



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Caracterización del campo de precipitación sobre la microcuenca urbana del campus Universidad Nacional de Colombia - sede Bogotá

Carlos Albeiro Figueroa Ortiz

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ingeniería, Departamento de ingeniería Civil y Agrícola
Bogotá, Colombia

2016

Caracterización del campo de precipitación sobre la microcuenca urbana del campus Universidad Nacional de Colombia - sede Bogotá

Carlos Albeiro Figueroa Ortiz

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Ingeniería – Recursos Hidráulicos

Director:

Ph.D. M.Sc. I.C. ERASMO ALFREDO RODRÍGUEZ SANDOVAL

Línea de Investigación:

Hidrología Urbana

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil y Agrícola
Bogotá, Colombia

2016

Debe existir una razón suficiente (a menudo sólo por Dios conocida) para que cualquier cosa exista, para que cualquier evento se produzca, para que cualquier verdad pueda obtenerse.

- Barón Gottfried Wilhelm Von Leibniz -

Si parece que veo más lejos que los demás, es porque estoy sentado sobre los hombros de unos gigantes.

- Barón Gottfried Wilhelm Von Leibniz -

Agradecimientos

Esta investigación habría sido muy difícil de desarrollar sin la ayuda y el apoyo de muchas personas. Por lo tanto, es un gran placer para mí reconocer a todos aquellos que contribuyeron en el desarrollo de la misma.

Agradezco a Dios por brindarme de tantas bendiciones durante toda mi vida. A mi esposa e hijo, ya que sin su paciencia y apoyo simplemente no lo habría logrado. Doy las gracias a mi madre, a mi padre y a mis hermanos por su apoyo inquebrantable y sus oraciones.

Agradezco inmensamente al Ingeniero Erasmo Rodríguez por brindarme una oportunidad, por no dejarme desfallecer en el camino, por guiarme académicamente y profesionalmente, por no escatimar tiempo en sus asesorías ni esfuerzo para corregir y mejorar mis productos, pero sobre todo porque es un gran profesor y excelente ser humano. Muchas gracias.

De todas las buenas personas que conocí durante este periodo resalto a Julio Cuesta, Álvaro Gómez, Inés Sánchez y Camilo Bernal, por su amistad, así como por las muchas anécdotas que pasé con ustedes, gracias, fueron un gran apoyo. Agradezco al Ingeniero Carlos González, quien ha sido mi consejero profesional y amigo, estoy en deuda con él por sus sugerencias y estímulos.

Nuevamente gracias al ingeniero Erasmo Rodríguez, así como a los profesores Nelson Obregón, Pedro Avellaneda, Luis Alejandro Camacho y Leonardo Donado, quienes en sus clases fundamentaron mis conocimientos científicos y tecnológicos en el campo de los recursos hidráulicos. De igual manera agradezco a mi *Alma Mater* que me ha permitido formarme en distintos aspectos a través de los años.

Resumen

Esta investigación presenta las características del ciclo diario, intra-anual e inter-anual de la precipitación sobre una micro-cuenca urbana, las cuales han sido analizadas empleando registros históricos de precipitación de los años 2007 a 2011 de la red pluviométrica instalada en el campus de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, con mediciones duales en las cubiertas de siete edificios del campus. Igualmente, se han investigado las características de duración, hora de inicio, profundidad, intensidad promedio, así como el patrón temporal de la precipitación mediante la metodología propuesta por Huff (1967).

Los resultados indican en la escala interanual e intraanual el importante impacto que tiene la ocurrencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación registrada localmente en la red pluviométrica. Con relación al ciclo diario los resultados indican que las tormentas predominantemente ocurren entre la 1 y las 3 pm, con duraciones cortas, entre 1 y 2 horas, con profundidades inferiores a 2 mm y máximas en un solo caso de alrededor de 50 mm. Adicionalmente, se obtuvieron curvas adimensionales de masa para la zona de estudio, apropiadas para la estimación de tormentas sintéticas con fines de diseño hidrológico en la parte central de la ciudad de Bogotá.

De la misma manera, se ha analizado la forma más adecuada de estimar el campo de precipitación en el área objeto de análisis, a partir de los valores puntuales registrados en la red de monitoreo. Para ello, se aplicaron métodos determinísticos y geoestadísticos de interpolación espacial, con el fin de obtener mapas de precipitaciones, los cuales se evaluaron bajo diferentes tipos de función objetivo, permitiendo así comparar los diferentes resultados obtenidos.

Los resultados del análisis espacial de la variabilidad del campo de precipitación, a través del empleo de técnicas de análisis geoestadístico (kriging) con diversos modelos

de semivariograma y de técnicas no-geoestadísticas, indican que no necesariamente mayor complejidad en el método de interpolación utilizado brinda los mejores resultados. La aplicación de la metodología de validación cruzada (leave-one-out) demostró ser de gran utilidad al momento de definir criterios de desempeño y calificación de la calidad e incertidumbre de los dos tipos de interpoladores empleados en este estudio, evidenciando que aún las mejores interpolaciones, en su mayoría, brindan una sobre-estimación de la variabilidad del campo de precipitación

Palabras clave: Hidrología urbana, micro-cuenca, caracterización de tormentas, análisis de precipitación, campo de precipitación, interpolación espacial.

Abstract

This MSc Thesis describes the characteristics of the diurnal cycle, intra annual and inter annual precipitation on an urban micro-basin, which have been analyzed using historical rainfall records for the years 2007 to 2011. The records from the raingauge network installed on the campus of the National University of Colombia in Bogotá, with dual measurements on the roofs of seven buildings on campus, have also allow to investigate the characteristics of duration, start time, depth, average intensity and the temporal pattern of precipitation according to the methodology proposed by Huff (1967).

On year-to-year scale the results indicate the important impact of the occurrence of ENSO on rainfall recorded locally on the network. Regarding the diurnal cycle results indicate that storms mainly occur between 1 and 3 pm, with short durations between 1 and 2 hours, with depths of less than 2 mm and maximum, in one case of about 50 mm. Dimensionless mass curves for the study area, appropriate for estimating synthetic storms for hydrological design purposes in the central part of the city of Bogota were also obtained.

Similarly, it was analyzed the best way to estimate the precipitation field in the area of study, from the point values recorded in the monitoring network. For doing this, deterministic geostatistical methods and spatial interpolation procedures were applied, in order to obtain precipitation maps, which were evaluated under various objective functions, thus allowing to compare the different results.

The results of the spatial analysis of the variability of the precipitation field, through the employment of geostatistical techniques (kriging) with various models of variogram and non-geostatistical techniques, indicate that not necessarily greater complexity in the interpolation method used provides the best results. The application of the methodology

of cross-validation (leave one out) proved to be very useful when defining performance criteria and quality grading and uncertainty of the two types of interpolators used in this study, showing that even the best interpolations, mostly provide an overestimation of the variability of the precipitation field

Keywords: Urban hydrology, micro urban basin, characterization of storms, analysis of precipitation, precipitation field, spatial interpolation.

Contenido

	Pág.
Resumen	IX
Abstract	XI
Lista de Figuras	XV
Lista de Tablas	XIX
Lista de Abreviaturas	XXI
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación	5
1.2 Objetivos.....	8
1.2.1 Objetivo general.....	8
1.2.2 Objetivos específicos	8
1.3 Área de estudio.....	8
2. ESTADO DEL ARTE	15
2.1 Generalidades	15
2.2 El problema de escala en hidrología	16
2.3 ¿Qué es variabilidad?	19
2.4 Variabilidad temporal de la precipitación.....	21
2.4.1 Casos de estudio	28
2.5 Variabilidad espacial de la precipitación	30
2.5.1 Metodologías de estimación de la variabilidad espacial de la precipitación	30
2.5.2 Métodos estocásticos o geoestadísticos	31
2.5.3 Métodos determinísticos o no-geoestadísticos	37
2.5.4 Validación cruzada.....	42
2.5.5 Casos de estudio	43
2.6 Sistemas de Información Geográfica aplicados a la Hidrología.....	46
3. METODOLOGÍA	49
3.1 Estructuración y análisis de consistencia de la información pluviográfica	49
3.2 Caracterización temporal de la precipitación.....	54
3.2.1 Ciclo interanual	54
3.2.2 Ciclo anual	54
3.2.3 Precipitación diaria.....	60
3.2.4 Análisis de eventos de tormentas.....	61
3.3 Caracterización espacial de la precipitación	64

3.3.1	Caracterización a partir de métodos geoestadísticos	64
3.3.2	Caracterización a partir de métodos determinísticos.....	65
3.4	Evaluación de la red de monitoreo	67
3.5	Diseño e implementación del visor geográfico.....	69
4.	RESULTADOS Y ANÁLISIS	71
4.1	Análisis de la información pluviométrica	71
4.2	Caracterización temporal de la precipitación	73
4.2.1	Ciclo interanual.....	73
4.2.2	Ciclo anual.....	75
4.2.3	Precipitación diaria	82
4.2.4	Comportamiento sub-horario	88
4.3	Caracterización espacial	106
4.3.1	Predicción geoestadística	108
4.3.2	Predicción determinística.....	117
4.3.3	Interpoladores geoestadísticos vs interpoladores determinísticos.....	118
4.4	Evaluación de la red de monitoreo	121
5.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	125
5.1.1	Conclusiones sobre la variabilidad temporal de la precipitación.....	126
5.1.2	Conclusiones sobre la variabilidad espacial de la precipitación	129
5.1.3	Aportes originales de la investigación	132
5.1.4	Recomendaciones para futuras investigaciones	133
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	135
7.	ANEXOS.....	143

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1-1. Grandes Aglomeraciones del Mundo.....	6
Figura 1-2. Área de estudio y localización de pluviógrafos duales en las cubiertas de siete edificios del campus de la Universidad Nacional sede Bogotá.	10
Figura 1-3. Distribución de Temperatura Media Mensual (Bogotá - UNAL)	12
Figura 1-4. Distribución del Brillo Solar (Bogotá - UNAL).....	12
Figura 1-5. Distribución Temporal de la precipitación Media Mensual (Bogotá - UNAL) .	12
Figura 1-6. Distribución de la precipitación Media Anual (Bogotá - UNAL)	12
Figura 1-7. Clasificación Climática (Bogotá - UNAL)	12
Figura 1-8. Áreas urbanizadas: Jardín Infantil	13
Figura 1-9. Áreas urbanizadas: Centro de reciclaje, observatorio astronómico, canchas varias	13
Figura 1-10. Áreas urbanizadas: Ed. CADE, Ed. Ciencias Económicas	14
Figura 1-11. Áreas urbanizadas: Cafeterías (varias)	14
Figura 2-1: Escala espacio-temporal de fenómenos en hidrometeorología.....	17
Figura 2-2: Caracterización de la variabilidad a pequeña escala a partir de mediciones a gran escala.....	17
Figura 2-3: Caracterización de la variabilidad a gran escala a partir de mediciones a pequeña escala.....	18
Figura 2-4: Efecto de suavizado de la variabilidad debido al volumen de integración de una muestra	18
Figura 2-5. Distribución mensual de la precipitación en Colombia.....	21
Figura 2-6. Distribución interanual de la precipitación en la estación Universidad Nacional.	24
Figura 2-7. Separación de tormentas mediante el tiempo mínimo inter-evento.....	26
Figura 2-8. Separación de tormentas mediante el tiempo mínimo inter-evento (TMIE) adoptado.	26
Figura 2-9. Modelos de semivariograma no acotados y acotados.	33
Figura 3-1. Desarrollo metodológico.....	50
Figura 3-2. Procedimiento esquemático para la evaluación de la información.	52
Figura 3-3. Procedimiento esquemático para la evaluación de eventos de tormenta.....	62
Figura 3-4. Procedimiento esquemático para la evaluación de las interpolaciones geoestadísticas	66
Figura 3-5. Procedimiento esquemático para la evaluación de las interpolaciones espaciales determinísticas	67

Figura 3-6. Procedimiento esquemático para la definición de zonas con déficit de información	68
Figura 3-7. Procedimiento esquemático para la Identificación de pluviógrafos críticos....	69
Figura 3-8. Procedimiento esquemático para el desarrollo e implementación del visor geográfico	69
Figura 3-9. Clasificación de la colección cartográfica	70
Figura 4-1. Curva de masa para los pluviógrafos ubicados en el INSTITUTO DE GENÉTICA.	72
Figura 4-2. Curvas de doble masa para todos los pluviógrafos	72
Figura 4-3. Variación de la precipitación anual total registrada entre los años 2007 al 2011.....	74
Figura 4-4. Precipitación total mensual acumulada registrada en los pluviógrafos P01, P02 y la estación Universidad Nacional (IDEAM2120622)	76
Figura 4-5. Precipitación total mensual registrada en los 14 pluviógrafos de la red de monitoreo.....	77
Figura 4-6. Anomalías mensuales de precipitación (en mm) presentadas en el P03 con respecto a la normal climatológica de la estación Universidad Nacional (IDEAM2120622)	77
Figura 4-7. Anomalías mensuales de precipitación en porcentaje presentadas en el P03 con respecto a la normal climatológica de la estación Universidad Nacional (IDEAM2120622)	77
Figura 4-8. Precipitación máxima mensual acumulada	80
Figura 4-9. Ajuste a una función de probabilidad de la precipitación mensual en el P04.	81
Figura 4-10. Precipitación total acumulada diaria registrada en el campus.	82
Figura 4-11. Régimen de precipitación (mm) diaria acumulada registrada en el P05	83
Figura 4-12. Ajuste a una función de probabilidad de la precipitación diaria en el P05....	85
Figura 4-13. Evolución de los días consecutivos secos y húmedos detectados en el P01	86
Figura 4-14. Cantidad máxima de precipitación en 1 día.....	87
Figura 4-15 Cantidad máxima de precipitación en 5 días consecutivos	87
Figura 4-16. Número de días con precipitación intensa PRCP \geq 10 mm	87
Figura 4-17 Número de días con precipitación intensa PRCP \geq 20 mm	87
Figura 4-18. Número de tormentas para criterios de separación temporal de 5, 15, 30, 45, 60, 180, 360 y 720 minutos y diferentes profundidades.	88
Figura 4-19. a) Comportamiento de las precipitaciones acumuladas para diferentes IETD medidas en el P02; b) Comportamiento de las características medias de la precipitación para diferentes IETD.	90
Figura 4-20. Ajuste a una función de probabilidad de los datos de precipitación acumulada en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.....	91
Figura 4-21. Comportamiento de las intensidades promedio para diferentes IETD medidas en el P11; b) Comportamiento de las características medias de la intensidad promedio para diferentes IETD.	92
Figura 4-22. Ajuste a una función de probabilidad de los datos de intensidad promedio en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.....	93

Figura 4-23. a) Comportamiento de la duración de los eventos de tormentas para diferentes IETD; b) Comportamiento de las características medias de la duración para diferentes IETD.	94
Figura 4-24. Ajuste a una función de probabilidad de los datos de duración de tormenta en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min	95
Figura 4-25. a) Comportamiento del tiempo inter-evento de tormentas para diferentes IETD; b) Comportamiento de las características medias del tiempo inter-evento de tormentas para diferentes IETD.....	96
Figura 4-26. Ajuste a una función de probabilidad para los datos de tiempo inter-evento en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min	97
Figura 4-27. a) Duración de tormenta vs Intensidad promedio b) Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la duración de tormentas e intensidades promedio .	99
Figura 4-28. a) Duración de tormenta vs Precipitación acumulada b) Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la duración de tormentas y Precipitación acumulada	99
Figura 4-29. a) Precipitación acumulada vs Intensidad promedio b) Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la Precipitación acumulada e intensidades promedio	100
Figura 4-30. Ciclo diurno de los inicios de tormenta.	101
Figura 4-31. Ciclo adimensionales de masa detectadas en el PG14.	102
Figura 4-32. Frecuencia relativa según duración (P14).	103
Figura 4-33. Patrones de distribución temporal para los Cuartiles I, II, III y IV en el P14.	104
Figura 4-34. Patrones de distribución temporal para 50% de probabilidad para las curvas originales de Huff y calculadas en el P14	105
Figura 4-35. Patrones de distribución temporal para tormentas de 3 horas.	106
Figura 4-36. Características espaciales de la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51	108
Figura 4-37. Histograma de frecuencias, qq-plot y diagrama de cajas de tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51	109
Figura 4-38. Ajuste de modelos de semivarianza teóricos al semivariograma experimental de la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51	110
Figura 4-39. Frecuencia de método de mejor ajuste para 47 tormentas analizadas	111
Figura 4-40. Histograma de frecuencias para los errores resultantes del análisis de validación cruzada para dos de las funciones objetivo analizadas para las 47 tormentas fueron consideradas en el análisis	114
Figura 4-41. Semivariogramas y parámetros estimados para realizar interpolaciones de tipo geoestadístico. 47 tormentas fueron consideradas en el análisis.....	116
Figura 4-42. Grafica de cajas y patillas para los valores de Error reportado por cada método de ajuste.....	118
Figura 4-43. Distribución espacial de la precipitación (mm) interpolada con los métodos de ADW y KO (semivariograma exponencial), y diferencia entre las predicciones para el evento de tormenta del 18 de octubre de 2010.....	120

Figura 4-44. (a) Distribución espacial de la varianza del Kriging y (b) distribución espacial de la varianza del Kriging normalizada, para el evento de tormenta del 17 de diciembre de 2007.....	122
Figura 4-45. Mapa de zonificación porcentual de déficit de información.....	123
Figura 4-46. Mapa de localización de puntos nuevos de monitoreo.	123
Figura 4-47. Varianza del error medida en cada punto de medición para el evento de tormenta del 18 de octubre de 2010.....	124

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1-1. Localización de los pluviógrafos pertenecientes a la red de monitoreo.....	11
Tabla 1-2. Distancias entre puntos de medición	11
Tabla 2-1. Fenómenos macro-climáticos influyentes sobre el territorio Colombiano	22
Tabla 2-2. Caracterización temporal de la precipitación en la estación Universidad Nacional del IDEAM	23
Tabla 2-3. Estudios de consultoría realizados en la ciudad de Bogotá para la Empresa de Acueducto de Bogotá	30
Tabla 2-4. Modelos teóricos de semivariograma empleados en esta investigación	34
Tabla 3-1. Ejemplos de uso de la validación horizontal	53
Tabla 3-2. Ejemplo de uso de la validación vertical	53
Tabla 3-3. Distribuciones de probabilidad y métodos de ajuste seleccionados.....	55
Tabla 3-4. Lista de índices de extremos climáticos de precipitación utilizados en el estudio	61
Tabla 4-1. Anomalías de la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM).....	78
Tabla 4-2. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación en el P04 a nivel mensual	80
Tabla 4-3. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (datos mensuales).	81
Tabla 4-4. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación en el P05 a nivel diario	84
Tabla 4-5. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste en el P05 a nivel diario..	85
Tabla 4-6. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación acumulada en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.	90
Tabla 4-7. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).	91
Tabla 4-8. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la intensidad promedio en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.....	92
Tabla 4-9. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).	93
Tabla 4-10. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la duración de tormenta en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.	95
Tabla 4-11. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).	96
Tabla 4-12. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la duración de tormenta en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.	97

Tabla 4-13. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).....	98
Tabla 4-14. Condiciones de las tormentas analizadas	106
Tabla 4-15. Resultados del test de ajuste para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51.....	109
Tabla 4-16. Resultados del test de ajuste para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51)	111
Tabla 4-17. Resultados de la validación cruzada para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51).....	112
Tabla 4-18. Mejor interpolador para las 47 tormentas analizadas	114
Tabla 4-19. Frecuencia de mejores resultados según diferentes modelos de semivariograma, diferentes métodos de ajuste para los tres métodos geoestadísticos de Kriging analizados.....	116
Tabla 4-20. Resultados de la validación cruzada para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51).....	117
Tabla 4-21. Resultados de la validación cruzada para la 47 tormenta analizadas.	117
Tabla 4-22. Errores reportados por los mejores métodos de interpolación geoestadísticos y determinísticos.	120

Lista de Abreviaturas

Abreviatura	Término
<i>BPM</i>	Buenas prácticas de manejo de drenaje urbano
<i>MCO</i>	Mínimos cuadrados ordinarios
<i>MCP</i>	Mínimos cuadrados ponderados
<i>MCG</i>	Mínimos cuadrados generalizados
<i>KO</i>	Kriging ordinario
<i>KU</i>	Kriging universal
<i>KS</i>	Kriging simple
<i>RPSPE</i>	Raíz del error cuadrático medio
<i>ASE</i>	Error estándar promedio
<i>MPE</i>	Error absoluto medio
<i>RMSSPE</i>	Raíz del error cuadrático medio estandarizado por la varianza del error de predicción
<i>MPE</i>	Error absoluto medio estandarizado por la varianza del error de predicción
<i>TSM</i>	Temperatura de la superficie del mar
<i>R10mm</i>	Número de días con precipitación intensa $PRCP \geq 10$ mm
<i>R20mm</i>	Número de días con precipitación muy intensa $PRCP \geq 20$ mm
<i>RX1day</i>	Cantidad máxima de precipitación en 1 día
<i>RX5day</i>	Cantidad máxima de precipitación en 5 días consecutivos
<i>CDD</i>	Días secos consecutivos
<i>CWD</i>	Días húmedos consecutivos

1.INTRODUCCIÓN

El enfoque clásico en hidrología usualmente ha asumido que en cuencas pequeñas el campo de precipitación es constante. Un ejemplo de ello lo constituye el método racional ([Mulvany, 1851](#); [Rossmiller, 1982](#)) comúnmente implementado para la estimación de caudales de diseño en cuencas pequeñas. El desarrollo científico, la nueva instrumentación y los avances tecnológicos en el campo de la hidrología urbana, han producido cambios significativos en el enfoque tradicional, involucrando la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en temas de diseño, así como de modelación. Un ejemplo de ello lo muestra el estudio de [Notaro et al., \(2013\)](#), quien señala que una fuente importante de incertidumbre, ligada al modelamiento hidráulico en zonas urbanas, está vinculado con el desconocimiento en detalle de los datos de entrada de las precipitaciones, tanto en el tiempo como en el espacio, ya que los hidrogramas de escorrentía son sensibles a estos dos factores, debido a que las cuencas son pequeñas y los tiempos de concentración son generalmente bajo. Por su parte [Aronica et al., \(2005\)](#), citado por el mismo autor, demostraron que se obtiene una subestimación sistemática del pico del hidrograma de escorrentía cuando se utilizan datos de lluvia con una resolución temporal baja, como entrada en las simulaciones numéricas del comportamiento del sistema de drenaje urbano.

Los análisis hidrológicos tradicionales igualmente han asumido que las series de tiempo hidrológicas son estacionarias, en las que la varianza y la estructura de correlación serial, presentan a su vez variaciones constantes ([Clarke, 2007](#)). Los cambios naturales en una cuenca hidrográfica, en la cobertura vegetal, en los cauces de los ríos, introducen una no-estacionaridad en los valores de los registros medidos. Los cambios en la respuesta hidrológica debidos a cambios inducidos, ya sean por el hombre o naturalmente, pueden alterar las características de almacenamiento de la cuenca hidrográfica. El desarrollo agrícola de las cuencas a menudo involucra una

homogeneización de la cobertura vegetal, así como el mejoramiento de las condiciones de drenaje del agua superficial. Estos cambios afectan la respuesta de la cuenca y disminuyen la oportunidad de infiltración del agua en el suelo (González, 2006). Es evidente que la “urbanización” es un factor que ha modificado radicalmente la relación lluvia-escorrentía, puesto que reduce, en un alto porcentaje, los volúmenes de lluvia que deberían infiltrarse en el suelo. Esto produce un aumento en los volúmenes que escurren superficialmente hacia los colectores de aguas lluvias o de tipo combinado, provocando que la capacidad de la red de drenaje resulte insuficiente. Sin embargo, debe observarse que algunas inundaciones tienen su origen en eventos de tormentas extremas, de corta duración y alta intensidad.

Estos enfoques tradicionales obvian completamente el impacto de eventos macroclimáticos (caso ENSO con sus fases Niño y Niña), los cuales, según Poveda *et al.*, (2011), afectan la hidroclimatología local.

Considerando las diferentes suposiciones que se deben hacer cuando se enfrenta el análisis de información climática, los nuevos enfoques sostienen que es necesario conocer los distintos elementos que intervienen en la caracterización de la precipitación (Eicher y Krejci, 1996), especialmente los relacionados con las escalas de trabajo comúnmente empleadas en hidrología urbana (Berne *et al.*, 2004), teniendo en cuenta tanto su variabilidad espacial como temporal.

La interpretación espacio-temporal del comportamiento de la precipitación, como insumo al momento de planear, diseñar y construir obras de drenaje urbano, es un paso de gran importancia para realizar un apropiado manejo hidrológico. Así, la presente investigación tiene como objetivo realizar la caracterización del comportamiento o variabilidad espacio-temporal de la precipitación, a escala local, utilizando como caso de estudio la microcuenca delimitada por el campus de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá.

Por definición, la variabilidad se considera como el cambio en las cantidades de una variable, que resulta de comparar sus magnitudes en distintos puntos geográficos o en diferentes intervalos de tiempo y que depende, principalmente, de las escalas espacial y temporal en las cuales se consideren dichas cantidades (Woods, 2006). A su vez, esta

variabilidad actúa como un filtro que deja ver u ocultar algunas características del evento investigado. Con relación a la variabilidad de la precipitación desde el ámbito temporal, cuya naturaleza se define por los cambios regulares de la energía, dados por la cantidad de radiación solar sobre la superficie terrestre, puede decirse que está siendo gobernada por los cambios en el movimiento del globo terráqueo y dados en ciclos regulares, los cuales se han definido como el ciclo diurno y anual de la precipitación, ente otros. En el mismo sentido, la variabilidad de la precipitación, vista desde el ámbito espacial, puede originarse principalmente por la configuración física de la zona de estudio y por la influencia dada por patrones climáticos o geográficos externos.

De esta forma, el interés del presente estudio ha sido determinar con la mayor exactitud posible, el comportamiento de la precipitación a través del tiempo y así poder definir tormentas de diseño. De la misma manera, se ha analizado la forma de estimar el campo de precipitación en el área objeto de análisis, a partir de los valores puntuales registrados en la red de monitoreo. Para ello, se aplicaron métodos determinísticos y geoestadísticos de interpolación espacial, con el fin de obtener mapas de precipitaciones, los cuales se evaluaron bajo diferentes tipos de función objetivo, permitiendo así comparar los diferentes resultados obtenidos.

Algunos de los elementos de análisis encontrados pertinentes a la caracterización espacial de la precipitación, permiten reconocer que dentro de los métodos determinísticos, el ADW (Distancia Angular Ponderada), bajo las distintas funciones objetivo, fue en la mayoría de los casos el que presentó un mejor ajuste, mientras que en los métodos geoestadísticos, el Kriging Ordinario evidenció una ligera mejor eficiencia en la representación del campo de precipitación, en comparación con el Kriging Universal y el Kriging Simple.

El análisis de la distribución espacial de la precipitación es de suma importancia, no solo para comprender el comportamiento del fenómeno, sino que también es determinante en el modelamiento hidrológico, en el que se espera que las variables hidrológicas sean tratadas en su dimensión espacial "real", a partir de distintas técnicas de interpolación, a diferencia de los enfoques clásicos, para los cuales las variables son espacialmente generalizadas.

Por otro lado, también es necesario validar, implementando modelos lluvia-escorrentía, los resultados obtenidos de las distintas interpolaciones espaciales realizadas, con el fin de indagar acerca del grado de incertidumbre en las respuestas de la cuenca a diferentes datos de entrada para un mismo fenómeno.

De otra parte, algunos de los resultados obtenidos de la caracterización temporal de la precipitación en este trabajo han mostrado el efecto que tienen fenómenos macroclimáticos, tales como el ENSO, sobre la precipitación local, a escalas intra e inter anuales. También se ha evidenciado que las tormentas registradas en la zona de estudio tienen precipitaciones promedio bajas, menores a 1 mm, con valores máximos en solo un caso superiores a 50 mm; además, en general su duración es corta, con un promedio de alrededor de 15 minutos y máximas en un caso de 8 horas. La aplicación de la metodología propuesta por Huff, (1990, 1967) para curvas adimensionales de masa, en la zona de estudio, ha sugerido la validez de estas curvas adimensionales, deducidas en otras latitudes para análisis de distribuciones temporales de *tormentas de diseño*. Asimismo, utilizando los datos disponibles, ha sido posible determinar cuál es el tipo de curva predominante en la zona de estudio.

Por último, los resultados expuestos en esta investigación muestran la necesidad de seguir ahondando en estudios de este tipo. Como se mostrará para la cuenca objeto de estudio, es significativa la validación de las curvas de Huff, (1990, 1967). No obstante, también resulta de gran importancia verificar si, a partir de un modelamiento matemático, se podría ver su impacto sobre diferentes cuencas urbanas en diversas escalas espaciales.

En este contexto y bajo los objetivos propuestos en este trabajo, la pregunta de investigación puede sintetizarse de la siguiente forma:

¿A escala de microcuenca urbana, cuál sería la metodología más eficiente y costo-efectiva para caracterizar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación, a partir de datos de una red densa de pluviógrafos?

1.1 Justificación

Algunas de las crisis y los problemas de la humanidad en el siglo XXI están relacionados con el cambio demográfico, el uso intensivo de combustibles fósiles y los cambios ambientales. Los efectos de estos problemas podrían verse más claramente en las ciudades, en donde el suministro de agua, la seguridad alimentaria, la seguridad energética, la prevención de riesgos naturales y la recuperación del medio ambiente hacen de la sostenibilidad en las ciudades un tema crucial.

[Koutsoyiannis, \(2011\)](#) advierte que varios de estos problemas se vinculan directa o indirectamente con el uso, manejo y desarrollo de los recursos hídricos. Un ejemplo de ello es el aumento desmesurado de la población mundial la cual demanda agua para beber y apoyar su salud y calidad de vida, además de una constante producción de comida y energía.

Las Naciones Unidas en su publicación (World Population Prospects: The 2012 Revision¹) indican que “... se prevé que la población mundial actual (7,2 mil millones de personas) aumente en mil millones durante los próximos 12 años y llegará a 9,6 mil millones en el año 2050²” de los cuales se espera que el mayor crecimiento se concentre en las zonas urbanas del mundo (ver [Figura 1-1](#)), en donde las infraestructuras civiles y en especial las infraestructuras hidráulicas, han jugado y siguen jugando un papel primordial en el proceso de urbanización.

¹ <http://esa.un.org/unpd/wpp/index.htm>

² <https://www.un.org/en/development/desa/news/population/un-report-world-population-projected-to-reach-9-6-billion-by-2050.html>



Figura 1-1. Grandes Aglomeraciones del Mundo
Fuente: <http://www.citypopulation.de/world/Agglomerations.html>.

Adicionalmente, [Koutsoyiannis, \(2011\)](#) añade que “... mientras la población aumente y sean creadas grandes ciudades y megaciudades, a veces sin la infraestructura hidráulica adecuada (en los países en desarrollo) y en ocasiones con infraestructuras antiguas (en los países desarrollados), existirá un gran desafío para la creación o modernización de sistemas de drenaje urbano que sirvan a las necesidades de la población y reduzcan al mínimo los daños al medio ambiente”.

De aquí, la importancia del estudio detallado de la precipitación (tanto en tiempo como en espacio), ya que es una de las variables principales de entrada en los modelos lluvia-escorrentía, utilizados para el diseño de obras hidráulicas urbanas. A este respecto, varios estudios han demostrado la problemática existente al obviar esta condición de la precipitación. Un ejemplo de ello, son los estudios realizados por [Schaarup-Jensen et al., \(2009\)](#) quienes investigaron cómo la elección de las series de tiempo de la precipitación influyen los estadísticos en los eventos extremos de niveles máximos y volúmenes de agua en los sistemas de alivio en drenajes combinados (CSO por sus siglas en inglés). [Aronica et al., \(2005\)](#) igualmente señalan que en cuencas urbanas, en donde el tiempo de concentración suele ser corto, la forma y el tiempo al pico de los hidrogramas son significativamente influenciados por la resolución temporal de la precipitación. Otros estudios, como el realizado por [Arnaud et al., \(2002\)](#) han demostrado que el omitir la variabilidad espacial de la precipitación tiende a subestimar los volúmenes y caudales pico obtenidos de la aplicación de modelos lluvia-escorrentía distribuidos. [Andréassian et al., \(2001\)](#) y [Chaubey et al., \(1999\)](#) mostraron la importante sensibilidad de los modelos

lluvia-escorrentía en relación con la variabilidad espacial de la precipitación como dato de entrada. Por otro lado, la investigación realizada por [Ahmad y Simonovic, \(2012\)](#) muestra la importancia de evaluar los riesgos de inundaciones urbanas teniendo en cuenta las variabilidad espacio-temporal de la precipitación.

En este sentido, en Colombia solo algunos estudios se han realizado en microcuencas urbanas. Tal es el caso de los estudios realizados en la microcuenca de El Virrey en la ciudad de Bogotá ([EAAB-UNIANDÉS, 2001](#)); en la ciudad de Girardot ([Uniandes-ACUAGIR, 2005](#)) y en la ciudad de Manizales ([Botero y Cortés, 2010](#)), en los que se ha mostrado la importante variabilidad de la precipitación.

Considerando lo anterior, la presente investigación surge como una forma de dar continuidad al trabajo desarrollado por investigadores de la Universidad Nacional de Colombia en el marco del macro proyecto denominado – “Instrumentación y Modelación Hidrometeorológica y Ambiental de una Cuenca Urbana. Campus UN. 2006-2009” ([Rodríguez y Camacho, 2006](#)). Dicho proyecto ha permitido el desarrollo de diferentes investigaciones en el área de hidrología urbana, las cuales, entre otros, han dado como resultado la elaboración de un artículo denominado “Análisis de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en una microcuenca urbana, Bogotá, Colombia” – [Rodríguez et al., \(2008\)](#) en el cual se caracterizó, a nivel de evento, el campo de precipitación en el campus de la Universidad Nacional. En dicho artículo, quedó explícita la necesidad de ahondar en la investigación y de profundizar en los métodos de interpolación que permiten caracterizar de forma más exacta el campo de precipitación de una cuenca urbana a escala de microcuenca. La implementación de estos métodos de caracterización tiene como intención aportar al conocimiento del comportamiento del campo de precipitación en una microcuenca urbana. Dicho conocimiento permitiría mejorar la forma de diseñar, planificar y manejar sistemas de drenaje, así como explicar los mecanismos por los que se rige el sistema, ya que para comprender el funcionamiento de éste es preciso conocer cómo se comporta en un rango amplio de escalas.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Este trabajo tiene como objetivo fundamental caracterizar el campo de precipitación sobre una microcuenca urbana en la ciudad de Bogotá (caso campus Universidad Nacional de Colombia) a fin de aportar al conocimiento de la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones a esta escala y en el sitio de localización del área de estudio. Con este fin, se pretende desarrollar una herramienta de gestión y análisis de información hidrometeorológica que apoye la caracterización en tiempo casi real del campo de precipitación sobre la microcuenca urbana de estudio, a partir de información pluviográfica de una red de medición ya instalada.

1.2.2 Objetivos específicos

- Consultar y revisar el estado del arte de los métodos propuestos y aplicaciones desarrolladas a nivel nacional e internacional sobre la caracterización del campo de precipitación en microcuencas urbanas.
- Determinar la variabilidad temporal en las precipitaciones sub-horarias, horarias, diarias y anuales registradas, a partir de información pluviográfica de una red de muestreo dada.
- Establecer el método de interpolación que represente de forma más satisfactoria la variabilidad espacial de la precipitación en la zona de estudio.
- Diseñar e implementar un módulo para el monitoreo de datos en tiempo casi real que permita realizar el análisis de las características del campo de precipitación por medio de un conjunto de herramientas WEBGIS.

1.3 Área de estudio

Considerando que la escala de referencia para el análisis de la precipitación es de suma importancia, el conocimiento de las características físicas y climáticas del área en la cual se va a desarrollar el siguiente estudio, se presenta a continuación.

La zona de estudio se delimita por la cuenca del campus de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá (ver [Figura 1-2](#)), la cual se encuentra localizada entre las latitudes {4°37'53.92" N y 4°38'42.56" N}, y las longitudes {74°04'45.86" W y 74°05'32.63" W}.

W} ocupando un área aproximada de 1.2 km², (aproximadamente el 0.067% del área de la ciudad de Bogotá). De esta área, [Rodríguez et al., \(2008\)](#) determinaron que el 60% de la zonas pertenecen a áreas verdes, mientras que el porcentaje restante se clasifica en zonas impermeables (zonas duras y cubiertas).

Esta microcuenca urbana cuenta con una red de monitoreo pluviométrica adecuada a las necesidades de estudios de hidrología urbana. [Jiménez, \(2008\)](#) describe en forma detallada las características técnicas de la instrumentación instalada en la red de drenaje. De igual forma para la red pluviométrica describe los criterios de instalación seguidos para la creación de la red (e.g. uniformidad, dirección predominante de los vientos, entre otros). Esta red, presenta una configuración de 14 pluviógrafos de balancín del tipo *Rain Collector II* fabricados por *Davis Instruments*, instalados en 7 cubiertas del campus de forma dual (ver [Figura 1-2](#)) con alturas de instalación entre 8 y 12 m; estos pluviógrafos presentan resoluciones de 0.2 mm con una precisión de $\pm 5\%$ en su medición según el fabricante. Sin embargo, [Jiménez, \(2008\)](#) reporta errores de medición hasta del 35%. A su vez, la base de datos con la que se cuenta reporta información desde marzo de 2007 a diciembre de 2011.

Para identificar el sitio y el pluviógrafo instalado, [Jiménez, \(2008\)](#) asignó un número a cada estación, por ejemplo, para el edificio del Laboratorio de Hidráulica su identificación corresponde a los pluviógrafos 11 y 12 (P11 y P12). En la [Tabla 1-1](#) se presentan las coordenadas y las cubiertas de ubicación de los instrumentos pertenecientes a la red pluviométrica en el área de estudio. La configuración de la red presenta distancias promedio de 705 m entre los instrumentos de medición. La [Tabla 1-2](#) muestra las distancias existentes entre estos puntos.



Figura 1-2. Área de estudio y localización de pluviógrafos duales en las cubiertas de siete edificios del campus de la Universidad Nacional sede Bogotá.

Por otro lado, el régimen climático predominante (en una escala espacial y temporal a nivel regional) sobre el área de estudio fue definido en el trabajo del IDEAM, (2007) “Estudio de la caracterización climática de Bogotá y cuenca alta del río Tunjuelo”. En el mismo estudio pueden consultarse los mapas completos empleados en este numeral. Por ejemplo, el Mapa 3 del estudio, describe la distribución de la temperatura media mensual sobre la ciudad de Bogotá, de la cual se puede observar que sobre el campus de la Universidad Nacional las temperaturas oscilan entre 14 y 15 °C (ver Figura 1-3). El promedio de horas de sol anual varía entre 1200 a 1400 (ver Figura 1-4). La distribución temporal de la precipitación media mensual presenta un comportamiento bimodal, donde en los meses de Abril y Mayo se presentan las mayores precipitaciones mientras que para el segundo periodo en los meses de Octubre y Noviembre se presenta la mayor frecuencia de precipitaciones; el mes de Julio se caracteriza por ser el mes más seco (ver Figura 1-5). Anualmente la estación “UNIVERSIDAD NACIONAL” reporta tener una precipitación media de 940 mm (ver Figura 1-6). Por último la zona de estudio se encuentra dentro de la clasificación climática B2, es decir es una zona ligeramente húmeda, donde según IDEAM, (2007) la zona se caracteriza por tener “... precipitaciones

entre 900 a 1000 mm y constituye una banda longitudinal en sentido norte-sur, extendida a todo lo largo del centro de la ciudad, un poco más recargada hacia el flanco oriental; al igual que las zonas ligeramente húmedas, penetra hasta la parte alta de la cuenca del río Tunjuelo”.

Tabla 1-1. Localización de los pluviógrafos pertenecientes a la red de monitoreo

EDIFICIO	PLUVIÓGRAFOS	LONGITUD	LATITUD
HEMEROTECA NACIONAL (Ed. 571)	P01	74° 5' 27.927" W	4° 38' 11.966" N
	P02	74° 5' 27.915" W	4° 38' 11.955" N
CONCHA ACÚSTICA (Ed. 761)	P03	74° 5' 14.811" W	4° 38' 18.790" N
	P04	74° 5' 14.827" W	4° 38' 18.790" N
EDIFICIO ROGELIO SALMONA DE POSTGRADOS EN CIENCIAS HUMANAS (Ed. 225)	P05	74° 5' 12.239" W	4° 38' 3.558" N
	P06	74° 5' 12.256" W	4° 38' 3.559" N
FACULTAD DE MEDICINA (Ed. 471)	P07	74° 5' 4.716" W	4° 38' 12.094" N
	P08	74° 5' 4.708" W	4° 38' 12.080" N
CAPILLA (Ed. 251)	P09	74° 4' 53.468" W	4° 37' 57.938" N
	P10	74° 4' 53.453" W	4° 37' 57.946" N
LABORATORIO DE HIDRÁULICA (Ed. 409)	P11	74° 4' 54.995" W	4° 38' 19.194" N
	P12	74° 4' 54.987" W	4° 38' 19.180" N
INSTITUTO DE GENÉTICA (Ed. 426)	P13	74° 4' 59.283" W	4° 38' 35.259" N
	P14	74° 4' 59.281" W	4° 38' 35.243" N

Tabla 1-2. Distancias entre puntos de medición

DESDE	HACIA	DISTANCIA (m)	DESDE	HACIA	DISTANCIA (m)	DESDE	HACIA	DISTANCIA (m)
P01	P03	455.37	P03	P07	372.97	P05	P13	1052.45
P02	P04		P04	P08		P06	P14	
P01	P05	548.17	P03	P09	918.14	P07	P09	556.13
P02	P06		P04	P10		P08	P10	
P01	P07	715.41	P03	P11	610.88	P07	P11	370.59
P02	P08		P04	P12		P08	P12	
P01	P09	1146.19	P03	P13	696.39	P07	P13	731.00
P02	P10		P04	P14		P08	P14	
P01	P11	1039.02	P05	P07	350.01	P09	P11	654.62
P02	P12		P06	P08		P10	P12	
P01	P13	1136.37	P05	P09	603.79	P09	P13	1160.32
P02	P14		P06	P10		P10	P14	
P03	P05	474.52	P05	P11	716.35	P11	P13	510.85
P04	P06		P06	P12		P12	P14	

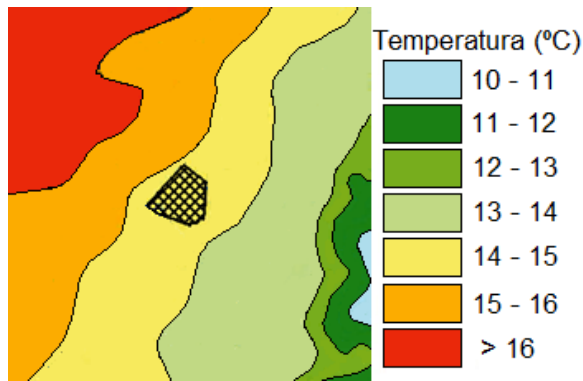


Figura 1-3. Distribución de Temperatura Media Mensual (Bogotá - UNAL)

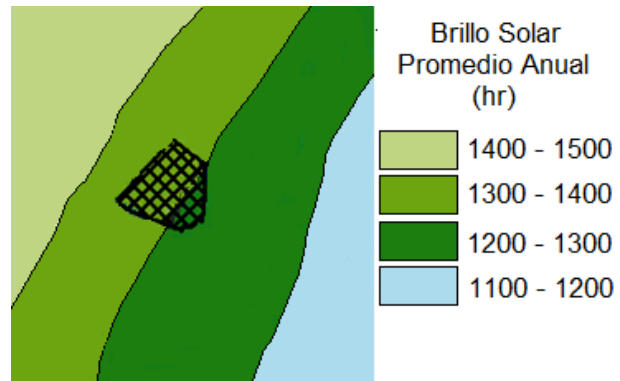


Figura 1-4. Distribución del Brillo Solar (Bogotá - UNAL)

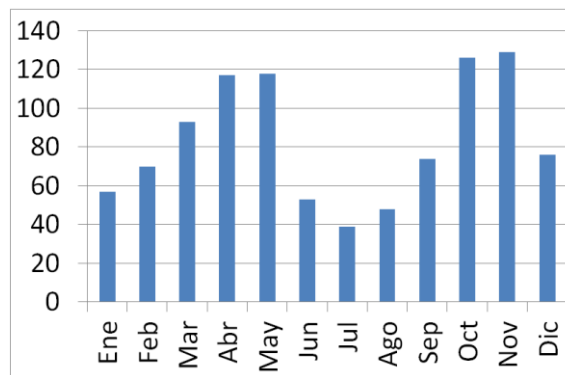


Figura 1-5. Distribución Temporal de la precipitación Media Mensual (Bogotá - UNAL)

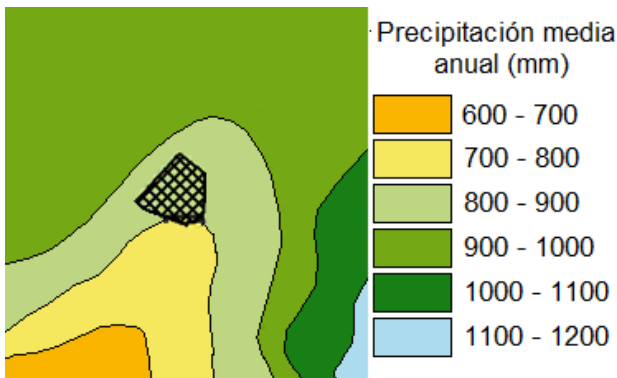


Figura 1-6. Distribución de la precipitación Media Anual (Bogotá - UNAL)

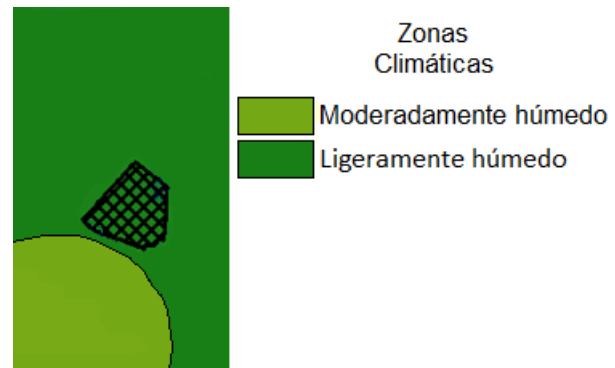


Figura 1-7. Clasificación Climática (Bogotá - UNAL)

El comportamiento predominante de los vientos a escala local fue descrito por [Rodríguez et al., \(2008\)](#) definiendo velocidades promedio de 1.0 m/s con direcciones predominantes del NNW, N, NNE y NE, indicando un desplazamiento preferencial de las masas de aire en estas direcciones, desde el suroccidente hacia los cerros nororientales que bordean la ciudad o viceversa.

En las [Figura 1-8](#) a la [Figura 1-11](#) se muestran, en la parte izquierda el terreno del campus en el año 1980 y en la parte derecha el estado del campus en el año 2010. Estas imágenes fueron obtenidas del geoportal “Mapas de Bogotá” el cual puede ser consultado en la URL <http://mapas.bogota.gov.co/>

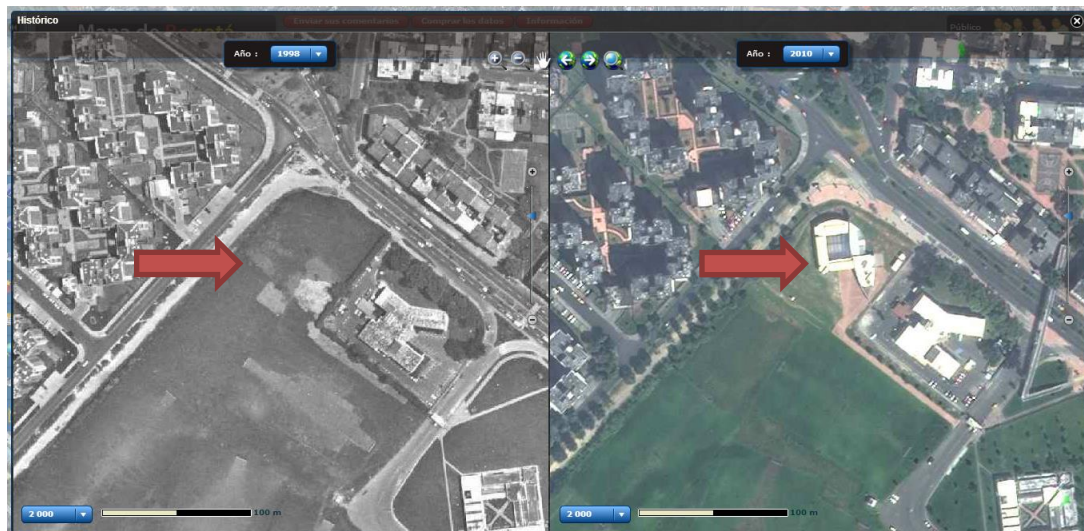


Figura 1-8. Áreas urbanizadas: Jardín Infantil

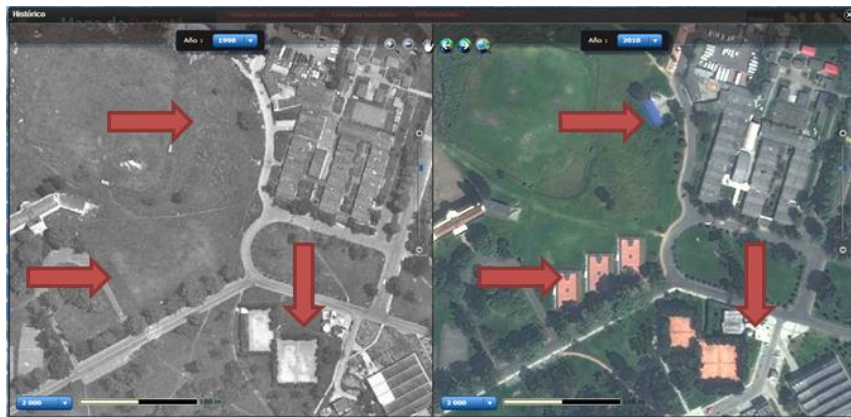


Figura 1-9. Áreas urbanizadas: Centro de reciclaje, observatorio astronómico, canchas varias



Figura 1-10. Áreas urbanizadas: Ed. CADE, Ed. Ciencias Económicas

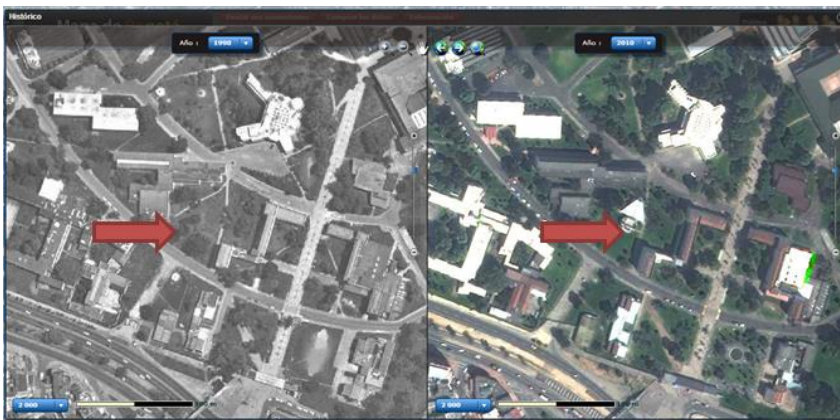


Figura 1-11. Áreas urbanizadas: Cafeterías (varias)

Las [Figura 1-8](#) a la [Figura 1-11](#) intentan recrear el proceso de urbanización al cual se ha sometido la microcuenca urbana afectando su ciclo hidrológico al remover la cobertura natural y aumentar las zonas impermeables, disminuyendo el potencial de infiltración y aumentando el volumen de escorrentía superficial generado.

2. ESTADO DEL ARTE

En el presente capítulo se describe el estado del arte en cuanto a las investigaciones realizadas a nivel nacional e internacional con relación a la caracterización de la precipitación, tanto a nivel espacial como a nivel temporal; igualmente, se presentan algunos de los métodos y técnicas empleadas para tal fin.

2.1 Generalidades

La caracterización de la precipitación a partir de registros puntuales en una región geográfica determinada, puede mostrar de una u otra manera una estructura compleja. Sin embargo, esta información permite la identificación de la información estadística básica de los datos, como son el promedio, desviación estándar, asimetría, la estructura de correlación, valor de la mediana, y el rango, entre otros. Asimismo, las características estructurales y los ciclos de las series de tiempo pueden ser derivadas a partir de la información puntual. Estas características incluyen la determinación de dependencia o independencia estadística, la existencia o no existencia de aleatoriedad y homogeneidad, así como la presencia de tendencias o saltos y el ajuste a una función de distribución de probabilidad.

El análisis de los datos pluviométricos generalmente proviene de un punto de monitoreo y con registros discretos en el tiempo. De esta forma, se requiere comúnmente de una red distribuida sobre el área de estudio que permita interpolar o extrapolar los valores puntuales para obtener el campo de precipitación. La disposición espacial de una red de monitoreo puede no ser necesariamente homogénea dando lugar a diferencias significativas en los resultados obtenidos a través del análisis de las distintas estaciones.

Las características estructurales de la precipitación son muy importantes en los estudios de modelación hidrológica. Por ejemplo, [Dahamsheh y Aksoy, \(2007\)](#) señalan que si se desea emplear algún tipo de modelo se hace necesaria la eliminación de cualquier tipo

de tendencia, así como cualquier discontinuidad presente en la serie de tiempo observada. Los mismos autores señalan que la información sobre las características estructurales de los datos de precipitación también permite identificar relaciones entre su comportamiento y el cambio climático o señales de variabilidad.

2.2 El problema de escala en hidrología

Una gran variedad de fenómenos hidrometeorológicos ocurren a diferentes escalas espaciales y temporales (Berndtsson y Niemczynowicz, 1988), tal como se muestra en la Figura 2-1. Para evaluar cada uno de estos fenómenos, existen diferentes modelos matemáticos, los cuales siempre serán representaciones simplificadas de la complejidad percibida en los procesos hidrológicos que ocurren en una cuenca (Beven, 2006). El desarrollo de estos modelos está ligado fuertemente a la adopción de una escala de trabajo, en donde el término “escala” según Blöschl y Sivapalan, (1995) puede referirse a: i) “escala de proceso” la cual es entendida como una propiedad que exhiben los fenómenos hidrológicos de forma natural en escalas espaciales y temporales correlacionadas, en donde el fenómeno puede ser representativo, es decir, algunos procesos hidrológicos pueden presentar escalas preferidas que se caracterizan por presentar una mayor probabilidad de ocurrencia; ii) “escala de observación” la cual está definida por los dispositivos de medición o por principios de muestreo; y iii) “escala de modelación” la cual es definida por la resolución espacial o temporal a la cual se pretende realizar la modelación. Bronstert, (2005) señala que es de gran importancia entender que estos tres tipos de escalas difieren la una de la otra, siendo la mayor fuente de incertidumbre en la descripción y modelación de procesos hidrológicos, ya que a menudo estos son observados y modelados en escalas de tiempo corto, mientras que las estimaciones hidrológicas son necesarias para periodos en escalas de tiempos largas. Gómez Plaza *et al.*, (1998) afirman que existe un conflicto fundamental entre la escala en la que se realizan los experimentos o las mediciones y la escala de los problemas que se pretenden resolver. Al respecto, autores como Blöschl y Sivapalan, (1995) o Barrios Peña, (2011) sugieren que la forma de abordar este problema es realizando una transferencia de información a través de las escalas implicadas; este proceso es conocido como “escalamiento” (scaling) y los errores generados por este se denominan “problemas de escalamiento” (scale issues).

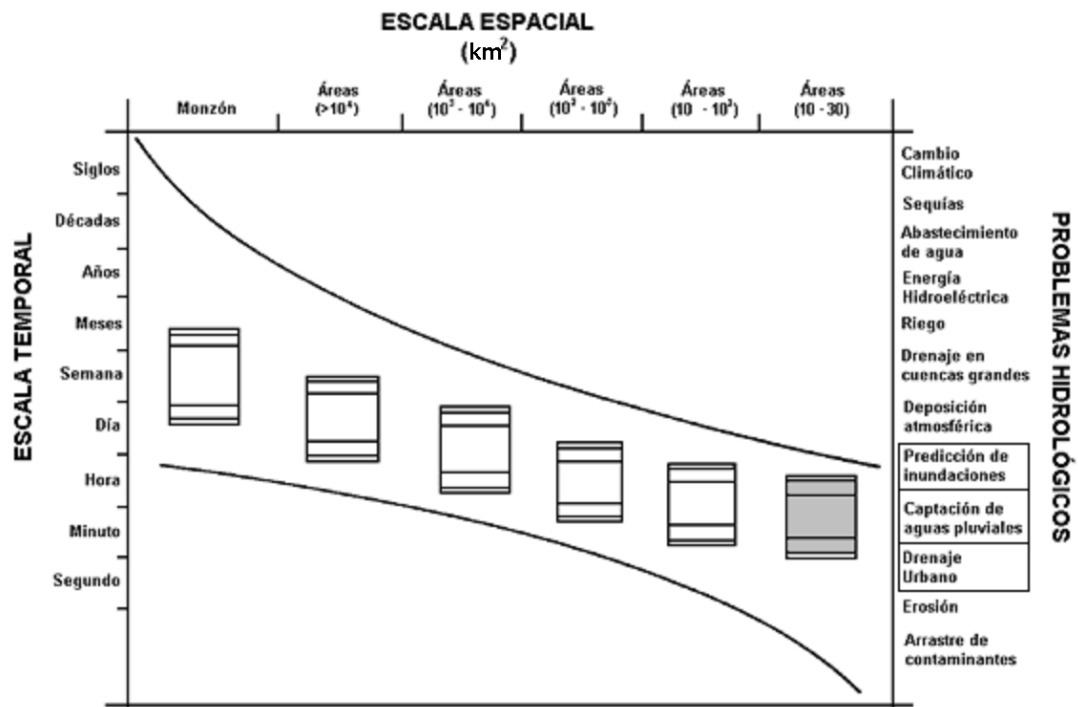


Figura 2-1: Escala espacio-temporal de fenómenos en hidrometeorología.
Adaptado de Berndtsson *et al.*, (1998).

Autores como Grayson y Blöschl, (2001) indican la necesidad de fijar una relación entre la escala de observación y la escala de proceso, la cual se debe establecer de forma tal que se pueda incluir toda la variabilidad que influye en las características hidrológicas objeto de interés y en la forma en que estas deben de ser capturadas.

Por ejemplo, si el espaciamiento de los datos es muy grande, una posible variabilidad a pequeña escala no será capturada y su medición aparecerá como ruido o como una función discontinua; esta limitación se ilustra en la Figura 2-2.



Figura 2-2: Caracterización de la variabilidad a pequeña escala a partir de mediciones a gran escala
Fuente: Grayson y Blöschl, (2001)

En el mismo sentido, si se considera el caso en que la separación de los datos es muy pequeña, su variabilidad, estudiada a una gran escala, no será capturada y esto se traducirá en una simple tendencia de los datos (ver [Figura 2-3](#)).

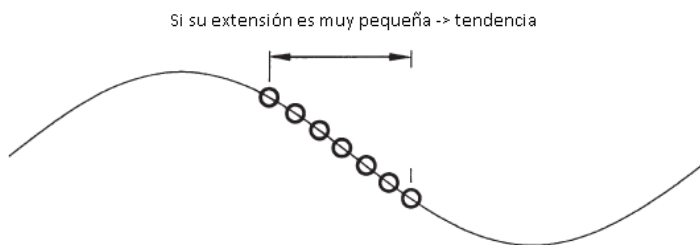


Figura 2-3: Caracterización de la variabilidad a gran escala a partir de mediciones a pequeña escala
Fuente: Grayson y Blöschl, (2001)

Por el contrario, si el volumen de integración de una muestra es muy extenso, la mayor parte de la variabilidad será suavizada bajo un dominio temporal (ver [Figura 2-4](#)).

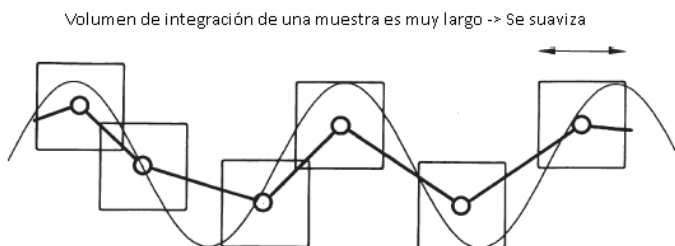


Figura 2-4: Efecto de suavizado de la variabilidad debido al volumen de integración de una muestra
Fuente: Grayson y Blöschl, (2001)

Los rangos de escalas utilizados en hidrología con mayor frecuencia son expuestos por Dooge, (1982; 1986) citado por Blöschl y Sivapalan, (1995) proponiendo los siguientes:

Escala Espacial	Escala temporal
Escala local (1 m ²)	Escala de evento (1 día)
Escala laderas (100 m ²)	Escala estacional (1 año)
Escala cuenca (10 km ²)	Escala de largo plazo (100 años)
Escala regional (1000 km ²)	

Con relación a la escala y considerando pequeñas cuencas urbanas, estudios recientes, aplicados directamente sobre hidrología urbana, como el estudio de [EAAB-UNIANDÉS, \(2001\)](#) indica que dos (2) pluviógrafos serían suficientes para cubrir la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en un área de 0,008 km² (0.8 ha) con resoluciones temporales de 1 min. El Water Research Center recomienda tener como mínimo 3

pluviógrafos para cubrir un área de 8 km², en zonas planas 1 pluviógrafo podría cubrir 4 km², en ambos casos recomienda resoluciones temporales menores a 2 min; [Berne et al., \(2004\)](#) argumentan que para cuencas urbanas del orden de 10 km² (1000 ha) se requieren resoluciones temporales para la precipitación de 5 min y resoluciones espaciales de 3 km, mientras que para cuencas de 1 km² (100 ha) se requieren resoluciones temporales de 3 min y resoluciones espaciales de 2 km en aplicaciones hidrológicas. El mismo autor señala que también pueden existir criterios empíricos, obtenidos a partir de experimentación, que definan las relaciones entre el área de la cuenca con la resolución temporal (Δt) y espacial (Δr) mínimas requeridas para su correcto monitoreo. Ejemplo de esto son las ecuaciones

$$\Delta t = 0.75 \cdot A^{0.3} \quad \text{Ecuación 2-1}$$

$$\Delta r = 1.5 \cdot \sqrt{\Delta t} \quad \text{Ecuación 2-2}$$

donde Δt es en minutos, A en hectáreas y Δr en kilómetros.

Para este estudio, la red instalada por parte del proyecto marco, “*Instrumentación y Modelación Hidrometeorológica y Ambiental de una cuenca Urbana*”, sombrilla de esta investigación, ha sido definida de tal forma que se capture de forma acertada la variabilidad hidrometeorológica presente en el área de estudio teniendo siempre en cuenta la rápida dinámica de la cuenca. Además de esto y para aprovechar la información capturada se ha consolidado una base de datos con resoluciones asociadas a estudios específicos de hidrología urbana, la cual se ha migrado a un sistema más robusto que ha permitido ligar los estudios realizados a un sistema WebGIS

2.3 ¿Qué es variabilidad?

En estadística, el término variabilidad es comúnmente empleado y es entendido como la diversidad característica de una entidad que es observable [Slauson, \(2008\)](#). Pueden existir distintos tipos de variabilidad, tales como la variabilidad natural de un proceso, dada por las diferencias inherentes entre una muestra y la población existente; la variabilidad del muestreo, la cual puede atribuirse a la forma en que las muestras son seleccionadas, recogidas o procesadas; la variabilidad debida a errores en la medición; y

por la variabilidad ambiental, la cual se puede entender como aquella variabilidad producida por factores exógenos al proceso (Kufs, 2011).

Woods, (2006) define variabilidad como el cambio en las cantidades hidrológicas al compararlas de un lugar a otro (variabilidad espacial), o de un momento a otro (variabilidad temporal); un ejemplo de esto puede verse en la Figura 2-5 en donde se evidencia la gran diversidad de la distribución espacial y temporal de la precipitación sobre el territorio Colombiano. El mismo autor propone para describir la naturaleza de esta variabilidad dividirla en dos clases: la variabilidad de naturaleza aleatoria y la variabilidad de naturaleza determinística, donde la aleatoriedad puede ser causada por casualidad, sin explicación alguna, y puede ser definida por procesos estocásticos o probabilísticos, mientras que la naturaleza determinística puede ser causada por eventos previos o leyes naturales, además pueden ser predecibles ya que presentan ciclos, tendencias o patrones. La clasificación de una variable hidrológica en una de estas dos clases puede depender del contexto y la escala (espacial o temporal) en que se mire.

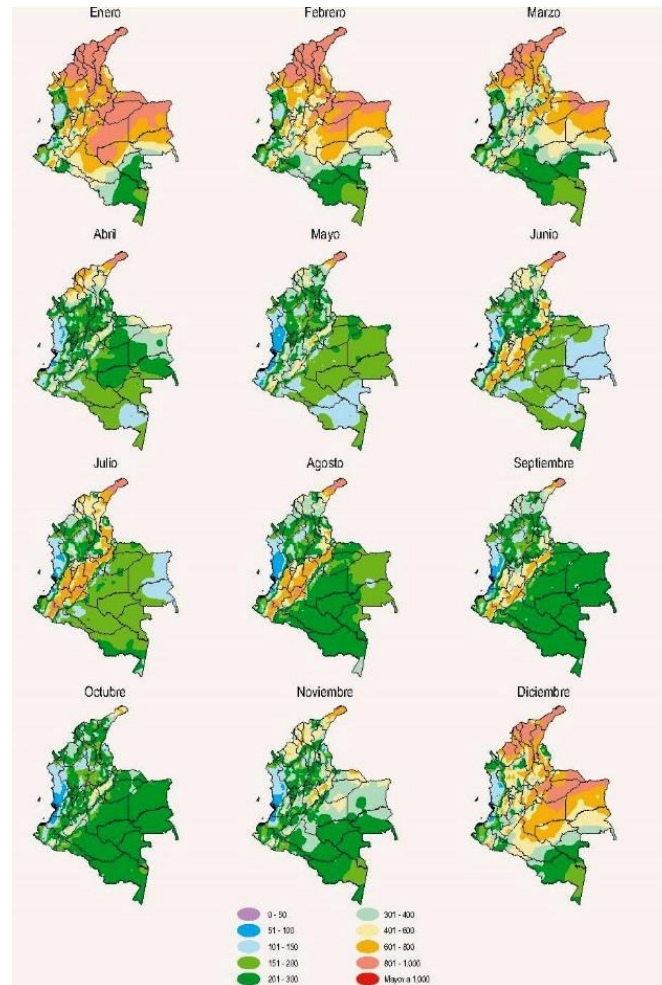


Figura 2-5. Distribución mensual de la precipitación en Colombia
Fuente: (IDEAM, 2005)

2.4 Variabilidad temporal de la precipitación

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) define³ “clima” como la descripción estadística, en términos de la media y la variabilidad, de las cantidades pertinentes durante un período de tiempo que varía de meses a miles o millones de años. Cortéz *et al.*, (2005) afirma de la existencia de variabilidad dentro del clima, la cual puede describirse por medio de las oscilaciones en las propiedades estadísticas sobre distintos períodos de tiempo. Esta variabilidad ocurre a distintas escalas, las cuales van desde un muy largo plazo (escala geológica) donde se habla de cambios en miles de años, a la escala diurna, en donde se producen cambios meteorológicos de la noche al día y entre

³ <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/ccl/faqs.html>

estos dos extremos existen cambios a escala estacional, inter-anual, decadal y de largo plazo (Izaguirre, 2011). Sobre el territorio colombiano y en cada una de estas escalas existen fenómenos macro-climáticos característicos, que afectan directamente las variables climáticas (ver Tabla 2-1). Una amplia descripción de estos fenómenos puede consultarse en Poveda, (2004a); Montealegre y Pabon, (2000).

Tabla 2-1. Fenómenos macro-climáticos influyentes sobre el territorio Colombiano

ESCALAS DE TIEMPO	FENÓMENOS MACRO-CLIMÁTICOS
INTERANUAL	El Niño/Oscilación del Sur (ENSO) Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) Oscilación del Atlántico Norte (NAO)
ANUAL	Oscilación meridional de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) El Chorro del Chocó Sistemas convectivos de mesoescala Balance de humedad atmosférica
INTRA-ANUAL	Oscilaciones de 30 - 60 días Ondas tropicales del Este
DIURNA	Factores locales

Fuente: Poveda, (2004a).

La escala interanual hace referencia a las variaciones que presenta la precipitación año tras año (largo plazo), la cual oscila dentro de un rango de comportamiento normal. Dicho comportamiento puede verse condicionado por factores globales, regionales o locales. Para Colombia, Montealegre y Pabon, (2000) referenciaron la incidencia de las interacciones océano-atmósfera como agentes precursores de la variabilidad interanual y anual de la precipitación, vistas de forma marcada en fenómenos macroclimáticos como lo son El Niño y La Niña.

La escala anual, hace referencia a las fluctuaciones de la precipitación causadas por los cambios estacionales en la circulación atmosférica, dando como resultado periodos húmedos y secos. De los fenómenos macro-climáticos presentados en la Tabla 2-1, la Oscilación Meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se puede considerar como causal primaria de variabilidad en esta escala. En Colombia se observa un comportamiento bimodal de la precipitación en la zona centro del país, con valores máximos en los periodos de abril-mayo (cuando la ZCIT se encuentra desplazándose hacia el norte) y octubre-noviembre (cuando la ZCIT se encuentra desplazándose hacia el sur), y con valores mínimos en diciembre-enero y julio-agosto (IDEAM, 2007; Poveda, 2004a).

Dentro de la escala intra-anual se destaca una señal de tipo ondulatorio denominada de treinta a sesenta días (30-60), por su ciclo de duración, siendo asociada con las ondas definidas por [Madden y Julian, \(1971\)](#). Se caracterizan por un desplazamiento hacia el este donde pueden individualizarse zonas de lluvia intensa seguidas de zonas sin lluvias en la región tropical, sobre todo en los Océanos Índico y Pacífico ([Poveda, 2004a](#)). Esta oscilación ocurre normalmente en el sistema acoplado mar atmósfera y afecta especialmente la circulación de trópicos y subtrópicos.

El [IDEAM, \(2007\)](#) realizó el “*Estudio de la Caracterización Climática de Bogotá y Cuenca Alta del Río Tunjuelo*” donde se muestra la distribución y los valores de ocurrencia espacial y temporal de diferentes variables meteorológicas en la ciudad, tales como la precipitación, temperatura, humedad y vientos. Este estudio fue realizado a partir del análisis de datos de veinte seis (26) estaciones de la red meteorológica de la ciudad, donde en particular se contó con una estación instalada dentro de la zona de estudio, identificada con el nombre de Universidad Nacional, la cual es una estación Climatológica Principal identificada con el código 21206220. Como conclusiones globales representativas de este estudio se afirma que la ciudad de Bogotá presenta dos períodos de lluvia al año uno húmedo y otro seco. El primero, se inicia en marzo y termina en mayo; el segundo, desde septiembre hasta noviembre. Existen meses de transición entre los diferentes períodos como son: los meses de marzo, junio, septiembre y diciembre, los cuales se presentan con días alternados de lluvias y tiempo seco, estos meses son los que presentan los mayores registros de lluvias máximas en 24 horas.

Para la estación de interés en este estudio (Universidad Nacional), la [Tabla 2-2](#) y la [Figura 2-6](#) presentan los resultados extraídos del estudio en mención, a partir de información de 30 años (1971-2000).

Tabla 2-2. Caracterización temporal de la precipitación en la estación Universidad Nacional del IDEAM

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
Precipitación Mensual promedio (mm).	57	70	93	117	118	53	39	48	74	126	129	76	940
Número de días con lluvia	9	11	13	18	18	17	16	15	15	19	17	12	180
Máximos en 24 horas (mm)	47.4	57.0	62.0	66.7	63.1	41.7	29.5	30.5	46.4	56.6	63.6	64.8	--
Año de ocurrencia máx.	1984	1999	1978	1971	1995	2000	2005	1984	1997	1979	1998	1982	--

La [Figura 2-6](#) muestra el comportamiento interanual de la precipitación en el campus, donde claramente se observa un comportamiento irregular en la ocurrencia de la precipitación, mostrándose oscilaciones variadas año tras año. Estas fluctuaciones en la precipitación total anual especulativamente pueden estar vinculadas a los impactos climáticos regionales que resultan de los fenómenos macroclimáticos como el ENSO.

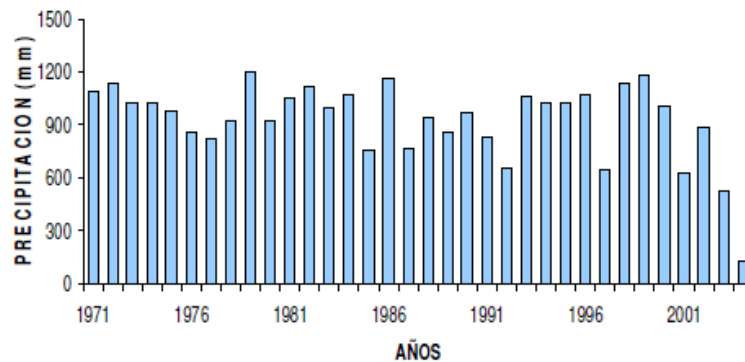


Figura 2-6. Distribución interanual de la precipitación en la estación Universidad Nacional.

En estudios de hidrología es fundamental contar con información acerca de las características temporales y espaciales de las tormentas, obtenidas a partir del análisis de eventos, y que incluyen, entre otros, el volumen total de precipitación, su patrón espacio-temporal, la intensidad promedio y su duración total, muy relevantes a la hora de realizar diseño hidrológico (construcción de hietogramas o tormentas de diseño) ya que estas variables impactan el volumen de escorrentía, así como la magnitud y el tiempo de descarga ([ASCE, 1992](#)). Este último trabajo también señala que existen tres enfoques para distribuir las precipitaciones dentro de una tormenta de diseño. El primer enfoque, utiliza una distribución temporal promedio procedente de hietogramas de tormentas analizadas en la zona de influencia. El segundo enfoque, utiliza un patrón temporal sencillo (sintéticas) ajustado a los datos de tormenta locales. El tercer enfoque, utiliza un patrón temporal derivado de la relación profundidad-duración-frecuencia local.

De esta forma, como parte primordial de la caracterización temporal de la precipitación es necesario identificar eventos individuales de tormenta en la serie de tiempo de precipitación disponibles. Para ello, se emplea comúnmente la definición de un tiempo mínimo inter-evento ([Asquith et al., 2006](#); [Dunkerley, 2008](#); [Hanel y Máca, 2013](#); [Shamsudin et al., 2010](#)), el cual es entendido como el intervalo mínimo sin lluvia presente

entre dos tormentas (ver [Figura 2-7](#)). [Asquith et al., \(2006\)](#) proponen hacer un análisis de autocorrelación de las series de tiempo para fijar este intervalo de tiempo, de igual forma afirman que este tiempo debe ser acorde con aplicaciones específicas y podría ser determinado por el tiempo de abatimiento, el tiempo de infiltración o un tiempo de tratamiento para un diseño específico de buenas prácticas de manejo de drenaje urbano (BPM). Por otro lado, [Joo et al., \(2013\)](#) proponen definir eventos individuales de tormenta teniendo en cuenta las características de la escorrentía de las cuencas urbanas, es decir, para el planteamiento de un tiempo mínimo inter-evento, este puede ser definido como el período de tiempo mínimo en el que la escorrentía generada por un evento de tormenta no se vea influenciada por un evento posterior. Es decir, que el tiempo mínimo inter-evento se determina como el periodo de tiempo desde el final del evento de lluvia hasta el final de la escorrentía directa (ver [Figura 2-8](#)). En este estudio se adoptó esta última precisión y de esta forma el tiempo mínimo inter-evento empleado fue de 15 min ya que es similar al tiempo de retardo de la microcuenca (entre 11 y 15 minutos)). En el numeral 4.2 se muestran algunas de las variaciones en las características de la precipitación, que se presentan al definir diferentes tiempos mínimos inter-evento.

De esta manera, estos eventos tendrán características tanto internas como externas que pueden ser analizadas para determinar su periodo de retorno. Como características externas están el volumen total, la duración total, la intensidad promedio de la tormenta, así como el tiempo entre eventos. Las características internas incluyen medidas tales como el tiempo hasta la intensidad pico, el número de picos, la distribución del volumen de los picos, entre otros ([Adams y Papa, 2000](#)).

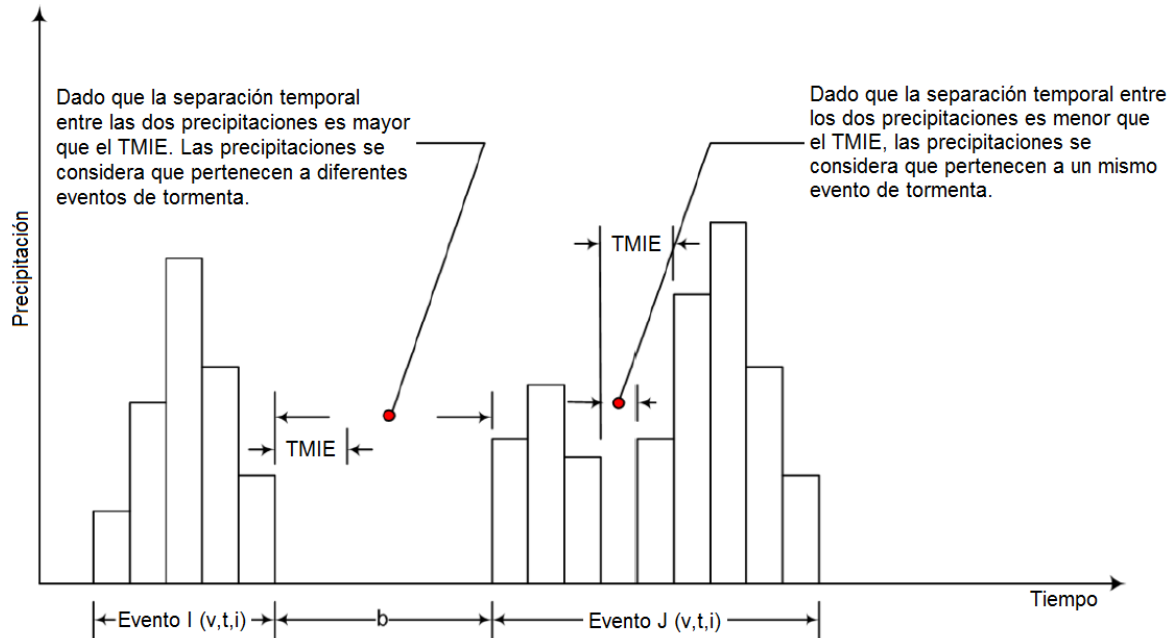


Figura 2-7. Separación de tormentas mediante el tiempo mínimo inter-evento.
 Fuente: Modificado de Joo et al., (2013)

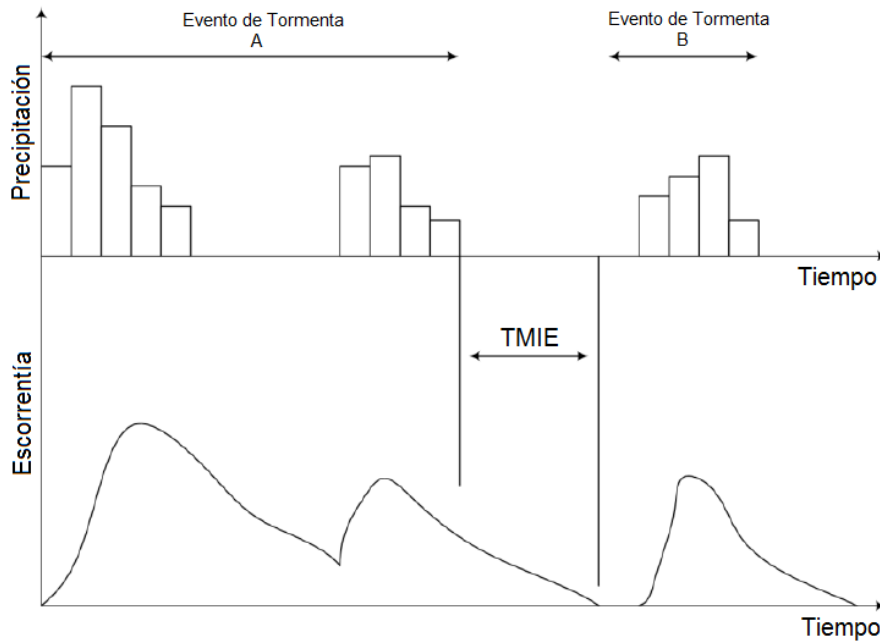


Figura 2-8. Separación de tormentas mediante el tiempo mínimo inter-evento (TMIE) adoptado.
 Fuente: Modificado de Joo et al., (2013)

Una vez realizada la separación de tormentas, es posible llevar a cabo la caracterización de hora de inicio, profundidad, duración e intensidad promedio de tormentas, lo cual es

de gran importancia en estudios referentes al proceso de generación de escorrentía (Hammond y Han, 2006). En estudios de hidrología urbana, (Hanel y Máca, 2013) afirman que las características temporales de las tormentas son de gran importancia a la hora de tratar caudales de drenaje pluvial, calificar la eficacia de las estructuras de recolección de aguas lluvias y en la prevención de la contaminación.

La inclusión de la distribución temporal de la precipitación en el desarrollo ingenieril, por parte de la hidrología, se ve plasmado en el término “tormenta de diseño”, el cual puede definirse como un evento de tormenta crítico que es usado para evaluar los hidrogramas de escorrentía de un periodo de retorno dado. Varias metodologías para la generación de estas tormentas de diseño han sido desarrolladas, las cuales pueden agruparse en dos categorías. La primera que se inclina en la definición de hietogramas de diseño utilizando análisis de eventos de tormenta, y la segunda que define hietogramas de diseño utilizando relaciones IDF. En esta última metodología se incluyen los métodos de (i) bloque alterno, (ii) el método de Chicago, entre otros. Estos métodos generalmente tienen una intensidad máxima en el centro del hietograma, y una profundidad total para cualquier duración que coincide con la profundidad dada por la relación IDF. Estas tormentas de diseño son fáciles de construir, pero han sido criticadas en cuanto a que no se parecen a las tormentas observadas (Watt y Marsalek, 2013). Algunas de las metodologías ampliamente citadas en la literatura y basadas en el análisis de eventos de tormenta individuales se señalan a continuación:

- Distribución triangular.

Esta es una de las distribuciones más simples, debido a que la profundidad de diseño (P) y duración (D) al ser conocidas, permiten determinar la longitud de la base y la altura del triángulo. Así, la intensidad pico está dada por la relación $2P/D$ (Chow *et al.*, 1994).

- Hietogramas sintéticos de tormenta desarrollados por el Soil Conservation Service (SCS).

El desarrollo de estas curvas concluyó en la obtención de cuatro grupos de tormenta llamadas Tipo I, IA, II y III, para ser utilizadas en zonas específicas de los Estados Unidos. Por ejemplo las tipo I y IA corresponden al clima marítimo del Pacífico, las curvas

tipo III corresponden al Golfo de México y las áreas costeras del Atlántico y las tipo III son de aplicación en el resto del país (Chow *et al.*, 1994).

- Curvas de Huff.

Huff, (1967) desarrolló para Illinois una serie de curvas que describen la distribución temporal de la precipitación haciendo uso de hietogramas adimensionales. De esta forma, las curvas de Huff son la representación probabilística de la relación adimensional entre las profundidades de tormenta acumuladas versus las duraciones de tormenta acumuladas. Este método da lugar a una clasificación de eventos basado en el cuartil en el que se produjo su precipitación máxima. Para la realización de esta investigación se realizó la implementación de esta metodología.

2.4.1 Casos de estudio

Varios estudios han analizado la variabilidad de la precipitación. Por ejemplo, Montealegre y Pabon, (2000) analizaron la influencia que tienen los procesos de interacción entre el océano y la atmósfera en los océanos Pacífico y Atlántico Tropical Norte y Sur con respecto a la variabilidad interanual de la precipitación en Colombia, dando un especial énfasis a la determinación de la correlación existente entre el campo térmico superficial (de ambos océanos) y el comportamiento de la precipitación en el país. Zuluaga *et al.*, (2004) caracterizaron, a partir de información derivada de sensores remotos, los ciclos anuales, mensuales y diarios sobre Colombia entre 1998 y 2002, en donde se señala la gran influencia del ENSO sobre la variabilidad inter-anual de la precipitación, mientras que a la escala intranual es la migración meridional de la Zona de Convergencia Intertropical la que motiva la gran variabilidad espacial y temporal de la misma. Por otro lado se comparó el ciclo diario característico sobre los eventos de tormenta dados en el continente y el océano, mostrando grandes diferencias en su comportamiento. Asquith *et al.*, (2006) desarrollaron un marco de referencia para Mejores Prácticas de Manejo / Best Management Practices (BPM's) que permite analizar estadísticamente las profundidades y duraciones de las tormentas afectadas por la definición de diferentes tiempos inter-eventos entre tormentas (6, 8, 12, 18, 24, 48, y 72 horas), y cómo ello afecta los análisis en las BPM's. Para este análisis se emplearon datos horarios. De este estudio se concluyó: i) la distribución de probabilidad de Poisson es la más adecuada para modelar la ocurrencia de tormentas; ii) la distribución de

probabilidad Exponencial es la más adecuada para modelar los tiempos inter-eventos entre tormentas; y iii) la distribución de probabilidad Kappa de cuatro parámetros es la más adecuada para modelar las profundidades y duraciones de las tormentas. [Dunkerley, \(2008\)](#); [Shamsudin *et al.*, \(2010\)](#) estudiaron la magnitud de la variación de los estadísticos característicos de las tormentas al definir diferentes tiempos de separación de los eventos. [Hanel y Máca, \(2013\)](#) analizaron las características temporales al definir distintos eventos de tormenta (en una serie de tiempo de diez años) y su relación con la climatología y geografía del área de estudio, de esta forma, para la definición del tiempo mínimo inter-evento óptimo se realizó un análisis de la distribución de las ocurrencias de los eventos donde si el coeficiente de variación es igual a uno el tiempo mínimo inter-evento será el óptimo. [Rao y Kao, \(2006\)](#), desarrollaron las curvas de Huff para el estado de Indiana (EEUU) a fin de cuantificar la variabilidad temporal existente en el área de estudio, además demostraron que un único conjunto de curvas promedio (promedio de varias curvas calculadas de diferentes estaciones) puede ser utilizado como curvas regionales. [Bonta, \(2004\)](#) por su parte emplea las curvas de Huff como método de desagregación de la precipitación, además documenta claramente el paso a paso para la construcción de las curvas puntuales de Huff. [Jamaludin *et al.*, \(2008\)](#) investigaron la mejor distribución de probabilidad que representara la cantidad de precipitación diaria en Malasia, para ello compararon las funciones exponencial, exponencial mixta, gamma y gamma mixta (siendo esta la que mejor se ajustaba en la representación de los datos) a partir del criterio de información de Akaike (método que ofrece una estimación relativa de la información perdida cuando se utiliza un modelo determinado para representar el proceso que genera los datos). Para la ciudad de Bogotá, existe el estudio realizado por [Ingetec-EAAB, \(2005\)](#) que actualiza el estudio realizado por IRH-EAAB, (1995) denominado “*Estudio para el análisis y caracterización de Tormentas en la Sabana de Bogotá*” el cual empleó datos de precipitación para el período 1979-2003, analizándose 207 tormentas, de las cuales se generaron gráficas de distribución de frecuencia y curvas de diseño adimensionales para duraciones de 1, 3, 6, 9, 12 y 15 horas. Además, se generaron los hietogramas típicos para cada duración y para probabilidades de 10, 50 y 90%.

La [Tabla 2-3](#) resume algunos de los supuestos adoptados en estudios de consultoría realizados en la ciudad de Bogotá para la Empresa de Acueducto de Bogotá, referentes a la distribución temporal de la precipitación.

Tabla 2-3. Estudios de consultoría realizados en la ciudad de Bogotá para la Empresa de Acueducto de Bogotá

Proyecto	Autor (Proyecto)	Duración (h)	Distribución
Actualización, revisión, complementación o ejecución de los diseños de colectores, interceptores, redes y bombeos del sistema de alcantarillado.	EAAB-CEI-ESSERE, (1997) (1-02-7000-0171-96)	3	Distribuciones de tipo triangular
Diseños para construcción de las obras para el control de crecientes en la cuenca del río Tunjuelo.	EAAB-INGETEC, (2002) (1-02-4100-224-2000)	24	A partir del análisis individual de tormentas determinaron una distribución temporal para las tormentas de diseño empleadas
Estudio a nivel de factibilidad y diseño básico de las obras necesarias para la restitución del cauce del río Tunjuelo en el sector de las canteras.	EAAB-HMV Ingenieros, (2005) (2060-00-HD-RP-001)	6	A partir del análisis individual de tormentas determinaron una distribución temporal para las tormentas de diseño empleadas
Modelación hidráulica para las cuencas de los ríos Tunjuelo y Fucha en las condiciones actuales.	EAAB-IHT, (2009) (2-02-25500-738-2009)	6	Tomada del proyecto EAAB-HMV Ingenieros, (2005)

2.5 Variabilidad espacial de la precipitación

El fenómeno de variabilidad espacial de la precipitación está principalmente influenciado por las dinámicas internas del sistema hidrológico (Woods, 2006), y puede entenderse como el fenómeno que explica las diferencias regionales de los climas sobre la superficie terrestre, ya que está determinado por la influencia de los elementos y factores astronómicos y geográficos (latitud, altitud, efecto marítimo o continental, corrientes marinas, entre otros) donde los primeros, condicionan los rasgos climáticos dominantes en grandes áreas geográficas, mientras que los segundos los modifican (Pérez, 2006).

2.5.1 Metodologías de estimación de la variabilidad espacial de la precipitación

Varios han sido los esfuerzos por interpretar y caracterizar la variabilidad espacial de la precipitación y aún más recientemente a escalas referidas en hidrología urbana. Para ello, se han empleado distintos métodos de interpolación espacial a fin de calcular y mapear la precipitación areal sobre un área de interés. Es el caso de los métodos geoestadísticos (o estocásticos) y no-geoestadísticos (o determinísticos) (Li y Heap, 2008). Los métodos geoestadísticos, en general, comprenden técnicas de interpolación denominadas Kriging las cuales permiten la estimación y predicción de superficies continuas basándose esencialmente en la modelación de la estructura de correlación espacial (Webster y Oliver, 2007). Por otro lado, los métodos no-geoestadísticos

comúnmente empleados en este tipo de estudios son el IDW (Inverse Distance Weighting, en inglés), los métodos de splines y el vecino más próximo (Nearest Neighbour, en inglés), entre otros. En general, estos métodos se basan en funciones matemáticas para el cálculo de valores en lugares no muestreados, basándose en el grado de similitud en relación con los puntos de datos vecinos (Peralvo y Maidment, 2004).

2.5.2 Métodos estocásticos o geoestadísticos

Los métodos estocásticos de interpolación espacial tienen su origen en la geoestadística (rama de la estadística que trata de fenómenos espaciales) la cual estudia sobre la teoría de las variables regionalizadas (Webster y Oliver, 2007). Estas técnicas permiten el tratamiento de muestras no independientes a su proximidad espacial, donde, a diferencia de los métodos estadísticos clásicos que piden una muestra independiente e idénticamente-distribuida, se asume algún tipo de estacionaridad espacial y un modelo conocido de la dependencia de la variable regionalizada, normalmente mediante el semivariograma, el cual explica la dependencia espacial de dos muestras a partir de su distancia de muestreo. Usando el variograma y la suposición de estacionaridad, tanto la inferencia (estimación de la media) y la predicción (estimación del valor en un lugar no muestreado) se pueden lograr con las técnicas de Kriging, las cuales tienen la cualidad de ser los mejores estimadores lineales no sesgados que permiten describir la incertidumbre inherente a la predicción con una varianza de error (Cressie, 1993). Es importante aclarar que el proceso de predicción bajo las técnicas Kriging está constituido en tres fases, un *Análisis exploratorio de datos espaciales* seguido por un *Análisis estructural o variografía* y por último se realiza la *Predicción o Interpolación* (Rosa Alvarado, 2011). Estas fases se describen a continuación.

- Análisis exploratorio de datos espaciales (AEDE)

El objetivo de este análisis descriptivo es el de detectar patrones y tendencias en los datos permitiendo así generar hipótesis sobre los mismos. Para ello, comúnmente se emplean métodos gráficos en donde se utilizan Histogramas, Scatter-Plots o Diagramas de Dispersión y *Gráficos Q-Q Normal* entre otros, por medio de una *geovisualización*, a fin de organizar y reducir la información a formas más comprensibles. Por otro lado, se emplean los métodos numéricos que presentan las medidas de tendencia central y

dispersión de los datos y test de contraste de normalidad como el de Shapiro-Wilk o el de Kolmogorov-Smirnov. [Funes, \(2004\)](#), presenta algunas técnicas comúnmente empleadas para realizar estos análisis. Del AEDE también se deriva el hacer o no transformaciones (e.g. Logarítmica o Box-Cox) a fin de volver la variable de interés cercana a un comportamiento con distribución de probabilidad normal y remover posibles tendencias en los datos.

- Análisis estructural o variografía

En esta fase se estima y modela una función que refleja la correlación espacial de la variable regionalizada a partir de la adopción de las hipótesis más adecuadas acerca de su variabilidad. Es decir, se calcula el semivariograma experimental y posteriormente se realiza el ajuste a un modelo teórico conocido.

Matemáticamente la semivarianza (γ) de Z entre dos puntos (x_i, x_0) , espaciados una distancia (h), se expresa de la siguiente manera ([Li y Heap, 2008](#)):

$$\gamma(x_i, x_0) = \gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var}[Z(x_i) - Z(x_0)] \quad \text{Ecuación 2-3}$$

o

$$\gamma(x_i, x_0) = \gamma(h) = \frac{1}{2} E[Z(x_i) - Z(x_0)]^2 \quad \text{Ecuación 2-4}$$

De esta forma, la determinación experimental del semivariograma para cada valor de h , considera todos los pares de puntos $z(x_i)$ y $z(x_i + h)$, separados por el vector de distancia h , a partir de la ecuación:

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n (z(x_i) - z(x_i + h))^2 \quad \text{Ecuación 2-5}$$

Donde n es el número de parejas de valores medidos, separados por la distancia h .

Ahora bien, dado que esta ecuación está calculada a partir de datos disponibles, es necesario aproximar o ajustar la misma a una función matemática que represente la tendencia de $\hat{\gamma}(h)$ con relación a h , a fin de que las predicciones que se obtengan a través de los métodos geoestadísticos de interpolación sean más exactas ([Cressie, 1993](#)). [Giraldo, \(2002\)](#) afirma que estos modelos pueden dividirse en (ver [Figura 2-9](#)): i)

modelos no acotados, entre los cuales están el modelo lineal, logarítmico y potencial, los cuales se caracterizan por tener un variograma que se incrementa indefinidamente. En estos casos no existe la función de covarianza; y ii) modelos acotados, como lo son los modelos esférico, exponencial y gaussiano. Estos modelos comúnmente presentan un valor máximo de varianza la cual se ha denominado meseta (o sill en inglés) y que puede alcanzarse a una distancia finita denominada rango (o range en inglés).

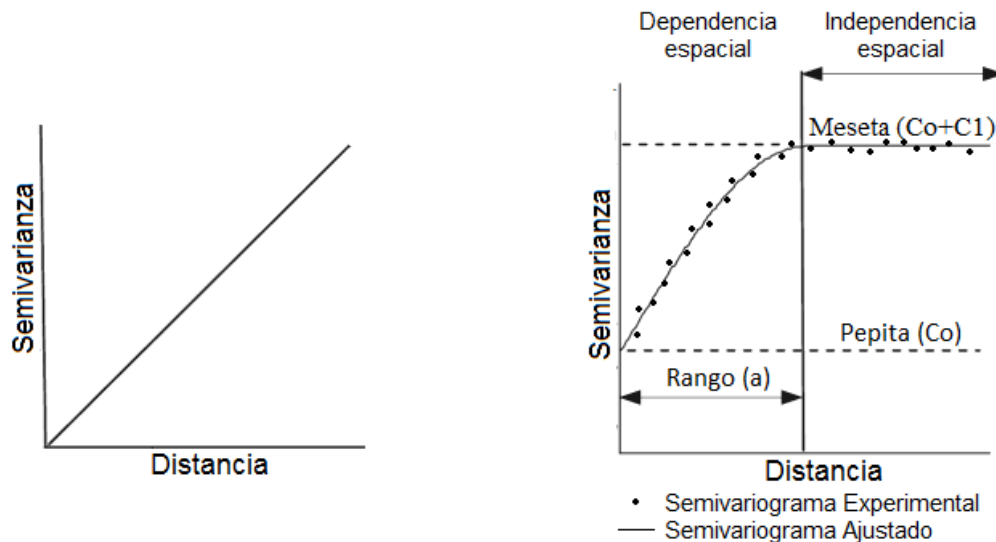


Figura 2-9. Modelos de semivariograma no acotados y acotados.

Para su cálculo, estos semivariogramas necesitan de tres parámetros (pepita, meseta y rango), los cuales son fijados, en principio, teniendo en cuenta un conocimiento previo del evento a modelar: el Rango (a), que es la distancia dentro de la cual las observaciones presentan correlación espacial (de este punto en adelante, se considera que no existe dependencia espacial entre las observaciones, porque la varianza de la diferencia entre los pares de observaciones se vuelve aproximadamente constante); la Meseta ($C_0 + C_1$), que es el valor del semivariograma correspondiente a su rango; y la Pepita (C_0), la cual indica una discontinuidad del semivariograma para distancias menores que la menor distancia entre las observaciones.

La [Tabla 2-4](#) resume las funciones matemáticas de los modelos empleados en esta investigación. Para el conocimiento de otros modelos de variograma se recomienda ver autores como [Webster y Oliver, \(2007\)](#) y [Cressie, \(1993\)](#), entre otros.

Tabla 2-4. Modelos teóricos de semivariograma empleados en esta investigación

MODELO	$\gamma(h)$
ESFÉRICO	$\hat{\gamma}(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left(1.5 \left(\frac{h}{a} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{a} \right)^3 \right) & h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases}$
EXPONENCIAL	$\hat{\gamma}(h) = C_0 + C_1 \left(1 - \exp\left(\frac{-3h}{a}\right) \right)$
GAUSSIANO	$\hat{\gamma}(h) = C_0 + C_1 \left(1 - \exp\left(\frac{-h^2}{a^2}\right) \right)$
CIRCULAR	$\hat{\gamma}(h) = \begin{cases} C_0 + C_1 \left(1 - \frac{2}{\pi} \cos^{-1}\left(\frac{h}{a}\right) + \frac{2h}{\pi a} \sqrt{1 - \left(\frac{h^2}{a^2}\right)} \right) & 0 < h \leq a \\ C_0 + C_1 & h > a \end{cases}$

Debido a que comúnmente no existe un conocimiento previo del comportamiento de la variable a modelar, es recomendado hacer un ajuste de los diferentes modelos (Cressie, 1993), lo cual puede llevarse a cabo, entre otros métodos, por mínimos cuadrados. Verdoy, (2005), explica esta metodología de la siguiente manera "... Supongamos que tenemos estimado el semivariograma $\gamma(h)$ en un conjunto finito de valores de h , y queremos ajustar un modelo especificado por una función paramétrica $\gamma(h; \theta)$ en términos de un vector finito de parámetros θ . Este vector suele contener los tres parámetros, nugget (pepita), sill (meseta) y rango (range). Supongamos que se ha utilizado el estimador de los momentos $\hat{\gamma}$ y sea $\hat{\gamma}$ el vector que contiene los valores estimados y $\hat{\gamma}(\theta)$ el vector de los valores derivados por el modelo sobre los mismos valores de h ".

A continuación, algunos de los métodos de ajuste de semivariogramas empleados en la literatura:

- ✓ Mínimos cuadrados ordinarios (MCO): en los que se toma θ como aquel valor que minimiza el error y ' indica la transposición de matrices

$$\{\hat{\gamma} - \gamma(\theta)\}'\{\hat{\gamma} - \gamma(\theta)\}$$

Ecuación 2-6

- ✓ Mínimos cuadrados ponderados (MCP): en los que se toma θ como aquel valor que minimiza el error y $W(\theta)$ es una matriz diagonal cuyos elementos de la diagonal son las varianzas de $\hat{\gamma}$.

$$\{\hat{\gamma} - \gamma(\theta)\}'W(\theta)^{-1}\{\hat{\gamma} - \gamma(\theta)\} \quad \text{Ecuación 2-7}$$

- ✓ Mínimos cuadrados generalizados (MCG): en los que se toma θ como aquel valor que minimiza el error y $V(\theta)$ es la matriz de covarianzas de $\hat{\gamma}$, la cual depende de θ

$$\{\hat{\gamma} - \gamma(\theta)\}'V(\theta)^{-1}\{\hat{\gamma} - \gamma(\theta)\} \quad \text{Ecuación 2-8}$$

- Predicción e Interpolación

En esta última fase del análisis se hace la estimación de la variable en los puntos no muestreados, y puede expresarse de la siguiente manera: “*dado un conjunto de observaciones de un atributo espacial $Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_n)$, el objetivo es predecir el valor de $Z(x_0)$, para algún $x_0 \notin \{x_1, \dots, x_n\}$ ” (Verdoy, 2005). En estudios geoestadísticos el método de interpolación empleado para tal fin es llamado *Kriging*, en honor a Daniel Krige, que es la técnica de estimación local que tiene la cualidad de ser el mejor estimador lineal no sesgado de $Z(x_0)$ con varianza mínima (Cressie, 1993). Estimaciones no sesgadas significa que, en promedio, la diferencia entre los valores estimados y los valores observados para el mismo punto debe ser nula, y varianza mínima significa que estos estimadores poseen una menor varianza entre todos los estimadores no sesgados (Santacruz, 2010). Este método inicialmente fue desarrollado para solucionar problemas explícitos de la ingeniería de minas y petróleos, sin embargo, se expandió con éxito a otros campos de aplicación, entre ellos la hidrología; muestra de ello se expone en el numeral 2.5.5.*

Cabe anotar, que el término *Kriging* cubre un gran rango de métodos de predicción espacial, entre los cuales se encuentran los métodos univariados (*Kriging* simple, ordinario, por bloques, factorial, dual, indicador, disyuntivo y con base en modelos, entre otros), los métodos multivariados (*Kriging* universal, con deriva externa, indicador, co*Kriging* simple, co*Kriging* ordinario, co*Kriging* ordinario estandarizado, co*Kriging* indicador, entre otros) y los métodos de *Kriging* combinados (Li y Heap, 2008). Para esta investigación se han empleado únicamente los métodos de *Kriging* simple, ordinario y universal debido a que los tres métodos fueron los más frecuentemente citados en la literatura consultada. A continuación se describen brevemente estos tres métodos de

interpolación. Una mayor explicación de los mismos y de otros métodos de interpolación puede encontrarse en [Li y Heap, \(2008\)](#); [Webster y Oliver, \(2007\)](#)

[Li y Heap, \(2008\)](#) afirman que todas las variantes de Kriging se derivan de la siguiente ecuación:

$$Z(x_0) - \mu = \sum_{i=1}^n \lambda_i [Z(x_i) - \mu(x_0)] \quad \text{Ecuación 2-9}$$

donde μ es la media estacionaria, la cual se asume constante en todo el dominio y calculada como el promedio de los datos; el parámetro λ_i es el peso asignado al Kriging; n es el número de puntos muestreados usados para realizar la estimación y depende del tamaño de la ventana de búsqueda; $\mu(x_0)$ es el promedio de las muestras dentro del área de búsqueda.

- Kriging Simple (KS)

El método de predicción espacial por medio de Kriging simple puede expresarse de la siguiente manera:

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) + [1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i] \mu \quad \text{Ecuación 2-10}$$

Este método asume que la media es nula o conocida, de igual forma no modela la tendencia.

- Kriging ordinario

El método de predicción espacial por medio de Kriging ordinario puede expresarse de la siguiente manera:

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad \text{Ecuación 2-11}$$

Este método asume que las medias locales no son conocidas. De esta manera este método estima el valor del atributo reemplazando a μ con una media local $\mu(x_0)$, la cual es la media de los muestreos dentro de la ventana de búsqueda; de esta manera se obliga a que $[1 - \sum_{i=1}^n \lambda_i] = 0$, ya que $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$. Este método no produce predicciones mayores al máximo valor observado, ni menores al mínimo valor observado.

- Kriging universal

Este método asume que la variable regionalizada no exhibe una condición de estacionaridad y se caracteriza por exhibir una tendencia. Para tratar este tipo de variables es frecuente descomponer la variable $Z(x)$ como la suma de la tendencia, tratada como una función determinística, más una componente estocástica estacionaria de media cero.

El predictor Kriging universal se define como:

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad \text{Ecuación 2-12}$$

Dado que en el Kriging Ordinario se supone que el promedio es constante a través de toda la región de estudio (estacionaridad de segundo orden), en el Kriging Universal la media es una función de las coordenadas del sitio a predecir. Es decir, a diferencia de la ecuación 2-9, la ecuación 2-10 es función de las coordenadas del sitio (ecuaciones de tendencia).

2.5.3 Métodos determinísticos o no-geoestadísticos

Los métodos de interpolación espacial determinísticos se fundamentan en criterios matemáticos que determinan la forma de la superficie resultante. Estos métodos pueden ser especificados en varios grupos (Baldrige *et al.*, 2004): i) métodos globales, los cuales utilizan una única función que estima o calcula los valores de toda el área, de esta forma, si se cambia un solo valor de muestreo se afectan las predicciones en todo el área; ii) métodos locales, los cuales dividen la zona de interés en pequeñas áreas para las cuales los valores interpolados son calculados por una función en particular iii) métodos exactos, donde el valor interpolado en una localidad donde existe un dato de muestreo no presenta diferencia respecto al valor utilizado de base para la interpolación y los iv) métodos inexactos, donde la predicción en los puntos muestreados no coincide con el dato real. A continuación se expondrán los métodos determinísticos empleados en esta investigación. Una mayor explicación de los mismos y de otros métodos de interpolación puede encontrarse en Baldrige *et al.*, (2004); Cressie, (1993); Li y Heap, (2008), entre otros.

- Vecino más cercano – Nearest Neighbour – (NN)

Este método predice el valor de un atributo en un punto no muestreado en función del valor de la muestra más cercana por medio del dibujo de mediatrices entre los (n) puntos de muestreo, formando polígonos, tal y como lo hace el método de los polígonos de Thiessen. Esto producirá un polígono para cada una de las muestras (las cuales se ubicarán en su centro), de tal manera que en cada polígono todos los puntos no muestreados que se encuentren dentro de él estarán más cerca del centro de muestreo de ese polígono que de cualquier otro punto de la muestra. Las estimaciones del atributo en un punto no muestreado dentro del polígono V_i corresponden al valor medido de la muestra puntual más cercana x_i , su expresión matemática estaría dada por $\hat{z}(x_0) = z(x_i)$ ya que las ponderaciones definidas para este método son las siguientes:

$$\lambda_i = \begin{cases} 1 & \text{si } x_i \in V_i \\ 0 & \text{de otro modo} \end{cases}$$

De esta forma a todos los puntos que se encuentren dentro de un polígono dado se les asignará el mismo valor que el del centro del polígono de muestreo.

- Distancia angular ponderada – Angular Distance Weighting – (ADW)

El proceso a seguir por el método de los vecinos naturales se basa en la selección de todas las estaciones dentro de un radio de búsqueda (CDD) teniendo como eje el punto (L) en el que se necesita una estimación de un dato no medido. De esta forma, se asignarán pesos a cada estación, que son función de la distancia entre L y las estaciones, además de la separación angular que exista entre ellas. Así, la función que representa los pesos a asignar, es:

$$w_i = (e^{-x/CDD})^m \quad \text{Ecuación 2-13}$$

Donde w_i es el peso asignado a la estación i y x es la distancia entre la estación i y el punto L , m es una constante. La distancia angular ponderada para cada estación i fuera de estaciones k contribuyentes es:

$$W_i = w_i \left\{ \frac{\sum_k w_k [1 - \cos(\theta_k - \theta_i)]}{\sum_k w_k} \right\}, i \neq k \quad \text{Ecuación 2-14}$$

Donde la posición de la i -ésima estación es definida en términos de su distancia, x_i y su ángulo hacia el norte θ_i , relativo al punto específico L . Estos pesos garantizan que las estaciones más cercanas a L y/o las estaciones más aisladas tengan un peso mayor.

- Distancia inversa ponderada – Inverse Distance Weighting – (IDW)

El método de interpolación bajo este método se basa en la combinación lineal de valores de puntos muestreados ponderados por una función inversa de la distancia desde el punto de interés hasta el punto muestreado. Las predicciones pueden ser expresadas de la siguiente manera:

$$Z(x_0) = \frac{\sum_{i=1}^n w(x_i) \cdot Z(x_i)}{\sum_{i=1}^n w(x_i)} \quad \text{Ecuación 2-15}$$

y

$$w(x_i) = \|x_i - x_0\|^{-p} \quad \text{Ecuación 2-16}$$

donde $Z(x_0)$ es valor a predecir en la posición x_0 ; los coeficientes de ponderación para las observaciones $w(x_i)$ se calculan en función de su distancia a la ubicación de interpolación siendo $\|\cdot\|$ un indicador de distancia euclidiana; p es el coeficiente de potencia; y n representa el número de puntos muestreados utilizados en la estimación. De esta manera se visualiza que las ponderaciones disminuyen cuando la distancia se incrementa (cuando el valor de p se incrementa). Este método es considerado como un interpolador espacial local (Bivand *et al.*, 2008).

El valor p se puede escoger de forma arbitraria, pero su valor más empleado es dos (2), resultando en el “Método del inverso de la distancia al cuadrado”; cuando su valor es adoptado como uno (1) el método toma el nombre de “interpolación lineal”; y cuando adopta el valor de cero (0) es llamado “media móvil”; cuando el valor del parámetro p es mayor a dos (2) los campos de estimación dados presentarán un mayor grado de suavización (Li y Heap, 2008).

- B-Spline Multi nivel – (Multilevel B-Spline) – (MBS)

Álvarez *et al.*, (2011) definen que los algoritmos de una aproximación B-Spline generan una compensación existente entre la “forma” suavizada y la precisión de la función de aproximación. Para superar dicha compensación, los algoritmos de aproximación multinivel B-Spline fueron introducidos en la ejecución del método por Lee *et al.*, (1997). El algoritmo hace uso de una jerarquía de control de latices para generar una secuencia de funciones f_i y la función final de aproximación f , que es definida como la suma de las funciones f_i .

$$f = \sum_{i=1}^k f_i \quad \text{Ecuación 2-17}$$

Para optimizar este proceso, el refinamiento B-Spline es usado para reducir la suma de estas funciones dentro de una función B-Spline equivalente. El algoritmo MBS sirve de resultado como una aproximación inicial suave $f_0 \rightarrow \Delta^0 P = P$ definido en el control latice menos “refinado” $\Phi_0 = \Phi$, aplicando el algoritmo MBS. Para continuar hacia el nivel más “fino”, la primera aproximación posible deja grandes discrepancias en los puntos (datos) en P , en particular f_0 deja una desviación:

$$\Delta^1 z_i = z_i - f_0(x_i, y_i) \quad \text{Ecuación 2-18}$$

El siguiente control latice más fino F_1 , el que se utiliza para obtener la función f_1 aproxima las diferencias a $\Delta^1 P = \{(x_i, y_i, \Delta^1 z_i)\}$. Entonces, la suma de $f_0 + f_1$ produce una menor desviación para cada (x_i, y_i) en

$$D^2 z_i = z_i - f_0(x_i, y_i) + f_1(x_i, y_i) \text{ para } 0, \dots, n \quad \text{Ecuación 2-19}$$

En general, para cada nivel k en la jerarquía, el punto de ajuste $\Delta^k P = \{(x_i | y_i, \Delta^k z_i)\}$ es aproximado por una función f_k definida sobre el control de latices F_k , donde:

$$\Delta^k z_i = z_i - \sum_{i=0}^{k-1} f_0(x_i, y_i) = \Delta^{k-1} z_i - f_{k-1}(x_i, y_i) \quad \text{Ecuación 2-20}$$

Y $D_0 z_i = z_i$. Este proceso empieza desde el latice menos refinado v y continúa incrementalmente hacia el latice más fino f_k .

La función final de aproximación f es definida como la suma de las funciones. Debido al sistema de jerarquías que maneja el método B-Spline para generar las funciones más aproximadas a la función de ajuste de la superficie, se obtiene una aproximación desde la curva de interpolación B-Spline más “rugosa y dura” para representar la superficie hasta la más fina de las funciones de interpolación para representar la suavidad de la misma. Mientras la jerarquía avanza de nivel, el control latice aplicado por cada multinivel, suaviza e interpola el conjunto de puntos que componen la superficie generando una representación aproximada de la realidad.

- Thin Plate Splines – (TPS)

Este método considera la dependencia espacial de la topografía, proporcionando la estimación directa del error de interpolación y el diagnóstico eficaz de errores de los datos [Díaz Padilla et al., \(2008\)](#). Matemáticamente, el predictor de este modelo puede expresarse de la siguiente manera:

$$q_i = f(x_i, y_i) + \sum_{j=1}^p \beta_j \psi_{ij} + \varepsilon_i \quad \text{Ecuación 2-21}$$

donde, $f(x_i, y_i)$ es una función de ajuste desconocida; β_j es un conjunto de parámetros desconocidos; x_i, y_i, ψ_{ij} son variables independientes; ε_i es el error aleatorio independiente con media cero y varianza $d_i \sigma^2$; d_i son pesos desconocidos.

De esta forma, [Díaz Padilla et al., \(2008\)](#) señalan que la función de ajuste f y los parámetros β_j son estimados minimizando

$$\sum_{i=1}^n \left[\frac{q_i - f(x_i, y_i) - \sum_{j=1}^p \beta_j \psi_{ij}}{d_i} \right]^2 + \lambda J_m(f) \quad \text{Ecuación 2-22}$$

donde, $J_m(f)$ es la medida de ajuste de f definido en términos de derivadas de f de orden m ; y λ es el número positivo llamado parámetro de ajuste.

2.5.4 Validación cruzada

A fin de validar las predicciones realizadas por cualquiera de los interpoladores citados anteriormente, existe una técnica popularmente usada llamada validación cruzada la cual consiste en excluir la observación de uno de los n puntos muestrales, y a partir de los $n-1$ valores restantes predecir el valor que ha sido removido. Este procedimiento se realiza en forma secuencial con cada uno de los puntos muestrales y así se obtiene un conjunto de n "errores de predicción". De esta forma, se podría seleccionar como mejor modelo de predicción aquel que cumpla alguna de las siguientes condiciones (Santacruz, 2010):

- ✓ La raíz del error cuadrático medio (RMSPE, por sus siglas en inglés) debe ser muy cercana al error estándar promedio (ASE, por sus siglas en inglés), donde:

$$RMSPE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(S_i) - Z(S_i))^2}{n}} \quad \text{Ecuación 2-23}$$

y

$$ASE = \frac{\sqrt{\sigma_i}}{n} \quad \text{Ecuación 2-24}$$

Si $ASE < RMSPE$ se hace una subestimación de la variabilidad mientras que si $ASE > RMSPE$ se hace una sobreestimación de la variabilidad,

- ✓ El error absoluto medio (MPE, por sus siglas en inglés) debe ser igual a cero, donde:

$$MPE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \|\hat{Z}(S_i) - Z(S_i)\|}{n}} \quad \text{Ecuación 2-25}$$

- ✓ La raíz del error cuadrático medio estandarizada por la varianza del error de predicción (RMSSPE, por sus siglas en inglés) debe ser muy cercana a uno (1), donde:

$$RMSSPE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\hat{Z}(S_i) - Z(S_i)}{\sigma_i} \right)^2}{n}} \quad \text{Ecuación 2-26}$$

Si $RMSSPE < 1$ se hace una subestimación de la variabilidad mientras que si $RMSSPE > 1$ se hace una sobreestimación de la variabilidad,

- ✓ El error absoluto medio estandarizado por la varianza del error de predicción (MSPE, por sus siglas en inglés) debe ser muy cercano a cero (0), donde:

$$MSPE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left\| \frac{\hat{z}(s_i) - z(s_i)}{\sigma_i} \right\|^2}{n}} \quad \text{Ecuación 2-27}$$

Li y Heap, (2008) en su artículo han compilado otros varios de tipos de errores comúnmente empleados en estudios geoestadísticos realizados en las ciencias medioambientales.

2.5.5 Casos de estudio

A continuación se presentan varios estudios en donde en general se ha tenido como objetivo principal determinar el impacto del uso de diferentes métodos de interpolación aplicados en la representación de la distribución espacial de la precipitación y cuál fue el método elegido como óptimo para tal fin.

En Colombia se han elaborado estudios como el realizado por Botero y Cortés, (2010) en la ciudad de Manizales, donde se analizaron 21 eventos en 11 estaciones climatológicas; para ello utilizaron los métodos de: IDW, Spline y Kriging ordinario, encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación areal fue IDW. Por otro lado en Medellín (Valle de Aburrá), Giron *et al.*, (2010) para un total de 14 pluviómetros y datos de precipitación de 10 eventos de tormenta del 2003 utilizaron los métodos de: Triangulación de Delaunay e IDW, encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación fue Triangulación de Delaunay.

A nivel internacional, en Italia (Sicilia), Di Piazza *et al.*, (2011) para un total de 274 pluviómetros y datos recopilados entre 1921 – 2004 evaluaron a escalas mensuales y anuales la precipitación bajo los métodos de: IDW, regresión lineal simple, regresión múltiple, regresión geográficamente ponderada, redes neuronales artificiales, Kriging

ordinario y Kriging residual, encontrando que los métodos que mejor caracterizan la precipitación areal fueron el Kriging residual y redes neuronales artificiales. En Taiwán (Cuenca del Río Tamshui), [Cheng et al., \(2012\)](#) para un total de 14 pluviómetros y datos recopilados entre 1996 – 2005 evaluaron a escalas horarias 55 eventos de tormenta y 23 tifones bajo los métodos de: Thiessen y Kriging por bloques, encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación areal fue Kriging por bloques. En la India (Cuenca río Tamirabarani), [Sivapragasam et al., \(2010\)](#) para un total de 18 pluviómetros y datos recopilados entre 1979 – 1984 evaluaron la precipitación bajo los métodos de: Kriging y redes neuronales artificiales, encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación fue redes neuronales artificiales. En Suiza, [Schiemann et al., \(2011\)](#) evaluaron a escalas horarias la precipitación de 75 estaciones utilizando para ello los métodos de: Kriging ordinario y Kriging con deriva externa, encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación fue Kriging con deriva externa. En Alemania, [Verworn y Haberlandt, \(2011\)](#) para un total de 21 pluviómetros y haciendo uso de datos de radar y datos recopilados entre 2000-2005 evaluaron a escalas diarias la precipitación bajo los métodos de: Kriging con deriva externa (varios tipos de información secundaria), Kriging ordinario e IDW; encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación fue Kriging con deriva externa. En China, [Chen et al., \(2010\)](#) para un total de 753 pluviómetros y datos recopilados entre 1951-2005 evaluaron a escalas diarias la precipitación bajo los métodos de: Vecino más cercano, polinomios locales, funciones de base radial, IDW y Kriging ordinario; encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación fue Kriging ordinario. En Nepal, [Diodato et al., \(2010\)](#) para un total de 58 pluviómetros y datos recopilados entre 1961-1990 evaluaron a escalas mensuales la precipitación bajo el método de: co-Kriging, encontrando que era un buen método para caracterizar la precipitación. En Bélgica (Cuencas Ourthe y Ambleve), [Ly et al., \(2010\)](#) para un total de 70 estaciones y datos recopilados entre 1976 y 2005 evaluaron a escala diaria la precipitación bajo los métodos de: IDW, Thiessen, Kriging con deriva externa, Kriging ordinario, Kriging universal y co-Kriging; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Kriging ordinario. En China (Distrito de Shijingshan – Beijing), [Qing Zhou et al., \(2009\)](#) para un total de 20000 pluviómetros evaluaron la precipitación bajo los métodos de: IDW, Thin Plate Spline, Kriging y co-Kriging; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Thin Plate Spline. En África Occidental, [Ruelland et al., \(2008\)](#) para 13 estaciones con datos recopilados entre 1950-1992 evaluaron a escalas diarias, cada 10 días y mensual la precipitación

bajo los métodos de: IDW, Thiessen, Kriging ordinario y Thin Smooth Plate Splines; encontrando que los mejores métodos para caracterizar la precipitación fueron: IDW y Kriging ordinario. En la India (Himalaya – Uttarakhand), [Basistha et al., \(2008\)](#) para 44 pluviómetros y datos recopilados entre 1901-1950 evaluaron a escalas anuales la precipitación bajo los métodos de: IDW, Thiessen, Kriging ordinario y Thin Smooth Plate Splines; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Kriging universal. En Estados Unidos (Cuenca experimental Walnut Gulch), [Garcia et al., \(2008\)](#) para un total de 85 pluviómetros y datos recopilados entre 1990-2003 evaluaron a escala diaria la precipitación bajo los métodos de: IDW, interpolación multicuadrática biarmónica; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue interpolación multicuadrática biarmónica. En Alemania (Río Elba), [Haberlandt, \(2007\)](#) para un total de 21 pluviómetros, 281 pluviógrafos y 3 estaciones y datos recopilados entre el periodo de lluvia desde el 10 al 13 de agosto de 2002 evaluó a escalas: horaria, diarias y por radar respectivamente la precipitación bajo los métodos de: Kriging con deriva externa, Kriging indicador con deriva externa, vecino más cercano, Thiessen, IDW, Kriging ordinario, Kriging indicador ordinario; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Kriging con deriva externa. En México (Basin of México), [Carrera-Hernández y Gaskin, \(2007\)](#) para un total de 200 pluviómetros y datos recopilados entre 1978-1985 evaluaron a escala horaria y diaria la precipitación bajo los métodos de: Kriging ordinario, Kriging con deriva externa, Kriging por bloques con deriva externa, Kriging ordinario con vecindad local y Kriging con deriva externa con vecindad local; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Kriging con deriva externa con vecindad local. En Ecuador (Parte de la cuenca del río Paute), [Buytaert et al., \(2006\)](#) para un total de 14 pluviómetros evaluaron a escala diaria la precipitación bajo los métodos de: Thiessen, Thiessen normalizado, Kriging ordinario y Kriging universal; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Kriging universal. En Nueva Zelanda, [Tait et al., \(2006\)](#) para un total de 128 pluviómetros y datos recopilados entre 1960-2004 evaluaron a escalas diaria y anual la precipitación bajo el método de Thin Plate Smoothing Spline, encontrando que este era un buen método para caracterizar la precipitación. En Gran Bretaña, [Lloyd, \(2005\)](#) para un total de 64 pluviómetros y datos recopilados en 1999 evaluó a escala mensual la precipitación bajo los métodos de: Regresión de ventanas móviles, IDW, Kriging ordinario, Kriging simple y Kriging con deriva externa; encontrando que el mejor método para caracterizar la precipitación fue Kriging con deriva externa. En Estados Unidos (Kentucky),

Teegavarapu y Chandramouli, (2005) para un total de 20 pluviómetros y datos recopilados entre 1971-2003 evaluaron la precipitación utilizando los siguientes métodos: IDW, IDW Modificado, un método de ponderación basado en coeficientes de correlación, Kriging ordinario, redes neuronales entre otros; encontrando que los métodos que mejor caracterizan la precipitación fueron los métodos de coeficientes de correlación, Kriging ordinario y las redes neuronales. En Italia (Benevento), Diodato, (2005) para un total de 51 estaciones y datos recopilados entre 1955-1999 evaluaron a escalas mensual y anual la precipitación bajo los métodos de: Kriging ordinario y co-Kriging, encontrando que el método que mejor caracteriza la precipitación fue co-Kriging. En México (Jalisco), Boer *et al.*, (2001) para un total de 193 estaciones y datos recopilados entre 1940-1990 se evaluaron a escala mensual la precipitación bajo los métodos de: Thin plate spline bivariado, trivariado y parcial, Kriging ordinario, co-Kriging, Kriging de regresión y Kriging de regresión trivariada; encontrando que los métodos que mejor caracterizan la precipitación son Kriging de regresión trivariada y thin plate spline trivariado. El empleo de imágenes de radar también ha sido frecuente en este tipo de estudios, tal es el caso de (Emmanuel *et al.*, 2012)

Como se puede apreciar según lo descrito arriba, no existe método óptimo para realizar la interpolación pues la estimación del campo depende de la configuración y características de la red y obviamente de las características del campo interpolado. Ello hace muy interesante el estudio aquí reportado.

2.6 Sistemas de Información Geográfica aplicados a la Hidrología

El avance en las tecnologías de la información (TIC), los Sistemas de Información Geográfica e Internet, posibilitan la publicación y difusión de los resultados obtenidos tras por ejemplo una modelación hidrológica, permitiendo así la interacción entre el sistema y los datos geográficos subyacentes de este proceso a través de una interfaz de usuario, siendo esto una revolución en la manera de divulgar información georreferenciada. En este contexto, los visores SIG o WebGIS, proporcionan este proceso y pueden ser entendidos como un sistema para la visualización y consulta de datos geográficos a través de la web.

El interés por las aplicaciones SIG en la red ha aumentado en los últimos años. En el contexto hidrológico y climatológico, estas herramientas representan una herramienta útil de información histórica así como de alertas tempranas. Un ejemplo de esto lo exhibe el IDEAM donde en su Sistema de Pronósticos Hidrológicos y Alertas Tempranas de Colombia (<http://fews.ideam.gov.co/>⁴) el cual presenta el estado de los niveles de los ríos en las principales cuencas del territorio nacional durante la última semana. De igual manera el Sistema de Alerta Temprana para el Área Metropolitana del Valle de Aburrá (SIATA) que tiene como objetivo alertar sobre la probabilidad de ocurrencia de un evento hidrometeorológico extremo que pueda generar una situación de emergencia, así como presentar el monitoreo de la zona en tiempo real (<http://www.siata.gov.co/>⁵). En el Distrito Capital entidades como el Observatorio Ambiental de Bogotá (OAB) y el Sistema Distrital de Alertas Tempranas (SIDISAT- <http://www.sire.gov.co/web/guest/sat>) en sus portales presentan a través de indicadores ambientales el estado y la calidad del ambiente en Bogotá (<http://oab.ambientebogota.gov.co/>⁶) entre otros.

El desarrollo de un visor geográfico que muestre los resultados de la investigación aquí realizada brinda la base para su uso en posteriores proyectos de investigación, mediante la posibilidad de una rápida y fácil consulta de la información histórica y geográfica, la cual se encuentra de una forma ordenada, estructurada, disponible para análisis, procesamiento y consulta.

⁴ Consultado el 18/Ene/2016

⁵ Consultado el 18/Ene/2016

⁶ Consultado el 18/Ene/2016

3.METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta la metodología seguida en el desarrollo de la tesis. En general, se emplearon cuatro grandes fases (ver [Figura 3-1](#)), cada una de ellas relacionada con los objetivos específicos planteados en el proyecto (ver Capítulo 1). En los siguientes numerales se describe en detalle la metodología seguida en cada fase de ellas, las cuales se han denominado a, b, c y d.

3.1 Estructuración y análisis de consistencia de la información pluviográfica

En la Fase (a) de la metodología se desarrolló la observación, estructuración y posteriormente se llevó a cabo la determinación de la calidad de la información disponible. Se utilizaron las series históricas recopiladas en el proyecto marco “Instrumentación y Modelación Hidrometeorológica y Ambiental de una Cuenca Urbana” de datos de precipitación, los cuales presentaban información desde Marzo de 2007 a Diciembre de 2011.

La estructuración de la información pluviométrica se llevó a cabo mediante la consolidación de una base de datos que pudiera dar respuestas rápidas a cada uno de los procesos, tanto de análisis como de publicación de resultados. Para ello, se optó por utilizar el gestor de bases de datos relacional *PostgreSQL*⁷, software libre que permitió desarrollar un sistema de almacenamiento y manejo de datos de precipitación.

Como fortalezas de este gestor de base de datos se tienen:

⁷ <http://www.postgresql.org/about/>

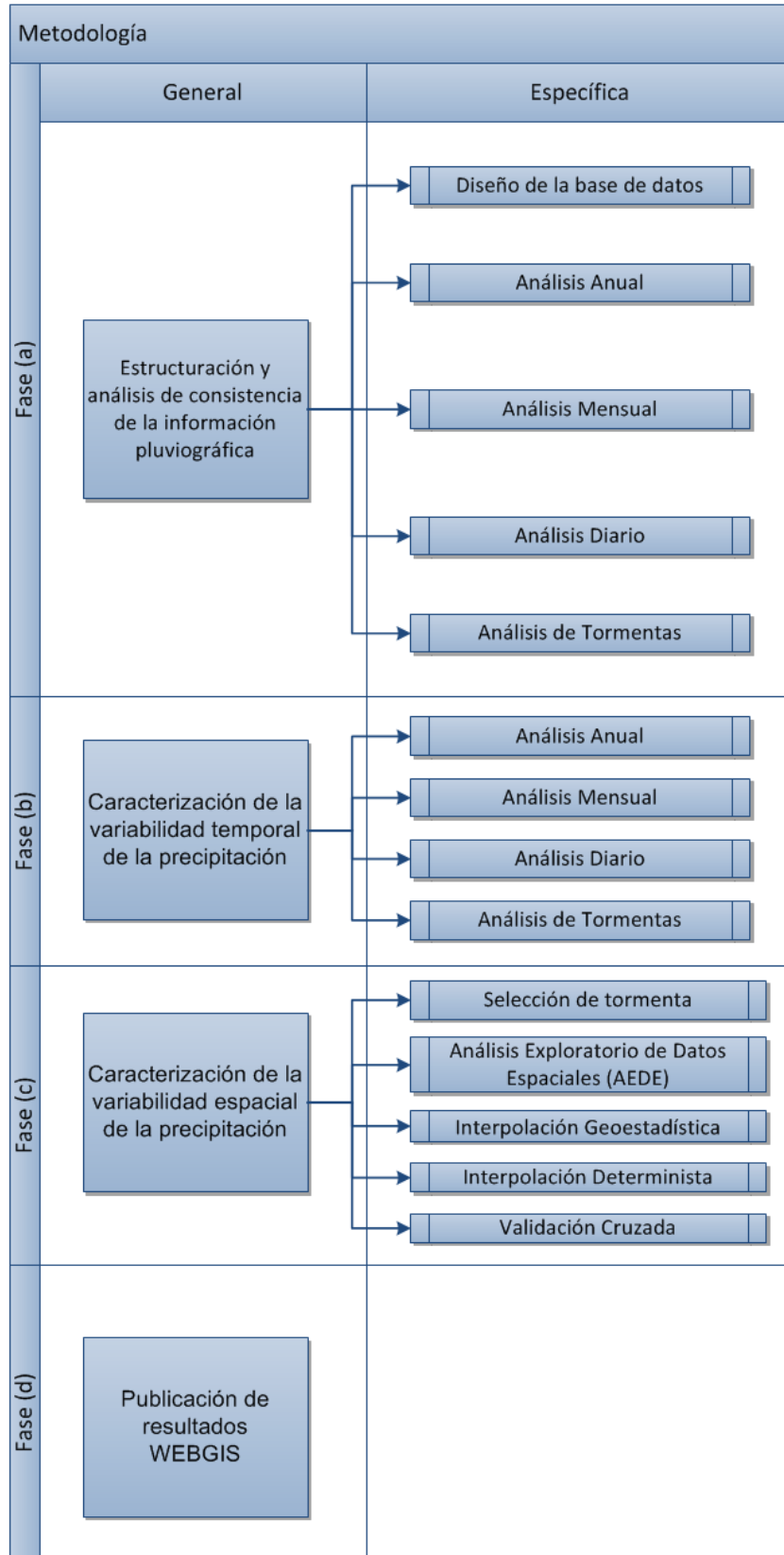


Figura 3-1. Desarrollo metodológico.

- Es multiconcurrente: varias personas pueden trabajar simultáneamente en los mismos datos.
- Es seguro: administra la autenticación y la autorización de acceso a los datos.
- Es estable. se puede confiar que se mantiene y mantiene sus datos no corruptos.
- Es Software libre: no tiene restricciones de acceso ni limitaciones de licenciamiento para uso no comercial.
- Responde a estándares de la industria: se puede acceder a él desde cualquier lenguaje de programación moderno y permite acceso vía protocolos web.

Como parte de la estructuración de los datos, estos se depuraron quitando aquellos repetidos y dejando en tablas pertinentes la información original básica, la información básica depurada y la nueva información, generada como resultado de esta investigación.

La depuración de los datos en una base de datos relacional, brinda una base sólida para futuras investigaciones en hidrología urbana, así como también se proyecta para investigaciones paralelas y en este sentido se constituye en uno de los importantes productos del proyecto.

La evaluación y tratamiento de la información pluviométrica se realizó mediante una validación de la información disponible. Se llevó a cabo una evaluación a partir del análisis gráfico de curvas de masa, doble masa, corrección y llenado de datos faltantes en las series de la información pluviométrica con que se cuenta. La [Figura 3-2](#) muestra el proceso esquemático seguido a fin de realizar este procedimiento.

De esta forma, para diferentes niveles de agregación temporal de los datos, se realizaron análisis entre pluviógrafos para un mismo instante de tiempo a lo cual se le denominó validación horizontal y también se realizó análisis a través de diferentes instantes de tiempo a lo que se le denominó validación vertical, a fin de detectar posibles errores de medición en los equipos, a partir de su par instalado.

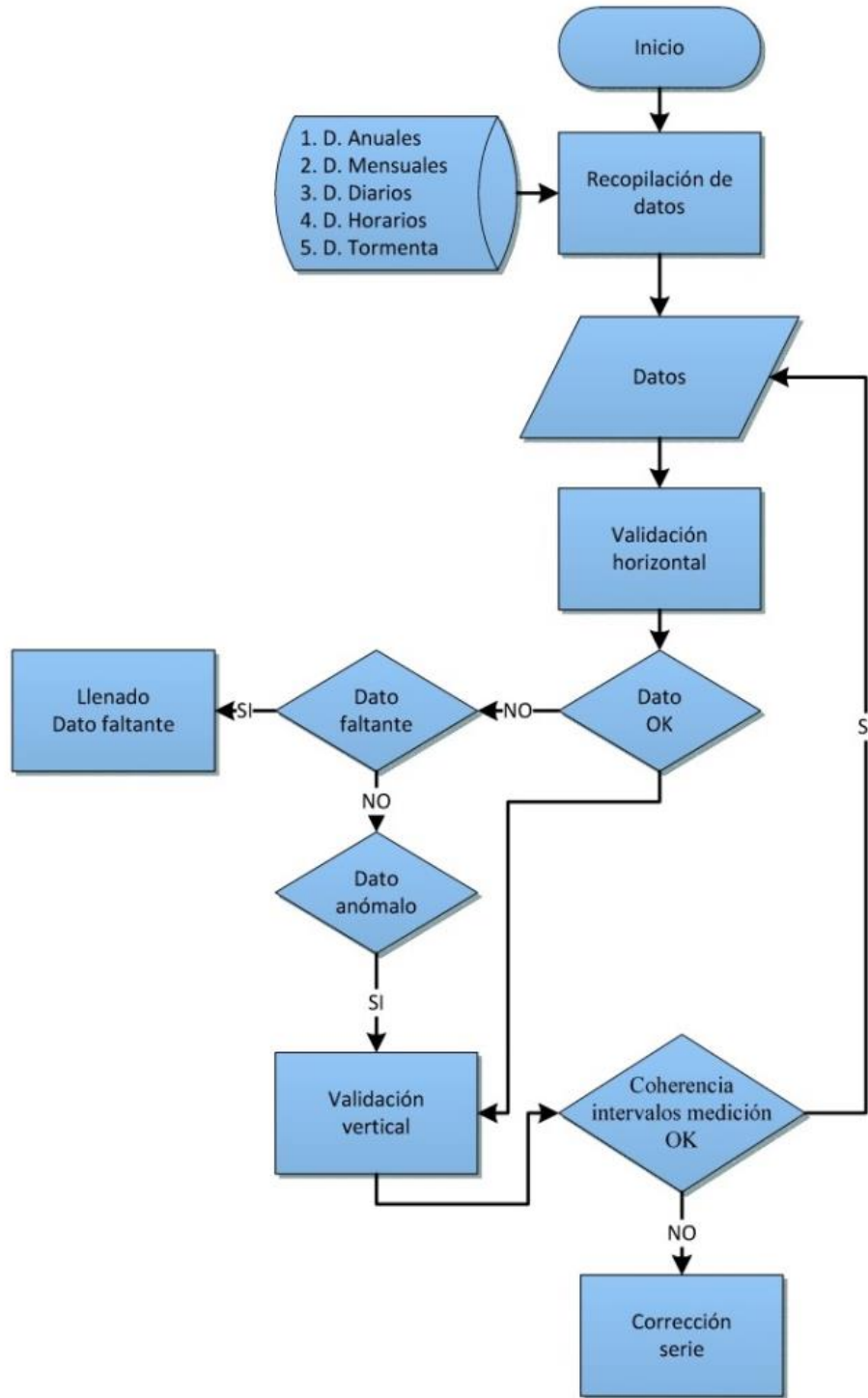


Figura 3-2. Procedimiento esquemático para la evaluación de la información.

La validación horizontal consistió en la comparación en un mismo intervalo de tiempo y un mismo nivel de agregación, del dato de un solo pluviógrafo con el conjunto restante, a fin de detectar valores anómalos y hacer un llenado de datos faltantes. La [Tabla 3-1](#)

muestra la metodología de validación horizontal utilizada. A manera de ejemplo, en diciembre de 2007 el pluviógrafo 7 registro 21.8 mm, valor que es atípico en comparación con los valores totales mensuales registrados en el resto de la red. En el proceso de depuración, al considerarse este valor erróneo se procedió a eliminar y completar la serie registrada en este mes a partir de su pareja instalada, en este caso el pluviógrafo 8. Por otro lado, el pluviógrafo 12 en el mes de noviembre de 2009 no registró valor alguno, en este caso la serie de tiempo fue completada con el dato del pluviógrafo 11 localizado en la misma ubicación (pluviógrafos duales).

Tabla 3-1. Ejemplos de uso de la validación horizontal

Año	Mes	PG1	PG2	PG3	PG4	PG5	PG6	PG7	PG8	PG9	PG10	PG11	PG12	PG13	PG14
2007	Dic.	161.6	151	159.2	154.4	153.6	148.2	21.8	163.4	171	166	181.8	175.4	185	182.2
2009	Nov.	90.6	102	77.2	67	93.2	99.4	82.8	87.2	96.8	98.2	70.2	X	64.8	63.8

La validación vertical de los datos consistió en comprobar en cada pareja de pluviógrafos que los intervalos de las mediciones fuesen coherentes. La [Tabla 3-2](#) ilustra cómo para la fecha dada los registros de los pluviógrafos 11 y 12 no son consistentes. En este caso, se procedieron a eliminar los registros marcados en rojo pertenecientes al pluviógrafo 12 y reemplazarlos con la serie medida en el pluviógrafo 11.

Tabla 3-2. Ejemplo de uso de la validación vertical

Fecha	PG1	PG2	PG3	PG4	PG5	PG6	PG7	PG8	PG9	PG10	PG11	PG12	PG13	PG14
01/11/2007 04:00			0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.2	0.4	0.4	1.4	1.2	1.4	1.4
01/11/2007 05:00													0.2	0.2
01/11/2007 06:00	0.6	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
01/11/2007 11:00												0.2		
01/11/2007 13:00	21.8	21.8	12.8	13.4	22.4	21.2	12.4	13.2	14	13.8	13.2	2.6	33	31.8
01/11/2007 14:00	16.2	15	13.2	12	12.4	12.6	13.2	13.2	9.8	9.2	12	4.8	13.4	13.2
01/11/2007 15:00	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.6	0.6	0.4	0.6	0.6	5.4	0.6	0.6
01/11/2007 16:00			0.2		0.2							3.2		
01/11/2007 17:00												2		
01/11/2007 18:00												1.8		
01/11/2007 19:00												1.2		
01/11/2007 20:00												1		
01/11/2007 21:00												0.6		

La decisión de reemplazar los datos faltantes o erróneos, a partir de la pareja pluviográfica, se optó al asumir que las variaciones en las mediciones son mínimas.

Por último, se construyeron curvas de doble masa a fin de comprobar la homogeneidad de los datos registrados en la red. Los resultados de esta primera Fase de análisis se presentan y discuten en detalle en el numeral 4.1

3.2 Caracterización temporal de la precipitación

La Fase (b) de la metodología se centra en determinar algunas propiedades de la precipitación respecto al dominio temporal (anual, mensual, diario y a partir de eventos de tormenta).

3.2.1 Ciclo interanual

A partir de la normal climatológica anual reportada por el [IDEAM, \(2007\)](#) de la estación climatológica principal (CP) Universidad Nacional en los años 1971-2000, se calcularon las anomalías de la precipitación total anual para cada uno de los puntos de muestreo instalados en la red para el periodo de 5 años (2007-2011), a partir de la siguiente expresión:

$$AP_i = P_i - \bar{P} \quad \text{Ecuación 3-1}$$

Siendo AP_i la anomalía pluviométrica del año i , P_i la precipitación del año i y \bar{P} la normal climatológica en el periodo 1971-2000.

3.2.2 Ciclo anual

El ciclo anual de la precipitación en una primera instancia fue presentado a partir de la información meteorológica mensual recopilada con el propósito de analizar tendencias en las series de precipitación

A partir de la normal climatológica mensual reportada por el [IDEAM, \(2007\)](#), se calcularon las anomalías de la precipitación total mensual para cada uno de los puntos de muestreo, a partir de la siguiente expresión:

$$AP_i = P_i - \bar{P}_i \quad \text{Ecuación 3-2}$$

Siendo AP_i la anomalía pluviométrica del mes i , P_i la precipitación del mes i y \bar{P}_i la normal climatológica para el mes i en el periodo 1971-2000.

De igual manera, se calculó la anomalía pluviométrica mensual en porcentaje respecto a la precipitación media del mes, como se muestra a continuación:

$$AP_i(\%) = \left[\frac{P_i - \bar{P}_i}{\bar{P}_i} \right] * 100 \quad \text{Ecuación 3-3}$$

Siendo $AP_i(\%)$ la anomalía pluviométrica en porcentaje del mes i , P_i la precipitación del mes i y \bar{P}_i la normal climatológica para el mes i en el periodo 1971-2000.

Por otra parte, la serie mensual de precipitación fue ajustada a una distribución estadística (ver [Tabla 3-3](#)) con el fin de evaluar las probabilidades asociadas con las diferentes magnitudes. El Anexo A presenta los modelos matemáticos de las diferentes funciones de densidad de probabilidad empleadas, así como sus funciones de distribución acumulada, dominio y parámetros.

Tabla 3-3. Distribuciones de probabilidad y métodos de ajuste seleccionados

Distribución	Método de estimación de parámetros
Exponencial (1P)	Método de los momentos
Exponencial (2P)	Método de máxima verosimilitud
Gamma (2P)	Método de los momentos
Gamma (3P)	Método de máxima verosimilitud
Gamma Generalizada	Método de máxima verosimilitud
Valores Extremos Generalizados	Método de L-momentos
Gumbel Max/Min	Método de los momentos
Log-Gamma	Método de los momentos
Log-Pearson 3	Método de los momentos
Normal	Método de máxima verosimilitud
Pearson 5	Método de máxima verosimilitud
Pearson 6	Método de máxima verosimilitud
Weibull (2P)	Método de mínimos cuadrados
Weibull (3P)	Método de máxima verosimilitud

El ajuste de las distribuciones de probabilidad se realizó utilizando el software EasyFit[®] desarrollado por la empresa “MathWave Technologies”. Este software preselecciona el

método de estimación de los parámetros, tal como se muestra en la [Tabla 3-3](#). Los métodos empleados se explican a continuación:

- Método de los momentos

En el método de los momentos, se desarrollan un conjunto de ecuaciones para estimar el número de parámetros desconocidos que se encuentran en el modelo. Por ejemplo, en el caso de la distribución Gamma, hay dos parámetros desconocidos, α y β y por lo tanto, se necesitan dos ecuaciones para la resolución del sistema. Estas dos ecuaciones se encuentran igualando los dos primeros momentos calculados de la muestra con los dos momentos de población. Por ejemplo, el promedio de la población de la distribución Gamma es " $\alpha\beta$ " y el promedio de la muestra es \bar{x} (el cual es conocido y es calculado a partir de los datos observados). La varianza de la población (segundo momento) es " $\alpha\beta^2$ " y la varianza de la muestra es σ^2 . Igualando estos valores de la muestra y la población se establece un conjunto de dos ecuaciones y dos incógnitas. Este sistema puede ser fácilmente resuelto para encontrar que $\alpha = \bar{x}^2/\sigma^2$ y $\beta = \sigma^2/\bar{x}^2$. Estos parámetros se ajustan exactamente al promedio y la varianza observada, pero los momentos de orden superior no se tienen en cuenta.

- Método de máxima verosimilitud

Este método asume que los mejores valores de un parámetro, en una distribución de probabilidad, deben ser los valores que maximizan la probabilidad conjunta de ocurrencia de la muestra observada. Suponiendo que el espacio muestral es dividido en intervalos de longitud dx y que una muestra independiente e idénticamente distribuida x_1, x_2, \dots, x_n se toma. El valor de la densidad de probabilidad para $X = x_i$ es $f(x_i)$, y la probabilidad de que la variable aleatoria ocurra en el intervalo incluyendo x_i es $f(x_i)dx$. Dado que las observaciones son independientes, su probabilidad de ocurrencia conjunta se expresa como:

$$P(A \cap B) = P(A)P(B) \qquad \text{Ecuación 3-4}$$

El producto $f(x_1)dx \cdot f(x_2)dx \cdot \dots \cdot f(x_n)dx = [\prod_{i=1}^n f(x_i)]dx^n$ y puesto que el tamaño del intervalo dx es fijo, lo que maximiza la probabilidad conjunta de la muestra observada es equivalente a maximizar la función de verosimilitud

$$L = \prod_{i=1}^n f(x_i) \quad \text{Ecuación 3-5}$$

Dado que muchas funciones de densidad de probabilidad son exponenciales, a veces es más conveniente trabajar con la función logarítmica de verosimilitud.

$$Ln(L) = \sum_{i=1}^n Ln(f(x_i)) \quad \text{Ecuación 3-6}$$

- Método de mínimos cuadrados

La variable dependiente y y las variables independientes x_1, x_2, \dots, x_n (donde n es el número de variables independientes), según el caso, pueden correlacionarse al graficarse en el eje x y el eje y . De esta forma, si se trazan sobre una línea recta, hay una relación lineal la cual puede ser representada a partir de la siguiente ecuación:

$$Y = \lambda_1 x + \lambda_2 \quad \text{Ecuación 3-7}$$

Las estimaciones por mínimos cuadrados se calculan ajustando una recta a estos puntos teniendo la suma mínima de las desviaciones al cuadrado (error de mínimos cuadrados). Entonces, el error asociado con esta línea es:

$$E := \sum_{i=1}^n (Y_i - \lambda_1 X_i - \lambda_2)^2 \quad \text{Ecuación 3-8}$$

En otras palabras, es la suma de la distancia al cuadrado entre el valor de y en los puntos de datos $X = X_1, X_2, \dots, X_n$ y el valor de y para la línea en esos puntos.

- Método de L-momentos. Tomado de ([Aristizábal, 2009](#))

Los L-momentos constituyen un método alternativo al método tradicional para describir las formas de las funciones de distribución y surgen de combinaciones lineales de los momentos ponderados probabilísticamente introducidos por Greenwood y otros (1979). Los momentos ponderados probabilísticamente de la variable aleatoria x con una función de distribución $F(x)$ son utilizados para estimar los parámetros de las distribuciones que pueden ser expresadas en forma inversa $x = x(F)$ explícitamente. Los momentos ponderados probabilísticamente se definen por la siguiente expresión:

$$M_{ijk} = E[x^i F^j (1 - F)^k] \quad \text{Ecuación 3-9}$$

Donde i, j, k son números reales y F es la función de distribución acumulada. Si $j = k = 0$ e i es un entero no negativo, entonces M_{i00} es el momento convencional de orden i . Para $i = l, k = 0$ y $j = 1, 2, \dots, n$, los cuatro primeros L-momentos λ_i se puede expresar en términos de los momentos ponderados probabilísticamente según las siguientes expresiones:

$$\lambda_1 = M_{100} \quad \text{Ecuación 3-10}$$

$$\lambda_2 = 2M_{110} - M_{100} \quad \text{Ecuación 3-11}$$

$$\lambda_3 = 6M_{120} - 6M_{110} + M_{100} \quad \text{Ecuación 3-12}$$

$$\lambda_4 = 20M_{130} - 30M_{120} + 12M_{110} - M_{100} \quad \text{Ecuación 3-13}$$

Estos cuatro L-momentos guardan cierta relación con los cuatro primeros momentos convencionales de la variable aleatoria x . Es muy conveniente definir los L-momentos de forma adimensional, lo que permite la comparación entre estaciones del mismo modelo que se hace con los momentos convencionales. Como se puede observar, los L-momentos tienen las mismas dimensiones que la variable aleatoria x . Se puede definir un L-coeficiente de variación como:

$$LC_v = \tau = \lambda_2 / \lambda_1 \quad \text{Ecuación 3-14}$$

Mientras que los L-coeficientes de asimetría y curtosis serían:

$$LC_s = \tau_3 = \lambda_3 / \lambda_2 \quad \text{Ecuación 3-15}$$

$$LC_k = \tau_4 = \lambda_4 / \lambda_2 \quad \text{Ecuación 3-16}$$

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

De igual forma, fueron empleadas distintas pruebas para medir la compatibilidad de una muestra aleatoria con una función de distribución de probabilidad teórica (pruebas de bondad de ajuste) como lo son Kolmogorov-Smirnov y Chi-Cuadrado

- Prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov

Esta prueba se utiliza para comprobar si una muestra proviene de una población con una distribución específica. Se basa en la función de distribución empírica (ECDF). Dados N puntos de datos ordenados y_1, \dots, y_n , esta función se define como:

$$E_n = n(i)/N \quad \text{Ecuación 3-17}$$

donde $n(i)$ es el número de puntos menores a Y_i la cual es ordenada de menor a mayor valor. Esta es una función de paso que aumenta en $1/N$ en el valor de cada punto de datos ordenados.

El estadístico de Kolmogorov-Smirnov (D) se basa en la mayor diferencia existente entre la función de distribución acumulada empírica y teórica:

$$D = \max_{1 \leq i \leq n} \left(F(x_i) - \frac{i-1}{n}, \frac{i}{n} - F(x_i) \right) \quad \text{Ecuación 3-18}$$

Prueba de hipótesis

La hipótesis nula y la alternativa son:

H_0 : los datos siguen la distribución especificada;

H_A : los datos no siguen la distribución especificada.

La hipótesis nula (H_0) será aceptada para todos los valores menores que el estadístico de la prueba (D).

- Prueba de bondad de ajuste de Chi-Cuadrado

En términos generales, esta prueba contrasta frecuencias observadas con las frecuencias esperadas de acuerdo con la hipótesis nula y es definida de la siguiente forma:

$$X^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(O_i - E_i)^2}{E_i} \quad \text{Ecuación 3-19}$$

donde O_i es la frecuencia observada para el intervalo de clase i , y E_i es la frecuencia esperada para el intervalo i calculado por.

$$E_i = F(x_2) - F(x_1) \quad \text{Ecuación 3-20}$$

donde F es la función de distribución acumulada de la distribución de probabilidad a ser probado, x_1 y x_2 son los límites de intervalo i .

Prueba de hipótesis

La hipótesis nula y la alternativa son:

H_0 : los datos siguen la distribución especificada;

H_A : los datos no siguen la distribución especificada.

La hipótesis nula será rechazada si el valor del test estadístico es mayor a aquel calculado a partir del nivel de significancia elegido (α).

3.2.3 Precipitación diaria

Entre los métodos exploratorios de datos se emplearon los diagramas de cajas y patillas a fin de detectar patrones de comportamiento general de la precipitación revelando valores atípicos y el comportamiento de su valor promedio. Por otro lado, se empleó la metodología de ajuste a distribuciones de densidad de probabilidad empleadas en el ciclo anual.

Diferentes índices de precipitación, los cuales caracterizan eventos moderados y extremos de tormenta pueden estimarse a partir de la distribución empírica de las observaciones diarias. Grupos como la Organización Meteorológica Mundial (OMM), el equipo de Expertos Sobre Detección e Índices del Cambio Climático (ETCCDI), el equipo de Evaluación del Clima en Europa (ECA), y la Red de Asia y el Pacífico (APN) han tenido como objetivo proporcionar un marco para la definición y el análisis de estos índices. La [Tabla 3-4](#) muestra algunos de los índices recomendados por la ETCCDI, empleados en esta tesis:

Tabla 3-4. Lista de índices de extremos climáticos de precipitación utilizados en el estudio⁸

Índice	Descripción	Unidad
R10mm	Número de días con precipitación intensa $PRCP \geq 10$ mm	mm/año
R20mm	Número de días con precipitación muy intensa $PRCP \geq 20$ mm	mm/año
RX1day	Cantidad máxima de precipitación en 1 día	días/año
RX5day	Cantidad máxima de precipitación en 5 días consecutivos	días/año
CDD	Días secos consecutivos	días
CWD	Días húmedos consecutivos	días

3.2.4 Análisis de eventos de tormentas

La [Figura 3-3](#) esboza el procedimiento adoptado en el análisis de eventos de tormentas donde como un primer paso en el proceso de identificación de las propiedades de los eventos de tormenta, se definió el criterio para su identificación, ya que este tiene influencia en sus propiedades derivadas como lo son el número, duración e intensidad promedio de los eventos. Comúnmente, la definición de un tiempo mínimo inter-evento (TMIE) y una profundidad mínima, sirven para identificar eventos de tormenta. Por falta de un criterio general definido en la literatura, se ha elegido un conjunto de criterios para identificar los eventos de tormenta, es decir, para marcar el inicio y final de los acontecimientos. Los criterios aplicados corresponden a un tiempo mínimo inter-evento de separación de tormentas de 15 minutos y para la aplicación de las técnicas de interpolación espacial se tuvieron en cuenta aquellos eventos de tormenta en donde al menos uno de los pluviómetros registrara más de 10 mm de precipitación total. El numeral 4.2.4, presenta algunas consideraciones con relación a diferentes criterios de separación de tormenta.

⁸ Fuente: Adaptados de http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml/

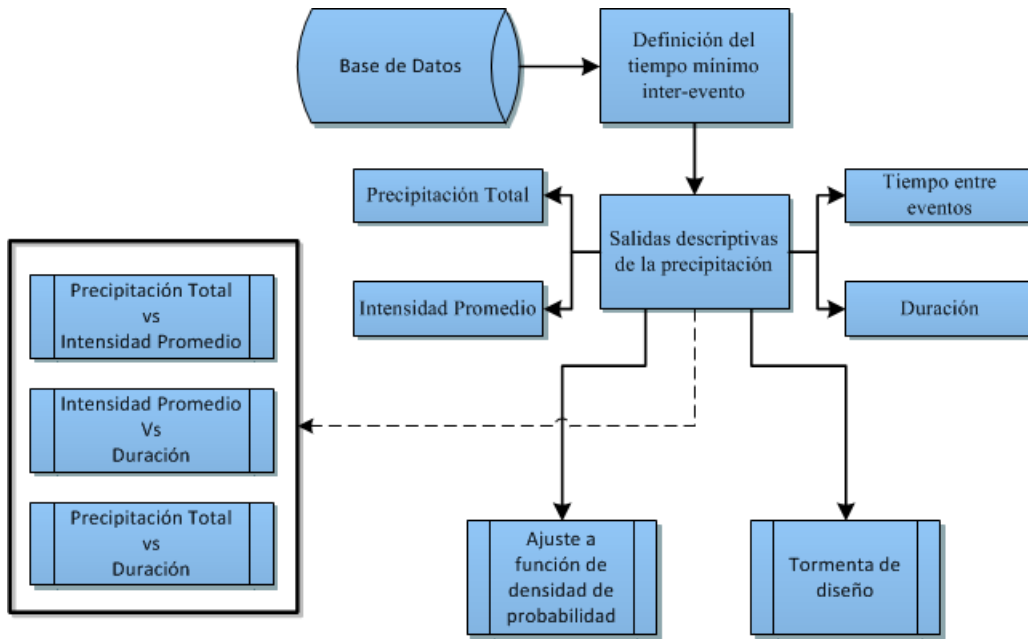


Figura 3-3. Procedimiento esquemático para la evaluación de eventos de tormenta.

Las propiedades de las tormentas que se analizan en el presente estudio incluyen la precipitación acumulada, su duración, la intensidad promedio y el tiempo inter-evento, definido como la longitud del período seco entre dos eventos consecutivos. Se seleccionan estas propiedades de evento ya que se considera que son relevantes para los estudios hidrológicos en la cuenca analizada.

La precipitación total acumulada (P_t) es definida de la siguiente manera:

$$P_t = \sum_{i=1}^{D_e} Pacum_i \rightarrow (mm) \quad \text{Ecuación 3-21}$$

Donde D_e es la duración del evento y $Pacum_i$ es la profundidad acumulada en un minuto del i -ésimo minuto desde el inicio del evento.

La intensidad promedio de tormenta (I_{prom}) es:

$$I_{prom} = \frac{P_t}{D_e} \rightarrow (mm/hr) \quad \text{Ecuación 3-22}$$

Donde P_t y D_e son la precipitación total acumulada y la duración del evento

El nivel de concordancia lineal entre las diversas propiedades de las tormentas se evaluó a través del coeficiente de correlación de Pearson (PEARSON), tal como se expresa en la siguiente ecuación:

$$r_{xy} = \frac{n \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2} * \sqrt{n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2}} \quad \text{Ecuación 3-23}$$

Este coeficiente adopta valores entre -1 y 1. Para un valor de 1, la relación lineal se describe como perfecta y positiva, mientras que para un valor de -1 se define una relación lineal perfecta y negativa, cuando el coeficiente de correlación adopta un valor de 0 se concluye que no existe una relación lineal.

Este coeficiente es una medida simétrica, es decir, la correlación existente entre X_i y Y_i es la misma que entre Y_i y X_i . Es importante señalar que un coeficiente de correlación alto no implica causalidad, es decir que dos variables pueden estar linealmente relacionadas sin que una sea causa de la otra.

- Tormentas de diseño

Las tormentas de diseño indican cómo un evento de tormenta extremo dado puede ser distribuido en el tiempo. Este aspecto es de suma importancia al influir significativamente en la forma y magnitud del hidrograma de respuesta de la cuenca. Por ejemplo, un hidrograma de tormenta cuya distribución se concentre hacia el final del mismo podría originar un caudal superior al provocado por el mismo hidrograma pero cuyos máximos se concentrasen hacia el inicio de este. Esto podría darse dado el caso que las pérdidas iniciales ya fuesen satisfechas y el suelo se encontrase completamente saturado, ya que la precipitación presentada al final del evento será considerada como precipitación efectiva.

Para la obtención de las tormentas de diseño, se aplicó la metodología propuesta por [Huff, \(1967\)](#), la cual es descrita a continuación:

1. Selección de las tormentas extremas a ser empleadas con precipitación total acumulada mínima de 10 mm.

2. Desarrollo de curvas adimensionales de masa.
3. Determinación (por interpolación lineal), de la precipitación acumulada porcentual para los percentiles 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 y 90% de la duración total del evento pluviométrico.
4. Subdivisión de los eventos de tormenta intensos en cuatro subgrupos. Esta subdivisión fue efectuada de acuerdo con la localización de la precipitación máxima en cada uno de los cuatro intervalos de tiempo iguales en que se puede dividir la duración total de cada evento de tormenta. Así, si la precipitación máxima en cada uno de los intervalos está en el primer intervalo se dice que el evento pertenece al primer cuartil, si el máximo estuviese en el segundo, tercer o cuarto intervalo la tormenta pertenecería al segundo, tercer o cuarto cuartil, respectivamente.
5. Determinación y representación gráfica de las curvas para los cuatro cuartiles. Las curvas de distribución temporal de la precipitación son expresadas en porcentaje de duración y precipitación total, para probabilidades de ocurrencia del 10%, al 90%, con un paso de 10%. Para la determinación de estas probabilidades, se recurrió a la distribución empírica de Weibull.
6. Comparación de las curvas obtenidas con probabilidades de ocurrencia de 10%, 50% y 90% con aquellas propuestas por [Huff, \(1967\)](#).

3.3 Caracterización espacial de la precipitación

A fin de realizar la caracterización espacial de la precipitación (Fase (c)) se seleccionaron únicamente aquellos eventos de tormenta con registros en la totalidad de los instrumentos y con valor mínimo registrado de 10 mm de precipitación total. Así, se caracterizaron un total de 47 eventos de tormenta.

3.3.1 Caracterización a partir de métodos geoestadísticos

Tal como se mencionó en el numeral 2.5.2 para la presente investigación se han empleado tres métodos geoestadísticos (Kriging Simple, Ordinario y Universal) bajo cuatro modelos de semivariogramas teóricos (Esférico, Exponencial, Gaussiano y Circular), los cuales fueron ajustados de forma visual, por medio de mínimos cuadrados ordinarios, mínimos cuadrados ponderados y mínimos cuadrados generalizados,

evaluándose cada uno de estos mediante diferentes funciones objetivo (ver numeral 2.5.4).

La implementación de los métodos geoestadísticos fue realizada en el software estadístico *R* (R Core Team, 2016), empleando principalmente las librerías *geoR* (Diggle y Ribeiro Jr, 2007) y *gstat* (Pebesma, 2004), donde la librería *geoR* proporcionó los algoritmos necesarios para el ajuste visual y por mínimos cuadrados de los semivariogramas teóricos. De igual forma, la librería *gstat* permitió el desarrollo del Krigeaje, la validación cruzada y la visualización de los mapas obtenidos. Por otra parte la librería *geospt* (Melo *et al.*, 2012) permitió evaluar, bajo distintas funciones objetivo, los resultados obtenidos de la validación cruzada.

La Figura 3-4 ilustra el procedimiento esquemático para la generación y evaluación de las interpolaciones geoestadísticas, explicado a continuación:

1. Extracción de la información alfanumérica de la base de datos de la tormenta a analizar (datos espaciales).
2. Definición del modelo de semivariograma experimental.
3. Definición visual del modelo de semivariograma teórico.
4. Ajuste del semivariograma teórico por diferentes métodos de mínimos cuadrados.
5. Interpolación espacial (Krigeaje).
6. Validación cruzada.
7. Calificación de la interpolación por diferentes funciones objetivo.

3.3.2 Caracterización a partir de métodos determinísticos

Tal como se mencionó en el numeral 2.5.3, para la presente investigación se han empleado diferentes métodos determinísticos, como son el IDW (Inverse Distance Weighted), el ADW (Angular Distance Weighted), el TPS (Thin Plate Spline), el MBS (Multilevel B-Spline) y el NN (Nearest Neighbour).

La implementación de estos cinco algoritmos se realizó mediante la librería *RSAGA - SAGA Geoprocessing and Terrain Analysis in R* (Brenning, 2008), la cual fusiona el software estadístico *R* (R Core Team, 2016) y el sistema de información geográfica

SAGA - *System for Automated Geoscientific Analyses* (SAGA Core Team, 2013). De esta forma, mediante esta combinación, la librería *RSAGA* permitió ejecutar el proceso metodológico descrito a continuación (ver Figura 3-5):

1. Extracción de la información alfanumérica de la base de datos de la tormenta a analizar (funciones propias de R).
2. Extracción de la información geográfica de la cobertura perteneciente a la red pluviográfica (funciones propias de SAGA-GIS).
3. Asignación de los valores registrados en la tormenta a la cobertura espacial (datos espaciales).
4. Interpolación espacial (funciones propias de SAGA-GIS).
5. Validación cruzada (ver numeral 2.5.4).

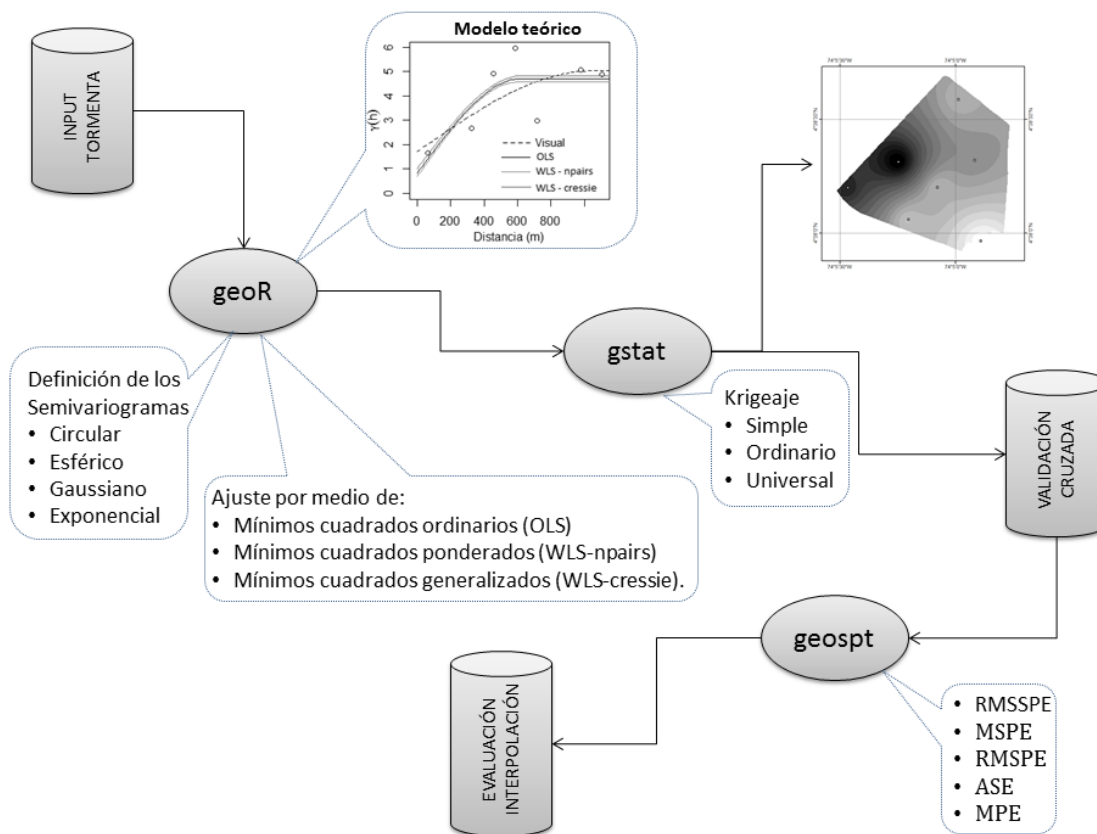


Figura 3-4. Procedimiento esquemático para la evaluación de las interpolaciones geoestadísticas

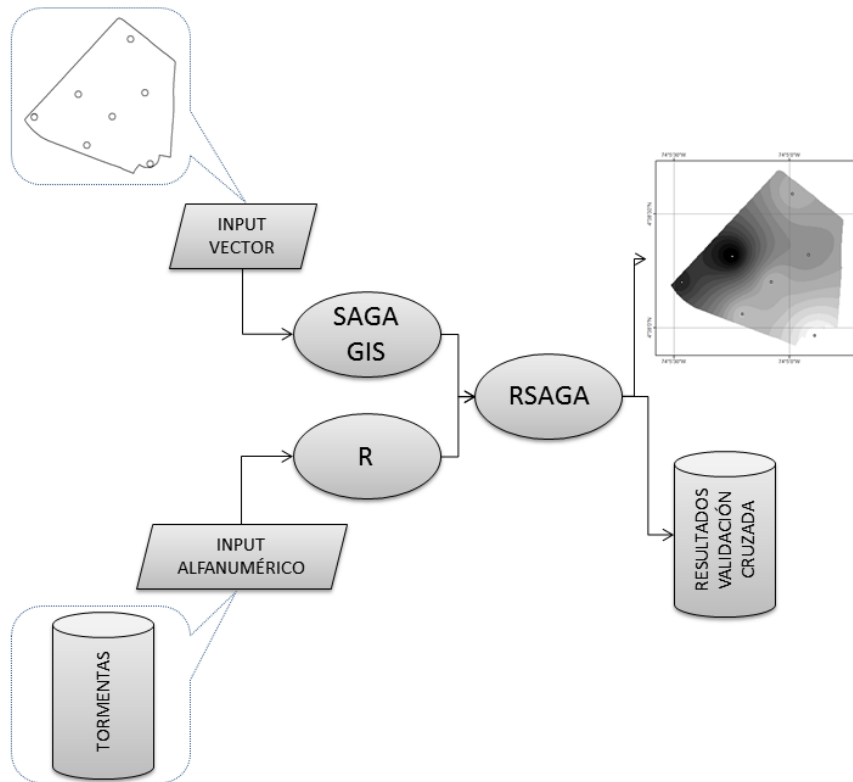


Figura 3-5. Procedimiento esquemático para la evaluación de las interpolaciones espaciales determinísticas

3.4 Evaluación de la red de monitoreo

A fin de mejorar el proceso de monitoreo de la red instalada, se realizó la evaluación de la misma. Para esto, se emplearon los resultados obtenidos de la caracterización espacial de la precipitación a partir de los métodos geoestadísticos empleándose el proceso metodológico descrito a continuación:

- Definición de zonas con déficit de información
 1. A partir de la mejor predicción geoestadística de cada una de las tormentas, se calculó la incertidumbre o varianza del Kriging asociada a cada una de ellas.
 2. Seguido a esto y a fin de comparar los diferentes resultados, se normalizaron los mapas de varianza a partir del mayor valor reportado en cada uno de ellos.
 3. Normalizadas las varianzas, se procedió a realizar, a partir de algebra de mapas, el cálculo de las varianzas promedio.

4. Determinadas las zonas con mayor déficit de información, se procedió a cruzar el mapa de varianzas promedio con una cobertura de edificios del campus universitario con el fin de buscar lugares potenciales de emplazamiento de nuevos pluviógrafos.

El proceso metodológico seguido se esquematiza en la Figura 3-6:

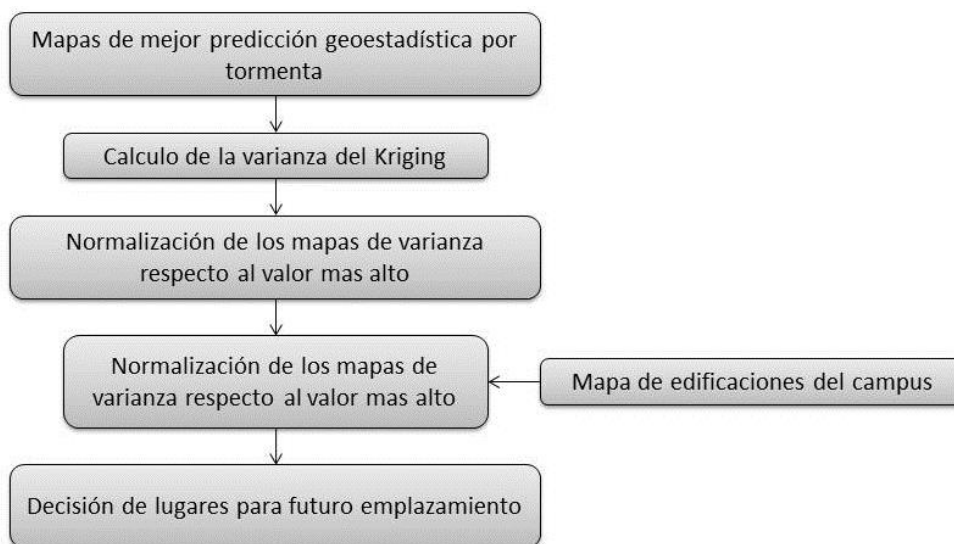


Figura 3-6. Procedimiento esquemático para la definición de zonas con déficit de información

- Identificación de pluviógrafos críticos
1. A partir de la mejor predicción geoestadística de cada una de las tormentas, se realizó el procedimiento de validación cruzada, teniendo como función objetivo el cálculo de la varianza areal promedio del Kriging.
 2. A partir de estos resultados se encontró el punto cuya eliminación conduce al menor incremento en la varianza media del Kriging

El proceso metodológico seguido se esquematiza en la Figura 3-7:

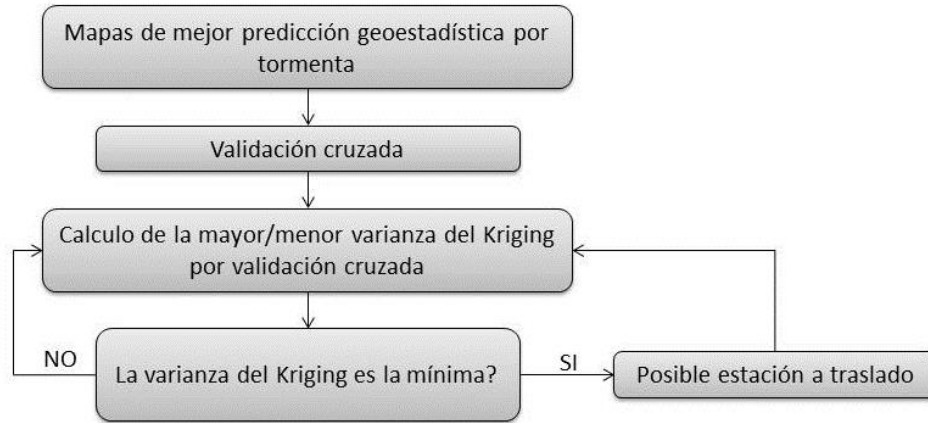


Figura 3-7. Procedimiento esquemático para la Identificación de pluviógrafos críticos

3.5 Diseño e implementación del visor geográfico

La Fase (d) de la metodología se enfocó en cumplir el último objetivo específico de la presente investigación. Para esto, la Figura 3-8 muestra la estructura general para el desarrollo de este sistema, donde se siguieron un conjunto de pasos secuenciales con el fin de disponer de una estructura combinada de elementos de almacenamiento, acceso y disposición de la información, enfocándose en tres líneas de acción: i) definición del contenido de la información geográfica y alfanumérica; ii) sistematización y normalización de la información obtenida y iii) creación de mecanismos web que faciliten el uso y consulta de dicha información.

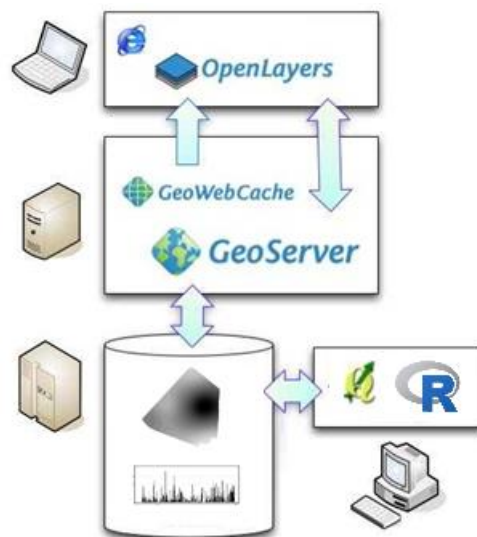


Figura 3-8. Procedimiento esquemático para el desarrollo e implementación del visor geográfico

Para la definición de los contenidos de información geográfica (ver Figura 3-9), se emplearon los resultados obtenidos de la caracterización espacial y temporal de la precipitación a partir de las metodologías mencionadas en los numerales anteriores.

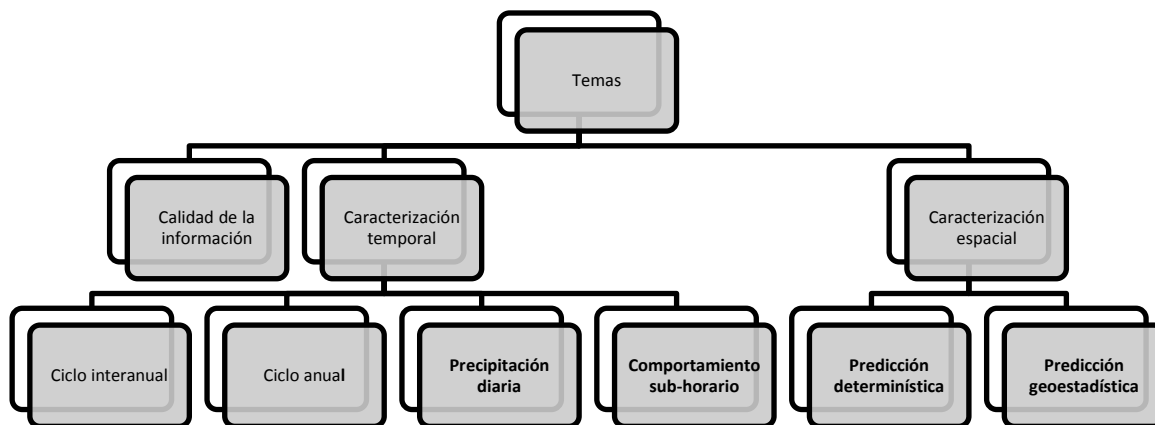


Figura 3-9. Clasificación de la colección cartográfica

El visor geográfico "Análisis de Registros Detallados de Precipitación" fue desarrollado completamente bajo software libre y de código abierto, garantizando un bajo costo de mantenimiento e independencia tecnológica. A su vez, la arquitectura de la aplicación es modular (siguiendo el patrón conocido como Modelo–Vista–Controlador (Miller y Kasparian, 2006)) y orientada a servicios WMS y WCS definidos por la OGC.

4.RESULTADOS Y ANÁLISIS

En este capítulo se presentan y discuten los resultados de las diferentes actividades realizadas mediante el empleo de la metodología descrita en el Capítulo 3.

Se analizan los patrones espaciales y temporales de las propiedades de la precipitación. En su componente temporal, se describe el comportamiento de la precipitación a nivel anual, mensual, diario y para eventos de tormenta seleccionados; para el caso de tormentas, las características analizadas fueron la precipitación acumulada, la intensidad promedio, la duración del evento y el lapso de tiempo entre dos eventos consecutivos de lluvia que se denomina como tiempo entre eventos (IET), así como las inter-relaciones existentes entre estas propiedades. También, a partir de la metodología propuesta por Huff (1967) se han sintetizado probabilísticamente las curvas adimensionales de masa registradas (acorde con el cuartil de duración en el cual el pico de la tormenta ocurrió) definiendo curvas de diseño para la cuenca analizada.

En cuanto a la variabilidad espacial de la precipitación, se caracterizaron varios eventos de tormenta, a partir de diferentes métodos de interpolación (determinísticos y geoestadísticos).

4.1 Análisis de la información pluviométrica

La primera fase de la investigación consistió en el análisis de consistencia de la información con la que se cuenta para hacer el desarrollo de esta investigación. De esta forma, en la [Figura 4-1](#) se muestra la curva de masa (valores acumulados cada minuto) de una pareja de pluviógrafos instalados en la red. El Anexo B muestra la totalidad de curvas de masa para cada par de pluviógrafos.

De esta forma, cada pareja de pluviógrafos evidencia a partir de sus curvas de masa, una primera aproximación a la no existencia de comportamientos “sospechosos” en sus series, debidos principalmente a problemas con los instrumentos de medición o pérdida de información. Así mismo, el coeficiente de correlación calculado para comparar cada una de las series (de parejas de pluviógrafos) muestra una correlación positiva y perfecta o casi perfecta. Por otro lado, estas gráficas señalan las campañas realizadas (líneas verticales en color violeta) a fin de hacer recalibraciones y mantenimientos de los aparatos, lo cual soporta un poco más la confiabilidad de los registros en los periodos señalados.

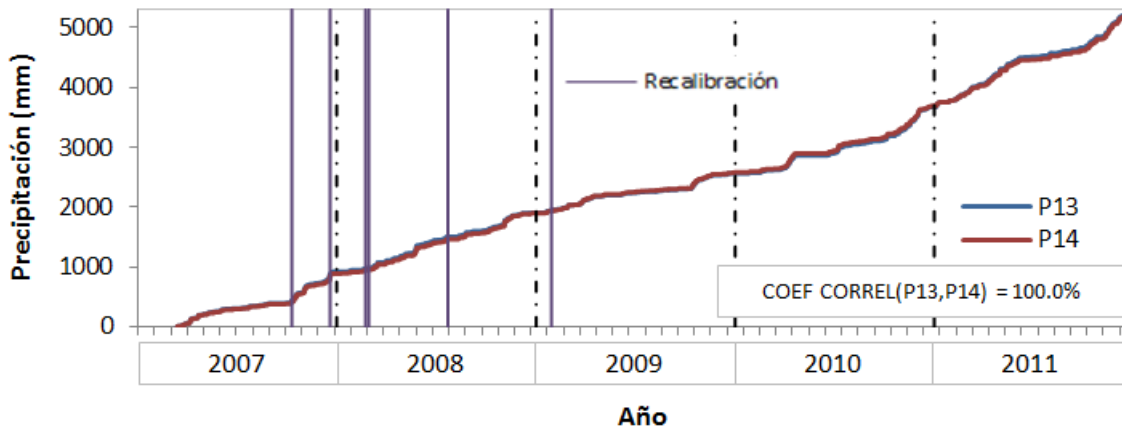


Figura 4-1. Curva de masa para los pluviógrafos ubicados en el INSTITUTO DE GENÉTICA.

Por otro lado, a fin de mostrar la homogeneidad de los datos con que se cuenta, la Figura 4-2 presenta las curvas de doble masa (acumuladas diarias) de la red instalada.

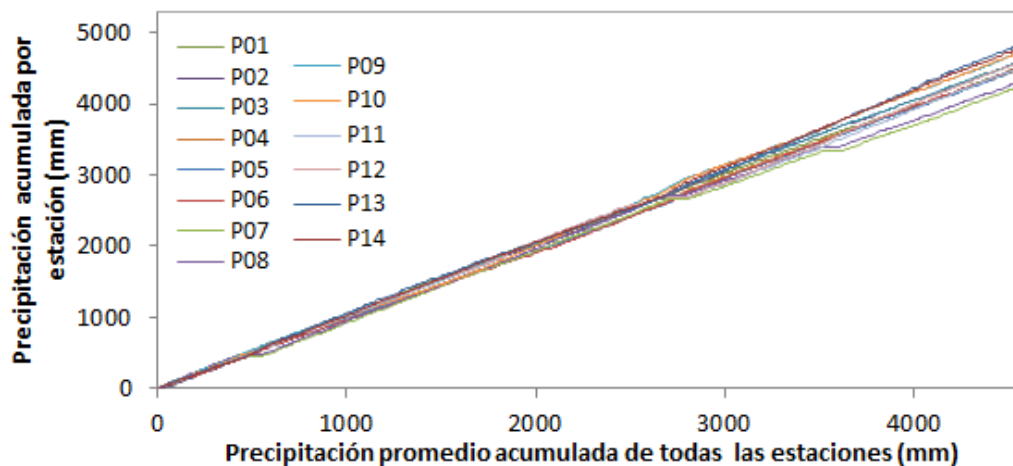


Figura 4-2. Curvas de doble masa para todos los pluviógrafos

A partir de la Figura 4-2 se puede afirmar que de una manera significativa las series de tiempo presentan una gran homogeneidad en ellas, con excepción de su parte final, esto puede deberse a la falta de campañas de recalibración y mantenimiento que terminaron en el primer semestre del año 2009, enfatizando la necesidad de hacer mantenimiento y recalibración continua de los aparatos. Por otro lado, las curvas de doble masa de los pluviógrafos 07, 08, 11 y 12, son las que presentan un comportamiento ligeramente menos lineal que el de las demás estaciones; para estos pluviógrafos específicamente, es importante anotar que son los que presentan más registros faltantes.

4.2 Caracterización temporal de la precipitación

4.2.1 Ciclo interanual

La Figura 4-3 muestra las anomalías de la precipitación total anual para cada uno de los puntos de muestreo instalados en la red para el periodo de 5 años (2007-2011), a partir de la normal climatológica de 940 mm, calculada a partir de los datos registrados por la estación climatológica principal (CP) Universidad Nacional en el período 1971-2000 (IDEAM, 2007). A fin de indicar una tendencia más acertada del comportamiento de la precipitación, los meses de Enero y Febrero de 2007 y Mayo de 2010 fueron completados con los datos de precipitación registrados en la segunda estación más cercana al campus universitario (estación Camavieja) ya que la estación Universidad Nacional (operada por el IDEAM) no cuenta con datos para esas fechas. Además de esto, los datos faltantes en los pluviógrafos P07, P08, P11 y P12 fueron completados a partir de los datos de las estaciones de la red del campus mediante métodos de interpolación espacial.

Así, se ve que los años 2007 y 2008 presentaron regímenes de precipitación muy cercanos al comportamiento esperado anualmente; para el año 2007 se detectaron anomalías negativas (disminución de la precipitación) hasta del 8.5% (P06) y anomalías positivas (aumento de la precipitación) hasta del 11% (P01) para el año 2008. El año 2009 presentó anomalías negativas de hasta un 31% (P13) que equivalen a 287.6 mm menos de precipitación esperada. Los años 2010 y 2011, lucen anomalías bastante grandes superando en un 66% y 68% (P13) los volúmenes esperados, y que se encuentran asociados con episodios moderados del fenómeno de La Niña.

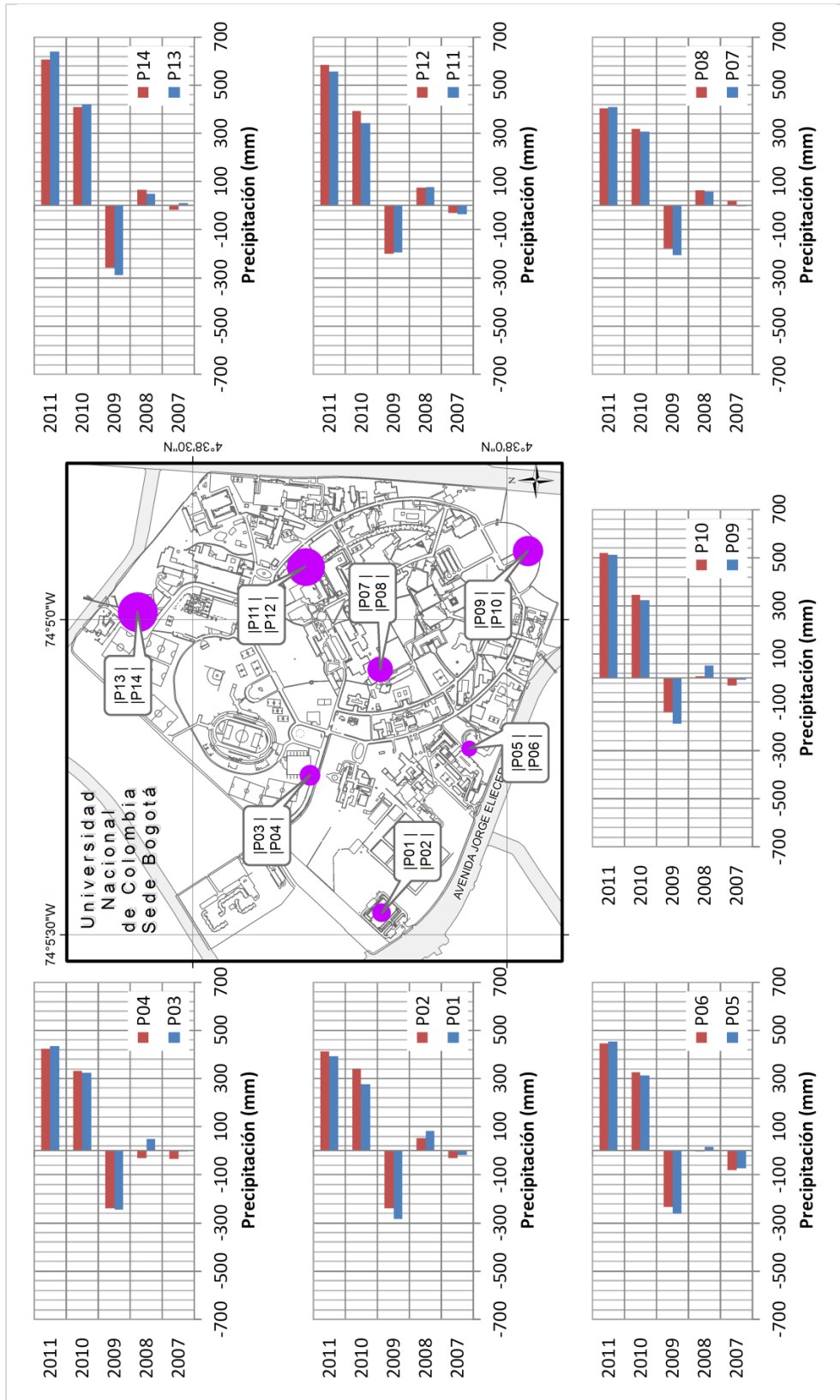


Figura 4-3. Variación de la precipitación anual total registrada entre los años 2007 al 2011

Para el periodo de tiempo analizado, las máximas precipitaciones se agrupan en los pluviógrafos ubicados en el costado nororiental del campus (ver tamaño de puntos de color magenta en la [Figura 4-3](#)) siendo los pluviógrafos ubicados en el Instituto de Genética (13 y 14) los que concentran la mayor cantidad de lluvia anual registrada, mientras que en los pluviógrafos ubicados sobre el edificio Rogelio Salmona de Postgrados en Ciencias Humanas (5 y 6) se encuentran las concentraciones más bajas (ver [Figura 4-3](#)) con un 8% de diferencia.

4.2.2 Ciclo anual

A continuación se muestran las características de la precipitación mensual para los cinco años de registro analizados. La [Figura 4-4](#) muestra la precipitación total mensual acumulada registrada por los pluviógrafos P01, P02 para el periodo de análisis, además describe de forma cíclica la precipitación total mensual multianual registrada por la estación del IDEAM - Universidad Nacional ([IDEAM, 2007](#)) la cual corresponde a la normal climatológica con 30 años de datos (1971-2000).

Se puede observar un comportamiento cíclico de la precipitación, mostrando oscilaciones variadas mes a mes, siendo aún consistente con los resultados presentados por [IDEAM, \(2007\)](#), donde se afirma que en la ciudad de Bogotá, existen dos periodos de lluvias durante el año (abril-mayo y septiembre-octubre-noviembre).

Además de esto, para el año 2007, los picos de precipitación mensual acumulada se detectaron para los meses de Abril y Octubre, para el año 2008 para los meses de Mayo y Noviembre, en el 2009 para Marzo y Octubre, en el 2010 para Abril y Noviembre y en el año 2011 para los meses de Abril y Noviembre. Los meses de transición entre estos dos periodos de máxima precipitación fueron los meses de Agosto y Septiembre presentando el menor registro de precipitación en el año. Resultados similares fueron detectados en la totalidad de la red de monitoreo (ver [Figura 4-5](#)).

La [Figura 4-6](#) y la [Figura 4-7](#) muestran las anomalías de precipitación (en milímetros y en porcentaje, respectivamente) detectadas en el P03 con respecto a la normal climatológica de la estación Universidad Nacional para el periodo de 1970 a 2000. Valores positivos muestran excesos mientras que valores negativos indican déficits de

precipitación en relación con lo que se considera normal para dicho mes. La [Tabla 4-1](#) muestra el comportamiento de las Anomalías de la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM) para el mismo periodo analizado.

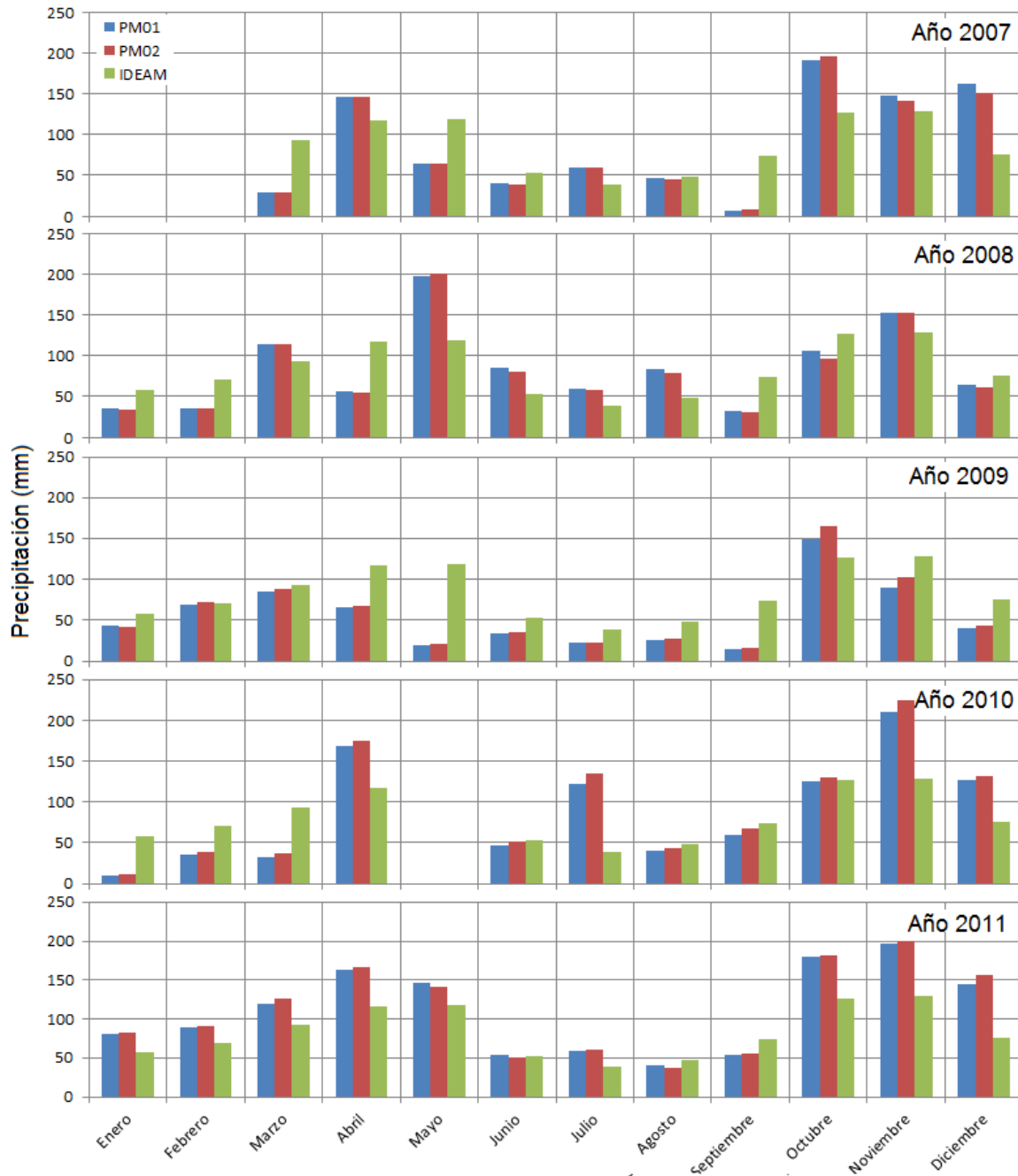


Figura 4-4. Precipitación total mensual acumulada registrada en los pluviógrafos P01, P02 y la estación Universidad Nacional (IDEAM2120622)

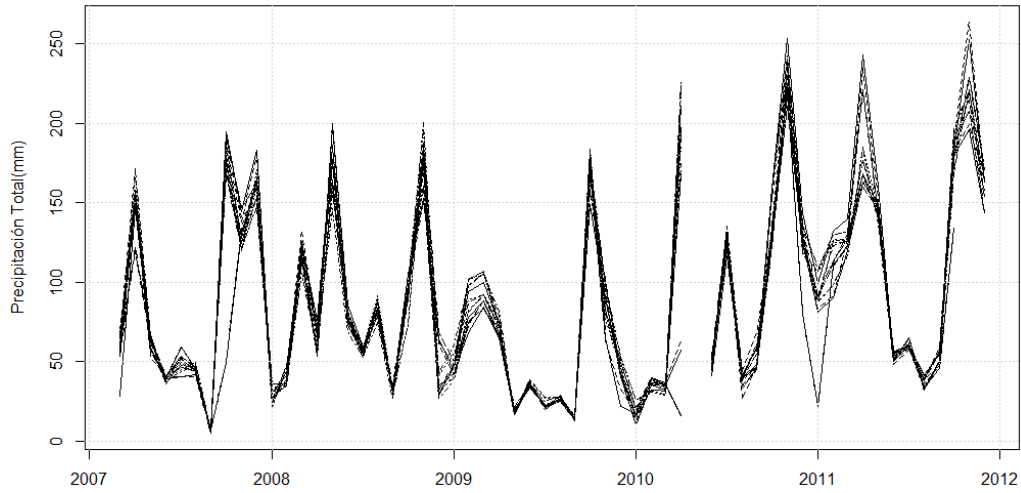


Figura 4-5. Precipitación total mensual registrada en los 14 pluviómetros de la red de monitoreo.



Figura 4-6. Anomalías mensuales de precipitación (en mm) presentadas en el P03 con respecto a la normal climatológica de la estación Universidad Nacional (IDEAM2120622)

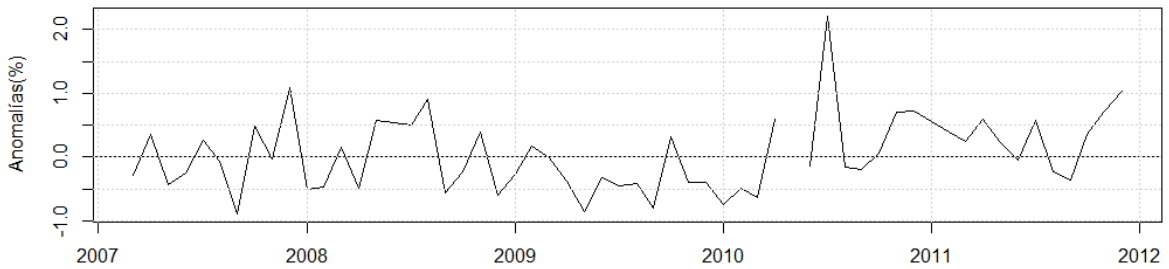


Figura 4-7. Anomalías mensuales de precipitación en porcentaje presentadas en el P03 con respecto a la normal climatológica de la estación Universidad Nacional (IDEAM2120622)

Tabla 4-1. Anomalías de la Temperatura de la Superficie del Mar (TSM)⁹

Tipo de Evento	Temporada	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ
El Niño – Débil	2006 - 2007	0.2	0.3	0.5	0.8	1.0	1.0	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
La Niña – Moderado	2007 - 2008	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5
La Niña – Débil	2008 - 2009	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4
El Niño – Moderado	2009 - 2010	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6	1.6	1.3	1.0	0.6	0.1	-0.4
La Niña – Fuerte	2010 - 2011	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.5	-1.4	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2
La Niña – Débil	2011 - 2012	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.0	-0.9	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	0.0

Para la primera mitad del año 2007, la cual se caracterizó por presentar un fenómeno de “El Niño – débil” el mes de Abril (mes más lluvioso) presentó una anomalía positiva del 28% equivalente a 50 mm de precipitación; para el segundo semestre de 2007, caracterizado por presentar un fenómeno de “La Niña – Moderado” los meses de Octubre y Diciembre presentaron anomalías positivas del 45% y 114%, respectivamente; sin embargo, el mes de Septiembre muestra una disminución importante donde se presentó una reducción en la precipitación del 91% (67 mm). El mes de Octubre presentó aumentos del 45% más del régimen normal.

Para el año 2008, caracterizado por presentar un fenómeno de “La Niña – Moderada” en su primer semestre, seguido de una “La Niña – Débil” en el segundo semestre tuvo para los meses de Enero, Febrero, Abril, Septiembre y Diciembre anomalías aproximadamente del 55% menor a lo esperado para ese año. El mes de Agosto presentó el mayor aumento del 73% de precipitación. Por su parte los meses de mayor precipitación (Mayo y Noviembre) presentaron un aumento del 48% y 36%, respectivamente.

El año 2009 presentó un comportamiento pluviográfico por debajo del promedio esperado en la mayoría del año. Según las anomalías de la TSM, el primer semestre de este año presentó una “Niña – Débil”, seguido de un “Niño – Moderado”. Los meses de Enero, Abril, Mayo, Junio, Julio, Agosto, Septiembre, Noviembre y Diciembre presentaron disminuciones en promedio del 19%, 38%, 85%, 32%, 42%, 44%, 81%, 35%, 43%, respectivamente. El mes de Febrero presenta para este año un gran rango en sus anomalías (entre -2% y +46%) y Octubre presentó aumentos del 37% en promedio en el

⁹ Fuente: <http://ggweather.com/enso/oni.htm>

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

<http://www.srh.noaa.gov/tbw/?n=spanishtampabayelninopage>

campus. El mes de Marzo se acercó considerablemente a un comportamiento normal de la precipitación.

Durante el año 2010, el mes de Julio sobresalió al indicar una anomalía positiva en promedio del 224% más de lo esperado para ese mes. Por otro lado, el primer trimestre del año (Enero, Febrero y Marzo) presentó una disminución del 70%, 50% y 63% respectivamente, mientras que en los meses de Noviembre y Diciembre la precipitación aumentó un 77% y un 60% respectivamente. El primer semestre de este año comenzó con un “Niño – Moderado” mientras que su segundo semestre terminó con una “Niña – Fuerte”

Finalmente, para el año 2011 únicamente los meses de Agosto y Septiembre presentaron una disminución en su comportamiento esperado (entre el 20% y el 30%). El primer semestre del año presentó aumentos entre el 20% y el 60% de la precipitación en el campus (“Niña – Fuerte”). Para el último trimestre del año las precipitaciones aumentaron entre el 50% y el 100% correlacionado con una “Niña – Débil”.

Las anomalías calculadas para la totalidad de los pluviógrafos pueden verse en el Anexo C.

A continuación se muestran los estadísticos que describen las series de tiempo mensuales (ver [Tabla 4-2](#)), las funciones de probabilidad ajustadas a la distribución observada (ver [Figura 4-9](#)), así como los resultados de los test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov y Chi-cuadrado (ver [Tabla 4-3](#)), todos para el P04.

Estadísticos descriptivos de la cantidad de precipitación mensual para cada una de las estaciones de medición para 5 años de lluvia se resumen en el Anexo D, donde se dan la media, desviación estándar, coeficiente de variación, asimetría, curtosis, y máxima cantidad de precipitación mensual de cada estación.

De esta forma, se encontraron valores promedio de precipitación mensual entre 85.6 mm y 92.4 mm con desviaciones estándar promedio de 60 mm. Cabe anotar que las estaciones que registraron los mayores registros mensuales de precipitación se encuentran ubicadas sobre el costado oriental del campus universitario (ver [Figura 4-8](#)).

Tabla 4-2. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación en el P04 a nivel mensual

Estadístico	Valor	Percentil	Valor
Tamaño de la muestra	57	Min	7.4
Rango	213.6	5%	15.4
Media	85.663	10%	25.24
Varianza	3326.6	25% (Q1)	38.1
Desviación estándar	57.677	50% (Mediana)	68.2
Coef. de variación	0.6733	75% (Q3)	129.3
Error estándar	7.6395	90%	175.96
Asimetría	0.71982	95%	200.3
Curtosis	-0.5766	Max	221

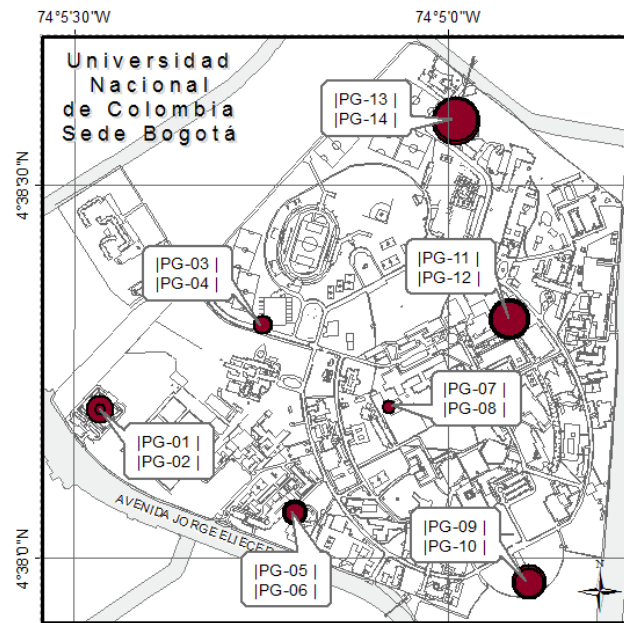
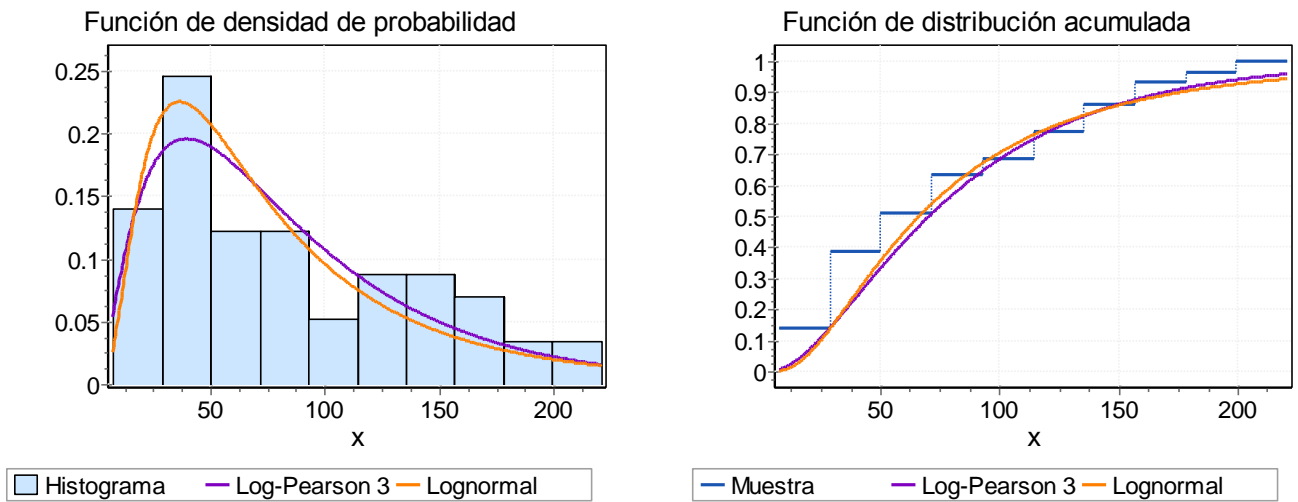


Figura 4-8. Precipitación máxima mensual acumulada

En resumen, estos estadísticos descriptivos para la ventana de tiempo analizada, permiten afirmar que se cuenta con datos con una alta dispersión (definidos a partir de los coeficientes de variación y desviaciones estándar calculados), lo que indica que establecer una tendencia a partir de la media no sería tan confiable debido a que existen valores muy alejados hacia la izquierda o derecha, es decir, mucho menores o mucho mayores que la media en toda la red. Por su parte, los datos de precipitación acumulados mensuales presentaron asimetrías positivas con distribuciones platicúrticas (presenta un reducido grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable). La Figura 4-9 muestra este comportamiento de los datos registrados en el P04.



Log-Pearson 3 $\alpha=17.737$ $\beta=-0.18398$ $\gamma=7.4561$

Lognormal $\sigma=0.76801$ $\mu=4.1927$

Figura 4-9. Ajuste a una función de probabilidad de la precipitación mensual en el P04

Las funciones de densidad de probabilidad, que mejor se ajustan a los datos de precipitación mensual acumulada para el P04 se muestran en la [Figura 4-9](#) así como sus parámetros, (los resultados del ajuste para los demás pluviógrafos se presentan en el Anexo D).

Basados en estos resultados, se muestra una completa dominancia de la distribución *Log-Pearson 3* según la prueba de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov, mientras que la distribución *Lognormal* y *Gamma* son las más frecuentes según la prueba de bondad de ajuste de Chi-cuadrado.

Tabla 4-3. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (datos mensuales).

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Log-Pearson 3						Lognormal					
Tamaño de la muestra	57					Grados de libertad	5				
Estadístico	0.07683					Estadístico	3.4709				
Valor P	0.86389					Valor P	0.6278				
a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01	a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Valor crítico	0.139	0.159	0.176	0.197	0.211	Valor crítico	7.289	9.236	11.07	13.388	15.086
Rechazar?	No	No	No	No	No	Rechazar?	No	No	No	No	No

La [Tabla 4-3](#) muestra los resultados obtenidos para las pruebas de bondad de ajuste para los diferentes niveles de significancia, indicando que la distribución de probabilidad de la variable queda totalmente determinada como la señalada en todos los casos para

todos los pluviógrafos (los resultados para los demás pluviógrafos se muestran en el Anexo D).

4.2.3 Precipitación diaria

Basados en los registros de precipitación diaria, la [Figura 4-10](#) muestra la serie de tiempo de registros de precipitación total diaria en el campus (panel izquierdo), así como su histograma de frecuencia (panel derecho).

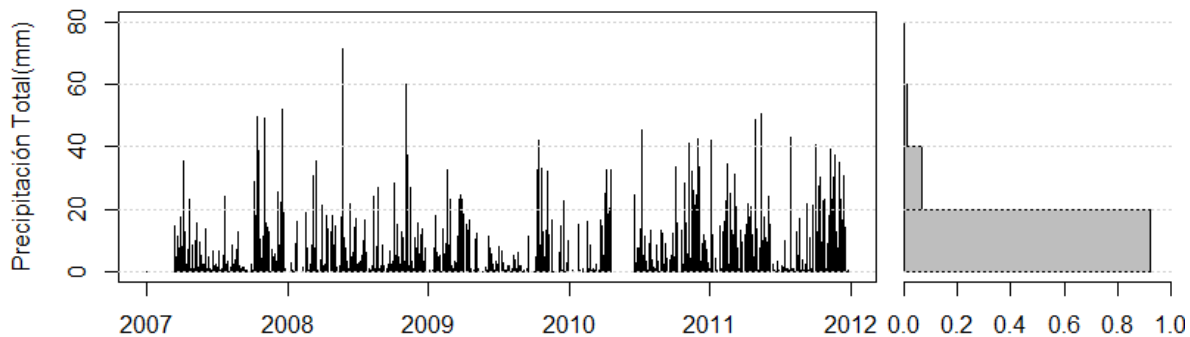


Figura 4-10. Precipitación total acumulada diaria registrada en el campus.

Empleando la metodología de cajas y patillas se identifican que son valores atípicos todos aquellos que sobrepasen los 18.4 mm, afirmación que se complementa a partir del diagrama de frecuencias mostrado en la [Figura 4-10](#), donde se indica que la mayoría de datos (90% de ellos) se encuentran en el intervalo de 0 a 20 mm. En menor frecuencia se encuentran aquellos considerados como “extremos” donde se detectaron precipitaciones diarias hasta de 71.6 mm. La [Figura 4-11](#) ilustra la variación del comportamiento de la precipitación acumulada diaria de una forma más detallada, nótese que la cantidad de eventos extremos por mes es bastante pequeña.

El número promedio de días (en porcentaje) con lluvia para el año 2007 fue del 57%, para los años siguientes fueron de 55%, 43%, 51% y 60% respectivamente. La variación mensual del porcentaje de días con lluvia es mostrada en el Anexo E. Para el año 2007, los meses con mayor número de ocurrencias de precipitación fueron los meses de Abril (un 74% de ocurrencias de días con lluvia) con 7 días máximos consecutivos con lluvia y Octubre (un 80% de ocurrencias de días con lluvia) con 17 días máximos consecutivos con lluvia.

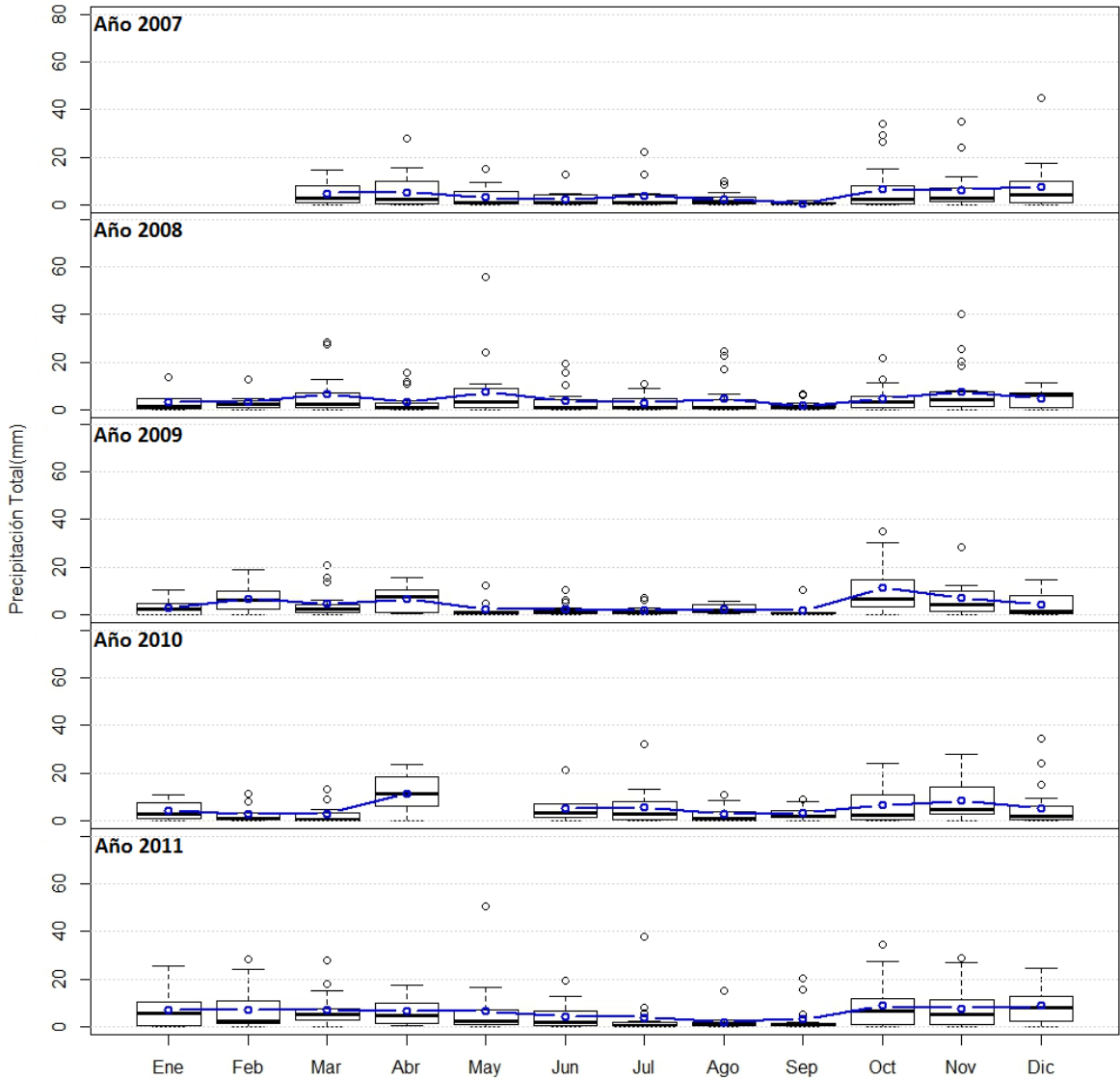


Figura 4-11. Régimen de precipitación (mm) diaria acumulada registrada en el P05

Los meses de mayor precipitación Abril (bajo un Niña débil) y Octubre (en condiciones normales) para el año 2008 presentaron un 70% de ocurrencias de días con lluvia con 9 y 6 días máximos consecutivos con lluvia y precipitaciones promedio diarias de 8 mm. En el año 2009 los meses de mayor precipitación, Mayo (en condiciones normales) y Noviembre (bajo un Niño moderado) presentaron un 61% y 52% de ocurrencias de días con lluvia con 12 y 6 días máximos consecutivos con lluvia y precipitaciones promedio diarias de 5 y 11 mm respectivamente. Para el año 2010 los meses de Abril (bajo un Niño débil) y Noviembre (bajo una Niña moderada) presentaron un 46% y 85% de ocurrencias de días con lluvia con 12 y 6 días máximos consecutivos con lluvia y precipitaciones

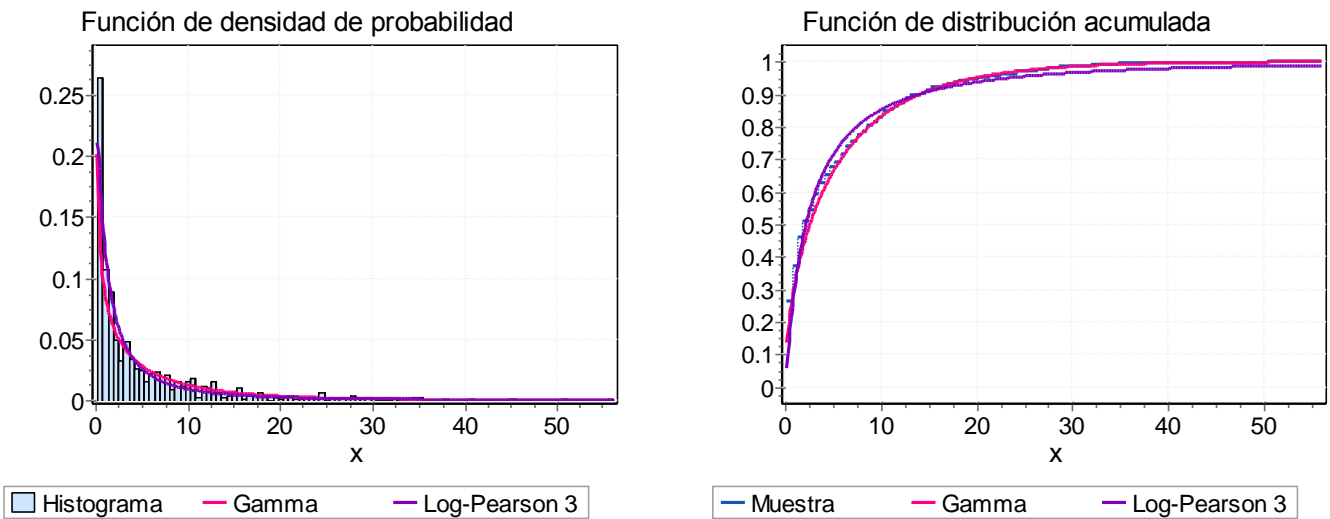
promedio diarias de 10 y 9 mm respectivamente. Finalmente, en el año 2011, el mes de Abril bajo una Niña débil presentó un 87% de ocurrencias de días con lluvia con precipitaciones promedio de 7 mm, en la segunda temporada de lluvias, el mes de Noviembre bajo una Niña moderada presentó un 90% de ocurrencias de días con lluvia con precipitaciones promedio de 8 mm.

Los estadísticos descriptivos de la población analizada (ver [Tabla 4-4](#)), muestran nuevamente que los datos son bastantes dispersos y no podrían ser representados a partir de la media y la varianza; las series presentan asimetrías positivas y con distribuciones leptocúrticas (presenta un elevado grado de concentración alrededor de los valores centrales de la variable). Los valores de los percentiles calculados muestran que el 50% de los datos es más pequeño que 2.4 mm de precipitación y que hasta el 95% de los datos son representados por profundidades menores a 21 mm (ver [Figura 4-11](#)).

Tabla 4-4. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación en el P05 a nivel diario

Estadístico	Valor	Percentil	Valor
Tamaño de la muestra	916	Min	0.2
Rango	55.8	5%	0.2
Media	5.3269	10%	0.2
Varianza	52.38	25% (Q1)	0.6
Desviación estándar	7.2374	50% (Mediana)	2.4
Coef. de variación	1.3587	75% (Q3)	7.2
Error estándar	0.23913	90%	14.32
Asimetría	2.4797	95%	21
Curtosis	8.0812	Max	56

La [Figura 4-12](#) señala que la dominancia de los datos diarios de precipitación se ve representada a partir de las funciones de densidad de probabilidad *Gamma* (test de Chi-cuadrado) y *Log-Pearson 3* (test de Kolmogorov-Smirnov). El test gráfico a partir de la comparación de las funciones de distribución acumuladas, muestra un ajuste bastante bueno a la distribución *Gamma*.



Log-Pearson 3 $\alpha=326.42$ $\beta=-0.08271$ $\gamma=27.747$

Gamma $\alpha=0.54172$ $\beta=9.8332$

Figura 4-12. Ajuste a una función de probabilidad de la precipitación diaria en el P05

La [Tabla 4-5](#) muestra los resultados obtenidos para las pruebas de bondad de ajuste para diferentes niveles de significancia, indicando que la distribución de probabilidad de la variable (precipitación diaria) queda totalmente determinada a partir de la función Gamma, según la prueba de bondad de ajuste Chi-cuadrado; por su parte el test de Kolmogorov-Smirnov para las diferentes funciones de densidad empleadas señala que la función Log-Pearson 3 sería la mejor calificada; aunque aún así la distribución es rechazada en los diferentes niveles de significancia propuestos, (los resultados del ajuste para los demás pluviógrafos se incluyen en el Anexo F).

Tabla 4-5. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste en el P05 a nivel diario.

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Log-Pearson 3						Gamma					
Tamaño de la muestra	916					Grados de libertad	9				
Estadístico	0.08828					Estadístico	10.545				
Valor P	1.15E-06					Valor P	0.30817				
Rango	1					Rango	1				
a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01	a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Valor crítico	0.035	0.040	0.044	0.050	0.053	Valor crítico	12.242	14.684	16.919	19.679	21.666
Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Rechazar?	No	No	No	No	No

A continuación se presentan diferentes resultados bajo la definición de estos eventos individuales de tormenta. Es importante resaltar que en este estudio el criterio temporal

de separación establecido más importante es de 15 minutos y está asociado al tiempo de respuesta hidrológica de la microcuenca. Por esta razón, algunos de los resultados expuestos a continuación se enfocan únicamente en este criterio.

- Indicadores climáticos extremos de precipitación.

Seis indicadores climáticos extremos de precipitación fueron calculados y son presentados desde la [Figura 4-13](#) a la [Figura 4-17](#). Debido a que únicamente se analizaron 5 años de precipitación, estos índices no son representativos para definir algún tipo de tendencia pero sí para ejemplificar el comportamiento de la precipitación en cada uno de los años. Por ejemplo, para el periodo 2007-2011, la [Figura 4-13](#) muestra la evolución de los días consecutivos secos (valores negativos indican el índice CDD) y húmedos (valores positivos indican el índice CWD) derivados de los registros obtenidos en el P01. El número máximo de días consecutivos secos¹⁰ (CWD) para los cinco años de registro fue de 18 días en el mes de Septiembre de 2007, 17 días en el mes de Enero de 2008, 28 días en el mes de Junio de 2009, 25 días en el mes de Enero de 2010 y 13 días en el mes de Julio de 2011.

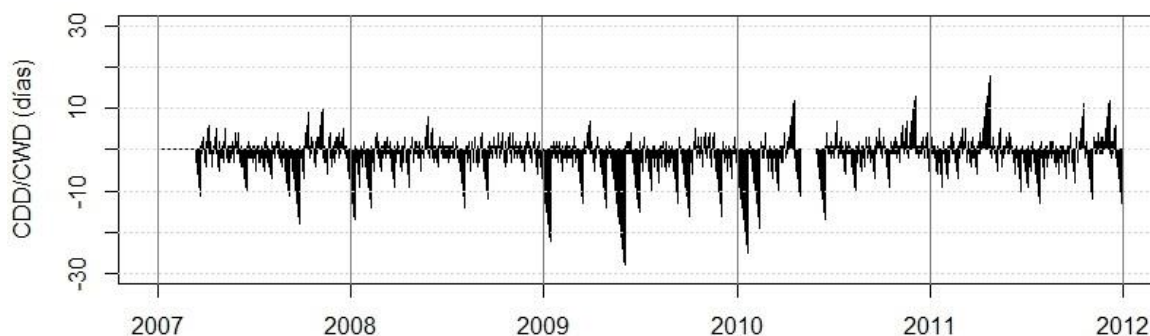


Figura 4-13. Evolución de los días consecutivos secos y húmedos detectados en el P01

Por otro lado el número de días consecutivos húmedos fue de 14 en el mes de Noviembre de 2007 donde se midieron 140.4 mm en el P14, para el año 2008 fue 8 días en el mes de Mayo donde se midieron 150.6 mm en el P02, en el año 2009 fue 7 días consecutivos de lluvia y aportaron 82.4 mm en el mes de marzo, para el año 2010 se encontraron 13 días el mes de Noviembre aportando 183.4 mm en el P13 y 18 días consecutivos de lluvia en el año 2011 aportaron 142 mm en el P13.

¹⁰ Se define como día seco un día en que la precipitación es inferior a 1.0 mm

La [Figura 4-14](#) y la [Figura 4-15](#) muestran que la cantidad máxima de precipitación en 1 y 5 días (índices Rx1day y Rx5day) es considerablemente mayor en los años con un régimen de precipitación normal (2007 y 2008), caso contrario sucede con los índices R10mm y R20mm, los cuales indican que existió un mayor número de días con precipitación intensa en los (ver [Figura 4-16](#) y [Figura 4-17](#)) años con un régimen de precipitación bastante alto (2010 y 2011);

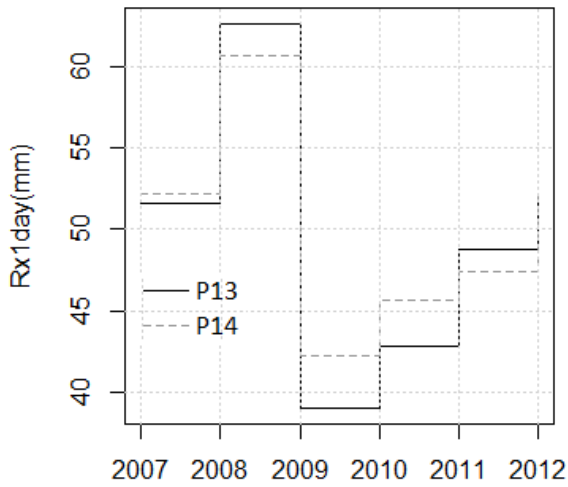


Figura 4-14. Cantidad máxima de precipitación en 1 día

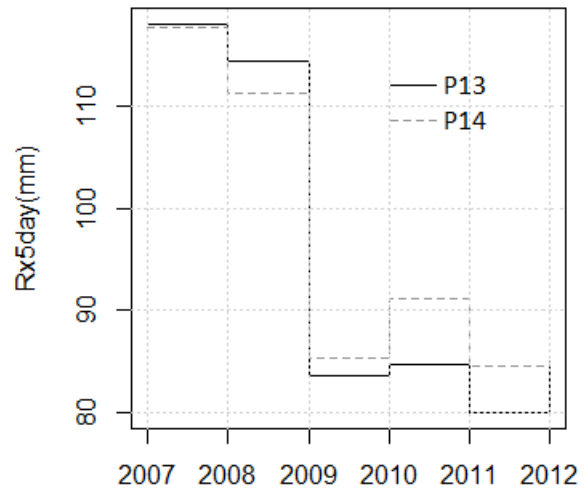


Figura 4-15 Cantidad máxima de precipitación en 5 días consecutivos

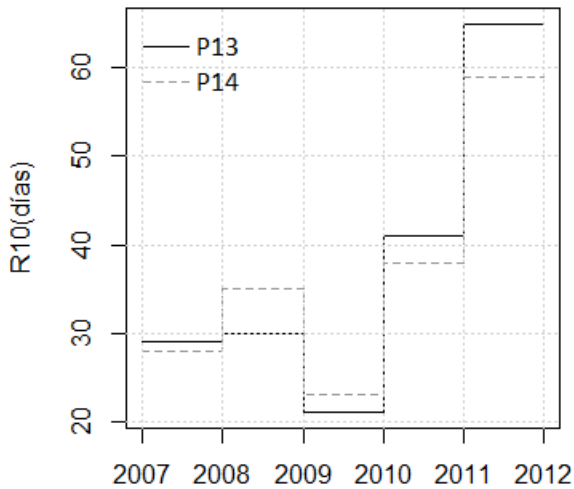


Figura 4-16. Número de días con precipitación intensa PRCP >= 10 mm

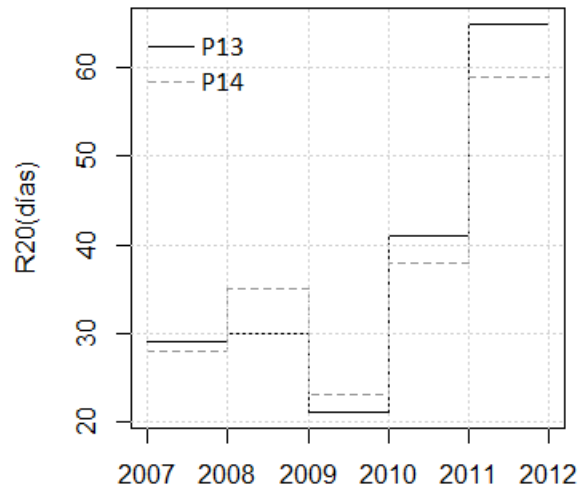


Figura 4-17 Número de días con precipitación intensa PRCP >= 20 mm

4.2.4 Comportamiento sub-horario

A continuación se presentan diferentes resultados bajo la definición de eventos individuales de tormenta. Es importante resaltar nuevamente que en este estudio el criterio temporal de separación de tormentas establecido es de 15 minutos y está asociado al tiempo de respuesta hidrológica de la microcuenca. Por esta razón, algunos de los resultados expuestos a continuación se enfocan únicamente en este criterio.

A. Número de tormentas.

A fin de estudiar el comportamiento de eventos de tormenta sobre el área de estudio, estos primero deben de ser identificados. La [Figura 4-18](#) muestra el número de tormentas (ordenadas) resultantes bajo la definición de diferentes tiempos inter-eventos (IETD) (abscisas, escala logarítmica) y profundidades mínimas como se explicó en la metodología expuesta en el Capítulo 3.

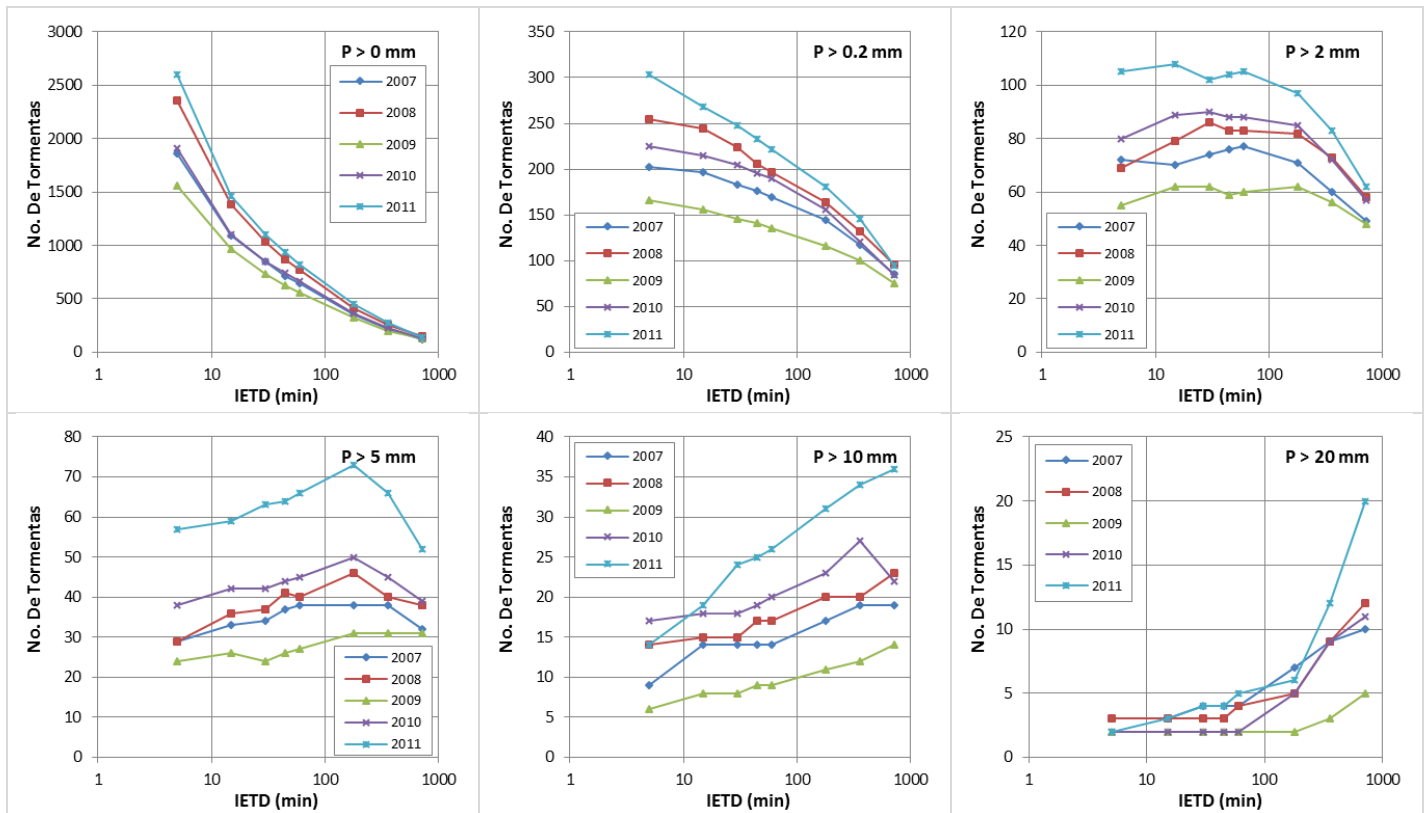


Figura 4-18. Número de tormentas para criterios de separación temporal de 5, 15, 30, 45, 60, 180, 360 y 720 minutos y diferentes profundidades.

Es evidente que, debido a la utilización de diferentes valores para el IETD y profundidades mínimas registradas en cada tormenta, el número de eventos de tormenta varía para el mismo registro de precipitaciones, en donde los años 2011 y 2009 tienen el mayor y menor número de tormentas, respectivamente.

La variación de los parámetros de definición de tormentas muestra una transición considerable del número de tormentas obtenidas, así como de sus parámetros internos. Por ejemplo para los 5 años de registro, el no limitar el número de tormentas por las precipitaciones acumuladas que puedan tener ($P > 0$ mm) y un IETD de 5 min resulta con la identificación de 10294 eventos de tormenta. El aumento del IETD de 5 min a 12 h (720 min) para esta misma condición reduce en un 93% los eventos identificados (678). El aumento en la restricción de precipitación acumulada presentaría el efecto contrario, para las condiciones de IETD de 5 min y $P > 20$ mm resultan 12 eventos de tormenta, al aumentar las condiciones de IETD de 720 min y $P > 20$ mm resultan 58 eventos de tormenta (483% más). La [Figura 4-18](#) indica de forma detallada (año a año) el cambio en el número de tormentas, dependiendo de diferentes criterios de definición.

B. Características de los eventos de tormenta.

En los próximos numerales se mostrará que estos eventos adquirirían propiedades diferentes (duración, intensidad, profundidad y tiempo entre eventos)

- Precipitación total

La [Figura 4-19](#) sintetiza, en forma de diagramas de caja y patillas, las características de las precipitaciones totales (registradas en el pluviógrafo 02), en donde es evidente que las tormentas tienen precipitaciones promedio bajas (ver [Figura 4-19b](#)) para IETD pequeñas (1.5 mm aproximadamente), con valores máximos en solo un caso superiores a 150 mm (ver [Figura 4-19a](#)).

La [Figura 4-19b](#) muestra el comportamiento de las precipitaciones totales promedio. Estos valores aumentan constantemente entre 1.6 a 9.2 mm aproximadamente, con desviaciones estándar de 3.9 a 15.8 mm, con el aumento de IETD de 5 a 720 minutos. De igual manera, los coeficientes de variación disminuyen de 235% a 161%, respectivamente. La máxima ocurrencia de precipitación con el aumento de IETD de 5 a

60 minutos no presentó mayor variación en ninguno de los pluviógrafos (aproximadamente 50mm), mientras que esta aumenta de 57, a 81 a 123 mm con el aumento de IETD de 180, 360 y 720 minutos respectivamente.

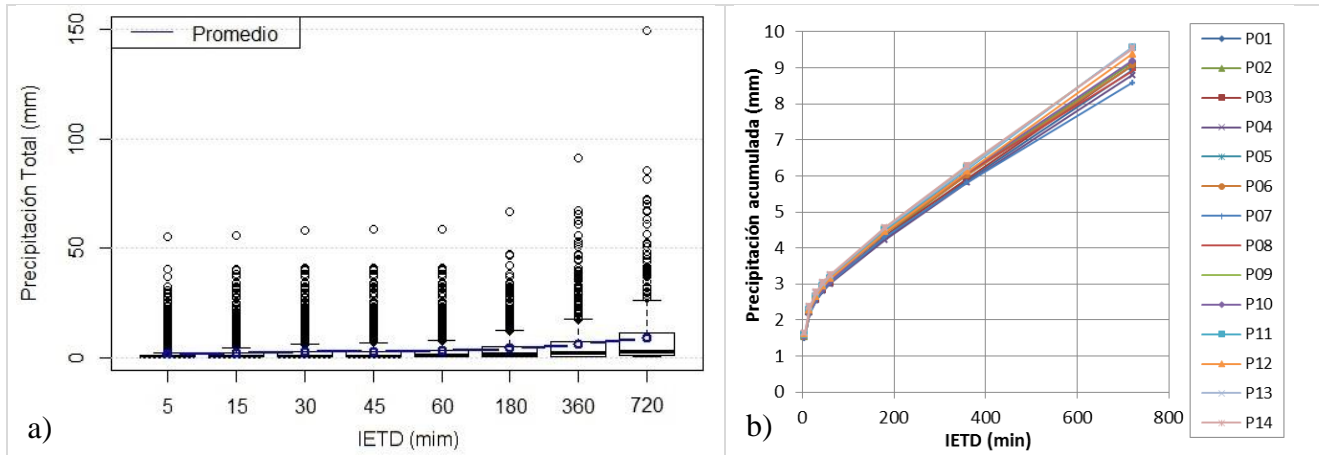


Figura 4-19. a) Comportamiento de las precipitaciones acumuladas para diferentes IETD medidas en el P02; b) Comportamiento de las características medias de la precipitación para diferentes IETD.

La [Tabla 4-6](#) resume los estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación acumulada en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min. Para el tamaño de la muestra el coeficiente de variación señala que los datos se encuentran ampliamente dispersos, donde la media y la mediana no representan correctamente los datos. Los percentiles calculados indican que la mayor cantidad de datos son menores a 12.4 mm (percentil 95) de forma que la distribución de los datos tiene una asimetría positiva y leptocúrtica.

Tabla 4-6. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la precipitación acumulada en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.

Estadístico	Valor	Percentil	Valor
Tamaño de la muestra	2236	Min	0.2
Rango	53.6	5%	0.2
Media	2.3594	10%	0.2
Varianza	22.867	25% (Q1)	0.2
Desviación estándar	4.782	50% (Mediana)	0.4
Coef. de variación	2.0268	75% (Q3)	2
Error estándar	0.10113	90%	7.06
Asimetría	4.1244	95%	12.4
Curtosis	24.137	Max	53.8

La [Figura 4-20](#) muestra el mejor ajuste a una función de densidad de probabilidad con sus parámetros ajustados, así como su función de distribución acumulada para los datos

de precipitación en el P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min. De esta forma las distribuciones que mejor se ajustan a los datos analizados son las distribuciones *Gamma* a partir del test de bondad de ajuste Chi-cuadrado y *Log-Pearson 3* a partir del test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov, en la totalidad de los pluviógrafos.

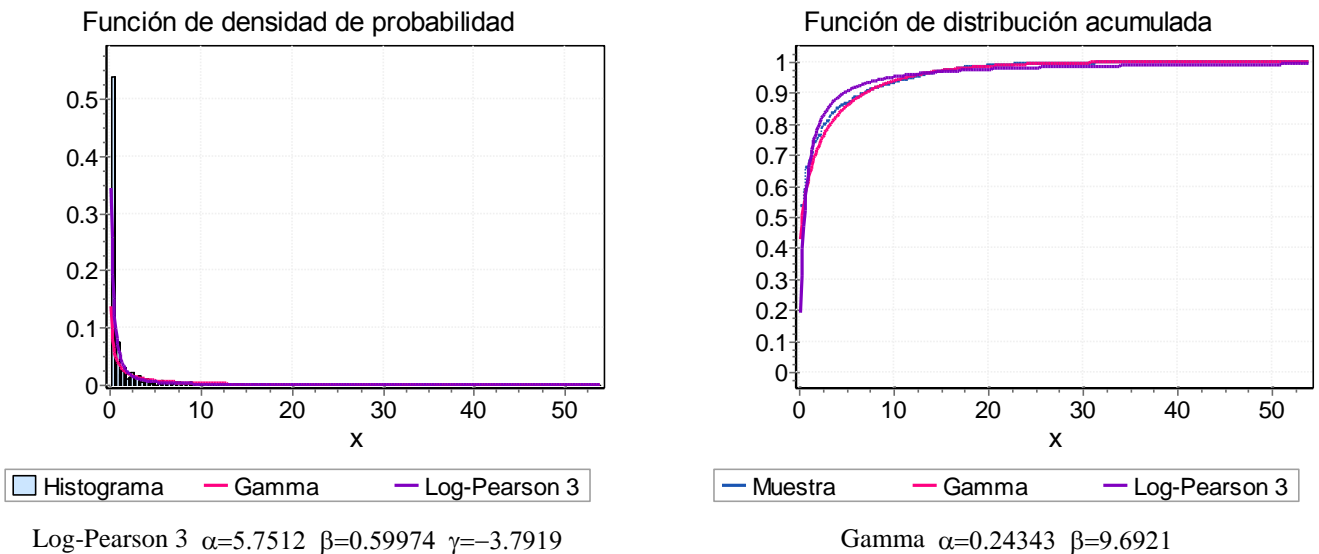


Figura 4-20. Ajuste a una función de probabilidad de los datos de precipitación acumulada en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min

El resultado de las pruebas de bondad de ajuste para los resultados obtenidos anteriormente se muestra en la [Tabla 4-7](#), donde se especifica que los datos no siguen la distribución especificada. Este comportamiento es igual en todos los pluviógrafos.

Tabla 4-7. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Log-Pearson 3						Gamma					
Tamaño de la muestra	3220					Grados de libertad	11				
Estadístico	0.29833					Estadístico	304.3				
Valor P	0					Valor P	0				
a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01	a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Valor crítico	0.018	0.021	0.023	0.026	0.028	Valor crítico	14.631	17.275	19.675	22.618	24.725
Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí

▪ Intensidad promedio

La **Figura 4-21**, muestra el comportamiento de la intensidad promedio de la precipitación, así como un resumen estadístico de un conjunto de datos. La media y la desviación de la intensidad promedio, disminuye de 4.4 a 1.2 mm/hr y 5.2 a 2.7 mm/hr, respectivamente. La ocurrencia máxima de la intensidad promedio no mostró ningún cambio significativo con la variación del IETD para valores menores a 180 min donde su valor se mantiene casi constante (57 mm/hr). Los coeficientes de variación aumentaron de 120% a 225% con el aumento de IETD de 5 a 720 minutos respectivamente.

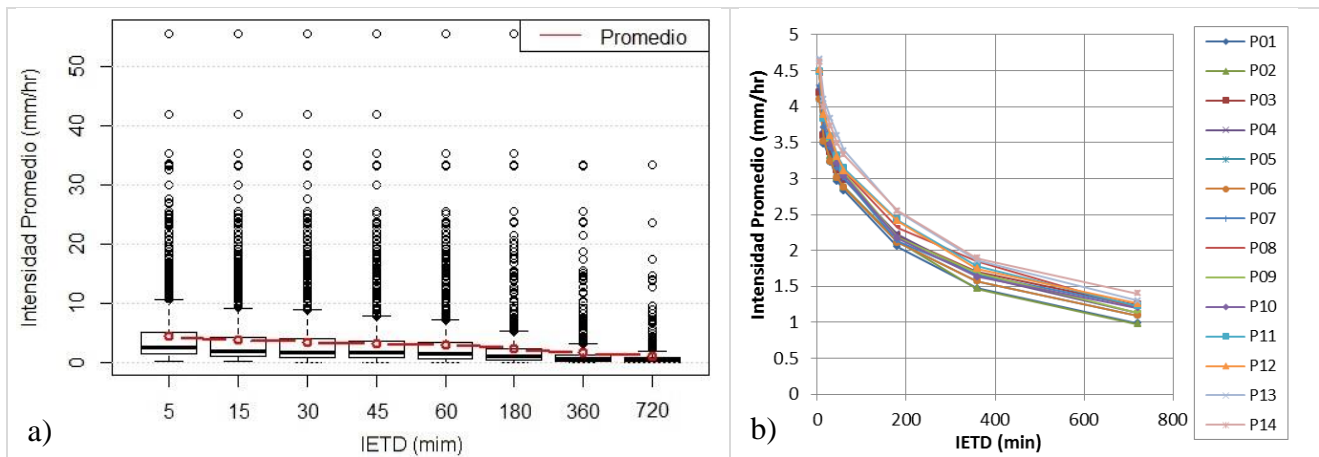


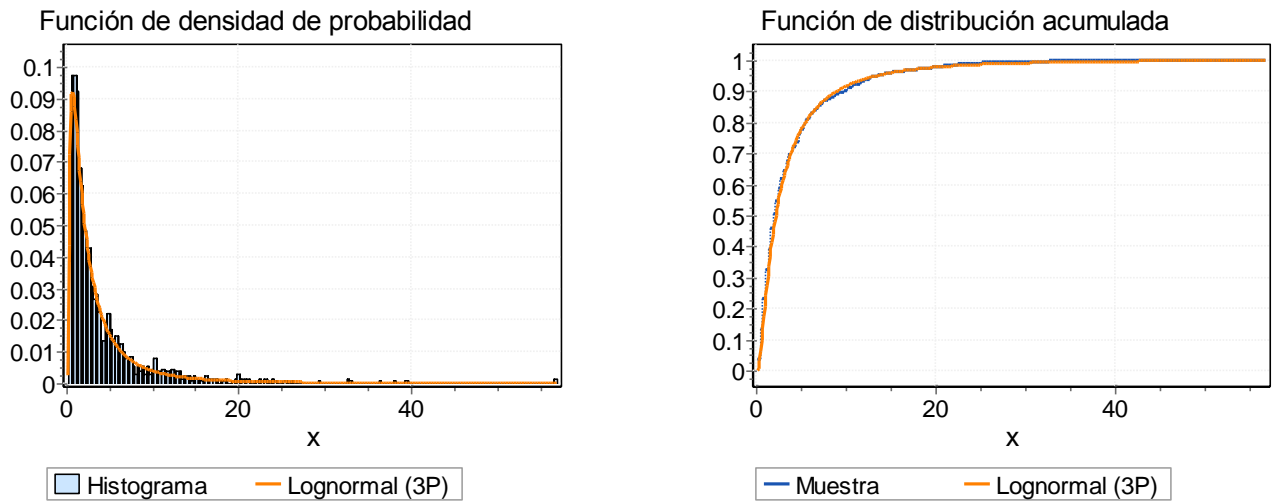
Figura 4-21. Comportamiento de las intensidades promedio para diferentes IETD medidas en el P11; b) Comportamiento de las características medias de la intensidad promedio para diferentes IETD.

La **Tabla 4-8** resume los estadísticos descriptivos del comportamiento de la intensidad promedio en el P11 para un criterio de separación de tormentas de 15 min. Para el tamaño de la muestra el coeficiente de variación es del 129%. Los percentiles calculados indican que la mayor cantidad de datos son menores a 13.85 mm/hr (percentil 95) de forma que la distribución de los datos tiene una asimetría positiva y leptocúrtica.

Tabla 4-8. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la intensidad promedio en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.

Estadístico	Valor	Percentil	Valor
Tamaño de la muestra	1263	Min	0.24935
Rango	56.593	5%	0.56693
Media	4.102	10%	0.71798
Varianza	28.338	25% (Q1)	1.1477
Desviación estándar	5.3234	50% (Mediana)	2.2067
Coef. de variación	1.2977	75% (Q3)	4.9421
Error estándar	0.14979	90%	10.045
Asimetría	3.7747	95%	13.85
Curtosis	22.374	Max	56.842

La [Figura 4-22](#) muestra el mejor ajuste a una función de densidad de probabilidad con sus parámetros ajustados así como su función de distribución acumulada para los datos de intensidad promedio en el P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min. De esta forma las distribuciones que mejor se ajustan a los datos analizados son las distribuciones *Lognormal (3P)* a partir del test de bondad de ajuste Chi-cuadrado y Kolmogorov-Smirnov, en la mayoría de los pluviógrafos.



Lognormal (3P) $\sigma=1.1411$ $\mu=0.72089$ $\gamma=0.22411$

Lognormal (3P) $\sigma=1.1411$ $\mu=0.72089$ $\gamma=0.22411$

Figura 4-22. Ajuste a una función de probabilidad de los datos de intensidad promedio en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min

El resultado de las pruebas de bondad de ajuste para los resultados obtenidos anteriormente se muestra en la [Tabla 4-9](#), donde se especifica que los datos siguen la distribución especificada. Este comportamiento es igual en todos los pluviógrafos. La función de densidad de probabilidad de mejor ajuste para los pluviógrafos P09, P10, P11 y P12 fue la *Log-Pearson 3*.

Tabla 4-9. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Lognormal (3P)						Lognormal (3P)					
Tamaño de la muestra	1263					Grados de libertad	10				
Estadístico	0.02393					Estadístico	10.789				
Valor P	0.4575					Valor P	0.37415				
a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01	a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Valor crítico	0.030	0.034	0.038	0.042	0.045	Valor crítico	13.442	15.987	18.307	21.161	23.209

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Lognormal (3P)						Lognormal (3P)					
Rechazar?	No	No	No	No	No	Rechazar?	No	No	No	No	No

- Duración de tormenta

La [Figura 4-23](#) muestra el comportamiento de la duración de las tormentas a partir de su comportamiento promedio medido en todos los pluviógrafos, así como algunos estadísticos descriptivos a partir de diagramas de cajas y patillas. Los valores promedios aumentaron considerablemente con el aumento del IETD de 60 a 720 minutos (entre 1 y 20 horas), mientras que con el aumento del IETD de 5 a 45 min las duraciones promedio de las tormentas aumentaron de 10 min a 52 min. Las duraciones máximas de tormentas aumentaron exponencialmente de 8.7 a 172 horas. De esta forma el coeficiente de variación de las tormentas se redujo de 258% a 134% con el aumento del IETD de 60 a 720 minutos.

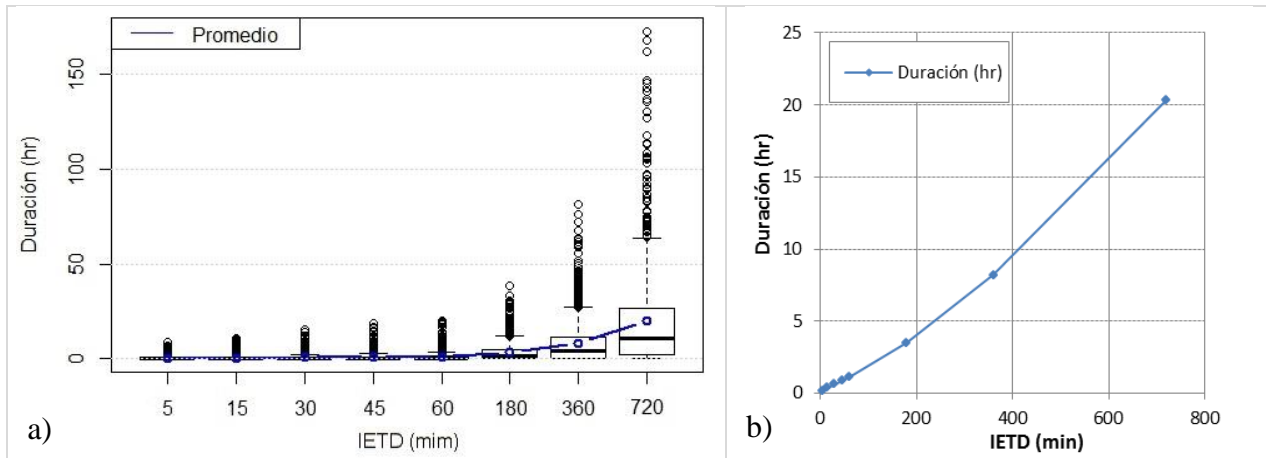


Figura 4-23. a) Comportamiento de la duración de los eventos de tormentas para diferentes IETD; b) Comportamiento de las características medias de la duración para diferentes IETD.

La [Tabla 4-10](#) resume los estadísticos descriptivos del comportamiento de la duración de tormentas en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min. Para el tamaño de la muestra el coeficiente de variación es del 130% con una distribución de los datos con asimetría positiva y leptocúrtica. Los percentiles calculados indican que la mayor concentración de datos son menores a 3.16 hr (percentil 95).

Tabla 4-10. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la duración de tormenta en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.

Estadístico	Valor	Percentil	Valor
Tamaño de la muestra	2236	Min	2.78E-04
Rango	10.546	5%	0.0075
Media	0.93047	10%	0.01389
Varianza	1.4655	25% (Q1)	0.22604
Desviación estándar	1.2106	50% (Mediana)	0.56847
Coef. de variación	1.301	75% (Q3)	1.1274
Error estándar	0.0256	90%	2.1849
Asimetría	3.1758	95%	3.1693
Curtosis	13.936	Max	10.546

La Figura 4-24 muestra el mejor ajuste a una función de densidad de probabilidad con sus parámetros ajustados así como su función de distribución acumulada para los datos de duración de las tormentas en el P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min. De esta forma las distribuciones que mejor se ajustan a los datos analizados son las distribuciones *Lognormal (3P)* a partir del test de bondad de ajuste Chi-cuadrado y *Gamma (3P)* a partir del test de bondad de ajuste Kolmogorov-Smirnov, en la mayoría de los pluviógrafos.

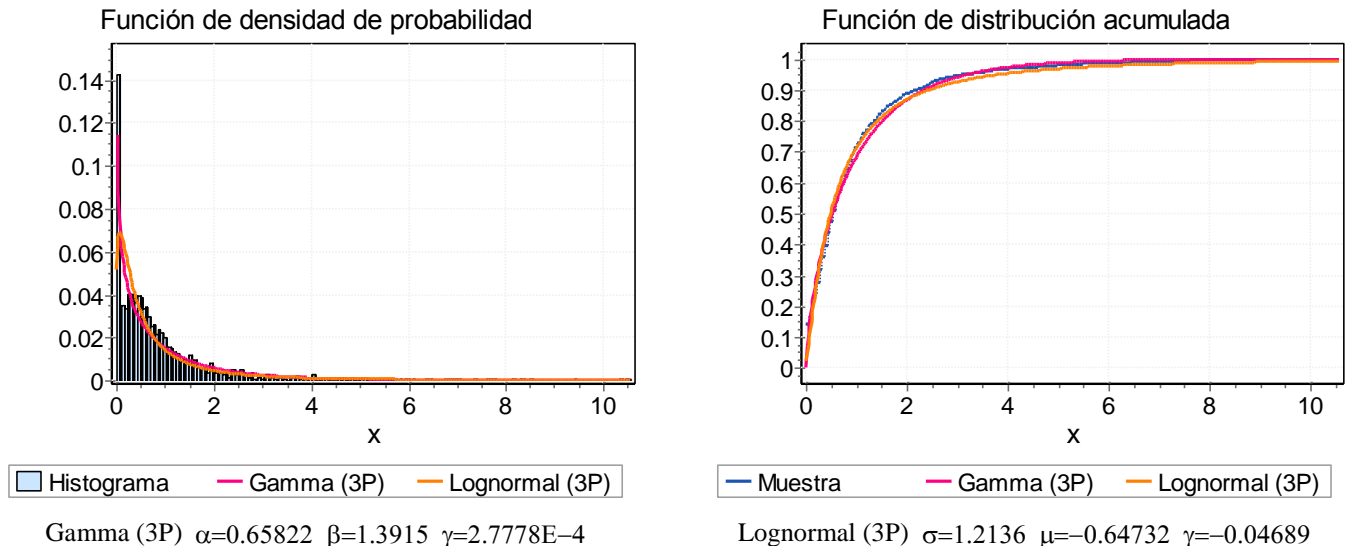


Figura 4-24. Ajuste a una función de probabilidad de los datos de duración de tormenta en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min

El resultado de las pruebas de bondad de ajuste para los resultados obtenidos anteriormente se presenta en la Tabla 4-11, donde se especifica que los datos en todos los casos (todos los pluviógrafos) no siguen la distribución especificada.

Tabla 4-11. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Gamma (3P)						Lognormal (3P)					
Tamaño de la muestra	2236					Grados de libertad	11				
Estadístico	0.06856					Estadístico	196.93				
Valor P	1.37E-09					Valor P	0				
a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01	a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Valor crítico	0.022	0.025	0.028	0.032	0.034	Valor crítico	14.631	17.275	19.675	22.618	24.725
Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí

- Tiempo Inter-evento (MIT)

La Figura 4-25 muestra el comportamiento del Tiempo Inter-evento a partir de su comportamiento promedio medido en todos los pluviógrafos, así como algunos estadísticos descriptivos a partir de diagramas de cajas y patillas. Los valores promedios aumentaron considerablemente con el aumento del IETD de 5 a 720 minutos (entre 3.77 y 39.55 horas) así como sus desviaciones estándar (entre 14.88 y 43.86 horas). Los diferentes Tiempo Inter-evento máximas de tormentas no cambiaron para los diferentes MIT. La aparición de valores atípicos de tiempo de separación de tormenta aumentó de 4.25 con un MIT de 5 a 86.15 con un MIT de 12 horas.

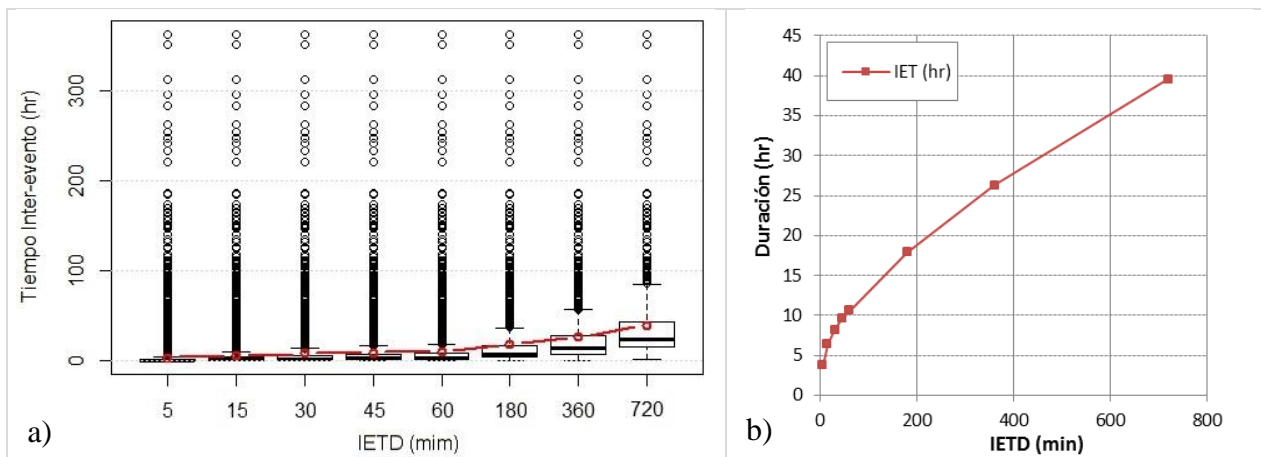


Figura 4-25. a) Comportamiento del tiempo inter-evento de tormentas para diferentes IETD; b) Comportamiento de las características medias del tiempo inter-evento de tormentas para diferentes IETD.

La [Tabla 4-10](#) resume los estadísticos descriptivos del comportamiento de la duración de tormentas en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min. Para el tamaño de la muestra el coeficiente de variación es del 130% con una distribución de los datos con asimetría positiva y leptocúrtica. Los percentiles calculados indican que la mayor concentración de datos son menores a 3.16 hr (percentil 95).

Tabla 4-12. Estadísticos descriptivos del comportamiento de la duración de tormenta en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min.

Estadístico	Valor	Percentil	Valor
Tamaño de la muestra	2235	Min	0.04083
Rango	1449.3	5%	0.27767
Media	17.825	10%	0.40644
Varianza	2223.2	25% (Q1)	1.2061
Desviación estándar	47.151	50% (Mediana)	4.9269
Coef. de variación	2.6452	75% (Q3)	17.845
Error estándar	0.99736	90%	44.115
Asimetría	15.07	95%	72.686
Curtosis	395.33	Max	1449.4

La [Figura 4-24](#) muestra el mejor ajuste a una función de densidad de probabilidad con sus parámetros ajustados así como su función de distribución acumulada para los datos de duración de las tormentas en el P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min. De esta forma las distribuciones que mejor se ajustan a los datos analizados son las distribuciones *Lognormal* a partir del test de bondad de ajuste Chi-cuadrado Kolmogorov-Smirnov, en la mayoría de los pluviógrafos.

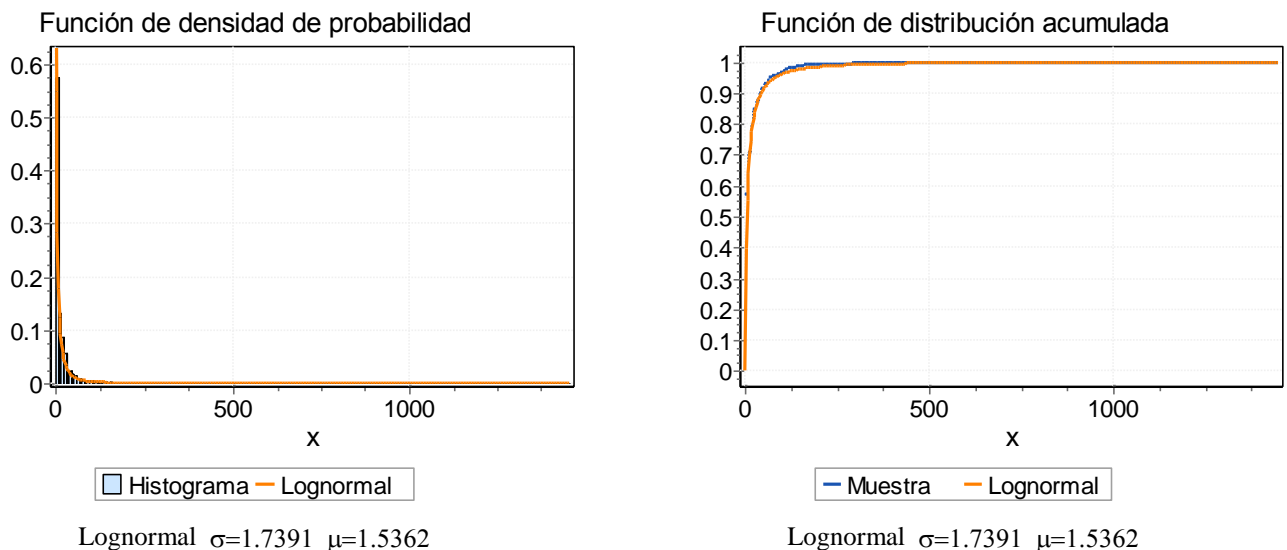


Figura 4-26. Ajuste a una función de probabilidad para los datos de tiempo inter-evento en el P13 para un criterio de separación de tormentas de 15 min

El resultado de las pruebas de bondad de ajuste para los resultados obtenidos anteriormente se presenta en la [Tabla 4-11](#), donde se especifica que los datos en todos los casos (todos los pluviógrafos) no siguen la distribución especificada.

Tabla 4-13. Resultados de diferentes test de bondad de ajuste (P13 y un criterio de separación de tormentas de 15 min).

Kolmogorov-Smirnov						Chi-cuadrado					
Lognormal						Lognormal					
Tamaño de la muestra	2235					Grados de libertad	11				
Estadístico	0.04412					Estadístico	63.432				
Valor P	3.22E-04					Valor P	2.12E-09				
a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01	a	0.2	0.1	0.05	0.02	0.01
Valor crítico	0.022	0.025	0.028	0.032	0.034	Valor crítico	14.631	17.275	19.675	22.618	24.725
Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí	Rechazar?	Sí	Sí	Sí	Sí	Sí

- Correlación entre características de eventos de tormenta

De la [Figura 4-27](#) a la [Figura 4-29](#) se muestran, a partir de un diagrama de dispersión con histogramas marginales (lado izquierdo de la gráfica) el comportamiento de las relaciones existentes entre la duración (abscisa) y la Intensidad promedio (ordenada) de las tormentas registradas en los pluviógrafos que presentan el mayor coeficiente de correlación de Pearson, con un criterio temporal de separación de tormentas de 15 min. Además, resumen el comportamiento de este coeficiente, al variarse el tiempo interevento de definición de tormentas (lado derecho de la gráfica) en todos los pluviógrafos de la red.

Para las relaciones existentes entre la duración e Intensidad promedio de las tormentas (ver [Figura 4-27a](#)), los resultados del análisis de correlación muestran que existe una asociación negativa muy baja (-0.11 en promedio) dado que cuando los valores de la duración aumentan, los valores de intensidad promedio disminuyen, de esta forma el coeficiente de determinación de la muestra indica que la variación de los datos solo es representada un 1.5% por una regresión lineal. El comportamiento de este coeficiente fue similar para todos los pluviógrafos en las diferentes definiciones de tormentas (IETD) donde la correlación negativa aumentó hasta un IETD de 180 min.

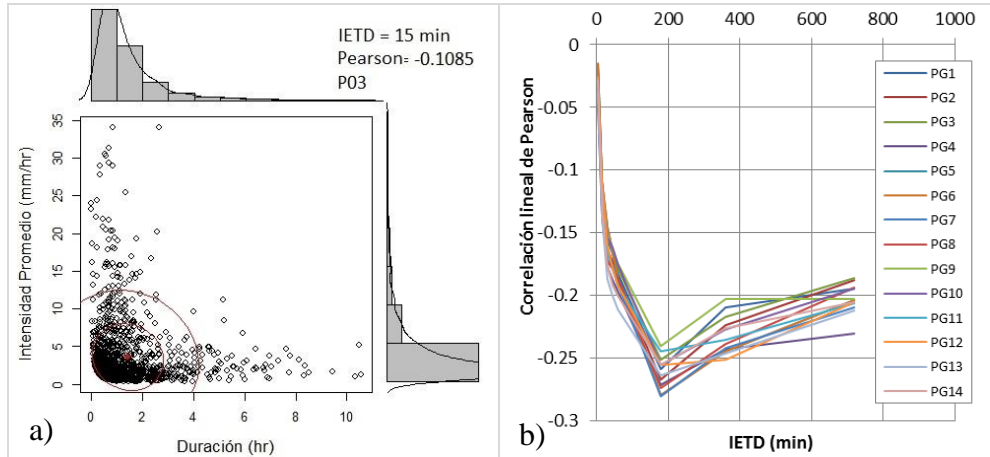


Figura 4-27. a) Duración de tormenta vs Intensidad promedio b) Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la duración de tormentas e intensidades promedio

La dependencia de la precipitación respecto a la duración de las tormentas para el pluviógrafo P03 se muestra en la Figura 4-28a, donde se aprecia que existe una correlación positiva moderada. En promedio en la red de medición el coeficiente de variación es de 0.65 para un IETD de 15 min donde la variación de los datos solo podría ser representada un 42.1% por una regresión lineal. La Figura 4-28b, muestra la existencia de correlaciones positivas altas cuando el IETD es bajo (5 min). El constante decrecimiento de las correlaciones se ve interrumpido al igual que para las relaciones entre las intensidades promedio y las duraciones de tormenta, al definirse un IETD de 180 min. Nótese que las correlaciones calculadas con un IETD de 360 min, igualan a las definidas por un IETD de 5 min.

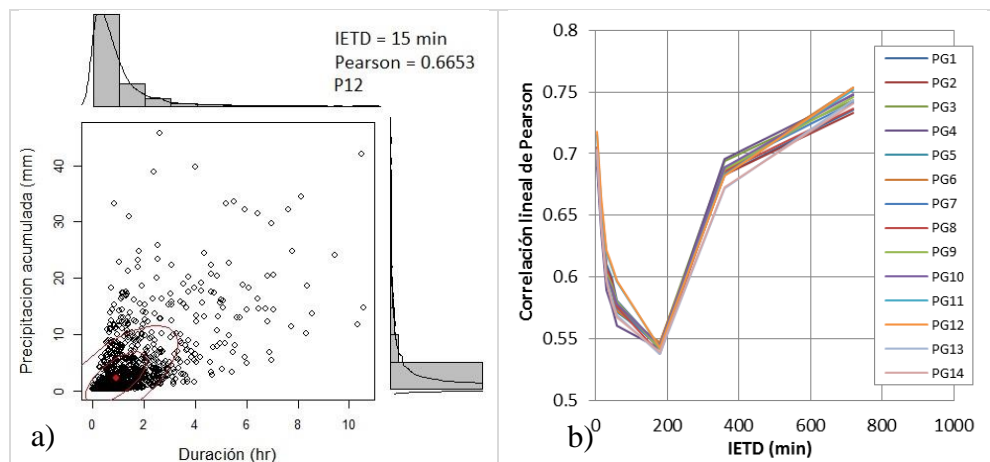


Figura 4-28. a) Duración de tormenta vs Precipitación acumulada b) Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la duración de tormentas y Precipitación acumulada

El coeficiente de correlación para las relaciones entre la precipitación acumulada y las intensidades promedio (ver [Figura 4-29a](#)) se aproxima en promedio a 0.5, interpretado como una correlación positiva moderada donde una regresión lineal representaría hasta un 25% de la variación de los datos.

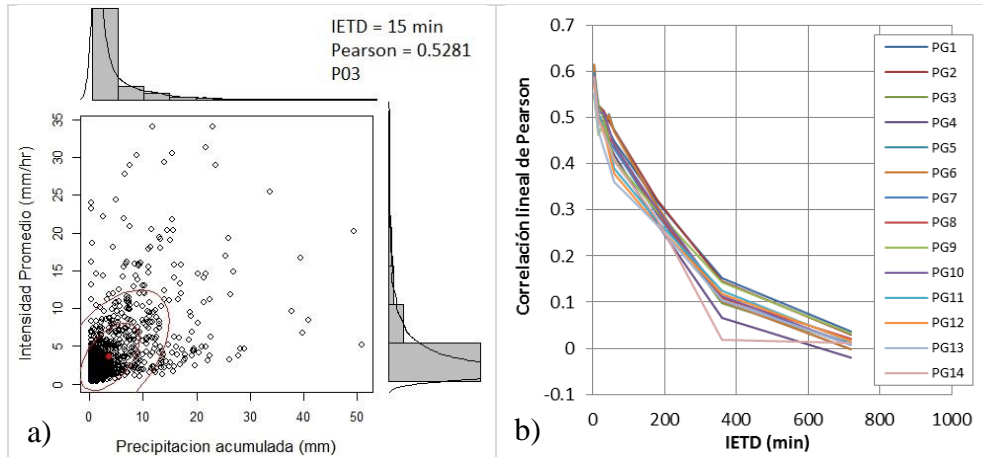


Figura 4-29. a) Precipitación acumulada vs Intensidad promedio b) Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre la Precipitación acumulada e intensidades promedio

C. Histograma con horas de inicio de tormentas

Con relación a la variabilidad del ciclo diario de precipitación, la [Figura 4-30](#) presenta el histograma con horas de inicio de tormentas para dos criterios diferentes de separación de tormenta, en donde se muestran patrones anuales bastante semejantes, con horas de inicio de tormentas predominantes entre las 1 y 3 p.m. rango en el cual se concentra una tercera parte del total de incidencias en el ciclo diario. En comparación con años normales y húmedos (Niña), resulta evidente el incremento en el número de tormentas convectivas ocurridas después del medio día para el año seco (Niño-2009), resultado no solo del fenómeno ENSO, sino también de la presencia de otros fenómenos meteorológicos ocurriendo a diferentes escalas espaciales y temporales.

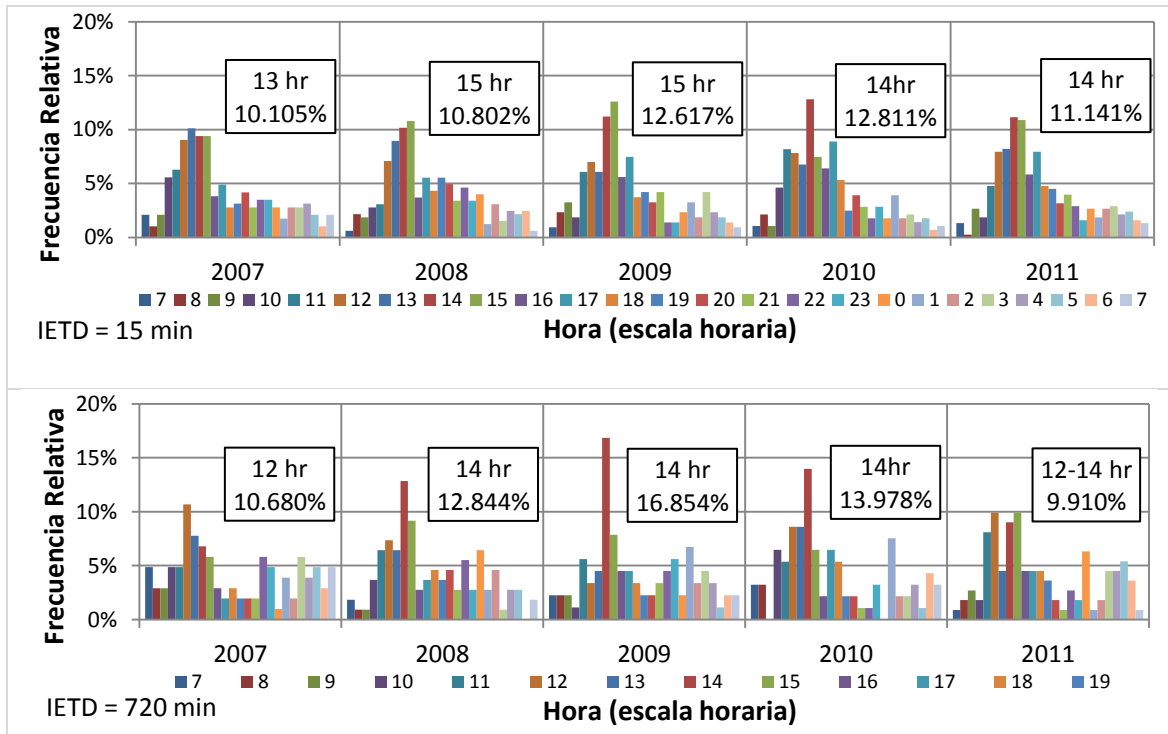


Figura 4-30. Ciclo diario de los inicios de tormenta.

D. Curvas de Huff.

Sin duda la curvas adimensionales de masa condensan una valiosa información de precipitaciones temporales en cada punto de medición. Su importancia es reconocida en la definición de tormentas de diseño. A partir de la metodología propuesta por Huff (1967) se han sintetizado probabilísticamente las curvas adimensionales de masa (ver Figura 4-31) registradas para eventos de tormenta con precipitaciones acumuladas mayores a 10 mm para cuatro diferentes cuartiles de la distribución y diferentes probabilidades de ocurrencia de tormentas. Se encontró que los eventos de lluvia más frecuentes son del Cuartil I (42%), seguido del Cuartil II (36%), Cuartil III (19%) y Cuartil IV (3%) respectivamente.

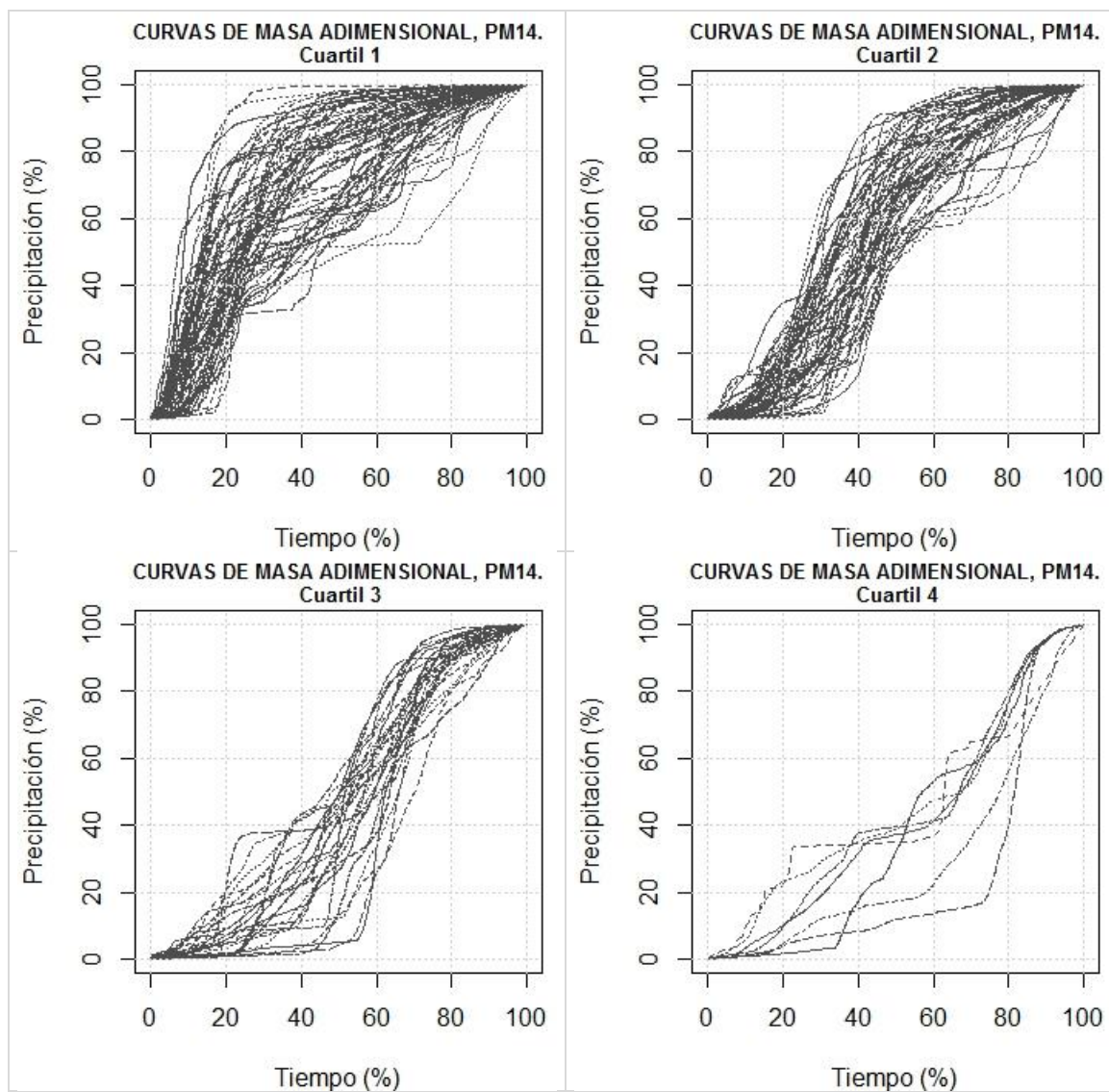


Figura 4-31. Ciclo adimensionales de masa detectadas en el PG14.

En la Figura 4-32 se presenta la frecuencia relativa de la duración de las tormentas para cada tipo de distribución de Huff en el P14. Se encontró que para las tormentas agrupadas en el Cuartil I y II, las duraciones más frecuentes varían entre 1 y 2 horas, mientras que las tormentas descritas por el Cuartil III presentan duraciones menores a 1 hora. Las pocas tormentas características en el Cuartil IV presentaron con mayor frecuencia duraciones entre 30 minutos y 1 hora.

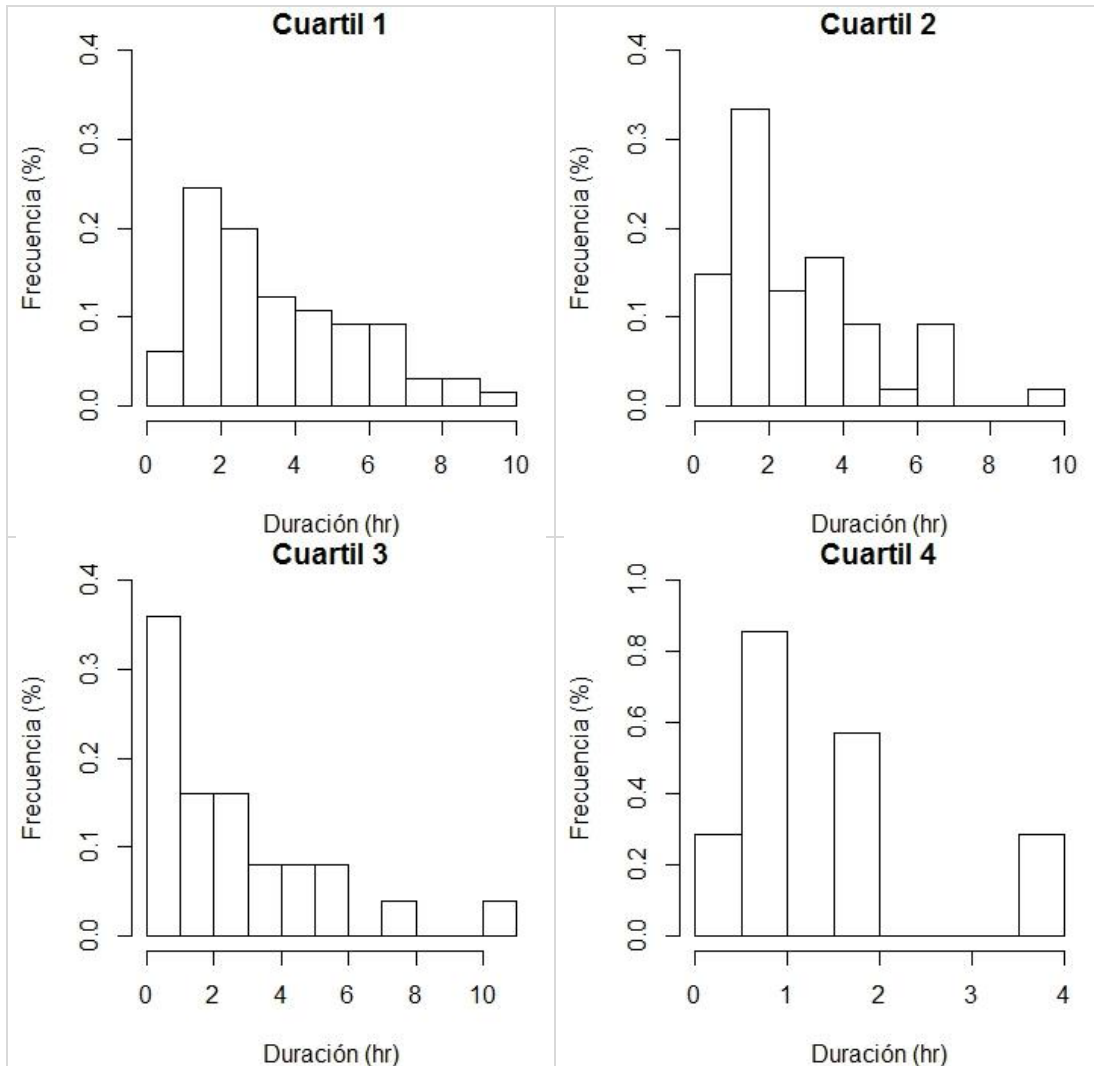


Figura 4-32. Frecuencia relativa según duración (P14).

Los resultados aquí descritos difieren de aquellos reportados por el Estudio para el Análisis y Caracterización de Tormentas en la Sabana de Bogotá, desarrollado por la firma IRH Ltda., donde se reportó que la duración promedio (como criterio de diseño) de las tormentas en la Sabana de Bogotá es de 3.1 horas.

La Figura 4-33 presenta los patrones de distribución temporal de eventos de tormentas extremas con diferentes niveles de probabilidad y agrupadas como Cuartil I a IV, respectivamente. De esta forma, con base a los patrones de distribución de un 10% de probabilidad en el grupo “Cuartil I” la ocurrencia de los eventos extremos de tormenta se caracterizaría por mostrar que el 90% de la precipitación caería durante el 40% de su duración total. Para la probabilidad de 50% en esta misma duración, el 75% de la

precipitación caería, y para la probabilidad de 90% el 50% de la precipitación. Durante la permanencia correspondiente a 80% de la duración total, la precipitación varía desde 85 hasta 99% de la precipitación total para probabilidades del 90% al 10% respectivamente.

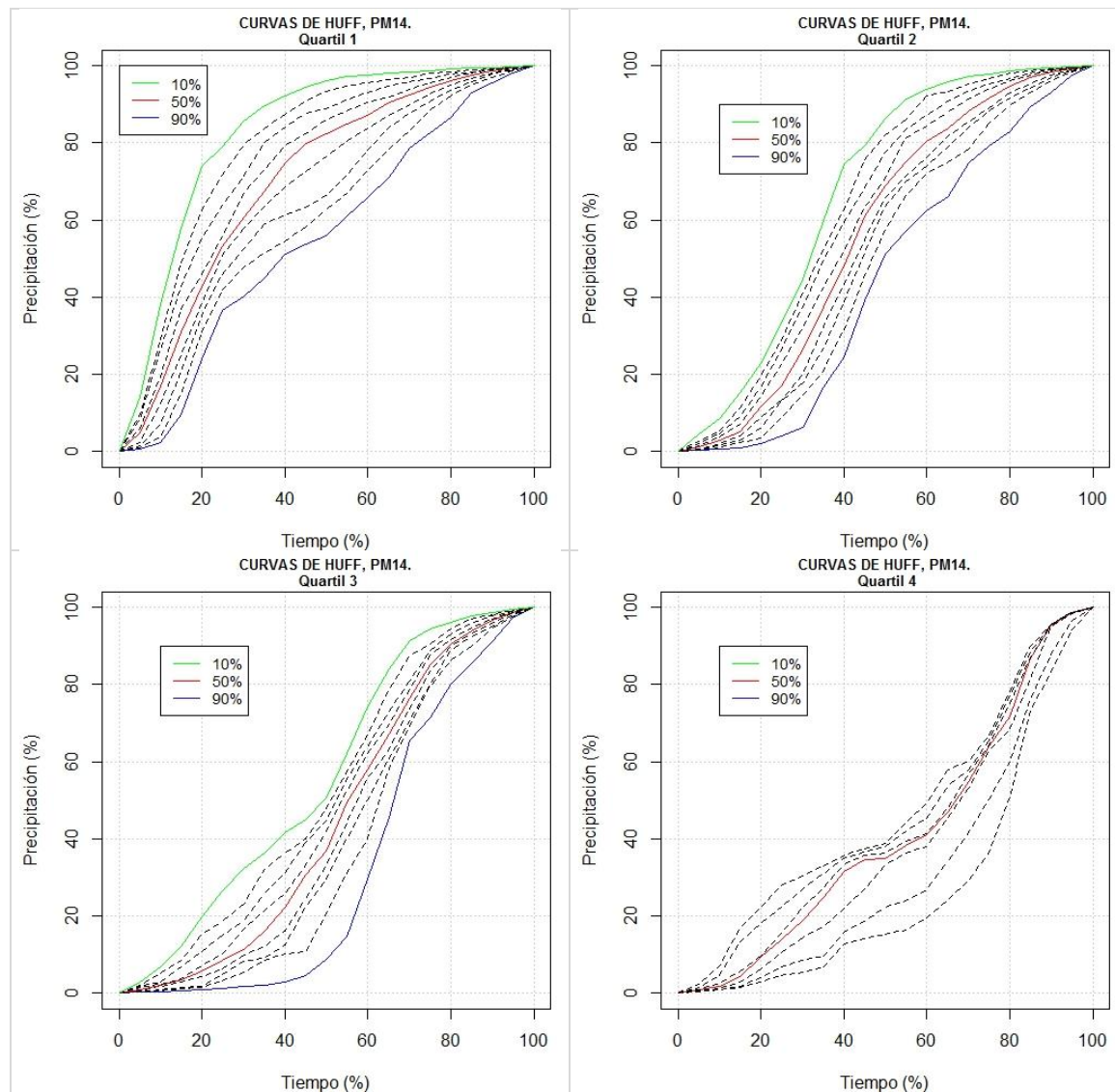


Figura 4-33. Patrones de distribución temporal para los Cuartiles I, II, III y IV en el P14.

Adicionalmente, los patrones de distribución en el Cuartil II, muestran que para la curva de probabilidad del 90%, la mitad de la precipitación se concentra durante la primera mitad del tiempo. Para los Cuartiles III y IV la concentración de la precipitación ocurre durante la segunda mitad de la duración de los eventos.

Las curvas de probabilidad del 50% son usualmente empleadas en proyectos de drenaje urbano para obtener una distribución temporal de la precipitación, siendo los Cuartiles I y IV los más comúnmente empleados (Back, 2011). Para el área de estudio, se recomienda el empleo de las curvas obtenidas en el Cuartil I, ya que son las que se encuentran con más frecuencia en las observaciones. La Figura 4-34, compara las curvas obtenidas (en el P14) con probabilidad de ocurrencia del 50% (líneas sólidas) con las propuestas por Huff (líneas punteadas) en cada uno de los Cuartiles del I al IV, observándose comportamientos similares particularmente en el Cuartil II. Las discrepancias observadas en las otras curvas se atribuyen principalmente a la limitada información con la cual se contó para su desarrollo. Dado esto, se sugiere la validez de las curvas adimensionales de Huff, deducidas en otras latitudes para análisis de distribuciones temporales de aguaceros de diseño, en la zona de estudio.

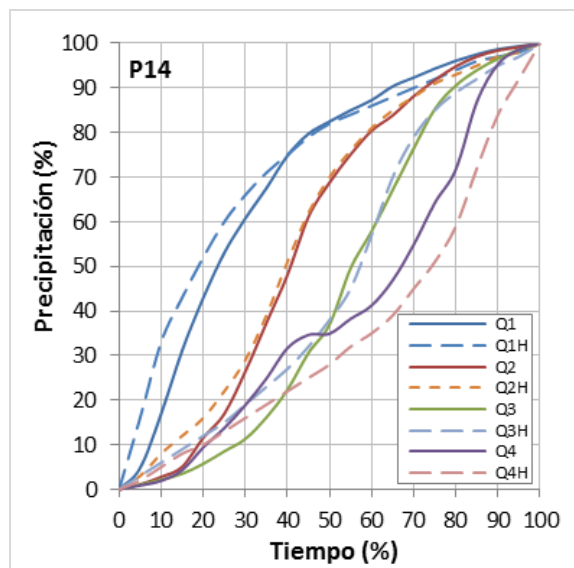


Figura 4-34. Patrones de distribución temporal para 50% de probabilidad para las curvas originales de Huff y calculadas en el P14

Como se mencionó anteriormente para la Sabana de Bogotá se recomienda como criterio de diseño emplear duraciones de tormenta de 3 horas (EAAB-CEI-ESSERE, 1997). La Figura 4-35, muestra de forma adimensional la distribución temporal para estas tormentas, las cuales varían considerablemente a las aquí propuestas.

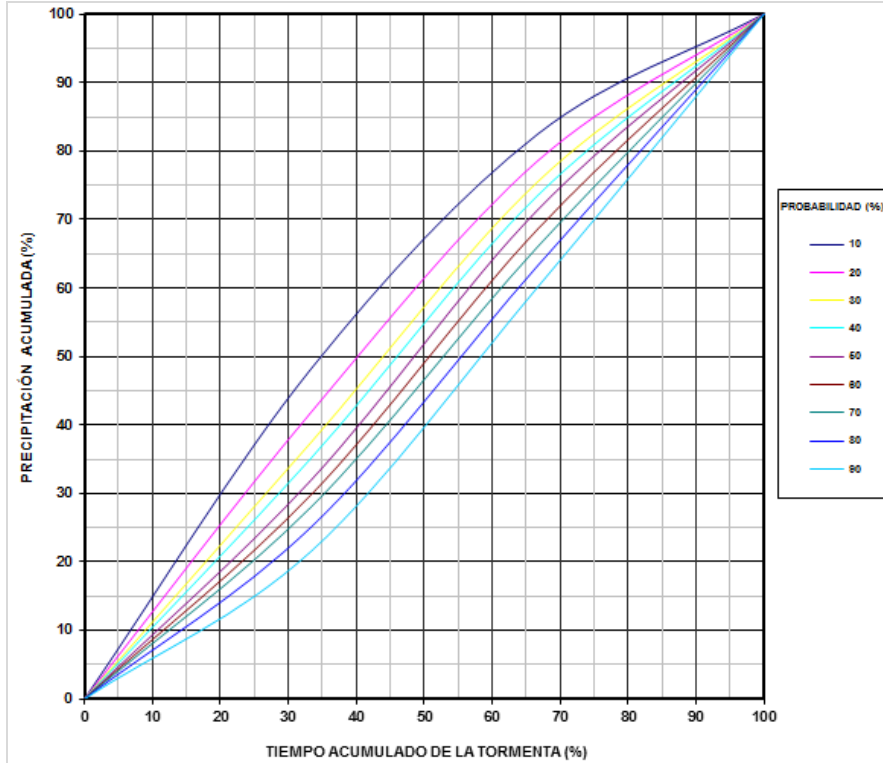


Figura 4-35. Patrones de distribución temporal para tormentas de 3 horas.
Fuente: EAAB-INGETEC, (2005)

4.3 Caracterización espacial

En esta sección se presentan los resultados al estimar el campo de precipitación para 47 eventos de tormenta registrados en la red instalada del campus universitario, en el periodo de tiempo comprendido entre los años 2007-2011. La Tabla 4-14 muestra los tiempos de ocurrencia de estas tormentas y las profundidades (en mm) registradas en el evento para cada pluviógrafo.

Tabla 4-14. Condiciones de las tormentas analizadas

ID	HORA DE INICIO	HORA DE FINALIZACIÓN	PG01	PG02	PG03	PG04	PG05	PG06	PG07	PG08	PG09	PG10	PG11	PG12	PG13	PG14
1	05/04/2007 16:14	05/04/2007 19:57	21.2	21.2	22.6	21.8	19.6	19.6	21.6	22.6	20.6	19.4	20.4	20.2	21.8	21
2	19/04/2007 13:37	19/04/2007 18:41	13.6	13.6	13.4	12.8	14	15.4	16.8	18.2	20.4	19.4	14.8	14.8	13.2	13.2
3	01/11/2007 13:01	01/11/2007 15:32	38.4	37.2	26.4	25.8	35.2	34.4	26.2	27	24.2	23.6	25.8	25.8	47	45.6
4	03/11/2007 13:31	03/11/2007 20:20	35.4	34	29	25.6	26	24.4	35.6	35.6	30.4	29.8	30	31.6	26.8	24.2
5	08/12/2007 14:34	08/12/2007 15:50	11.8	10.4	13.4	13.8	13.6	13.4	19	19	24	23.8	18	17.6	13.2	12.4
6	17/12/2007 12:33	17/12/2007 15:17	39.6	38	39.4	36.2	33.4	34.2	35.6	35.6	32.6	33	40	39	43	43.4
7	17/12/2007 22:27	18/12/2007 03:09	21	19.6	19.4	16.6	22.8	19.4	19	19	16	15.8	16	17.4	19.4	19.2
8	16/02/2008 15:12	16/02/2008 18:14	12.2	11.4	14.8	15	13.4	12	14.8	14.8	18.4	18	16.8	17.2	12.6	12.6
9	08/03/2008 15:41	08/03/2008 17:26	14.6	14.6	21.4	21	28.4	27.6	27.8	29.6	15.2	14.6	20.8	22	23	22

ID	HORA DE INICIO	HORA DE FINALIZACIÓN	PG01	PG02	PG03	PG04	PG05	PG06	PG07	PG08	PG09	PG10	PG11	PG12	PG13	PG14
10	14/03/2008 12:33	14/03/2008 19:27	29.2	29	22.4	22.4	25.2	24.2	27.4	31	25.4	22.6	26.4	29.8	28.2	28.6
11	30/03/2008 18:30	30/03/2008 19:56	16.6	15.6	12.6	12.6	11.2	10.4	12.8	13	15.4	15	13.4	13.8	16.8	16.2
12	11/04/2008 17:07	11/04/2008 21:23	10.4	10	13.4	12	11.6	11.4	17	16.6	17	15.6	15	15.6	16.6	15.8
13	25/04/2008 19:03	26/04/2008 01:08	18.8	18.6	17.6	16.4	16.2	15.8	17.4	17.6	16	13.6	18	18.2	17.6	17
14	24/05/2008 00:46	24/05/2008 07:47	14.4	15.4	15	11.6	12.2	12.6	13.2	13.8	14	12.8	15	14.4	17.6	17
15	24/05/2008 18:01	25/05/2008 04:28	54.4	55.6	50.8	39.4	41.6	42.4	47.2	46.8	45.6	41.2	43.4	42	46.6	45.4
16	10/06/2008 17:31	10/06/2008 19:32	13.6	13.2	12.6	11.8	12	12.8	13.4	12.6	13.8	12.6	15.2	15.2	13	13
17	25/06/2008 00:31	25/06/2008 03:12	15.8	14.4	15.8	14.6	14.2	15.2	14.8	15.2	14.8	13	15.8	16.4	14.8	14.8
18	23/08/2008 15:54	23/08/2008 20:29	17.4	16	19.6	17.6	19.4	19.6	21.6	18.8	21	18	19.6	22.4	20.2	19.4
19	05/10/2008 20:10	05/10/2008 23:41	15.2	13.2	13	13	14.6	15.8	17	18.4	20.2	16	18.8	15.4	14.2	16.4
20	02/11/2008 13:48	02/11/2008 16:21	35.6	37	49.4	44	36	35.4	42	43	44.4	44.6	46.2	45.8	53.8	55.2
21	02/11/2008 19:58	03/11/2008 06:23	13.8	13	13.6	12.8	13	13.8	14.2	15	15.6	15.6	12.4	14.8	13.6	14
22	08/11/2008 16:01	08/11/2008 17:20	20.2	19.6	17.2	15.6	20	19.4	18.6	18.8	26.4	25.2	17.2	17.2	16	17.6
23	22/03/2009 15:31	22/03/2009 20:07	11.8	11.2	13.2	13.4	12.8	10.6	14.6	15.6	16.8	20	18	17.6	12.8	14.4
24	27/03/2009 15:01	27/03/2009 16:03	16.2	17.4	15.2	15	15.4	15.4	17.6	18.4	12	13.4	21.8	22.8	14.8	14.6
25	11/10/2009 15:58	11/10/2009 17:06	15.6	16.6	14	13	19.8	21.4	19.4	19.8	21.6	24	16.6	17.4	10.8	11
26	14/10/2009 17:19	14/10/2009 23:44	23.8	29.4	28.2	31	26.6	30	24.2	26.6	29.8	33.2	29.2	31.4	31.4	35.2
27	14/10/2009 17:19	14/10/2009 23:44	28.8	31.6	27.8	33	27.8	30	28.4	32.8	28.4	29	24.8	24.8	24.4	26.8
28	14/10/2009 17:19	14/10/2009 23:44	12.2	13.2	13.4	15.6	11.6	13	12	14.2	12.6	13	14.6	14.6	12.4	11.8
29	16/02/2010 15:04	16/02/2010 15:49	11.6	12.8	14.6	14.8	11	11.4	12.6	13.8	11.4	11.6	14.4	14.4	16	15.8
30	28/06/2010 21:44	29/06/2010 04:12	11.8	13.2	12.6	12.4	12.8	13.6	11.2	13.2	13.6	13.6	14.6	14.6	13.2	14
31	04/10/2010 12:36	04/10/2010 16:58	15.8	16.6	16.4	18.2	15.4	16.2	16.2	16.2	16.8	16.8	23.4	24.4	20	21.6
32	05/10/2010 12:04	05/10/2010 14:28	11.8	12	12.6	13	13.4	13.6	13.4	13.4	14.4	14.4	13.6	13.6	13.4	12.6
33	18/10/2010 21:51	19/10/2010 02:53	13.2	12.6	13	12.4	14.2	14.6	11	11	14.4	14.4	16	16	15.2	13.8
34	27/10/2010 17:29	27/10/2010 19:16	17	19.2	21.8	21.4	17.8	18.4	18	18	14.4	14.4	23.2	23.2	22.4	21.2
35	09/11/2010 17:22	10/11/2010 01:30	24.6	25	26.2	24.6	25.8	26	27.4	27.4	36	36	34.4	34.4	31.4	30.6
36	16/11/2010 17:02	17/11/2010 00:14	17.6	16	15.8	14.2	17	16.6	14.6	14.6	17.2	17.2	19	20.6	21.4	19.8
37	19/11/2010 14:04	19/11/2010 14:59	16	19.4	16.2	15.4	20	19.8	19.8	19.8	24.6	24.6	15.4	16.6	13.4	12.6
38	02/12/2010 00:12	02/12/2010 04:09	19.6	19	17.4	13	14.4	15	13	13	11	11	16.4	18.2	24.6	24
39	04/12/2010 10:34	04/12/2010 19:59	13.6	13.8	15.6	15	20.8	21.4	20.2	20.2	30.6	30.6	21.8	24	17.6	16.2
40	16/02/2011 17:29	16/02/2011 22:57	15.2	16.6	19.2	17.8	26.2	27.4	29	29	27.6	27.6	31.4	33.6	30	28.4
41	06/03/2011 13:03	06/03/2011 16:41	16.4	19.2	18.6	19.8	14.2	12.6	13.8	13.8	11.4	11.4	14.8	14.8	14.2	13.6
42	30/04/2011 22:50	01/05/2011 03:12	23.4	23.4	37.8	32.8	21.2	21.4	27.4	27.4	19	19	40	40	41.4	42
43	12/05/2011 19:40	13/05/2011 02:02	43.2	39.8	40	34.2	42.2	44	38.8	38.8	35.2	35.2	32.4	32.4	35	32.4
44	02/06/2011 19:41	02/06/2011 23:29	15.4	13.4	13.8	13.8	15	14	13.2	13.2	14.4	14.4	17.6	17.6	16.8	15
45	08/09/2011 15:49	08/09/2011 19:46	16.2	16.6	13.6	13.6	16.4	15.4	13.4	13.4	15.2	15.2	13.4	13.4	12.6	13
46	04/10/2011 14:17	04/10/2011 16:50	26.2	27	22.4	22.4	32	31.8	24.2	24.2	37	37	23.4	23.4	22.2	23
47	19/10/2011 21:37	20/10/2011 06:07	12.8	12.8	12.4	12.4	13	13.2	11.4	11.4	14	14	13.6	13.6	14.6	15.6

4.3.1 Predicción geoestadística

- Análisis estructural

Como una primera evaluación de la red de monitoreo, se pudo observar que las muestras se encuentran espaciadas regularmente, donde las distancias entre un par de muestras corresponde aproximadamente a 700 m.

Por otro lado, el primer paso del análisis estructural, el cual consistió en graficar de diferentes maneras el comportamiento espacial de las tormentas (ver Figura 4-36) permitió detectar posibles tendencias de la variable tanto en el eje X como en el eje Y. Para el caso de la tormenta registrada el día 18 de Octubre del año 2010 a las 21:51 hora local (evento 33) se muestra que no existe una tendencia marcada en el comportamiento de la precipitación.

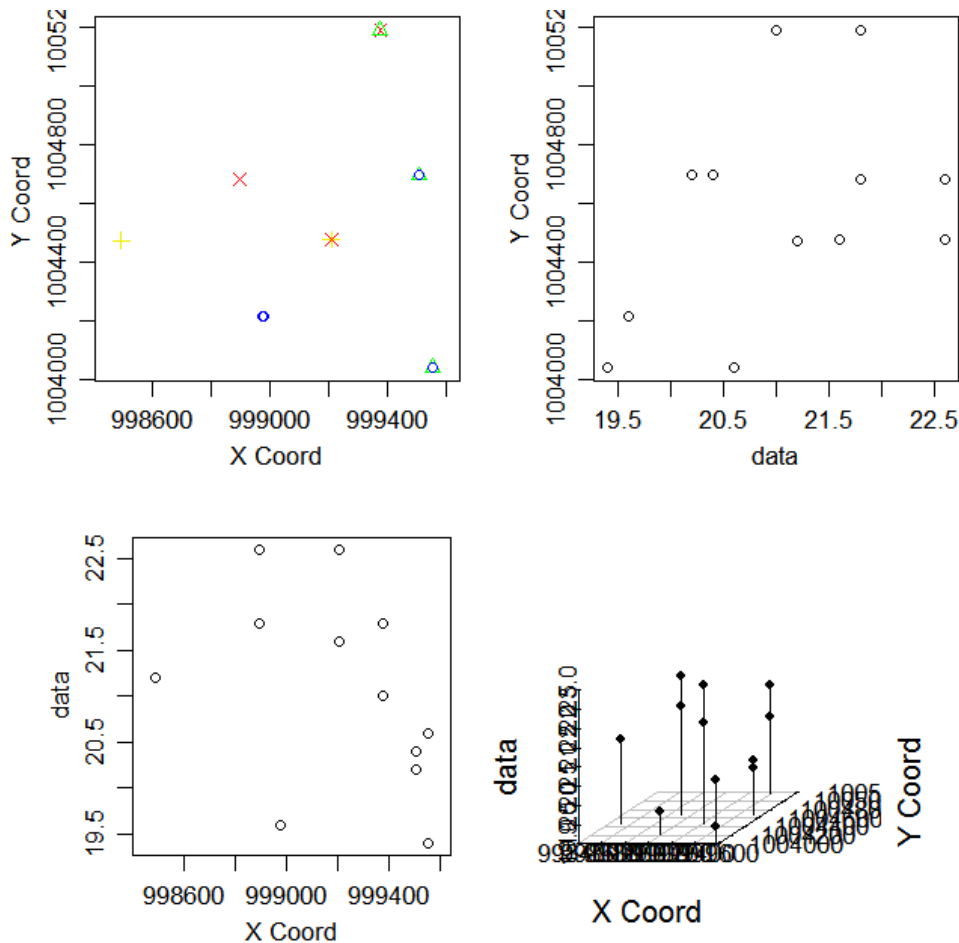


Figura 4-36. Características espaciales de la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51

Respecto al análisis de normalidad, se aplicaron diferentes tipos de pruebas, tanto gráficas como test de ajuste estadístico. La Figura 4-37 ejemplifica, a partir del histograma de frecuencias relativas, la gráfica QQ-plot de la variable vs. Distribución normal y el diagrama de Caja y Bigotes el comportamiento de la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51.

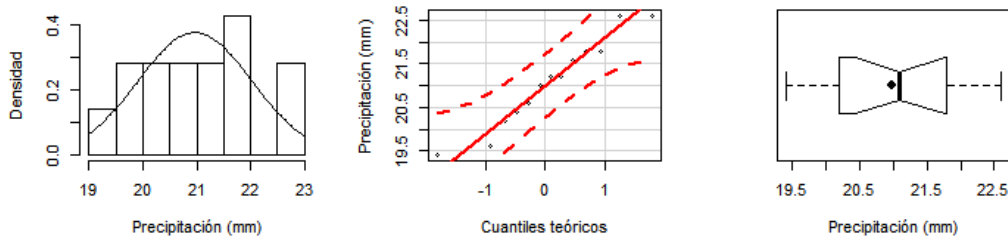


Figura 4-37. Histograma de frecuencias, qq-plot y diagrama de cajas de tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51

La Tabla 4-15 ejemplifica para la tormenta señalada, que, para el test de Shapiro-Wilk dado que el valor de W es cercano a 1 y que p es mayor que 0.5, no hay evidencia para decir que la hipótesis nula es falsa, concluyéndose que no hay suficiente evidencia en los datos para sugerir que la distribución no es normal. Por otro lado, el test de Kolmogorov-Smirnov indica una discrepancia pequeña (0.123) y p es mayor que 0.5 concluyéndose también que no hay suficiente evidencia en los datos para sugerir que la distribución no es normal. Esto puede ser debido al tamaño pequeño de la muestra.

Tabla 4-15. Resultados del test de ajuste para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51

Test de Shapiro-Wilk	W	0.9489
	p-value	0.5436
	W (1% significancia)	0.825
	W (5% significancia)	0.874
	W (10% significancia)	0.895
Test de Kolmogorov-Smirnov	D	0.123
	p-value	0.9839

El análisis de la estructura espacial de los campos de lluvia puede destacar características importantes de los eventos de precipitación. Por su parte, los semivariogramas ilustran la correlación espacial existente en las mediciones dadas en el área de estudio. A partir del software R se modelaron cuatro tipos de modelos de semivariogramas experimentales y se ajustaron a partir de tres métodos de mínimos

cuadrados, también se ajustaron mediante el procedimiento de validación cruzada ofrecido por el software ArcGIS el cual se enfoca principalmente en la optimización del rango. La Figura 4-38 muestra los diferentes semivariogramas experimentales “omnidireccionales” con sus correspondientes ajustes. De esta forma, se garantizó que el modelamiento estructural de la tormenta no fuera únicamente basado en apreciaciones subjetivas de análisis del evento.

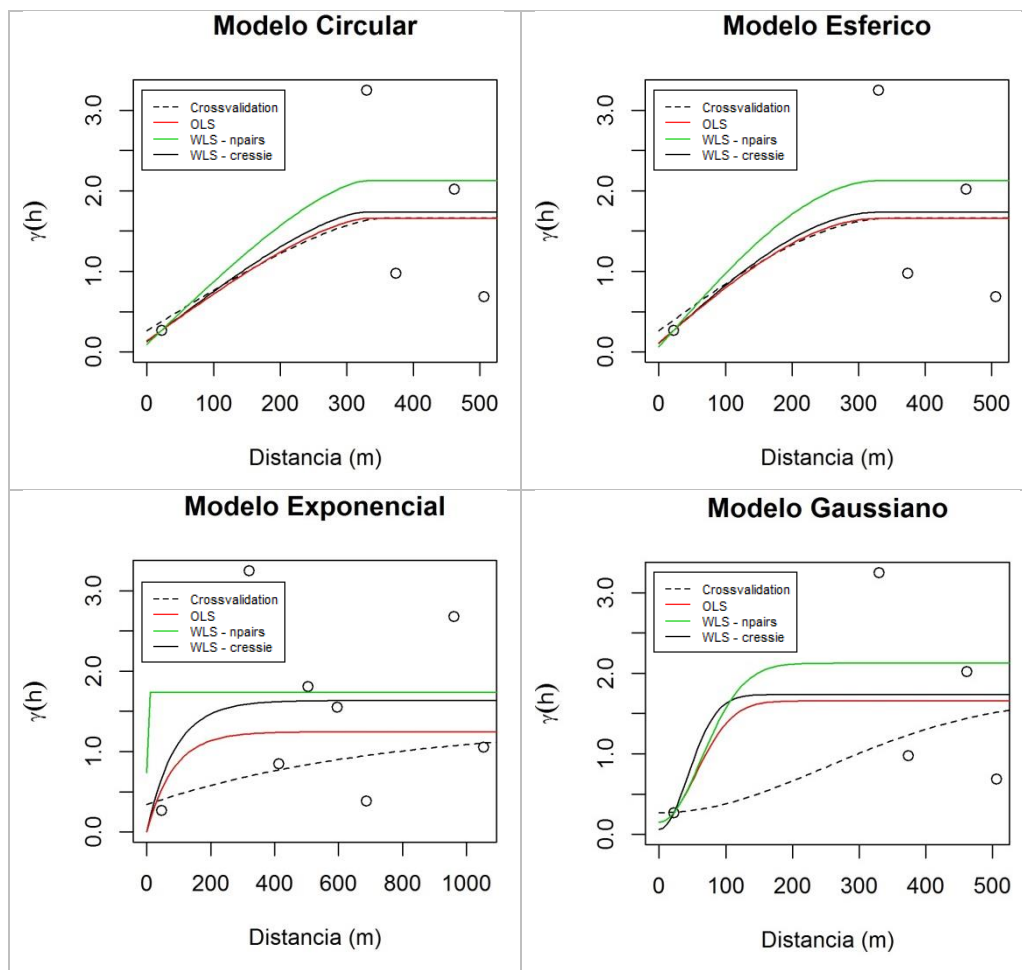


Figura 4-38. Ajuste de modelos de semivarianza teóricos al semivariograma experimental de la tormenta registrada el día 18/oct/2010 21:51

La Tabla 4-16 muestra los parámetros de los semivariogramas isotrópicos, estimados a partir de los diferentes métodos, así como el Error Cuadrático Medio de ajuste. Para la tormenta ejemplificada, se encontró que el método de mínimos cuadrados ordinarios fue el que ajustó de manera más acertada los cuatro modelos experimentales. Por otra parte cabe anotar, que el método de ajuste del variograma teórico a partir del método de validación cruzada ofrecido por el software ArcGIS no reporta *errores* en su ajuste debido

a que el algoritmo empleado se enfoca en reducir la raíz media del cuadrado de los errores de predicción¹¹ (*RMSPE*).

Tabla 4-16. Resultados del test de ajuste para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51)

Método de Ajuste	Semivariograma Ajustado	Pepita	Meseta	Rango	Error
Validación Cruzada	Circular	0.266	1.396	352	--
Mínimos Cuadrados Ordinarios		0.130	1.605	325	4.039
Mínimos Cuadrados Ponderados		0.139	1.517	329	18.612
Mínimos Cuadrados Generalizados		0.096	2.029	328	5.287
Validación Cruzada	Exponencial	0.341	1.002	732	--
Mínimos Cuadrados Ordinarios		0.000	1.636	88	6.523
Mínimos Cuadrados Ponderados		0.000	1.247	83	47.017
Mínimos Cuadrados Generalizados		1.736	0.000	732	25.821
Validación Cruzada	Gaussiano	0.269	1.426	352	--
Mínimos Cuadrados Ordinarios		0.062	1.673	61	4.039
Mínimos Cuadrados Ponderados		0.152	1.505	77	18.612
Mínimos Cuadrados Generalizados		0.152	1.973	89	5.287
Validación Cruzada	Esférico	0.266	1.396	352	--
Mínimos Cuadrados Ordinarios		0.106	1.629	329	4.038
Mínimos Cuadrados Ponderados		0.114	1.542	330	18.612
Mínimos Cuadrados Generalizados		0.063	2.062	330	5.287

A partir del proceso de ajuste de los semivariogramas, se pudo determinar que para la mayoría de tormentas el método de Mínimos Cuadrados Generalizados (MCG) fue con frecuencia el método de mejor ajuste, como se puede observar en la Figura 4-39.

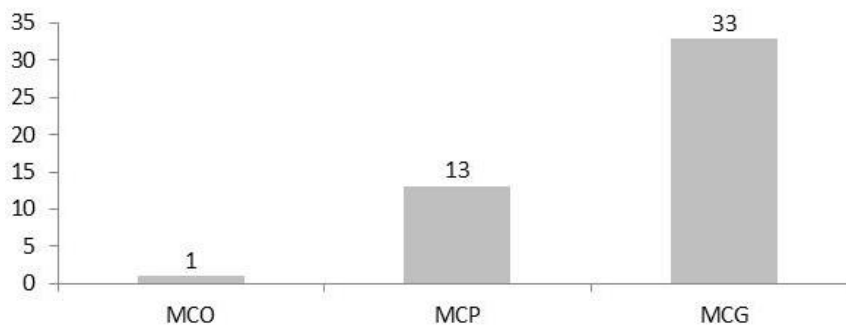


Figura 4-39. Frecuencia de método de mejor ajuste para 47 tormentas analizadas

¹¹ <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.1/index.html#//0031000000q1000000>
<http://desktop.arcgis.com/en/desktop/latest/guide-books/extensions/geostatistical-analyst/parameter-optimization.htm>

- Resultados de la validación cruzada

A fin de evaluar el desempeño de la interpolación espacial geoestadística se evaluó cada tormenta a partir de una validación cruzada y distintas funciones objetivo. A modo de ejemplo, la Tabla 4-17 muestra los resultados obtenidos de la validación cruzada para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51).

Para esta tormenta, la incertidumbre en la predicción según el criterio de la función objetivo RMSSPE indica que un 27% de las posibles combinaciones de espacialización de la tormenta sobreestiman el campo de precipitación ya que RMSSPE es menor a uno (1), mientras que según el criterio de la función objetivo RMSPE y ASE el 40% de las posibles combinaciones de espacialización de la tormenta sobreestiman el campo de precipitación ya que los valores de ASE son mayores que RMSPE. Por otro lado, el criterio de selección de la mejor interpolación fue la combinación que presentase el menor valor de RMSSPE.

Así, para esta tormenta el mejor interpolador geoestadístico fue el Kriging Ordinario con un modelo de semivariograma gaussiano, ajustado por medio del método de validación cruzada presentando una ligera subestimación del campo de precipitación (ver Tabla 4-17).

Tabla 4-17. Resultados de la validación cruzada para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51)

KRIGING	MODELO	AJUSTE	RMSSPE	MSPE	RMSPE	ASE	MPE
KO	Circular	VC	0.92167647	0.14494621	0.99918955	1.09406369	0.07682093
		MCO	1.15105593	0.23140492	1.00933966	1.02858616	0.08400389
		MCP	1.1312094	0.22120012	1.00806638	1.0164152	0.08324838
		MCG	1.26776178	0.28135504	1.01395871	1.08738888	0.08654878
	Exponencial	VC	1.12370527	0.07789342	1.00033842	0.89504553	0.02553747
		MCO	3.84491595	1.00720525	1.02403928	0.84650811	0.08917086
		MCP	4.28680992	1.12101615	1.02335937	0.74070319	0.08932529
		MCG	0.81993908	0.00086809	1.12444872	1.37138081	0.00119048
	Gaussiano	VC	1.01112403	0.13677281	1.0704067	1.05345165	0.04854959
		MCO	1.57368286	0.36317126	1.01576848	0.96178441	0.08747665
		MCP	1.10531359	0.21239786	1.00727371	1.0233179	0.08276421
		MCG	1.07028919	0.21900652	1.01015946	1.12980691	0.08447696
	Esférico	VC	0.92216731	0.14512427	0.9992144	1.09374372	0.07684258
		MCO	1.24289981	0.26123404	1.01141134	1.00890086	0.08518004
		MCP	1.21352678	0.24848621	1.010192	0.99732473	0.08449528

KRIGING	MODELO	AJUSTE	RMSSPE	MSPE	RMSPE	ASE	MPE
		MCG	1.4998636	0.35138357	1.01645564	1.05485849	0.08781989
KS	Circular	VC	0.95011123	0.07145964	0.66765408	0.70271329	0.05021571
		MCO	1.34274534	0.10622372	0.68060082	0.50687612	0.05384251
		MCP	1.30015152	0.10240066	0.67874916	0.52205705	0.05345919
		MCG	1.56022657	0.12509567	0.6876652	0.4407523	0.05513665
	Exponencial	VC	0.97054749	0.03457226	0.72322705	0.74751156	0.02436497
		MCO	5.13688943	0.41752137	0.69927749	0.13617105	0.05686653
		MCP	5.72348651	0.46520046	0.69917319	0.12219671	0.05685815
		MCG	0.77293376	0.01084239	1.01840211	1.31758006	0.01428571
	Gaussiano	VC	0.96964305	0.04548897	0.67912854	0.70084288	0.03168331
		MCO	1.97773397	0.15926475	0.69055413	0.34916471	0.05560967
		MCP	1.258661	0.09884292	0.67762169	0.53836724	0.0532138
		MCG	1.26048176	0.09998327	0.68181723	0.5409181	0.05408277
	Esférico	VC	0.95091944	0.07153341	0.66767752	0.70214068	0.05022659
		MCO	1.48517574	0.11825466	0.68370801	0.46035963	0.05444003
		MCP	1.42971305	0.11341665	0.68186588	0.47692921	0.05409202
		MCG	1.90003787	0.1532378	0.69166577	0.36403514	0.05578475
KU	Circular	VC	0.94327217	0.07763997	0.67492673	0.71516979	0.05576848
		MCO	1.34198431	0.11038368	0.68606921	0.51109119	0.05662563
		MCP	1.29888089	0.10691287	0.68460771	0.52690979	0.05655659
		MCG	1.56072767	0.12794425	0.69146939	0.44297124	0.05682213
	Exponencial	VC	0.93180725	0.06597613	0.70899871	0.76551144	0.04902444
		MCO	5.13852113	0.41812659	0.69995295	0.13625749	0.05700394
		MCP	5.7253577	0.46590739	0.69988	0.12227848	0.05700253
		MCG	0.66190278	0.01825403	0.94640575	1.49414411	0.01163903
	Gaussiano	VC	0.95591319	0.07777263	0.68006349	0.71177862	0.05543087
		MCO	1.97863885	0.16194769	0.69361761	0.35050737	0.05688066
		MCP	1.25705486	0.10351016	0.68370552	0.54371034	0.05651025
		MCG	1.26004792	0.10359324	0.68701735	0.54508516	0.05666688
	Esférico	VC	0.94410213	0.07770976	0.67495097	0.71456686	0.05577176
		MCO	1.48508367	0.12198713	0.68847435	0.46348808	0.05672322
		MCP	1.42923263	0.11749762	0.68705496	0.48059199	0.0566678
		MCG	1.90095572	0.15548326	0.69443677	0.3652752	0.05689967

La Figura 4-40, presenta en forma de histogramas para cada una de las funciones objetivo evaluadas, la distribución de los errores asociados de las mejores interpolaciones, notándose que para las funciones objetivo RMSSPE (root mean square standardized prediction error) y RMSPE (root mean square prediction error) las mejores interpolaciones, en su mayoría, brindan una sobre estimación de la variabilidad del campo.

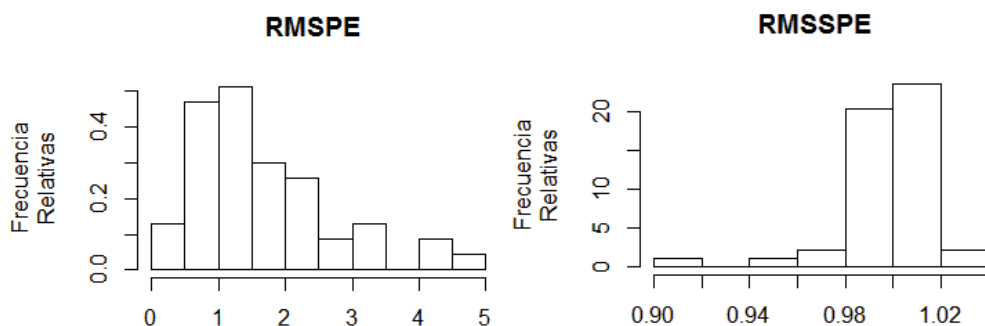


Figura 4-40. Histograma de frecuencias para los errores resultantes del análisis de validación cruzada para dos de las funciones objetivo analizadas para las 47 tormentas fueron consideradas en el análisis

De la misma forma, la Tabla 4-18 muestra cual fue el mejor método de interpolación seleccionado, el método de ajuste y el modelo de semivariograma experimental con sus respectivos parámetros para cada una de las tormentas analizadas. La Figura 4-41 resume la variedad de parámetros estimados a partir del análisis de las 47 tormentas para los cuatro semivariogramas analizados en este estudio.

Tabla 4-18. Mejor interpolador para las 47 tormentas analizadas

TORMENTA	KRIGING	MODELO	AJUSTE	RMSSPE	MSPE	RMSPE	ASE	MPE	pepita	meseta	rango
1	KO	gau	VC	1.011124	0.136773	1.070407	1.053452	0.04855	0.269	1.426	352
2	KU	sph	VC	1.000087	0.002787	0.851988	0.85571	0.002302	0.372	5.596	752
3	KU	sph	VC	1.004312	0.210662	0.861512	0.85746	0.180901	0.318	83.104	1042
4	KO	gau	VC	0.994053	0.259065	4.588921	4.117775	0.583121	1.841	29.148	305
5	KO	exp	VC	0.998791	0.058253	3.098503	2.1238	-0.214011	0.176	14.161	558
6	KU	gau	VC	1.00995	0.095734	1.323721	1.317596	0.142161	1.049	16.567	1042
7	KU	gau	MCO	1.002134	0.031011	1.630829	1.649907	0.051095	1.611	3.498	490
8	KO	cir	VC	1.031173	0.050299	2.078984	1.589629	-0.131901	0.206	7.253	1042
9	KO	sph	VC	0.978082	-0.117497	4.204926	3.58634	-0.863666	0.557	35.481	844
10	KO	sph	VC	1.00101	-0.031647	3.121621	2.910792	0.06489	2.416	8.601	477
11	KO	gau	MCG	0.998396	0.26066	1.84245	1.570164	0.352589	0.11	6.27	400
12	KS	exp	VC	1.000537	0.062726	0.842449	0.841221	0.052786	0.367	5.785	657
13	KU	cir	VC	1.000289	0.089602	1.005794	0.989098	0.089325	0.547	1.082	514
14	KU	gau	MCO	1.001409	0.011544	1.270782	1.284027	0.031126	1.009	0.884	315
15	KU	sph	VC	0.997003	0.039896	4.166737	4.237972	0.202729	10.836	9.761	491
16	KS	cir	VC	0.99977	0.050573	0.672757	0.672941	0.034074	0.248	1.107	491
17	KO	exp	VC	0.997949	0.006598	0.869818	0.85792	0.000641	0.55	0.192	468
18	KU	exp	MCP	1.0009	0.062517	0.898715	0.892917	0.037013	0.62	0	1136
19	KS	gau	VC	0.999861	-0.008277	1.9529	1.947216	-0.020421	2.948	2.343	732
20	KU	exp	VC	0.994029	-0.095975	2.12548	2.151603	-0.20805	2.408	21.483	455
21	KU	cir	VC	1.000784	0.030751	0.957091	0.971615	0.035535	0.583	0.496	648
22	KO	cir	VC	1.000723	0.130748	2.335723	2.139099	0.249908	0.514	9.093	737

TORMENTA	KRIGING	MODELO	AJUSTE	RMSSPE	MSPE	RMSPE	ASE	MPE	pepita	meseta	rango
23	KU	gau	VC	0.996979	-0.002553	1.573996	1.55245	-0.004777	1.374	2.708	352
24	KO	gau	MCG	0.995171	-0.259395	2.345685	2.170952	-0.233129	0.235	16.111	501
25	KU	cir	VC	1.013218	-0.065829	1.268611	1.248489	-0.082782	0.783	15.589	752
26	KO	sph	VC	0.986581	-0.100777	3.240726	3.155031	-0.195089	5.905	5.984	1042
27	KS	exp	VC	0.999458	-0.061292	2.48878	2.50184	-0.16007	4.634	3.406	610
28	KS	exp	VC	1.000002	-0.016085	1.145455	1.153428	-0.021056	0.958	0.87	648
29	KO	exp	VC	0.957126	-0.174858	1.109971	1.038353	-0.137887	0.22	2.284	648
30	KU	exp	VC	0.99736	-0.104506	0.907255	0.926822	-0.097346	0.562	0.473	610
31	KS	gau	MCG	1.00732	-0.163241	1.010553	1.002131	-0.163897	0.515	23.281	546
32	KS	gau	VC	0.904698	0.072373	0.300817	0.328614	0.025242	0.063	0.317	547
33	KO	exp	VC	1.001132	0.141566	1.441585	1.397815	0.04183	0.186	3.936	336
34	KO	exp	VC	0.991019	0.006536	2.229889	1.806775	-0.167703	0.466	7.877	614
35	KS	gau	VC	0.997007	0.056288	0.680517	0.683101	0.040393	0.241	21.254	717
36	KS	cir	VC	1.015285	0.193053	1.193741	1.174157	0.228419	0.738	5.422	732
37	KO	cir	MCG	1.000448	0.062358	2.86733	2.224767	0.051925	0.233	11.542	695
38	KS	sph	VC	0.999181	0.058967	1.776829	1.7819	0.106523	1.672	21.426	1042
39	KS	gau	VC	1.008713	0.097567	0.974529	0.973225	0.109575	0.525	42.544	1042
40	KS	sph	VC	1.000421	-0.004668	1.33402	1.332939	-0.00621	0.876	44.415	1042
41	KO	cir	MCP	0.965299	0.103427	1.874216	1.866778	0.067321	0.869	9.225	1042
42	KS	sph	VC	0.995435	-0.033557	1.870165	1.880241	-0.063243	1.732	100.75	1042
43	KU	exp	VC	0.996894	0.11605	2.576745	2.592619	0.305906	3.878	11.749	684
44	KS	cir	VC	0.999813	0.23191	1.0543	1.053037	0.245022	0.624	2.211	558
45	KS	exp	VC	1.007563	-0.079534	0.423399	0.420333	-0.033415	0.091	1.525	648
46	KU	cir	VC	1.008213	-0.268415	0.430289	0.426505	-0.114616	0.067	40.138	1042
47	KO	sph	VC	1.039934	-0.155852	0.896481	0.795243	0.038595	0.072	1.651	1046

A partir de los resultados aquí mostrados, se concluye que aquellos obtenidos a partir del ajuste de parámetros por los métodos de mínimos cuadrados y validación cruzada (VC) indican que para los distintos modelos, este último método presenta un mejor grado de ajuste del semivariograma para la red, en la mayoría de las tormentas analizadas. De igual forma, el método de mínimos cuadrados ordinario (MCO) fue el que mayor número de casos presentó en exclusiones de tormentas tras el ajuste de los parámetros, debido a que el semivariograma resultante era físicamente no probable; esto pudo deberse a la poca cantidad de puntos de semivarianza presentes en el semivariograma, lo cual conlleva a que el método force un ajuste de los parámetros. De esta forma, los parámetros del semivariograma para las 47 tormentas analizadas resultan ser bastante disimiles entre sí, adicionalmente resultan ser inestables en cerca del 30% de los semivariogramas obtenidos, dependiendo del método de ajuste empleado.

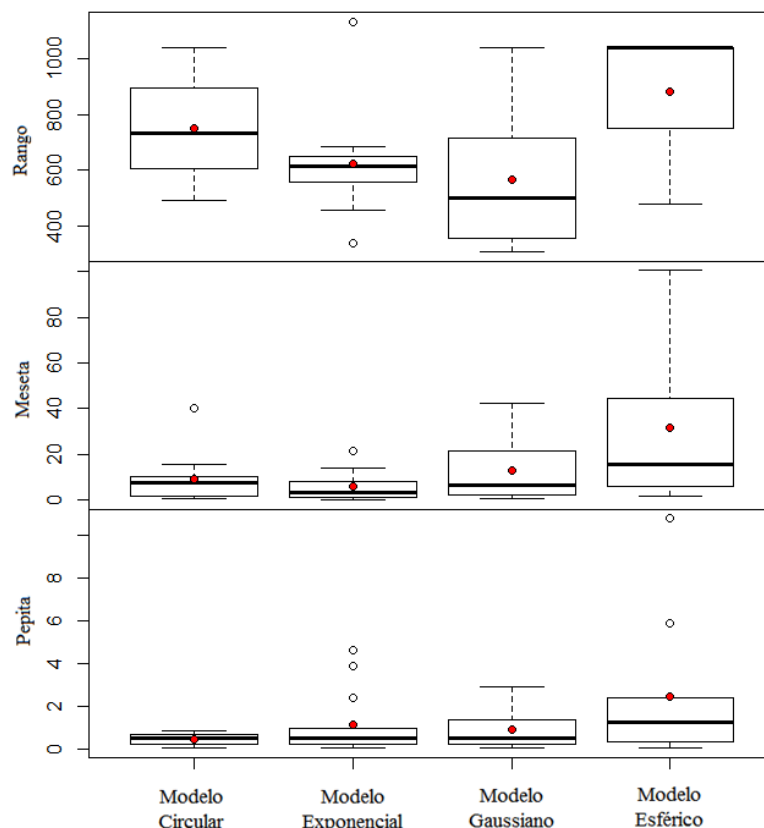


Figura 4-41. Semivariogramas y parámetros estimados para realizar interpolaciones de tipo geostatístico. 47 tormentas fueron consideradas en el análisis.

La Tabla 4-19 resume los resultados de combinar los cuatro modelos de semivariograma ajustados, con los tres métodos geostatísticos de kriging seleccionados, evaluados a través del empleo de cuatro modelos de ajuste. La Tabla 4-19 muestra el número de veces (de un total de 47 casos) en el fueron escogidos cada uno de los métodos de interpolación como el de mejor desempeño, según la función objetivo RMSSPE.

Tabla 4-19. Frecuencia de mejores resultados según diferentes modelos de semivariograma, diferentes métodos de ajuste para los tres métodos geostatísticos de Kriging analizados.

SEMIVARIOGRAMA	AJUSTE	KO	KS	KU	Total general
CIRCULAR	CV	2	3	4	9
	WLS - cressie	1	-	-	1
	WLS - npairs	1	-	-	1
Total Circular		4	3	4	11
EXPONENCIAL	CV	5	4	3	12
	WLS - npairs	-	-	1	1
Total Exponencial		5	4	4	13
GAUSSIANO	CV	2	4	2	8
	OLS	-	-	2	2
	WLS - cressie	2	1	-	3
Total Gaussiano		4	5	4	13

SEMIVARIOGRAMA	AJUSTE	KO	KS	KU	Total general
ESFÉRICO	CV	4	3	3	10
Total Esférico		4	3	3	10
Total general		17	15	15	47

En términos generales resulta evidente que los mejores ajustes se presentan para los modelos geoestadísticos de interpolación más simples, el modelo de semivariograma ajustado por el método de validación cruzada (CV) brinda en su mayoría las mejores interpolaciones, esto debido, tal como se mencionó anteriormente a que los métodos de ajuste “forzan” la optimización de los parámetros debido al limitado número de pluviómetros.

4.3.2 Predicción determinística

Al igual que para la predicción geoestadística, se obtuvieron campos de precipitación a partir de cinco métodos determinísticos para cada una de las tormentas seleccionadas, las cuales fueron evaluadas a partir de la función objetivo RMSPE.

De esta forma, la Tabla 4-20 muestra que para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51), el mejor método de interpolación fue el ADW ya que presentó el menor valor de RMSPE.

Tabla 4-20. Resultados de la validación cruzada para la tormenta registrada el día 18/oct/2010 (21:51).

FO	ADW	NN	MBS	TPS	IDW
RMSPE	<u>1.198</u>	1.941	1.753	3.429	1.224

La Tabla 4-21 muestra el mejor método de interpolación determinístico elegido para las tormentas analizadas y su correspondiente valor de evaluación de la media estandarizada de los errores de predicción.

De esta manera, el método de la Distancia Angular Ponderada (ADW) fue con más frecuencia el método que representó de forma más acertada los campos de precipitación (ver Figura 4-42), seguido por el método de Multilevel B-spline (MBS).

Tabla 4-21. Resultados de la validación cruzada para la 47 tormenta analizadas.

TORMENTA	MÉTODO	RMSPE	TORMENTA	MÉTODO	RMSPE	TORMENTA	MÉTODO	RMSPE
1	ADW	1.198	17	IDW	0.906	33	ADW	1.896

TORMENTA	MÉTODO	RMSPE	TORMENTA	MÉTODO	RMSPE	TORMENTA	MÉTODO	RMSPE
2	ADW	2.484	18	IDW	0.810	34	MBS	2.547
3	IDW	9.142	19	ADW	2.112	35	ADW	3.992
4	IDW	5.276	20	ADW	6.089	36	ADW	2.242
5	TPS	3.881	21	ADW	1.052	37	NN	3.120
6	NN	2.845	22	ADW	3.234	38	ADW	4.358
7	ADW	2.173	23	MBS	2.537	39	MBS	4.360
8	MBS	2.384	24	MBS	3.384	40	MBS	3.393
9	MBS	5.599	25	MBS	2.840	41	MBS	2.025
10	IDW	3.546	26	ADW	3.367	42	MBS	5.975
11	NN	2.258	27	ADW	2.638	43	MBS	3.519
12	ADW	2.434	28	MBS	1.250	44	ADW	1.614
13	IDW	1.475	29	MBS	1.372	45	ADW	1.332
14	IDW	1.726	30	ADW	1.002	46	TPS	4.323
15	IDW	5.385	31	MBS	2.555	47	ADW	1.245
16	IDW	1.126	32	NN	0.676	--	--	--

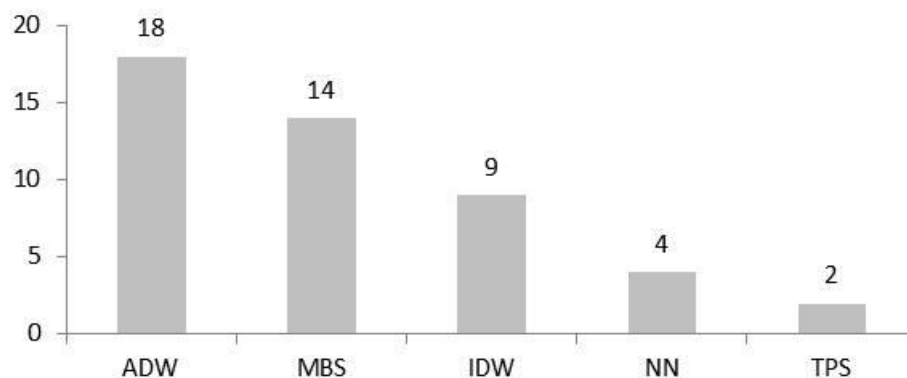


Figura 4-42. Grafica de cajas y patillas para los valores de Error reportado por cada método de ajuste

4.3.3 Interpoladores geoestadísticos vs interpoladores determinísticos

La Figura 4-43 presenta los mapas de distribución espacial del campo de precipitación obtenidos para el evento de tormenta del día 18 de Octubre de 2010 a las 09:51 p.m., y los dos mejores modelos de interpolación. Para el caso de las interpolaciones geoestadísticas, el mejor método de interpolación fue el Kriging Ordinario con un modelo de semivariograma exponencial el cual reportó un RMSPE de 1.442, mientras que para la interpolación determinística el mejor método de interpolación fue el ADW con un RMSPE de 1.896. Así, se concluye que para la tormenta en mención el método de KO resulta ser el método que mejor representa el campo de precipitación globalmente; sin embargo,

nótese cómo para el caso analizado el método no geoestadístico, con menor nivel de complejidad brinda un perfil de representación del campo de interpolación casi similar al obtenido mediante el método de Kriging, y la precipitación media areal es casi idéntica. En la Figura 4-43, puede verse que las diferencias entre estas dos superficies son muy pequeñas, los valores negativos (-0.39 a 0) indican las zonas donde el KO presentó mayores valores que el ADW y los valores positivos (de 0 a 0.34) indican las zonas donde el ADW presentó mayores valores que el KO. Resultados similares pueden apreciarse en la Tabla 4-22.

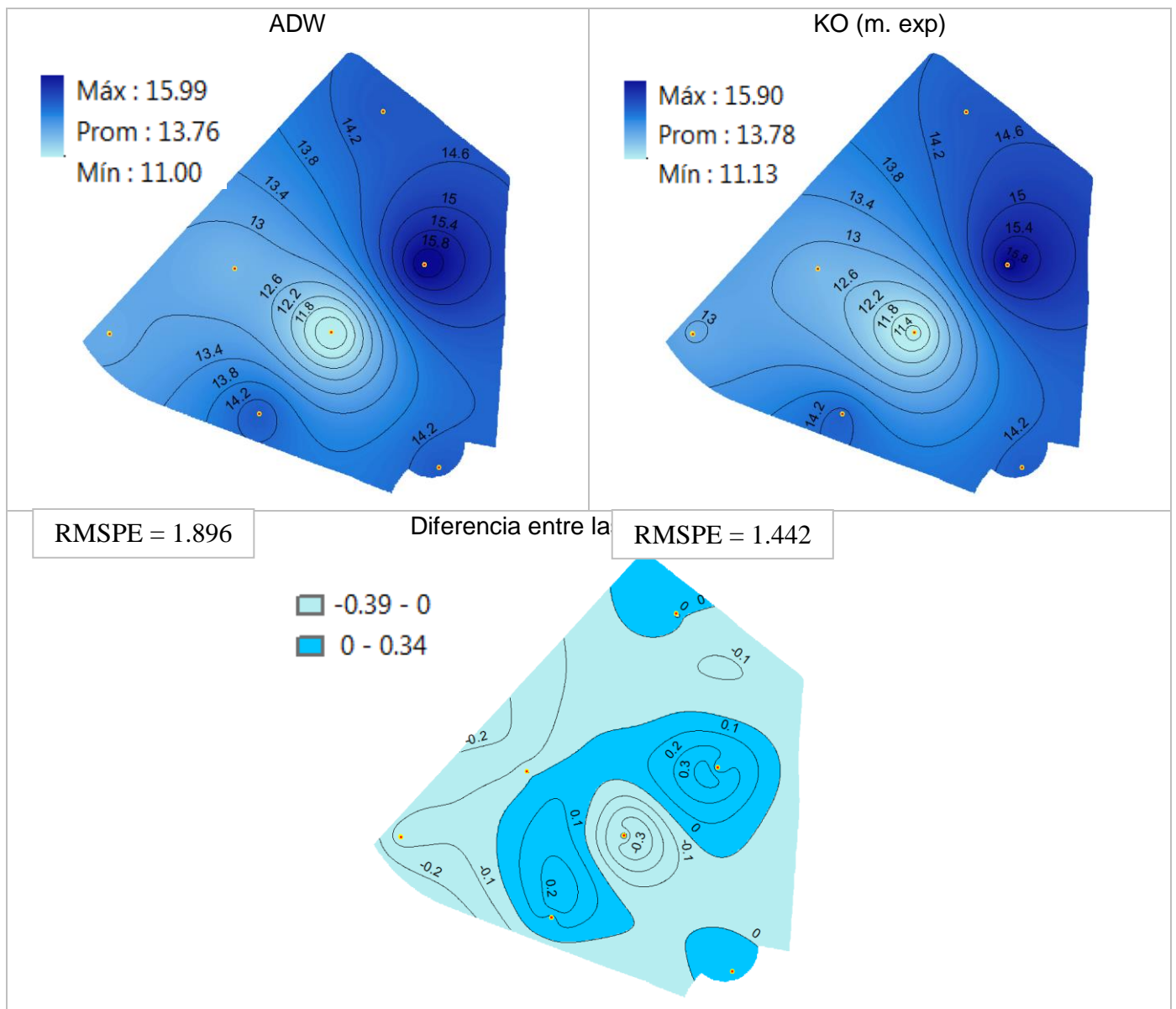


Figura 4-43. Distribución espacial de la precipitación (mm) interpolada con los métodos de ADW y KO (semivariograma exponencial), y diferencia entre las predicciones para el evento de tormenta del 18 de octubre de 2010.

La Tabla 4-22, muestra los errores reportados por los mejores métodos de interpolación geoestadísticos y determinísticos para cada una de las tormentas analizadas, igualmente presenta las diferencias obtenidas entre sus valores mínimos, máximos y los promedios. Se aprecia que únicamente para la tormenta presentada el día 23 de Agosto de 2008 (ID 18), el método determinístico IDW presenta una mejor eficiencia en términos de presentar un RMSPE menor. Así, es importante señalar que aunque en solo un caso esta condición se diera, las diferencias entre los errores son en la mayoría de las veces bastante pequeñas, de igual forma pasa con las diferencias obtenidas entre los valores mínimos, máximos y los promedios areales de precipitación sobre la cuenca.

Tabla 4-22. Errores reportados por los mejores métodos de interpolación geoestadísticos y determinísticos.

TORMENTA	MÉTODO	RMSPE	MÉTODO	RMSPE	MIN	MAX	PROM
1	ADW	1.198	KO.m.gau0	1.070	-0.565	0.533	0.033
2	ADW	2.484	KU.m.sph0	0.852	-1.358	2.050	0.043
3	IDW	9.142	KU.m.sph0	0.862	-8.170	4.681	0.025
4	IDW	5.276	KO.m.gau0	4.589	-1.503	1.019	0.029
5	TPS	3.881	KO.m.exp0	3.099	-5.999	2.482	-0.220
6	ADW	3.255	KU.m.gau0	1.324	-3.371	2.507	-0.259
7	ADW	2.173	KU.m.gau1	1.631	-0.817	1.949	0.164
8	MBS	2.384	KO.m.cir0	2.079	-1.418	0.423	-0.037
9	MBS	5.599	KO.m.sph0	4.205	-1.212	1.244	0.314
10	IDW	3.546	KO.m.sph0	3.122	-0.958	1.042	0.090
11	IDW	2.337	KO.m.gau3	1.842	-0.675	1.019	-0.051
12	ADW	2.434	KS.m.exp0	0.842	-0.527	0.621	-0.049
13	IDW	1.475	KU.m.cir0	1.006	-1.040	1.015	0.029
14	IDW	1.726	KU.m.gau1	1.271	-1.304	0.810	-0.181
15	IDW	5.385	KU.m.sph0	4.167	-2.583	3.699	0.095
16	IDW	1.126	KS.m.cir0	0.673	-0.425	0.418	0.034
17	IDW	0.906	KO.m.exp0	0.870	-0.799	0.809	0.065
18	IDW	0.810	KU.m.exp2	0.899	-0.459	0.486	0.079
19	ADW	2.112	KS.m.gau0	1.953	-1.648	1.506	-0.034
20	ADW	6.089	KU.m.exp0	2.125	-7.000	3.793	-0.732
21	ADW	1.052	KU.m.cir0	0.957	-0.655	0.590	-0.024
22	ADW	3.234	KO.m.cir0	2.336	-1.223	1.220	-0.039
23	MBS	2.537	KU.m.gau0	1.574	-2.343	0.535	-0.089
24	MBS	3.384	KO.m.gau3	2.346	-1.120	0.881	-0.067
25	MBS	2.840	KU.m.cir0	1.269	-0.902	1.573	0.076

TORMENTA	MÉTODO	RMSPE	MÉTODO	RMSPE	MIN	MAX	PROM
26	ADW	3.367	KO.m.sph0	3.241	-2.319	1.484	-0.036
27	ADW	2.638	KS.m.exp0	2.489	-1.927	1.611	-0.105
28	MBS	1.250	KS.m.exp0	1.145	-1.019	0.818	0.021
29	MBS	1.372	KO.m.exp0	1.110	-0.790	0.532	0.078
30	ADW	1.002	KU.m.exp0	0.907	-0.772	0.532	-0.063
31	MBS	2.555	KS.m.gau3	1.011	-0.372	0.244	-0.027
32	ADW	0.722	KS.m.gau0	0.301	-2.516	1.141	-0.215
33	ADW	1.896	KO.m.exp0	1.442	-0.393	0.345	-0.023
34	MBS	2.547	KO.m.exp0	2.230	-1.839	0.879	0.162
35	ADW	3.992	KS.m.gau0	0.681	-1.996	1.190	-0.185
36	ADW	2.242	KS.m.cir0	1.194	-0.690	0.756	-0.006
37	MBS	3.289	KO.m.cir3	2.867	-3.366	1.386	-0.160
38	ADW	4.358	KS.m.sph0	1.777	-1.702	1.610	0.057
39	MBS	4.360	KS.m.gau0	0.975	-3.229	1.051	-0.066
40	MBS	3.393	KS.m.sph0	1.334	-1.895	1.010	0.163
41	MBS	2.025	KO.m.cir2	1.874	-1.319	0.683	-0.089
42	MBS	5.975	KS.m.sph0	1.870	-2.292	2.531	0.150
43	MBS	3.519	KU.m.exp0	2.577	-1.651	1.332	0.152
44	ADW	1.614	KS.m.cir0	1.054	-0.421	0.531	0.038
45	ADW	1.332	KS.m.exp0	0.423	-0.304	0.488	0.038
46	TPS	4.323	KU.m.cir0	0.430	-3.442	2.608	0.119
47	ADW	1.245	KO.m.sph0	0.896	-0.629	0.338	-0.024

4.4 Evaluación de la red de monitoreo

A partir de la definición de los mejores estimadores geoestadísticos (numeral 4.3.1), se estimaron las varianzas del Kriging para las 47 tormentas analizadas. La Figura 4-44a, muestra el resultado obtenido para el evento de tormenta del 17 de diciembre de 2007 a las 22:27. Para esta tormenta en específico se evidencia que los mayores errores en la estimación ocurren hacia la zona nororiental (en esta zona se encuentran los edificios de INGEOMINAS, IGAC e IICA), también existe un pequeño núcleo hacia el noroccidente (en esta zona se encuentra el edificio de Cine y Televisión y el Diamante de Béisbol). Las varianzas asociadas a esta estimación varían entre 2.10 a 5.65 mm.

Con el fin de comparar los resultados de las distintas tormentas bajo análisis, cada una de estas fue normalizada a partir a partir del mayor valor registrado (ver Figura 4-44b).

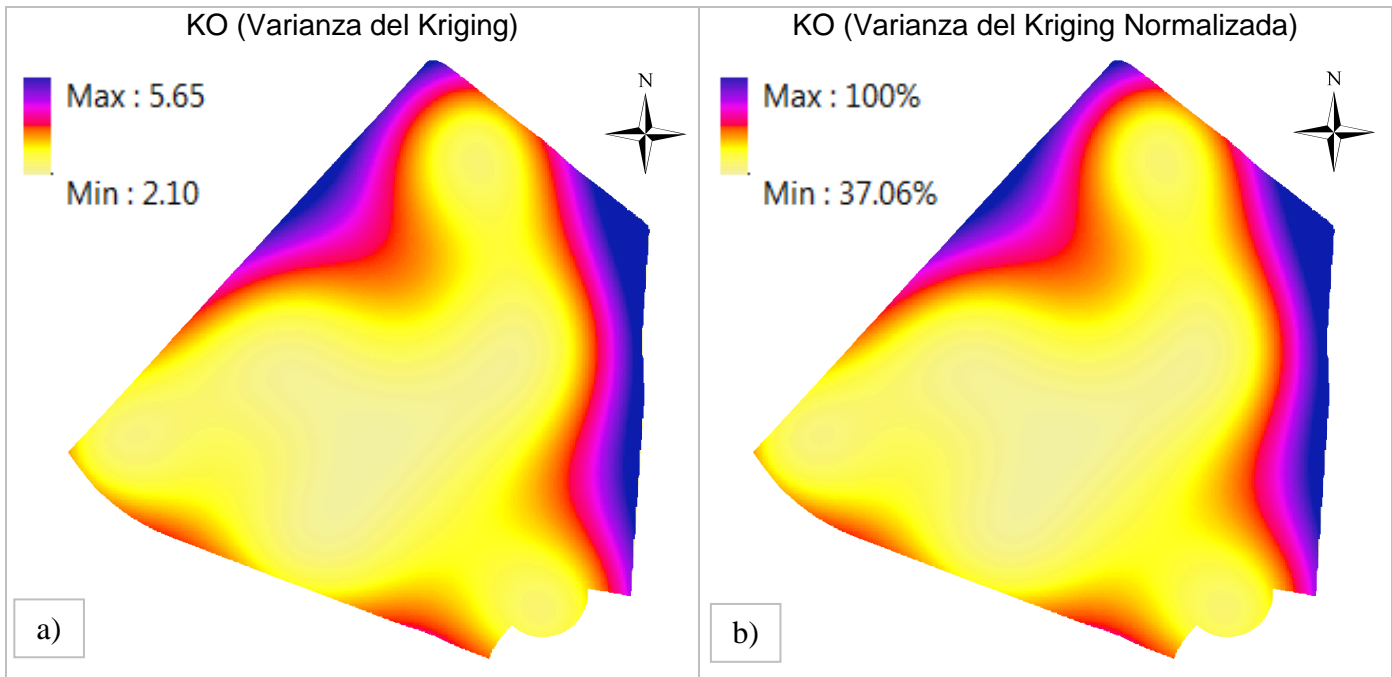


Figura 4-44. (a) Distribución espacial de la varianza del Kriging y (b) distribución espacial de la varianza del Kriging normalizada, para el evento de tormenta del 17 de diciembre de 2007.

Una vez obtenidas las varianzas normalizadas del kriging se procedió a calcular, a partir de álgebra de mapas, un promedio de estas. Las áreas con mayor deficiencia en el monitoreo pluviométrico pueden verse en la Figura 4-45. De los resultados expuestos, puede observarse que existe una isolínea envolvente del 50% para los pluviógrafos ubicados en los edificios ubicados al interior del campus (Concha Acústica, Postgrados de Ciencias Humanas, Medicina e Hidráulica), así mismo, la inclusión de todos los puntos de muestreo únicamente eleva esta envolvente en un 10%, lo cual indica que la red instalada explica en promedio de forma acertada el 60% de la variabilidad de los eventos de tormenta.

A fin de reducir la incertidumbre en futuras mediciones, el mapa de varianzas resultante se cruzó con la cobertura de edificaciones del campus Universitario para definir nuevos puntos de monitoreo, de esta forma se encontró que el edificio de Cine y Televisión así como el edificio del SINDU resultan ser potencialmente factibles para la instalación de nuevos puntos de monitoreo (ver Figura 4-46).

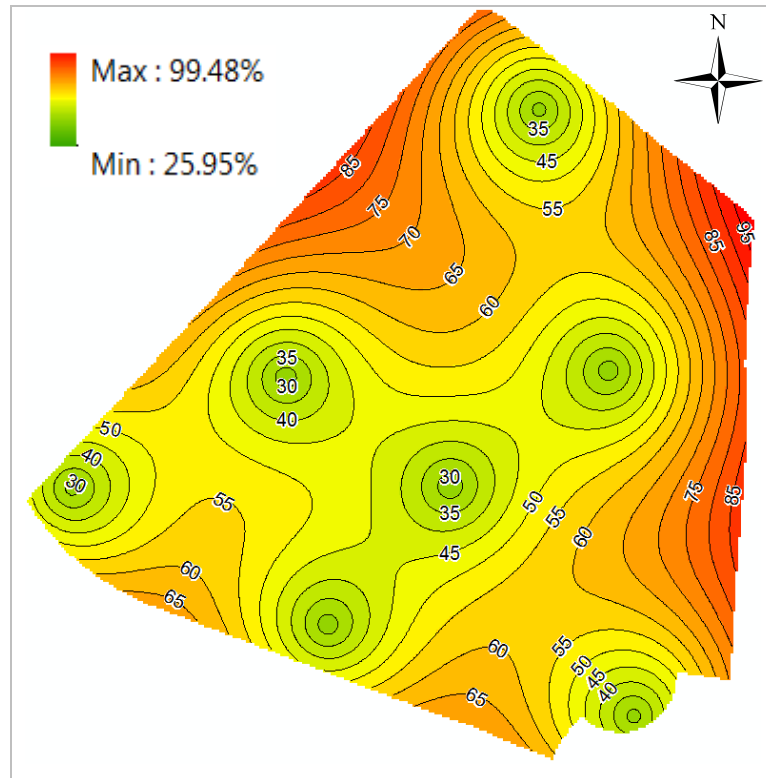


Figura 4-45. Mapa de zonificación porcentual de déficit de información.

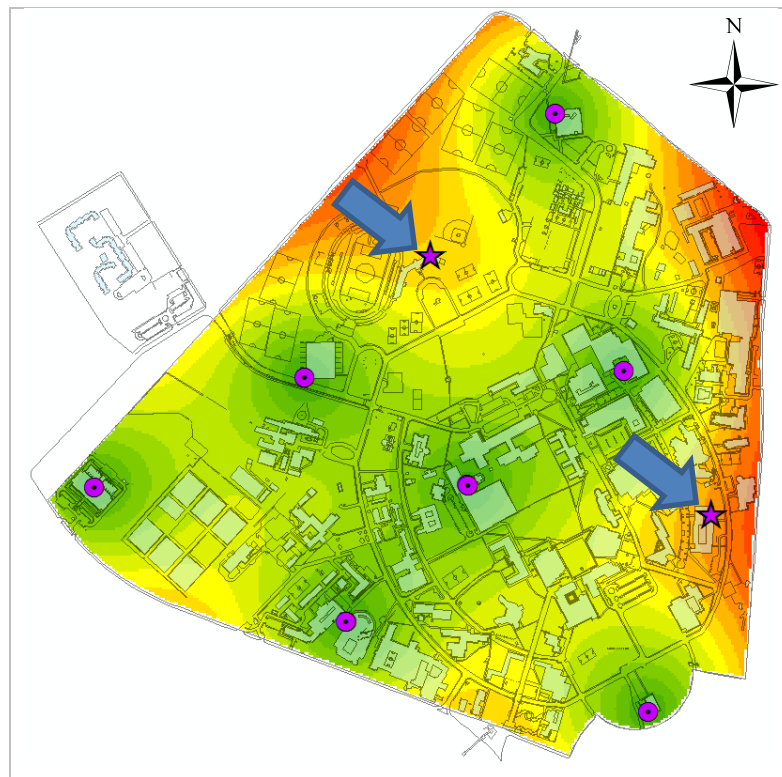


Figura 4-46. Mapa de localización de puntos nuevos de monitoreo.

A fin de identificar el desempeño de cada punto de medición ya existente se verificó la varianza media areal del kriging en cada evento de tormenta al retirarse cada uno de los puntos de monitoreo,

como se puede ver en la Figura 4-47. A partir de estos resultados se encontró que el punto cuya eliminación conduce al menor incremento en la varianza media del Kriging para todos los eventos de tormenta es el ubicado en la Facultad de Medicina (P7 y P8), seguido por el punto de monitoreo ubicado en Posgrados de Ciencias Humanas (P5 y P6). De esta forma, alguno de estos puntos de muestreo podría ser suspendido sin afectar de gran forma las predicciones de precipitación. Caso contrario ocurre con los pluviógrafos ubicados en el Instituto de Genética, los cuales muestran que si son retirados aumentaría considerablemente la varianza media del error de predicción.

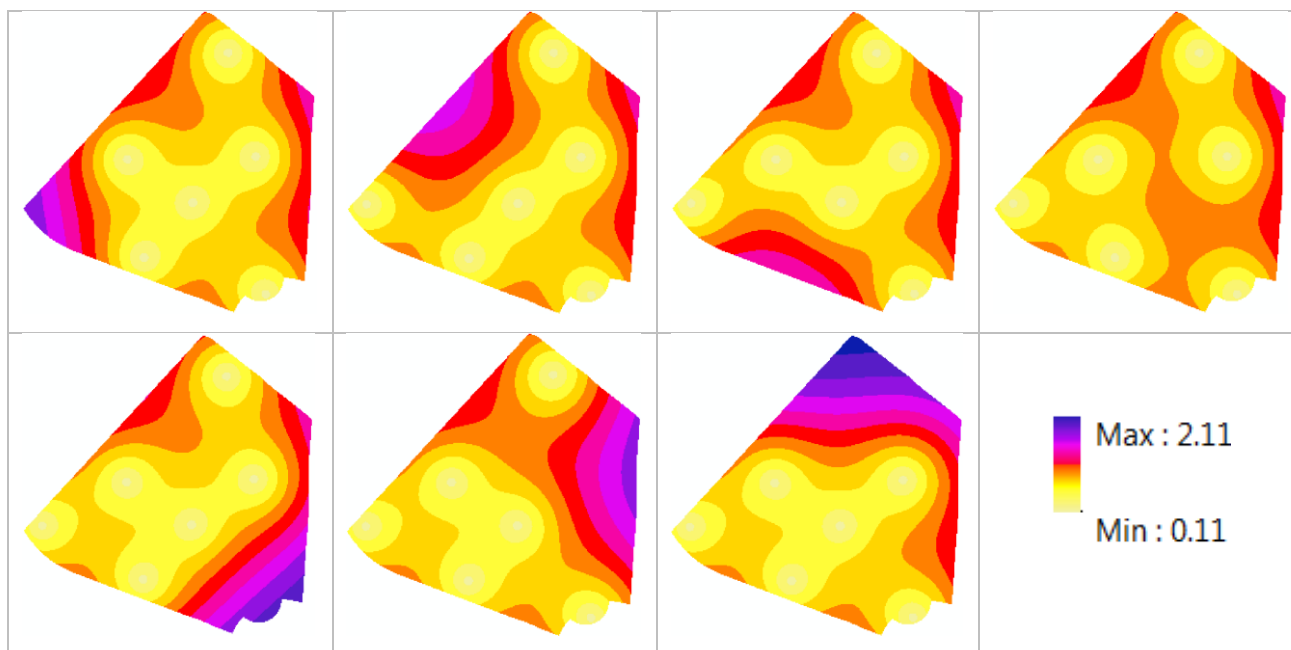


Figura 4-47. Varianza del error medida en cada punto de medición para el evento de tormenta del 18 de octubre de 2010

5.CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El ejercicio de investigación que se ha realizado y documentado en este trabajo de Tesis de Maestría, ha permitido analizar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación y corresponde al caso de un microcuenca urbana aislada en la ciudad de Bogotá, densamente instrumentada. Las conclusiones aquí presentadas en sentido estricto son válidas únicamente para esta microcuenca y deben considerarse con precaución en el estudio de cuencas urbanas más grandes en la ciudad de Bogotá, en las que las área de drenaje son bastante mayores (implicando posible superposición de tormentas) y la red de monitoreo no es tan completa como la del caso de estudio analizado. Por otra parte, los resultados de la investigación realizada han sido reportados en el XXVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica - Chile (análisis espacial) y en el XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica - Perú (análisis temporal).

Para los fines de la investigación se ha recurrido a información pluviométrica para el periodo de tiempo comprendido entre los años 2007-2011 registrada en la red de monitoreo instalada en el campus de la Universidad Nacional sede Bogotá. Estos registros, después de haber sido sometidos a diferentes pruebas de calidad de la información, mostraron que en la mayoría de los casos los datos resultan ser de excelente calidad, además de ser consistentes y homogéneos. Esta información, al ser de alta resolución, permitió hacer análisis detallados del comportamiento de la precipitación en diferentes escalas temporales así como de eventos individuales de tormenta.

5.1.1 Conclusiones sobre la variabilidad temporal de la precipitación

Datos a escala anual, mensual, diaria y por eventos de tormenta fueron analizados con el fin de obtener una mejor comprensión de los aspectos y características de la precipitación.

- Comportamiento de la precipitación a escalas anuales, mensuales y diarias

El impacto de los fenómenos macroclimáticos, es cada vez más importante en el diseño de sistemas de drenaje urbano como lo indican estudios como los realizados por [Willems et al., \(2012\)](#) ó [Aljanabi et al., \(2014\)](#), ya que el aumento de los eventos extremos de tormenta es uno de los principales impactos proyectados del cambio climático. Para el periodo analizado, el régimen anual de precipitación (ver Figura 4-3) se vio fuertemente influenciado por el fenómeno de *La Niña* ejerciendo un control importante sobre su variabilidad. Este fenómeno se presentó con intensidades débiles, moderadas y fuertes sobre todo en los años 2010-2011 donde las precipitaciones aumentaron en un 66% y 68%, respectivamente, los volúmenes esperados.

A nivel mensual, la incidencia de variabilidad también se evidenció. Tal es el caso del efecto ocasionado por la ZCIT ([IDEAM, 2007](#); [Poveda, 2004a](#)) la cual en gran parte es responsable del comportamiento bimodal en la zona de estudio (ver Figura 4-4), ó por el ENSO, el cual provocó que los períodos lluviosos fuesen más acentuados o mermados (ver Figura 4-6 y Figura 4-7).

Con el fin de caracterizar estadísticamente el comportamiento de la precipitación a escala mensual y diaria un procedimiento de evaluación sistemático (tanto gráfico como numérico) se aplicó para evaluar el desempeño de diferentes distribuciones de probabilidad comúnmente empleadas en hidrología con miras a determinar cuál de ellas la representase mejor. Según los resultados, las mejores distribuciones de probabilidad que se ajustaron a la precipitación mensual fueron la Log-Pearson 3 (según el test Kolmogorov–Smirnov) y la Lognormal (según el test de Chi-cuadrado). Por su parte, la precipitación diaria puede ser correctamente modelada a partir de la distribución Gamma (según el test de Chi-cuadrado). El test gráfico para cada una de estas condiciones a partir de la comparación de las funciones de distribución acumuladas, muestra un ajuste

bastante bueno de las distribuciones señaladas anteriormente. Resultados semejantes se han encontrado en estudios como el realizado por [Yue y Hashino, \(2007\)](#), quienes determinaron que la precipitación a escala Mensual puede ser representada por la distribución Log-Pearson 3, entre otros.

- El análisis de eventos individuales de tormenta ([numeral 4.2.4](#))

Los resultados obtenidos indican la importancia de hacer explícito y de justificar la selección del criterio de separación de tormentas adoptado, considerando primero que este criterio casi nunca aparece reportado en estudios de este tipo y segundo que este criterio afecta importantemente el número de tormentas, así como las características generales de las tormentas analizadas (duración, profundidad total, intensidad promedio y hora de inicio). Para el caso aquí reportado se seleccionó 15 minutos como criterio de separación de eventos, considerando que el tiempo de respuesta de la microcuenca es cercano a este valor. Apoyo a estas afirmaciones son los estudios realizados por [Dunkerley, \(2008\)](#); [Shamsudin *et al.*, \(2010\)](#); [Hanel y Máca, \(2013\)](#) quienes también estudiaron la magnitud de la variación de los estadísticos característicos de las tormentas al definir diferentes tiempos de separación de los eventos.

De esta forma, para determinar la variabilidad temporal dada entre las precipitaciones sub-horarias y horarias se analizaron las propiedades de los eventos de tormenta detectados. Estas propiedades son la precipitación total, la intensidad promedio, la duración del evento y la longitud del período de tiempo seco entre dos eventos consecutivos de tormenta o tiempo inter-evento.

Se evidenció que en promedio las tormentas registradas en la zona de estudio tienen precipitaciones e intensidades promedio bajas (2.4 mm y 4.1 mm/hr respectivamente), además, en general su duración es corta, con un promedio de alrededor de 1 hora y máximas en un caso de 10 horas con tiempos entre eventos de aproximadamente 6 hr. Los resultados indican que un aumento en la profundidad total de los eventos de tormenta está relacionados con el aumento de la duración del evento. Con base en el análisis de correlación, se determinó que la profundidad total de los eventos de tormenta se relaciona más con la duración del evento que con las intensidades promedio. Por otro lado, las intensidades promedio presentan una correlación negativa y débil con respecto

a la duración del evento. El tiempo inter-evento tiene una relación débil con todas las propiedades de evento de lluvia analizadas.

Con relación a la variabilidad del ciclo diurno de precipitación, se encontró que las tormentas tienden con mayor frecuencia a darse entre las 1 y 3 p.m. rango en el cual se concentra una tercera parte del total de incidencias en el ciclo diurno. En comparación con años normales y húmedos (Niña), resulta evidente el incremento en el número de tormentas convectivas ocurridas después del medio día para el año seco (Niño-2009), resultado no solo del fenómeno ENSO, sino también de la presencia de otros fenómenos meteorológicos ocurriendo a diferentes escalas espaciales y temporales.

El análisis estadístico de las características de las tormentas mostró que los datos presentan comúnmente formas leptocúrticas con asimetrías positivas. Dado esto, las distribuciones lognormal de dos y tres parámetros se consideraron como los modelos más apropiados para simular la distribución del *tiempo inter-evento* así como de las *intensidades promedio*, respectivamente. Por su parte, la *duración de las tormentas* puede ser modelada correctamente a partir de las distribuciones Gamma (3P) y Lognormal (3P). Los test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov y de Chi-cuadrado indicaron que las distribuciones simuladas no son significativamente diferentes de las observadas, para niveles de significancia entre el 20% y el 1%. A diferencia de estas tres características de las tormentas, la precipitación total no fue correctamente simulada por ninguna de las distintas funciones de densidad de probabilidad analizadas. Los resultados aquí obtenidos difieren de los expuestos por ejemplo por [Asquith et al., \(2006\)](#), quienes concluyeron que la distribución de probabilidad Exponencial es la más adecuada para modelar los tiempos inter-eventos entre tormentas; y la distribución de probabilidad Kappa de cuatro parámetros es la más adecuada para modelar las profundidades y duraciones de las tormentas.

- Distribución temporal de la precipitación ([numeral 4.2.4](#))

Se encontró que las curvas de distribución temporal definidas en esta investigación coinciden razonablemente bien con las curvas probabilísticas desarrolladas por [Huff, \(1990, 1967\)](#) (ver Figura 4-34) donde las duraciones características de las tormentas están dadas de la siguiente manera: para las tormentas agrupadas en el Cuartil I y II, las duraciones de las tormentas varían entre 1 y 2 horas, mientras que las tormentas

descritas por el Cuartil III presentan duraciones menores a 1 hora. Las pocas tormentas características en el Cuartil IV presentaron, con mayor frecuencia, duraciones entre 30 minutos y 1 hora. Como puede verse en la Figura 4-31, la mayoría de tormentas analizadas presentan un comportamiento propio de aquellas agrupadas en el Cuartil II.

Los resultados aquí obtenidos difieren de aquellos reportados por la EAAB acerca del comportamiento de las tormentas en la Sabana de Bogotá (EAAB-CEI-ESSERE, (1997), EAAB-INGETEC, (2005)) quienes caracterizan las duraciones de las tormentas en 3.1 horas y las distribuciones temporales como se describen en la Figura 4-35. Estas discrepancias se pueden deber a la definición de eventos de tormenta ya que se analizaron tormentas con duraciones de 1, 3, 6, 9, 12 y 15 horas.

5.1.2 Conclusiones sobre la variabilidad espacial de la precipitación

El análisis espacial de la variabilidad del campo de precipitación se realizó a través del empleo de técnicas de análisis geoestadístico con diversos modelos de semivariograma y de métodos determinísticos, para diferentes tormentas seleccionadas (47).

De la comparación de los métodos geoestadísticos, se ha observado que entre los tres métodos empleados, el mejor desempeño se ha obtenido con el método Kriging Ordinario, más aun así, el Kriging Universal y el Kriging Simple presentaron rendimientos similares a los obtenidos por este, ya que el número de veces en que se calificó mejor el método del KO únicamente supero en un 6% al KU y en un 8% al KS. En contraste con estos resultados se encontró que al emplear el método del KO se subestimó en un porcentaje considerable (61% de veces) el campo de precipitación obtenido, mientras que el KU tendió a sobreestimarlos (67% de veces). Referente a los variogramas experimentales, se encontró que el modelo exponencial y gaussiano fueron los más eficientes tras la evaluación de las diferentes funciones objetivo empleadas. Estos resultados son similares a los resultados obtenidos y mostrados en la revisión bibliográfica (ver numeral 2.5.5) donde se discute que uno de los métodos con mayor aceptación para la especialización de la precipitación (haciendo únicamente referencia al KO, KU y KS) es el KO, así como la utilización del semivariograma experimental del modelo exponencial.

Por otro lado, de acuerdo con análisis realizados por [Webster y Oliver, \(2007\)](#) para situaciones típicas de estudios ambientales, los semivariogramas estimados con base en menos de 50 datos no son muy confiables y se necesitan al menos 100 datos. En el caso de los resultados encontrados en esta investigación, la intensidad de muestreo empleada demostró ser suficiente para lograr una estimación satisfactoria de los semivariogramas teniendo como base de calificación el desempeño de las funciones objetivo RMSPE y RMSSPE, así como la comparación con los campos de precipitación obtenidos por los métodos determinísticos. Sin embargo, se reconoce que el ajuste de los semivariogramas a partir de los métodos de mínimos cuadrados “forza” la optimización de los parámetros debido al limitado número de pluviómetros.

[Santacruz, \(2010\)](#) señala que observando la proporción de variación estructural la cual se determina por la relación meseta parcial/meseta total se puede estimar el índice magnitud de la dependencia espacial, siendo débil, cuando esta relación es menor al 25%, moderada cuando la relación se encuentra entre el 25% y el 75%, y fuerte, cuando la relación es superior al 75%. El análisis estructural de las tormentas seleccionadas mostró la existencia de una alta dependencia espacial en rangos desde los 400 a los 1150 m señalando una gran heterogeneidad de la precipitación en una escala tan pequeña como la analizada.

Por otra parte de los métodos determinísticos, el método de la Distancia Angular Ponderada (ADW) fue con más frecuencia el método que representó de forma más acertada los campos de precipitación, seguido por el método de B-spline Multinivel (MBS) y Distancia Inversa Ponderada (IDW).

Referente a la comparación de los métodos determinísticos con los métodos geoestadísticos, se determinó que estos últimos prevalecieron en dar los mejores resultados. Autores como [Webster y Oliver, \(2007\)](#) destacan que los mejores resultados para la estimación de la precipitación se pueden obtener mediante el uso de métodos de interpolación geoestadísticos, ya que las técnicas determinísticas ignoran el patrón de dependencias espaciales generalmente observado para los datos de precipitaciones. Desde el punto de vista de la modelación de diferentes eventos de tormenta en este estudio, los dos grupos de interpolación proporcionaron un patrón espacial semejante,

aunque existen diferencias mínimas; por ejemplo, los métodos determinísticos tienden a crear picos máximos y mínimos mayores a los creados por los métodos geoestadísticos, mientras que estos últimos hacen una interpolación menos brusca, con menos errores en la predicción según las funciones objetivo RMSPE, pero con valores estimados levemente más alejados de los observados. Las diferencias entre el mejor método determinístico y el mejor método geoestadístico para cada tormenta mostraron que el promedio areal resultante para las capas interpoladas es muy parecido. Así, se recomienda que la elección del método de interpolación a emplear dependa de los objetivos a seguir, es decir, si lo que se busca es estimar el valor de la precipitación areal podría emplearse un método directo como lo es el ADW o el muy utilizado IDW, ya que se minimiza el tiempo de ejecución del procedimiento para obtener la respuesta deseada; igualmente, si se desea emplear el método espacial para el llenado de datos faltantes en una serie de tiempo extensa.

- Evaluación y optimización de la red de monitoreo

Cuando se estudia un fenómeno caracterizado por la variación espacial como lo es la precipitación, es deseable encontrar las localizaciones óptimas de muestreo en el área de estudio. Este problema se conoce como muestreo espacial donde el esquema de muestreo es uno de los principales factores que determinan la eficiencia y los costos del estudio [Santacruz, \(2010\)](#).

Así, el desempeño de los métodos analizados en esta investigación está directamente relacionado con el número y la distribución espacial de las estaciones pluviográficas existentes. De esta forma la evaluación de la red de monitoreo instalada, mostró que el punto cuya eliminación conduce al menor incremento en la varianza media del Kriging para todos los eventos de tormenta es el ubicado en la Facultad de Medicina (P7 y P8), seguido por el punto de monitoreo ubicado en Posgrados de Ciencias Humanas (P5 y P6). De esta forma, alguno de estos puntos de muestreo podría ser suspendido sin afectar de gran forma las predicciones de precipitación. Caso contrario ocurre con los pluviógrafos ubicados en el Instituto de Genética (P13 y P14), los cuales muestran que si son retirados aumentaría considerablemente la varianza media del error de predicción. Por otro lado, a fin de reducir la incertidumbre en futuras mediciones, se determinó que el

edificio de Cine y Televisión así como el edificio del SINDU resultan ser potencialmente factibles para la instalación de nuevos puntos de monitoreo (ver Figura 4-46).

5.1.3 Aportes originales de la investigación

Esta investigación ha dado lugar a aportes relevantes en la caracterización de la precipitación en el área de estudio. Los aportes más importantes y originales de esta investigación, los cuales vale la pena destacar, son los siguientes:

- El estudio de microcuencas urbanas es relativamente reciente en el área de hidrología urbana y sobre todo en Colombia y por tal motivo adolece de herramientas informáticas que lo apoyen. Por tal motivo fue necesario desarrollar desde la base dos herramientas que enriquecen este trabajo y permiten su continuación.:
 - i) La primera de ellas se denomina Análisis de Registros Detallados de Precipitación (ARDP) la cual se desarrolló bajo el software R y brinda la posibilidad de generar y administrar los datos de medición así como la de muchos de los resultados aquí obtenidos en una base de datos relacional, garantizando la seguridad en las operaciones, la integridad y consistencia de las mismas, la multiconurrencia de transacciones que en ella se puedan dar, así como la durabilidad y persistencia de los datos.
 - ii) La segunda aplicación aquí generada consiste en un geoportal el cual pretende socializar los resultados de la investigación al público en general.
- A partir de curvas de diseño probabilístico (curvas de Huff) se mostró la variabilidad temporal de la precipitación en la zona de estudio para la ventana de tiempo comprendida entre los años 2007-2011, periodo en el cual la ciudad de Bogotá se vio afectada por un El Niño moderado y una Niña (2010-2011).
- Los análisis aquí presentados muestran un desarrollo metodológico y analítico que se aspira pueda continuar realizándose de forma continua con la nueva información de precipitación disponible a la fecha en la red pluviométrica instalada.

5.1.4 Recomendaciones para futuras investigaciones

Como se mostró en la revisión bibliográfica presentada, el entendimiento del comportamiento de la precipitación bajo distintas escalas espacio-temporales es de gran importancia en estudios de hidrología urbana. Así, a fin de seguir aportando en el conocimiento de la misma, se recomienda ahondar en discusiones tales como el impacto del cambio climático sobre el drenaje urbano. Autores como [Aljanabi et al., \(2014\)](#) han señalado que las modificaciones previstas en la intensidad y frecuencia de los eventos de tormentas extremas afectarán los sistemas de drenaje urbano desde el punto de vista de inundaciones, ya que no fueron diseñados para tener en cuenta el cambio climático. La aplicación de la metodología seguida en esta investigación enfocada en un estudio de impacto de cambio climático sobre la ciudad de Bogotá apoyaría por ejemplo las consideraciones pertinentes al recién adoptado DECRETO 528 DE 2014¹², donde se especifica en los *lineamientos para el manejo del sistema de drenaje pluvial sostenible del Distrito Capital* que se debe *adaptar progresivamente la infraestructura de drenaje de la ciudad para reducir los impactos por escorrentía*.

Por otro lado, es recomendable ampliar el presente estudio validando las condiciones de las tormentas analizadas a partir de una modelación matemática. Es importante verificar la sensibilidad de diferentes modelos hidrológicos ante los diferentes patrones de distribución espacial definidos por las curvas de Huff. De igual manera, sería interesante validar los resultados obtenidos de los diferentes métodos de interpolación espacial, verificando qué tanto puede variar la respuesta de la cuenca a diferentes entradas de precipitación.

Los resultados obtenidos en el [numeral 4.2.4](#), muestran la necesidad de profundizar en análisis de independencia o dependencia entre las variables características de los eventos de tormenta (precipitación total, intensidad promedio, duración de tormenta). Autores como [Balistrocchi y Bacchi, \(2011\)](#) ó [De Michele y Salvadori, \(2003\)](#) proponen el uso de cópulas para tal fin.

¹² "Por medio del cual se establece el sistema de Drenaje Pluvial Sostenible del Distrito Capital, se organizan sus instancias de dirección, coordinación y administración; se definen lineamientos para su funcionamiento y se dictan otras disposiciones"

El avance en el conocimiento de los métodos geoestadísticos señala formas más avanzadas en sus métodos de interpolación. Así, sería interesante investigar los métodos de evolución de las tormentas a partir de métodos espacio-temporales de interpolación ([Cressie y Wikle, 2011](#)) o a partir de métodos Kriging para datos funcionales ([Montero et al., 2015](#))

6. BIBLIOGRAFÍA

- Adams, B.J., Papa, F., 2000. Urban stormwater management planning with analytical probabilistic models. Wiley, New York.
- Ahmad, S.S., Simonovic, S.P., 2012. Spatial and temporal analysis of urban flood risk assessment. *Urban Water Journal* 10, 26–49. doi:10.1080/1573062X.2012.690437
- Aljanabi, F., Bernhofer, C., Krebs, P., 2014. Impact of Climate Change on the Storm Water System in Al Hillah City-Iraq. Presented at the 13th International Conference on Urban Drainage, Sarawak, Malaysia, pp. 7–12.
- Álvarez, D.S., Cárdenas, A., Matiz, J.C., 2011. Modelos digitales batimétricos generados por métodos de interpolación IDW, Kriging, Shepard y B-spline en el archipiélago de Islas del Rosario. *UD y la GEOMÁTICA*; Núm. 5 (2011).
- American Society of Civil Engineers., Water Environment Federation., 1992. Design and construction of urban stormwater management systems. American Society of Civil Engineers ; Water Environment Federation, New York, N.Y.; Alexandria, VA.
- Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Usart-Sanchez, I., Lavabre, J., 2001. Impact of imperfect rainfall knowledge on the efficiency and the parameters of watershed models. *Journal of Hydrology* 250, 206–223. doi:10.1016/S0022-1694(01)00437-1
- Aristizábal, L.A.A., 2009. Estimación hidrológica bajo escenarios de cambio climático en Colombia (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- Arnaud, P., Bouvier, C., Cisneros, L., Dominguez, R., 2002. Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *Journal of Hydrology* 260, 216–230. doi:10.1016/S0022-1694(01)00611-4
- Aronica, G., Freni, G., Oliveri, E., 2005. Uncertainty analysis of the influence of rainfall time resolution in the modelling of urban drainage systems. *Hydrol. Process.* 19, 1055–1071. doi:10.1002/hyp.5645
- Asquith, W.H., Roussel, M., Cleveland, T., Fang, X., Thompson, D., 2006. Statistical characteristics of storm interevent time, depth, and duration for eastern New Mexico, Oklahoma, and Texas. U.S. Geological Survey, Reston, Va.
- Back, Á.J., 2011. Time distribution of heavy rainfall events in Urussanga, Santa Catarina State, Brazil. *Acta Scientiarum. Agronomy* 33, 583–588.
- Baldrige, E., United States. Environmental Protection Agency., United States. Environmental Protection Agency. Office of Air and Radiation., United States. Environmental Protection Agency. Office of Air Quality Planning and Standards., 2004. Developing spatially interpolated surfaces and estimating uncertainty. U.S. Environmental Protection Agency, Office of Air and Radiation, Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, N.C.

- Balistrocchi, M., Bacchi, B., 2011. Modelling the statistical dependence of rainfall event variables through copula functions. *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 1959–1977. doi:10.5194/hess-15-1959-2011
- Barrios Peña, M.I., 2011. Estudio del Efecto de Escala Espacial en un Modelo Hidrológico Distribuido (Tesis Doctoral). Universitat Politècnica de València, Valencia.
- Basistha, A., Arya, D.S., Goel, N.K., 2008. Spatial Distribution of Rainfall in Indian Himalayas – A Case Study of Uttarakhand Region. *Water Resour Manage* 22, 1325–1346. doi:10.1007/s11269-007-9228-2
- Berndtsson, R., Niemczynowicz, J., 1988. Spatial and temporal scales in rainfall analysis — Some aspects and future perspectives. *Journal of Hydrology* 100, 293–313. doi:10.1016/0022-1694(88)90189-8
- Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J.-D., Obled, C., 2004. Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology* 299, 166–179. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.08.002
- Beven, K.J., 2006. Rainfall-Runoff Modeling: Introduction, in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Bivand, R.S., Pebesma, E.J., Gómez-Rubio, V., 2008. Applied spatial data analysis with R [WWW Document]. URL <http://public.eblib.com/EBLPublic/PublicView.do?ptiID=364296>
- Blöschl, G., Sivapalan, M., 1995. Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrol. Process.* 9, 251–290. doi:10.1002/hyp.3360090305
- Boer, E.P.J., de Beurs, K.M., Hartkamp, A.D., 2001. Kriging and thin plate splines for mapping climate variables. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 3, 146–154. doi:10.1016/S0303-2434(01)85006-6
- Bonta, J.V., 2004. Development and Utility of Huff Curves for Disaggregating Precipitation Amounts. *Applied Engineering in Agriculture* 20, 641–653.
- Botero, B., Cortés, A., 2010. Análisis de la variabilidad espacial de la precipitación sobre la ciudad de Manizales. Presented at the XXIV Congreso latinoamericano de hidráulica punta del este, Uruguay, p. 9.
- Brenning, A., 2008. Statistical geocomputing combining R and SAGA: The example of landslide susceptibility analysis with generalized additive models, in: *SAGA – Seconds Out (= Hamburger Beitrage Zur Physischen Geographie Und Landschaftsoekologie, Vol. 19)*. J. Boehner, T. Blaschke, L. Montanarella, pp. 23–32.
- Bronstert, A., 2005. Coupled models for the hydrological cycle integrating atmosphere, biosphere, and pedosphere [WWW Document]. URL <http://ebooks.springerlink.com/UrlApi.aspx?action=summary&v=1&bookid=143408>
- Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., Bièvre, B.D., Wyseure, G., 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountainous areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology* 329, 413–421. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.031
- Carrera-Hernández, J.J., Gaskin, S.J., 2007. Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico. *Journal of Hydrology* 336, 231–249. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.12.021

- Chen, D., Ou, T., Gong, L., Xu, C.-Y., Li, W., Ho, C.-H., Qian, W., 2010. Spatial interpolation of daily precipitation in China: 1951–2005. *Adv. Atmos. Sci.* 27, 1221–1232. doi:10.1007/s00376-010-9151-y
- Cheng, C., Cheng, S., Wen, J., Lee, J., 2012. Effects of Rain gauge Distribution on Estimation Accuracy of Areal Rainfall. *Water Resour Manage* 26, 1–20. doi:10.1007/s11269-011-9898-7
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1994. *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill, Santafé de Bogotá.
- Clarke, R.T., 2007. Hydrological prediction in a non-stationary world. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, 408–414. doi:10.5194/hess-11-408-2007
- Cortéz, A., Ovalles, F.A., Rodríguez, M.F., Rey, J.C., Núñez, M.C., 2005. Análisis geoestadístico de la variabilidad temporal, a una escala anual y mensual, de parámetros climáticos en un campo experimental, estado Aragua, Venezuela. *Agronomía Tropical* 55, 327–342.
- Cressie, N.A.C., 1993. *Statistics for spatial data*. Wiley, New York, N.Y. [etc.].
- Cressie, N.A.C., Wikle, C.K., 2011. *Statistics for spatio-temporal data*. Wiley, Hoboken, N.J.
- Dahamsheh, A., Aksoy, H., 2007. Structural characteristics of annual precipitation data in Jordan. *Theor. Appl. Climatol.* 88, 201–212. doi:10.1007/s00704-006-0247-3
- De Michele, C., Salvadori, G., 2003. A Generalized Pareto intensity-duration model of storm rainfall exploiting 2-Copulas. *J. Geophys. Res.* 108, n/a–n/a. doi:10.1029/2002JD002534
- Díaz Padilla, G., Sánchez Cohen, I., Quiroz, R., Garatuza Payán, J., Watts Thorp, C., Cruz Medina, I.R., 2008. Interpolación espacial de la precipitación pluvial en la zona de barlovento y sotavento del Golfo de México. *Agricultura técnica en México* 34, 279–287.
- Diggle, P.J., Ribeiro Jr, P.J., 2007. *Model Based Geostatistics*. Springer.
- Diodato, N., 2005. The influence of topographic co-variables on the spatial variability of precipitation over small regions of complex terrain. *Int. J. Climatol.* 25, 351–363. doi:10.1002/joc.1131
- Diodato, N., Tartari, G., Bellocchi, G., 2010. Geospatial Rainfall Modelling at Eastern Nepalese Highland from Ground Environmental Data. *Water Resour Manage* 24, 2703–2720. doi:10.1007/s11269-009-9575-2
- Di Piazza, A., Conti, F.L., Noto, L.V., Viola, F., La Loggia, G., 2011. Comparative analysis of different techniques for spatial interpolation of rainfall data to create a serially complete monthly time series of precipitation for Sicily, Italy. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 13, 396–408. doi:10.1016/j.jag.2011.01.005
- Dunkerley, D., 2008. Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site. *Hydrol. Process.* 22, 5024–5036. doi:10.1002/hyp.7122
- EAAB-CEI-ESSERE, 1997. Actualización, revisión, complementación o ejecución de los diseños de colectores, interceptores, redes y bombes del sistema de alcantarillado. (No. 1-02-7000-0171-96).

- EAAB-HMV Ingenieros, 2005. Estudio a nivel de factibilidad y diseño básico de las obras necesarias para la restitución del cauce del río Tunjuelo en el sector de las canteras. (No. 2060-00-HD-RP-001). EAAB.
- EAAB-IHT, 2009. Modelación hidráulica para las cuencas de los ríos Tunjuelo y Fucha en las condiciones actuales. (No. 2-02-25500-738-2009).
- EAAB-INGETEC, 2005. Estudio y revisión de las curvas IDF y del análisis espacial de las tormentas (Curvas PADF) para la Sabana de Bogotá, incorporando toda la información pluviométrica disponible hasta diciembre de 2002 incluyendo la variación espacial y temporal de las mismas para el diagnóstico, dimensionamiento de refuerzos y diseño de la expansión y rehabilitación del sistema de alcantarillado de la ciudad de Bogotá. EAAB.
- EAAB-INGETEC, 2002. Diseños para construcción de las obras para el control de crecientes en la cuenca del río Tunjuelo. (No. 1-02-4100-224-2000). EAAB.
- EAAB-UNIANDES, 2001. Instrumentación y análisis ambiental de una subcuenca del sistema de alcantarillado de Bogotá. Universidad de los Andes, Empresa de Acueducto y Alcantarillado de Bogotá.
- Eicher, C., Krejci, V., 1996. A new rainfall data system for urban hydrology in Switzerland. *Atmospheric Research* 42, 177–198. doi:10.1016/0169-8095(95)00062-3
- Emmanuel, I., Andrieu, H., Leblois, E., Flahaut, B., 2012. Temporal and spatial variability of rainfall at the urban hydrological scale. *Journal of Hydrology* 430–431, 162–172. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.02.013
- García, M., Peters-Lidard, C.D., Goodrich, D.C., 2008. Spatial interpolation of precipitation in a dense gauge network for monsoon storm events in the southwestern United States. *Water Resour. Res.* 44, W05S13. doi:10.1029/2006WR005788
- Giraldo H., R., 2002. Introducción a la geoestadística, Teoría y aplicación. Universidad Nacional de Colombia, Simposio de estadística UNAL.
- Giron, N.V., Fernández, V.B., Upegui, J., 2010. Rainfall Distribution Based on a Delaunay Triangulation Method. Presented at the Voronoi Diagrams in Science and Engineering (ISVD), 2010 International Symposium on, pp. 161–167. doi:10.1109/ISVD.2010.11
- Gómez Plaza, A., Castillo, V.M., Albadalejo, J., 1998. Estudio de procesos hidrológicos a diferentes escalas (marco teórico y propuesta metodológica). *Norba Revista de geografía*.
- González Murillo, C.A., 2006. Hidrología estadística aguas y suelos.
- Grayson, R., Blöschl, G., 2001. Spatial patterns in catchment hydrology : observations and modelling. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.; New York.
- Haberlandt, U., 2007. Geostatistical interpolation of hourly precipitation from rain gauges and radar for a large-scale extreme rainfall event. *Journal of Hydrology* 332, 144–157. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.06.028
- Hammond, M., Han, D., 2006. Recession curve estimation for storm event separations. *Journal of Hydrology* 330, 573–585. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.04.027
- Hanel, M., Máca, P., 2013. Spatial variability and interdependence of rain event characteristics in the Czech Republic. *Hydrol. Process.* n/a–n/a. doi:10.1002/hyp.9845

- Huff, F.A., 1990. Time distributions of heavy rainstorms in Illinois. Illinois State Water Survey, Champaign, Ill.
- Huff, F.A., 1967. Time distribution of rainfall in heavy storms. *Water Resour. Res. Water Resources Research* 3, 1007–1019.
- IDEAM, I. de H. Meteorología y Estudios Ambientales, 2007. Estudio de la caracterización climática de Bogotá y cuenca alta del río Tunjuelo. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. Alcaldía Mayor de Bogotá D.C., Fondo de Prevención y Atención a Emergencias (FOPAE), Bogotá.
- IDEAM, I. de H. Meteorología y Estudios Ambientales, 2005. Atlas climatológico de Colombia. IDEAM, Bogotá.
- Izaguirre Funes, H.N., 2004. Métodos Estadísticos en problemas espaciales. Universidad Nacional de Tucuman, Argentina.
- Izaguirre Lasa, C., 2011. Estudio de la variabilidad climática de valores extremos de oleaje. Universidad de Cantabria, Santander.
- Jamaludin, S., Suhaila, S., Jemain, A.A., 2008. Fitting the statistical distribution for daily rainfall in peninsular Malaysia based on AIC criterion. *Journal of Applied Sciences Research* 4, 1846–1857.
- Jiménez Avella, W.A., 2008. Instrumentación y análisis de la variación espacial y temporal de la precipitación en la respuesta de una cuenca urbana, caso de estudio campus Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Joo, J., Lee, J., Kim, J.H., Jun, H., Jo, D., 2013. Inter-Event Time Definition Setting Procedure for Urban Drainage Systems. *Water* 6, 45–58. doi:10.3390/w6010045
- Koutsoyiannis, D., 2011. Scale of water resources development and sustainability: small is beautiful, large is great. *HYDROLOGICAL SCIENCES JOURNAL-JOURNAL DES SCIENCES HYDROLOGIQUES* 56, 553 – 575.
- Kufs, C., 2011. *Stats with cats : the domesticated guide to statistics, models, graphs, and other breeds of data analysis*. Wheatmark, Tucson, Az.
- Lee, S., Wolberg, G., Sung Yong Shin, 1997. Scattered data interpolation with multilevel B-splines. *Visualization and Computer Graphics, IEEE Transactions on* 3, 228–244. doi:10.1109/2945.620490
- Li, J., Heap, A.D., 2008. A review of spatial interpolation methods for environmental scientists. *Geoscience Australia*, Canberra.
- Lloyd, C.D., 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain. *Journal of Hydrology* 308, 128–150. doi:10.1016/j.jhydrol.2004.10.026
- Ly, S., Charles, C., Degré, A., 2010. Spatial interpolation of daily rainfall at catchment scale: a case study of the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 7, 7383–7416. doi:10.5194/hessd-7-7383-2010
- Madden, R.A., Julian, P.R., 1971. Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28, 702–708. doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2
- Melo, C., Santacruz, A., Melo, O., others, 2012. geospt: Spatial geostatistics; some geostatistical and radial basis functions, prediction and cross validation; design of optimal spatial sampling networks based on geostatistical modelling.

- Miller, R., Kasparian, R., 2006. Java for artists the art, philosophy, and science of object-oriented programming [WWW Document]. URL <http://www.books24x7.com/marc.asp?bookid=12911>
- Montealegre, J., Pabon, J., 2000. La variabilidad climática interanual asociada al ciclo El Niño - La Niña - Oscilación del sur y su efecto en el patrón pluviométrico de Colombia. *Meteorología Colombiana* (Bogotá) 7–21.
- Montero, J.M., Fernández-Avilás, G., Mateu, J., 2015. Spatial and spatio-temporal geostatistical modeling and kriging [WWW Document]. URL <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&scope=site&db=nlebk&db=nlabk&AN=1055198>
- Mulvany, T.J., 1851. On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rain fall and of flood discharges in a given catchment. *Transactions of Institution of Civil Engineers Ireland* 4, 18–33.
- Notaro, V., Fontanazza, C.M., Freni, G., Puleo, V., 2013. Impact of rainfall data resolution in time and space on the urban flooding evaluation. *Water Science and Technology* 68, 1984–1993.
- Pebesma, E.J., 2004. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers & Geosciences* 30, 683–691.
- Peralvo, M., Maidment, D., 2004. Influence of DEM interpolation methods in Drainage Analysis. University of Texas at Austin, Austin, TX.
- Pérez, M.E., 2006. Fluctuaciones climáticas y variabilidad temporal del clima en el norte argentino – 1931/2005. Presented at the XI Encuentro de profesores en geografía del nordeste.
- Poveda, German, 2004a. La hidroclimatología de Colombia : una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* (Bogotá) 28, 201–222.
- Poveda, G., Álvarez, D., Rueda, Ó., 2011. Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: a review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Clim Dyn* 36, 2233–2249. doi:10.1007/s00382-010-0931-y
- Qing Zhou, Gang Liu, Zhiting Zhang, 2009. Improvement and optimization of Thiessen polygon method boundary treatment program. Presented at the Geoinformatics, 2009 17th International Conference on, pp. 1–5. doi:10.1109/GEOINFORMATICS.2009.5293458
- Rao, A.R., Kao, S., 2006. Statistical Analysis of Indiana Rainfall Data. Purdue University, Indiana.
- R Core Team, 2016. R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rodríguez Sandoval, E.A., Camacho Botero, L.A., Villarreal P., J., Jiménez, A., Santos R., A.C., Duarte B., M. del P., 2008. Análisis de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación en una microcuenca urbana, Bogotá, Colombia. *Cuadernos de Geografía* 139–153.
- Rosa Alvarado, W., 2011. Modelo geoestadístico espacio-temporal del crimen en el salvador: análisis estructural y predictivo. *Revista de Matemática Teoría y Aplicaciones* 18, 325–342.
- Rossmiller, R.L., 1982. Rational Formula Revisited. pp. 146–162.

- Ruelland, D., Ardoin-Bardin, S., Billen, G., Servat, E., 2008. Sensitivity of a lumped and semi-distributed hydrological model to several methods of rainfall interpolation on a large basin in West Africa. *Journal of Hydrology* 361, 96–117. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.07.049
- SAGA Core Team, 2013. SAGA: System for Automated Geoscientific Analyses. Hamburgo, Alemania.
- Santacruz Delgado, A.M., 2010. Diseño de Redes de Muestreo Óptimas para el Monitoreo del Carbono Orgánico del Suelo en el C.I. La Libertad mediante la Aplicación de Algoritmos Genéticos. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Schaarup-Jensen, K., Rasmussen, M., Thorndahl, S., 2009. To what extent does variability of historical rainfall series influence extreme event statistics of sewer system surcharge and overflows?. *WATER SCIENCE AND TECHNOLOGY* 60, 87 – 95.
- Schiemann, R., Erdin, R., Willi, M., Frei, C., Berenguer, M., Sempere-Torres, D., 2011. Geostatistical radar-raingauge combination with nonparametric correlograms: methodological considerations and application in Switzerland. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 1515–1536. doi:10.5194/hess-15-1515-2011
- Shamsudin, S., Dan'azumi, S., Aris, A., 2010. Effect of storm separation time on rainfall characteristics-a case study of Johor, Malaysia. *Eur. J. Sci. Res. European Journal of Scientific Research* 45, 162–167.
- Sivapragasam, C., Arun, V.M., Giridhar, D., 2010. A simple approach for improving spatial interpolation of rainfall using ANN. *Meteorol Atmos Phys* 109, 1–7. doi:10.1007/s00703-010-0090-z
- Slauson, L.V., 2008. Students' conceptual understanding of variability. Ohio State University, Ohio.
- Tait, A., Henderson, R., Turner, R., Zheng, X., 2006. Thin plate smoothing spline interpolation of daily rainfall for New Zealand using a climatological rainfall surface. *Int. J. Climatol.* 26, 2097–2115. doi:10.1002/joc.1350
- Teegavarapu, R.S.V., Chandramouli, V., 2005. Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology* 312, 191–206. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.02.015
- Uniandes-ACUAGIR, 2005. Modelación de la calidad del río Magdalena y caracterización de las aguas lluvias y residuales de Girardot, Informe final, Volumen 2: Caracterización de las aguas lluvias y residuales de Girardot. Universidad de los Andes, Aguas de Girardot, Ricaurte y la Región.
- Verdoy, P.J., 2005. Técnicas geoestadísticas espectrales. Análisis de la estacionariedad e independencia. Universitat Jaume I de Castellón, España.
- Verworn, A., Haberlandt, U., 2011. Spatial interpolation of hourly rainfall – effect of additional information, variogram inference and storm properties. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 569–584. doi:10.5194/hess-15-569-2011
- Watt, E., Marsalek, J., 2013. Critical review of the evolution of the design storm event concept. *Can. J. Civ. Eng.* 40, 105–113. doi:10.1139/cjce-2011-0594
- Webster, R., Oliver, M.A., 2007. *Geostatistics for environmental scientists*. Wiley, Chichester.
- Willems, P., Arnbjerg-Nielsen, K., Olsson, J., Nguyen, V.T.V., 2012. Climate change impact assessment on urban rainfall extremes and urban drainage: Methods and

- shortcomings. *Atmospheric Research* 103, 106–118.
doi:10.1016/j.atmosres.2011.04.003
- Woods, R., 2006. Hydrologic Concepts of Variability and Scale, in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Yue, S., Hashino, M., 2007. Probability distribution of annual, seasonal and monthly precipitation in Japan. *Hydrological Sciences Journal* 52, 863–877.
doi:10.1623/hysj.52.5.863
- Zuluaga, M.D., Poveda, G., Mejía, J.F., 2004. Ciclo diurno de la precipitación sobre Colombia y el Pacífico oriental durante 1998-2002 según la misión TRMM. Presented at the XVI Seminario Nacional de Hidráulica e Hidrología.

7.ANEXOS