

Convenio Interinstitucional Cátedra del Agua

**Balances Hidrológicos y
Atlas Digital de Antioquia**

TOMO II

**Posgrado en Aprovechamiento de
Recursos Hidráulicos**

Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín

CONVENIO INTERINSTITUCIONAL CÁTEDRA DEL AGUA

**BALANCES HIDROLÓGICOS Y ATLAS DIGITAL DE
ANTIOQUIA**

Informe Final

Tomo II

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA
SEDE MEDELLÍN
FACULTAD DE MINAS
POSGRADO EN APROVECHAMIENTO DE RECURSOS
HIDRÁULICOS**

Medellín, Noviembre de 2001

TABLA DE CONTENIDO

TOMO I

	Página
1. INTRODUCCIÓN	1-1
2. INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA EN ANTIOQUIA	2-1
2.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA INFORMACIÓN	2-2
2.2 CALIDAD DE LOS REGISTROS HIDROLÓGICOS	2-9
2.1.1 Registros de Caudal Medio	2-9
2.1.2 Registros de Caudal Máximo	2-11
2.1.3 Registros de Caudal Mínimo	2-13
2.1.4 Registros de Caudal Diario	2-14
2.1.5 Registros de Precipitación Total Mensual	2-16
2.1.6 Registros de Precipitación diaria	2-17
2.1.7 Registros de Temperatura media y mínima	2-18
2.1.8 Registros de Humedad Relativa y Punto de Rocío	2-19
2.1.9 Registros de Evaporación y Tensión de Vapor	2-21
2.3 VARIABLES MACROCLIMÁTICAS	2-23

	Página
2.1.1 Presión Atmosférica	2-23
2.1.2 Temperatura	2-25
2.1.3 Punto de rocío	2-30
2.1.4 Radiación	2-32
2.1.5 Humedad relativa	2-37
2.1.1 Vientos	2-38
2.1.2 Nubes	2-39
2.1.3 Precipitación	2-40
2.1.4 Evaporación	2-42
2.1.5 Otras Variables	2-42
3. PRECIPITACIÓN	3-1
3.1 VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL	3-1
3.2 INFORMACIÓN UTILIZADA	3-6
3.3 ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN	3-7
3.3.1 Variables de apoyo o derivas externas	3-8
3.3.2 Interpolación	3-10
3.3.3 Resultados	3-13
3.4 INTENSIDAD MÁXIMA DE LAS LLUVIAS EN ANTIOQUIA	3.17
3.4.1 Teoría de Escalamiento Aplicado a Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia en Antioquia	3.17

	Página
4. EVAPOTRANSPIRACIÓN	4-1
4.1 RESULTADOS OBTENIDOS	4-3
4.1.1 Ecuación de Cenicafé	4-4
4.1.2 Ecuación de Turc	4-4
4.1.3 Turc Modificado	4-5
4.1.4 Ecuación de Thornwaite	4-5
4.1.5 Ecuación de Coutagne	4-6
4.1.6 Método de Morton	4-6
4.1.7 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman)	4-7
4.1.8 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman) con aproximación de Priestley y Taylor	4-7
4.1.9 Método de Penman-Monteith	4-8
4.1.10 Ecuación de García y López	4-8
4.1.11 Ecuación de Meyer	4-9
4.1.12 Método de Jiang – Islam	4-10
4.1.13 Ecuación del Factor Regional	4-10
4.1.14 Método de Kazama-Sahoo	4-11
4.2 RESULTADOS GENERALES	4-12
A. TÉCNICAS UTILIZADAS EN LA INTERPOLACIÓN DE LA INFORMACIÓN	A-2
A.1 KRIGING	A-2
A.1.1 Kriging Ordinario	A-3

	Página
A.1.2 Kriging con Deriva Externa	A-4
A.1.3 Semivariograma	A-5
 A.2 ALGORITMO DE ENTRENAMIENTO A PARTIR DE REDES NEURONALES	 A-6
 A.3 TRIANGULACIÓN CON DERIVA	 A-7
 B. MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y LA RADIACIÓN NETA	 B-2
 B.1 ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN	 B-2
B.1.1 Ecuación de Cenicafé	B-2
B.1.2 Ecuación de Turc	B-2
B.1.3 Turc Modificado	B-3
B.1.4 Ecuación de Thornwaite	B-4
B.1.5 Ecuación de Coutagne	B-5
B.1.6 Método de Morton	B-5
B.1.7 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman)	 B-10
B.1.8 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman) con aproximación de Priestley y Taylor	 B-12
B.1.9 Método de Penman-Monteith	B-13
B.1.10 Ecuación de García y López	B-14
B.1.11 Ecuación de Meyer	B-15
B.1.12 Método de Jiang – Islam	B-15
B.1.13 Ecuación de Budyko	B-18
B.1.14 Ecuación del Factor Regional	B-20

	Página
B.1.15 Método de Kazama-Sahoo	B-20
B.2 ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA	B.21

TOMO II

	Página
5. ANÁLISIS DE CUENCAS HIDROGRÁFICAS A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DE TERRENO	5-1
5.1 TOPOGRAFÍA DIGITAL DEL DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA	5-2
5.2 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DE TERRENO	5-3
5.3 MODELOS DIGITALES DE TERRENO CON MAYOR RESOLUCIÓN	5-6
5.3.1 Información utilizada	5-8
5.3.2 Metodología	5-9
5.4 CAPACIDAD DE ANÁLISIS DE LOS MDT'S	5-13

	Página
6. BALANCE Y CAUDALES MEDIOS MENSUALES	6-1
6.1 BALANCE HIDROLÓGICO DE LARGO PLAZO	6-2
6.2 CICLO ANUAL HIDROLÓGICO	6-8
6.2.1 Modelación	6-9
7. VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS CAUDALES	7-1
7.1 INFLUENCIA DE FENÓMENOS MACROCLIMÁTICOS EN LA HIDROLOGÍA DE COLOMBIA	7-1
7.1.1 Metodología y datos	7-2
7.1.2 Resultados	7-5
7.2 HISTOGRAMAS	7-18
7.3 CUANTILES	7-22
8. CAUDALES MÁXIMOS	8-1
8.1 INFORMACIÓN	8-3
8.2 REGIONALIZACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS MEDIAS	8-5
8.3 MULTIESCALAMIENTO	8-13
8.4 MÉTODO RACIONAL PROBABILÍSTICO	8-22

	Página
9. CAUDALES MÍNIMOS	9-1
9.1 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN	9-2
9.2 MÉTODO DE REGIONALIZACIÓN DE PARÁMETROS	9-3
9.2.1 Información Utilizada	9-4
9.2.2 Estimación de los Caudales	9-4
9.2.3 Estimación de Parámetros de Regionalización	9-7
9.2.4 Obtención de mapas de caudal mínimo	9-15
9.3 MÉTODO DE LA CURVA DE RECESIÓN	9-20
10. CONCLUSIONES	10-1
REFERENCIAS	R-1

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
2.1	Distribución de las estaciones para precipitación (a) y caudal (b) en Antioquia	2-3
2.2	Distribución de estaciones hidroclimatológicas en Antioquia	2-3
2.3	Estaciones de caudal por rangos de áreas para la región considerada	2-5
2.4	Estaciones de caudal por rangos de áreas en algunas regiones del departamento de Antioquia.	2-7
2.5	Estaciones hidroclimatológicas que actualmente funcionan en Antioquia para los registros de precipitación (a) y caudal (b)	2-8
2.6	Estaciones hidroclimatológicas que actualmente funcionan en Antioquia.	2-8
2.7	Longitud de registros y localización de las estaciones de caudal medio.	2-10
2.8	Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal medio	2-11
2.9	Longitud de registro y localización de las estaciones de caudal máximo	2-12
2.10	Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal máximo	2-12
2.11	Longitud de registro y localización de las estaciones de caudal mínimo	2-13
2.12	Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal mínimo	2-13
2.13	Longitud de registro y localización de las estaciones de caudal diario	2-15
2.14	Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal diario.	2-15

Figura		Página
2.15	Longitud de registro y localización de las estaciones de precipitación total mensual	2-16
2.16	Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de precipitación total mensual.	2-17
2.17	Longitud de registro y localización de las estaciones de precipitación diaria	2-17
2.18	Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de precipitación diaria.	2-18
2.19	Longitud de registro y localización de las estaciones que registran temperatura media	2-19
2.20	Longitud de registro y localización de las estaciones que registran temperatura mínima	2-19
2.21	Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Humedad Relativa	2-20
2.22	Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Punto de Rocío	2-20
2.23	Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Evaporación	2-21
2.24	Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Tensión de Vapor	2-21
2.25	Ajuste obtenido entre Presión y Altura.	2-24
2.26	Ubicación de las estaciones de temperatura media empleadas.	2-26
2.27	Mapa de Temperatura Media Anual (°C) obtenido al interpolar con la técnica de Triangulación con Deriva	2-27
2.28	Errores obtenidos en la validación de la interpolación de temperatura media	2-28
2.29	Mapa de Temperatura media anual obtenido empleando la regionalización propuesta por CENICAFÉ	2-29

Figura		Página
2.30	Ajuste lineal obtenido entre punto de rocío y altura	2-31
2.31	Ubicación de las estaciones de punto de rocío empleadas	2-31
2.32	Mapa anual de radiación neta obtenida a partir de la metodología de Morton	2-34
2.33	Mapa anual de brillo solar promedio diario obtenido a partir de interpolación por la técnica Kriging Ordinario	2-35
2.34	Ecuación aproximada de Clausius-Clapeyron	2-37
2.35	Mapas interpolados con Kriging con deriva externa. ENA (izquierda), Oster (Derecha)	2-42
3.1	Estaciones de precipitación utilizadas para la estimación de la precipitación media multianual	3-7
3.2	Subregiones establecidas para los procedimientos de interpolación	3-9
3.3	Semivariogramas para cada una de las regiones establecidas y para toda la zona de estudio	3-11
3.4	Mapa de precipitación media anual interpolado a partir del método de Kriging por regiones y con deriva	3-14
3.5	Mapa de precipitación media anual interpolado a partir del método de Triangulación con deriva usando subregiones y el mapa de precipitación del ENA	3-14
3.6	Distribución mensual de la Precipitación obtenida a partir del método de Triangulación con deriva	3-16
3.7	Primeros cuatro momentos de las lluvias máximas involucrando todas las estaciones. Los rombos son los valores muestrales y las líneas continuas los mejores ajustes. ξ_r es la pendiente de estas líneas.	3-23
3.8	Función de Estructura para los datos de precipitaciones máximas. La línea continua representa la ecuación (4.5) y los símbolos (+) son los resultados muestrales.	3-23

Figura		Página
3.9	Regresiones lineales entre el momento de orden 1 y los momentos de orden 2, 3 y 4 para todas las estaciones.	3-25
3.10	Función de Estructura e Intervalos de confianza para la estación Santa Barbara	3-25
3.11	Error relativo entre los valores del modelo y el método tradicional en la estación El Rosario para períodos de retorno de 2.33, 10 y 50 años.	3-27
3.12	Curvas IDF obtenidas a partir de la teoría de escalamiento simple para las estaciones Sireno, Mande, Miguel Valencia y Peñol	3-28
3.13	Curvas IDF obtenidas a partir de la teoría de escalamiento simple para las estaciones Rosario, Santa Bárbara, Inmarco y Bizcocho	3-29
4.1	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Cenicafé	4-13
4.2	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Turc	4-13
4.3	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método modificado de Turc	4-13
4.4	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Thornwaite	4-14
4.5	Evapotranspiración real obtenida mediante el método de Coutagne	4-14
4.6	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Morton	4-14
4.7	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Penman	4-15
4.8	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Penman con aproximación de Priestley y Taylor	4-15
4.9	Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de García-López	4-15
4.10	Evapotranspiración real obtenida mediante el método de Jiang-Islam	4-16

Figura		Página
4.11	Evapotranspiración real obtenida mediante el método del factor regional	4-16
4.12	Ciclo Anual de Evapotranspiración Real obtenido mediante la metodología de Morton	4-18
4.13	Ciclo Anual de Evapotranspiración Real obtenido mediante la metodología de Thornwaite	4-19
5.1	Modelo Digital de Terreno de Antioquia. Resolución 30 segundos de arco.	5-3
5.2	(a). Asignación de direcciones de drenaje según el modelo D8. (b). Mapa de direcciones para un MDT en la región de Concordia.	5-4
5.3	(a). Líneas azules para el MDT de Antioquia. (b). Cuenca pequeña extraída sobre el MDT de Antioquia.	5-5
5.4	Esquema de anidación entre algunos Modelos Digitales de Terreno del Atlas Hidrológico.	5-7
5.5	Curvas de nivel rasterizadas para el MDT del valle del río San Juan. (a) Zonas sin información en la cuenca. (b). Mapa completado con información del MDT de Antioquia.	5-10
5.6	Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para el Valle del río Medellín.	5-11
5.7	Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para el Valle de San Nicolás.	5-12
5.8	Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para la cuenca del río Chachafruto.	5-12
5.9	Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para el Valle del río San Juan.	5-13
5.10	Ubicación de puntos de interés mediante HydroSIG Java en el MDT de la cuenca del río Chachafruto. (a) Desembocadura de la quebrada Marinilla en el río Negro. (b). Planos de la captación 7238.	5-14

Figura		Página
5.11	(a) Franjas anómalas debidas a la interpolación en la parte Nor-Oriental del MDT del valle de San Nicolás. (b) Cuencas extraídas sobre el MDT de Antioquia justo por encima del umbral de área mínima de 2000.	5-15
6.1	Conservación de la masa de agua en la columna del sistema suelo-atmósfera.	6-2
6.2	Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el balance.	6-5
6.3	mapa de escorrentía basado en la evaporación real del método regional y la precipitación interpolada por triangulación con deriva.	6-9
6.4	Esquema general del modelo sencillo de interacción Suelo-Atmósfera.	6-12
6.5	Distribución espacial de los resultados del modelo propuesto. Se observan en su orden el caudal subsuperficial, el caudal superficial, el agua en el suelo y la evaporación real.	6-15
6.6	Ciclo anual puntual para la precipitación, el caudal subsuperficial y el caudal superficial (nótese que el eje de las ordenadas no tiene la misma escala en las tres gráficas).	6-16
6.7	Resultados de dos ejemplos “ficticios” (escorrentía superficial -en color negro- y subsuperficial -en rojo-) del modelo diario con la misma precipitación (superior) y diferentes constantes de recesión (K).	6-17
6.8	Ciclo anual de caudales para las estaciones Peñoncito y Puente López (en rojo se presenta el valor modelado y en negro el valor real)	6-18
6.9	Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el modelo de tanques.	6-19
6.10	Distribución espacial de los resultados del modelo propuesto. Se observan en su orden el caudal subsuperficial, el caudal superficial, el agua en el suelo y la evaporación real.	6-20
6.11	Ciclo anual de caudales para las estaciones Canteras, Montería y Rionegrillo (en rojo se presenta el valor modelado y en negro el valor real)	6-21

Figura		Página
7.1	Series de índices macroclimáticos relacionados con la hidroclimatología de Antioquia. En la columna derecha se presenta el ciclo anual de dichos índices	7-8
7.2	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el SOI y registros de caudal	7-9
7.3	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el MEI y registros de caudal	7-10
7.4	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la SST en NIÑO3.4 y registros de caudal	7-11
7.5	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el TPI y registros de caudal	7-12
7.6	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la PDO y registros de caudal	7-13
7.7	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la NOA y registros de precipitación	7-14
7.8	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la temperatura del Atlántico Sur y registros de precipitación	7-15
7.9	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la temperatura del Atlántico Norte y registros de precipitación	7-16
7.10	Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el gradiente de temperaturas en el Atlántico Norte y Sur y registros de precipitación	7-17
7.11	Distribución acumulada de probabilidades de los caudales medios mensuales, para la serie completa, años normales, años El Niño y años La Niña, para las estaciones Arrancaplumas (Río Magdalena), Colorado (Río Negro) y El Botón (Río Grande)	7-20
7.12	Distribución acumulada de probabilidades de los caudales medios mensuales Negro, , para la serie completa, años normales, años El Niño y años La Niña, para las estaciones Puente Belmira (Río Grande), Puerto Salgar (Río Magdalena) y El Tabor (Río Concepción)	7-21

Figura		Página
7.13	Cuantiles 25%, 50% y 75% de Precipitación. Se presenta un mapa para cada cuantil para años normales y las dos fases del ENOS. El tamaño de los círculos corresponde a la relación entre el valor de la variable para el cuantil correspondiente y el valor medio multianual de la variable en cada sitio	7-23
7.14	Cuantiles 25%, 50% y 75% de Caudal. Se presenta un mapa para cada cuantil para años normales y las dos fases del ENOS. El tamaño de los círculos corresponde a la relación entre el valor de la variable para el cuantil correspondiente y el valor medio multianual de la variable en cada sitio	7-24
8.1	Ubicación de las estaciones de caudal máximo	8-3
8.2	Mapa de subregiones utilizado para la estimación de caudales máximos	8-4
8.3	Estimados de caudal medio máximo (+) y valores reales (□) en las diferentes subregiones	8-8
8.4	Estimados de la desviación estándar del caudal máximo (+) y valores reales (□) en las diferentes subregiones	8-9
8.5	Mapa del Caudal Máximo Medio	8-10
8.6	Mapa de la desviación estándar de los caudales máximos	8-11
8.7	Mapas de caudal máximo para diferentes periodos de retorno. A la izquierda calculado con distribución lognormal ($Tr = 25$) y a la derecha con distribución gumbel ($Tr = 50$)	8-12
8.8	Variación del CV regional de los caudales máximos con el área de drenaje de acuerdo con la teoría del multiescalamiento (Tomado de Gupta et al, 1994)	8-13
8.9	Caudales máximos estimados y predicción según el modelo de regresión de cuantiles para diferentes periodos de retorno	8-18
8.10	Gráfico de CV vs A para la subregión del Nechí	8-19
8.11	Histogramas de errores de los estimados con el método del multiescalamiento	8-21

Figura		Página
8.12	Los intervalos son diferentes en cada caso Mapa de caudal máximo para $Tr = 2.33$ años, construido utilizando el método del multiescalamiento	8-22
8.13	Mapa de subregiones y estaciones utilizadas	8-27
8.14	Resultados de la regresión de Q/I y A para los diferentes períodos de retorno	8-28
8.15	(Izq) Caudales estimados y caudales reales vs. Área de drenaje. (Der)Histograma de frecuencia de los errores relativos porcentuales para diferentes períodos de retorno	8-30
8.16	Mapa de K para $Tr = 2.33$ años y 25 años	8.31
9.1	Estaciones de caudal mínimo utilizadas en la regionalización	9-5
9.2	Regresiones de caudal mínimo con el área para períodos de retorno iguales a 2.33, 5, 10, 25, 50 100 años	9-9
9.3	Regresiones de $M(j)$ con el área de la cuenca	9-11
9.4	Función de estructura de los caudales mínimos en Antioquia	9-11
9.5	Regresión de Q_{min}/A con la precipitación y la evaporación para obtener el valor del exponente. Nótese que el valor de dicho exponente es muy cercano a 1	9-12
9.6	Constantes para la media de los caudales mínimos (c_{\square})	9-14
9.7	Constantes para la desviación estándar de los caudales mínimos	9-14
9.8	Mapa de la media del rendimiento mínimo para la región de Antioquia obtenido a partir de ecuaciones de regionalización	9-16
9.9	Mapa de la desviación estándar del rendimiento mínimo para la región de Antioquia obtenido a partir de ecuaciones de regionalización	9-17
9.10	Comparación entre la media del caudal mínimo observado en estación y la estimada con el balance	9-18
9.11	Comparación entre la desviación estándar del caudal mínimo observado en estación y la estimada con el balance	9-19

Figura		Página
9.12	Mapa de rendimiento mínimo para un período de retorno de 2.33 años	9-19
9.12	Mapa de rendimiento mínimo para un período de retorno de 25 años	9-20
9.13	Mapa de caudal mínimo para un período de retorno de 25 años	9-19
B.1	Representación esquemática de la relación complementaria entre evaporación potencial y real con suministro de energía de radiación constante	B-6
B.2	Temperatura derivada (T_o) vs NDVI. Información requerida para la interpolación del parámetro f	B-17
B.3	Relación adimensional entre la evaporación real y potencial para la ecuación de Turc y Budyko	B-19

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
2.1	Estaciones de caudal por rangos de área para algunas regiones en Antioquia	2-6
2.2	Información del GEWEX (Meeson et al, 1995 y de Sellers et al. 1995).	2-36
2.3	Información CD Surface Radiation Budget Data Set (Darnell,1995)	2-37
2.4	Información del GEWEX (Meeson et al, 1995 y de Sellers et al. 1995)	2-40
2.5	Información CD Surface Radiation Budget Data Set (Darnell,1995)	2-40
2.6	Otras variables obtenidas a partir de mediciones de satélite	2-43
7.1	Índices de variables macroclimáticas influyentes en la hidroclimatología de Antioquia	7-4
7.2	Estaciones de registro de caudales de las cuales se presentan resultados de histogramas de frecuencia durante las fases El Niño y La Niña	7-18
7.3	Valores promedio de los cuantiles 25%, 50% y 75% de precipitación escalados con el valor medio de la variable	7-23
7.4	Valores promedio de los cuantiles 25%, 50% y 75% de caudal escalados con el valor medio de la variable	7-25
8.1	Número de estaciones en cada subregión	8-4
8.2	Parámetros ajustados para las ecuaciones (8.5) y (8.6)	8-7
8.3	Modelos multiescalados utilizados	8-16
8.4	Parámetros de la ecuación (8.7) para las 19 estaciones en la subregión	8-17

Tabla		Página
8.5	Estimación de los parámetros de la ecuación (8.9) utilizando regresión de cuantiles (RC) y multiescalamiento (M).	8-17
8.6	Caudales máximos estimados (m ³ /s)	8-18
8.7	Ajustes de los parámetros de multiescalamiento para $A > AC$	8-19
8.8	Ajustes de los parámetros de multiescalamiento para $A < AC$	8-20
8.9	Caudales máximos estimados utilizando las ecuaciones (8.7) y (8.8) (m ³ /s).	8-20
8.10	Parámetros geomorfológicos para las diferentes estaciones de caudal máximo utilizadas	8-26
8.11	Valores del Coeficiente de Escorrentía y del exponente α para diferentes períodos de retorno	8-27
8.12	Parámetros K y α para diferentes períodos de retorno	8-29
9.1	Valores de α encontrados por diferentes autores en el caso de los caudales mínimos, (Furey y Gupta, 2000)	9-4

5 ANÁLISIS DE CUENCAS HIDROGRÁFICAS A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DE TERRENO.

La mayoría de procesos relacionados con la distribución del recurso hídrico son estudiados a partir de modelos de escorrentía; en general, estos modelos requieren información fisiográfica concerniente a la configuración de la red de drenaje y a las propiedades geométricas de las cuencas determinadas por la topografía. Ésta información ha sido tradicionalmente extraída manualmente de mapas provenientes de restituciones aereofotogramétricas y levantamientos topográficos, sin embargo, en la última década se ha venido popularizando el uso de sistemas de información geográfica y representaciones digitales de terreno para la extracción automática cuencas, redes de drenaje y parámetros geomorfológicos asociados a ellas.

La forma más usada de representación digital de la topografía es la llamada Modelo Digital de Terreno o MDT. Las ventajas y aplicaciones de este tipo de representación han sido ampliamente estudiadas y un buen resumen puede ser encontrado en Moore et al. (1990). Un MDT simplemente divide el terreno en pixeles cuadrados de tamaño especificado, y a cada uno le asigna la altura media sobre el conjunto de puntos que le pertenecen. El tamaño de los pixeles se denomina resolución y, junto con la ubicación espacial de un punto y la matriz de los datos de altura, se define unívocamente un MDT.

El objetivo principal de este capítulo es describir, tanto la construcción de MDT's para Antioquia y algunas subregiones a mayor resolución, como las metodologías para la estimación de información geomorfológica a partir de ellos, especialmente lo que respecta a la extracción automática de cuencas. La primera parte de este capítulo describe la información usada en la construcción del MDT de Antioquia, y las características principales de los resultados obtenidos. En la segunda parte se da un sobrevuelo a los modelos usados y la metodología seguida para la estimación de la red de drenaje y los parámetros geomorfológicos del terreno. Posteriormente se concentra la atención en la construcción de MDT's para algunas subregiones piloto de Antioquia; se describe la información y las metodologías específicas utilizadas. Por último, se dan indicaciones prácticas en lo que concierne a las limitaciones que los MDT's presentan en términos del análisis sobre cuencas hidrográficas.

5.1 TOPOGRAFÍA DIGITAL DEL DEPARTAMENTO DE ANTIOQUIA.

Para representar la distribución espacial de la topografía sobre el departamento de Antioquia y sus alrededores, se usó el Modelo Digital de Terreno (MDT) que se muestra en la Figura 5.1. Éste cuenta con una resolución latitudinal y longitudinal de 30 segundos de arco, lo que equivale a pixeles cuadrados de 900 m de lado aproximadamente. La zona del MDT está comprendida entre los puntos de latitud 5°N y 9° N, y longitud 73°30'W y 77°40'W, para un total de 480 filas y 500 columnas. El MDT fue construido por el United States Geological Survey a partir de fotos de satélite, y hace parte de una base de datos de topografía digital de todo el mundo completada en 1996, de distribución libre y accesible en <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>.

Los MDT's distribuidos por el USGS tienen una falencia que, dependiendo de la escala, puede llegar a ser grave; ellos presentan un "rayado" en dirección latitudinal producto de errores de procesamiento de la imagen satelital. Debido a la popularidad de estos MDT's, la

presencia de estos patrones verticales ha sido reportada por varios investigadores, ver Garbrecht, Martz (1999) y Holmes, et al (2000) para referencias.

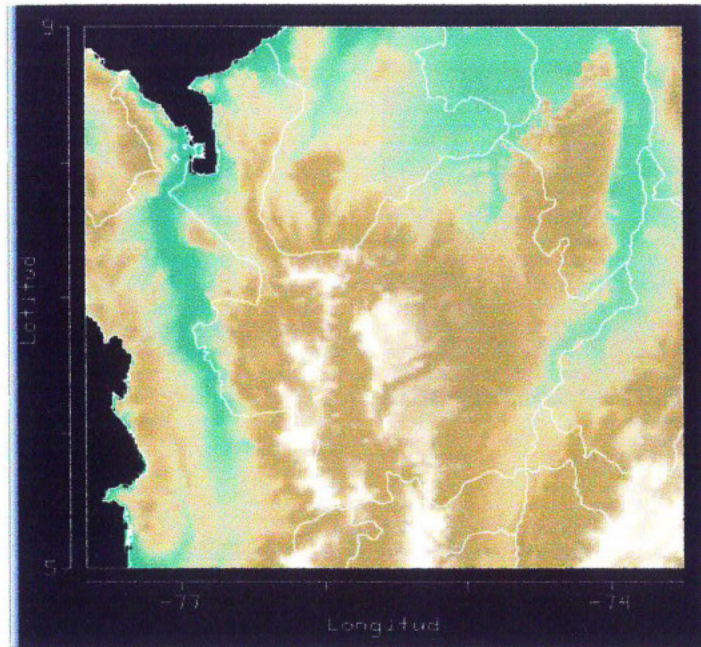


Figura 5.1. Modelo Digital de Terreno de Antioquia. Resolución 30 segundos de arco.

5.2 ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS A PARTIR DE MODELOS DIGITALES DE TERRENO.

El primer paso para el análisis de las características hidrológicas de una zona representada por un MDT, consiste en estimar la dirección superficial hacia la cual fluye el agua en cada punto. Existen diversos métodos para realizar esto, una introducción al tema con muy buenas referencias se puede encontrar en Fairfield y Leymarie (1991). Para el MDT de Antioquia se usó el denominado modelo D8, que viene incorporado en el módulo de procesamiento de MDT's de HydroSIG Java. Este modelo se basa en un principio simple de energía potencial y otorga a cada pixel una dirección única hacia el pixel más bajo entre los ocho adyacentes. Así, el procesamiento produce una matriz de direcciones que a cada celda

le asigna un número entre 1 y 9 según el esquema de la Figura 5.2(a); por su parte, la Figura 5.2(b) muestra el mapa asociado a la matriz de direcciones para un MDT de la región de Concordia.

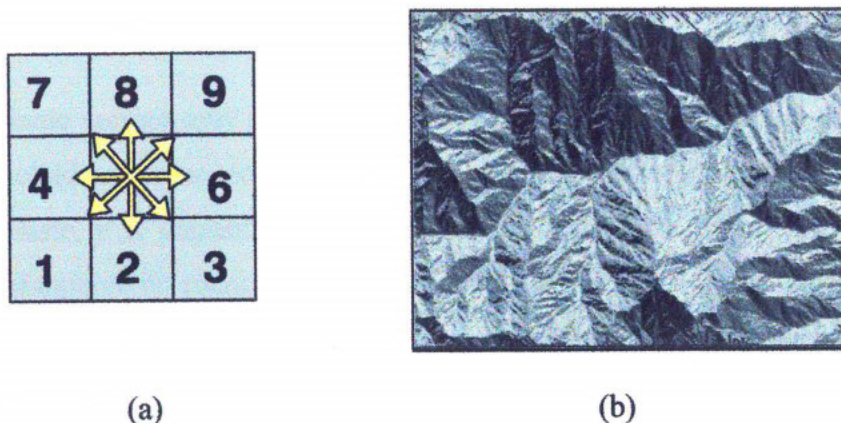


Figura 5.2. (a.). Asignación de direcciones de drenaje según el modelo D8. (b) Mapa de direcciones para un MDT en la región de Concordia

De lo anterior puede parecer que el procesamiento automático de un MDT es un problema sencillo, sin embargo existen problemas serios relacionados con el hecho de que no necesariamente todo pixel del MDT tiene una adyacente más baja que él hacia la cual dirigir el drenaje. La presencia de estas celdas ocurre con muchísima frecuencia en casi todos los MDT's y es debida a errores de interpolación o a la insuficiente resolución en la medida de la cota del terreno. Para solucionar este problema se usaron algoritmos incluidos en HidroSIG Java y que modifican el MDT de una manera, por un lado sutil para no alterar la estructura del mapa, y por el otro, suficiente para que el modelo D8 pueda asignar una dirección a cada pixel. Estos cambios se dejan registrados en el modelo digital corregido asociado al MDT. Para más información sobre éstos problemas y sus técnicas de corrección, se puede consultar UNALMED-UPME (2000) y Garbrecht, Martz (1997).

Ahora, debido a que la extracción de las direcciones de drenaje depende en principio, únicamente de la topografía, la presencia del rayado del MDT de Antioquia descrito anteriormente otorga preferencia a las direcciones a lo largo de la vertical y, por lo tanto, produce deformaciones en la red de drenaje resultante. Para sobrellevar este problema, se

utilizó información de la red real de drenaje digitalizada desde mapas físicos del IGAC, a esta información se le conoce como “líneas azules”. Estas líneas se rasterizaron con la misma resolución del MDT produciendo el mapa de la Figura 5.3(a); posteriormente se usaron algoritmos de extracción de direcciones de drenaje que otorgan preferencia al flujo a través de las líneas azules para así, forzar el flujo en la dirección correcta.

Este refinamiento corrige muy bien el problema de las direcciones de flujo a lo largo de las corrientes incluidas en las zonas azules, sin embargo para escalas más pequeñas, el problema persiste, y se presenta una deformación apreciable de la red de drenaje y por lo tanto, un alargamiento en cuencas pequeñas extraídas a partir de las direcciones de flujo. La Figura 5.3(b) muestra un acercamiento sobre el MDT de Antioquia y la divisoria de una cuenca pequeña con sus correspondientes corrientes; observése el rayado vertical y el consiguiente alargado de la cuenca.

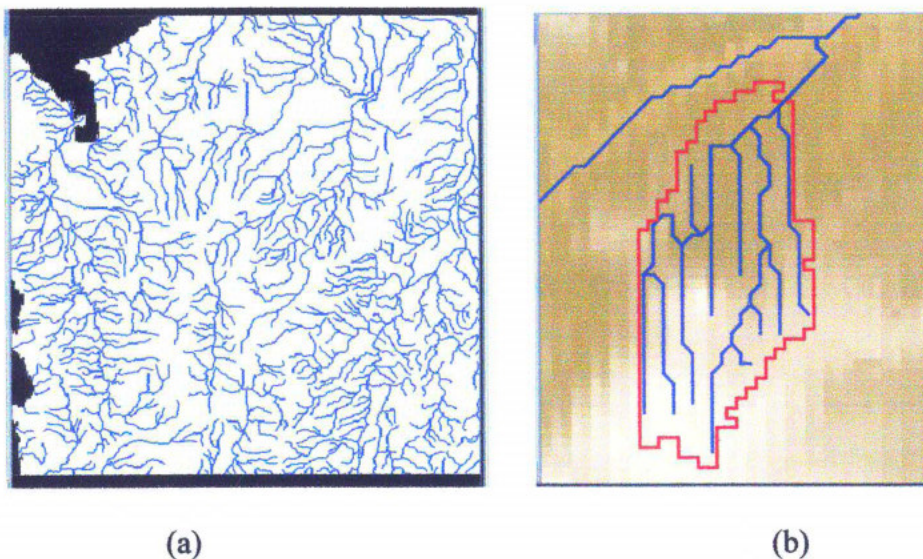


Figura 5.3. (a) Líneas azules para el MDT de Antioquia. (b) Cuenca pequeña extraída sobre el MDT de Antioquia.

A partir de las direcciones de flujo estimadas por el procesamiento del MDT, se pueden producir mapas de variables geomorfológicas inherentes a la red de drenaje resultante. Estos mapas están incluidos en Atlas Digital y están asociados a cada MDT procesado. Allí se incluyen variables tales como, área de drenaje acumulada, pendiente máxima del terreno,

orden de Horton, longitud total de canales aguas arriba, y longitud del canal principal, entre otras. Mayor información sobre el significado y utilidad de éstas variables puede ser encontrada en Chow et al. (1994).

La estimación de algunos de los mapas de variables geomorfológicas depende únicamente de la distribución de alturas o de las direcciones de drenaje, sin embargo, para los mapas dependientes de la estructura de la red de drenaje, se debe estimar cuáles de los pixeles contienen verdaderamente algún canal. Esto claramente implica identificar los puntos en el terreno en dónde se inician los canales y que pertenecerán a las corrientes de primer orden de Horton. Éste es, en general, un problema muy difícil y para el cual se deben tener en cuenta aspectos geotécnicos, hidrológicos y geomorfológicos del terreno. Un buen tratamiento de este tema puede ser encontrado en Montgomery, Dietrich (1989). Ahora, debido a la resolución del MDT de la Figura 5.1. se puede suponer que en cada pixel del mapa nace o pasa al menos un canal de la red de drenaje, y por lo tanto, no hay pixeles de orden de Horton nulo. Este supuesto no se hará en otros MDT's del Atlas Digital que tengan menor escala.

5.3 MODELOS DIGITALES DE TERRENO CON MAYOR RESOLUCIÓN.

En el Atlas Digital de Antioquia se sigue una estrategia de subregiones anidadas con el objetivo de permitir análisis a diferentes escalas. De esta manera, en HidroSIG Java se han incluido bases de datos de todo el mundo, Colombia y Antioquia; las cuales contienen mapas de resolución 1°, 60" y 30" respectivamente. La base de datos de Colombia fue desarrollada en el marco del proyecto Atlas Hidrológico de Colombia y contiene una gran cantidad de mapas y registros de estaciones hidroclimáticas. Ver UNALMED-UPME (2000). A su vez, dentro de la base de datos de Antioquia, se incluyen MDT's de las subregiones del valle de San Nicolás, el valle del río San Juan en el suroccidente Antioqueño, y el valle de Medellín; cada uno con resolución de 100 m. Por último, para ilustrar el análisis de un microproyecto, se incluye el MDT de la cuenca del río Chachafruto

en el Oriente Antioqueño a una resolución de 10 m. La Figura 5.4. muestra un esquema de la anidación entre diferentes MDT's.

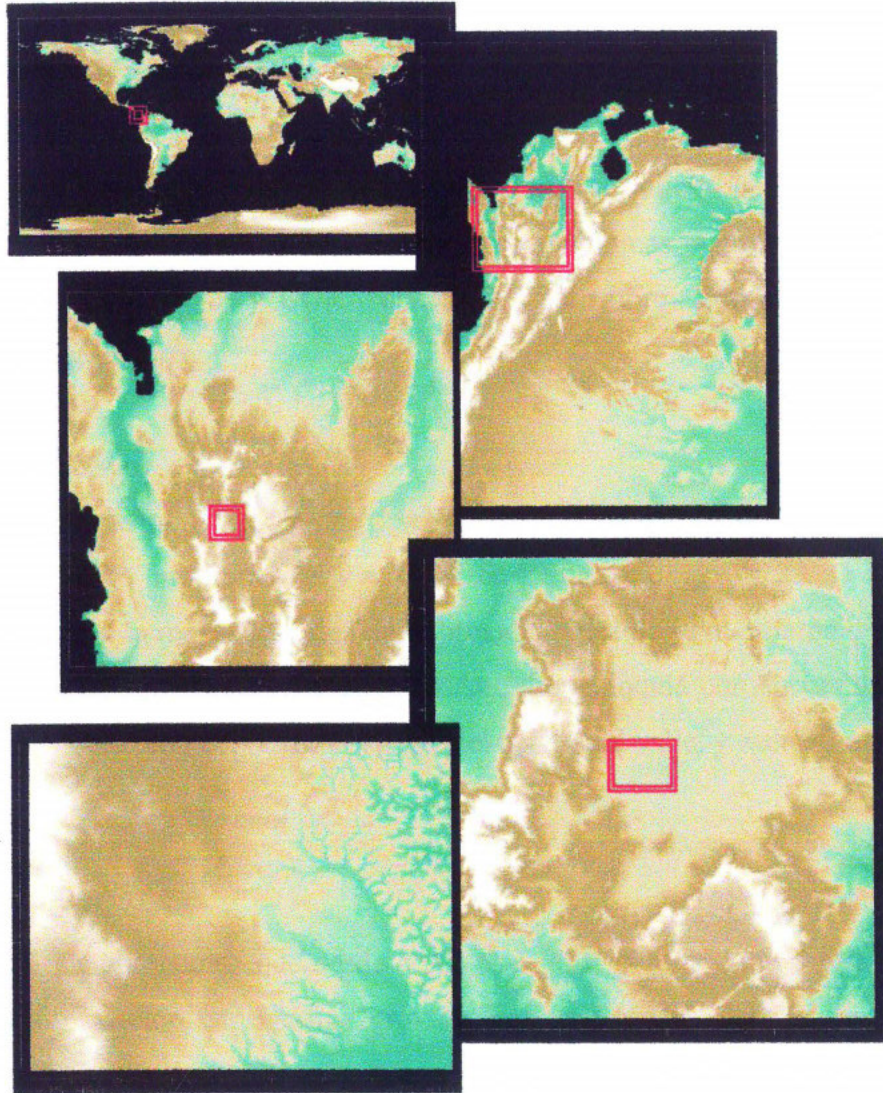


Figura 5.4. Esquema de anidación entre algunos de los Modelos Digitales de Terreno del Atlas Hidrológico.

El acceso a esta información más detallada permite introducir corrientes y accidentes del terreno que en otras escalas espaciales no es posible visualizar y, de esta manera, proporciona una mejor estimación de la red de drenaje real y aumenta la precisión en los análisis geomorfológicos e hidrológicos.

A continuación se detalla la información y las metodologías usadas tanto en la construcción de los MDT's, como en la estimación de la red de drenaje para cada una de las subregiones de Antioquia consideradas en la anidación.

5.3.1 Información utilizada.

Para realizar el estudio de cada una de las subregiones se solicitó información cartográfica digital en formato ArcView® a las corporaciones autónomas regionales correspondientes, en particular a CORNARE y CORANTIOQUIA. La información suministrada tiene las siguientes características.

Valle de San Nicolás

Se empleó información de curvas de nivel proporcionada por CORNARE y se extrajo la región comprendida entre 5°89' N y 6°34' N en latitud, y desde 75°20' O a 75°61' O en longitud. Para usar la mayor cantidad de información posible se mezclaron distintos grupos de curvas de nivel, a saber, el Centro y Oriente de Antioquia con curvas cada 200 m, el valle de San Nicolás con curvas cada 10 m en el centro del valle, y cada 50 m en las afueras de éste.

Cuenca del río Medellín

La zona considerada comprende desde 5°95' N a 6°51' N y de 75°36' O a 76°76' O. Se contó con información cartográfica provista por CORNARE del Centro y Oriente de Antioquia con curvas cada 200 m, y mapas de propiedad de CORANTIOQUIA del Valle de Aburrá desde el alto de San Miguel hasta el municipio de Girardota con curvas de nivel cada 10m.

Cuenca del río San Juan

Para la construcción del MDT de esta zona se utilizó información cartográfica del suroccidente de Antioquia proporcionada por CORANTIOQUIA con curvas de nivel cada 50 m, y comprendida entre 5°30' y 6° Norte y 75°45' y 76°6' Oeste. En ésta información no

se encuentra contenida la totalidad de la cuenca del río San Juan, en particular se presentan vacíos considerables en las laderas orientales de los Farallones del Citará; esto ocurre probablemente por las dificultades aereofotogramétricas debidas a la gran nubosidad presente en la zona. Por otra parte, la cabecera oriental de la cuenca se encuentra ubicada en los límites de Antioquia con los departamentos del Chocó y Risaralda, lo cual evidentemente dificulta la consecución de la información.

Quebrada Chachafruto

La quebrada Chachafruto se encuentra localizada en la parte centro-oriental del valle de San Nicolás, entre 6°8'35.23'' N y 6°12'43.19''N latitudinalmente, y desde 75°24'13.21'' O a 75°29'17.12'' O longitudinalmente. Para realizar este MDT se contó con información cartográfica de curvas de nivel cada 10 m proporcionada por CORNARE, tanto en formato digital como en planchas de papel. La información es completa y la resolución es suficientemente fina.

5.3.2 Metodología.

El primer paso consistió en unificar la georeferenciación de los diferentes grupos de curvas de nivel utilizados en cada MDT. Este trabajo se hizo utilizando ArcView® e Idrisi32®.

Debido a que se unieron conjuntos de curvas de nivel a diferentes resolución, se presentaron problemas de integridad de la información, esto es, cruce de curvas de nivel, curvas de nivel incompletas o sin valor de altura asignado, zonas con escasez de información e inconsistencia entre las alturas para un mismo punto; por lo anterior se realizó una revisión cuidadosa de la información y en lo posible se corrigieron manualmente los errores para minimizar la presencia de estos en la interpolación.

El conjunto resultante de curvas de nivel de cada mapa fue convertido de coordenadas planas al sistema latitud-longitud, posteriormente se hizo la rasterización usando Idrisi32®. La resolución de la malla para el raster se escogió lo suficientemente gruesa para evitar

que la interpolación introdujera texturas falsas en las zonas sin información. De esta manera, se usaron píxeles de 100 m de lado para los mapas del valle de Medellín, el valle de San Nicolás y el valle del río San Juan. Para el mapa de la cuenca del río Chachafruto se usaron píxeles de 10 m.

Para la cuenca del río San Juan fue necesario completar la topografía faltante con información del MDT de Antioquía descrito en la primera parte. Para lo anterior se exportó el mapa al formato de HisroSIG Java y se le asignó a cada píxel por fuera de la zona de información, la cota correspondiente en el MDT de resolución 30" (ver Figura 5.5.).

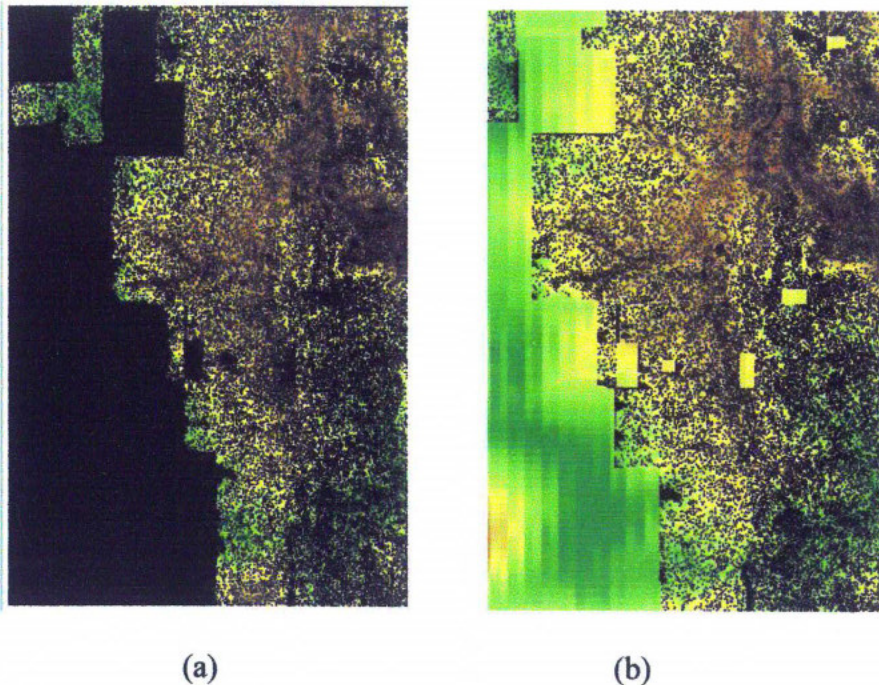


Figura 5.5. Curvas de nivel rasterizadas para el MDT del valle del río San Juan. En (a) se observan las zonas sin información de la cuenca, (b) muestra el mapa completado con información del MDT de Antioquia.

A partir de las curvas de nivel rasterizadas de cada mapa, se realizó una interpolación lineal discreta en Idrisi32®, el mapa resultante se exportó al formato de HidroSIG Java.

Para la estimación de la red de drenaje y sus características geomorfológicas, se siguió un procedimiento similar al descrito para el MDT de Antioquia. La información de líneas azules para cada uno de los mapas fue proporcionada por las corporaciones autónomas

regionales junto con la información topográfica. Ahora, debido a que la resolución de los MDT's de las subregiones es muy fina, no es válido asumir que todo pixel pertenece a una corriente de la red de drenaje real. Por esta razón se aceptaron como puntos de la red sólo aquellos pertenecientes a las líneas azules. De la Figura 5.6 a la Figura 5.9. se muestra cada uno de los MDT's resultantes junto con las líneas azules utilizadas.

Para facilitar la ubicación de las corrientes y los puntos importantes sobre los MDT's, a cada mapa se le adjuntó la información toponímica de las corrientes más importantes. Además, para el mapa de la cuenca del río Chachafruto, se ingresaron a la base de datos planos de las captaciones sobre las corrientes del mapa y fotografías de puntos relevantes en la distribución del recurso hídrico, tales como acueductos, nacimientos, desembocadura de quebradas, etcétera. En la Figura 5.11. se muestran algunas de las imágenes incorporadas en la base de datos y la forma en la que HydroSIG Java permite al usuario visualizarlas.

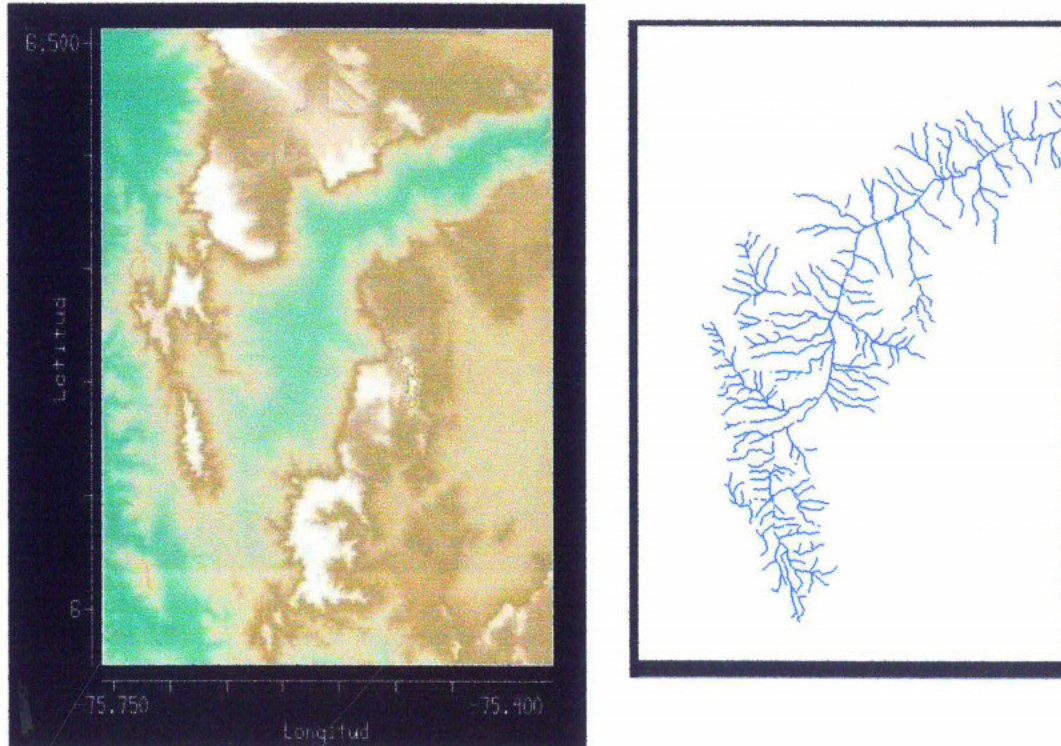


Figura 5.6. Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para el Valle del río Medellín.

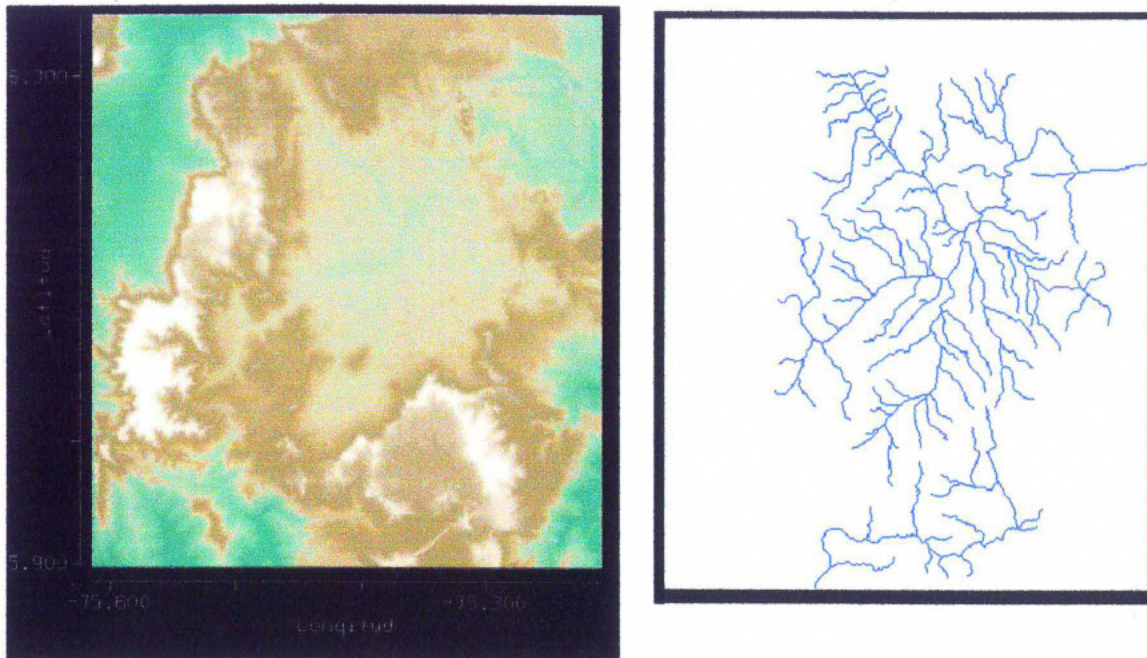


Figura 5.7. Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para el Valle de San Nicolás.

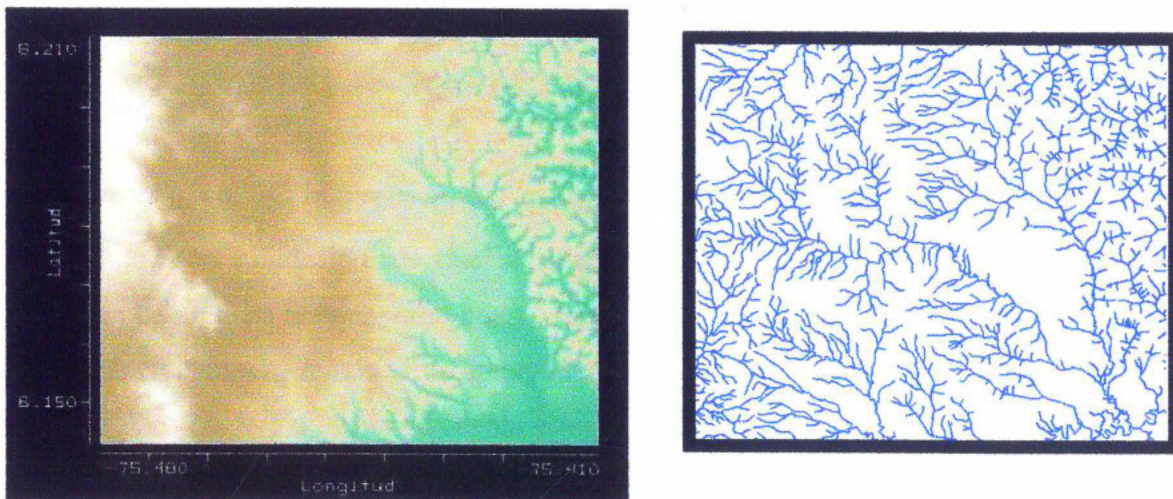


Figura 5.8. Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para la cuenca del río Chachafruto.

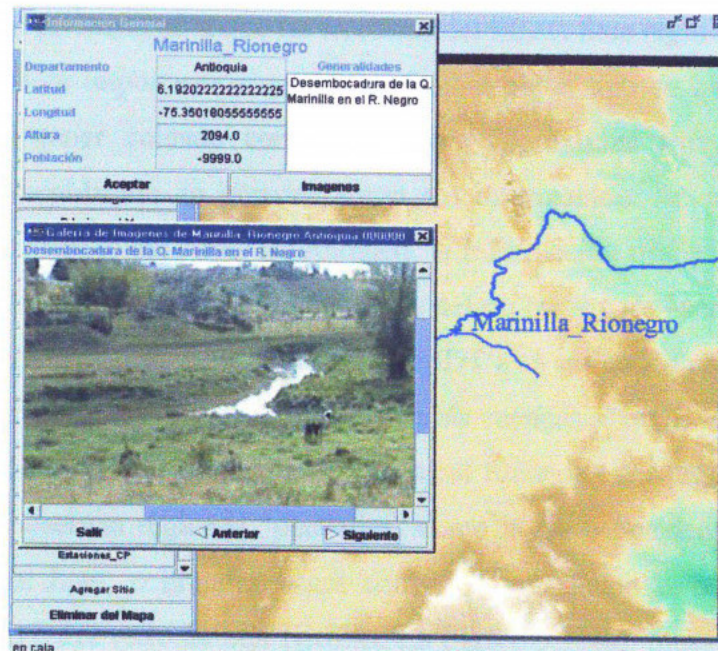


Figura 5.9. Modelos Digitales de Terreno resultantes y líneas azules rasterizadas para el Valle del río San Juan.

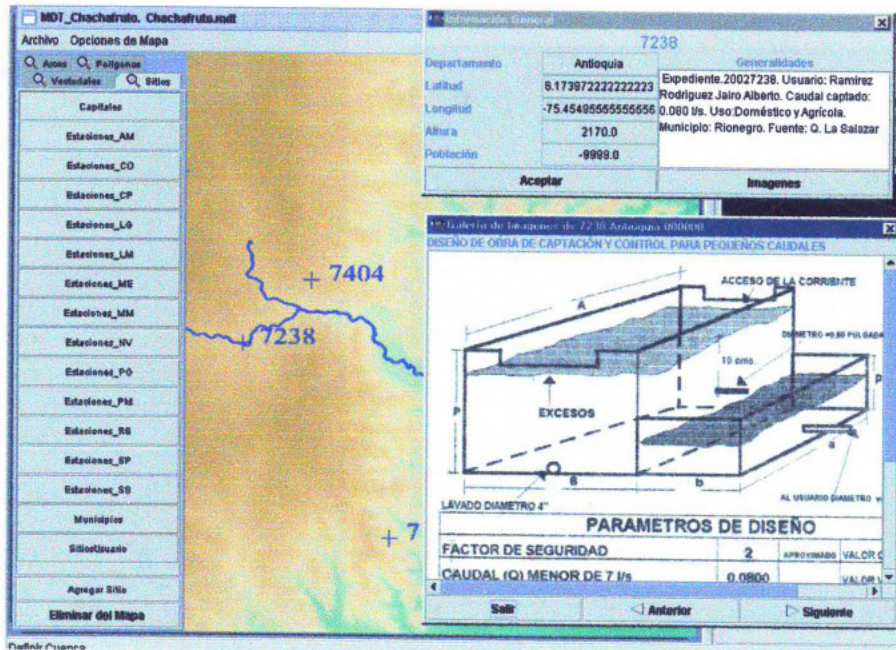
5.4 CAPACIDAD DE ANÁLISIS DE LOS MDT'S.

En general todos los MDT's tienen limitaciones en lo que respecta a los análisis geomorfológicos e hidrológicos que se pueden efectuar sobre ellos. Estas limitaciones provienen de muchas fuentes, tales como fallas en la toma de datos, cantidad y calidad de la información usada, métodos de interpolación, resolución de la malla, y presencia de fronteras. Una manera de tener en cuenta estos problemas es especificando la ubicación y el tamaño mínimo de las cuencas de cada MDT para las cuales se representan de manera aceptable las características geomorfológicas reales.

Con respecto a la posición permisible para las cuencas, debe ser claro primero, que la cuantificación de variables que dependan de la totalidad de la cuenca sólo se debe efectuar



(a)



(b)

Figura 5.10. Ubicación de puntos de interés mediante HydroSIG Java en el MDT de la cuenca del río Chachafrito. (a) muestra la desembocadura de la quebrada Marinilla en el río Negro. (b) muestra los planos de la captación 7238.

sobre cuencas cuya divisoria no toque las fronteras del MDT. Esta regla es válida para todo MDT y especialmente importante si se desea efectuar algún tipo de balance hidrológico. Segundo, se debe tener cuidado con la presencia de texturas anómalas en el MDT producidas por interpolación en grandes zonas sin información. En particular, para los MDT's de las subregiones del Atlas Hidrológico, la información usada estaba concentrada en las áreas particulares de interés, o sea los valles del río Negro, río Medellín, río San Juan y la cuenca del río Chachafruto; sin embargo los MDT's se extienden un poco por fuera de estas zonas para asegurar una buena estimación de las cuencas internas. De esta manera, no se recomienda realizar estimaciones sobre cuencas por fuera de estas regiones específicas, y menos aún, si se observan regiones "pixeladas" como la parte occidental del MDT de la cuenca del río San Juan; o grandes zonas con "franjas" anómalas como la parte Nor-Occidental del MDT del valle de San Nicolás. La Figura 5.11(a). muestra la presencia de franjas en esta zona

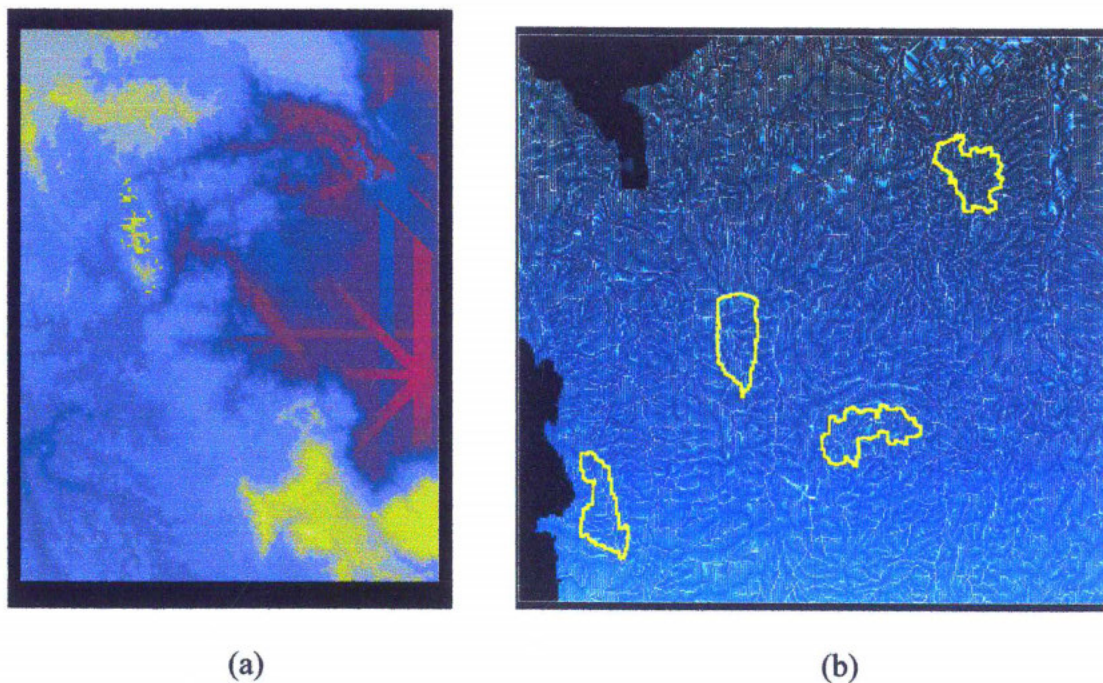


Figura 5.11. (a) Franjas anómalas debidas a la interpolación en la parte Nor-Oriental del MDT del valle de San Nicolás. (b) Cuencas extraídas sobre el MDT de Antioquia justo por encima del umbral de área mínima de 2000 m².

Con respecto al tamaño mínimo de las cuencas extraídas sobre un MDT, se acepta como regla general que las características geomorfológicas se conservan cuando el número de píxeles en el perímetro no excede el 10% del número de píxeles en la cuenca. Teniendo en cuenta un alargamiento natural de las cuencas de 2:1, se puede decir que los análisis son seguros para cuencas que contengan más de 1800 píxeles. Por otro lado, para el MDT de Antioquia el rayado vertical distorsiona esta relación de aspecto de la cuenca, y por esta razón se requieren alrededor de 2200 píxeles para que la condición del perímetro sea satisfecha. Esto representa un área mínima de cuenca de 2000 Km² para el MDT de Antioquia, 18 Km² para los MDT a 100 m de resolución y 0.18 Km² para el modelo de la cuenca del río Chachafruto. En la Figura 5.11(b) se muestra mapa de áreas acumuladas correspondiente al MDT de Antioquia, con algunas cuencas justo por encima del umbral de área mínima.

6 BALANCE Y CAUDALES MEDIOS MENSUALES

Para una adecuada evaluación de los caudales que se producen en una cuenca, es importante considerar su variabilidad en las distintas escalas de tiempo, un ejemplo de esto es su representación del ciclo anual. La variación de la esorrentía a lo largo del año se representa por los caudales medios multianuales para cada uno de los meses. Estos valores dependen de las características del ciclo de la precipitación sobre la cuenca, las características del suelo y su cobertura, del ciclo anual de la evaporación y del área y la geomorfología de la cuenca. En el caso del balance de agua es necesario incluir el cambio en la cantidad de agua almacenada en la cuenca durante cada uno de los períodos analizados para formular el balance completo. En el presente capítulo se introduce la base conceptual del método que se va a emplear. Su base física es la formulación de las ecuaciones de conservación de masa para volúmenes de control en columnas de suelo, atmósfera y la unión de ambas. En primer lugar se presenta el modelo físico del balance y algunos resultados de largo plazo (anuales) con base en los mapas de precipitación y evaporación obtenidos anteriormente y en luego se explica el modelo de tanques propuesto para la estimación del ciclo anual de algunas variables hidrológicas importantes como son el caudal medio y la evaporación real, entre otras.

6.1 BALANCE HIDROLÓGICO DE LARGO PLAZO

Para formular el balance hídrico de largo plazo, considérese la ecuación de conservación de masa dentro de una columna de suelo-atmósfera, que bien podría ser una cuenca hidrográfica (Figura 6.1).

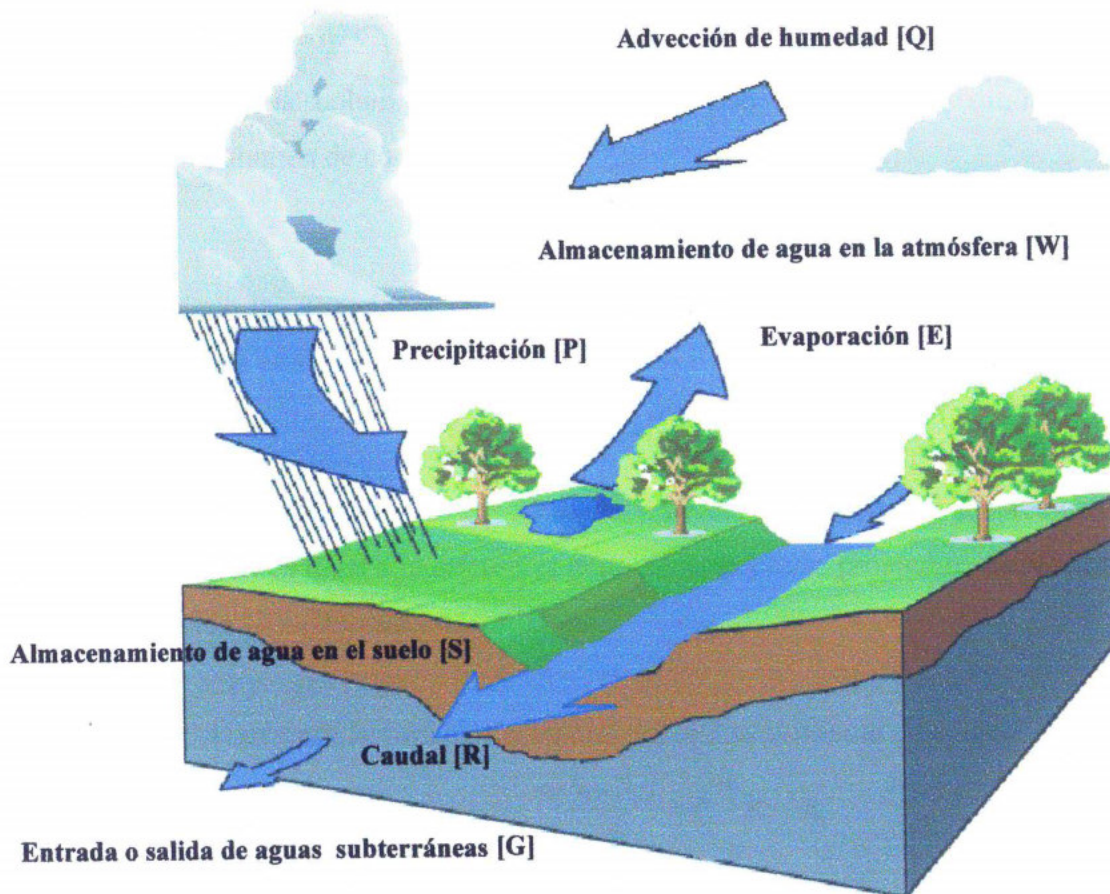


Figura 6.1 Conservación de la masa de agua en la columna del sistema suelo-atmósfera.

En la Figura 6.1 se define W como el almacenamiento de agua en la atmósfera o agua precipitable, en unidades de longitud (volumen por unidad de área); P es la precipitación; E es la evaporación (incluye la transpiración); Q es el flujo neto de humedad en la atmósfera; S es el almacenamiento de agua en el suelo, también en unidades de longitud; R es el flujo

de agua hacia afuera de la columna de suelo constituido por la escorrentía superficial y/o subterránea; G son las entradas o salidas de aguas subterráneas al volumen de control. P , E , Q , G y R están expresados en unidades de longitud por unidad de tiempo, es decir flujo o caudal por unidad de área.

El balance de agua para la atmósfera esta dado por

$$Q + E - P = \frac{dW}{dt} \quad (6.1)$$

y el balance para la columna de suelo, despreciando la entrada o salida de aguas subterráneas al volumen de control es

$$P - E - R = \frac{dS}{dt} \quad (6.2)$$

Así, combinando las ecuaciones (6.1) y (6.2) obtenemos la ecuación de balance de agua para el volumen de control,

$$Q - R = \frac{d(W + S)}{dt} \quad (6.3)$$

A largo plazo, los cambios en las cantidades almacenadas (W y S) son despreciables y la escorrentía neta (R) es igual a la diferencia entre los respectivos promedios de precipitación (P) y evaporación (E), (*Poveda y Mesa, 1995*).

La ecuación (6.4) expresa la variación temporal del almacenamiento de agua en el suelo,

$$\frac{S_i - S_{i-1}}{\Delta t} = P_i - E_i - R_i \quad (6.4)$$

En el período de tiempo i , S_i es el almacenamiento de agua en el suelo al final del período, P es la precipitación que cae al suelo (sin incluir el agua interceptada), R_i es la escorrentía, E_i es la evapotranspiración. S_{i-1} es la reserva de agua del suelo al final del período de tiempo anterior.

El balance hídrico ha probado ser una buena metodología para la estimación del caudal medio anual. En la Figura 6.2, se muestra los resultados de la comparación entre el caudal medio medido en 69 estaciones en el Departamento de Antioquia y el caudal estimado por

medio del balance hídrico usando los diferentes mapas de precipitación (Capítulo 3) y evaporación (Capítulo 4).

En general, se puede afirmar que los estimativos de los caudales medios de largo plazo obtenidos mediante el balance de la precipitación y la evaporación real son aceptables para los métodos de Cenicafé, Morton, Turc, método del factor regional y Penman aproximado, conjuntamente con la precipitación obtenida con los métodos de Kriging con deriva y Triangulación con deriva. El error relativo entre el balance y los datos de las estaciones usando las combinaciones citadas anteriormente, está entre 15% y 25% (Ver Figura 6.2), siendo mejor cuando se utiliza la precipitación interpolada con triangulación. Los errores mas relevantes se observan en cuencas con caudales pequeños (menores de 100 m³/s), debido a la resolución de los mapas y a la interpolación de la lluvia con bajas densidades de información (*Balances Hidrológicos de Colombia, 1999*).

El hecho de tener una resolución espacial mas detallada, puede influir para que el balance sea más sensible a altos gradientes de precipitación, pero en general, puede ser muy útil en el sentido de un conocimiento regional de las variables hidrológicas, además de su utilización en cuencas de áreas pequeñas, donde generalmente no se tiene instrumentación. Por tanto, el balance hídrico se convierte en una buena alternativa de estimación del caudal medio en las diferentes regiones de Antioquia, sobre todo donde se tienen problemas de instrumentación de sus cuencas, además de ser una forma de evaluar los diferentes métodos de estimación de la evaporación y la precipitación.

Con base en los resultados obtenidos se muestra en la Figura 6.3 el mapa de escorrentía basado en la evaporación real obtenida con el método del factor regional y la precipitación interpolada por triangulación con deriva.

Este balance de largo plazo se puede realizar interactivamente en HidroSIG Java, escogiendo el punto de salida de la cuenca y los mapas de precipitación y evaporación con los que se calculará el balance.

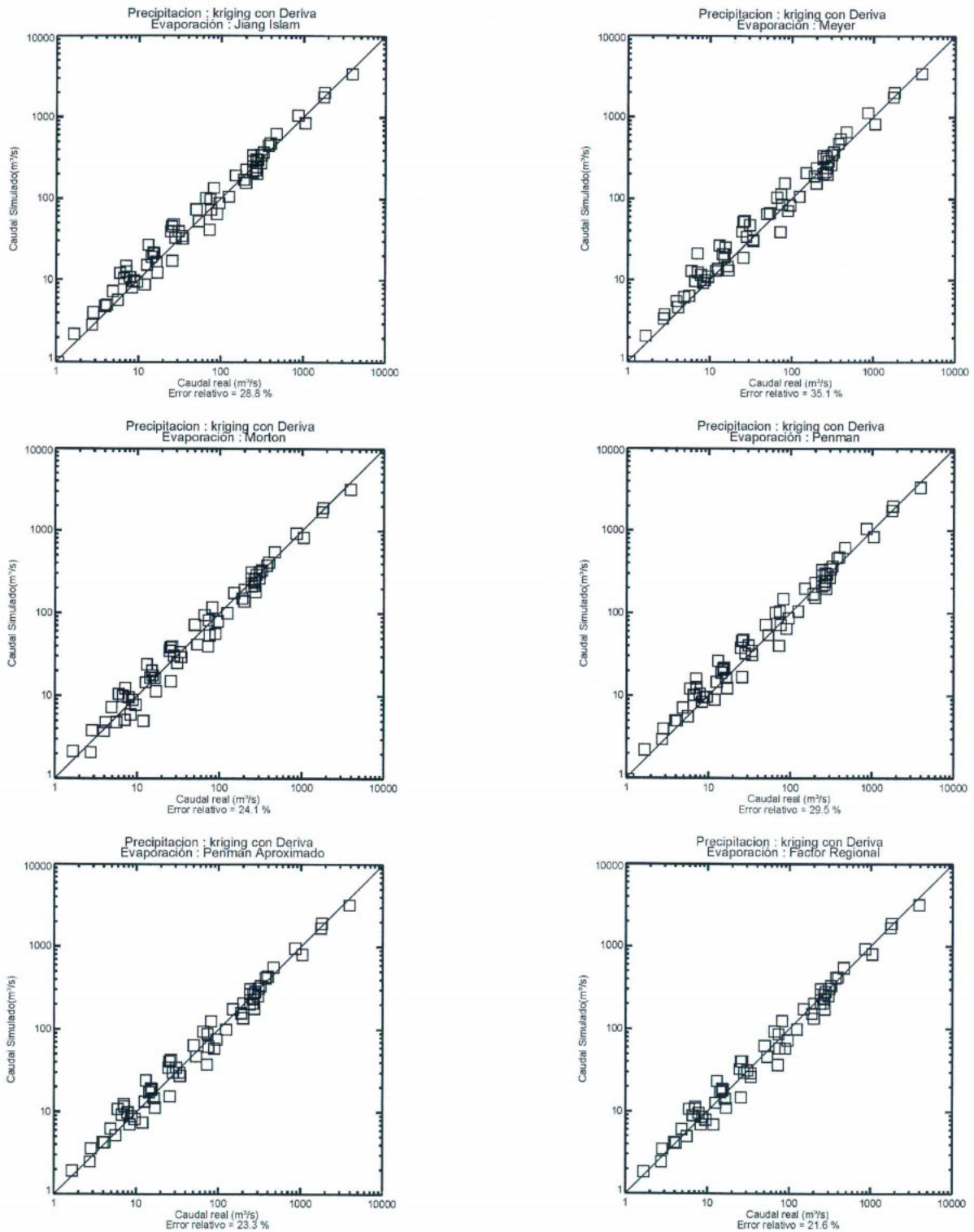


Figura 6.2 Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el balance

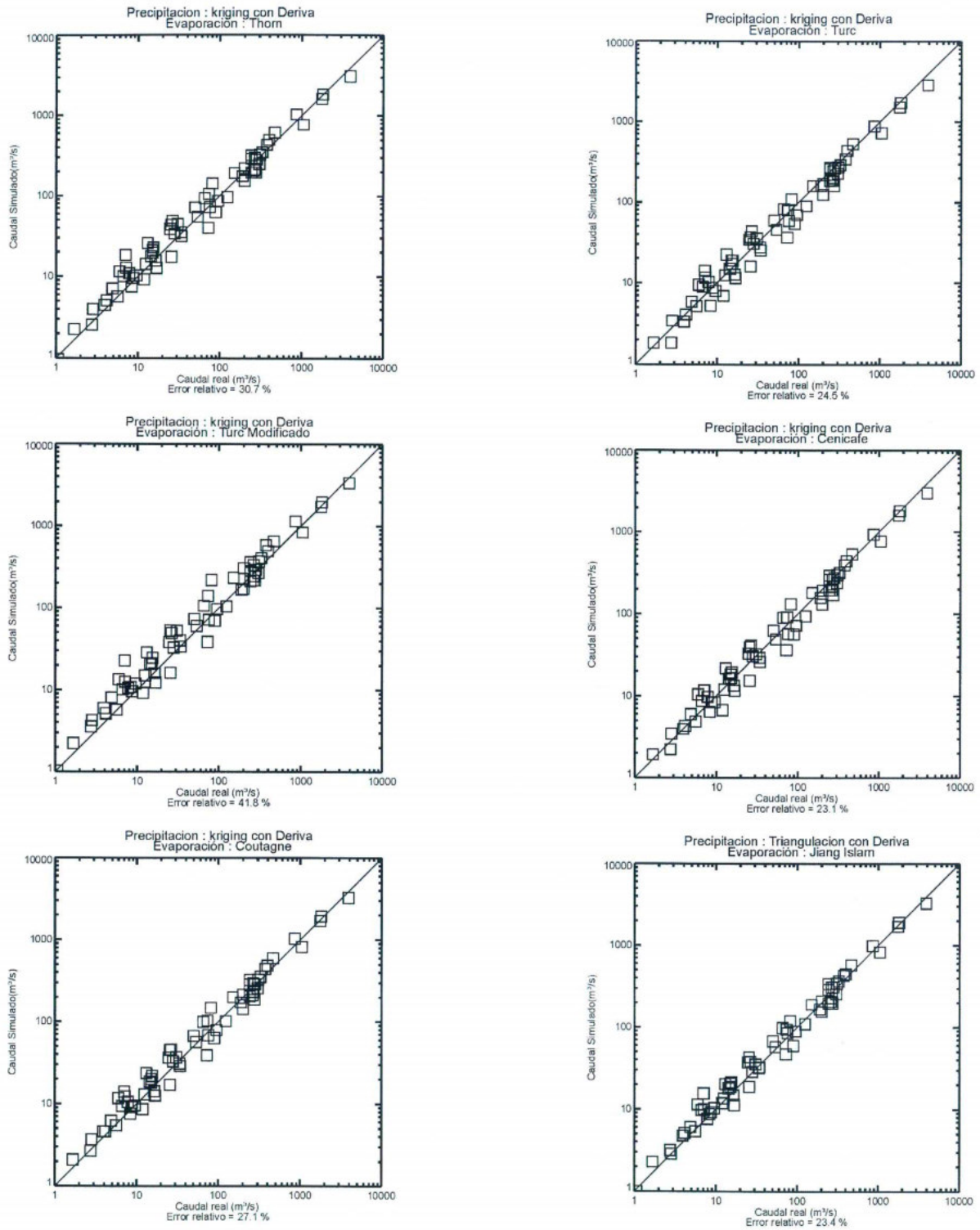


Figura 6.2 Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el Balance (Continuación)

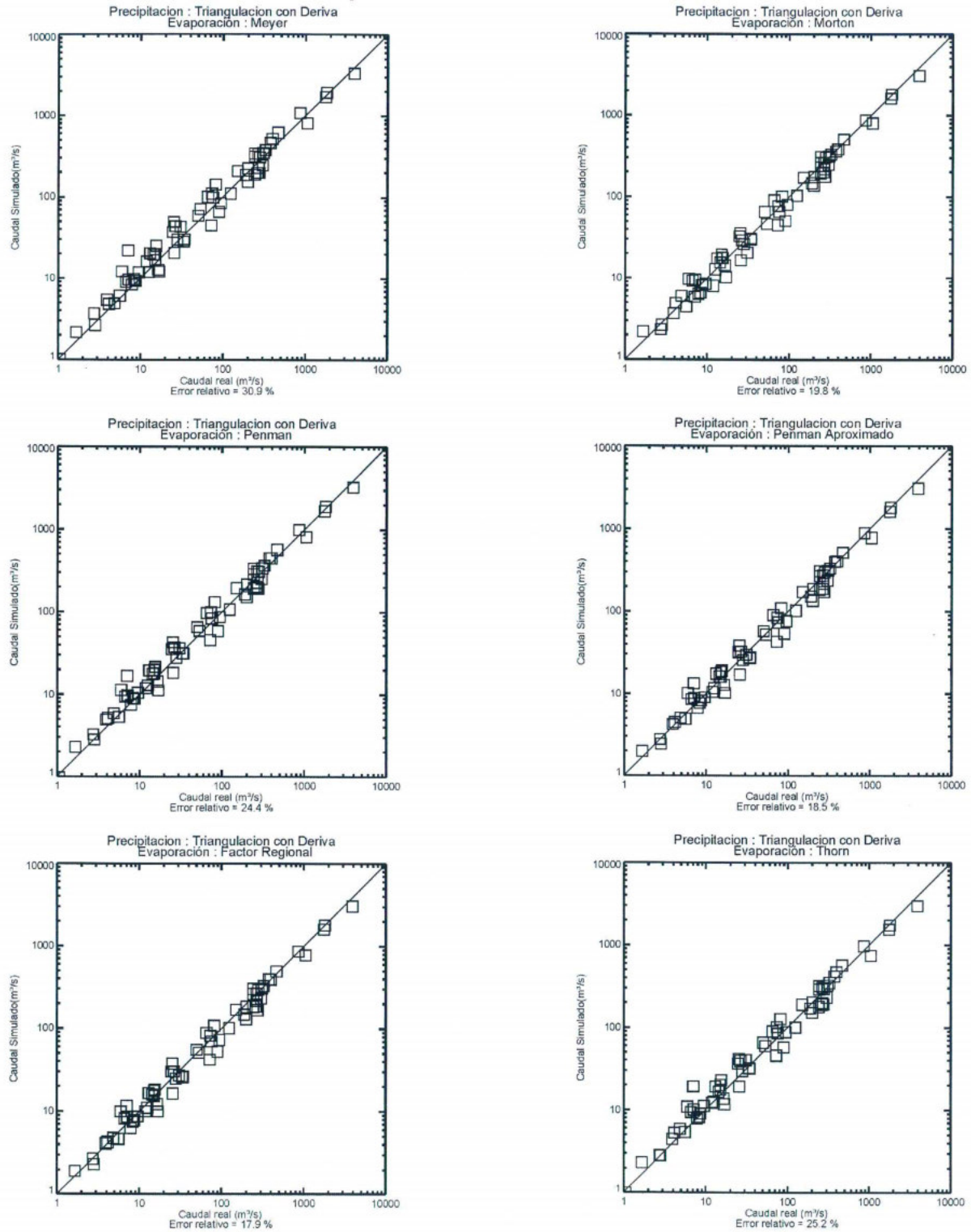


Figura 6.2 Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el Balance (Continuación)

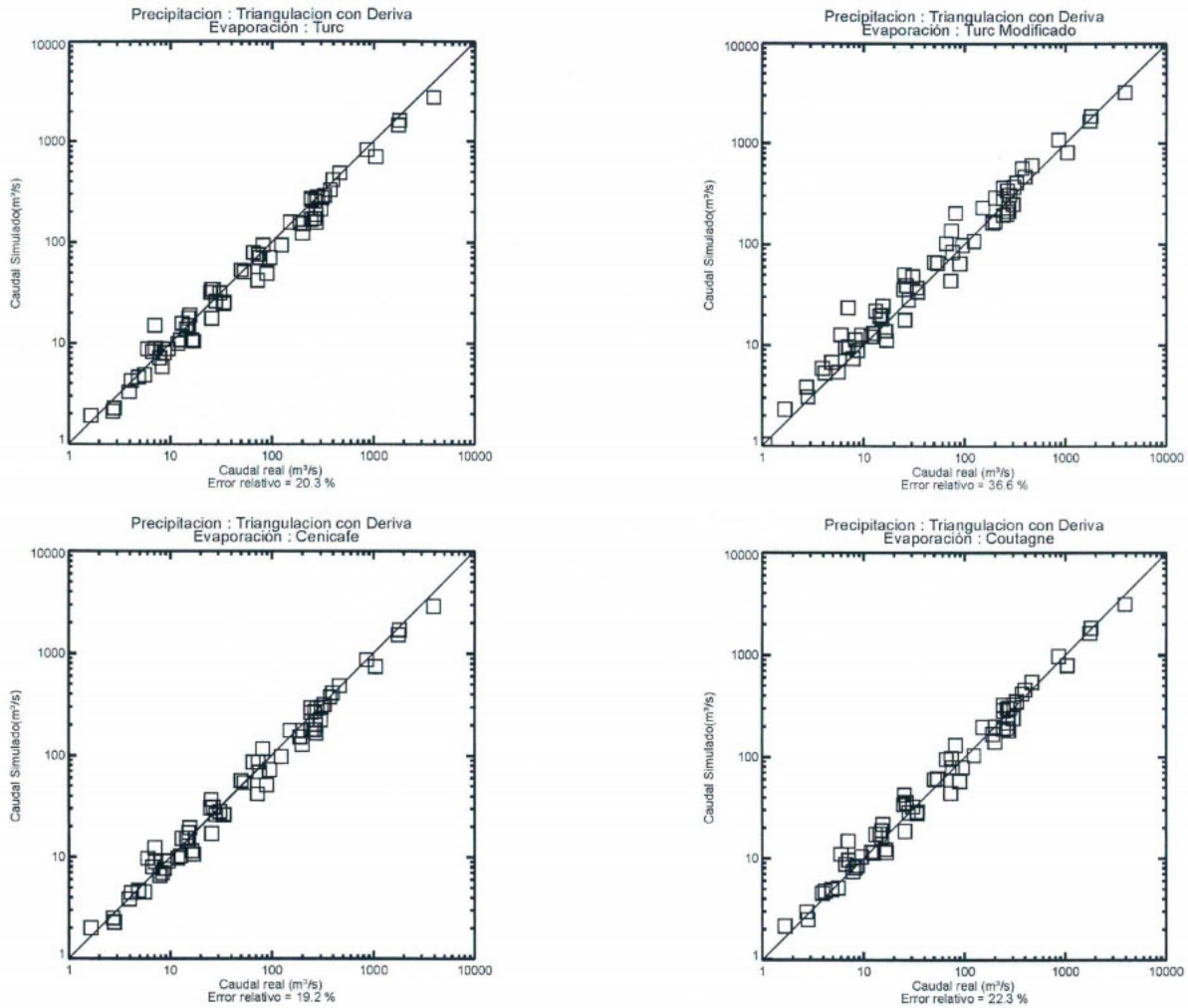


Figura 6.2 Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el Balance (Continuación)

6.2 CICLO ANUAL HIDROLÓGICO

Si se quiere modelar el ciclo anual de diferentes variables hidrológicas, con base en el balance, no se debe desestimar el cambio en el almacenamiento de agua en el suelo. Si el volumen de control es una cuenca, para hacer las estimaciones del almacenamiento mes a mes, se debe tener una estimación de la evaporación y la precipitación mensual, además de las mediciones de caudal a la salida de dicha cuenca. Para esto se propone un modelo de tanques que se explica a continuación.

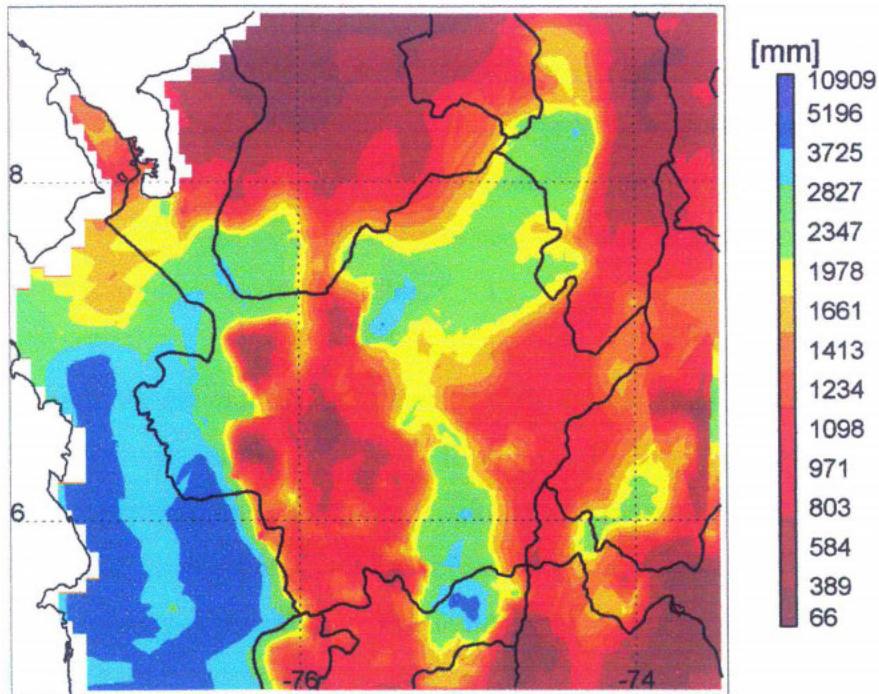


Figura 6.3 mapa de escorrentía basado en la evaporación real del método regional y la precipitación interpolada por triangulación con deriva.

6.2.1 Modelación

En general, la modelación juega un papel muy importante en el estudio del sistema terrestre, resolviendo algunas preguntas específicas, sugiriendo mediciones de campo, evaluando comportamiento de un sistema ante posibles escenarios y prediciendo condiciones futuras.

Un modelo detallado de interacción suelo-atmósfera debe lograr vincular los procesos hidroclimáticos con la cobertura vegetal y las características del suelo. Por ejemplo, es clara la asociación entre índices de vegetación y albedo superficial. El valor del albedo en un suelo desnudo es un poco menos de la mitad que en suelos con cobertura vegetal, pues ésta afecta la absorción de radiación especialmente en algunas bandas espectrales. Otro ejemplo, es la relación entre las diferentes coberturas vegetales y la transpiración, mecanismo por el cual la vegetación regula la cantidad de agua en la atmósfera y los suelos,

influyendo en la variabilidad espacio-temporal de la humedad del suelo y la precipitación. El trabajo de *Poveda et al.* (2000) pone de presente la variabilidad de la humedad del suelo en Colombia a escalas anual e interanual. A su vez, la vegetación es dependiente del clima directa e indirectamente. Varios estudios han demostrado el aumento de incendios forestales durante eventos El Niño, los cuales afectan tanto la cobertura vegetal como las características físico-químicas de los suelos.

Uno de los objetivos del modelo es conectar el ciclo hidrológico de Colombia, con la climatología global, en especial, con el fenómeno ENSO. Tal conexión permite la construcción de escenarios en la climatología global y observar la respuesta de la hidrología de Colombia ante dichos escenarios. La conexión puede lograrse mediante modelos de interacción océano-suelo-atmósfera o mediante modelos de ajuste de la hidrología de Colombia a índices macroclimáticos basados en series históricas.

El modelo propuesto fundamentalmente calcula el balance de agua y energía mediante la interacción de variables como la precipitación, la evaporación, el albedo, el índice de área foliar, la humedad relativa y la temperatura en el suelo y el aire, la capacidad de campo y el punto de marchitez, y el viento superficial, los cuales son los principales “esquemas” dinámicos de cualquier modelo de interacción suelo-atmósfera. Además, para proponer, ejecutar y validar un modelo detallado de interacción, se hace presente la necesidad de una gran cantidad de datos con buena resolución espacio-temporal, de los cuales no se tienen (o no existen) para toda Colombia.

El esquema general del modelo se presenta en la Figura 6.4 . Se observan tres compartimentos o tanques que representan en su orden (descendente), la dinámica del agua en las hojas, del agua en el suelo y del agua en la cuenca. Cada compartimento fue parametrizado de manera determinística usando datos de vegetación y suelo. El cambio del nivel cada compartimento depende, como en toda ecuación de balance, de las entradas y salidas de masa (agua). En el compartimento 1, la entrada de agua se debe a la precipitación y la salida está determinada por la evaporación, que en este caso representa la evaporación a tasa potencial, de la lámina de agua sobre la hoja. Es necesario definir un umbral de

lámina que la hoja es capaz de almacenar. La definición de dicho umbral se hizo mediante una función sencilla para la cantidad máxima que almacena la hoja, que depende únicamente del índice de área foliar (IAF) que representa la magnitud (adimensional) del área total de hojas contenidas en un metro cuadrado (se supone que por cada metro cuadrado de hojas se almacena una lámina de agua de un milímetro). Se usaron los datos de IAF obtenidos en el proyecto Global Data Sets for Land-Atmosphere Models (1987-1988). En el compartimento 2, la entrada de agua corresponde a la fracción de la precipitación que atraviesa el follaje, y la salida es la evaporación desde el suelo más la transpiración de la vegetación. Este compartimento es tal vez el más importante, puesto que controla en gran medida la evapotranspiración y la cantidad de agua de escorrentía. El parámetro fundamental en este compartimento es la máxima lámina de agua que puede almacenar el suelo, el cual fue tomado de *Patterson* (1990). La cantidad de agua que no entra en el suelo, se convierte en agua de escorrentía superficial y subsuperficial. El modelo supone que el 10% del agua de escorrentía es superficial y que sale del volumen de control de manera inmediata. El tercer compartimento controla mediante una relación lineal del contenido de agua en la porción subsuperficial del volumen de control, la cantidad de agua que sale subsuperficialmente en cada instante de tiempo. Finalmente, el caudal a la salida del volumen de control es la suma entre el caudal subsuperficial y el caudal superficial.

En el esquema de la Figura 6.4 , los símbolos usados representan en su orden:

$P(t)$: Precipitación acumulada en el intervalo de tiempo en que se corre el modelo.

$EI(t)$: Evaporación de la lámina de agua acumulada sobre las hojas (a tasas potenciales).

$IMAX$: Lámina máxima de agua que se puede almacenar en las hojas (función del IAF).

$F(t)$: Fracción de la precipitación que atraviesa las hojas y llega a la superficie.

WHC : Máxima Lámina de agua en el suelo (Water Holding Capacity).

$W(t)$: Contenido de agua en el suelo.

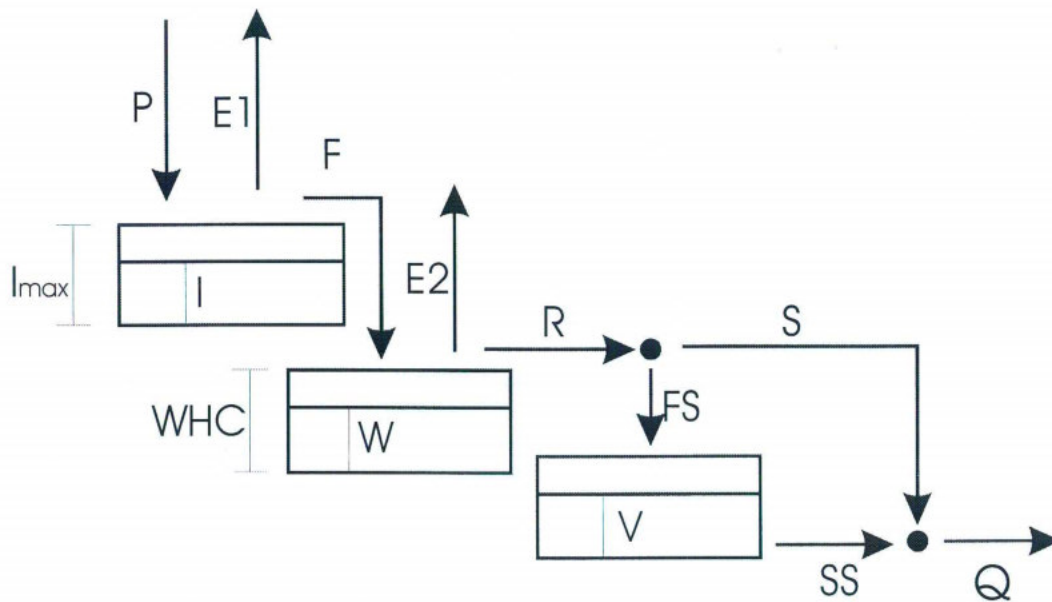


Figura 6.4 Esquema general del modelo sencillo de interacción Suelo-Atmósfera.

$R(t)$: Fracción de la precipitación que escurre superficial y subsuperficialmente.

$FS(t)$: Fracción de $R(t)$ que escurre subsuperficialmente (sale del volumen de control en intervalos de cálculo posteriores).

$V(t)$: Lámina total de agua de escorrentía subsuperficial en el volumen de control

$S(t)$: Fracción de $R(t)$ que escurre superficialmente y que aporta a $Q(t)$ (sale del volumen de control en el mismo intervalo de cálculo).

$SS(t)$: Aporte subsuperficial $Q(t)$, calculado como $KV(t)$, donde K es la constante de recesión correspondiente al volumen de control.

$Q(t)$: Caudal total a la salida del volumen de control ($SS(t) + S(t)$).

El esquema de la Figura 6.4 se traduce en el siguiente sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias

$$\begin{aligned}\frac{dI(t)}{dt} &= P_{hojas}(t) - E1(t) \\ \frac{dW(t)}{dt} &= F_{suelo}(t) - E2(t), \\ \frac{dV(t)}{dt} &= FS(t) - SS(t)\end{aligned}$$

Conectadas mediante las siguientes relaciones

$$\begin{aligned}
 P_{hojas}(t) &= \min[P(t), I_{MAX} - I(t-1)] \\
 EI(t) &= \min[I(t), ETP] \\
 F(t) &= \max[0, I(t-1) - I_{MAX}] \\
 F_{suelo}(t) &= \min[F(t), WHC - W(t-1)] \\
 E2(t) &= \alpha * (ETP - EI(t)) \left(\frac{W}{WHC} \right)^{0.5} \\
 R(t) &= \max[0, W(t-1) - WHC] \\
 FS(t) &= 0.9(R(t)) \\
 S(t) &= 0.1(R(t)) \\
 SS(t) &= KV(t) \\
 Q(t) &= SS(t) + S(t)
 \end{aligned}$$

En conclusión, el modelo propuesto es un modelo sencillo y desacoplado de interacción suelo-atmósfera. En la literatura clásica sobre modelamiento del sistema terrestre, se habla de modelamiento acoplado cuando se modela conjuntamente la interacción océano-suelo-atmósfera. De esta manera, es posible utilizar los resultados del esquema océano-atmósfera para “alimentar” el esquema suelo-atmósfera, es decir, el forzamiento atmosférico al modelo suelo-atmósfera (precipitación, radiación, etc.) se obtiene del modelo océano-atmósfera.

Para correr el modelo a escala regional, es necesario tener información espacio-temporal de precipitación, evapotranspiración potencial, capacidad máxima de retención de agua en el suelo e Índice de área foliar. Inicialmente se calibró el modelo para toda Colombia, con el objetivo de utilizar los resultados aquí obtenidos para modelar el ciclo anual de la hidrología en el departamento de Antioquia. Para esta parte inicial se utilizaron los campos de precipitación mensuales producidos en el proyecto “Balances Hidrológicos de Colombia (1999)”. También se utilizaron los campos mensuales de evapotranspiración potencial construido con la metodología de *Morton* (1983), el cual utiliza variables como temperatura del aire y del suelo, presión atmosférica, humedad relativa del aire, presión de vapor y presión de vapor de saturación y velocidad del viento.

La parametrización propuesta para el modelo sugiere la ejecución a una resolución temporal detallada (mínimo diaria). En teoría, el modelo puede ser ejecutado para cualquier escala de tiempo y espacio. Sin embargo, algunos esquemas no tienen sentido para algunas escalas temporales o espaciales, o por lo menos, la parametrización debe cambiarse al cambiar de escala. Es el caso de la dinámica del agua en el follaje, cuya capacidad máxima de almacenamiento debe cambiar si se ejecuta el modelo mes a mes.

Los resultados iniciales que se presentan corresponden a modelación a escala diaria y una resolución espacial de 5 arcmin. La resolución espacial se determinó teniendo en cuenta la resolución de los mapas las variables de entrada (precipitación -5 arcmin-, evaporación -5 arcmin-, WHC -30 arcmin- y IAF -60 arcmin-).

Tanto la información disponible de precipitación como de evaporación se encuentra mes a mes. Para obtener información diaria a partir de información mensual, se deben utilizar técnicas de desagregación, especialmente en el caso de la precipitación, debido a las características estadísticas de las series diarias (debidos a la alta no linealidad en la convección y su interacción con la topografía). En el caso de la evapotranspiración, se supuso que la evapotranspiración potencial en un día es igual a la evapotranspiración potencial del mes correspondiente, dividida el número de días del mes. Es decir, la evapotranspiración potencial es constante dentro de un mes calendario.

Para la desagregación temporal de la precipitación se utilizó el método propuesto por Over y Gupta (1994), el cual tiene en cuenta las propiedades estadísticas de las series.

En la Figura 6.5 se presentan los mapas resultado del modelo diario para toda Colombia. Específicamente se observan los mapas anuales promedio de escorrentía subsuperficial, superficial, agua en el suelo y evaporación real.

Como es lógico, la distribución espacial de los mapas promedio de escorrentía superficial y subsuperficial es similar. Además de la magnitud, la diferencia más marcada entre ambos mapas se observa en el ciclo anual. En la Figura 6.6 se observa la diferencia tanto en

magnitud como en distribución anual de la escorrentía. Mientras el máximo de precipitación y de escorrentía superficial presentan su valor máximo (primer semestre) en Marzo, la escorrentía subsuperficial tiene un máximo en Abril, esto es debido al compartimento con salida lineal que se propuso en el modelo.

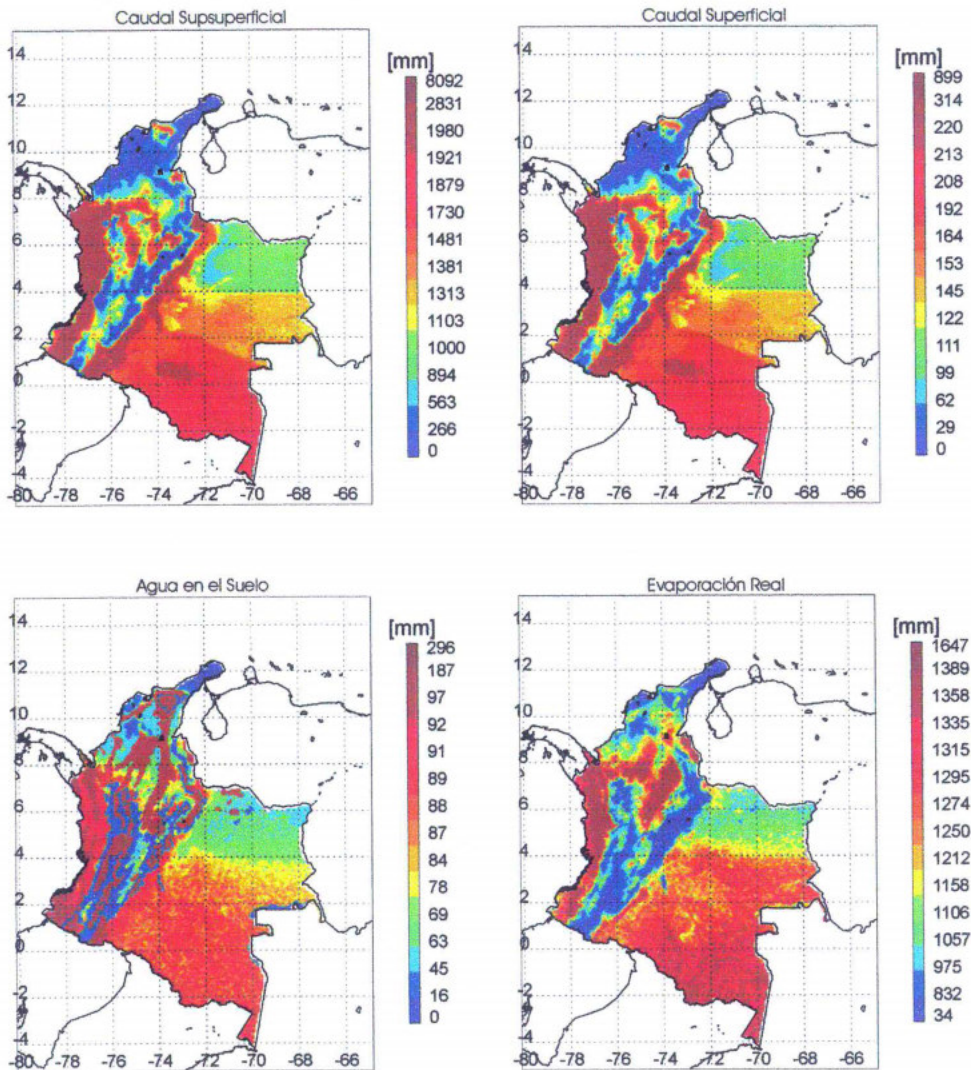


Figura 6.5 Distribución espacial de los resultados del modelo propuesto. Se observan en su orden el caudal subsuperficial, el caudal superficial, el agua en el suelo y la evaporación real.

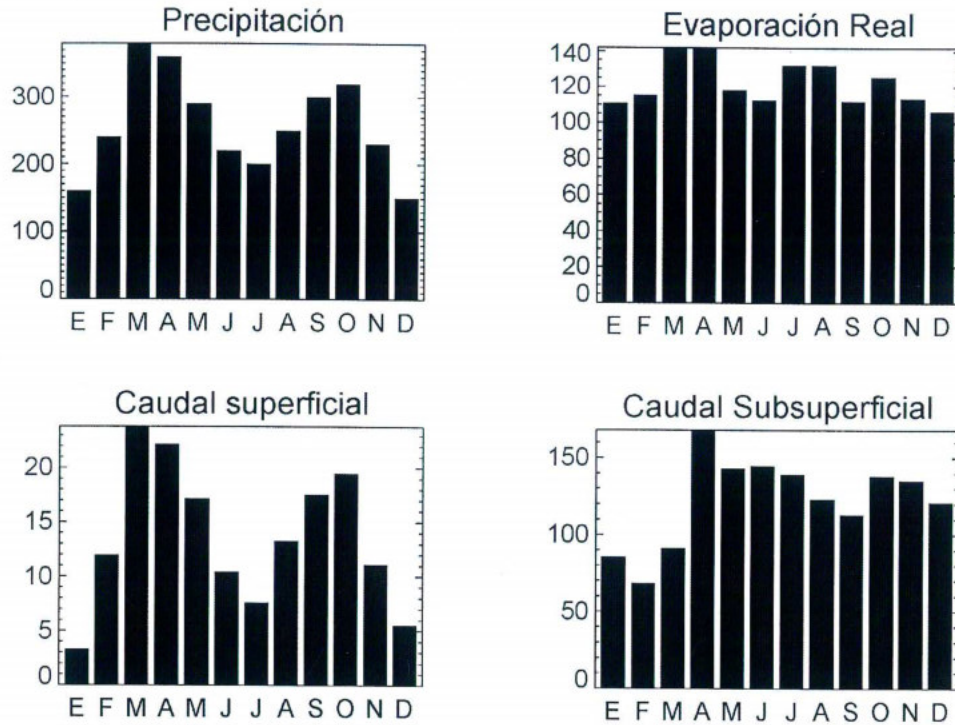


Figura 6.6 Ciclo anual puntual para la precipitación, el caudal subsuperficial y el caudal superficial (nótese que el eje de las ordenadas no tiene la misma escala en las tres gráficas)

El parámetro K (constante de recesión), se intentó optimizar y se trataron de encontrar relaciones con parámetros de la cuenca como el área, la pendiente, etc. La importancia de la magnitud de la constante de recesión K se hace evidente en el ejemplo “ficticio” Figura 6.7 donde se presenta tanto la serie de precipitación diaria (entrada del modelo), como la escorrentía superficial y subsuperficial para dos corridas del modelo con diferentes valores de K . Este resultado se traduce al ciclo anual de escorrentía, obteniendo un ciclo más regulado.

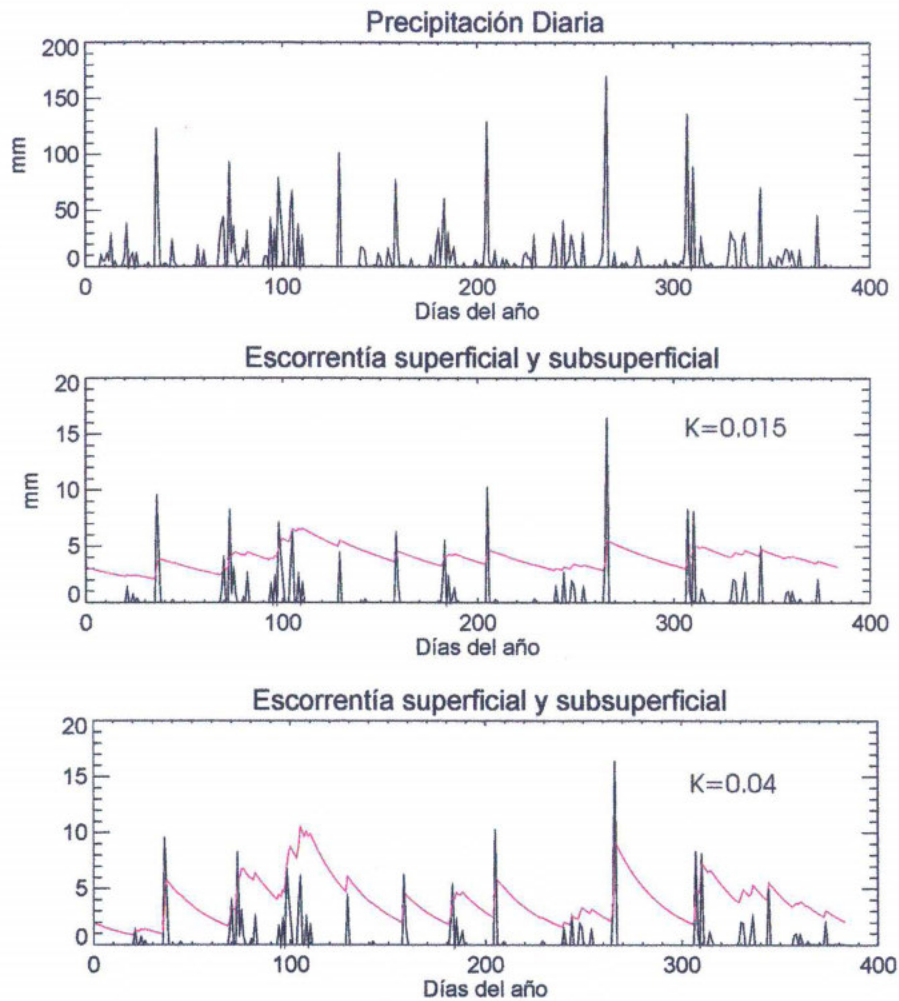


Figura 6.7 Resultados de dos ejemplos “ficticios” (escorrentía superficial -en color negro- y subsuperficial -en rojo-) del modelo diario con la misma precipitación (superior) y diferentes constantes de recesión (K).

En este modelo la constante de recesión regula la amplitud de la serie (diferencia entre valores máximos y mínimos), mientras que la evaporación regula las distancias a la media real, encontrándose que una es independiente de la otra en un rango de valores de a entre 0 y 0.5. Por tanto inicialmente se optimiza el valor de K , con base en la amplitud de la serie real, y después se optimiza el parámetro a , con base en el menor error de los valores modelados con respecto a los valores reales. Con respecto a la variable a , no se ha encontrado un comportamiento generalizado, además de que la instrumentación en algunas cuencas no es muy buena, lo que conlleva a errores en el momento de su cálculo. Por esto se determinó fijar el valor de a en 0.5, obtenido como un promedio de todos los valores

óptimos encontrados. El valor del parámetro K , se fijó en 0.015, correspondiente al valor de la moda en los histogramas. Dada la resolución espacial de la información, el modelo presenta errores en cuencas con áreas pequeñas (menor de 500 km²).

En la Figura 6.8 se presentan los resultados de la aplicación de este modelo, para la estimación del ciclo anual de caudales, conjuntamente con el ciclo anual de caudales observados, para dos cuencas de diferente área. Las cuencas seleccionadas corresponden a la estación Peñoncito (río Magdalena, Área = 139657 km²), Puente López (río Chitaga, Área = 872 km²). En general, la modelación diaria se ajusta mejor a los ciclos reales, esto se puede observar en los errores cuadráticos medios (ECM) asociados a las estimaciones (ECM = 13.4% para la estación Peñoncito y ECM = 7 % para la estación Puente López).

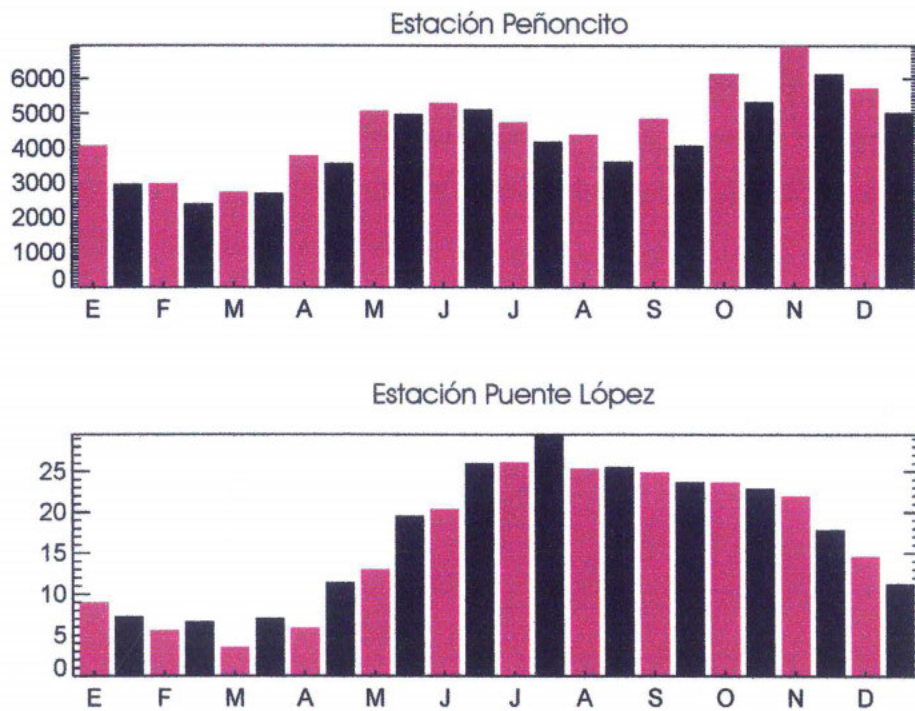


Figura 6.8 Ciclo anual de caudales para las estaciones Peñoncito y Puente López (en rojo se presenta el valor modelado y en negro el valor real)

Todo el anterior análisis y los resultados obtenidos para Colombia, son la base para la aplicación del modelo a una escala más detallada como la que se maneja con los mapas de Antioquia, además los resultados anteriores sirven para tener un estimativo de los valores de escorrentía en los límites del departamento.

Con base en los resultados del numeral 6.1, se escogieron los mapas de precipitación por Triangulación con Deriva y evapotranspiración potencial de Morton, como variables de entrada del modelo. Para esto se utilizó un mapa de WHC con una resolución de 2 minutos de arco obtenido de la WSR (World Soil Resources) y de LAI con la misma resolución que para el modelo de Colombia. La resolución de los mapas de precipitación y evaporación son de 30 arcseg.

En la Figura 6.9 se observa que mediante este modelo los valores del error relativo para la estimación de los caudales medios anuales mejoran un poco con respecto al balance de largo plazo (sección 6.1), sin embargo la ventaja mas importante se observa en la modelación anual de algunas variables hidrológicas. En la Figura 6.10 se observan los mapas anuales de caudal superficial, caudal subsuperficial, cantidad de agua en el suelo y evaporación real para la región de estudio.

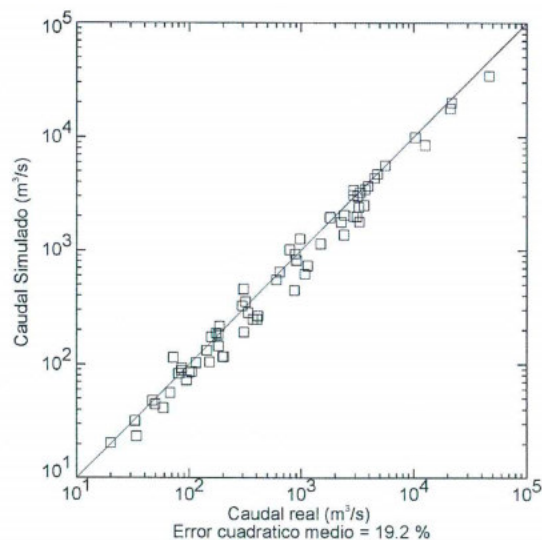


Figura 6.9 Comparación entre el caudal observado en las estaciones y el estimado con el modelo de tanques.

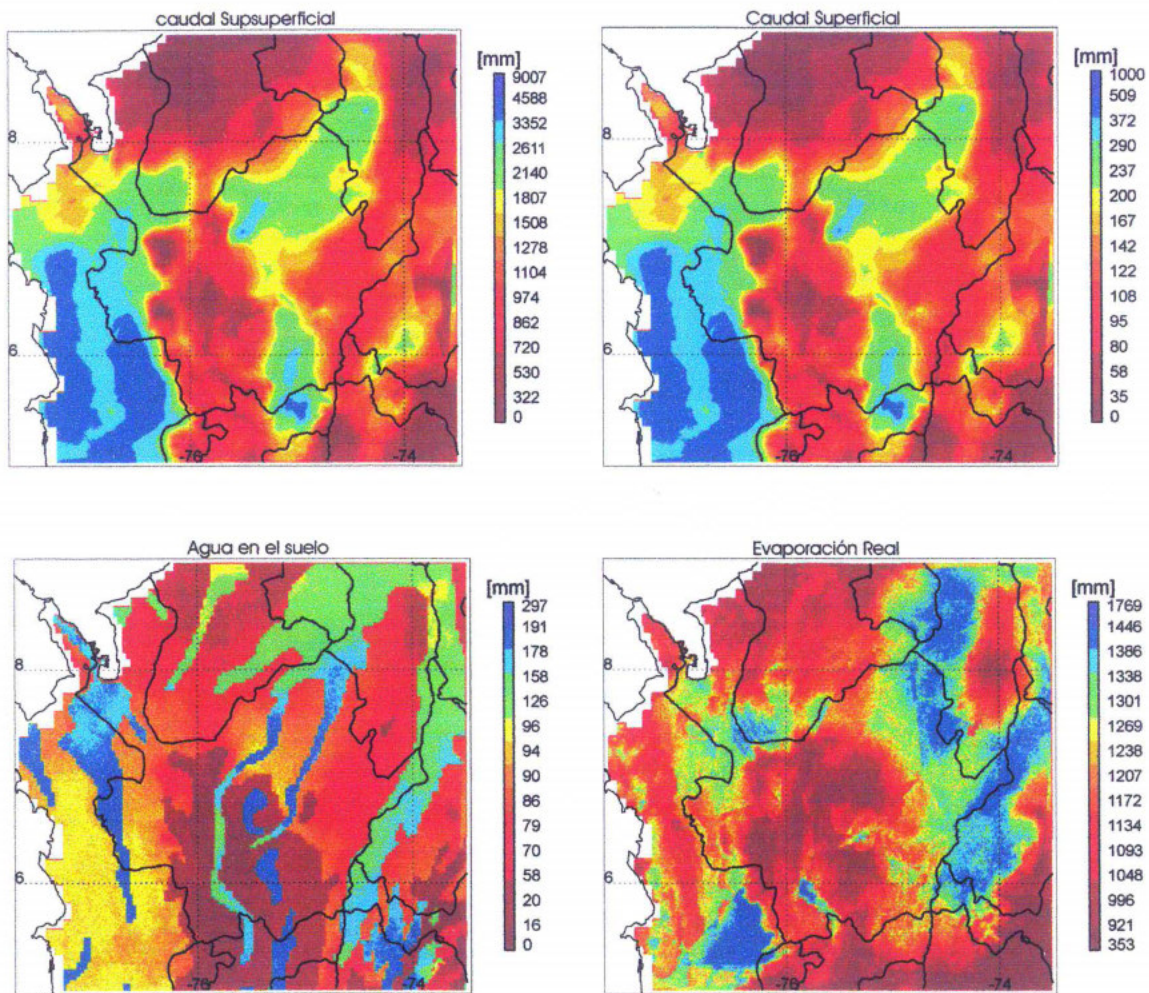


Figura 6.10 Distribución espacial de los resultados del modelo propuesto. Se observan en su orden el caudal subsuperficial, el caudal superficial, el agua en el suelo y la evaporación real.

En la Figura 6.11 , se observa el ciclo anual de la caudales a la salida de tres cuencas de diferente tamaño: Estación Canteras (Nare, Area = 5701 km²); Estación Montería (Sinú, Area = 8698 km²) y estación Rionegrto (Guadalupe, Area = 150 Km²). La verificación de esta modelación está sujeta a que los registros de caudal medio estén bien medidos, lo que en nuestro caso es una variable muy incierta. Los parámetros que utiliza el modelo se podrían optimizar, si se realiza la calibración del modelo sobre una cuenca determinada, y su posterior utilización en la misma, ya que los parámetros del modelo están influenciados por una gran diversidad de factores. Por tanto tomar un valor único para toda la región de

estudio, si bien gana generalidad, no logra representar en algunas cuencas los fenómenos involucrados en el ciclo anual de las variables hidrológicas.

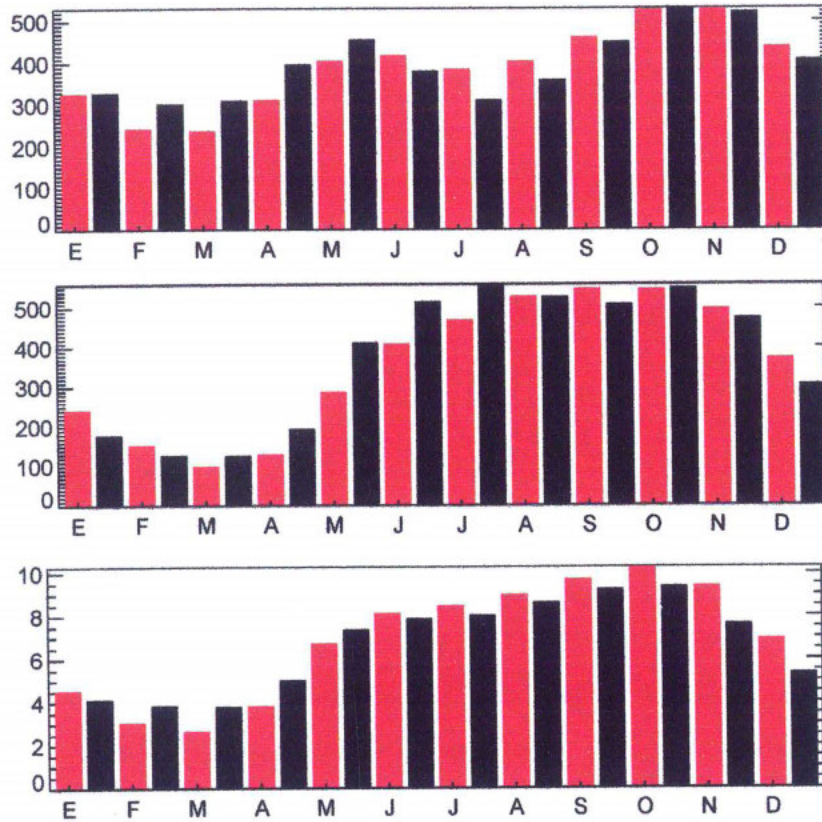


Figura 6.11 Ciclo anual de caudales para las estaciones Canteras, Montería y Rionegrito (en rojo se presenta el valor modelado y en negro el valor real)

En general el resultado que se obtiene por medio de este modelo presenta buenos resultados en cuencas donde no se tiene influencia antrópica. Los resultados podrían ser un buen estimativo de la cuantificación del uso del recurso en algunas zonas al compararse con el caudal real.

7 VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS CAUDALES

7.1 INFLUENCIA DE FENÓMENOS MACROCLIMÁTICOS EN LA HIDROLOGÍA DE COLOMBIA

En estudios anteriores, entre ellos Mesa et al. (1994a y 1994b), Carvajal et al. (1994), Poveda et al. (1994, 2000), Poveda y Mesa (1993, 1995, 1996a, 1997, 2000), se ha comprobado que la dinámica interanual de las lluvias y los caudales en Colombia reflejan la influencia del ENOS (El Niño – Oscilación del Sur). A partir de este hecho se puede afirmar que las variables hidrológicas están asociadas al comportamiento de ciclos globales que afectan el clima a una escala espacial muy amplia y en diferentes escalas de tiempo. En particular, el fenómeno ENOS tiene implicaciones importantes sobre la estimación de caudales confiables en Colombia, por la persistencia de condiciones críticas de lluvias deficitarias durante períodos prolongados asociados a la fase caliente del Pacífico Tropical (El Niño) y a condiciones de excesos hidrológicos durante la fase fría del Pacífico Tropical (La Niña). Esto hace necesario que en el análisis de las variables hidrológicas se incluyan fenómenos macroclimáticos para lograr un mejor entendimiento de ellas, que permita una buena toma de decisiones en el contexto del manejo de los recursos hidráulicos.

Otra implicación importante de la relación de la hidrología con el clima global es la problemática del cambio climático, que impone un tratamiento más cuidadoso de la información por las incertidumbres que se introducen en los análisis y en los escenarios que se deben explorar hacia el futuro (Poveda, 1994).

En este informe se presenta un resumen del conocimiento consolidado a través de varios estudios que demuestran el alto grado de influencia que el ENOS y otros fenómenos de macro-escala ejercen sobre la hidro-climatología de la región comprendida entre $77^{\circ}40'$ y $73^{\circ}30'$ de longitud oeste y 5° y 9° de latitud norte. En particular, nos basamos en los resultados de Poveda y Mesa (1993, 1995, 1996a, 1997, 2000), Carvajal et al. (1994), Mesa et al. (1994a y 1994b), Poveda y Penland (1994), Poveda (1994a, 1994b y 1994c, 1996, 1997, 1998), Poveda et al. (1994, 2000), Salazar et al. (1994), Gil y Quiceno (1997), Hoyos (1999), al igual que nuevos resultados, que confirman la influencia de fenómenos climáticos de gran escala sobre la variabilidad temporal de la hidrología de Colombia a escala diaria, mensual, anual e interanual. En la Figura 7.1 se presenta la serie de tiempo y el ciclo anual de algunos de los índices representativos de fenómenos climáticos asociados con la hidrología de la región. Dichos índices pueden dividirse entre los que representan el estado del Océano Pacífico y la atmósfera sobre éste, especialmente en la franja tropical, y los representativos del estado del Océano Atlántico y su atmósfera. En la Tabla 7.1 se describen los índices climáticos utilizados.

7.1.1 Metodología y datos

Con el fin de determinar las respuestas de la hidrología de la región comprendida entre $77^{\circ}40'$ y $73^{\circ}30'$ de longitud oeste y 5° y 9° de latitud norte, a los cambios climáticos globales, se utilizaron registros de precipitación y de caudal de 30 o más años de longitud que se tuvieran en la zona de estudio. Se trabajó con registros mensuales suministrados por el IDEAM y CORNARE. El estado de esta información se describe en el capítulo 2 de este informe.

Una de las metodologías que se puede utilizar para estudiar la influencia de las diferentes variables macroclimáticas sobre el ciclo anual de la hidroclimatología de Antioquia es cuantificar el grado de dependencia lineal que existe entre tales variables y los registros de la zona en estudio, estimando las correlaciones cruzadas entre los trimestres de cada variable macroclimática con cada uno de los trimestres de la variable hidrológica. Los trimestres que se seleccionaron para la estimación de la correlación son

- Diciembre–Enero–Febrero (DEF)
- Marzo–Abril–Mayo (MAM)
- Junio–Julio–Agosto (JJA)
- Septiembre–Octubre–Noviembre (SON)

Las siglas y definiciones de las diversas variables macro-climáticas se presentan en la Tabla 7.1 Las series del SOI, T_NIÑO3_4, T_Atlantico_Sur, T_Atlantico_Norte y NAO se pueden obtener en <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/index.html>. La serie de la PDO se obtiene en <http://www.atmos.washington.edu/~mantua/abst.PDO.html> y la serie de la TPI en http://tao.atmos.washington.edu/data_sets/tropicalrains/. La serie del MEI se obtiene mediante comunicación directa con Klaus Wolterde en la National Oceanographic and Atmospheric Administration de Estados Unidos. La información sobre dicho índice y sobre como adquirirlo se obtiene en <http://www.cdc.noaa.gov/~kew/MEI/>.

Para evaluar la significancia de la correlación (r), se planteó la hipótesis $\rho = 0$, la cual se puede rechazar o no a partir del cálculo de un estadístico que se estima de la siguiente manera

$$|t| = \left| \frac{r}{\sqrt{(1-r^2)}} \right| \sqrt{(n-2)} \geq t_{\alpha/2; n-2}, \quad (7.1)$$

En esta expresión r es el valor estimado para la correlación y $t_{\alpha/2;n-2}$ es el cuantil de la distribución t para una significancia de $\alpha/2$ y $n-2$ grados de libertad (*Bower y Lieberman, 1972*). Si se rechaza la hipótesis, la correlación es estadísticamente significativa.

Tabla 7.1 Índices de variables macroclimáticas influyentes en la hidroclimatología de Antioquia.

ÍNDICE	DESCRIPCIÓN	PERIODO DE REGISTRO
SOI	Índice de Oscilación del Sur. Diferencia estandarizada de presión atmosférica en Tahití y Darwin.	1951-2000
MEI	Índice Multivariado del ENSO. Promedio entre las principales características del ENSO. Las variables utilizadas en el cálculo son presión atmosférica, viento superficial, temperatura superficial del mar y temperatura del aire, y nubosidad.	1951-2000
T_NIÑO3_4	Temperatura Promedio de la superficie del mar en las regiones NIÑO3 y NIÑO4.	1951-2000
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico. Se calcula usando análisis de componentes principales de anomalías mensuales en la temperatura superficial del Océano Pacífico Norte. Para separar la variabilidad de dicho patrón del calentamiento global, se remueve la media mensual global de las anomalías de temperatura superficial del mar.	1951-2000
TPI	Índice Tropical Pacífico. Se construye con base en estaciones de registro de precipitación. La región sobre la cual se escogen las estaciones utilizadas está demarcada dentro de 6.25N-6.25S y 163.75E-86.25W. Los registros a promediar se estandarizan con base en la climatología entre 1950-79.	1951-1996
NAO	Oscilación del Atlántico Norte. Diferencias de presiones atmosféricas normalizadas entre las Islas Azores e Islandia.	1951-1997
T_Atlántico_Sur	Temperatura promedio del mar en el Atlántico Sur.	1951-2000
T_Atlántico_Norte	Temperatura promedio del mar en el Atlántico Norte.	1951-2000
TATLN-TATLS	Diferencia de temperaturas promedio del mar en el Atlántico Norte y el Atlántico Sur.	1951-2000

7.1.2 Resultados

- ENOS

Se observa una correlación positiva y estadísticamente significativa mayor de 0.5 entre el SOI de un trimestre determinado y los caudales en Antioquia para ese mismo trimestre y los dos trimestres siguientes (Figura 7.2). Los valores más altos de correlación se presentan entre el SOI del trimestre SON y el caudal del trimestre DEF, a igual que entre el SOI de DEF y los caudales de DEF. El trimestre que presenta mejores valores de correlación con los otros trimestres entre el SOI y los caudales es JJA. Los valores de correlación más bajos se presentan entre el SOI de MAM y el caudal de DEF. Este resultado está relacionado a la existencia de la barrera de predecibilidad del SOI en la primavera boreal (*Torrence y Webster, 1998*), lo cual se refleja en el decaimiento de las correlaciones entre un trimestre determinado del SOI y los caudales de trimestres posteriores a MAM, especialmente en SON y DEF. Esta conclusión concuerda con los resultados de *Poveda y Mesa (1996a)*.

Cuando se calculan las correlaciones con el índice MEI se observan en general correlaciones negativas, estadísticamente significativas. Los valores más altos de correlación, al igual que con el SOI, se presentan entre el MEI de SON y el caudal de DEF y entre el MEI de DEF y el caudal DEF. Los valores más bajos de la correlación se presentan entre el SOI de MAM y el caudal de DEF. Esta variable, como era de esperarse tiene un comportamiento muy similar al del SOI, pero con valores negativos de correlación en su mayoría. De igual manera ocurre con los resultados que se obtienen al estimar las correlaciones entre la temperatura del mar en el Pacífico Tropical (T_NIÑO3_4) con los registros de caudal en Antioquia. Para estas variables también se observa una caída de las correlaciones mensuales entre el período MAM y los otros trimestres, especialmente con DEF.

Las correlaciones entre el TPI y la precipitación en Colombia son, en general, positivas estadísticamente significativas. Las correlaciones más bajas se presentan entre el TPI de

DEF y los otros trimestres. Los valores de la correlación para las otras estaciones del TPI (MAM, JJA y SON) se mantienen muy constantes para todos los trimestres.

Es importante mencionar que las correlaciones entre índices del ENOS y la hidroclimatología de Colombia son más altas entre los caudales y dichos índices, que entre ellos y la precipitación. Esto se debe al efecto de integración espacial que se da en la cuenca en el proceso lluvia-escorrentía, y a que el fenómeno ENOS influye no sólo en la precipitación, sino también en las tasas de evaporación real y la humedad en los suelos, variables de primer orden en el proceso lluvia-escorrentía, según ha sido demostrado por *Poveda et al.* (2000).

- PDO

En la Figura 7.6 se observan las correlaciones trimestrales entre la PDO (“Pacific Decadal Oscillation”) y los caudales en Antioquia. Los valores de la correlación son en su mayoría negativos y significativos, excepto para la relación entre la PDO de JJA y el trimestre DEF. Los valores de estas correlaciones son en general muy bajos, menores que 0.5. La época de la PDO que presenta valores de la correlación más altos es SON. Estos se mantienen significativos y muy cercanos o ligeramente mayores a 0.5 para todos los trimestres. Los mecanismos físicos de esta asociación deben investigarse.

- NAO

La correlación entre la NAO (“North Atlantic Oscillation”) y la precipitación de Antioquia, que se presentan en la Figura 7.7 es en general positiva y estadísticamente significativa. Los valores de la correlación entre la NAO de un trimestre determinado y la precipitación de ese mismo trimestre y los siguientes se mantienen muy constantes para todos los trimestres. Estos valores bajan un poco para los estaciones JJA y DEF de la NAO con el los otros trimestres. La estación MAM es la que presenta mayor número de correlaciones negativas.

Los valores de la correlación entre la PDO y los caudales de la región en estudio son en

su mayoría negativos y no significativos para las estaciones SON y MAM. Las estaciones JJA y DEF presentan principalmente valores positivos no significativos.

- Temperatura del Océano Atlántico

En la Figura 7.8 se presentan las correlaciones trimestrales rezagadas entre la T_Atlantico_Sur y la precipitación en Antioquia. Los valores de la correlación son positivos y significativos para las estaciones MAM, DEF y JJA de este índice, y son negativos y significativos para la estación SON. Los valores más bajos de esta relación los presenta la estación JJA con los demás trimestres. Las correlaciones entre la T_Atlantico_Norte y la precipitación en Antioquia, por el contrario, son negativas y de valores altos para todas las estaciones del índice. (Figura 7.9). Este comportamiento opuesto justifica la creación de un índice que representa el gradiente de temperatura del océano Atlántico entre el Norte y el Sur.

En la Figura 7.10 se muestran las correlaciones entre el índice del gradiente de las temperaturas del Atlántico y la precipitación. Los valores de estas correlaciones son, en general, negativos y estadísticamente significativos. La estación que presenta un comportamiento más diferente es SON, ya que los valores son más bajos y hay algunos valores positivos.

Los resultados anteriores son base fundamental del entendimiento de la influencia de la climatología global en la hidroclimatología de la región en estudio, los cuales se deben involucrar tanto en la construcción de mapas regionales de anomalías durante eventos El Niño y La Niña, como en el planteamiento de un modelo de interacción tierra-atmósfera que tenga en cuenta fenómenos principalmente resultantes de interacción océano-atmósfera. Dichos resultados son además importantes en predicción de los caudales de ríos a mediano y a largo plazo.

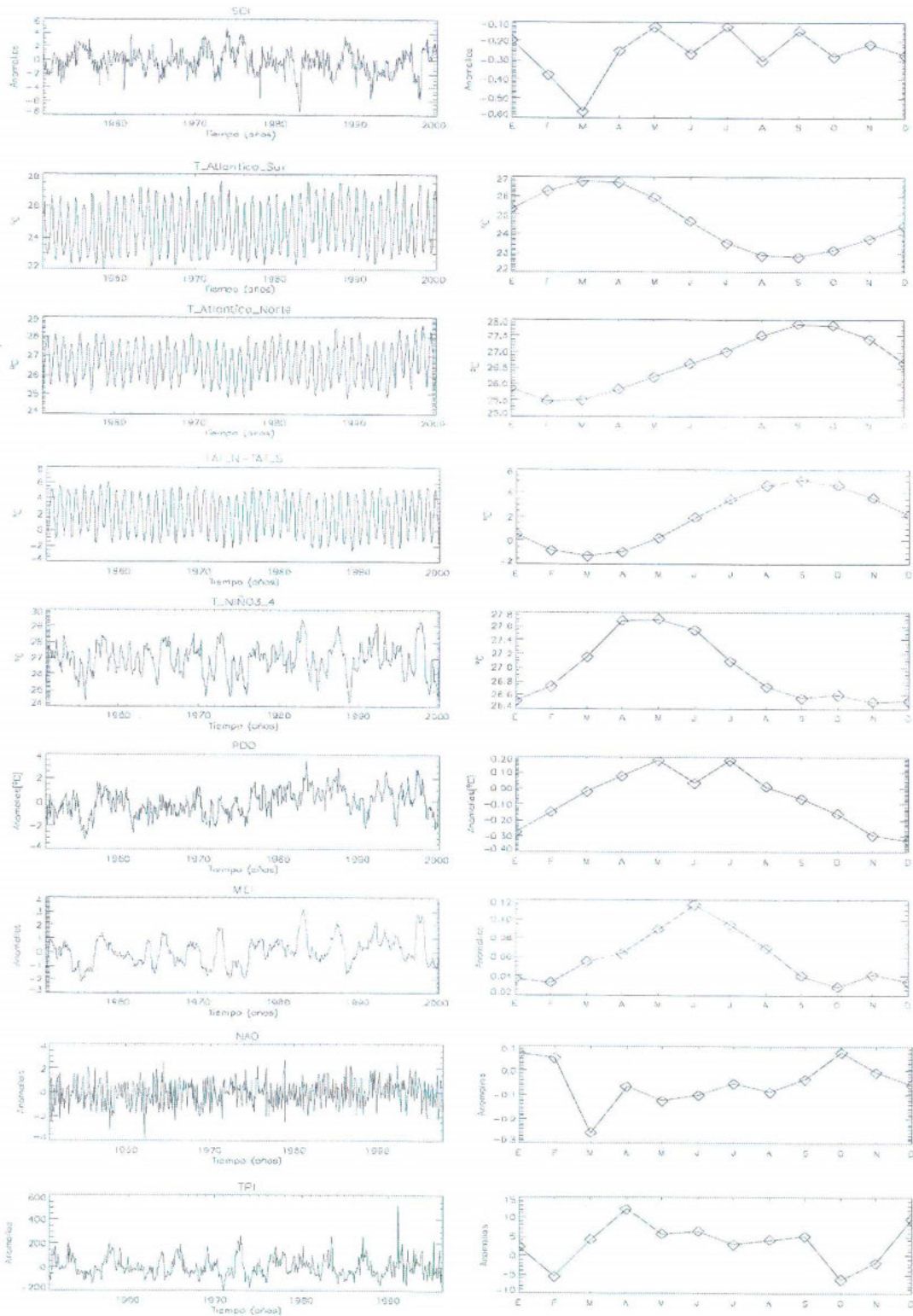


Figura 7.1 Series de índices macroclimáticos relacionados con la hidroclimatología de Antioquia. En la columna derecha se presenta el ciclo anual de dichos índices.

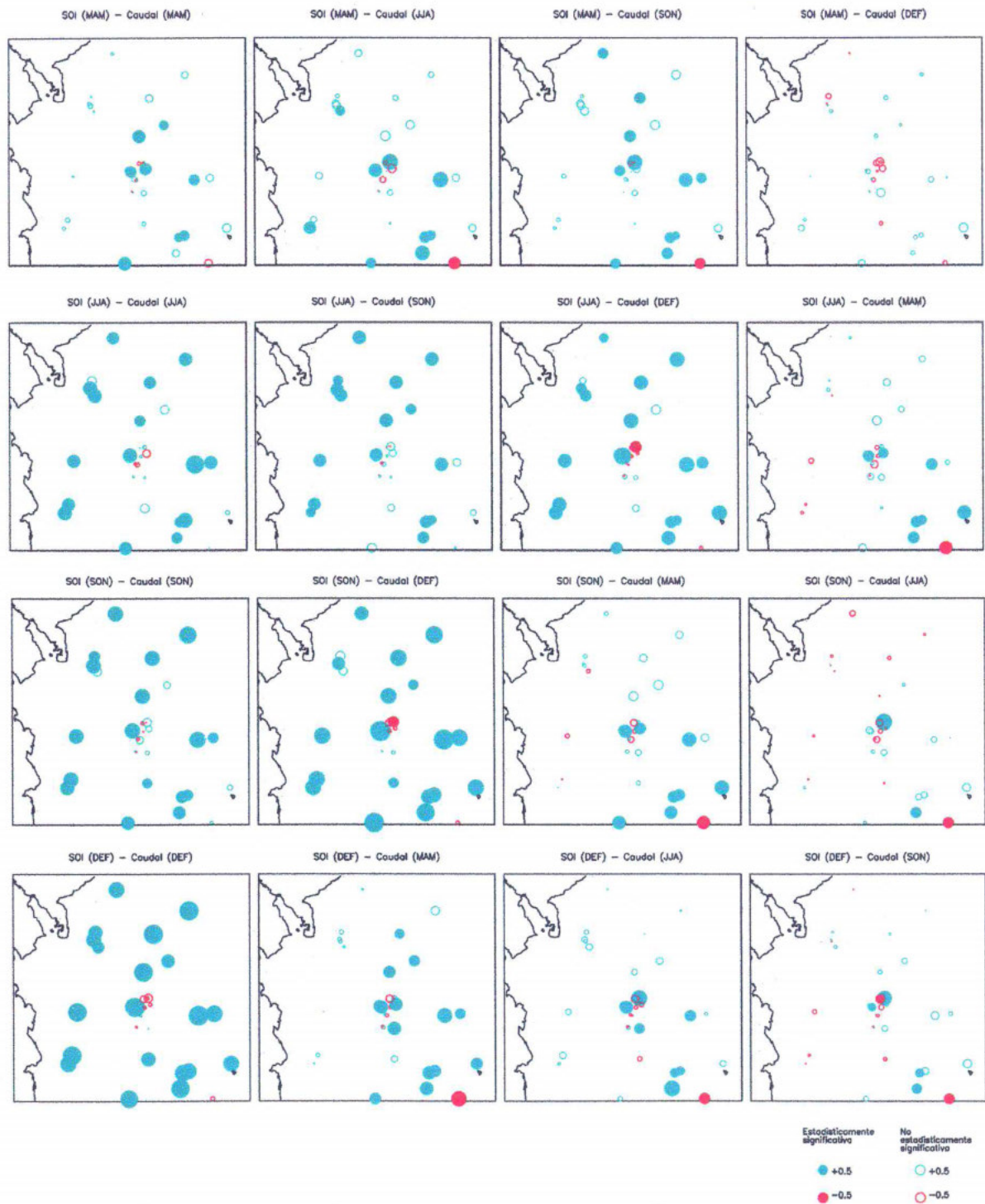


Figura 7.2 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el SOI y registros de caudal.

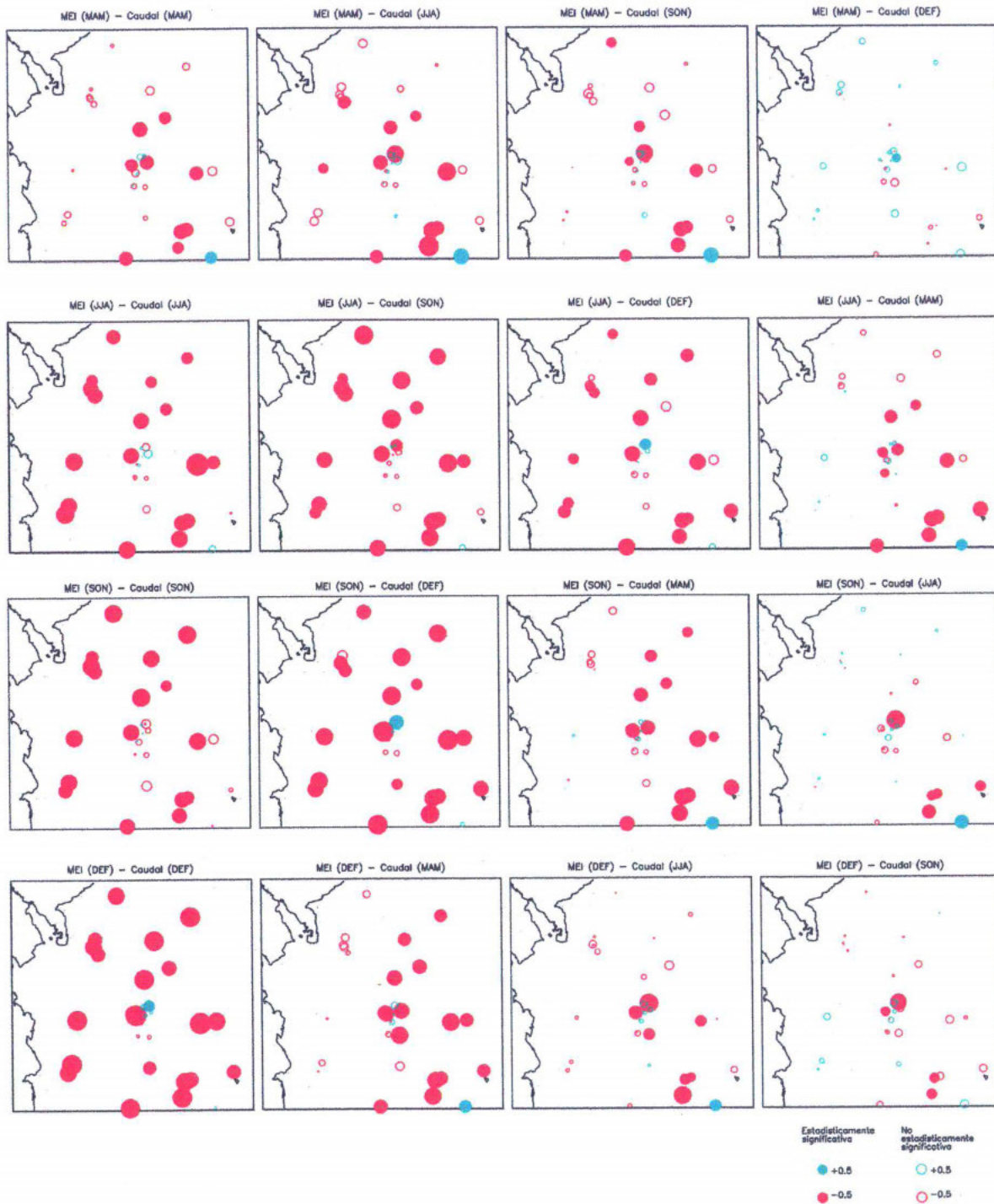


Figura 7.3 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el MEI y registros de caudal.

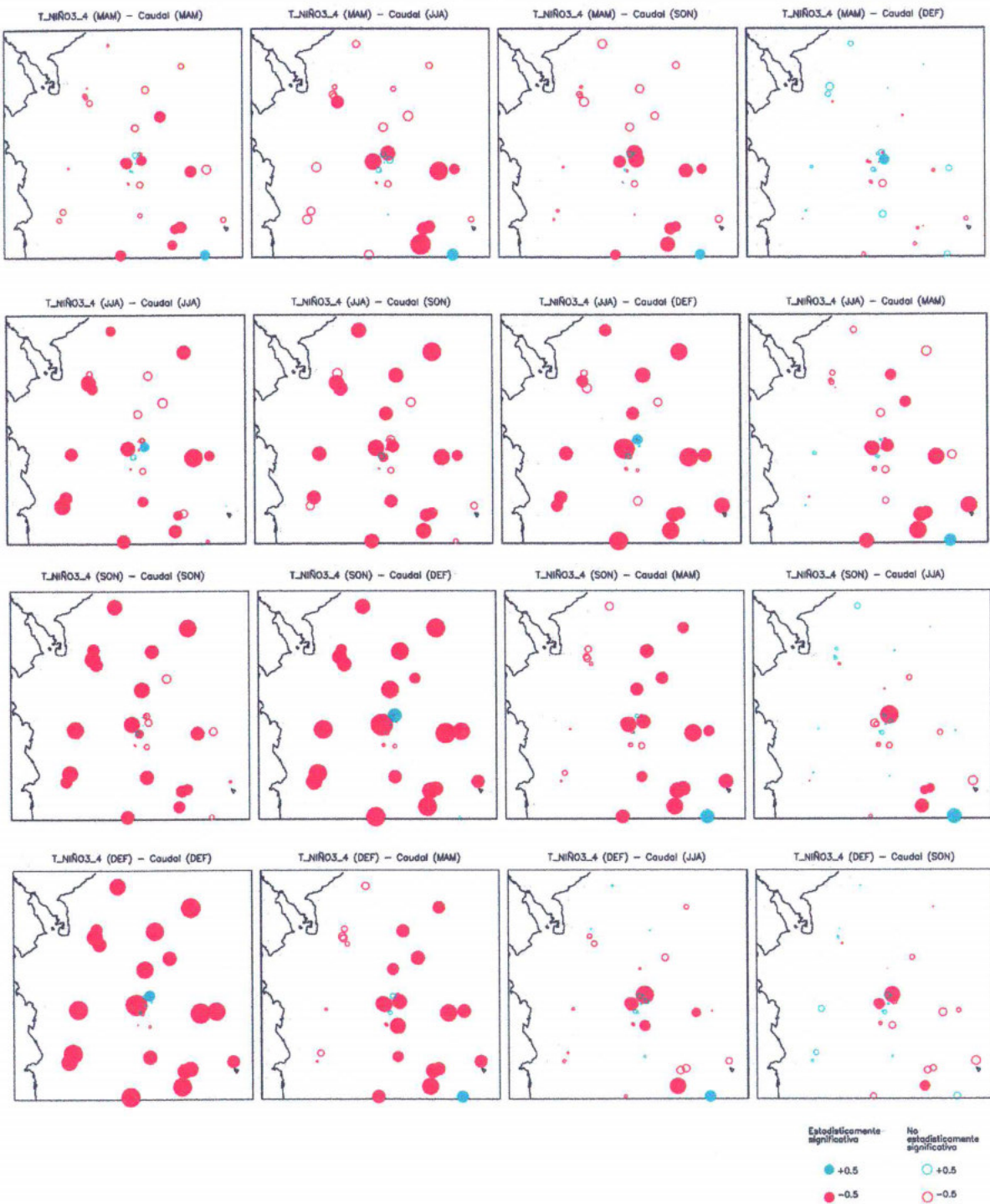


Figura 7.4 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la SST en Niño3.4 y registros de caudal.

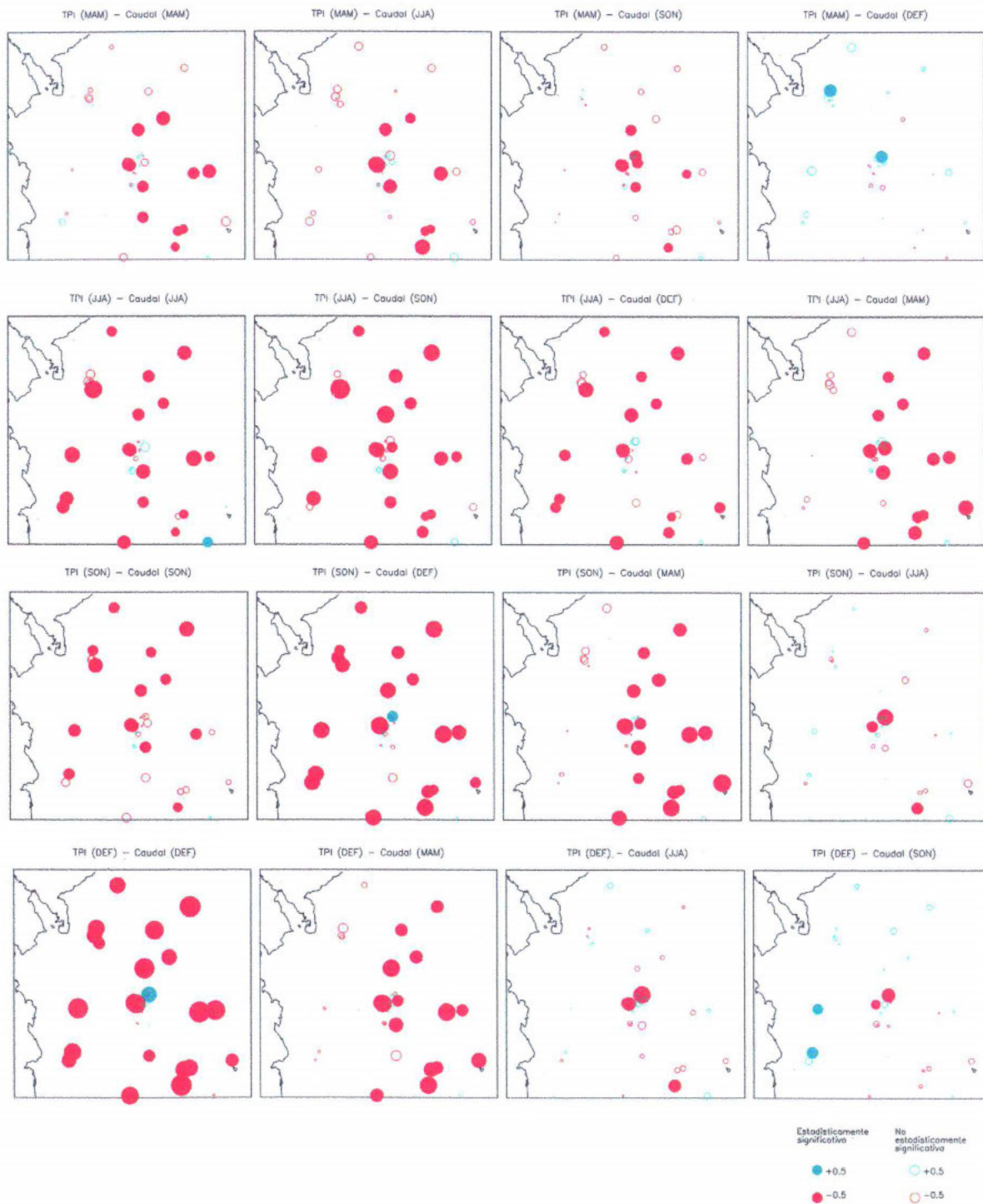


Figura 7.5 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el TPI y registros de caudal.

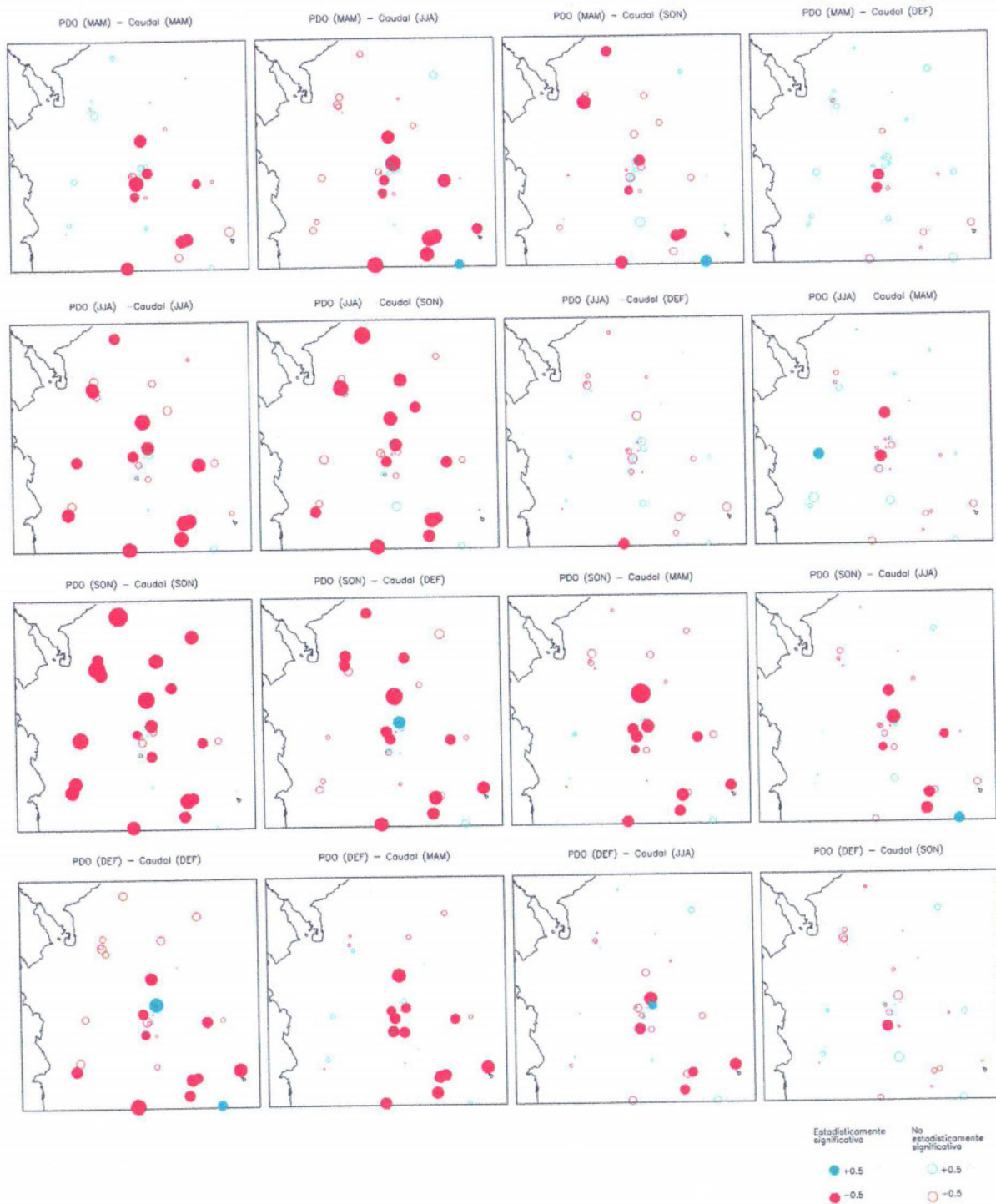


Figura 7.6 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la PDO y registros de caudal.

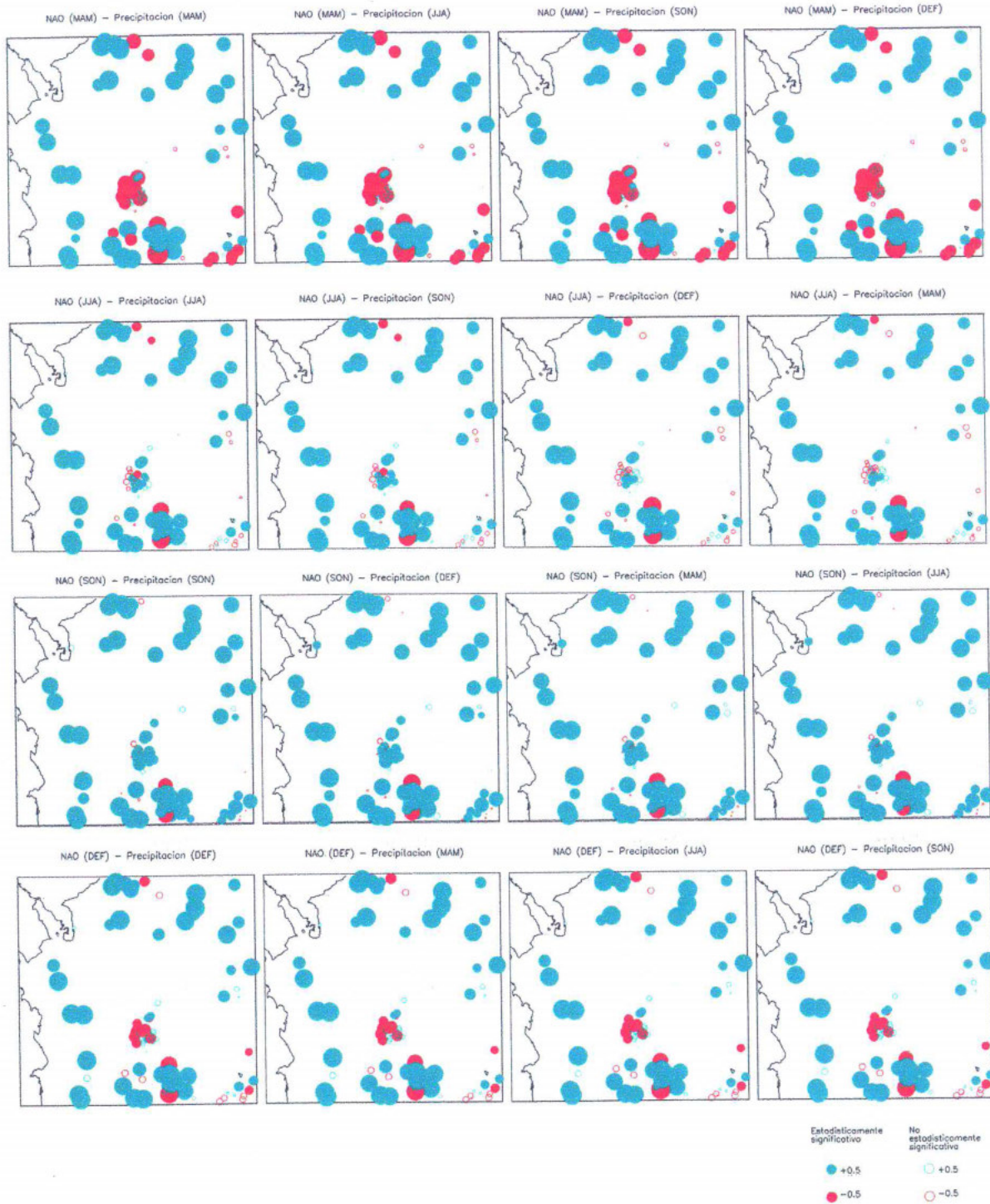


Figura 7.7 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la NOA y registros de precipitación.

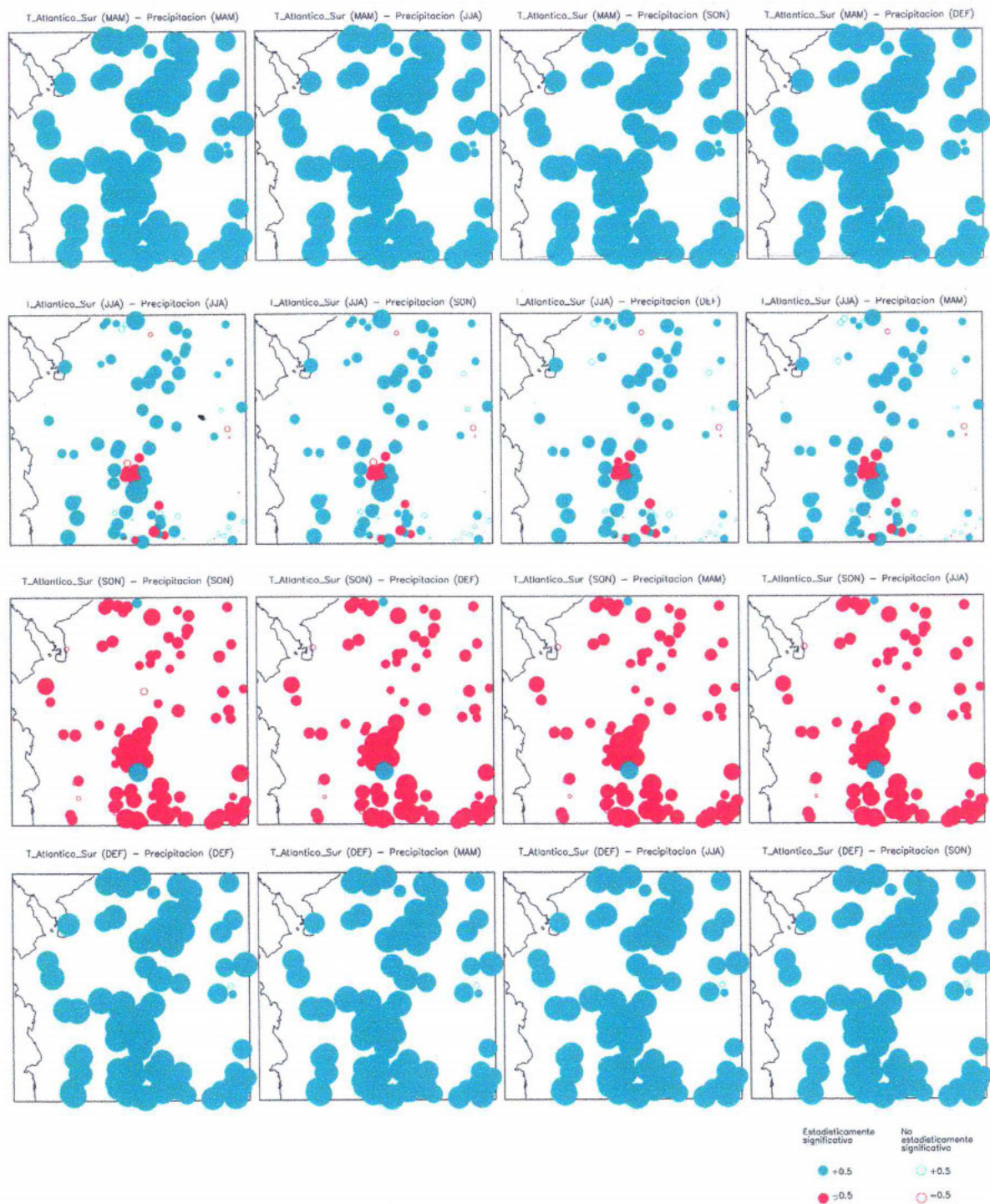


Figura 7.8 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la temperatura del Atlántico Sur y registros de precipitación.



Figura 7.9 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre la temperatura del Atlántico Norte y registros de precipitación.

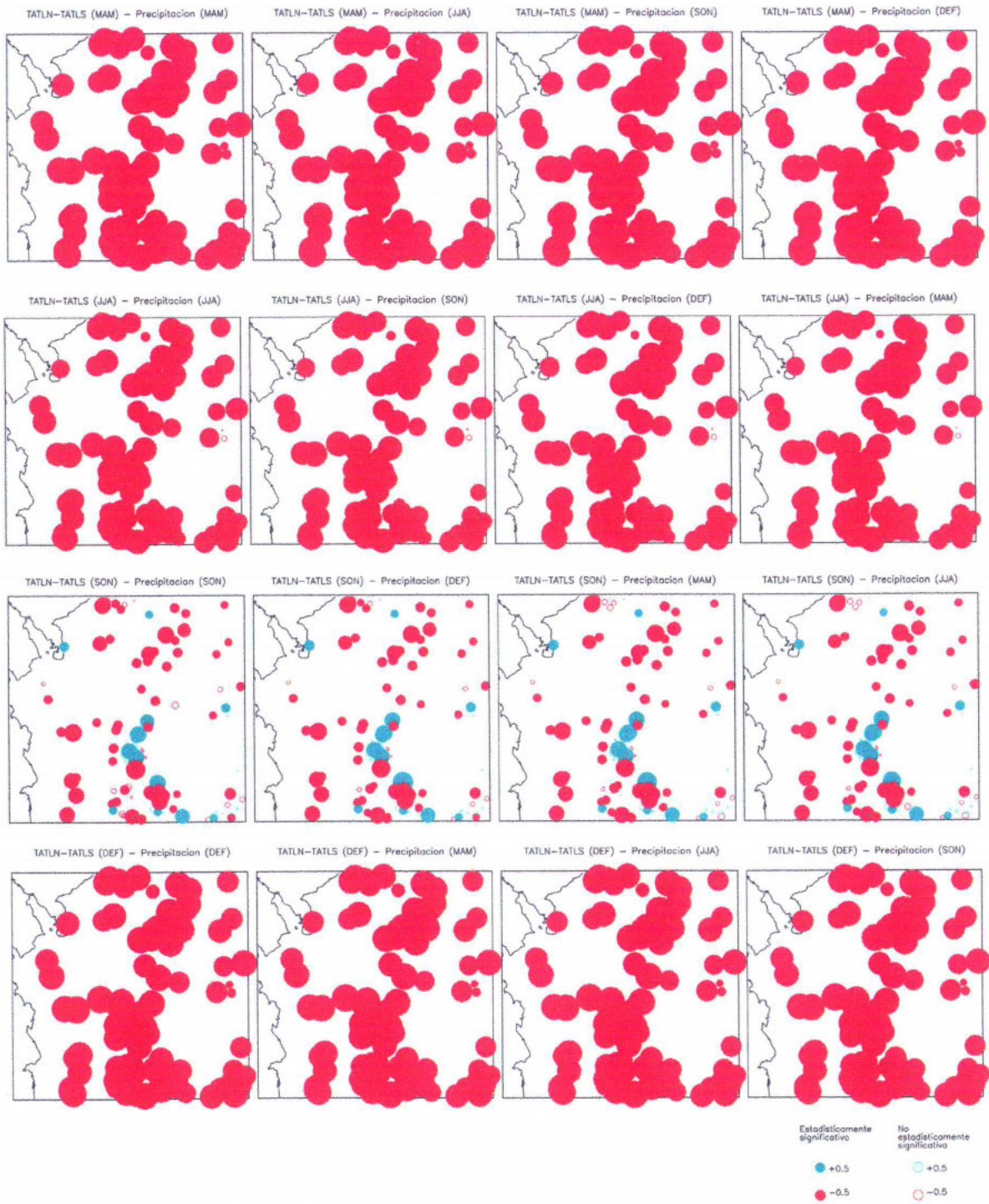


Figura 7.10 Mapas de correlaciones trimestrales rezagadas entre el gradiente de temperaturas en el Atlántico Norte y Sur y registros de precipitación.

7.2 Histogramas

Para cuantificar la influencia del ENOS sobre los caudales medios en la región comprendida entre 77°40' y 73°30' de longitud oeste y 5° y 9° de latitud norte, se estimaron los histogramas de frecuencias de la serie de caudales, siguiendo la metodología propuesta por *Poveda* (1994). Los histogramas se realizaron para series que tuvieran una longitud de registro mayor a 35 años, esto con el fin de tener una muestra representativa de series de El Niño y La Niña. En total se trabajó con 16 estaciones de caudal medio mensual.

En la Tabla 7.2 se muestra la información relevante para este análisis para 6 de las estaciones estudiadas.

Tabla 7.2 Estaciones de registro de caudales de las cuales se presentan resultados de histogramas de frecuencia durante las fases El Niño y La Niña.

ESTACIÓN	AÑO DE INICIO	AÑO FINAL	AÑOS DE REGISTRO	TOTAL AÑOS EL NIÑO	TOTAL AÑOS LA NIÑA
COLORADOS	1952	1995	44	10	9
PTO SALGAR	1946	1995	50	11	10
ARRANCAPLUMAS	1934	1994	61	13	10
EL BOTON RG.7	1954	2000	47	10	9
PTE BELMIRA RG.6	1954	1998	45	10	9
PIEDRAS BLANC RM.7	1959	2000	42	9	7
EL TABOR TC.5	1954	2000	47	10	9

Para determinar como varía el ciclo anual de los caudales medios con las dos fases del ENOS, se estimó el histograma de frecuencias para la serie completa, para años normales, para los años La Niña y para los años El Niño para cada una de las estaciones. Los resultados se muestran en la Figura 7.11 y Figura 7.12. En estas gráficas se muestran los histogramas acumulados de las series estudiadas. Los años El Niño que se han considerado son: 1902, 1905, 1911, 1914, 1918, 1923, 1925, 1930, 1932, 1939, 1941, 1951, 1953, 1957, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1991, 1994, 1997 y los eventos de La Niña

corresponden a los años de 1904, 1909, 1910, 1915, 1917, 1924, 1928, 1938, 1950, 1955, 1956, 1964, 1970, 1971, 1973, 1975, 1988, 1995. Cabe aclarar que el año hidrológico con el cual se trabajó va de junio del año (0) a mayo del año (+1).

En las estaciones Arrancaplumas, Colorado, Puente Belmira, El Botón se observa una disminución de los caudales medios en la fase cálida del ENOS y aumento de los mismos en la fase fría. Esto se puede verificar comparando la media de la función de distribución de probabilidades para los diferentes eventos.

Para la mayoría de las estaciones analizadas, se puede ver que la distribución de probabilidades correspondiente a años Niño está por encima de la distribución de los otros eventos para casi todas las frecuencias. Esto significa que los menores caudales están asociados a eventos Niño para una frecuencia determinada. A diferencia del comportamiento descrito anteriormente, la distribución de los eventos Niña está por debajo de la distribución de los otros eventos para todas las estaciones y para casi todas las frecuencias. Esto significa que para una frecuencia dada los mayores valores de caudal están asociados a eventos Niña.

La distribución de la serie correspondiente a años Normales, para la mayoría de las estaciones y para casi todas las frecuencias se encuentra entre la distribución correspondiente a años Niño y la correspondiente a la serie completa.

Al hacer el análisis de estas estos histogramas es bueno tener en cuenta que las muestras con las que se estimaron las funciones de densidad de años Niña y Niño no son estadísticamente aceptables, pues se tienen máximo 13 años de registros (estación Arrancaplumas, años Niño) ocasionando que los estimadores poblacionales no sean estadísticamente significativos.

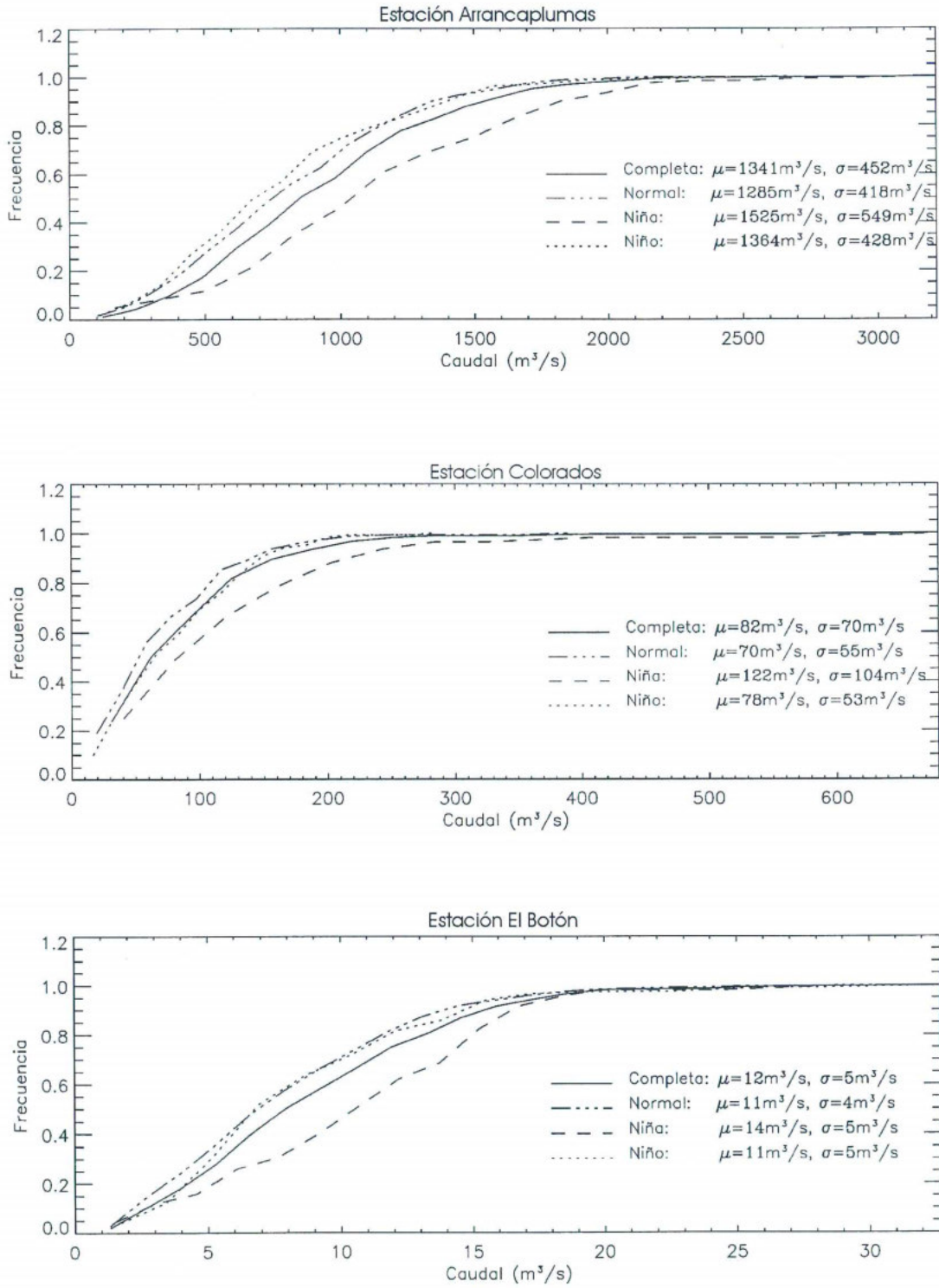


Figura 7.11 Distribución acumulada de probabilidades de los caudales medios mensuales, para la serie completa, años normales, años El Niño y años La Niña, para las estaciones Arrancaplumas (Río Magdalena), Colorado (Río Negro) y El Botón (Río Grande).

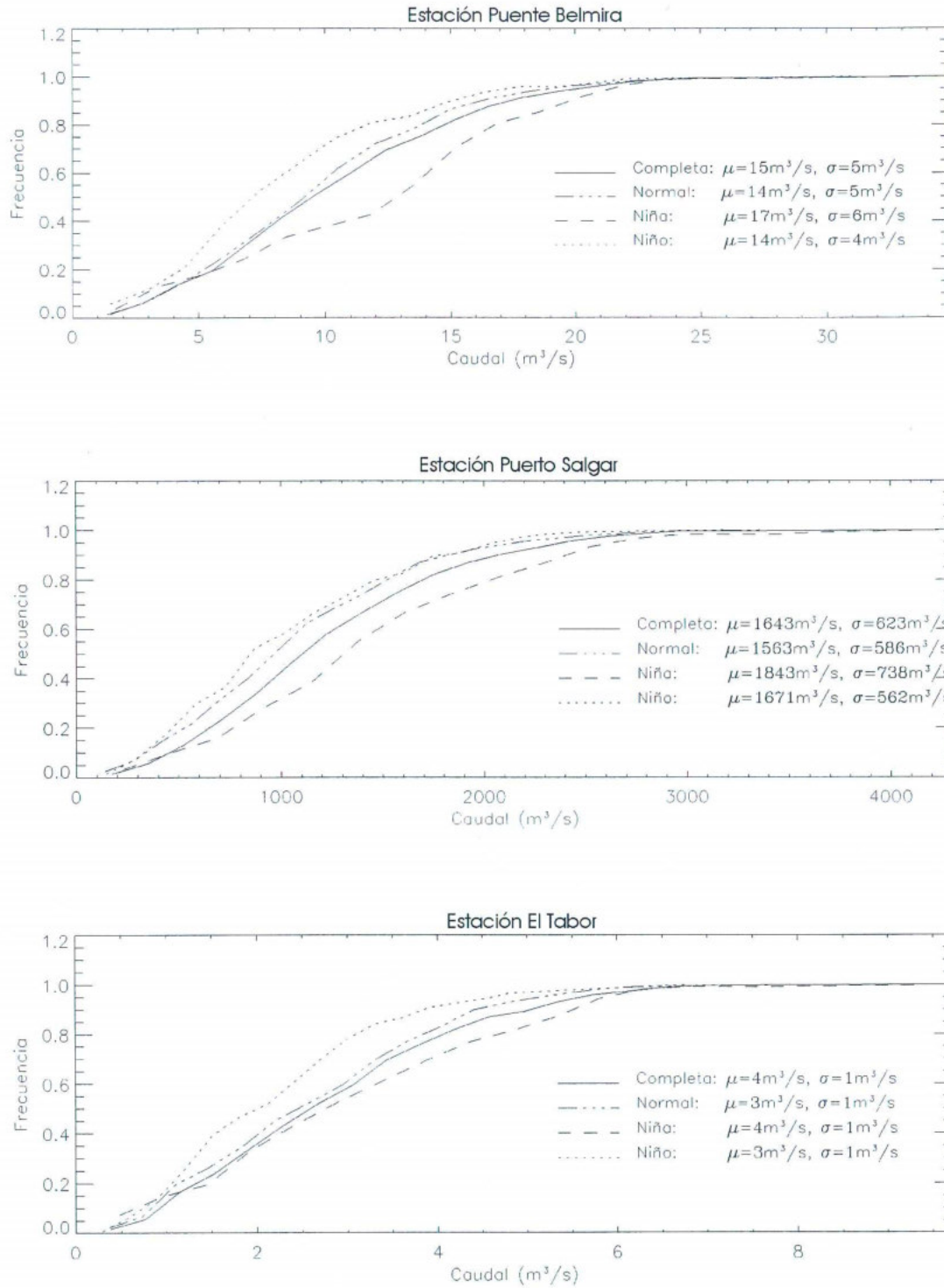


Figura 7.12 Distribución acumulada de probabilidades de los caudales medios mensuales Negro, , para la serie completa, años normales, años El Niño y años La Niña, para las estaciones Puente Belmira (Río Grande), Puerto Salgar (Río Magdalena) y El Tabor (Río Concepción).

7.3 Cuantiles

Para hacer un análisis de la distribución de las series de caudales y de precipitación se estimaron los cuantiles de la función de distribución de probabilidades de éstas, para los años Normales y para las dos fases del ENOS: El Niño y La Niña.

Para estimar los cuantiles de un conjunto de datos, inicialmente se deben organizar dichos datos de menor a mayor. Para cada valor se estima la probabilidad de no excedencia, de acuerdo a su posición i en la muestra ordenada de n datos, matemáticamente se puede expresar como $P_i = \frac{i}{n+1}$, donde P_i es la probabilidad acumulada. Finalmente se estiman los valores asociados a las probabilidades del 25%, 50%, 75%. Este análisis se hace por separado para años Niño, Niña y normales.

Para aplicar esta metodología se escogieron series mensuales de precipitación y de caudales con una longitud de registro mayor o igual a 35 años, lo que garantiza contar con datos suficientes para hacer el análisis independiente de las dos fases del ENOS. En total se trabajó con 21 series de caudales y 56 series de precipitación. Para este caso también se consideró el año hidrológico desde Junio 1 hasta Mayo 31 del año siguiente.

Los resultados se muestran en mapas con círculos que representan valores asociados a cada cuantil y para cada una de las fases del ENOS escalados por el valor medio multianual de la variable, ver Figura 7.13 y Figura 7.14 .

En la estas figuras se puede observar que la precipitación y los caudales aumentan para los años Niña y disminuyen para los años Niño respecto a los años normales para todos los cuantiles. Ver Tabla 7.3 y Tabla 7.4

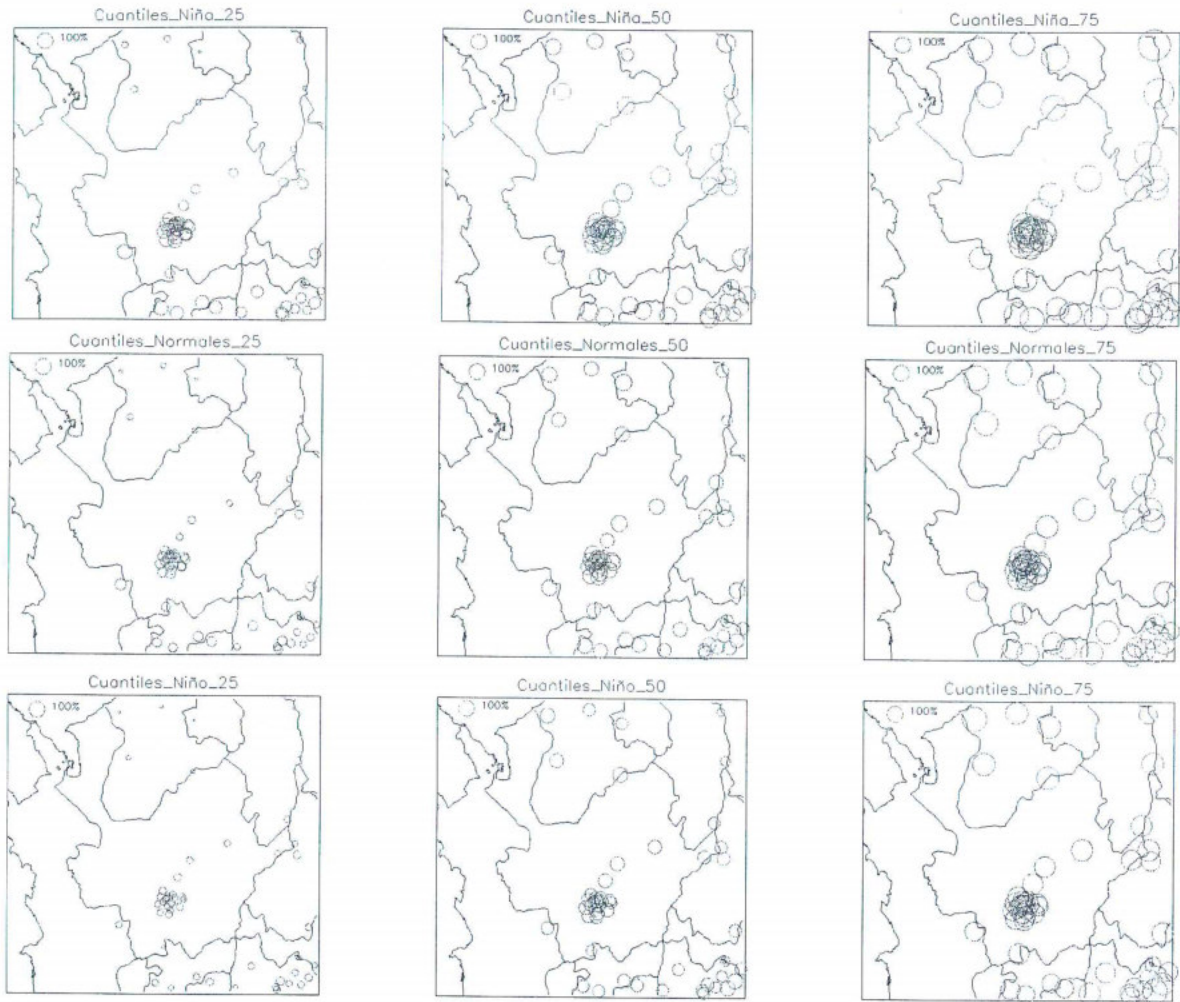


Figura 7.13 Cuantiles 25%, 50% y 75% de Precipitación. Se presenta un mapa para cada cuantil para años normales y las dos fases del ENOS. El tamaño de los círculos corresponde a la relación entre el valor de la variable para el cuantil correspondiente y el valor medio multianual de la variable en cada sitio.

Tabla 7.3 Valores promedio de los cuantiles 25%, 50% y 75% de precipitación escalados con el valor medio de la variable.

Cuantil	Niña	Normal	Niño
25	0.672	0.497	0.377
50	1.097	0.914	0.786
75	1.540	1.352	1.259

En la Figura 7.13 son más notables las variaciones de la precipitación de los eventos Niña con respecto a los años normales. Las variaciones entre años Niño y años Normales son poco apreciables para la mayoría de los sitios. Se observa también una disminución considerable de la precipitación a medida que disminuye el cuantil. En la gráfica correspondiente al cuantil del 25% no se aprecian las diferencias entre los eventos estudiados. Para la mayoría de las estaciones se ven más las diferencias entre los tres eventos para el cuantil 50. Las estaciones ubicadas en la región nororiental son las que presentan un aumento más notable de la precipitación para los cuantiles 50 y 75.

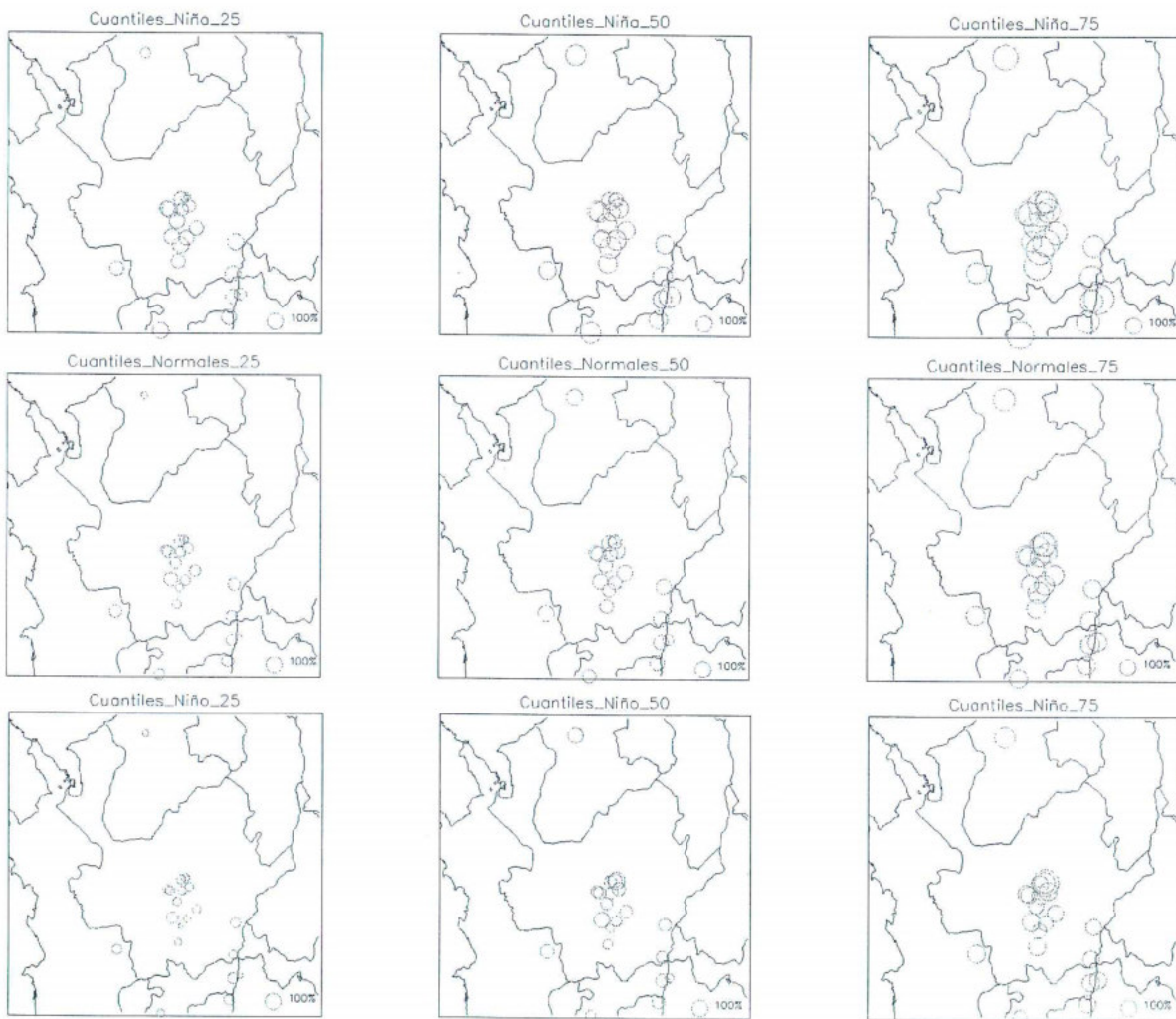


Figura 7.14 Cuantiles 25%, 50% y 75% de Caudal. Se presenta un mapa para cada cuantil para años normales y las dos fases del ENOS. El tamaño de los círculos corresponde a la relación entre el valor de la variable para el cuantil correspondiente y el valor medio multianual de la variable en cada sitio.

Tabla 7.4 Valores promedio de los cuantiles 25%, 50% y 75% de caudal escalados con el valor medio de la variable.

Cuantil	Niña	Normal	Niño
25	0.855	0.629	0.511
50	1.163	0.891	0.772
75	1.511	1.217	1.089

En la Figura 7.14 se observa que son más notables las variaciones para los eventos Niña respecto a los años normales que para los eventos Niño. Las estaciones en las que se aprecia un cambio más notable de los caudales para evento Niña y Niño están ubicadas en el sureste de la región estudiada.

En estas gráficas se observa que la deficiencia en la cobertura espacial de información de esta variable. Para obtener resultados más concluyentes es necesario contar con más series de esta variable con períodos de registro largos para hacer un análisis detallado.

8 CAUDALES MÁXIMOS

Uno de los aspectos más importantes del diseño en ingeniería es la cuantificación de los eventos extremos; dentro de este grupo de fenómenos se encuentran los caudales máximos, los cuales por sus características de escalamiento presentan un nuevo reto para su estimación.

En sitios instrumentados, donde los registros son suficientes y confiables, es posible utilizar el análisis de frecuencias. La ecuación de Ven Te Chow permite la estimación de caudales máximos para cualquier período de retorno Tr ($Tr=1/p$ donde p es la probabilidad de excedencia)

$$Q_{Tr} = \mu + K_{Tr}\sigma \quad (8.1)$$

donde μ y σ son la media y la desviación estándar de la serie, respectivamente. K_{Tr} es el factor de frecuencia y su forma depende de la distribución escogida. En particular, para las distribuciones lognormal y gumbel se presentan las expresiones en las ecuaciones (8.1) y (8.2) respectivamente:

$$K_{Tr} = \frac{\exp\left\{Z_{Tr} \sqrt{\ln(I + Cv^2)} - 0.5 \ln(I + Cv^2)\right\} - I}{Cv} \quad (8.2)$$

$$K_{Tr} = -\left\{0.45 + 0.78 \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{I}{Tr} \right) \right] \right\} \quad (8.3)$$

donde Z_{Tr} es el cuantil calculado para la distribución normal estándar y Cv es el coeficiente de variación de la serie.

Sin embargo, la situación más común es la estimación de los eventos máximos en sitios con escasa o nula información. Las herramientas para enfrentar este problema se enmarcan dentro de dos grandes grupos: la regionalización de los parámetros de las distribuciones utilizando factores de escala, o modelos basados en la precipitación máxima que se presenta dentro de la cuenca.

La regionalización de los parámetros se apoya en el concepto fundamental de homogeneidad hidrológica en una región. Utilizando la información sobre las características climáticas y geomorfológicas en las cuencas instrumentadas es posible deducir ecuaciones que relacionen los parámetros de las cuencas con las características medias de los caudales máximos en cada región.

Los modelos basados en las precipitaciones máximas que se presentan al interior de la cuenca suponen que las intensidades para un período de retorno dado producen crecientes asociadas al mismo periodo de retorno. Estos modelos requieren de una caracterización apropiada de las tormentas y de un modelo adecuado de precipitación-escorrentía que realice una buena representación de la respuesta hidrológica de la cuenca.

En la sección 8.1 se presenta un breve análisis de la información de caudal máximo utilizada para los métodos de Regionalización de Características Medias y Multiescalamiento; las secciones 8.2, y 8.3 contienen el desarrollo de estas metodologías y los respectivos resultados y recomendaciones. Finalmente en la sección 8.4 se desarrolla el Método Racional Probabilístico, como metodología de transformación de lluvia en escorrentía.

8.1 INFORMACIÓN

Para la aplicación de las diferentes metodologías se utilizó la información de 91 estaciones con registros de caudales máximos instantáneos anuales. La ubicación de las diferentes estaciones se presenta en el mapa de la Figura 8.1, donde es claro que las regiones mejor instrumentadas son las correspondientes al valle del río Porce y el oriente Antioqueño. Algunas regiones del departamento, como el norte, nordeste y la parte baja de la cuenca del río Atrato no tienen ninguna estación con información de caudales máximos, y una región tan importante como lo es Urabá no está satisfactoriamente cubierta. Las estaciones por fuera del departamento se utilizaron para caracterizar mejor el comportamiento de los caudales máximos en las diferentes subregiones en las que se dividió el departamento.

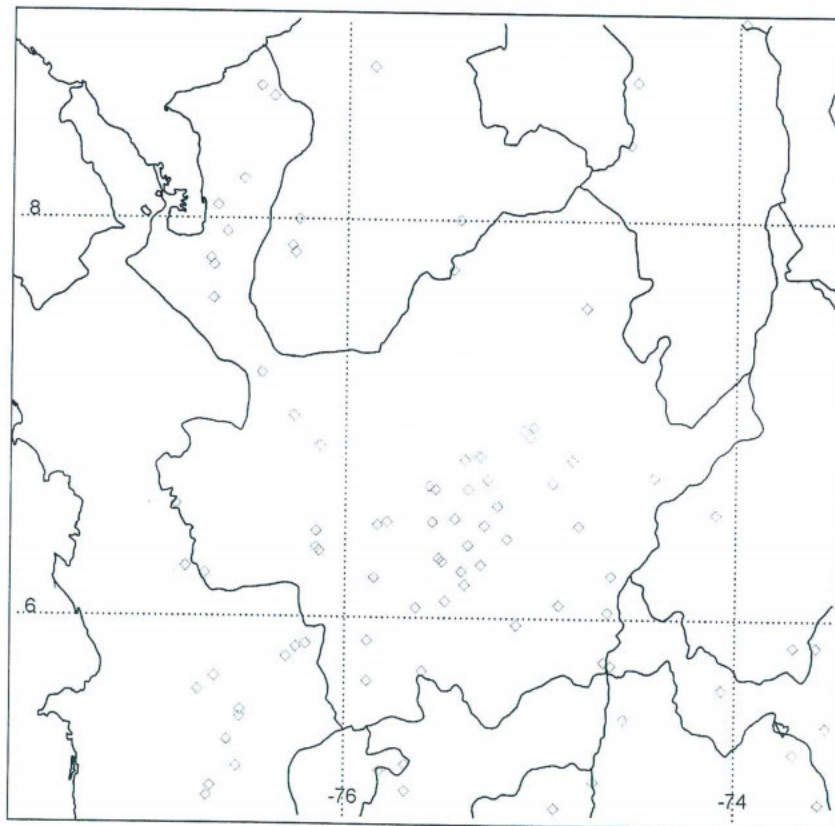


Figura 8.1 Ubicación de las estaciones de caudal máximo.

La división del dominio en subregiones se presenta en el mapa de la Figura 8.2; esta regionalización se vio bastante limitada por la falta de estaciones en algunas zonas. La Tabla 8.1 presenta el número de estaciones en cada una de las subregiones

Tabla 8.1 Número de estaciones en cada subregión

Subregión	No de Estaciones
Pacífico y Cuenca del Atrato	20
Oriente	14
Caribe	16
Magdalena	12
Cauca	10
Nechi	19



Figura 8.2 Mapa de subregiones utilizado para la estimación de caudales máximos.

8.2 REGIONALIZACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS MEDIAS

El objetivo de la regionalización de los parámetros es inferir la respuesta hidrológica de la cuenca a partir de sus características geomorfológicas. Las relaciones existentes entre las variables hidrológicas con los parámetros morfométricos y climáticos de la cuenca dan una idea del comportamiento general de estas variables. Gran parte de las características físicas de las cuencas se deben a la acción del agua, por lo que es razonable pensar en una fuerte relación determinística entre las características geomorfológicas y el comportamiento hidrológico.

El procedimiento de regionalización de características medias busca relacionar las características geomorfológicas y climáticas de una cuenca sin información con las características medias de los caudales máximos instantáneos. De particular interés es la estimación de la media y la desviación estándar de los caudales máximos con el fin de utilizar la ecuación (8.1) que permite estimar caudales máximos instantáneos asociados a cualquier período de retorno.

Para la aplicación de esta metodología se dispone de 84 estaciones con registros de caudales medios multianuales y máximos instantáneos anuales. Para cada una de estas estaciones se calculó el valor del caudal medio multianual y los parámetros estadísticos de las series de máximos.

Sea \bar{Q} el caudal medio multianual dado por la ecuación del balance hídrico, como se vió en el capítulo 6

$$\bar{Q} = (P - E)A \quad (8.4)$$

donde P es la precipitación y E la evaporación media multianual sucedidas en una cuenca de área A , respectivamente. En cada una de las estaciones se estimó el valor de $P-E$ utilizando la ecuación (8.4).

Utilizando como variables independientes los parámetros climáticos y geomorfológicos de la cuenca, de los cuales se seleccionaron el valor de $P-E$ y el área A respectivamente, y como variables dependientes los valores de μ y σ calculados para cada estación, se estimaron mediante procedimientos de regresión múltiple se los valores de θ y ϕ dados por las ecuaciones (8.5) y (8.6)

$$\mu = K_{\mu}(P - E)^{\theta_{\mu}} A^{\phi_{\mu}} \quad (8.5)$$

$$\sigma = K_{\sigma}(P - E)^{\theta_{\sigma}} A^{\phi_{\sigma}} \quad (8.6)$$

Los resultados de las regresiones se presentan en la Tabla 8.2, donde se observa que los parámetros ϕ_{μ} y ϕ_{σ} presentan valores más estables que los correspondientes θ_{μ} y θ_{σ} en todas las subregiones. Sin embargo, se observa que los valores de ϕ más bajos se presentaron en la subregión del Pacífico, donde a su vez se presentaron valores de θ relativamente altos. Esto indica que las crecientes medias en esta subregión tienen una alta dependencia de la climatología particular de la cuenca y del tamaño de la misma, pero la variabilidad está más fuertemente ligada a sus condiciones climáticas. Situación contraria se presenta en la subregión del Cauca, donde los valores de θ_{μ} y ϕ_{μ} fueron los más bajos, señalando esto que las características climatológicas de las cuencas son más homogéneas dentro de la subregión y las crecientes tienen un escalado más fuerte con el área. El valor del coeficiente de correlación es satisfactorio en todos los casos.

Tabla 8.2 Parámetros ajustados para las ecuaciones (8.5) y (8.6)

Subregion	K_μ	θ_μ	ϕ_μ	R_μ	K_σ	θ_σ	ϕ_σ	R_σ
Pacífico y Cuenca del Atrato	0.00039	1.1811	0.6365	0.97	0.00488	0.9445	0.3142	0.83
Oriente	0.00590	0.7967	0.7130	0.96	0.04533	0.4426	0.5922	0.84
Caribe	0.00882	0.8424	0.6382	0.97	0.05055	0.6314	0.4099	0.83
Magdalena	0.01018	0.7260	0.7528	0.97	0.07060	0.4597	0.5703	0.88
Cauca	0.09953	0.3985	0.7114	0.98	1.55652	0.0180	0.5511	0.97
Nechí	0.00088	1.0098	0.7580	0.92	0.00022	1.2139	0.5614	0.90
Antioquia	0.00643	0.7745	0.7303	0.96	0.06761	0.4608	0.5275	0.87

La Figura 8.3 y la Figura 8.4 muestran gráficamente los resultados presentados en la Tabla 8.2, donde se han dibujado los valores reales y los estimados para la media y la desviación contra el área de las estaciones. Se observa que las subregiones más lluviosas (Pacífico y Oriente) posiblemente presentan propiedades de escalamiento importantes con otras variables geomorfológicas diferentes al área de la cuenca, de allí la dispersión de los valores reales y los estimados en una nube con tendencia creciente. Sin embargo, las subregiones más secas y homogéneas (Cauca y Caribe) presentan los valores, tanto reales como estimados, dispuestos de manera cercana a una línea recta en el espacio logarítmico. La dispersión de los estimados para la desviación estándar es mayor debido a la corta longitud de los registros en algunas estaciones.

Los exponentes ϕ hallados para las ecuaciones (8.5) y (8.6) en todas las subregiones indican que la variabilidad espacial de los caudales máximos, representada por C_V , decrece a medida que crece el área de la cuenca. Esta última característica es capturada también por el método del multiescalamiento, que se presenta en la sección 8.3.

Lo anterior indica que, en general, para Antioquia es importante considerar variables geomorfológicas diferentes al área para la estimación de los caudales máximos.

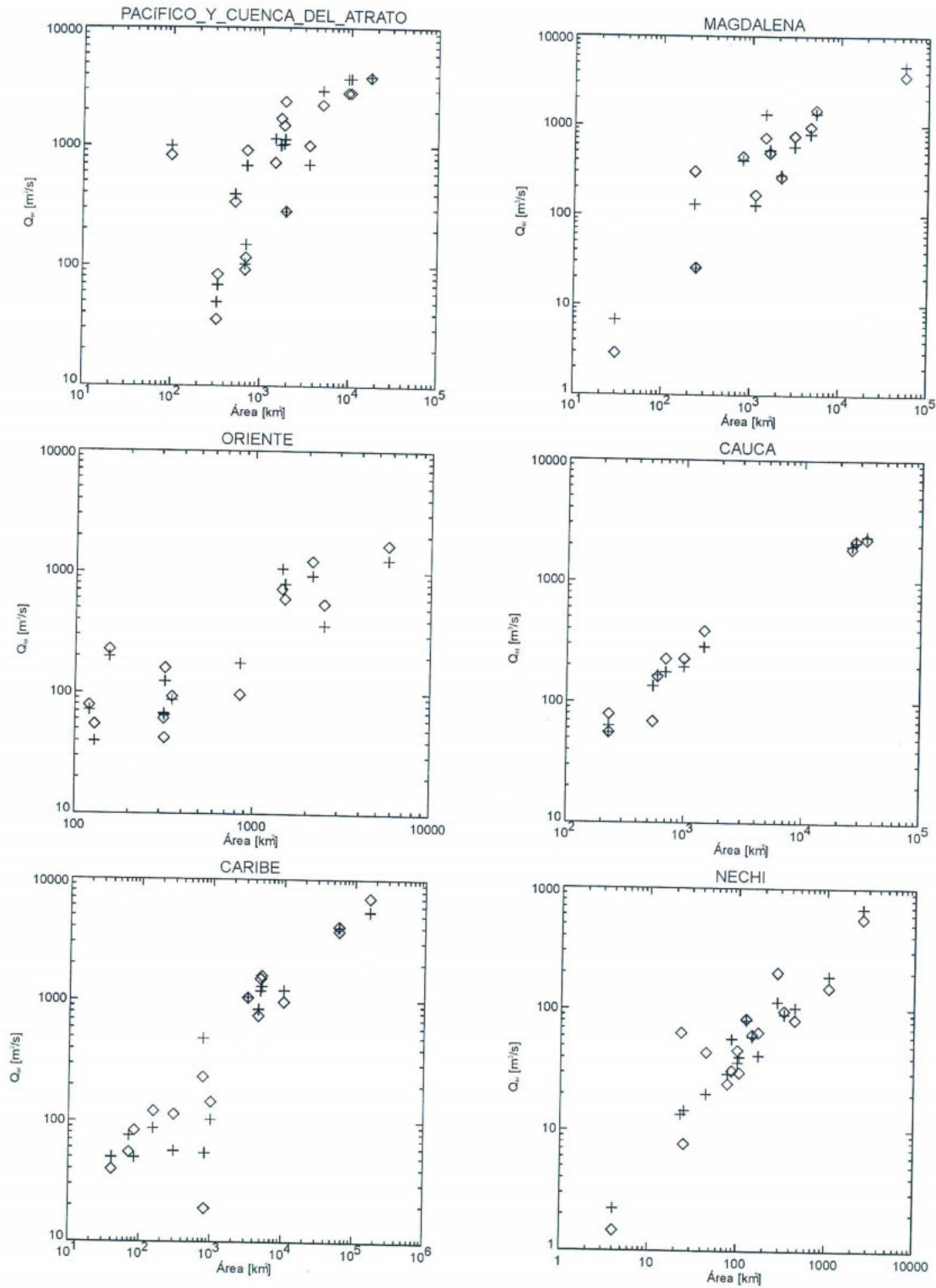


Figura 8.3 Estimados de caudal medio máximo (+) y valores reales (◇) en las diferentes subregiones.

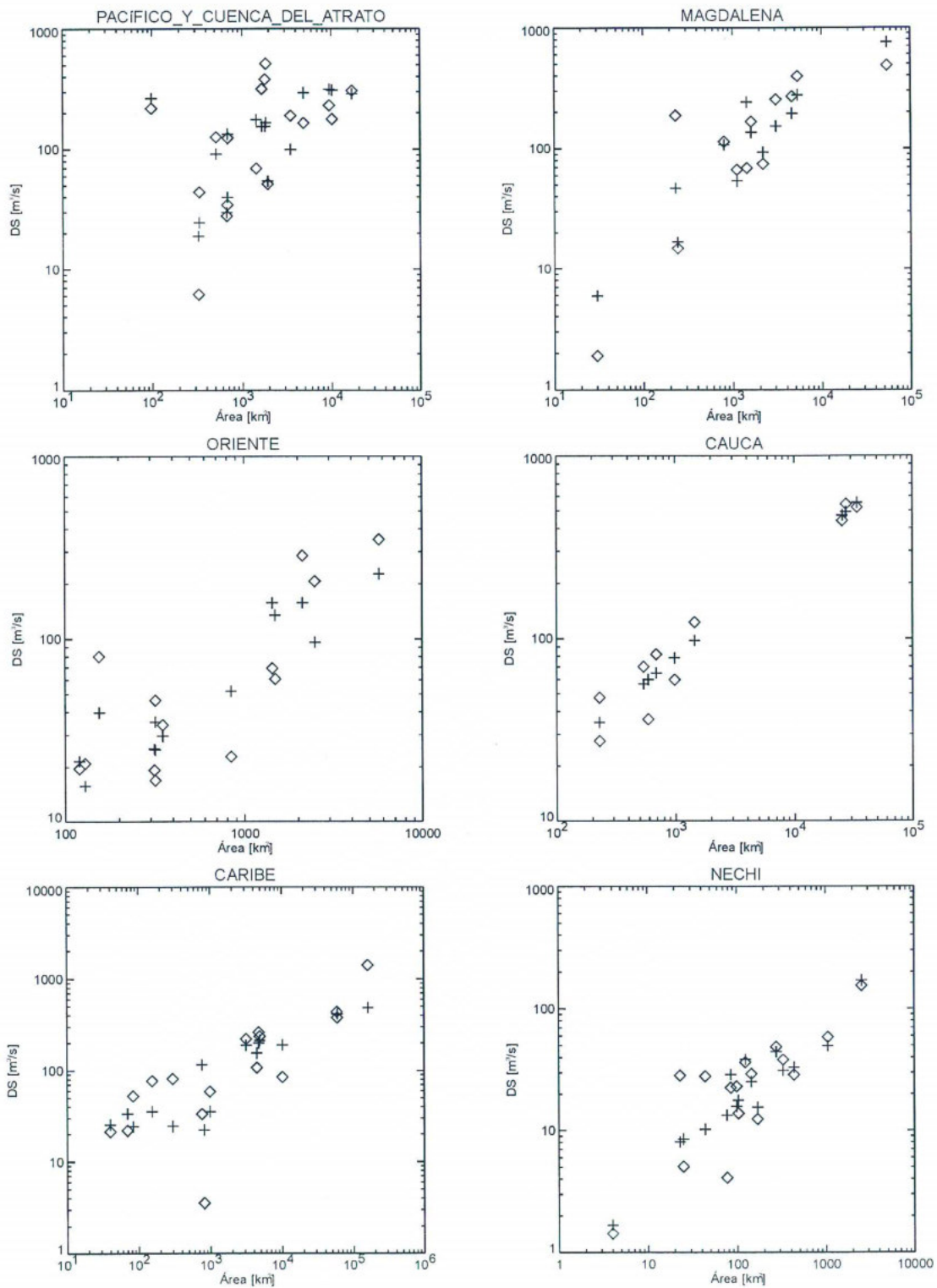


Figura 8.4 Estimados de la desviación estándar del caudal máximo (+) y valores reales (◇) en las diferentes subregiones.

El resultado final de esta metodología es la construcción de mapas con una resolución de 30" de arco del caudal máximo medio y de la desviación estándar de los caudales máximos los cuales se pueden visualizar en la Figura 8.5 y Figura 8.6, respectivamente. Utilizando los valores matriciales correspondientes a estos mapas y la fórmula de Ven Te Chow (ecuación (8.1)) es posible estimar caudales máximos para cualquier período de retorno en cualquier punto sobre el mapa. Se recomienda para Antioquia utilizar distribuciones con sólo dos parámetros (por ejemplo lognormal y Gumbel) dada la alta sensibilidad de los momentos más altos de las series a la longitud de los registros.

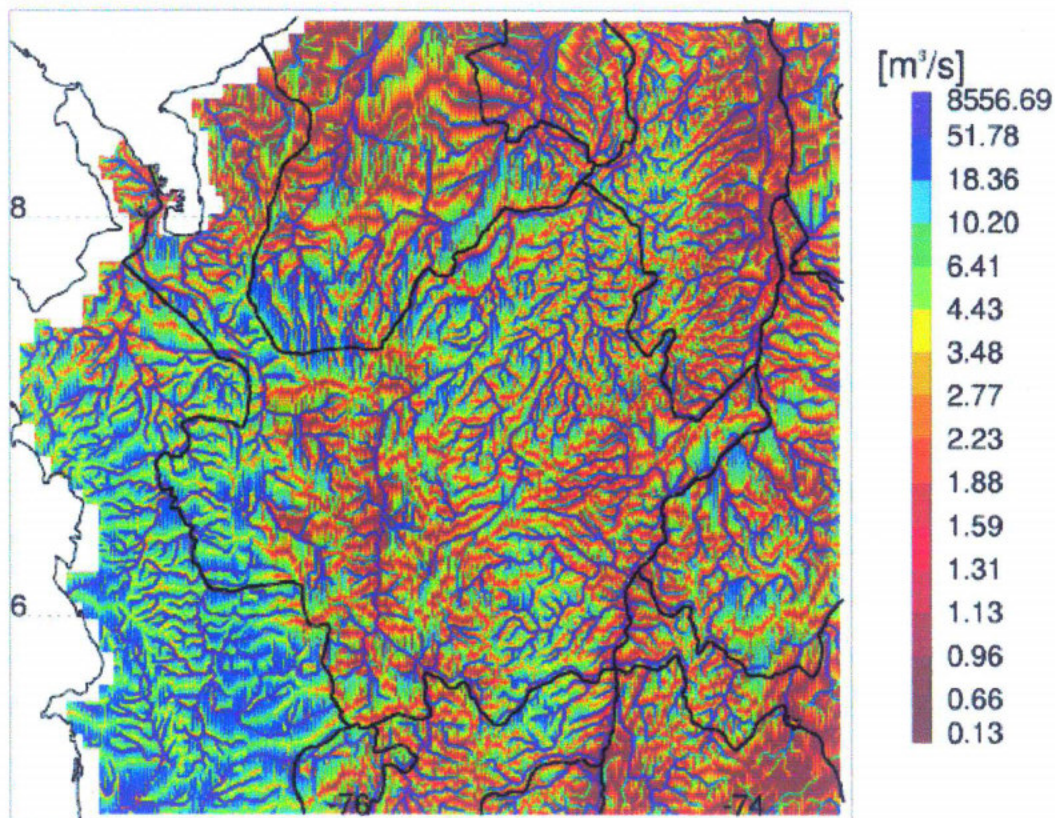


Figura 8.5 Mapa del Caudal Máximo Medio.

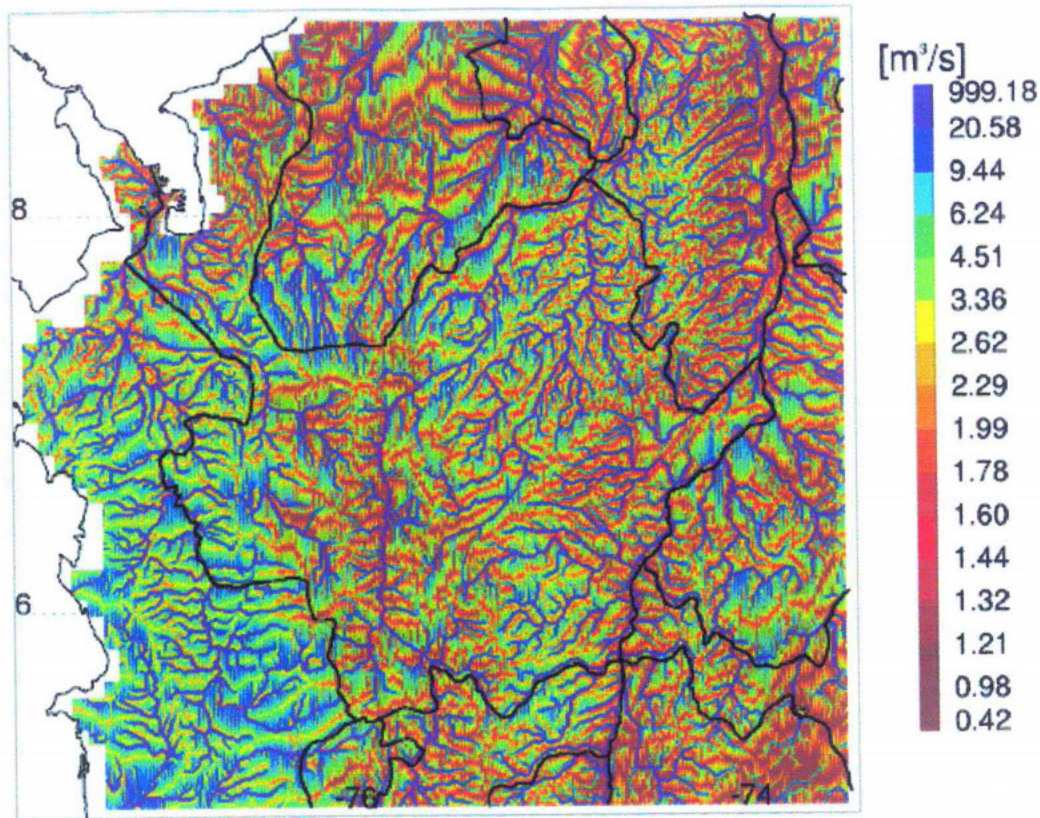


Figura 8.6 Mapa de la desviación estándar de los caudales máximos.

La Figura 8.7 presenta unos ejemplos de mapas de caudal máximo calculados para diferentes periodos de retorno, utilizando las distribuciones lognormal y gumbel. Estos mapas, así como los anteriores, están disponibles en el Atlas Digital de Antioquia. Los espacios en blanco al interior de la línea costera se deben a la resolución de los mapas de precipitación y evaporación. Los valores de la paleta de colores se deben al histograma de valores calculado para la matriz de los mapas.

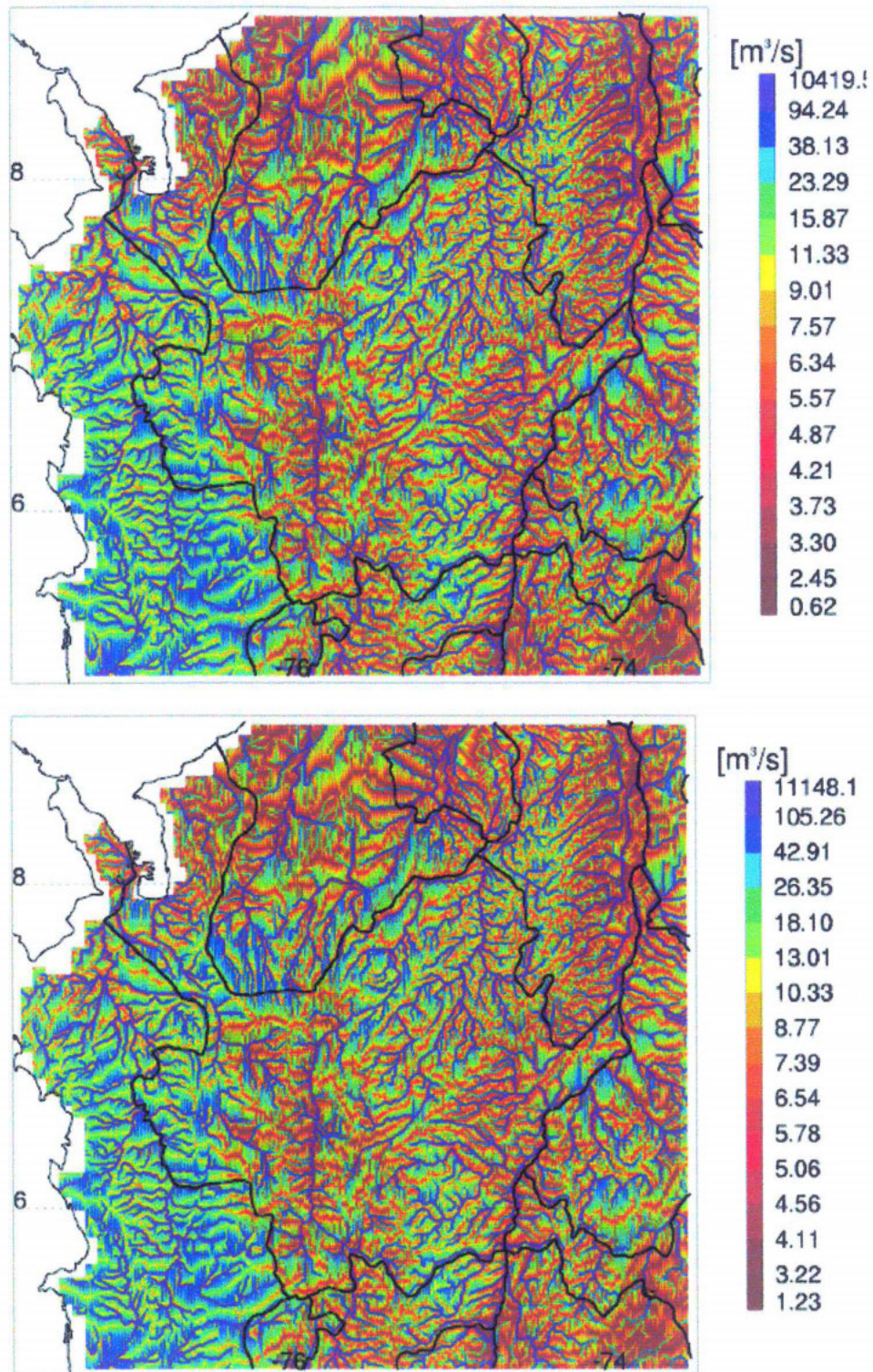


Figura 8.7 Mapas de caudal máximo para diferentes periodos de retorno. A la izquierda calculado con distribución lognormal ($Tr = 25$) y a la derecha con distribución gumbel ($Tr = 50$)

8.3 MULTIESCALAMIENTO

En la subregión de la cuenca del Nechí se aplicó la metodología del multiescalamiento dado que allí existía un número adecuado de estaciones repartidas en todos los rangos de áreas. Este procedimiento considera que el comportamiento de las crecientes es diferente para las cuencas consideradas grandes y pequeñas. Esta división de las cuencas se da al observar el comportamiento del coeficiente de variación C_V con el área A que, en general para las cuencas pequeñas, tiende a crecer. La posibilidad de considerar un modelo para ambos rangos de áreas es discutida en *Gupta et al, 1994*; el C_V se puede tomar como una medida de la variabilidad espacial de las crecientes, y las suposiciones que sobre él hace el modelo se pueden visualizar en la Figura 8.8; en esta figura, A_C es el área crítica que define una cuenca como grande o pequeña, y A_0 y A^0 son áreas de referencia tal que A_0 es más grande que, y A^0 es más pequeña que, todas las áreas de drenaje en la subregión, así:

$$A^0 < \min_i A_i < \max_i A_i < A_0'$$

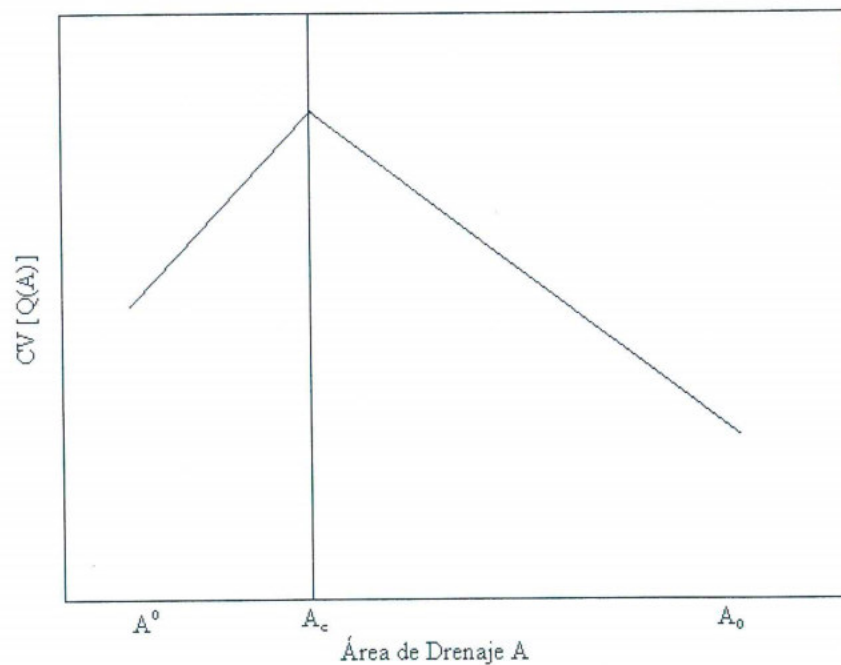


Figura 8.8 Variación del C_V regional de los caudales máximos con el área de drenaje de acuerdo con la teoría del multiescalamiento (Tomado de *Gupta et al, 1994*).

Las ecuaciones utilizadas para la aplicación del modelo están presentadas en (8.7) y (8.8). Una deducción detallada se encuentra en *Gupta et al, 1994*

$$\ln q_p A = (a_0 - \mu_0 \ln A) + [b_0 - \sigma_0^\alpha \ln A]^{1/\alpha} w'_p \quad A_C < A < A_0 \quad (8.7)$$

$$\ln q_p A = (\mu_l \ln A - a_l) + [\sigma_l^\alpha \ln A - b_l]^{1/\alpha} w'_p \quad A^0 < A < A_C \quad (8.8)$$

En ambas ecuaciones $a_i, b_i > 0$, μ_i y $\sigma_i > 0$ son parámetros a estimar con los datos de las estaciones. La ecuación (8.7), la cual se aplica a las cuencas grandes, aporta una base teórica al método de regresión de cuantiles utilizado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). El método de regresión de cuantiles realiza ajustes log-log entre los caudales máximos estimados para diferentes períodos de retorno y el área, de tal forma que se puede expresar como

$$q_p(A) = c(p)A^{\theta(p)} \quad (8.9)$$

La elección del área como descriptor de la cuenca no es arbitraria, dado que es un parámetro clave. En la ecuación (8.9) los parámetros $c(p)$ y $\theta(p)$ son función de la probabilidad de excedencia p . Estas funciones empíricas se pueden derivar en términos de los parámetros del multiescalamiento $a_0, b_0, \mu_0, \sigma_0$ y w'_p . Utilizando algunas transformaciones matemáticas se puede llegar de (8.7) a

$$\begin{aligned} \ln q_p(A) &= (a_0 - \mu_0 \ln A) + b_0^{1/\alpha} w'_p - \frac{\sigma_0^\alpha}{\alpha b_0^{1-1/\alpha}} w'_p \ln A \\ &= \ln c(p) + \theta(p) \ln A \end{aligned}$$

donde el intercepto y el exponente de la ecuación (8.9) están dados por

$$\ln c(p) = a_0 + b_0^{1/\alpha} w'_p \quad (8.10)$$

$$\theta(p) = -\mu_0 - \frac{\sigma_0^\alpha}{\alpha b_0^{1-1/\alpha}} w'_p \quad (8.11)$$

Estas expresiones de $\ln c(p)$ y $\theta(p)$ no son posibles para la ecuación (8.8), excepto para el modelo de Cauchy donde $\alpha = 1$. Esto es debido a que no se puede llegar a una expresión en la que $\ln q_p(A)$ y $\ln(A)$ se relacionen linealmente.

Cualitativamente, el comportamiento del exponente que predice la ecuación (8.10) es que un aumento de Tr implica que $\theta(p)$ se haga más pequeño (si Tr aumenta, w'_p también lo hace). Esto significa que crecientes más grandes e infrecuentes tienen exponentes de escalado más pequeños que crecientes más frecuentes. Igualmente, el crecimiento de Tr implica que $\ln c(p)$ en (8.11) también se incremente para los caudales más grandes.

Este comportamiento teórico está de acuerdo con las observaciones empíricas realizadas por la USGS utilizando el método de regresión de cuantiles, las cuales muestran que el comportamiento de los parámetros de la ecuación (8.9) como función del periodo de retorno es el que predice la teoría del multiescalamiento.

Para estimar los cuantiles en cada serie, se utilizó la fórmula de Weibull para establecer las posiciones de los datos dentro de las muestras y luego, utilizando un procedimiento de interpolación lineal entre $q_p(p)$ y p , se calcularon los cuantiles empíricos $y_{p,i}$ para diferentes probabilidades de excedencia

Este procedimiento es arbitrario, sin embargo es menos sesgado que otro que se hubiese podido adoptar. Los cuantiles correspondientes a las crecientes poco frecuentes son dudosamente estimados, razón por la cual la probabilidad de excedencia se restringió a $p \geq 0.03$. En la estimación de los parámetros en la subregión, inicialmente se aplicó la ecuación (8.7) suponiendo que describía el comportamiento de todo el conjunto de cuencas.

Los parámetros a_0 , b_0 , μ_0 y σ_0 se estimaron entonces minimizando la suma del cuadrado de las diferencias entre los logaritmos de los cuantiles teóricos y empíricos

$$ss = \sum_i \sum_p (\log y_{p,i} - \log q_p(A_i)) \rightarrow \min$$

La suma se extiende sobre todas las estaciones de la subregión y sobre todos los cuantiles considerados. Este procedimiento se llevó a cabo para cada uno de los modelos listados en la Tabla 8.3, los cuales se diferencian por valores fijos de α y β . Se identifican por d1, d2, d3, d4, d5.

Tabla 8.3 Modelos multiescalados utilizados

Modelo	α	β	Observación
d1	2.0	0	Normal
d2	1.5	1	
d3	1.5	0	
d4	1.5	-1	Cauchy
d5	1.0	0	

Para llevar a cabo la minimización es necesario especificar los valores de w'_p en la ecuación (8.7). Los modelos normal d1, d3 y Cauchy d5 son simétricos alrededor de 0. En consecuencia $W^d = -W$ tienen los mismos cuantiles. Este no es el caso para d2 y d4; si $g(w, a, b)$ denota la densidad de probabilidad de W y $g(-w, a, b)$ de $-W$ entonces

$$g(-w, \alpha, \beta) = g(w, \alpha, -\beta)$$

La Tabla 8.4 contiene los resultados de los ajustes de los parámetros de los diferentes modelos considerados, utilizando todas las estaciones de la subregión. La columna del error contiene la raíz del error cuadrático medio. El modelo lognormal se ajusta un poco mejor que el resto de modelos, por lo que se tomará como el modelo de trabajo de aquí en adelante.

Tabla 8.4 Parámetros de la ecuación (8.7) para las 19 estaciones en la subregión.

Modelo	a_{θ}	μ_{θ}	b_{θ}	σ_{θ}	Error
d1	-0.0204	-0.7944	0.4656	0.0459	0.6173
d2	-0.3998	-0.8248	0.2005	0.0198	0.6424
d3	-0.0204	-0.7944	0.2483	0.0245	0.7447
d4	0.3626	-0.7637	0.2034	0.0200	0.6372
d5	-0.0204	-0.7944	0.1913	0.0173	0.6390

Utilizando el método de regresión de cuantiles (RC) y el multiescalamiento (M) se obtuvieron los valores de $\ln c(p)$ y $\theta(p)$ que se encuentran en la Tabla 8.5, para los períodos de retorno especificados. Los valores son sensiblemente diferentes entre ambos métodos. La Figura 8.9 contiene los caudales máximos estimados en cada una de las estaciones para diferentes periodos de retorno (en viñetas) y la predicción del modelo de regresión de cuantiles.

Tabla 8.5 Estimación de los parámetros de la ecuación (8.9) utilizando regresión de cuantiles (RC) y multiescalamiento (M).

Tr	$\ln c(p)$ (RC)	$\ln c(p)$ (M)	$\theta(p)$ (RC)	$\theta(p)$ (M)
2.3	0.4901	0.1013	0.7259	0.7884
5.0	1.0280	0.5538	0.6747	0.7661
10.0	1.3857	0.8540	0.6407	0.7513
25.0	1.7671	1.1741	0.6044	0.7355
50.0	2.0135	1.3809	0.5810	0.7253
100.0	2.2352	1.5669	0.5599	0.7162

La Tabla 8.6 presenta los caudales máximos estimados en dos estaciones de la subregión una en cada rango de áreas: 2701710 - Chorrillos_RM_8 ubicada en Medellín, y 2703702 - El_Retiro ubicada en Zaragoza. Se utilizaron el análisis de frecuencias para la serie (AF), el método de regresión de cuantiles y el multiescalamiento. Si se aceptan como valores reales los estimados utilizando AF, entonces el método del multiescalamiento estima mejor los caudales máximos para todos los períodos de retorno en ambas estaciones.

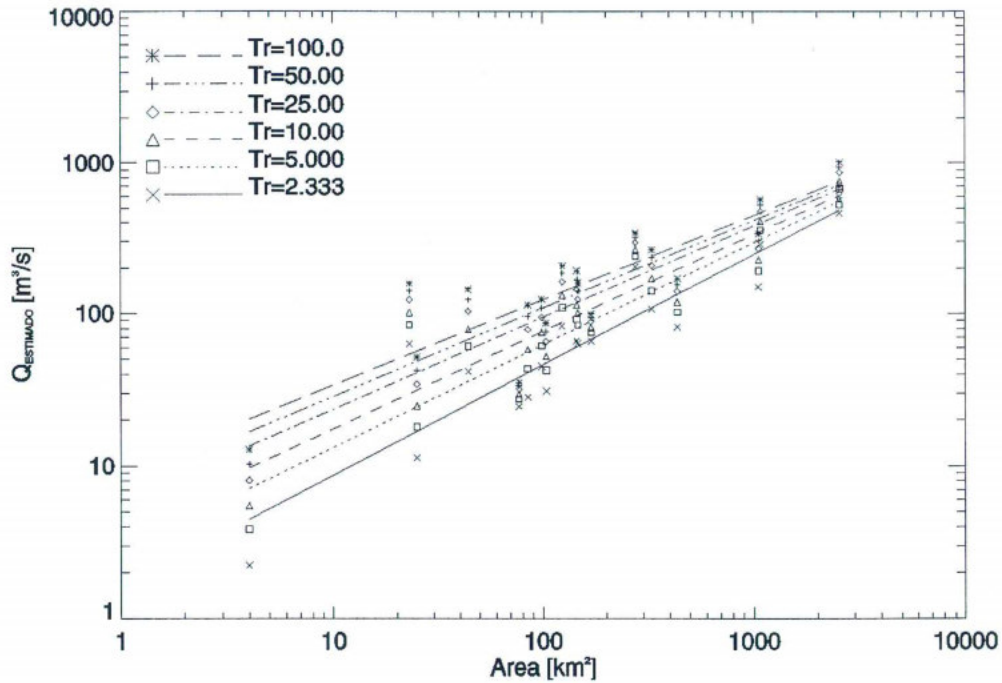


Figura 8.9 Caudales máximos estimados y predicción según el modelo de regresión de cuantiles para diferentes periodos de retorno.

Tabla 8.6 Caudales máximos estimados (m^3/s).

Tr	2701710 A = 4 km ²			2703702 A = 2551 km ²		
	AF	RC	M	AF	RC	M
2.3	2.2	4.5	3.3	566.0	484.9	536.8
5.0	3.8	7.1	5.0	677.3	555.9	708.5
10.0	5.5	9.7	6.7	763.2	608.8	851.8
25.0	8.1	13.5	9.0	866.8	670.8	1036.6
50.0	10.3	16.8	10.9	941.1	714.1	1176.9
100.0	12.9	20.3	12.9	1013.3	755.5	1319.1

Observando el comportamiento del C_V con el área, en la Figura 8.10, se puede suponer que el área crítica A_C es aproximadamente 100 km^2 . Sin embargo, esta elección es arbitraria y aún no existen bases físicas o teóricas para determinar el valor de A_C .

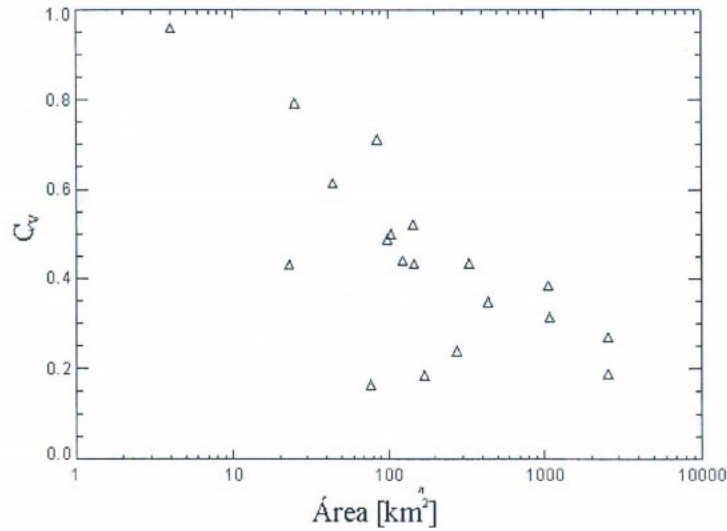


Figura 8.10 Gráfico de C_v vs A para la subregión del Nechí.

Se utilizó la ecuación (8.7) para ajustar los parámetros multiescalados de las cuencas grandes, y la ecuación (8.8) para las cuencas pequeñas. En este punto es notable la importancia de tener cuencas pequeñas instrumentadas dentro de la muestra. Los resultados de los ajustes están en las Tabla 8.7 y 0. La reducción en la raíz del error cuadrático medio para el caso de $A > A_C$ es de aproximadamente el 35% para todos los modelos, excepto para el d3 donde es del 47%. Igualmente, entre un 35 y un 36% aumenta el error en todos los modelos para el caso $A < A_C$, donde el modelo d3 presenta un aumento considerablemente más bajo (13%). En todos los casos, el modelo lognormal (d1) presenta las mejores estimaciones.

Tabla 8.7 Ajustes de los parámetros de multiescalamiento para $A > A_C$.

Modelo	a_0	μ_0	b_0	σ_0	Error
d1	0.5869	-0.6933	0.3335	0.0314	0.3890
d2	0.2756	-0.7157	0.1459	0.0128	0.4210
d3	0.5869	-0.6933	0.1732	0.0144	0.3940
d4	0.8777	-0.6753	0.1353	0.0105	0.4078
d5	0.5869	-0.6933	0.1376	0.0092	0.4175

Tabla 8.8 Ajustes de los parámetros de multiescalamiento para $A < A_c$

Modelo	a_1	μ_1	b_1	σ_1	Error
d1	0.6901	0.9809	-0.3867	0.0000	0.8403
d2	0.9866	0.9809	-0.1489	0.0000	0.8716
d3	0.6901	0.9809	-0.1843	0.0000	0.8422
d4	0.3911	0.9809	-0.1508	0.0000	0.8660
d5	0.6901	0.9809	-0.1381	0.0000	0.8655

Es interesante observar el comportamiento de los parámetros en las Tabla 8.7 y 0. A diferencia de *Gupta et al, 1994*, en este caso no se cumple que $a_0 \approx -a_1$, pero si se cumple que $b_0 \approx b_1$ y el cambio de signo entre μ_0 y μ_1 . Esto se da por la definición de los parámetros en (8.7) y (8.8). Sin embargo, el rasgo más importante está en los valores calculados para σ_0 y σ_1 ; el hecho de que para las cuencas pequeñas se hallan encontrado valores prácticamente iguales a cero (del orden de $1E-10$) indica que las propiedades de multiescalamiento son más débiles (o inexistentes). Para las cuencas grandes estas propiedades se conservan.

La estimación de los caudales máximos exige la utilización de la ecuación (8.8) para las cuencas pequeñas, dada la imposibilidad de establecer una relación lineal entre $\ln c(p)$ y $\ln(A)$. Con el fin de establecer un punto válido de comparación, para las cuencas grandes se utilizó la ecuación (8.7) en vez de la ecuación (8.9), dado que la estimación de sus parámetros implica transformaciones matemáticas en la expresión original. La Tabla 8.9 contiene los caudales máximos estimados de esta manera. Los estimados no mejoraron respecto a la Tabla 8.6, pero siguen siendo mejores que los estimados con regresión de cuantiles.

Tabla 8.9 Caudales máximos estimados utilizando las ecuaciones (8.7) y (8.8) (m^3/s).

Tr	$A = 4 \text{ km}^2$	$A = 2551 \text{ km}^2$
2.3	2.2	436.2
5.0	3.3	530.4
10.0	4.3	603.9
25.0	5.8	693.5
50.0	7.0	758.4
100.0	8.3	821.8

A pesar de estos casos particulares, el comportamiento general de los estimados con la ecuación (8.7) mejora cuando se remueven de la muestra las cuencas pequeñas. La Figura 8.11 contiene el histograma de errores en *a)* para todas las cuencas utilizando los valores de los parámetros de la Tabla 8.4 en *b)* utilizando los valores de los parámetros de la Tabla 8.7 sólo para las cuencas grandes. En *c)* está el histograma de errores para las cuencas consideradas pequeñas y los parámetros presentados en la 0 aplicados en la ecuación (8.8). En esta figura es claro que el modelo multiescalado presenta los errores más bajos cuando se aplica en las cuencas grandes. Además el error promedio de estimación (presentado en cada histograma) es más bajo para las cuencas grandes, mientras que para las cuencas pequeñas se incrementa.

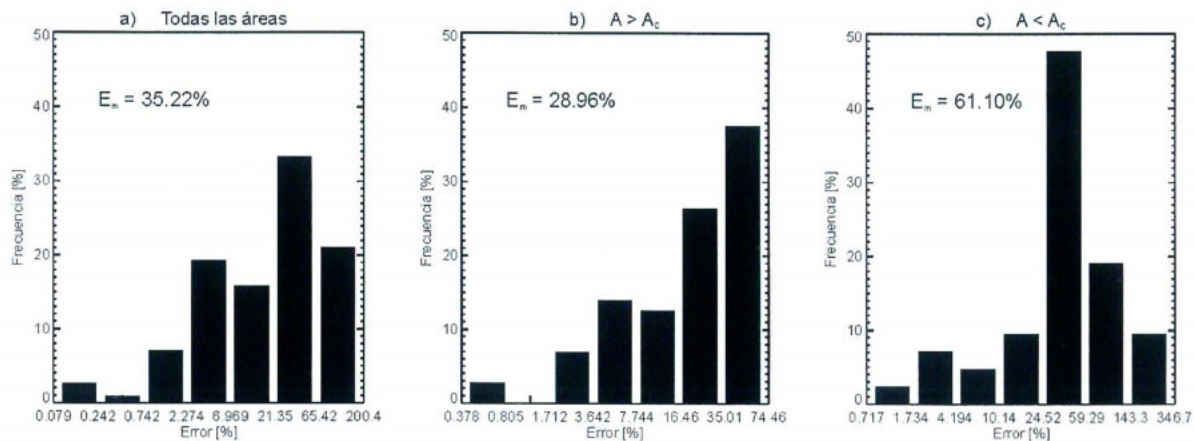


Figura 8.11 Histogramas de errores de los estimados con el método del multiescalamiento. Los intervalos son diferentes en cada caso.

Como producto final, la aplicación del método del multiescalamiento permite la construcción de mapas para diferentes periodos de retorno. En la Figura 8.12 se presenta el mapa construido para la subregión estudiada utilizando el modelo multiescalado lognormal para $Tr = 2.33$.

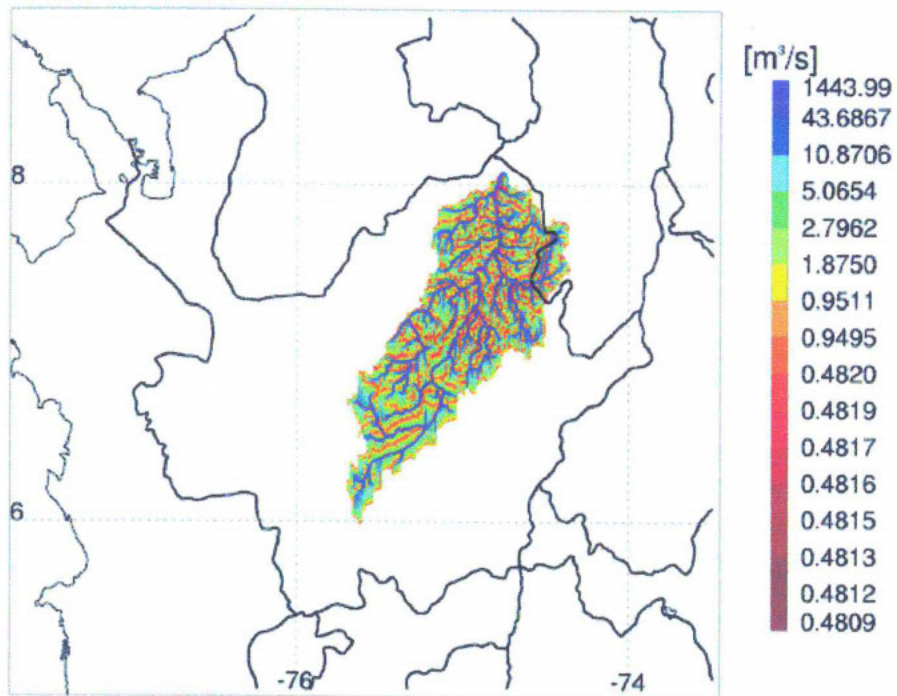


Figura 8.12 Mapa de caudal máximo para $T_r = 2.33$ años, construido utilizando el método del multiescalamiento.

8.4 MÉTODO RACIONAL PROBABILÍSTICO

El Método Racional es ampliamente empleado en nuestro medio debido a la aparente simplicidad en su aplicación para obtener caudales a partir de información de intensidad en la cuenca.

$$Q = CIA \quad (8.12)$$

En la ecuación (8.12), Q es el caudal pico en m^3/s , C es el coeficiente de escorrentía, I la intensidad de la lluvia en mm/h y A , el área de la cuenca en km^2 .

Los efectos de la lluvia y el tamaño de la cuenca son considerados explícitamente en la expresión, así como otros procesos están implícitos en el tiempo de concentración y el coeficiente de escorrentía.

La intensidad de la lluvia puede obtenerse a partir de las curvas IDF, suponiendo que la precipitación que produce el caudal pico tiene una duración t igual o mayor al tiempo de concentración t_c de la cuenca. Además, se asume que esta intensidad no presenta variación espacio-temporal. Existe además en ésta fórmula la suposición de que el caudal pico para un período de retorno es producido por una lluvia de igual período de retorno.

En el Método Racional, el coeficiente C es uno de los parámetros de mayor incertidumbre. En la literatura puede encontrarse valores tabulados del coeficiente C como función de rangos de usos y tipos de suelo. Varios autores lo relacionan con el número de curva (CN) del Servicio de Conservación de Suelos de los Estados Unidos, SCS (*Témez, 1996; Rosso et al., 1996*). En la aproximación probabilística del Método Racional, el parámetro C puede presentarse como una función del periodo de retorno, T_r . En este caso el coeficiente de escorrentía puede expresarse como

$$C(T_r) = \frac{q(T_r)}{i(t, T_r)A} \quad (8.13)$$

La ecuación (8.13) puede calcularse en forma regionalizada y depende en forma explícita de la climatología de una región. Procedimientos de diseño de este tipo deben dar estimativos más precisos de caudales pico que empleando valores tabulados de C en la aproximación tradicional (*Maidment, 1992*).

Varios autores consideran que los resultados del método son muy sensibles con el área de la cuenca, así a menor área el método da mejores resultados (*Smith y Vélez, 1997*). *Linsley (1986)*, considera que uno de los problemas del método radica en que el área de la cuenca no necesariamente es el área efectiva, siendo ésta última por lo general menor. La razón de éste comportamiento se debe a la combinación de muchos elementos como: la variabilidad

espacio temporal de las tormentas, la variabilidad espacial y temporal de las áreas productoras de escorrentía superficial y otros elementos no lineales que participan en la respuesta hidrológica en la cuenca. Cuando se usa el Método Racional el área utilizada para el cálculo es el área de aporte, por lo general se asume que corresponde al área de la cuenca.

Igualando las ecuaciones (8.9) y (8.13) se obtiene que

$$q_p(A) = K(T_r)A^{\theta(T_r)} = C(T_r, A)i(t, T_r)A \quad (8.14)$$

Despejando C de esta última se obtiene

$$C(T_r, A) = \frac{K(T_r)A^{\theta(T_r)}}{i(t, T_r)A} \quad (8.15)$$

Esta última ecuación muestra que si en la región el coeficiente $K(T_r)$ es constante, el coeficiente $C(T_r)$ no necesariamente es independiente del área de la cuenca. La misma ecuación sirve para estimar mapas regionalizados de C (en función de la intensidad de la lluvia, el período de retorno y el área de la cuenca), para luego relacionarlos con mapas tales como la vegetación, usos del suelo, tipos de suelo, entre otros.

En este estudio se utilizó la fórmula de cálculo de la intensidad presentada en la sección 3.4 ecuación (3.14). En particular se introduce en este cálculo la intensidad de 24 horas máxima promedio sobre la cuenca I_{24} y el tiempo de concentración expresado como

$$T_c = 0.066 \left(\frac{L}{S^{0.5}} \right)^{0.77} \quad (8.16)$$

donde L es la longitud de la corriente principal en km y S es la pendiente de la corriente principal en m/m.

El área de la cuenca A , longitud de la corriente principal L y pendiente de la corriente principal S , se obtienen de 35 estaciones de Antioquia consignados en la Tabla 8.10, además se hizo caso omiso de una de las limitaciones del método que sugiere benevolencia en los resultados para cuencas con áreas de drenaje del orden de 50 km^2 .

En una primera aproximación para la estimación del Coeficiente de Escorrentía, y la relación de escala del área en el Método Racional, se hace una regresión para hallar C y θ partiendo de la siguiente expresión

$$\frac{Q}{I} = CA^\theta \quad (8.17)$$

Los valores obtenidos para el Coeficiente de Escorrentía C y del exponente θ se muestran en la Tabla 8.11; esta regresión se realizó con los datos correspondientes a todas las estaciones. Como se observa en la Figura 8.13 la cobertura espacial de las estaciones utilizadas es pobre, siendo la subregión Nechí la que encierra el mayor número de éstas; por lo tanto no se optó por regionalizar dichos parámetros, sino por realizar un estimado para todo el conjunto.

Tabla 8.10 Parámetros geomorfológicos para las diferentes estaciones de caudal máximo utilizadas

Código	A [km²]	L [km]	S [%]
1105702	10843.9	192.55	4.95
1107702	591.4	30.99	6.27
1111704	3190.24	111.06	2.27
1111705	1907.24	67.8	3.32
1111701	634.92	45	4.28
1111705	1907.24	67.8	3.32
1201702	782.93	46.09	1.04
2308703	101.5	15.1	2.1
2308709	888.8	62.1	0.55
2308715	464.4	38.8	1.22
2308716	379.5	54.6	1.82
2308718	112.95	22.45	3.42
2308719	1617.8	80.9	8.41
2308720	190.6	37.8	4.12
2308724	89.9	20.0	2.0
2619703	1073.17	43.78	9.05
2623702	227.16	37.18	6.72
2624701	183.3	24.3	13.44
2701703	1018.51	60.1	1.1
2701706	182.9	24.1	0.92
2701707	402.41	31.2	1.0
2701710	3.6	3.5	5.8
2701712	140.0	21.5	1.8
2701713	276.0	35.5	2.2
2701733	43.6	9.75	7.76
2701735	1080.44	83.2	4.73
2701736	2541.4	99.2	1.35
2701739	147	24.8	7.5
2701753	98.7	17.1	2.25
2701757	76.6	16.8	1.11
2701762	23.13	10.25	2.5
2701767	170	26.5	4.17
2702704	99.1	19.0	1.4
2703702	2391.5	110.1	0.69

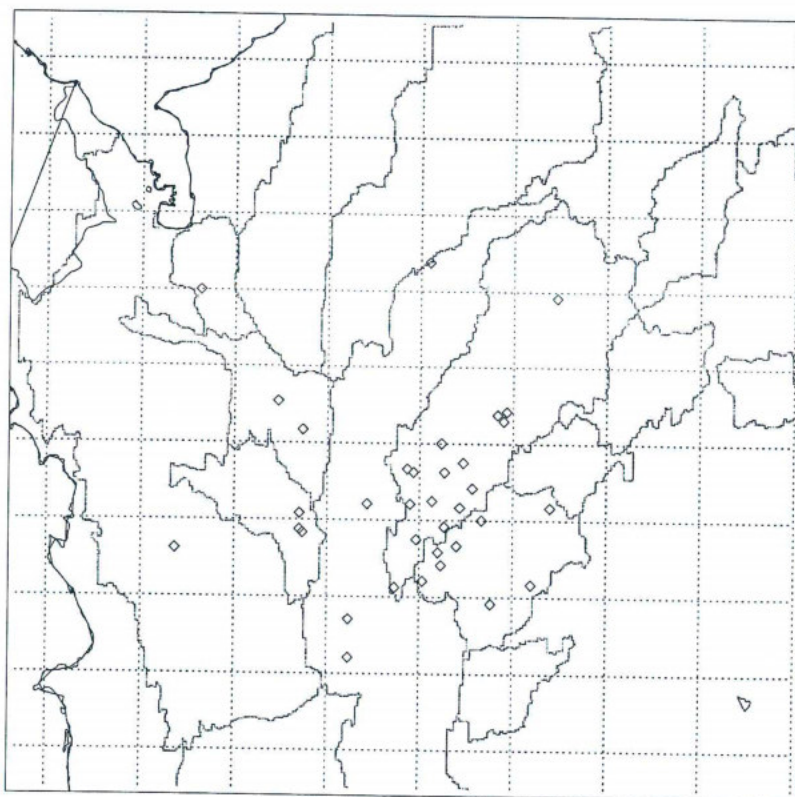


Figura 8.13 Mapa de subregiones y estaciones utilizadas

Tabla 8.11 Valores del Coeficiente de Escorrentía y del exponente θ , para diferentes períodos de retorno

Tr [años]	C	θ
2.33	0.018	1.051
5	0.047	1.004
10	0.080	0.978
25	0.131	0.955
50	0.174	0.942
100	0.220	0.931

Los coeficientes de escorrentía obtenidos difieren de los esperados según la literatura, debido a que llevan implícito el factor de conversión de unidades de intensidad y de área, además presentan un crecimiento acelerado a medida que aumenta el período de retorno; los valores del exponente θ muestran variabilidad alrededor de 1, con decremento en éste a medida que aumenta el período de retorno; sólo para $Tr = 5$ años, θ se acerca a la unidad. Lo anterior refleja la variación en el área total de aporte al caudal registrado a la salida de la cuenca.

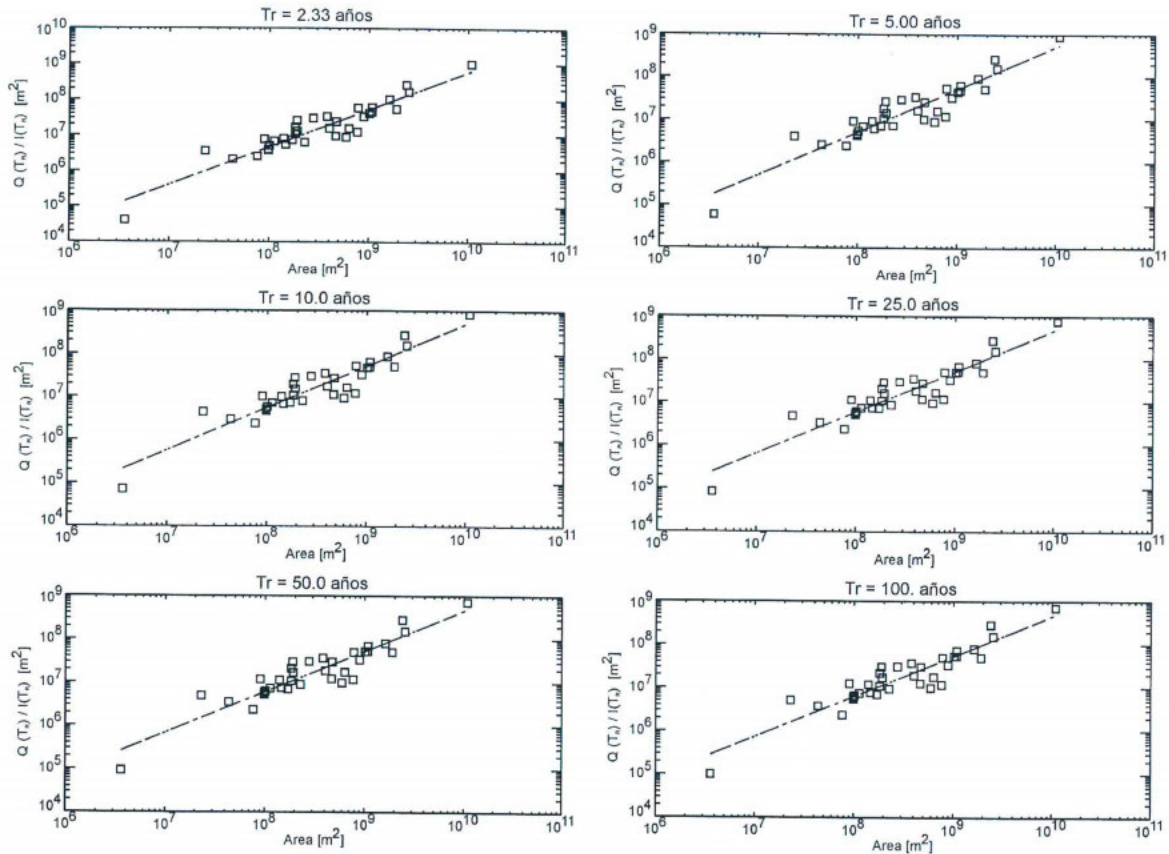


Figura 8.14 Resultados de la regresión de Q/I y A para los diferentes períodos de retorno.

En la Figura 8.14 se muestran los resultados gráficos de la regresión, en esta se observa que no existe alta dispersión de los datos alrededor del modelo ajustado, no se presentan además tendencias por subgrupos de puntos como para inferir posibles regresiones por regiones, ni comportamientos evidentes en los resultados relacionables con el tamaño del área.

Adicionalmente, se hizo una regresión entre los caudales reales y el área de drenaje y los caudales estimados y el área de drenaje, con el fin de establecer la relación entre el Método de Regresión de Cuantiles y el Método Racional, donde se entregue una constante K , que almacene toda la información correspondiente a I_{24} , Tr y C y parámetros geomorfoclimáticos de la cuenca en estudio. En la Figura 8.15, en la columna izquierda se muestran los resultados de la regresión y los valores de K y del nuevo exponente θ para el

área, donde éste último disminuye sustancialmente respecto del calculado por el Método Racional; se observa además que en general los datos se ajustan bien para todas las áreas.

En la columna derecha se tienen los histogramas de frecuencia de los errores relativos porcentuales, donde los errores promedio para todo los períodos de retorno no exceden el 54%, en la mayoría de los casos representando sobreestimación en los caudales máximos. Los casos de mayor sobreestimación en los valores de caudal se presentan para las estaciones La Magdalena, RP-1, El Añil, Puente Real y RM-8, estas estaciones tienen áreas de drenaje entre 400 y 750 km² excepto RM-8 cuya área es de 3.6 km², y todas registran caudales muy bajos comparados con áreas de tamaño similar. En general, los valores de caudal máximo obtenidos son aceptables.

Tabla 8.12 Parámetros K y θ para diferentes períodos de retorno

Tr [años]	K	θ
2.33	1.8570	0.7162
5	3.0057	0.6691
10	4.0057	0.6438
25	5.3297	0.6207
50	6.3489	0.6075
100	7.3896	0.5965

Dada la importancia de este coeficiente K , generaron mapas por interpolación para los diferentes períodos de retorno utilizando valores de Intensidad en 24 horas, valores de área y los exponentes hallados. En la Figura 8.16 se presentan los mapas correspondientes a periodos de retorno de 2.33 y 25 años, donde el coeficiente oscila entre [1.29-1.82] para $K(2.33)$ y entre [3.721-5.247] para $K(2.33)$.

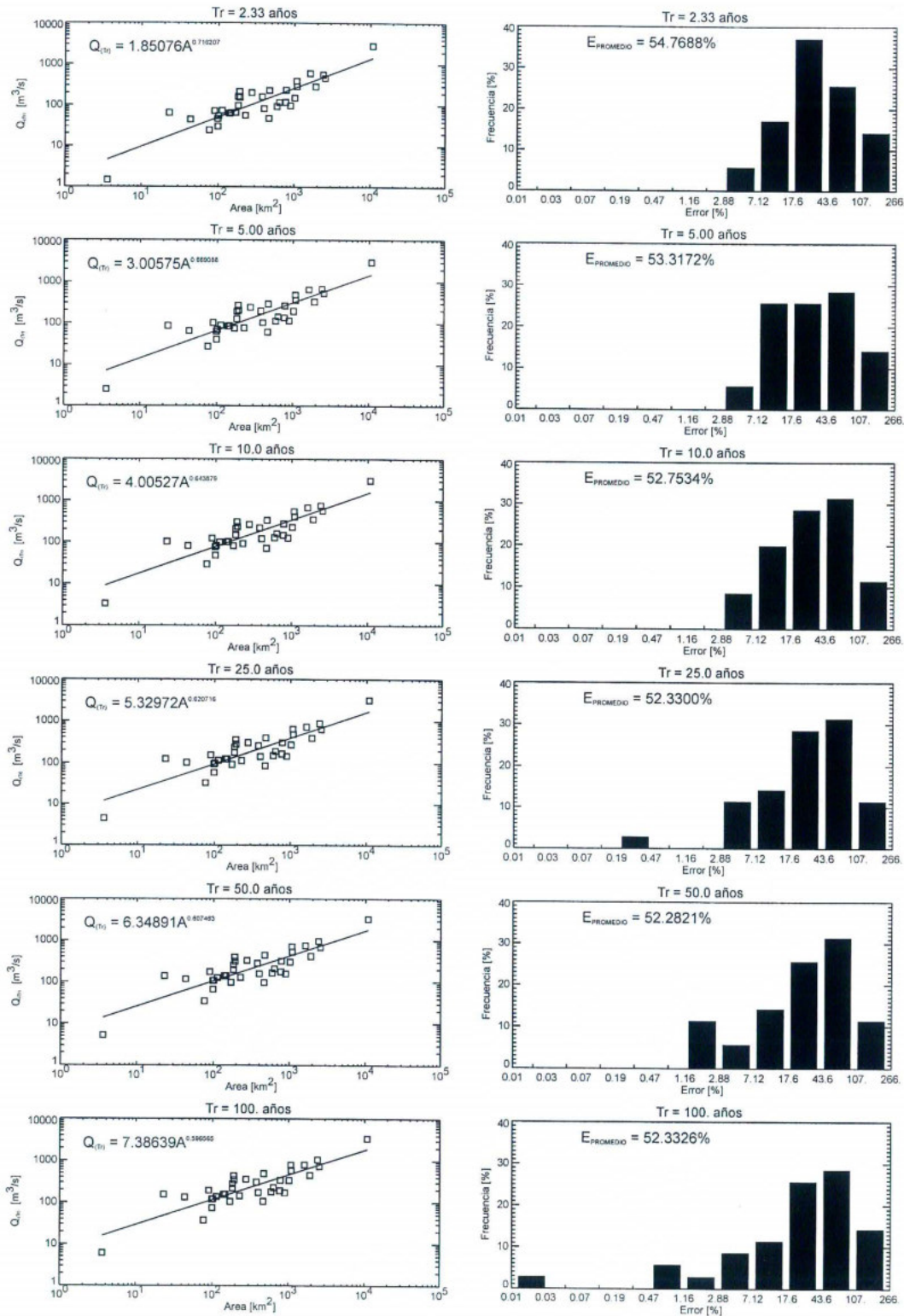


Figura 8.15 (Izq) Caudales estimados y caudales reales vs. Área de drenaje. (Der) Histograma de frecuencia de los errores relativos porcentuales para diferentes períodos de retorno

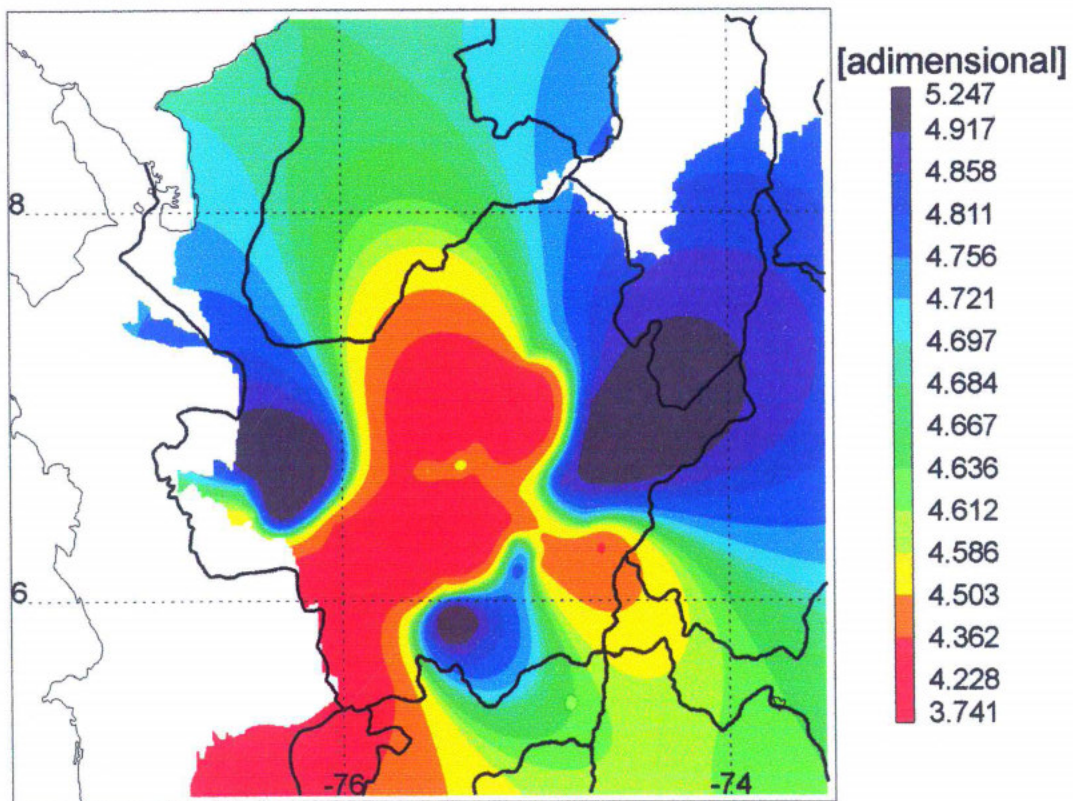
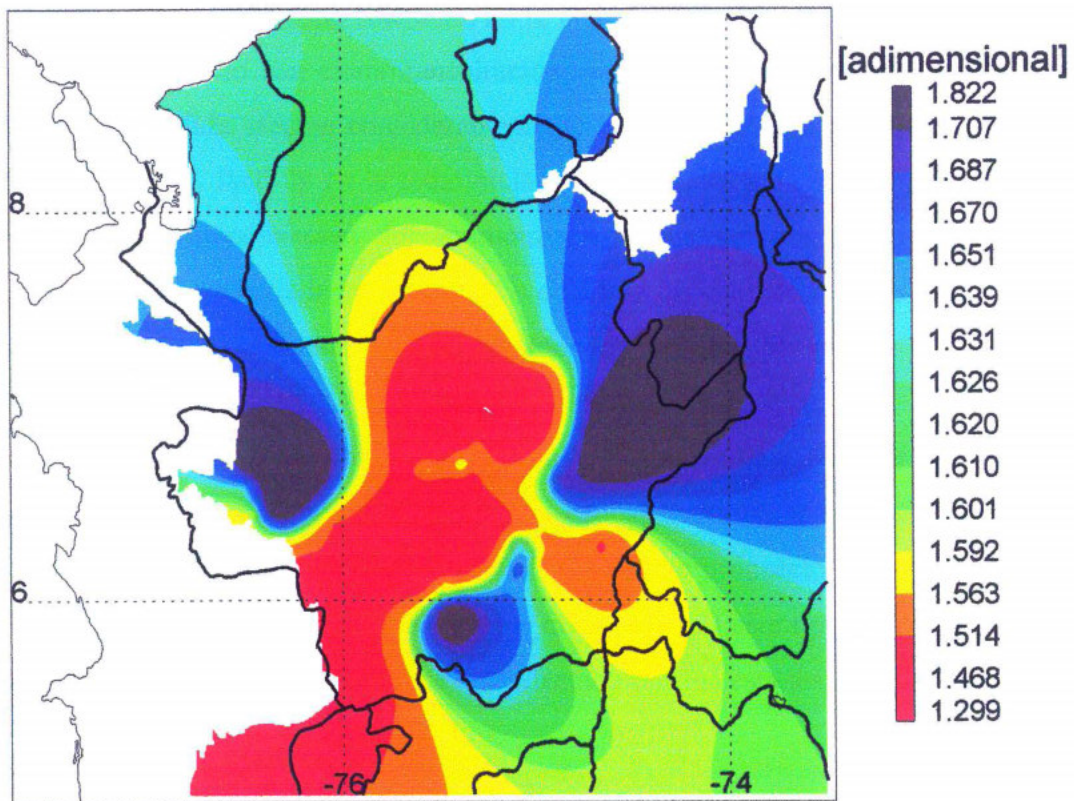


Figura 8.16 Mapa de K para $T_r = 2.33$ años y 25 años.

Cabe resaltar que en el Método Racional, no se contemplan procesos importantes y difíciles de cuantificar como lo son evapotranspiración, almacenamiento superficial e infiltración que en última medida afectan considerablemente la producción de escorrentía superficial, cuya vinculación es factible en la redefinición de la constante K , parte de este análisis se muestra en la Regionalización de Parámetros realizada en la sección 8.2, donde esta constante difiere de la hallada en este estudio debido a las consideraciones hechas para este método, pero existe alta concordancia en el exponente del área de drenaje.

En el Método Racional se contemplan además ciertas limitaciones de tipo práctico y conceptual: (1) el método proporciona sólo el caudal máximos y no el hidrograma de la creciente, (2) se asume que la escorrentía es directamente proporcional a la precipitación y que los períodos de retorno de ambas son los mismos, y (3) este tipo de transformación de lluvia en escorrentía se encuentra altamente afectada por los estados anteriores de humedad y otros estados de la cuenca.

9 CAUDALES MÍNIMOS

En general, el caudal de un río es el resultado de procesos naturales complejos que actúan sobre su cuenca de drenaje. En el caso particular de los caudales mínimos se pueden considerar aspectos fundamentales tales como la distribución y características de infiltración de los suelos; condiciones hidráulicas y extensión de los acuíferos; la tasa, frecuencia y cantidad de la recarga; las tasas de evapotranspiración en la cuenca; la distribución y los tipos de vegetación; la interceptación; la topografía y el clima entre otros (*Smakhtin*, 2001). Adicionalmente existen factores antrópicos que influyen de manera directa o indirecta en los aspectos mencionados anteriormente.

Los caudales mínimos son producidos generalmente por la descarga de agua desde los acuíferos hacia la red de drenaje, mecanismo particularmente importante durante las temporadas donde se presenta una disminución en la lluvia. En este capítulo se intenta construir el mapa hidrológico de los caudales mínimos asociados a diferentes períodos de retorno con base en registros históricos y mediante relaciones físicas. En este capítulo se hace una breve descripción de metodologías para la estimación de caudales mínimos y se presentan mapas de caudales mínimos para Antioquia asociados a periodos de retorno de 2.33, 5, 10, 25, 50 y 100 años, contruidos a partir de la regionalización de las características medias.

9.1 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN

La estimación de los caudales mínimos de un río se puede realizar de diversas maneras dependiendo fundamentalmente del tipo de información disponible y de las necesidades que se tengan. Dentro de los métodos más comunes, cuando se cuenta con información suficiente están, el Análisis de Frecuencias, que permite conocer el caudal mínimo para un período de retorno dado; la Curva de Duración de caudales, que muestra la relación entre la magnitud y la frecuencia de las descargas de un río y el método de la Curva de Recesión, que trata de representar, utilizando variables geológicas y climáticas de la cuenca, la forma que toman las hidrógrafas durante los períodos secos, las cuales se pueden representar mediante diferentes ecuaciones, siendo las más comunes las de tipo exponencial. (*Smakhtin, 2001*)

Cuando no se tienen cuencas instrumentadas se debe recurrir a otros métodos que permitan conocer, de manera aproximada, el valor del caudal mínimo en un punto determinado. Estos métodos pueden ser clasificados en diferentes grupos como por ejemplo: (i) los que apuntan a la estimación de ciertos índices, tales como la media o cuantiles específicos a partir de técnicas de regionalización, involucrando parámetros geomorfológicos (área, pendiente de la cuenca y/o canal, densidad de drenaje, etc), fisiográficos (porcentaje de lagos y zonas boscosas), climáticos (precipitación y evaporación) e hidrológicos; (ii) métodos gráficos (construcción de curvas regionales); (iii) técnicas de interpolación espacial y (iv) los que permiten estimar ciertas características del caudal mínimo a partir de series sintéticas de caudal. Estos últimos requieren la aplicación de métodos de simulación que buscan la generación de series continuas de caudal en uno o varios sitios de una cuenca, que eventualmente pueden ser utilizados en métodos que requieran mayor cantidad de información.

9.2 MÉTODO DE REGIONALIZACIÓN DE PARÁMETROS

De acuerdo con lo anterior, y teniendo en cuenta la información de caudal mínimo que se tiene, se decidió adoptar inicialmente un modelo en el cual la media y la desviación estándar del caudal mínimo dependían del área de la cuenca como factor de escala, así,

$$\mu_{Q_{min}} = k_1 A^\theta \quad (9.1)$$

$$\sigma_{Q_{min}} = k_2 A^\theta \quad (9.2)$$

Con el fin de obtener mayor información sobre la constante k , se supuso que esta es función de la precipitación y la evaporación media sobre la cuenca para involucrar parámetros climáticos en la estimación de los caudales, de esta manera los caudales mínimos se estimarán como,

$$\mu_{Q_{min}} = c_\mu (\bar{P} - \bar{E})^{\beta_1} A^{\theta_1} \quad (9.3)$$

$$\sigma_{Q_{min}} = c_\sigma (\bar{P} - \bar{E})^{\beta_2} A^{\theta_2} \quad (9.4)$$

Ahora bien, si consideramos que haciendo un balance en el largo plazo sobre la cuenca el caudal medio puede ser expresado de la forma,

$$Q_{med} = (\bar{P} - \bar{E})A \quad (9.5)$$

Además, en diversos estudios se ha encontrado que el valor del exponente θ de la ecuación 9.1 es aproximadamente igual a uno (ver Tabla 9.1), esta afirmación es evaluada en la sección 9.2.3.3.

Luego las ecuaciones 9.3 y 9.4 pueden ser escritas como,

$$\mu_{Q_{min}} = c_\mu Q_{med} \quad (9.6)$$

Tabla 9.1 Valores de θ encontrados por diferentes autores en el caso de los caudales mínimos, (Furey y Gupta, 2000).

Ecuación	Valores de θ	Referencia
$Q_{min} = kA^\theta$	$0.955 \leq \theta \leq 1.256$	Carpenter and Hayes [1996]
$Q_{min} = kf()A^\theta$	$0.890 \leq \theta \leq 1.087$	Bingham [1986]
	$0.993 \leq \theta \leq 1.030$	Arihood and Glatfelter [1991]
	$0.967 \leq \theta \leq 1.050$	Ruhl and Martin [1991]
	$0.990 \leq \theta \leq 1.070$	Bingham [1986]

$$\sigma_{Q_{min}} = c_\sigma Q_{med} \quad (9.7)$$

9.2.1 Información utilizada

Para la estimación de caudales mínimos se utilizaron 65 estaciones de caudal mínimo y caudal medio mensual obtenidas, en su gran mayoría del IDEAM y las Empresas Públicas de Medellín. En la Figura 9.1 se muestran las estaciones de caudal mínimo mensual que se utilizaron para realizar el proceso de regionalización. En el capítulo 2 se presenta de manera detallada el estado de la información utilizada. En general se procuró que la longitud de los registros fuera superior a 15 años para garantizar al menos estabilidad en la media y la varianza.

9.2.2 Estimación de los Caudales

Como se mencionó anteriormente, en la estimación de los caudales mínimos se utilizó un procedimiento de regionalización que involucró parámetros geomorfológicos de la cuenca, representados por el área, y parámetros climáticos representados por la precipitación y la evaporación media sobre la cuenca.

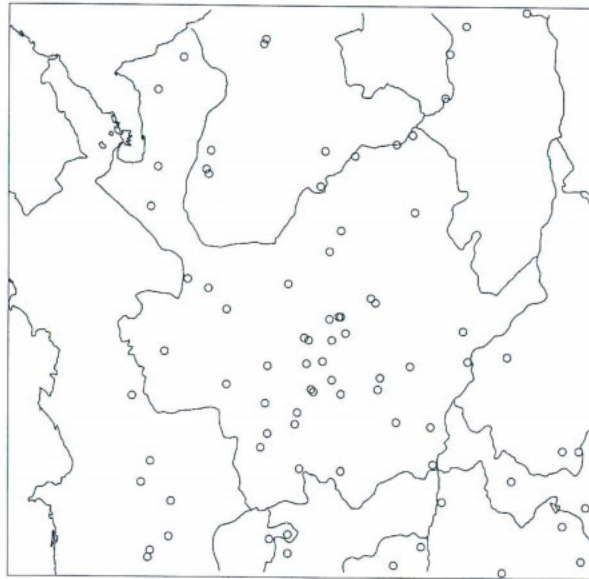


Figura 9.1 Estaciones de caudal mínimo utilizadas en la regionalización

Se pretende entonces obtener expresiones tanto para la media como para la desviación estándar de los caudales mínimos que permitan conocer el valor de esta variable para cualquier período de retorno, a partir de una expresión de la forma:

$$Q_{Tr} = \mu + k \hat{\sigma} \quad (9.8)$$

que es conocida como la ecuación de Ven Te Chow, en la cual, Q_{Tr} es el caudal mínimo para un período de retorno Tr , μ y $\hat{\sigma}$ son la media y la desviación estándar muestral de la variable analizada y k es un factor de frecuencia que depende de la función de distribución que se elija y del período de retorno.

En la literatura se encuentran diversas recomendaciones para el ajuste de distribuciones de probabilidad en el caso de caudales mínimos, una de estas es no utilizar distribuciones de frecuencia de más de dos parámetros cuando se tienen series con poca longitud de registros, (Bedoya y Rodriguez, 1997). Otros autores recomiendan el uso de las distribuciones de

valores extremos tipo I o Gumbel (*Mesa et al.*, 1987), tipo III o Weibull (*Maidment*, 1993) y LogNormal de dos parámetros (*Vélez y Smith*, 1999).

En este trabajo se utilizaron las distribuciones Gumbel y LogNormal para la determinación del factor de frecuencia k , de acuerdo con las siguientes expresiones.

Distribución LogNormal II

Para la distribución LogNormal II el factor de frecuencia, k , se estima como,

$$k = \frac{\exp\left[Z \sqrt{\ln(I + Cv^2)} - 0.5 \ln(I + Cv^2)\right] - I}{Cv} \quad (9.9)$$

donde

Cv : coeficiente de variación muestral

Z : valor de la función de densidad de probabilidad normal estándar asociada a cada período de retorno.

Distribución Gumbel

Para la distribución Gumbel, el factor de frecuencia k para caudales mínimos se estima como,

$$k = \frac{-\sqrt{6}}{\pi} \left[0.5772 + \ln\left(-\ln\left(\frac{1}{Tr}\right)\right) \right] \quad (9.10)$$

donde Tr es el período de retorno dado.

9.2.3 Estimación de parámetros de regionalización

El primer paso en la estimación de los caudales mínimos fue la obtención de series de caudal mínimo anual medio a partir de las series mensuales para realizar un proceso conocido como *desanidación de cuencas*.

9.2.3.1 Sobre el efecto de las cuencas anidadas

Las ecuaciones de regionalización han mostrado que es posible obtener caudales mínimos a partir de información en las cuencas realizando una regresión entre múltiples variables geomorfológicas. Sin embargo, dicha regresión requiere que las cuencas no estén anidadas es decir, no se encuentren unas dentro de otras, pues el utilizar información que aunque corresponde a la misma cuenca y aún a la misma corriente puede introducir errores en la estimación de los resultados, principalmente cuando se tienen cuencas muy grandes con corrientes bastante largas que atraviesan zonas donde las condiciones hidrológicas y climatológicas son diferentes, hecho que resulta muy común en el territorio Colombiano.

Para realizar la desanidación se tomaron series de caudal mínimo anual, de manera tal que para una misma cuenca los períodos de registro fueran iguales. El proceso en si es bastante sencillo; se ubicaban las estaciones sobre la cuenca, y se toma la primera estación ubicada aguas arriba, como la estación de referencia; como ésta es la que se encuentra más “arriba” ni el caudal ni el área requieren ser desanidados, entonces para la estación siguiente, en dirección hacia aguas abajo, el caudal desanidado sería el caudal registrado en esa estación menos el caudal registrado en la estación de referencia o estación anterior; de igual manera se desanidaba el área de la cuenca y así sucesivamente.

Este proceso supone una linealidad entre los registros de caudal ubicados sobre una misma corriente, que no es necesariamente válida; sin embargo por las características regionales

del estiaje, generalmente los caudales son mínimos en todas las subcuencas, es decir, cuando por una estación, ubicada en la desembocadura de un río determinado se registra un mínimo se puede pensar que todos los afluentes a ese río también están aportando el mínimo.

Ahora bien, el proceso de desanidación explicado anteriormente nos señala que este procedimiento es bastante exigente en cuanto a la cantidad de información, pues el tener que restar el caudal entre las estaciones, hace necesario que la longitud de los registros sea igual, sobre todo si se tiene en cuenta que para obtener constantes de regionalización no podemos involucrar estaciones que no tengan período homogéneo, pues eventualmente se podrían introducir sesgos, ocasionados por fenómenos como el ENSO.

Después de tener los registros de caudal desanidados, se supuso que el caudal mínimo puede ser expresado en función del caudal medio producido en la cuenca, de acuerdo con la ecuación 9.6.

9.2.3.2 Estimación de los valores de θ y β

El siguiente paso fue entonces la estimación de los valores de θ y β a partir de las ecuaciones 9.3 y 9.4, realizando regresiones en las cuales se conocían el caudal, el área de la cuenca y la precipitación y la evaporación. En investigaciones anteriores (Furey y Gupta, 2000) se ha demostrado que el valor de θ se acerca al valor de 1.0 (ver Tabla 9.1). Para comprobar esté hecho se realizaron ajustes de distribución de probabilidad Gumbel y Lognormal a las series de caudal mínimo anual, para obtener caudales asociados a diferentes períodos de retorno que permitieran hacer regresiones de la forma,

$$Q_{min}(Tr) = k_{Tr} A^{\theta_{Tr}} \quad (9.11)$$

para la cual se estimaron los parámetros k_{Tr} y θ_{Tr}

En la Figura 9.2 se muestran los resultados de los ajustes con diferentes períodos de retorno (Tr). Nótese que para cualquier período de retorno los valores de θ_{Tr} son bastante cercanos a la unidad, lo cual confirma los resultados presentados en la Tabla 9.1

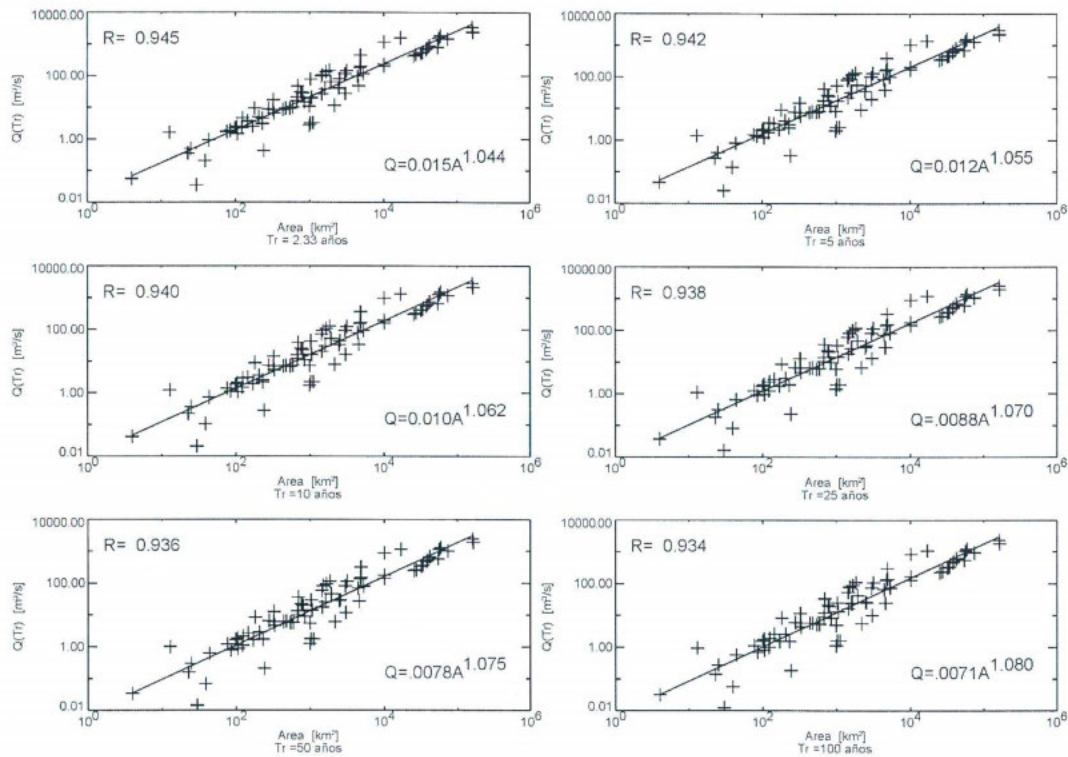


Figura 9.2 Regresiones de caudal mínimo con el área para períodos de retorno iguales a 2.33, 5, 10, 25, 50 100 años.

De acuerdo con los resultados anteriores se podría pensar que los caudales mínimos presentan escalamiento simple con el área, esto es, que el exponente del área no cambia sustancialmente con el periodo de retorno ya es prácticamente igual para los diferentes períodos de retorno.

Para verificar esta hipótesis se calcularon los momentos de orden j , $M^{(j)}$, de las series de caudales mínimos de acuerdo con,

$$M^{(j)} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i^j}{n} \quad (9.12)$$

donde Q_i representa el caudal mínimo medio anual en cada estación y n es el número de años. Luego, se hicieron regresiones de $M^{(j)}$ con el área de la cuenca, del tipo $M^{(j)} = C(j)A^{\phi(j)}$, con el fin de calcular la función de estructura, definida como la relación entre las pendientes de las regresiones para los momentos de orden superior ($j \geq 2$) y la pendiente de la regresión para el primer momento ($j = 1$)

$$FE(j) = \frac{\phi_j}{\phi_1} \quad (9.13)$$

Con los valores obtenidos para la función de estructura se construyó un gráfico $FE(j)$ vs. j y se comparó contra una línea recta de pendiente unitaria. Si existe escalamiento simple, los valores de $FE(j)$ deben acercarse significativamente a dicha recta, en caso contrario existe escalamiento múltiple. En la Figura 9.3 y la Figura 9.4 se muestran los gráficos de momento y la función de estructura, respectivamente. En la primera se presenta los ajustes realizados para los dos primeros momentos, que son los más estables debido a la longitud de los registros y la función de estructura.

Al observar la Figura 9.4 se nota que los valores de $FE(j)$ se agrupan alrededor de la línea de pendiente igual a uno, lo que indica escalado simple con el área en la región de estudio. Esto no descarta la posible separación de los valores muestrales para $j \geq 4$, con respecto de la línea de pendiente unitaria. Por la corta longitud de las series no se efectúa la estimación de la función de estructura de orden mayor o igual que 4.

Para estimar el valor de β se utilizó la ecuación 0 para la cual se fijó el valor de θ igual a 1 y se hicieron regresiones de la forma,

$$\frac{Q_{min}}{A} = c(\bar{P} - \bar{E})^\beta \quad (9.14)$$

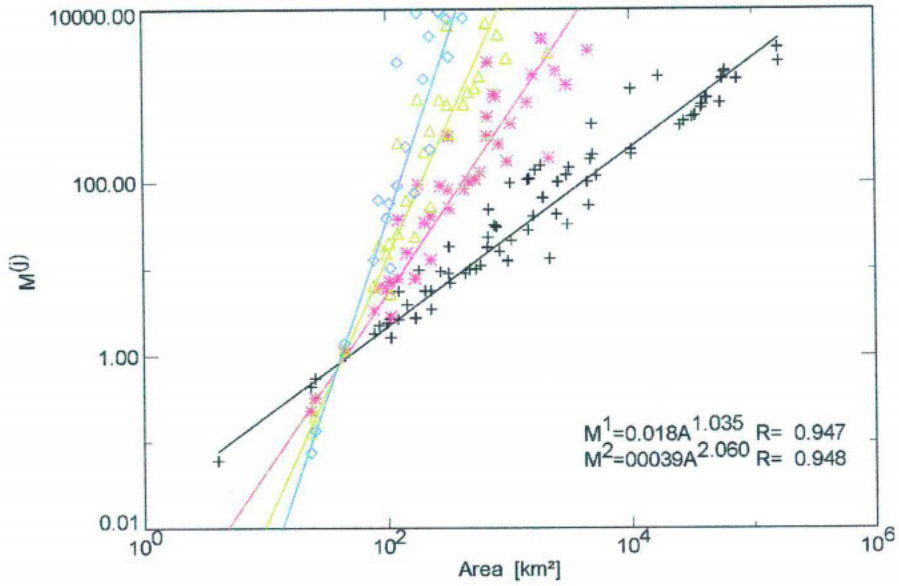


Figura 9.3 Regresiones de $M^{(j)}$ con el área de la cuenca.

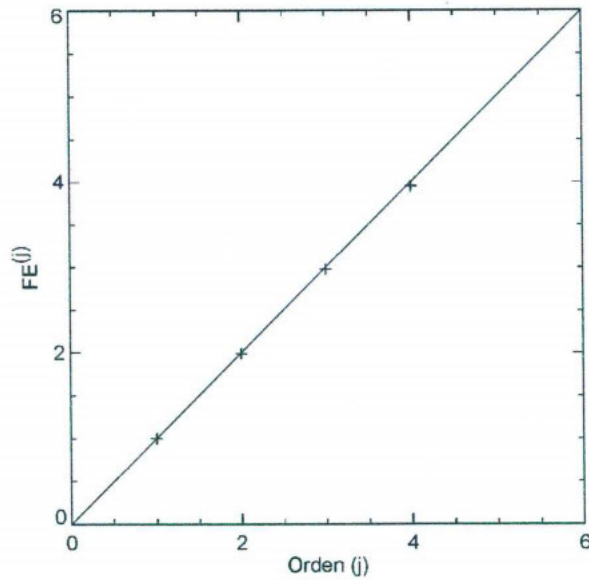


Figura 9.4 Función de estructura de los caudales mínimos en Antioquia

La Figura 9.5 muestra los resultados de la regresión, para la cual se utilizaron el mapa de precipitación, obtenido mediante triangulación con deriva y el de evaporación, construido con el Método del Factor Regional (Choudhury, 1999) que se presenta en los capítulos 3 y 4, el mapa de áreas del modelo digital de terreno de Antioquia descrito en el capítulo 5 y registros de caudal mínimo. Los resultados de la regresión señalan que el valor de β es aproximadamente uno.

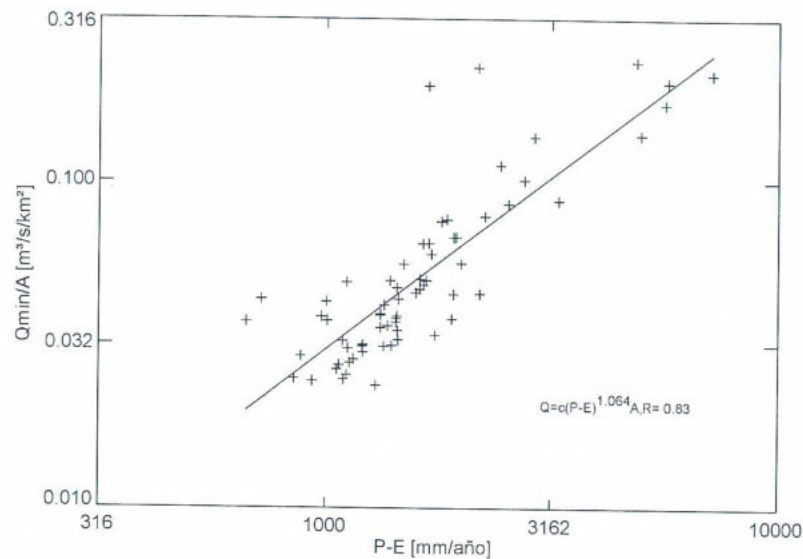


Figura 9.5 Regresión de Q_{min}/A con la precipitación y la evaporación para obtener el valor del exponente β . Nótese que el valor de dicho exponente es muy cercano a 1.

De acuerdo con los resultados mostrados en la Figura 9.2 y la Figura 9.5 se puede afirmar que los valores de los exponentes de θ y β son iguales a 1, y por lo tanto la ecuación 9.6 es una buena aproximación. Esto nos muestra que el comportamiento de los caudales mínimos, es similar al comportamiento de los caudales medios producidos en la cuenca de drenaje, aquí existe una linealidad fuerte entre estas dos variables ya que los dos son producto de las condiciones medias en la cuenca, los medios son producto del agua que entra a la cuenca mediante precipitación y la que se evapora por procesos radiativos, mientras los caudales mínimos son producto de la descarga de los acuíferos, en este caso el suelo se convierte en un regulador de la producción de agua.

9.2.3.3 Estimación de las constantes de regionalización

De acuerdo con lo expuesto en la sección anterior y teniendo en cuenta la ecuación 9.6, el valor de las constantes c_μ y c_σ , puede ser hallado como,

$$\frac{\mu_{Q_{min}}}{Q_{med}} = c_\mu \quad (9.15)$$

$$\frac{\sigma_{Q_{min}}}{Q_{med}} = c_\sigma \quad (9.16)$$

ya que se tienen registros históricos de las dos variables involucradas. En la ecuación 9.15 se utilizaron los registros de caudal medio y mínimo mensual desanidados tal y como se explicó en la sección 9.2.3.1. De esta manera se obtuvo una constante para cada subcuenca definida por la estación de aforo; así, si se tenía una corriente con tres estaciones, se subdividía en tres subcuencas para cada una de las cuales se obtenía un valor de c_μ y c_σ .

Los resultados se muestran en la Figura 9.6 y la Figura 9.7.

Este procedimiento resulta útil en el caso de corrientes que atraviesen por regiones hidrológicas y climatológicas diferentes como de hecho sucede en nuestro país, ya que evita las extrapolaciones y la obtención de promedios que en algunos casos no son adecuados, además permite la identificación de comportamientos regionales a gran escala, pero crea la necesidad de desarrollar metodologías para reconstruir el caudal mínimo en cuencas que no pertenezcan a una misma región.

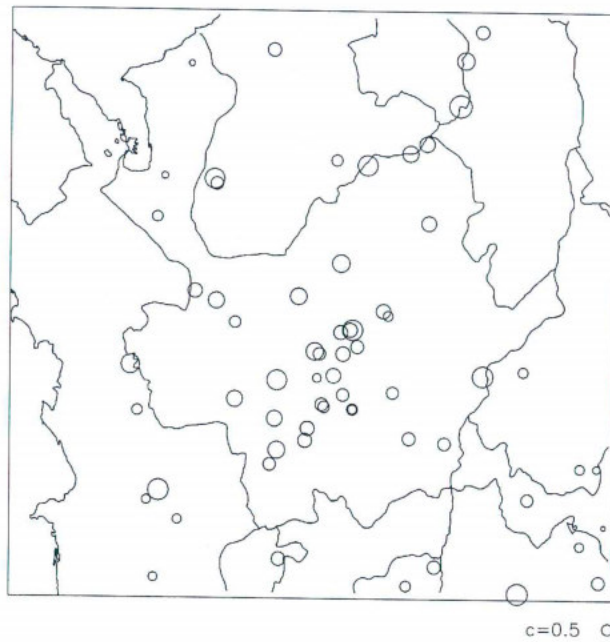


Figura 9.6 Constantes para la media de los caudales mínimos (c_μ). El tamaño del círculo indica el valor de la constante.

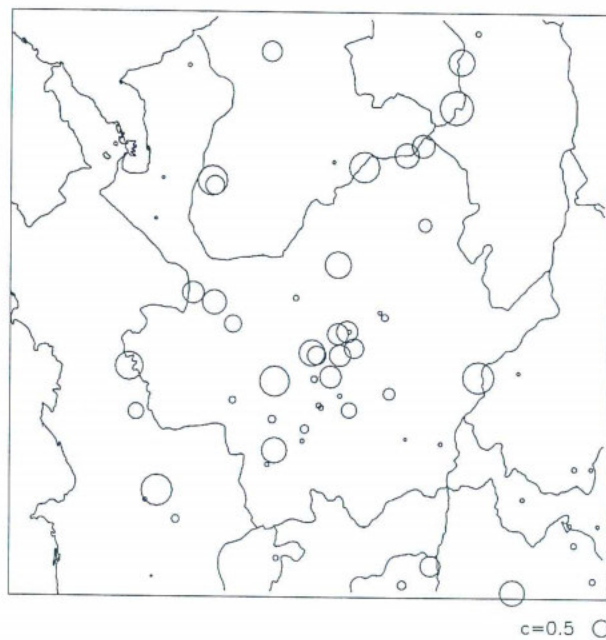


Figura 9.7 Constantes para la desviación estándar de los caudales mínimos. El tamaño del círculo indica el valor de la constante.

9.2.4 Obtención de mapas de caudal mínimo

Una vez se obtuvieron las constantes de regionalización para cada subcuenca y utilizando el mapa de precipitación obtenido mediante triangulación con deriva y el de evaporación obtenido con el Método del Factor Regional (*Choudhury*, 1999) que se presentan en los capítulos 3 y 4, se construyeron los mapas de las características medias del caudal mínimo.

El primer paso en la elaboración de estos mapas fue la verificación numérica a partir de registros históricos de caudal medio de la ecuación 9.5, haciendo un balance en cada una de las cuencas donde se hallaron las constantes de regionalización, esta verificación que se muestra en el capítulo 6 señala que la estimación de los caudales medios a partir de la ecuación 9.5 es buena en la mayoría de los casos.

De acuerdo con los resultados obtenidos en la sección 9.2.3.2, en donde se demostró que el caudal mínimo escala de manera simple con el área de la cuenca, se decidió estimar, en lugar de los caudales mínimos, unos rendimientos mínimos que dieran cuenta de la producción de agua en cada cuenca y permitieran apreciar la variabilidad espacial de los caudales, es decir, se obtuvieron mapas de la media y la desviación estándar del caudal mínimo por unidad de área. Para lograr esto se hizo un álgebra de mapas a partir del cual era posible obtener el valor del rendimiento mínimo para la media y la desviación estándar en cada pixel de la región estudiada utilizando la ecuación 9.2, pues se tenían mapas de precipitación, evaporación y constantes tanto para la media como para la desviación estándar en la zona de interés.

Finalmente se realizó la integración de los mapas obtenidos en el álgebra de mapas sobre toda la región, es decir, se sumaron todos los pixeles que hacen parte de una misma cuenca para obtener el rendimiento mínimo (media y desviación estándar) a la salida de cada cuenca. Este procedimiento es posible, en el caso de los caudales mínimos, debido a la linealidad existente entre ellos y las variables involucradas en la ecuación 9.2, por lo cual pensar que en determinado momento todas las corrientes de una cuenca están aportando el

mínimo resulta acertado. Estos mapas que se muestran en la Figura 9.8 y Figura 9.9, hacen parte del Atlas Digital de Antioquia, y pueden ser desplegados mediante el software HidroSIG Java.

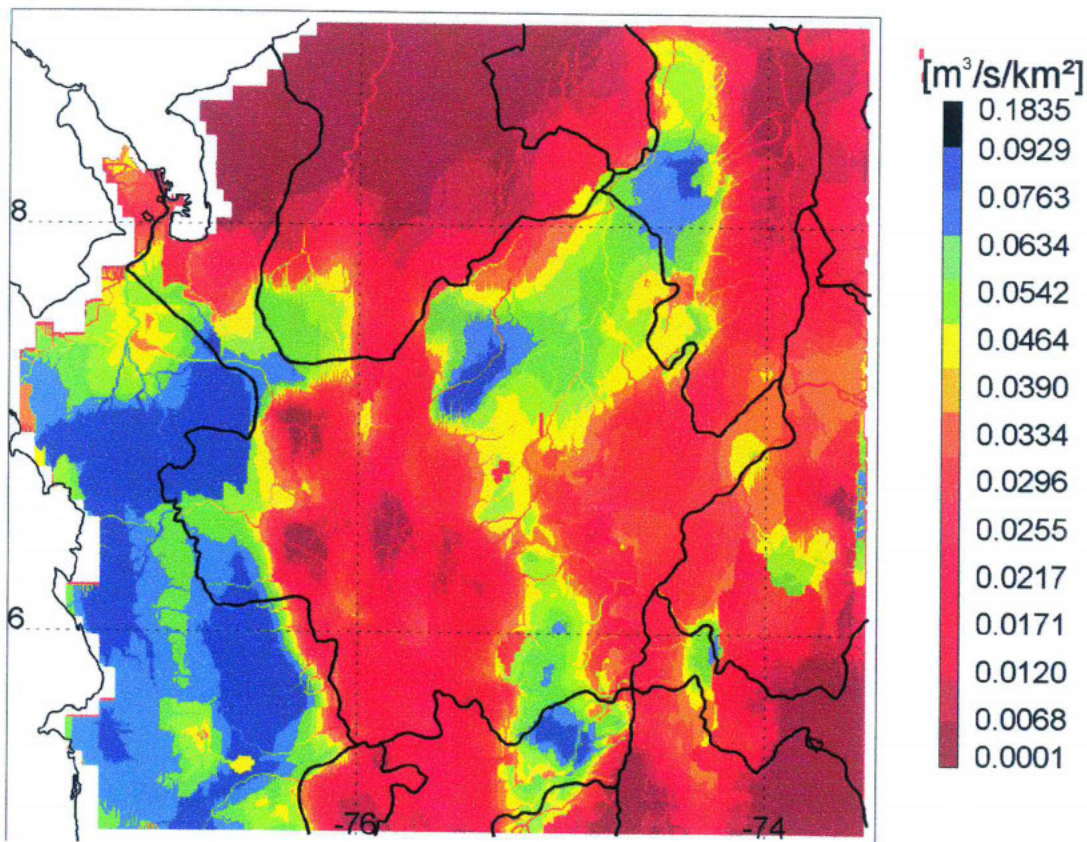


Figura 9.8 Mapa de la media del rendimiento mínimo para la región de Antioquia obtenido a partir de ecuaciones de regionalización

Para verificar los resultados obtenidos en los mapas de caudal mínimo, la Figura 9.10 muestra la comparación entre la estimación de la media del caudal mínimo, que resulta de multiplicar el mapa de la Figura 9.8 por el mapa de áreas acumuladas que se genera a partir del procesamiento del MDT, como se detalla en el capítulo 5, y los valores registrados en estación. En general se obtiene un buen ajuste, salvo en algunos casos, donde los errores en la estimación de caudal son grandes. Estos errores están asociados a la estimación del caudal medio; pues se presentan en los mismos sitios donde la estimación del caudal medio

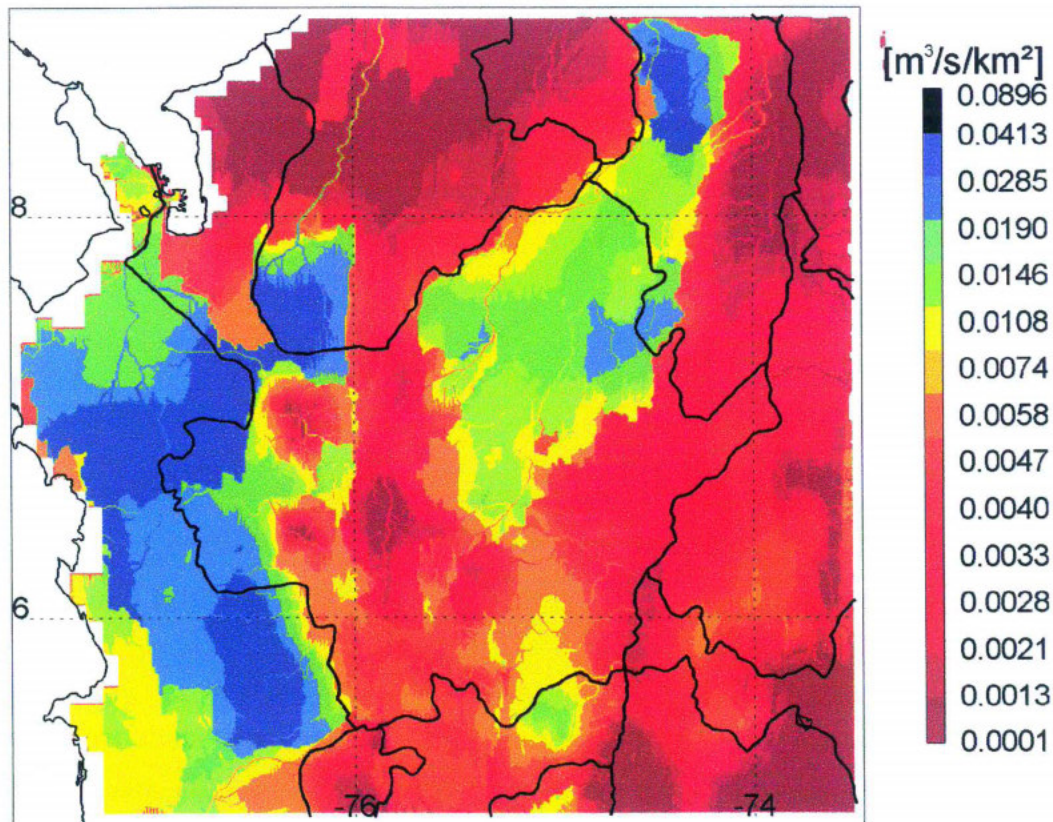


Figura 9.9 Mapa de la desviación estándar del rendimiento mínimo para la región de Antioquia obtenido a partir de ecuaciones de regionalización

es deficiente. Particularmente los errores más altos, por encima del 100%, se encuentran en los ríos Nus, Sonsón, Negro (Cundinamarca), San Bartolomé (Yondó, Ant), Chinchiná, y Guatapé; algunas de estas cuencas tienen problemas en la estimación del área a partir del MDT, pues algunas son muy pequeñas, otras presentan problemas con los registros de caudal, debido a su corta longitud y a su calidad.

Para la desviación estándar del caudal mínimo, obtenida al multiplicar el mapa de la Figura 9.9 por el mapa de áreas acumuladas generado a partir del procesamiento del MDT, como se detalla en el capítulo 5, y los valores registrados en estación se presenta un comportamiento similar al de la media, aunque la dispersión alrededor de la línea de ajuste perfecto es mayor (Figura 9.11) lo cual se traduce en errores de estimación más altos. Las posibles causas aparte de las ya mencionadas en el caso de la media, pues se observa el

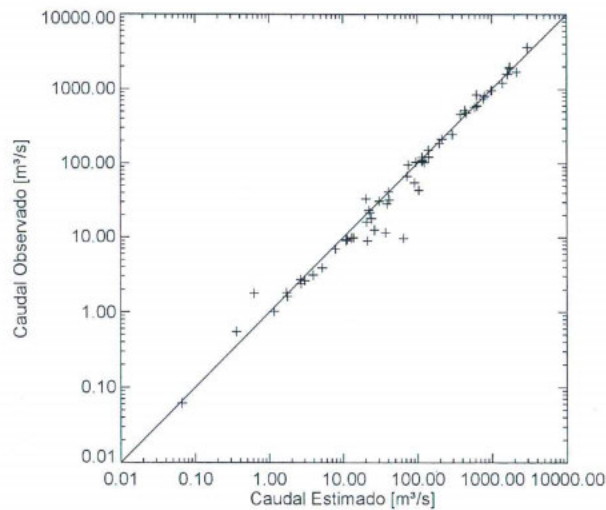


Figura 9.10 Comparación entre la media del caudal mínimo observado en estación y la estimada con el balance.

mismo comportamiento en las cuencas que presentaron problemas en la estimación de esta, pueden estar relacionadas con la longitud de los registros. Se procuró utilizar la mayor longitud de las series de caudal para todos los análisis, sin embargo, el proceso de desanidación que se realizó restringe el uso de las series completas, pues demanda que todas las estaciones ubicadas sobre una misma corriente tengan la misma longitud de registro, situación que generalmente no se presenta; además en regiones donde no se contaba con suficiente información, se optó por incluir la que se tuviera, aunque no cumpliera con el requisito mínimo de longitud de registro. Esto hace que la estimación de los parámetros estadísticos no se realice con la información suficiente para garantizar su estabilidad, aún cuando se calcula a partir de registros históricos.

El último paso para la obtención de los mapas de caudal mínimo asociado a un período de retorno determinado fue la aplicación de la ecuación 9.8 utilizando los mapas mostrados en la Figura 9.8 y Figura 9.9 a partir de un álgebra de mapas. Estos mapas se elaboraron utilizando el factor de frecuencia de la distribución Lognormal. La Figura 9.12 y la Figura 9.13 muestra dichos mapas para un período de retorno igual a 2.33 y 25 años, los demás pueden ser consultados en el Atlas Digital de Antioquia.

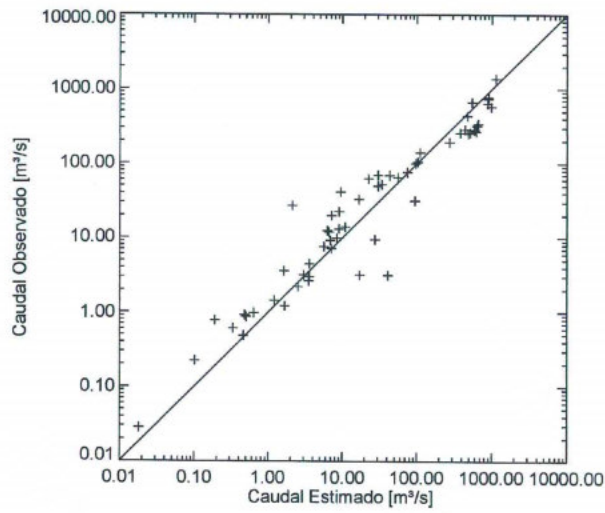


Figura 9.11 Comparación entre la desviación estándar del caudal mínimo observado en estación y la estimada con el balance.

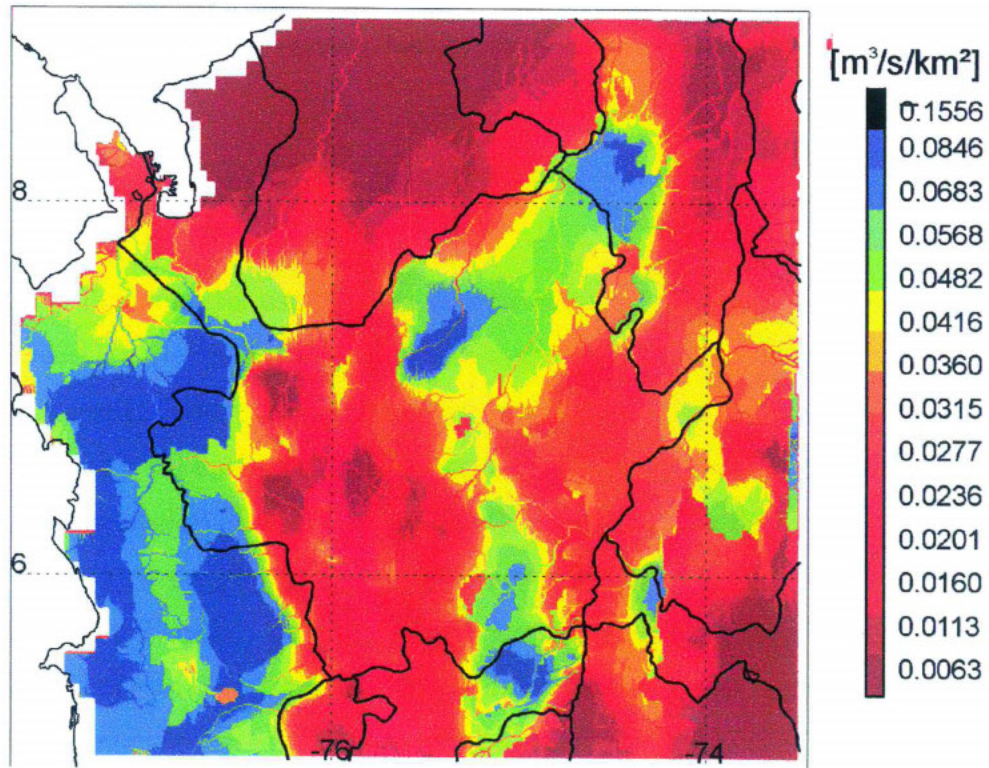


Figura 9.12 Mapa de rendimiento mínimo para un período de retorno de 2.33 años

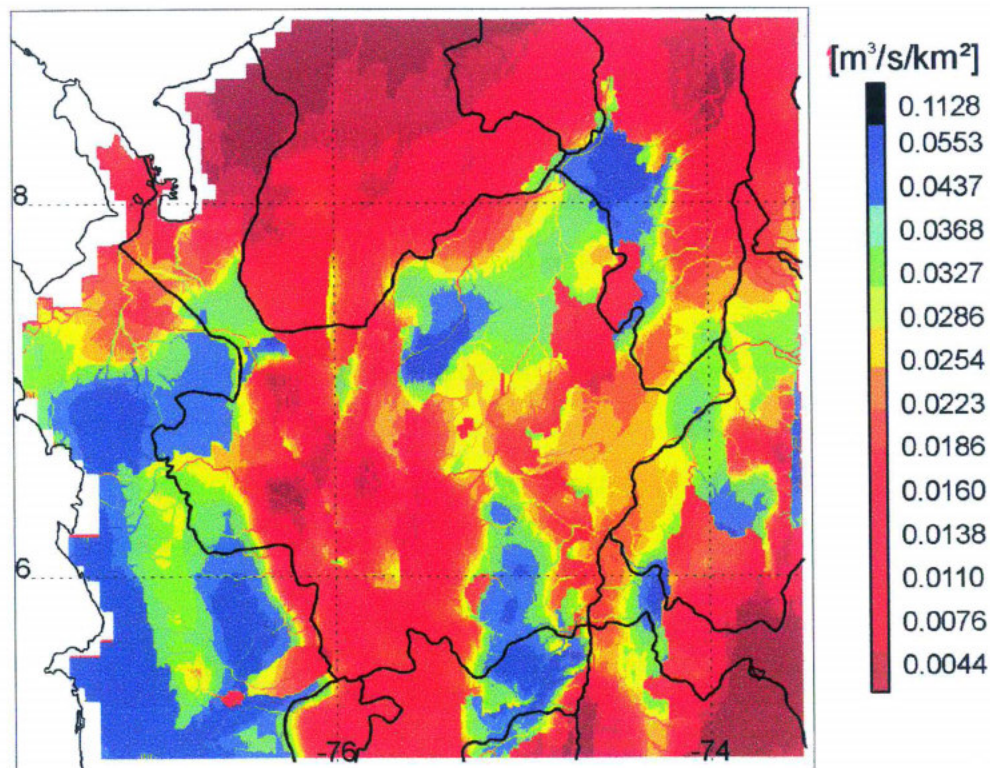


Figura 9.13 Mapa de rendimiento mínimo para un período de retorno de 25 años

9.3 MÉTODO DE LA CURVA DE RECESIÓN

Otra de las metodologías usadas para la estimación de caudales mínimos es la llamada curva de recesión. Se quiso aplicar ésta metodología debido a su fuerte coherencia física ya que supone que el caudal de un río en período seco o sin lluvia proviene de su interacción con los acuíferos. Tal dinámica ocasiona un descenso en la cantidad de agua de estos, y por ende una disminución en los caudales. La forma de la curva de descenso en función del tiempo, tiende a ser propia para cada cuenca dependiendo de la cobertura vegetal, del tipo y la profundidad del suelo y de las características hidrogeológicas de su acuífero. Desde el punto de vista práctico, se ha encontrado que la curva puede ser representada matemáticamente por una ecuación del tipo,

$$q(t) = q_0 e^{(-kt)} \quad (9.17)$$

donde $q(t)$ es el caudal en un tiempo t (período sin lluvia) después de un caudal inicial q_0 , k es una constante característica de la cuenca en unidades de $1/T$ y e es la base de los logaritmos naturales ($e=2.7182$). Puede interpretarse que $1/k$ representa el tiempo medio de residencia de una partícula de agua que ingresa al acuífero de la cuenca.

Utilizando la metodología de la curva de recesión es posible encontrar el caudal mínimo de una cuenca para diferentes períodos de retorno. Para ello es necesario determinar el k de la cuenca, el q_0 y el t para el período de retorno determinado. Desde el punto de vista más general, q_0 y t son variables aleatorias.

Existen diferentes formas de determinar k para una cuenca con registros de precipitación y caudal. Una de ellas explorando directamente el registro diario de caudales a la salida de la cuenca y otra utilizando modelos hidrológicos que representen la dinámica de los caudales según el régimen de precipitación. A pesar de lo bondadoso de la metodología debido a su fuerte soporte físico, no ha sido posible utilizarla para la construcción de los mapas en Antioquia debido a la cantidad y calidad y tipo de información disponible junto con su deficiente cobertura espacial. En el proyecto Atlas Hidrológico de Colombia, (UNAL-UPME, 2000), fue utilizada una metodología que consistía en la utilización de un modelo sencillo de interacción suelo-atmósfera para la obtención de los valores de k , t y q_0 el cual utiliza registros de caudal y precipitación diarios. Estos registros en la región de estudio son escasos, debido a la ausencia de ambos tipos de registros para una misma cuenca, esto es, se tiene registros de caudal diario para una cuenca, pero no suficientes estaciones de registro de precipitación diaria para la misma o viceversa. También existen limitación en cuanto a periodos, longitud y simultaneidad de registro. Por lo anterior esta metodología no fue aplicada a la zona de Antioquia.

10 CONCLUSIONES

Este es un proyecto donde se reúne y consolida parte de la información hidrológica y climatológica del departamento. Usando técnicas depuradas y modernas se obtuvieron resultados nuevos y satisfactorios de la distribución espacial de las variables hidroclimáticas para toda Antioquia. La escala de trabajo 30 arcsec (~ 1 Km) proporciona herramientas de ayuda en la planificación y el manejo de cuencas mayores de 2000 Km².

Se construyó un sistema de información geográfica que aquí es llamado “Atlas Digital de Antioquia”, el cual se ha implementado en HIDROSIG Java un software que incluye algoritmos de alta calidad y puede ser implementado en diferentes sistemas operativos.

Aquí, se ha tropezado con las políticas de distribución de la información por parte de las entidades que la producen. Entre los obstáculos encontrados se destaca el hecho absurdo de que el IDEAM tiene por política no suministrar más del 30% de la información de una determinada variable hidrológica. Además, las Empresas Públicas de Medellín, quien produce una buena parte de la información hidrológica en Antioquia se reserva parte de ella, por considerarla estratégica para sus negocios.

Bajo estas circunstancias nuestra base de datos sólo es una recolección parcial de la información existente en Antioquia y sus alrededores. La base de datos, aunque fue construida con información cuya cobertura de estaciones hidroclimatológicas es baja y su distribución espacial es desequilibrada, concentrándose alrededor de los principales núcleos urbanos y zonas de influencia de proyectos hidroeléctricos, constituye un fuerte avance en el entendimiento de clima y la hidrología en la región antioqueña.

Disponiendo de toda la información que posee el IDEAM sobre el departamento de Antioquia, y la información que posee EEPPM, los resultados serían de mejor calidad y permitirían mejorar el conocimiento del clima y la hidrología y para mejorar sustancialmente la planificación y administración de este recurso.

La precipitación es altamente influenciada por condiciones orográficas, por los diferentes fenómenos locales y macroclimáticos que a diferentes escalas temporales afectan su dinámica. De allí, que sea fundamental el entendimiento y la consideración de los procesos físicos en la determinación de su variabilidad espacial. En este estudio se consideró importante la utilización de técnicas de interpolación que además de los valores de las estaciones de medición, permitan introducir el criterio de expertos que han analizado la variabilidad espacial y la han plasmado en mapas preexistentes. Se utilizaron métodos de interpolación que utilizan éstos mapas como variable de apoyo y los estimativos son satisfactorios y se obtuvieron mapas distribuidos de precipitación media multianual para el departamento y su distribución mensual a lo largo del año.

Por otra parte, en el análisis de las precipitaciones máximas, se obtuvo una ecuación para el cálculo de curvas Intensidad-Frecuencia-Duración (IDF) en un rango de alturas entre los 1000 y los 3000 m.s.n.m. soportada en la teoría de escalamiento simple para duraciones de lluvias entre 1 y 24 horas. Esta teoría está basada no sólo en propiedades estadísticas, sino también, en las propiedades físicas de las precipitaciones máximas. La curvas IDF son muy utilizadas en nuestro medio, de aquí que la obtención de una ecuación regional para su estimación es una herramienta y un aporte importante para el diseño de obras de ingeniería.

Sin embargo, se debe trabajar mas aun en rangos inferiores a 1 hora donde la teoría de escalamiento múltiple parece ajustarse mejor.

Con respecto a la evapotranspiración, la mayoría de los mapas obtenidos muestran tendencias similares tanto en la evaporación potencial como real. Los mapas que dependen de las variables básicas (temperatura y precipitación) aportan una idea general acerca del orden de magnitud de la evapotranspiración. Esto debido a que indirectamente representan las disponibilidades de energía y de agua, supliendo los requerimientos para una adecuada estimación de esta componente del balance hidrológico. Por otra parte, los métodos que implementan otras variables relacionadas con vegetación, condiciones aerodinámicas y radiativas, permiten conocer en detalle la variabilidad espacial de la evaporación.

No es posible detectar comportamientos característicos de la evapotranspiración; tampoco se observa una relación clara con el ciclo anual de precipitación, ya que en la dinámica de la evapotranspiración influyen muchas otras variables, que, a su vez, presentan variaciones anuales que aún no han sido debidamente estudiadas.

Poder estimar la disponibilidad promedio de agua en un río en su estado natural, tiene importancia en lugares que carecen de registros y se convierte en un elemento fundamental para la planeación y el manejo del recurso hídrico. Para esto se calcularon y validaron los caudales medios multianuales aplicando la ecuación del balance hidrológico a largo plazo en 69 cuencas instrumentadas obteniendo un error promedio de 25%. El error en la estimación es menor para las cuencas más grandes.

El caudal medio mensual fue estimado a partir de un modelo de tanques, el cual involucra parámetros de vegetación y del suelo. Este ayudó no sólo en una mejor cuantificación del caudal medio multianual en cualquier cuenca con un error promedio de 19%, sino también que mejoró el estimativo de su variabilidad anual. Además, permitió estimar otras variables importantes en hidrología y en diseño como son el caudal superficial, subsuperficial, la

evapotranspiración real y la cantidad de agua en el suelo (todas de gran importancia en ganadería y agricultura).

Para una operación más eficiente de los sistemas de aprovechamiento de recursos hídricos es necesario determinar la disponibilidad de agua en períodos de climatología crítica por lo que es fundamental conocer cuál es el impacto de los fenómenos macro-climáticos en la hidrología de Antioquia. En este trabajo se confirma una influencia muy marcada del fenómeno El Niño-Oscilación del Sur en la dinámica de los caudales y de la precipitación a nivel interanual. Además, se encontró una relación significativa con el gradiente de temperaturas del mar entre las regiones Norte y Sur del Océano Atlántico tropical.

En algunas subregiones del departamento las características medias de los caudales máximos no escalan de manera lineal con el área, pero los valores de la media y la desviación estandar estimador para los caudales máximos se ajustan bien a los valores reales debido a la inclusión del parámetro tomado a partir de la resta entre la precipitación y evaporación promedio en la cuenca en su ajuste. El Método del Multiescalamiento presenta limitaciones vinculadas con la apreciación anterior. Debido a que trabaja con el área como parámetro de escala, ignora la variabilidad climática que se presenta al interior de la región considerada. Se plantea entonces enfocar la metodología para trabajar con el caudal medio multianual como parámetro de escala, dado que esta variable contiene valiosa información sobre el tamaño de la cuenca y la componente climática. Otro método más sencillo en su aplicación como el Método Racional Probabilístico restringe su rango de aplicabilidad en cuanto el tamaño de las cuencas. Además, el tamaño de cuencas instrumentadas y con disponibilidad de información menores de 50 km² es bastante limitada como implementarla en este rango.

Los resultados derivados de análisis de caudales máximos tienen aplicaciones directas en el campo de la ingeniería. La buena estimación de caudales máximos con métodos de regionalización permite obtener resultados preliminares de obras que involucren las crecientes para su diseño sobre cuencas grandes.

El método de regionalización de caudales para la estimación de los caudales mínimos proporcionó buenos resultados. Al igual que otros estudios, se encontró que para todos los períodos de retorno existe linealidad entre el caudal mínimo y el área de la cuenca, como lo muestran los resultados para los exponentes de las ecuaciones, y que existe linealidad entre el caudal mínimo y la componente climática obtenida a partir de la resta entre la precipitación y evaporación promedio sobre la cuenca. Todo esto permite relacionar linealmente los caudales mínimos y los caudales medios en una cuenca.

Los resultados de este trabajo pueden ser útiles para la planificación y manejo de recursos hídricos en el ámbito departamental, y tienen aplicación en proyectos preliminares de interés en distintos sectores como la ganadería, la agricultura y la salud. Además pueden servir de apoyo a proyectos de investigación en temas como el estudio de la biodiversidad, fijación de carbono, los suelos, etc. Se limita su utilización en escala regionales y departamental y no se recomienda su uso al nivel de micro-cuenca.

Para las escalas de cuencas subregionales y microcuencas solo se presenta el procesamiento del modelo de elevación digital, esto es un primer bosquejo que esperamos se convierta en la primera piedra para la construcción de un sistema de información hidrológica para la gestión integral del agua en la región.

Para ello es necesario el concurso y la cooperación de todas las entidades que tengan que ver que los recursos hídricos, instrumentando cuencas piloto, capitalizando el análisis y capacidad de los sensores remotos, completando la base de datos de registros, mejorando los análisis, basándose en las preguntas aquí formuladas y en las restricciones de las metodologías implementadas. Es indispensable implementar metodologías de trabajo que incluyan el análisis cuantitativo de la calidad de las corrientes en todo el dominio de las micro-cuencas y para ello tener en cuenta las captaciones y vertimientos. La incorporación de las variables de calidad de agua requieren de la definición de estrategias de medición, procesamiento y análisis de información, así como de la implementación, calibración de

modelos de calidad acoplados a modelos hidrológicos y la continua incorporación de datos y resultados al sistema de información.

REFERENCIAS

- Álvarez J.F y Toro V.G, *Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes Tropicales de Colombia, Región Norte*, Trabajo Dirigido de Grado, Ingeniería Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 2001.
- Agudelo P. A., Arias P. A., y Salazar L. F., *Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes Tropicales de Colombia, Región Centro*, Trabajo Dirigido de Grado, Ingeniería Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 2001.
- Baldion, J. V., *La Evapotranspiración Potencial*, Instituto Colombiano de Hidrología, Meteorología y Adecuación de Tierras - HIMAT, Bogotá, D.E, 1986.
- Barco, O.J, L.A. Cuartas., *Estimación de la evaporación en Colombia* (Tesis de Pregrado, Ingeniería Civil), Medellín, Universidad Nacional de Colombia, 1998.
- Bates, B. C. & Burges, S. J., *A review of Regional Flood Frequency Estimation Techniques*
- Bedoya, J.A., y Rodriguez, E. M., *Regionalización de caudales mínimos en la subregión oriental del departamento de Risaralda*. Trabajo dirigido de grado. Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. 1997
- Bower A. H., and Lieberman, G. J., *Engineering Statistics*. Prentice-Hall, New Jersey, 1972.

- Brutsaert, W. *Evaporation into the atmosphere, theory, history and applications*. Klower Academic Publishers, Boston, 1982.
- Budyko, M. J. *Evaporation Under Natural Conditions*. (Translated from Russian). U.S. Dept. Com. Israel Program Sci., Transl. 751, 1948.
- Budyko, M. J., *Climate and life*, Academic Press, N.Y., 508 pp., 1974.
- Burlando P. y Rosso R., *Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation*, Journal of Hidrology, 187, p. 45–64. 1996.
- Carvajal, L.F., Salazar J.E., Mesa, O.J., y Poveda, G. Aplicación del Análisis Espectral Singular a Series Hidrológicas en Colombia, Memorias XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología, IAHS, Santiago de Chile, 3, 97-108, 1994.
- Cassiraga, F., Incorporación de información blanda para la cuantificación de la incertidumbre: aplicación a la hidrogeología. [Tesis de Doctorado] Universidad Politécnica de Valencia, Escuela Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, 1999.
- Chaves, B., A. Jaramillo, Regionalización de la distribución del brillo solar en Colombia por métodos de conglomeración estadística. *Atmósfera* 25, 1996.
- Choudhury, B., Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. *Journal of Hydrology*, 216, 99-110, 1999.
- Chow, V. T., D.R. Maidment, L.W. Mays. *Hidrología Aplicada*. Mc Graw Hill, 1994.

- Darnell, W.L., W.F. Staylor, N.A. Ritchey, S.K. Gupta and A.C. Wilber, *Surface Radiation Budget: A Long-Term Global Dataset of Shortwave and Longwave Fluxes*. Data: July 1983-June 1991. 1995, http://www.agu.org/eos_elec/95026e.html.
- Diaz, N. L. y Kan, A., A Hydrometeorological Model for Basin-Wide Seasonal Evapotranspiration, *Water Resources Research*, 35, 1999.
- Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J. y Wilson, M. F., Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. Technical Note TN-265, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1986.
- Dourado, D., García, G. A., Fancelli, L. A. Frizzone, J. A. Y Reichardt, K., Balance Hídrico Cíclico y Secuencial: Estimación del Almacenamiento de Agua en el Suelo., *Scientia Agricola*, 56, 537-546, 1999.
- Emanuel, K. A., *Atmospheric Convection*, Oxford University Press, New York, 580p., 1994.
- Eslava R. J. A. *Régimen de la Presión Atmosférica en Colombia*. Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Colección Jorge Alvarez Lleras. N°8. Santa Fe de Bogotá, D.C. 1995.
- Fairfield., J. P. Leymarie., Drainage Networks from Grid Digital Elevation Models, *Water resources research.*, 27, 5, 709-717, 1991.
- Frére, M., Rijks, J. Q., Rea, S., Evaporación, En: *Estudio Agroclimatológico de la zona Andina*, Nota técnica 161, OMM – N° 506, FAO-UNESCO-OMM, 81-297, 1978.
- Furey, P.R. y Gupta, V.K. *Space-time variability of low streamflows in river networks*. *Water Resources Research*. 36(9), 2679-2690. 2000.

- García, B.J., D.J López, Fórmula para el cálculo de evapotranspiración potencial adaptada al trópico. *Agronomía Tropical*. Venezuela, 1970.
- Garbrecht., J., L. W. Martz., The Assignment of Drainage Direction over Flat Surfaces in Raster Digital Elevation Models. *Journal of Hydrology*, 193, 204-213, 1197.
- Garbrecht., J., L. W. Martz., Digital Elevation Model Issues in Water Resources Modeling. 19th ESRI International user Conference, Environmental Systems Research Institute, San Diego, California, July 26-30, 1999.
- Gil, M. M. y Quiceno, N., *La influencia del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur sobre el Ciclo Anual de la Hidroclimatología de Colombia*, Trabajo Dirigido de Grado, Ingeniería Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 1997.
- Gómez, L. H., *Análisis de la variabilidad espacio temporal de la precipitación en Colombia*. Tesis de Magíster en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Sede Medellín, 1998.
- Gray, W. M. y Sheaffer, J.D., y Knaff J. *Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability*. *Jour. Met. Soc. Japan*. 70, 975-995, 1992.
- Gupta, V.K. y E. Waymire, *A statistical analysis of mesoscales rainfall in random cascade*, *Jour. Of Applied Meteo*. Vol 32, 2, Febraury 1993.
- Gupta, V. K., Mesa, O. J. & Dawdy, D. R., Multiscaling Theory of Floods Peaks: Regional Quantile Analysis, *Water Resources Research*, vol 30, No 12, 1994.
- Gupta, V. K. & Dawdy, D. R., Multiscaling and Skew Separation in Regional Floods, *Water Resources Research*, vol 31, No 11, 1995.

- Hastenrath, S., *Climate Dynamics of the Tropics*, Kluwer, Dordrecht, 488 pp., 1991.
- Holdridge, L.R. Life Zone Ecology. Tropical Science Center, San José de Costa Rica, 1978.
- Holmes., K. W., O. A. Chadwick., P. C. Kyriakidis., Error in a USGS 30- meter Elevation Digital Model and its Impact on Terrain Modeling. *Journal of Hydrology*, 233, 154-173, 2000.
- Hoyos, C. D., *Algunas Aplicaciones de la Transformada de Fourier y la Descomposición en Onditas a Señales Hidrológicas y Sísmicas*. Trabajo Dirigido de Grado, Ingeniería Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 1999.
- Ianko's Gis Page: http://www.ian-ko.com/triangulated_irregular_network.htm [citado 3 de Noviembre de 2001].
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM, *Acuerdo No.0043*. 21 de Mayo de 1998. Bogotá.
- Jaramillo R. A, Relación entre la Evaporación y los elementos Climáticos. (nota técnica). *Cenicafé* , vol. 40 N° 3, 1989.
- Jaramillo. R, A., Chaves. C, B., *Distribución de la precipitación en Colombia analizada mediante conglomeración estadística*, *Cenicafé* 51(2): 102-113. 2000.
- Jaramillo, R. A. Cháves, C.B., Aspectos Hidrológicos en un Bosque y en Plantaciones de Café (*Coffea arabica* L), *Cenicafé* 50, 5-13, 1999.
- Jaramillo, R. A., Balance Hídrico de la Zona Cafetera Colombiana, *Cenicafé* 33, 15-34, 1982.

- Jiang, L., I. Shafiqul, A methodology for estimation of surface evapotranspiration over large areas using remote sensing observations. *Geophysical Research Letters*, 26, 17, 2773-2776, 1999.
- Kalnay, E., M., et al., The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Met. Soc.* 77, 437-471, 1996
- Kazama, S., G.B. Sahoo, Estimation of evapotranspiration in the Mekong river basin. INCEDE Report, 19, 103-111, 2000.
- Linsley, R.K., M.A Kohler, J.L Paulhus, *Hidrología para Ingenieros*. Mc Graw-Hill. Segunda edición. 1986.
- Linsley, R. Flood Estimates: ¿How Good are they?, *Water Resources Research*, 22, 159-164, Agosto, 1986.
- Lippmann, P., An introduction to computing with neural nets. *IEEE Acoustics, Speech, and Signal Processing Magazine*, 1-22, 1987.
- Maidment, D.R., *Handbook of Hydrology*. Mc Graw Hill, Inc., 1993.
- Martínez, M. T., *Principales sistemas sinópticos en Colombia y su influencia en el comportamiento del tiempo*, *Atmósfera*, 16, 1-10, 1993.
- McPeters, R. Y E. Beach (Eds.), *Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS), version 7. Reflectivity Data: 1978-1993*. NASA Goddard Space Flight Center, 1996. <http://www.jwocky.gsfc.nasa.gov>.
- Meeson, B.W., F.E. Corprew, J.M.P. McManus, D.M. Myers, J.W. Closs, K.-J. Sun, D.J. Sunday, P.J. Sellers. ISLSCP Initiative I-Global Data Sets for Land-Atmosphere

- Models, 1987-1988. Volumes 1-5. Published on CD by NASA (USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_001 - USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_005), 1995.
- Mejía, F., O. Mesa, G. Poveda, J. Vélez, C. Hoyos, R. Mantilla, J. Barco, J., A. Cuartas, M. Montoya, y B. Botero. *Distribución Espacial y Ciclos Anual y Semianual de la Precipitación en Colombia*. DYNA, No. 127, 7-24, Agosto, 1999.
- Mesa, O. J., Poveda, G., Carvajal, L.F y Salazar, J.E., *Influencia de Variables Macroclimáticas en la Hidrología Colombiana*, Boletín Hidrológico de las Empresas Públicas de Medellín, 3, 25-58, 1994 b.
- Mesa, O. J., Poveda, G. y Carvajal, L.F., *Introducción al Clima de Colombia*, Imprenta Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, 1997.
- Mesa, O. J., Poveda, G., Vélez J.I. y Rodríguez, L.F., *Estimación de caudales mínimos de la quebrada Doña María*, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1987.
- Milly, P. C. D., *An Analytic Solution of the Stochastic Storage Problem Applicable to Soil Water*, *Water Resources Research*, 29, 3755-3558, 1993.
- Milly, P. C.D., *Climate, Soil Water Storage , and the Average Annual Water Balance*, *Water Resources Research*, 30, 1994.
- Milly, P. C.D., *Climate, Water and Heat Fluxes in Desert Soils*, *Water Resources Research*, 30, 1994.
- Milly, P. C.D., *Potencial Evaporation and Soil Moisture in General*. *Journal of Climate*, 5, 1992.
- Milly, P. C.D., *Sensitivity of the Global Water Cycle to the Water-Holding Capacity of Land*, *Journal of Climate*, 7, 1994.

- Milly, P. C.D., Climate, Interseasonal Storage of Soil Water, and the Annual Water Balance, *Advances in Water Resources*, 17, 1994.
- Montealegre, J. E. y Pabón, J.D., *Características Climáticas Relevantes durante la Ocurrencia de Fenómenos ENOS en el Nor-occidente Suramericano*, HIMAT, Bogotá, 1992.
- Montgomery, D. C. y Runger, G. C., *Probabilidad y Estadística Aplicadas a la Ingeniería*. McGraw-Hill. 1996.
- Montgomery, D.R., W. E. Dietrich., Source Areas, Drainage Density, and Channel Initiation. *Water resources research.*, 25, 8,1907-1918, 1989.
- Moore, I. D., F. B. Grayson., A. R. Ladson., Digital Terrain modelling: a review of hidrolgyal, geomorphological, and biological applications. *Hydrol. Preoces.*, 5, 3-30, 1990.
- Morton, F.I, Operational estimates of areal evapotranspiration and their Significance to the science and practice of hydrology. In : *Journal of Hydrology*. National Hydrology Research Institute, Enviromental Canada, Ottawa, Agosto, 1982.
- NASA Jet Propulsion Laboratory Physical Oceanography, World Climate Research Programme, Tropical Ocean Global Atmosphere (Toga), 1985-1990.
- Olsson, J. Evaluation of a scaling cascade model for temporal rainfall disaggregation. *Hudrology and Earth System Sciences*, 2(1), 19-30,1998.
- Over, T.M., y V. K. Gupta, Statistical analysis of mesoscale rainfall: Dependence of a random cascade generator en large-scale forcing, *J. Appl. Meteorol.*, 33, 1526-1542, 1994.

- Patterson, K. A., Global Distributions of Total and Total-Available Soil Water-Holding Capacities, A thesis submitted to the Faculty of the University of Delaware in partial fulfillment of the Requirements for Degree of Master of Science in Geography, August, 1990.
- Penman, H.L. *Evaporation: An introductory survey*. Journal of Agricultural Sciences. No. 4, 9-29, 1956.
- Penman, H.L. *Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass*. Proc. Roy. Soc. A, No 193, 120-146, 1948.
- Posgrado en Aprovechamiento de los Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Sede Medellín. *Balances Hidrológicos de Colombia*. Informe final. 1999.
- Poveda, G., Lluvias en Colombia: Correlación con el Clima del Océano Pacífico y Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, Volumen 4, 93-105. 1994a.
- Poveda, G., Cuantificación del Efecto de El Niño y La Niña sobre los Caudales en Colombia, Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, 107-117, 1994b.
- Poveda, G., Funciones Ortogonales Empíricas en el Análisis de la Relación entre los Caudales Medios en Colombia y las Temperaturas de los Océanos Pacífico y Atlántico, Memorias del XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, Volumen 4, 131-144, 1994c.
- Poveda, G., Modulación de la Hidroclimatología de Colombia por el ENSO y otros Fenómenos de Gran Escala, Trabajo de promoción a profesor Asociado, Posgrado en

- Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1996.
- Poveda, G., Atractores Extraños (Caos) en la Hidro-Climatología de Colombia?, En Imprenta, Revista de la Academia Colombiana de Ciencias, 1997.
- Poveda G., Jaramillo A, y Mantilla R., Amplificación De Las Anomalías De Humedad De Suelo Ydel Índice "Ndvi" Por El Niño En Colombia, Memorias XIX Congreso Latinoamericano De Hidráulica , Córdoba, Argentina, Agosto, 2000.
- Poveda, G., Mesa, O.J., Carvajal, L.F., y Salazar, J.E. Lluvias en Colombia: Correlación con el Clima del Océano Pacífico y Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, Memorias XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, Volumen 4, 93-105, 1994.
- Poveda, G., y Mesa, O. J., Metodologías de predicción de la hidrología Colombiana considerando el evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), *Atmósfera*, 17, Sociedad Colombiana de Meteorología, Bogotá, 1993.
- Poveda, G., y Mesa, O.J., The Relationship between ENSO and the Hydrology of Tropical South America,. The Case of Colombia, Proceedings of the Fifteenth Annual American Geophysical Union Hydrology Days, Atherton, CA, USA, Hydrology Days Publications, 227-236,, 1995.
- Poveda, G., y Mesa, O. J., Efectos Hidrológicos de la Deforestación, *Energética*, Facultad de Minas Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 16, 91-102, Diciembre, 1995.
- Poveda, G., y Mesa, O.J., Las fases extremas del ENSO - El Niño y La Niña - y su influencia sobre la hidrología de Colombia, *Revista de Ingeniería Hidráulica*, XI, México, 21-37, 1996a.

- Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 1996.
- Poveda, G., Atractores Extraños (Caos) en la Hidro-Climatología de Colombia?, En Imprenta, Revista de la Academia Colombiana de Ciencias, 1997.
- Poveda G., Jaramillo A, y Mantilla R., Amplificación De Las Anomalías De Humedad De Suelo Ydel Índice "Ndvi" Por El Niño En Colombia, Memorias XIX Congreso Latinoamericano De Hidráulica , Córdoba, Argentina, Agosto, 2000.
- Poveda, G., Mesa, O.J., Carvajal, L.F., y Salazar, J.E. Lluvias en Colombia: Correlación con el Clima del Océano Pacífico y Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas, Memorias XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, Volumen 4, 93-105, 1994.
- Poveda, G., y Mesa, O. J., Metodologías de predicción de la hidrología Colombiana considerando el evento El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), *Atmósfera*, 17, Sociedad Colombiana de Meteorología, Bogotá, 1993.
- Poveda, G., y Mesa, O.J., The Relationship between ENSO and the Hydrology of Tropical South America., The Case of Colombia, Proceedings of the Fifteenth Annual American Geophysical Union Hydrology Days, Atherton, CA, USA, Hydrology Days Publications, 227-236., 1995.
- Poveda, G., y Mesa, O. J., Efectos Hidrológicos de la Deforestación, *Energética*, Facultad de Minas Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 16, 91-102, Diciembre, 1995.
- Poveda, G., y Mesa, O.J., Las fases extremas del ENSO - El Niño y La Niña - y su influencia sobre la hidrología de Colombia, *Revista de Ingeniería Hidráulica*, XI, México, 21-37, 1996a.

- Poveda, G., y Mesa, O. J., Feedbacks Between Hydrological Processes in Tropical South America and Large Scale Oceanic-Atmospheric Phenomena, *J. Climate*, 10, 2690-2702, 1997.
- Poveda, G., y. Penland, C., Predicción de caudales medios en Colombia usando Modelación Lineal Inversa, Memorias XVI Congreso Latino-Americano de Hidráulica e Hidrología, IAHR, Santiago de Chile, Volumen 4, 119-129, 1994.
- Presidencia de La República de Colombia, *Decreto 1277*. 21 de Junio de 1994. Bogotá.
- Priestley, C. H. B., and Taylor, R. J. *On the Assessment of surface heat flux and Evaporation using large-scale parameters*. *Monthly Weather Rev.*, vol. 100, pp. 81-92, 1972.
- Raudkivi, A. J. *Hydrology*. Pergamon Press, Oxford, 1979.
- Remenieras, G. *Tratado de Hidrología Aplicada*. Técnicos Asociados S.A. Segunda edición. Barcelona. 1974.
- Riehl, H. y J. S. Malkus, *On the heat balance in the equatorial trough zone*, *Gephysica*, 6, 505-538, 1958.
- Rodríguez, H., F. González. *Manual de radiación solar en Colombia*. H. Rodríguez y F. González Editores, Bogotá, 1992.
- Sellers, P.J., B.W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F.G. Hall, YI Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, D. Myers, J. McManus, K.-J. Sun, P. Try. An overview of the ISLSCP Initiative I Global Data Sets. On: ISLSCP Initiative I-Global Data Sets for Land-Atmosphete Models, 1987-1988. Volumes 1-5. Published on CD

- by NASA. Volume 1: USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_001, OVERVIEW.DOC, 1995.
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C. y Dalcher A., The Design of a Simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models, *J. Atmos. Sci.*, 43, 505-531, 1986.
- Smakhtin, V.U. *Low flow hydrology: a review*. *Journal of Hidrology*. 240, 147-186. 2001.
- Smith, J. A., Representation of Basin Scale in Flood Peak Distribution, *Water Resources Research*, vol 28, No 11, 1992.
- Smith, R & Vélez, M. V., *Hidrología de Antioquia*, Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas, Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Medellín, 1997.
- Stewart, J.B., J.W. Finch, Application of remote sensing to forest hydrology. *Journal of Hydrology*, 150, 701-716, 1993.
- Thornthwaite, C. W. And Mather, J. R. *The Water Balance*. Publ. Climatol. Lab. Climatol. Drexel. Inst. Technol., 8 (1) 1-104, 1955.
- Torrence, C. y Webster, P. J., The annual cycle of persistence in the El Niño-Southern Oscillation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1985-2004, 1998.
- UNAL-UPME-COLCIENCIAS., Universidad Nacional de Colombia-Unidad de Planeación Minero-Energética, *Atlas Hidrológico de Colombia*, Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Facultad de Minas, Medellín, 2000.
- Vélez, J. I., G. Poveda, O. Mesa, *Balances hidrológicos de Colombia*, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, Primera Edición, 2000.

- Vélez O. Maria V. y Smith Q. Ricardo. *Hidrología de Risaralda. Aspectos de diseño hidrológico con énfasis en información escasa*. Posgrado en Aprovechamiento en Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Medellín, 156p. 1999.
- Vieira S. C., Moreno H., *Caracterización del ciclo diurno de precipitación en los Andes Tropicales de Colombia, Región Sur*, Trabajo Dirigido de Grado, Ingeniería Civil, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 2001.
- Waymire, E. y Gupta, V.K., *The mathematical structure of rainfall representations*. Water Resources Research., 17 (5), 1261-1294, 1981.
- Wilches, S., *Estudio de las Propiedades de Invarianza de las Precipitaciones Máximas Puntuales en el Departamento de Antioquia*, Tesis de Maestría sin publicar Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, 2001.