

QC 925
M674

OBTENCIÓN DE MODELOS MATEMÁTICOS PARA LA ESTIMACIÓN DE
INTENSIDADES MÁXIMAS DE PRECIPITACIÓN EN ZONAS CON ESCASA
INFORMACIÓN DEL ESTADO MÉRIDA

Por
Ada Celina Moreno Barrios

www.bdigital.ula.ve

Trabajo para optar al grado de Magister Scientiae en Desarrollo de los Recursos Aguas y
Tierras mención Planificación y Desarrollo de los Recursos Hidráulicas

CENTRO INTERAMERICANO DE DESARROLLO
E INVESTIGACIÓN AMBIENTAL Y TERRITORIAL
UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
MÉRIDA, VENEZUELA
2012

www.bdigital.ula.ve

www.bdigital.ula.ve

www.bdigital.ula.ve



www.bdigital.ula.ve

DEDICATORIA

A mi madre Ada, y a mis hermanos
María Carolina, María Virginia y José
Gregorio, por todo el apoyo y cariño
brindado. Esta meta cumplida es de
ustedes.

AGRADECIMIENTOS

A la profesora Ángela Henao, por todo el apoyo y la guía incondicional, brindados en el desarrollo de este trabajo.

Al profesor Roberto Duque, por facilitarme de forma desinteresada la información necesaria, y por obsequiarme generosamente todos sus conocimientos relacionados al tema de estudio.

Al profesor Alejandro Delgadillo, quien alimentó enormemente el presente trabajo, con sus invaluableles sugerencias y recomendaciones.

Al profesor Gustavo Páez por el apoyo brindado al momento de construir los mapas del presente trabajo de investigación.

www.bdigital.ula.ve

ÍNDICE

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
LISTA DE TABLAS.....	v
LISTA DE FIGURAS	vi
LISTA DE SÍMBOLOS	viii
RESUMEN.....	xi
INTRODUCCIÓN	1
1 MARCO CONCEPTUAL	3
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
1.2 Justificación.....	7
1.3 Objetivos	10
1.3.1 Objetivo General.....	10
1.3.2 Objetivos Específicos	10
2 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	11
2.1 Antecedentes	11
2.1.1 Trabajo previos relacionados con la temática de la investigación.....	11
2.1.2 Trabajos previos sobre IDF elaborados en Venezuela y en el Estado Mérida	17
2.2 Bases teóricas	20
2.2.1 Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia	20
2.2.2 Regionalización	30
2.2.3 Análisis Clúster.....	31
3 MARCO METODOLÓGICO.....	35
3.1 Búsqueda de información bibliográfica – cartográfica	35

3.2	Búsqueda y selección de estaciones	37
3.2.1	Selección de las series de precipitaciones máximas	37
3.3	Análisis de frecuencias.....	39
3.4	Ecuaciones o Modelos matemáticos ajustados a las relaciones IDF.....	40
3.4.1	Ecuación de Sherman.....	41
3.4.2	Ecuación de Koutsoyiannis.....	44
3.4.3	Ecuación de Koutsoyiannis modificada.....	46
3.5	Comparación de las ecuaciones obtenidas	48
3.6	Regionalización de estaciones.....	50
3.6.1	Análisis Clúster.....	50
3.6.2	Regionalización mediante los Momentos L.....	51
4	RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	57
4.1	Área de estudio.....	57
4.2	Estaciones seleccionadas.....	57
4.3	Selección de estaciones piloto.....	65
4.4	Registros de precipitaciones máximas	65
4.5	Análisis de frecuencias.....	70
4.6	Ecuaciones o modelos matemáticos ajustados a las relaciones IDF	70
4.7	Comparación de las ecuaciones obtenidas	77
4.8	Regionalización de la estaciones.....	84
5	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	112
6	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	114

LISTA DE TABLAS

3.1. Ecuaciones matemáticas para el ajuste de las relaciones IDF	40
4.1. Estaciones pluviográficas del área de estudio y sus alrededores.	60
4.2. Estaciones a agrupar.	62
4.3. Listado definitivo de estaciones a utilizar.....	64
4.4. Series de máximos anuales y de duración parcial.....	65
4.5. Series de máximos anuales y de duración parcial.....	66
4.6. Intensidades máximas para distintas duraciones, estación Mesa de Ejido, serial 3042.	71
4.7. Parámetros ecuación de Sherman, obtenidos para las estaciones piloto.....	73
4.8. Intervalos de confianza para los parámetros de la ecuación de Sherman	74
4.9. Parámetros ecuación de Koutsoyiannis, obtenidos para las estaciones piloto.....	77
4.10. Coeficiente de correlación r , error medio normalizado MNE, factor medio de predicción MPF e índice de dispersión ID para las estaciones piloto.	78
4.11. Parámetros de la ecuación de Koutsoyiannis y otros, para las estaciones pluviográficas.....	79
4.12. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las estaciones pluviográficas del estado Mérida y sus alrededores.	80
4.13. Parámetros regionalizados.	93
4.14. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las regiones seleccionadas en el estado Mérida y sus alrededores.	95
4.15. Estimación de los momentos L para la estación Mesa de Esnujaque, serial 2193.	97
4.16. Vectores u_i y matriz traspuesta ($u_i - u_p$), grupo 1.	98
4.17. Medida de discordancia D_i , grupo 1.....	98
4.18. Medida de Discordancia D_i	98
4.19. Valor crítico de la Medida de Discordancia D_i	100

LISTA DE FIGURAS

2.1. Dendograma de un análisis clúster jerárquico	34
3.1. Esquema metodológico.....	36
3.2. Curvas de intensidad - duración – frecuencia.....	42
3.3. Determinación del parámetro θ	43
4.1. Área de estudio.	58
4.2. Estaciones pluviográficas y polígonos de Thiessen del área de estudio y sus alrededores	59
4.3. Estaciones definitivas a utilizar.	63
4.4. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Páramo El Quemado, serial 3005.	67
4.5. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Mesa de Ejido, serial 3042.	67
4.6. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Mucubají, serial 3072.	67
4.7. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Quiu, serial 3188.	67
4.8. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación La Palmita, serial 8053. ...	67
4.9. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Capazones, serial 8073. ...	67
4.10. Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia, serie de máximos anuales.	68
4.11. Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia, serie de excedencia anual.	69
4.12. Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia, serie de duración parcial con tamaño de muestra 1,65N.	69
4.13. Intensidades máximas contra duración, estación Mesa de Ejido, serial 3042.	71
4.14. Transformación de curva en línea recta para las intensidades máximas en contra de la duración, estación Mesa de Ejido, serial 3042.....	72
4.15. Gráfico de C contra T para la ecuación de Sherman, estación Mesa de Ejido serial 3042.	73
4.16. Intensidades máximas contra duración, estación Mesa de Ejido serial 3042.	75
4.17. Transformación de curva en línea recta para las intensidades máximas en contra de la duración, estación Mesa de Ejido, serial 3042.....	76

4.18. Gráfico de C contra T para la ecuación de Koutsoyiannis, estación Mesa de Ejido, serial 3042.....	76
4.19. Grupos formados en Clúster No Jerárquico, con 4 conglomerados	85
4.20. Grupos formados en Clúster Jerárquico, con 4 conglomerados	86
4.21. Grupos formados en Clúster No Jerárquico, con 6 conglomerados	87
4.22. Grupos formados en Clúster Jerárquico, con 6 conglomerados	88
4.23. Dendograma de los grupos formados en Clúster Jerárquico con 4 conglomerados	89
4.24. Dendograma de los grupos formados en Clúster Jerárquico con 6 conglomerados	90
4.25. Regiones definitivas.....	92
4.26. L - Coeficiente de variación del grupo 1.	103
4.27. L - Coeficiente de variación del grupo 2.	103
4.28. L - Coeficiente de variación del grupo 3.	103
4.29. L - Coeficiente de variación del grupo 4.	103
4.30. L - Coeficiente de variación del grupo 5.	104
4.31. L - Coeficiente de variación del grupo 6.....	104
4.32. Isolíneas de máxima profundidad de lluvia para 1 hora y 2.33 años.....	107
4.33. Isolíneas de máxima profundidad de lluvia para 1 hora y 5 años.....	108
4.34. Isolíneas de máxima profundidad de lluvia para 1 hora y 25 años.....	109
4.35. Isolíneas de máxima profundidad de lluvia para 1 hora y 50 años.....	110
4.36. Isolíneas de máxima profundidad de lluvia para 1 hora y 100 años.....	111

LISTA DE SÍMBOLOS

Coefficiente de correlación.	r
Coefficiente de variación.	$C1$
Coefficientes a determinar, constantes para la estación de medición.	A_1, b y c
Coefficientes de la distribución general de valores extremos tipo I o Gumbel.	α y β
Coefficientes que dependen de la localización de la estación y periodo de retorno.	λ, ψ, η y θ
Constante para cada estación pluviográfica.	A
Constante regional.	$C2$
Constantes zonales.	B y L
Constantes.	$a, a1, a2, a3, a4$ y $a5$
Covarianza de X e Y.	S_{xy}
Cuarto momento L.	λ_4
Dato i de la muestra.	x_i
Dato medido.	X_{mi}
Desviación estándar de la muestra.	S
Desviación estándar de los datos transformados.	S_w
Desviación típica de la población.	σ
Duración de la lluvia en minutos.	D, d
Duración en horas	t
Error medio normalizado.	MNE
Estimador imparcial de β_r .	br
Factor de ajuste.	$K[T,n]$
Factor de frecuencia.	K
Factor de reducción adimensional.	R
Factor medio de predicción.	MPF
Función de verosimilitud.	L

Índice de dispersión.	ID
Intensidad de lluvia para 1 hora de duración y 10 años de periodo de retorno.	r_1^{10}
Intensidad de lluvia para 1 horas de duración con 100 y 10 años de periodo de retorno, respectivamente.	R_1^{100}, R_1^{10}
Intensidad de lluvia para t horas de duración y T años de periodo de retorno.	r_t^T
Intensidad de lluvia para t horas y T años de periodo de retorno.	I_t^T
Intensidad de precipitación.	i
L - coeficiente de asimetría.	t_2
L - coeficiente de curtosis.	t_3
L - coeficiente de variación.	t_1
Matriz de covarianza de u.	A
Media de la muestra.	\bar{x}
Media de la población.	μ
Media de los datos transformados.	\bar{w}
Medida de discordancia.	Di
Momento de probabilidad pesada de orden r.	β_r
Número π	3.14159
Número de periodos de retorno analizados.	k
Número e	2.71828
Parámetros de la distribución Pearson Tipo III.	β_1, P_0, E
Parámetros que dependen de la localización de la estación y de la frecuencia de ocurrencia de la lluvia máxima.	a y n
Parámetros que dependen de la localización de la estación y del periodo de retorno.	K, m y n
Periodo de retorno de la serie de duración parcial.	T_p
Periodo de retorno en años.	T_r, T
Periodo de retorno para la serie de excedencia anual.	T_{rE}
Precipitación de duración d.	Pd

Precipitación de duración igual a 60 minutos.	P_{60}
Precipitación máxima para 1 hora de duración y 10 años de periodo de retorno	P_{10}^{60}
Precipitación máxima para t horas de duración y T años de periodo de retorno.	P_T^t
Precipitación para un intervalo de tiempo t, y periodo de retorno T.	$x_{t,T}$
Primer momento L.	λ_1
Profundidad de lluvia para 24 horas de duración y 2 años de periodo de retorno.	R_{24}^2
Relación entre la intensidad de 1 hora de duración y 100 años de periodo de retorno, con la de 1 hora y 10 años.	x
Segundo momento L.	λ_2
T de Student para un nivel de confianza α , y un tamaño de muestra n.	$t_{\alpha/2, n-1}$
Tamaño de la muestra.	N, n
Tercer momento L.	λ_3
Valor base para la serie de duración parcial.	Xd
Valor estimado.	Xci
Variable reducida.	Yi
Variables sustitutas, mediante un cambio de variable.	D, C
Varianza de X.	Sxx
Varianza de Y.	Syy
Vector de los momentos L.	ui
Vector promedio de los momentos L.	\bar{u}

RESUMEN

El presente trabajo de investigación pretendió establecer modelos matemáticos para describir las relaciones intensidad - duración - frecuencia en todo el Estado Mérida, Venezuela; buscando regionalizar las ecuaciones conseguidas, en ciertas regiones que se comportaron hidrológicamente de forma homogénea. Metodológicamente se realizaron análisis de frecuencia para los datos de intensidades máximas, en una longitud de registro de 16 años comprendidos entre 1969 y 1984, utilizando para ello la información de las estaciones adscritas al Ministerio del Poder Popular para el Ambiente. En este sentido, las duraciones utilizadas fueron de 15 y 30 minutos, y 1, 3, 6, 9, 12 y 24 horas. Posteriormente se compararon los resultados obtenidos del empleo de las series de máximos anuales, de excedencia anual y de duración parcial con un tamaño de muestra de $1,65N$, donde N es el número de años de registro; de dicho análisis se obtuvo que los resultados más conservadores son arrojados por la serie de máximos anuales. Luego, con los resultados arrojados por los análisis de frecuencia para periodos de retorno de 2, 5, 10, 20, 25, 50, 100, 200 y 500 años, se ajustaron los modelos matemáticos propuestos por Sherman y Koutsoyiannis *y otros*, pudiendo compararse los resultados obtenidos entre ambas ecuaciones, a través del coeficiente de correlación, del error medio normalizado (MNE), del factor medio de predicción (MFP) y del índice de dispersión (ID); obteniéndose que la ecuación más apropiada para el estado Mérida fue la de Koutsoyiannis *y otros*, debido a que presentó, en todos los casos estudiados, un menor MNE y en el 67% de las estaciones arrojó un MFP más cercano a la unidad, en comparación con la ecuación de Sherman. A continuación, y para finalizar, se regionalizaron las fórmulas obtenidas, a través de un análisis clúster, tomando en consideración también, aspectos tales como la ubicación geográfica y la cota de las estaciones; para obtener un total de siete regiones que se comportaron de forma homogénea.

Palabras clave: Hidrología, modelos matemáticos, precipitaciones máximas, intensidades máximas, regionalización, series hidrológicas.

www.bdigital.ula.ve

INTRODUCCIÓN

El ser humano, desde el inicio de sus días ha buscado establecerse siempre en las cercanías de las fuentes de agua para poder desarrollarse y mantener su legado; así y con el paso de los años, el hombre ha ideado diferentes formas de aprovechar el recurso agua en su beneficio, pero también ha tenido que aprender a defenderse de las amenazas que representan las lluvias extremas y sus efectos en el desencadenamiento de crecidas excepcionales, procesos erosivos y movimientos de masa. Como hecho contrastante, el agua también puede verse como un recurso, que es aprovechado a través del diseño de obras hidráulicas, entre las que destacan: obras de toma, embalses y sistemas de almacenamiento. El dimensionamiento de éstas y de aquellas obras de protección contra los efectos negativos que puedan tener los ríos sobre las actividades del hombre (diques marginales, muros longitudinales, obras de defensa de márgenes de los cauces), debe realizarse a la luz del conocimiento de los posibles riesgos que corren las mismas a lo largo de su vida útil, sin olvidar los objetivos para los cuales son construidas. Para alcanzar este propósito se hace necesario abordar el análisis estadístico - hidrológico de ciertos fenómenos tales como: crecidas, sequías y especialmente las lluvias extremas con su respectiva frecuencia de ocurrencia.

En este sentido, el análisis de la ocurrencia de lluvias máximas permite, entre otros aspectos, el diseño adecuado de numerosas obras, tales como acueductos, cloacas, obras de protección contra las inundaciones, canalizaciones de ríos, drenajes de carreteras, calles y aeropuertos; entre otros; ello conlleva a asegurar el correcto funcionamiento y la durabilidad de las estructuras que construye el hombre para su bienestar. Asimismo, la información obtenida de los análisis de frecuencia puede ser utilizada en planes de ordenación del territorio y manejo de cuencas hidrográficas, por nombrar solo algunas de sus aplicaciones.

Igualmente, vale la pena mencionar que en el manejo y gestión de cuencas hidrográficas, así como en la planificación de los usos de la tierra, especialmente en la elaboración de planes de ordenamiento territorial, deben analizarse los eventos extremos de precipitación

con diferentes probabilidades de ocurrencia; todo ello con la finalidad de coadyuvar con la localización y distribución espacial de las zonas con mayor susceptibilidad a ser afectadas por movimientos de masa, así como también para zonificar los usos de la tierra en planicies inundables y áreas propensas a la ocurrencia de crecidas excepcionales.

Con el objetivo de facilitar el análisis de frecuencia de dichos eventos, es normal establecer la relación entre las profundidades e intensidades de precipitación, la duración de las mismas y sus probabilidades de ocurrencia, las cuales están dadas a través de las curvas profundidad - duración - frecuencia (PDF), e intensidad - duración - frecuencia (IDF). Dichas curvas son obtenidas mediante el uso de los datos recogidos por los pluviógrafos de las estaciones de medición, y deben ser ajustadas a ciertas ecuaciones o modelos matemáticos - estadísticos para luego ser presentadas de forma gráfica e incluso tabular.

Las curvas intensidad - duración - frecuencia (IDF) y profundidad - duración - frecuencia (PDF) permiten obtener la probabilidad de ocurrencia de intensidades y precipitaciones máximas a partir de su intervalo de duración “d” y su intensidad media “i” o de su profundidad “p”, a través de una interpolación gráfica o matemática (Torres, 2004); de esta forma, el ajuste de las curvas permite la estimación de magnitudes de diseño mediante la relación de las tres variables mencionadas anteriormente: precipitación, duración y frecuencia. Es de hacer notar que la obtención de ecuaciones matemáticas que describan dichas relaciones (lo que representa el propósito fundamental del presente trabajo), facilita los análisis cuando se consideran grandes volúmenes de información, además de proveer de fórmulas representativas ajustadas a regiones con un comportamiento determinado de las láminas máximas de lluvias caídas en un área.

1 MARCO CONCEPTUAL

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Investigaciones recientes sobre amenazas, riesgos y los diferentes tipos de vulnerabilidades en los últimos años en Venezuela, han llegado a la conclusión de que los eventos relaciones con crecidas y movimientos de masa en Vargas, Distrito Capital y los Andes venezolanos son fenómenos que pueden ser calificados como recurrentes (Protección Civil y Administración de Desastres, 2008). En este sentido, Aranguren (2008) establece que los desastres más frecuentes en Venezuela son aquellos ocasionados por las crecidas e inundaciones y en segundo lugar por los deslizamientos, los cuales tienen como factor desencadenante las lluvias extremas.

Pueden señalarse como los eventos de desastres más significativos en el país, en las últimas tres décadas, las tragedias del río Limón en el Estado Aragua en 1987, de Vargas en diciembre de 1999 y del río Mocotíes en el Estado Mérida en el año 2005 (Audemard F. , 2002; Audemard y Singer, 2002; Ferrer, 2000). Se observa que, dentro de los desastres de importancia ocurridos en Venezuela en los últimos años, el mayor porcentaje está representado por eventos hidrometeorológicos, los cuales son productos de la materialización de fenómenos relacionados con procesos de orígenes atmosféricos e hidrológicos, que pueden ser cuantificados a través de la medición y posterior análisis de valores de precipitaciones máximas.

En Venezuela, una de las regiones que pueden verse mayormente afectadas por la presencia de vaguadas en la tropósfera superior, relictos o restos de frentes fríos, y en general por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI), son precisamente los andes. Dentro de este contexto, los eventos de precipitaciones máximas, han ocasionado los desastres más importantes en la región andina (Zona del Mocotíes), afectando de forma directa las actividades socio - económicas, debido a la interrupción de las vías de comunicación, impidiendo el abastecimiento de insumos vitales, medicamentos, combustible, y el traslado de personas, rescatistas y personal médico a la región afectada. En el mismo orden de ideas, los estudios realizados por Lafaille y otros (2005), constatan que los daños observados

específicamente en el evento de lluvias máximas en Mocotíes en el año 2005, incluían casi exclusivamente las obras de infraestructura edificadas dentro del cauce del río o sobre los abanicos de afluentes laterales de río Mocotíes.

Por estas razones, el diseño de obras de ingeniería para el control de volúmenes y caudales productos de lluvias máximas debe incluir un análisis cuantitativo de las mismas para determinar las dimensiones y ubicación de las estructuras. Ello hace necesaria la estimación de esta variable hidroclimática para el adecuado diseño de las obras, a partir de dos parámetros importantes como lo son la intensidad o profundidad de lluvia y la duración, los cuales pueden ser relacionados con la frecuencia de ocurrencia a través de las curvas intensidad - duración - frecuencia y profundidad - duración - frecuencia (Wanielista y otros 1997). Asimismo, la elaboración de planes de ordenamiento territorial debe incluir los resultados obtenidos de los análisis de precipitaciones extremas con el objetivo de detectar las zonas susceptibles a ser afectadas por las amenazas hidrometeorológicas, y evitar la construcción de obras civiles (salvo las de mitigación de riesgos) en zonas protectoras y planicies inundables de los cuerpos de agua, y en las áreas con altos niveles de riesgo.

Estas relaciones pueden ser presentadas en forma gráfica a través de familias de curvas para distintas frecuencias, o periodos de retorno en su uso más extendido; o suele ser más conveniente utilizar ecuaciones analíticas en lugar de gráficos (Wanielista y otros 1997). Adicionalmente se puede elaborar una representación espacial de las lluvias a través de isoyetas de profundidades/intensidades máximas de precipitación para distintas frecuencias. Algunos autores recomiendan el uso de una variedad de ecuaciones que relacionan de alguna forma la intensidad, la duración y el periodo de retorno. Cualquiera que sea la metodología a utilizar, se requiere la información de tormentas, de tal forma que el proceso debe ser aplicado a los datos recogidos por los pluviógrafos de las estaciones de medición; obteniendo de esta manera ecuaciones ajustadas para las lluvias extremas en los sitios donde se encuentren ubicados los aparatos registradores.

En Venezuela se cuentan con datos de profundidad e intensidad de lluvia recolectados por las distintas estaciones ubicadas en todo el territorio nacional; específicamente las que pertenecen al Ministerio del Poder Popular para el Ambiente tienen un periodo de registro

que se extiende desde principios de los 60 hasta mediados de los 90 aproximadamente, aunque algunas de ellas midieron desde la década de los 40. Adicionalmente se observan algunas publicaciones tales como la del Instituto Nacional de Obras Sanitarias INOS (1969), el atlas de profundidad - duración - frecuencia de lluvias en Venezuela de la llamada División de Hidrología del antiguo Ministerio de Obras Públicas MOP (1963), vinculadas con la representación gráfica de las curvas IDF para diferentes duraciones y periodos de retorno, y en algunos casos, regionalizadas en zonas de extensa área superficial del espacio geográfico venezolano, que brindan una información útil, pero muy generalizada de las características de las lluvias extremas del país.

En la región de los andes venezolanos, se presenta una gran variabilidad espacio - temporal en los eventos de lluvia, y adicionalmente se tienen muy pocas estaciones registrando la precipitación en la actualidad; a esta situación se le suma la ocurrencia de fuertes precipitaciones en todo el territorio nacional y en el estado Mérida, durante los últimos meses del año 2010, gran parte del 2011 y 2012, las cuales dejaron cerca de 130.000 damnificados para finales del 2010, y 4000 afectados para agosto del año 2011 (EFE, 2011), lo que obligó al gobierno venezolano a decretar en estado de emergencia a varios estados del país (Prensa Latina, 2011a y 2011b), además, se observaron los tres años más lluviosos en los últimos 70 años en las ciudades del litoral central (Brassesco, 2012); debido a todos estos aspectos, surge la imperiosa necesidad de realizar un estudio detallado de las relaciones intensidad - duración - frecuencia.

Es evidente entonces que, a nivel nacional y regional, se requiere de datos de precipitaciones e intensidades máximas, y de algún tipo de modelaje que permita realizar un estudio de esta naturaleza, y que dicha información pueda ser ajustada a modelos o ecuaciones matemáticas que permitan la obtención rápida y precisa de las variables hidroclimáticas requeridas para el posterior diseño de obras hidráulicas y la toma de decisiones con fines de planificación y ordenamiento territorial.

En este orden de ideas, es objetivo del presente trabajo, ajustar los registros de intensidades de lluvias, tomados de las estaciones de medición del estado Mérida, a ciertas ecuaciones

matemáticas que permitan el cálculo directo de los valores de precipitaciones máximas (incluidas las duraciones menores a una hora).

Finalmente, los resultados serán presentados en formas de tablas de fácil aplicación, las cuales incluirían los parámetros de ajuste de las ecuaciones para diferentes regiones, permitiendo el cálculo matemático de las precipitaciones máximas; así como también: (i) se mostrarán las curvas intensidad - duración - frecuencia para periodos de retorno de 25, 50 y 100 años, y (ii) se presentará la distribución espacial de intensidades máximas de precipitación para diferentes duraciones y periodos de retorno en el área objeto de estudio.

www.bdigital.ula.ve

1.2 Justificación

En el diseño de obras hidráulicas es ineludible conocer los valores máximos de precipitación para poder calcular posteriormente, las dimensiones definitivas de las estructuras. La intensidad y la duración de una tormenta están íntimamente ligadas a la frecuencia de ocurrencia, y dicha relación se puede observar mediante las curvas intensidad - duración - frecuencia (IDF) o profundidad - duración - frecuencia (PDF), siendo recomendable utilizar ecuaciones que se ajusten a dichas curvas, ya que son una práctica muy utilizada cuando se trabaja grandes volúmenes de información.

Por otra parte y ya desde mediados de los años ochenta, se observó el surgimiento de un especial interés por el estudio de eventos lluviosos de cortos periodos de retorno, a veces inferiores a un año, relacionados con los estudios ambientales realizados en la época, sobre las descargas de vertidos contaminantes en cuerpos de agua; por el contrario, en las décadas anteriores, los análisis se centraban solamente en eventos menos frecuentes, con periodos de retorno iguales o superiores a los 10 años, siendo los más utilizados, aquellos relacionados con 25, 50 y 100 años; los cuales continúan revistiendo, hoy en día, gran importancia desde el punto de vista hidráulico, puesto que se asocian con inundaciones, aludes torrenciales, desbordamiento de redes de suministro de agua, insuficiencia de drenajes viales, y en general con pérdidas económicas y humanas de gran magnitud.

El hecho de determinar apropiadamente, tanto la intensidad de diseño de la precipitación como su periodo de retorno, es de suma importancia en un proyecto de drenaje, ya que de ese valor dependen las magnitudes de los caudales a desalojar. Las normas del antiguo INOS (1989) para Venezuela, en el artículo 3 - 14, recomiendan utilizar en dichos proyectos los siguientes periodos de retorno de las lluvias: (i) para zonas residenciales, 2 a 15 años, (ii) para zonas comerciales, 5 a 15 años, y (iii) para obras de canalización de cauces naturales 50 o más años (Palacios, 2004).

El verdadero problema, en Venezuela, para cuantificar las avenidas de diseño es la falta de datos hidrométricos, como se mencionaba en páginas precedentes, y la sustitución de caudal por intensidad de lluvia reduce el problema pero no lo elimina, ya que los registros

pluviográficos también son escasos (Quiroga y Campos, 2010). Este último aspecto se constituye en un hecho fácilmente palpable en el país, donde existe un gran déficit de información vinculada con registros pluviográficos, probablemente debido a los costos de instalación y mantenimiento de las estaciones.

En lo referente a la región andina, existe una realidad análoga a la del país, en cuanto a la escasez de datos, de allí que se han realizado algunas investigaciones (Briceño y Briceño, 1987; Avendaño y Rangel, 1988 y Fernández y Sánchez, 1989), cuyos resultados están relacionados con la presentación de curvas IDF que facilitan la estimación de los valores máximos de precipitación. Particularmente, en el Estado Mérida, son pocos los estudios realizados para el análisis de la distribución espacio - temporal de las precipitaciones máximas, esto aunado a la escasez de información actualizada, limitan los alcances no sólo de esta investigación, sino de aquellos proyectos y trabajos donde la estimación y análisis de los valores extremos de las precipitaciones locales y regionales resultan claves al momento de: diseñar obras hidráulicas, ordenar el territorio, estimar crecidas excepcionales, entre otros; sobre todo en Mérida, donde los movimientos de masa, procesos erosivos y obviamente las crecientes, tienen como principal elemento detonante o desencadenante a las lluvias torrenciales.

Adicionalmente, la poca disponibilidad de información vinculada con la distribución espacial de las intensidades máximas de precipitación, así como el difícil acceso a los datos de lluvias máximas menores a una hora de duración, aunado a posibles limitaciones de consistencia, conllevan a la necesidad de realizar un trabajo cuyo objetivo principal sea la obtención de ecuaciones que describan las relaciones intensidad - duración - frecuencia (IDF), para distintos periodos de retorno y duraciones, incluyendo aquellas menores a una hora. Todo esto con la finalidad de facilitar el trabajo de estimación de las magnitudes de diseño para obras hidráulicas y de los caudales máximos utilizados en diferentes actividades relacionadas con la planificación de los usos de la tierra, evitándose de esta manera la utilización de curvas representativas de áreas que cubren grandes regiones del territorio venezolano, con igual comportamiento desde el punto de vista de ocurrencia, duración e intensidad de las lluvias, como aquéllas presentadas por el antiguo INOS (1969).

En este sentido, se pretende con este trabajo, enriquecer los estudios disponibles en la zona andina, específicamente en el Estado Mérida, relacionados con análisis de frecuencias en pro de facilitar la obtención de intensidades de precipitaciones máximas, a través del uso de este tipo de ecuaciones, además de favorecer la realización de futuras investigaciones en esta temática, siendo en extremo pertinente puesto que los eventos de lluvias extremas de los años 2010, 2011 y 2012 han dejado entrever la alta susceptibilidad de la región frente a la ocurrencia de lluvias concentradas.

Finalmente y como un beneficio adicional, una vez obtenidas las ecuaciones IDF y las curvas respectivas, será posible estimar la intensidad de lluvias con duraciones y periodos de retorno cualesquiera, lo que le confiere a las ecuaciones y gráficos mencionados una gran generalidad y utilidad. Además se dispondrían de fórmulas regionalizadas para facilitar el trabajo de estimar magnitudes de lluvias máximas dentro del estado Mérida.

www.bdigital.ula.ve

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Establecer ecuaciones regionales que describan las relaciones intensidad - duración - frecuencia, aplicables a todo el estado Mérida, para distintas duraciones y diferentes periodos de retorno.

1.3.2 Objetivos Específicos

- Analizar la influencia de las estaciones registradoras de precipitación existentes en el área de estudio.
- Realizar los análisis de frecuencias de lluvias extremas para todos los registros de las estaciones seleccionadas.
- Estimar los parámetros de los modelos matemáticos que describen las ecuaciones elegidas.
- Definir los criterios que permitan seleccionar las ecuaciones obtenidas, en función de su mejor ajuste a los registros de lluvias extremas considerados.
- Obtener un conjunto de ecuaciones para la estimación de intensidades de precipitaciones máximas para distintas duraciones y periodos de retorno.
- Determinar zonas con comportamientos similares que permitan regionalizar analítica y espacialmente los resultados obtenidos, en función de comportamientos similares.
- Determinar las ecuaciones regionalizadas para la estimación de intensidades máximas de lluvia.
- Generar los mapas que describan el comportamiento espacial de la precipitación para 2.33, 5, 25, 50 y 100 años de periodos de retorno.

2 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 Antecedentes

En el siguiente capítulo se exponen los trabajos más relevantes, que brindan sustento a la presente investigación, que para efectos prácticos, son divididos en: i) Los estudios previos relacionados con la temática analizada, y ii) Los trabajos realizados en Venezuela y en el Estado Mérida, y que tienen relación con el tema planteado. De la misma manera se tratan diversos aspectos que conforman las bases teóricas del trabajo, en el sentido de definir los términos básicos que permitirán un mejor y mayor entendimiento de los procesos involucrados en el análisis de las precipitaciones e intensidades máximas de lluvia, así como en la obtención de modelos matemáticos que describan el comportamiento de las variables mencionadas con la duración y probabilidad de ocurrencia, así como de la regionalización de las ecuaciones conseguidas.

2.1.1 Trabajo previos relacionados con la temática de la investigación

Los estudios realizados sobre las relaciones intensidad - duración - frecuencia son extensos y muy variados, de allí que se presenta a continuación una breve síntesis de las investigaciones pertinentes al presente trabajo.

Así pues, en París, en la década de los 40 se estudiaron 900 tormentas registradas en el parque Mon - Souris para los 50 años del periodo 1897 - 1946, llegando a determinarse las intensidades medias máximas correspondientes a intervalos de referencia o a distintas duraciones entre 1 minuto y 30 horas para periodos de retorno de 5, 10, 20 y 50 años. Luego, se realizaron los ajustes de los resultados obtenidos, para llegar a una fórmula que describía la relación entre la intensidad en mm/h y la duración en minutos (Grisollet, 1948).

Por otra parte, Bernard (1932) obtuvo una serie de mapas para Estados Unidos, con el objetivo de estimar los parámetros de las curvas intensidad - duración - frecuencia para intervalos de tiempo iguales o mayores de 2 horas. Una de las principales conclusiones de

Bernard fue que la relación entre la intensidad de precipitación y la duración de la misma está representada por la siguiente ecuación:

$$i = \frac{a}{d^n} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Donde

i es la intensidad de lluvia con una duración d

a y n son los parámetros del modelo, cuyo valor depende de la localización de la estación y de la frecuencia (o periodo de retorno) de la lluvia.

En otro orden de ideas, Linsley y otros (1977), trabajaron con los datos de lluvia de un periodo de tiempo comprendido entre los años 1955 y 1969, para Estados Unidos, realizando análisis orientados al desarrollo de fórmulas empíricas que lograsen expresar las relaciones lluvia - frecuencia para aquellos casos en los cuales los datos de precipitación no son adecuados para realizar un análisis de frecuencia. Las ecuaciones obtenidas por Linsley y otros, estimaban profundidades de lluvia asociadas a una frecuencia determinada, en un rango de duración entre 20 minutos y 24 horas, y para periodos de retorno entre 2 y 100 años.

La dificultad de conseguir información de precipitaciones máximas para duraciones menores a una hora y la escasez de dichos datos conllevó a que algunos autores desarrollaran metodologías para relacionar las lluvias de corta duración con precipitación horaria e incluso diaria. Dentro de estos estudios se encuentran los realizados por Bell (1969), quien utilizó los datos de series parciales para varias estaciones de Estado Unidos a fin de encontrar una relación entre las precipitaciones de duraciones menores de dos horas, específicamente entre 5 y 120 minutos, con las lluvias de una hora, para periodos de retorno entre 2 y 100 años. Bell comparó sus resultados con los obtenidos por otros autores en Alaska, Sudáfrica, Hawaii, Puerto Rico y Australia, y concluyó que las relaciones profundidad - duración y profundidad - frecuencia en todas las regiones eran muy similares. La ecuación deducida por Bell se muestra a continuación:

$$P_T^t = (0.21 \ln T + 0.52)(0.54t^{0.25} - 0.50)P_{10}^{60} \quad \text{Ecuación 2.2}$$

Donde

P_T^t es la precipitación máxima para t horas de duración T años de periodo de retorno

P_{10}^{60} es la precipitación máxima para 1 hora de duración y 10 años de periodo de retorno

Posteriormente, Castillo y Ruíz (1979), establecieron para España, un par de fórmulas que relacionaban altura - duración - frecuencia para estimar precipitaciones máximas en un total de veinte (20) estaciones, para duraciones menores a 2 horas (ec. 2.3) y entre 2 y 72 horas (ec. 2.4). Las ecuaciones presentadas por los autores estimaban la precipitación ($x_{t,T}$) para diferentes intervalos de tiempo t, referidas a distintos periodos de retorno T en función de una constante (A) definida para cada estación, un factor de ajuste ($K[T,n]$), dos constantes zonales (B y L) y el coeficiente de variación (C1), como se detalla en las siguientes ecuaciones:

$$x_{t,T} = A \cdot t \cdot (t + L)^B (1 + K[T, n] \cdot C1) \quad \text{Duraciones menores a 2 horas} \quad \text{Ecuación 2.3}$$

$$x_{t,T} = A \cdot t^B (1 + K[T, n] \cdot C1) \quad \text{Duraciones entre 2 y 72 horas} \quad \text{Ecuación 2.4}$$

En este mismo orden y dirección, Chen presenta una fórmula en el año 1983 (ec. 2.5) que relaciona la intensidad - duración - frecuencia para cualquier localidad de Estados Unidos, cuya deducción involucró profundidades de lluvia para dos periodos de retorno de 10 y 100 años como información básica necesaria, de manera que se emplearon en este método las precipitaciones para periodos de retorno de 10 años con 1 hora de duración (R_1^{10}), 10 años y 24 horas (R_{24}^{10}), y 100 años con 1 hora (R_1^{100}). El autor estimó las relaciones entre profundidades de lluvia de 1 hora con las de 24 horas para cualquier periodo de retorno; así como también relacionó las precipitaciones de 100 y 10 años considerando cualquier duración. A continuación se presenta la fórmula desarrollada por el autor:

$$r_t^T = \frac{A_1 r_1^{10} \log(10^{2-xT} p^{x-1})}{(t+b)^c} \quad \text{Ecuación 2.5}$$

Donde

r_t^T es la intensidad de lluvia para t horas de duración y T años de periodo de retorno.

A_1, b y c son los coeficientes a determinar para cada estación de medición.

r_1^{10} es la intensidad de lluvia para 1 hora de duración y 10 años de periodo de retorno.

$$x = (R_1^{100}/R_1^{10})$$

T_p es el periodo de retorno en años para series de duración parcial.

Por otra parte, y ya en el año 1992, Kothyari y Garde analizaron los datos de 80 estaciones pluviográficas de la India, bajo la suposición de que las lluvias de duraciones menores a 24 horas son similares en regiones geográficas diferentes, esto debido a las propiedades generales de las celdas convectivas que las originan. Después de las consideraciones anteriores, los autores desarrollaron una ecuación general (ec. 2.6), que se presenta a continuación:

$$I_t^T = C2 \frac{T^{0.20}}{t^{0.71}} (R_{24}^2)^{0.33} \quad \text{Ecuación 2.6}$$

Donde

I_t^T es la intensidad de lluvia en mm/h para una duración de t horas y T años de periodo de retorno.

$C2$ es una constante regional igual a 8.31 para la India.

R_{24}^2 es la profundidad de lluvia en mm para 24 horas y 2 años de periodo de retorno.

Dicha ecuación arrojó errores de $\pm 30\%$ en el 95% de los casos, para estaciones distribuidas en toda India. Los autores dividieron el país en 5 subregiones con constantes C diferentes para cada una y consiguieron que el error disminuyó a $\pm 18\%$, pudiendo concluirse que la regionalización optimizó las ecuaciones obtenidas. Posteriormente, los resultados fueron validados con los datos de 2 estaciones que no fueron incluidas en la deducción de la fórmula, llegando a estimar errores de $\pm 20\%$.

Froehlich (1995) propuso cuatro ecuaciones paramétricas para Alaska, Hawaii, Puerto Rico y las Islas Vírgenes, que permitían estimar la intensidad máxima de precipitación, en función de 1, 2, 3, 6 y 24 horas de duración, tanto para series anuales como de duración parcial. El autor presentó una ecuación simplificada de la desarrollada por Chen en el año 1983, mostrada en párrafos precedentes.

Pasado el tiempo, y en publicaciones recientes, específicamente en Chile, Pizarro y otros (2001) elaboraron “tablas de uso práctico” para la región del Maule ubicada en la zona del valle central y de la Cordillera de los Andes, donde presentaron seis (6) ecuaciones para la obtención de las curvas IDF, que permitían calcular intensidades máximas en función del periodo de retorno y de la duración de la lluvia.

Ulteriormente, Pereyra y otros (2004) construyeron algunos modelos matemáticos no lineales ajustados a las curvas IDF de la ciudad de Xalapa, Veracruz, utilizando datos de precipitaciones máximas de un periodo de registro de 75 años, para obtener finalmente, como resultado, ocho (08) ecuaciones diferentes para la estimación de intensidades máximas de lluvia, en las distintas regiones seleccionadas.

En un estudio realizado en el río del Oro en territorio colombiano, sobre amenazas de inundación y erosión realizado en el año 2005, se hace mención de las ecuaciones obtenidas por Duarte, las cuales relacionan la intensidad, duración y el periodo de retorno de seis estaciones pluviográficas, y es de hacer notar que dicha ecuación tiene la misma forma de la fórmula presentada por Bernard en el año 1932, con la inclusión del periodo de retorno (ec. 2.7) (Geotecnología Ltda, 2005).

$$i = \frac{KT^m}{d^n}$$

Ecuación 2.7

Donde

I es la intensidad de lluvia con una duración d

K, m y n son los parámetros cuyo valor depende de la localización de la estación y del periodo de retorno de la lluvia.

Por otra parte, Valencia y Montaña (s/f) presentan una metodología dirigida a la obtención de ecuaciones de intensidad - duración - frecuencia, quienes trabajaron con 19 años de registros pluviográficos de la ciudad de Trinidad en Bolivia. Los autores realizaron el análisis probabilístico de los datos con ayuda de un software utilizado por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del país (SENAMHI), mientras que las ecuaciones empleadas para el ajuste fueron las de Bernard (1932).

Más recientemente, Pulgarín (2009) recopiló información de precipitaciones máximas para duraciones de 1 a 24 horas para 28 años de registro de las regiones cafeteras norte, centro y sur de Colombia. Posteriormente implementa diversas metodologías para la estimación de las curvas intensidad - duración - frecuencia, considerando enfoques clásicos (a través de análisis de frecuencia y el ajuste a fórmulas empíricas) y teorías de escalamiento modernas. Dentro de su trabajo consigue ajustar los datos utilizados a la ecuación presentada por Bell en el año 1969, obteniendo las relaciones de la intensidad máxima de lluvia con el periodo de retorno y la duración de la precipitación.

Las conclusiones de Pulgarín (2009) con respecto al uso de los análisis de frecuencia, como un método clásico para estimar las relaciones intensidad - duración - frecuencia (IDF), se centran en afirmar que es un procedimiento muy simple desde el punto de vista computacional y aritmético, y cuya mayor dificultad de aplicación es que los resultados obtenidos sólo aplican a los registros bajo estudio y no existe posibilidad de estimar las precipitaciones o intensidades máximas para otras escalas temporales, además requiere disponer de datos de intensidades (o de precipitaciones) máximas de 1 a 24 horas para los años que se quieren analizar. Adicionalmente, según el autor, la metodología clásica no aporta información que pueda ser utilizada para la determinación de las curvas IDF en otras regiones.

Para el estado de Tabasco en México, Quiroga y Campos (2010) emplearon la relación de presentada por Bell en 1969, con parámetros ajustados a los datos de catorce (14) estaciones pluviográficas, con registros de precipitaciones horarias para duraciones comprendidas entre 5 y 120 minutos y con periodos de retorno entre 2 y 100 años. Los resultados fueron comparados con las ecuaciones de Chen (1983) y la de Bell (1969) con

sus parámetros originales. Los autores concluyeron que el modelo deducido en el análisis, con parámetros regionalizados, funcionó con mejor precisión en la mayoría de las duraciones estudiadas, de allí que las ecuaciones obtenidas por Quiroga y Campos se representen una mejor alternativa para el análisis de lluvias máximas y la obtención de avenidas de diseño en el estado de Tabasco.

2.1.2 Trabajos previos sobre IDF elaborados en Venezuela y en el Estado Mérida

En Venezuela, y en orden cronológico, los análisis de precipitaciones máximas tienen sus inicios con el Instituto Nacional de Obras Sanitarias (INOS) en 1969, organismo en el que se construyeron una serie de curvas intensidad - duración - frecuencia para todo el territorio nacional, a través del empleo de la distribución doble exponencial de Gumbel para realizar los análisis de frecuencias de lluvias con periodos de retorno mayores de 10 años. Estas curvas fueron construidas para servir de apoyo al Plan Nacional de los Recursos Hidráulicos de Venezuela, y sus resultados fueron presentados en la forma gráfica de las curvas IDF, siendo ampliamente citadas en la literatura nacional y utilizados en proyectos de diseño hidrológico a nivel regional y local.

Luego, en el año 1986, Méndez realiza ajustes a cinco ecuaciones que relacionan las lluvias extremas de 10 años de periodo de retorno, con su intervalo de duración, para 1, 3, 6, 9, 12 y 24 horas, para ser utilizados en el diseño de obras de drenaje. Para lograr este objetivo, el autor utilizó los datos de precipitaciones máximas registrados en 39 estaciones de los llanos occidentales. Otros resultados importantes obtenidos en este trabajo, son las relaciones entre las precipitaciones máximas de 24 y 120 horas de duración, para 12 estaciones de medición, llegando a establecerse que éstas últimas son 1,3 veces mayores a las primeras.

En el año 1987, Briceño y Briceño elaboraron las curvas profundidad - duración - frecuencia y los mapas de isolíneas de máxima precipitación para el Estado Trujillo, mostrando los resultados de forma gráfica, para 1, 3, 6, 9, 12 y 24 horas de duración y

realizando el análisis de frecuencias a través de la función de distribución doblemente exponencial de Gumbel.

Posteriormente, Cartaya (1988) usó los datos de precipitaciones máximas caídas en 15, 30 y 45 minutos y la de una hora de duración para un periodo de retorno de 10 años, correspondientes a 81 estaciones pluviográficas de Venezuela. A partir de las relaciones medias entre las lluvias mencionadas, Cartaya estimó un factor de reducción R que relacionaba la lluvia de 60 minutos (P_{60}) con la precipitación de cualquier duración (P_d). De este procedimiento se obtuvo la ec. 2.8:

$$R = 0.14D^{0.49}$$

Ecuación 2.8

Donde

R es el factor de reducción adimensional = P_d/P_{60}

D es la duración de la lluvia P_d en minutos

Los resultados presentados anteriormente por Cartaya, fueron comparados con los obtenidos por otros autores en Estados Unidos, con la finalidad de validar la ecuación, concluyéndose que las lluvias extremas cortas son similares en todas partes del mundo, pudiendo ser estimadas de la reducción de la precipitación de una hora de duración (Cartaya, 1988).

En el mismo año de los trabajos de Cartaya, Avendaño y Rangel (1988) elaboraron las curvas profundidad - duración - frecuencia y los mapas de isolíneas de máxima precipitación para el Estado Mérida, mediante la selección de 52 estaciones registradoras, y utilizando la distribución teórica de probabilidad doblemente exponencial de Gumbel para la realización de los análisis de frecuencias. Los autores aplicaron métodos gráficos y analíticos; el primero fue empleado para construir 40 figuras, correspondientes a las estaciones ubicadas dentro del estado Mérida, mientras que el segundo procedimiento fue utilizado para la elaboración de los mapas regionales de profundidad - duración - frecuencia para 1, 3, 6, 9, 12 y 24 horas de duración y 2, 5, 10, 25, 50 y 100 años de periodos de retorno, para obtener un total de 36 mapas.

Una de las conclusiones principales del trabajo de Avendaño y Rangel (1988) es que la distribución de la precipitación en el estado Mérida no es uniforme, ni en el tiempo, ni en el espacio, localizándose centros de altas y bajas precipitaciones, así como periodos de lluvia y de sequía en toda el área de estudio. Adicionalmente, los autores comprueban que los mapas de isoclinas de precipitación máxima obtenidos, son representativos de los datos observados en las distintas estaciones, ya que los mayores valores de profundidad en dichas figuras se corresponden con las magnitudes extremas estimadas en los análisis de frecuencia.

En esta misma dirección, Fernández y Sánchez (1989) hicieron un trabajo similar al desarrollado por Avendaño y Rangel (1988), en el Estado Táchira, cuyos resultados fueron las curvas profundidad - duración - frecuencia y los mapas de isoclinas de máxima precipitación para duraciones de 1, 3, 6, 9, 12 y 24 horas con periodos de retorno de 2, 5, 10, 25, 50 y 100 años.

En el año 1994, Pérez A. estableció unas ecuaciones que relacionan las intensidades máximas de precipitación con su duración, en las estaciones registradoras San Juan de Lagunillas y Tostós seriales 3170 y 8057 respectivamente, ubicadas en las vertientes semiáridas de la cuenca media del río Chama, ubicado en el estado Mérida. En las mencionadas ecuaciones se observa que existe una relación inversamente proporcional entre las intensidades máximas de lluvia para periodos de retorno de 100 años, y la duración de las mismas, las cuales permiten estimar valores críticos de intensidad de precipitación asociados a flujos de detritos de diferentes magnitudes.

Más recientemente, en el año 2008, para el Estado Cojedes, algunos autores han ajustado los datos registrados por los pluviógrafos, al modelo presentado por Bernard en el año 1932, consiguiendo coeficientes de determinación entre los valores estimados y medidos, considerablemente altos para las ecuaciones obtenidas (Guevara y Carballo, 2008).

Los trabajos mencionados anteriormente son pertinentes para efectos del desarrollo de la presente investigación, puesto que han marcado una pauta para la temática a estudiar y representan los estudios más relevantes realizados en el área objeto de análisis. Sin

embargo, debe señalarse que existe un déficit importante de investigaciones de esta naturaleza, de allí la importancia del presente estudio.

2.2 Bases teóricas

A continuación se presenta la definición de conceptos pertinentes para el desarrollo de la presente investigación.

2.2.1 Curvas Intensidad - Duración - Frecuencia

La precipitación varía con el tiempo para una misma tormenta, y la duración varía de una tormenta a otra, es por ello que el análisis de la precipitación puntual debe incluir la profundidad y la duración de la lluvia, a esto se le conoce como análisis de intensidad - duración - frecuencia, IDF (Guevara y Cartaya, 1991), y es la representación gráfica o tabulada de la relación entre la intensidad de precipitación en un determinado tiempo y su frecuencia estadística de ocurrencia, y representa en todo caso, uno de los análisis fundamentales para definir la lluvia que debe usarse en el diseño hidrológico (Fatorelli y Fernández, 2007).

En este sentido, si la información de precipitación local está disponible, las curvas intensidad - duración - frecuencia (IDF) se pueden construir utilizando un análisis de frecuencia, donde las distribuciones teóricas más frecuentemente utilizadas en algunas regiones de América Latina son la de valores extremos tipo I (Gumbel) y la log-normal (Fatorelli y Fernández, 2007).

2.2.1.1 Métodos de cálculo de las curvas Intensidad - Duración - Frecuencia

Las curvas IDF pueden ser construidas siguiendo dos procedimientos; el primero está basado en un análisis de frecuencia para ajustar los datos observados a una distribución de probabilidad teórica, y el segundo busca el desarrollo de ecuaciones o modelos matemáticos que representan dichas relaciones.

- **Análisis de Frecuencia**

La mayoría de los procesos hidrológicos deben ser analizados y explicados desde un punto de vista probabilístico debido a la aleatoriedad inherente entonces, no se puede predecir de manera determinística el caudal o la lluvia, ya que no se conocen ni se pueden cuantificar todos los mecanismos que causan estas variables (Bedient y Huber, 1992).

El análisis de frecuencias es un procedimiento para estimar la frecuencia o probabilidad de ocurrencia de eventos a partir de registros históricos, dichos análisis requieren que los datos sean estacionarios, homogéneos e independientes. La restricción de homogeneidad asegura que todas las observaciones provengan de la misma población, y la de independencia asegura que un evento hidrológico no entre al conjunto de datos más de una vez (Monsalve, 2006). En este sentido, y según Chow y otros (1994), el objetivo del análisis de frecuencia es relacionar la magnitud de los eventos extremos con su frecuencia de ocurrencia, mediante el uso de distribuciones de probabilidad.

Los análisis pueden llevarse a cabo haciendo o no suposiciones sobre el tipo de distribución de probabilidad que siguen los datos y probar que la suposición es correcta a través de pruebas estadísticas. Alternativamente, se pueden graficar los datos observados y usar el mejor criterio para estimar la magnitud de los eventos para diferentes periodos de retorno. En caso contrario, si se hace una suposición de distribución, la magnitud de los eventos se estima partiendo de la línea de mejor ajuste a dicha distribución (Monsalve, 2006).

Existen dos métodos para ajustar la distribución supuesta: el primero consiste en graficar la distribución acumulada para trabajar con la recta de mejor ajuste, y el segundo toma en consideración el uso de factores de frecuencia particulares de cada distribución para la estimación de las magnitudes de precipitación. Dentro de la estimación de los factores de frecuencia, se tiene el método de los momentos y el de los mínimos cuadrados; el primero utiliza las características de la muestra para ajustar la función de frecuencia acumulada a una distribución teórica, mientras que el de los mínimos cuadrados emplea cada uno de los datos actuales de la muestra para efectuar el ajuste a la distribución teórica, buscando minimizar el cuadrado de la función del error entre el valor observado y el estimado.

✓ *Series de precipitaciones máximas*

Según Chow y otros (1994), para el análisis de frecuencia de las estaciones se pueden manejar tres tipos de series de información hidrológica:

- Serie de duración completa: Está formada por toda la información disponible.
- Serie de duración parcial: Es un conjunto de datos seleccionados de forma tal que su magnitud es mayor que un valor base; si dicho valor es seleccionado de manera que el tamaño resultante de la muestra es igual al número de años de registro, la serie toma el nombre de serie de excedencia anual. Por ejemplo, si se toma una intensidad base de 25 mm/h, entonces todos los valores seleccionados a posteriori deberán exceder dicha magnitud, incluso 2 o 3 eventos máximos dentro de un mismo año.
- Serie de valor extremo: Incluye el valor máximo o mínimo que tiene lugar en cada uno de los intervalos de tiempo de igual longitud de registro; de esta manera, si el intervalo es un año y se eligen los valores máximos, se trata de una serie máxima anual.

En este caso, las series de interés para efectos de la obtención de las curvas intensidad - duración - frecuencia (IDF) son las de valor extremo o máximos anuales y la de duración parcial. Esto es debido a que la serie de máximos anuales no considera el segundo o tercer evento mayor en un año que puede superar en valor al máximo evento de otro año en cuestión. A pesar de que no existe una conclusión definitiva sobre cuál serie elegir, existen algunos autores que afirman que las diferencias entre series anuales y parciales aumentan para valores pequeños de periodos de retorno (Wanielista y otros 1997).

Seeger y Villodas (2007) establecen que a medida que el periodo de retorno considerado sea mayor, los resultados de análisis con ambas series hidrológicas se tornan muy similares, debido a la posibilidad de que estos dos eventos ocurran en el mismo año es muy pequeña. Esto puede demostrarse a través de la siguiente ecuación:

$$Tr_E = \frac{1}{\ln\left(\frac{Tr}{Tr-1}\right)}$$

Ecuación 2.9

Donde

T_{RE} es el periodo de retorno para la serie de excedencia anual

T_r es el periodo de retorno para la serie de máximos anuales

De la ecuación anterior se observa que para valores de periodo de retorno mayores a 10 años, los resultados entre ambas metodologías son muy similares.

Beard (1962) establece que la serie de duración parcial es más útil para la determinación de valores extremos con periodos de retorno menores de 10 años. Ayala y Ferrer (1973) señalan que en el diseño de obras de drenaje es importante la sucesión o repetición de eventos desfavorables, por lo que sería preferible la utilización de series de duración parcial, sin embargo debe tenerse especial cuidado de elegir aquellos sucesos que sean independientes.

Según Cunnane (1973) es recomendable que el tamaño de la serie de duración parcial sea de $1.65N$ para que sus estimaciones sean tan o más eficientes que con una serie de máximos anuales, siendo N el número de años de registro. Con base en todo lo planteado con anterioridad, se decide comparar los resultados del análisis de frecuencia obtenido de la utilización de: i) la serie de duración parcial con un tamaño de muestra de $1.65N$, ii) la serie de excedencia anual, y iii) la serie de máximos anuales. Se elegirá la serie histórica que proporcione los resultados más conservadores de intensidad máxima de precipitación.

✓ *Distribuciones de Probabilidad*

Las distribuciones teóricas de probabilidad son ajustadas a los datos hidroclimáticos, para relacionar las magnitudes de las variables analizadas con su respectiva probabilidad de ocurrencia, debido a que la longitud de los registros es normalmente corta, lo que impide determinar la distribución de frecuencias más apropiada para los datos observados (Linsley y otros, 1977). Se han utilizado gran cantidad de distribuciones de probabilidad para describir procesos hidrológicos específicamente para eventos extremos, sin embargo, es necesario resaltar que ninguna de estas distribuciones es una representación exacta del

proceso natural, pero representa una ayuda útil para la descripción de los datos observados (Viessman y otros, 2003).

En este sentido se puede definir la distribución probabilística de una variable aleatoria $X(t)$ como la función que determina la posibilidad de que una determinada observación X , caiga dentro de un rango especificado (Fattorelli y Fernández, 2007).

- *Distribución Normal*

Según Guilarte (1978), existen muchas distribuciones de probabilidad; dentro de ellas la más importante es la normal o gaussiana, cuya función está definida por la siguiente ecuación:

$$Y = P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad \text{Ecuación 2.10}$$

Donde

μ es la media de la población

σ es la desviación típica de la población

π : 3.14159

e: 2.71828

Existe una aproximación de la ec. 2.9 utilizada por el programa AJUSTEV3 (Duque, 2006) similar a la presentada por Kite (1977) que consiste en la ec. 2.10:

$$P(x) = 1 - f(x)(a_1*q + a_2*q^2 + a_3*q^3 + a_4*q^4 + a_5*q^5) \quad \text{Ecuación 2.11}$$

Donde:

$$q = \frac{1.0}{(1.0+a*x)} \quad \text{Ecuación 2.12}$$

$a, a_1, a_2, a_3, a_4, a_5$: Valores constantes.

- *Distribución Lognormal*

Muchas variables hidroclimáticas e hidrológicas exhiben una marcada oblicuidad hacia la derecha, debido a la influencia de fenómenos naturales que obligan a tener valores mayores a cero o cualquier otro límite inferior y estar teóricamente sin restricciones en un rango superior. En estos casos, la variable hidrológica puede describirse con el ajuste de los logaritmos de la variable a una distribución normal (Viessman y otros, 2003), por ejemplo el caudal de un río que no puede ser negativo y en ríos grandes incluso se le puede estimar un valor límite distinto de cero como es el caso del río Orinoco.

Existe una estrecha relación entre la distribución normal y la lognormal, como bien menciona Monsalve (2006, p. 94): “Si la variable x de la ecuación (...) se reemplaza por una función $y = f(x)$, tal que $y = \log x$, la función puede normalizarse (...), transformándose en una ley de probabilidades denominada lognormal...”

La distribución lognormal aplicada a máximos, tiene algunas ventajas sobre la distribución normal tales como la limitación a valores positivos de la variable, la reducción de la asimetría positiva comúnmente encontrada en la información hidrológica, aunque presenta limitantes desde el punto de vista que requiere que los datos estén simétricamente distribuidos alrededor de su media (Chow y otros, 1994).

- *Distribución de valores extremos tipo I o Gumbel*

Esta función de probabilidades es muy utilizada para valores máximos aleatorios obtenidos de poblaciones suficientemente grandes es la distribución de valores extremos tipo I o Gumbel (Monsalve, 2006).

Dicha función de distribución tiene la siguiente forma:

$$P(x < xi) = e^{-e^{-yi}}$$

Ecuación 2.13

Donde

e: Base de los logaritmos neperianos

yi: Variable reducida, tal que

$$y_i = \frac{(x_i - \beta)}{\alpha} \quad \text{Ecuación 2.14}$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{6} \cdot S}{\pi} \quad \text{Ecuación 2.15}$$

$$\beta = \bar{X} - 0,5772 \cdot \alpha \quad \text{Ecuación 2.16}$$

\bar{X} es el promedio de los datos de la muestra

S es la desviación estándar de los datos de la muestra

X_i es el dato i de la muestra, desde i igual 1 hasta n

Las distribuciones de valores extremos han sido ampliamente utilizadas en hidrología, específicamente la distribución tipo I es comúnmente empleada en el modelaje de tormentas de lluvia (Chow y otros, 1994).

- Distribución Log-Gumbel

Si la variable x de la ecuación anterior se sustituye por su logaritmo, teniéndose que $w_i = \log x_i$, la ley de probabilidad de Gumbel se transforma en la comúnmente denominada log-Gumbel (Monsalve, 2006).

Luego se consiguen las expresiones para la media (\bar{W}) y desviación estándar (S_w) de los datos transformados, las cuales se presentan a continuación:

$$\bar{W} = \sum_{i=1}^n \frac{\log x_i}{n} \quad \text{Ecuación 2.17}$$

$$S_w = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (w_i - \bar{W})^2}{n-1}} \quad \text{Ecuación 2.18}$$

- Distribución Pearson Tipo III

Es un caso especial de la distribución tipo Pearson, cuya distribución de densidad de probabilidad según Fatorelli y Fernández (2007) es la siguiente:

$$P(x) = \frac{p_0^{\beta_1} \cdot (x-E)^{\beta_1-1} \cdot \exp[-P_0(x-E)]}{\Gamma \cdot \beta_1} \quad \text{Ecuación 2.19}$$

para $x \geq E$

Donde

$\Gamma \cdot \beta_1$: Función gamma de β_1

β_1 , P_o y E : Parámetros de la distribución

$$P_o = \frac{\sigma_x}{\sqrt{\beta_1}} \quad \text{Ecuación 2.20}$$

$$\beta_1 = \left(\frac{2}{g}\right)^2 \quad \text{Ecuación 2.21}$$

$$E = \bar{x} - \sigma_x \cdot \sqrt{\beta_1} \quad \text{Ecuación 2.22}$$

σ_x es la desviación estándar de x y g el coeficiente de asimetría de x .

- Distribución Log-Pearson Tipo III

Benson (1968), citado por Monsalve (2006), utilizó un método de análisis de frecuencia basado en la distribución logPearson tipo III, obtenido al utilizar los logaritmos de los datos observados junto con la distribución Pearson tipo III

La función de densidad de probabilidad es, según Fattorelli y Fernández (2007):

$$P(x) = \frac{P_o^{\beta_1} (y-E)^{\beta_1-1} \cdot \exp[-P_o \cdot (y-E)]}{x \cdot \Gamma \cdot \beta_1} \quad \text{Ecuación 2.23}$$

Donde

$$y = \log x \quad \text{para } \log x \geq E$$

β_1 , P_o y E : Parámetros de la distribución

$$P_o = \frac{\sigma_x}{\sqrt{\beta_1}} \quad \text{Ecuación 2.24}$$

$$\beta_1 = \left(\frac{2}{g \cdot y}\right)^2 \quad \text{Ecuación 2.25}$$

$$E = \bar{y} - \sigma_y \cdot \sqrt{\beta_1} \quad \text{Ecuación 2.26}$$

Siendo $\Gamma \cdot \beta_1$ la función gamma de β_1 , σ_y la desviación estándar de y , g el coeficiente de asimetría de y .

Según el Consejo de Recursos Hídricos de los Estados Unidos (United States Water Resources Council USWRC, 1976) citado por Fatorelli y Fernández (2007), es recomendable el uso de esta distribución para definir series anuales de crecidas.

Las distribuciones Pearson III y LogPearson III tiene la gran ventaja de ser flexibles, puesto que un valor cero de coeficiente de asimetría las transforman en distribución normal y log-normal respectivamente (Viessman y otros, 2003).

✓ *Ajuste de la Distribución*

La estimación de magnitudes de diseño para variables aleatorias (gasto, precipitación, intensidad, entre otros) asociadas a una probabilidad de ocurrencia puede hacerse en forma analítica y/o gráfica. Según Aparicio (2010), el método gráfico puede dar buenos resultados si es aplicado por personas con experiencia, pero tiene la desventaja de la subjetividad; el método analítico permite buscar entre las distintas funciones de distribución de probabilidad teóricas a aquélla en la que se ajusten mejor a los datos. Algunos métodos de ajuste son: el de los momentos, mínimos cuadrados y el método de máxima verosimilitud y más recientemente los momentos L (Fatorelli y Fernández, 2007). Según Aparicio (2010) el método de los momentos es el más sencillo de los mencionados anteriormente.

El método de los momentos es utilizado por el programa AJUSTEV3 (Duque, 2006) y tiene la ventaja de ser muy exacto, el cual consiste en establecer relaciones entre los N parámetros de la distribución seleccionada y los n primeros momentos de la muestra (Fatorelli y Fernández, 2007).

El procedimiento de los mínimos cuadrados es frecuentemente utilizado en hidrología, incluso para ajustar curvas de caudales en ríos (relación h vs Q), realizar regresión de correlaciones entre estaciones de caudales, construcción de curvas de intensidad - duración - frecuencia de lluvias, entre otros. Se basa en el cálculo de una línea de regresión para

ajustar los datos graficados y busca minimizar la suma de los desvíos al cuadrado de los valores observados y los calculados. Existen tres condiciones que deben ser cumplidas para poder aplicar este método: i) los errores entre lo observado y lo calculado deben seguir una distribución normal, ii) los errores son mutuamente independientes de la línea de regresión, y iii) La varianza a lo largo de la línea es constante (Fatorelli y Fernández, 2007).

Según Fatorelli y Fernández (2007), el método de máxima verosimilitud para el ajuste a una distribución busca obtener la función de verosimilitud, considerando que si se tiene una función de densidad de probabilidad $f(x; \alpha; \beta \dots)$ de una variable continua x con parámetros $\alpha, \beta \dots$ a ser estimados, la función de verosimilitud de una muestra de N valores de la variable es:

$$L = \prod_{i=1}^N f(x_i; \alpha, \beta \dots) \quad \text{Ecuación 2.27}$$

Si la variable es discreta y la función de probabilidad acumulada es: $P_i(x; a, b \dots)$ la función de verosimilitud es el producto:

$$L_i = \prod_{i=1}^N P_i(x_i; \alpha, \beta \dots) \quad \text{Ecuación 2.28}$$

La función es óptima cuando, para ciertos valores de $a, b \dots$, y al aplicar logaritmos para facilitar el análisis, se tiene:

$$\ln(L) = \ln \prod_{i=1}^N f(x_i; \alpha, \beta \dots) = \sum_{i=1}^N \ln(f(x_i; \alpha, \beta \dots)) \quad \text{Ecuación 2.29}$$

De sus derivadas parciales en $\alpha, \beta \dots$ igualadas a cero se obtienen las funciones de máxima verosimilitud en función de los parámetros a determinar.

- Ecuaciones Matemáticas para el cálculo de las relaciones IDF

Existe una gran cantidad de ecuaciones presentadas por diferentes autores para representar las relaciones IDF, una de ellas es presentada por Sherman (1931) desarrollada para Boston, Massachussets:

$$i = \frac{\lambda T^\psi}{(d+\theta)^\eta} \quad \text{Ecuación 2.30}$$

Donde i es la intensidad máxima de precipitación en mm/h; λ , Ψ , η y θ son coeficientes que varían con el lugar y el periodo de retorno; d es la duración de la lluvia en horas o minutos; y T es el periodo de retorno de la lluvia en años

Bernard (1932) desarrolló la siguiente relación IDF:

$$i = \frac{\lambda T^\Psi}{d^\eta} \quad \text{Ecuación 2.31}$$

Wenzel (1982) presenta para algunas ciudades de Estados Unidos la ec. 2.31:

$$i = \frac{\lambda}{d^{\eta+\theta}} \quad \text{Ecuación 2.32}$$

De la misma manera, Chow *et al.* (1994) presentan la siguiente relación IDF:

$$i = \frac{\lambda T^\Psi}{d^{\eta+\theta}} \quad \text{Ecuación 2.33}$$

Otro modelo sugerido por Koutsoyiannis y otros (1998) se presenta a continuación, considerando que la intensidad tiene una distribución doble exponencial o de Gumbel, tipo I:

$$i = \lambda \left\{ \frac{\Psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d+\theta)^\eta} \right\} \quad \text{Ecuación 2.34}$$

2.2.2 Regionalización

Con el objetivo de garantizar una buena estimación de las variables hidroclimáticas correspondientes a periodos de retorno altos, y buscando reducir la varianza de los parámetros estimados con muestras únicas, se puede emplear la información de estaciones con comportamiento similar, y mediante la aplicación de un enfoque regional suponerla a regiones homogéneas que estén representadas por un conjunto de datos en común (Salas, 2004).

El proceso de regionalización de lluvias máximas en una cuenca o región hidrológica, que es uno de los objetivos fundamentales de este trabajo, involucra varios aspectos

relacionados con el relieve, la altitud, la presencia de cuencas hidrográficas, así como la influencia de algunas variables climáticas, entre otros. En términos generales, el proceso de regionalización equivale a obtener fórmulas o procedimientos factibles de aplicarse a una región hidrológica, aprovechando las características que son comunes para todos los puntos de la región y señalando las particularidades que no son comunes (Cortés, 2003).

La identificación de regiones homogéneas para el establecimiento de las muestras a trabajar con el objetivo de obtener las ecuaciones representativas de cada una de ellas, se puede hacer a través de dos metodologías: i) Considerar las características fisiográficas y/o climáticas, y ii) Utilizar variables estadísticas, específicamente los momentos L (Salas, 2004).

En el presente trabajo, el procedimiento utilizado para regionalizar las ecuaciones se basó en primer lugar, en un análisis clúster para definir las zonas similares desde el punto de vista del comportamiento de los parámetros de las ecuaciones obtenidos para cada estación pluviográfica, que son aquellas se esperan tengan características climáticas y orográficas en común; y posteriormente se aplicó el método de los momentos L para establecer las regiones homogéneas, comprobando a través de este procedimiento que las regiones seleccionadas en el análisis clúster tengan, en efecto, una conducta climática análoga.

2.2.3 Análisis Clúster

El análisis clúster es un método estadístico multivariante de clasificación automática que sitúa las tablas de datos en grupos homogéneos, conglomerados o clústers, de manera que los individuos considerados similares sean asignados a un mismo clúster o grupo, mientras que individuos diferentes se localicen en clústers distintos (Pérez C., 2005).

Según Pérez C. (2005) los principios básicos del análisis clúster son los siguientes:

- Revela concentraciones en los datos para agruparlos en clúster según su homogeneidad.
- Se pueden agrupar tanto casos como variables.

- La agrupación se basa en la proximidad o lejanía, de allí la importancia de definir correctamente el concepto de distancia.
- Los elementos de un clúster deben ser lo más homogéneos posibles y diferentes a los contenidos en otros conglomerados.
- El número de clústers no es conocido de antemano y los conglomerados se crean en función de la naturaleza de los datos, es por lo tanto una técnica de clasificación *post hoc*.

Para realizar el análisis clúster es necesario definir en primer lugar las variables y detectar datos atípicos, debido a que dichos valores deforman las distancias y producen clústers unitarios. Posteriormente debe seleccionarse la forma de medir la relación entre los individuos, para ello debe utilizarse una medida de similitud para poder agrupar aquellos elementos con la máxima similitud. Finalmente se elegirá la técnica adecuada para realizar el análisis clúster (Gutiérrez, 2009).

www.bdigital.ula.ve

2.2.3.1 Elección de las variables

En la selección de las variables es importante adecuar la muestra al objeto del análisis en la medida de lo posible, es decir, no se deben elegir variables indiscriminadamente, ya que la inclusión de información irrelevante no puede ser contrastada por el análisis clúster, aumentando además la posibilidad de errores en la conclusión final. Las variables deben ser tipificadas siempre y cuando se encuentren en medidas o escalas diferentes para permitir su comparación y de esta manera tener para todas ellas una media 0 y desviación típica de 1 (Mahia, s/f y Gutiérrez, 2009).

2.2.3.2 Elección de una medida de asociación

Según Mahía (s/f) la medida de asociación, similitud o distancia puede ser de dos tipos:

- Correlación o similaridad: La agrupación se hará con base en aquellos individuos que presenten una correlación o similaridad máxima.

- Distancia o similitud: Esta medida define proximidad, por tanto los conglomerados se construirán incluyendo aquellos individuos que tengan la menor distancia o similitud. Generalmente utilizada en datos que son medibles.

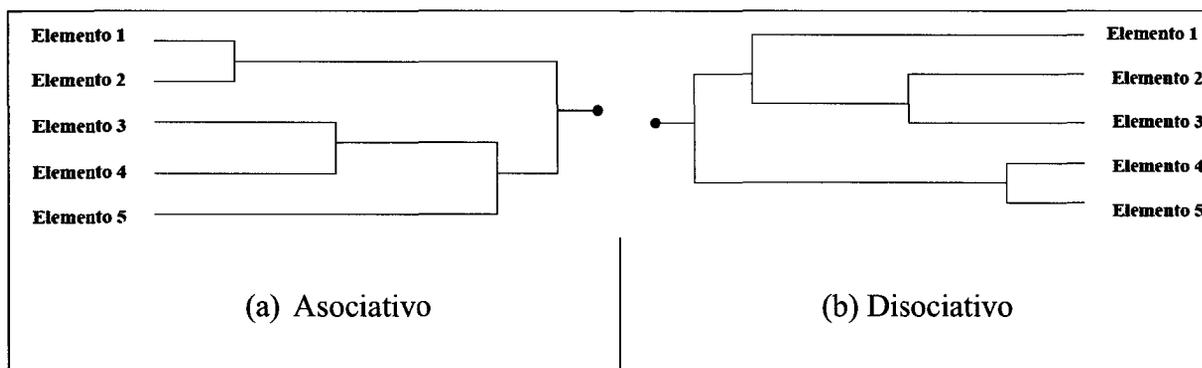
Pueden existir muchos tipos diferentes de medidas de asociación, y serán elegidas dependiendo de cada circunstancia.

2.2.3.3 Elección de la técnica clúster

Según Gutiérrez (2009) existen dos grandes grupos de técnicas de análisis clúster:

- Métodos jerárquicos: son aquellos que para formar un clúster nuevo, unen o separan alguno ya existente para dar origen a otros dos de forma que se maximice una similitud o se minimice una distancia. Dentro de este grupo se encuentran los métodos asociativos o aglomerativos y los disociativos, donde la diferencia primordial es que en los primeros se parte de tantos grupos como individuos existen que se van uniendo hasta llegar al número adecuado de conglomerados, mientras que en los segundos se inicia con un solo grupo que va siendo dividido hasta llegar a la solución óptima.
- Métodos no jerárquicos: se clasifican los elementos en K grupos, estudiando todas las particiones de individuos en esos conglomerados y eligiendo la mejor solución. El análisis precisa que el investigador fije de antemano el número de clústers en que quiere agrupar los datos.

La principal ventaja de los métodos jerárquicos es que se puede presentar el resultado final de análisis clúster en forma gráfica a través de un dendograma, que define las etapas de formación de los grupos a modo de árbol invertido como se presenta en la figura 2.1.



FUENTE: Mahía, s/f.

Figura 2.1. Dendrograma de un análisis clúster jerárquico

Se observa en la Figura 2.1(a) que el clúster jerárquico asociativo parte de un número de conglomerados igual a la cantidad de elementos y los va agrupando hasta llegar a una solución, en cambio para el método disociativo de la Figura 2.1(b) se comienza el estudio con un único conglomerado que va siendo dividido hasta llegar al resultado final.

Dentro de los análisis clúster no jerárquicos se encuentra el método de K-media, el cual permite que un individuo asignado a un grupo en un determinado paso del proceso sea reubicado en otro conglomerado en un paso posterior si esto optimiza el criterio de selección (Pérez C., 2005).

Los clústers no jerárquicos son recomendados para grandes tablas de datos, siendo también útiles para la detección de casos atípicos (si se elige deliberadamente un número elevado de conglomerados), mientras que aquéllos que contengan un muy escaso número de individuos servirían para detectar casos extremos o aquéllos que no parecen agruparse con los otros datos. Existe en la actualidad software relacionado con la agrupación de datos a través de análisis clúster como por ejemplo el SPSS Statistics versión 19.0, de IBM, el cual fue empleado en la presente investigación.

3 MARCO METODOLÓGICO

A continuación se presentan las metodologías utilizadas para el desarrollo del presente trabajo. Es de hacer notar que los procedimientos tratados en este capítulo involucran la selección de las estaciones a utilizar, la elección de la serie de registros históricos de lluvias máximas, los análisis de frecuencia, la obtención de los modelos matemáticos que permitan relacionar la intensidad, la duración y la frecuencia de ocurrencia de las precipitaciones máximas en el Estado Mérida, así como también los métodos de regionalización y técnicas de agrupación utilizados para establecer posteriormente las ecuaciones definitivas, características de las regiones aquí definidas.

En la figura 3.1 se muestra la secuencia de pasos a seguir en la realización de esta investigación.

3.1 Búsqueda de información bibliográfica – cartográfica

Se recopiló información bibliográfica, tanto impresa como digital de publicaciones y artículos de revista, para obtener los antecedentes relacionados con la temática y aquellos estudios previos realizados en el área de estudio. De la misma manera se buscó información relacionada con la metodología a desarrollar en el presente trabajo, a fin de tener las bases teóricas de los procedimientos involucrados.

Asimismo se recopiló la información cartográfica del área de estudio, que consta de las hojas 5839, 5840, 5841, 5842, 5938, 5939, 5940, 5941, 5942, 5943, 6040, 6041, 6042 y 6043 de Cartografía Nacional a escala 1:100.000; se obtuvo la divisoria del Estado Mérida en formato digital tipo shapefile (.shp) y la topografía a través de un modelo digital de elevación (DEM). Se ubicaron todas las estaciones pluviográficas del Ministerio del Ambiente ubicadas en el Estado Mérida y sus alrededores; igualmente se recopiló y revisó la información disponible en cada estación.

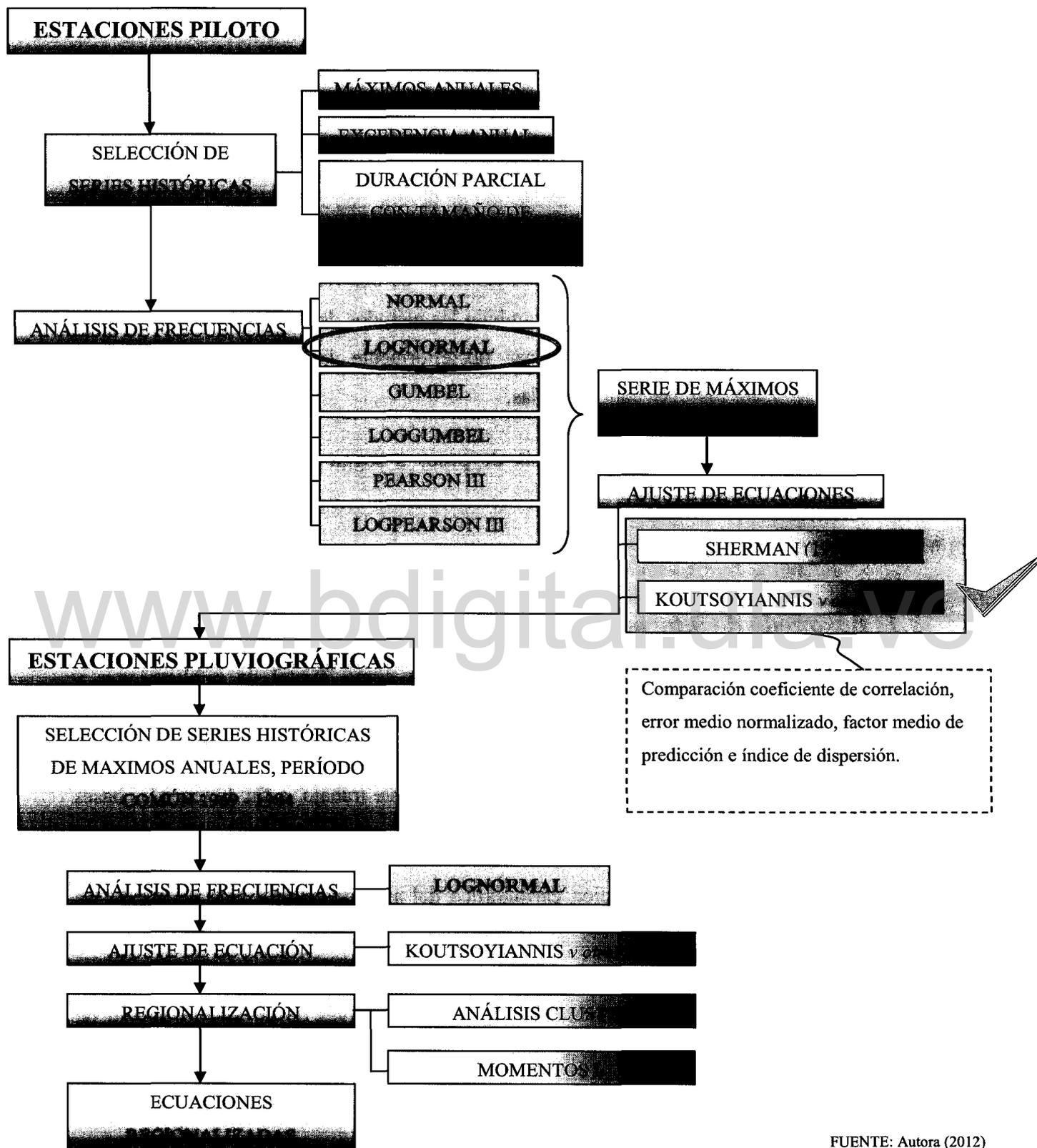


Figura 3.1. Esquema metodológico

FUENTE: Autora (2012)

3.2 Búsqueda y selección de estaciones

Los datos necesarios para el desarrollo del presente estudio se basan en los registros obtenidos de los pluviógrafos existentes para el Estado Mérida, con influencia directa sobre el Estado Mérida. Se ubicaron espacialmente las estaciones que se encontraron dentro del área de estudio, según sus coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator), y posteriormente se procedió a construir los polígonos de Thiessen para definir sus respectivas áreas de influencia. Luego se seleccionaron las estaciones cuyo polígono intersecó la zona de estudio, descartándose aquéllas cuya área de influencia no se encontraba dentro del estado. Cabe resaltar que el número de estaciones preseleccionadas fue de 66 en total, incluyendo las que se encuentran dentro y fuera del estado, pero que claramente tienen influencia en el área de estudio.

De las 66 estaciones disponibles, se ubicaron aquéllas que estuvieran muy cercanas entre sí, a los efectos de formar grupos; el objetivo era reducir el número total de estaciones a elegir.

La estación seleccionada debió ser aquella que contara con la mayor longitud de registros y la menor cantidad de datos faltantes. Para distribuir los grupos afines de estaciones pluviográficas se tomaron las recomendaciones de Ramírez (2003):

- Los grupos de estaciones deben tener un mínimo de tres (03) estaciones.
- Las medias de las estaciones de cada grupo deben ser similares.
- Cada grupo debe tener por lo menos una estación con una serie de años suficientemente extensa, recomendándose veinte (20) años o más.
- La altura de las estaciones pertenecientes a un mismo grupo debe ser similar. En general se acepta una diferencia de cota menor a 300 metros.
- Las estaciones deben estar relativamente cerca, a distancias no mayores de 50 km.

3.2.1 Selección de las series de precipitaciones máximas

Los datos pluviográficos a utilizar consisten en los registros históricos de las estaciones suministradas por el CIDIAT a partir de la base de datos de Ministerio del Poder Popular

para el Ambiente, y que se encuentran en el estado Mérida, así como también en zonas aledañas que tengan influencia comprobada a través de la construcción de los polígonos de Thiessen. Se eligen las precipitaciones máximas registradas para duraciones de 5, 10, 15 y 30 minutos y 1, 2, 3, 6, 9, 12 y 24 horas para un total de 59 estaciones.

Cabe resaltar que uno de los propósitos fundamentales del presente trabajo es la obtención de las relaciones intensidad - duración - frecuencia para el estado Mérida, a través de modelos matemáticos que permitan regionalizar las ecuaciones; en este sentido, la información de lluvias máximas a emplear deberá obedecer a dicho objetivo.

Es oportuno señalar que la elección de los datos a utilizar en esta investigación se basó en la aplicación de las series de valores extremos (intensidades máximas de lluvia de las diferentes estaciones) y las series de duraciones parciales con tamaños de muestra iguales a $1,65N$ y al número de años de registro, las cuales fueron discutidas previamente en el marco teórico.

Es muy importante no perder de vista, que a los efectos de este trabajo, se ajustaron todos los registros históricos de precipitaciones máximas a la distribución de Gumbel por medio del KT de Chow; esto con el propósito fundamental de elegir valores base con periodos de retorno (T_r) iguales a los 5 años, que permitieron trabajar posteriormente con las series de duración parcial con un tamaño de muestra igual a $1,65N$, donde N es el número de años de registro.

En lo que respecta a la estimación del valor base para definir la serie de duración parcial, se hizo a través del uso de factores de frecuencia (Chow y otros, 1994) considerando la distribución de valor extremo Tipo I (Gumbel); se utilizará la siguiente ecuación:

$$Xd = \bar{x} + S_x \cdot K_T$$

Ecuación 3.1

Donde

X_d es el valor base

\bar{x} es la media de la muestra

S_x es la desviación estándar de la muestra

K_T es el factor de frecuencia, el cual puede demostrarse que es igual a la ec. 3.3

$$K_T = -\frac{\sqrt{6}}{\pi} \left[0.5772 + \ln \left(\ln \left(\frac{T_r}{T_r - 1} \right) \right) \right] \quad \text{Ecuación 3.2}$$

3.3 Análisis de frecuencias

Luego de trabajar con las series de duraciones parciales y de máximos anuales, se realizó el ajuste de los datos observados de intensidad máxima a una distribución teórica de probabilidad o análisis de frecuencia, el cual se hizo empleando el software AJUSTEV3 desarrollado en lenguaje FORTRAN por Duque (2006), para lo cual se decidió realizar el ajuste de los datos a las seis (06) distribuciones teóricas disponibles (normal, lognormal, gumbel, loggumbel, Pearson III y logPearson III) para seleccionar posteriormente aquella que presentara un mejor ajuste para todas las series analizadas.

Para un mayor entendimiento, cabe destacar que los análisis de frecuencias de lluvias extremas elaborados en el presente trabajo, se dividieron por un lado, para las estaciones piloto (6 en total), y por el otro para todas las estaciones restantes (ver figura 3.1).

Posteriormente, a los efectos de seleccionar la distribución teórica adecuada, se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones:

- Evaluar el error cuadrático y elegir aquella distribución que presente el menor valor.
- Ser aceptada a través de la prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov - Smirnov.
- De ser posible hacer una evaluación gráfica del ajuste, en su respectivo papel de probabilidad.
- Los valores obtenidos de la distribución elegida deben ser siempre mayores o iguales a cero.

3.4 Ecuaciones o Modelos matemáticos ajustados a las relaciones IDF

Como se explicó anteriormente en el marco teórico, existen muchos modelos que intentan describir las relaciones IDF; en este sentido se presenta la tabla 3.1, que resume las cinco ecuaciones más conocidas a nivel mundial y que serán consideradas en los análisis del presente trabajo, y donde los parámetros son obtenidos a través de aproximaciones sucesivas para cada uno de los casos. Además se observa que, a pesar de que la ecuación presentada por Sherman es la más antigua, engloba la ecuación de Bernard cuando el parámetro θ es igual a cero; asimismo, la fórmula de Chow *et al.* (1994) puede transformarse en la que presenta Wenzel (1982), si se toma el periodo de retorno T constante y no como una variable. Finalmente, si se compara la ecuación de Sherman (1931) con la de Chow *et al.* (1994), se observa que la primera engloba a la segunda, en caso de que se resuelva la factorización del denominador y se anulen algunos términos resultantes.

Tabla 3.1. Ecuaciones matemáticas para el ajuste de las relaciones IDF

Autor	Ecuación	Parámetros	Variables
Sherman (1931)	$i = \frac{\lambda T^\psi}{(d + \theta)^\eta}$	λ, Ψ, θ y η	T y d
Bernard (1932)	$i = \frac{\lambda T^\psi}{(d)^\eta}$	λ, Ψ, ψ y η	T y d
Wenzel (1982)	$i = \frac{\lambda}{(d)^\eta + \theta}$	λ, θ y η	d
Chow et al. (1994)	$i = \frac{\lambda T^\psi}{(d)^\eta + \theta}$	λ, Ψ, θ y η	T y d
Koutsoyiannis et al. (1998)	$i = \lambda \left\{ \frac{\psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + \theta)^\eta} \right\}$	λ, Ψ, θ y η	T y d

FUENTE: Vera, Jaramillo y Sanga (2009)

De esta manera, las ecuaciones a utilizar para los análisis en el presente trabajo de investigación resultan ser la de Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998). Cabe destacar que las ecuaciones obtenidas en el presente estudio serán agrupadas en regiones con comportamiento similar desde el punto de vista de las láminas de lluvia caídas en el área, de tal forma que se estarán aplicando técnicas de regionalización o agrupación.

El ajuste de dichas ecuaciones se realizó para un grupo de estaciones índice o piloto, las cuales fueron seleccionadas de forma aleatoria para que representara de forma adecuada el conjunto completo. El número de estaciones índice representó un 10% del total, es decir, seis (06) estaciones debieron ser elegidas como piloto. El objetivo era el de probar la capacidad de las ecuaciones para modelar el comportamiento de las estaciones de precipitación. Se realizó el ajuste de las ecuaciones de Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998), utilizando los valores de intensidad máxima obtenidos del análisis de frecuencia, empleando la siguiente metodología:

3.4.1 Ecuación de Sherman.

Monsalve (2006) establece que la relación más general de intensidad - duración - frecuencia es aquella presentada por Sherman en el año 1931 y que tiene la siguiente forma:

$$i = \frac{\lambda T^\psi}{(d+\theta)^\eta}$$

Ecuación 3.3

Donde

λ , ψ y η son constantes

i es la intensidad máxima de precipitación (mm/h)

T es el periodo de retorno (años)

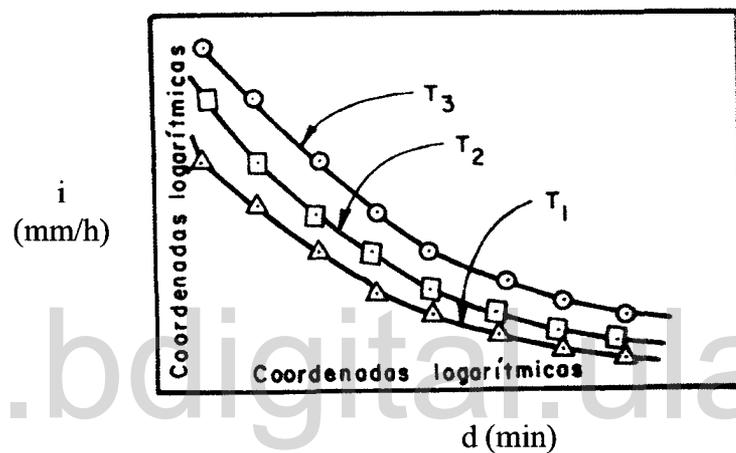
d es la duración de la lluvia (minutos)

θ es una constante (minutos)

Se observa que la ecuación 3.4 presenta una relación potencial entre la intensidad máxima de precipitación y el periodo de retorno, asimismo se tiene que la intensidad es inversamente proporcional a la duración de la tormenta, aspecto que representa bastante bien el comportamiento de las lluvias máximas en la realidad, debido a que cuando las duraciones son mayores, se hace menor la intensidad.

Para estimar los parámetros λ , ψ , η y θ de la ecuación de Sherman (1931) a ser obtenida en este trabajo, se siguieron los pasos sugeridos por Monsalve (2006) los cuales se muestran a continuación:

1. Graficar en coordenadas logarítmicas las series de intensidades máximas en función del intervalo de duración d , uniéndose por una familia de curvas con el mismo periodo de retorno (Figura 3.2)



Fuente: Monsalve (2006)

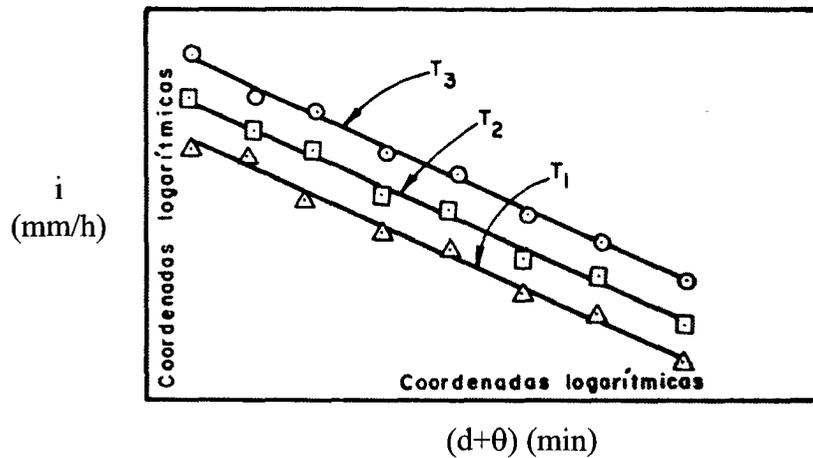
Figura 3.2. Curvas de intensidad - duración – frecuencia.

2. Agregar, en el eje de las abscisas, el valor θ en minutos a la duración d , para cada periodo de retorno considerado, de tal manera que las curvas se transformen en líneas rectas (Figura 3.3). El valor general de dicho parámetro es

$$\theta = \sum_{i=1}^k (\theta/k)$$

Ecuación 3.4

Donde k es el número de periodos de retorno analizados



Fuente: Monsalve (2006)

Figura 3.3. Determinación del parámetro θ .

3. Obtener el valor de η y C por el método de mínimos cuadrados, para cada duración analizada, sabiendo que

$$C = \lambda T^\psi$$

Ecuación 3.5

Para ello debe graficarse en papel logarítmico el valor de i contra $d + \theta$

Los valores generales de η y C están dados por las siguientes ecuaciones:

$$\eta = \sum_{i=1}^k (\frac{\eta}{k})$$

Ecuación 3.6

$$\log C = \sum_{i=1}^k (\frac{\log C}{k})$$

Ecuación 3.7

4. Graficar C contra T en papel logarítmico y obtener λ y ψ por el método de mínimos cuadrados.
5. Se obtiene de esta manera la ecuación 3.4 que representa la relación intensidad - duración - frecuencia para un pluviógrafo determinado.

3.4.2 Ecuación de Koutsoyiannis

Otra de las ecuaciones a ser empleada es presentada por Koutsoyiannis y otros (1998), la cual tiene la siguiente forma:

$$i = \lambda \left\{ \frac{\psi - \ln[-\ln(1 - \frac{1}{T})]}{(d + \theta)^\eta} \right\} \quad \text{Ecuación 3.8}$$

Donde:

λ , ψ y η son constantes

I es la intensidad máxima de precipitación (mm/h)

T es el periodo de retorno (años)

d es la duración de la lluvia (minutos)

θ es una constante (minutos)

La ecuación 3.9 tiene una clara semejanza con la ecuación de Sherman de 1931 (ec. 3.4), observándose diferencias en el numerador de la fórmula, en donde se presenta una expresión con el doble logaritmo neperiano para el periodo de retorno, o inverso de la probabilidad de ocurrencia. Se puede observar como esta forma tiene similitud con la distribución de probabilidad general de valores extremos tipo I (Gumbel), en la cual, para despejar la variable reducida se emplea una ecuación como la que se presenta a continuación:

$$X_d = \frac{-\ln[-\ln(1 - \frac{1}{T})]}{\alpha} + \beta \quad \text{Ecuación 3.9}$$

Donde α y β son los parámetros de forma y escala de la distribución Gumbel.

La forma específica de la ecuación obtenida por Koutsoyiannis y otros (1998) se deriva explícitamente de la función de distribución de probabilidad subyacente, representada por la ya mencionada distribución general de valores extremos tipo I o de Gumbel, y fue

utilizada debido a que se espera que tenga un mejor ajuste a los valores de intensidad máximas registrados por las diferentes estaciones pluviográficas.

Koutsoyiannis y otros (1998) establece que la primera y más antigua fórmula empírica para describir las relaciones IDF presentada por Bernard (1932), y la más común hasta hace poco tiempo, fue utilizada debido a su simplicidad y conveniencia computacional en lugar de ser usada por su coherencia teórica con las funciones de distribución de probabilidad apropiadas para la intensidad de lluvia máxima. Los autores plantean que de la misma manera la ecuación presentada por Chen (1983) aplica un análisis más teórico para obtener relaciones IDF, pero no es apropiada para determinados problemas, como en simulación, puesto que tiende a subestimarla varianza. Los autores establecen que la función del periodo de retorno no debe ser empírica sino planteada de forma consistentemente teórica, a partir de la función de distribución de probabilidad de la intensidad de lluvia máxima, y para lograrlo utilizan la distribución Gumbel.

Los autores presentan tres procedimientos para el cálculo de los parámetros de la ecuación 3.9, que son los siguientes:

- Procedimiento típico: Basado en la estimación de los parámetros θ y η para cada periodo de retorno seleccionado, el cual puede tener dos variantes: i) Obtener una ecuación para cada periodo de retorno, en donde θ y η son particulares para cada una de las probabilidades de ocurrencia considerados, y ii) Conseguir los parámetros θ y η para todos los periodos de retorno, y una función $W = f(T)$ en donde aparecen los parámetros ψ y λ .
- Estimación Robusta: Cuyo principio fundamental es la optimización, empleando el método de Kruskal - Wallis. Dicho procedimiento no es tan sencillos de ejecutar y requiere del método de ensayo y error para llegar a optimizar la función.
- Método de mínimos cuadrados en un solo paso: Estima los parámetros de la función de intensidad a través de un método de optimización que busca minimizar la función del error medio cuadrático, el cual depende de θ , η , ψ y λ . Los autores recomiendan el uso de paquetes de hojas de cálculo comunes.

Algunos estudios sobre intensidades máximas de precipitación realizaron ajustes a la ecuación 3.9, estimando los parámetros a través del algoritmo propuesto por Levenberg - Marquardt, como por ejemplo aquellas investigaciones realizadas en el Estado de Campeche, en México (Quej y otros, 2007). En otros estudios realizados en Tabasco se programó dicho algoritmo en lenguaje quickbasic (González, 2010).

En Veracruz, México se ajustaron los datos a la ecuación de Koutsoyiannis para determinar las relaciones existentes entre la intensidad máxima de lluvia, la duración y la probabilidad de ocurrencia de la misma. El método aplicado para la estimación de los parámetros de la ecuación fue el de aproximaciones sucesivas de Quasi-Newton incluido en el módulo de estimación no-lineal del software STATISTICA v.5.5 (Pereyra y otros, 2004).

3.4.3 Ecuación de Koutsoyiannis modificada

Es de hacer notar que los métodos tratados en el apartado anterior, para estimar los parámetros de la fórmula de Koutsoyiannis y otros (1998), están incluidos en muchas ocasiones dentro de paquetes de computación, y en otras ocasiones requieren de métodos más complejos de optimización. Por estas razones, se desarrolló en el presente trabajo de investigación, una metodología a partir del procedimiento planteado por Monsalve (2006), enfocada en el cálculo de los parámetros θ , η , ψ y λ que permita el trabajo de forma manual o computarizada, sin la obligatoria inclusión de programas o software estadístico especializado; pero que sin embargo permita la automatización de los cálculos a ser realizados.

El procedimiento desarrollado para estimar los parámetros de la ecuación 3.9 es una extensión de la metodología presentada por Monsalve (2006) para realizar el ajuste a la fórmula de Sherman, debido a la similitud en el denominador de la parte derecha de ambas ecuaciones. Sin embargo en la función del numerador de la ecuación 3.13, la cual depende del periodo de retorno, se observa que Koutsoyiannis y otros intentan linearizar de cierta manera la dependencia de la intensidad con respecto a la probabilidad de ocurrencia a través de la función doble logarítmica que presenta en su ecuación. Por lo tanto, se plantea

un cambio de variable para lograr un gráfico en papel aritmético, en lugar del papel logarítmico que utiliza Monsalve (2006) en el ajuste a la función presentada por Sherman.

El conjunto de pasos desarrollados se presenta a continuación. Es de hacer notar que los pasos 1 y 2 coinciden con el método original presentado por Monsalve (2006) para el ajuste de la ecuación de Sherman, y los pasos 3, 4, 5 y 6 son modificaciones desarrolladas con base en la forma que tiene la ecuación de Koutsoyiannis y otros (1998), en las que se sugiere:

1. Graficar en coordenadas logarítmicas las series de intensidades máximas en función del intervalo de duración d , uniéndose por una familia de curvas con el mismo periodo de retorno (Figura 3.2)
2. Agregar, en el eje de las abscisas, el valor θ en minutos para cada periodo de retorno considerado, de tal manera que las curvas se transformen en líneas rectas (Figura 3.3); el valor general de dicho parámetro está dado por la ecuación 3.5.
3. Obtener el valor de η y C por el método de mínimos cuadrados, para cada duración analizada, sabiendo que

$$C = \lambda \left\{ \psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad \text{Ecuación 3.10}$$

Para ello debe graficarse en papel logarítmico el valor de i contra $d + \theta$

Los valores generales de η y C están dados por las ecuaciones 3.6 y 3.7 respectivamente.

4. Realizar un cambio de variable, en donde:

$$D = -\ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \quad \text{Ecuación 3.11}$$

De tal forma que la ecuación 4.1 queda de la siguiente manera:

$$C = \lambda \{ \psi + D \} \quad \text{Ecuación 3.12}$$

5. Graficar C contra T en papel aritmético y obtener λ y ψ por el método de mínimos cuadrados.

6. Se obtiene de esta manera la ecuación 3.9 que representa la relación intensidad - duración - frecuencia para un pluviógrafo determinado.

3.5 Comparación de las ecuaciones obtenidas

Luego de obtener el ajuste de los diversos modelos matemáticos que describen las relaciones intensidad - duración - frecuencia, el siguiente paso es el de comparar dichas ecuaciones para seleccionar aquella que mejor representación involucra al momento de establecer las fórmulas definitivas en el área bajo estudio. La evaluación del grado de ajuste de las ecuaciones conseguidas se realiza a través del cálculo del coeficiente de correlación existente entre los valores estimados de intensidad máxima a través de las fórmulas de Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998), y las magnitudes obtenidas del análisis de frecuencia realizado con los datos de las estaciones.

El coeficiente de correlación r es un parámetro adimensional que mide el “grado de asociación” entre dos variables X e Y . (Meyer, 1970)

Si el grado de asociación es perfecto se tiene que el valor de r es 1 o -1, y si la correlación es nula r será cero; por lo tanto: $-1 \leq r \leq 1$

El coeficiente de correlación puede expresarse por la siguiente ecuación:

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n X_i Y_i - \sum_{i=1}^n X_i \sum_{i=1}^n Y_i}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n X_i^2 - (\sum_{i=1}^n X_i)^2} * \sqrt{n \sum_{i=1}^n Y_i^2 - (\sum_{i=1}^n Y_i)^2}} \quad \text{Ecuación 3.13}$$

$$r = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx} * S_{yy}}} \quad \text{Ecuación 3.14}$$

Donde

S_{xy} : Covarianza de X e Y

S_{xx} : Varianza de X

Syy: Varianza de Y

Es de hacer notar que la variable Y es dependiente de la variable X.

Con el objetivo de seleccionar la ecuación más adecuada, a través del coeficiente de correlación, se consideraron las siguientes condiciones establecidas por Ramírez (2003) para la evaluación del ajuste:

Si $r \geq 0,7$; se acepta el ajuste.

Si $0,5 \leq r < 0,7$; existe la posibilidad de aceptar el ajuste.

Si $r < 0,5$; se rechaza el ajuste.

Adicionalmente se estimó el error medio normalizado MNE, el factor medio de predicción MPF y el índice de dispersión ID (Karim, 1998), propuestos por Aguirre y otros (2008) como pruebas estadísticas para evaluar el correcto ajuste de ecuaciones teóricas para la estimación de profundidades de socavación, y dado que el objetivo en este trabajo es similar, se considera apropiado su uso.

El error medio normalizado MNE se define como la medida del error relativo entre valores reales u observados y estimados en términos porcentuales, está definido por la ecuación 3.16:

$$MNE = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|x_{mi} - x_{ci}|}{x_{mi}} \quad \text{Ecuación 3.15}$$

Donde x_{mi} es el dato medido, y x_{ci} es el valor estimado a través de la ecuación ajustada.

El factor medio de predicción MPF es un parámetro que sirve para determinar la predictibilidad de los valores reales a través del uso de la ecuación ajustada. Está dado por la ecuación 3.17:

$$MPF = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \text{mayor de} \left(\frac{x_{mi}}{x_{ci}}, \frac{x_{ci}}{x_{mi}} \right) \quad \text{Ecuación 3.16}$$

De la ecuación anterior se deduce que el factor medio de predicción MPF, el cual tendrá un valor ideal igual a 1, sólo en aquéllos casos en los que el valor calculado sea igual al valor real. Además se utilizó el índice de dispersión ID, dado por la ec. 3.18:

$$ID = \frac{MNE}{100} MPF \quad \text{Ecuación 3.17}$$

El índice de dispersión puede tomar cualquier valor mayor o igual a cero. El ID es cero cuando ocurre una exactitud total entre todos los valores reales y teóricos, lo que conllevaría a que el error medio sea cero; mientras más se aleja el ID de cero, quiere decir que MNE y MPF son mayores y por lo tanto el ajuste es menos adecuado.

3.6 Regionalización de estaciones

Para definir modelos regionalizados, en zonas con el mismo comportamiento pluviométrico, y mejorar la robustez de los métodos de estimación de intensidades máximas, se agruparon las estaciones mediante el análisis clúster y los momentos L.

3.6.1 Análisis Clúster

Una vez seleccionada la metodología a utilizar (Sherman y Koutsoyiannis), y luego de haber estimado los parámetros de las ecuaciones para cada una de las estaciones de precipitación analizadas; se procedió a realizar el análisis clúster para definir los grupos en los cuales pueden encontrarse las estaciones, y establecer finalmente la regionalización definitiva.

El análisis clúster se basó en la comparación de los parámetros λ , ψ , θ y η de las diferentes ecuaciones obtenidas, para conseguir aquellos grupos de estaciones con comportamientos similares. En todo caso, las variables elegidas para formar los conglomerados o clústers fueron los parámetros de la ecuación, de tal forma que cada grupo estuvo conformado por las ecuaciones que más semejanza tengan entre sí.

Los métodos aplicados fueron jerárquicos y no jerárquicos con la finalidad de comparar los grupos formados y el grado de pertenencia de cada uno de los elementos dentro de los diferentes conglomerados. En primer lugar se aplicó el método jerárquico sin conocer el número de grupos a obtener; y luego con el dendograma obtenido se formaron conglomerados preliminares para la posterior aplicación del método no jerárquico.

3.6.2 Regionalización mediante los Momentos L

El segundo procedimiento utilizado para definir las regiones homogéneas en este trabajo es el propuesto por Hosking y Wallis (1993; 1997), el cual es un método fundamentado en la estadística moderna y, según los desarrolladores del método, es en la actualidad el procedimiento más exacto. Este método (que surge de combinaciones lineales de los momentos ponderados probabilísticamente MPP) tiene la ventaja de constituir un sistema alternativo al método tradicional (momentos convencionales) para describir las formas de las funciones de distribución. La principal característica positiva del método es que permite realizar una evaluación de los datos históricos, identificar las regiones homogéneas y la selección de la distribución regional.

Dicho método consta de tres fases que se detallan a continuación:

3.6.2.1 Estimación de estadísticos: Momentos L

Los momentos L representan una metodología para resumir las propiedades estadísticas de una variable hidrológica, basados en la combinación lineal de las observaciones originales. Recientemente se ha conseguido que la utilización de este método proporciona resultados superiores a los métodos que emplean momentos tradicionales, además permite evaluar la homogeneidad de una región y elegir distribuciones apropiadas para ciertas variables, por estas razones se decide utilizar esta metodología en el presente trabajo de investigación (Loucks y otros, 2005).

El primer momento L, identificado como λ_1 , representa la media aritmética:

$$\lambda_1 = E[X] \quad \text{Ecuación 3.18}$$

El segundo momento L, denotado como λ_1 , es una descripción de escala, basado en la diferencia esperada entre dos observaciones seleccionadas al azar:

$$\lambda_2 = \left(\frac{1}{2}\right)E[X_{(2,2)} - X_{(1,2)}] \quad \text{Ecuación 3.19}$$

Donde $X_{(2,2)}$ es la observación más grande de una muestra de tamaño 2, y $X_{(1,2)}$ es la siguiente observación en tamaño para la muestra.

De la misma manera, la medida de asimetría y curtosis utiliza respectivamente tres y cuatro observaciones, seleccionadas al azar, como se muestra en las ecuaciones 3.21 y 3.22:

$$\lambda_3 = \left(\frac{1}{3}\right)E[X_{(3,3)} - 2X_{(2,3)} - X_{(1,3)}] \quad \text{Ecuación 3.20}$$

$$\lambda_4 = \left(\frac{1}{4}\right)E[X_{(4,4)} - 3X_{(3,4)} + 3X_{(2,4)} - X_{(1,4)}] \quad \text{Ecuación 3.21}$$

En muchos casos, los momentos L son calculados utilizando los momentos de probabilidad pesada (probability weighted moments PWM). El momento de probabilidad pesada de orden r se calcula a través de la ecuación 3.23:

$$\beta_r = E\{X[F(X)]^r\} \quad \text{Ecuación 3.22}$$

Donde $F(X)$ es la función de distribución acumulada de X.

Es más conveniente utilizar en el procedimiento, los estimadores imparciales de β_r , conocidos como b_r , calculados a través de las ecuaciones 3.24:

$$b_0 = \bar{X}$$

$$b_1 = \frac{1}{n(n-1)} \sum_{j=2}^n (j-1)X_{(j)} \quad \text{Ecuación 3.23}$$

$$b_2 = \frac{1}{n(n-1)(n-2)} \sum_{j=3}^n (j-1)(j-2)X_{(j)}$$

Posteriormente, los momentos L pueden ser calculados a través de las ecuaciones 3.25:

$$\lambda_1 = \beta_0 = b_0$$

$$\lambda_2 = 2\beta_1 - \beta_0 = 2b_1 - b_0$$

Ecuación 3.24

$$\lambda_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 = 6b_2 - 6b_1 + b_0$$

$$\lambda_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 = 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 - b_0$$

Estos cuatro momentos L guardan cierta relación con los cuatro primeros momentos convencionales de la variable aleatoria X, entonces es conveniente definir los momentos L de forma adimensional, con la finalidad de comparar estaciones de la misma forma que se hace con los momentos convencionales (Álvarez *et. al*, 1999). En este sentido, se calcula el L - coeficiente de variación (t_2), el L - coeficiente de asimetría (t_3) y el L - coeficiente de curtosis (t_4) a través de las ecuaciones 3.26:

$$t_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}$$

$$t_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2}$$

$$t_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2}$$

Ecuación 3.25

www.bdigital.ula.ve

Estos coeficientes guardan semejanza conceptual con sus homólogos, los momentos convencionales.

El procedimiento para estimar los momentos L de la muestra analizada, es el siguiente:

- Ordenar la serie de forma ascendente.
- Calcular los estimadores imparciales b_r .
- Obtener los momentos L como combinación lineal de los estimadores b_r , según las ecuaciones 3.25.
- Obtener el L - coeficiente de variación, el L - coeficiente de asimetría y el L - coeficiente de curtosis (ec. 3.26).

Esta metodología planteada previamente, permitió estimar los momentos L, que posteriormente permitieron comprobar la homogeneidad de las regiones definidas a través

del análisis clúster, consiguiendo de manera definitiva, la regionalización de las ecuaciones obtenidas.

3.6.2.2 Identificación de regiones homogéneas.

Luego de estimados los momentos L, se procedió a evaluar la homogeneidad de las regiones preseleccionadas, en este sentido Hosking y Wallis (1993, 1997) proponen tres pruebas estadísticas útiles en el análisis regional de frecuencia: (i) una prueba de discordancia D_i para la identificación de estaciones inusuales en comparación con el resto de aquéllas que conforman la región; (ii) una prueba de heterogeneidad H, para evaluar si la región propuesta puede ser considerada homogénea; y (iii) una prueba de bondad de ajuste Z, para evaluar si la distribución candidata a ser utilizada se ajusta adecuadamente a los datos. Adicionalmente se pueden representar gráficamente los momentos L de las series a agrupar y observar si alguna se aleja de la nube de puntos; de tal forma que a través de la comparación de los momentos L de cada una de las estaciones representativas se pueden validar las regiones conformadas previamente en el análisis clúster.

Específicamente, en el presente trabajo de investigación, se utilizó la representación gráfica de los momentos L y la prueba de discordancia D_i . La prueba de bondad de ajuste Z no fue utilizada, ya que, al realizar el análisis de frecuencia, se comprobó que la distribución de probabilidad elegida era la que presentaba el mejor ajuste de todas las opciones utilizadas. Las dos pruebas empleadas en la identificación de regiones homogéneas, se explican a continuación:

a) Representación gráfica de los Momentos L:

Representando gráficamente los Momentos L de las series que se van a agrupar, se observan cuáles se encuentran lejos de la nube de puntos para ser excluidas del grupo.

b) Prueba o Medida de la Discordancia (D_i):

La discordancia D_i es usada para evaluar los datos históricos de la serie de intensidades máximas de estaciones inusuales, es decir, cuyos momentos L son muy diferentes a las otras estaciones. Considerando el vector de los coeficientes L (t_2, t_3, t_4) de cada serie a

agrupar, como un punto en el espacio, este punto será discordante en cuanto se aleja de la nube de puntos, y se evalúa a partir del estadístico:

$$D_i = \frac{1}{3} n(u_i - \bar{u})^T A^{-1} (u_i - \bar{u}) \quad \text{Ecuación 3.26}$$

Donde:

$$\bar{u} = n^{-1} \sum_i^N u_i \quad \text{Ecuación 3.27}$$

A: Matriz de covarianza de u_i .

$$A = \sum (u_i - \bar{u}) * (u_i - \bar{u})^T \quad \text{Ecuación 3.28}$$

$$u_i = [t_1 t_2 t_3]^T \quad \text{Ecuación 3.29}$$

El valor crítico del estadístico depende del número de estaciones que se agrupan en la región homogénea, pero puede tomarse como condición general que una estación i se comportará como discordante si $D_i \leq 3,0$, en una región con 15 o más estaciones. Con este paso se puede confirmar la validez de las regiones previamente seleccionadas a través del análisis clúster.

3.6.2.3 Formación de muestra única

La tercera y última fase del procedimiento de regionalización a través del uso de los momentos L, es la formación de una muestra única de intensidades máximas para cada una de las regiones conseguidas, conformada por todos los valores registrados en las estaciones que se encuentran allí dentro; y con esta nueva muestra se procede a la obtención de una ecuación definitiva para cada región.

Finalmente, y mediante la aplicación del análisis clúster en conjunto con el método de los momentos L se buscó definir las regiones homogéneas en función del comportamiento de los parámetros λ , ψ , θ y η de cada una de las ecuaciones obtenidas para las distintas estaciones pluviográficas. De esta manera se pueden definir las ecuaciones definitivas representativas de las regiones obtenidas para el Estado Mérida, teniendo en cuenta que dichos ajustes involucraron el análisis de todos los datos de intensidades máximas de las estaciones de medición agrupadas en cada una de las regiones.

En resumen, la metodología a seguir en la presente investigación engloba dos grandes procedimientos: i) Selección de series históricas a utilizar y ecuación matemática a emplear con las estaciones piloto, y ii) Ajuste definitivo y regionalización en todas las demás estaciones pluviográficas.

En este sentido los primeros pasos están enfocados en la comparación de los resultados obtenidos en los análisis de frecuencias realizados con las distintas series de precipitaciones máximas nombradas en páginas precedentes, con el principal objetivo de elegir aquel conjunto de observaciones que proporcione las curvas intensidad - duración - frecuencia más conservadoras. En el mismo orden y dirección se busca realizar la comparación entre los modelos matemáticos presentados por Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998), seleccionando posteriormente, aquella ecuación con mejor ajuste a los datos observados en las estaciones piloto.

Luego de elegir la serie histórica y el modelo a ajustar, se realiza el trabajo para todas las otras estaciones pluviográficas, que incluye la selección de las series históricas de máximos anuales para un período común comprendido entre 1969 y 1984, la realización de los análisis de frecuencias, y la estimación de los parámetros de la ecuación de Koutsoyiannis y otros (1998), con la posterior regionalización a través el análisis clúster y momentos L.

Finalmente se obtienen las ecuaciones representativas de cada una de las regiones aquí propuestas, en conjunto con los mapas de isolíneas de máximas intensidades de lluvia.

4 RESULTADOS Y ANÁLISIS.

4.1 Área de estudio

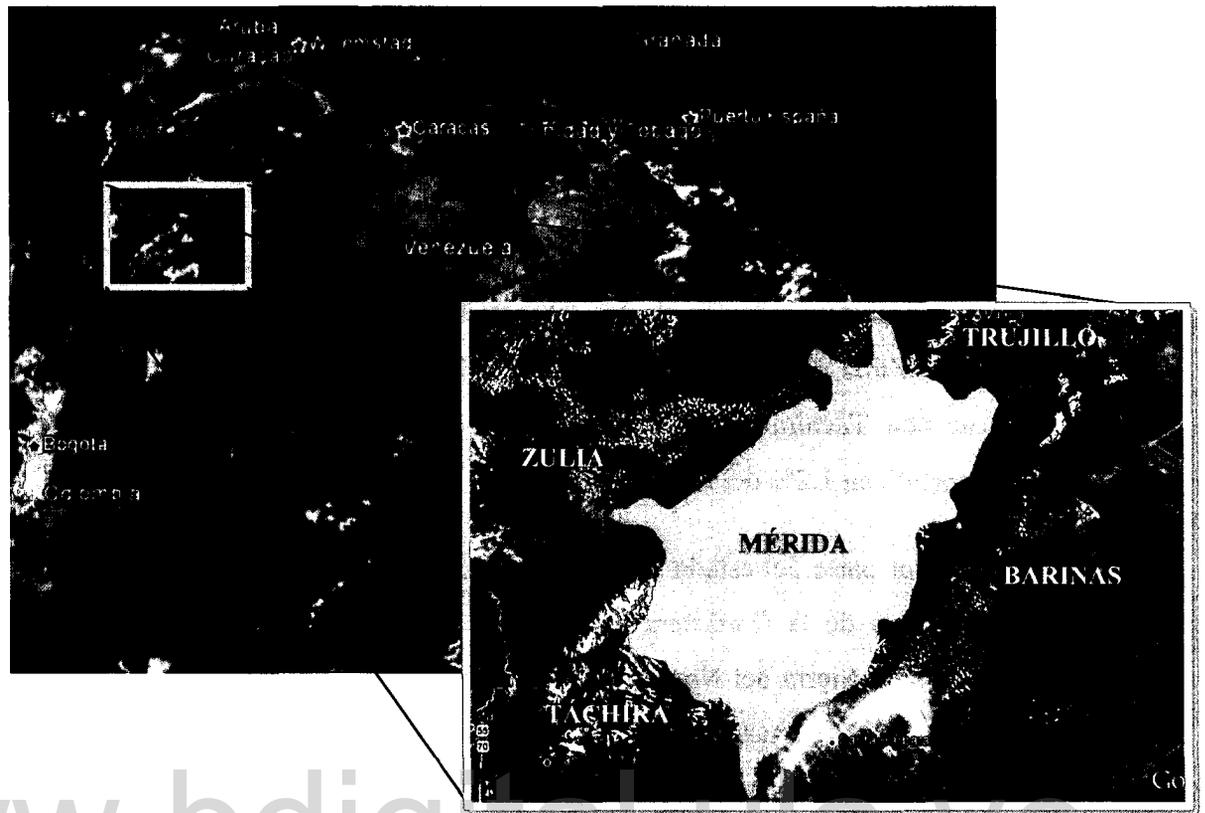
El área de estudio está representada por el Estado Mérida, el cual se encuentra ubicado en el occidente de Venezuela específicamente con latitud norte entre 7°37'00'' y 9°29'00'', y longitud oeste que va desde los 70°32'15'' hasta 71°58'00''; limitando al norte con los estados Zulia y Trujillo, y al sur con Táchira y Barinas, al este con Trujillo y Barinas, y al oeste con Táchira y Zulia (ver figura 4.1). Posee una superficie de 11.300 km², que representa un 1.2% del territorio nacional.

La mayor parte del estado Mérida está ubicado en la región de los Andes, atravesado por tres sierras de la Cordillera de Los Andes (Sierra Nevada de Mérida, Sierra de Santo Domingo y Sierra del Norte o de La Culata), mientras que el extremo noroeste del estado corresponde a planicies y tierras bajas representadas por el piedemonte andino hasta el sur del lago de Maracaibo.

Los ríos del estado Mérida, son como todos los ríos de montaña, torrenciales, de cortos recorridos y no navegables; vierten sus aguas en dos hoyas hidrográficas como lo son la del Lago de Maracaibo y la del Orinoco. Los cursos fluviales más importantes que desembocan en el lago son el río Chama (con sus afluentes Mocotíes, Albarregas y Mucujún), el Escalante, el Motatán y el Torondoy. De la cuenca del Orinoco, los principales son el río Caparo, el Santo Domingo y el Cajurí que vierte sus aguas en el río Urubante.

4.2 Estaciones seleccionadas

Las estaciones ubicadas dentro y en los alrededores del área de estudio fueron 66 en total, de las cuales 50 se encontraban dentro del Estado Mérida y 16 en los alrededores, con influencia comprobada a través de la construcción de los polígonos de Thiessen. En la Figura 4.2 se observa la distribución espacial de la totalidad de estaciones pluviográficas presentes en la zona y en las cercanías, junto con sus polígonos de Thiessen. El listado de todas las estaciones se presenta en la Tabla 4.1.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.1. Área de estudio.

72°0'0"W

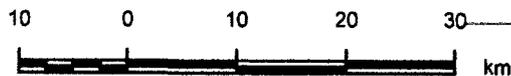
71°30'0"W

71°0'0"W

70°30'0"W

FIGURA 4.2

Estaciones pluviográficas y polígonos de Thiessen del área de estudio y sus alrededores



1:700.000

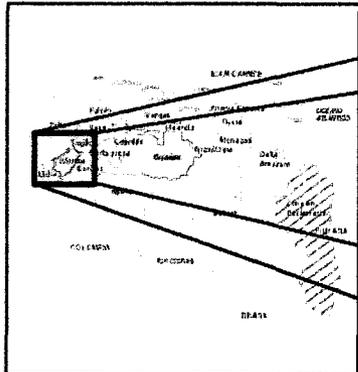
9°30'0"N

7°30'0"N

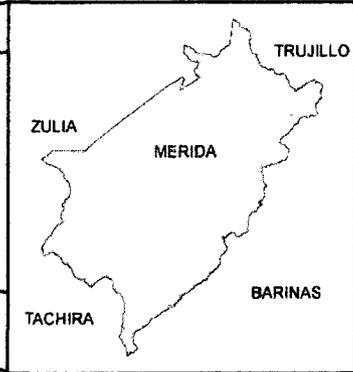
www.bdigital.ula.ve

Estaciones pluviográficas
POLIGONOS DE THIESSEN

SITUACIÓN RELATIVA NACIONAL



SITUACIÓN RELATIVA REGIONAL



CIDIAT

CENTRO INTERAMERICANO DE DESARROLLO
E INVESTIGACIÓN AMBIENTAL Y TERRITORIAL
OBTENCIÓN DE MODELOS MATEMÁTICOS PARA
LA ESTIMACIÓN DE INTENSIDADES MÁXIMAS DE PRECIPITACIÓN
EN ZONAS CON ESCASA INFORMACIÓN DEL ESTADO MÉRIDA

DATUM HORIZONTAL. LA CANOA
HUSO 19

ELABORADOR POR: ADA MORENO BARRIOS

www.bdigital.ula.ve

www.bdigital.ula.ve

Figura 4.2. Estaciones pluviográficas y polígonos de Thiessen del área de estudio y sus alrededores

Tabla 4.1. Estaciones pluviográficas del área de estudio y sus alrededores.

Serial	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)
2010	SAN ANTONIO	9°04'11"	71°14'45"	30
2094	TORONDOY	9°05'30"	71°02'00"	420
2192	VILLA MERCEDES	9°02'54"	79°43'08"	1444
2193	LA MESA DE ESNUJAQUE	9°02'51"	70°42'29"	1747
3001	CAPURI	8°08'00"	71°36'13"	1620
3005	PARAMO EL QUEMADO	8°14'45"	71°44'01"	2212
3023	EL MOLINO	8°12'15"	71°33'00"	1877
3024	VALLE GRANDE	8°43'00"	71°05'00"	2515
3025	CARACOLI	8°45'38"	71°44'12"	40
3027	PARAMO LA CULATA	8°44'48"	70°04'15"	2920
3029	MUCURUBA	8°42'22"	70°59'33"	2320
3035	EL VIGIA	8°36'27"	71°37'47"	130
3038	TABAY	8°38'07"	71°04'09"	1720
3040	LA CUCHILLA	8°38'00"	71°21'10"	2280
3042	MESA DE EJIDO	8°33'00"	71°17'06"	1520
3045	LA PUNTA - CONCEPCION	8°34'16"	71°10'48"	1323
3052	MESA BOLIVAR	8°28'42"	71°35'05"	1000
3070	PARAMO EL MOLINO	8°18'31"	71°34'24"	2750
3071	TOVAR - SABANETA	8°20'31"	71°44'27"	934
3072	MUCUBAJI	8°48'10"	70°49'22"	3560
3080	EL MORRO	8°27'05"	71°11'04"	1830
3083	LA GRITA	8°08'50"	71°59'39"	1270
3089	LA CULATA	8°57'12"	70°38'38"	2600
3097	PREGONERO	8°01'22"	71°45'53"	1260
3098	LA MESA DE ARACAY	8°56'03"	70°36'46"	1980
3099	LAS PIEDRAS	8°53'35"	70°38'21"	1657
3108	EL MESON	8°24'45"	71°35'40"	1264
3111	PARAMO DE MUCUCHIES	8°51'05"	70°50'19"	3685
3112	PARAMO PICO AGUILA	8°51'00"	70°49'37"	4126
3114	SANTO DOMINGO	8°52'27"	70°40'27"	2155
3115	LA MITISUS	8°53'15"	70°38'30"	1666
3132	LAS TAPIAS	8°13'41"	71°50'41"	1920
3133	MUCUCHACHI	8°09'04"	71°20'11"	1020
3134	CANAGUA	8°08'08"	71°26'25"	1560
3135	LA AZULITA	8°43'30"	71°26'31"	1000
3138	CHACANTA	8°10'32"	71°26'00"	1846
3141	TOVAR	8°20'30"	71°44'40"	952
3142	ZEA-LA FLORIDA	8°23'22"	71°46'42"	900
3161	LOS PLANTIOS	8°49'11"	70°47'05"	3878
3166	TIMOTES	8°59'14"	70°44'20"	2089
3168	HACIENDA EL CARMEN	8°41'10"	71°05'45"	2250
3169	JAJI	8°34'44"	71°20'05"	1827
3170	SAN JUAN LAGUNILLAS	8°30'40"	71°21'14"	1050

**Tabla 4.1. Estaciones pluviográficas del área de estudio y sus alrededores
(continuación)**

Serial	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)
3184	SANTA BARBARA	7°49'40"	71°11'50"	200
3186	PEDRAZA-LA VIEJA	7°56'03"	71°03'10"	245
3187	MICHAY	8°08'00"	70°52'00"	260
3188	QUIU	8°03'14"	70°56'14"	250
3190	LA ACEQUIA	8°27'00"	70°43'00"	239
3191	BUM-BUM	8°16'28"	70°46'05"	212
3192	SURIPA	7°46'33"	71°14'23"	174
3193	SAI-SAI	7°39'37"	71°25'01"	196
3195	LAS MESAS	8°52'30"	70°35'35"	1366
3196	MORRO DE MOTUS	8°55'20"	70°40'35"	2450
3197	EL PEROL	8°56'06"	70°40'45"	2460
3198	PUEBLO LLANO	8°55'25"	70°39'30"	2230
3199	MUCUJEPE	8°38'53"	71°34'08"	-
3230	SINIGUIS	8°26'50"	70°49'30"	600
8049	LA PUNTA	8°33'49"	71°11'20"	1300
8052	CAÑO NEGRO	8°29'58"	71°50'50"	151
8053	LA PALMITA	8°33'03"	71°36'02"	600
8055	LA PUNTA	8°10'00"	71°33'00"	1385
8056	SAN PEDRO-CHIGUARA	8°30'25"	71°34'30"	1078
8057	TOSTOS	8°25'36"	71°20'22"	2400
8072	LOS GUAYABONES	8°45'21"	71°35'52"	70
8073	CAPAZONES	8°49'15"	71°26'41"	115
8075	MESA JULIA	8°55'47"	71°13'56"	950

Fuente: Autora (2012).

Para elegir el periodo de registro a utilizar en los análisis de frecuencia, se tomaron los años comunes para la mayoría de las estaciones localizadas en el área de estudio, que resultó ser de 1969 a 1984, para un total de 16 años de registro. Debido a que no todas las estaciones poseían dicho periodo, fue necesario descartar algunas de ellas.

Posteriormente se observó que algunas estaciones se encontraban muy cercanas unas de otras, por lo que se decidió agruparlas, eligiendo una de ellas como estación representativa. Del análisis de agrupación de estaciones surgieron los subgrupos presentados en la Tabla 4.2. En el grupo 1 se observa que la estación El Perol serial 3197 es la que tiene una mayor longitud de registro. Adicionalmente las estaciones Morro de Motus y Pueblo Llano

seriales 3196 y 3198 respectivamente poseen pocos años de datos, por lo tanto se elige la estación El Perol (3197) como representativa para este grupo.

Tabla 4.2. Estaciones a agrupar.

Estación						
Grupo	Serial	Nombre	Periodo de registro	Cota	Latitud	Longitud
1	3196	Morro de Motus	71-83	2450	08°55'20''	70°40'35''
	3197	El Perol	70-96	2460	08°56'06''	70°40'45''
	3198	Pueblo Llano	70-83	2230	08°55'25''	70°39'30''
2	8056	San Pedro-Chiguará	69-96	1078	08°30'25''	71°34'30''
	3052	Mesa Bolívar	71-96	1000	08°28'42''	71°35'05''
3	3023	El Molino	67-96	1877	08°12'15''	71°33'00''
	8055	La Punta	71-77	1385	08°10'00''	71°33'00''
4	2192	Villa Mercedes	58-71	1444	09°02'54''	70°43'08''
	2193	La Mesa de Esnujaque	68-96	1747	09°02'51''	70°42'29''

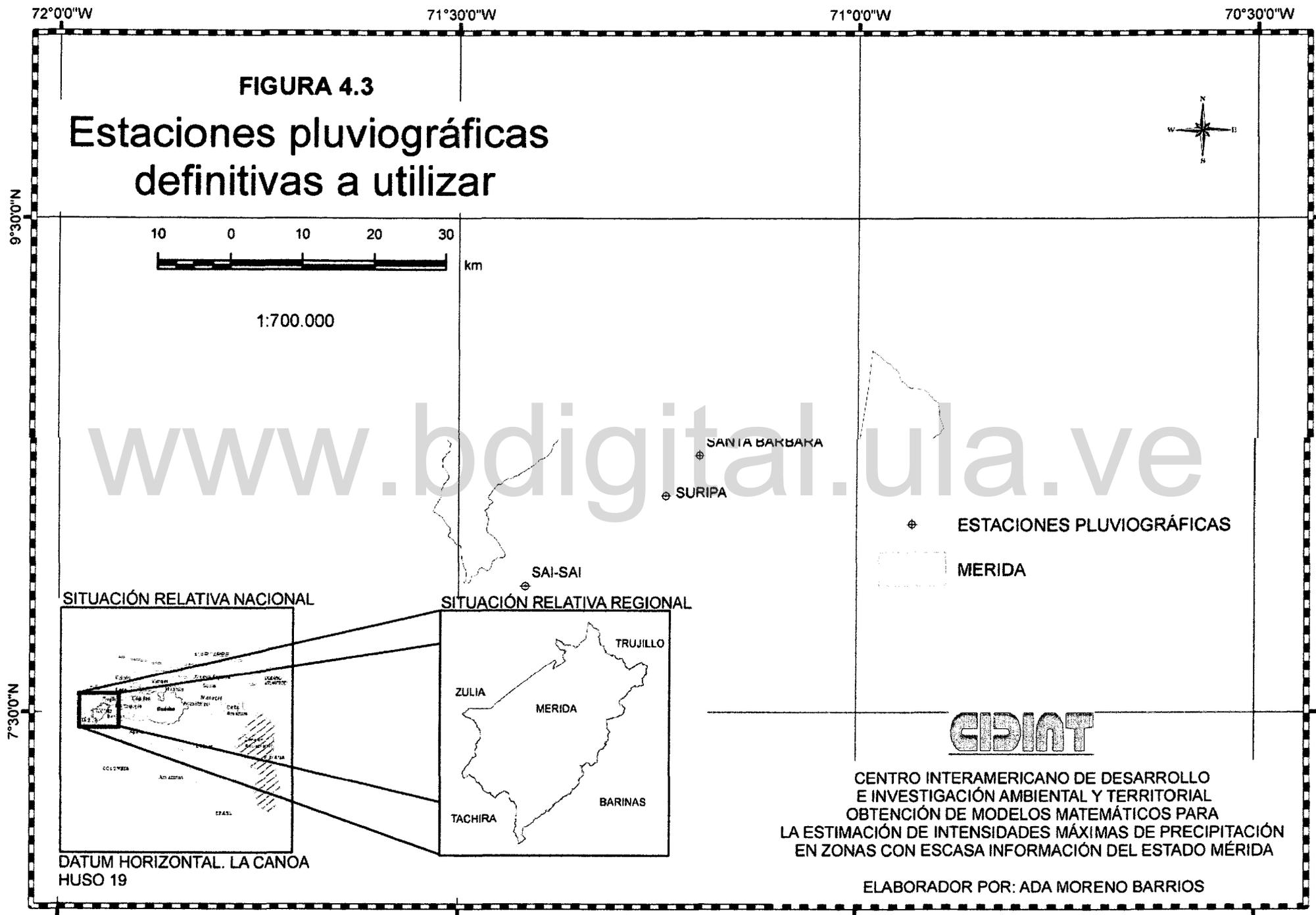
Fuente: Autora (2012).

En lo referente al grupo 2 se elige como estación representativa a San Pedro-Chiguará serial 8056, debido a que presenta mayor longitud de registro y menor cantidad de datos faltantes.

Para el grupo 3 se elige la estación El Molino serial 3023, debido a que posee mayor cantidad de registros, con menos datos faltantes.

El grupo 4 estará representado por la estación La Mesa de Esnujaque serial 2193 que posee la mayor longitud de registro.

Finalmente de la agrupación de las estaciones que reunieran las condiciones anteriormente mencionadas sobre la longitud común de registro, se obtiene el listado final mostrado en la tabla 4.3 con un total de 54 estaciones, con la distribución espacial mostrada en la figura 4.3.



www.bdigital.ula.ve

Figura 4.3. Estaciones definitivas a utilizar.

www.bdigital.ula.ve

Tabla 4.3. Listado definitivo de estaciones a utilizar.

Serial	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)
2010	SAN ANTONIO	9°04'11"	71°14'45"	30
2193	LA MESA DE ESNUJAQUE	9°02'51"	70°42'29"	1747
3005	PARAMO EL QUEMADO	8°14'45"	71°44'01"	2212
3023	EL MOLINO	8°12'15"	71°33'00"	1877
3024	VALLE GRANDE	8°43'00"	71°05'00"	2515
3025	CARACOLI	8°45'38"	71°44'12"	40
3027	PARAMO LA CULATA	8°44'48"	70°04'15"	2920
3029	MUCURUBA	8°42'22"	70°59'33"	2320
3035	EL VIGIA	8°36'27"	71°37'47"	130
3038	TABAY	8°38'07"	71°04'09"	1720
3040	LA CUCHILLA	8°38'00"	71°21'10"	2280
3042	MESA DE EJIDO	8°33'00"	71°17'06"	1520
3070	PARAMO EL MOLINO	8°18'31"	71°34'24"	2750
3072	MUCUBAJI	8°48'10"	70°49'22"	3560
3080	EL MORRO	8°27'05"	71°11'04"	1830
3083	LA GRITA	8°08'50"	71°59'39"	1270
3089	LA CULATA	8°57'12"	70°38'38"	2600
3097	PREGONERO	8°01'22"	71°45'53"	1260
3098	LA MESA DE ARACAY	8°56'03"	70°36'46"	1980
3099	LAS PIEDRAS	8°53'35"	70°38'21"	1657
3108	EL MESON	8°24'45"	71°35'40"	1264
3111	PARAMO DE MUCUCHIES	8°51'05"	70°50'19"	3685
3112	PARAMO PICO AGUILA	8°51'00"	70°49'37"	4126
3114	SANTO DOMINGO	8°52'27"	70°40'27"	2155
3115	LA MITISUS	8°53'15"	70°38'30"	1666
3132	LAS TAPIAS	8°13'41"	71°50'41"	1920
3133	MUCUCHACHI	8°09'04"	71°20'11"	1020
3134	CANAGUA	8°08'08"	71°26'25"	1560
3135	LA AZULITA	8°43'30"	71°26'31"	1000
3138	CHACANTA	8°10'32"	71°26'00"	1846
3141	TOVAR	8°20'30"	71°44'40"	952
3142	ZEALA FLORIDA	8°23'22"	71°46'42"	900
3161	LOS PLANTIOS	8°49'11"	70°47'05"	3878
3166	TIMOTES	8°59'14"	70°44'20"	2089
3168	HACIENDA EL CARMEN	8°41'10"	71°05'45"	2250
3169	JAJI	8°34'44"	71°20'05"	1827
3170	SAN JUAN LAGUNILLAS	8°30'40"	71°21'14"	1050
3184	SANTA BARBARA	7°49'40"	71°11'50"	200
3186	PEDRAZA-LA VIEJA	7°56'03"	71°03'10"	245
3187	MICHAY	8°08'00"	70°52'00"	260
3188	QUIU	8°03'14"	70°56'14"	250
3190	LA ACEQUIA	8°27'00"	70°43'00"	239

Tabla 4.3. Listado definitivo de estaciones a utilizar (continuación)

Serial	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)
3191	BUM-BUM	8°16'28"	70°46'05"	212
3192	SURIPA	7°46'33"	71°14'23"	174
3193	SAI-SAI	7°39'37"	71°25'01"	196
3195	LAS MESAS	8°52'30"	70°35'35"	1366
3197	EL PEROL	8°56'06"	70°40'45"	2460
8052	CAÑO NEGRO	8°29'58"	71°50'50"	151
8053	LA PALMITA	8°33'03"	71°36'02"	600
8056	SAN PEDRO-CHIGUARA	8°30'25"	71°34'30"	1078
8057	TOSTOS	8°25'36"	71°20'22"	2400
8072	LOS GUAYABONES	8°45'21"	71°35'52"	70
8073	CAPAZONES	8°49'15"	71°26'41"	115
8075	MESA JULIA	8°55'47"	71°13'56"	950

Fuente: Autora (2012).

4.3 Selección de estaciones piloto

Se seleccionaron las estaciones piloto, de forma arbitraria, y representadas por un 10% del total, es decir, 6 estaciones índice. Las mismas sirvieron de individuos de prueba, para elegir la serie de datos a utilizar, así como para evaluar la bondad de ajuste de los modelos analizados, específicamente Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998). En la tabla 4.4 se presentan las estaciones piloto.

Tabla 4.4. Series de máximos anuales y de duración parcial.

SERIAL	NOMBRE	LATITUD	LONGITUD
3005	PÁRAMO EL QUEMADO	8°14'45''	71°44'01''
3042	MESA DE EJIDO	8°33'00''	71°17'06''
3072	MUCUBAJÍ	8°48'10''	70°49'22''
3188	QUIU	8°03'14''	70°56'14''
8053	LA PALMITA	8°33'03''	71°36'02''
8073	CAPAZONES	8°49'15''	71°26'41''

Fuente: Autora (2012).

4.4 Registros de precipitaciones máximas

Debido a las diferencias existentes en los resultados obtenidos de los análisis de frecuencia al usar series máximas anuales y series de duración parcial, se decide comparar ambas series, como se mencionó previamente en el marco teórico.

Para realizar la comparación, se realizan los análisis de frecuencia en las estaciones piloto, utilizando las series de máximos anuales y la de duración parcial, tomando como valor base para ésta última, aquél dato de intensidad máxima con una probabilidad de excedencia del 20%, puesto que es esta la magnitud que arroja un tamaño de muestra aproximado de $1,65N$, donde N es el número de años de registro. Además se selecciona la serie de excedencia anual, la cual es una serie de duración parcial, con una cantidad de datos igual a la longitud de registro de la estación analizada.

Para seleccionar los valores que conforman la serie de duración parcial, el valor base se calcula a través de la ecuación presentada por Chow y otros (1994), presentada en el marco metodológico. En este sentido, el factor de frecuencia estará dado por la ecuación 3.3, asignando un periodo de retorno de 5 años, el cual se corresponde a un 20% de probabilidad de excedencia, que produce una muestra de $1,65N$, donde N es la longitud del registro de la estación en cuestión.

Tabla 4.5. Series de máximos anuales y de duración parcial.

SERIAL	NOMBRE	AÑOS DE REGISTRO	MUESTRA 1.65N	TAMAÑO DE MUESTRA
				P = 20%
3005	PÁRAMO EL QUEMADO	33	54	48
3042	MESA DE EJIDO	39	64	58
3072	MUCUBAJÍ	26	43	81
3188	QUIU	22	36	51
8053	LA PALMITA	30	50	75
8073	CAPAZONES	16	26	33

Fuente: Autora (2012).

En la tabla 4.5 se presenta la variación del tamaño de la muestra en las seis estaciones piloto; considerando los registros de las precipitaciones máximas de 1 hora de duración en ambas series históricas. En dicha tabla, la columna de “Muestra 1.65N corresponde al tamaño recomendado para una serie de duración parcial según Cunnane (1973), y la última columna indica el tamaño de la serie obtenida para una probabilidad de excedencia de 20%. En las figuras 4.4 a 4.9 se observa la diferencia gráfica entre las series de máximos anuales, de duración parcial para $1,65N$ y de excedencia anual.

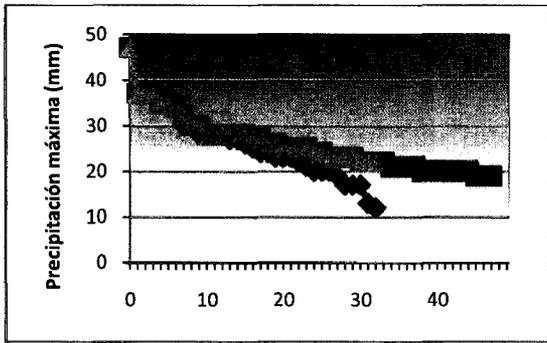


Figura 4.4. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Páramo El Quemado, serial 3005.

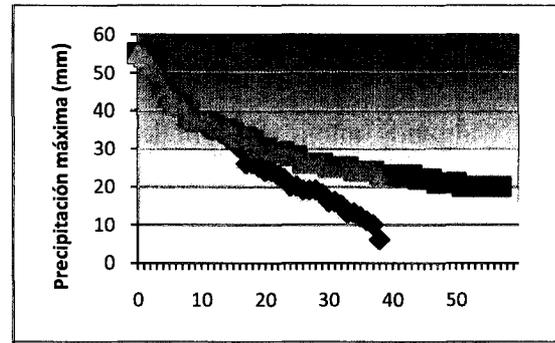


Figura 4.5. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Mesa de Ejido, serial 3042.

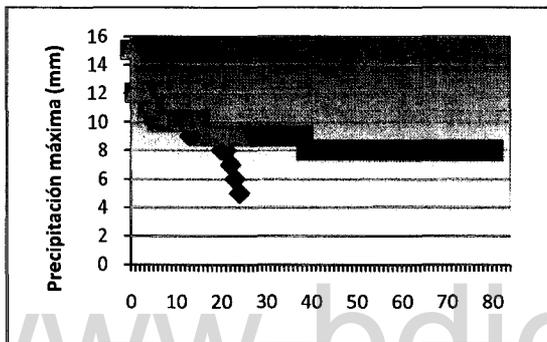


Figura 4.6. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Mucubají, serial 3072.

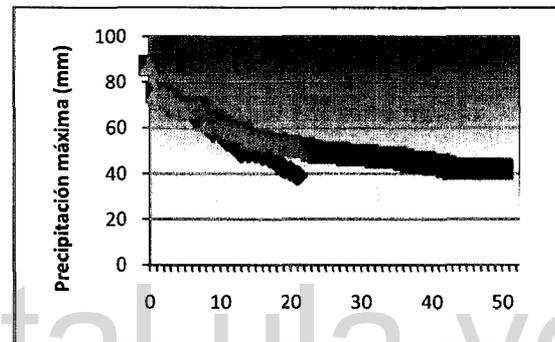


Figura 4.7. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Quiu, serial 3188

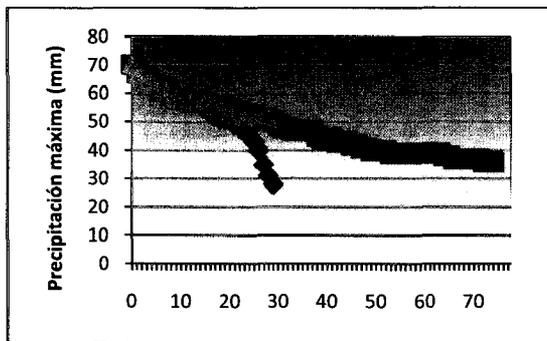


Figura 4.8. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación La Palmita, serial 8053.

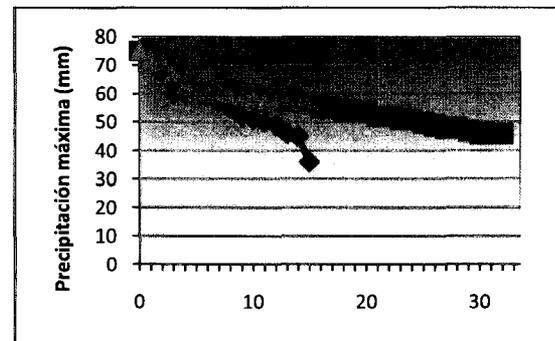


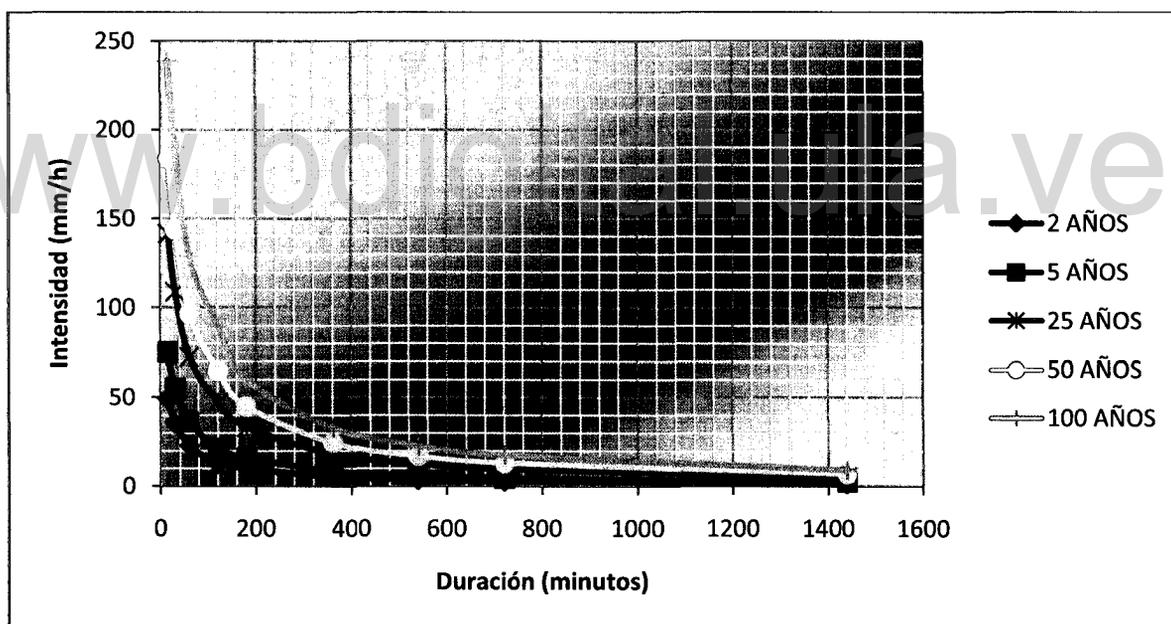
Figura 4.9. Series de máximos anuales y de duración parcial, estación Capazones, serial 8073.

■ DURACION PARCIAL
 ● MAXIMOS ANUALES
 ▲ EXCEDENCIA ANUAL

Fuente: Autora (2012).

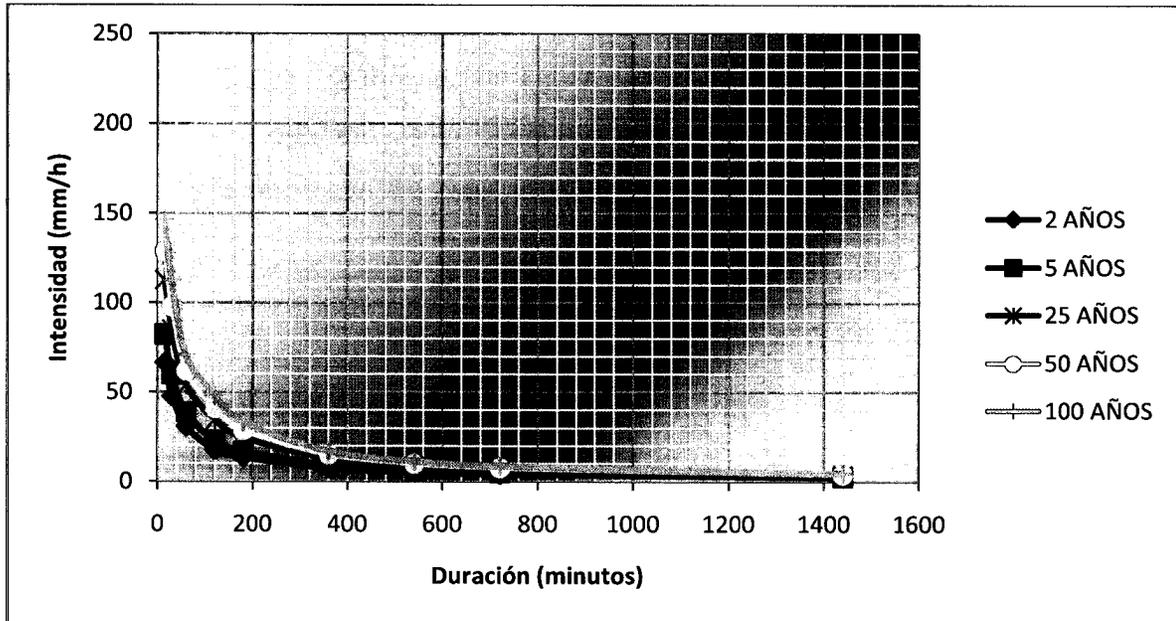
La muestra aumenta en tamaño cuando se consideran las series de duraciones parciales, debido a que se involucran los segundos y terceros valores máximos de precipitación en algunos años, que pueden llegar a ser mayores que los máximos anuales de otros. Se desprecian en este sentido, los máximos de otros años, que son menores a los segundos valores máximos de algunos años, los cuales se descartarían en caso de considerar solo la serie de máximos anuales.

Luego de elegir las series de precipitaciones máximas mencionadas, se procedió a construir las curvas IDF para la estación piloto con mayor longitud de registro, con las series de tiempo seleccionadas previamente. La estación escogida para tales efectos fue Mesa de Ejido, serial 3042, cuyos resultados se muestran en las figuras 4.10, 4.11 y 4.12; donde claramente los valores más conservadores son arrojados por la serie de máximos anuales.



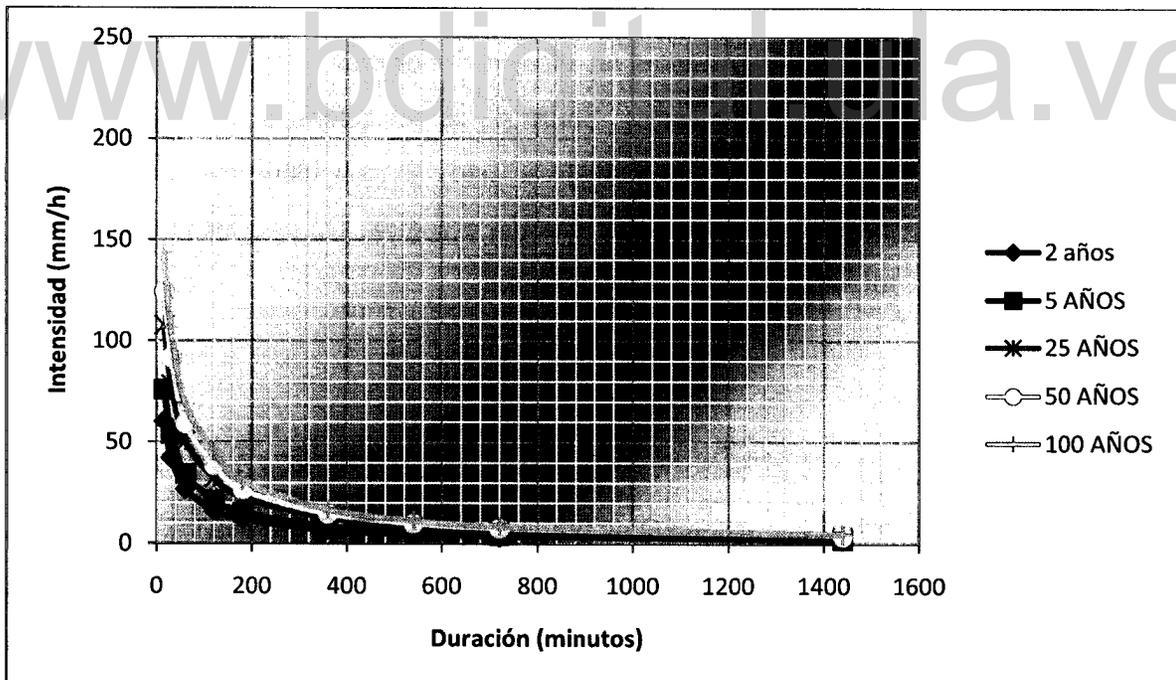
Fuente: Autora (2012).

Figura 4.10. Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia, serie de máximos anuales.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.11. Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia, serie de excedencia anual.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.12. Curvas Intensidad – Duración – Frecuencia, serie de duración parcial con tamaño de muestra 1,65N.

Analizando los resultados observados en las figuras anteriores se puede concluir que la serie de máximos anuales es la que arroja las magnitudes más conservadoras, que para efectos de diseño de obras, es una condición ideal. Por ello se elige, para efectos del presente trabajo, la serie de máximos anuales para cada una de las estaciones pluviográficas utilizadas.

4.5 *Análisis de frecuencias*

Para elegir el periodo de registro a utilizar en los análisis de frecuencia, se tomaron los años comunes para la mayoría de las estaciones localizadas en el área de estudio, que resultó ser de 1969 a 1984, para un total de 16 años de registro. Dichos datos son presentados en el anexo A.

Los análisis de frecuencias fueron realizados a través del programa AJUSTEV3 (Duque, 2006), en este sentido se obtuvo el ajuste a las 6 distribuciones frecuentemente utilizadas en la hidrología como lo son: normal, lognormal, gumbel, loggumbel, Pearson III y logPearson III. Debido a que todas las distribuciones eran aceptables, mediante el test de bondad de ajuste de Kolmogorov - Smirnov, se seleccionó aquella distribución con el menor error cuadrático. Adicionalmente a esto, se consideró que no hubiese valores negativos de precipitación para la distribución escogida. De esta manera se obtuvo que la distribución de mejor ajuste fuera la log-normal.

4.6 *Ecuaciones o modelos matemáticos ajustados a las relaciones IDF*

El ajuste de los modelos matemáticos presentados por Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998) se realizó por los métodos descritos anteriormente en el capítulo 4. Se expondrá a continuación un ejemplo de cálculo con los registros de una de las estaciones piloto, representada por Mesa de Ejido, serial 3042, en tanto que los cálculos para las demás estaciones se muestran en el Anexo A.

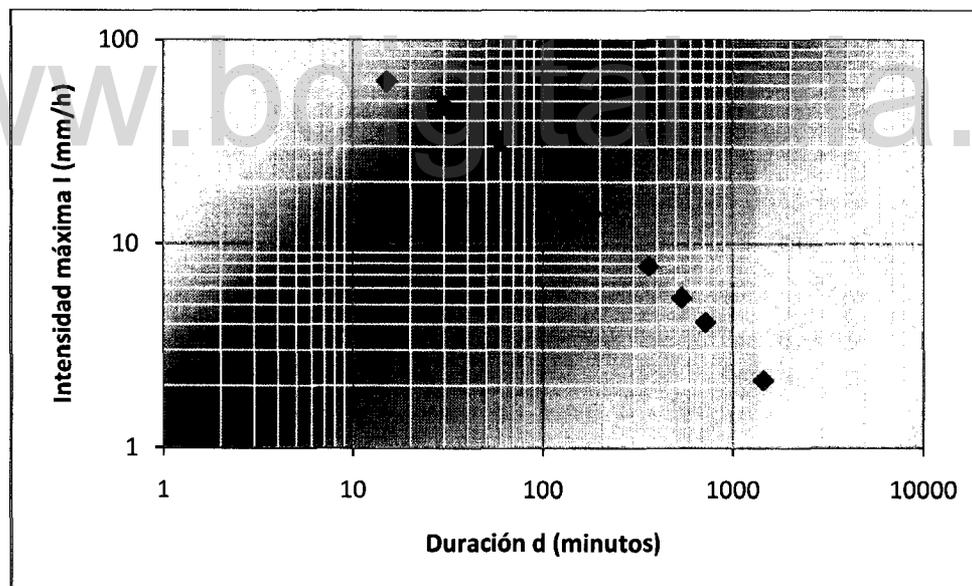
En la tabla 4.6 se tienen los valores de intensidades máximas obtenidas del análisis de frecuencia, considerando la distribución log -normal.

Tabla 4.6. Intensidades máximas para distintas duraciones, estación Mesa de Ejido, serial 3042.

Tr (Años)	INTENSIDAD MÁXIMA (mm/h)							
	15 min	30 min	60 min	180 min	360 min	540 min	720 min	1440 min
2	62.446	47.563	31.72	13.997	7.768	5.415	4.101	2.13
5	83.4	63.043	42.759	19.241	10.671	7.179	5.424	2.853
10	97.032	73.057	49.989	22.727	12.6	8.32	6.279	3.324
20	109.95	82.512	56.872	26.076	14.453	9.398	7.085	3.771
25	114.026	85.49	59.049	27.142	15.042	9.737	7.339	3.913
50	126.553	94.622	65.755	30.438	16.865	10.778	8.117	4.347
100	138.989	103.665	72.433	33.743	18.692	11.809	8.886	4.779
200	151.437	112.696	79.138	37.082	20.537	12.839	9.655	5.211
500	168.024	124.7	88.099	41.572	23.019	14.208	10.675	5.788

Fuente: Autora (2012).

Dentro de este contexto, se procede a graficar en coordenadas logarítmicas las series de intensidades máximas en función del intervalo de duración d , para los distintos periodos de retorno, por ejemplo la figura 4.13 muestra la gráfica correspondiente a 2 años.



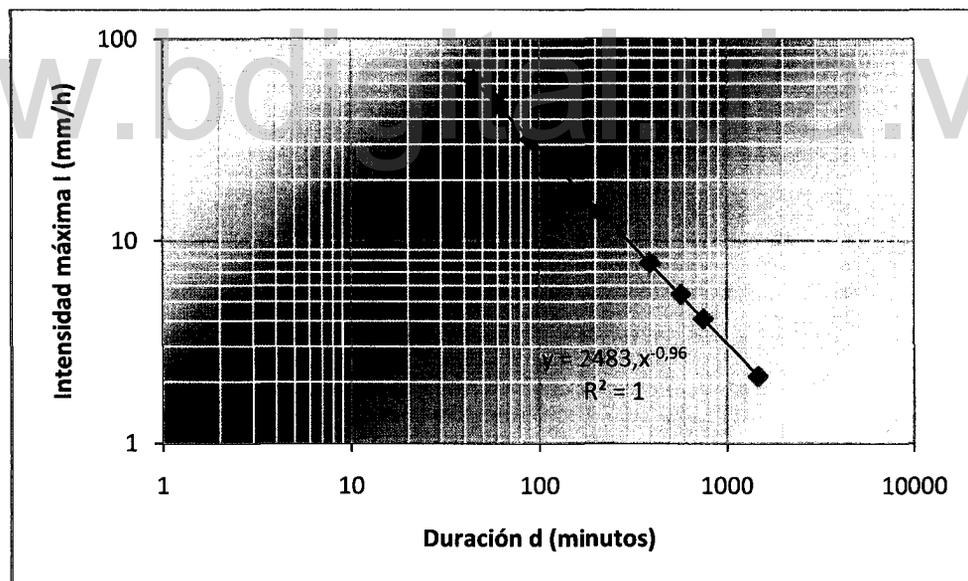
Fuente: Autora (2012).

Figura 4.13. Intensidades máximas contra duración, estación Mesa de Ejido, serial 3042.

Posteriormente, se le suma a la duración d , un valor θ en minutos, para transformar las curvas en líneas rectas (Figura 4.14). Este procedimiento se llevó a cabo por tanteo y

posteriormente se utilizaron métodos de optimización, procurando maximizar el coeficiente de correlación de la recta de mejor ajuste con los datos de intensidades máximas.

Luego de realizado este procedimiento para todos y cada uno de los periodos de retorno considerados se procedió a definir el valor promedio de θ según la ecuación 3.5, siendo k igual a 9; posteriormente, y para la estimación del parámetro η se define la pendiente de la recta presentada en la figura 4.14, pudiendo estimar un promedio de η luego de construir dicha gráfica para todos los periodos de retorno. Para la estación Mesa de Ejido serial 3042 los valores promedios de θ y η son 37,667 y -1,011 respectivamente, observándose que la pendiente es negativa, como era de esperarse, puesto que η es la potencia de la ecuación presentada por Sherman (1931), demostrándose así la relación inversamente proporcional que existe entre la intensidad y la duración, es decir, que a mayores duraciones de la lluvia, las intensidades disminuyen.



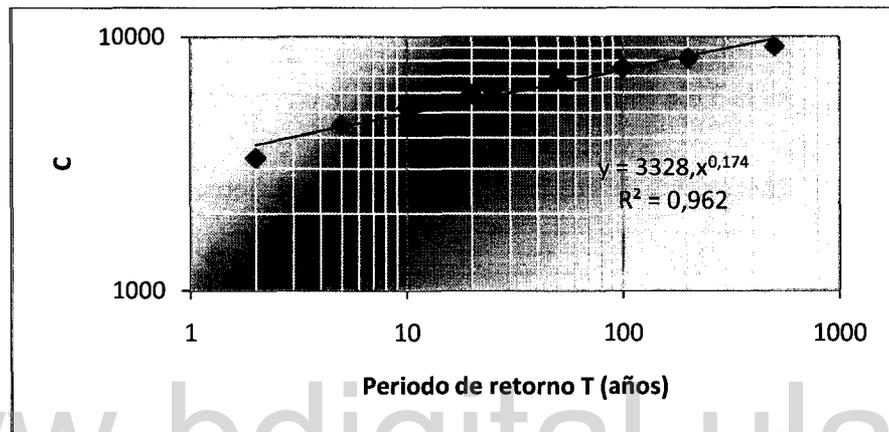
Fuente: Autora (2012).

Figura 4.14. Transformación de curva en línea recta para las intensidades máximas en contra de la duración, estación Mesa de Ejido, serial 3042.

Para continuar la estimación de los parámetros λ y ψ , es necesario obtener los valores de C dado por la ec. 3.10 para cada uno de los periodos de retorno T . Luego de graficar en papel logarítmico C contra T , en la figura 4.15 se observa que λ corresponde al corte de la recta

para un periodo de retorno igual a 1, y ψ es la pendiente de la misma. Para la estación Mesa de Ejido, serial 3042, los valores obtenidos son 3328,40 y 0,1746 para λ y ψ respectivamente.

Los cálculos presentados para la estación Mesa de Ejido, serial 3042, se realizaron de la misma manera con las demás estaciones piloto, para llegar a los resultados presentados en la tabla 4.7.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.15. Gráfico de C contra T para la ecuación de Sherman, estación Mesa de Ejido serial 3042.

Tabla 4.7. Parámetros ecuación de Sherman, obtenidos para las estaciones piloto.

Estación	Serial	Parámetros				Ecuación
		θ	η	λ	Ψ	
Páramo El Quemado	3005	7,222	-0,807	747,53	0,1521	$i = \frac{747,53T^{0,1521}}{(d + 7,222)^{0,807}}$
Mesa de Ejido	3042	37,667	-1,011	3328,40	0,1746	$i = \frac{3328,40T^{0,1746}}{(d + 37,667)^{1,011}}$
Mucubají	3072	14,667	-0,649	167,35	0,1259	$i = \frac{167,35T^{0,1259}}{(d + 14,667)^{0,649}}$
Quiu	3188	21,667	-0,884	2783,80	0,1150	$i = \frac{2783,80T^{0,1150}}{(d + 21,667)^{0,884}}$
La Palmita	8053	27,444	-0,998	4529,70	0,0805	$i = \frac{4529,70T^{0,0805}}{(d + 27,444)^{0,998}}$
Capazones	8073	22,889	-1,058	5940,80	0,0785	$i = \frac{5940,80T^{0,0785}}{(d + 22,889)^{1,058}}$

Fuente: Autora (2012).

Se calcularon los límites de confianza esperados para los valores de los parámetros de la ecuación de Sherman (1931), a través de la T de Student y utilizando las ecuaciones 4.2, 4.3 y 4.4, obteniendo los resultados presentados en la tabla 4.8.

$$\text{Media} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n} \quad \text{Ecuación 4.1}$$

$$\text{Desviación} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-2} \right)^{1/2} \quad \text{Ecuación 4.2}$$

$$\text{LIMITE} = \bar{X} \pm t_{\frac{\alpha}{2}, n-1} * \frac{\text{Desviación}}{\sqrt{n}} \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Donde $t_{\alpha/2, n-1}$ es la T de Student para una nivel de confianza α y un tamaño de muestra n .

Tabla 4.8. Intervalos de confianza para los parámetros de la ecuación de Sherman

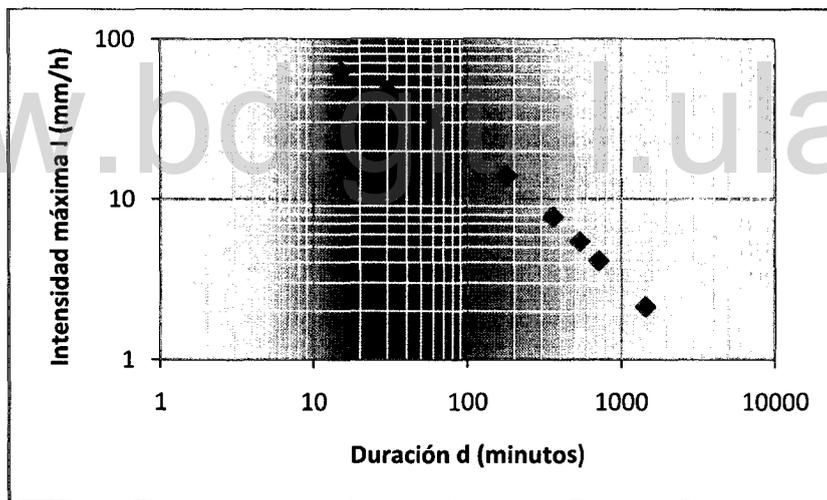
n =	6	λ	ψ	θ	η
Media		445.85	6.40	21.93	-0.90
Desviación		333.71	3.05	10.47	0.15
t		2.776	2.776	2.776	2.776
LIMITE SUPERIOR		824.05	9.86	33.792	-0.726
LIMITE INFERIOR		67.66	2.94	10.060	-1.076

Fuente: Autora (2012).

Es oportuno señalar que los límites superiores e inferiores indican el rango dentro de los cuales deberían encontrarse los parámetros de la ecuación de Sherman (1931) con un nivel de confianza del 95%, para el resto de las estaciones analizadas.

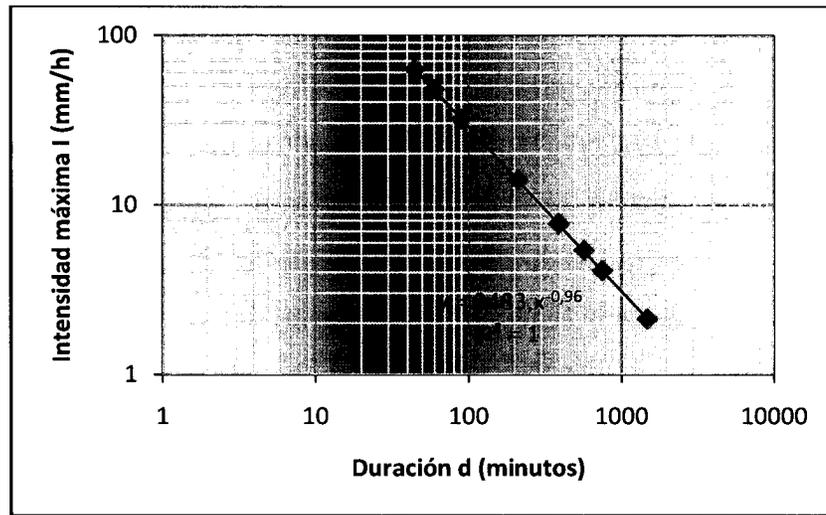
Luego de esto, se realiza la estimación de los parámetros de la ecuación presentada por Koutsoyiannis y otros (1998), para comparar posteriormente, los resultados obtenidos y elegir una sola metodología a aplicar en todas las demás estaciones. En este mismo orden y dirección, se siguió el procedimiento descrito en el marco metodológico para estimar los parámetros de las ecuaciones, el cual se ilustrará también con la estación Mesa de Ejido, serial 3042. Así, y con los resultados obtenidos de los análisis de frecuencia para la distribución lognormal, se procedió a realizar la estimación de los parámetros de la ec. 3.9. Para ello se graficó en papel logarítmico las series de intensidades máximas en función del intervalo de duración d , para todos los periodos de retorno considerados. En la figura 4.16 se presenta la mencionada gráfica para 2 años de periodo de retorno.

Seguidamente se procedió luego a sumar un valor θ a la duración d para transformar las curvas obtenidas en el paso anterior en líneas rectas (Figura 4.17), donde la pendiente de las mismas representan los valores de η . Realizando esto para todos los nueve periodos de retorno, se pudo calcular el promedio de θ y η , y a continuación se estimaron las magnitudes de λ y ψ graficando en papel aritmético los valores de D (ec. 3.12) contra los de C (ec. 3.11) mostrado en la figura 4.18, que representan el corte de la recta con el eje de las abscisas y la pendiente. Específicamente para la estación Mesa de Ejido serial 3042 los valores de θ , η , λ y ψ son 37,667, -0,909, 568,75 y 3,01 respectivamente. Nuevamente se observa en este caso que el parámetro η tiene un valor negativo, debido a la relación inversamente proporcional que existe entre la intensidad máxima de lluvia y la duración de la misma. En la Tabla 4.9 se muestran las ecuaciones obtenidas para las estaciones índice o piloto.



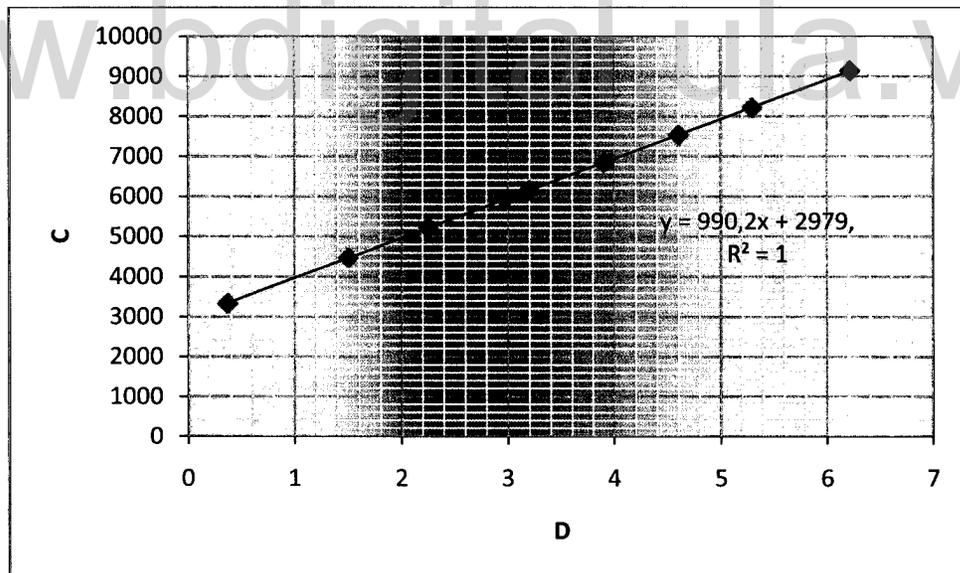
Fuente: Autora (2012).

Figura 4.16. Intensidades máximas contra duración, estación Mesa de Ejido serial 3042.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.17. Transformación de curva en línea recta para las intensidades máximas en contra de la duración, estación Mesa de Ejido, serial 3042.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.18. Gráfico de C contra T para la ecuación de Koutsoyiannis, estación Mesa de Ejido, serial 3042.

Tabla 4.9. Parámetros ecuación de Koutsoyiannis, obtenidos para las estaciones piloto.

Estación	Serial	Parámetros				Ecuación
		θ	η	λ	Ψ	
Páramo El Quemado	3005	7,222	-0,807	179,57	3,87	$i = 179,57 \left\{ \frac{3,87 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 7,222)^{0,807}} \right\}$
Mesa de Ejido	3042	37,667	-1,011	990,23	3,01	$i = 990,23 \left\{ \frac{3,01 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 37,667)^{1,011}} \right\}$
Mucubají	3072	14,667	-0,649	30,45	5,28	$i = 30,45 \left\{ \frac{5,28 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 14,667)^{0,649}} \right\}$
Quiu	3188	21,667	-0,884	445,88	6,07	$i = 445,88 \left\{ \frac{6,07 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 21,667)^{0,884}} \right\}$
La Palmita	8053	27,444	-0,998	452,90	9,93	$i = 452,90 \left\{ \frac{9,93 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 27,444)^{0,998}} \right\}$
Capazones	8073	22,889	-1,058	576,09	10,25	$i = 576,09 \left\{ \frac{10,25 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 22,889)^{1,058}} \right\}$

Fuente: Autora (2012).

4.7 Comparación de las ecuaciones obtenidas

Luego de estimados los parámetros de las ecuaciones presentadas por Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998), se comparan los resultados mediante los índices explicados anteriormente en el capítulo 4. En primer lugar se calcula el coeficiente de correlación r para ambos modelos en cada una de las estaciones, y posteriormente se estiman el error medio normalizado MNE, el factor medio de predicción MPF y el índice de dispersión ID. Se elegirá el modelo matemático que presente el mayor coeficiente de correlación r , el menor MNE, el MPF más cercano a la unidad, con el índice de dispersión ID más bajo. Para la ecuación de Sherman (1931) y Koutsoyiannis y otros (1998), se tienen los valores presentados en la tabla 4.10.

Tabla 4.10. Coeficiente de correlación r, error medio normalizado MNE, factor medio de predicción MPF e índice de dispersión ID para las estaciones piloto.

Estación	Serial	Sherman				Koutsoyiannis			
		r	MNE	MPF	ID	r	MNE	MPF	ID
Páramo El Quemado	3005	1.000	6.1	1.06	0.06	0.996	4.6	1.05	0.05
Mesa de Ejido	3042	1.000	5.2	1.05	0.06	1.000	2.3	1.02	0.02
Mucubají	3072	1.000	8.6	1.09	0.09	0.991	7.9	1.08	0.09
Quiu	3188	1.000	5.7	1.06	0.06	0.999	4.5	1.05	0.05
La Palmita	8053	1.000	5.0	1.05	0.05	0.996	4.7	1.05	0.05
Capazones	8073	0.999	5.6	1.06	0.06	0.992	5.5	1.06	0.06

Fuente: Autora (2012).

Como puede observarse en la tabla anterior, los valores de los índices entre ambos modelos matemáticos son muy similares; sin embargo debe destacarse que el 83% de las estaciones piloto presentan mayor coeficiente de correlación en la ecuación de Sherman, y el 17% restante tiene la misma correlación para los dos modelos. Con respecto al error medio normalizado, el modelo de Koutsoyiannis es mejor frente al de Sherman en el 100% de las estaciones, ya que posee menor MNE. Al comparar el factor medio de predicción, se observa que en el 67% de las estaciones se prefiere el modelo de Koutsoyiannis, en el porcentaje restante es lo mismo ajustar a cualquiera de los dos modelos. Si se analiza la situación para el índice de dispersión, la mitad de las estaciones parecen obedecer mejor al ajuste de Koutsoyiannis, mientras que para la otra mitad es igual ajustar a cualquiera de ellos.

Debido a este análisis se elige como modelo matemático a utilizar para describir las relaciones existentes entre la intensidad de lluvia, su duración y frecuencia el que presenta Koutsoyiannis y otros (1998); se realizó posteriormente el análisis detallado de obtención de parámetros para la ecuación de Koutsoyiannis y otros (1998) en las estaciones pluviográficas restantes, para obtener los valores presentados en la tabla 4.11 y las ecuaciones de la tabla 4.12.

Tabla 4.11. Parámetros de la ecuación de Koutsoyiannis y otros, para las estaciones pluviográficas.

NOMBRE	SERIAL	λ	ψ	θ	η
SAN ANTONIO	2010	1157,30	6,39	53,78	-1,0320
LA MESA DE ESNUJAQUE	2193	1690,30	3,03	86,22	-1,0680
PARAMO EL QUEMADO	3005	179,57	3,87	7,22	-0,8070
EL MOLINO	3023	388,98	3,07	18,00	-0,9090
VALLE GRANDE	3024	417,86	4,60	22,78	-0,9430
CARACOLI	3025	635,71	6,66	21,00	-0,9730
PARAMO LA CULATA	3027	191,61	4,24	18,00	-0,8640
MUCURUBA	3029	299,71	3,97	16,22	-0,9310
EL VIGIA	3035	463,41	7,36	29,67	-0,9280
TABAY	3038	915,06	4,11	42,67	-1,0200
LA CUCHILLA	3040	324,83	6,74	9,22	-0,9620
MESA DE EJIDO	3042	990,23	3,01	37,67	-1,0110
PARAMO EL MOLINO	3070	231,07	5,17	17,67	-0,8380
MUCUBAJI	3072	30,45	5,28	14,67	-0,6490
EL MORRO	3080	162,71	2,93	10,44	-0,8420
LA GRITA	3083	460,44	4,43	28,00	-0,9680
LA CULATA	3089	36,30	7,05	1,67	-0,6840
PREGONERO	3097	127,10	9,15	22,11	-0,8690
LA MESA DE ARACAY	3098	88,90	4,93	8,67	-0,6890
LAS PIEDRAS	3099	75,95	4,07	15,78	-0,5940
EL MESÓN	3108	574,22	4,75	28,44	-0,9280
PARAMO DE MUCUCHIES	3111	20,37	4,38	16,00	-0,5480
PARAMO PICO EL AGUILA	3112	30,46	5,18	12,00	-0,6880
SANTO DOMINGO	3114	36,45	6,84	8,11	-0,6420
LA MITISUS	3115	40,75	3,52	2,56	-0,4820
LAS TAPIAS	3132	142,49	4,33	15,11	-0,8210
MUCUCHACHI	3133	548,61	4,29	47,89	-0,9490
CANAGUÁ	3134	160,55	5,34	20,44	-0,8120
LA AZULITA	3135	839,33	4,88	27,78	-1,0300
CHACANTÁ	3138	87,18	4,57	3,11	-0,7190
TOVAR	3141	1386,80	4,05	46,33	-1,0560
ZEVA - LA FLORIDA	3142	670,01	5,28	21,22	-0,9480
LOS PLANTÍOS	3161	16,46	10,40	14,78	-0,6380
TIMOTES	3166	230,39	4,19	11,33	-0,8950
HACIENDA EL CARMEN	3168	232,24	9,63	21,22	-0,9110
JAJÍ	3169	1233,00	4,13	40,67	-1,0840
SAN JUAN DE LAGUNILLAS	3170	483,11	3,54	9,22	-0,9520
SANTA BARBARA	3184	2351,90	3,37	75,78	-1,0150
PEDRAZA - LA VIEJA	3186	1208,00	3,79	48,00	-0,9620
MICHAY	3187	435,14	6,83	26,44	-0,8790
QUIU	3188	445,88	6,07	21,67	-0,8840
LA ACEQUIA	3190	3703,90	4,13	68,78	-1,1390

Tabla 4.11. Parámetros de la ecuación de Koutsoyiannis y otros, para las estaciones pluviográficas (Continuación)

NOMBRE	SERIAL	λ	ψ	θ	η
BUM - BUM	3191	3085.00	3.73	56.000	-1.107
SURIPA	3192	769.34	2.83	31.444	-0.871
SAI - SAI	3193	2342.30	5.81	85.889	-1.086
LAS MESAS	3195	89.26	5.33	11.778	-0.643
EL PEROL	3197	23.56	5.29	2.778	-0.520
CAÑO NEGRO	8052	694.49	7.79	31.111	-0.976
LA PALMITA	8053	452.90	9.93	27.444	-0.998
SAN PEDRO DE CHIGUARÁ	8056	861.00	3.10	24.111	-0.959
TOSTÓS	8057	173.26	3.78	11.000	-0.866
LOS GUAYABONES	8072	973.15	6.24	49.444	-0.988
CAPAZONES	8073	576.09	10.25	22.889	-1.058
MESA JULIA	8075	1307.00	7.12	50.778	-1.086

Fuente: Autora (2012).

Tabla 4.12. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las estaciones pluviográficas del estado Mérida y sus alrededores.

NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
SAN ANTONIO	2010	$i = 1157,30 \left\{ \frac{6,39 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 53,78)^{1,0320}} \right\}$
LA MESA DE ESNUJAQUE	2193	$i = 1690,30 \left\{ \frac{3,03 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 86,22)^{1,0680}} \right\}$
PÁRAMO EL QUEMADO	3005	$i = 179,57 \left\{ \frac{3,87 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 7,22)^{0,8070}} \right\}$
EL MOLINO	3023	$i = 388,98 \left\{ \frac{3,07 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 18,00)^{0,9090}} \right\}$
VALLE GRANDE	3024	$i = 417,86 \left\{ \frac{4,60 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 22,78)^{0,9430}} \right\}$
CARACOLI	3025	$i = 635,71 \left\{ \frac{6,66 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 21,00)^{0,9730}} \right\}$
PÁRAMO LA CULATA	3027	$i = 191,61 \left\{ \frac{4,24 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 18,00)^{0,8640}} \right\}$
MUCURUBÁ	3029	$i = 299,71 \left\{ \frac{3,97 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 16,22)^{0,9310}} \right\}$

Tabla 4.12. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las estaciones pluviográficas del estado Mérida y sus alrededores (Continuación).

NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
EL VIGÍA	3035	$i = 463,41 \left\{ \frac{7,36 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 29,67)^{0,9280}} \right\}$
TABAY	3038	$i = 915,06 \left\{ \frac{6,39 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 42,67)^{1,0200}} \right\}$
LA CUCHILLA	3040	$i = 324,83 \left\{ \frac{6,74 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 9,22)^{0,9620}} \right\}$
MESA DE EJIDO	3042	$i = 990,23 \left\{ \frac{3,01 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 37,67)^{1,0110}} \right\}$
PÁRAMO EL MOLINO	3070	$i = 231,07 \left\{ \frac{5,17 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 17,67)^{0,8380}} \right\}$
MUCUBAJÍ	3072	$i = 30,45 \left\{ \frac{5,28 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 14,67)^{0,6490}} \right\}$
EL MORRO	3080	$i = 162,71 \left\{ \frac{2,93 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 10,44)^{0,8420}} \right\}$
LA GRITA	3083	$i = 460,44 \left\{ \frac{4,43 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 28,00)^{0,9680}} \right\}$
LA CULATA	3089	$i = 36,30 \left\{ \frac{7,05 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 1,67)^{0,6840}} \right\}$
PREGONERO	3097	$i = 127,10 \left\{ \frac{9,15 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 22,11)^{0,8690}} \right\}$
LA MESA DE ARACAY	3098	$i = 88,90 \left\{ \frac{4,93 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 8,67)^{0,6890}} \right\}$
LAS PIEDRAS	3099	$i = 75,95 \left\{ \frac{4,07 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 15,78)^{0,5940}} \right\}$
EL MESÓN	3108	$i = 574,22 \left\{ \frac{4,75 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 28,44)^{0,9280}} \right\}$
PÁRAMO DE MUCUCHÍES	3111	$i = 20,37 \left\{ \frac{4,38 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 16,00)^{0,5480}} \right\}$

Tabla 4.12. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las estaciones pluviográficas del estado Mérida y sus alrededores (Continuación).

NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
PÁRAMO PICO EL ÁGUILA	3112	$i = 30,46 \left\{ \frac{5,18 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 12,00)^{0,6880}} \right\}$
SANTO DOMINGO	3114	$i = 36,45 \left\{ \frac{6,84 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 8,11)^{0,6420}} \right\}$
LA MITISUS	3115	$i = 40,75 \left\{ \frac{3,52 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 2,56)^{0,4820}} \right\}$
LAS TAPIAS	3132	$i = 142,49 \left\{ \frac{4,33 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 15,11)^{0,8210}} \right\}$
MUCUCHACHÍ	3133	$i = 548,61 \left\{ \frac{4,29 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 47,89)^{0,9490}} \right\}$
CANAGUÁ	3134	$i = 160,55 \left\{ \frac{5,34 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 20,44)^{0,8120}} \right\}$
LA AZULITA	3135	$i = 839,33 \left\{ \frac{4,88 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 27,78)^{1,0300}} \right\}$
CHACANTÁ	3138	$i = 87,18 \left\{ \frac{4,57 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 3,11)^{0,7190}} \right\}$
TOVAR	3141	$i = 1386,80 \left\{ \frac{4,05 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 46,33)^{1,0560}} \right\}$
ZEVA - LA FLORIDA	3142	$i = 670,01 \left\{ \frac{5,28 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 21,22)^{0,9480}} \right\}$
LOS PLANTÍOS	3161	$i = 16,46 \left\{ \frac{10,40 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 14,78)^{0,6380}} \right\}$
TIMOTES	3166	$i = 230,39 \left\{ \frac{4,19 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 11,33)^{0,8950}} \right\}$
HACIENDA EL CARMEN	3168	$i = 232,24 \left\{ \frac{9,63 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 21,22)^{0,9110}} \right\}$
JAÍ	3169	$i = 1233,00 \left\{ \frac{4,13 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 40,67)^{1,0840}} \right\}$

Tabla 4.12. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las estaciones pluviográficas del estado Mérida y sus alrededores (Continuación).

NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
SAN JUAN DE LAGUNILLAS	3170	$i = 483,11 \left\{ \frac{3,54 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 9,22)^{0,9520}} \right\}$
SANTA BÁRBARA	3184	$i = 2351,90 \left\{ \frac{3,37 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 75,78)^{1,0150}} \right\}$
PEDRAZA - LA VIEJA	3186	$i = 1208,00 \left\{ \frac{3,79 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 48,00)^{0,9620}} \right\}$
MICHAY	3187	$i = 435,14 \left\{ \frac{6,83 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 26,44)^{0,8790}} \right\}$
QUIU	3188	$i = 445,88 \left\{ \frac{6,07 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 21,67)^{0,8840}} \right\}$
LA ACEQUIA	3190	$i = 3703,90 \left\{ \frac{4,13 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 68,78)^{1,1390}} \right\}$
BUM - BUM	3191	$i = 3085,00 \left\{ \frac{3,73 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 56,00)^{1,1070}} \right\}$
SURIPA	3192	$i = 769,34 \left\{ \frac{2,83 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 31,44)^{0,8710}} \right\}$
SAI - SAI	3193	$i = 2342,30 \left\{ \frac{5,81 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 85,89)^{1,0860}} \right\}$
LAS MESAS	3195	$i = 89,26 \left\{ \frac{5,33 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 11,78)^{0,6430}} \right\}$
EL PEROL	3197	$i = 23,56 \left\{ \frac{5,29 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 2,78)^{0,5200}} \right\}$
CAÑO NEGRO	8052	$i = 694,49 \left\{ \frac{7,79 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 31,11)^{0,9760}} \right\}$
LA PALMITA	8053	$i = 452,90 \left\{ \frac{9,93 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 27,44)^{0,9980}} \right\}$
SAN PEDRO DE CHIGUARÁ	8056	$i = 861,00 \left\{ \frac{3,10 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 24,11)^{0,9590}} \right\}$

Tabla 4.12. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las estaciones pluviográficas del estado Mérida y sus alrededores (Continuación).

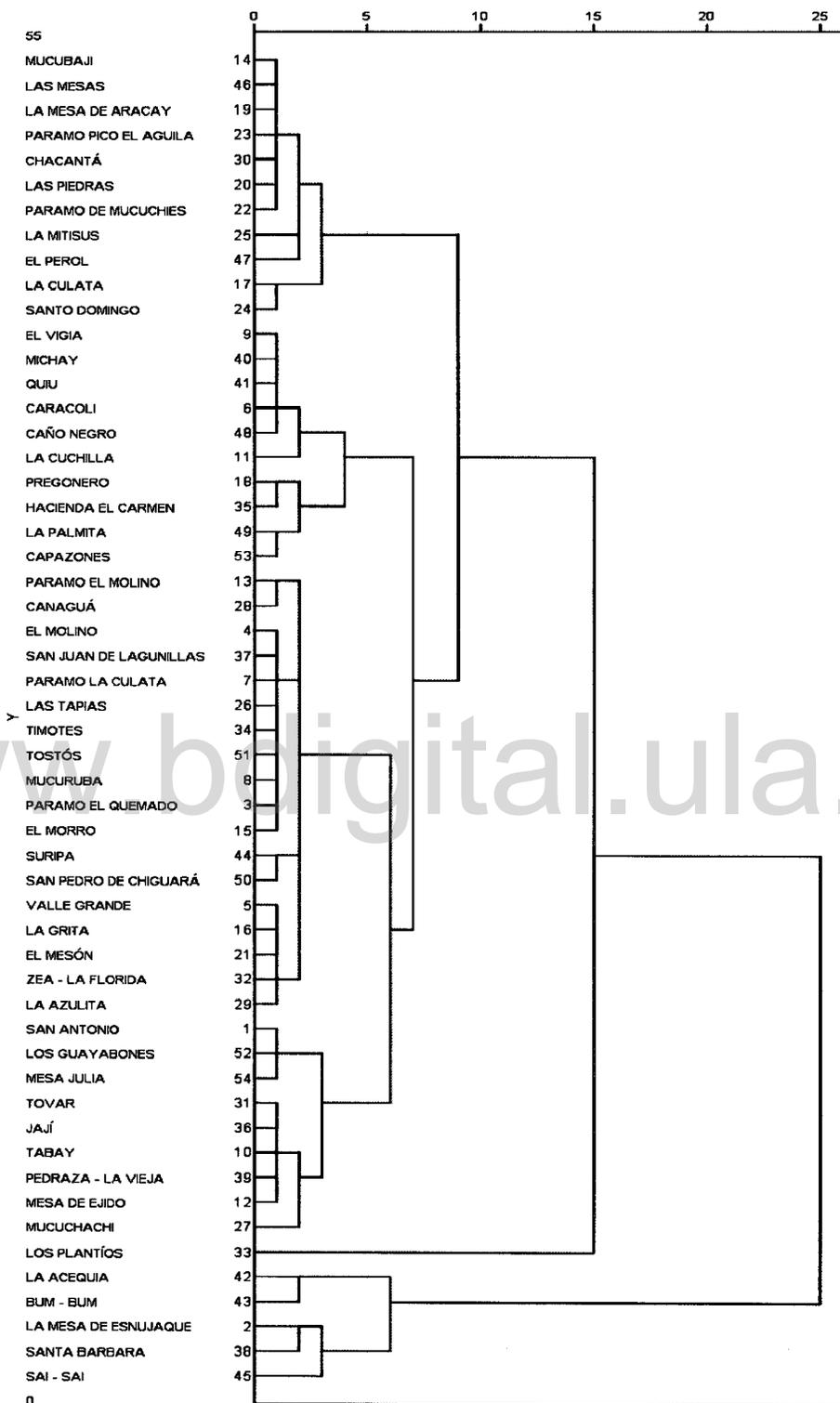
NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
TOSTÓS	8057	$i = 173,26 \left\{ \frac{3,78 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 11,00)^{0,8660}} \right\}$
LOS GUAYABONES	8072	$i = 973,15 \left\{ \frac{6,24 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 49,44)^{0,9880}} \right\}$
CAPAZONES	8073	$i = 576,09 \left\{ \frac{10,25 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 22,89)^{1,0580}} \right\}$
MESA JULIA	8075	$i = 1307,00 \left\{ \frac{7,12 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 50,78)^{1,0860}} \right\}$

Fuente: Autora (2012).

4.8 Regionalización de la estaciones

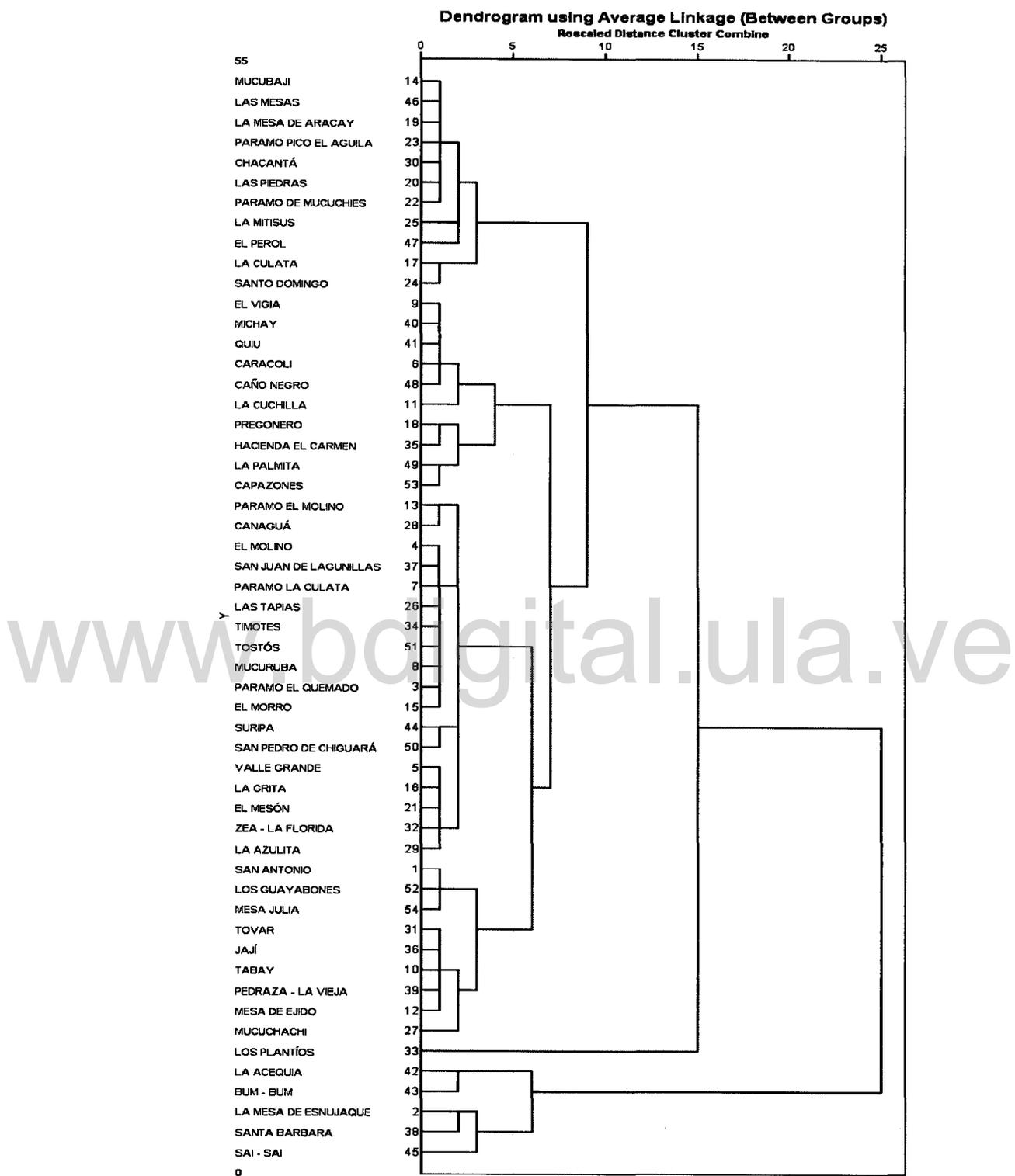
Las ecuaciones ajustadas para cada una de las estaciones bajo análisis fueron sometidas a un análisis clúster, buscando definir los grupos homogéneos, o de igual comportamiento en cuanto a la intensidad máxima de lluvia se refiere; para posteriormente evaluar la homogeneidad de las regiones obtenidas mediante la aplicación de los Momentos L. De tal manera que para realizar el análisis de conglomerados se tomaron como variables a comparar los parámetros de la ecuación y los casos estuvieron representados por las estaciones pluviográficas.

Luego de aplicar el método jerárquico y no jerárquico (k medias) para distintos números de conglomerados se procedió a comparar los resultados obtenidos, observando los grupos formados por cada uno de los métodos nombrados en las figuras 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22. En la figura 4.23 y 4.24 se muestran los dendogramas obtenidos para el análisis Clúster jerárquico con 4 y 6 grupos respectivamente.



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.23. Dendrograma de los grupos formados en Clúster Jerárquico con 4 conglomerados



Fuente: Autora (2012).

Figura 4.24. Dendrograma de los grupos formados en Clúster Jerárquico con 6 conglomerados

Luego de analizar los resultados del Clúster, comparando los parámetros λ , ψ , θ y η , se llega a formar las regiones definitivas mostradas en la figura 4.25; mientras que en la tabla 4.13 y 4.14 aparecen los parámetros y las ecuaciones ajustadas para cada una de las subregiones definidas.

www.bdigital.ula.ve

Figura 4.25. Regiones definitivas.

www.bdigital.ula.ve

Tabla 4.13. Parámetros regionalizados.

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	λ	ψ	θ	η
1	SAN ANTONIO	2010	2219,81	4,32	67,78	-1,058
	LA MESA DE ESNUJAQUE	2193				
	SANTA BARBARA	3184				
	PEDRAZA - LA VIEJA	3186				
	LA ACEQUIA	3190				
	BUM BUM	3191				
	SAI SAI	3193				
2	EL MORRO	3080	273,03	3,42	10,22	-0,890
	SAN JUAN DE LAGUNILLAS	3170				
	TOSTOS	8057				
3	PÁRAMO EL QUEMADO	3005	401,43	4,25	20,87	-0,890
	EL MOLINO	3023				
	VALLE GRANDE	3024				
	MUCURUBÁ	3029				
	PÁRAMO EL MOLINO	3070				
	LA GRITA	3083				
	EL MESÓN	3108				
	LAS TAPIAS	3132				
	MUCUCHACHÍ	3133				
	CANAGUÁ	3134				
	CHACANTÁ	3138				
	ZEVA -LA FLORIDA	3142				
	TIMOTES	3166				
	SURIPÁ	3192				
SAN PEDRO DE CHIGUARÁ	8056					

Tabla 4.13. Parámetros regionalizados (continuación)

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	λ	ψ	θ	η
4	CARACOLÍ	3025	577,48	7,59	27,75	-0,960
	EL VIGÍA	3035				
	LA CUCHILLA	3040				
	PREGONERO	3097				
	LA AZULITA	3135				
	HACIENDA EL CARMEN	3168				
	MICHAY	3187				
	QUIU	3188				
	CAÑO NEGRO	8052				
	LA PALMITA	8053				
	LOS GUAYABONES	8072				
	CAPAZONES	8073				
	MESA JULIA	8075				
	5	TABAY				
MESA DE EJIDO		3042				
TOVAR		3141				
JAJÍ		3169				
6	PÁRAMO LA CULATA	3027	56,71	5,54	10,57	-0,640
	MUCUBAJÍ	3072				
	LA CULATA	3089				
	LA MESA DE ARACAY	3098				
	LAS PIEDRAS	3099				
	PÁRAMO DE MUCUCHÍES	3111				
	PÁRAMO PICO EL ÁGUILA	3112				
	SANTO DOMINGO	3114				
	LA MITISUS	3115				
	LOS PLANTÍOS	3161				
	LAS MESAS	3195				
	EL PEROL	3197				

Fuente: Autora (2012).

Tabla 4.14. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las regiones seleccionadas en el estado Mérida y sus alrededores.

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
1	SAN ANTONIO	2010	$i = 2219,81 \left\{ \frac{4,32 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 67,78)^{1,0580}} \right\}$
	LA MESA DE ESNUJAQUE	2193	
	SANTA BARBARA	3184	
	PEDRAZA - LA VIEJA	3186	
	LA ACEQUIA	3190	
	BUM BUM	3191	
	SAI SAI	3193	
2	EL MORRO	3080	$i = 273,03 \left\{ \frac{3,42 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 10,22)^{0,8900}} \right\}$
	SAN JUAN DE LAGUNILLAS	3170	
	TOSTÓS	8057	
3	PÁRAMO EL QUEMADO	3005	$i = 401,43 \left\{ \frac{4,25 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 20,87)^{0,8900}} \right\}$
	EL MOLINO	3023	
	VALLE GRANDE	3024	
	MUCURUBÁ	3029	
	PÁRAMO EL MOLINO	3070	
	LA GRITA	3083	
	EL MESÓN	3108	
	LAS TAPIAS	3132	
	MUCUCHACHÍ	3133	
	CANAGUÁ	3134	
	CHACANTÁ	3138	
	ZEA - LA FLORIDA	3142	
	TIMOTES	3166	
	SURIPÁ	3192	
SAN PEDRO DE CHIGUARÁ	8056		
4	CARACOLÍ	3025	$i = 577,48 \left\{ \frac{7,59 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 27,75)^{0,9600}} \right\}$
	EL VIGÍA	3035	
	LA CUCHILLA	3040	
	PREGONERO	3097	
	LA AZULITA	3135	
	HACIENDA EL CARMEN	3168	
	MICHAY	3187	
	QUIU	3188	
	CAÑO NEGRO	8052	
	LA PALMITA	8053	
	LOS GUAYABONES	8072	
	CAPAZONES	8073	
	MESA JULIA	8075	
	5	TABAY	
MESA DE EJIDO		3042	
TOVAR		3141	
JAJÍ		3169	

Tabla 4.14. Ecuaciones de Koutsoyiannis y otros Ajustadas para las regiones seleccionadas en el estado Mérida y sus alrededores (Continuación).

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	ECUACIÓN
6	PÁRAMO LA CULATA	3027	$i = 56,71 \left\{ \frac{5,54 - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right]}{(d + 10,57)^{0,6400}} \right\}$
	MUCUBAJÍ	3072	
	LA CULATA	3089	
	LA MESA DE ARACAY	3098	
	LAS PIEDRAS	3099	
	PÁRAMO DE MUCUCHÍES	3111	
	PÁRAMO PICO EL ÁGUILA	3112	
	SANTO DOMINGO	3114	
	LA MITISUS	3115	
	LOS PLANTÍOS	3161	
	LAS MESAS	3195	
	EL PEROL	3197	

Fuente: Autora (2012).

Luego de realizado el análisis clúster y para validar los grupos definidos se aplicó el método de los Momentos L, para comprobar la homogeneidad de las subregiones mostradas en la figura 4.25; de esta manera se estimaron los L - Coeficientes de variación t_2 , L - Coeficiente de asimetría t_3 y L - Coeficiente de curtosis t_4 , y luego fue aplicado el test de discordancia D_i . Para realizar la prueba de Discordancia se tomaron las intensidades máximas de 1 hora de duración como referencia para analizar todos los grupos. Los cálculos se demuestran en las tablas 4.15, 4.16 y 4.17, con las estaciones que conforman el grupo 1.

Los cálculos presentados en la tabla 4.15 se realizaron para todas las estaciones que pertenecen al grupo 2. Posteriormente se estimó el coeficiente de discordancia D_i para las estaciones (tabla 4.16 y 4.17)

Tabla 4.15. Estimación de los momentos L para la estación Mesa de Esnujaque, serial 2193.

n =	14			
j	lmax de menor a mayor	$(j-1)X_i/(n-1)$	$(j-1)(j-2)X_i/[(n-1)(n-2)]$	$(j-1)(j-2)(j-3)X_i/[(n-1)(n-2)(n-3)]$
1	11			
2	13	1.00		
3	15	2.31	0.19	
4	15	3.46	0.58	0.05
5	15	4.62	1.15	0.21
6	18	6.92	2.31	0.63
7	19	8.77	3.65	1.33
8	20	10.77	5.38	2.45
9	23	14.15	8.26	4.50
10	26	18.00	12.00	7.64
11	27	20.77	15.58	11.33
12	29	24.54	20.45	16.73
13	30	27.69	25.38	23.08
14	31	31.00	31.00	31.00
β_0	20.86			
β_1	12.43			
β_2	9.00			
β_3	7.07			

L-momentos

l_1	20.86
l_2	4.00
l_3	0.26
l_4	-0.23

Cociente de los L-momentos

t_2	0.19
t_3	0.06
t_4	-0.06

Fuente: Autora (2012).

Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 4.17, donde se comprueba que para todas las regiones la medida de discordancia D_i es menor al valor crítico presentado en la tabla 4.19; esto quiere decir que ninguna de las estaciones que conforman los grupos seleccionados es discordante con respecto a las demás.

Tabla 4.16. Vectores u_i y matriz traspuesta ($u_i - u_p$), grupo 1.

estación	serial	vectores (u_i)			$(u_i - u_p)^T$		
		t2	t3	t4			
SAN ANTONIO	2010	0,068	0,846	1,038	-0,089	0,694	0,742
LA MESA DE ESNUJAQUE	2193	0,192	0,065	-0,057	0,035	-0,088	-0,353
SANTA BARBARA	3184	0,151	0,146	0,123	-0,006	-0,007	-0,173
PEDRAZA - LA VIEJA	3186	0,159	-0,038	0,155	0,002	-0,191	-0,141
LA ACEQUIA	3190	0,199	-0,110	0,397	0,042	-0,262	0,101
BUM BUM	3191	0,199	-0,110	0,397	0,042	-0,262	0,101
SAI SAI	3193	0,133	0,268	0,020	-0,024	0,115	-0,276
	up	0,157	0,152	0,296			

ui-up						
-0,089	0,035	-0,006	0,002	0,042	0,042	-0,024
0,694	-0,088	-0,007	-0,191	-0,262	-0,262	0,115
0,742	-0,353	-0,173	-0,141	0,101	0,101	-0,276

Fuente: Autora (2012).

Tabla 4.17. Medida de discordancia D_i , grupo 1.

ESTACION	SERIAL	t ₂	t ₃	t ₄	D _i
SAN ANTONIO	2010	0,068	0,846	1,038	1,792
LA MESA DE ESNUJAQUE	2193	0,192	0,065	-0,057	0,549
SANTA BARBARA	3184	0,151	0,146	0,123	0,137
PEDRAZA - LA VIEJA	3186	0,159	-0,038	0,155	0,290
LA ACEQUIA	3190	0,199	-0,110	0,397	0,545
BUM BUM	3191	0,199	-0,110	0,397	0,545
SAI SAI	3193	0,133	0,268	0,020	0,566

Fuente: Autora (2012).

Tabla 4.18. Medida de Discordancia D_i .

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	t1	t2	t3	D _i
1	SAN ANTONIO	2010	0.068	0.846	1.038	1.792
	LA MESA DE ESNUJAQUE	2193	0.192	0.065	-0.057	0.549
	SANTA BARBARA	3184	0.151	0.146	0.123	0.137
	PEDRAZA - LA VIEJA	3186	0.159	-0.038	0.155	0.290
	LA ACEQUIA	3190	0.199	-0.110	0.397	0.545
	BUM BUM	3191	0.199	-0.110	0.397	0.545
	SAI SAI	3193	0.133	0.268	0.020	0.566

Tabla 4.18. Medida de Discordancia Di (Continuación).

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	t1	t2	t3	Di
2	EL MORRO	3080	0.212	0.118	0.152	0.492
	SAN JUAN DE LAGUNILLAS	3170	0.201	0.103	-0.056	0.420
	TOSTOS	8057	0.151	-0.017	0.015	0.526
3	PÁRAMO EL QUEMADO	3005	0.155	0.066	0.189	0.140
	EL MOLINO	3023	0.211	0.181	0.070	0.771
	VALLE GRANDE	3024	0.187	0.252	0.251	0.672
	MUCURUBÁ	3029	0.229	0.180	-0.031	1.842
	PÁRAMO EL MOLINO	3070	0.132	-0.022	0.211	0.721
	LA GRITA	3083	0.171	0.381	0.237	1.563
	EL MESÓN	3108	0.169	0.249	0.157	0.444
	LAS TAPIAS	3132	0.151	0.101	0.049	0.695
	MUCUCHACHÍ	3133	0.173	-0.035	0.081	0.645
	CANAGUÁ	3134	0.127	-0.015	0.111	0.955
	CHACANTÁ	3138	0.154	0.232	0.418	1.964
	ZEVA -LA FLORIDA	3142	0.148	0.069	-0.003	1.217
	TIMOTES	3166	0.167	0.036	0.101	0.156
	SURIPÁ	3192	0.154	-0.095	0.212	1.417
	SAN PEDRO DE CHIGUARÁ	8056	0.200	0.200	0.087	0.431
4	CARACOLÍ	3025	0.127	0.095	-0.009	0.369
	EL VIGÍA	3035	0.144	0.166	0.029	0.513
	LA CUCHILLA	3040	0.173	-0.035	0.081	1.598
	PREGONERO	3097	0.111	0.034	0.156	0.181
	LA AZULITA	3135	0.146	-0.122	0.065	0.810
	HACIENDA EL CARMEN	3168	0.096	-0.126	-0.172	2.780
	MICHAY	3187	0.094	0.020	0.119	0.382
	QUIU	3188	0.136	0.188	0.124	0.295
	CAÑO NEGRO	8052	0.090	0.089	0.105	0.505
	LA PALMITA	8053	0.100	-0.188	0.244	1.871
	LOS GUAYABONES	8072	0.137	0.152	0.161	0.343
	CAPAZONES	8073	0.095	0.130	0.176	0.553
	MESA JULIA	8075	0.119	0.448	0.129	1.775
5	TABAY	3038	0.181	0.143	0.006	0.602
	MESA DE EJIDO	3042	0.205	0.129	-0.005	0.739
	TOVAR	3141	0.184	-0.015	0.049	0.692
	JAJÍ	3169	0.196	0.239	0.136	0.809

Tabla 4.18. Medida de Discordancia Di (Continuación).

GRUPO	NOMBRE	SERIAL	t1	t2	t3	Di
6	PÁRAMO LA CULATA	3027	0.163	0.076	0.039	0.649
	MUCUBAJÍ	3072	0.107	-0.200	0.315	2.047
	LA CULATA	3089	0.136	0.176	0.086	0.253
	LA MESA DE ARACAY	3098	0.175	0.008	0.017	1.553
	LAS PIEDRAS	3099	0.141	0.164	-0.067	1.421
	PÁRAMO DE MUCUCHÍES	3111	0.119	-0.034	0.153	0.277
	PÁRAMO PICO EL ÁGUILA	3112	0.154	0.293	0.199	1.588
	SANTO DOMINGO	3114	0.129	0.152	0.217	0.355
	LA MITISUS	3115	0.123	0.003	0.051	0.578
	LOS PLANTÍOS	3161	0.089	0.039	0.210	1.042
	LAS MESAS	3195	0.127	0.183	0.195	0.382
	EL PEROL	3197	0.107	0.075	0.253	0.447

Fuente: Autora (2012).

Para el grupo 1, conformado por 7 estaciones, el valor crítico de la medida de discordancia Di es igual a 1,917, observándose que todas las estaciones presentan valores inferiores. De la misma manera, el grupo 2 que cuenta con 3 elementos, presenta un valor máximo de 0,526 para la medida de discordancia, si se toma un Di crítico de 1,333 se concluye que el grupo es homogéneo. Ya para el grupo 3 con 15 estaciones el valor límite de Di es 3,000 y el máximo de las estaciones es 1,964, posteriormente el grupo 4 con 13 estaciones tiene un valor máximo de 2,780 contra un Di crítico de 2,869, sigue siendo homogéneo. Finalmente, los grupos 5 y 6, conformados por 4 y 12 estaciones respectivamente, presentan valor máximos de Di (0,809 y 2,047) menores a los críticos (1,648 y 2,757), debido a esto se concluye que ninguna estación de los grupos seleccionados es discordante.

Tabla 4.19. Valor crítico de la Medida de Discordancia Di.

Número de estaciones en la región	Valor crítico Di
5	1,333
6	1,648
7	1,917
8	2,140
9	2,329
10	2,491
11	2,632
12	2,757
13	2,869
14	2,971
>15	3,000

Fuente: Hosking y Wallis (1993)

Adicionalmente se presentan en las figuras 4.26 a 4.31 un gráfico que muestra el comportamiento de los momentos L en cada uno de los grupos con el objetivo principal de evaluar de forma visual los grupos seleccionados. Se observa en las figuras mencionadas anteriormente, que todas las estaciones se agrupan de manera satisfactoria, ya que ninguno de los puntos ploteados se aleja significativamente del promedio señalado en los gráficos.

De lo anterior se puede concluir que a través de una combinación del análisis clúster, con el estudio de la ubicación geográfica de las estaciones, se pueden conformar regiones homogéneas, con valores de la medida de discordancia dentro de los límites establecidos por Hosking y Wallis (1993), de manera que, dentro de los grupos, no hayan estaciones discordantes. Además se observa que los coeficientes de los momentos L (t_2 , t_3 y t_4) se comportan de manera similar dentro de los grupos analizados.

Posteriormente, y a través del análisis de la medida de discordancia D_i junto con el gráfico de los coeficientes L, se comprueba que los seis grupos seleccionados poseen estaciones que no son discordantes entre sí, por lo que puede concluirse que son grupos con elementos similares. En este sentido, el grupo 1 está conformado por estaciones ubicadas en la zona sur y sudeste del estado Mérida, incluyendo aquéllas que son representativas del noreste del estado, como es el caso de San Antonio y la Mesa de Esnujaque con seriales 2010 y 2193 respectivamente. Asimismo, puede afirmarse que dicho grupo incluye estaciones localizadas en la zona del piedemonte barinés, pero también posee las estaciones ubicadas al norte del estado, debido a que todas ellas presentan similitudes en el comportamiento de las intensidades máximas de lluvias, a pesar de tener diferencias en cuanto a su ubicación geográfica. En este sentido, los valores de dichas intensidades varían desde los 156,1 mm/h para duraciones de 15 minutos y 25 años de periodo de retorno, hasta 185,2 mm/h para 15 minutos y 100 años.

En cuanto al grupo 2, se observa que engloba las estaciones ubicadas en el “bolsón seco” del Estado, incluyendo la zona de Lagunillas, El Morro y Tostós, que se constituyen en áreas que son influenciadas por condiciones locales, las cuales producen rangos de precipitación anuales muy bajos, en el orden de los 500 y 1100 mm (Ferrer, 1999) con

magnitudes de intensidad de lluvia entre 102,2 y 123,8 mm/h para duraciones de 15 minutos con frecuencias de 25 y 100 años respectivamente.

www.bdigital.ula.ve

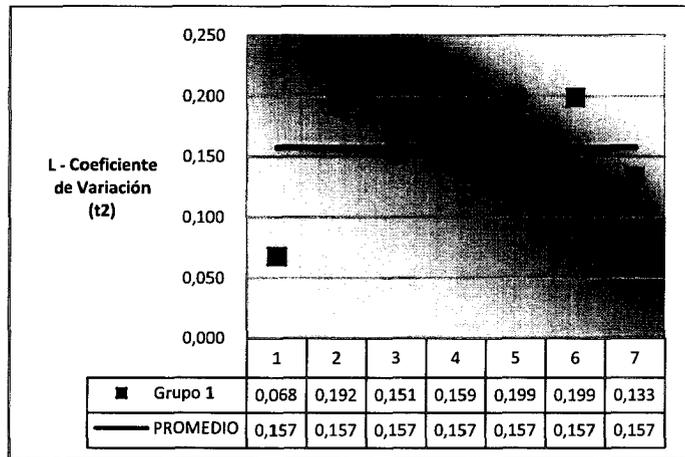


Figura 4.26. L - Coeficiente de variación del grupo 1.

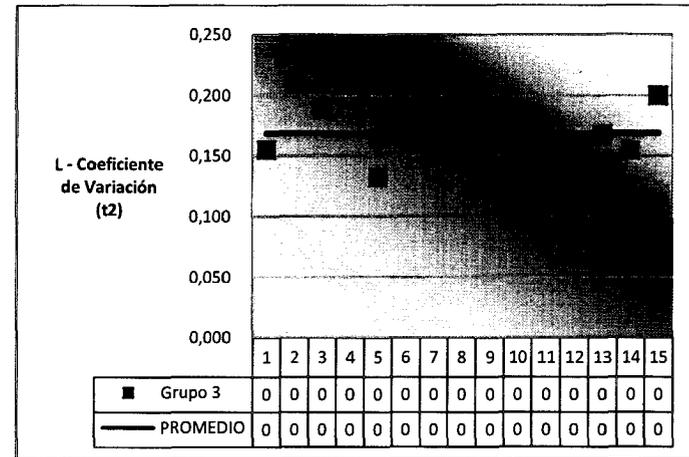


Figura 4.28. L - Coeficiente de variación del grupo 3.

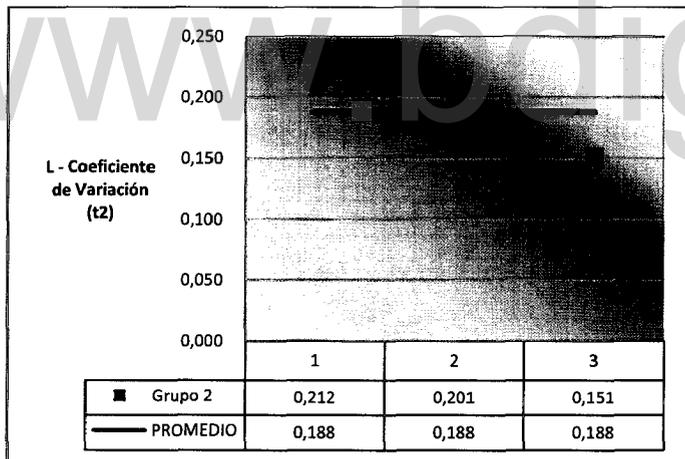


Figura 4.27. L - Coeficiente de variación del grupo 2.

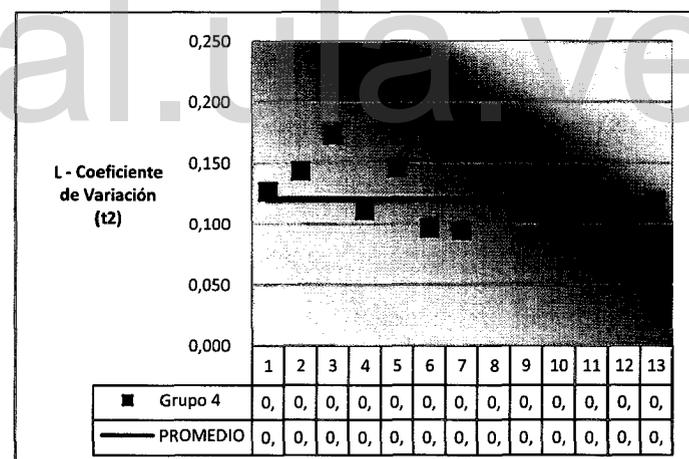


Figura 4.29. L - Coeficiente de variación del grupo 4.

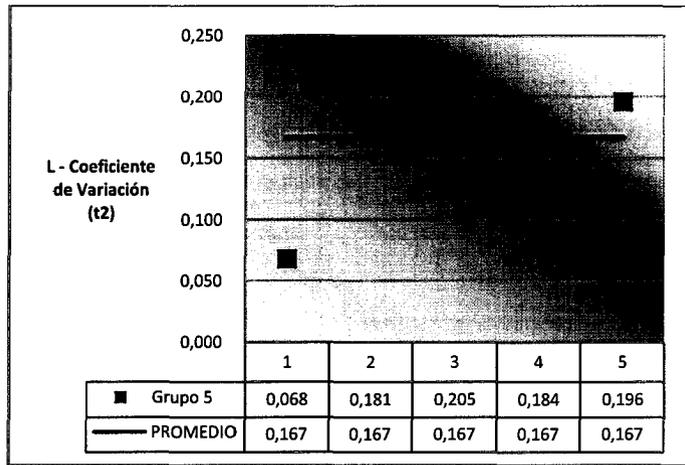


Figura 4.30. L - Coeficiente de variación del grupo 5.

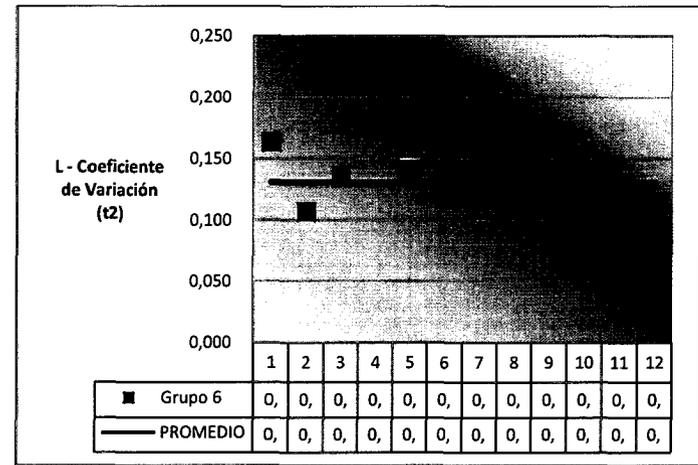


Figura 4.31. L - Coeficiente de variación del grupo 6.

Fuente: Autora (2012).

El grupo 3 es mucho más amplio en cuanto a las estaciones que lo conforman, aunque tiene una clara influencia sobre la región suroeste del estado, pero incluyendo las estaciones Valle Grande y Timotes, seriales 3024 y 3166 respectivamente, las cuales presentan un comportamiento parecido en cuanto a las intensidades máximas de precipitación se refiere con valores entre 123,6 y 146,8 mm/h para frecuencias de 25 y 100 años. Dicho grupo abarca la cuenca del río Mocotíes, afluente del río Chama.

En lo que respecta al grupo 4, puede decirse que tiene clara influencia de las condiciones climáticas que controlan las precipitaciones en la zona del piedemonte lacustre, específicamente en la cuenca baja del río Chama. El mencionado grupo incluye también las estaciones Michay y Quiu, ubicadas al sur de la cordillera de la Sierra Nevada en el piedemonte barinés, así como también la estación ubicada en Pregonero, dentro de la cuenca del río Uribante, que drena hacia el estado Táchira. Es de hacer notar que los grupos 1 y 4 son los que presentan los mayores valores de intensidades máximas de precipitación, éste último con magnitudes de 169,4 mm/h para frecuencias de 25 años, y 191,4 mm/h para 100 años.

El grupo 5 pertenece al eje del valle del río Chama, en su cuenca alta y media, incluyendo la estación Tovar en la cuenca del río Mocotíes. Se observa claramente que las intensidades de precipitaciones en la cuenca del Chama presenta mayores valores en la parte baja, estando representadas por el grupo 4, mientras que la parte alta y media posee lluvias un poco menores dentro del grupo 5 de aproximadamente 119,0 y 142,8 mm/h para 25 y 100 años respectivamente.

Por último, el grupo 6 representa la zona del páramo, con altitudes que varían desde los 1300 msnm aproximadamente en la estación Las Mesas serial 3195, hasta los 3878 msnm en la estación Los Plantíos serial 3161. Es el grupo que representa la zona de menores intensidades máximas de precipitación en todo el estado, con 62,3 y 72,2 mm/h para 25 y 100 años.

Posteriormente y luego de la regionalización, se procedió a construir los mapas de isolíneas de intensidad de precipitación máxima, presentados a continuación en las figuras 4.32, 4.33, 4.34, 4.35 y 4.36.

www.bdigital.ula.ve

Figura 4.36. Isolíneas de máxima profundidad de lluvia para 1 hora y 100 años.

www.bdigital.ula.ve

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Luego de culminado el trabajo de investigación se puede concluir que:

- Los análisis de frecuencias con series de máximos anuales arrojaron resultados más conservadores en el presente estudio, en comparación con la utilización de las series de duraciones parciales o de excedencias anuales; debido a esto sería interesante comparar los análisis de frecuencia realizados con todos los tipos de series.
- La distribución teórica de mejor ajuste, según el error estándar resultó ser la lognormal, para el análisis con las estaciones pilotos. Sin embargo, es de hacer notar que la distribución Pearson III también presentó un buen comportamiento, y en ninguno de los casos las distribuciones teóricas fueron rechazadas a través del test de Kolmogorov - Smirnov.
- La fórmula de Sherman (1931) que relaciona la intensidad de lluvia, con su duración y frecuencia de ocurrencia, presentó un buen ajuste, si se analiza solamente el coeficiente de correlación, pero en cuanto a los otros parámetros estadísticos utilizados en esta investigación, dicha ecuación es superada por la que presentan Koutsoyiannis y otros (1998), debido a que la misma presenta los menores porcentajes del error medio normalizado (MNE), los valores más cercanos a la unidad para el factor medio de predicción (MPF) y los índices de dispersión (ID) más pequeños.
- La metodología presentada por Monsalve (2006) para la obtención de los parámetros de la ecuación de Sherman (1931), resulta ser de sencilla aplicación, y fácilmente programable en software de computación.
- De la misma manera, el procedimiento desarrollado a partir de la metodología de Monsalve (2006), para la estimación de los parámetros de la ecuación de Koutsoyiannis y otros (1998), permite obtener resultados confiables, debido a los altos valores de los coeficientes de correlación resultantes de la comparación de las intensidades de lluvia estimadas a través del modelo matemático, con las intensidades de los análisis de frecuencia.

- Aunque no está explícito en la literatura la recomendación del uso de períodos comunes de registro para la construcción de las ecuaciones IDF, se recomienda cuando se desea comparar intensidades máximas de precipitación que representarán el mismo período de tiempo, debido al proceso de regionalización inherente.
- El método de los momentos L permite identificar las estaciones que son discordantes dentro de un grupo, y evaluar las regiones previamente elegidas del análisis clúster; por estas razones se puede concluir que la combinación de ambos métodos constituye una muy buena alternativa para regionalizar ecuaciones o comportamientos de precipitaciones extremas.

De la misma manera, es recomendable lo siguiente:

- Comparar los parámetros obtenidos con el procedimiento desarrollado en el presente trabajo para la ecuación de Koutsoyiannis y otros (1998), con la metodología clásica que involucra el algoritmo de Levenbarg - Marquadt.
- Asimismo, sería ideal que se estimaran los coeficientes de correlación entre los valores de intensidades máximas de precipitación obtenidas de las ecuaciones ajustadas, con aquellas originalmente registradas por las estaciones, haciendo para estos últimos valores, una estimación de probabilidades empíricas de ocurrencia.
- Las regiones conseguidas a través del análisis clúster, pueden no representar la mejor opción al momento de elegir zonas con comportamientos similares en cuanto a las intensidades máximas de lluvias se refiere. Por ello es necesario estudiar y evaluar a fondo los conglomerados obtenidos en un primer análisis.
- Realizar una comparación espacial de los mapas de isolíneas de intensidades máximas construidas con los resultados de las ecuaciones ajustadas, con mapas obtenidos a partir de los datos de intensidades provenientes de los análisis de frecuencias.
- Elaborar pruebas de sensibilidad de las intensidades máximas de lluvia estimadas con las ecuaciones, en función de los cuatro parámetros de las fórmulas obtenidas en la regionalización.

6 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre - Pe, J., Machado, D., Moncada, A., y Olivero, M. (2010). Los mejores modelos de transporte de sedimentos. En J. López, *Lecciones aprendidas del desastre de Vargas* (págs. 259-268). Caracas: Editorial Gráficas Lauki.
- Álvarez, M., Puertas, J., Soto, B., y Díaz-Fierros, F. (1999). Análisis regional de las precipitaciones máximas en Galicia mediante el método del índice de avenida. *Ingeniería del agua*, 6(4), 283-290.
- Aparicio, F. (2010). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México: Editorial Limusa S.A.
- Aranguren, M. (2008). VENEZUELA Informe de Análisis base de datos de pérdidas por desastres. 53. Cali, Colombia: Corporación Osso.
- Audemard, F. (2002). Movimientos en masa en el Macizo del Ávila en Diciembre de 1999, Venezuela septentrional. En J. Lugo, y M. Inbar, *Desastres Naturales en América Latina* (págs. 409-412). México: Fondo de Cultura Económica.
- Audemard, F., y Singer, P. (2002). El alud torrencial del 6 de septiembre de 1987 en la cuenca del río El Limón, al norte de Maracay, Venezuela septentrional. En J. Lugo, & M. Inbar, *Desastres Naturales en América Latina* (págs. 385-408). México D. F.: Fondo de Cultura Económica.
- Avendaño, L. C., y Rangel, A. M. (1988). *Análisis regional de profundidad-duración-frecuencia de lluvias máximas en el estado Mérida*. Mérida, Venezuela: Universidad de Los Andes.
- Ayala, L., y Ferrer, P. (1973). *Análisis de frecuencia de datos hidrológicos mediante computación*. Santiago de Chile: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Obras Civiles.

Beard, L. (1962). *Statistical Methods in Hydrology*. Washington, D. C. U. S. Army Corps of Engineers, Civil Works Project.

Bedient, P., & Huber, W. (1992). *Hydrology and floodplain analysis* (Segunda ed.). Massachusetts: Addison-Wesley Publishing Company.

Bell, F. (1969). Generalized rainfall - duration - frequency relationships. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 95(1), 311-327.

Bernard, M. (1932). Formulas for rainfall intensities of long duration. *Transactions of American Society of Civil Engineers*, 96, 592-606.

Brassesco, J. (4 de Enero de 2012). Las lluvias causan estragos y fueron sinónimo de emergencia. *El Universal*, p 3-2.

Briceño, E. T., y Briceño, T. O. (1987). *Análisis regional de profundidad-duración-frecuencia de lluvias máximas en el Estado Trujillo*. Mérida: Universidad de Los Andes.

Cartaya, H. (1988). Distribución de lluvias cortas. *Revista El Agua*, 12, 34-37.

Castillo, E., y Ruiz, B. (1979). *Precipitaciones máximas en España*. Madrid: Ministerio de Agricultura.

Chen, C. (1983). Rainfall intensity-duration-frequency formulas. *Journal of Hydraulics Engineering*, 109(12), 1603-1621.

Chow, V., Maidment, D. R., y Mays, L. W. (1994). *Hidrología aplicada*. Santafé de Bogotá: McGraw-Hill.

Cortés, C. (2003). *Regionalización de tormentas de diseño en la cuenca del valle de México*. México: Universidad Autónoma Metropolitana.

Cunnane, C. (1973). A particular comparison of annual maxima and partial duration. *Journal of Hydrology*, 18, 257-271.

EFE, A. (5 de Agosto de 2011). *European Pressphoto Agency*. Documento en línea.

Disponible:

<http://www.google.com/hostednews/epa/article/ALeqM5gNg6mApSBDP8bVxGKtOybxMEWnug?docId=1582847>. Consultado el 15 de Agosto de 2011.

Fatorelli, S., y Fernández, P. C. (2007). *Diseño Hidrológico*. Mendoza, Argentina: Zeta Editores.

Fernández, D. M., y Sánchez, N. P. (1989). *Análisis regional de profundidad-duración-frecuencia de lluvias máximas en el Estado Táchira*. Mérida: Universidad de Los Andes.

Ferrer, C. (1999, Noviembre). La región de los andes y su espacio geográfico. Ponencia presentada en *El hombre venezolano y el siglo XXI. Memorias de las Jornadas Geográficas*. Caracas: UPEL-Biblioteca Nacional de Venezuela.

Ferrer, C. (2000, Mayo). Un enfoque geomorfológico de la tragedia de Vargas (Diciembre, 1999). Ponencia presentada en *II Jornadas de Sismicidad Histórica. Resúmenes y Guías*. Mérida: Universidad de Los Andes.

Froehlich, D. (1995). Intermediate-duration-rainfall intensity equations. *Journal of Hydraulics Engineering*, 121(10), 751-756.

González, R. (2010). *Evaluación de riesgos a inundaciones en la cuenca Cárdenas-Comalcalco, Tabasco, México*. Tesis presentada como requisito parcial para obtener el grado de Maestro en Ciencias ed. Tabasco, México: Colegio de Postgraduados. Instituto de Enseñanza e Investigación en ciencias agrícolas.

Grisollet, H. (1948). Estudios de los aguaceros tempestuosos de la región parisién. *La Meteorología*(11), 175-195.

Guevara, E., y Carballo, N. (2008). Modelo IDF regional para el estado Cojedes, Venezuela. *Revista Ingeniería UC*, 3(15), 53-63.

Guevara, E., y Cartaya, H. A. (1991). *Hidrología. Una introducción a la ciencia hidrología aplicada*. Valencia, Venezuela: Universidad de Carabobo.

Guilarte, R. (1978). *Hidrología Básica*. Caracas: Universidad Central de Venezuela.

Gutiérrez S., R. (2 de Febrero de 2009). *Universidad de Granada*. Documento en línea. Disponible: http://www.ugr.es/~ramongs/sociologia/tema6_cluster.pdf. Consultado el 21 de Septiembre de 2011, de Universidad de Granada.

Hosking, J., & Wallis, J. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resources Research*, 2(29), 271-281.

Hosking, J., & Wallis, J. (1997). *Regional frequency analysis: an approach base on Lmoments*. Cambridge: Cambridge University Press.

Instituto Nacional de Obras Sanitarias. (1969). *Análisis de intensidad-duracion-frecuencia de lluvias en Venezuela*. Caracas.

Instituto Nacional de Obras Sanitarias. (1989). *Normas e instructivos para el proyecto de alcantarillados*. Caracas.

Karim, F. (1998). Bed material discharge prediction for nonuniform bed sediments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(6), 597-604.

Kite, G. (1977). *Frequency and risk analyses in hydrology*. Michigan: Water Resources Publications.

Kothyari, U., & Garde, R. (1992). Rainfall Intensity-Duration-Frequency Formula for India. *Journal of Hydraulic Engineering*, 118(2), 323-336.

Koutsoyiannis, D., Kozonis, D., & Manetas, A. (1998). A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships. *Journal of Hydrology*, 118-135.

- Lafaille, J., Ferrer, C., & Dugarte, M. (2005). Ponencia presentada en *Boletín de Historia de las Geociencias en Venezuela*. Caracas.
- Latina, P. (15 de Noviembre de 2011). *Prensa Latina Agencia Informativa Latinamericana*. Documento en línea. Disponible: http://www.prensa-latina.cu/index.php?option=com_content&task=view&id=450453&Itemid=1. Consultado el 27 de Noviembre de 2011.
- Latina, P. (21 de Mayo de 2011). *Venezuela: nueve estados en emergencia por lluvias*. Documento en línea. Disponible: <http://es.sott.net/article/6459-Venezuela-nueve-estados-en-emergencia-por-lluvias>. Consultado el 06 de Agosto de 2011.
- Linsley, R., Kohler, M., y Paulhus, J. (1977). *Hidrología para ingenieros*. Bogotá: MacGraw Hill Latinoamericana.
- Loucks, D., Beck, E., Stedinger, J., Dijkman, J., & Villars, M. (2005). *Water resources systems planning and management: an introduction to methods, models and application*. Paris: UNESCO.
- Ltda, G. (2005). *Documento de Diagnóstico Amenazas de Inundación y Erosión en el Río de Oro*. Bucaramanga: Corporación Autónoma Regional para la Defensa de la Meseta de Bucaramanga.
- Mahía, R. (S/F). *Análisis Clúster*. Documento en línea. Disponible: http://www.uam.es/personal_pdi/economicas/rmc/documentos/cluster.PDF. Consultado el 21 de Septiembre de 2011.
- Méndez, N. (1986). *Desarrollo de una metodología para el prediseño y estimación de costos para sistemas de drenaje superficial en los Llanos Occidentales de Venezuela. Tesis para optar al título de Magister Scientae en Ingeniería de Riego y Drenaje*. Mérida: Centro Interamericano de Desarrollo e Investigación Ambiental y Territorial.

- Meyer, P. (1973). *Probabilidad y aplicaciones estadísticas*. México, D.F: Fondo Educativo Interamericano S.A.
- Monsalve, G. (2006). *Hidrología en la ingeniería*. Bogotá: Editorial Escuela Colombiana de Ingeniería.
- Ministerio de Obras Públicas. (1963). *Resumen de datos hidrométricos*. Caracas: Dirección de obras hidráulicas.
- Palacios, A. (2004). *Acueductos, cloacas y drenajes*. Caracas: Universidad Católica Andrés Bello.
- Pereyra-Díaz, D., Pérez-Sesma, J. A., & Gómez-Romero, L. (2004). Ecuaciones que estiman las curvas intensidad-duración-período de retorno de la lluvia. *GEOS*, 24(1), 46-56.
- Pérez, C. (2005). *Métodos estadísticos avanzados con SPSS*. Madrid, España: Thomson Editores.
- Pérez, R. (1994). *Relaciones entre procesos geomorfológicos y precipitaciones máximas extremas en vertientes semiáridas de la cuenca media del Río Chama, Estado Mérida*. Mérida: Facultad de Ciencia Forestales y Ambientales, Universidad de Los Andes.
- Pizarro, R., Abarza, A., y Florez, J. P. (2001). *Análisis Comparativo de las Curvas Intensidad - Duración - Frecuencia (IDF) en 6 Estaciones Pluviográficas (VII Región del Maule, Chile)*. Documento en línea. Disponible: <http://www.bvsde.paho.org/bvsacd/cd08/analisiscurvas.pdf>. Consultado el 25 de Enero de 2011.
- Protección Civil y Administración de Desastres. (2008). *Documento país Venezuela 2008*. Caracas.

Pulgarín, E. (2009). *Fórmulas regionales para la estimación de curvas intensidad - frecuencia - duración basadas en las propiedades de escala de lluvia (Región Andina Colombiana) Trabajo de grado para optar al título de Magister en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.

Quej, V., Carrillo, E., Palacios, O., Juárez, J., y Aceves, E. (2007, Noviembre). Análisis pluviométrico y determinación de las necesidades generales de drenaje superficial en el Estado de Campeche. *Memoria del XVI Congreso Mexicano de Meteorología*. Veracruz: Organización Mexicana de Meteorólogos, AC.

Quiroga, A., y Campos, E. (2010, Octubre). Modelo IDT de Bell modificado para el estado de Tabasco. *XXI Congreso Nacional de Hidráulica*. Jalisco: Asociación Mexicana de Hidráulica.

Ramírez, M. (2003). *Hidrología aplicada*. Mérida: Publicaciones Facultad de Ingeniería - Universidad de Los Andes.

Salas, L. (2004). *Regionalización de leyes IDF para el uso de modelos hidrometeorológicos de estimación de caudales. Tesis doctoral*. Madrid: Universidad Politécnica de Madrid.

Segerer, C., y Villodas, R. (2007). *Hidrología I*. Mendoza, Argentina: Universidad Nacional de Cuyo.

Sherman, C. (1931). Frequency and intensity of excessive rainfall at Boston, Massachusetts. *Transactions of American Society of Civil Engineers*, 95, 951-960.

Torres, A. (2004). *Apuntes de clase sobre hidrología urbana*. Bogotá: Editorial Pontificia Universidad Javeriana.

Valencia, M. G., y Montaña, J. L. (s.f.). *Determinación de curvas de intensidad duración y*

frecuencia (idf) para la ciudad de Trinidad Documento en línea. Disponible:

http://www.senamhi.gob.bo/meteorologia/publicaciones/resumen_idf.pdf.

Consultado el 25 de Enero de 2011.

Viessman, W., & Lewis, G. (2003). *Introduction to hydrology*. 5^a ed. Reino Unido: Prentice Hall International.

Wanielista, M., Kersten, R., & Eaglin, R. (1997). *Hydrology. Water Quantity and quality control*. 2^a ed. New York: John Wiley & Sons, Inc.

Wenzel, H. (1982). Rainfall for urban stormwater design, en *Urban Storm Water Hydrology. Water Resources Monograph*, 7, 35-67.

www.bdigital.ula.ve

www.bdigital.ula.ve