23AGO98	0.6	0.41	0.25	1.0	0.6	0.8	0.1
28JULIO98	0.6	0.22	0.25	1.0	0.6	0.8	0.1
23AGO98	0.6	0.46	0.25	1.0	0.6	0.8	0.1

4.3 Discusión de los resultados

Los hidrogramas resultantes de la simulación de las tormentas seleccionadas con el modelo distribuido muestran mejores resultados que los obtenidos con el modelo de parámetros concentrados. Esto se ve más claramente comparando los hidrogramas

resultantes del 28 de julio y el 23 de agosto con los dos tipos de modelos (Figuras. 4.9, 4.36 y 4.38) en donde se observa que el hidrograma medido del 23 de agosto tiene una caída abrupta en la curva de recesión, ocasionada seguramente por un error de medición ya que difícilmente la curva de recesión de un hidrograma tiene este comportamiento. El modelo de parámetros concentrados reproduce este error en la determinación de la función de transferencia y posteriormente en la estimación del hidrograma de salida.

El mayor sentido físico de los modelos distribuidos les permite considerar la variabilidad espacio temporal de las tormentas y la variabilidad espacial de las características del suelo de la cuenca, simulando con ello un hidrograma más acorde con la realidad. Además, como la respuesta de la cuenca no es lineal, el modelo distribuido permite hacer una integración más precisa de la misma

En la Tabla 4.5, la razón de infiltración inicial y el factor de escala de retención potencial están influidos por la humedad antecedente en el suelo, el tiempo de concentración t_c y el coeficiente de almacenamiento influyen sobre la forma del hidrograma y el Gasto base inicial, la Constante de recesión y el Umbral del gasto base afectan el flujo base.

Para la determinación de los parámetros del Gasto base: Gasto base inicial y umbral del Gasto base, se utilizaron directamente los valores de los hidrogramas observados.

Para estimar el tiempo de concentración se partió del valor estimado con la fórmula de Kirpich y se fue ajustando, al igual que el Coeficiente de almacenamiento, para determinar su valor final, los cuales definen la forma del hidrograma.

La Razón de infiltración inicial y el Factor de escala de retención potencial de la humedad del suelo se calibraron considerando los volúmenes de escurrimiento mostrados en los hidrogramas observados y se pudo ver que sólo en el caso del segundo parámetro existe una variación de una tormenta a otra, debida probablemente a los cambios en la humedad antecedente.

La Tabla 4.5 hace evidente que, empleando la ecuación de calibración determinada en esta tesis, la cantidad de precipitación que se estima es mayor que la estimada con la

ecuación de Marshall-Palmer. Lo anterior tiene un efecto directo sobre la infiltración y obliga a que cuando se utiliza Marshall-Palmer se considere una menor capacidad de infiltración del suelo para reproducir adecuadamente los gastos a la salida de la cuenca.

Para el caso de las dos tormentas seleccionadas, los parámetros de infiltración muestran que, para la tormenta del 28 de julio, la infiltración es menor que en el caso de la tormenta del 23 de agosto. Esto es un indicativo de que cuando ocurre la segunda tormenta, las condiciones de humedad del suelo son menos húmedas que en la primera, independientemente de que se utilice la ecuación de calibración estimada en esta tesis o la de Marshall-Palmer

En resumen, de los siete parámetros que intervienen en la calibración del modelo seis permanecen constantes y sólo uno es variable; el referido a la humedad antecedente. Este es un problema aún no resuelto por los hidrólogos siempre que se lleva a cabo la modelación de eventos; aunque algunas veces puede minimizarse modelando la respuesta de la cuenca en forma continua. A excepción de este problema, el modelo muestra una gran sencillez operativa y resultados confiables para su empleo en la toma de decisiones en zona de alto riesgo.

Estos resultados demuestran la factibilidad del uso del radar meteorológico en el proceso de modelación lluvia-escorrentía con un modelo de parámetros distribuidos, y hacen ver la importancia del radar como una excelente herramienta para este tipo de modelos, considerando su potencialidad para detectar la distribución espacial de la lluvia a niveles de resolución que no son capaces de alcanzar los pluviógrafos ni los satélites. Esta ventaja es muy importante, sobre todo en zonas de escasa información pluviográfica y representa una alternativa para entender el comportamiento hidrológico a escala regional en regiones pobremente instrumentadas, las cuales han sido poco estudiadas, debido precisamente a esta escasez de datos, porque la mayoría de los estudios y líneas de investigación se han concentrado en las cuencas bien instrumentadas.

Por otra parte, el modelo aquí empleado representa una opción bastante atractiva para fines operativos pues, sin abandonar los conceptos físicos de las propiedades

fisiográficas espaciales de la cuenca, requiere de pocos parámetros para su aplicación lo que hace que el tiempo de simulación sea menor a la ventana de pronóstico.

Finalmente, al comparar las precipitaciones obtenidas utilizando las ecuaciones de calibración hidrológica del radar con los obtenidos a partir de la ecuación de Marshall-Palmer, se observan que los hietogramas de precipitación efectiva dan resultados muy similares después de la calibración del modelo hidrológico, aunque los valores de las precipitaciones total deducidas con la ecuación de Marshall-Palmer son menores que los de la ecuación de calibración, como se muestra en las figuras 4.32 a 4.35. Los buenos resultados hacen pensar en la posibilidad de emplear los radares meteorológicos en la modelación distribuida de la relación lluvia-escurrimiento para la cuenca del Valle de México, empleando tanto la información de radar como la de pluviógrafo para una mejor estimación cuantitativa de la lluvia, como se ve en las figuras 2.11 a 2.13. Pero en zonas donde no existan pluviógrafos la estimación que hace el radar de las lluvias convectivas (que son las de mayor interés hidrológico) con la ecuación de Marshall-Palmer, puede ser aceptable para este fin. Esto se debe a que las diferencias que pueda haber entre las estimaciones hechas por el radar y los pluviógrafos son compensadas por el modelo lluvia-escurrimiento, el cual, al realizar un balance entre lo que se infiltra y lo que escurre, reduce la incertidumbre en la estimación cuantitativa del escurrimiento a la salida de la cuenca.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

Gracias al desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica, en los últimos años se ha presentado un auge en el uso de modelos distribuidos de las relaciones entre las lluvias y los escurrimientos; sin embargo, la posibilidad que da esta herramienta para describir las características de la cuenca con mucho detalle no ha sido aprovechada íntegramente porque los modelos se han alimentado con datos de lluvia proporcionados con redes de pluviógrafos, que en la práctica no pueden instalarse con una gran densidad (aunque en el caso excepcional del Distrito Federal si se tiene esta densidad)

La variabilidad espacial de la lluvia no se representa adecuadamente con los pluviógrafos debido a que:

- No necesariamente se detecta el máximo de lluvia de cada tormenta
- Las variaciones entre estaciones se estiman mediante interpolaciones y, lo peor, extrapolaciones

El radar meteorológico, en cambio, permite estimar la precipitación en una malla con celdas de 1 km², con las siguientes ventajas

Los radares meteorológicos no necesitan de interpolación ni de extrapolación espacial para proporcionar campos de lluvias acordes con la realidad, detectando los núcleos más intensos, al nivel de detalle espacial requerido por los modelos hidrológicos de parámetros distribuidos, detalles que no son capaces de detectar las redes pluviográficas ni las fotografías de los satélites meteorológicos.

El que los radares puedan detectar los campos de precipitación sobre áreas tan grandes como su radio de cobertura hace posible estudiar la evolución de las tormentas, desde que se generan hasta el lugar donde se produce la precipitación, lo que se podría ser muy útil para fines de pronóstico de lluvia. Adicionalmente, combinando la información del radar con la información de la topografía del lugar se puede aspirar a tener una mejor clasificación del tipo de precipitación y de las zonas climáticas.

Al comparar los campos de lluvia espacial obtenidos con pluviógrafos y con radar en el valle de México, se puede ver que el radar detecta áreas de precipitación que no siempre son detectados por los pluviógrafos a pesar de que se trata de una red de pluviógrafos muy densa (Fig. 2.9). Evidentemente, con redes de pluviógrafos menos densas serían más los centros de tormentas que no serían detectados.

También es notorio que la interpolación realizada a partir de los datos de pluviógrafos tiende a suavizar la variación espacial de la tormenta (Fig. 2.11) y que el radar detecta la lluvia con una anticipación de aproximadamente 15 minutos respecto a los pluviógrafos.

Por otra parte, con el ejemplo sencillo dado en el capítulo 3, se muestra claramente la importancia de considerar la distribución espacial de la lluvia al modelar la relación entre lluvias y escurrimientos.

En el mismo sentido, para distintos autores, los componentes más críticos al aplicar los modelos distribuidos son la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, por lo que la densidad de la red de pluviógrafos tiene un fuerte impacto sobre los resultados de la modelación. En resumen, las principales conclusiones de estos autores respecto al

efecto de la variabilidad espacial de las tormentas y su relación con la densidad de la red de medición son:

- A medida que disminuye el tamaño de la cuenca, la densidad de las estaciones tiene mayor repercusión en la estimación de la relación lluvia-escurrimiento
- Las diferencias en el gasto observado y el estimado a partir de la media espacial de la precipitación aumentan con el tamaño de la cuenca debido al incremento de la variabilidad espacial

Sin embargo, son muy pocos los trabajos en los que se utiliza el radar, debido principalmente a que la medición de los valores de la reflectividad Z , en la que se basa la estimación de la lluvia con el radar, está contaminada por una variedad de efectos como los lóbulos laterales, obstrucción parcial del haz, altos gradientes de reflectividad, atenuación, etc. Adicionalmente, la relación Z - R (donde R es medida sobre la superficie) está afectada por la variación de la distribución de tamaños de gotas en el volumen de muestreo y porque cerca de la superficie esta distribución cambia. La combinación de la variabilidad de todos estos factores hace muy difícil establecer una relación Z - R determinística para cualquier tipo de lluvia y habla de un efecto fuertemente estadístico.

En esta tesis se demuestra la posibilidad del uso del radar meteorológico en el proceso de modelación lluvia-escurrimiento con un modelo de parámetros distribuidos. Se hace ver la importancia del radar como una excelente herramienta para este tipo de modelos, sobre todo en zonas de escasa información pluviográfica y representa una alternativa para entender el comportamiento hidrológico a escala regional en regiones pobremente instrumentadas las cuales han sido poco estudiadas debido precisamente a esta escasez de datos, de tal forma que la mayoría de los estudios y líneas de investigación se han concentrado en las cuencas instrumentadas.

A pesar de que se trabajó en una cuenca chica muy bien instrumentada y relativamente homogénea, los resultados obtenidos con el modelo distribuido alimentado con datos de radar superan a los obtenidos con los modelos de parámetros concentrados.

Como se muestra en los resultados resumidos en la tabla 4.4, de los siete factores que intervienen en la calibración del modelo seis permanecieron constantes y sólo uno se modificó; el referido a la humedad antecedente. Este es un problema aún no resuelto por los hidrólogos en la modelación de eventos, aunque algunos autores reportan que este efecto de la humedad antecedente en el suelo puede minimizarse modelando la respuesta de la cuenca en forma continua.

También se puede observar que el radar estima mejor la lluvia con la ecuación de calibración obtenida en esta tesis que con la ecuación de Marshall-Palmer, obtenida para lluvias estratiformes en otras latitudes, y que ésta no reproduce adecuadamente las lluvias convectivas que se seleccionaron para este análisis en la zona del Distrito Federal (Fig. 2.11)

Por otra parte, el modelo aquí empleado representa una opción bastante atractiva para fines operativos pues considera no sólo la variabilidad espacial de las propiedades fisiográficas de la cuenca sino que requiere de pocos parámetros para su calibración. Adicionalmente, el tiempo de simulación es menor a la ventana de pronóstico, dejando tiempo para la toma de decisiones.

La modelación distribuida que integran los radares meteorológicos y los Sistemas de Información Geográfica representa una opción para el entendimiento del sistema hidrológico dentro de una cuenca y su modelación espacio-temporal, especialmente para propósitos operativos. Estos modelos tienen la capacidad de trabajar razonablemente bien en regiones con diferentes características hidrológicas y climáticas. Una desventaja que se tenía en este tipo de modelos eran los requerimientos en capacidad de cómputo para procesar una gran cantidad de datos, pero en la actualidad, con los avances tecnológicos tanto en percepción remota como con el desarrollo de computadoras cada vez más poderosas, su empleo es cada vez más común.

Una parte importante de esta tesis es la relativa a la calibración hidrológica del radar de La Catedral. Algunas de las conclusiones obtenidas en relación con este tema fueron:

Se demuestra también la importancia de la resolución espacial con las que se estima la precipitación a partir de los datos de reflectividad del radar. De la comparación hecha

con celdas de 1 x 1 km contra celdas de 4 x 4 km se mostró que conforme mayor sea el tamaño de celdas, mayor es la subestimación de la precipitación con respecto a lo que detecta el pluviógrafo sobre el terreno. Algunos autores sugieren que con resoluciones más finas, espacial y temporalmente, se pueden tener mediciones con bases más físicas y por consiguiente mejores (Atlas et al. 1997).

Los resultados de este análisis muestran que, para la Zona 1 y 2, las ecuaciones de calibración para lluvias convectivas obtenidas en este estudio (ec. 2.11 y 2.13) estiman mejor la precipitación que la ecuación de Marshall-Palmer que actualmente utiliza el radar meteorológico del cerro La Catedral. En este estudio se puede ver también que la clasificación de los tipos de lluvias con un criterio hidrológico da mejores resultados que la basada en un umbral de reflectividad.

Por otra parte, tanto en la Zona 1 como en la 2, es recurrente que las ecuaciones de calibración obtenidas para lluvias estratiformes (ec. 2.12 y 2.14, respectivamente) sobreestiman de manera evidente la lluvia con respecto al pluviógrafo, mientras que la ecuación de Marshall-Palmer la subestima (Fig. 2.11). Lo anterior es una desventaja en la estimación de la precipitación, pero para fines hidrológicos y de prevención de desastres las lluvias de mayor interés son las convectivas.

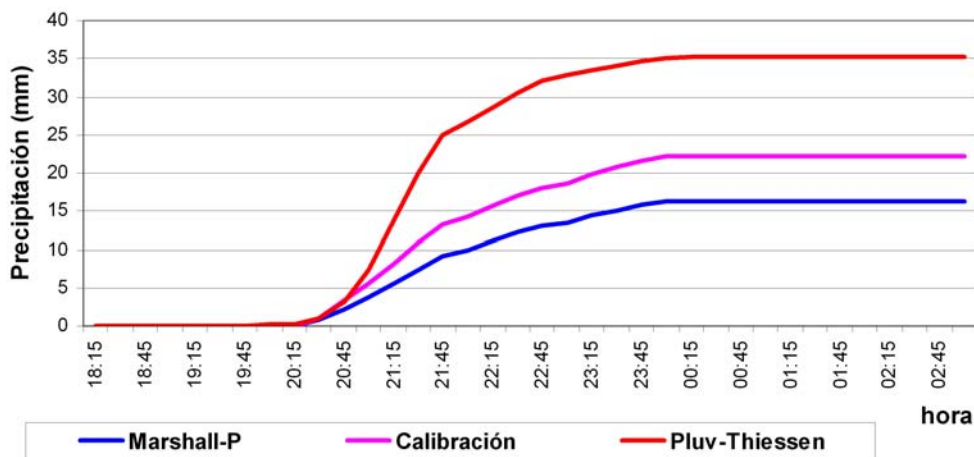
5.2 Recomendaciones

En relación con la calibración hidrológica, es importante considerar la naturaleza física de las tormentas pues, a pesar de que se obtuvieron mejores coeficientes de correlación en los ajustes realizados considerando sólo la naturaleza probabilística de las tormentas (ajustes en la cuenca del río Mixcoac), los mejores resultados se lograron clasificando el tipo de lluvia con base en un criterio hidrológico y tomando en consideración las zonas climáticas.

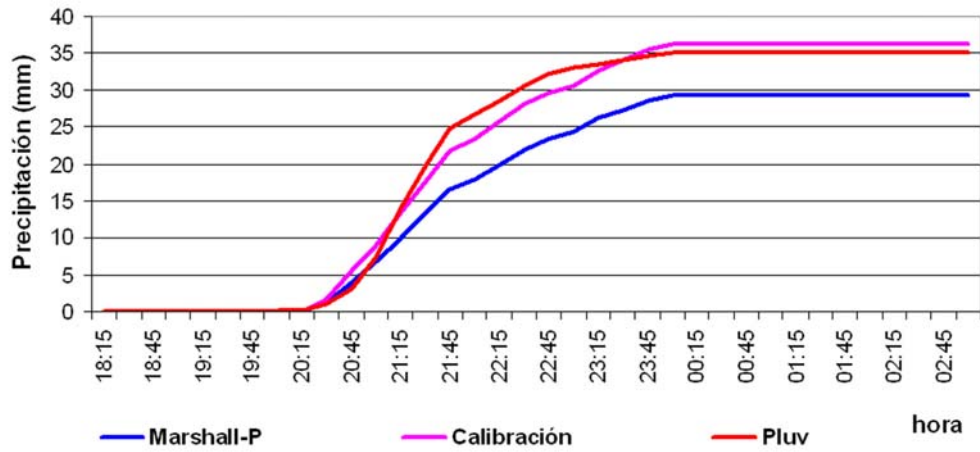
Una mejora que podría obtenerse en la estimación cuantitativa de la precipitación es el empleo de las técnicas de polarización con el radar pues éstas proporcionan estimaciones de lluvia de radar con mayor base física (Atlas, 1997). Además, investigaciones realizadas en las últimas tres décadas han demostrado que las técnicas

de polarización pueden mejorar la estimación de la lluvia y discrimina mejor los ecos meteorológicos de los no meteorológicos (Ryzhkov, 2005) Otro parámetro importante que se puede obtener con los métodos de polarización es la determinación de la atenuación del radar con la distancia a partir de la diferencial del cambio de fase (K_{DP}). Además, es necesario ahondar en el estudio de la estructura vertical y horizontal a diferentes alturas de las tormentas analizando los volúmenes de muestreo del radar lo que ayudaría a una mejor clasificación del tipo de lluvia y su estimación.

Cuando se cuenta con algunos datos de pluviógrafos en la zona de estudio es conveniente validar los datos de radar que se usan en la modelación hidrológica a partir de la relación entre los valores estimados por el radar en la atmósfera, contra los estimados con una red de pluviógrafos sobre el terreno (inclusive existe la posibilidad de calibrar hidrológicamente el radar, utilizando sólo un pluviógrafo, como se muestra en la figura 2.14 y la tabla 2.4. Lo anterior con la idea de simular con mayor certeza los valores de precipitación registrados por el pluviógrafo sobre el terreno. Con este fin, se realizó un ejemplo adicional en el cual se ajustaron las curvas masa estimadas con la ecuación de Marshall-Palmer y la de calibración, obtenida para la Ciudad de México para la tormenta del 28 de julio, a la curva masa determinada con las precipitaciones registradas en la estación Desierto de los Leones (Fig. 5.1). En esta figura se muestra que el mejor ajuste se logra con la ecuación de calibración (ec. 2.13) y aplicando este factor de ajuste, obtenido al ajustar la curva masa, a los valores de lluvia estimados con la ecuación de calibración, se puede ver con claridad que reproduce mejor la estimación espacial de la lluvia respecto a lo registrado por el pluviógrafo sobre el terreno (Fig. 5.2).

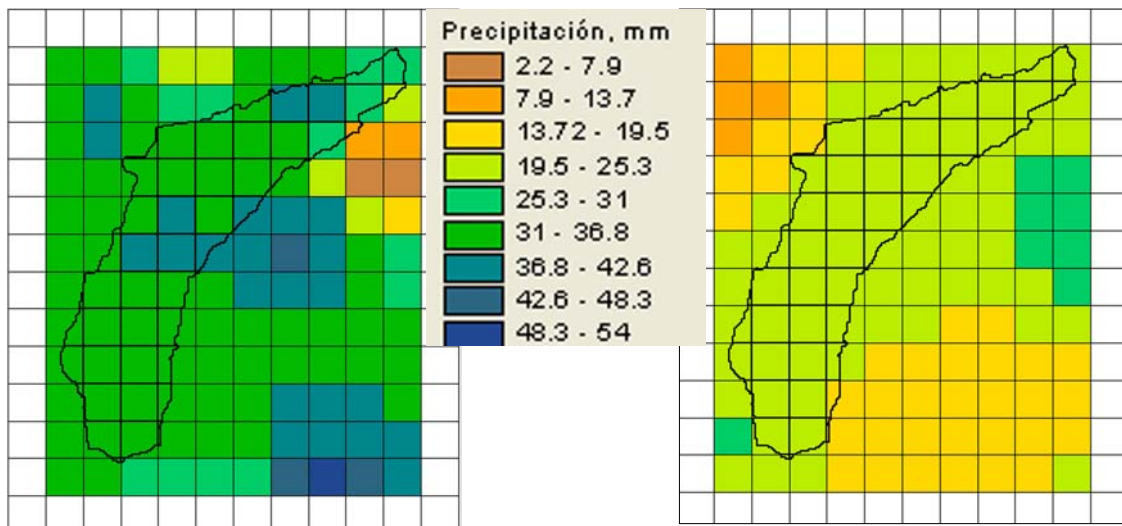


a)



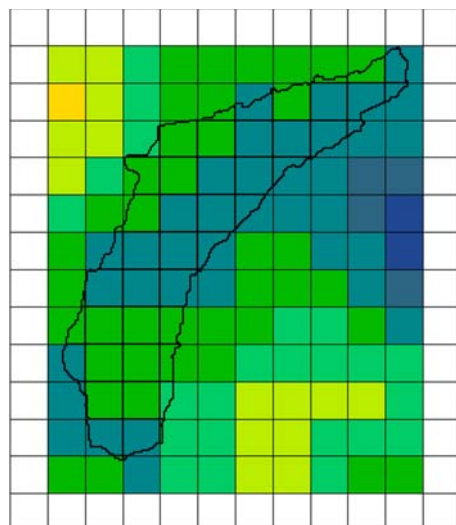
b)

Fig. 5.1 Curva masa promedio de la tormenta del 28 de julio de 1998 para: a) sin ajuste y b) ajustada



a)

b)



c)

Fig. 5.2 Precipitación estimada sobre la cuenca del río Mixcoac con: a) pluviógrafo, b) calibración zona 2 antes del ajuste y c) calibración zona 2 después del ajuste

El anterior criterio puede aplicarse suponiendo que existen dos o más pluviógrafos en la cuenca, en vez de uno, con el fin de analizar cuanto se gana en la estimación de la lluvia conforme información de más pluviógrafos se van agregando a la calibración hidrológica.

A partir de los resultados obtenidos en esta tesis es deseable que el siguiente paso sea el establecimiento de un procedimiento automatizado tanto para la calibración en tiempo real de la lluvia estimada con el radar, donde exista esta posibilidad, como para la determinación del modelo lluvia-escurrecimiento.

Adicionalmente, una vez determinados los parámetros del modelo a la salida de la cuenca se podría conocer la respuesta, ante la ocurrencia de una tormenta, en cualquier punto de ésta. La incertidumbre que provoca el desconocimiento cuantitativo del efecto de la precipitación antecedente en cada evento sólo puede disminuir con el estudio de secuencias de eventos en diferentes etapas de la temporada de lluvia.

Tradicionalmente definimos la respuesta de la cuenca ante una tormenta dada como el hidrograma a la salida de la cuenca, pero el siguiente paso lógico es determinar cuáles serían las zonas y niveles de inundación que se generarían ante estos hidrogramas. Con las herramientas que se tienen actualmente (SIG y computadoras poderosas) suena lógico llevar la respuesta de la cuenca, ante un volumen de precipitación en exceso dado, hasta mapas de inundación, no sólo a hidrogramas de salida. Esto sería más útil a los tomadores de decisiones y, consecuentemente, a la población; de lo contrario, se estaría desperdiciando el esfuerzo de estudios, como los realizados en esta tesis.

Por último, es necesario mencionar que la estimación de la precipitación con datos del radar La Catedral se ve afectada por la diferencia de altura entre los sitios donde están colocados los pluviógrafos y el radar, 1.5 km aproximadamente. La importancia de la Ciudad de México, por su dimensión, su economía, su vulnerabilidad a los eventos extremos y por ser la capital del país, requiere que opere su propio radar meteorológico que cubra la ciudad desde un sitio que tenga una altura más cercana al nivel de terreno donde están colocados los pluviógrafos.

REFERENCIAS

- Aparicio F., **Fundamentos de Hidrología de Superficie**, 1994, Ed. Limusa, México
- Arnaud P., Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R., 2002. **Influence of rainfall spatial variability on flood prediction**. *Journal of Hydrology*, 60, 216-230.
- Atlas D., Rosenfeld D., Short D., 1990. **The Estimate of Convective Rainfall by Area Integrals. Part I: The Theoretical and Empirical Basis**. *Journal of Geophysical Research*, 95, D3, 2153-2160
- Atlas D, Ulbrich C., 1990. **Early Foundations of the Measurement of Rainfall by Radar. Radar in Meteorology**. Ed. D. Atlas, American Meteorological Society 86-97
- Atlas, D., 1990. **Radar In Meteorology**, ed. by American Meteorological Society. Lancaster Press, Lancaster, PA, 806 pp.
- Atlas D., Rosenfeld D., Jameson A., 1997. **Evolution of Radar Measurements: Steps and Mis-Steps**. *Weather Radar Technology for Water Resources Management*, pp. 3-67
- ASCE, 1999. **GIS modules and Distributed Models of the Watershed, ASCE Task Committee GIS modules and Distributed Models of the Watershed**. Report ASCE
- Battan, L.J., 1973. **Radar Observation of the Atmosphere**. University of Chicago Press, Chicago, IL, 324 pp.
- Beven, K.J. and Kirby, M.J., 1979. **A physically-based variable contributing area model of basin hydrology**. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, pp. 43–69
- Beven, K. (1989). **Changing ideas in hydrology**. *Journal of Hydrology*, 105, p: 157-172
- Brath A., Montanari A., Toth E., 2004. **Analysis of the Effects of Different Scenarios of Historical Data Availability on the Calibration of a Spatially-Distributed Hydrological Model**. *Journal of Hydrology* 291, 232–253
- Calheiros V., Zawadzky I., 1987. **Reflectivity-Rain Rate relationship for Radar Hydrology in Brazil**. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 118-132
- Carles Corral, 2004, **Desenvolupament d'un model hidrològic per incorporar informació del radar meteorològic Aplicació operacional a la conca del riu Besòs**. Tesis Doctoral, España
- Chow, V.T., Maidment, D.R. and Mays, L.W., 1988. **Applied hydrology**. New York, McGraw-Hill.

Clark, C.O., 1945. **Storage and the Unit Hydrograph**. Trans. American Society Civil Engineering 110, pp. 1419–1446

Collier, Christopher, 1996. **Applications of Weather Radar Systems**. John Wiley And Sons

Cruickshank C., 1968. **Modelo Matemático de una Cuenca**. VIII Congreso de Ingeniería Civil, Guadalajara, México, abril

DeVantier B. A. and Feldman, A. D., 1993. **Review of GIS Applications in Hydrologic Modeling**. Journal of Water Resources Planning and Management, Vol. 119, No. 2, March/April

Domínguez, M. R., Gracia, S. J., A.1.4, 1981. **Manual de Diseño de Obras Civiles, Pérdidas**. Comisión Federal de Electricidad, México

Domínguez, R., 1990. **El desarrollo de la Hidrología en México**. Revista Ingeniería Hidráulica en México, No. especial, octubre, pp. 148-153

Doneaud A., Smith P., Dennis A., Sengupta, 1981. **A simple Method for Estimating Convective Rain Volume Over An Area**. Water Resource Research

Doviak, R.J. and D.S. Zrníc, 1984. **Doppler Radar and Weather Observations**. Academic Press, San Diego, CA, 458 pp.

Esquivel, G., 2000. **Modelo lluvia-escorrentamiento para la cuenca del río Mixcoac**. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., México

Faures, J. M. Goodrich, D. C. Woolhiser, D. A. And Sorooshian, S., 1995. **Impact of small-scale rainfall variability on runoff Modeling**. Journal of Hydrology, 173, pp. 309-326

Franco V., Domínguez R., 1981. **Precipitación**. Manual de Diseño de Obras Civiles, Instituto de Investigaciones Eléctricas. Comisión Federal de Electricidad, Tomo A.1.2. México

González F., Domínguez, R., Fuentes, G., y Méndez, B., 1997. **Predicción de Avenidas a Través de Datos de Lluvia Captados por medio de Radar**. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Comisión Nacional del Agua. Proyecto 7309

González F., Franco, V., Fuentes, G., Méndez B. y Esquivel G., 1998. **Estimación de la Precipitación en la Cuenca del Valle de México a Partir de Datos de Lluvia Captados por medio de Radar**. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Dirección General de Operación y Construcción Hidráulica, perteneciente al Gobierno del Distrito Federal, Proyecto 8353

Guichard, D. García R., Francés F., Domínguez R., 2004. **Influencia de la Variabilidad Espacio-Temporal de la Lluvia Mediterránea en la Respuesta Hidrológica en Cuencas Pequeñas y Medianas**. XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Sao Paulo, Brasil

HEC, 1982: Hydrologic Engineering Center: **HEC-1 Training document No.15**, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, USA. (citado por Nurünnisa Usul and Musa Yilmaz, sin referencia)

Hydrologic Engineering Center(HEC), 2000. **HEC-HMS, Hydrologic Modeling System Technical Reference Manual**. Hydrologic Engineering Center, HEC (2000) 149 pp

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1997. **Anuario Estadístico del Distrito Federal**

Johnson D.L., Miller A. C., 1997. **A Spatially Distributed Hydrologic Model Utilizing raster Data Structures**. Computer and Geosciences Vol. 23, No. 3, pp. 267-272

Koren, B. D. Finnerty, J. C. Schaake, M.B. Smith, D. J. Seo, Q. Y., Duan, V., 1999. **Scale dependencies of hydrologic models to spatial variability of Precipitation**. Journal of Hydrology 217, 285–302

Kull D. W. and Feldman A. D., 1998. **Evolution of Clark's Unit Graphs Method to Spatially Distributed Runoff**. Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 3, No. 1, pp. 9-19, January

Levanon, N., 1988. **Radar principles**. John Wiley; 308 p.

Magaña V., Pérez J., Méndez M., 2003. **Diagnosis and prognosis of extreme precipitation events in the Mexico City Basin**. Geofísica Internacional, Vol. 41, No. 2, pp 247-259

Maidment D. R., 1993a. **Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS. Proceeding of HydroGIS'93**. IAHS Publ. No. 211 (citado por Saghafian, 2002)

Maidment, D., 1993b. **GIS and hydrologic modeling**. In M. F. Goodchild, B. Parks, & L. Steyaert, (Eds.), Environmental modeling with GIS. New York: Oxford University Press.

Manual de Operación para Estaciones de Radar Meteorológico. Editado por la Secretaría de Recursos Hidráulicos

Méndez B., 1998. **Comparación entre modelos lluvia-escurrimiento lineales y no lineales**. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M., México

Méndez B., González F., Franco, V., Fuentes, G., y Esquivel G., 1999. **Determinación de un Modelo Lluvia-Escurrimiento, Así como el Coeficiente de Escurrimiento para la Cuenca del Río Mixcoac a partir de Información de Lluvias Medidas por Pluviógrafos**

y **Radar**. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Dirección General de Operación y Construcción Hidráulica, perteneciente al Gobierno del Distrito Federal. Proyecto 9373

Méndez B., Domínguez, R., González F., Franco, V., 2000a. **Análisis del tipo de Lluvia y de los Errores por Intercepción Orográfica que se Presenta al Utilizar Radares Meteorológicos**. Informe del Instituto de Ingeniería, UNAM, elaborado para la Comisión Nacional del Agua. Proyecto 0395

Méndez, B., Domínguez R., González, F., Franco, V., 2000b, **Modelo Lluvia-Escurrimiento obtenido a partir de Datos de Radar Meteorológico**. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Córdoba

Mendoza, M., Bocco G. , and Bravo M., 2002. **Spatial Prediction in Hydrology: Status and Implications in the Estimation of Hydrological Processes for Applied Research**. Progress in Physical Geography 26,3, pp. 319–338

Mimikou, M., 1996. **Flood Forecasting Based on Radar Rainfall Measurements**. Journal of Water Resources Planning and Management, mayo-junio, pp. 151-156

Morin J., Rosenfeld D., Amitai E., 1995. **Radar Rain Field Evaluation and Possible Use of its High Temporal and Spatial Resolution for Hydrological Purposes**. Journal of Hydrology, 172, 275-292

Mobayed K. N., 2001. **Modelo Distribuido de Lluvia-Escurrimiento Basado en el Manejo de Variables Geo-Referenciadas y el Escalamiento Fisiográfico de Cuencas**. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México

Olivera, A. y Zúñiga, S., 1987. **Regresión y Correlación**. Serie de Probabilidad y Estadística. Editorial Limusa, 54 pp.

Ridenour, L., 1965. **Radar System Engineering**. New York Dover Publications, Inc., 748 pp

Rinehart, R., (1994). **Radar for Meteorologists**. Knight Printing Co., Fargo, ND, 334 pp.

Rosenfeld D., Atlas D, Short D., 1990. **The Estimate of Convective Rainfall by Area Integrals. Part II: The Height-Area Threshold (HART) Method**. Journal of Geophysical Research, 95, D3, 2161-2176

Rosenfeld, D., Wolf D. B. and Amitai E., 1994. **The Window Probability Matching Method for Rainfall Measurements with Radar**. Journal of Applied Meteorology, Vol. No. 33, pp. 682-693

Rosenfeld D., Amitai, E. and Wolff, D.B., 1995. **Classification of Rain Regimes by Three-Dimensional Properties of Reflectivity Fields**. Journal of Applied Meteorology. Vol. 34, pp. 198-211

- Rosengaus, M., 1995a. **Fundamentos de Radares Meteorológicos: Aspectos Clásicos.** Revista Ingeniería Hidráulica en México, Vol. X, No. 1, enero-abril, pp. 55-74
- Rosengaus, M., 1995b. **Fundamentos de Radares Meteorológicos: Aspectos Modernos.** Revista Ingeniería Hidráulica en México, Vol. X, No. 1, mayo-agosto, pp. 59-78
- Rosengaus, M., 1999a. **Sobre el Error en la Estimación de Lluvia Utilizando Radar Meteorológico.** Revista Ingeniería del Agua, Vol. 6, No. 2, junio, pp. 185-198, España
- Rosengaus, M., 1999b. **Participación en la Campaña de Estimulación de Lluvias.** Informe de los proyectos TH-9082 y TH-9083. SEMARNAP-CNA-IMTA
- Ryzhkov, A. V., et al., 2005 **The Joint Polarization Experiment: Polarimetric Rainfall Measurements and Hydrometeor Classification.** Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 86. No. 6, June
- Singh, V. P., Fiorentino, M., 1996. **Geographical Information Systems in Hydrology.** Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 91–113.
- Singh, V. P. and Woolhiser, D. A., 2002. **Mathematical modelling of watershed hydrology.** Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 7, No. 4, July 1, pp. 270–292
- Sing V., Frevert D., 2002. **Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. Mathematical Models of Large Watershed Hydrology.** Edited by Vijay P. Singh and Donald K. Frevert, Water Resources Publications
- Saghafian B., Julien P. Rajaie H, 2000a. **A Spatial Travel-Time Method for Watershed Routing.** 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research Needs. Banff, Alberta, Canada, September 2 - 8.
- Saghafian B., Lieshout A. and Rajaie H, 2000b. **Distributed Catchment Simulation Using a Raster GIS.** International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation Volume 2, Issues 3-4 , pp. 199-203
- Saghafian B., Julien P. Rajaie H, 2002. **Runoff Hydrograph Simulation Based on Time Variable Isochrone Technique.** Journal of Hydrology, 261, 193-203
- Schumanna A., Funkeb, R., Schultz A., 2000. **Application of a geographic information system for conceptual rainfall-runoff modeling.** Journal of Hydrology 240, pp. 45-61
- Sherman, L.K., 1932. **Stream Flow from Rainfall by the Unit Graph Method.** Engineering News-Record, 108, p: 501-505.

- Skolnik, L., 1999. **Introduction to Radar Systems**. McGraw-Hill, Inc., 581 pp
- Sotelo G., 1998. **Algoritmo del Método de Blalock y Sturm para Determinar los Tirantes Críticos Múltiples en Canales Compuestos**. Ingeniería Hidráulica en México, Vol. XIII, No. 1 pp. 51-60, enero-abril
- Spilhaus, A. F., 1948. **Drop size intensity and radar echo of rain**, Journal of Meteorology. 5, 161-164
- Sui, D.Z., Maggio, R.C., 1999. **Integrating GIS with hydrological modeling: practices, problems, and prospects**. Source: reprinted from *Computer, Environmental and Urban Systems*, Vol. 23, 33–51., with permission of Elsevier Science
- Tokay A., Short D., 1996. **Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin from Stratiform versus Convective Clouds**. Journal of Applied Meteorology, Vol. 35. pp. 355-371
- Tokay, A., Short, D.A., Williams, C.R., Ecklund, W.L. and Gage, K.S., 1998. **Tropical Rainfall with Convective Stratiform Clouds: Intercoparison of Disdrometer and Profiler Measurements**. Journal of Applied Meteorology, Vol. 38. pp. 302-320
- U. S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 1995. **HEC-DSS User's Guide and Utility Program Manuals**
- U. S. Army Corps of Engineers, Hydrological Engineering Center (HEC), 2000. **Manual de Referencia Técnica**. Marzo
- U. S. Army Corps of Engineers, January 2001. Hydrologic Engineering Center, Hydrologic Modeling System HEC-HMS, **User's Manual**, V. 2.1
- Vélez, J., 2001. **Desarrollo de un Modelo Hidrológico Conceptual y Distribuido Orientado a la Simulación de Crecidas**. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Valencia, 266 pp.
- Vieux, E. B., 2001. **Distributed Hydrologic Model Using GIS**, Kluwer Academic Publisher, Vol. 38, Water Science and Technology Library
- World Meteorological Organization (WMO), 1985. **Use Of radar in Meteorology**. Technical Report No. 181, WMO – No. 625