



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

INSTITUTO DE INGENIERÍA

**ESTIMACIÓN DE TORMENTAS DE DISEÑO CONSIDERANDO LA
VARIACIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA LLUVIA.
APLICACIÓN AL SISTEMA PRINCIPAL DE DRENAJE DE LA
ZONA METROPOLITANA DEL VALLE DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA

INGENIERÍA CIVIL – HIDRÁULICA
P R E S E N T A :

ALEJANDRO GARCÉS HERRERA

TUTOR:
Dr. RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA

AGOSTO 2008

JURADO ASIGNADO

Presidente: Dr. Oscar Fuentes Mariles

Secretario: Dr. Jesús Gracia Sánchez

Vocal: Dr. Ramón Domínguez Mora

1^{er} Suplente: Dr. Carlos Escalante Sandoval

2^{do} Suplente: M.I. Víctor Franco

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

TUTOR DE TESIS:
Ramón Domínguez Mora

Firma

*A mis padres:
Luz Elena y Gustavo;
A Liliana, mi hermana;
A Cristina.*

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Ramón Domínguez Mora por haber depositado su confianza en mí, por todos los conocimientos transmitidos de forma incondicional, por su permanente acompañamiento en todo este proceso de aprendizaje y por su inagotable y amable disposición para asesorar mi trabajo.

A mis profesores y sinodales Dr. Oscar Fuentes Mariles, Dr. Jesús Gracia Sánchez., Dr. Carlos Escalante Sandoval, y M.I. Víctor Franco por haber aceptado formar parte del grupo de evaluadores del presente trabajo y por las grandes enseñanzas impartidas en sus cursos.

Al M.I. Faustino de Luna Cruz por sus valiosos aportes y asesorías durante la elaboración del presente trabajo.

Al Instituto de Ingeniería por haberme dado la oportunidad de ingresar a su programa de becas.

A la Universidad Nacional Autónoma de México por haberme abierto sus puertas para continuar mi formación académica.

A mi familia por haberme acompañado y apoyado desde lejos.

A mis amigos Carlos, Germán, Juliana, Juan, Alejandro, Isabel y Sandra por brindarme su amistad y compañía durante esta etapa, por haber llenado de gratos momentos mi estancia en México y por haberme hecho sentir como en casa mientras estuve lejos de ella.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	3
2.1. Tormentas de diseño	3
2.2. Variabilidad espacial de la lluvia	5
2.2.1. Factores de reducción por área (FRA)	6
2.2.1.1. Factores de reducción de centro de tormenta	7
2.2.1.2. Factores de reducción de área geográfica fija	7
2.3. Interpolación de lluvias	9
2.3.1. Método de los polígonos de Thiessen	10
2.3.2. Método del inverso de la distancia (IDW) (Método de Shepard)	11
2.3.3. Método de Kriging	13
3. ANTECEDENTES PARA EL VALLE DE MÉXICO	18
3.1. Descripción general de la cuenca del Valle de México	18
3.2. Descripción general del sistema principal de drenaje y control de avenidas del área metropolitana del Valle de México	19
3.3. Descripción de la información pluviográfica en el Valle de México	24
3.4. Estudios realizados para el Valle de México	27
4. APLICACIÓN AL SISTEMA PRINCIPAL DE DRENAJE DEL ÁREA METROPOLITANA DEL VALLE DE MÉXICO	32
4.1. Introducción	32
4.2. Selección de tormentas críticas para el sistema de drenaje de la ciudad de México	33
4.3. Estimación de información faltante	42
4.4. Extrapolación de tormentas históricas para obtener tormentas de diseño para el sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México	44

4.5.	Estimación y tránsito de las avenidas por el sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México	53
5.	ANÁLISIS DE RESULTADOS	60
5.1.	Tormentas históricas seleccionadas	60
5.2.	Tormentas de diseño obtenidas	61
5.3.	Efecto de la variabilidad de la distribución espacial de la lluvia en la respuesta del sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México	63
6.	CONCLUSIONES	66
	BIBLIOGRAFÍA	69

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Parámetros típicos de un semivariograma (Teegavarapu, 2006).	15
Figura 2. Esquema del sistema de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México	20
Figura 3. División de la cuenca del Valle de México por sistemas de drenaje	23
Figura 4. Mapa de ubicación de las estaciones pluviográficas dentro de la Cuenca del Valle de México.	24
Figura 5. Formato general de los archivos PLU que contienen la información pluviográfica del SACM	26
Figura 6. Mapa de Isoyetas en el Valle de México para una duración de 24 horas y periodo de retorno de 10 años (Franco, 1998).	29
Figura 7. Curva de ajuste por duración.	30
Figura 8. Curva de ajuste por periodo de retorno.	30
Figura 9. Factores de reducción por área para el Valle de México (Franco, 1998)	31
Figura 10. Polígonos de Thiessen en el Valle de México para el periodo 2000-2007 con 71 estaciones	34
Figura 11. Informe del SACM de los 5 días más lluviosos entre 1988 y 2006	36
Figura 12. Precipitación media por sistemas en cada una de las tormentas históricas seleccionadas.	38
Figura 13. Mapas de distribución espacial de la lluvia en cada tormenta histórica seleccionada.	40
Figura 14. Selección del parámetro μ del modelo de interpolación IDW	43
Figura 15. Localización de la zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje de la ZMVM	45
Figura 16. Mapas de distribución espacial de la lluvia en tormentas de diseño con periodo de retorno de 10 años.	49
Figura 17. Precipitación media por zonas en tormentas de diseño para un periodo de retorno de 10 años.	51
Figura 18. Forma del hidrograma generado por una lluvia de 10 minutos.	55

Figura 19. Hidrogramas acumulados por zonas para algunos eventos con periodo de retorno de 10 años.	57
Figura 20. Gasto pico normalizado en conductos en simulaciones del funcionamiento del sistema principal de drenaje para eventos correspondientes a un periodo de retorno de 10 años.	58
Figura 21. Simulación de tránsito de eventos de 10 años periodo de retorno en Río Churubusco.	59
Figura 22. Comparación de curvas masa entre eventos históricos y eventos de diseño	62

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas geográficas de las estaciones pluviográficas dentro de la Cuenca del Valle de México.	25
Tabla 2. Factores de ajuste por duración (Franco,1998).	30
Tabla 3. Factores de ajuste por Tr. (Franco,1998).	30
Tabla 4. Factores de reducción por área para el Valle de México (Franco, 1998)	31
Tabla 5. Tormentas históricas seleccionadas para la estimación de las tormentas de diseño.	37
Tabla 6. Precipitación media en una zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje para diferentes periodos de retorno.	46
Tabla 7. Precipitación media en la zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje durante tormentas históricas	46
Tabla 8. Factores de extrapolación para convertir tormentas históricas en tormentas de diseño	48
Tabla 9. Coeficiente de escurrimiento y tiempo de concentración de las subcuencas del Valle de México	54
Tabla 10. Gastos pico en conductos en simulaciones del funcionamiento del sistema principal de drenaje para eventos correspondientes a un periodo de retorno de 10 años.	58

RESUMEN

La estimación de una tormenta de diseño en el Valle de México se ha basado en el análisis de frecuencias de las intensidades (curvas IDT) y en la posterior aplicación de los respectivos factores de ajuste por área. Esta técnica, aunque estima de forma aceptable la altura de precipitación media en la cuenca correspondiente a una cierta área, duración y periodo de retorno, produce tormentas de diseño que tienden a ser uniformes en el espacio y no considera la probabilidad de ocurrencia de otras tormentas en las que la lluvia se concentra en diferentes puntos de la cuenca. En este trabajo se presenta un método sencillo para obtener diferentes tormentas de diseño para el Valle de México que, correspondiendo a un mismo periodo de retorno, se diferencian entre sí por la forma como se distribuye la lluvia en el espacio. Este método toma en cuenta el patrón de distribución espacial de eventos que han sido registrados en el pasado y lo transfiere a tormentas asociadas a una cierta probabilidad de excedencia. Se calculan 23 tormentas de diseño para un periodo de retorno de 10 años y se estiman las avenidas que estos eventos generan en las 250 subcuencas que conforman el Valle. Finalmente, se analiza el efecto que tiene la variabilidad de la distribución espacial de la lluvia sobre el funcionamiento del sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México mediante el empleo de un modelo de tránsito de avenidas.

1. INTRODUCCIÓN

El rápido desarrollo de zonas urbanas en el Valle de México, unido a los efectos negativos que ha tenido el hundimiento del suelo sobre su sistema de drenaje, ha provocado un incremento acelerado de problemas de control de avenidas que demandan grandes esfuerzos para evitar, por lo menos, el aumento de la probabilidad de ocurrencia de inundaciones.

Dentro de esos esfuerzos se encuentran la construcción de nuevas obras para ampliar la capacidad del sistema de drenaje y el análisis de las políticas de operación del sistema. El punto de partida para llevar a cabo estas tareas está basado en la determinación de tormentas de diseño, cuyo concepto es de gran importancia y ha sido objeto de numerosos estudios sobre drenaje urbano.

Aunque las metodologías tradicionales para calcular tormentas de diseño estiman de forma aceptable la altura de precipitación media en la cuenca correspondiente a una cierta área, duración y periodo de retorno, estas permiten reproducir eventos que tienden a ser uniformes en el espacio y no consideran la probabilidad de ocurrencia de otras tormentas en las que la lluvia se concentra en diferentes puntos de la cuenca.

Además, el carácter convectivo que caracteriza las tormentas que ocurren en el Valle de México, causante de una alta variabilidad en la distribución espacial de las lluvias, unido a su efecto en la respuesta de las cuencas, hacen que una sola tormenta de diseño estimada empleando la metodología tradicional sea insuficiente para evaluar los riesgos en el diseño de estructuras hidráulicas destinadas al drenaje urbano, al control de inundaciones y en el análisis de sus políticas de operación.

En este trabajo se pretende desarrollar una metodología para obtener un conjunto de tormentas de diseño que, correspondiendo todas a una misma probabilidad de ocurrencia, se diferencien entre sí por la forma como se distribuye la precipitación en el espacio.

Luego del capítulo introductorio, en el capítulo 2, de fundamentos teóricos, y con base en una revisión bibliográfica, se revisa el concepto de tormenta de diseño, se resalta la importancia de la variabilidad de la distribución espacial de la lluvia, se trata el concepto de factor de reducción por área, y finalmente, se exponen brevemente algunas técnicas de interpolación de lluvias.

En el capítulo 3 se realiza una breve descripción de la cuenca del Valle de México y del sistema principal de drenaje con el que cuenta su zona metropolitana; además, se describe la información que durante los últimos 20 años ha registrado una red de pluviógrafos que sobre ella se encuentra instalada y, finalmente, se revisan los principales estudios que han sido realizados para determinar tormentas de diseño sobre la cuenca del Valle de México.

En el capítulo 4 se desarrolla una nueva y sencilla metodología para obtener tormentas de diseño que tiene en cuenta la variabilidad de la distribución espacial de la lluvia. Se aplica esta metodología para obtener tormentas de diseño sobre la zona de aportación al sistema principal de drenaje del Valle de México y, con ayuda de un modelo de simulación de tránsito de avenidas, se evalúan los efectos que la variabilidad de la distribución espacial genera en el funcionamiento de los elementos del sistema.

En el capítulo 5 se analizan los resultados obtenidos, y finalmente, en el capítulo 6 se exponen las conclusiones a las que fue posible llegar mediante la realización de este trabajo.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1. Tormentas de diseño

Una tormenta de diseño es un patrón de precipitación que se emplea en el diseño de un sistema hidrológico (Chow et al, 1988). Usualmente la tormenta de diseño conforma la entrada al sistema, y los hidrogramas resultantes se calculan utilizando modelos de lluvia-escorrimento y el tránsito de avenidas.

Una tormenta de diseño se define a partir de una lámina de precipitación total, un patrón temporal y un mapa de la distribución espacial de la lluvia. Como asignar la frecuencia de ocurrencia de un evento tan complejo incluyendo directamente estos tres elementos es realmente imposible (Linsley, 1975), generalmente solo se considera la probabilidad de excedencia de la lámina de precipitación total, y la distribución tanto temporal como espacial de la tormenta de diseño se estiman empleando otros procedimientos.

Este concepto, ampliamente utilizado, surge debido a tres razones, siendo la primera, la escasez de registros de gastos lo suficientemente largos para realizar análisis de frecuencias de forma confiable, la segunda, una mayor disponibilidad de registros de precipitación, y la tercera, el carácter cambiante de las características físicas de la cuenca, sobretodo en zonas urbanas, que condiciona su respuesta.

Se han desarrollado diferentes procedimientos para obtener las tormentas de diseño, siendo los más empleados aquellos métodos tradicionales que se basan en las curvas intensidad-duración-periodo de retorno (curvas IDT).

La principal desventaja del concepto de tormenta de diseño radica en que supone que la distribución de frecuencias de los eventos de precipitación es la misma para los eventos de avenidas. Con esta suposición se le asigna la propiedad de linealidad a un sistema que responde de forma diferente dependiendo de muchos factores que lo hacen no lineal.

Por otro lado, los métodos basados en las curvas IDT asignan intensidades a la tormenta de diseño que corresponden a una probabilidad constante durante toda la duración del evento. Eicher (1991), a partir de observaciones realizadas en diferentes lugares, afirma que es posible concluir que una tormenta con una distribución uniforme de frecuencias durante toda su duración no existe o que raramente puede ocurrir. Además, una tormenta de diseño corresponde a un patrón de precipitación que intenta representar las tormentas típicas de una determinada área donde una tormenta real puede tener un gran número de combinaciones de duración, intensidad, patrón temporal y distribución espacial de la lluvia (Nadi et al, 1999).

Estas son las razones por las cuales es cada vez más común alimentar modelos lluvia-escurrimiento con tormentas históricas con la finalidad de realizar análisis estadístico a las avenidas resultantes. Esto se debe también a que las tormentas históricas ofrecen una mejor representatividad de la variabilidad de las tormentas reales en cuanto a su patrón temporal y espacial en comparación con las tormentas de diseño obtenidas mediante las curvas IDT (Eicher 1991). Esta práctica tiene la desventaja de que requiere un mayor número de cálculos que pueden ser muy laboriosos cuando se trata de cuencas grandes.

Adicionalmente, se han desarrollado procedimientos para la generación de tormentas sintéticas a partir de un conjunto de tormentas históricas a las cuales es posible asignarles una probabilidad de ocurrencia. Tal es el caso del procedimiento propuesto en Domínguez et al (2004), el cual está fundamentado en el método de Svanidze (Svanidze, 1980) y en el que se demuestra la importancia de tener en cuenta la dependencia de las variables características de las tormentas.

En las últimas décadas, la estimación de tormentas de diseño ha mejorado gradualmente gracias a que se han incluido nuevos elementos de análisis que permiten hacer una caracterización más precisa de la lluvia. Las relaciones precipitación-duración y precipitación-área son ejemplo de ello y han ayudado a entender la variabilidad temporal y espacial de la precipitación, cuya influencia sobre la respuesta de las cuencas es de gran importancia.

2.2. Variabilidad espacial de la lluvia

Según Willems y Berlamont (2002), la variabilidad espacial de la lluvia encierra dos aspectos diferentes. El primero de ellos se refiere a la variabilidad de las propiedades estadísticas de la lluvia entre diferentes regiones geográficas, y el segundo a la no uniformidad de la distribución espacial de la lluvia sobre las cuencas. Este segundo aspecto ha sido objeto de diversas investigaciones y corresponde a lo que en este trabajo se denomina variabilidad espacial de la lluvia.

La variabilidad espacio temporal de la lluvia interactúa con la variabilidad espacial de las características de las cuencas, produciendo respuestas hidrológicas diversas (Mellor et al., 2000, citado por Guichard, 2005); Bemporad (1992) y Sivapalan y Wood (1986) (citados por Guichard, 2005) consideran que el factor más importante en la respuesta de la cuenca es la variabilidad espacial de la lluvia y que ésta es más importante que la variabilidad del suelo en la modelación del proceso lluvia-escorrentía.

Se ha encontrado que la variabilidad espacial de la lluvia es la principal fuente de error en la modelación de los procesos lluvia-escorrentía (O'Loughlin et al., 1996; Syed et al., 2003; citados por Tetzlaff y Uhlenbrook, 2005). Este error se incrementa a medida que disminuye la densidad de la red de observación y el proceso del escurrimiento responde más directamente a la precipitación (Woods et al., 2000; citados por Tetzlaff y Uhlenbrook, 2005).

Uno de los factores que condicionan la distribución espacial de la lluvia es el origen de las tormentas de cada zona. Las lluvias de origen convectivo presentan una alta variabilidad de la distribución espacial y muchas veces el punto donde ocurre la precipitación máxima no coincide con la ubicación de alguna estación de medición. Michaud y Sorooshian (1994; citados por Guichard, 2005) encontraron que una densidad de 20 km²/pluviómetro es insuficiente, debido a que las celdas de lluvia convectiva tienen una extensión menor. En varias investigaciones se ha concluido que los diámetros medios de las celdas de lluvia varían fuertemente de acuerdo con el clima y con los tipos de eventos que las generan, y que presentan valores de 15 km (Lucky et al, 1998; citados por Tetzlaff y Uhlenbrook, 2005), entre 1 y 5 km (Woods et al, citados por Tetzlaff y Uhlenbrook, 2005) y entre 1 y 2 km² de área (Thomas et al, citados por Tetzlaff y Uhlenbrook, 2005).

Sobre una misma cuenca, los eventos de lluvia pueden presentar una gran variabilidad en su distribución espacial. Dos tormentas pueden tener una misma precipitación media areal, pero su distribución espacial puede ser completamente diferente debido a que la precipitación se concentra en puntos diferentes dentro de la zona provocando diferentes respuestas a la salida de la cuenca o diferentes gastos en su sistema de drenaje.

A pesar de que la variabilidad espacial puede tener una gran influencia en la respuesta de las cuencas, en la práctica generalmente se supone que la lluvia es uniforme en la aplicación de modelos hidrológicos en pequeñas cuencas. Obled et al (1994) apuntan que la variabilidad espacial debe tomarse en cuenta con el fin de mejorar la estimación del volumen de entrada a la cuenca. Con este objetivo, desde la década de los 60 (US Weather Bureau, 1957; Hershfield, 1962) surge el concepto de Factor de Reducción por Área (FRA) el cual permite caracterizar el efecto de la variabilidad espacial de los eventos de lluvia y estudiar la relación lluvia-escorrentía con modelos agregados.

2.2.1. Factores de reducción por área (FRA)

El factor de reducción por área (FRA) es un coeficiente que se emplea para convertir precipitaciones puntuales en areales, y es una forma práctica de considerar la no simultaneidad de las lluvias máximas en las estaciones dentro del área así como también la reducción de la lámina de precipitación media sobre una determinada área a medida que aumenta dicha área (Chulsang et al, 2007).

El FRA puede definirse según la ecuación (1).

$$FRA = \frac{P_a}{P_p} \quad (1)$$

Donde:

P_a : Precipitación media areal para la duración y zona de interés.

P_p : Media de los valores puntuales para la misma zona y duración.

Esta no es más que una definición general del factor de reducción por área y es necesario precisarla de acuerdo a los dos tipos de FRA que Hersfield identificó en 1962: los que se denominan de centro de tormenta y los de área geográfica fija.

2.2.1.1. Factores de reducción de centro de tormenta

Los FRA de centro de tormenta se usan, especialmente, para convertir valores puntuales en areales, de láminas de precipitación en tormentas históricas.

Estos factores se obtienen para cada evento y el área representativa es el centro de tormenta (punto de máxima precipitación), se calculan con la siguiente expresión:

$$FRA_e = \frac{P'_a}{P'_p} \quad (2)$$

Donde:

P'_a : Máxima de las precipitaciones medias areales en la zona de la tormenta, para la duración y área de interés.

P'_p : Precipitación máxima puntual en la zona de tormenta, para la misma duración.

Este tipo de factor de reducción por área puede ser una buena herramienta para caracterizar la estructura espacial de las tormentas, pero presentan algunas desventajas. Primero, al emplear la máxima de las precipitaciones areales se maximiza el valor del factor y por lo tanto se da un grado de seguridad adicional cuando se emplea para fines de diseño. Segundo, al hacer el análisis por tormenta se supone que los valores de precipitación máxima puntual y precipitación media máxima coinciden en el tiempo (DGCOH, 1982). Tercero, el centro de tormenta generalmente no es observado por la red de medición debido al pequeño tamaño de las celdas de lluvia, lo que conduce a una subestimación de la precipitación media areal (Vaes, Willems, & Berlamont, 2005).

2.2.1.2. Factores de reducción de área geográfica fija

Los FRA de área geográfica fija pueden definirse mediante la expresión (3), y se obtienen utilizando registros de precipitaciones máximas con el fin de estimar tormentas de diseño.

$$FRA_f = \frac{P_a''}{P_p''} \quad (3)$$

Donde:

P_a'' : Precipitación areal máxima anual, para la duración y área de interés.

P_p'' : Media areal de los valores máximos puntuales, para la duración y área de análisis.

Los factores de reducción de área geográfica fija suelen aplicarse en conjunto con los análisis de frecuencias, por lo que también se conocen como factores estadísticos de reducción por área. Este tipo de FRA fueron considerados por el US Weather Bureau (NSSP, 1961) y por NERC (1971), los cuales definieron coeficientes de reducción asociados a diferentes periodos de retorno. Estos FRA reflejan la diferencia entre la distribución de valores extremos para la lluvia agregada en una determinada área y la distribución de valores extremos para las observaciones puntuales de lluvia (Vaes, Willems, & Berlamont, 2005).

Dentro de una revisión del estado del arte acerca de los factores de reducción areales, Guichard (2005) resalta lo siguiente con respecto a los métodos de obtención de los FRA: Existen diversos métodos para el cálculo de los FRA, que de acuerdo a su concepción, podrían considerarse empíricos, teóricos o teórico-empíricos. Los métodos empíricos relacionan la precipitación areal máxima (obtenida por diferentes procedimientos) con la máxima puntual, y dentro de ellos destacan los del USWB (Viessman, 1989), NERC (1975) y Bell (1976). En cuanto a las aportaciones teóricas, se han propuesto a partir de 1963 diferentes metodologías, destacándose las de Roche (1963), R. Iturbe y Mejía (1974), Nguyen et al (1981), Bacchi y Ranzi (1996), Sivapalan y Blösh (1998) y De Michele et al (2001). Dentro de los métodos teórico-empíricos sobresale la propuesta de Myers y Zehr (1980), en la cual se obtienen los factores de reducción areal mediante la combinación de los estadísticos de pares de estaciones, de grupos de cinco estaciones y de cada estación por separado. Los autores trabajaron con área circulares.

Con relación a las aplicaciones realizadas de los FRA, Guichard (2005) destaca las siguientes: África (Roche, 1963; Rodríguez Iturbe y Mejía, 1974), Australia (Omolayo, 1993), Austria (Sivapalan y Blösch, 1998), Canadá (Nguyen et al, 1981), España (Lorente y Redaño, 1990), Estados Unidos de América (Hersfield, 1962; Viessman, 1989), Francia

(Desbordes et al, 1984; Neppel et al, 2003), Italia (Bacchi y Ranzi, 1996; De Michelle et al, 2001), México (DGCOH, 1982; Franco, 1998; Guichard y Domínguez, 1998), Reino Unido (NERC, 1975; Bell, 1976), Suecia (Niemczynowicz, 1984).

A partir de su revisión bibliográfica, Guichard (2005) concluye lo siguiente acerca de los factores de reducción por área:

- Existe dependencia de los FRA con respecto a la duración. A menor duración, menor FRA.
- Estudios recientes han demostrado la dependencia de los FRA respecto al periodo de retorno.
- Los FRA de centro de tormenta generalmente son menores que los FRA de área geográfica fija.
- Los FRA correspondientes a eventos de origen convectivo son de menor magnitud que los de eventos generados por otro tipo de precipitaciones.

2.3. Interpolación de lluvias

Es frecuente que la información necesaria para realizar un estudio hidrológico sea escasa debido a la ausencia de estaciones de medición en el sitio de interés. Por otro lado, la precipitación generalmente es registrada por pluviómetros y pluviógrafos que miden la lluvia de forma puntual. Este tipo de información puntual es insuficiente en actividades de gestión integral de cuencas, administración y planeación de los recursos hídricos y de prevención de desastres, y por sí sola no ayuda mucho en la interpretación de eventos lluviosos extremos (Laborde, 2000; Comby, 1998; citados por Renard y Comby, 2006). Es necesario entonces interpolar en el espacio los valores observados puntualmente con el fin de transferir información a los sitios donde no existen mediciones y para conocer el comportamiento y la distribución de la lluvia en el espacio.

La interpolación espacial consiste pues en un procedimiento para inferir valores de una variable a partir de observaciones realizadas de la misma variable en puntos cercanos al lugar de interés.

De forma general, el fundamento de los procedimientos de interpolación radica en el hecho de que es más probable que el valor que se desea inferir se asemeje más a las observaciones cercanas al sitio de interés que las que están lejanas de él. Sin embargo, existe gran diversidad de métodos de interpolación que pueden emplearse para considerar la variación espacial de la lluvia, cada uno de ellos con un grado de complejidad y eficacia diferente. La selección de uno u otro método está condicionada lógicamente por la forma en que el modelo representa el fenómeno real.

Básicamente, los diversos métodos existentes pueden agruparse en dos categorías: determinísticos o estocásticos. La primera categoría agrupa aquellos métodos de interpolación que modelan la variable a través de una función específica, al contrario de la segunda categoría en la cual se considera la aleatoriedad de la variable que representa el fenómeno. En la mayoría de los casos los métodos determinísticos proporcionan estimaciones menos finas que los métodos estocásticos, pero se ha observado que la magnitud de las diferencias entre los métodos depende de las características de la zona estudiada, del tamaño, la configuración y la densidad de la red de observación con que se cuenta (Renard y Comby, 2006).

Dentro de los métodos determinísticos se encuentran, por ejemplo, el método de los polígonos de Thiessen, los métodos del inverso de la distancia (IDW) y los Splines. Dentro de los métodos estocásticos resaltan Kriging, interpolación óptima y regresión polinomial. A continuación se describen brevemente algunos de estos métodos.

2.3.1. Método de los polígonos de Thiessen

Thiessen, en 1911, propuso este método de interpolación basado en la ley del vecino más cercano. A cada estación de medición se le asigna un polígono, el cual se construye de modo que cada punto dentro del polígono esté más cercano a su estación que de cualquier otra. Según éste método, el valor en un punto sin medición será igual al valor observado en la estación del polígono al que pertenece.

Los polígonos se obtienen trazando las mediatrices de las líneas que conectan las estaciones. La configuración de los polígonos depende de la forma en que las estaciones de medición se encuentran distribuidas espacialmente. Se obtendrán polígonos pequeños si se cuenta con una alta densidad de estaciones en la zona de estudio, y por el contrario, los polígonos serán de gran tamaño si las estaciones se encuentran muy distantes entre sí.

Este método es frecuentemente utilizado debido a la simplicidad de su aplicación, pero la representatividad del fenómeno real está condicionada por la densidad de los puntos de muestreo. Así pues, si la densidad es baja no se logrará una buena representatividad (Comby, 1998; Laborde, 2000).

2.3.2. Método del inverso de la distancia (IDW) (Método de Shepard)

El método del inverso de la distancia (IDW) incorpora explícitamente la suposición de que el valor de la precipitación en un punto se aproxima más al observado en los puntos más cercanos que en los puntos más lejanos. Así pues, el método IDW supone que cada punto medido tiene una influencia local que es inversamente proporcional a la distancia.

El método de Shepard es una extensión del método IDW, el cual consiste en obtener una media pesada de los valores registrados en N sitios próximos al punto de interpolación, utilizando como peso al inverso de la distancia entre el punto a interpolar y los puntos dato que le rodean.

La función $z = hp(x, y)$ para $(x, y) \in B$ donde B es una región arbitraria del plano x, y , se interpola para los puntos dados (x_j, y_j) a través de la función

$$\phi(x, y) = \sum_{j=0}^N w_j(x, y) hp_j \quad (4)$$

Aquí, $\phi(x_j, y_j) = hp(x_j, y_j)$ para $j = 0, \dots, N$, donde hp_j son los valores de la función $hp(x_j, y_j)$ en los puntos conocidos (x_j, y_j) , $j = 0, \dots, N$, y $w_j = w_j(x, y)$ es el factor de peso el cual se determina con:

$$w_j(x, y) = \frac{\frac{1}{r_j^\mu}}{\sum_{i=0}^N \frac{1}{r_i^\mu}}, \quad 0 < \mu < \infty \quad (5)$$

Siendo $r_j(x, y)$ la distancia entre el punto (x, y) y el punto conocido (x_j, y_j) , la cual está dada por:

$$r_j(x, y) = \sqrt{(x - x_j)^2 + (y - y_j)^2}, \quad j = 0, \dots, N \quad (6)$$

El exponente μ puede tener valores en el intervalo [1,3] (Press, Teukolsky, Vetterling, & Flannery, 2007); sin embargo, debe tenerse cuidado en su selección puesto que el valor escogido puede afectar la precisión del campo interpolado (Dirks et al, 1998).

A la ecuación (4) se le conoce como método global o general de Shepard, debido a que considera todos los N puntos conocidos. En algunas ocasiones es necesario limitar el número de datos a interpolar, y para ello, en Shepard (1968) se propone una modificación en el cálculo de $w_j(x, y)$ la cuál utiliza solamente los puntos (x_j, y_j) ubicados dentro de un círculo de radio R alrededor del punto (x, y) . A este procedimiento se le llama método local de Shepard, y los factores de peso $w_j(x, y)$ se determinan con los parámetros de Franke-Little (Franke, 1982) (Engeln-Müllges & Uhlig, 1996) dados por la expresión (7).

$$\xi(x, y) = \begin{cases} 1 - \frac{r_j(x, y)}{R} & \text{para } 0 < r_j(x, y) < R \\ 0 & \text{para } r_j(x, y) \geq R \end{cases} \quad (7)$$

El factor de peso resulta entonces:

$$w_j(x, y) = \frac{\xi_j^\mu(x, y)}{\sum_{i=0}^N \xi_i^\mu(x, y)} \quad (8)$$

Así pues, el método local de Shepard queda definido según la expresión (9).

$$\phi(x, y) = \sum_{j=0}^N w_j(x, y) \cdot hp_j = \frac{\sum_{j=0}^N \left(1 - \frac{r_j(x, y)}{R}\right)^\mu \cdot hp_j}{\sum_{i=0}^N \left(1 - \frac{r_i(x, y)}{R}\right)^\mu} \quad (9)$$

De forma general, los métodos de inverso de la distancia tienen la ventaja de que su implementación es muy sencilla y que los resultados se obtienen con gran rapidez, pero tienen la desventaja de que son muy sensitivos a los valores extremos (por ser interpoladores exactos) y que solo tienen en cuenta la distancia euclidiana sin incluir otros aspectos como la correlación espacial de los datos.

2.3.3. Método de Kriging

Kriging es un método de interpolación espacial estocástico que, además de la configuración geométrica de los puntos observados, tiene en cuenta la estructura de correlación espacial de la variable considerada, lo que lo hace diferente a los demás métodos de interpolación. Para muchos autores, los resultados que produce la técnica de kriging representan el fenómeno real con una mayor confiabilidad en comparación con los resultados que generan los otros métodos de interpolación. Sin embargo, en Dirks et al (1998) y Renard y Comby (2006), se afirma que cuando se tiene una alta densidad de estaciones de medición, algunos métodos más simples (p.e, método del inverso de la distancia) pueden producir resultados similares a los que se obtienen con kriging.

Al igual que el método del inverso de la distancia, Kriging calcula factores de peso para los valores medidos que rodean el punto de interés, otorgando casi siempre mayor influencia a los valores medidos más cercanos. Sin embargo, los factores de peso de kriging son calculados a través de un proceso más refinado basado en el semivariograma, el cual es una forma de medida del grado de dependencia espacial de los datos.

Existen diversos tipos de kriging, dentro de los cuales destacan kriging ordinario (KO), kriging simple (KS) y kriging universal (KU). El método KO es el método más general y más empleado de los métodos kriging, el cual estima el valor de una variable en un punto dado a partir de los valores observados en puntos cercanos. El método KS, a diferencia del KO, no emplea sólo los valores observados cercanos que rodean al punto de interés, sino que tiene en cuenta todo el conjunto de datos disponibles. Como resultado de esto, KS puede ser menos preciso que KO, pero produce superficies más suaves (Apaydin et al, 2004). Kriging universal, KU, supone que existe una tendencia en los datos que puede ser modelada mediante una función determinística, por ejemplo, un polinomio. Este polinomio se obtiene a partir de los puntos medidos, y la autocorrelación se modela a partir de los errores aleatorios.

Otro tipo de Kriging que en la actualidad se difunde ampliamente es el denominado cokriging, el cual permite incluir otras variables que están fuertemente correlacionadas con la variable que se modela. Por ejemplo, a través de este método puede tenerse en cuenta el efecto que tiene la topografía en el proceso de la precipitación, o analizar conjuntamente datos de pluviómetros e información de radar, con el fin de hacer estimaciones más precisas (Goovaerts, 2000).

El método, de forma general, se lleva a cabo en 5 etapas: 1) el análisis exploratorio (es decir, la visualización de los datos); 2) la elección del tipo de Kriging; 3) la estimación del semivariograma a través de un determinado modelo; 4) la realización de las interpolaciones; y finalmente, 5) la evaluación de la calidad de las estimaciones mediante el la estimación del error.

La estimación del semivariograma a través de un determinado modelo (etapa 2) es de gran importancia debido a que este tiene gran influencia en la precisión del modelo. Kriging ordinario con un modelo no adecuado podría producir peores resultados que los

que se obtienen con modelos más simples (Isaaks y Srivastava, 1989; citado por Basistha et Al, 2007).

Existen diferentes tipos de modelos de semivariograma, dentro de ellos sobresalen el esférico, exponencial y el gaussiano, los cuales están dados por las expresiones (10), (11) y (12), respectivamente (Teegavarapu, 2006).

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[\frac{1.5h}{a} - 0.5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right] \quad (10)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - \exp \left(-\frac{3h}{a} \right) \right] \quad (11)$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \left[1 - \exp \left(-\frac{(3h)^2}{a^2} \right) \right] \quad (12)$$

Donde los parámetros C_0 , h y a se refieren al efecto nugget, a la distancia y al rango, respectivamente como se muestra en la Figura 1.

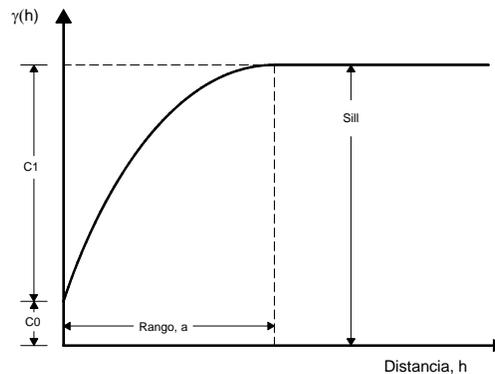


Figura 1. Parámetros típicos de un semivariograma (Teegavarapu, 2006).

Con Kriging ordinario (Borga y Vizzaccaro, 1997), el valor $hp^*(x_0)$ en el punto x_0 , donde el verdadero y desconocido valor es $hp(x_0)$, se estima mediante una combinación lineal de los valores conocidos en N puntos cercanos, es decir:

$$hp^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i \cdot hp(x_i) \quad (13)$$

El estimador $hp^*(x_0)$ es el mejor estimador lineal insesgado (ASCE Task Committee on Geostatistics in Geohydrology, 1990) basado en los valores $hp(x_i)$ si los pesos λ_i se escogen de forma que satisfacen las condiciones de no sesgo y de varianza mínima que, respectivamente, están dadas por:

$$\begin{aligned} E[hp^*(x) - hp(x)] &= 0 \\ Var[hp^*(x) - hp(x)] &= \text{mínima} \end{aligned} \quad (14)$$

Donde $E[]$ es el operador de valor esperado y $Var[]$ es el operador varianza. Estas dos condiciones se satisfacen si los pesos λ_i son solución al sistema

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^N \lambda_j \cdot \gamma_{i,j} + \mu &= \gamma_{i,0} \quad (i = 1, \dots, N) \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j &= 1 \end{aligned} \quad (15)$$

Donde γ es el semivariograma definido por

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E\left\{ [HP(x_i) - HP(x_i + h)]^2 \right\} \quad (16)$$

Donde la precipitación en un punto x , $HP(x)$, es aleatoria. Esta función puede estimarse mediante

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [hp(x_i) - hp(x_i + h)]^2 \quad (17)$$

Donde $N(h)$ es el número de pares de observaciones $[hp(x_i), hp(x_{i+h})]$ separados por una distancia h (vector). En la expresión (15), $\gamma_{i,j}$ y $\gamma_{i,0}$ se refieren a los semivariogramas

que corresponden, respectivamente, a un vector con origen en x_i y extremo en x_j , y a un vector con origen en x_i y extremo en x_0 , y μ es el multiplicador de Lagrange que garantiza que la suma de los pesos λ es igual a la unidad.

El sistema kriging ordinario puede expresarse matricialmente como

$$\begin{bmatrix} K & \mu \\ \mu^T & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} K_0 \\ 1 \end{bmatrix} \quad (18)$$

Donde K es la matriz simétrica de orden (N,N) que contiene los valores del semivariograma que describe la dependencia espacial entre los N puntos de medición, μ es un vector unitario con dimensión $(N,1)$, K_0 es el vector de dimensión $(N,1)$ con los valores del semivariograma que describe la dependencia espacial entre el punto de estimación x_0 y los puntos dato, y λ es el vector de dimensiones $(N,1)$ de los valores de los pesos $(\lambda_1, \dots, \lambda_N)$ que se desea obtener.

3. ANTECEDENTES PARA EL VALLE DE MÉXICO

3.1. Descripción general de la cuenca del Valle de México

La Cuenca del Valle de México está situada entre los meridianos 98°15' y 99°30' al oeste de Greenwich y los paralelos 19°00' y 20°00' al norte del Ecuador. Su superficie es de 9600 km² y abarca territorios del Distrito Federal y los Estados de México, Hidalgo y Morelos de la República Mexicana.

La cuenca está limitada, al norte, por las sierras de Tepozotlán, Tezontlalpan y Pachuca; al este, por la serranía de Pachuca y las sierras de Calpulalpan, Río Frío y Nevada; al sur, por la Sierra de Chichinautzin; y al poniente, por las sierras del Ajusco, Las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo. Además de las anteriores, al interior de la cuenca se encuentran la Sierra de Guadalupe que está situada al norte de la Ciudad de México y la Sierra de Santa Catarina ubicada entre el valle de Xochimilco-Chalco y el Lago de Texcoco. La planicie central tiene una altitud que oscila entre 2,200 y 2,400 msnm, y en la zona montañosa se alcanzan altitudes de 3700 msnm en la Sierra de las Cruces y de hasta de 5000 msnm en la Sierra Nevada.

En épocas prehispánicas, el fondo del Valle de México estaba cubierto por cuatro grandes lagos. Por ser una cuenca cerrada, y debido al alto crecimiento de la población y de las zonas urbanas, fue necesario desaguar la cuenca a través de diferentes obras como el Tajo de Nochistongo, el Túnel de Tequisquiac y el Gran Canal de desagüe. De esa forma, los niveles de los lagos descendieron y varios de ellos se han secado, quedando solamente los lagos de Texcoco, Xochimilco y la laguna de Zumpango.

El clima, según la clasificación Köppen, es templado-moderado-lluvioso en la parte sur, y seco estepario en el norte. La temperatura media en la planicie varía entre 15°C y 16°C, y disminuye hacia las partes altas de las sierras a valores cercanos a 10°C. La precipitación media anual en la cuenca es de 700 mm. Las zonas de mayor precipitación, superior a 800 mm anuales, se localizan en la parte poniente sur de la cuenca, mientras que en las

zonas norte y noreste, donde el terreno es casi plano, solo se producen lluvias entre 400 a 500 mm por año.

Las lluvias más intensas se presentan en verano y son provocadas generalmente por fenómenos de convección que producen tormentas concentradas y de corta duración. Las lluvias de invierno, en cambio, son más extensas y de mayor duración, pero debido a su poca intensidad generalmente no producen inundaciones importantes.

Las corrientes de agua que se generan en el Valle de México son de régimen torrencial con avenidas de poca duración; las avenidas producen fuertes acarreo de azolve, que se han ido depositando en los cauces, la planicie y el fondo de los lagos. Por ello ha sido difícil el aprovechamiento de las aguas superficiales y ha sido necesaria la construcción de obras de protección contra inundaciones y de vasos para regular avenidas.

3.2. Descripción general del sistema principal de drenaje y control de avenidas del área metropolitana del Valle de México

El objetivo fundamental del sistema de drenaje y control de avenidas de la zona metropolitana del Valle de México es evitar la ocurrencia de inundaciones que causen daños directos a la vida de la población o a sus bienes, así como daños indirectos por la afectación al desarrollo normal de las actividades humanas.

El sistema de drenaje y control de avenidas de la zona metropolitana del Valle de México está conformado básicamente por un conjunto de túneles interceptores y emisores, denominado sistema de drenaje profundo, una red de ríos o canales superficiales, un grupo de sistemas de bombeo y un conjunto de presas que permiten regular avenidas en la zona poniente de la cuenca. En la Figura 2 se muestra un esquema del sistema con sus principales componentes.

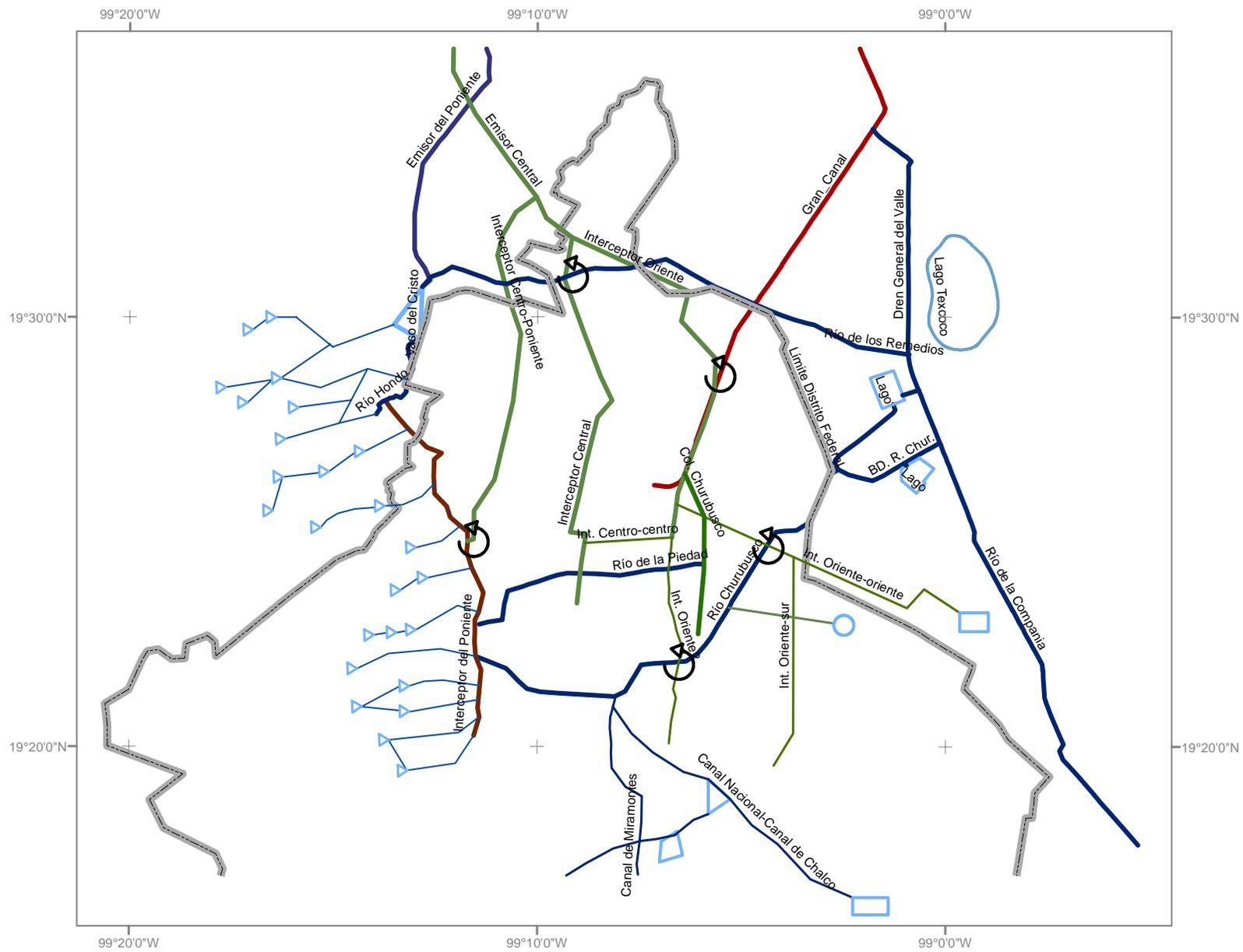


Figura 2. Esquema del sistema de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México

Domínguez (1997) realiza un análisis y diagnóstico de los elementos del sistema y en él hace su descripción de la siguiente forma:

En la parte sur de la cuenca nacen los ríos San Luis, San Lucas, San Gregorio, Santiago y San Buenaventura; normalmente, conducen escurrimientos escasos porque sus cuencas están en formaciones basálticas muy permeables. Los principales ríos que aportan el recurso hídrico al valle de México son aquellos que bajan de las sierras del poniente; entre ellos, los más importantes son los ríos Magdalena, Mixcoac, Tacubaya y Hondo, los cuales drenan hacia el sistema de presas del poniente que los intercepta descargando gastos regulados en el Interceptor del Poniente. Este interceptor conduce las avenidas hacia el norte y las descarga por la parte baja del río Hondo en el Vaso del Cristo, donde pueden ser reguladas nuevamente y descargadas en el Emisor del Poniente, hacia el norte, o en el río de Los Remedios, hacia el oriente.

Al norte del Vaso del Cristo, el Emisor del Poniente recibe las descargas de los ríos Tlalnepantla, San Javier, Cuautitlán y Hondo de Tepotzotlán, los cuales son regulados previamente por las presas Madín, San Juan, Las Ruinas, Guadalupe y La Concepción. El Emisor descarga las avenidas fuera del valle por el Tajo de Nochistongo.

Aguas abajo del Interceptor del Poniente, los antiguos ríos ya entubados tienen una trayectoria aproximada de poniente a oriente; los principales, citados de sur a norte, son el río Churubusco, el río Mixcoac, el río de La Piedad y el río Consulado, que originalmente descargaban en el lago de Texcoco. Actualmente, el río Churubusco constituye la infraestructura básica para el drenaje de las cuencas de la zona situada al sur de su trayectoria y descarga las crecientes en los nuevos lagos de Texcoco (el Churubusco y el de Regulación Horaria), que las regulan antes de descargarlas en el Dren General del Valle. Los ríos Mixcoac, La Piedad y Consulado, y en general toda la red primaria que conduce las avenidas con una trayectoria aproximada de poniente a oriente, son interceptados primero por el Sistema de Drenaje profundo y después por el Gran Canal del Desagüe. Las descargas en el sistema profundo se realizan por gravedad y en el Gran Canal mediante bombeo.

El Sistema de Drenaje Profundo maneja los escurrimientos captados por los Interceptores Centro-Poniente, Central y Oriente, y los conduce por el Emisor Central fuera del valle hasta el río El Salto. El Interceptor Centro-Poniente puede auxiliar al Interceptor del Poniente recibiendo parte de los crecientes que conduce este último, y el Interceptor Oriente puede ayudar de la misma forma al Gran Canal.

En los últimos años, el Sistema de Drenaje Profundo ha ampliado su cobertura hacia el sur con objeto de auxiliar al río Churubusco y absorber las avenidas generadas por el crecimiento acelerado de las delegaciones Iztapalapa y Tláhuac, situadas al sur-oriente del Distrito Federal. La zona sur-oriente del valle también ha crecido aceleradamente en el Estado de México sobre todo en los municipios de Chalco e Iztapaluca. Para su drenaje depende básicamente del río de La Compañía, que conduce los escurrimientos hacia el norte hasta descargarlos en el Dren General del Valle y de ahí en el Gran Canal del Desagüe.

Finalmente, el otro gran conducto para drenar las avenidas fuera del valle de México es el Gran Canal de Desagüe. Este recibe las descargas de toda la zona urbana situada al oriente del Interceptor del Poniente y al norte del río Churubusco, con el agravante de que, por el hundimiento de la ciudad, dichas descargas tienen que efectuarse mediante bombeos. Más adelante recibe al Dren General del Valle que conduce los escurrimientos del río Churubusco, ya regulados en los lagos de Texcoco, y del río de La Compañía.

Para facilitar su estudio, el Sistema de Drenaje y Control de Avenidas se ha dividido en siete grandes zonas: La zona poniente-sur, la zona poniente-norte, la zona oriente, la zona nor-oriente, la zona sur-oriente, la zona sur y la zona del drenaje profundo. De esta forma, las 250 subcuencas que conforman la cuenca del Valle de México pueden agruparse de acuerdo a la zona del sistema de drenaje donde se encuentran ubicadas. En la Figura 3 se muestran estas zonas con sus respectivas áreas.

En los últimos años se han realizado estudios para analizar las condiciones actuales del sistema, en los cuales se ha concluido que la evacuación de las aguas fuera del valle está dependiendo cada vez más de la capacidad del drenaje profundo (Emisor Central) debido a que los hundimientos del suelo han afectado de manera creciente la capacidad del drenaje superficial y, en particular, del Gran Canal del Desagüe. Adicionalmente, se ha

observado una reducción en la capacidad del Emisor Central por causa de la ausencia de mantenimiento al sistema, lo que provoca una mayor probabilidad de ocurrencia de una inundación de magnitud considerable en la Ciudad de México.

En condiciones ideales cada uno de los subsistemas debería tener capacidad suficiente para evacuar las avenidas que se generan en sus propias cuencas, pero debido al crecimiento de la mancha urbana y a los problemas ya mencionados ha sido necesario establecer puntos donde es posible hacer derivaciones y transferencias de flujo entre los diferentes subsistemas de drenaje. Esto garantiza, hasta cierto punto, que cuando se presenten lluvias concentradas en alguna zona un subsistema que tenga capacidad disponible puede ayudar a otro cuya capacidad se haya ocupado completamente y se encuentre en estado crítico.

Lo anterior ha generado la necesidad de estudiar y analizar las políticas de operación del sistema de drenaje de acuerdo a los diferentes patrones temporales y espaciales que pueden presentarse durante una tormenta.



Figura 3. División de la cuenca del Valle de México por sistemas de drenaje

3.3. Descripción de la información pluviográfica en el Valle de México

La cuenca del Valle de México cuenta con una red de pluviógrafos cuya instalación fue llevada a cabo por la Dirección General de Construcción y Operación Hidráulica (DGCOH) en el año de 1982. Inicialmente conformaban la red un total de 49 estaciones, pero en la actualidad este número se ha incrementado a 78 estaciones y su operación está a cargo del Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACM). En la Figura 4 se ilustra la ubicación de los 78 pluviógrafos dentro de la cuenca y en la Tabla 1 se muestran las coordenadas geográficas de cada una de las estaciones.

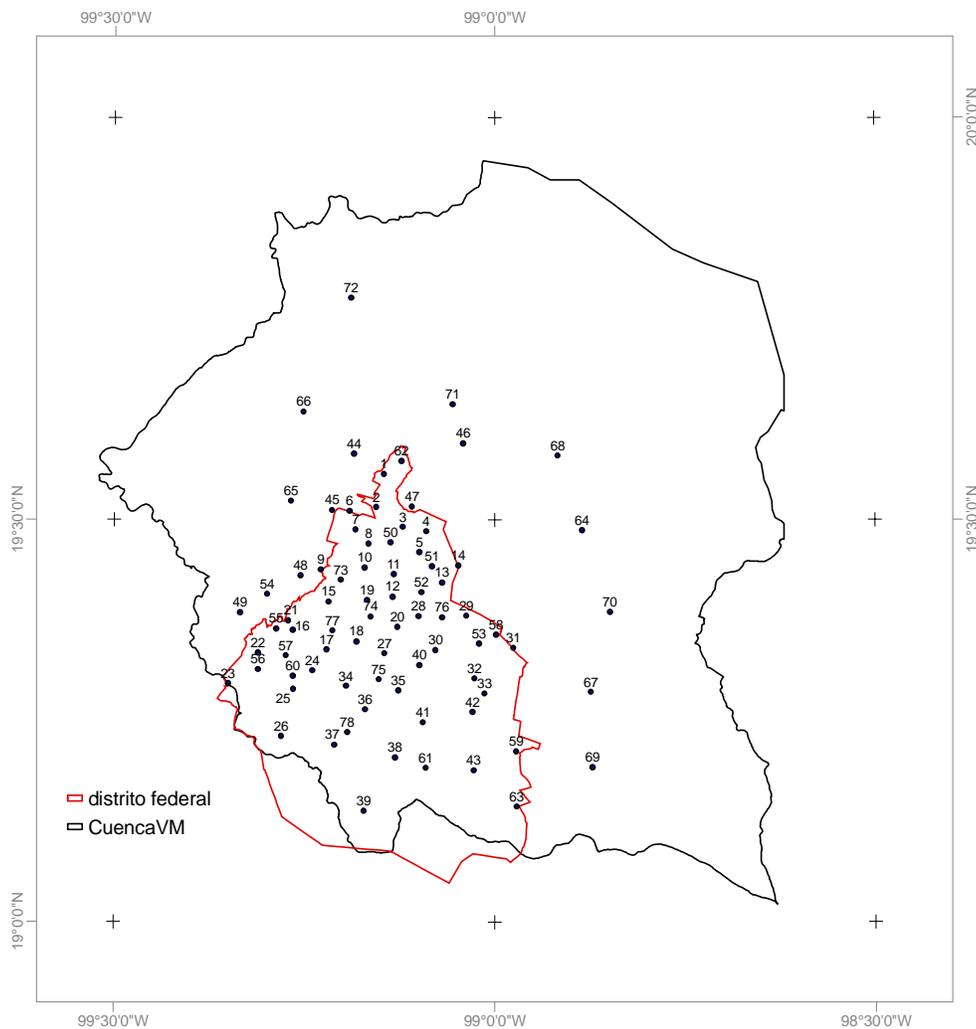


Figura 4. Mapa de ubicación de las estaciones pluviográficas dentro de la Cuenca del Valle de México.

Tabla 1. Coordenadas geográficas de las estaciones pluviográficas dentro de la Cuenca del Valle de México.

ESTACIÓN	COORDENADAS		ESTACIÓN	COORDENADAS	
	LATITUD	LONGITUD		LATITUD	LONGITUD
1 Tanques Chalmita	19°33'00"	99°08'20"	40 Oficina GAVM Sur	19° 17' 30"	99° 06' 30"
2 O.T. Río de los Remedios	19° 30' 30"	99° 09' 00"	41 Planta Nativitas	19°13'50"	99° 06'10"
3 P.B. Lindavista	19° 28' 30"	99° 07' 30"	42 Planta San Luis	19°14'00"	99° 03'00"
4 Coyol	19° 28' 00"	99° 05' 30"	43 Milpa Alta	19° 09' 20"	99° 03' 00"
5 P. Generadora 101	19°27'15"	99°06'00"	44 P. Barrientos	19°34'40"	99° 10'30"
6 P.T. Rosario	19°30'00"	99°11'34"	45 Vaso El Cristo	19° 30' 00"	99° 13' 30"
7 Campo Mecoaya	19° 29' 15"	99° 11' 08"	46 P. Chiconautla 1	19° 35' 36"	99° 02' 27"
8 P.B. Nva. Santa María	19° 27' 00"	99° 10' 10"	47 P. Chiconautla 2	19° 30' 49"	99° 06' 29"
9 Tanque San Joaquín	19°25'45"	99°14'05"	48 Palmas	19°24'30"	99° 16'00'
10 P.B. Tizoc	19° 26' 00"	99° 10' 35"	49 El Venado	19° 22' 56"	99° 20' 03"
11 Depto. del D.F.	19° 25' 20"	99° 08' 07"	50 Cien metros	19° 28' 13"	99° 08' 13"
12 Marcos Carrillo	19° 24' 10"	99° 08' 10"	51 Tanque Peñón	19°26'25"	99° 05'00"
13 P.B. López Mateos	19° 24' 00"	99° 03' 30"	52 Cd. Deportiva	19° 24' 26"	99° 05' 47"
14 P.B. Churubusco L.	19° 25' 15"	99° 03' 00"	53 Sta. Cruz Meyehualco	19°20'18"	99° 01'42"
15 Triángulo	19°23'00"	99°14'05"	54 Caída Borracho	19° 24' 23"	99° 17' 51"
16 Trif. Santa Lucía	19°20'50"	99°16'10"	55 Yaquí	19° 21' 44"	99° 17' 10"
17 Tanque El Lienzo	19°20'15"	99°14'07"	56 Desierto de los Leones	19° 18' 48"	99° 18' 33"
18 Centro Universidad	19° 20' 45"	99° 11' 05"	57 S. Bartolo Ameyalco	19°19'49"	99° 16'24"
19 Radiocomunicación	19°23'25"	99°10'30"	58 Cárcel de Mujeres	19° 21' 26"	99° 00' 00"
20 P.B. Municipio Libre	19° 21' 25"	99° 08' 00"	59 Tetelco	19°13'00"	99° 58'21"
21 Tanque El Cartero	19°22'30"	99°17'00"	60 Huayatla	19°18'21"	99° 15'48"
22 La Venta	19° 20' 00"	99° 20' 35"	61 S.S. Cuatenco	19°11'31"	99° 05'22"
23 El Zarco	19° 17' 58"	99° 22' 15"	62 Sierra de Guadalupe	19°34'49"	99°07'19"
24 Tanque San Francisco	19°19'00"	99°14'55"	63 Santa Ana	19°09'23"	98°59'00"
25 P.T. Río Magdalena	19°17'16"	99°15'53"	64 Chapingo	19° 29' 09"	98° 53' 05"
26 Monte Alegre	19° 12' 45"	99° 18' 00"	65 Presa Madin	19°31'34'	99°15'39'
27 Planta Xotepingo	19°19'50"	99°09'30"	66 Lago de Guadalupe	19° 37' 58"	99° 15' 01"
28 P.B. Aculco	19° 22' 40"	99° 06' 30"	67 San Luis Chalco	19°17'18'	98°52'34"
29 P.B.U. Ejército de Oriente	19° 25' 15"	99° 02' 00"	68 La Grande	19° 34' 45"	98° 55' 00"
30 P.T. La Estrella	19°19'35"	99°05'40"	69 San Luis Ameca II	19°11'29"	98°52'16'
31 Subest. Elect. Santa Catarina	19°18'15"	99°57'30"	70 Coatepec	19° 23' 05"	98° 50' 45"
32 P.T. Santa Catarina	19°18'08"	99°01'11"	71 Km27 + 250	19° 38' 20"	99° 03' 10"
33 San Pedro Tláhuac	19°15'40"	99°00'20"	72 Puente Colgante	19°45'50"	99°11'00"
34 Rebombeco Bosque Tlalpan	19°17'45"	99°13'00"	73 Planta Chapultepec	19°24'47'	99°12'00"
35 P.B. Villa Coapa	19° 16' 15"	99° 08' 25"	74 Del Valle	19° 23' 00"	99° 09' 00"
36 Tanque San Pedro Mártir	19°14'36"	99°10'30"	75 Estadio Azteca	19° 17' 58"	99° 09' 00"
37 Ajusco	19° 13' 07"	99° 13' 20"	76 El Moral	19°22'41"	99°04'00"
38 Topilejo	19°10'30"	99°09'51"	77 Tarango	19°21'35"	99°12'47"
39 Caseta Forestal	19° 05' 20"	99° 12' 30"	78 Planta Abasolo	19°14'04"	99°11'37"

El SACM cuenta con un sistema automatizado de medición, transmisión y almacenamiento digital de la información en tiempo real. La información pluviográfica se encuentra organizada en archivos de texto con extensión PLU, correspondiendo cada uno de ellos a un día de registro, el cual se extiende desde las 6:00 a.m. del mismo día hasta las 6:00 a.m. del siguiente día. Cada archivo contiene, para cada una de las 78 estaciones, un conjunto de registros conformados por la pareja de datos (Hp, T), donde Hp es la altura de precipitación acumulada y T corresponde a la hora en la que fue tomado el registro. Cabe anotar que las unidades de precipitación que emplean los pluviógrafos se denominan pulsos, y cada pulso equivale a 0.254 mm de lluvia. La Figura 5 corresponde a una descripción gráfica de la forma como se encuentra organizada la información pluviográfica dentro de los archivos PLU.

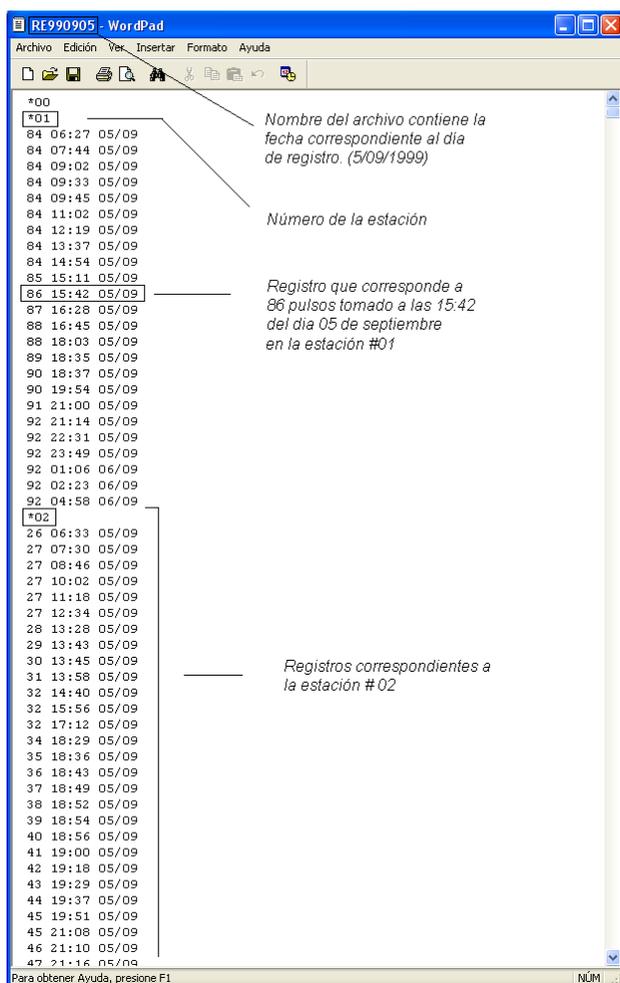


Figura 5. Formato general de los archivos PLU que contienen la información pluviográfica del SACM

3.4. Estudios realizados para el Valle de México

Debido a las limitaciones de los métodos tradicionales para determinar tormentas de diseño, se han desarrollado enfoques basados esencialmente en estudios regionales cuya finalidad es emplear toda la información disponible en la zona para obtener relaciones de precipitación que sean válidas en toda la región de estudio. Específicamente, en el Valle de México se han realizado diferentes estudios de este tipo durante las últimas décadas, de los cuales se destacan Franco y Domínguez (1982), y Franco (1998). En el primero de ellos, se empleó información pluviográfica del Distrito Federal para definir factores de ajuste que permiten obtener alturas de precipitación para una cierta duración, periodo de retorno y área de cuenca. En el segundo, aprovechando la información de un mayor número de estaciones instaladas así como una mayor longitud de las series de registros pluviométricos y pluviográficos, se estiman precipitaciones de diseño para el Valle de México asociadas a cualquier área de cuenca, duraciones entre 5 minutos y 24 horas y periodos de retorno entre 2 y 500 años.

La metodología desarrollada por Franco (1998) consiste, inicialmente, en realizar un análisis estadístico de la información pluviométrica y pluviográfica y la construcción de un mapa de isoyetas para el Valle de México para una duración de 24 horas y para un periodo de retorno de 10 años. En este mapa, que se muestra en la Figura 6, puede observarse que las isoyetas, cuyos valores varían entre 50 y 80 mm, aumentan a medida que se avanza hacia el Poniente. Los valores de 50 mm se presentan en las zonas de Texcoco y Los Reyes mientras que los valores de 80 mm se presentan cerca de Topilejo, al sur de la Ciudad.

A partir de alturas de lluvia puntuales para diferentes periodos de retorno, Franco calcula factores de ajuste por duración como el cociente entre la precipitación obtenida para diferentes duraciones y la precipitación observada para una duración de 60 minutos. Concluye que el factor de ajuste por duración varía muy poco con el periodo de retorno y por lo tanto propone una sola curva de ajuste por duración la cual se muestra en la Figura 7.

De forma similar, Franco calcula factores de ajuste por periodo de retorno para diferentes duraciones como el cociente entre la precipitación obtenida para diferentes periodos de

retorno y la precipitación correspondiente a un $Tr = 10$ años. En la Figura 8 se muestra la curva de ajuste por periodo de retorno obtenida para una duración de 24 horas.

Para considerar que la precipitación en una tormenta no corresponde al mismo periodo de retorno en todos los puntos de la cuenca, Franco posteriormente obtiene la relación

$$FRA = \frac{PRO1}{PRO2} \quad (19)$$

dónde, $PRO1$ es la precipitación media para un cierto periodo de retorno obtenida mediante análisis de frecuencias a los valores medios observados durante las tormentas ocurridas en un cierto número de años y $PRO2$ es la precipitación media que se obtiene considerando la simultaneidad de la precipitación correspondiente a un mismo periodo de retorno en todos los puntos de la cuenca. Franco obtiene esta relación para una duración de 24 horas y para diferentes tamaños de cuenca, correspondiendo así a lo que se ha denominado factor de reducción por área (FRA).

A partir de sus resultados, Franco concluye que existe poca relación entre el factor de reducción por área y el periodo de retorno, además de confirmar la relación inversa entre el FRA y el área de la cuenca. En la Tabla 4 se muestran los FRA obtenidos para la cuenca del Valle de México y en la Figura 9 se grafican dichos factores.

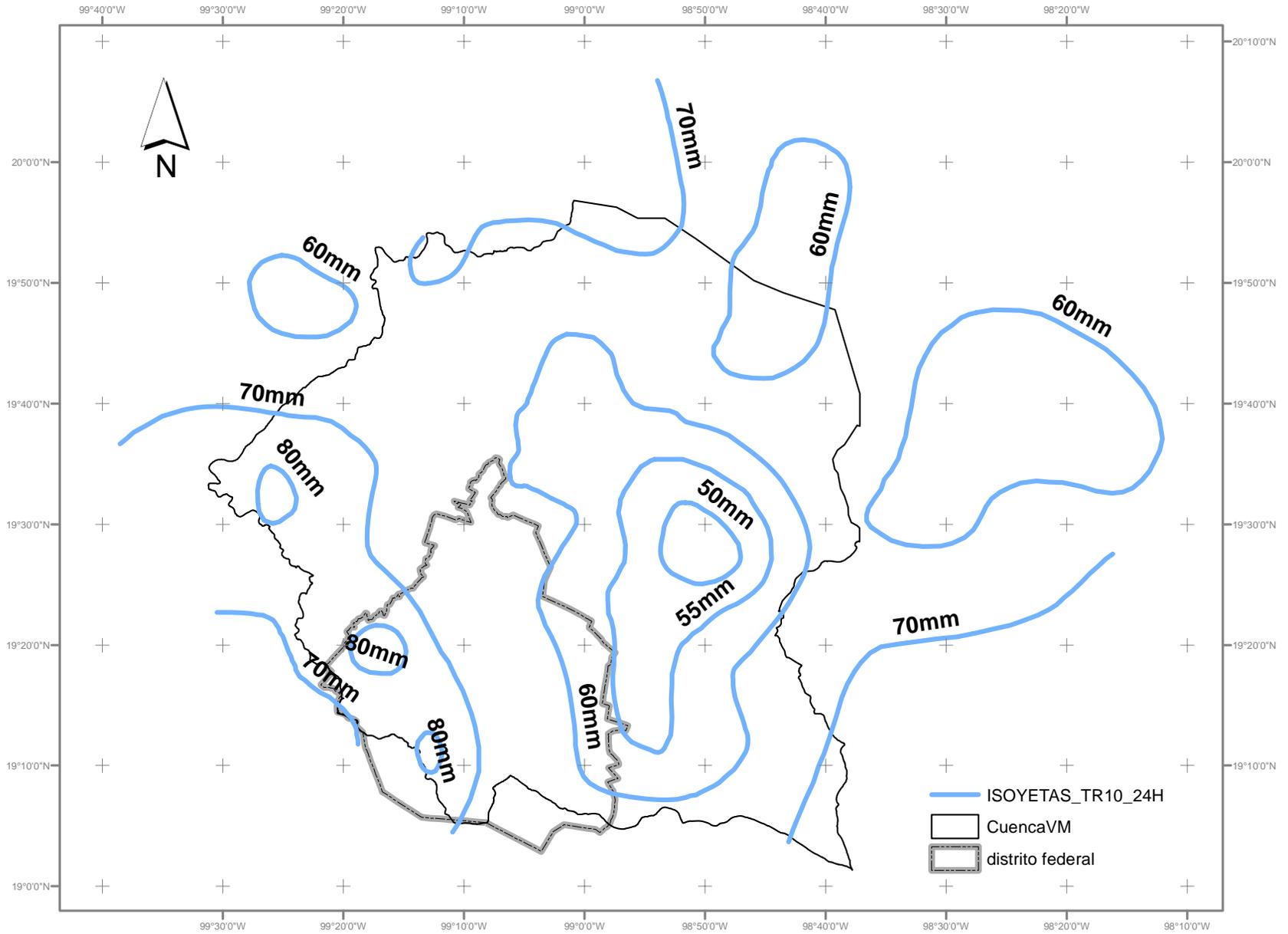


Figura 6. Mapa de Isoyetas en el Valle de México para una duración de 24 horas y periodo de retorno de 10 años (Franco, 1998).

Tabla 2. Factores de ajuste por duración (Franco,1998).

Duración (min)	FACTOR
30	0.78
60	1.00
120	1.17
1440	1.52

Tabla 3. Factores de ajuste por Tr. (Franco,1998).

Tr (años)	FACTOR
2	0.67
5	0.88
10	1.00
25	1.14
50	1.24
100	1.34
500	1.55

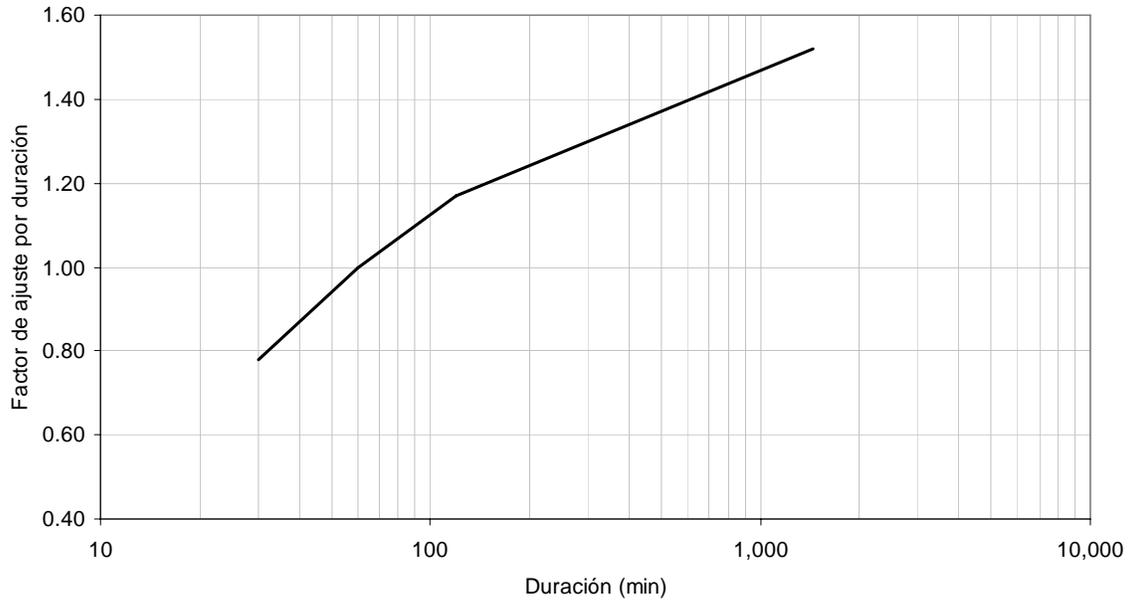


Figura 7. Curva de ajuste por duración.

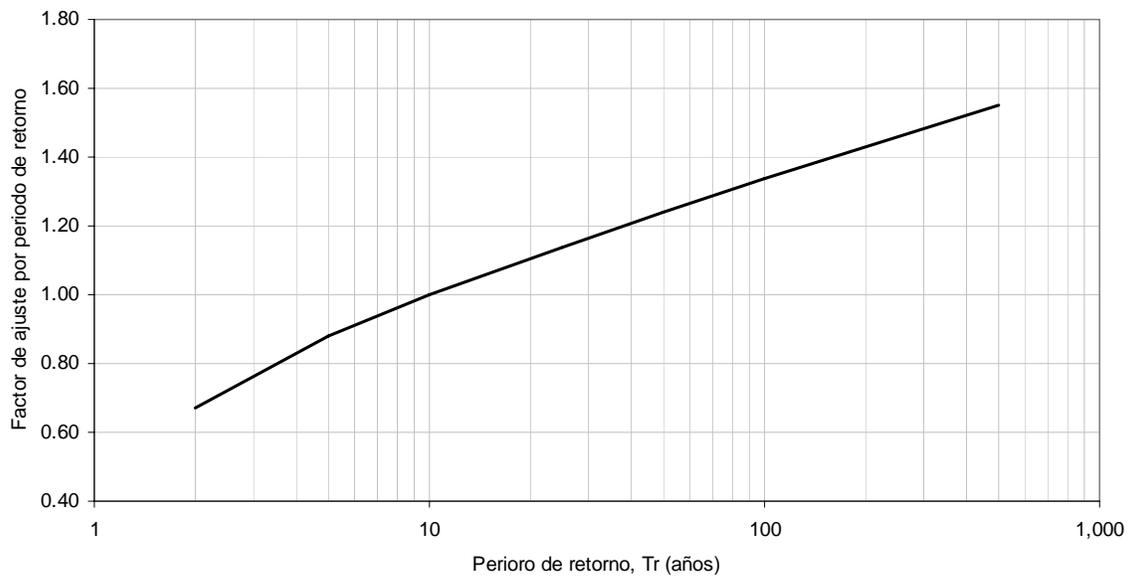


Figura 8. Curva de ajuste por periodo de retorno.

Tabla 4. Factores de reducción por área para el Valle de México (Franco, 1998)

AREA (Km ²)	FRA
1	1
135	0.86
143	0.84
323	0.74
676	0.64
1352	0.58
2400	0.49
4800	0.45
9600	0.41

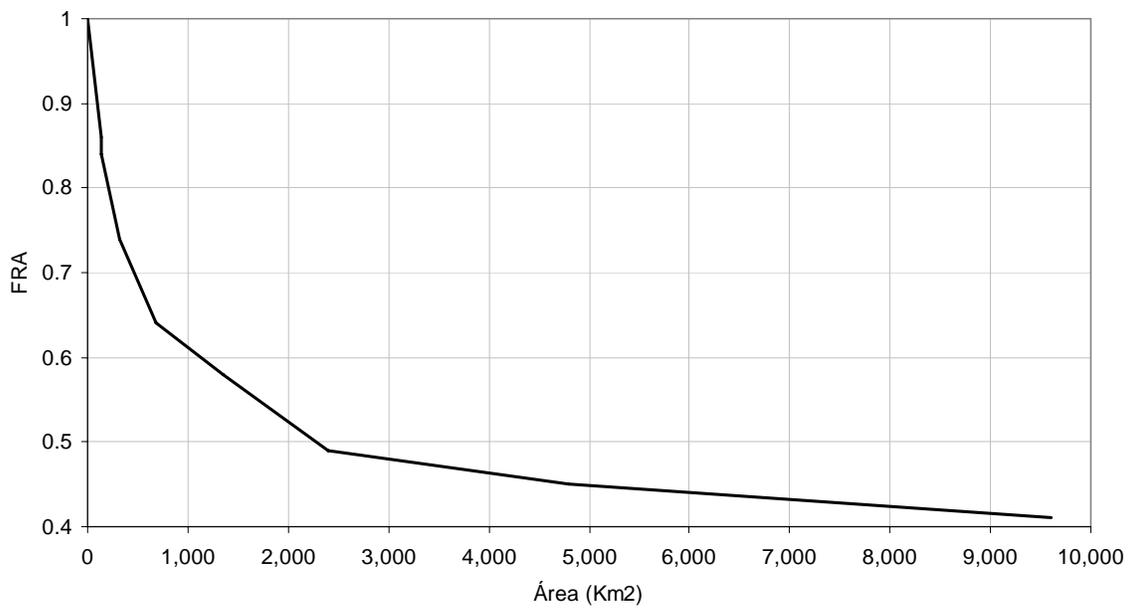


Figura 9. Factores de reducción por área para el Valle de México (Franco, 1998)

4. APLICACIÓN AL SISTEMA PRINCIPAL DE DRENAJE DEL ÁREA METROPOLITANA DEL VALLE DE MÉXICO

4.1. Introducción

De acuerdo con lo expuesto en la sección 3.4, la estimación de una tormenta de diseño en el Valle de México se ha basado en el análisis de frecuencias de las intensidades (curvas IDT) y en la posterior aplicación de los respectivos factores de ajuste por área, duración y periodo de retorno. Esta técnica, aunque estima de forma aceptable la altura de precipitación media en la cuenca correspondiente a una cierta área, duración y periodo de retorno, produce tormentas de diseño que tienden a ser uniformes en el espacio y no considera la probabilidad de ocurrencia de otras tormentas en las que la lluvia se concentra en diferentes puntos de la cuenca.

Además, el carácter convectivo que caracteriza las tormentas que ocurren en el Valle de México, causante de una alta variabilidad en la distribución espacial de las lluvias, unido al efecto que tiene esta variabilidad en la respuesta de las cuencas, hacen que una sola tormenta de diseño estimada empleando la metodología tradicional sea insuficiente para evaluar los riesgos que deben considerarse cuando se diseña un conjunto de estructuras hidráulicas destinada al drenaje urbano y el control de inundaciones y cuando se analizan las políticas de operación de dicho conjunto.

Por otro lado, las tormentas que se han registrado en la red de pluviógrafos del Valle de México durante los últimos 20 años contienen información valiosa acerca de la variabilidad de la distribución temporal y espacial de la lluvia sobre la cuenca. Esta información es posible incluirla en la estimación de tormentas de diseño aprovechando los resultados de los estudios anteriores que fueron mencionados y mediante la definición de factores de extrapolación que permitan convertir un evento histórico en un evento de diseño conservando su distribución espacial y temporal.

Así pues, la metodología que se describe y aplica en este capítulo tiene como finalidad obtener un conjunto de tormentas de diseño que, correspondiendo todas a un mismo periodo de retorno, se diferencien entre sí por la forma en que se distribuye la precipitación en el espacio y en el tiempo. Este conjunto de tormentas para el Valle de México permitirá entonces acometer el diseño y analizar las políticas de operación del sistema de drenaje de la zona metropolitana de la Ciudad de México mediante la simulación del tránsito de las diferentes avenidas que cada una de las tormentas produzca.

4.2. Selección de tormentas críticas para el sistema de drenaje de la ciudad de México

La información que se emplea en el presente trabajo corresponde a los registros de la red pluviográfica del Valle de México que fue descrita en la sección 3.3. El periodo de análisis es el comprendido entre los años 1988 y 2007, correspondiendo así a un total de 20 años y a una cantidad de archivos PLU mayor a 7000. En este periodo, el número de estaciones pluviográficas instaladas ha aumentado paulatinamente y por ello se divide el periodo de análisis en cuatro subperiodos de la siguiente manera: el primero, de 1988 a 1992, en el que habían 49 estaciones instaladas; el segundo, de 1993 a 1996, en el que habían 61 estaciones; el tercero, de 1997 a 1999, con 69 estaciones; y el cuarto, de 2000 a 2007, con 78 estaciones instaladas, pero con 71 en funcionamiento continuo. Para cada uno de estos periodos se obtienen sus respectivos polígonos de Thiessen, y en la Figura 10 se muestran los correspondientes al periodo 2000-2007 con 71 estaciones.

La base para la estimación de las tormentas que se usarán para el diseño corresponde a una selección de un conjunto de tormentas históricas que se hayan registrado dentro del periodo de análisis (1988-2007) y que correspondan a los eventos más severos y más críticos para el sistema de drenaje de la Ciudad de México. De acuerdo con esto y con lo expuesto en la descripción general del sistema (sección 3.2), se establece que las zonas correspondientes a los sistemas sur, drenaje profundo y poniente-sur son las más críticas para el drenaje de la cuenca del Valle de México. De esta forma, las tormentas históricas que se seleccionan para estimar las tormentas de diseño corresponden a aquellas cuya

precipitación total media en dichas zonas son las mayores observadas dentro del periodo de análisis.

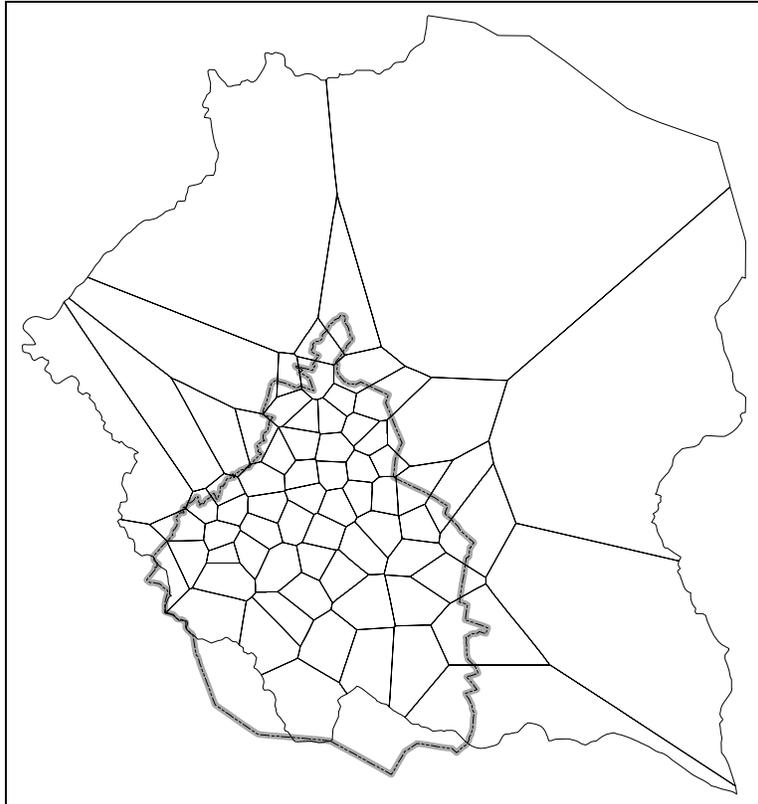


Figura 10. Polígonos de Thiessen en el Valle de México para el periodo 2000-2007 con 71 estaciones

Para realizar la selección de tormentas se desarrolló un pequeño programa de computadora denominado TVM, el cual permite procesar los archivos PLU y obtener las precipitaciones medias en cada una de las zonas de la cuenca del Valle de México, así como realizar análisis de la distribución espacial y temporal de la precipitación en cada tormenta. Este proceso de selección se lleva a cabo al mismo tiempo en el que se realiza también un proceso de revisión, verificación y depuración de la información pluviográfica. En éste, fue posible detectar diferentes tipos de errores correspondientes a la medición, transferencia o almacenamiento de los registros realizado por el sistema automatizado con el que cuenta el SACM. La gran mayoría de los errores detectados provocan incrementos considerables en la lámina de precipitación total que no corresponden con los realmente ocurridos.

Como referencia en la realización de estos procesos, se empleó la información que publica la Comisión Nacional del Agua en sus boletines hidrológicos del Valle de México, así como un informe del SACM en el que se encuentran reportados los 5 días más lluviosos para cada año entre 1988 y 2006. Éste se muestra en la Figura 11.

Así pues, se selecciona un conjunto de 23 tormentas históricas que cumplen con los criterios establecidos, y de las cuales más del 70% están incluidas en el reporte de las tormentas más severas publicado por el SACM. En la Tabla 5 se muestra un resumen de la información de las tormentas seleccionadas donde se incluye el promedio de la precipitación total en la cuenca, la precipitación máxima registrada y el promedio de precipitación en cada una de las zonas en las que se divide la cuenca. En la Figura 12 pueden verse estos resultados, y en la Figura 13 se muestran los mapas de la distribución espacial de la precipitación total de cada evento.

**GOBIERNO DEL DISTRITO FEDERAL
SECRETARIA DEL MEDIO AMBIENTE
SISTEMA DE AGUAS DE LA CIUDAD DE MEXICO**

Los 5 días más lluviosos de 1988 a 2006

AÑO	MES	DIA	PROMEDIO PESADO (mm)	AÑO	MES	DIA	PROMEDIO PESADO (mm)	AÑO	MES	DIA	PROMEDIO PESADO (mm)	AÑO	MES	DIA	PROMEDIO PESADO (mm)
1988	Marzo	4	28.02	1989	Junio	21	36.5	1990	Abril	25	19.4	1991	Junio	15	15.36
	Junio	17	22.42		Junio	22	20.15		Mayo	4	16.75		Junio	18	21.63
	Agosto	3	17.33		Julio	11	15.42		Mayo	5	15.23		Junio	25	19.17
	Septiembre	3	24.13		Agosto	26	17.48		Julio	7	25.85		Agosto	26	23.36
	Septiembre	4	53.87		Agosto	27	14.98		Julio	11	18.49		Octubre	5	27.54
1992	Agosto	1	23.25	1993	Junio	20	16.79	1994	Julio	21	18.8	1995	Mayo	25	20.39
	Septiembre	15	19.18		Junio	22	18.33		Agosto	6	16.88		Julio	12	16.71
	Septiembre	23	38.2		Junio	30	19.5		Agosto	14	18.44		Agosto	6	19.01
	Septiembre	26	18.83		Septiembre	10	19.2		Agosto	16	19.15		Agosto	22	21.22
	Octubre	12	19.73		Septiembre	21	22.92		Septiembre	7	18.44		Diciembre	30	27.99
1996	Junio	18	18.21	1997	Abril	7	15.33	1998	Julio	28	23.54	1999	Agosto	17	23.74
	Julio	6	13.89		Junio	23	14.53		Agosto	29	22.21		Septiembre	4	14.54
	Julio	30	12.85		Julio	15	20.21		Septiembre	16	19.15		Octubre	4	18.86
	Septiembre	14	12.98		Julio	26	16.44		Septiembre	24	20.24		Octubre	5	19.83
	Diciembre	19	12.8		Octubre	13	15.86		Septiembre	26	24.57		Octubre	19	17.57
2000	Junio	7	19.01	2001	Junio	19	14.21	2002	Junio	27	14.16	2003	Junio	18	17.67
	Agosto	13	18.04		Agosto	10	14.09		Septiembre	6	13.65		Junio	21	21.09
	Agosto	20	22.35		Agosto	26	15.39		Septiembre	11	21.05		Julio	15	18.69
	Septiembre	13	22.34		Septiembre	24	32.99		Septiembre	12	15.02		Julio	31	17.35
	Octubre	14	24.1		Septiembre	26	19.83		Septiembre	27	12.93		Agosto	10	17.47
2004	Julio	11	16.19	2005	Junio	23	18.46	2006	Julio	22	16.69				
	Agosto	3	17.19		Agosto	5	18.04		Agosto	23	16.33				
	Agosto	17	15.78		Agosto	30	16.06		Agosto	24	17.18				
	Agosto	20	18.59		Octubre	5	20.41		Septiembre	5	15.4				
	Septiembre	29	17.02		Octubre	6	20.19		Septiembre	18	18.9				

Figura 11. Informe del SACM de los 5 días más lluviosos entre 1988 y 2006

Tabla 5. Tormentas históricas seleccionadas para la estimación de las tormentas de diseño.

Evento/Fecha	Hp Media en Cuenca (mm)	Hp Máx (mm)	Hp Media por Zonas (mm)						
			Poniente-Sur	Poniente-Norte	Sur	Drenaje Profundo	Sur-Oriente	Nor-Oriente	Oriente
04/03/1988	29.1	50.7	34.2	30.2	31.0	28.5	22.5	33.0	27.6
04/09/1988	45.1	89.9	67.7	64.7	59.4	48.3	41.3	37.8	30.1
21/06/1989	27.0	71.3	36.8	24.1	43.4	27.5	30.3	18.2	23.2
03/08/1992	14.3	91.9	21.2	17.0	16.0	36.3	13.3	8.5	12.3
23/09/1992	23.9	92.8	60.3	20.9	35.4	22.0	26.4	11.3	15.0
21/09/1993	21.7	52.3	26.6	29.9	24.0	17.8	14.3	23.6	19.9
06/08/1994	9.2	44.7	10.5	5.9	24.2	15.4	11.5	2.4	7.9
16/09/1994	15.3	60.7	7.6	14.2	14.0	29.2	23.2	12.6	13.6
25/05/1995	17.6	83.5	28.0	29.4	15.7	41.9	11.6	16.6	10.5
28/07/1998	16.3	56.6	26.5	14.0	24.7	15.1	12.7	12.0	16.7
26/09/1998	26.4	96.9	28.4	8.8	25.4	35.4	36.1	32.7	18.4
17/08/1999	9.7	100.1	38.3	4.5	24.6	18.2	7.1	1.9	1.7
20/08/1999	16.2	66.5	34.2	7.8	6.6	16.3	5.8	11.5	29.2
20/08/2000	11.9	74.2	9.2	19.8	36.7	17.6	5.8	10.0	5.6
13/09/2000	10.4	117.6	53.1	17.5	22.7	3.3	1.2	0.2	2.1
12/07/2002	18.2	49.1	12.2	32.3	9.6	26.5	13.3	17.9	21.2
04/09/2002	6.3	75.7	15.9	1.8	30.3	9.9	2.4	0.8	2.0
21/06/2003	21.2	47.8	25.6	16.0	20.4	21.2	10.8	27.1	24.6
03/09/2003	9.9	85.7	38.9	14.8	5.0	29.1	4.5	2.2	6.2
17/08/2004	4.1	49.3	9.7	1.3	22.1	1.8	3.9	0.0	0.1
30/08/2005	12.0	119.1	20.6	29.3	15.1	37.2	3.7	11.7	2.7
16/07/2007	25.7	63.8	37.6	14.5	19.9	14.3	17.9	33.3	28.6
22/08/2007	27.9	42.8	25.1	30.2	22.5	27.7	29.8	28.1	28.5
Promedio	18.2	73.2	29.1	19.5	23.9	23.5	15.2	15.4	15.1
Máximo	45.1	119.1	67.7	64.7	59.4	48.3	41.3	37.8	30.1
Mínimo	4.1	42.8	7.6	1.3	5.0	1.8	1.2	0.0	0.1

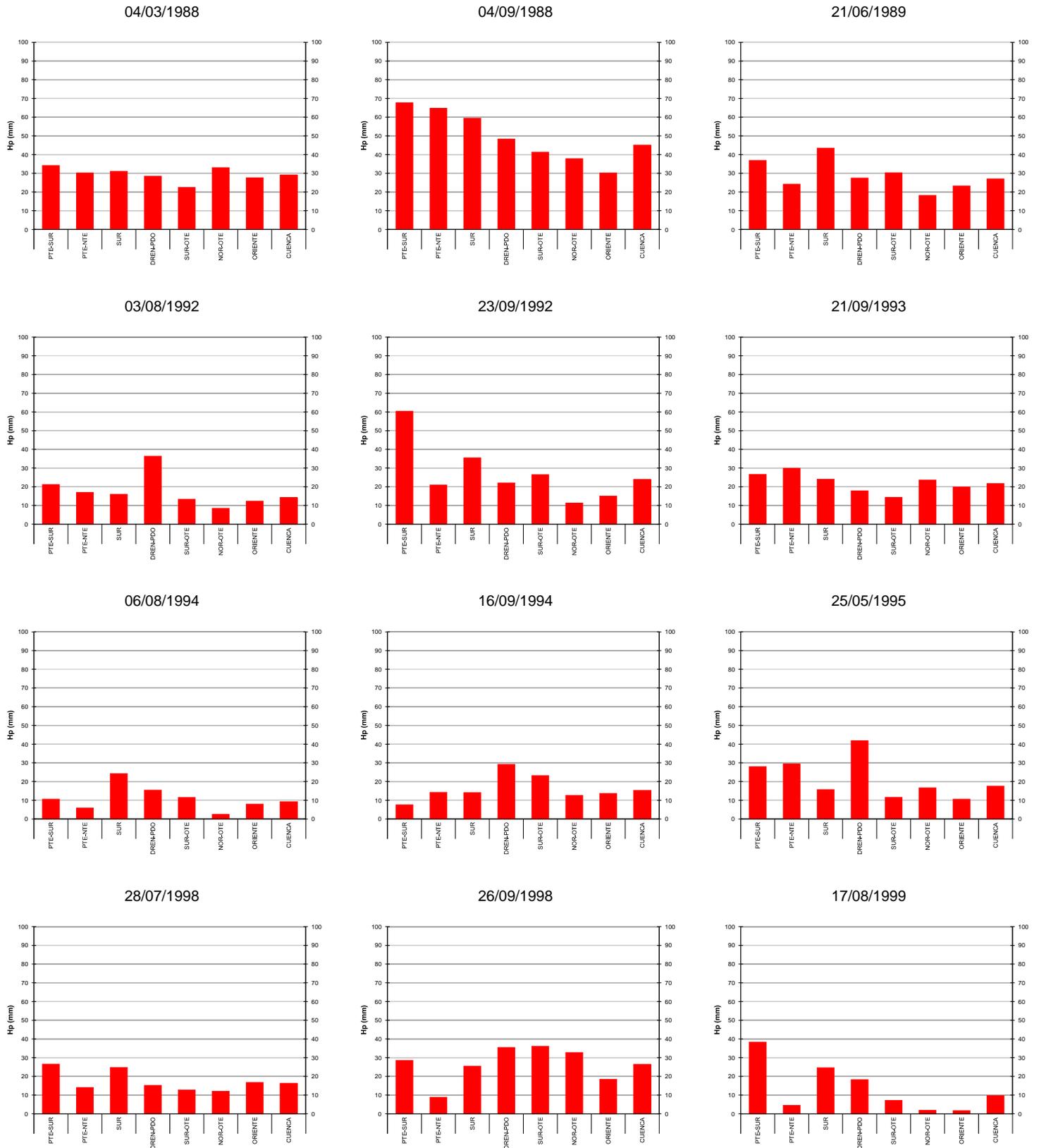
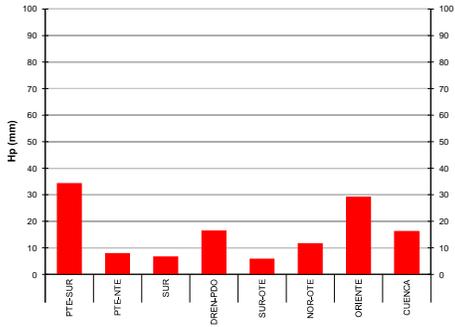
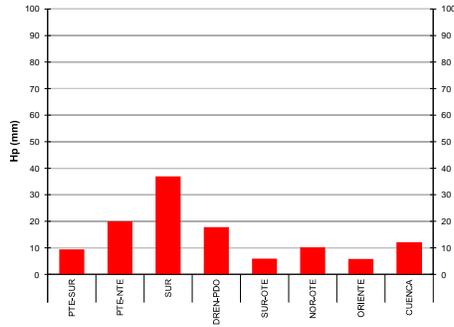


Figura 12. Precipitación media por sistemas en cada una de las tormentas históricas seleccionadas.

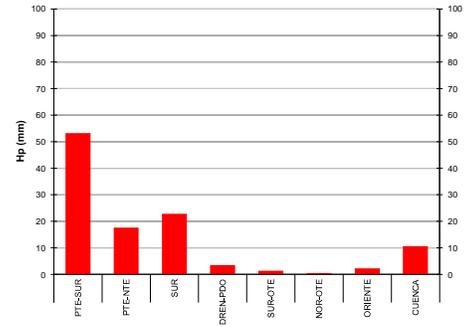
20/08/1999



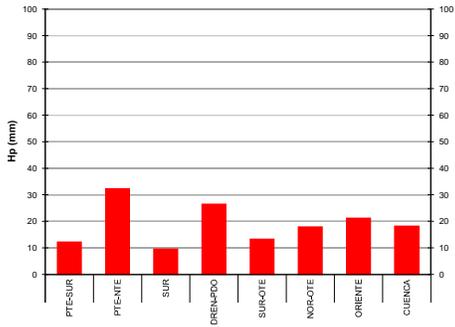
20/08/2000



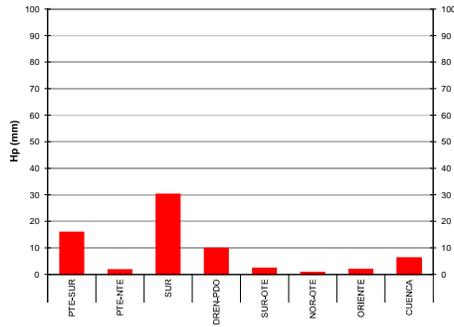
13/09/2000



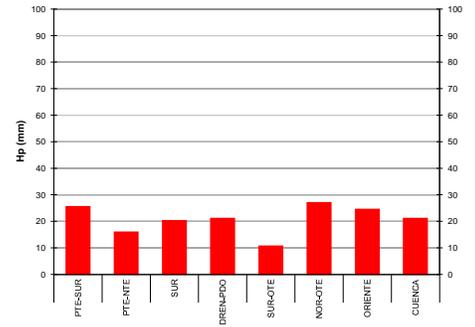
12/07/2002



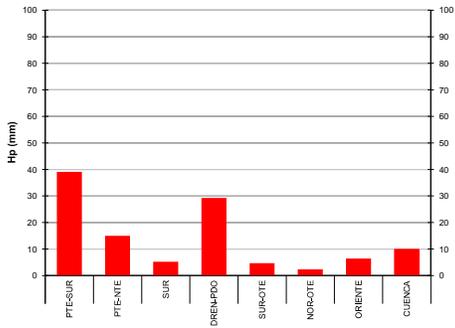
04/09/2002



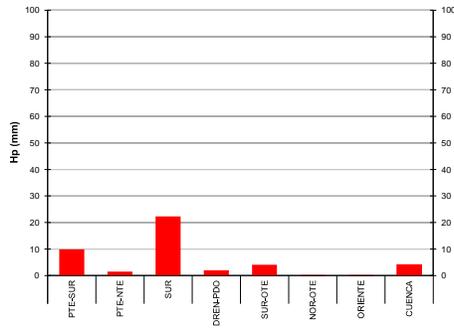
21/06/2003



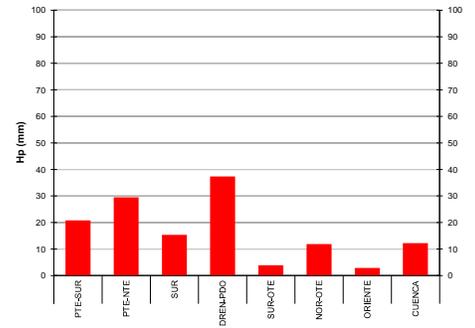
03/09/2003



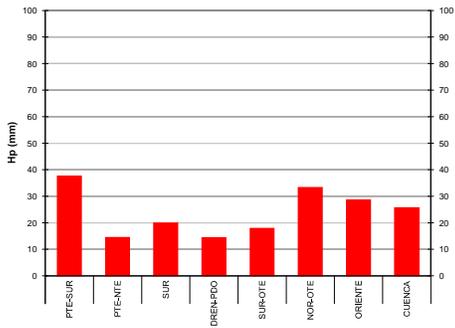
17/08/2004



30/08/2005



16/07/2007



22/08/2007

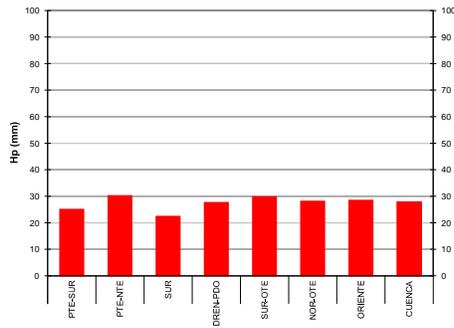


Figura 12 (continuación). Precipitación media por sistemas en cada una de las tormentas históricas seleccionadas.

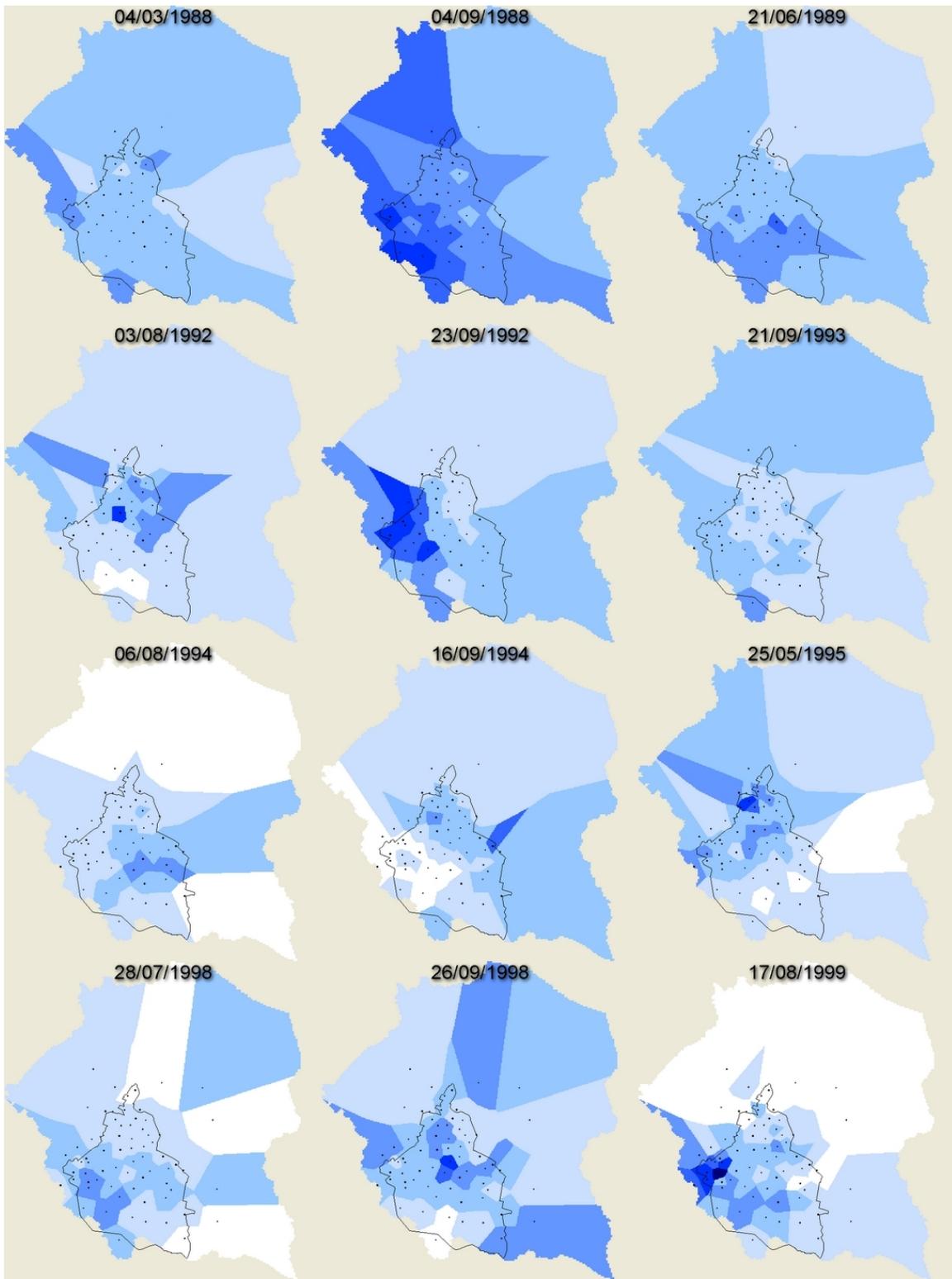


Figura 13. Mapas de distribución espacial de la lluvia en cada tormenta histórica seleccionada.

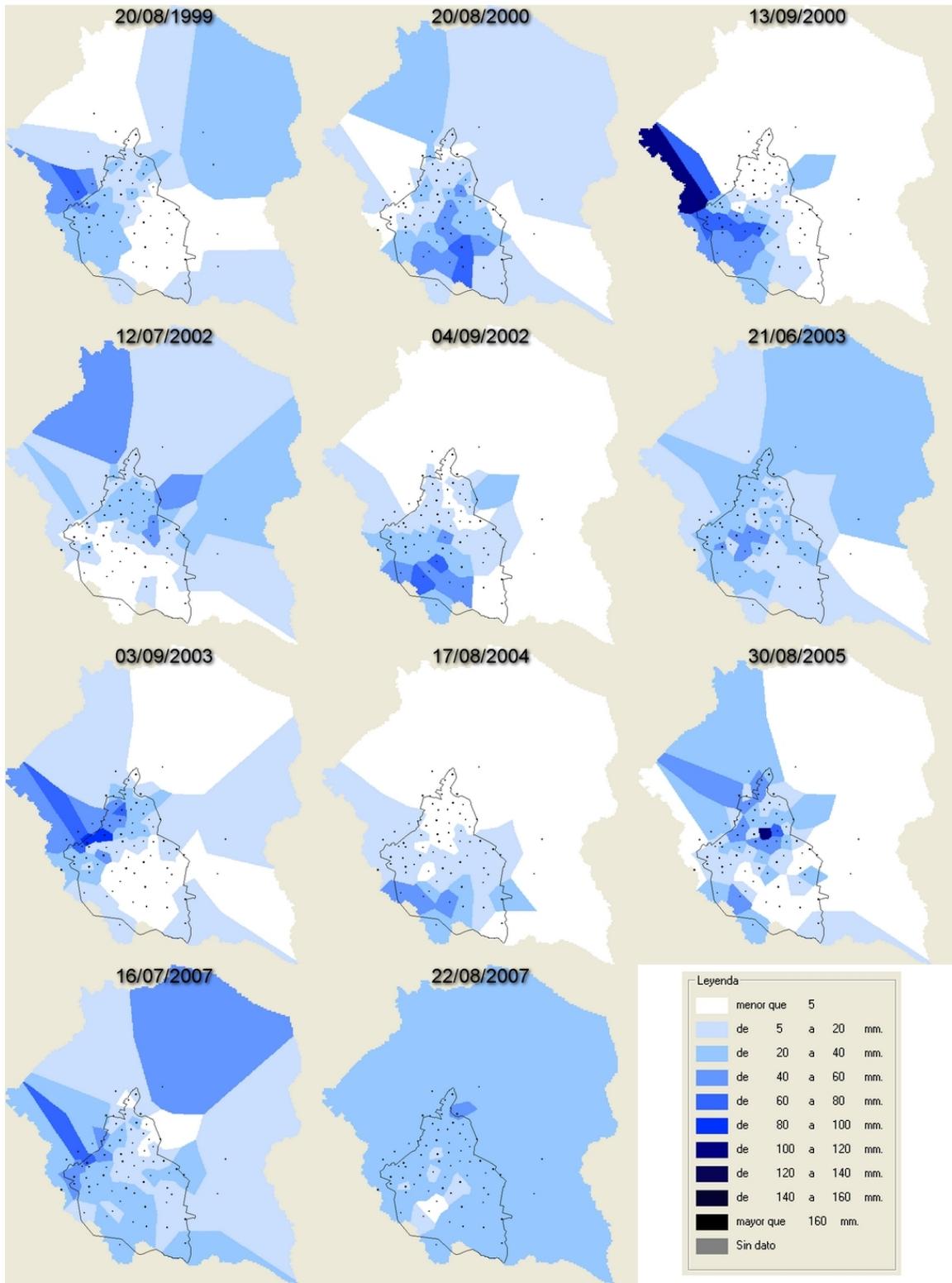


Figura 13 (continuación). Mapas de distribución espacial de la lluvia en cada tormenta histórica seleccionada.

4.3. Estimación de información faltante

Durante la ocurrencia de los eventos que fueron seleccionados algunas estaciones pluviográficas no registraron parcial o totalmente la precipitación ocurrida. Además, como ya se comentó, en algunos casos los registros de alguna de las estaciones representan información que no es confiable y por lo tanto es mejor considerarla como faltante. En estas situaciones se hace necesario inferir esos registros faltantes a partir de la información registrada en estaciones cercanas empleando alguna de las técnicas disponibles de interpolación.

Además, debe considerarse que no sólo debe inferirse la precipitación total del evento en cada una de las estaciones faltantes, sino que, debido a la aplicación final de las tormentas de diseño que consiste en la generación de hidrogramas y la simulación de su tránsito por el sistema de drenaje, se requiere el valor de la precipitación para cada intervalo de tiempo Δt en los que se divida la duración total del evento, donde el valor de Δt no debe ser mayor a 15 minutos.

La elección de la técnica de interpolación a emplearse se lleva a cabo teniendo en cuenta dos aspectos diferentes, siendo el primero la calidad de los resultados y el segundo la cantidad de operaciones computacionales que requiere el método. Kriging, a pesar de ser una técnica altamente recomendada en la literatura por su buena representatividad del fenómeno de precipitación, su utilización en este caso es poco práctica debido a que la resolución temporal necesaria conduce a una gran cantidad de procesos de interpolación. El método del inverso de la distancia (IDW), en cambio, es sencillo en su aplicación y produce buenos resultados cuando existe una buena densidad de la red de medición. Así pues se escoge el método IDW, definido por las expresiones (4) y (5) de la sección 2.3.2, para inferir la información faltante en las tormentas seleccionadas, quedando pendiente la selección del exponente μ propio del modelo.

El parámetro μ del modelo IDW influye en los resultados de la siguiente forma: a medida que el valor del parámetro se hace más pequeño la superficie del campo interpolado tiende a ser más suave; al contrario, si el valor del parámetro es alto, se otorga mayor

peso a los valores observados en las estaciones más cercanas, de forma que la superficie del campo interpolado sea menos suave.

Para seleccionar un valor adecuado para el parámetro μ se realiza una comparación de la “bondad de ajuste” del modelo empleando dos valores diferentes de μ . Para ello se toman dos estaciones de prueba para las cuales se tengan los registros pluviográficos así como de las estaciones que se encuentran cercanas a ellas. El valor de la precipitación en 24 horas de las estaciones de prueba se considera faltante y se estima con los valores observados en las estaciones cercanas empleando el método IDW con los dos diferentes valores de μ . Este procedimiento se realiza para un conjunto de varias tormentas con el fin de obtener un conjunto de puntos ($H_{p_{estimado}}$, $H_{p_{real}}$) que pueden representarse gráficamente. Tomando las estaciones 32 y 56 como estaciones de prueba, y los valores 1 y 2 para el parámetro μ , los resultados que se obtienen se muestran en la Figura 14.

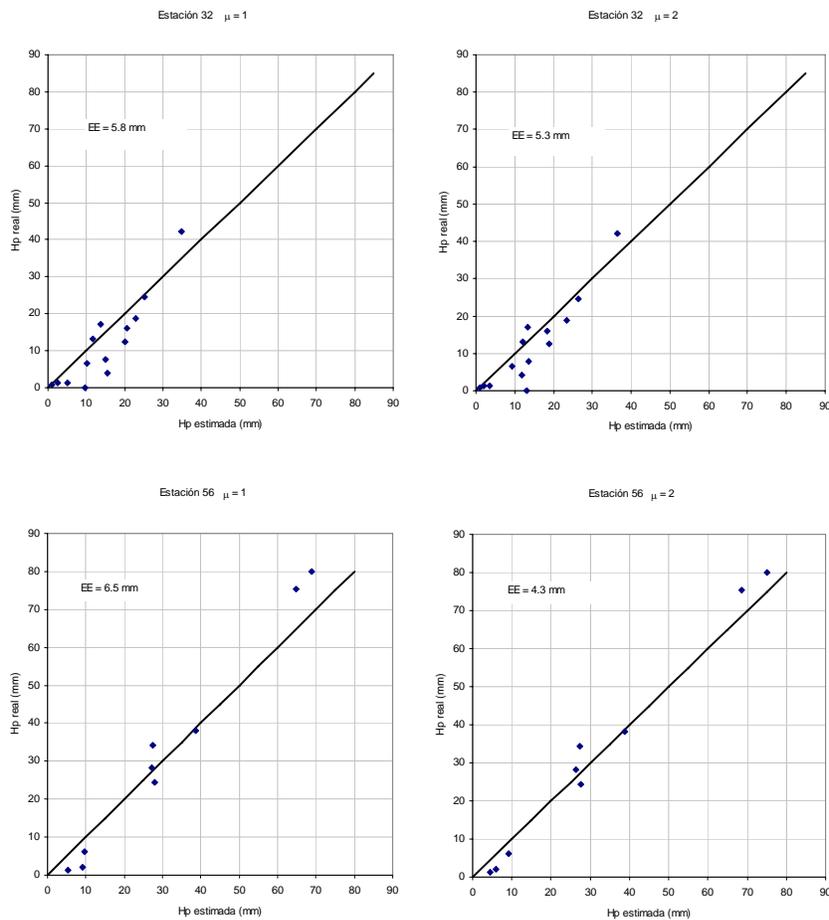


Figura 14. Selección del parámetro μ del modelo de interpolación IDW

Gráficamente puede observarse que no existe una gran diferencia entre los resultados de ambos modelos (ver Figura 14). Sin embargo, los errores de ajuste EE del modelo IDW con parámetro $\mu=2$ son un poco menores a los del modelo con $\mu = 1$. Con base en esto, se elige el método del inverso de la distancia al cuadrado (IDW con $\mu=2$) para estimar la precipitación en cada una de las estaciones sin registros, para cada una de las tormentas seleccionadas y para cada intervalo de tiempo Δt .

4.4. Extrapolación de tormentas históricas para obtener tormentas de diseño para el sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México

Como se mencionó anteriormente, las tormentas de diseño obtenidas mediante los métodos tradicionales tienen la limitación de no considerar la variabilidad en la distribución espacial de la lluvia. Es aquí donde las tormentas históricas pueden desempeñar un papel importante porque a través de ellas es posible considerar diferentes patrones de distribución espacial de la precipitación permitiendo así analizar los diversos efectos en la respuesta de la cuenca.

Así pues, el objetivo de este proceso es obtener un conjunto de tormentas en el Valle de México que correspondan todas a un mismo periodo de retorno, pero que difieran entre sí en la distribución espacial de la lluvia. Para ello, el procedimiento se fundamenta en la selección del conjunto de tormentas históricas que ya fue realizado y en el análisis regional de lluvias convectivas en el Valle de México presentado por Franco (1998).

Así pues, luego de completar la información pluviográfica faltante, se delimitó dentro de la cuenca una zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje. Esta zona, cuya área es de 1100 km², se define de forma que su perímetro se ajuste a los perímetros de las subcuencas que quedan contenidas dentro de ella, y que incluya gran parte de las tres zonas que fueron determinadas como críticas para el sistema (sur, poniente-sur y drenaje profundo). Esta zona servirá como base para la estimación de las

tormentas de diseño y su localización dentro de la cuenca del Valle de México se ilustra en la Figura 15.

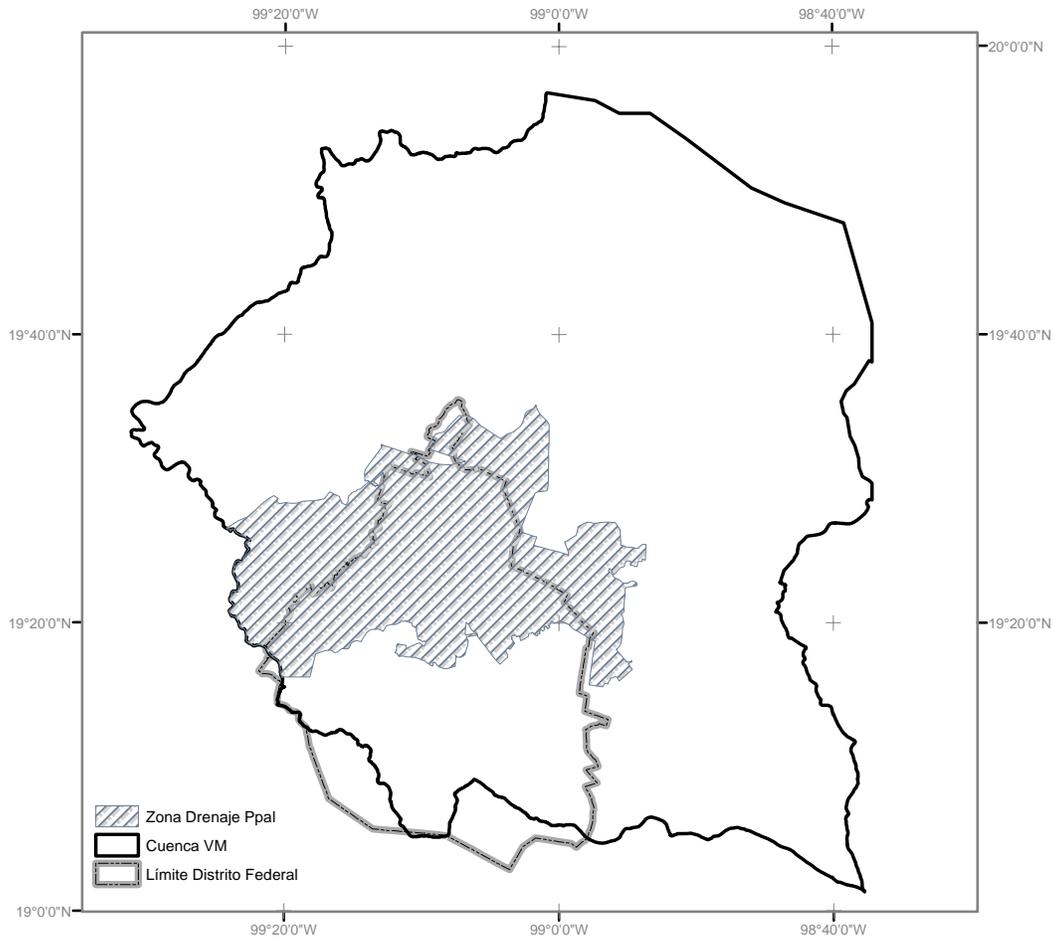


Figura 15. Localización de la zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje de la ZMVM

Del estudio regional realizado por Franco (1998), se obtienen las precipitaciones puntuales para periodos de retorno de 10, 50 y 100 años y para una duración de 24 horas. Con estos valores y empleando el método de los polígonos de Thiessen se calcula, para cada periodo de retorno, el promedio de la precipitación en la zona suponiendo simultaneidad de eventos en todos los puntos de la cuenca. Debido a que esta simultaneidad de eventos no se presenta realmente, la precipitación media en la zona correspondiente a cada periodo de retorno se obtiene empleando el factor de reducción

por área, cuyo valor para un área de 1100 km² es de 0.60 (ver Figura 9). En la Tabla 6 se muestran estos resultados.

Tabla 6. Precipitación media en una zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje para diferentes periodos de retorno.

Tr (años)	Hp (mm)
10	39.8
50	48.8
100	52.3

Por otro lado, para cada una de las tormentas históricas que fueron seleccionadas se obtiene, para la zona que ha sido delimitada, la precipitación media empleando los polígonos de Thiessen que le corresponden de acuerdo al número de estaciones pluviográficas instaladas en la fecha del evento. Los resultados se muestran en la Tabla 7.

Tabla 7. Precipitación media en la zona representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje durante tormentas históricas

FECHA	Hp historica (mm)
04/03/1988	29.1
04/09/1988	53.3
21/06/1989	31.9
03/08/1992	27.1
23/09/1992	38.9
21/09/1993	21.8
06/08/1994	15.8
16/09/1994	19.0
25/05/1995	26.4
23/06/1997	19.7
28/07/1998	20.5
26/09/1998	34.3
17/08/1999	25.8
20/08/1999	21.1
20/08/2000	12.3
13/09/2000	25.0
12/07/2002	19.4
04/09/2002	11.7
21/06/2003	22.8
03/09/2003	25.7
17/08/2004	6.0
30/08/2005	19.4
16/07/2007	25.4
22/08/2007	27.6

Cada una de las tormentas históricas puede extrapolarse de forma que la precipitación media alcance los valores correspondientes a cada uno de los periodos de retorno de la Tabla 6. Para ello, se define el factor de extrapolación R_i^{Tr} de la siguiente forma:

$$R_i^{Tr} = \frac{\overline{Hp}_{1100}^{Tr}}{\overline{Hp}_{1100}^i} \quad (20)$$

Donde,

$\overline{Hp}_{1100}^{Tr}$: Precipitación media en zona de 1100 Km² para el periodo de retorno Tr.

\overline{Hp}_{1100}^i : Precipitación media en zona de 1100 Km² para la tormenta histórica i.

Se calcula el coeficiente de extrapolación para cada una de las tormentas seleccionadas y para cada uno de los periodos de retorno. Estos factores se muestran en la Tabla 8. Finalmente, un evento histórico se convierte en un evento de diseño multiplicando sus registros pluviográficos por su respectivo factor de extrapolación.

En la Figura 16 se muestran los mapas de distribución espacial de los eventos correspondientes a un periodo de retorno de 10 años, y en la Figura 17 se muestran los diagramas de barras con los valores de precipitación media en la cuenca y en cada una de las zonas.

Tabla 8. Factores de extrapolación para convertir tormentas históricas en tormentas de diseño

FECHA	R_i^{TR}		
	Tr_10	Tr_50	Tr_100
04/03/1988	1.369	1.679	1.798
04/09/1988	0.747	0.916	0.981
21/06/1989	1.246	1.528	1.637
03/08/1992	1.469	1.801	1.929
23/09/1992	1.022	1.254	1.343
21/09/1993	1.822	2.234	2.392
06/08/1994	2.515	3.084	3.303
16/09/1994	2.093	2.566	2.749
25/05/1995	1.508	1.849	1.981
23/06/1997	2.020	2.476	2.652
28/07/1998	1.937	2.375	2.544
26/09/1998	1.160	1.422	1.523
17/08/1999	1.540	1.888	2.022
20/08/1999	1.884	2.310	2.474
20/08/2000	3.227	3.957	4.238
13/09/2000	1.595	1.956	2.095
12/07/2002	2.050	2.514	2.692
04/09/2002	3.402	4.172	4.468
21/06/2003	1.742	2.136	2.287
03/09/2003	1.546	1.895	2.030
17/08/2004	6.624	8.122	8.699
30/08/2005	2.049	2.513	2.691
11/10/2005	2.213	2.714	2.907
16/07/2007	1.569	1.924	2.061
22/08/2007	1.443	1.770	1.895

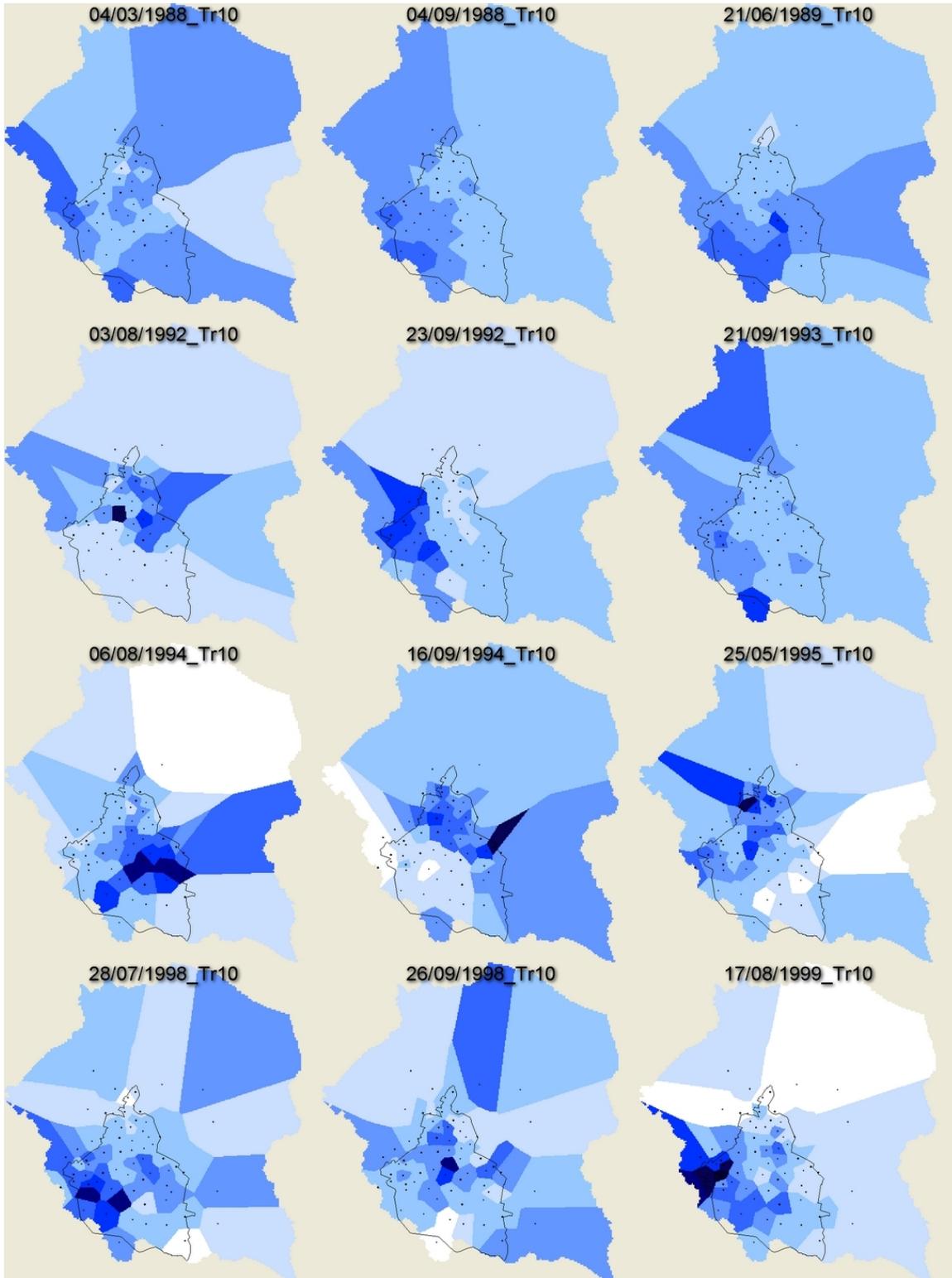


Figura 16. Mapas de distribución espacial de la lluvia en tormentas de diseño con periodo de retorno de 10 años.

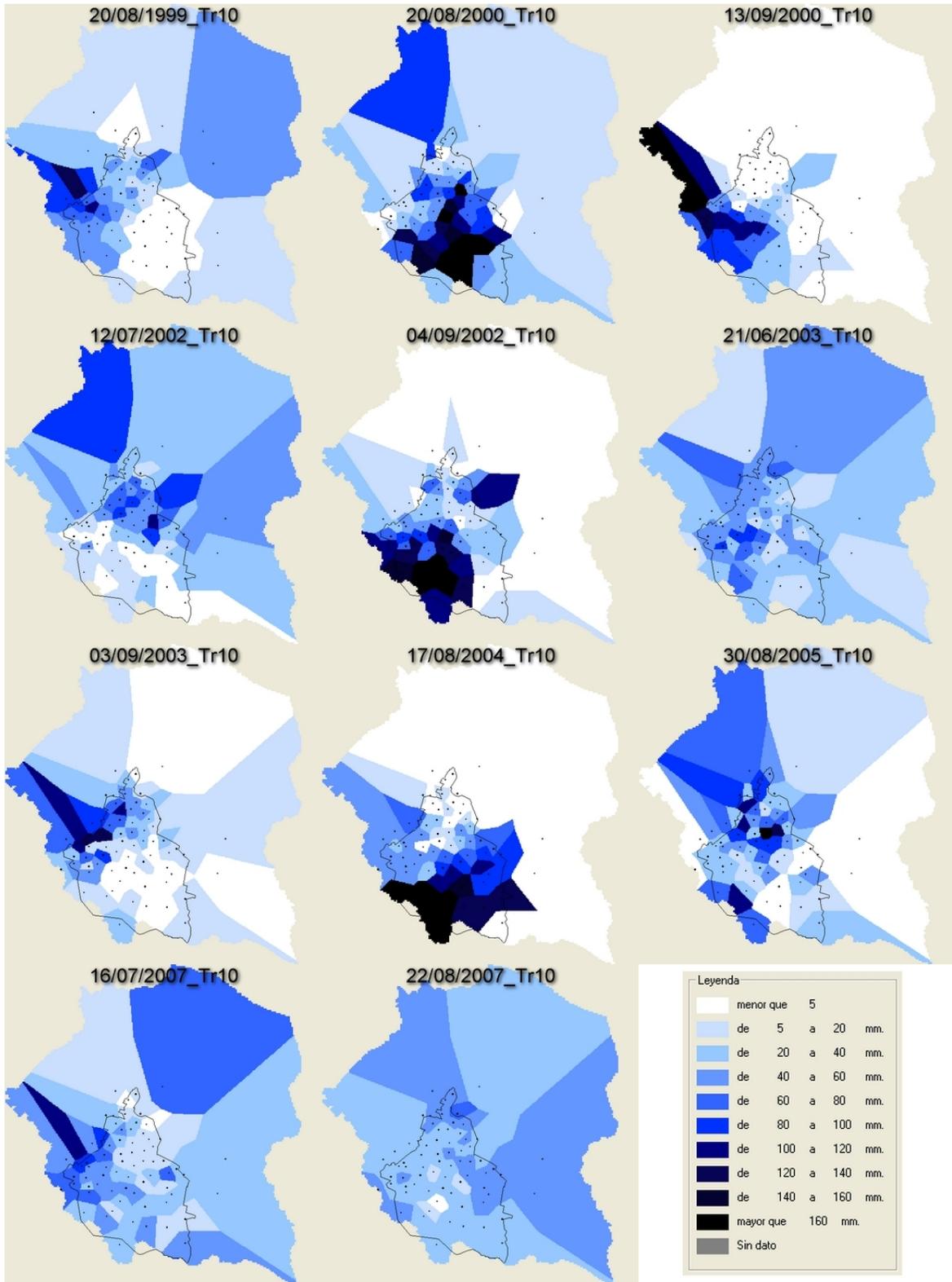
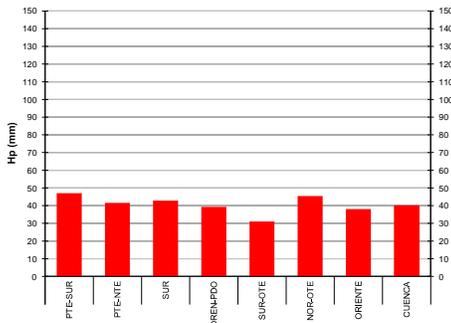
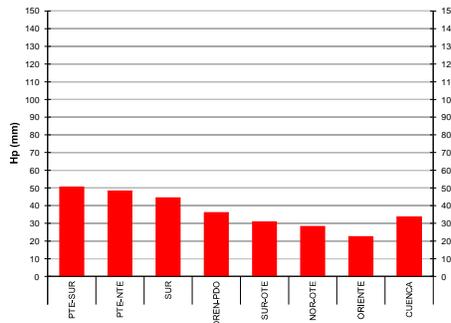


Figura 16 (continuación). Mapas de distribución espacial de la lluvia en tormentas de diseño con periodo de retorno de 10 años

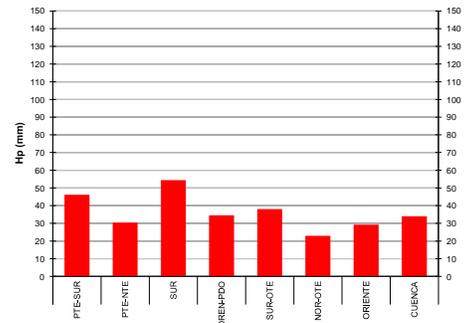
04/03/1988_Tr10



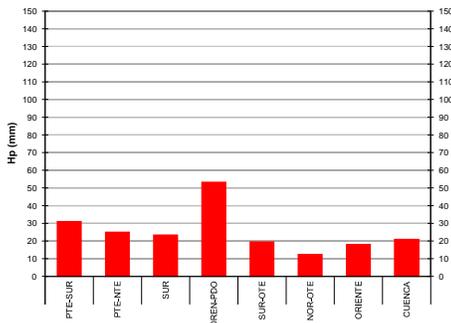
04/09/1988_Tr10



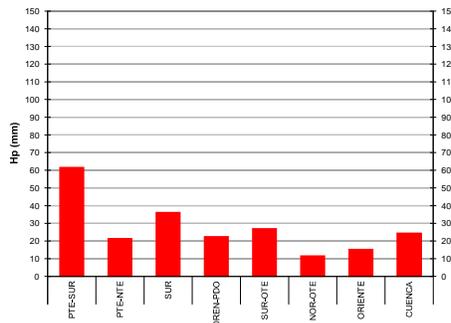
21/06/1989_Tr10



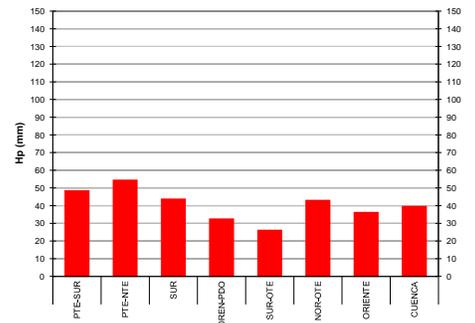
03/08/1992_Tr10



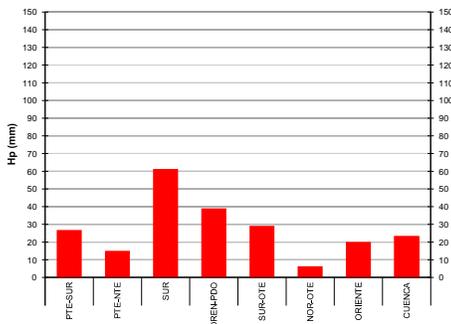
23/09/1992_Tr10



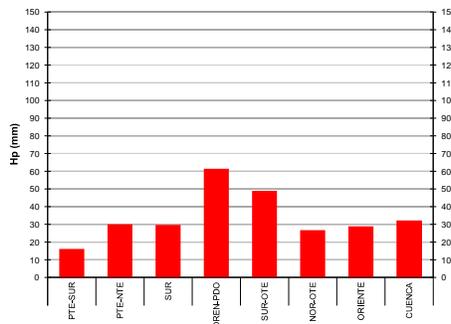
21/09/1993_Tr10



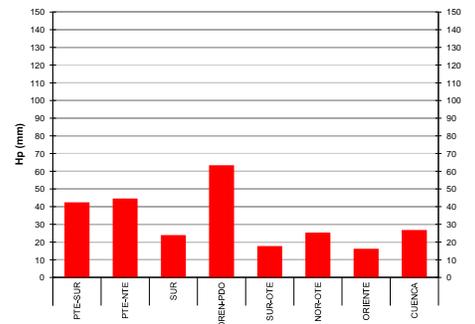
06/08/1994_Tr10



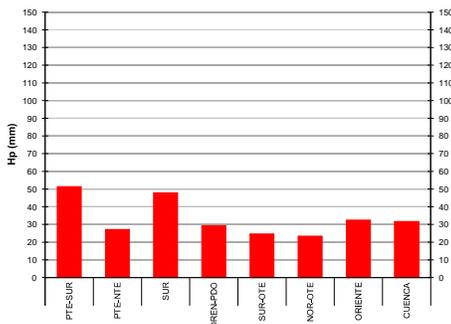
16/09/1994_Tr10



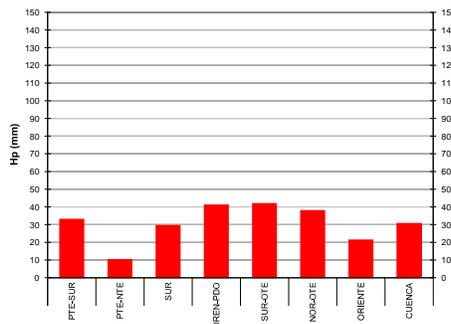
25/05/1995_Tr10



28/07/1998_Tr10



26/09/1998_Tr10



17/08/1999_Tr10

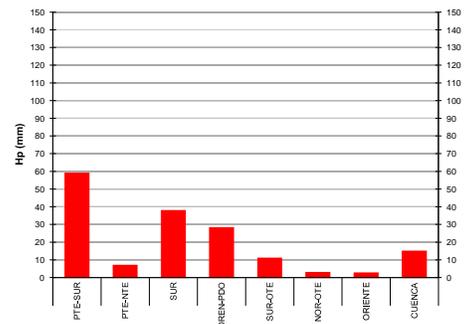
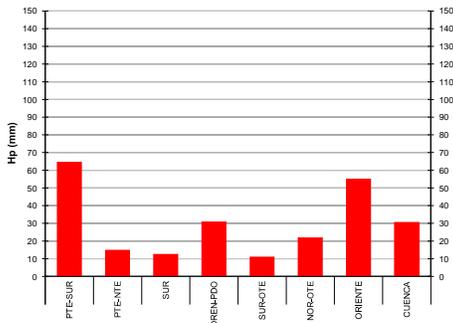
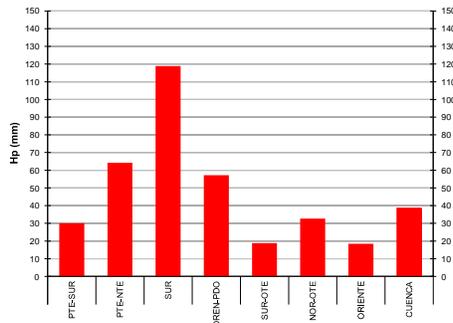


Figura 17. Precipitación media por zonas en tormentas de diseño para un periodo de retorno de 10 años.

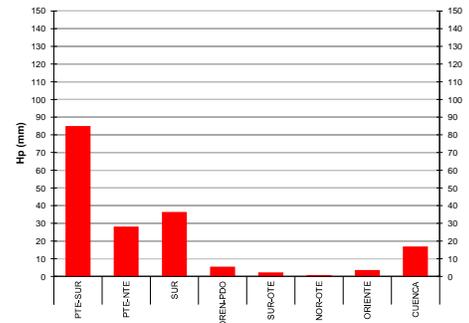
20/08/1999_Tr10



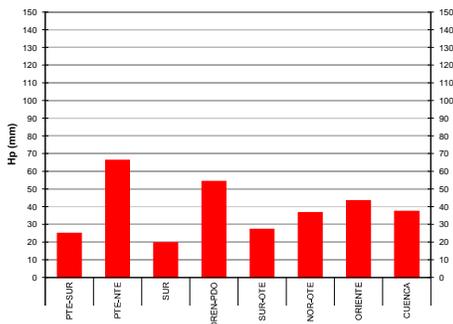
20/08/2000_Tr10



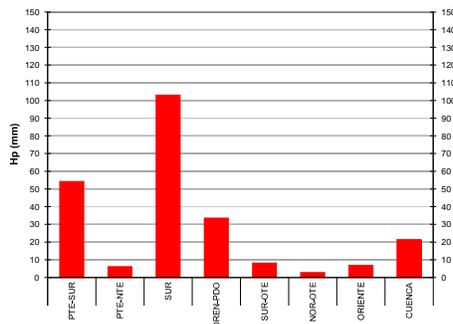
13/09/2000_Tr10



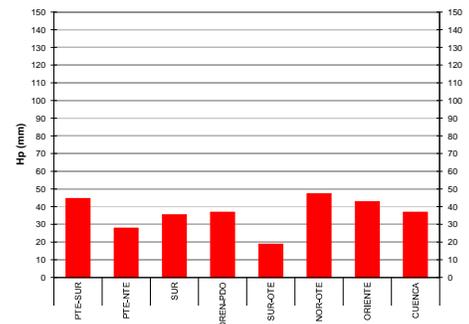
12/07/2002_Tr10



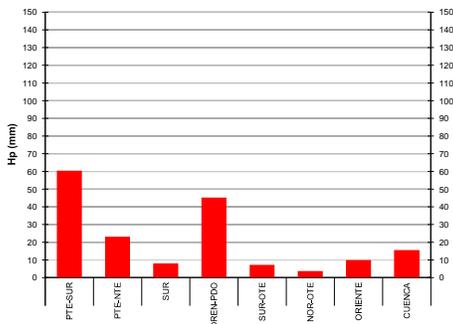
04/09/2002_Tr10



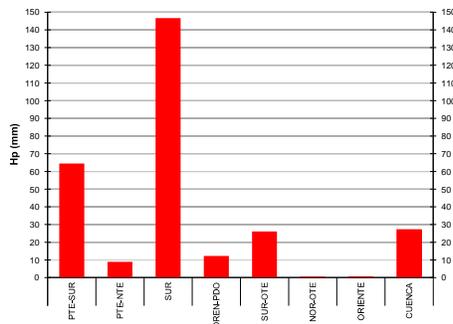
21/06/2003_Tr10



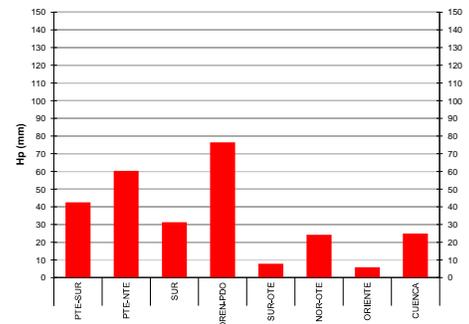
03/09/2003_Tr10



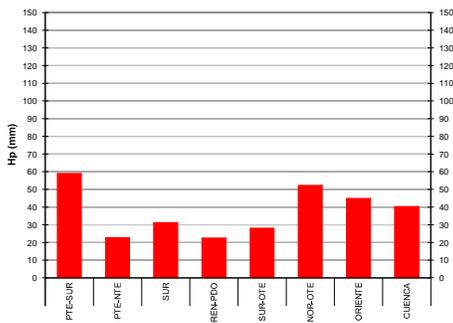
17/08/2004_Tr10



30/08/2005_Tr10



16/07/2007_Tr10



22/08/2007_Tr10

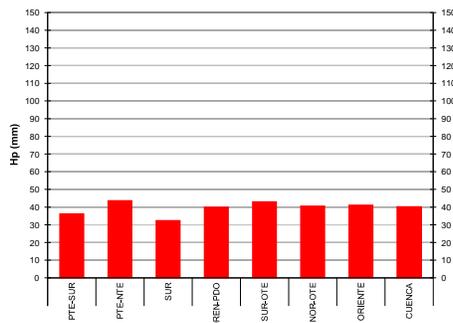


Figura 17 (continuación). Precipitación media por zonas en tormentas de diseño para un periodo de retorno de 10 años.

4.5. Estimación y tránsito de las avenidas por el sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México

Luego de obtener las tormentas de diseño se procede a estimar las avenidas que estos eventos generan en cada una de las 250 subcuencas que conforman el Valle de México. Este proceso se fundamenta en los estudios de “*Actualización de los coeficientes de escurrimiento para diferentes cuencas en el área metropolitana de la Ciudad de México*” y “*Simulación hidrológica e hidráulica del área metropolitana de la Ciudad de México*”, elaborados por la DGCOH en 1994. En dichos estudios la estimación del coeficiente de escurrimiento se realiza empleando las expresiones (21) y (22) tomando en cuenta áreas urbanas, suburbanas y no urbanas.

$$CE_U = 0.45 \cdot I_U \quad (21)$$

$$CE_P = \frac{CE_N \cdot A_N + CE_U \cdot A_U + CE_S \cdot A_S}{A_T} \quad (22)$$

Donde CE_P es el coeficiente de escurrimiento medio ponderado, A_N es el área no urbana, A_U es el área urbana, A_S es el área suburbana, A_T es el área total, CE_N es el coeficiente de escurrimiento no urbano, CE_S es el coeficiente de escurrimiento suburbano y I_U es el índice de urbanización.

Los coeficientes de escurrimiento ponderados se muestran en la Tabla 9, así como los tiempos de concentración de cada subcuenca cuyos valores son calculados en dichos estudios empleando la fórmula de Kirpich dada por la expresión (23), donde T_c es el tiempo de concentración en horas, y L y S son la longitud en metros y la pendiente del cauce principal respectivamente.

Tabla 9. Coeficiente de escurrimiento y tiempo de concentración de las subcuencas del Valle de México

Subcuenca	CEP	Tc (hr)									
1	0.02	1.03	64	0.10	2.32	127	0.40	1.93	189	0.26	0.32
2	0.13	0.92	65	0.15	2.32	128	0.38	3.33	190	0.26	0.46
3	0.11	1.72	66	0.16	2.02	129	0.36	2.83	191	0.25	0.87
4	0.14	0.93	67	0.10	2.07	130	0.45	2.42	192	0.31	0.80
5	0.25	0.75	68	0.13	3.13	131	0.40	2.82	193	0.26	0.81
6	0.20	0.78	69	0.10	1.84	132	0.35	2.01	194	0.27	1.72
7	0.21	0.49	70	0.10	4.97	133	0.36	3.04	195	0.26	3.25
8	0.26	0.63	71	0.12	1.46	134	0.22	3.21	196	0.23	1.64
9	0.28	0.70	72	0.02	1.77	135	0.32	3.53	197	0.31	1.48
10	0.27	0.47	73	0.11	1.85	136	0.32	3.03	198	0.31	1.51
11	0.27	0.36	74	0.13	2.36	137	0.32	3.90	199	0.28	2.08
12	0.24	0.68	75	0.02	2.96	138	0.33	3.28	200	0.28	2.57
13	0.19	0.81	76	0.05	0.85	139	0.36	2.39	201	0.31	2.52
14	0.27	0.33	77	0.26	1.25	140	0.29	1.34	202	0.27	1.88
15	0.24	0.67	78	0.02	0.61	141	0.36	2.49	203	0.27	2.34
16	0.36	0.97	79	0.02	0.83	142	0.29	0.47	204	0.27	1.99
17	0.19	0.81	80	0.21	1.33	143	0.29	0.45	205	0.27	1.91
18	0.24	0.61	81	0.40	1.76	144	0.03	3.97	206	0.27	1.02
19	0.27	0.34	82	0.40	1.22	145	0.02	1.87	207	0.27	1.00
20	0.24	0.55	83	0.36	1.77	146	0.16	4.02	208	0.27	3.50
21	0.20	1.82	84	0.24	2.52	147	0.15	4.74	209	0.27	1.96
22	0.24	0.47	85	0.27	2.41	148	0.25	1.57	210	0.27	2.95
23	0.08	1.09	86	0.22	5.18	149	0.26	1.68	211	0.27	1.51
24	0.08	1.03	87	0.36	1.11	150	0.28	2.14	212	0.27	2.79
25	0.23	1.52	88	0.36	1.18	151	0.28	2.12	213	0.27	0.97
26	0.23	1.60	89	0.28	2.96	152	0.27	2.69	214	0.27	0.78
27	0.18	0.94	90	0.36	2.98	153	0.24	1.11	215	0.27	1.84
28	0.11	0.64	91	0.32	3.19	154	0.04	0.95	216	0.30	4.40
29	0.10	0.62	92	0.27	2.73	155	0.02	0.75	217	0.20	0.65
30	0.27	0.45	93	0.25	1.09	156	0.03	1.57	218	0.24	1.76
31	0.27	0.68	94	0.23	0.72	157	0.02	0.81	219	0.30	2.48
32	0.27	0.89	95	0.30	0.53	158	0.02	1.44	220	0.16	0.52
33	0.24	1.81	96	0.31	1.90	159	0.25	2.45	221	0.18	1.32
34	0.10	1.45	97	0.31	3.61	160	0.31	0.18	222	0.18	4.37
35	0.24	1.07	98	0.32	2.08	161	0.31	1.40	223	0.12	1.58
36	0.09	0.51	99	0.40	1.53	162	0.28	1.43	224	0.21	1.40
37	0.35	1.91	100	0.40	3.46	163	0.28	1.06	225	0.17	7.22
38	0.09	0.97	101	0.18	1.99	164	0.28	0.83	226	0.15	4.24
39	0.20	2.11	102	0.26	2.32	165	0.27	0.40	227	0.17	1.25
40	0.13	1.39	103	0.28	1.89	166	0.13	0.69	228	0.11	1.16
41	0.24	1.40	104	0.40	1.82	167	0.20	0.82	229	0.14	1.36
42	0.10	1.26	105	0.40	1.21	168	0.12	0.93	230	0.13	3.95
43	0.10	0.69	106	0.23	1.60	169	0.15	1.87	231	0.10	2.91
44	0.20	1.57	107	0.28	2.20	170	0.15	1.05	232	0.10	3.62
45	0.11	0.98	108	0.28	1.90	171	0.15	0.83	233	0.11	1.08
46	0.28	0.99	109	0.36	1.41	172	0.15	1.04	234	0.10	7.04
47	0.10	1.07	110	0.40	1.66	173	0.15	0.46	235	0.06	1.95
48	0.10	1.06	111	0.40	0.91	174	0.15	0.26	236	0.06	2.09
49	0.10	1.16	112	0.34	2.40	175	0.15	1.20	237	0.12	2.43
50	0.29	1.39	113	0.24	3.29	176	0.18	2.54	238	0.06	1.61
51	0.32	3.08	114	0.36	2.43	177	0.16	2.51	239	0.09	1.45
52	0.10	0.88	115	0.36	2.32	178	0.17	0.55	240	0.12	1.72
53	0.10	0.99	116	0.40	1.68	179	0.31	2.05	241	0.14	2.14
54	0.18	1.24	117	0.40	2.74	180	0.28	1.69	242	0.09	2.42
55	0.33	2.72	118	0.32	2.34	181	0.24	1.04	243	0.10	2.61
56	0.24	0.98	119	0.45	3.00	182	0.28	3.05	244	0.07	4.04
57	0.24	1.13	120	0.40	2.18	183	0.28	2.79	245	0.08	6.18
58	0.19	2.67	121	0.45	2.81	184	0.31	2.86	246	0.06	3.47
59	0.23	0.79	122	0.39	3.19	185	0.31	2.95	247	0.02	1.72
60	0.19	4.48	123	0.45	1.16	186	0.28	3.12	248	0.02	1.35
61	0.21	2.19	124	0.37	2.69	187	0.28	3.27	249	0.03	2.80
62	0.10	1.80	125	0.25	1.99	188	0.22	0.30	250	0.02	2.72
63	0.13	1.74	126	0.40	2.58						

$$T_c = 0.000325 \cdot \left(\frac{L}{\sqrt{S}} \right)^{0.77} \quad (23)$$

De acuerdo con Domínguez (1982), el hidrograma que genera una lluvia de 10 minutos puede aproximarse a una forma trapezoidal con las siguientes características (Figura 18):

- El tiempo de ascenso es de 10 minutos.
- El tiempo hasta el inicio del descenso es igual al tiempo de concentración de la cuenca.
- El tiempo de descenso es de 1.4 veces el tiempo de concentración.
- El área del trapecio es igual al producto de la precipitación efectiva por el área de la cuenca. A partir de esa igualdad se obtiene el gasto máximo, Q_p , correspondiente a la altura del trapecio.

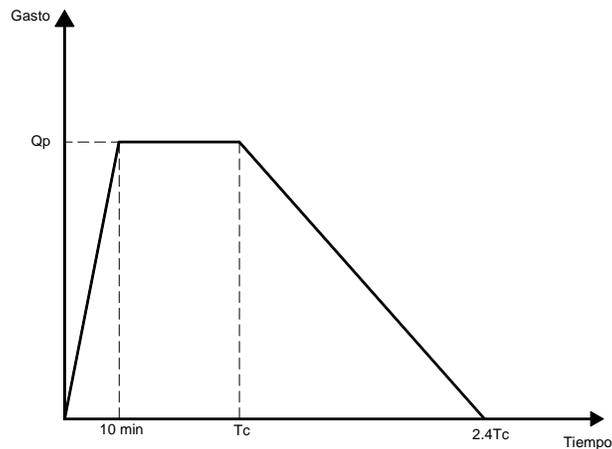


Figura 18. Forma del hidrograma generado por una lluvia de 10 minutos.

Con lo anterior, el hidrograma correspondiente a la duración total de la tormenta se obtiene mediante la suma en el tiempo de cada uno de los hidrogramas trapezoidales obtenidos para cada intervalo de 10 minutos. De esta forma es posible obtener los hidrogramas de cada una de las 250 subcuencas que conforman la cuenca del Valle de México para una tormenta de diseño obtenida en la sección anterior.

Con el fin de tener una idea de la forma en que responde cada una de las zonas de la cuenca ante los eventos de diseño que fueron calculados, se acumulan, para cada uno de

esos eventos, los hidrogramas de las cuencas que pertenecen a un mismo sistema y se genera un solo hidrograma por cada zona. En la Figura 19 se muestran los resultados para algunas de las tormentas correspondientes a un periodo de retorno de 10 años.

Aunque los hidrogramas acumulados por zonas dan una idea básica de la respuesta de la cuenca, éstos aportan poca información acerca de la forma real en que responden los cauces y conductos que conforman el sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México, ya que no incluyen los efectos de tránsito y almacenamiento que en ellos se generan. Finalmente, y con el objetivo de incluir estos factores, se emplea un programa del Instituto de Ingeniería de la UNAM, denominado DVM, para llevar a cabo la simulación del tránsito de las avenidas de diseño a través del sistema de drenaje y conocer así los efectos que genera la variabilidad de la distribución espacial de la lluvia en la respuesta de los elementos del sistema.

Es importante precisar que, debido a que el programa DVM se encuentra aún en desarrollo, las simulaciones que se realizan no tienen en cuenta el control de avenidas que se genera en las presas del poniente ni algunas de las transferencias entre conductos que es posible realizar en diversos puntos del sistema, pero los resultados serán suficientes para observar la influencia de la variabilidad de la distribución espacial de la precipitación en la respuesta del sistema.

Así pues, se emplean 12 de las 23 tormentas correspondientes a un periodo de retorno de 10 años para alimentar el modelo del funcionamiento del sistema principal de drenaje. Los elementos del sistema para los cuales se analiza su comportamiento son los siguientes: Interceptor del Poniente, Interceptor Centro-Poniente, Interceptor Central, Interceptor Oriente, Río Hondo, Río Churubusco y el Emisor Central. Los gastos picos que se generan en cada uno de estos conductos se presentan en la Tabla 10. En la Figura 20 se grafican estos gastos picos normalizados por el valor promedio (GPN), y en la Figura 21 se observan los hidrogramas obtenidos en el Río Churubusco para cada evento simulado.

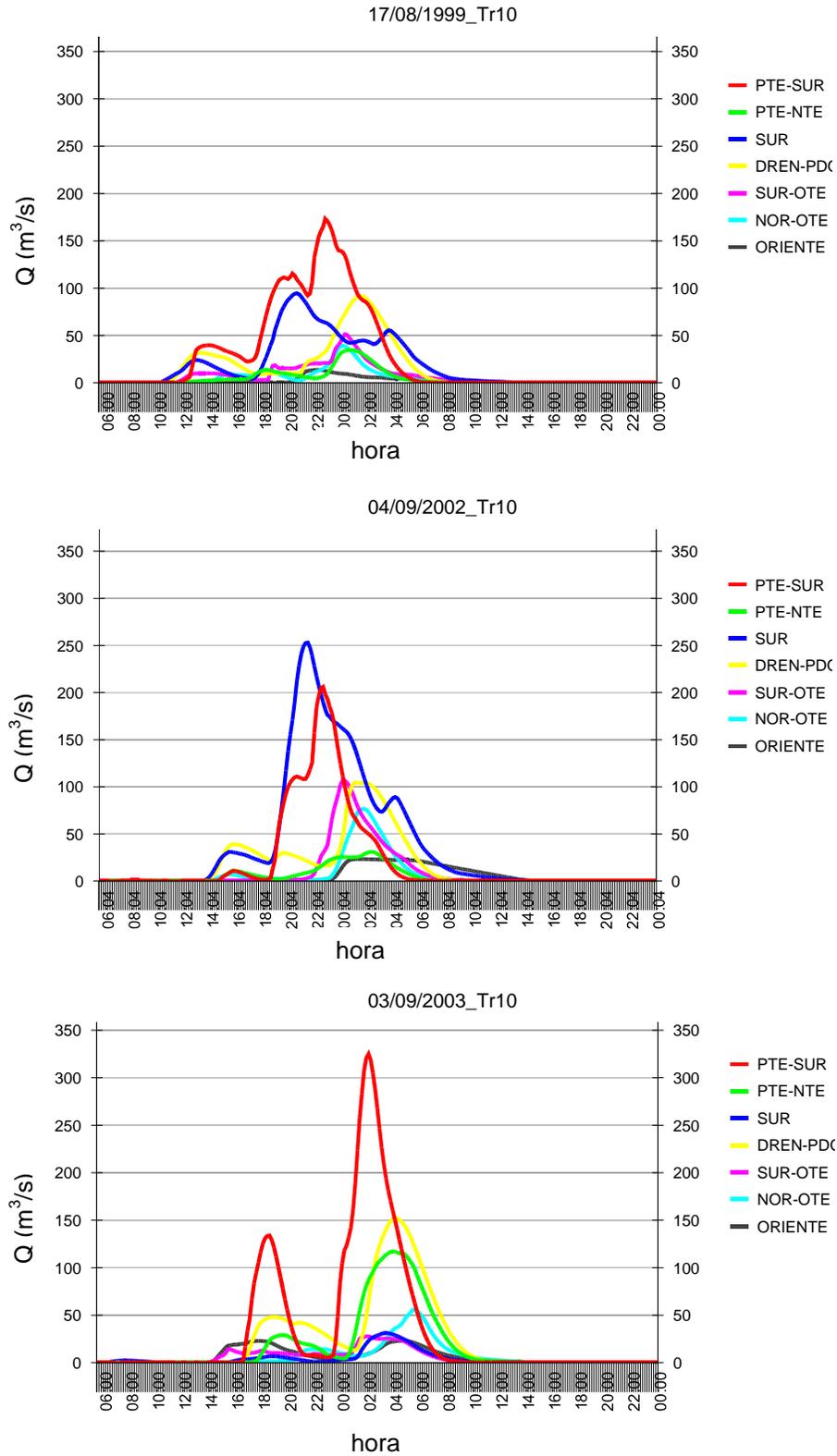


Figura 19. Hidrogramas acumulados por zonas para algunos eventos con periodo de retorno de 10 años.

Tabla 10. Gastos pico en conductos en simulaciones del funcionamiento del sistema principal de drenaje para eventos correspondientes a un periodo de retorno de 10 años.

TORMENTA TR10	GASTO PICO (m3/s)						
	INTERCEPTOR ORIENTE	INTERCEPTOR CENTRAL	INTERCEPTOR PONIENTE	INT. CTRO- PONIENTE	RIO CHURUBUSCO	RIO HONDO	EMISOR CENTRAL
04/03/1988	52.9	21.1	19.1	20.5	25.8	63.9	95.1
04/09/1988	50.5	22.0	20.6	20.7	34.1	84.5	94.9
21/06/1989	49.3	21.3	20.5	20.9	33.6	70.3	92.4
23/09/1992	45.5	23.2	38.1	27.6	28.1	151.8	95.9
21/09/1993	51.9	24.0	24.1	23.5	24.7	105.3	100.0
25/05/1995	62.3	41.2	20.6	30.6	37.5	69.3	134.7
28/07/1998	60.4	28.8	25.6	24.6	45.8	112.9	115.4
26/09/1998	44.1	28.9	19.9	22.5	34.7	72.8	96.8
17/08/1999	49.1	20.3	23.2	19.1	23.4	75.4	88.9
20/08/1999	48.0	34.0	31.9	28.8	15.6	156.3	112.6
21/06/2003	46.5	24.7	25.1	28.8	40.3	107.5	89.1
16/07/2007	37.5	23.2	32.9	28.3	23.6	152.0	90.7
Promedio	49.8	26.1	25.1	24.7	30.6	101.8	100.5
Max	62.3	41.2	38.1	30.6	45.8	156.3	134.7
Min	37.5	20.3	19.1	19.1	15.6	63.9	88.9
Coef. Var.	0.14	0.24	0.24	0.16	0.28	0.34	0.14

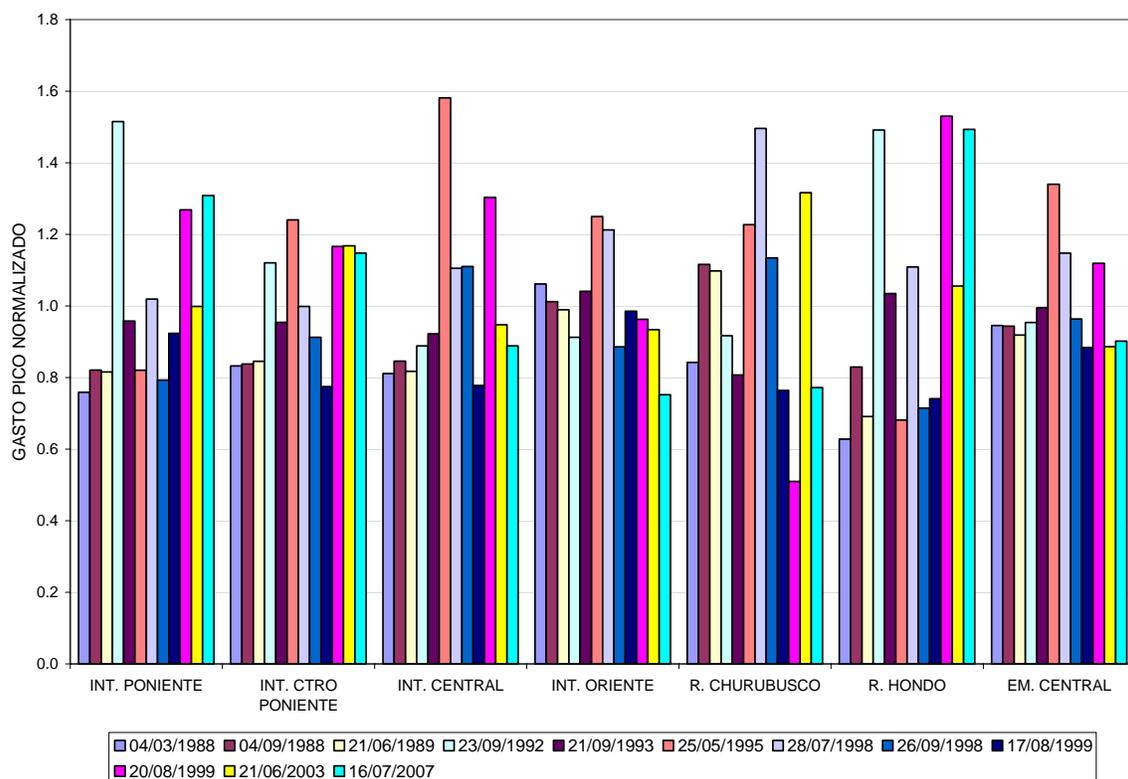


Figura 20. Gasto pico normalizado en conductos en simulaciones del funcionamiento del sistema principal de drenaje para eventos correspondientes a un periodo de retorno de 10 años.

RÍO CHURUBUSCO

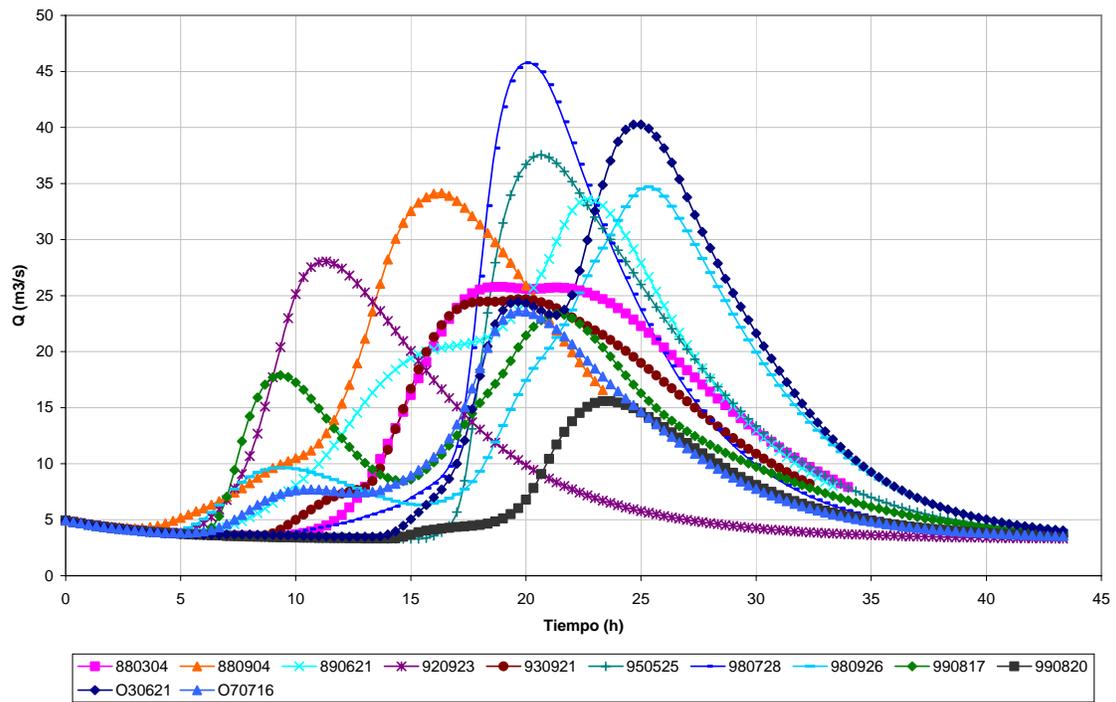


Figura 21. Simulación de tránsito de eventos de 10 años periodo de retorno en Río Churubusco.

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1. Tormentas históricas seleccionadas

En algunas de las tormentas seleccionadas el valor de la precipitación media en la cuenca, obtenido en este trabajo mediante la técnica de los polígonos de Thiessen, difiere notablemente de los valores reportados por el Sistema de Aguas de la Ciudad de México en su informe de los días más lluviosos durante el periodo 1988-2006. Un ejemplo de ello puede verse en el evento del 28 de julio de 1998 para el que se calculó una precipitación media de 16.3 mm mientras que para esa fecha el SACM reporta un valor de 23.5 mm, representando así una diferencia relativa de 31% respecto al segundo valor. Estas discrepancias existentes se atribuyen a probables diferencias en los métodos aplicados y en las áreas que fueron tomadas como referencia para llevar a cabo el cálculo de la precipitación media en la cuenca.

Por otro lado, al observar la distribución de las estaciones pluviográficas dentro del Valle de México (Figura 4), se hace muy notable la baja densidad de pluviógrafos que existe en las zonas oriente, nororiente y suroriente, sobre todo en las cercanías a la línea divisoria de aguas de la cuenca. Esta ausencia de estaciones pluviográficas produce, como puede verse en la Figura 10, polígonos de Thiessen de gran extensión que dificultan la estimación correcta de la precipitación en esas zonas. Por lo tanto, los resultados obtenidos para estas zonas deben tomarse con reservas en tanto no se disponga de una mejor cobertura de medición.

En la Figura 12 y en la Figura 13 es posible observar diferentes distribuciones espaciales que puede presentar la lluvia sobre la cuenca del Valle de México. En algunos de los eventos seleccionados la tormenta es generalizada y se distribuye homogéneamente sobre todo el Valle de México (por ejemplo, los eventos de marzo de 1988 y de agosto de 2007); en otros casos, la lluvia, a pesar de presentarse sobre la totalidad del valle, se concentra en una o dos zonas de la cuenca elevando los valores máximos puntuales de precipitación (por ejemplo, los eventos de agosto y septiembre de 1992); y en otros

eventos, la precipitación se concentra en alguna zona del valle mientras en el resto de la cuenca no se registra precipitación alguna (por ejemplo, los eventos de septiembre de 2000 y de agosto de 2004).

Esta gran variabilidad de la distribución espacial de la lluvia también puede resaltarse cuantitativamente observando las grandes diferencias entre los valores máximos y mínimos de la precipitación media por zonas entre las 23 tormentas seleccionadas (ver Tabla 5). Por ejemplo, en la zona poniente sur, donde se presentan las mayores láminas de precipitación anual dentro de la cuenca, el valor mínimo de la precipitación media entre las tormentas seleccionadas es de 7.6 mm y el valor máximo es de 67.7 mm, correspondientes a los eventos del 16 de septiembre de 1994 y del 4 de septiembre de 1988 respectivamente. Otro ejemplo que ilustra estas diferencias de distribución espacial de la lluvia es el que se encuentra al comparar las dos tormentas que se seleccionaron para el año 2000; el evento del 20 de agosto se asemeja en el valor promedio de precipitación de toda la cuenca al ocurrido el 13 de septiembre, pero en la primera tormenta, que estuvo concentrada en la zona sur, se presentó una lámina de 9.2 mm en la zona poniente-sur mientras que en la segunda este valor supera los 50 mm.

El evento ocurrido el 4 de septiembre de 1988 corresponde a una tormenta muy severa en la que la lluvia cubre todo el Valle de México y produce los mayores valores de precipitación media en todas las zonas y, por lo tanto, en toda la cuenca (45 mm). Esta tormenta generó grandes escurrimientos sobre los cauces y conductos del sistema de drenaje del valle. El boletín hidrológico N°42 de la Comisión Nacional del Agua reporta que la gran mayoría de estaciones hidrométricas registraron su valor instantáneo máximo anual durante ese evento.

5.2. Tormentas de diseño obtenidas

Comparando los mapas de distribución espacial de la lluvia y los diagramas de barras de la precipitación media por zonas entre las tormentas históricas y las tormentas de diseño (Figuras 12, 13, 16 y 17) es claro ver que la distribución espacial de las tormentas históricas se transfiere a las tormentas de diseño. De forma similar, el patrón de

distribución temporal también se transfiere como se ilustra en la Figura 22 donde se muestran las curvas masa para el evento de agosto de 1999 y donde puede observarse que el único efecto que provoca el factor de extrapolación es la amplificación de la precipitación en todas las estaciones con el fin de alcanzar la precipitación media en el área de referencia.

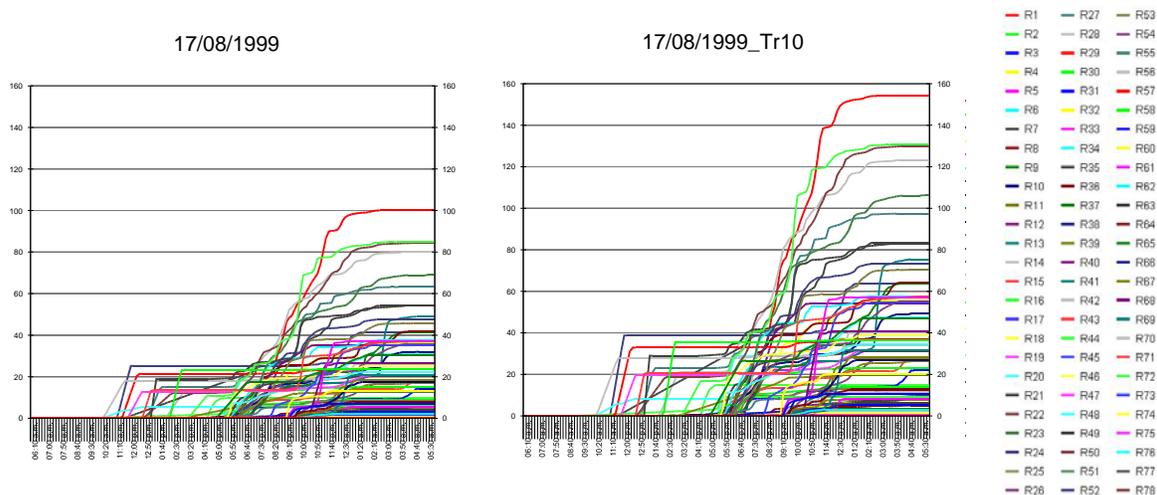


Figura 22. Comparación de curvas masa entre eventos históricos y eventos de diseño

En las Tablas 6 y 7 puede observarse que el evento del 4 de septiembre de 1988, el más severo de todos los registrados entre 1988 y 2007, corresponde a un periodo de retorno cercano a 100 años para el área de interés, y que el evento del 23 de septiembre de 1992 corresponde aproximadamente a un periodo de retorno de 10 años. Para los demás eventos seleccionados los periodos de retorno son menores a 10 años. Esto significa que para obtener una tormenta de diseño que conserve la distribución espacial del evento del 4 de septiembre de 1988 deben aplicarse factores de extrapolación menores a la unidad para los periodos de retorno de 10 y 50 años, y un factor aproximadamente igual a la unidad para un periodo de retorno de 100 años. Si se desea obtener una tormenta de diseño basada en el evento registrado el 23 de septiembre de 1992 debe aplicarse un factor cercano a la unidad para un periodo de retorno de 10 años, y factores mayores que la unidad para periodos de retorno superiores. Si, por el contrario, se emplea cualquiera de las demás tormentas seleccionadas para obtener una tormenta con un periodo de retorno mayor o igual a 10 años el factor de extrapolación tendrá un valor mayor que 1.

Cuando, para obtener una tormenta de diseño, se usa una tormenta histórica que se concentra mucho en la zona de referencia (en este caso, el área representativa de las aportaciones al sistema principal de drenaje), los factores de extrapolación que se deben aplicar serán considerablemente menores a los que se aplicarían cuando se usa una tormenta que se concentra en otros puntos de la cuenca, incluso aún, cuando la precipitación media en toda la cuenca sea similar en ambos eventos. Esto puede verse en los eventos de septiembre de 1992 y septiembre de 1993, donde ambos presentan una precipitación media en la cuenca similar (23.9 mm y 21.7 mm respectivamente), pero en la primer tormenta la lluvia se concentra fuertemente en la zona de referencia mientras en la segunda se reparte casi homogéneamente en toda el área de la cuenca, generando, para la segunda, un factor de extrapolación que es un 80% mayor al factor obtenido para la primera (1.82 y 1.02, respectivamente). Esto también es evidente en la tormenta de agosto de 2004 cuyo factor de extrapolación es el mayor de todos debido a que en la zona de referencia se presentó el menor valor de la precipitación media como puede verse en la Figura 13 y en la Tabla 7.

5.3. Efecto de la variabilidad de la distribución espacial de la lluvia en la respuesta del sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México

La influencia que tiene la variabilidad de la distribución espacial de la precipitación en la respuesta de la cuenca del Valle de México se ha querido constatar mediante el análisis de los efectos que diferentes tormentas con una misma probabilidad de ocurrencia y diferentes distribuciones espaciales de la lluvia generan sobre las diferentes zonas de la cuenca y sobre los elementos que conforman el sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México.

La Figura 19, donde se muestran los hidrogramas acumulados por cada una de las zonas del Valle de México, indica que las subcuencas de cada zona responden de forma diferente a pesar de que ocurran tormentas asociadas a un mismo periodo de retorno. La forma como se reparte la precipitación en el espacio, junto con su distribución temporal, influye directamente en la magnitud de la respuesta de cada una de las zonas.

Específicamente, la tormenta de 10 años periodo de retorno con distribución espacial basada en el evento del 17 de agosto de 1999 genera mayores gastos en la zona poniente-sur donde la precipitación estuvo más concentrada; de igual forma, la tormenta basada en el evento del 4 de septiembre de 2002, cuya precipitación estuvo concentrada fuertemente en las zonas sur y poniente-sur, genera hidrogramas de mayor magnitud en dichas zonas con relación a los hidrogramas de las demás zonas.

Al igual que las diferentes zonas de la cuenca, el sistema principal de drenaje también se comporta de acuerdo con la forma como se distribuya la precipitación dentro del valle. El Río Churubusco, por ejemplo, elevará sus gastos cuando las tormentas se concentren en la zona sur de la cuenca; el Río Hondo y el Interceptor Poniente harán lo mismo cuando la precipitación se concentre en la zona poniente, y los interceptores central y oriente conducirán mayores gastos cuando la lluvia se concentre en la zona del drenaje profundo. El comportamiento del Interceptor centro-poniente, debido a la transferencia que es posible realizar desde el Interceptor Poniente, depende tanto de la precipitación en la zona del drenaje profundo como de la precipitación en la zona poniente-sur. Por el contrario, el Emisor Central, que finalmente reúne gran parte de los escurrimientos generados en la zona de aportación al sistema principal de drenaje, no variará mucho los gastos pico que conduce siempre y cuando las tormentas que ocurran sobre dicha área correspondan a un mismo periodo de retorno.

Lo anterior se justifica con base en los resultados que se resumen en la Tabla 10 y en la Figura 20, donde se muestran los valores de los gastos pico en cada uno de los elementos del sistema de drenaje que se producen en diferentes tormentas correspondientes a un periodo de retorno común de 10 años. Por ejemplo, el Interceptor del Poniente conduce los mayores gastos pico en las tormentas de diseño basadas en los eventos del 23 de septiembre de 1992 (GPN = 1.52), del 20 de agosto de 1999 (GPN=1,27) y del 16 de julio de 2007 (GPN=1.31), en la cuales la precipitación se concentró en la zona poniente-sur produciendo láminas de lluvia cercanas a los 60 mm en la duración total de la tormenta (Figura 17). El mismo comportamiento se observa en el Río Hondo, que drena una parte de la zona poniente de la ciudad, donde los mayores gastos pico normalizados ocurren en esas tres tormentas alcanzando valores de 1.49, 1.53 y 1.49 respectivamente. Es importante anotar que, debido a que en el análisis no se incluye la regulación de las avenidas que ocurre en las presas del poniente, los valores

del gasto pico que fueron resultado de la simulación en el Río Hondo son mayores a los que se presentan realmente.

Haciendo ese mismo tipo de análisis, es posible observar que la tormenta de diseño (con $T_r = 10$ años) que presenta el mayor valor promedio de precipitación en la zona de drenaje profundo, la cual está basada en el evento del 25 de mayo de 1995, es la que genera los mayores gastos pico en los interceptores centro-poniente, central y oriente con valores de GPN de 1.24, 1.58 y 1.25 respectivamente.

A diferencia de los demás conductos, en el Río Churubusco no es tan clara la relación entre las tormentas con los mayores valores medios de precipitación en la zona sur y los mayores valores de gasto pico que el río conduce. Pero, por el contrario, sí es posible observar que el menor gasto pico que conduce el Río Churubusco es el que se produce por la tormenta de diseño que presenta el menor valor medio de precipitación en la zona sur, la cual está basada en el evento ocurrido el 20 de agosto de 1999.

Por otra parte, los coeficientes de variación calculados en la Tabla 10 permiten concluir que sí existe una gran influencia de la variabilidad de la distribución espacial de la precipitación sobre la respuesta de los elementos del sistema de drenaje, pero también se puede afirmar que el Interceptor Oriente y el Emisor Central son menos sensibles a los cambios en la distribución espacial de la lluvia sobre el Valle de México. En particular, se esperaba que la variabilidad del Emisor Central fuera menor debido a que, como se explicó antes, este conducto es el elemento final donde se reúne gran parte de los escurrimientos que se generan en la zona de aportación al sistema principal de drenaje y por lo tanto se debe ver menos afectado por la forma en que se distribuya la lluvia en el espacio. Sin embargo, el patrón temporal de la lluvia, cuyo efecto no es analizado en este trabajo, podría ser el causante de dicha variación. Por el contrario, los elementos del sistema que son más influenciados por la distribución de la lluvia en el espacio corresponden al Río Hondo y al Río Churubusco, para los cuales se tienen los mayores valores del coeficiente de variación.

6. CONCLUSIONES

Entre los métodos de interpolación de lluvias, Kriging sobresale por tener en cuenta la estructura de correlación espacial de la variable y porque generalmente ofrece una mejor representatividad del fenómeno de la precipitación, pero cuando se cuenta con una densa red de medición el método del Inverso de la Distancia (IDW) arroja muy buenos resultados y su uso es mucho más sencillo y rápido.

La variabilidad espacio temporal de la lluvia interactúa con la variabilidad espacial de las características de las cuencas, produciendo respuestas hidrológicas diversas. De acuerdo con la revisión bibliográfica realizada, el factor más importante en la respuesta de la cuenca es la variabilidad espacial de la lluvia y ésta es más importante que la variabilidad del suelo en la modelación del proceso lluvia-escorrentía.

En cuencas donde la precipitación es producto del fenómeno de convección, los eventos de lluvia presentan una alta variabilidad en su distribución espacial. Dos tormentas, por ejemplo, pueden tener una misma precipitación media areal, pero su distribución espacial puede ser completamente diferente debido a que la precipitación se concentra en puntos diferentes provocando así diversas respuestas a la salida de la cuenca o diferentes gastos en su sistema de drenaje.

Los factores de reducción por área, duración y periodo de retorno constituyen una gran ayuda para entender y sintetizar las características propias del fenómeno de precipitación en una determinada región, pero su empleo como única herramienta en la estimación de tormentas de diseño genera eventos que tienden a ser uniformes en el espacio y no considera la probabilidad de ocurrencia de otras tormentas en las que la lluvia se concentra en diferentes puntos de la cuenca.

Una tormenta histórica podrá convertirse en un evento de diseño mediante la aplicación del factor de extrapolación cuyo cálculo está basado en estudios regionales previos en los

que se haya caracterizado la estructura espacial de las tormentas mediante los factores de reducción por área y se hayan determinado las láminas de precipitación correspondientes a diferentes periodos de retorno.

La metodología desarrollada para obtener tormentas de diseño a partir de eventos históricos, basada en la definición del factor de extrapolación, permite transferir la distribución espacial y temporal de eventos registrados a tormentas asociadas a una cierta frecuencia. De esta manera, con la aplicación del factor de extrapolación que se ha definido en este trabajo es posible obtener diferentes tormentas que corresponden a un mismo periodo de retorno, pero que se diferencian entre sí por la forma como se distribuye la precipitación dentro de la cuenca.

El concepto de tormenta de diseño tiene la desventaja de suponer que la distribución de frecuencias de los eventos de precipitación es la misma para los eventos de avenidas. Sin embargo, mediante la aplicación de la metodología que se ha desarrollado es posible tener en cuenta diferentes respuestas en la cuenca generadas por diferentes eventos de precipitación asociados a una misma probabilidad de ocurrencia.

La variabilidad de la distribución espacial de la precipitación ejerce gran influencia en la respuesta de la cuenca del Valle de México y, en particular, sobre el funcionamiento del sistema principal de drenaje de su zona metropolitana. Los gastos pico que conducen los elementos del sistema durante una tormenta dependen, además de la severidad del evento, de la forma como se distribuye la lluvia dentro de la cuenca y de las políticas con las cuales se realice la operación del sistema de drenaje.

En comparación con los demás elementos, el funcionamiento del Interceptor Oriente y del Emisor Central es menos sensible a los cambios en la distribución espacial de la lluvia sobre la zona de aportación al sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México. Por el contrario, los valores de los gastos pico que conduce el río Hondo son más sensibles a esta variación de la distribución espacial de la lluvia.

Mediante el empleo de las diferentes tormentas de diseño que se obtuvieron en este estudio, y haciendo uso del modelo de tránsito de avenidas en el sistema de drenaje

principal del Valle de México, es posible estudiar las políticas óptimas de operación del sistema de acuerdo con las condiciones particulares que cada evento imponga.

Es recomendable aumentar el número de estaciones pluviográficas en las zonas nor-oriental, oriental y sur-oriental, sobre todo en las cercanías a la línea divisoria de aguas de la cuenca, o bien, desarrollar otras metodologías para mejorar estimaciones basadas en el uso de información pluviométrica y de radares meteorológicos.

En este trabajo se estudió la influencia de la variabilidad de la distribución espacial sobre el funcionamiento del sistema principal de drenaje de la zona metropolitana del Valle de México. Sin embargo, la distribución temporal de la lluvia también influye sobre la respuesta de las cuencas y, por lo tanto, se recomienda realizar estudios sobre los efectos que tiene sobre el sistema de drenaje.

BIBLIOGRAFÍA

Apaydin H., Sonmez F. K., Yildirim Y. E., (2004). Spatial interpolation techniques for climate data in the GAP region in Turkey. *Climate Research*, 28, 31-40.

Bacchi B., Ranzi R., (1996). On the derivation of the areal reduction factor of storms. *Atmospheric Research*, 42, 123-135.

Basistha A., Arya D., Goel N., (2007). Spatial Distribution of Rainfall in Indian Himalayas – A Case Study of Uttarakhand Region. *Water Resour Manage*, 10.

Borga M., Vizzaccaro A., (1997). On the interpolation of hydrologic variables: formal equivalence of multiquadratic surface fitting and kriging. *Journal of Hydrology*, 195, 160 – 171.

Cheng K., Wei C., Yeh H., (2003). Effect of spatial variation characteristics on contouring of design storm depth. *HYDROLOGICAL PROCESSES*, 17, 1755-1769.

Chow V. T., Maidment D. R., Mays L. W., (1988). *Hidrología Aplicada*. Mc Graw Hill.

Chulsang Y., Kyoungjun K., Hung K., Moo P., (2007). Estimation of areal reduction factors using a mixed gamma distribution. *Journal of Hydrology*, 335, 271-284.

Dirks K., Hay J., Stow C., Harris D., (1998). High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island Part II: Interpolation of rainfall data. *Journal of Hydrology*, 208, 187 – 193.

Domínguez R., (1997). Sistema para el control y drenaje de las avenidas en el Área Metropolitana del Valle de México. Instituto de Ingeniería UNAM, DF., México.

Domínguez R., Carrizosa E., Cisneros H., Bouvier C., (2004). Procedimiento simplificado de generación de tormentas y análisis de las consecuencias de la dependencia en las variables características. *XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Sao Paulo, Brasil.*

Eicher C., (1991). Selection of design storms – time resolution considerations. *Atmospheric Research, 27, 23 – 43.*

Engeln-Müllges G., Uhlig F., (1996). *Numerical Algorithms with C.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.

Franco C. (1998). Análisis regional de lluvias convectivas. Aplicación al Valle de México. Distrito Federal, México.

Franco V., Domínguez R., (1982). *Manual de Hidráulica Urbana, Tomo 1.* Departamento del Distrito Federal, DGCOH, Mexico DF.

Goovaerts P., (2000). Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology, 228, 113–129.*

Guichard D., (2005). *Influencia de la variabilidad espacio-temporal de la intensidad de lluvia en la respuesta hidrológica durante episodios de crecida.* Valencia, España.

Mikkelsen P., Madsen H., Arnbjerg-Nielsen K., Jorgense H., Rosbjerg D., Harremoes P., (1998). A rationale for using local and regional point rainfall data for design and analysis of urban storm drainage systems. *Water Science and Technology , 37 (11), 7-14.*

Nnadi F., Kkline F., Wray H., Wanielista M., (1999). Comparison of design storm concepts using continuous simulation with short duration storms. *Journal of the American Water Resources Association, 35 (1), 61-72.*

Press W., Teukolsky S., Vetterling W., Flannery B., (2007). *Numerical Recipes - The art of scientific computing.* Cambridge University Press.

Ramos M., Leblois E., Creutin J., (2006). From point to areal rainfall: linking the different approaches for the frequency characterisation of rainfalls in urban areas. *Water Science and Technology* , 54 (6-7), 33-40.

Renard F., Comby J., (2006). Evaluation de techniques d'interpolation spatiale de la pluie en milieu urbain pour une meilleure gestion d'événements extrêmes : le cas du Grand Lyon. *La Houille Blanche*, N°6-2006.

Schuermans J., Bierkens M., (2007). Effect of spatial distribution of daily rainfall on interior catchment response of a distributed hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 677-693.

Shepard D., (1968). A two dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *ACM National Conference* , 517-524.

Teegavarapu R., Chandramoulli V., (2005). Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology*, 312, 191 – 206.

Tetzlaff D., Uhlenbrook S., (2005). Significance of spatial variability in precipitation for process-oriented modelling: results from two nested catchments using radar and ground station data. *Hydrology and Earth System Sciences* , 9, 29-41.

Vaes G., Willems P., Berlamont J., (2005). Areal rainfall correction coefficients for small urban catchments. *Atmospheric Research* , 48-59.

Willems P., (1999). Stochastic generation of spatial rainfall for urban drainage areas. *Water Sciences and Technology* , 39 (9), 23-30.

Willems P., Berlamont J., (2002). Accounting for the spatial rainfall variability in urban modelling applications. *Water Science and Technology* , 45 (2), 105-112.