

Convenio Interinstitucional Cátedra del Agua

Balances Hidrológicos y Atlas Digital de Antioquia

TOMO I

**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 I

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

Medellín, Noviembre de 2001

GRUPO DE TRABAJO

Investigadores Principales:

Oscar Mesa, Germán Poveda, Jaime I. Vélez

Estudiantes de Posgrado:

Carlos D. Hoyos, John F. Mejía

Auxiliares de Investigación:

Paula A. Agudelo, Paola A. Arias, Andrés F. Borja, Yuley M. Cardona, Lina I. Ceballos, Paula L. Correa, Juan D. Giraldo, Olver O. Hernández, Hernán A. Moreno, Juan D. Pérez, Diana I. Quevedo, Jorge M. Ramírez, Angela M. Rendon, Luis F. Salazar, Vladimir G. Toro, Jheison A. Urzola, Sara C. Vieira, Manuel D. Zuluaga.

AGRADECIMIENTOS

El Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos agradece especialmente al Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia quien por medio del convenio inter-institucional de la Cátedra del Agua hizo posible este proyecto y a Colciencias por su patrocinio.

A Cornare, Corantioquia y Cenicafé por colaborar en el suministro de valiosa información.

A la UPME quien ha patrocinado proyectos anteriores y ha contribuido al fortalecimiento del grupo de investigación en esta línea de trabajo y al desarrollo del Software HydroSIG Java que permite hacer la visualización y parte del procesamiento de los resultados aquí presentados.

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 HidroSIG 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 Rionegrito (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

1 INTRODUCCIÓN

El presente informe muestra los resultados del proyecto **“Inventario y Balances Hidrológicos de Antioquia Fase II: Atlas Digital de Antioquia”**, el cual ha sido realizado por el Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos de la Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín, en convenio con la Corporación Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia, -CTA-. Este constituye una continuación del estudio efectuado en 1998 por el Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos, con el apoyo de la CTA, plasmado en el informe llamado **“Inventario y Balances Hidrológicos de Antioquia Fase I: Mapa Digital de Cuencas Hidrográficas y Redes de Drenaje de Antioquia”**, el cual fue punto de partida académico y científico para este proyecto que se desarrolló como parte de los proyectos prioritarios del Programa “Cátedra del Agua”.

En la primera fase se desarrollo un software para la visualización y manejo interactivo de la información Topográfica a escala de 30 arcsec (~9.27 Km.). Allí, se adecuo al Modelo Digital de Terreno (MDT) la información con las principales corrientes y municipios de Antioquia con la posibilidad de extraer cuencas y realizar búsquedas interactivas y rápidas.

En el período entre el final de fase I y el inicio de la fase II, el grupo de trabajo del Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos ha seguido trabajando en el estudio

de la hidrología Colombiana y con el apoyo de la Unidad de Planeación Minero Energética (UPME) realizó el proyecto “ATLAS HIDROLÓGICO DE COLOMBIA” (UNALMED-UPME, 2000). Paralelamente, se ha trabajado en el desarrollo de software para el procesamiento y la visualización de mapas digitales en un producto denominado “HIDRO-SIG Java”.

En esta segunda fase se utiliza la metodología implementada para Atlas Hidrológico de Colombia y se refina para aplicarlo a la región del Departamento de Antioquia y sus alrededores con mejor resolución espacial y con una base de datos hidrológica más completa. Aquí, se hace un análisis exhaustivo para la estimación de mapas de las principales variables hidrológicas con una escala espacial de 30 arcsec en el dominio que contiene el departamento de Antioquia.

Principalmente, se obtuvieron mapas de precipitación promedia multianual y mensual a partir de novedosas y juiciosas técnicas de interpolación; se incluye un análisis de los rasgos de las lluvias máximas produciendo mapas para diferentes períodos de retorno que permiten el cálculo para diferentes períodos de retorno; mapas de evapotranspiración real y potencial; mapa de caudales medios a partir del balance hidrológico de largo plazo y la selección de la cuenca de drenaje; y los mapas de caudales mínimos y máximos asociados a diferentes períodos de retorno. Se incluyen análisis y recomendaciones en el uso de cada uno de estos mapas, así como también, las restricciones que involucran de acuerdo a la metodología y cantidad y calidad de registros utilizados para su obtención.

Con las variables descritas anteriormente y en variables de apoyo se tiene una colección de Mapas Digitales que forman el “Atlas Digital de Antioquia”. La visualización y manejo interactivo de esta base de datos producida se hace con HIDRO-SIG Java.

En el capítulo 2, se hace un diagnóstico del estado de la información hidroclimatológica en Antioquia enfocando el análisis a la calidad de la información, distribución espacial y

accesibilidad para su uso en proyectos de investigación y se hace un inventario de la información climática y de superficie estimadas y recopiladas para el proyecto.

En el capítulo 3, se analiza la precipitación aplicando diversas técnicas de interpolación que involucran funciones conocidas, ayudando a la interpolación en zonas con escasa o nula información, al mismo tiempo, proporcionando a las metodologías la posibilidad de incorporar el conocimiento físico que se tiene de esta variable. Como parte de la lluvia, también se estudia en detalle la intensidad de las lluvias máximas asociadas a distintas duraciones y se estudia especialmente su escalamiento temporal obteniendo expresiones analíticas y mapas regionales para las curvas Intensidad-Frecuencia-Duración.

En el capítulo 4, se estimaron los mapas de evapotranspiración potencial y real a partir de diversas metodologías. El capítulo 5, muestra la forma de construir el MDT para Antioquia, así como las metodologías para la estimación de diversas variables geomorfológicas, especialmente la forma de extraer automáticamente la cuenca hidrográfica e incluye la construcción de los MDT's para algunas subregiones piloto de Antioquia con mejor resolución espacial. Luego, basados en los resultados de los capítulos 3 y 4 y en las técnicas de extracción de cuencas hidrográficas del capítulo 5, se realizó en el capítulo 6 el balance hidrológico de largo plazo y su ciclo anual. Además, allí se presenta y se aplica una metodología de tanques, que involucra parámetros de vegetación y del suelo para una mejor estimación del ciclo anual de los caudales medios mensuales, la evaporación real, cantidad de agua en el suelo, entre otras variables.

En el capítulo 7, se presentan los resultados y mapas de la asociación existente entre diversos fenómenos macro-climáticos y el ciclo anual de las lluvias y los caudales de Colombia. También, se incluye la evaluación de las funciones de distribución de probabilidades (distribución de frecuencias acumuladas) de series de caudales y de precipitación durante las dos fases del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENSO): El Niño y La Niña, así como el efecto que ambas fases tienen sobre diferentes cuantiles de las distribuciones.

En el capítulo 8, se presentan los resultados de la estimación de caudales máximos; se hace un estudio de regionalización en términos de las relaciones entre los caudales máximos de distintos períodos de retorno en función del área de la cuenca y se presentan mapas distribuidos sobre Antioquia. Además, se estudia la estimación de caudales máximos por varios métodos que involucran las propiedades de multiescalamiento en caudales máximos y el método racional probabilístico. En cuanto a caudales mínimos, en el capítulo 9 se presenta su estimación para diferentes períodos de retorno mediante métodos de regionalización.

Las conclusiones, direcciones de trabajo y recomendaciones son hechas en el capítulo 10. Se incluye un análisis global y la posibilidad de consulta y operación que contiene cada uno de los productos contenidos en este trabajo.

Se anexa el manual de usuario para su utilización HidroSig Java, el cual permite visualizar los mapas y su consulta interactiva. El software incluye, además de todos los resultados del trabajo, la posibilidad de ubicar sitios como corrientes y municipios, hacer ampliaciones, cálculos de mapas y otras herramientas comunes para la visualización y el manejo de sistemas de información geográfica.

2 INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA EN ANTIOQUIA

En este capítulo se muestran los resultados y el análisis del estado de la información hidroclimatológica en Antioquia del trabajo presentado por el Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (UNALMED) en Septiembre de 2001 para COLCIENCIAS y la Corporación Centro de Ciencia y Tecnología de Antioquia en el informe llamado “Actualización y Diagnóstico del Estado del Catálogo de Estudios de Cantidad de Agua en Antioquia”, el cual hace parte de los proyectos de la Cátedra del Agua. Estos resultados y presentación de la información dan pie para diagnosticar y mostrar la información con la que se dispone para los capítulos posteriores y las dificultades en cuanto a su disponibilidad, calidad y distribución espacial.

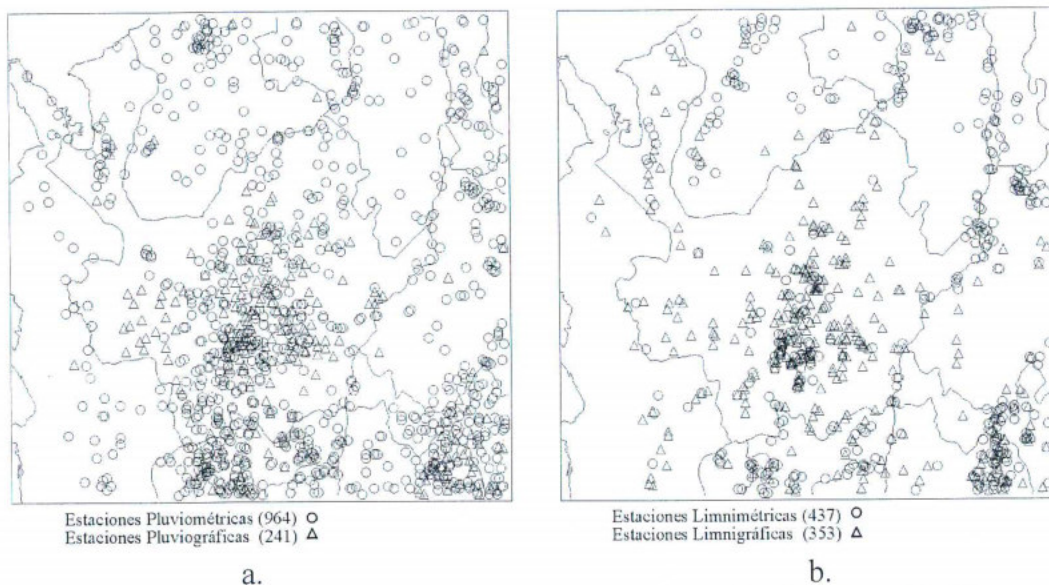
Se cuenta con información de variables tales como: totales de precipitación, caudal medio, caudal máximo, caudal mínimo, temperatura media, temperatura mínima, evaporación media, punto de rocío medio, tensión de vapor media y humedad media; y datos diarios de precipitación y caudal. Estos registros son obtenidos de diferentes estaciones hidroclimáticas que poseen algunas entidades estatales y privadas del país, tales como las Empresas de servicio público, corporaciones autónomas regionales, empresas del sector privado y el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM, entre otras. Está última, es la entidad encargada de manejar y controlar toda la información hidrológica que se produce en el país (Decreto 1277 del 21 de Junio de 1994).

El archivo técnico del IDEAM posee un catálogo de todas las estaciones hidroclimatológicas que funcionan o han funcionado y contiene 7363 (con 991 estaciones en Antioquia, 13.4%) estaciones entre las que se cuentan, Pluviográficas (PM), Pluviométricas (PG), Limnigráficas (LG), Limnimétricas (LM), Agrometeorológicas (AM), Sinópticas (SP-SS), Climatológicas (CP-CO), y Meteorológicas (ME-MM). Sin embargo, toda información no está disponible para los proyectos de investigación: IDEAM la vende a unos costos relativamente altos para investigadores y estudiantes y además no suministra más del 30% de la información de estaciones de una variable que existan en un departamento (IDEAM, Acuerdo No.0043 del 21 de mayo de 1998). Las Empresas Públicas de Medellín restringen la información que consideran estratégica generalmente en las zonas donde se encuentran proyectos hidroeléctricos.

En la sección 2.1 se presenta un informe sobre la distribución espacial de las estaciones hidroclimáticas de caudal, precipitación, temperatura media, y mínima, humedad, punto de rocío, evaporación y tensión de vapor. En la sección 2.2 un análisis de la calidad de ésta información y en la sección 2.3 se ilustra la variabilidad espacial mediante mapas digitales de algunas variables climatológicas y se relacionan los mapas del Atlas digital de Antioquia que se pueden desplegar mediante el software HidroSIG Java. (Ver Anexo C).

2.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA INFORMACIÓN

Con el objetivo de evaluar el estado de la información en Antioquia y en el Chocó (específicamente en la región comprendida entre las longitudes 77°40' W y 73°30' W, y entre las latitudes 5°00' N y 9°00' N). Se realizó un estimativo de la cantidad de información disponible. Para esto se localizaron las estaciones disponibles por el IDEAM en la región. La Figura 2.1 y la Figura 2.2 muestran la cantidad y distribución espacial de las estaciones existentes en Antioquia y sus alrededores.



a. b.
Figura 2.1 Distribución de las estaciones para precipitación (a) y caudal (b) en Antioquia

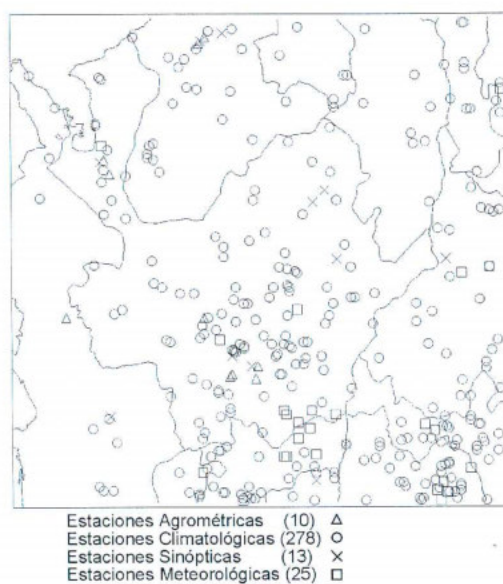


Figura 2.2 Distribución de estaciones hidroclimatológicas en Antioquia

Nótese la agrupación de estaciones hacia los centros urbanos (Medellín, Oriente Antioqueño, Urabá, etc.) y la carencia de estaciones en regiones como el Chocó, específicamente sobre el río Atrato, donde la dispersión de las estaciones en relación con otras zonas es muy alta. Esto para Colombia se convierte en un gran problema para realizar análisis en cualquiera de las regiones donde la distribución de las estaciones es dispersa, ya

que existe una alta variabilidad espacio-temporal de los fenómenos atmosféricos y relieve quebrado, lo que exige una densidad de estaciones mucho más alta.

Un caso particular de las estaciones de medición lo constituyen las que miden caudal, dado que cada una de ellas está ubicada en la salida de alguna cuenca. Una adecuada cobertura espacial se puede medir de acuerdo con los rangos de magnitud de áreas cobijados por las estaciones. Generalmente en nuestro país se encuentran estaciones de caudal sin el reporte del área de la cuenca asociada y entonces la información de la serie de caudales puede perder parte de su potencial uso debido a que para la obtención de ésta, es necesario procesar los mapas cartográficos de la cuenca. Además, usualmente no se instrumentan las cuencas pequeñas (menores que 100 km^2). Para ilustrar lo anterior, en la Figura 2.3 se muestra el número de estaciones por rangos de área, discretizado en potencias de 10. En la región se cuenta con 551 estaciones entre limnimétricas y limnigráficas, pero sólo 312 (56.62%) tienen reporte sobre el área de la cuenca. Además de esas 312 estaciones con área, 2 tienen menos de 10 km^2 (0.64%) y 57 tienen entre 10 y 100 km^2 (18.27%). La cobertura para los rangos de área más pequeños es bastante deficiente.

Esta situación revela la motivación de las decisiones sobre la instalación de estaciones limnigráficas. Aunque la distribución del número de cuencas de acuerdo al área es geométrica, con una razón superior a la unidad (alrededor de 2), el hecho de que la distribución de las cuencas instrumentadas tenga un máximo en cuencas intermedias es notorio y requiere interpretación. La deficiencia de cuencas pequeñas instrumentadas se explica probablemente por que la instalación de los instrumentos obedezca a la identificación de proyectos de aprovechamiento y no a una mirada regional, que diseñe la red de medición con criterios económicos, ambientales, hidrológicos y estadísticos. Es claro que no es posible por razones prácticas instrumentar las decenas de miles de cuencas con áreas menores a 100 km^2 . También es claro que los proyectos de aprovechamiento posibles a desarrollar en esas cuencas en general, no aportan suficiente excedente económico para justificar la inversión en instrumentación. Sin embargo, de estos hay y habrá muchísimos y es necesario caracterizar sus hidrologías adecuadamente. De manera semejante, las crecientes producidas por pequeñas cuencas de montaña son responsables de buena parte de

los grandes desastres con pérdidas de vida, infraestructura y cultivos. Este panorama es más grave si se considera la dependencia de los distintos factores hidrológicos con la escala de las cuencas. Claramente, en Colombia necesitamos una reingeniería de la red de medición.

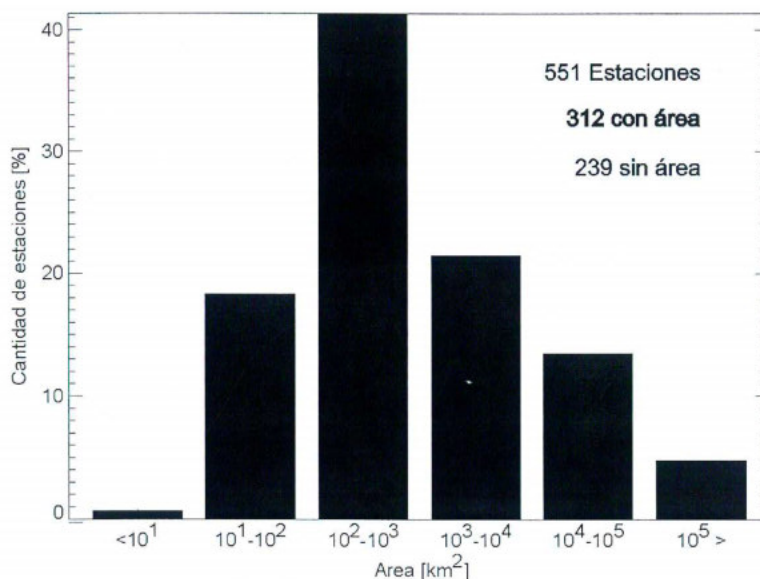


Figura 2.3 Estaciones de caudal por rangos de áreas para la región considerada

El análisis por regiones refleja una situación aún más crítica. En la Tabla 2.1 se encuentra el reporte del número de estaciones por rango de áreas discretizado por regiones en el departamento. En la Figura 2.4 se presentan los histogramas que muestran el número de estaciones por rango de áreas (tomando el 100% como el número de estaciones con área) en cada región. La característica común de todas las regiones es la ausencia de cuencas instrumentadas con menos de 10 km² de extensión, excepto en la región denominada cuenca del Nechí, que cuenta con sólo dos. La cuenca del río Atrato cuenta con 32 estaciones, 29 de ellas con reporte de área. La cuenca del río Nare tiene 63 estaciones para medir caudales, pero solamente 25 de ellas (39.7%) tienen reportada el área. La región de Urabá tiene 21 estaciones, de las cuales 15 (71.4%) tienen área reportada. La región de la cuenca del Magdalena (sin considerar la cuenca del Nare) tiene 200 estaciones y sólo 97 de ellas con área (48.5%). Esta región tiene la particularidad de contar con 7 estaciones con más de 100.000 km², todas ellas ubicadas en el bajo Magdalena, cerca de la confluencia del río Cauca. En la cuenca del río Cauca (sin tener en cuenta el Nechí) existen 72 estaciones

para medir caudales, de las cuales 47 tienen área (65.2%). En el histograma correspondiente a esta región es clara la sesgada distribución debida a la presencia de un río con un área tan grande como la del Cauca frente a cuencas mucho más pequeñas nacidas en las montañas antioqueñas.

Tabla 2.1 Estaciones de caudal por rangos de área para algunas regiones en Antioquia.

Región	Rangos de Áreas [km ²]					
	<10	10-10 ²	10 ² -10 ³	10 ³ -10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁵	10 ⁵ <
Atrato	0	3	11	11	4	0
Nare	0	10	12	3	0	0
Urabá	0	5	8	2	0	0
Magdalena	0	19	39	23	9	7
Cauca	0	3	28	1	15	0
Nechí	2	17	21	16	2	0

La cuenca del Nechí es una de las regiones mejor instrumentada del departamento. Cuenta con 82 estaciones para registrar caudales de las cuales 58 tienen reportada el área (70.7%). De todas las regiones consideradas es la que presenta un histograma mejor equilibrado entre áreas grandes y pequeñas. Sin embargo carece de una buena cantidad de estaciones pequeñas que bien podrían estar en las quebradas que alimentan el río Medellín, donde usualmente se realizan estudios hidrológicos y en la mayoría de los casos se debe recurrir a metodologías indirectas para el análisis de caudal, aplicando metodologías foráneas sin la posibilidad de validación. Es el caso del Decreto número 339 Mayo 22 de 1990 expedido por la Alcaldía de Medellín, que exige la aplicación de metodologías foráneas que no se han validado aún por falta de instrumentación.

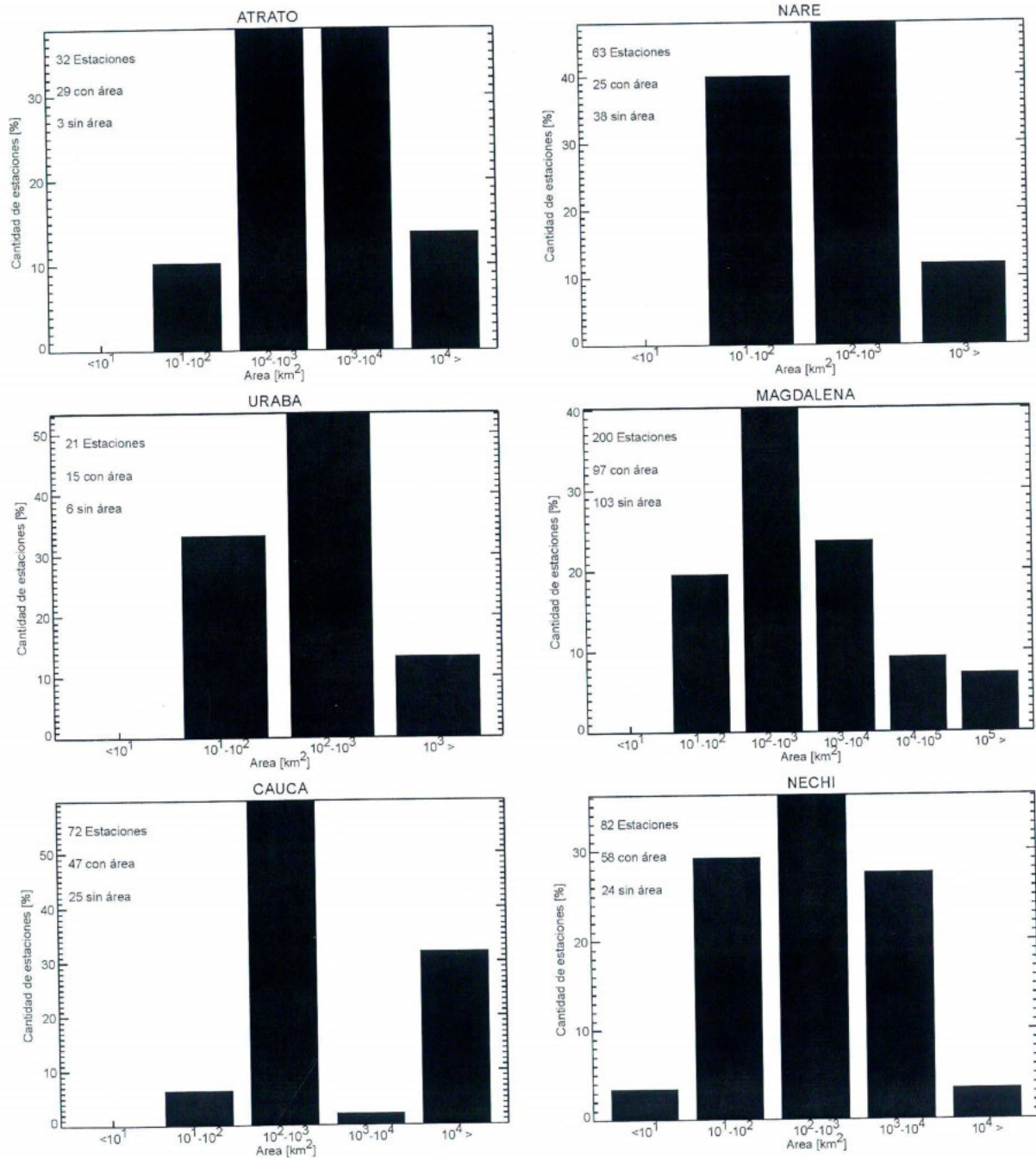


Figura 2.4 Estaciones de caudal por rangos de áreas en algunas regiones del departamento de Antioquia.

Otro de los problemas es el retiro de algunas estaciones hidroclimáticas. En las Figura 2.5 y Figura 2.6 y se muestra la distribución espacial de las estaciones que estaban funcionando hasta 1996 (el catálogo está actualizado hasta esta fecha). Esto es otro de los problemas más significativos, debido a que si se realiza de nuevo el análisis anterior, se observara que la

cobertura por estación es mucho menor y la cantidad de estaciones retiradas es alta, por ejemplo existían 964 estaciones pluviométricas y para esa fecha existen 574 estaciones, lo que quiere decir que se ha retirado casi un 40% de las estaciones de precipitación, algo similar ha sucedido con todas las estaciones hidroclimatológicas.

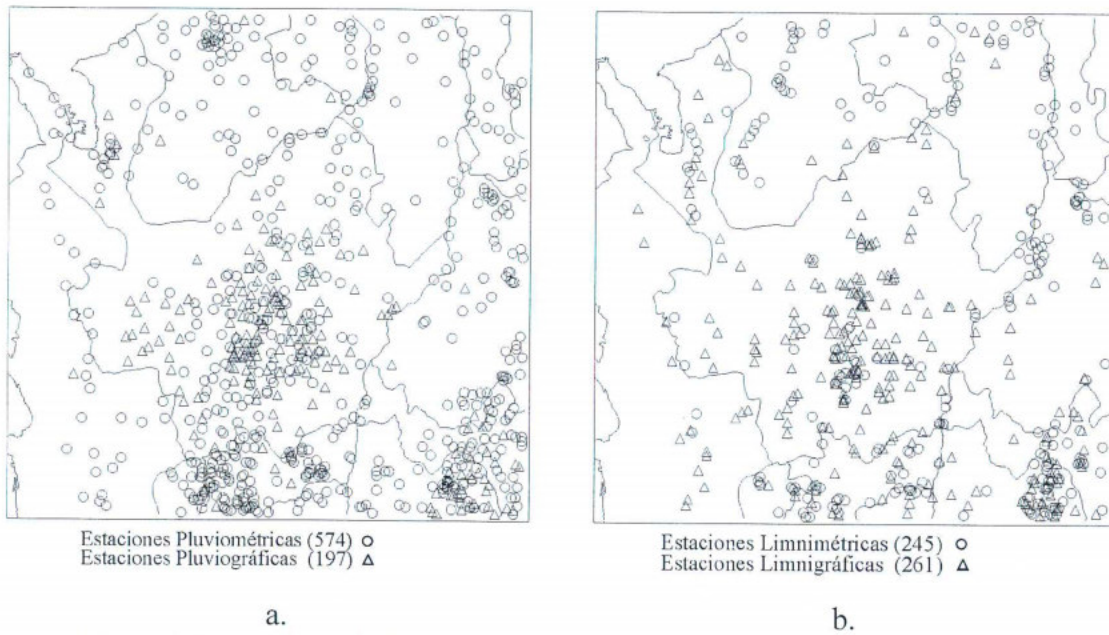


Figura 2.5 Estaciones hidroclimatológicas que actualmente funcionan en Antioquia para los registros de precipitación (a) y caudal (b).

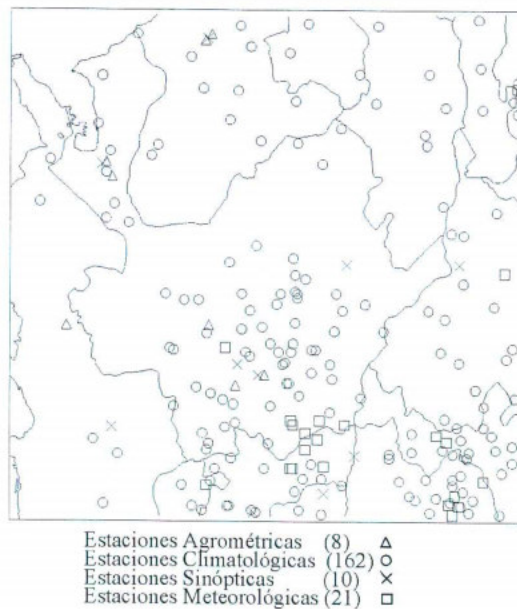


Figura 2.6 Estaciones hidroclimatológicas que actualmente funcionan en Antioquia.

2.2 CALIDAD DE LOS REGISTROS HIDROLÓGICOS

La información disponible para este estudio ha sido obtenida por distintos mecanismos, entre los que se cuenta con donación de instituciones (HIMAT, Empresas Públicas de Medellín, ISA, CORNARE, CENICAFE, CVC y CORANTIOQUIA) y en otros casos, compra al IDEAM y Empresas Públicas de Medellín. Otra parte de esta información ha sido obtenida, digitalizando registros existentes de los anuarios hidrológicos y publicaciones de distintas entidades.

Para realizar una evaluación de la información disponible se clasificaron las estaciones según su longitud de registro y se localizaron sobre el mapa de la región para observar su distribución espacial, se obtuvieron histogramas que relacionan el número de estaciones con la longitud de los registros, y sobre el mapa del departamento se dibujaron las estaciones con un círculo de diferente diámetro que indica la longitud del registro en cada una de ellas. Este análisis se realizó para todas las estaciones con información. Igualmente se ilustró la distribución de la cantidad de datos faltantes que tiene cada serie.

2.2.1 Registros de Caudal Medio

Se cuenta con 101 estaciones de caudal medio mensual, cuya longitud promedio de registros es 25 años y varía entre 3 y 65 años. Sin embargo, como se observa en el histograma de la Figura 2.7a, 70 estaciones (69.3%) tienen menos de 30 años de registros y sólo 12 de las estaciones disponibles (11.9%) tienen más de 40 años. En el mapa de la Figura 2.7b se ubicaron las estaciones geográficamente, donde el diámetro del círculo es un indicativo de la longitud del registro. Con triángulos se representan las estaciones con menos de 15 años de registros (18.0 – 17.8%) y en círculos las demás. A pesar del buen número de estaciones con más de 15 años, es notable la concentración de las mejores estaciones en la cuenca del río Porce y a lo largo del río Magdalena; el cañón del río Cauca, la cuenca del río Atrato, Urabá y el Caribe presentan estaciones con longitudes de registros

de regulares a malas; y existen regiones como el Nordeste Antioqueño y la parte baja de la cuenca del río Penderisco de las que no se dispone información de caudales medios.

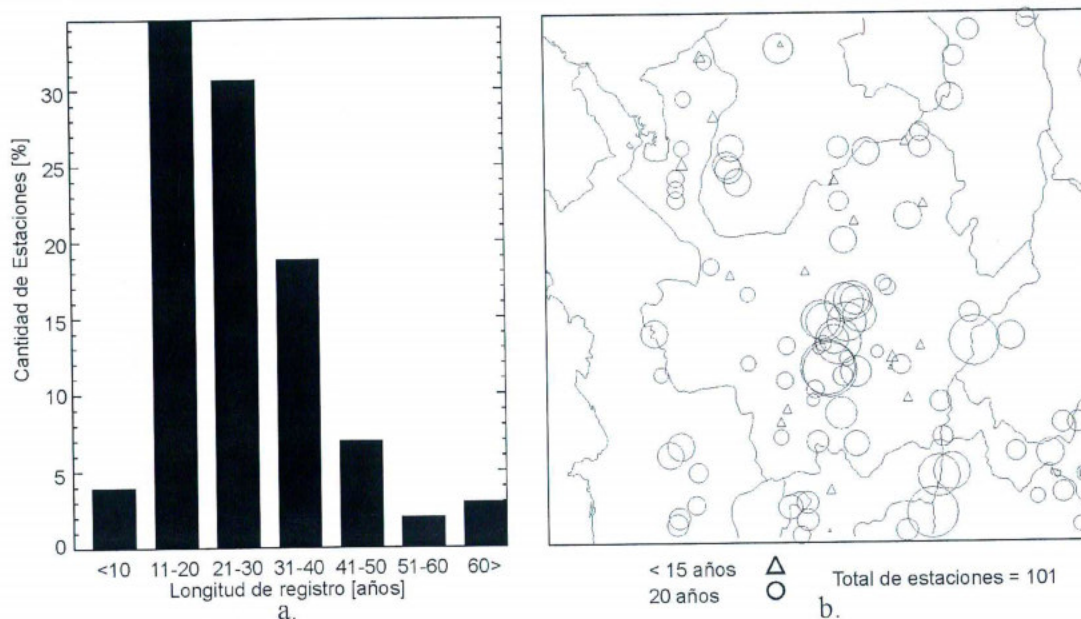


Figura 2.7 Longitud de registros y localización de las estaciones de caudal medio.

En la Figura 2.8a. se presenta el histograma de frecuencias para el porcentaje de datos faltantes en los registros de caudal medio. Es frecuente en las estaciones encontrar en las series reportadas períodos de registro sin datos, esto quizá debido al retiro de estaciones, cambio de sitios de medición, o tal vez daños presentados en los equipos de medición. Muchas veces se presentan brincos, o cambios en la media y la varianza de los registros, lo que indica mala calibración de la estación o simplemente el cambio no reportado. Los datos de caudal medio mensual con los que cuenta el proyecto, presentan pocos datos faltantes, más del 80 por ciento de las series de esta variable tienen menos del 3% de datos faltantes, 22 de ellas están completas y 57 estaciones restantes tienen datos faltantes en sus registros.

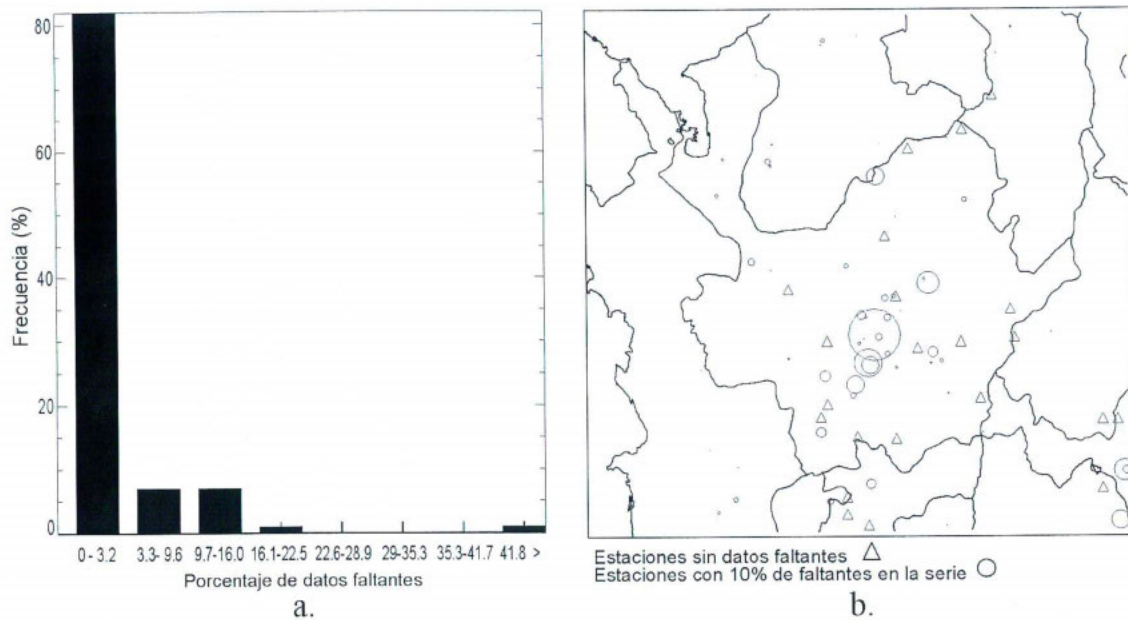


Figura 2.8 Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal medio

2.2.2 Registros de Caudal Máximo

Se cuenta con 84 registros de caudal máximo. Las longitudes de registro oscilan entre los 5 y 65 años con una media de 23 años. De estas 84 estaciones de caudal máximo, 63 de ellas (75%) tienen menos de 30 años de registros, y sólo 10 (11.9%) superan 40 años (Figura 2.9a). Al igual que para las estaciones de caudal medio, se presenta la ubicación geográfica de las estaciones de caudal máximo, indicando con el diámetro del círculo la longitud del registro (ver Figura 2.9b). Con triángulos aparecen 22 estaciones (26.2%) con menos de 15 años de registros. Las estaciones con mejor longitud de registro están ubicadas en el valle del río Porce, pero ésta se reduce sobre el valle del río Magdalena y el cañón del Cauca.

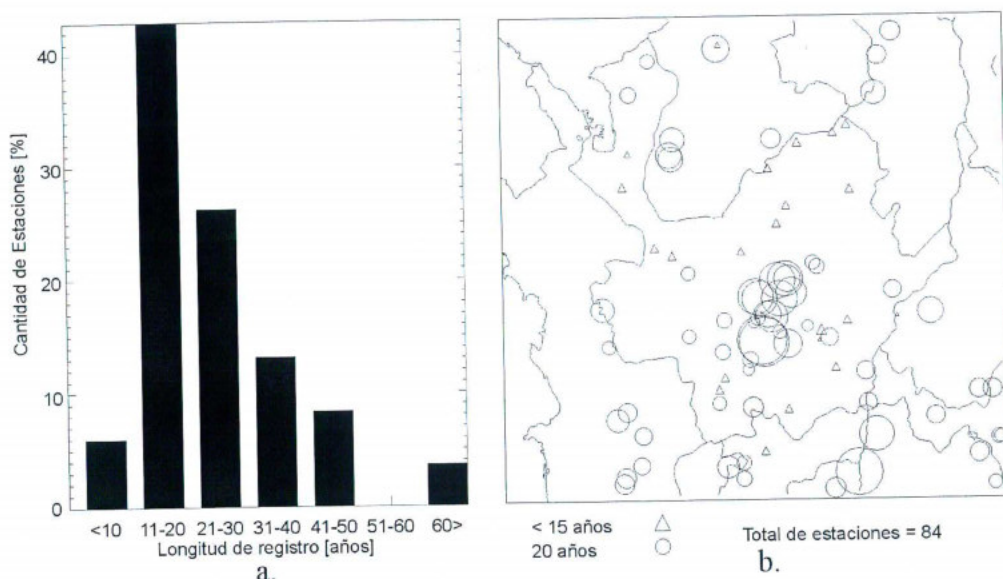


Figura 2.9 Longitud de registro y localización de las estaciones de caudal máximo

En cuanto al porcentaje de datos faltantes en las series de caudal máximo se presenta un comportamiento similar al de las estaciones de caudal medio; 25 series no tienen datos faltantes y el resto, 63 estaciones, falta parte de la información. Se observa en la Figura 2.10a. que un 25 % de las series falta más del 5 % de los datos. En la Figura 2.10b. Se muestra la ubicación espacial de las estaciones y el tamaño del círculo representa el porcentaje de datos faltantes en las series.

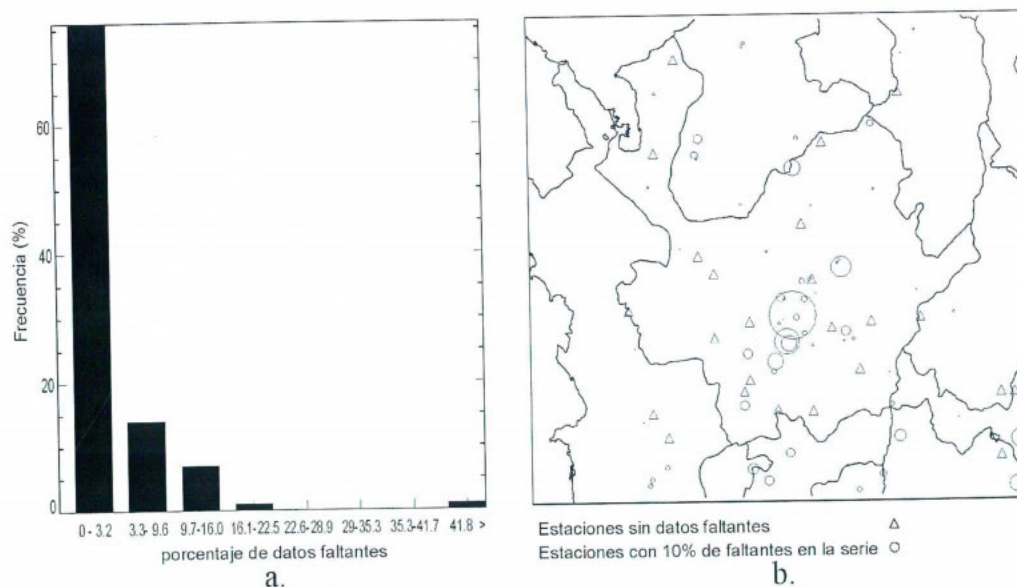


Figura 2.10 Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal máximo

2.2.3 Registros de Caudal Mínimo

Se cuenta con 85 estaciones con registros de caudal mínimo en la región, con una longitud de registro que oscila entre 5 y 65 años con una media de 24 años. Con menos de 30 años hay 63 estaciones (74.1%) y 10 estaciones (11.8%) tienen más de 40 años de registros (Figura 2.11b.). En la Figura 2.11a. se tiene el histograma de frecuencias de las longitudes de los registros y en la Figura 2.11b. el mapa de la distribución espacial de las estaciones. Existen 22 estaciones con menos de 15 años de registros (25.88%). La distribución espacial de las estaciones conserva el comportamiento presentado por las estaciones de caudales máximos.

En cuanto a los datos faltantes presentes en las series de tiempo de caudal mínimo (Figura 2.12), se presenta un comportamiento similar a lo reportado para caudales máximos.

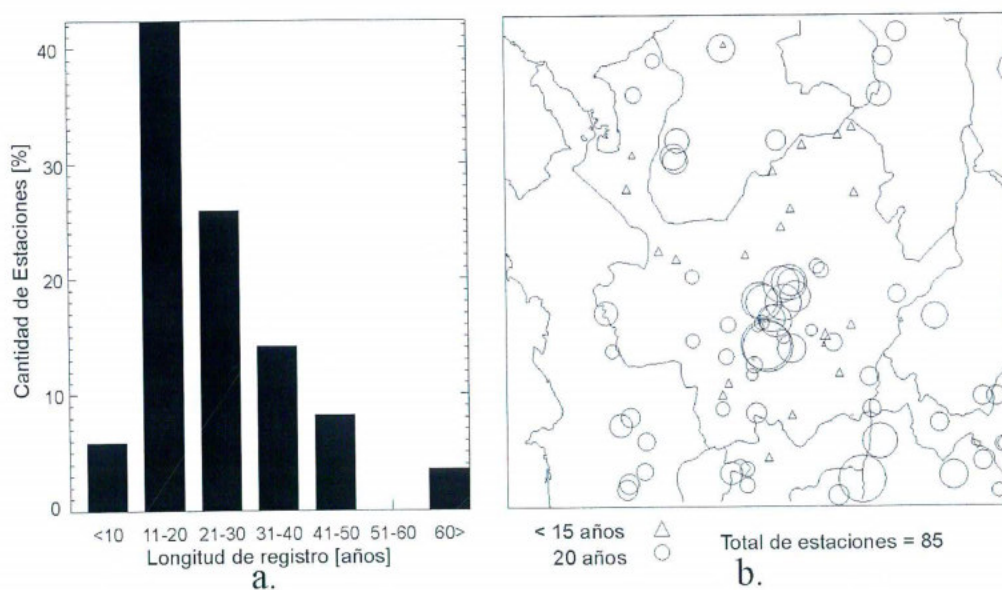


Figura 2.11 Longitud de registro y localización de las estaciones de caudal mínimo

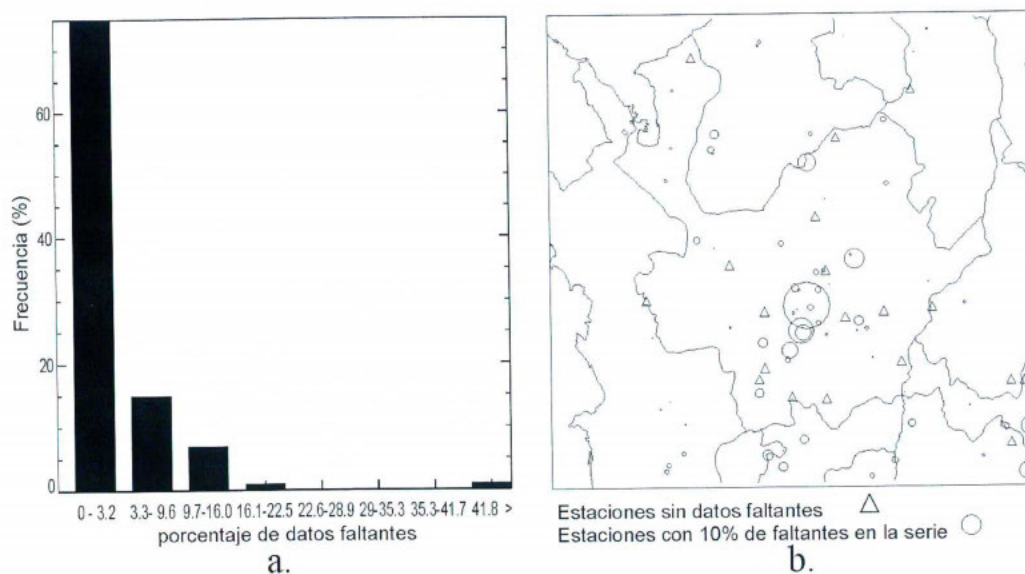


Figura 2.12 Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal mínimo

2.2.4 Registros de Caudal Diario

Para este estudio se dispone de 26 series de caudal diario correspondientes a la región y con longitudes de registros que oscilan entre 1 y 36 años. La Figura 2.13a. muestra el histograma realizado para la longitud de registros de las series de caudal diario donde 14 estaciones tienen menos de 18 años de registros (53.8%), mientras que 2 logran superar los 30 años de registros (7.7%). En la Figura 2.13b. se ve que las mejores estaciones de caudal diario se encuentran nuevamente en el valle del río Porce y a lo largo del río Cauca a su paso por el eje cafetero. Las demás regiones prácticamente no tienen registros de caudales diarios.

Es importante anotar que éste es un número muy reducido de registros en resolución diaria ya que muchas de las metodologías para la estimación de eventos hidrológicos extremos como caudales máximos y mínimos requieren datos en ésta resolución, debido a la naturaleza de los fenómenos involucrados en tales procesos.

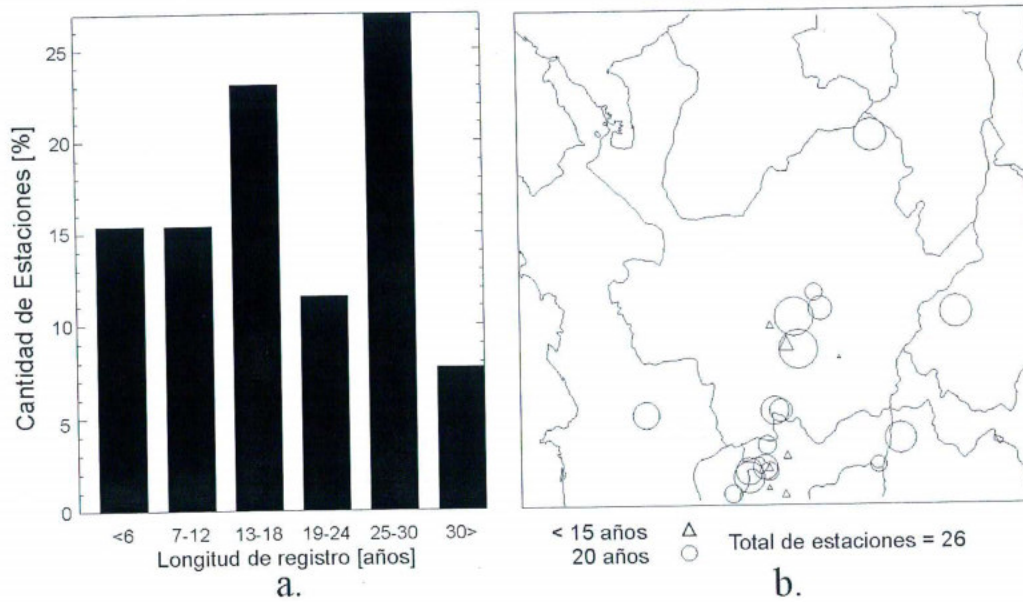


Figura 2.13 Longitud de registro y localización de las estaciones de caudal diario

En la Figura 2.14b. se ve que de un total de 26 estaciones disponibles de caudal diario, hay 10 estaciones con registros completos y 16 que tienen datos faltantes. El 25% de las series presentan más del 4 % datos faltantes.

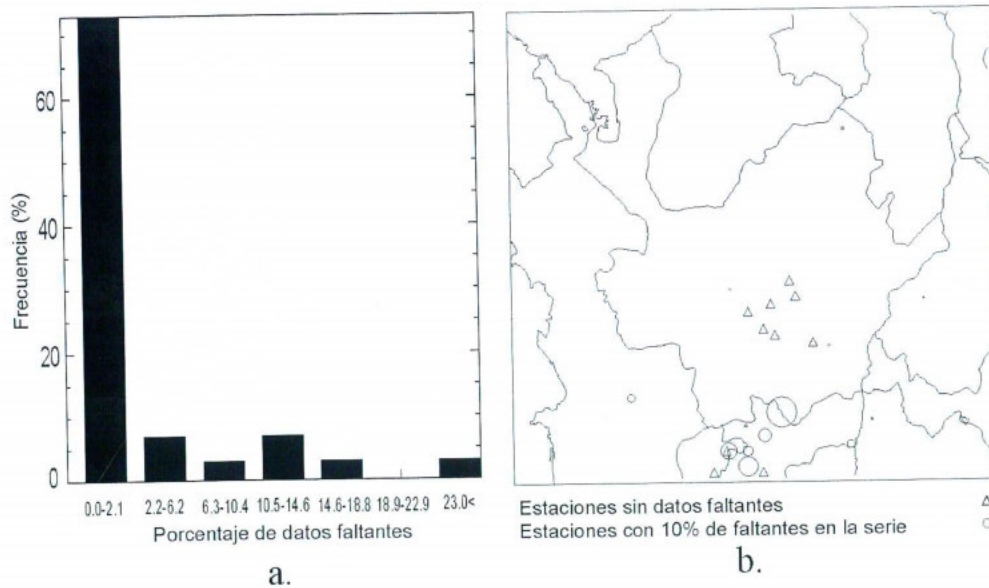


Figura 2.14 Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de caudal diario.

2.2.5 Registros de Precipitación Total Mensual

Se cuenta con un total de 250 estaciones de precipitación en la región, con longitudes de registro que oscilan entre 6 y 66 años, con una media de 28 años. La Figura 2.15a. muestra que un 25 % de las series tiene menos de 20 años y solamente un 12% tiene más de 40 años. La distribución espacial mostrada en la Figura 2.15b. revela grandes áreas en el mapa que carecen de datos, por ejemplo; la zona entre el Río Atrato y el Océano Pacífico, el occidente y noroccidente de Antioquia y sur de Córdoba. Otra vez, la mayor cantidad de estaciones se encuentra cerca de centros urbanos o a zonas cercanas a proyectos hidroeléctricos.

La Figura 2.16a. muestra que un 50% de los datos de precipitación tienen mas de un 5% de datos faltantes. Existen solamente 8 estaciones sin datos faltantes (Figura 2.16b).

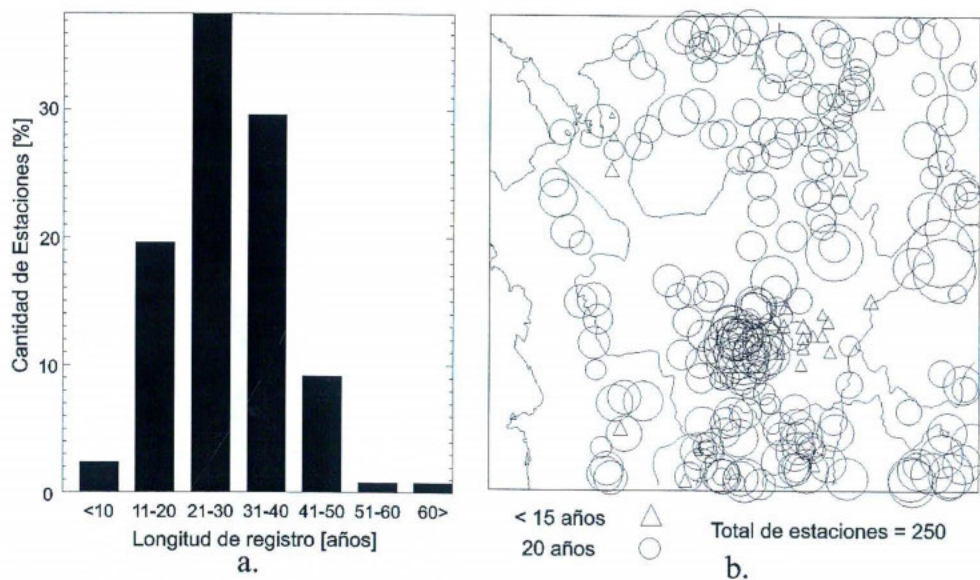


Figura 2.15 Longitud de registro y localización de las estaciones de precipitación total mensual

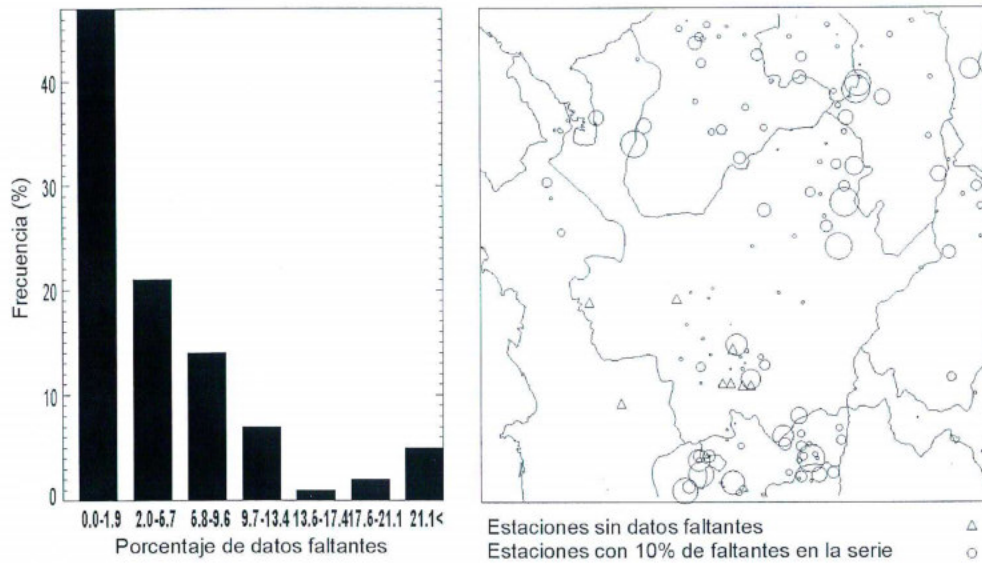


Figura 2.16 Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de precipitación total mensual.

2.2.6 Registros de Precipitación diaria

Se tiene un total 26 estaciones en Antioquia y sus alrededores con este tipo de información. Puede verse en la Figura 2.17a. que un 93% de las estaciones poseen una longitud de registros inferior a 30 años y solamente 2 estaciones superan este limite. Nuevamente, se nota la ausencia de datos en muchas de las regiones de la zona estudiada, debido a los mismos problemas presentados en las series de caudal diario.

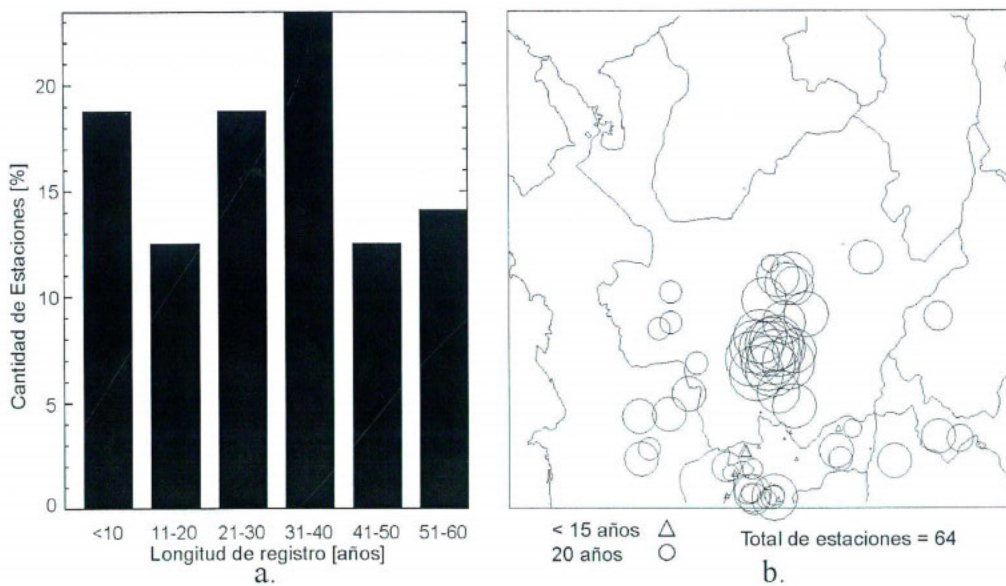


Figura 2.17 Longitud de registro y localización de las estaciones de precipitación diaria

De la Figura 2.18b. se observa que todas las estaciones presentan datos faltantes. Existe un 35% de las estaciones con más de un 8% de datos faltantes y una estación que presenta más de un 50% de faltantes en la serie (Figura 2.18a).

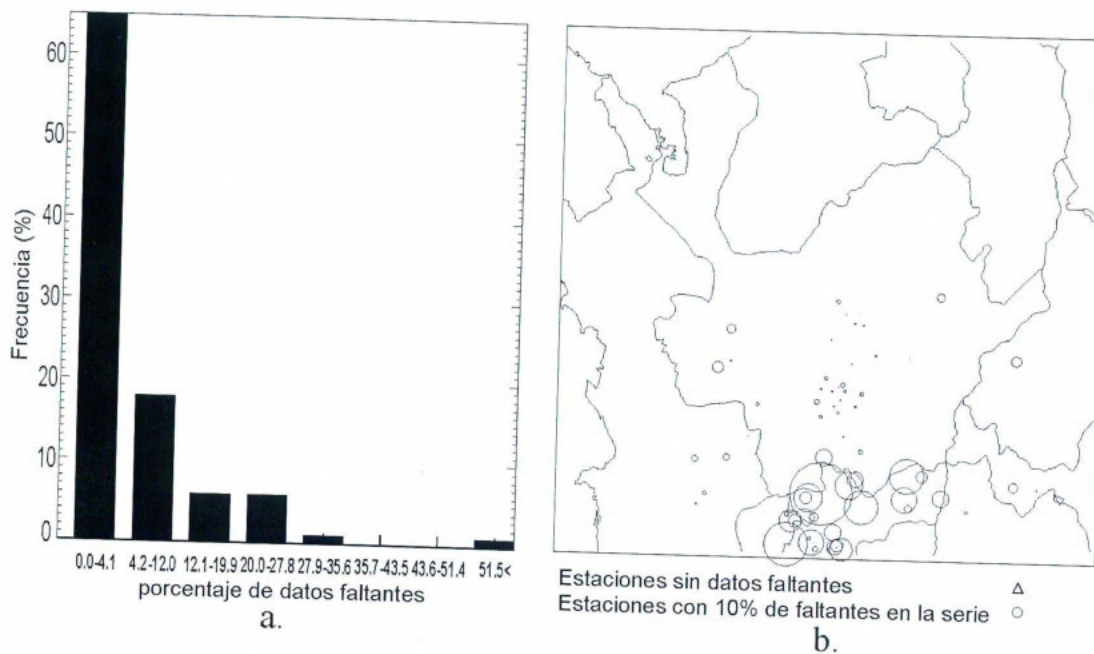


Figura 2.18 Porcentaje de datos faltantes de las estaciones de precipitación diaria.

2.2.7 Registros de Temperatura media y mínima

En la región se cuenta con 33 estaciones con registros de temperatura media y 31 de temperatura mínima. En la Figura 2.19b. y Figura 2.20b. puede verse que su distribución es homogénea sobre la región, pero por ser tan pocas su cobertura es muy limitada. En las Figura 2.19a. y Figura 2.20a. se presenta los histogramas de longitud de las series donde se observa que la mayoría de las series tienen menos de 30 años de registro.

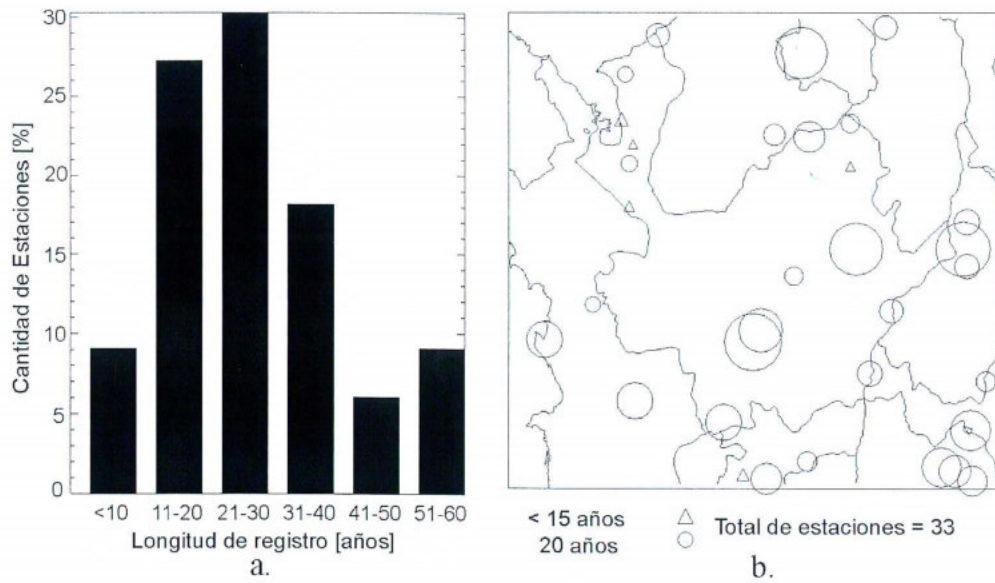


Figura 2.19 Longitud de registro y localización de las estaciones que registran temperatura media

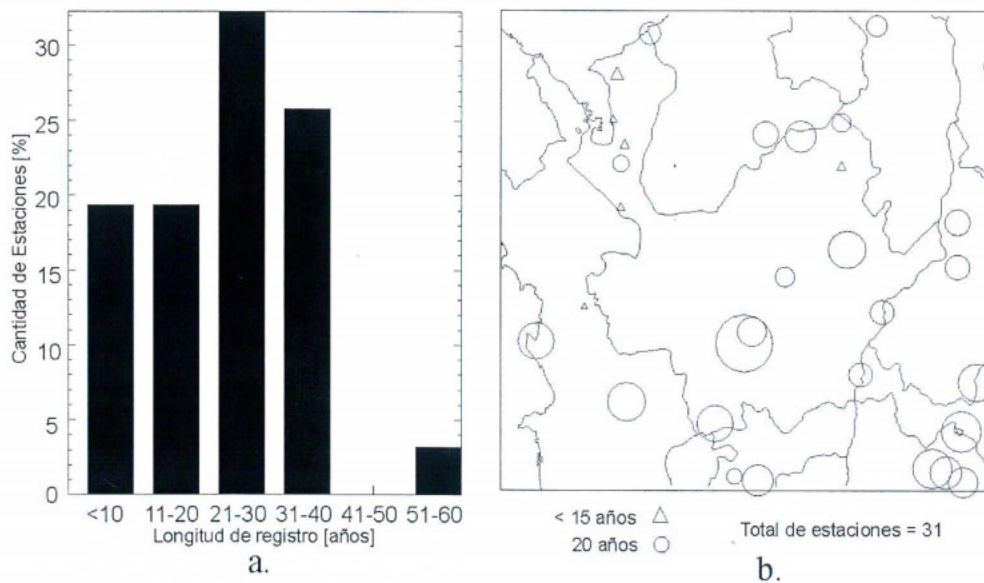


Figura 2.20 Longitud de registro y localización de las estaciones que registran temperatura mínima

2.2.8 Registros de Humedad Relativa y Punto de Rocío

La región cuenta con 13 estaciones de Humedad Relativa y 27 estaciones con datos de Punto de Rocío. En la Figura 2.21 y Figura 2.22 se nota que existen muy pocas estaciones para la medición de estas variables y por lo tanto su cobertura espacial es pobre.

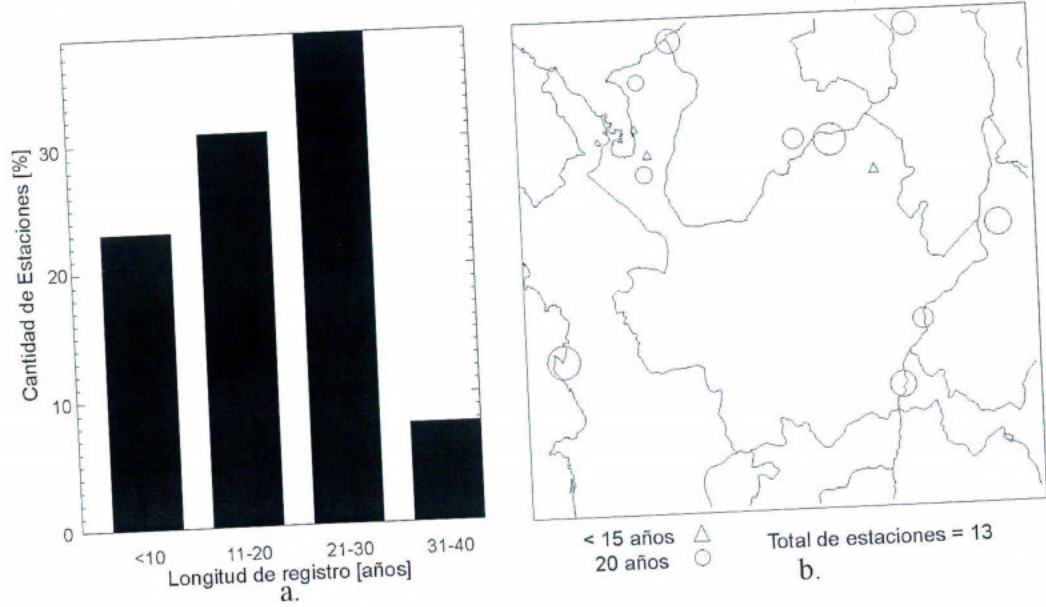


Figura 2.21 Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Humedad Relativa

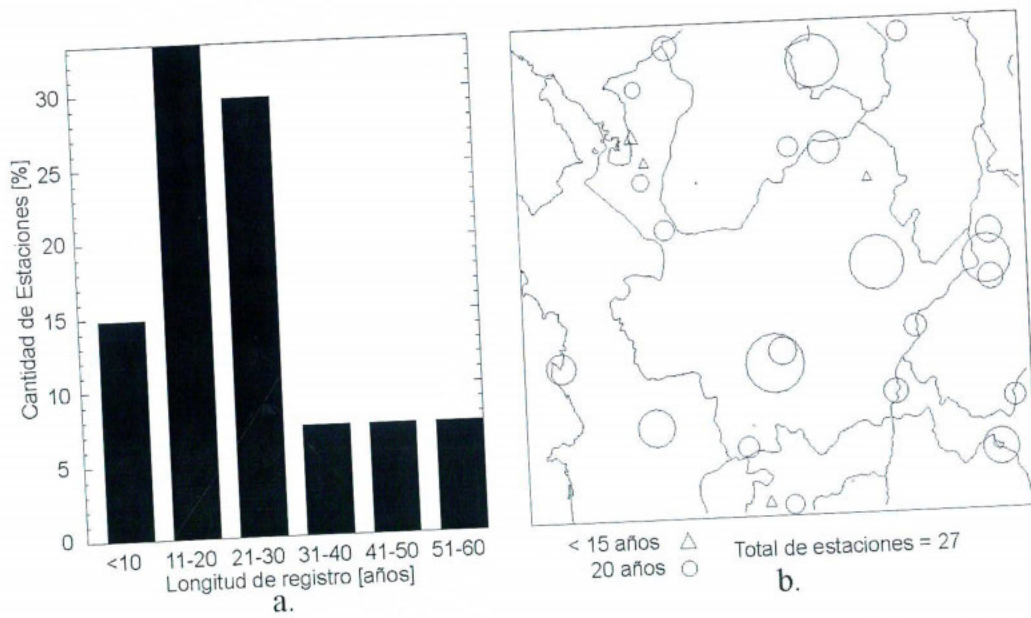


Figura 2.22 Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Punto de Rocío

2.2.9 Registros de Evaporación y Tensión de Vapor

La región cuenta con 19 estaciones que tienen datos de Evaporación y 7 estaciones con datos de Tensión de Vapor. De la Figura 2.23 y Figura 2.24 se observa nuevamente que existen muy pocas estaciones para la medición de estas variables. En cuanto a la longitud de los registros para datos de tensión de vapor es buena, mientras para evaporación es deficiente.

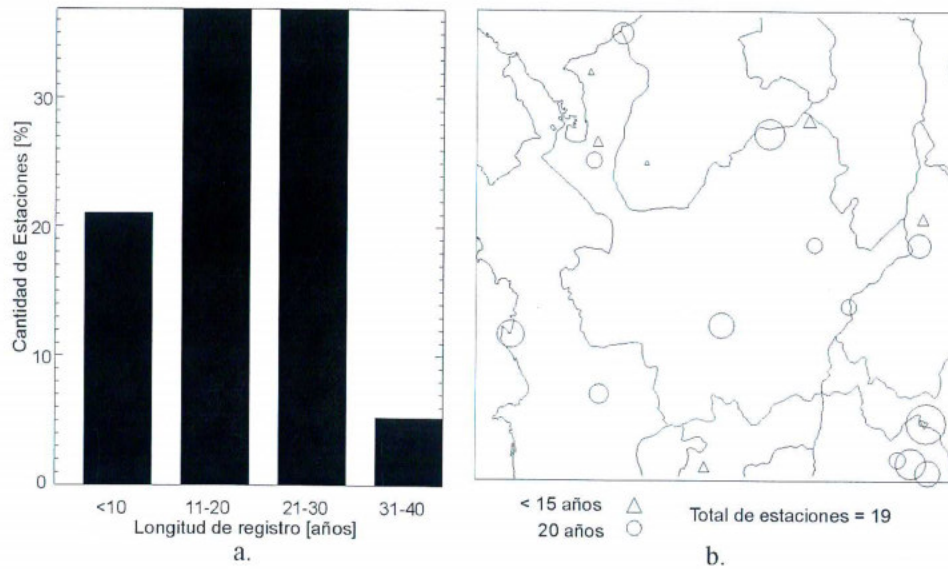


Figura 2.23 Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Evaporación

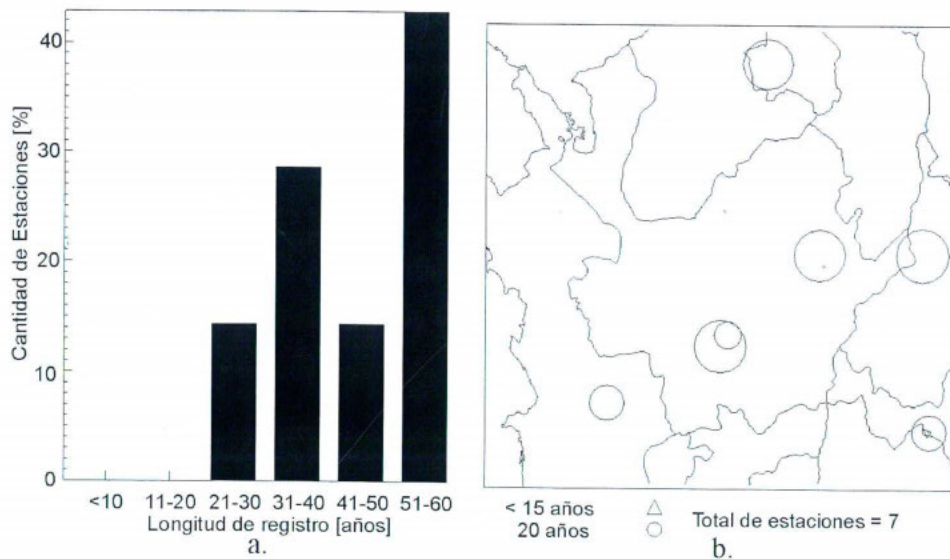


Figura 2.24 Longitud de registro y localización de las estaciones que registran Tensión de Vapor

En Resumen, en Colombia la 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, mientras que vastas áreas de nuestra geografía aún no se cuenta con estaciones para el registro de variables hidroclimáticas. Antioquia no es ajena a este panorama, agravado por las políticas de distribución de la información por parte de los entes reguladoras, que incluye el considerarla estratégica o la venta parcial debido a políticas absurdas como no vender más del 30% de las estaciones de una determinada variable a una sola entidad. Esto impide la exploración científica y el desarrollo del conocimiento.

Como se pudo observar a través de este capítulo, la cobertura espacial de las estaciones de precipitación y caudal para el departamento es irregular. Las zonas mejor instrumentadas son el Valle de Aburrá y la zona del oriente antioqueño, alrededor de los embalses, donde las estaciones son más numerosas y de mejor calidad. Sin embargo, cuando se pierde el interés económico en la región es frecuente retirar la estación. El número de estaciones de caudal en el rango de áreas más pequeñas es insuficiente, por no decir que es prácticamente nulo, lo que impide un adecuado desarrollo de los modelos hidrológicos diseñados para estos tamaños de cuenca. Los ríos más importantes del departamento están instrumentados con una aceptable calidad de sus registros.

Las estaciones que registran otras variables hidrológicas (temperatura, evaporación, punto de rocío, etc) indudablemente son muy pocas. Para Colombia esta situación es grave ya que nuestra dinámica hidroclimatológica está fuertemente determinada por las condiciones del relieve, que determinan vertientes en las cordilleras con características muy distintas entre sí. A esto se le suma la absurda política del IDEAM en cuanto a la divulgación y distribución de la información Hidrometeorológica, ya que solo venden el 30% de la información correspondiente a cada variable. La pobre cobertura espacial de las estaciones disponibles dificulta el adecuado desarrollo de modelos regionales para la estimación distribuida de estas variables en las zonas donde no se tiene información, a pesar de la buena calidad de las series.

2.3 VARIABLES MACROCLIMÁTICAS

En el presente estudio se emplearon variables climatológicas para realizar diversos análisis. Gran parte de estas variables están disponibles en formato de mapas. A continuación se hace una breve descripción de éstas.

2.3.1 Presión Atmosférica

Esta variable se obtuvo empleando la información recopilada por Eslava (1995), quien realizó un estudio de inventario de las estaciones meteorológicas en las que se tienen registros de esta variable. En total se recopilaron 68 estaciones de las cuales, luego de un proceso de homogeneización y depuración, se seleccionaron 53 para la obtención del mapa de presión atmosférica.

Con los registros de estas estaciones y la altura de cada una de las estaciones seleccionadas, se elaboró una regresión lineal, en la cual se aplicó logaritmo natural a la presión atmosférica, obteniéndose la relación

$$P = 1009.28 \exp\left(-\frac{H}{8631}\right) \quad (2.1)$$

donde P está dada en hPa y H es la altura sobre el nivel del mar en m. El ajuste obtenido se observa en la Figura 2.25.

Para la anterior regresión se obtuvo un coeficiente de correlación $r^2=0.9999$.

Se observa que la expresión (2.1) sigue la forma de la variación hidrostática, con una escala de cerca de 8600 m, lo cual coincide con expresiones teóricas según las cuales, la presión atmosférica se define como

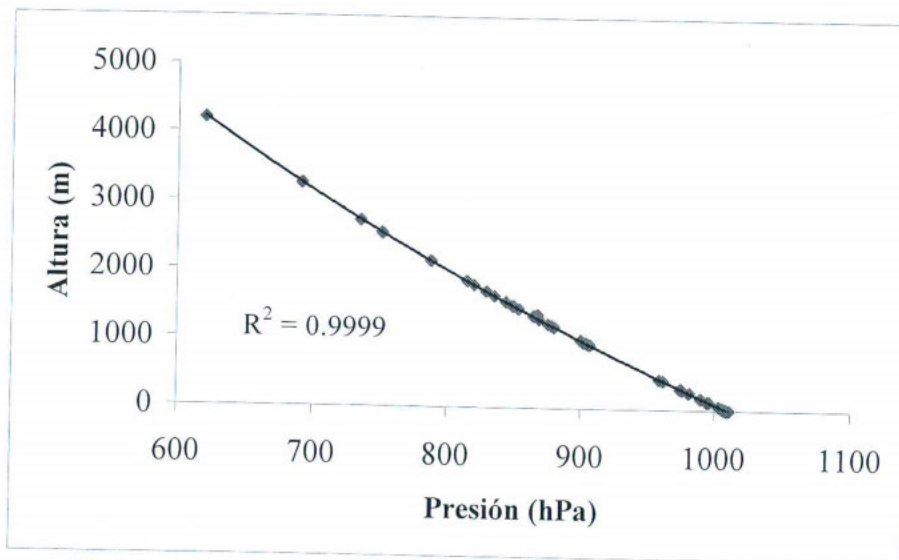


Figura 2.25 Ajuste obtenido entre Presión y Altura.

$$\frac{dp}{p} = \left(\frac{-g}{R_a T} \right) dz \quad (2.2)$$

donde p es la presión atmosférica, g es la aceleración de la gravedad, R_a es la constante de los gases ideales, T es la temperatura y z la altura (Chow *et al.*, 1994).

Resolviendo (2.2) se tiene

$$p = p_0 \exp\left(-\frac{g}{R_a T} z\right) \quad (2.3)$$

La ecuación (2.1) obtenida en la regresión es de la forma de la expresión teórica (2.3), por lo cual se puede afirmar que la variable está adecuadamente estimada y que refleja la física del comportamiento de la presión atmosférica.

Además, a partir de los datos consignados en la base de datos GEWEX (Meeson *et al.*, 1995 y Sellers *et al.*, 1995), se obtuvieron valores de la Presión atmosférica sobre la superficie, con una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$, para la región comprendida entre $90^\circ W$ a $60^\circ W$ y $15^\circ N$ a $10^\circ S$; las unidades de la variable son Pa, con un valor mínimo de 50000 y un valor máximo de 106000 y. La presión atmosférica superficial se encuentra disponible para valores

mensuales, con los cuales se calcularon los promedios multimensuales y anuales. Se obtuvo también un mapa de presión atmosférica media al nivel del mar.

2.3.2 Temperatura

2.3.2.1 Temperatura media

La temperatura media del aire en la superficie es, tal vez, la variable más importante para la estimación de la evapotranspiración. Por esta razón es necesario tener una estimación consistente de esta variable.

Para la obtención de mapas mensuales y anual de temperatura en la región de estudio se empleó la técnica de interpolación basada en la Triangulación con Deriva (Ver Anexo A).

Se ha encontrado que debido a que Colombia está ubicada en la zona tropical, el comportamiento de la temperatura del aire en la superficie está fuertemente condicionado por la altura sobre el nivel del mar. Debido a la relación lineal entre la temperatura superficial y la topografía, es precisamente esta segunda variable la deriva considerada para la estimación de la temperatura mediante la técnica de interpolación propuesta.

Los mapas mensuales se obtuvieron multiplicando el mapa de porcentajes de cada mes por el mapa de temperatura anual. Los mapas de porcentajes se construyeron al interpolar la temperatura media del mes en cuestión expresada como porcentaje de la temperatura media anual de todas las estaciones.

Para la implementación de esta técnica de interpolación se cuenta con registros mensuales de 14 estaciones de CORNARE y 58 estaciones del IDEAM. La ubicación de las estaciones empleadas se muestra en la Figura 2.26

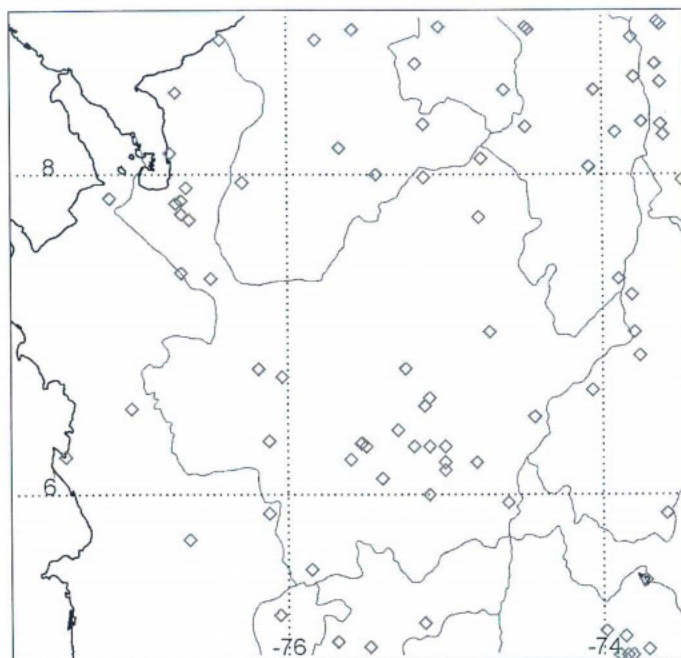


Figura 2.26 Ubicación de las estaciones de temperatura media empleadas.

De la Figura 2.26 se puede observar que las estaciones no están uniformemente distribuidas en la región de estudio, luego, es de esperarse que los mapas de temperatura obtenidos presenten deficiencias en las zonas en las que no se tiene información. Por tanto, fue necesario incluir estaciones “ficticias” que aporten información en las zonas en las que no se tienen registros. Esto es válido, siempre y cuando la estación “ficticia” incluida se obtenga empleando criterios físicos acerca del comportamiento de la variable a interpolar. En la selección de las estaciones no fue posible aplicar el criterio de homogeneización debido a que la gran mayoría cubren períodos de registro diferentes. Tampoco fue posible seleccionar las estaciones de mayor longitud de registro, muchas de las estaciones sólo cuentan con promedios multianuales, mientras que un alto porcentaje de los datos son faltantes, los cuales fueron ignorados para los cálculos. Basándose en el argumento de que la temperatura es una variable con un comportamiento bastante estable, no se desechó ninguna estación, debido a la poca cantidad con la que se cuenta y a su deficiente distribución. Sin embargo, vale la pena resaltar que los registros con los que se cuenta son de regular calidad.

El mapa de temperatura media anual obtenido se muestra en la Figura 2.27.

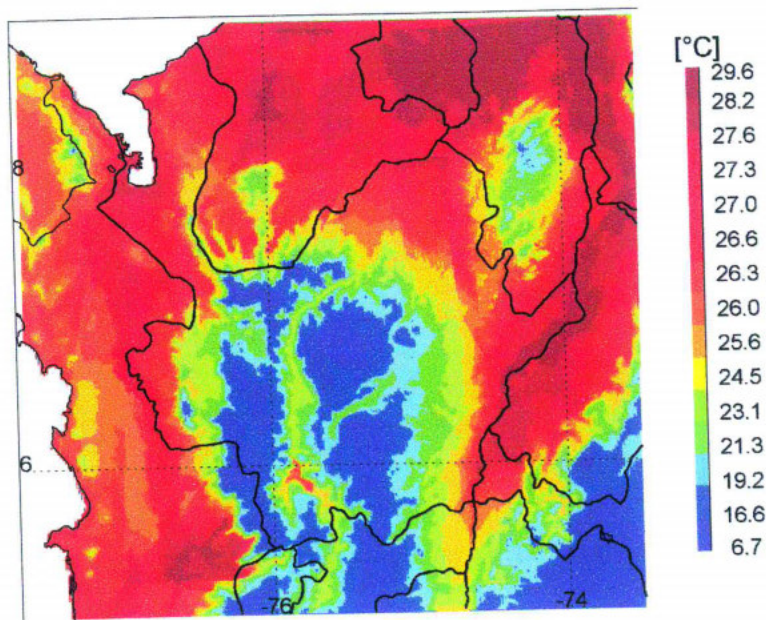


Figura 2.27 Mapa de Temperatura Media Anual (°C) obtenido al interpolar con la técnica de triangulación con deriva.

Para la validación de los resultados obtenidos en el campo de temperatura, se seleccionaron 7 estaciones de las 72 disponibles, de manera que se compararon los estimativos entregados por el interpolador con los registros reales de estas estaciones. Se obtuvo un error promedio del 6.5%. De las 7 estaciones, 5 mostraron un error inferior al 3%, mientras que las 2 restantes mostraron un error superior al 15%. En la Figura 2.28 se observan los errores obtenidos.

Debe aclararse que sólo se validó con 7 estaciones debido a que la cantidad de estaciones con la que se cuenta no permite seleccionar una mayor cantidad.

Puede afirmarse que, en general, el mapa obtenido presenta consistencias en su comportamiento espacial, pues se observa que la temperatura refleja claramente el comportamiento de la topografía, como en realidad ocurre. Sin embargo, el resultado final puede mejorarse si se cuenta con un mejor cubrimiento espacial y temporal de la información.

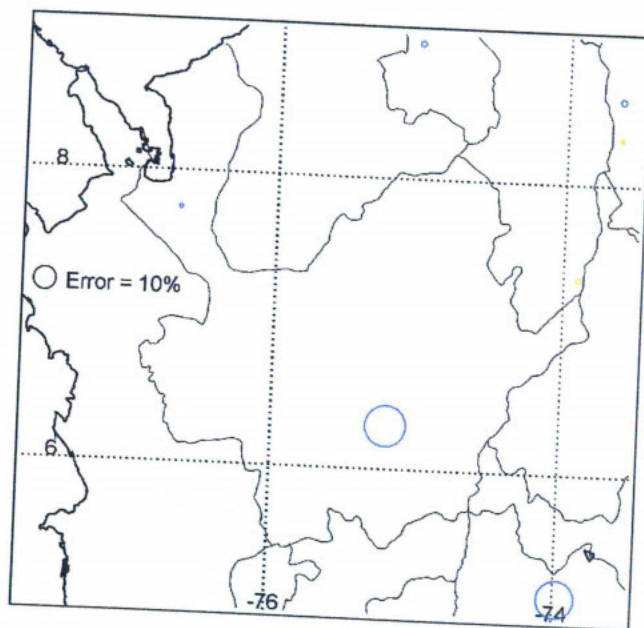


Figura 2.28 Errores obtenidos en la validación de la interpolación de temperatura media.

2.3.2.2 Otros mapas de temperatura

Se obtuvieron mapas anual y mensual de temperatura aplicando la regionalización propuesta por CENICAFÉ (Chaves y Jaramillo, 1998), las cuales proponen una relación lineal entre la temperatura y la altura, relación que varía de acuerdo a la región geográfica: Andina, Atlántica, Pacífica y Oriental. Estas expresiones son tales que:

Región Andina: $T_{\text{MEDIA}} = 29.42 - 0.0061H$

Región Atlántica: $T_{\text{MEDIA}} = 27.72 - 0.0055H$

Región Pacífica: $T_{\text{MEDIA}} = 27.05 - 0.0057H$

Región Oriental: $T_{\text{MEDIA}} = 27.37 - 0.0057H$

Las anteriores expresiones se obtuvieron a partir de la información de 1002 estaciones en todo el país, de estas estaciones 626 pertenecen a la región Andina, 239 a la región Atlántica, 46 a la región Pacífica y 91 a la región Oriental.

El mapa obtenido empleando estas expresiones se observa en la Figura 2.29.

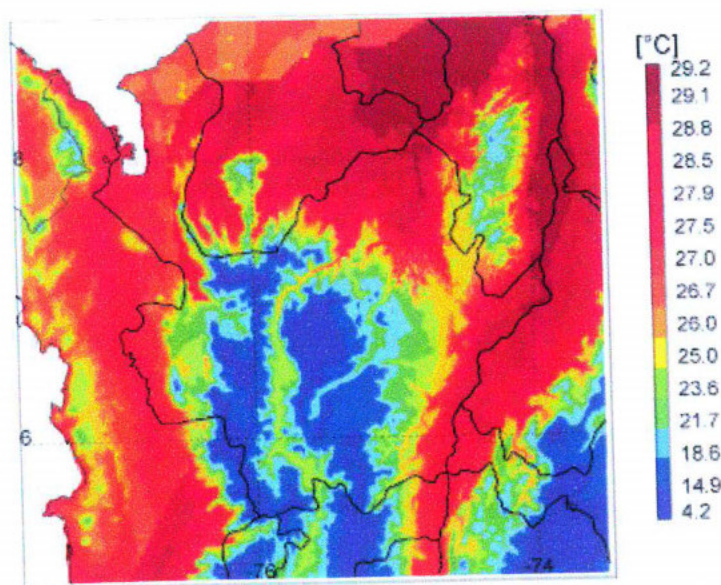


Figura 2.29 Mapa de Temperatura media anual obtenido empleando la regionalización propuesta por CENICAFÉ.

Esta relación lineal muestra el decrecimiento de la temperatura con la altura en condiciones adiabáticas cercanas a la saturación. Aunque los resultados obtenidos a partir de estas expresiones son de buena calidad, puede observarse claramente el cambio brusco en el valor de la temperatura para las zonas limítrofes entre las regiones Atlántica, Andina y Pacífica. Aunque en la realidad estos cambios pueden existir, éstos se presentan en forma gradual, por lo que es necesario suavizarlos.

Se observa que los mapas obtenidos por ambas las metodologías de interpolación con Triangulación con Deriva y con regionalización de CENICAFÉ (Figura 2.28 y Figura 2.29) muestran la temperatura como un reflejo de la altura y presentan valores similares, aunque el mapa obtenido la primer metodología presenta valores mínimos mayores que los obtenidos por el segundo método.

Debido a que el mapa obtenido por Triangulación muestra un comportamiento consistente y gradual, fue precisamente éste el mapa empleado para la obtención de otras variables estimadas en este trabajo (ver Capítulo 4)

También se obtuvieron mapas a partir de los datos consignados en la base de datos GEWEX (Meeson *et al.*, 1995 y de Sellers *et al.*, 1995), de donde se tomaron valores mensuales de la Temperatura del aire a una altura de 2 m sobre la superficie del terreno correspondientes a la ubicación de Colombia (entre 90°W y 60°W y entre 15°N y 10°S), para el período comprendido entre enero de 1987 y diciembre de 1988. La resolución espacial es de 1°×1°. La temperatura está en °K, con un valor máximo de 330 y un mínimo de 220.

Se cuenta también con mapas de temperatura del suelo obtenidos de la base de datos de GEWEX. Se tiene información de las siguientes variables: Temperatura del suelo por debajo de 50 cm de profundidad, Temperatura del suelo por encima de 7 cm de profundidad. La unidad de la información es °K.

2.3.3 Punto de rocío

La temperatura a la cual se satura el aire para una humedad específica dada es la temperatura del punto de rocío. Esta variable no es fácil de obtener debido a que se tiene muy poca información de ella. Sin embargo, se obtuvo un mapa de punto de rocío promedio anual a partir de la expresión (2.4).

$$T_d = 24.4268 - 0.005286 H, r^2=0.9678 \quad (2.4)$$

Esta expresión se obtuvo al considerar una relación lineal entre la temperatura de punto de rocío (T_d) y la altura sobre el nivel del mar (H), empleando 35 estaciones del IDEAM y de CENICAFÉ. El ajuste lineal obtenido y la ubicación de las estaciones empleadas se muestran en la Figura 2.30 y en la Figura 2.31, respectivamente.

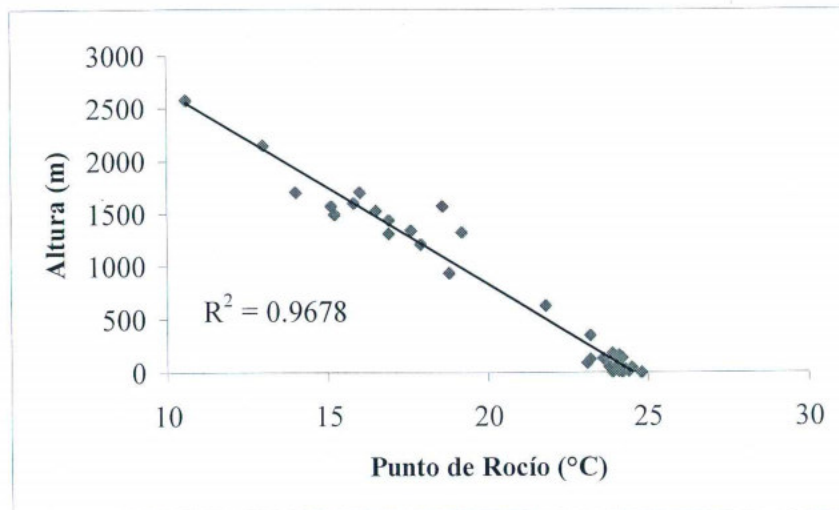


Figura 2.30 Ajuste lineal obtenido entre punto de rocío y altura.

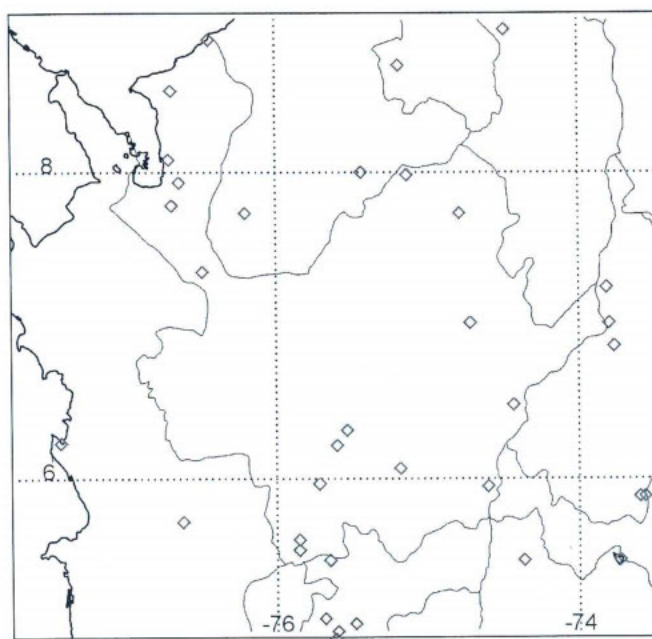


Figura 2.31 Ubicación de las estaciones de punto de rocío empleadas.

Los mapas mensuales se obtuvieron multiplicando el mapa de porcentajes de cada mes por el mapa de punto de rocío anual. Estos mapas de porcentajes se construyeron al interpolar la temperatura de punto de rocío del mes en cuestión expresada como porcentaje de la temperatura de punto de rocío anual de todas las estaciones.

La expresión (2.4) muestra la dependencia de la humedad con la altura, sin embargo, es una forma gruesa de estimar la temperatura de punto de rocío, lo cual se ve agravado debido a la deficiente cantidad de estaciones disponibles. Una forma de mejorar la estimación de esta variable es considerar la topografía como derivada u otra variable que tenga una alta relación con el punto de rocío. Es necesario analizar la relación existente entre la altura y la temperatura de punto de rocío de modo que se replantee la ecuación de interpolación para este caso, conservando la naturaleza física de esta variable.

Se cuenta además con un mapa de temperatura de punto de rocío a dos metros sobre el terreno, obtenido a partir de la base de datos del GEWEX. Su resolución espacial es de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Las unidades de esta variable son $^{\circ}\text{K}$. El valor mínimo es de 215 y el valor máximo de 306.

2.3.4 Radiación

En la base de datos existen diversas variables relacionadas con la radiación. A continuación se enumeran algunas de ellas. La información de las restantes se resume en la Tabla 2.3 y Tabla 2.2

2.3.4.1 Flujo neto de radiación de onda corta.

De esta variable se tienen mapas de dos fuentes diferentes. Se cuenta con un mapa obtenido a partir de la base de datos GEWEX. Su resolución espacial es de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Las unidades son w/m^2 . El valor mínimo es de 0 y el valor máximo es de 500.

Se tiene también un mapa de la base de datos LANGLEY (*Darnell, 1995*) en las mismas unidades del anterior. La información está disponible en promedios multimensuales y anuales.

2.3.4.2 Flujo neto de radiación de onda larga

Al igual que para la variable anterior, se cuenta con dos mapas. Uno se obtuvo de la base de datos GEWEX. La resolución espacial es de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ en formato flotante, con unidades de

w/m². El valor mínimo es de -250 y el máximo de 50. El otro mapa corresponde al obtenido de la base de datos LANGLEY.

2.3.4.3 Flujo neto total.

El flujo neto total de radiación se obtuvo a partir de la base de datos "Surface Radiation Budget Data Set" (*Darnell, 1995*) como la suma del flujo de radiación de onda corta (SW) y el flujo de radiación de onda larga (LW). La información básica se obtuvo de a base de datos GEWEX. Su resolución espacial es de 1°x 1°. El valor mínimo es de -100 y el valor máximo es de 300. Se obtuvieron promedios mensuales y el promedio anual.

Se tiene también un mapa obtenido a partir de a base de datos LANGLEY con una resolución de 2.5°x 2.5°. Las unidades de esta variable son w/m².

La radiación es una variable que generalmente se mide mediante sensores remotos. Desafortunadamente los registros satelitales disponibles presentan una resolución bastante gruesa para la escala que se maneja en este estudio. Por tanto se procedió a estimar esta variable mediante el procedimiento propuesto por *Morton (1983)* y se validó con respecto a los registros sensados por el GEWEX (Ver Capítulo 3). Para la aplicación de esta metodología se requiere información de brillo solar, precipitación, temperatura media, punto de rocío y topografía.

Este procedimiento, que fue empleado en el proyecto Balances Hidrológicos de Colombia (UNALMED-COLCIENCIAS-UPME 1999), se describe detalladamente en *Morton (1982)* y en el Anexo A (numeral A.2).

De esta manera, la radiación neta queda debidamente estimada, ya que se tienen en cuenta consideraciones físicas sobre el comportamiento de esta variable, además las validaciones realizadas con respecto a los registros del GEWEX así lo muestran.

Basados en esto se obtuvieron mapas de radiación neta anual y mensuales. El mapa anual de radiación neta promedio en la región de estudio se muestra en la Figura 2.32.

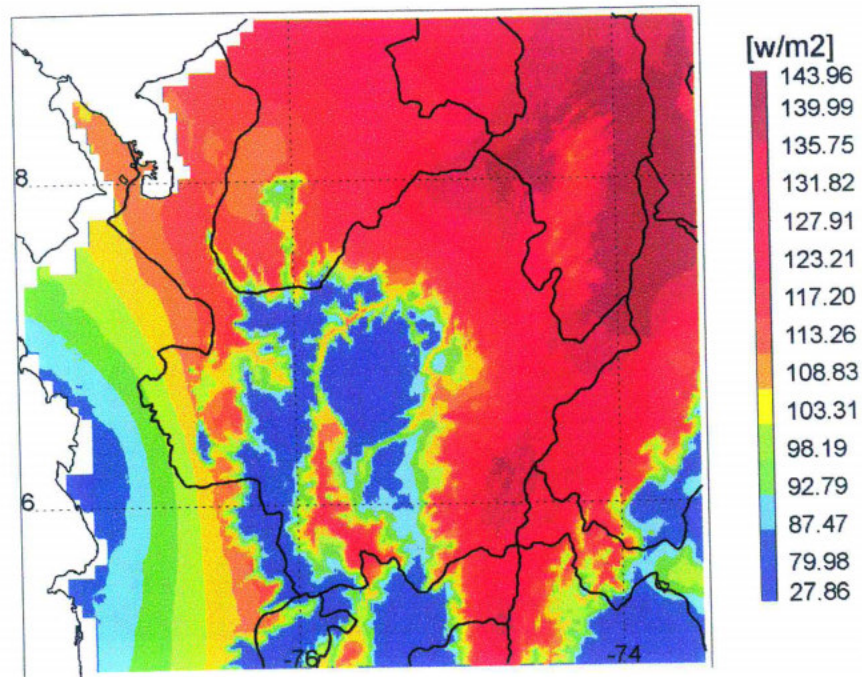


Figura 2.32 Mapa anual de radiación neta obtenida a partir de la metodología de Morton.

Se puede observar que para la región correspondiente a los valles de los ríos Cauca y Magdalena y las planicies al norte de Antioquia son las regiones con mayores estimativos de radiación neta, mientras que las zonas de alta montaña y la región del Chocó presentan los valores más bajos. Esto es de esperarse ya que la radiación neta está fuertemente influenciada por la nubosidad puesto que ésta refleja gran parte de la radiación incidente.

2.3.4.4 Brillo Solar

Para la obtención de mapas de brillo solar se empleó la información mensual de brillo solar promedio diario de 56 estaciones del Manual de Radiación Solar en Colombia (Rodríguez y González, 1992) y de 10 estaciones de CORNARE. Los mapas se obtuvieron mediante la interpolación de esta información empleando la técnica de Kriging Ordinario, descrita en el Anexo A. El mapa obtenido se muestra en la Figura 2.33.

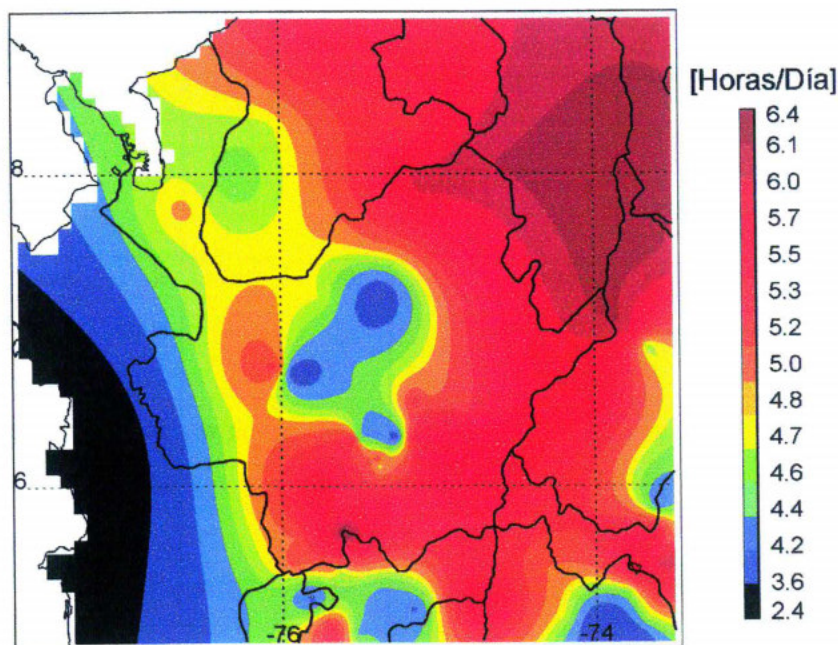


Figura 2.33 Mapa anual de brillo solar promedio diario obtenido a partir de interpolación por la técnica Kriging Ordinario.

Aunque el mapa de la Figura 2.33 muestra resultados coherentes, es necesario dar continuidad espacial al comportamiento de esta variable ya que la técnica de interpolación empleada no captura dicha continuidad. Por tanto sería útil considerar variables como la nubosidad, el NDVI o la topografía, que apoyen el mapa de brillo solar, obligando a esta variable a seguir la tendencia espacial que físicamente presenta.

2.3.4.5 Albedo Superficial

El mapa que se tiene de Albedo Superficial, se obtuvo a partir de la información de la base de datos de LANGLEY. La resolución es de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ de arco. Los valores máximo y mínimo son 0.4 y 0.08 respectivamente.

2.3.4.6 Otras variables

Tabla 2.2 Información del GEWEX (*Meeson et al, 1995* y de *Sellers et al. 1995*).

NOMBRE DEL PARÁMETRO	UN	DATOS			RESOLUCIÓN	
		MAX	MIN	FALTA	Temporal	Espacial
Flujo superficial de radiación de onda corta descendente (insolación)	w/m ²	500	0	-999	Mensual	1° x 1°
Flujo superficial de radiación de onda corta neta (absorbida)	w/m ²	500	0	-999	Mensual	1° x 1°
Flujo superficial de radiación de onda larga descendente	w/m ²	750	50	-999	Mensual	1° x 1°
Flujo superficial de radiación de onda larga neta	w/m ²	50	-250	-999	Mensual	1° x 1°
Flujo superficial total de radiación neta	w/m ²	300	-100	-999	Mensual	1° x 1°
Radiación onda corta neta en la parte superior de la atmósfera	w/m ²	1200	0	0	Mensual	1° x 1°
Radiación onda larga neta en la parte superior de la atmósfera	w/m ²	-80	-350	0	Mensual	1° x 1°
Flujo superficial de calor latente	w/m ²	200.	-700	0	Mensual	1° x 1°
Flujo superficial de calor sensible	w/m ²	400.	-700	0	Mensual	1° x 1°
Fracción de la radiación absorbida por la vegetación en fotosíntesis	Adim.	0.95	0.001	0	Mensual	1° x 1°

Tabla 2.3 Información CD Surface Radiation Budget Data Set (*Darnell, 1995*)

NOMBRE DEL PARÁMETRO	UN	DATOS			RESOLUCIÓN	
		Max	Min	Falta	Temporal	Espacial
Flujo onda corta cielo despejado	w/m ²	500	0	-99.00	Mensual	2.5° x 2.5°
Flujo incidente onda corta	w/m ²	500	0	-99.00	Mensual	2.5° x 2.5°
Flujo onda larga cielo despejado	w/m ²	750	50	-99.00	Mensual	2.5° x 2.5°
Flujo incidente onda larga.	w/m ²	750	50	-99.00	Mensual	2.5° x 2.5°

2.3.5 Humedad relativa

La humedad relativa se define como la relación entre la presión de vapor real y su valor de saturación a una temperatura del aire dada. Esto es

$$HR = \frac{e}{e_s} \quad (2.5)$$

donde ambas presiones de vapor pueden obtenerse empleando la ecuación de Clausius-Clapeyron (Figura 2.34), la cual puede aproximarse en el intervalo de nuestras temperaturas mediante

$$e = 6.11 \exp\left(\frac{17.27T_d}{237.3 + T_d}\right) \quad (2.6)$$

$$e_s = 6.11 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right)$$

donde e y e_s están dadas en hPa y T y T_d en °C, (*Raudkivi, 1979*).

De esta manera, sustituyendo (2.5) en (2.6) se obtiene la humedad relativa, la cual generalmente se expresa en porcentaje.

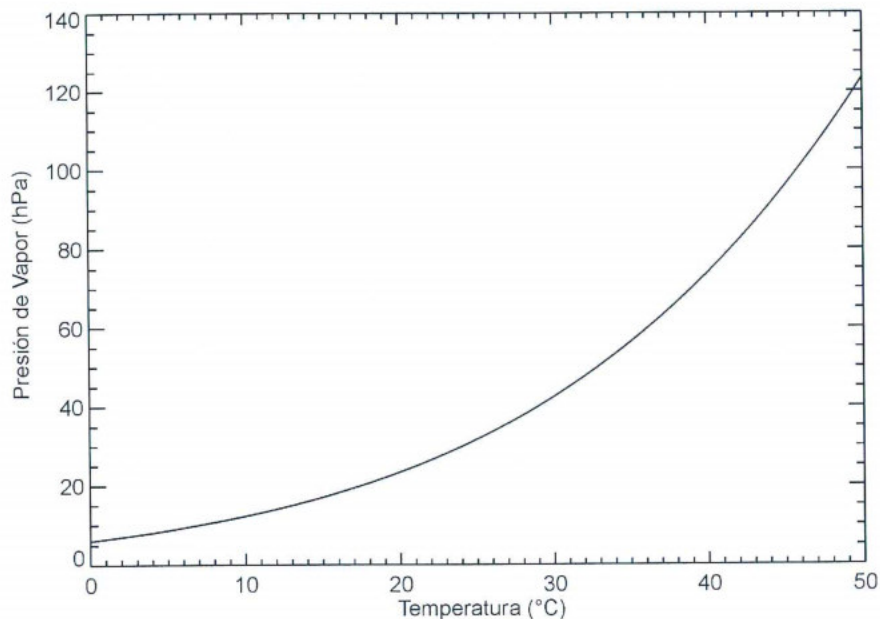


Figura 2.34 Ecuación aproximada de Clausius-Clapeyron.

Debido a que la temperatura de punto de rocío nunca es mayor que la temperatura superficial, la humedad relativa máxima posible es del 100%. Una humedad relativa del 100% significa que la atmósfera tiene la máxima cantidad de humedad que puede almacenar, mientras que un valor del 0% significa que no hay humedad en la atmósfera.

Es de esperarse que debido a la transpiración de las plantas, en las zonas boscosas se presente una mayor concentración de humedad.

2.3.6 Vientos

Existen mapas de vientos de dos fuentes de información. Una de ellas es el GEWEX. (Meeson *et al*, 1995 y Sellers *et al.*, 1995). La fuente primaria es el ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts). Esta variable se obtiene a partir de las componentes zonal y meridional. Los datos se obtuvieron cada 6 horas y se efectuaron los

promedios multimensuales, multianual y anual. Esta información corresponde al el periodo comprendido entre Enero de 1987 y Diciembre de 1988. La información se tomó entre los siguientes limites: de -90°W a -60°W y de -10°S a 15°N . Los datos corresponden a una resolución espacial de $1^{\circ}\times 1^{\circ}$. Las unidades de medida son m/s. Se tienen mapas de Componente zonal y meridional del viento a 10 m, Componente zonal y meridional del esfuerzo superficial del viento y Rugosidad, definida como la altura a la cual la velocidad del viento es cero debido a los efectos de la vegetación.

La información adicional que se tiene de esta variable se obtuvo del reanálisis *NCEP/NCAR* (Kalnay et al., 1996). Los mapas se obtuvieron con registros mensuales que van desde 1979 a 1998. La resolución de estas variables es de $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$. Las unidades de medida son m/s. Aunque la resolución de esta información es demasiado gruesa, es bastante coherente. Sin embargo, es difícil mejorar su calidad en cuanto a la resolución espacial. Se tienen mapas de Componente zonal y meridional del viento a 925 mb, Componente zonal y meridional del viento a 10m.

En este informe se utilizaron los mapas del reanálisis del *NCEP/NCAR* para realizar todos los análisis.

2.3.7 Nubes

A partir de la base de datos del *GEWEX* y *LANGLEY* se obtuvieron mapas de diferentes variables relacionadas con las nubes como cantidad de agua en las nubes, porcentaje de nubosidad, entre otras. En las Tabla 2.4y Tabla 2.5 se presenta un resumen de todas estas variables con la información más relevante.

Tabla 2.4 Información del GEWEX (Meeson et al, 1995 y de Sellers et al. 1995).

NOMBRE DEL PARÁMETRO	UN	DATOS			RESOLUCIÓN	
		MAX	MIN	FALTA	Temporal	Espacial
Cantidad de agua en las nubes	g/m ²	752.46	1.25	-99	Mensual	1° x 1°
Cantidad de nubes	%	100	0	-99	Mensual	1° x 1°
Espesor medio óptico de las nubes	km	119.59	0.2	-99	Mensual	1° x 1°
Presión Media en la parte superior de la nube	mb	1100	1	-99	Mensual	1° x 1°

Tabla 2.5 Información CD Surface Radiation Budget Data Set (Darnell,1995).

NOMBRE DEL PARÁMETRO	UN	DATOS			RESOLUCIÓN	
		MAX	MIN	FALTA	Temporal	Espacial
Forzamiento de nubes de onda corta	w/m ²	0	-300	-99	Mensual	2.5° x 2.5°
Forzamiento de nubes de onda larga	w/m ²	150	0	-99	Mensual	2.5° x 2.5°
Forzamiento total de nubes	w/m ²	150	-200	-99	Mensual	2.5° x 2.5°
Porcentaje de nubosidad	%	100	0	-99	Mensual	2.5° x 2.5°

2.3.8 Precipitación

2.3.8.1 Mapas del Estudio Nacional de Aguas –ENA-

Los mapas del Estudio Nacional de Aguas –ENA- (Colombia - DNP, 1984) fueron elaborados en una escala 1:500.000 para todo el país con excepción de las zonas de

Orinoquía y Amazonía; los mapas de ENA fueron digitalizados e interpoladas sus isoyetas cada cinco minutos de arco, durante el proyecto Balances Hidrológicos de Colombia (UNALMED-UPME-COLCIENCIAS,1999). La elaboración de estos mapas se hizo con base en la información de diversos estudios hidrológicos a nivel nacional y regional entre los cuales cabe mencionar los siguientes:

- Estudio del Sector de Energía Eléctrica ESEE, en el cual se presentan mapas de isoyetas anuales que cubren parcialmente al país.
- Mapas de isoyetas medias anuales de Colombia, presentado por la revista Colombia Geográfica No. 2, Volumen IV del IGAC.
- Estudio ecológico o zonas de vida para Colombia, preparado por el IGAC en 1972.
- Estudios de lluvia del HIMAT, entre los cuales se encuentra el mapa de isoyetas medias anuales, publicado en 1972, los estudios regionales de la Costa Norte, de la Orinoquía y de la Amazonía referentes a lluvias anuales y mensuales.
- Estudio Hidroclimático del Caribe, publicado por el IGAC, en el cual se presentan las regionalizaciones de la precipitación anual.

Finalmente se consultaron estudios de proyectos hidroeléctricos y de riego, los cuales aportaron valiosa información hidrológica.

2.3.8.2 Mapa de Oster

El mapa de precipitación de Oster es el resultado del trabajo realizado por el geógrafo francés Remy Oster en 1979 para el Instituto Geográfico “Agustín Codazzi” sobre todo Colombia titulado “Las Precipitaciones en Colombia”.

Oster elaboró este mapa con datos de 2500 estaciones pluviométricas de las cuales para 1975 existían 1500 en operación. Las estaciones con las que trabajó Oster fueron suministradas por el HIMAT, Cenicafé, C.V.C, CHEC, CAR, EAAB y EEPPM.

Este mapa fue digitalizado durante el proyecto Balances Hidrológicos de Colombia (UNALMED-UPME-COLCIENCIAS,1999).

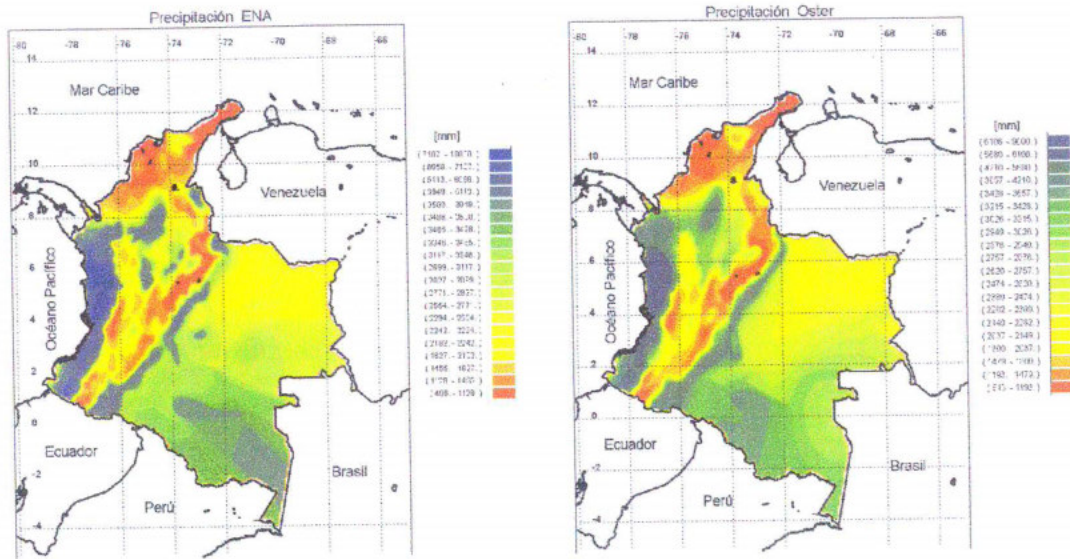


Figura 2.35 Mapas interpolados con Kriging con deriva externa. ENA (izquierda), Oster (Derecha).

En el capítulo 3 se muestran mapas de precipitación obtenidos para este proyecto a partir de información puntual y se describen con detalle las metodologías empleadas.

2.3.9 Evaporación

Los mapas que se tienen de esta variable fueron estimados a partir de información puntual utilizando 14 metodologías diferentes. En el capítulo 4 y el anexo B de este informe se muestran los mapas de evaporación obtenidos y se explican en detalle los métodos empleados.

2.3.10 Otras Variables

De la base de datos GEWEX (*Meeson et al, 1995* y *Sellers et al., 1995*), también se obtuvieron variables relacionadas con la vegetación; esta información se encuentra en una resolución de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, para valores algunos fijos y otros mensuales, como se indica en la Tabla 2.6

Tabla 2.6 Otras variables obtenidas a partir de mediciones de satélite.

NOMBRE DEL PARÁMETRO	UN	DATOS			RESOLUCIÓN	
		Max	Min	Falta	Temporal	Espacial
Índice de Diferencia de Vegetación Normalizada (NDVI)	Adim.	0.65	0.05	0	Mensual	1° x 1°
Corrección ángulo cenit, interpolación y reconstrucción del NDVI en zonas de bosques tropicales (FASIR_NDVI)	Adim.	0.65	0.05	0	Mensual	1° x 1°
Fracción de la radiación absorbida por la vegetación en fotosíntesis	Adim.	0.95	0.001	0	Mensual	1° x 1°
Índice total de área de hojas	Adim.			0	Mensual	1° x 1°
Porcentaje de área de hojas verdes del área total de hojas	%	100	0	0	Mensual	1° x 1°
Rugosidad, definida como la altura a la cual la velocidad del viento es cero debido a los efectos de la vegetación.	m	2.990	0.02	0	Mensual	1° x 1°
Clasificación de la vegetación mediante datos de satélite (radiación infrarroja reflectada)	Adim.	0.400	0.10	0	Fijo	1° x 1°
Clasificación de la vegetación mediante datos de satélite (radiación visible reflectada)	Adim.	0.419	0.15	0	Fijo	1° x 1°
Mapa de clasificación de la vegetación	Adim.			0	Fijo	1° x 1°

3. PRECIPITACIÓN

La región estudiada presenta condiciones climáticas y orográficas especiales, por esto, para estimar y evaluar el comportamiento y la evolución de variables como la precipitación es necesario considerar la combinación de varios factores determinantes del fenómeno

3.1 VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL

Esta zona se encuentra sometida a la entrada de corrientes de aire húmedo provenientes de los Océanos Atlántico y Pacífico, responsable de la mayor cantidad de lluvia que cae sobre el país. El sistema montañoso de los Andes, con sus tres ramales, constituye el relieve de la región; cada una de sus vertientes y sus valles presentan diferentes condiciones climáticas rigidas además, por circulaciones locales y características propias de los valles del río Cauca y del río Magdalena que se comportan como eficientes vías de acceso de humedad. Por otra parte las estribaciones norte de las cordilleras presentan diferentes patrones inducidos, en gran parte, por los vientos provenientes del Caribe y el ascenso orográfico.

A nivel local la cantidad de precipitación mensual está determinada por los sistemas de nubosidad asociados a los patrones de circulación local de cada vertiente que a su vez, está

condicionada por la altitud, la orientación de las montañas y la actividad convectiva de cada zona. Es importante anotar la clara existencia de un óptimo pluviográfico asociado al carácter convectivo de las lluvias tropicales (*Hastenrath*, 1991, p. 17), y su efecto en la distribución vertical de la precipitación en la región, así como su variabilidad a partir de las condiciones de humedad, las características del valle y las circulaciones local.

En el comportamiento de la precipitación influyen tanto las condiciones espaciales y orográficas de la región como los diferentes fenómenos locales y macroclimáticos que a diferentes escalas temporales, hacen presencia en la dinámica del clima de la región

Fenómenos como el Chorro del CHOCO (Chorro superficial del Oeste de Colombia), los Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM), las ondas tropicales del Este, la Oscilación de Madden-Julian (MJO), la migración meridional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y El fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) son tanto, generadores como moduladores de algunas de las características de nuestra hidrología.

Como se mencionó anteriormente, el Océano Pacífico ejerce un control muy importante sobre el clima de Colombia, particularmente en el occidente y centro del país, la circulación que se establece en la interacción océano-atmósfera-tierra en la frontera del Océano Pacífico-Colombia explica la existencia de una región de muy alta precipitación (una de las zonas de mayor pluviosidad del mundo). Los vientos provenientes del Océano Pacífico son relativamente más fríos y húmedos que los vientos alisios predominantes del Este provenientes del Atlántico y del Caribe, una vez que estos vientos cruzan la cordillera occidental, descienden como vientos katabáticos, el encuentro de tales vientos del Oeste y del Este, combinado con los efectos del calentamiento superficial y el ascenso orográfico producen un perfil atmosférico altamente inestable (*Emanuel*, 1994, p. 241), esta dinámica causa una fuerte convección profunda, asociada a altas cantidades de precipitación a lo largo de la costa Pacífica y en el flanco occidental de la cordillera occidental de Colombia; a estos vientos que del Oeste penetran por la costa del Pacífico, provienen de una corriente de chorro de bajo nivel (muy superficial) del Oeste, denominada Chorro del CHOCÓ (*Poveda y Mesa*, 2000).

La actividad de los complejos convectivos de mesoescala que se forman sobre el Océano Pacífico, al frente de Colombia, de naturaleza típicamente nocturna y que penetran al interior del país, afecta de manera determinante el ciclo diurno de la precipitación en gran parte de la región, (*Poveda, 1998; Poveda y Mesa, 1999; 2000*). A los CCM se asocia la humedad que penetra desde el Océano Pacífico por el occidente colombiano interactuando con los vientos del occidente de Colombia y los vientos predominantes del Este, provenientes del mar Caribe y la cuenca Amazónica.

En periodos entre 4-5 días se presentan las Ondas Tropicales del Este, patrones de circulación ciclónica que se desplazan desde el occidente de África hacia el Océano Atlántico, un primer estudio de su comportamiento fue realizado por *Riehl y Malkus (1958)*.

Estas ondas se han asociado con la presencia de ciclones tropicales, y a la reducción en su actividad se atribuye la disminución de las tormentas tropicales y los huracanes en el Océano Atlántico y en el mar Caribe durante El Niño (*Gray y Sheaffer, 1992*). En cuanto a la incidencia sobre la hidroclimatología de la región estudiada, se tiene conocimiento de su influencia sobre la costa del mar Caribe y gran parte del valle del río Magdalena (*Martínez, 1993*), es evidente entonces, como este fenómeno es una fuente más de humedad hacia el interior del país.

La Oscilación de Madden-Julian es otro de los fenómenos globales al que se le ha podido establecer su influencia en la hidrología colombiana, (*Poveda, 1998*) y (*Hoyos, 1999*), ésta se caracteriza por la presencia de anomalías en convección y vientos tropicales a escalas de tiempo entre 30 y 60 días, proviene desde el Océano Índico y atraviesa el Océano Pacífico en dirección Este.

El fenómeno (MJO) presenta dos fases alternantes, la Fase Este y la Fase Oeste. La primera se caracteriza por anomalías de vientos anticiclónicos sobre el Océano Pacífico Este, el Golfo de México y el Oeste del Caribe, durante la Fase Oeste la formación de huracanes y tormentas tropicales en el Pacífico Este es casi cuatro veces mayor que durante la Fase

Este, estos huracanes tienden a presentarse cerca de las costas de México. En recientes estudios se ha podido establecer que la MJO es un modulador del ciclo diurno de gran escala, mostrando para nuestra región un aumento de la precipitación durante la Fase Oeste y disminución durante la fase opuesta (*Alvarez y Toro 2001*), (*Vieira y Moreno 2001*), (*Agudelo et al, 2001*).

El paso de la Zona de Convergencia Intertropical sobre Colombia ocurre en dos épocas del año, una vez en Marzo-Abril-Mayo, cuando asciende hacia el hemisferio norte, y por segunda vez en Septiembre-Octubre-Noviembre cuando desciende hacia el hemisferio sur. La ZCIT se encuentra asociada con bajas presiones, alta nubosidad, altas temperaturas, convergencia de vientos y, por tanto, con alta humedad, estas características hacen fundamental su influencia dentro de la dinámica de la precipitación en nuestra región, convirtiéndose a su vez en uno de los principales mecanismos que explican la variabilidad anual y semi-anual de la precipitación en Colombia.

El ciclo anual de precipitación en gran parte de la región de estudio tiene un comportamiento bimodal, presentando dos picos máximos en los períodos Marzo-Abril-Mayo y Septiembre-Octubre-Noviembre, y dos mínimos en Junio-Julio-Agosto y Diciembre-Enero-Febrero. Esta bimodalidad se observa entre los 5° y 7° de latitud norte en los departamentos de Caldas, Cundinamarca, Antioquia, Risaralda y Tolima (*Jaramillo y Chaves, 2000*; *Mejía et al., 1999*; *Gómez, 1998*). Este comportamiento como se mencionó anteriormente se debe al paso de la ZCIT sobre Colombia y a su interacción con circulaciones de los Océanos Atlántico y Pacífico y la cuenca del Amazonas, así como a procesos de la interacción tierra-atmósfera. Para las llanuras del Caribe se ha determinado una distribución unimodal con un período seco definido entre Diciembre y Marzo, con las mayores cantidades de lluvia en los meses de Octubre y Noviembre. Esta última región se ve influenciada principalmente por los vientos Alisios del norte. La parte de la llanura Pacífica que está contenida en la región de estudio no presenta una distribución definida, presenta una situación de lluvias sostenidas con poca variación entre un mes y otro.

Uno de los fenómenos macroclimáticos que presentan mayor incidencia en el clima de la región es El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), su influencia ha sido estudiada

especialmente en la última década por diversos autores, *Montealegre y Pabón*, 1992; *Poveda*, 1994a, 1994b; *Mesa et al.*, 1994; *Gil y Quiceno*, 1997; *Poveda y Mesa*, 1993,1995,1996a,1997,1999,2000; *Poveda et al.*, 2001; *Poveda y Jaramillo*, 2000.

El ENSO se presenta como resultado de la interacción océano-atmósfera en el Océano Pacífico Ecuatorial. El Niño consiste en un calentamiento anómalo de las aguas superficiales del centro y este del Pacífico tropical, lo que produce una profundización de la termoclina y está asociado al debilitamiento de los vientos Alisios del Este y al desplazamiento del centro de convección del Oeste al centro del Pacífico. La Oscilación del Sur es una onda estacionaria de masa atmosférica que produce un diferencial de presiones entre el Oeste y el Este del Pacífico ecuatorial. Algunos de los efectos más directos que se han podido estimar y determinar sobre la hidrología del país es la disminución en la precipitación durante El Niño, mientras que lo contrario se presenta durante La Niña. Se ha podido además, establecer como la influencia del ENSO se manifiesta a escalas de tiempo que van desde horas hasta días. En el capítulo 7 se analiza con más detalle la relación de los diferentes fenómenos macroclimáticos de este tipo con la variable precipitación y los caudales en la región.

Es claro entonces que la precipitación en nuestra región está determinada por una gran cantidad de factores y por tanto, es una variable compleja con particularidades asociadas a la combinación de cada uno de éstos, por esta razón, para su estudio, se hace indispensable involucrar el conocimiento de los elementos de la física y la manera como ellos interactúan.

Con el fin de combinar de la mejor manera posible la información que se posee con las condiciones y características físicas, se han utilizado una serie de procedimientos que permiten involucrar ambos criterios empleando diferentes métodos de interpolación y variables que den cuenta de la física de cada zona permitiendo de esta manera la obtención de mapas de precipitación a escala mensual y anual.

3.2 INFORMACIÓN UTILIZADA

La zona de estudio esta comprendida entre las latitudes 5° y 9° Norte y las longitudes 77°40' y 75°30' Este, los datos de precipitación empleados en esta región corresponden a registros puntuales y a información obtenida a partir de mapas realizados en estudios anteriores.

Con respecto a la información puntual se contó con un total de 303 estaciones de tipo pluviográficas, pluviométricas y climatológicas con registros mensuales, de las cuales 273 fueron suministradas por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) y las 30 restantes por La Corporación Autónoma Regional Rionegro-Nare (CORNARE).

Las estaciones se encuentran distribuidas sobre el área de estudio; sin embargo es importante anotar que hay amplias zonas que se encuentran desprovistas de este tipo de información. (ver capítulo 2).

Los periodos con información disponible en cada una de las estaciones varía ampliamente, por lo que se hizo necesario la homogeneización de la información, es decir seleccionar aquellas estaciones para las cuales se contara con el mismo periodo de registro, se logró establecer que este periodo es el comprendido entre los años 1970 y 1990 para 140 estaciones. En la Figura 3.1 se observa la distribución espacial del total de las estaciones disponibles.

Teniendo en cuenta el gran porcentaje de estaciones que se encuentran por fuera del periodo homogéneo y que muchas de ellas están ubicadas en zonas donde su utilización se hace estratégica debido a la ausencia de registros, se buscaron metodologías que involucraran la mejor y mayor cantidad de información disponible, una de ellas, fue utilizar estos registros como información de apoyo en la estimación y construcción de los diferentes mapas de la variable.

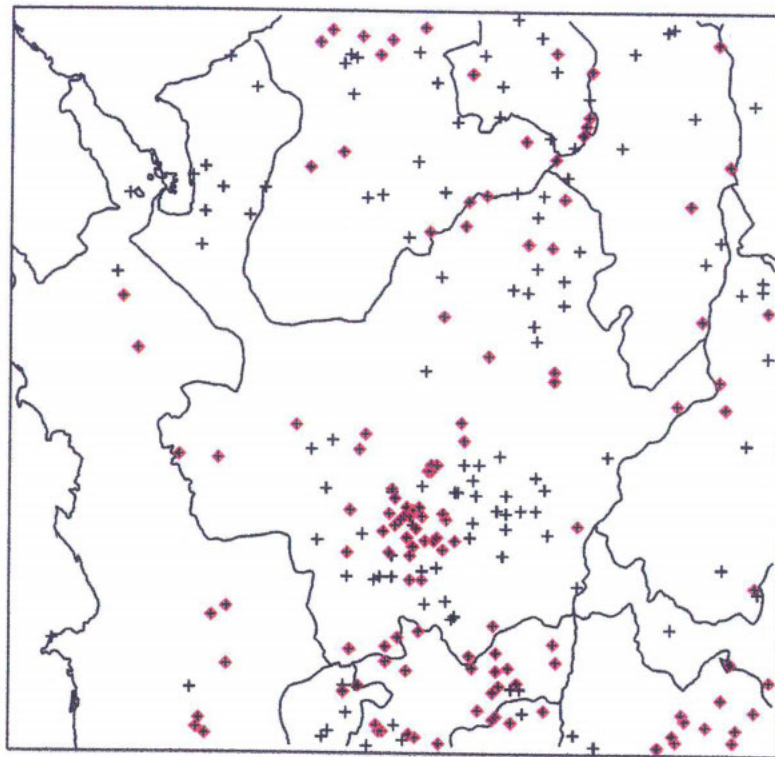


Figura 3.1 Estaciones de precipitación utilizadas para la estimación de la precipitación media multianual. El negro representa el total de las estaciones, el color rojo, las estaciones con período homogéneo (1970-1990).

Adicionalmente se cuenta con información contenida en mapas elaborados en estudios anteriores y que se tomaron como base para este trabajo. Estos mapas fueron desarrollados en el Estudio Nacional de Aguas-ENA (1984) y por Oster (1979), a su vez fueron recopilados y digitalizados en el proyecto Balances Hidrológicos de Colombia (UNALMED-UPME-COLCIENCIAS, 1999). La descripción de esta información se muestra en el capítulo 2.

3.3 ESTIMACIÓN DE LA PRECIPITACIÓN

Para el cálculo de un campo continuo de precipitación en la región de estudio, se hace necesario la utilización de diferentes herramientas de interpolación, además de información continua y puntual que ayude a tener una mejor caracterización espacial de la lluvia; en esta

dirección el uso de variables de apoyo “derivadas externas” contribuye en gran medida con este propósito, estas son las encargadas de relacionar la variable de interés y el sitio de las observaciones con el medio requerido.

3.3.1 Variables de apoyo o derivadas externas

Algunos métodos de interpolación permiten involucrar campos de apoyo para la interpolación. Se buscó siempre que estas variables de apoyo contribuyeran de una manera adecuada en la estimación de la precipitación en la región de estudio, estas derivadas deben contener un sentido físico que las sustente y que de esta forma ofrezcan una correlación adecuada con la variable de interés y una representación de los fenómenos físicos presentes, que la modulan tanto en su magnitud como en su periodicidad.

Las derivadas utilizadas para la elaboración de los mapas de precipitación se pueden clasificar en dos clases, la primera clase es la que abarca procesos físicos y condiciones espaciales que intervienen en la dinámica de la lluvia como lo son la altura sobre el nivel del mar, ubicación sobre valles y vertientes, la exposición a los vientos y la cercanía a las costas; la segunda clase la conforman mapas de la misma variable que han sido obtenidos mediante otros métodos (mapa de ENA y mapa de Oster).

En primer lugar se construyó una derivada en la que se presenta la zona de estudio dividida en siete regiones, la determinación de éstas, se hizo a partir de condiciones que permitieran diferenciar de manera clara algunos comportamientos similares, es decir, que se pudiera establecer un patrón de cierta homogeneidad con el fin de no involucrar en la interpolación cambios drásticos en los valores de la lámina de agua e intentar conservar las características físicas predominantes en cada región. Cada una de estas regiones está caracterizada por niveles de precipitación, permitiendo identificar zonas de mayor a menor pluviosidad. En la Figura 3.2 se observa la distribución de cada una de las subregiones.

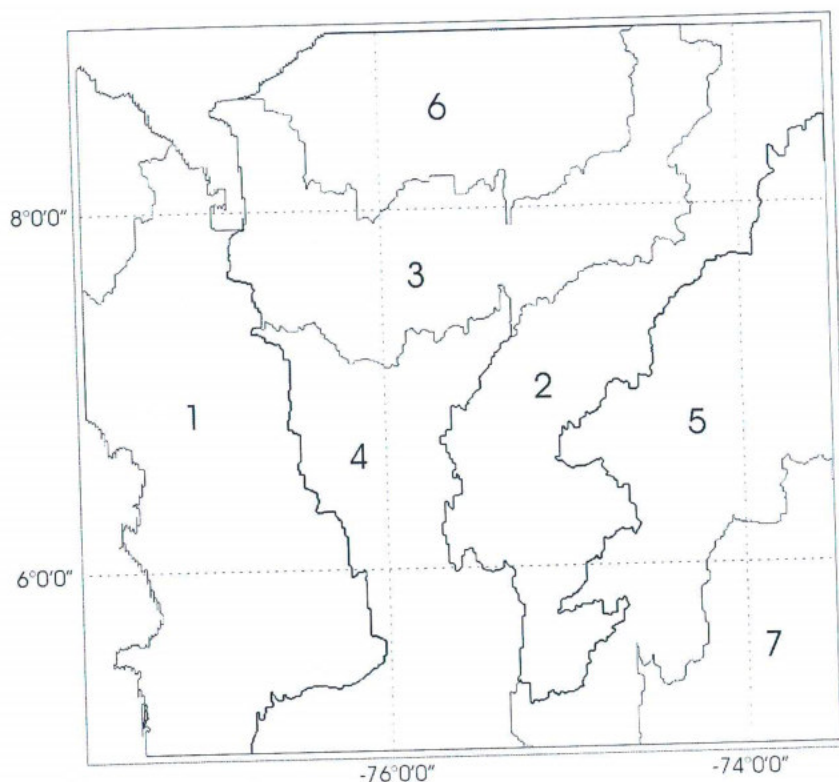


Figura 3.2 Subregiones establecidas para los procedimientos de interpolación.

La región 1 se considera como la más lluviosa de la zona, esta constituida por la costa pacífica, claramente influenciada por el ingreso de humedad desde el Océano Pacífico, además de la presencia del chorro del CHOCO; otra zona considerada como de alta pluviosidad es la región 2, la cual está compuesta por la vertiente occidental del valle del río Magdalena en donde las brisas de valle montaña tienen una gran incidencia. La región 3 muestra el comportamiento de las estribaciones norte de las cordilleras interceptoras de los vientos del Este, también con alta pluviosidad; la región 4 esta constituida principalmente por la vertiente oriental de la cordillera occidental y el valle del Río Cauca, la precipitación en esta zona es menor debido a la sombra que sobre ella ejerce la cordillera occidental. Las zonas 5 y 6 muestran los menores valores de lámina de agua, están localizadas en el valle del río Magdalena y en la costa Caribe respectivamente, ambas caracterizadas por su relativa baja pluviosidad. Por último se encuentra la región 7 en la que se dan los valores más bajos de precipitación, corresponde a la vertiente oriental del río Magdalena.

En las regiones cercanas a la costa, es precisamente este factor el que interviene con un alto peso en los procesos que dan origen a la precipitación como lo es el caso del transporte de humedad desde el océano y la condensación de esta por barreras topográficas con la contribución del viento; se conoce que la influencia de la cercanía a las costas se presenta de manera gradual, aumentando desde la costa hasta aproximadamente los 100 Kilómetros hacia el interior de la zona, donde presenta su máxima contribución a los procesos responsables de la ocurrencia de la precipitación; a partir de esta región este factor deja de ser fundamental y dicha influencia disminuye. Este comportamiento se consideró como un factor importante a la hora de la validación de los resultados obtenidos para esta zona.

El mapa de precipitación promedia anual de ENA y de Oster son derivas similares en lo que se refiere a sus características generales, ofrecen una información confiable debido al detalle y al tipo de información con la que estos fueron realizados, es por ello que se convierten en mapas de apoyo que toman su mayor importancia en zonas desprovistas de información, las características generales de estos dos mapas se describen en el capítulo 2.

3.3.2 Interpolación

Los métodos utilizados para la elaboración de los mapas de esta variable fueron el método de Kriging con deriva y el método de triangulación con deriva, descritos en el Anexo A.

Un primer mapa fue obtenido mediante el método de Kriging con deriva externa, se realizó la aplicación de éste teniendo en cuenta cada una de las subregiones, los criterios de cercanía a las costas y utilizando como deriva el mapa de ENA.

Para cada una de las regiones se elaboró el semivariograma con el fin de determinar los parámetros del modelo teórico que mejor se ajustara a los datos. En la Figura 3.3 se muestran los semivariogramas obtenidos para cada una de las regiones, así como el modelo que se ajustó a cada una de ellas; se puede observar además el semivariograma realizado para toda la región de estudio.

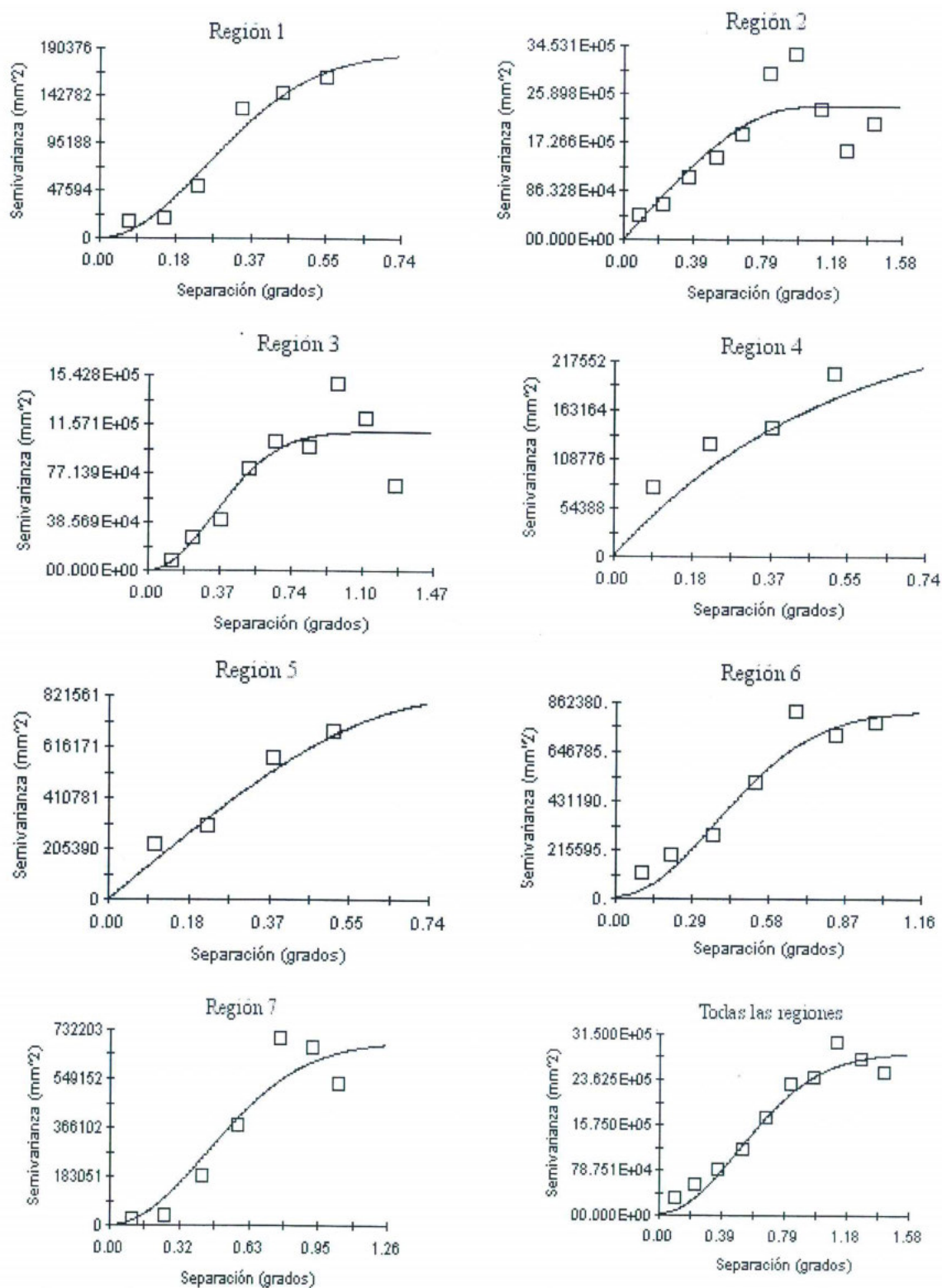


Figura 3.3 Semivariogramas para cada una de las regiones establecidas y para toda la zona de estudio.

En los semivariogramas se observa que la distancia efectiva (alcance), hasta la cual se puede garantizar que existe correlación entre los datos, para la mayoría de las regiones, es del orden de 0.6 grados (aprox. 68 Km.), esto, ratifica la importancia del uso de las regiones durante la interpolación, pues la variabilidad espacial de la precipitación es alta. La manera de involucrar esta variabilidad en el método de Kriging con Deriva es mediante el uso de radios de búsqueda que no superen este límite.

Para las regiones 1, 3, 6 y 7 se encontró que el modelo teórico que mejor se ajusta a los datos es el Gaussiano, para las regiones 4 y 5 el esférico y para la región 2 el exponencial; al semivariograma que reúne todas las regiones se ajusta uno de tipo Gaussiano. Para todas las regiones se presenta una distribución isotrópica.

Otro de los métodos utilizados para la estimación de la precipitación media anual fue el de Triangulación con deriva (Ver anexo A). A partir de algoritmos de entrenamiento de redes neuronales se establecieron las relaciones entre la variable de apoyo, que en este caso se trata del mapa del ENA, y la variable a interpolar, ésta última a través de los datos puntuales. Estas relaciones permitieron calcular los gradientes necesarios para la aplicación de la Triangulación y así lograr involucrar tanto la distancia entre las estaciones como el valor predominante de la lámina de agua en cada sector analizado y evitar cambios extremos en los valores, que pueden ocasionar inconsistencias en la estimación de la variable.

Este procedimiento permite conservar además, el criterio de la regionalización debido a que la escogencia de las regiones, como ya se mencionó, estuvo fuertemente determinada por el valor de la lámina de agua en las estaciones.

Una de las características importantes de los métodos utilizados es que ambos, para el dominio interpolado, conservan el valor registrado en las estaciones, valor que es considerado como información real.

3.3.3 Resultados

Los mapas de precipitación obtenidos son el producto de la aplicación de los métodos antes descritos bajo las consideraciones óptimas de cálculo y de variables de apoyo.

La escala espacial a la cual se elaboraron los mapas fue de 30 segundos de arco (aprox. 930m.). En la Figura 3.4 y Figura 3.5 se muestran los campos interpolados para la precipitación media anual obtenidos por el método de Kriging y Triangulación con deriva (Mapa del ENA) respectivamente.

La confiabilidad de los resultados obtenidos a partir de los métodos de interpolación esta sujeta de manera determinante a la calidad y cantidad de información disponible, es por este motivo que en zonas en las cuales no se contaba con registros puntuales como en las serranías del Baudó, Ayapel, San Jerónimo y algunas zonas del valle del Río Magdalena a la altura de Barrancabermeja, se debe recurrir a extrapolaciones. Sin embargo gracias al uso de las variables de apoyo y a la calidad de éstas, los valores obtenidos para estas regiones muestran rasgos que coinciden con el comportamiento esperado.

Las tendencias que presentan cada uno de los mapas son en general, similares, Este hecho evidencia de manera clara la existencia de zonas con características propias, así como la homogeneidad entre los valores de los registros históricos de cada una de estas zonas.

Con el fin de evaluar los resultados obtenidos al aplicar cada uno de los métodos de interpolación, se realizó una validación para 10 puntos con registro; se construyeron cada uno de los mapas sin incluir estas estaciones y se calculó el error entre la precipitación estimada y la real (valor registrado en la estación). El error calculado para cada método fue menor del 8 %. Estos valores no permiten identificar de manera clara cual de los dos mapas obtenidos es el que presenta los mejores estimativos.

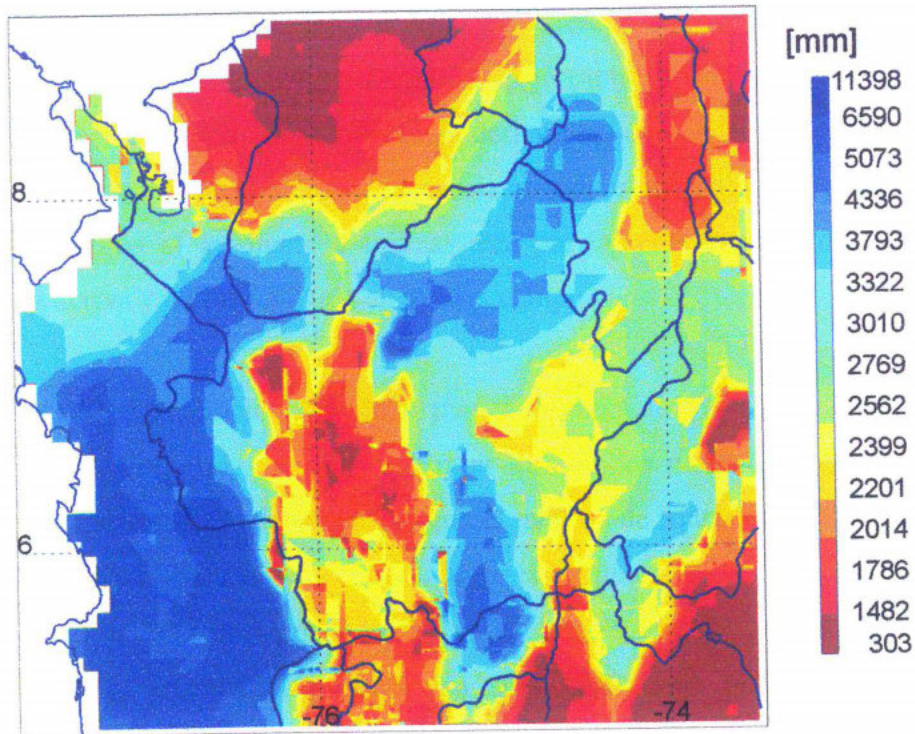


Figura 3.4 Mapa de precipitación media anual interpolado a partir del método de Kriging por regiones y con deriva

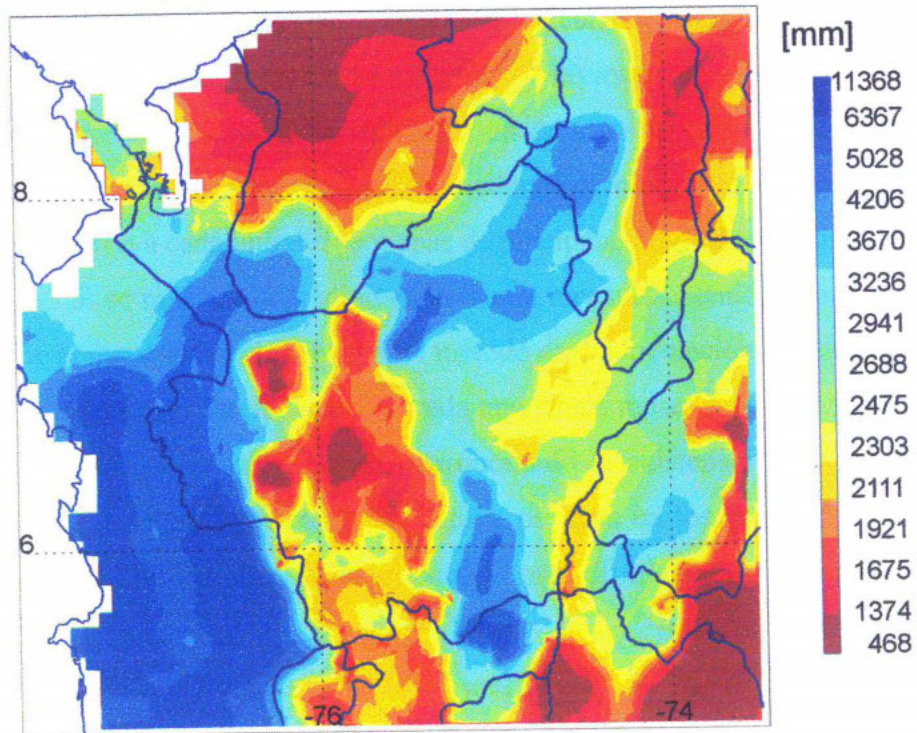


Figura 3.5 Mapa de precipitación media anual interpolado a partir del método de Triangulación con deriva usando subregiones y el mapa de precipitación del ENA.

Sin embargo, el método de Kriging con deriva requiere de mayor cantidad de información para estimar la precipitación, así, en zonas con baja cantidad de registros éste no interpola por lo que es necesario usar los valores de la deriva para completar el campo, mientras que el método de triangulación con deriva, interpola en todo el dominio a pesar de la escasez de información ya que el gradiente a utilizar está previamente establecido a partir de los valores de la deriva y de los registros en todo el campo.

A partir de las consideraciones hechas para cada uno de los mapas, en cuanto a sus resultados y metodologías, es posible afirmar que ambos métodos presentan en general resultados satisfactorios. Se debe resaltar que el método de triangulación con deriva es una nueva metodología basada en consideraciones simples y que proporciona buenos estimativos para zonas con o sin información. En este estudio el mapa obtenido a partir de la aplicación de la Triangulación con deriva, será utilizado en los diferentes cálculos que involucren la precipitación como una de sus variables.

Para la elaboración de mapas mensuales se calcularon campos correspondientes al porcentaje de lluvia que se presenta en cada una de las estaciones puntuales para cada mes con respecto al promedio anual, la interpolación de estos campos se hizo respetando los criterios físicos y regionales antes descritos, mediante el método de Kriging ordinario; estos campos se aplicaron a cada uno de los mapas de precipitación media anual.

En la Figura 3.6 se muestra la precipitación media mensual obtenida al aplicar los campos de porcentaje al mapa estimado a partir del método de Triangulación con deriva.

El cambio en el nivel de precipitación en cada uno de los meses permite observar el paso de la Zona de Convergencia Intertropical, corroborando la existencia de la bimodalidad del ciclo anual con un claro aumento de la lámina de agua en los meses de Marzo, Abril y Mayo y Octubre, Noviembre y diciembre, y una disminución durante los otros dos trimestres.

Es posible apreciar que durante todos los meses la zona de mayor pluviosidad es la de la parte baja de la costa Pacífica con valores siempre superiores a los 800mm (por mes). Por el contrario en la región del Chicamocha, al Sur-Este de la zona, es notoria la baja precipitación durante todo el año.

Los mapas elaborados en este capítulo hacen parte del Atlas Digital de Antioquia, y pueden ser desplegados mediante el software HidroSig Java (Ver Anexo C)

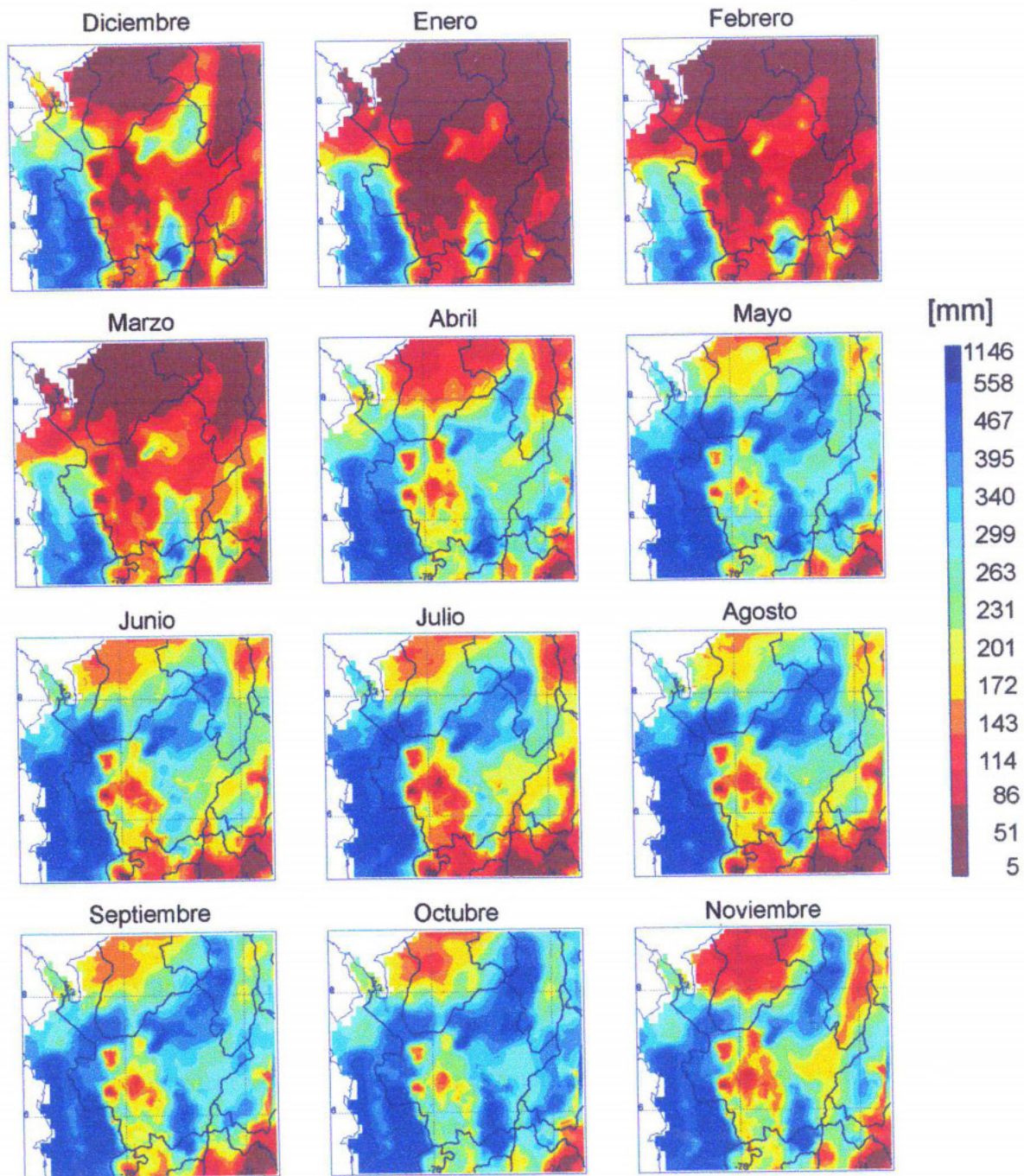


Figura 3.6 Distribución mensual de la Precipitación obtenida a partir del método de Triangulación con deriva

3.4 INTENSIDAD MÁXIMA DE LAS LLUVIAS EN ANTIOQUIA

En el campo de la hidrología práctica, donde existen aplicaciones en diferentes escalas temporales y espaciales, se hace imprescindible la consideración de procesos de lluvia en las correspondientes escalas temporales. Para distintas aplicaciones en hidrología, la información acerca de las intensidades máximas de la lluvia, en distintos intervalos de tiempo, en un mismo sitio y con diferentes periodos de retorno, se resume en las curvas Intensidad -Duración-Frecuencia (IDF). La intensidad de la lluvia durante intervalos muy cortos de tiempo es de particular interés en el estudio de los caudales máximos en cuencas pequeñas, en las cuales el tiempo de concentración de los caudales es similar a la duración de las tormentas (CEDEX, 1996).

3.4.1 Teoría de Escalamiento Aplicado a Curvas Intensidad-Duración-Frecuencia en Antioquia

En las últimas décadas se han hecho grandes esfuerzos para representar los campos de precipitación. Los mayores desarrollos se han hecho en la modelación espacial de la distribución de la lluvia (Waymire y Gupta, 1981). Dentro de estos desarrollos se encuentran los conceptos de escalamiento simple y multiescalamiento los cuales son utilizados para el análisis de varios fenómenos en la hidrología que han permitido ligar las observaciones con las características estadísticas de los procesos físicos involucrados. Aquí se sigue el trabajo de Wilches (2001).

El hecho de conocer las propiedades que permanecen invariantes ante los cambios de escala en variables como la precipitación, tiene implicaciones importantes en hidrología, tanto desde el punto de vista teórico como práctico. Un ejemplo de aplicación práctica se tendría si la identificación de estas propiedades de invarianza hiciera posible encontrar relaciones entre las precipitaciones a diferentes escalas temporales, pues sería posible estimar las

precipitaciones máximas asociadas a los diferentes períodos de retorno para cortas duraciones con base en el estudio de las precipitaciones diarias.

Rosso y Burlando (1990) usaron el concepto de invarianza en la escala para analizar algunas formas tradicionales de las curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) usadas para caracterizar lluvias extremas, mostrando que una síntesis de las regularidades en los patrones temporales de las tormentas podrían ayudar en la caracterización de los valores extremos. Esta metodología es mejor y más adecuada que la aplicación de las técnicas estadísticas tradicionales que se emplean actualmente para su identificación y parametrización.

Se dice que un fenómeno presenta características de escalamiento simple para la variable aleatoria I , cuando para cada λ existe una función $C(\lambda)$ de tal forma que se conserve la relación (Gupta y Waymire, 1990)

$$I(\lambda d) \stackrel{D}{=} C(\lambda)I(d) \quad (3.1)$$

La anterior relación es definida como *escalamiento simple en sentido estricto*, donde $\stackrel{D}{=}$ denota igualdad en la distribución de probabilidad, mostrando que la distribución de probabilidad del fenómeno es invariante con respecto a la escala, λ es el factor de escala, I es una variable aleatoria (Intensidad de la lluvia en este caso particular) y d es el parámetro con el cual se escala I . Se puede demostrar que la función $C(\lambda)$ necesariamente es de la forma

$$C(\lambda) = \lambda^\theta, \quad \forall \theta \in R. \quad (3.2)$$

La expresión (3.1) implica que los cuantiles también son invariantes con la escala y pueden relacionarse por medio de la expresión

$$I_q(\lambda d) = \lambda^\theta I_q(d), \quad (3.3)$$

donde q es el q -ésimo cuantil de la distribución de la variable I . Existe una relación lineal entre el parámetro con el cual se escala y el valor de la variable I correspondiente al q -ésimo cuantil. En el campo logarítmico, para cada cuantil, se obtiene una línea recta con esta ecuación y las pendientes de estas rectas (θ_r).

La ecuación (3.1) implica también, que siempre y cuando los momentos de la variable I existan, éstos también son invariantes con la escala y se relacionan por medio de la expresión

$$M_r(\lambda d) = \lambda^{\xi_r} M_r(d), \quad (3.4)$$

con $M_r(\cdot)$ el momento de orden r de la variable I , y con

$$\xi_r = r(1 - \theta_1) \quad (3.5)$$

Las propiedades denotadas por las ecuaciones (3.1) a (3.4) definen lo que se conoce como *escalamiento simple* en sentido amplio ya que depende de la existencia de los momentos. Es una propiedad más débil que la expresada con la ecuación (3.1). La ecuación (3.4) indica una relación lineal en el espacio logarítmico entre el parámetro con el cual se escala y cada uno de los diferentes momentos de orden r .

En la naturaleza se han encontrado diversos fenómenos en los cuales a pesar de conservarse la relación de los momentos en diferentes escalas en cada orden, no se presenta la relación lineal entre el orden de los momentos y las diferentes pendientes ξ_r de la expresión (3.4); es decir no se cumple (3.5). De acuerdo con esto, la expresión (3.4) puede escribirse como

$$M_r(\lambda d) = \lambda^{l(r)r\theta} M_r(d) \quad (3.6)$$

donde $l(r)$ es una función que describe el “alejamiento” de los valores de los exponentes de (3.4).

Las curvas IDF se pueden analizar a partir del escalamiento temporal simple de la precipitación, utilizando la duración como parámetro de escala. Si se supone que existe escalamiento simple y además que existen los diferentes momentos, de las ecuaciones (3.4) y (3.5) se obtiene que

$$E[I_d] = (d / d_{ref})^\theta E[I_{dref}] \quad (3.7)$$

$$Var[I_d] = (d / d_{ref})^{2\theta} Var[I_{dref}] \quad (3.8)$$

donde I_d y I_{dref} son la intensidad máxima para una duración d y una duración de referencia, respectivamente. Para el caso de escalamiento simple, el coeficiente de variación (CV) es una constante independiente de la escala, dada por

$$CV = \sqrt{\frac{Var[I_d]}{E^2[I_d]}} = \sqrt{\frac{Var[I_{dref}]}{E^2[I_{dref}]}} \quad (3.9)$$

Si se conocen la función de distribución de los valores extremos de los registros, el valor del exponente de escalamiento (θ) y CV , es posible calcular las intensidades máximas a partir de un valor de referencia conocido (I_{dref}). Suponiendo que los valores extremos de la precipitación siguen una distribución Log-Normal tipo II (LN II), a partir de la teoría del escalamiento simple, la expresión para las curvas IDF queda

$$I_{d,q} = E[I_{dref}] \frac{\exp\left[\phi_q \sqrt{\ln(1+CV^2)}\right]}{\sqrt{1+CV^2}} \left(\frac{d}{dref}\right)^\theta \quad (3.10)$$

En (3.10), ϕ_q es el la inversa de la distribución normal acumulada estándar para una probabilidad de no excedencia, q .

Es posible, que para datos de eventos extremos se cumpla la ecuación (3.4), pero no la ecuación (3.5). Esto significa que el exponente de escalamiento ξ_r no varía linealmente con el orden de los momentos. En ese caso se dice que existe escalamiento múltiple y se puede llegar de la misma forma a la expresión

$$I_{d,q} = \frac{E[I_{dref}]^2}{\sqrt{E[I_{dref}^2]}} \exp \left[\phi_q \sqrt{\ln \left(\frac{E[I_{dref}^2]}{E[I_{dref}]^2} \left(\frac{d}{dref} \right)^{2(l(2)-1)\theta} \right)} \right] \left(\frac{d}{dref} \right)^{(2-l(2))\theta} \quad (3.11)$$

donde $l(2)$ puede ser estimado de las regresiones lineales entre los logaritmos de los momentos de orden 2 y los logaritmos de las duraciones. Los detalles para la deducción de estas expresiones pueden consultarse en *Burlando y Rosso (1996)*.

Según la suposición de escalamiento simple, el valor del exponente θ puede estimarse a partir de los valores de precipitaciones máximas observadas para las diferentes duraciones. En los análisis realizados por *Wilches (2001)*, se encontró para estaciones de registro pluviográficas ubicadas en Antioquia, que las relaciones de escala no son válidas en todo el rango de duraciones, y que es necesario subdivirlo en dos o más rangos. Pudo observarse que el exponente de escalamiento para las duraciones pequeñas (menores de 2 horas) presenta gran variabilidad y el de duraciones mayores es más estable lo que presupone análisis de escalamiento múltiple y simple, respectivamente.

Para el desarrollo de la teoría de escalamiento se utilizaron 8 estaciones de precipitación horaria (ver Tabla 3.1), con un promedio de 28 años de registros (suministradas por CENICAFE y EPM). Las estaciones utilizadas se localizan principalmente en un rango de alturas entre los 1000 y los 3000 metros sobre el nivel del mar, correspondiente casi todas a la región cafetera de Antioquia. Para cada estación se seleccionaron, las tormentas máximas

por año con duraciones de 1 a 24 horas, teniendo en cuenta el año hidrológico (Mayo a Abril). Para este conjunto de datos se quieren conocer las propiedades de escalamiento y de esta forma modelar las curvas IDF, para posteriormente validarlas respecto a curvas IDF encontradas con metodologías tradicionales.

Tabla 3.1 Información de las estaciones pluviográficas de CENICAFÉ y de EPM ubicadas en la zona

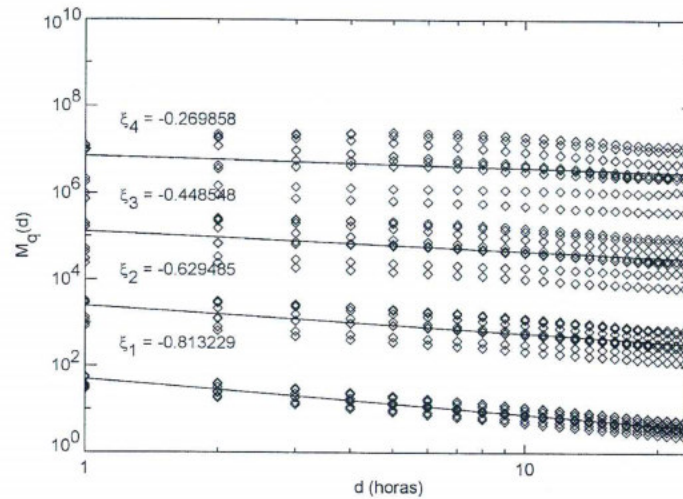
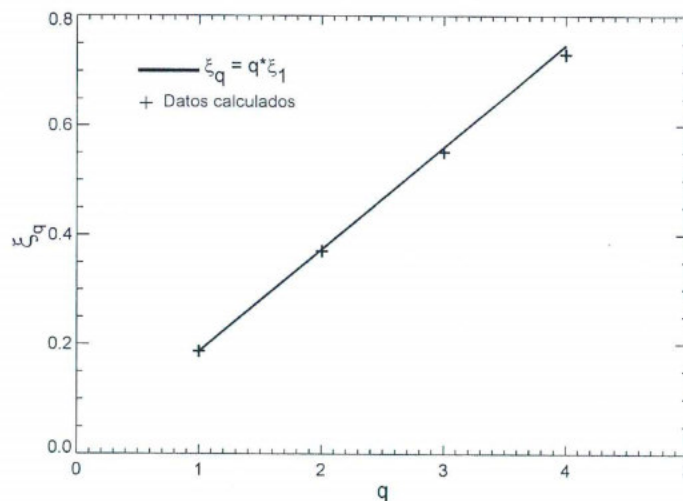
Estación	Municipio	Latitud	Longitud	Altura m.s.n.m	Longitud de Registro	% Datos Faltantes
Bizcocho	San Rafael	06° 18'	75° 05'	1070	Abr71-Dic99	0
Inmarco	Caracolí	06° 17'	72° 48'	260	Ago68-Ago92	0
Mande	Urrao	06° 27'	75° 08'	495	May78-Abr99	0
Miguel Valencia	Jardín	05° 36'	75° 12'	1570	Ene71-Dic99	1.9
Peñol	Peñol	06° 24'	75° 51'	1880	Abr60-Feb99	0
Rosario	Venecia	05° 58'	74° 04'	1600	Ene71-Dic99	0.9
Sta Bárbara	Urrao	06° 24'	75° 43'	2595	Mar78-Dic99	0
Sireno	Urrao	06° 23'	75° 40'	1210	Mar78-Abr99	0

En la Figura 3.7 se observan los valores de las pendientes de los ajustes en el campo logarítmico entre los primeros cuatro momentos muestrales y las duraciones consideradas (1 a 24 horas).

Analizando la función de estructura de la Figura 3.8 donde el valor de ξ_1 fue tomado del ajuste presentado en la Figura 3.7, se observa que hasta para momentos de orden 4, los datos se ajustan significativamente a la línea teórica (ver Tabla 3.2). El cálculo de momentos de mayor orden es muy susceptible de errores debido a la corta longitud de los registros. Este resultado también se observa en la Figura 3.9, donde se muestran los valores de las pendientes de la regresión lineal simple entre el momento de orden 1 y los momentos de orden 2, 3 y 4. Teóricamente este resultado mostraría un ajuste perfecto debido a la consideración de escalamiento simple si estas pendientes fueran 2, 3 y 4 para las regresiones de los momentos.

Tabla 3.2 Valores estimados de ξ_r (Figura 3.7)

Orden del Momento (r)	Muestral	Teórico ($\xi_r = r\xi_1$)
1	0.1868	0.1868
2	0.3736	0.3705
3	0.5604	0.5514
4	0.7472	0.73010

**Figura 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.**Figura 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.

Para presentar un resultado confiable estadísticamente, se realizaron estimaciones de los intervalos de confianza para cada estación en particular, con el fin de verificar si es posible rechazar la hipótesis de que las lluvias horarias en el rango analizado (1 a 24 horas) tienen un comportamiento de escalamiento simple o si el escalamiento se puede regionalizar (entre simple o múltiple).

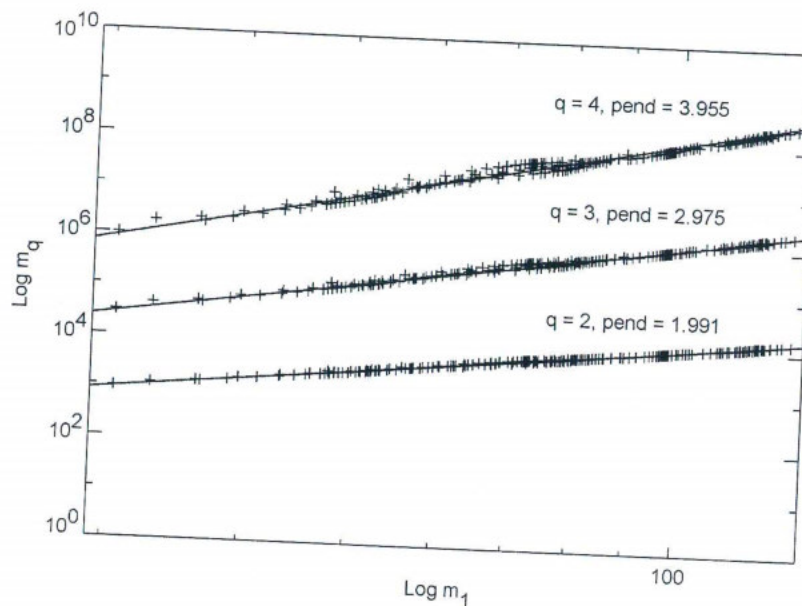


Figura 3.9 Regresiones lineales entre el momento de orden 1 y los momentos de orden 2, 3 y 4 para todas las estaciones.

Para esto se estimaron los intervalos de confianza del 95%, del ajuste lineal entre cada uno de los momentos y las duraciones. Esto se muestra en la Figura 3.10, donde se unen los intervalos de confianza por medio de una línea punteada. En esta figura la línea continua indica los valores teóricos de escalamiento simple. Se busca decidir si los datos obtenidos están dentro de los intervalos de confianza y comprobar la hipótesis de escalamiento simple.

Las fórmulas utilizadas (*Montgomery et al., 1996*) para la determinación de estos intervalos son

$$\hat{\beta}_1 - t_{\alpha/2, n-2} \sqrt{\frac{\hat{\sigma}^2}{S_{xx}}} \leq \beta_1 \leq \hat{\beta}_1 + t_{\alpha/2, n-2} \sqrt{\frac{\hat{\sigma}^2}{S_{xx}}} \quad (3.12)$$

donde el estimador insesgado de la varianza se define como:

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{S_{yy} - \hat{\beta}_1 S_{xy}}{n - 2} \quad (3.13)$$

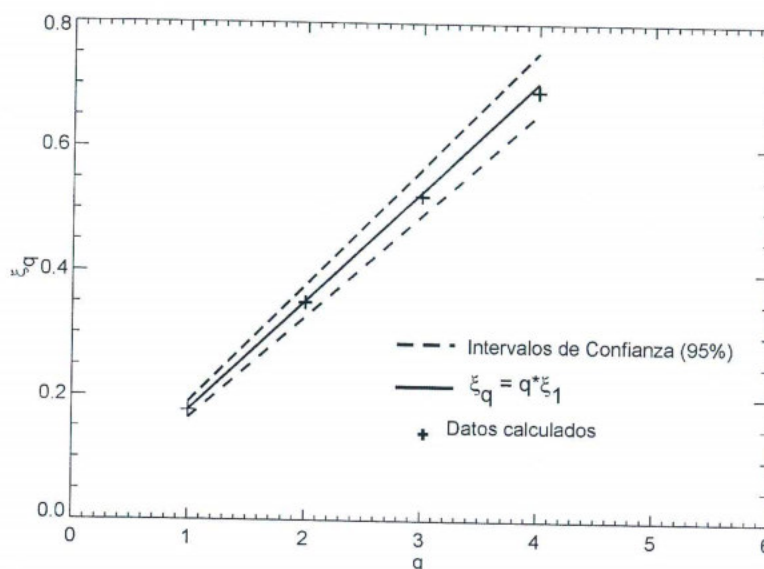


Figura 3.10 Función de Estructura e Intervalos de confianza para la estación Santa Barbara

En la mayoría de las estaciones analizadas los datos obtenidos se encuentran dentro de los límites de confianza. Se concluye que con todos los análisis realizados anteriormente se acepta la hipótesis de escalamiento simple, para efectos de calcular las curvas IDF.

Los resultados anteriores sugieren la utilización del modelo de escalamiento simple, dada la evidencia de los registros en el rango de duraciones utilizados y con el máximo orden de los momentos analizados. *Wilches* (2001) presenta evidencia de la posible existencia de escalamiento múltiple para lluvias de duración menor de 2 horas, pero este tipo de análisis no se hizo aquí por razones de disponibilidad de la información. Un parámetro necesario para aplicar este modelo es el Coeficiente de Variación (CV). Si se toma la intensidad de 24 horas como la intensidad de referencia, el modelo indica que CV se debe ajustar a la línea

de escalamiento simple. En estudios anteriores (*Agudelo, Arias y Salazar, 2001; Moreno y Vieira, 2001; Alvarez y Toro, 2001*) se obtuvo que el coeficiente de variación tiene un rango entre 0.16 y 0.28, y dado que este valor es fácilmente afectado tanto por la longitud de los registros como por los aparatos de medición, se consideró usar un valor constante de $CV = 0.25$ correspondiente al valor medio. Además, CV no presenta ningún rasgo característico con la cota de la estación y con la Precipitación media multianual. También se observa que el coeficiente de variación es más disperso para las duraciones menores de 4 horas y se estabiliza para las duraciones mayores. Esto es debido posiblemente a la alta variabilidad de la lluvia para las duraciones menores.

Si se toma un valor de θ para cada estación, dado por el ajuste de la serie de registros máximos y la ecuación (3.10), se observan valores que varían entre -0.84 y -0.79, con un valor medio de -0.83. El θ promediado entre todas las estaciones es muy similar al obtenido con la regresión lineal entre las duraciones y el momento de orden 1. En la variabilidad espacial de θ no se observa ningún patrón característico

Para la validación de los resultados se aplicó el modelo de escalamiento simple con distribución LNII (ecuación (3.10)), con la intensidad de referencia de 24 horas y los valores de CV y θ constantes e iguales a 0.25 y -0.83, respectivamente. Se compararon los resultados con los obtenidos al aplicar los métodos tradicionales (suponiendo una distribución LNII de las lluvias máximas) para la estación el Rosario. Aquí las diferencias relativas se usan en sentido de comparación entre los resultados que se obtienen por ambos métodos (Figura 3.11). A grandes rasgos se puede observar que los errores relativos aumentan para las duraciones mayores y altos períodos de retorno. Para las duraciones menores se presentan mayores errores debido a la posible existencia de escalamiento múltiple en estos rangos. Los mayores errores en esta validación son del orden del 25%, y en promedio se tiene errores del 10 al 15 %. La teoría de escalamiento contiene una base conceptual y teórica mucho más sólida desde el punto de vista de la física del proceso de precipitación (*Over y Gupta, 1994; Lovejoy y Schertzer, 1990; Burlando y Rosso, 1996*).

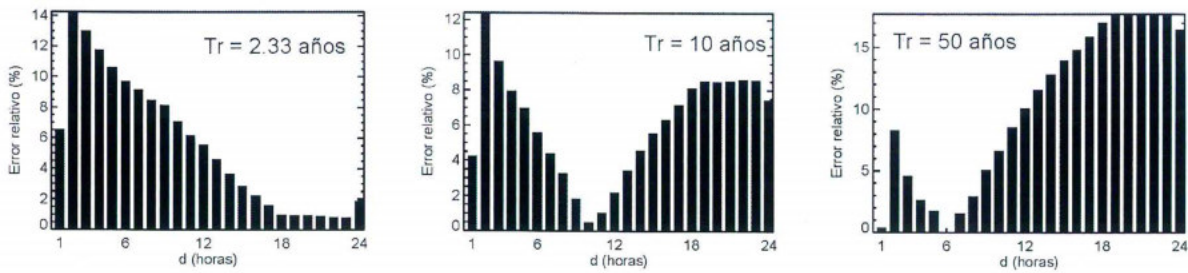


Figura 3.11 Error relativo entre los valores del modelo y el método tradicional en la estación El Rosario para períodos de retorno de 2.33, 10 y 50 años.

Para efectos prácticos se propone para Antioquia la expresión (3.14) para evaluar la intensidad de la lluvia para cualquier período de retorno y cualquier duración en el rango de 1 a 24 horas:

$$I_{q,d} = I_{24} \frac{\exp\left[\phi_q \sqrt{\ln(1+CV^2)}\right]}{\sqrt{1+CV^2}} \left(\frac{d}{d_{24}}\right)^\theta \quad (3.14)$$

Donde:

$I_{q,d}$: Intensidad (mm/h) para la duración d (horas) y el período de retorno q (años)

I_{24} : Intensidad media anual de 24 horas (mm/h)

ϕ_q : inversa de la distribución normal acumulada estándar para una probabilidad de no excedencia q .

CV : Coeficiente de Variación = 0.25

d_{24} : Duración de referencia = 24 horas

θ : Valor del exponente de escalamiento = -0.83

Las curvas IDF estimadas a partir de la ecuación (3.14) se presentan en las Figura 3.12 y Figura 3.13, para las estaciones estudiadas.

Se concluye entonces que esta es una forma sencilla de construir curvas Intensidad-Duración-Frecuencia (IDF) a partir de registros horarios de estaciones pluviográficas distribuidas en los Andes tropicales de Antioquia y apoyados en resultados obtenidos para los Andes tropicales de Colombia. Los registros evidencian que el coeficiente de duración,

esencial para la estimación de las curvas basadas en propiedades de escala, es constante para los rangos de duraciones de lluvia trabajados.

La función de estructura de los registros, muestra que para los primeros cuatro momentos, hay evidencias de escalamiento simple. A partir de estas consideraciones, se trabajó con la expresión para las curvas IDF basada en escalamiento simple y la función de distribución Log-Normal tipo II para representar la probabilidad de las lluvias máximas, la cual usa como variables independientes el promedio de la intensidad de la lluvia para 24 horas de duración, el período de retorno y la duración.

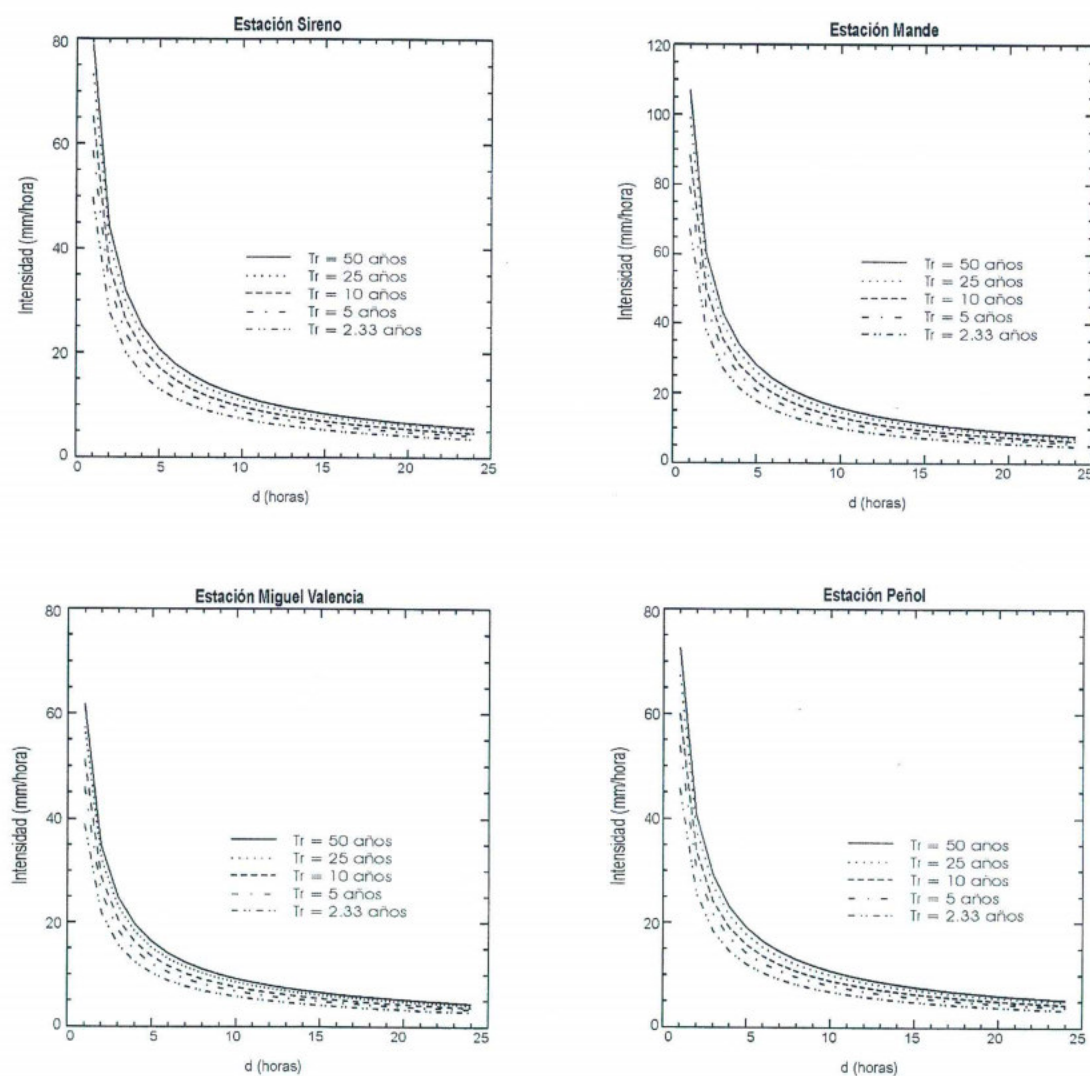


Figura 3.12 Curvas IDF obtenidas a partir de la teoría de escalamiento simple para las estaciones Sireno, Mande, Miguel Valencia y Peñol

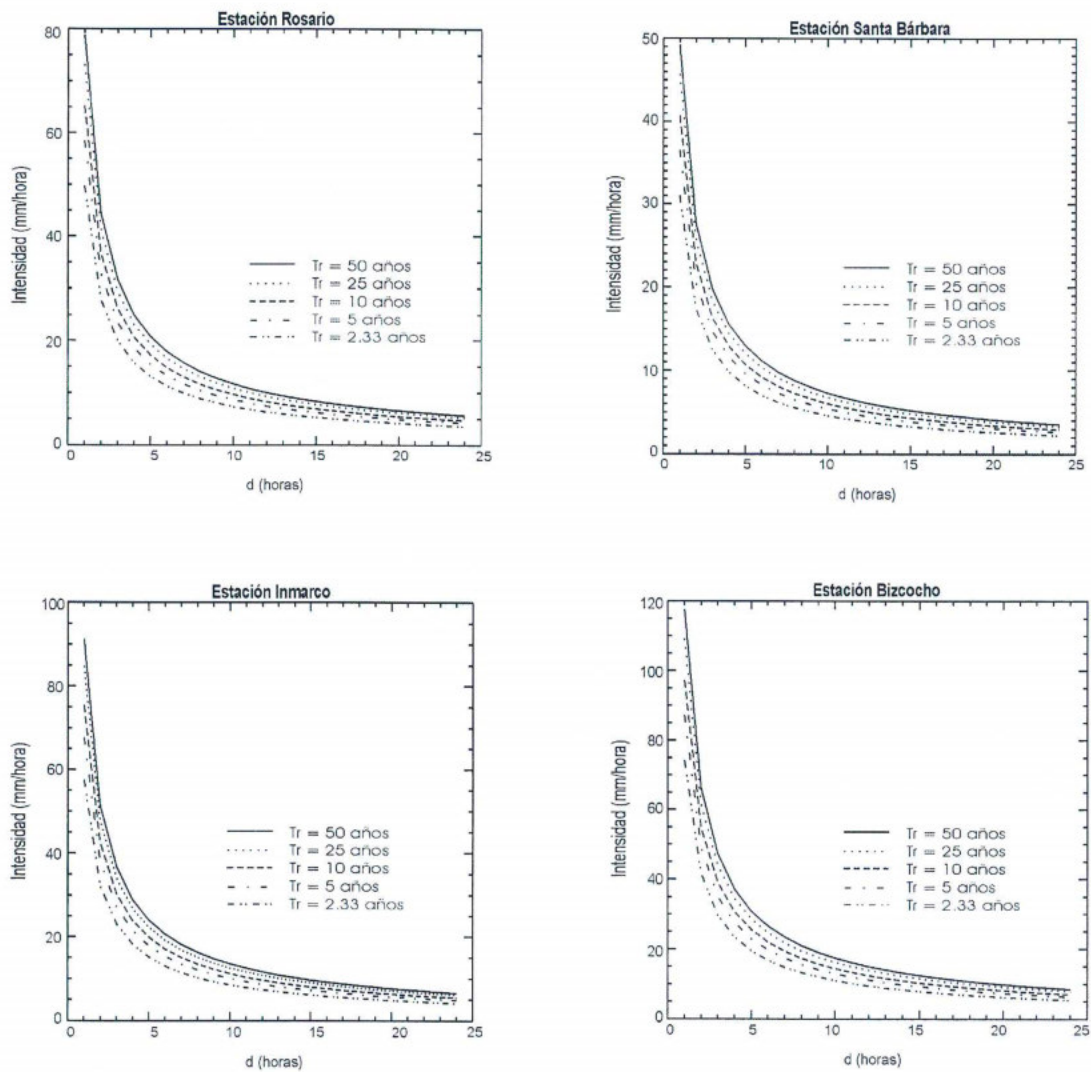


Figura 3.13 Curvas IDF obtenidas a partir de la teoría de escalamiento simple para las estaciones Rosario, Santa Bárbara, Inmarco y Bizcocho

4 EVAPOTRANSPIRACIÓN

La evapotranspiración es una componente fundamental en el balance hidrológico, aunque es, a su vez, la variable con mayores incertidumbres en su medición y estimación. Está compuesta por la evaporación desde superficie y por la transpiración de las plantas. Debido a que los aportes de la evaporación y de la transpiración son difíciles de cuantificar, surge la necesidad de estimarlos conjuntamente empleando variables que influyen de alguna manera en el comportamiento de ambas componentes.

La dinámica de la evapotranspiración está condicionada por tres factores fundamentales: disponibilidad de agua, disponibilidad de energía para cambio de estado del agua y condiciones aerodinámicas propicias para asimilación y transporte de vapor de agua.

La disponibilidad de agua en una zona es determinada por la precipitación. A largo plazo, ésta es la responsable del flujo base de las corrientes, del suministro de agua a los acuíferos por infiltración y en la zona vadosa para suministro de agua a las plantas, las cuales, a su vez, interceptan gran parte del agua precipitada.

La radiación neta es el remanente del balance energético global, el cual está afectado por factores astronómicos y por condiciones físicas y climáticas. La disponibilidad de energía para cambio de estado del agua es suministrada por la radiación neta proveniente del sol. De esta radiación, una parte es responsable del calentamiento de la superficie en forma de

calor sensible, que es reflejada por la temperatura superficial, mientras que la otra parte es la responsable de proveer calor latente de vaporización.

Las condiciones aerodinámicas propicias para la evaporación son influenciadas por la velocidad del viento, la cantidad de vapor de agua en el aire, la resistencia aerodinámica de la superficie y por el tipo y cantidad de vegetación presentes.

Se distinguen dos tipos de evapotranspiración: la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración real. La evapotranspiración potencial es la máxima evapotranspiración posible considerando que las únicas condiciones limitantes en el fenómeno son las radiativas, esto es, la única limitante para la evaporación es la disponibilidad de energía. La evapotranspiración real es la evapotranspiración presente considerando las condiciones, tanto de disponibilidad de energía como de disponibilidad hídrica y características aerodinámicas.

Debido a la falta de mediciones directas de evapotranspiración es necesario recurrir a técnicas de estimación que emplean variables meteorológicas, las cuales, en su mayoría, son estimaciones hechas indirectamente con sensores remotos y cuya resolución espacial es muy gruesa (Ver Capítulo 2).

En este capítulo se ha realizado una recopilación de metodologías empleadas para la estimación de la evapotranspiración, tanto potencial como real. La mayoría de estos procedimientos se emplearon en el proyecto Balances Hidrológicos de Colombia (UNALMED-COLCIENCIAS-UPME, 1999) y en Barco y Cuartas (1999), aunque se ha trabajado en el desarrollo de nuevas metodologías con mayores consideraciones acerca de la física de este fenómeno. Además, se ha avanzado en mejorar la calidad de la información requerida para cada uno de los métodos de estimación empleados. Aunque algunos métodos tienen más consideraciones físicas y otros presentan mayores facilidades en su aplicación, en este estudio se pretende plantear diferentes opciones para la estimación de esta variable tan compleja y recomendar el uso de mapas que muestran un comportamiento espacial razonable.

4.1 RESULTADOS OBTENIDOS

Se estimó la evapotranspiración tanto real como potencial en la región de estudio. En total se emplearon las 14 metodologías ilustradas en el Anexo B, algunas de las cuales son de fácil aplicación ya que requieren el conocimiento de variables de las que, por lo general, se dispone de registros.

La estimación de estas variables (evapotranspiración potencial y evapotranspiración real) se realizó a una escala de 30 segundos de arco aplicando los métodos descritos en el Anexo B y empleando la información descrita en el Capítulo 2. En el caso de las metodologías que no permiten estimar directamente la evapotranspiración real, ésta se estimó empleando la ecuación de Budyko (Anexo B, numeral B.1.13) considerando la evapotranspiración potencial estimada mediante el método correspondiente.

Vale la pena aclarar que la evapotranspiración es una variable de difícil medición, y más aun, que involucra la interacción de características radiativas, climatológicas, topográficas y de vegetación de la región, que no tienen un monitoreo continuo y apropiado en nuestro medio y que, a su vez, presentan comportamientos complejos. Por esta razón no es posible determinar cual de las metodologías empleadas es la mejor para la estimación de esta variable, sin embargo, se presentan diferentes opciones que pueden dar estimativos razonables, aunque todavía queda mucho por entender de la dinámica de esta variable de nuestra climatología.

Una manera de buscar la mejor metodología es realizar un balance de agua de largo plazo donde la precipitación P y el caudal R son variables con menor incertidumbre en la estimación y, generalmente, cuentan con registros de aceptable calidad. De esta manera, la metodología que mejor represente los caudales es, en general, la mejor metodología para la estimación de la evapotranspiración real. El anterior procedimiento se explica más detalladamente en el Capítulo 6.

A continuación se describen los resultados y se muestran los mapas obtenidos junto con una evaluación descriptiva en función de la metodología y la calidad de la información empleada en su estimación.

4.1.1 Ecuación de Cenicafé

Este método muestra la evapotranspiración potencial como un reflejo de la topografía, siendo ésta la única variable de la que depende directamente, aunque depende indirectamente de otras variables, ya que esta metodología considera implícitamente la formulación de Penman para su estimación. Por esta razón los resultados obtenidos para zonas con condiciones topográficas semejantes son similares a pesar de que las condiciones climatológicas y de vegetación no lo sean. Tal es el caso del litoral pacífico, el norte de Antioquia y gran parte del río Magdalena, los cuales, a pesar de ser zonas con dinámicas hidrometeorológicas y de vegetación distintas, presentan evaporaciones potenciales similares, mostrando los valores más altos.

La evapotranspiración real se estimó empleando la expresión de Budyko (Anexo B, numeral B.1.13). Con respecto a estos estimativos se observan valores altos en la costa Pacífica y en el valle del río Magdalena, en donde también se obtuvieron las mayores evapotranspiraciones potenciales (Ver Figura 4.1).

Esta metodología presenta la gran ventaja que es de fácil aplicación y sirve como una primera aproximación en el conocimiento de esta variable.

4.1.2 Ecuación de Turc

La metodología propuesta por Turc para el cálculo de la evapotranspiración potencial depende sólo de la temperatura media, la cual refleja el comportamiento espacial de la topografía, asemejándose al método de Cenicafé, aunque estima valores mucho mayores.

La evapotranspiración real también presenta altos valores en la región del Chocó, el sur de Bolívar, los Santanderes y el valle del río Magdalena, coincidiendo con las regiones de mayor evapotranspiración potencial (Ver Figura 4.2).

Este método es de fácil aplicación, pues las variables que utiliza son de fácil consecución, y, generalmente, de buen período de registro, como lo son la precipitación y la temperatura.

4.1.3 Turc Modificado

A diferencia de los métodos anteriores, éste produce valores más bajos de evaporación potencial en el litoral Pacífico, puesto que considera humedad relativa y radiación global incidente, variables que condicionan la cantidad de energía neta disponible para evaporar. La región del valle del Magdalena, algunos sectores del río Cauca y gran parte de las planicies al norte de Antioquia presentan los mayores estimativos.

La evapotranspiración real estimada empleando la expresión de Budyko muestra valores altos en las regiones de mayor precipitación, lo cual es de esperarse ya que la evapotranspiración real está fuertemente condicionada por la cantidad de agua disponible.

Esta es la metodología que entrega menores valores estimados (Ver Figura 4.3).

Esta metodología tiene el inconveniente de que requiere el conocimiento de la radiación global, la cual, por lo general, debe ser estimada mediante procedimientos que, a su vez, consideran variables de las que no se dispone fácilmente, como la humedad relativa y la radiación global. Sin embargo, tiene mayores consideraciones radiativas y de humedad, factores de gran influencia en el comportamiento de la evaporación.

4.1.4 Ecuación de Thornwaite

La formulación propuesta por Thornwaite para la estimación de la evapotranspiración potencial depende exclusivamente de las temperaturas medias anual y mensual, por lo que sólo da cuenta de condiciones topográficas, ignorando las características de vegetación y bioclimáticas de la zona. Nuevamente, el valle del río Magdalena, la cuenca del Atrato y las planicies al norte de Antioquia presentan los mayores estimativos, mientras que las regiones más altas presentan valores bajos.

La evapotranspiración real, estimada empleando la expresión de Budyko, muestra un comportamiento similar al de la evapotranspiración potencial aunque se observa disminución de la evapotranspiración real en la región norte de Antioquia y aumento de ésta en el litoral Pacífico, mostrando la clara influencia de la precipitación en el comportamiento de esta variable (Ver Figura 4.4).

Una ventaja de este método es que sólo considera las variables de las que se tiene mayor conocimiento, aunque entrega estimativos muy altos con respecto a los otros métodos.

4.1.5 Ecuación de Coutagne

Esta expresión sólo es aplicable para la obtención de evapotranspiración real anual ya que está basada en un balance hidrológico de largo plazo. Está basado en información de precipitación y de temperatura media anual. Supone que cuando las precipitaciones son bajas toda el agua precipitada es evaporada en el largo plazo. El comportamiento de la evaporación real obtenida es muy similar al de los métodos anteriores, aunque también ignora las condiciones climatológicas, de vegetación y aerodinámicas que influyen en la dinámica de la evaporación. El mapa obtenido se muestra en la Figura 4.5.

Esta metodología es de fácil aplicación ya que sólo considera precipitación y temperatura anuales.

4.1.6 Método de Morton

Esta es una de las metodologías que más se aproxima al proceso físico de la evaporación puesto que considera sus condiciones radiativas, aerodinámicas y de disponibilidad de agua, aunque ignora las características de la actividad de la vegetación. Estima la evapotranspiración potencial como la evapotranspiración real, esta última mediante la hipótesis de Bouchet (*Bouchet, 1983*).

Se observa que las regiones más altas y húmedas son las que presentan menor evapotranspiración potencial, mostrando que esta metodología tiene consideraciones adicionales a la disponibilidad de energía. La evapotranspiración real muestra un comportamiento similar al de la evapotranspiración potencial. En las regiones planas cerca al nivel del mar se observan evaporaciones altas relativas a la cantidad de precipitación anual (Ver Figura 4.6).

Esta metodología entrega estimativos altos para ambas variables y su aplicación se ve limitada debido a que las variables que emplea son de difícil estimación, especialmente la radiación neta, la cual fue obtenida empleando la metodología propuesta por Morton (1982) y que, a su vez, requiere el conocimiento de variables de alta incertidumbre en su estimación como lo son el punto de rocío, la radiación global y el albedo promedio.

4.1.7 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman)

La formulación propuesta por Penman tiene en cuenta las componentes radiativa, aerodinámica y de vegetación, siendo una de las metodologías más completas teóricamente. El mapa de evapotranspiración potencial obtenido muestra valores concordantes con los obtenidos por los métodos anteriores y con las suposiciones que realiza en su desarrollo teórico, aunque, en general, da estimativos menores que los obtenidos con la aproximación de Priestley y Taylor, lo que lleva a considerar que la componente aerodinámica es menor del 30%. Este resultado está sujeto a la calidad en la resolución de la información de NDVI y velocidad del viento empleada.

La evaporación real calculada mediante la expresión de Budyko, presenta valores bajos en la costa Atlántica y la región más externa del litoral pacífico (Ver Figura 4.7).

4.1.8 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman) con aproximación de Priestley y Taylor

Esta metodología se basa en el balance de energía, cuyas suposiciones son que prevalezca un flujo de energía de estado permanente y que los cambios en el almacenamiento de calor en el tiempo en el cuerpo de agua no sean significativos. Estas suposiciones limitan la aplicación del método a intervalos de tiempo diarios o mayores, y a situaciones que no involucren grandes capacidades de almacenamiento de calor, como las que poseen los grandes cuerpos de agua.

El mapa de evapotranspiración potencial estimado presenta valores altos en las zonas bajas al norte de Antioquia y en general a los valles de los ríos Cauca y Magdalena (en especial valores más altos en el segundo), por el alto número de horas de brillo solar al año, y valores bajos de evaporación potencial en toda la región cercana al Océano Pacífico y zonas sobre las vertientes en la cordillera de los Andes. Estos valores son razonables si se considera que la región más lluviosa del país recibe muy poca radiación neta anual total debido a la presencia de alta nubosidad. Similarmente ocurre en zonas altas en las tres cordilleras, las cuales reciben poca radiación solar debido al manto de nubes estratocúmulos casi constante durante el año, que refleja gran parte de la radiación incidente de onda corta del sol.

Por su parte, el mapa de evapotranspiración real muestra valores altos en las zonas con alta disponibilidad hídrica y radiativa como lo son la vertiente occidental de la cordillera occidental, el valle del Magdalena, al noreste y este de Antioquia (Ver Figura 4.8).

4.1.9 Método de Penman-Monteith

Este método tiene en cuenta, además de las consideraciones de los métodos anteriores, la resistencia relacionada con las características de los estomas y la aerodinámica de los cultivos. Por ello es de difícil aplicación en grandes zonas y con baja densidad de mediciones de velocidad del viento.

Debido a que la mayoría de la información de la que se dispone para emplear esta metodología tiene una resolución bastante gruesa ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$), los resultados obtenidos son deficientes, por lo que no se muestran en este trabajo.

4.1.10 Ecuación de García y López

Esta metodología es apropiada para temperaturas mayores de 10°C , ya que para valores menores de temperatura la evaporación potencial muestra valores negativos (Ver ecuación

B.38), además, la humedad debe ser el promedio de las humedades medidas a las 8:00 horas y a las 14:00 horas.

La evaporación potencial obtenida por este método se adapta a las suposiciones de disponibilidad de energía y transporte de vapor. Como es de esperarse, las regiones con temperatura promedio menores de 10°C presentan valores erróneos (negativos) de evapotranspiración potencial. Sin embargo, para las demás regiones se tienen estimativos acordes con la disponibilidad de energía para evaporar y presencia de vapor de agua en la atmósfera.

La evapotranspiración real obtenida de la expresión de Budyko, muestra también valores erróneos (muy bajos) en las zonas de gran altitud, pero en general, el comportamiento espacial de esta variable es similar al encontrado con las otras metodologías. Sin embargo, tanto los estimativos de evapotranspiración real como potencial presentan valores relativamente altos (Ver Figura 4.9).

4.1.11 Ecuación de Meyer

Esta ecuación calcula la evaporación potencial basada en la ley de Dalton, la cual considera una relación proporcional entre la evapotranspiración potencial y el gradiente de presión de vapor entre la zona de intercambio y la atmósfera (Ver Anexo B, numeral B.1.11), a través de la componente aerodinámica y de transporte de vapor de agua; además, utiliza un coeficiente de tanque que depende del tamaño del mismo. En este estudio se empleó un coeficiente de 38 correspondiente a depósitos pequeños y evaporímetros, esto para simular la disponibilidad de agua en superficie para evaporar.

La temperatura de punto de rocío no ha sido adecuadamente estimada debido a la carencia de registros de esta variable. En algunas regiones, especialmente en las de mayor altitud, el punto de rocío estimado es mayor que la temperatura media (lo que nunca puede ocurrir), por lo que esta metodología muestra deficiencias. Por esta razón, los resultados obtenidos mediante la metodología de Meyer no se muestran. Sin embargo, éste es un método de fácil aplicación y que puede entregar buenos estimativos cuando se tiene información con adecuada resolución espacial y temporal.

4.1.12 Método de Jiang – Islam

Esta es una de las nuevas metodologías consideradas en este estudio, la cual tiene consideraciones no sólo radiativas sino que tiene en cuenta la actividad de la vegetación (reflejada en el NDVI).

Debido a que la resolución de la información de temperatura superficial y de NDVI obtenida de sensores remotos con la que se cuenta es bastante gruesa ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) no se observa el comportamiento de la Figura B.2 (Anexo B), pues la temperatura presenta un rango de variabilidad mucho menor, por esta razón, no fue posible estimar el parámetro ϕ . Sin embargo, se supuso el valor obtenido por Jiang-Islam, $\phi=1.26$ (Jiang e Islam, 1999).

La evapotranspiración real obtenida mediante esta metodología muestra los mayores valores en la costa Atlántica y el Valle del río Magdalena, mientras que los valores más bajos se concentran en las zonas de mayor altitud y mayor humedad (Ver Figura 4.10).

Debido a que una de las variables requeridas en este método es el NDVI, se captura información de la actividad de la vegetación, responsable de la transpiración. Esta es una de sus grandes ventajas, ya que la mayoría de los métodos considerados sólo dan cuenta de la componente radiativa de la evaporación desde superficie. Otra ventaja es que es aplicable en áreas grandes y heterogéneas y que sólo requiere de información sensada por satélite, sin embargo en muchas ocasiones no se dispone de este tipo de información.

La formulación de estos autores incluye consideraciones tanto de disponibilidad de energía, que se reflejan en el factor $R_n - G$, como de actividad de la vegetación en el área de interés, presentes en el parámetro ϕ . Por tanto se constituye en una herramienta que puede entregar estimativos adecuados.

4.1.13 Ecuación del Factor Regional

Esta es otra de las nuevas metodologías implementadas en este trabajo, la cual considera la evapotranspiración real en función de la precipitación media anual, P , la radiación neta, R_n ,

y un parámetro empírico, α , que depende de las características de la cuenca. Esta metodología se aplicó en 73 cuencas hidrográficas de la región de trabajo, de las cuales, sólo 21 cumplieron con la restricción dada por Choudhury (Choudhury, 1999), según la cual la relación entre P y R_n ($\mu=P/R_n$) debe variar entre 1.08 y 1.90. Se obtuvo un factor alfa promedio $\alpha = 1.91$ con un error medio absoluto de 120 mm/año para las 21 cuencas que cumplen que $1.08 < \mu < 1.90$ y un error de 257 mm/año para las 52 cuencas que cumplen que $0.85 < \mu < 6.37$. Los valores altos de μ corresponden a la región chocona, así como a algunas zonas del occidente y sur de Antioquia. Es necesario ahondar en el estudio de esta nueva metodología de manera que se pueda encontrar un complemento para la formulación de Choudhury que sea válido en regiones donde la relación entre la precipitación y la radiación neta es mayor que 1.85.

El mapa resultado, que se observa en la Figura 4.11, muestra buenos estimativos en las regiones cercanas al golfo de Urabá, el valle del río Magdalena (Puerto Salgar, Chiquinquirá, Samacá) en los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y algunas regiones de Santander y en el valle del Aburrá a la altura del municipio de Medellín. Las regiones con mayores errores en la estimación de la evaporación corresponden al Chocó y en general áreas lluviosas de Antioquia y departamentos vecinos, donde la evaporación estimada por este método muestra valores anuales más bajos que los estimados por balances de largo plazo. Debe profundizarse y ampliarse en la aplicación de esta ecuación empírica al rango de las regiones húmedas tropicales.

4.1.14 Método de Kazama-Sahoo

Esta metodología se basa en establecer una relación apropiada entre la evapotranspiración real y el NDVI para una cuenca de condiciones determinadas, de manera que se pueda estimar la evapotranspiración en otra cuenca de condiciones similares (Kazama y Sahoo, 1999). En este trabajo se empleó información de NDVI a una resolución de 8 arcmin (ver Capítulo 2). La información de evapotranspiración real empleada corresponde al mapa obtenido mediante el modelo de tanques, propuesto en el Capítulo 6. No se encontró una relación satisfactoria entre ambas variables, probablemente debido a la resolución de la

información. Sin embargo esta parece ser una vía práctica para obtener estimativos razonables de la evapotranspiración, dado que las condiciones de la vegetación tienen una gran influencia en el comportamiento de este fenómeno, por lo que puede ponerse en práctica cuando la calidad de la información así lo permita.

4.2 RESULTADOS GENERALES

La mayoría de los mapas obtenidos muestran tendencias similares en el comportamiento de las evapotranspiraciones potencial y real en toda la zona de estudio. Los mapas que dependen de las variables básicas (temperatura y precipitación) aportan una idea general acerca del orden de magnitud de la evapotranspiración debido a que representan indirectamente las disponibilidades de energía y de agua, supliendo los requerimientos para una adecuada estimación de esta componente del balance hidrológico. Por esta razón, dichas expresiones son las más empleadas, máxime si se considera que las variables básicas son la de mayor disponibilidad y calidad de registros. 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. Por lo anterior, se recomienda el uso paralelo de diferentes métodos, que tengan en cuenta diversas formulaciones, ya que ninguno de los métodos descritos refleja totalmente la física del complejo proceso de la evapotranspiración.

Los mapas de evapotranspiración potencial y real obtenidos pueden visualizarse en el Atlas Digital de Antioquia y pueden ser desplegados mediante el software HidroSIG Java (Ver Anexo C).

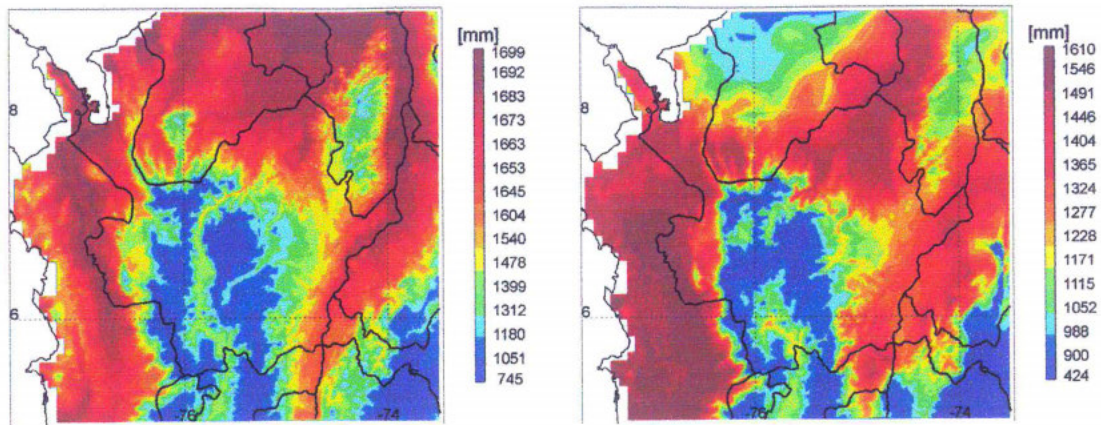


Figura 4.1 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Cenicafé.

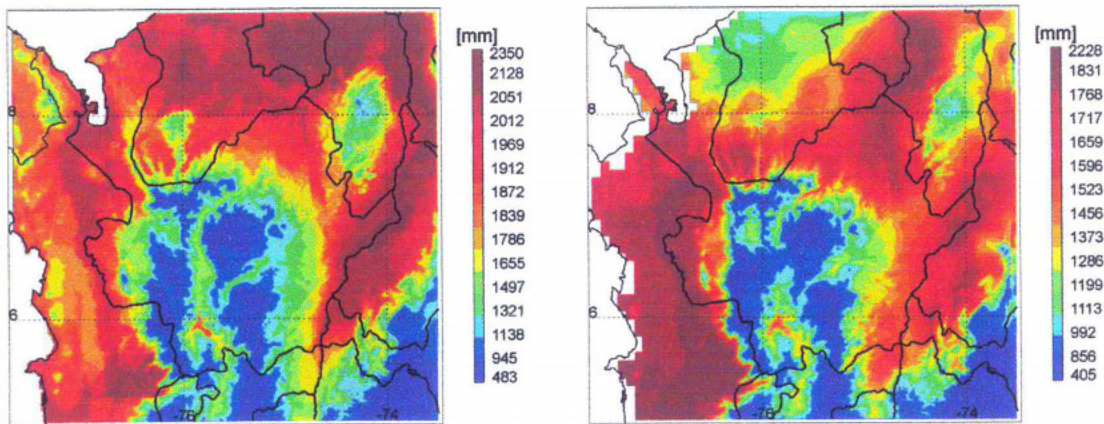


Figura 4.2 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Turc.

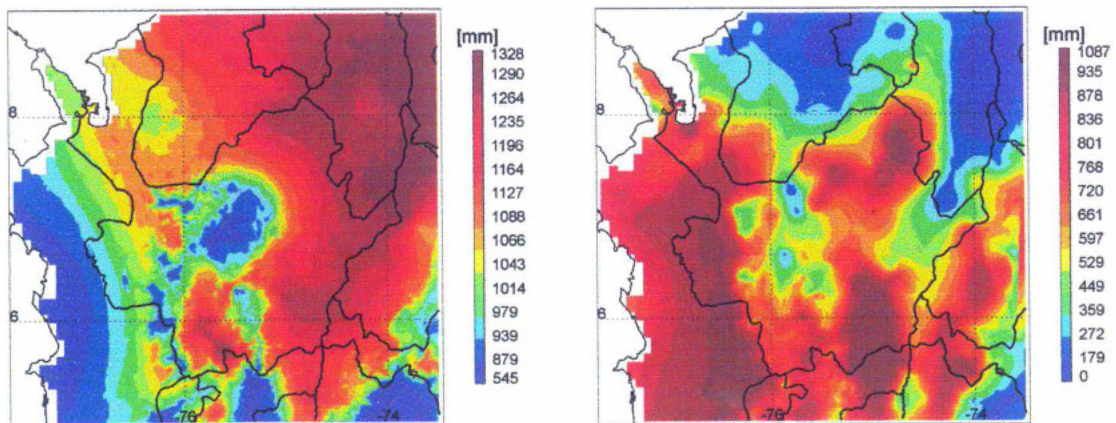


Figura 4.3 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método modificado de Turc.

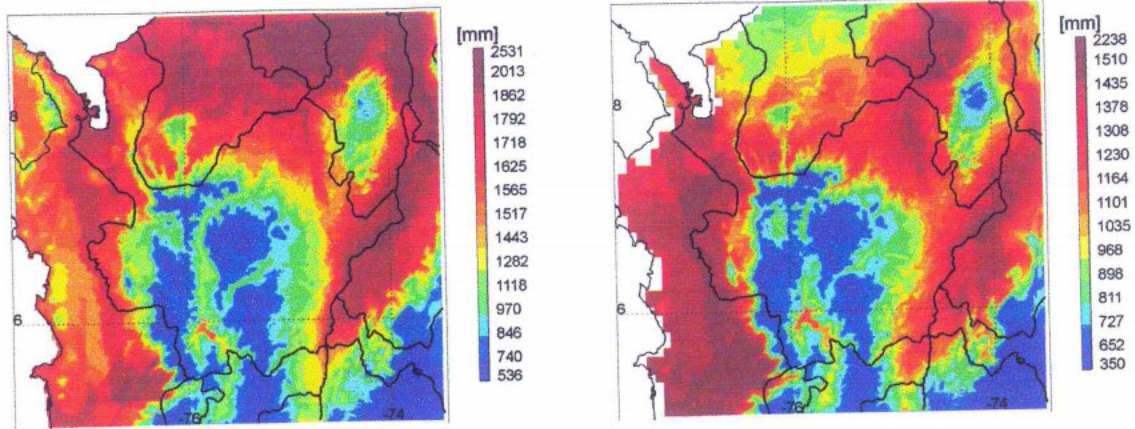


Figura 4.4 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Thornwaite.

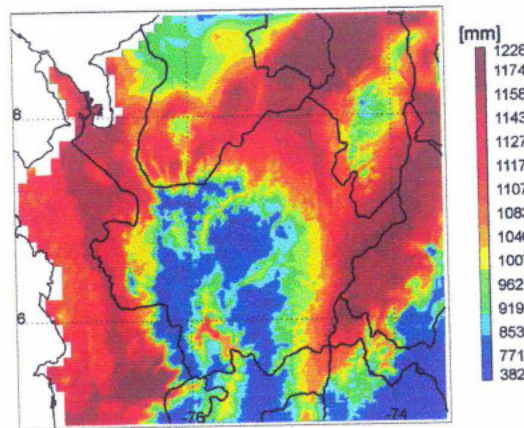


Figura 4.5 Evapotranspiración real obtenida mediante el método de Coutagne.

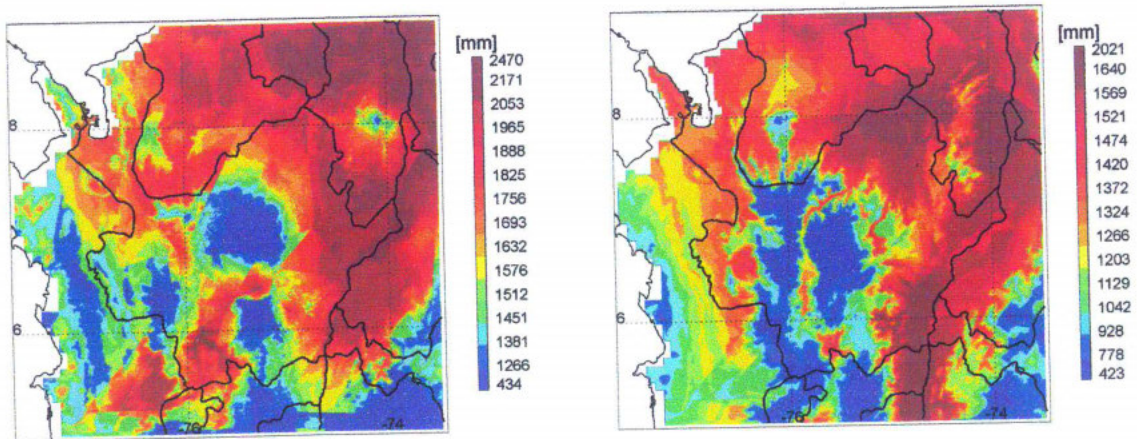


Figura 4.6 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Morton.

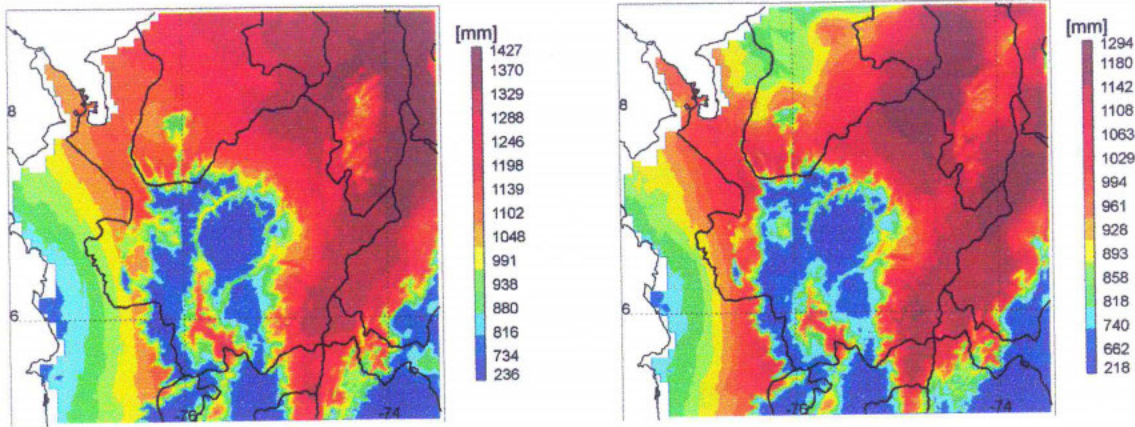


Figura 4.7 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Penman.

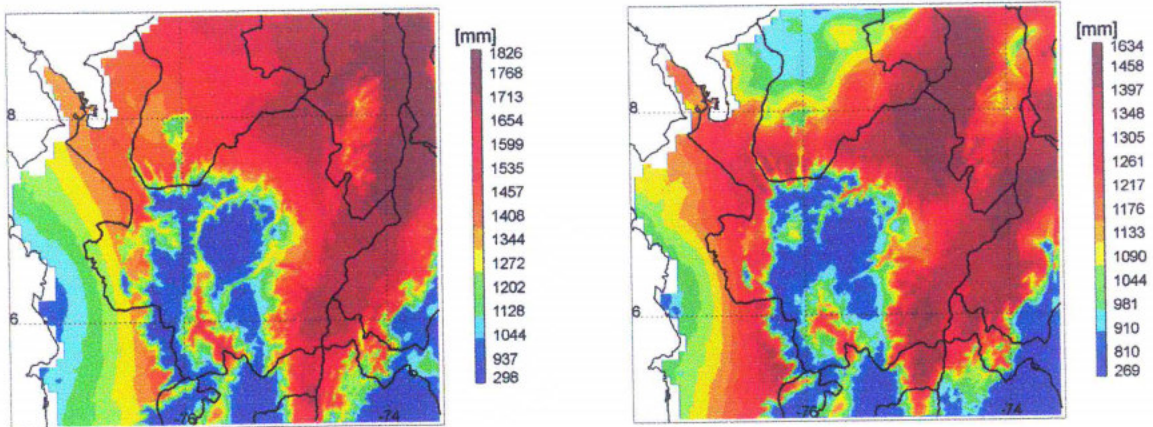


Figura 4.8 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de Penman con aproximación de Priestley y Taylor.

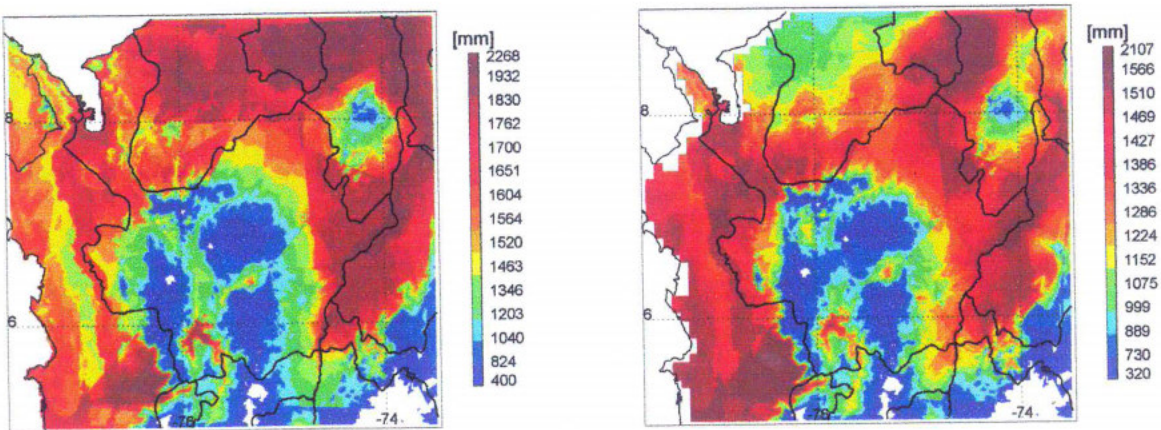


Figura 4.9 Evapotranspiración potencial y real obtenidas mediante el método de García-López (Las regiones en blanco son las zonas con temperaturas menores de 10°C).

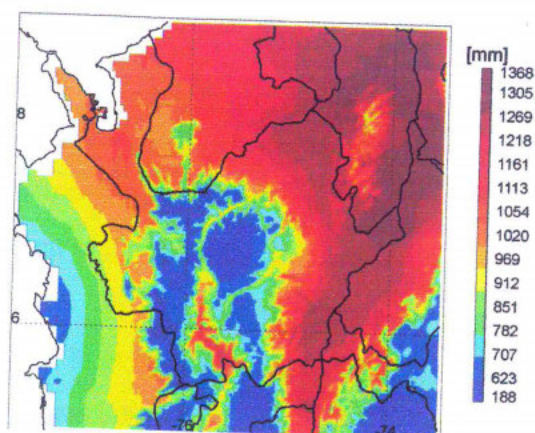


Figura 4.10 Evapotranspiración real obtenida mediante el método de Jiang-Islam.

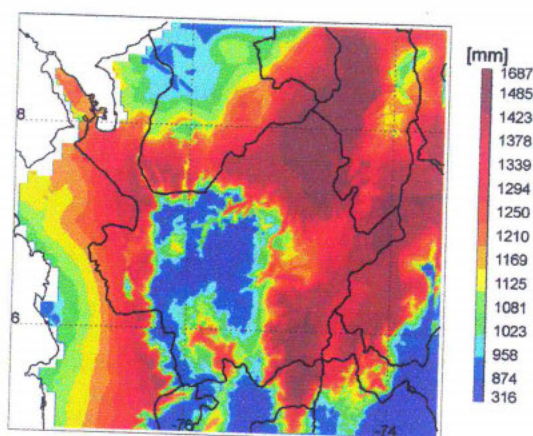


Figura 4.11 Evapotranspiración real obtenida mediante el método del factor regional.

Dentro de las metodologías empleadas, sólo las de Morton, Penman Aproximado, García-López, Turc Modificado, Meyer y Thornwaite permiten realizar estimativos mensuales. Sin embargo, debido a que la resolución espacio-temporal de las variables empleadas en estas metodologías no es la más adecuada, sólo se obtuvieron estimativos razonables mediante las expresiones de Morton y de Thornwaite. En la Figura 4.12 y en la Figura 4.13 se observan los ciclos anuales de evapotranspiración real obtenidos por Morton y Thornwaite, respectivamente. Estos mapas pueden visualizarse en el Atlas Digital de Antioquia y pueden ser desplegados mediante el software HidroSIG Java (Ver Anexo C).

El ciclo anual obtenido por el método de Morton (Ver Figura 4.12) muestra en el período Enero-Febrero mayores valores en las regiones correspondientes al valle del Magdalena, el

norte de Antioquia, el norte del Chocó y el valle del Cauca, mientras que las regiones de mayor altitud y el occidente del Chocó presentan los menores estimativos. Durante el período Marzo-Abril se observa una disminución de la evaporación real en la cordillera oriental y un ligero aumento en el litoral Pacífico. En los meses de Mayo-Junio, se presentan menores valores en el Chocó, mientras que en las demás regiones no se presentan cambios notables. Los meses de Julio-Septiembre son los que presentan cambios más drásticos durante todo el año: la evapotranspiración real aumenta considerablemente en casi todo el territorio estudiado, excepto en pequeñas regiones de las cordilleras (las mayores alturas) y en el occidente del Chocó, donde los estimativos continúan siendo bajos. Durante el período Octubre-Diciembre se presenta una disminución gradual de la evapotranspiración en el norte de Antioquia, el valle del Magdalena, el Chocó y el valle del Cauca, siendo Diciembre el mes en el que menor evapotranspiración se presenta.

El ciclo anual estimado empleando la metodología de Thornwaite (Ver Figura 4.13) presenta un comportamiento que puede resumirse en dos fases: Durante el período Abril-Septiembre se observan altos valores de evapotranspiración en la mayor parte de la región de estudio, excepto en las regiones de mayor altura. Durante el resto del año (Octubre-Marzo) se observan bajos valores en las cordilleras, el norte de Antioquia y la región norte del valle del río Magdalena, siendo Enero el mes en el que se presenta menor evapotranspiración real.

Si se comparan los comportamientos mensuales obtenidos por las dos metodologías anteriores, se observan similitudes en el período comprendido entre Abril y Octubre, en el cual se presentan estimativos altos de evapotranspiración real en las regiones del valle del Magdalena y el norte de Antioquia y estimativos bajos en las regiones de mayor altura.

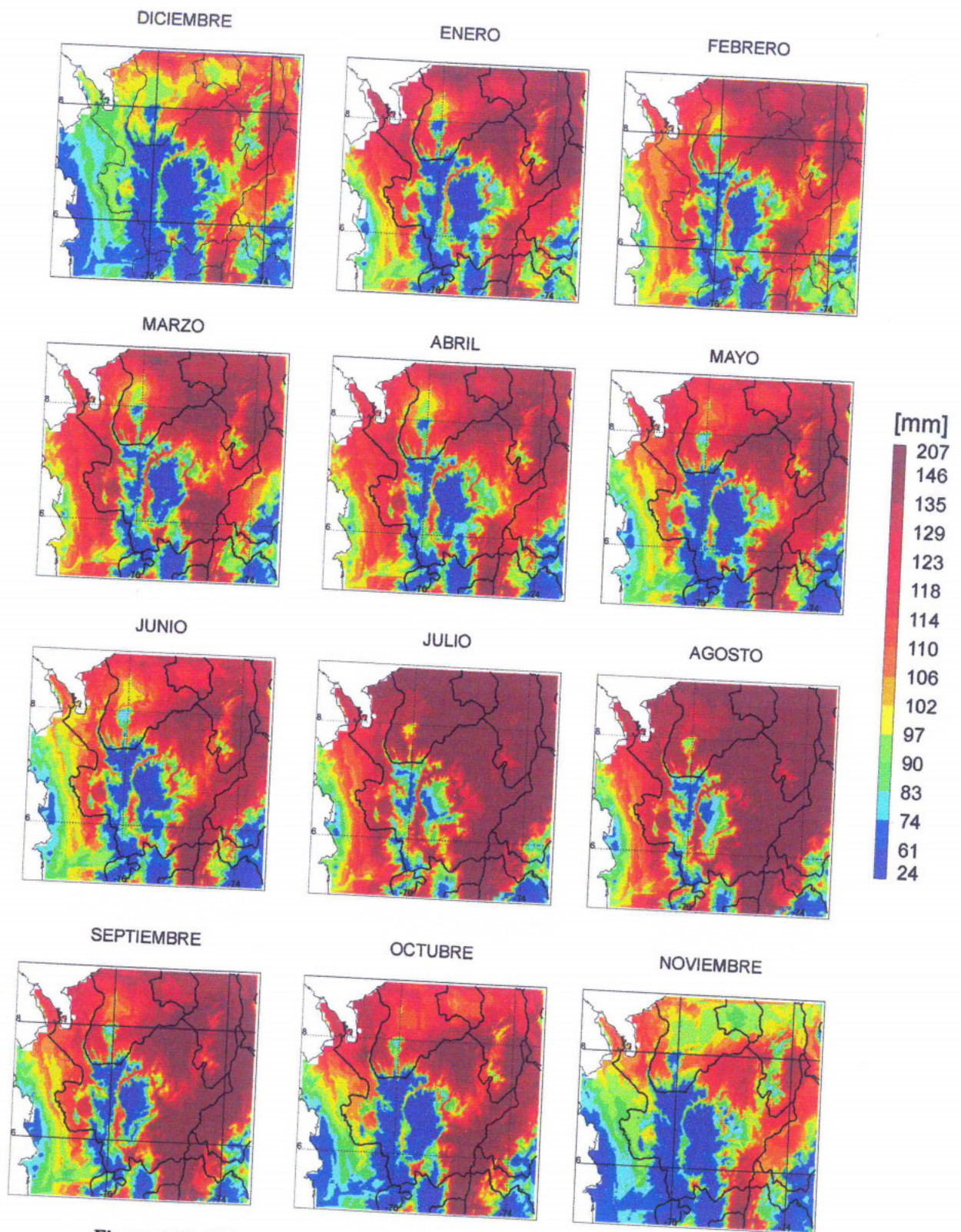


Figura 4.12 Ciclo Anual de Evapotranspiración Real obtenido mediante la metodología de Morton.

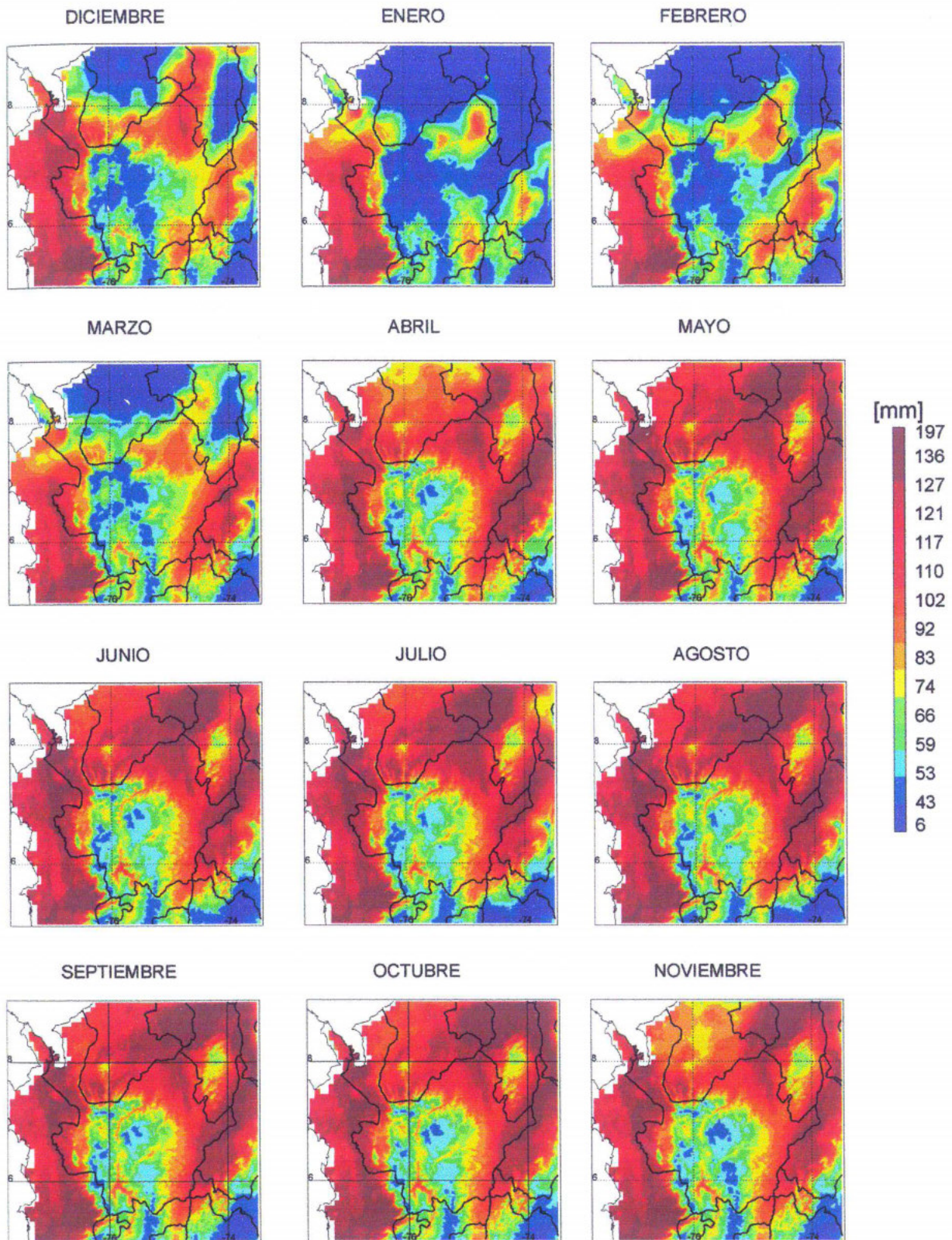


Figura 4.13 Ciclo Anual de Evapotranspiración Real obtenido mediante la metodología de Thornwaite.

El método de Morton muestra valores bajos de evaporación real para el litoral Pacífico, mientras que Thornwaite entrega estimativos altos. Similarmente ocurre con las estimaciones en las regiones de menor precipitación: Morton muestra los mayores valores de evaporación, mientras que Thornwaite entrega valores muy bajos. La diferencia entre los estimativos de ambas metodologías en estas regiones puede deberse a que el método de Morton tiene en cuenta consideraciones radiativas (disponibilidad de energía), mostrando valores bajos en las regiones de mayor humedad y nubosidad (como es el caso del Chocó), mientras que Thornwaite sólo considera condiciones de disponibilidad de agua, dando mayores estimativos en las regiones de alta pluviosidad (como lo es el caso del Chocó). Esto muestra la necesidad de emplear metodologías con consideraciones complementarias, de manera que se puedan obtener resultados más cercanos a la realidad.

Esta es una primera aproximación en la descripción del ciclo anual de evapotranspiración de la cual no es posible detectar comportamientos característicos; 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.

No es fácil obtener ni describir el ciclo anual de la evaporación, sin embargo, es posible afirmar que para las regiones de mayores elevaciones se presentan las menores evaporaciones reales durante todo el año, mientras que las zonas con mayor disponibilidad de agua y de energía presentan condiciones propicias para este fenómeno. En el Capítulo 6 se plantea una metodología basada en el modelo de tanques, la cual, además de estimar escorrentía superficial y subsuperficial, estima evapotranspiración real. Ésta se constituye en una metodología con alto rigor teórico y que entrega resultados bastante consistentes con la realidad.

Aunque existe una gran variedad de propuestas para la estimación de la evapotranspiración, no es claro cual es la más adecuada, más aún si se considera que el conocimiento que se tiene acerca de esta variable es reducido, además de las claras dificultades que existen para medirla y para estimarla. Es necesario entonces desarrollar, más que metodologías para

estimar la evapotranspiración, técnicas para su medición, de modo que se pueda adquirir un mayor conocimiento de su dinámica y de los factores que influyen en ella.

ANEXO A

TÉCNICAS UTILIZADAS EN LA INTERPOLACIÓN DE LA INFORMACIÓN

A TÉCNICAS UTILIZADAS EN LA INTERPOLACIÓN DE LA INFORMACIÓN

Es necesario obtener campos de información a partir de información puntual, de manera que los campos obtenidos presenten comportamientos físicos consistentes con la variable que representan. Es por esta razón que surge la necesidad de recurrir a técnicas de interpolación que entreguen resultados coherentes con las dinámicas de las variables a interpolar, respetando, en la medida de lo posible, la información real suministrada. Para esto se implementaron diversas técnicas de interpolación geoestadísticas y adaptativas que involucran no sólo la información puntual sino también variables secundarias o de apoyo que contengan relaciones físicas directas con el campo resultante.

A.1 KRIGING

Este es un método de interpolación geoestadística que tiene en cuenta tanto el espaciamiento de los puntos en los cuales se tiene información, como su distribución en el dominio a interpolar. Además, considera la variabilidad espacial de los datos, esto lo hace mediante el uso del semivariograma, el cual se construye a partir de la covarianza entre cada par de puntos ubicados a distintas distancias euclidianas; a éste se ajusta un variograma teórico que represente lo más fielmente la variabilidad de los datos. Cada modelo teórico está asociado a un conjunto de parámetros que son determinados a partir de las características de los datos y que posteriormente son usados por Kriging durante la interpolación. El semivariograma establece una distancia efectiva de influencia a partir de

la cual se supone que no existe correlación entre los datos. La interpretación y obtención de los resultados del semivariograma son mostrados posteriormente (Cassiraga, 1999).

El propósito del método de Kriging, es estimar el valor desconocido de una variable en un punto con coordenadas específicas, mediante la combinación lineal de n valores conocidos de la variable a interpolar, minimizando la varianza del error cuadrático medio del campo espacial interpolado. Se busca representar los valores que puede tomar la variable dentro del área de estudio mediante una función aleatoria. Este estimador involucra una matriz de pesos, la cual es construida a partir de cada uno de los datos y su relación con los demás en función de su separación. El valor estimado por esta metodología es aquel que minimiza la varianza del error de la estimación y debe ser un estimador insesgado.

La superficie de interpolación obtenida con Kriging mantiene los datos puntuales con los cuales se hace la estimación.

Las hipótesis del método de Kriging son las siguientes:

- La variable tiene una distribución normal
- La interpolación es insesgada
- Hay estacionalidad de orden secundario.
- La suma de los elementos de la matriz de pesos no debe superar la unidad.

Existen diferentes tipos de Kriging para los cuales las hipótesis y la metodología hasta aquí descritas se mantienen y dependen de la variable a interpolar y de la información con que se cuenta. A continuación se muestran los métodos usados durante este trabajo para la interpolación de variables hidroclimáticas.

A.1.1 Kriging Ordinario

En el Kriging Ordinario (KO), la media de los datos es desconocida y se calcula localmente a partir de los datos que intervienen en cada estimación. El estimador por KO está dado por

$$\hat{z}(u_0) = \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} z(u_{\alpha}) \quad (\text{A.1})$$

donde $\hat{z}(u_0)$ es el valor estimado para la posición u_0 , λ_{α} es el peso en esa posición y $z(u_{\alpha})$ son los valores de los que se posee información alrededor de ese punto.

La sumatoria de los pesos debe ser igual a la unidad, de esta forma se garantiza que el estimador sea insesgado, por otro lado se debe cumplir que el error en la varianza sea mínimo. Esto se calcula usando mínimos cuadrados, utilizando el siguiente sistema de ecuaciones

$$\begin{aligned} \sum_{\beta=1}^n \lambda_{\beta} C(u_{\alpha} - u_{\beta}) + \mu &= C(u_{\alpha} - u_0) \quad \alpha = 1, 2, \dots, n \\ \sum_{\beta=1}^n \lambda_{\beta} &= 1 \end{aligned} \quad (\text{A.2})$$

donde μ es el parámetro de Lagrange introducido en la minimización del error para lograr que este sea óptimo. La expresión para la varianza del error es

$$\sigma^2(u_0) = \sigma^2 - \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} C(u_{\alpha} - u_0) - \mu \quad (\text{A.3})$$

A.1.2 Kriging con Deriva Externa

El Kriging con Deriva Externa (KD) considerara una función de tendencia $f_1(u)$, definida en cada punto del dominio a interpolar a partir de una variable secundaria $z_2(u)$ (deriva), la cual debe ser continua y variar suavemente en el espacio, es necesario disponer de un valor de la variable secundaria en cada punto a estimar. En general se considera a la variable secundaria $z_2(u)$ relacionada de forma lineal con la media de la variable primaria $m_1(u)$ que es conocida, tal que $m_1(u) = a_0 + a_1 z_2(u)$ donde a_0 y a_1 son coeficientes desconocidos.

El estimador para KD externa tiene la siguiente expresión que es similar a la utilizada por KO

$$\hat{z}(u_0) = \sum_{\alpha=1}^{n_1} \lambda_{\alpha} z_1(u_{\alpha}) \quad (\text{A.4})$$

donde n_1 es el número de datos correspondiente a la variable primaria $z_1(u)$ que intervienen en cada estimación. Los coeficientes de este estimador se obtienen a partir de las siguientes ecuaciones

$$\begin{aligned} \sum_{\beta=1}^{n_1} \lambda_{\alpha} C_1(u_{\alpha} - u_{\beta}) + \mu_0 + \mu_1 z_2(u_{\alpha}) &= C_1(u_{\alpha} - u_0) & \alpha = 1, \dots, n \\ \sum_{\beta=1}^{n_1} \lambda_{\beta} &= 1 \\ \sum_{\beta=1}^{n_1} \lambda_{\beta} z_2(u_{\beta}) &= z_2(u_0) \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

Las dos últimas ecuaciones se relacionan con la condición insesgada. El cálculo de la varianza de los errores esta dado por la expresión

$$\sigma^2(u_0) = \sigma^2 - \sum_{\alpha=1}^{n_1} \lambda_{\alpha} C_1(u_{\alpha} - u_0) - \mu_0 - \mu_1 z_2(u_{\alpha}) \quad \alpha = 1, \dots, n_1 \quad (\text{A.6})$$

El campo resultante de z_1 es por construcción semejante al campo de la variable secundaria z_2 , conservando la información de los puntos utilizados y considerando la correlación espacial.

A.1.3 Semivariograma

El variograma es la fuente de información usada en Kriging para lograr la ponderación óptima y representa una medida de la variabilidad espacial de los datos considerados,

reemplazando la distancia euclidiana h por una distancia estructural $2\gamma(h)$, que es específica del campo en estudio. Ésta se estima mediante A.7.

El semivariograma se define como la mitad del variograma. Mientras el semivariograma da información de proximidad, la función de covarianza lo hace sobre dependencia o correlación, así para datos con valores de variograma bajos (muy próximos) se tienen valores de covarianza altos (alta correlación entre ellos), por lo que es la función la que define los factores de ponderación que se usan para construir el campo distribuido. Para estimar los factores de ponderación se determina, en primera instancia, el tipo de dependencia espacial que presentan los datos en estudio.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var} \left[z(u+h) + z(u) \right] \quad (\text{A.7})$$

$\gamma(h)$ es una función vectorial, que depende de la orientación del vector y de la magnitud.

Cuando los datos de campo son irregularmente espaciados en el dominio ellos pueden ser reagrupados por clases de distancia para que las diferencias cuadradas puedan ser calculadas.

A.2 ALGORITMO DE ENTRENAMIENTO A PARTIR DE REDES NEURONALES

Esta técnica de interpolación está basada en el principio de redes neuronales. Las redes neuronales son modelos que exploran relaciones altamente no lineales usando paralelismo masivo de elementos computacionales conectados por pesos. Estos elementos computacionales se denominan nodos y se caracterizan por un umbral interno y por un tipo de función no lineal asociada. Los modelos de redes neuronales son descritos por la topología de la red, las características del nodo y las reglas de aprendizaje que son conocidas como entrenamiento.

La red utilizada para los procedimientos de interpolación es conocida como Multilayer Perceptron (Lippmann, 1987). Estas redes son descritas por una o más capas de nodos entre los nodos de entrada y los nodos de salida conocidas como capas ocultas. Estas capas adicionales contienen unidades ocultas que no están directamente conectadas a los nodos de entrada y salida. La función de no linealidad usada en los nodos es la Sigmoidea o Logística, dada por

$$f(\alpha) = \frac{1}{1 + e^{-\alpha}} \quad (\text{A.8})$$

Las reglas de aprendizaje se basan en el algoritmo de entrenamiento Back Propagation que es una generalización del mínimo error cuadrático medio, LMS. Las entradas a la red descritas en los algoritmos de interpolación están dadas por las diferencias entre las variables de apoyo; la red es capaz de predecir con una entrada de estas diferencias una salida descrita por la diferencia entre la variable a interpolar.

Cabe resaltar que la aplicación de esta herramienta en el campo de la interpolación, sin ninguna técnica computacional de ajuste, es incapaz de respetar los valores de entrada al procedimiento de interpolación. Una técnica de ajuste se propone en la sección (A.3).

A.3 TRIANGULACIÓN CON DERIVA

El método de interpolación de Triangulación con Deriva (TD) consiste en estimar el valor de una variable dada empleando la técnica de triangulación y apoyándose en una variable externa o deriva. La técnica de triangulación consiste en formar triángulos adyacentes cuyos vértices son puntos en los que se conoce tanto la variable de apoyo como la variable a interpolar. La triangulación se realiza de manera que los triángulos no se intercepten (Algoritmo de Delaunay) (http://www.ian-ko.com/triangulated_irregular_network.htm).

Para la obtención de la variable a interpolar en un punto cualquiera se considera que ésta depende de los valores de dicha variable y de la variable de apoyo en cada uno de los vértices del triángulo al cual pertenece el punto en cuestión. Además es necesario conocer la variable de apoyo en todo el dominio espacial a interpolar. La relación entre la variable a interpolar y la variable de apoyo se muestra en la expresión (A.9).

$$Y_o = \sum_{i=1}^3 w_i \left(Y_i + \left| \frac{\Delta Y}{\Delta X} \right|_o (X_o - X_i) \right) \quad (\text{A.9})$$

Distribuyendo, se tiene

$$Y_o = \sum_{i=1}^3 \left[w_i (Y_i) + w_i \left| \frac{\Delta Y}{\Delta X} \right|_o (X_o - X_i) \right] \quad (\text{A.10})$$

donde, X es la variable de apoyo y Y es la variable a interpolar (El subíndice o indica el punto en cuestión, mientras que los subíndices i representan el i -ésimo vértice del triángulo al que pertenece el punto en cuestión). $\left| \frac{\Delta Y}{\Delta X} \right|_o$ es el gradiente de la variable a interpolar con respecto a la variable de apoyo, evaluado en el punto o .

El término $\left| \frac{\Delta Y}{\Delta X} \right|_o (X_o - X_i)$ se estima empleando el algoritmo de entrenamiento a partir de redes neuronales descrito en la sección (A.2). En este algoritmo la red se entrena empleando las diferencias $X_n - X_m$ y $Y_n - Y_m$, donde (n, m) es cada par de puntos en los que se conoce la variable a interpolar. Una vez entrenada la red con las diferencias $X_n - X_m$ y $Y_n - Y_m$, ésta puede estimar a un cambio conocido $X_n - X_m$ un cambio desconocido $Y_n - Y_m$. w_i es el peso que tiene el i -ésimo vértice en el valor de la variable a interpolar en el punto en cuestión. El criterio empleado para la asignación de pesos es el del inverso de la distancia, esto es, a menor distancia entre el i -ésimo vértice y el punto en estudio, mayor es

la influencia de este vértice. Así, $w_i = \frac{d_i}{d_i}$, donde d_i es la distancia entre el *i-ésimo* vértice y el punto en estudio. De este modo $\sum \frac{1}{w_i} = 1.0$.

Una vez estimado el cambio $Y_n - Y_m$, se pondera con el factor w_i , producto que se suma al término $w_i Y_i$, dando como resultado la variable a interpolar en cada punto.

Esta metodología conserva el valor de la variable a interpolar en los vértices, esto es, respeta la información que se le entrega para realizar la interpolación.

Antes de realizar la interpolación se realiza un pre-procesamiento del gradiente, esto con el fin de detectar tendencias en el comportamiento del gradiente que pueden producir, a su vez, tendencias en el comportamiento de la variable a interpolar. Este procedimiento se efectúa al entrenar la red neuronal.

El método de TD es un método que captura la relación existente entre la variable de apoyo y la variable a interpolar. Esto es especialmente útil cuando no se tiene adecuada información de una variable dada, pero se conoce su relación con otra variable de la cual se tiene mayor conocimiento. Además, empleando la ayuda de derivas externas es posible obtener un comportamiento de la variable en estudio más acorde con la física que las relaciona.

ANEXO B

MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y LA RADIACIÓN NETA

B MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y LA RADIACIÓN NETA

B.1 ESTIMACIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN

B.1.1 Ecuación de Cenicafé

Esta ecuación fue obtenida por el Centro Nacional de Investigaciones del Café (CENICAFÉ) mediante regresión a los valores obtenidos de aplicar el método de Penman a los datos de sus estaciones climáticas en Colombia para la obtención de evaporación potencial (*Jaramillo*, 1989 y 1997 comunicación personal). Su cálculo es sencillo, ya que sólo depende de la altura sobre el nivel del mar, así

$$ETP = 4.658 \exp(-0.0002 h) \quad (\text{B.1})$$

ETP es la evaporación potencial en mm/día y *h* es la cota sobre el nivel del mar en m.

B.1.2 Ecuación de Turc

Esta ecuación estima la evapotranspiración real basándose en un balance de masas, en función de elementos meteorológicos simples como la temperatura y la precipitación de la

cuenca, aplicadas a medidas de largo plazo. Turc en 1954, adaptó la familia de curvas de la forma $ETR = f(P, T)$, a partir de observaciones hechas en 254 cuencas situadas en todos los climas de la tierra (Remenieras, 1974; Brutsaert, 1982). De esta manera obtuvo

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{para } (P/L) > 0.316 \quad (\text{B.2})$$

$$ETR = P \quad \text{para } (P/L) < 0.316 \quad (\text{B.3})$$

Donde ETR es la evapotranspiración real en mm/año, P es la precipitación del año considerado en mm, T es la temperatura media anual en grados centígrados y $L = 300 + 25T + 0.05T^3$. Este último parámetro fue hallado por medio de regresiones hechas en las 254 cuencas y corresponde a la evapotranspiración potencial, ETP , en mm/año.

B.1.3 Turc Modificado

Una vez obtenida la ecuación para el cálculo de la evaporación potencial anual de una cuenca vertiente, Turc (1962) encontró una expresión basada en las observaciones de las cajas lisimétricas de Versailles, Rothamsted, Groningen y otras estaciones situadas en Escocia, África del Norte y las Indias. La expresión obtenida considera la evaporación real en función de la radiación global incidente, la temperatura, la humedad relativa y una constante que depende del mes o período considerado.

La ecuación está dada como

$$ETP = K \left(\frac{T}{T+15} \right) (R_g + 50) \quad \text{si } H_R > 50\% \quad (\text{B.4})$$

$$ETP = K \left(\frac{T}{T+15} \right) (R_g + 50) \left(1 + \frac{50 - H_R}{70} \right) \quad \text{si } H_R < 50\% \quad (\text{B.5})$$

donde H_R es la humedad relativa media mensual.

En la práctica, el término de corrección $\left(1 + \frac{50 - H_R}{70} \right)$ interviene sólo en el caso de climas desérticos o subdesérticos.

ETP es la evapotranspiración potencial en mm/ mes, K es una constante igual a 0.40 para meses de 30 y 31 días, 0.37 para el mes de febrero y 0.13 para 10 días, T es la temperatura media mensual en grados centígrados, R_g es la radiación solar global incidente del mes considerado expresada en $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{día}$. (Remenieras, 1974).

B.1.4 Ecuación de Thornwaite

La ecuación de Thornwaite (1944), da una estimación de la evaporación potencial basada en numerosos experimentos efectuados con lisímetros. Ésta fue modificada por el mismo autor en 1948, cuando relacionó datos de temperatura y evapotranspiración potencial en regiones irrigadas del oeste de Estados Unidos.

Los factores tomados dentro de este cálculo son la temperatura media mensual y la temperatura media anual

$$ETP = 1.6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^a \quad (\text{B.6})$$

donde ETP es la evaporación potencial en cm/mes , T es la temperatura media mensual en $^{\circ}\text{C}$, I es el índice calórico anual dado por

$$I = 12 \left(\left(\frac{T_{\text{anual}}}{5} \right)^{1.514} \right) \quad (\text{B.7})$$

y a es un exponente dado en función de I , así

$$a = (675 \cdot 10^{-9})I^3 - (771 \cdot 10^{-7})I^2 + (179 \cdot 10^{-4})I + 0.492 \quad (\text{B.8})$$

B.1.5 Ecuación de Coutagne

Esta ecuación se basa en las características meteorológicas de la cuenca. Da una estimación de la evaporación real en función de la precipitación y la temperatura así,

$$ETR = P - \lambda P^2 \quad (\text{B.9})$$

Donde ETR es la evaporación real en m / año, P es la precipitación en m, y

$$\lambda = \frac{I}{0.8 + 0.14T} \quad (\text{B.10})$$

en donde T es la temperatura media anual en °C. La ecuación (B.10) sólo es aplicable para P comprendido entre $(8\lambda)^{-1}$ y $(2\lambda)^{-1}$. Si las precipitaciones son inferiores a $(8\lambda)^{-1}$ entonces $ETR=P$. Si $P > (2\lambda)^{-1}$, entonces $ETP = (4\lambda)^{-1} = 0.20 + 0.035T$ (Remenieras, 1974).

B.1.6 Método de Morton

Morton (1983), basado en la ecuación de balance de energía postula con base en la hipótesis de Bouchet (Bouchet, 1983), una relación complementaria entre la evaporación potencial ETP , la evaporación real ETR y la evaporación de un ambiente húmedo ETW .

En términos de ecuaciones esta relación se puede escribir,

$$ETR = 2 ETW - ETP \quad (B.11)$$

donde ETR es la evaporación real, ETW es la evaporación de un ambiente húmedo y ETP es la evaporación potencial, dadas en W/m^2 . La relación complementaria también puede expresarse gráficamente así,

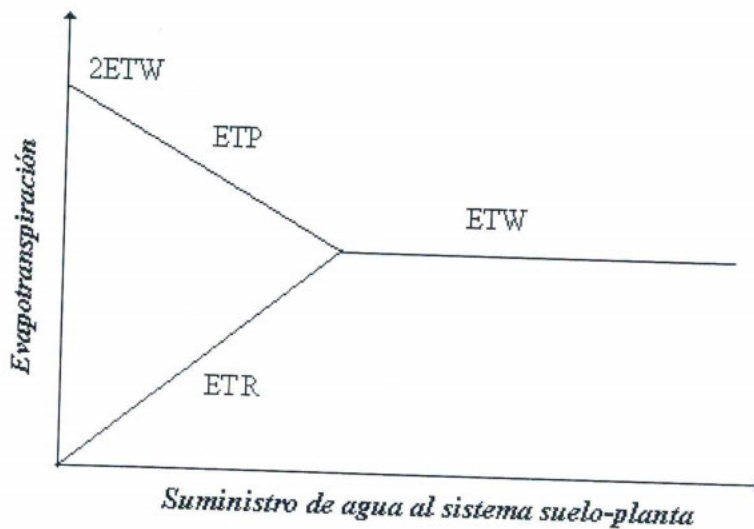


Figura B.1 Representación esquemática de la relación complementaria entre evaporación potencial y real con suministro de energía de radiación constante.

La Figura B.1 es una representación esquemática de la ecuación (B.11) bajo condiciones de suministro de radiación constantes. La abscisa representa el suministro de agua a la superficie suelo-planta de un área, una cantidad que es usualmente desconocida. Cuando no hay disponibilidad de agua para la evaporación real (extremo izquierdo de la Figura B.1) resulta que ETR es igual a cero, el aire es muy caliente y seco y ETP alcanza el máximo valor ($2ETW$, la evaporación potencial de un ambiente seco). Como el suministro de agua para la superficie suelo-planta del área se incrementa (moviéndose a la derecha de la Figura B.1) el resultado equivalente en el incremento de ETR causa que el aire que está pasando

por encima se vuelve frío y más húmedo, el cual a su vez produce un decremento equivalente en ETP . Finalmente cuando el suministro de agua para la superficie suelo-planta del área se ha incrementado suficientemente los valores de ETR y ETP convergen al mismo punto. La definición convencional de la evaporación potencial es la misma definición que la evaporación real de un ambiente húmedo.

Como puede verse la relación complementaria de *Morton* (1982) es muy similar a la propuesta por *Bouchet* en 1963.

ETW se obtiene de la expresión

$$ETW = b_1 + b_2 \left(\frac{R_{np}}{1 + \frac{\gamma p}{\Delta_p}} \right); \quad \frac{1}{2} ETP \leq ETW \leq ETP \quad (B.12)$$

b_1 y b_2 son constantes; $b_1 = 14 \text{ W/m}^2$, $b_2 = 1.2$, Δ_p es la pendiente de la presión de vapor de saturación a temperatura de equilibrio, R_{np} es la radiación neta de la superficie del suelo a temperatura de equilibrio dada por,

$$R_{np} = ETP + \gamma p f_T (T_p - T) \quad (B.13)$$

En la ecuación (B.13) γ es la constante psicrométrica $\approx 0.66 \text{ hPa/}^\circ\text{C}$, p es la presión atmosférica en hPa, T_p es la temperatura de equilibrio en $^\circ\text{C}$; esta es la temperatura a la cual la ecuación de balance de energía y la ecuación de transferencia de vapor para una superficie húmeda da el mismo resultado, T es la temperatura promedio del aire en $^\circ\text{C}$, ETP es la evapotranspiración potencial, en W/m^2 expresada como,

$$ETP = R_n - \lambda f_T (T_p - T) \quad (B.14)$$

donde R_n es la radiación neta, en W/m^2 para la superficie del suelo a temperatura del aire dada por,

$$R_n = (1 - \alpha)G - B_p \quad (\text{B.15})$$

En la ecuación (B.15) α es el albedo, G es la radiación global incidente; esta es transmitida a través de las nubes, B_p es la pérdida de radiación neta de onda larga por la superficie de suelo a la temperatura del aire dada como

$$B_p = \varepsilon\sigma(T + 273)^4 \left[1 - \left(0.71 + 0.070V_D \frac{P}{P_S} \right) (1 + \phi) \right] \quad (\text{B.16})$$

El término $\left(0.71 + 0.070V_D \frac{P}{P_S} \right)$ es la relación de la radiación de la atmósfera a cielo descubierto, ϕ es el incremento proporcional de la radiación en la atmósfera debido a las nubes, expresada como

$$\phi = 0.18 \left[(1 - c_2)(1 - S)^2 + c_2(1 - S)^{0.5} \right] \frac{P_S}{P} \quad (\text{B.17})$$

$c_2 = 10 \left(\frac{e_d}{e} - S - 0.42 \right)$ $0 \leq c_2 \leq 1.0$, S es la relación de horas observadas de brillo solar y el máximo posible, $\varepsilon\sigma = 5.22 \cdot 10^{-8} \text{W/m}^2\text{K}^4$, ε es la emisividad de la tierra, tal que $\varepsilon = 0.92$, P_S es la presión atmosférica a nivel del mar. e_d es la presión de vapor de saturación en hPa.

$$e_d = 6.11 \exp \left(\frac{17.27T_d}{T_d + 273} \right) \quad (\text{B.18})$$

T_d es la temperatura promedio a punto de rocío en $^{\circ}\text{C}$.

En la ecuación (B.16), en el trópico, $B_p \geq 0.05 \varepsilon \sigma (T + 273)^4$ mientras que en la ecuación (B.14) λ es el coeficiente de transferencia de calor, estimado como

$$\lambda = \gamma p + \left(\frac{4 \varepsilon \sigma (T + 273)^3}{f_T} \right) \quad (\text{B.19})$$

$\gamma p = \gamma p_s (p/p_s) = (0.66 \text{ hPa}^\circ\text{C})(p/p_s)$, f_T es el coeficiente de transferencia de vapor estimado como

$$f_T = \left(\frac{p_s}{p} \right)^{0.5} \left(\frac{f_Z}{\xi} \right) \quad (\text{B.20})$$

$f_Z = 28 \text{ W/m}^2\text{mbar}$, ξ es el factor de estabilidad adimensional dado como

$$\frac{1}{\xi} = 0.28 \left(1 + \frac{e_d}{e} \right) + \frac{\Delta R_{nc}}{\gamma p \left(\frac{p_s}{p} \right)^{0.5} b_0 f_Z (e - e_d)} \quad (\text{B.21})$$

$b_0 = 1$, $R_{nc} = R_n$ con $R_{nc} = > 0$

Para estimar T_p , V_p , Δ_p , es necesario hacer un proceso iterativo como sigue:

Se debe escoger inicialmente T_p' , V_p' , y Δ_p' igual T_p , V_p , Δ_p e iterar

$$\begin{aligned} \delta T_p' &= \frac{\left[\frac{R_n}{f_T} + ed - e_p' + \lambda(T - T_p') \right]}{(\Delta_p' + \lambda)} \\ T_p &= T_p' + \delta T_p' \\ e_p &= 6.11 \exp \left[\frac{\alpha_1 T_p}{(T_p + \beta)} \right] \\ \Delta_p &= \frac{\alpha_1 \beta V_p}{(T_p + \beta)^2} \end{aligned} \quad (\text{B.22})$$

Se itera hasta obtener $|\delta T_p| \leq 0.01 \text{ }^\circ\text{C}$.

B.1.7 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman)

En el caso de la estimación de la evaporación potencial, las dos limitantes principales son el suministro de energía y el transporte del vapor. Bajo esta condición, es necesario la combinación de estos dos aspectos para dar un valor estimado de la evaporación potencial. Esta ecuación fue desarrollada inicialmente por Penman en 1948 y está dada por

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (\text{B.23})$$

En la ecuación para el cálculo de la evaporación γ es la constante psicrométrica, la cual se expresa como

$$\gamma = \frac{C_p K_h P}{0.622 L_v K_w} \quad (\text{B.24})$$

C_p es el calor específico a presión constante; este valor es 1004 J/Kg.K ; P es la presión atmosférica en Pa; L_v es el calor latente de vaporización dado por

$$L_v = 2.501 * 10^6 - 2.370T \quad (\text{B.25})$$

expresado en J/Kg y T es la temperatura del aire en $^\circ\text{C}$. K_h/K_w es la relación entre las difusividades de calor y el vapor que se toma comúnmente como 1 (*Priestley y Taylor, 1972*). Δ es la pendiente de la curva de presión de saturación del vapor a la temperatura del aire en $\text{Pa}/^\circ\text{C}$ expresada como

$$\Delta = 4098 \frac{e_s}{(237.3 + T)^2} \quad (\text{B.26})$$

e_s es la presión de vapor de saturación, en Pa, a la temperatura del aire y está definido como

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{\alpha T}{\beta + T}\right) \quad (\text{B.27})$$

con $\alpha = 17.27$ y $\beta = 237.3$ si $T \geq 0$, ó , $\alpha = 21.88$ y $\beta = 265.5$ si $T \leq 0$. T está en grados Celsius.

E_r (m/s) representa la componente radiativa a la evaporación, dada por

$$E_r = \frac{R_n}{L_v \rho_w} \quad (\text{B.28})$$

donde R_n es la radiación neta en w/m^2 ; L_v es el calor latente de vaporización del agua que se calcula como se dijo anteriormente y ρ_w es la densidad del agua tomada como 1000 Kg/m^3 .

Además del suministro de energía calórica, la tasa de evaporación desde una superficie abierta de agua está controlada también por la habilidad para transportar el vapor lejos de la superficie. La tasa de transporte se determina por el gradiente de humedad en el aire cercano a la superficie y la velocidad del viento a través de dicha superficie. Mediante un análisis matemático, aplicando las ecuaciones de transporte de masa y momentum en el aire, se obtiene la expresión para la evaporación en su componente aerodinámica

$$E_a = B(e_s - e) \quad (\text{B.29})$$

E_a está en m/s, e_s es la presión de vapor de saturación correspondiente a la temperatura del aire en Pa, T es la temperatura en grados Celsius y e es la presión de vapor, en Pa, expresada en términos de la temperatura del punto de rocío T_d en grados celsius

$$e = 611 \exp\left(\frac{\alpha T_d}{\beta + T_d}\right) \quad (\text{B.30})$$

B es el coeficiente de transferencia de vapor y está dado por

$$B = \frac{0.622 k^2 \rho_a u_2}{P \rho_w \left[\text{Ln}\left(\frac{z_2}{z_0}\right) \right]^2} \quad (\text{B.31})$$

k es la constante de Von Karman, aproximadamente 0.4, ρ_a es la densidad del aire en kg/m^3 , u_2 es la velocidad del viento en m/s medida a una altura z_2 en cm, P es la presión atmosférica a una altura dada, en Pa, ρ_w es la densidad del agua, en kg/m^3 y z_0 es la altura de la rugosidad en cm, la cual puede ser expresada como Winkler (1993)

$$z_0 = 0.13h \quad (\text{B.32})$$

donde h , es la altura de la vegetación que se puede estimar mediante

$$h = 0.4 \text{NDVI} + 0.04 \quad (\text{B.33})$$

El NDVI es el índice normalizado de vegetación, tomado de información de satélite.

B.1.8 Método combinado aerodinámico y de balance de energía (Penman) con aproximación de Priestley y Taylor

Priestley y Talylor, determinaron, para muchas regiones, que el segundo término de la

ecuación podría representar una fracción del primero, de la siguiente forma

$$E = 1.3 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \quad (\text{B.34})$$

Donde la componente aerodinámica ha sido aproximada como el 30% de la componente radiativa.

B.1.9 Método de Penman-Monteith

Esta ecuación está basada en el método combinado aerodinámico y de balance de energía o *Penman* (1948 y 1946). El método permite calcular la evaporación con variables meteorológicas como radiación neta, temperatura y humedad relativa, además de estimar otras relacionadas con las características de los estomas y la aerodinámica del cultivo que son calculadas con la altura media del cultivo, la velocidad del viento y con el índice de área de hojas. La ecuación tiene la forma:

$$ETR = \frac{\Delta(R_N - G) + \left(\frac{\rho C_p}{r_a}\right)(e - e_d)}{L_v \left(\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right)} \quad (\text{B.35})$$

donde *ETR* es la evapotranspiración real en mm/día, L_v es el calor latente de vaporización definido anteriormente, Δ es el gradiente de la presión de vapor de saturación con respecto a la temperatura, expresado en Pa/C°, R_n es la radiación neta, G es la densidad de flujo de calor del suelo, r_a es la resistencia aerodinámica en s/m evaluada como

$$r_a = \frac{4.72 \left(\ln \left(\frac{2}{Z_0} \right) \right)^2}{(1 + 0.54u)} \quad (\text{B.36})$$

Z_0 es la altura de la rugosidad de la superficie expresada en m; u es la velocidad del viento a 2 m de altura de la superficie en m/s; r_s es la resistencia de la superficie en s/m expresada como,

$$r_s = \frac{200}{LAI} \quad (\text{B.37})$$

Usualmente en el trópico G puede ser despreciada.

B.1.10 Ecuación de García y López

Por medio de esta ecuación se calcula la evaporación potencial. Está basada en las correlaciones hechas entre la evaporación medida en seis estaciones netamente tropicales dentro del rango latitudinal 15°N y 15°S y la temperatura y la humedad relativa, obteniendo la ecuación

$$ETP = 1.21 * 10^N (1 - 0.01HR) + 0.21T - 2.3 \quad (\text{B.38})$$

la cual es válida sólo para temperaturas medias mayores o iguales a 10 °C. El valor de HR se estima mediante

$$n = \frac{7.45T}{(234.7 + T)} \quad (\text{B.39})$$

$$HR = \frac{HR_{8:00 \text{ HORAS}} + HR_{14 \text{ HORAS}}}{2} \quad (\text{B.40})$$

Esta expresión estima ETP en mm/día.

B.1.11 Ecuación de Meyer

Esta ecuación, que calcula la evaporación potencial, fue propuesta en 1915 y está basada en la ley de Dalton.

$$ETP = C_1(e_s - e_a) \left(\frac{u}{16.09} + 1 \right) \quad (\text{B.41})$$

donde ETP es la evaporación potencial en cm; e_s , la presión de vapor de saturación media en pulgadas de mercurio; e_a la presión de vapor media mensual en pulgadas de mercurio y u , la velocidad media mensual del viento medida a 10 m de la superficie en km/h. C_1 es un coeficiente empírico que puede tomarse como 38 para depósitos pequeños y 28 para grandes depósitos (*Remenieras, 1974*).

B.1.12 Método de Jiang – Islam

El método propuesto por *Jiang y Islam (1999)* es un esquema simple que estima evapotranspiración real a partir de información obtenida de sensores remotos. Esta técnica se basa en la relación existente entre algunos parámetros superficiales que son de fácil medición (temperatura, radiación neta y vegetación) y un parámetro índice de la resistencia efectiva de la superficie a la evaporación.

Dentro de las metodologías para la estimación del flujo de calor latente en superficie, una de las más comúnmente empleadas es el método residual, el cual está basado en el flujo de energía en la superficie, dado por

$$R_n - G = H + \lambda E \quad (\text{B.42})$$

donde R_n es la radiación neta, G es el flujo de calor en el suelo, H es el flujo de calor sensible y λE es el flujo de calor latente.

Algunas de las formulaciones empleadas para la estimación de λE pueden ser expresadas de la forma

$$\lambda E = \beta \left[A(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} + B \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u)(e_a^* - e_a) \right] \quad (\text{B.43})$$

donde e_a es la presión de vapor en la atmósfera, e_a^* es la presión de vapor saturado en la atmósfera, Δ es la pendiente de la presión de vapor saturado a la temperatura del aire T_a , γ es la constante psicrométrica, $f(u)$ es una función del viento en la que los parámetros A y B dependen del modelo particular y β es el parámetro de Budyko-Thornwaite-Mather (ver *Brutsaert, 1982; Parlange et al., 1995*).

Nótese que la expresión (B.43) puede aproximarse a la expresión de Priestley y Taylor empleando $A = \alpha$, $\beta = 1.0$ y $B = 0$.

Observaciones provenientes de FIFE, HAPEX-MOBILHY y ARME indican la existencia de una fuerte relación entre el parámetro α y características físicas como humedad, temperatura y conductancia de la superficie. Basados en esta evidencia y en la simplicidad de la expresión de Priestley y Taylor, Jiang y Islam propusieron un modelo de evaporación dado por

$$\lambda E = \phi \left[(R_n - G) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \right] \quad (\text{B.44})$$

con λE en w/m^2 .

La información de radiación neta (R_n) puede ser obtenida de sensores remotos. Aunque en ocasiones se pueden tener estimaciones de G , estos autores proponen estimar esta variable como

$$G = 0.583 \exp(-2.13 NDVI) R_n \text{ si } NDVI > 0$$

$$G = 0.583 R_n \text{ si } NDVI < 0$$

En la expresión (B.44), ϕ representa un complejo parámetro que resume los efectos combinados de los parámetros de Priestley y Taylor, α y β . En ausencia de advección y convección significativas, el flujo de calor latente no puede exceder $R_n - G$, y por tanto, ϕ está en el rango comprendido entre 0 y $\frac{\Delta + \gamma}{\Delta}$.

En la Figura B.2 se observa el comportamiento de la temperatura superficial sensada por satélite (T_o) con el índice normalizado de vegetación (NDVI) obtenido por Jiang-Islam. Vale la pena aclarar que la información con la se obtuvieron estos resultados corresponde a imágenes procesadas de un paso del satélite AVHRR NOAA-14 sobre la región de trabajo del proyecto Southern Great Plains 1997 (SGP97), por lo que se observa una alta variabilidad de los valores de temperatura.

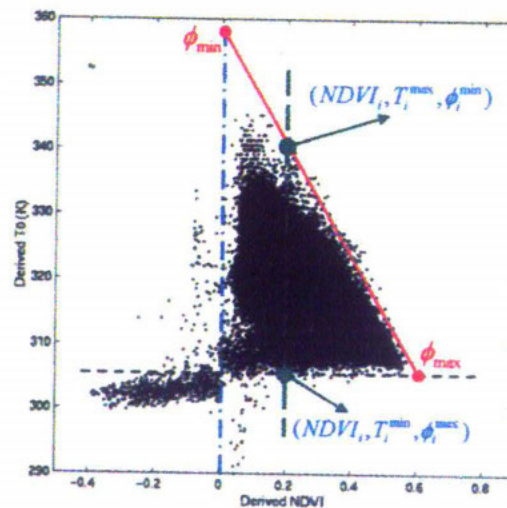


Figura B.2 Temperatura derivada (T_o) vs NDVI. Información requerida para la interpolación del parámetro ϕ . Tomada de Jiang-Islam (1999).

Puede observarse que para valores de NDVI negativos se presentan las más bajas temperaturas, mientras que para valores positivos, los valores de temperatura se ven acotados por un triángulo, de manera que a medida que aumenta el NDVI se observan menores temperaturas superficiales.

La interpolación del parámetro ϕ se basa en el hecho de que para un valor de NDVI cualquiera, su valor mínimo, $\phi_{min}=0$, está asociado a una temperatura máxima, T_{max} ,

mientras que su valor máximo, $\phi_{max} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta}$, está asociado a una temperatura mínima, T_{min} .

Así, una vez definidos los valores límites de este parámetro, interpola linealmente en todos los valores de temperatura, T_i , para cada valor de NDVI.

Jiang-Islam han encontrado que el valor de ϕ para cada clase de NDVI es muy cercano a 1.26.

B.1.13 Ecuación de Budyko

Esta ecuación fue obtenida por *Budyko* (1974) y está basada en un balance de masas, a partir de estudios realizados por *Schreiber* en 1904 y por *Ule* y *Penck*. Budyko observó que cuando la precipitación decrece, la escorrentía superficial también decrece, pero cuando la precipitación aumenta, el caudal tiende a algún valor límite. *Schreiber* propone una ecuación de interpolación para la escorrentía anual en cuencas de Europa central, dada por

$$R = P \exp\left(-\frac{a}{P}\right) \quad (\text{B.45})$$

donde a es una constante para una cuenca dada. Ahora, una forma para la evapotranspiración anual es

$$ETR = P \left[1 - \exp\left(-\frac{a}{P}\right) \right] \quad (\text{B.46})$$

En 1911, *Dekop* propone la ecuación

$$ETR = ETP \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \quad (\text{B.47})$$

Budyko (1948 y 1974) postula que las siguientes condiciones son válidas, en el límite de condiciones muy secas,

$$\frac{R}{P} \rightarrow 0 \quad \text{ó} \quad \frac{ETR}{P} \rightarrow 1 \quad \text{cuando} \quad \frac{ETP}{P} \rightarrow \infty$$

y en el límite de condiciones muy húmedas,

$$ETR \rightarrow ETP \quad \text{cuando} \quad \frac{ETP}{P} \rightarrow 0$$

Budyko interpola las ecuaciones (B.46) y (B.47), proponiendo la media geométrica.

$$ETR = \left[ETP \cdot P \cdot \tanh\left(\frac{P}{ETP}\right) \left(1 - \cosh\left(\frac{ETP}{P}\right) + \sinh\left(\frac{ETP}{P}\right) \right) \right]^{1/2} \quad (\text{B.48})$$

donde ETR es la evaporación real, P es la precipitación, ETP es la evaporación potencial en mm por el período considerado (Budyko, 1974 y Brutsaert, 1982).

En la Figura B.3 se observa un comportamiento casi igual de las ecuaciones propuestas por Turc y Budyko para el cálculo de la evaporación real, ya que estas tuvieron un desarrollo teórico semejante. Ambas ecuaciones están expresadas en función de la precipitación y la evaporación potencial, donde la evaporación potencial en Turc es el parámetro L , el cual esta en función de la temperatura.

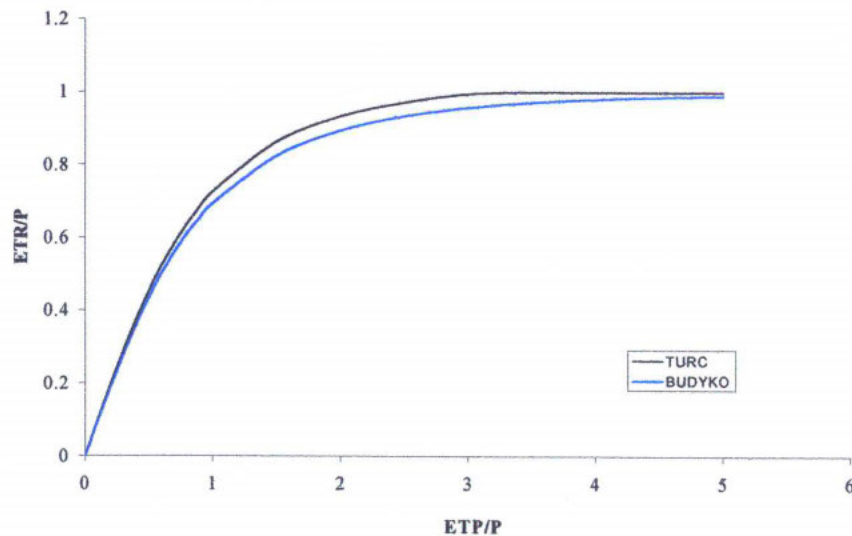


Figura B.3 Relación adimensional entre la evaporación real y potencial para la ecuación de Turc y Budyko.

B.1.14 Ecuación del Factor Regional

Para esta metodología el estimativo de la evaporación real anual se realiza a través de una ecuación empírica de la forma

$$E = \frac{P}{\left\{ 1 + \left(\frac{P}{R_n} \right)^\alpha \right\}^{1/\alpha}} \quad (\text{B.49})$$

Donde P es la precipitación anual (mm), R_n es el equivalente de agua de la radiación neta en (mm) y α es un parámetro ajustable que depende de la escala de estimación de la variable (Choudhury, 1999). Para un experimento realizado en 10 grandes cuencas del mundo con áreas del orden de 10^6 km^2 este autor encontró que $\alpha = 1.8$ con un error medio absoluto de 36 mm/año. El efecto de la variabilidad espacial de P y R_n en la determinación de la evaporación desde la ecuación empírica explica las posibles diferencias del valor de alfa dependiendo de la escala regional de trabajo. El método asume que la evaporación anual no excede los valores correspondientes a P ó R_n y dispone, para las cuencas de trabajo, de la relación $\mu = P/R_n$ en el rango $0.23 < \mu < 1.97$, típico de regiones poco húmedas con altos valores de radiación neta. Alrededor de esta metodología, se propone el cálculo del factor alfa para la región de trabajo que minimiza el error medio absoluto entre las evaporaciones estimadas y las obtenidas al realizar el balance de largo plazo en 52 cuencas con áreas entre 25 y 5300 km^2 con condiciones climáticas diferentes. Se encuentra un valor de $\alpha = 1.91$ con mejores resultados en el rango de $0.85 < \mu < 1.9$, pero aplicable a la zona de trabajo con $0.85 < \mu < 6.37$ con valores altos de μ típicos de regiones tropicales húmedas.

B.1.15 Método de Kazama-Sahoo

Kazama y Sahoo (1999) estudiaron la relación entre la evapotranspiración real y el índice normalizado de vegetación (NDVI). Para ello estudiaron el comportamiento de ambas

variables en cinco cuencas con similitudes hidrológicas y climáticas pero con diferencias geológicas y topográficas, dos de ellas ubicadas en Vietnam y tres ubicadas en Tailandia, para finalmente aplicar los resultados obtenidos en la cuenca del río Mekong. Este estudio se efectuó para un mes típicamente seco y un mes típicamente lluvioso, de manera que se pudieran encontrar las diferencias estacionales existentes. La evapotranspiración fue obtenida a partir del balance hidrológico de largo plazo para cada una de las cuencas. Estos autores encontraron que para su región de estudio, la evapotranspiración y el NDVI siguen una relación logarítmica de la forma

$$ETR = 141.9 \ln(NDVI) + 337.7 \quad (\text{B.50})$$

B.2 ESTIMACIÓN DE LA RADIACIÓN NETA MEDIANTE EL MÉTODO DE MORTON

Algunas de las metodologías descritas en B.1 requieren el conocimiento de la radiación neta. Debido a que, en general, no se tiene un adecuado registro de esta variable, es necesario recurrir a técnicas de estimación. A continuación se describe la metodología propuesta por Morton (1982) para el cálculo de esta variable.

- Cálculo de la relación de la presión atmosférica con respecto a la presión al nivel del mar (p/p_s) con la ecuación de corrección de la presión para la atmósfera estándar, esto es

$$\frac{p}{p_s} = \left[\frac{288 - 0.0065 H}{288} \right]^{5.256} \quad (\text{B.51})$$

donde H es la altura sobre el nivel del mar en metros.

- Estimación del albedo cenital con cielo despejado sin nieve en la estación seca, a_{zd} .

$$a_{zd} = 0.26 - 0.00012 P_A \left(\frac{p}{p_S} \right)^{0.5} \left[1 + \left| \frac{\phi}{42} \right| + \left(\frac{\phi}{42} \right)^2 \right] \quad (\text{B.52})$$

$$0.11 \leq a_{zd} \leq 0.17$$

donde,

P_A : Precipitación promedia anual en mm.

ϕ : Latitud en grados.

En el hemisferio sur el valor absoluto de $|\phi/42|$ es necesario en la ecuación (B.52).

- Cálculo de la presión de vapor de saturación a la temperatura correspondiente al punto de rocío, e_D en hPa, la presión de vapor de saturación a la temperatura promedio del aire, e , en hPa y la pendiente de la curva de la presión de vapor de saturación con la temperatura de promedio del aire, Δ en hPa /°C.

$$e_D = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 T_D}{T_D + 237.3}\right) \quad (\text{B.53})$$

$$e = 6.11 \exp\left(\frac{\alpha T}{T + \beta}\right) \quad (\text{B.54})$$

$$\Delta = \frac{de}{dt} = \frac{\alpha \beta e}{(T + \beta)^2} \quad (\text{B.55})$$

En las cuales α y β son 17.27 y 237.3°C, respectivamente, cuando $T \geq 0^\circ\text{C}$, ó 21.88 y 265.5°C, respectivamente, cuando $T < 0^\circ\text{C}$.

- Cálculo de varios ángulos y funciones que conducen a la estimación de la radiación global extra-atmosférica, G_E en W/m^2 .

$$\theta = 23.2 \operatorname{sen}(29.5i - 94) \quad (\text{B.56})$$

$$\cos Z = \cos(\phi - \theta) \quad , \quad \cos Z \geq 0.001 \quad (\text{B.57})$$

$$\cos \omega = 1 - \frac{\cos Z}{\cos \phi \cos \theta}, \quad \omega \geq -1 \quad (\text{B.58})$$

$$\cos z = \cos Z + \left[\left(\frac{180}{\pi} \right) \frac{\operatorname{sen} \omega}{\omega} - 1 \right] \cos \phi \cos \theta \quad (\text{B.59})$$

$$\eta = 1 + \frac{1}{60} \operatorname{sen}(29.5i - 106) \quad (\text{B.60})$$

$$G_E = \left(\frac{1354}{\eta^2} \right) \left(\frac{\omega}{180} \right) \cos z \quad (\text{B.61})$$

donde, θ es la declinación del sol en grados, ω es el número de grados de rotación de la tierra entre la salida del sol y el medio día, Z y z son las distancias desde el sol al medio día y los promedios en todo el día, η es el radio vector del sol, i es el número de meses comenzando con enero = 1 y terminando con diciembre = 12.

- Estimación del valor del albedo cenital a cielo despejado libre de nieve, a_{zz} , el valor del albedo cenital a cielo despejado, a_z , y el albedo a cielo despejado, a_o .

$$a_{zz} = a_{zd} \quad (\text{B.62})$$

$$0.11 \leq a_{zz} \leq 0.5 \left(0.91 - \frac{e_D}{e} \right), \quad 0 \leq c_o \leq 1 \quad (\text{B.63})$$

$$c_o = e - e_D \quad (\text{B.64})$$

$$a_z = a_{zz} + (1 - c_o^2)(0.34 - a_{zz}) \quad (\text{B.65})$$

$$a_o = \frac{a_z \left[\exp(1.08) - \left(2.16 \frac{\cos Z}{\pi} + \sin Z \right) \exp(0.012 Z) \right]}{1.473 (1 - \sin Z)} \quad (\text{B.66})$$

- Estimación del vapor de agua precipitable, W , en mm y el coeficiente de turbulencia, j .

$$W = \frac{e_D}{0.49 + \frac{T}{129}} \quad (\text{B.67})$$

$$c_1 = 21 - T \quad , \quad 0 \leq c_1 \leq 5 \quad (\text{B.68})$$

$$j = \left(0.5 + 2.5 \cos^2 z \right) \exp \left[c_1 \left(\frac{P}{P_S} - 1 \right) \right] \quad (\text{B.69})$$

- Cálculo de la transmisividad de la radiación solar directa a cielo despejado τ a partir de una ecuación formulada por *Brooks* en 1960.

$$\tau = \exp \left[-0.089 \left(\frac{P/P_S}{\cos z} \right)^{0.75} - 0.083 \left(\frac{j}{\cos z} \right)^{0.9} - 0.029 \left(\frac{W}{\cos z} \right)^{0.6} \right] \quad (\text{B.70})$$

- Estimación de la parte de τ que es el resultado de la absorción τ_a .

$$\tau_a = \exp \left[-0.0415 \left(\frac{j}{\cos z} \right)^{0.90} - (0.0029)^{0.5} \left(\frac{W}{\cos z} \right)^{0.30} \right] \quad (\text{B.71})$$

$$\tau_a \geq \exp \left[-0.0415 \left(\frac{j}{\cos z} \right)^{0.90} - 0.029 \left(\frac{W}{\cos z} \right)^{0.60} \right] \quad (\text{B.72})$$

- Cálculo de la radiación global a cielo despejado G_o , usando la ecuación formulada por *Brooks* en 1960 y estimación de la radiación global incidente (radiación global que es transmitida a través de las nubes), G .

$$G_o = G_E \tau \left[1 + \left(1 - \frac{\tau}{\tau_a} \right) (1 + a_o \tau) \right] \quad (\text{B.73})$$

$$G = S G_o + (0.08 + 0.03 S)(1 - S) G_E \quad (\text{B.74})$$

donde, S es la relación entre el brillo solar promedio diario (de estaciones) S_b y la duración astronómica del día promedio diaria S_{da} . Esta última puede ser calculada para cualquier latitud mediante la expresión (*Rodríguez, 1992*),

$$S_{da} = \left(\frac{2}{15} \right) \cos^{-1} (-\tan \phi \tan \delta) \quad (\text{B.75})$$

δ es la declinación, es decir la posición angular del sol al mediodía con respecto al plano del Ecuador. Es positivo en el hemisferio norte y varía entre -23.45° y $+23.45^\circ$.

$$\delta = 23.45^\circ \sin \left(\frac{360(284 + n)}{365} \right) \quad (\text{B.76})$$

n es el número del día en el año, con $1 \leq n \leq 365$.

- Estimación del albedo promedio a .

$$a = a_o \left[S + (1 - S) \left(1 - \frac{Z}{330} \right) \right] \quad (\text{B.77})$$

- Estimación del incremento proporcional en la radiación atmosférica debido a las nubes, ρ .

$$c_2 = 10 \left(\frac{e}{e_D} - S - 0.42 \right), \quad 0 \leq c_2 \leq 1 \quad (\text{B.78})$$

$$\rho = 0.18 \left[(1 - c_2)(1 - S)^2 + c_2 (1 - S)^{0.5} \right] \frac{P}{p_s} \quad (\text{B.79})$$

- Cálculo de la pérdida de radiación neta de onda larga para la superficie suelo-planta a la temperatura del aire, B .

$$B = \varepsilon \sigma (T + 273)^4 \left[1 - \left(0.71 + 0.007 e_D \frac{P}{p_s} \right) (1 + \rho) \right] \quad (\text{B.80})$$

$$B \geq 0.05 \varepsilon \sigma (T + 273)^4 \quad (\text{B.81})$$

donde, ε es la emisividad. Con una emisividad de la superficie de la tierra de 0.92, σ es la constante de Stefan-Boltzmann, y $\varepsilon \sigma = 5.22 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$.

- Estimación de la radiación neta para la superficie de suelo-planta a la temperatura del aire, R_T en W/m^2 .

$$R_T = (1 - a)G - B \quad (\text{B.82})$$