

4 CONSTRUCCIÓN Y ANÁLISIS DE CURVAS INTENSIDAD-FRECUENCIA-DURACIÓN (IDF) DE 24 HORAS.

Las actividades del hombre dependen, entre otros factores, del medio ambiente que lo rodea. En latitudes medias, los excesos o déficits de precipitación son los eventos extremos que más afectan a la población. El objetivo general de este capítulo es mejorar el conocimiento acerca de los cambios que pronostican los MCG, seleccionados en el capítulo 3 (CCSM3 y ECHAM5), en cuanto a la ocurrencia y la variabilidad espacial y temporal de los eventos extremos de precipitación en el clima futuro de Colombia, mediante una metodología que permite la comparación entre curvas de Intensidad-Frecuencia-Duración (IDF) de 24 horas realizadas para las simulaciones de cambio climático 20C3M (periodo 1981-2000), SRES A2 (periodos 2046-2065 y 2081-2100) y SRES B1 (periodos 2046-2065 y 2081-2100).

4.1 Generalidades curvas IDF.

Las curvas de Intensidad–Duración–Frecuencia (IDF) se construyen por medio puntos representativos de la intensidad media de precipitación para diferentes duraciones, correspondientes todos ellos a una misma frecuencia o período de retorno (Témez 1978). Mediante las curvas IDF es posible estimar la intensidad de tormentas intensas de distintas duraciones y para diferentes periodos de retorno.

La metodología tradicional usada para el cálculo de las curvas IDF consiste básicamente en realizar un análisis de frecuencia a cada una de las series de valores máximos de precipitación obtenidas para cada duración.

La serie a la cual se le realiza el análisis de frecuencias puede ser seleccionada de tres formas, a saber:

- Serie máximas anuales, es aquella serie que está conformada por cada uno de los valores máximos de precipitación observados en cada uno de los años de registro.
- Serie de duraciones parciales, en la cual la serie de datos está conformada por aquellos datos que sobrepasan un valor base predefinido.
- Serie de excedencias anuales, en la cual el valor base, de la serie anterior, es seleccionado de tal forma que el número de datos que conforman la serie sea igual al número de años de registros.

No existe un consenso entre los diferentes investigadores de cual tipo de serie de datos debería ser utilizada en los análisis, sin embargo, algunos reportan que diferentes investigadores le han encontrado sentido teórico al análisis de series parciales (Bonacci 1984). Otros autores reportan

que la utilización de cada uno de los tipos de series es determinada por cada proyecto específico en el cual se vayan a utilizar los resultados del análisis de los eventos extremos (Chow, 1964).

Pese a lo anterior, en muchos de los casos prácticos se utilizan las series máximas anuales, ya que en este tipo de serie no es necesaria la separación de la serie de registros continua en eventos o tormentas estadísticamente independientes, lo que eventualmente puede complicar un poco el análisis. Chow muestra que existe una relación entre las series de máximas anuales y las series de duraciones parciales (1964).

Una vez seleccionada la serie de máximos el siguiente paso consiste en establecer el rango de duraciones para el cual se estimaran las curvas IDF. Algunos autores consideran que en un sitio específico puede estimarse una sola familia de curvas para un amplio rango de duraciones, por ejemplo entre 5 minutos y 24 horas, mientras que la gran mayoría consideran que para cada sitio específico deben determinarse dos familias de curvas una para las duraciones más cortas, entre 5 y 60 o 120 minutos y otra entre 60 o 120 minutos hasta 24 horas e incluso hasta varios días. A pesar de no tenerse ninguna demostración rigurosa, diversos autores consideran que esta subdivisión debe realizarse ya que se tienen características físicas muy diferentes en las lluvias de corta duración, entre 0 y 1 o 2 horas, las cuales son debidas a fenómenos netamente convectivos, y las de larga duración, mayores a dos horas (Bonacci 1984).

Luego de escoger el rango de validez de las curvas IDF, a cada una de las series obtenidas para cada duración se le ajusta una función de distribución, normalmente la distribución Gumbel. Con la función de distribución ajustada a los datos observados se construyen familias de curvas en las cuales pueden estimarse las intensidades máximas (o precipitaciones) para diferentes duraciones para diferentes probabilidades de ocurrencia.

Usualmente para evitar la representación gráfica de las curvas, y poder automatizar su cálculo, éstas son ajustadas a diferentes expresiones matemáticas de varios tipos, entre las más comunes se encuentran las siguientes (Froehlich 1995):

$$I = \frac{a}{(d+b)^n} \quad (4-1)$$

$$I = \frac{a}{d^n} \quad (4-2)$$

$$I = \frac{a}{(d+b)} \quad (4-3)$$

donde I, es la intensidad de la lluvia a, b y n son parámetros de las ecuaciones que dependen del período de retorno y de la localización de la estación y d es la duración de la tormenta. Todas fueron propuestas empíricamente por diversos investigadores en estudios específicos de precipitaciones máximas.

Varios estudios han sido realizados acerca de la estimación de las curvas I-D-F en Colombia a partir de las propiedades de escalamiento temporal de las tormentas de distinta duración (Wilches 2001, Poveda y otros 2001, Pulgarín 2009).

De todo lo anterior puede resaltarse, que en el estudio de las precipitaciones máximas (obtención de curvas IDF), aún se tienen gran cantidad de interrogantes que no han sido resueltos satisfactoriamente, a pesar de ser una herramienta de uso continuo en la ingeniería. Entre otros pueden mencionarse los siguientes: el tipo de serie a utilizar, separación de los registros continuos en tormentas estadísticamente independientes, justificación para la determinación de los rangos de duración, metodologías para el ajuste de los datos a una función de distribución, estimación de parámetros de la función de distribución, etc.

4.2 Antecedentes

Según Sun, y otros (2006) las lluvias intensas han sido analizadas desde hace mucho tiempo y los estudios que se han realizado han tenido diversos objetivos, sin embargo, en la mayoría de ellos el objetivo último es la determinación de los caudales máximos para el diseño de diferentes estructuras hidráulicas. En cuanto a la distribución de precipitación en el mundo, ha sido objeto de numerosos estudios (por ejemplo, Legates y Willmott, 1990; Xie y Arkin, 1997; Huffman, y otros, 1997; Adler, y otros, 2003), pero otras características de interés para la investigación del clima, tales como la frecuencia, la intensidad, y la contribución de las lluvias torrenciales, están siendo cada vez más estudiadas dentro del marco de referencia del cambio climático. Por ejemplo, Trenberth, y otros (2003) sostuvieron que en un clima más cálido, donde se espera que la cantidad de humedad atmosférica aumente más rápidamente que la cantidad total de precipitación, los incrementos en la intensidad de la precipitación deben ser compensados por la disminución en la frecuencia de ésta. Sin embargo, estas características han sido objeto de análisis limitado mediante observaciones y modelos.

Usando registros meteorológicos mundiales, Dai (2001) documentó por primera vez la distribución espacial y las variaciones estacionales en la frecuencia de los distintos tipos de precipitación a escala mundial. Higgins, Janowiak y Yao (1996) examinaron la frecuencia de la precipitación en los Estados Unidos utilizando los datos de pluviómetros horarios. Petty (1995) realizó mapas de frecuencia de precipitación estacional para distintas intensidades en los océanos. Desde un punto de vista del cambio climático, Karl y Knight (1998) sugirieron que en los Estados Unidos un incremento en el número de días con precipitaciones se ha producido desde 1910 para todas las categorías de las cantidades de precipitación, y también sugirieron un aumento en la intensidad de los eventos de precipitación extrema (grandes cantidades de lluvia). Groisman, y otros (2005) señalaron que los cambios sistemáticos (en su mayoría aumentos) en las grandes precipitaciones a escala diaria se han producido durante los últimos 100 años en diversas regiones del mundo. Las proyecciones de los modelos climáticos han sugerido que habrá una mayor intensidad de precipitaciones (aunque con variaciones regionales).

La estimación de las futuras modificaciones de los índices de precipitación debido a las variaciones en las concentraciones de gases de efecto invernadero deberá basarse en los modelos climáticos. En anteriores estudios, las simulaciones de los MCG se han utilizado para

evaluar los cambios en las precipitaciones extremas bajo condiciones de mayor efecto invernadero (por ejemplo, Zwiers y Zhang, 2003). En estudios más recientes, los modelos climáticos regionales (MCR) se han utilizado (por ejemplo Jones y Reid, 2001; Semmler, H. y Podzun, 2004).

Frei y Schar (2001) mostraron que una tendencia general de aumento se observa entre los periodos 1961-1990 y 2071-2100 para el periodo de retorno de 5 años y con una duración de un día sobre el norte y el este de Europa y una disminución en el sur de Europa. Usando la simulación del modelo MM5 para generar la precipitación diaria con una resolución 27 km en la horizontal, durante el período de 1971-2100, el trabajo de Boo, Kwon y Baek (2006) puso de manifiesto que Corea experimentaría un importante aumento en los eventos fuertes de precipitación. Tal cambio en el patrón de las precipitaciones extremas en Corea (Boo, Kwon y Baek 2006), es coherente con anteriores resultados observados para el Japón y China (Easterling y otros, 2000).

Grum y otros (2006) utilizaron los resultados de simulación del modelo climático regional HIRHAM para evaluar posibles cambios en la amplitud y la frecuencia máxima de eventos de 1 hora. Según sus resultados, el periodo de retorno para una intensidad máxima en 1 hora en el clima actual (1979-1996) se reducirá a la mitad aproximadamente en el futuro (2071-2100).

Mailhot y otros (2007) evaluaron la modificación de los eventos de precipitación extrema en el futuro, empleando el modelo climático regional canadiense (CRCM) con simulaciones de control (1961-1990) y futura (2041-2070) en una región del Canadá, al sur de Quebec. Al comparar los registros de precipitación disponibles con los datos del CRCM encontraron que son coherentes con los datos observados teniendo en cuenta la diferencia entre las escalas espaciales comparadas. Las estimaciones regionales señalan que, al comparar el periodo de control con el clima futuro los períodos de retorno para los eventos de 2 y 6 horas se reducen alrededor de la mitad en el futuro, mientras que se disminuye en un tercio para eventos de 12 h y 24 h. El análisis de correlación espacial entre la serie simulada de control y la futura sugieren que, para una determinada duración, las correlaciones espaciales disminuirán en el clima futuro los eventos de precipitación extrema puede ser el resultado de más sistemas meteorológicos convectivos más localizados.

4.3 Análisis de frecuencia de las series de precipitación máximas de los MCG

El objeto del análisis de frecuencia de parámetros hidrológicos mediante el uso de distribuciones de probabilidad se realiza para relacionar la magnitud de los eventos extremos con su frecuencia de ocurrencia. Para ello, se supone que la información hidrológica analizada es independiente y se distribuye de forma uniforme, y que el sistema hidrológico que lo produce no depende del espacio y del tiempo.

4.3.1 Funciones de distribución

Existe un sinnúmero de funciones de distribución utilizadas en hidrología las cuales, en general, no pueden ser deducidas teóricamente a partir de los procesos físicos, y por lo tanto normalmente se adopta alguna función arbitrariamente, se estiman sus parámetros con los datos muestrales disponibles y se verifica que dicha función de distribución se ajuste satisfactoriamente a los datos y si esto sucede se supone que dicha función de distribución es aplicable a toda la población.

Entre las funciones de distribución utilizadas en hidrología pueden mencionarse las siguientes: Normal (Yevjevich 1972), Log-Normal (Chow 1954), Gamma (Yevjevich 1972), LogGamma (Yevjevich 1972), Logistic, loglogistic (Beirlant, Teugels y Vynckier 1996) y Pareto.

En general, se ha demostrado que muchas de las funciones de distribución usadas en hidrología para el estudio de eventos extremos convergen asintóticamente a una de tres funciones específicas llamadas funciones de valor extremo, Tipo I, Tipo II y Tipo III respectivamente, (Ang y Tang 1984). Así por ejemplo, a la función tipo I convergen las funciones de distribución exponencial, gamma, normal, lognormal, logística y tipo I propiamente, a la función tipo II convergen Distribución t, Pareto, Cauchy, log gamma y tipo II, y a la función tipo III la uniforme, beta y tipo III (Committee on techniques for estimating probabilities of extreme floods, 1988), la convergencia de estas funciones de probabilidad puede ser muy lenta lo que limita la utilidad de la aplicación de dichas funciones. Las tres funciones de valor extremo pueden ser ligadas por medio de una única función de distribución de probabilidad llamada función generalizada de valor extremo (GEV por sus siglas en inglés).

Aunque frecuentemente se emplea la distribución de Gumbel para la evaluación de las precipitaciones, ésta puede subestimar los cuantiles para grandes periodos de retorno. Una alternativa ampliamente utilizada es emplear la distribución generalizada de valor extremo (GEV), que permite una mejor descripción de la parte superior de la cola de la distribución, debido a un parámetro adicional, denotado por k . En adelante usaremos esta función de distribución para la estimación de la frecuencia de los eventos extremos ante los escenarios de cambio climático para Colombia.

La función de distribución acumulada GEV se expresa como:

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[j \frac{k(x-\mu)}{\alpha} \right]^{1/k} \right\}, \quad k \neq 0 \quad (4-4)$$

donde μ , α y k son los parámetros de la distribución. Al expresar $F(x)$ en forma inversa el cuantil adimensional se determina como:

$$x_T = \mu + \frac{\alpha}{k} \{1 - (\ln(F))^k\} \quad (4-5)$$

4.3.2 Estimación de parámetros.

El estudio de poblaciones estadísticas supone, en general, el conocimiento de la función de probabilidad que gobierna el comportamiento aleatorio de la variable de interés. En muchos casos sabemos o presumimos conocer la familia distribucional de una población. Sabemos por ejemplo que la población es aproximadamente normal; pero desconocemos la media y la varianza poblacionales. Sabemos que la variable de interés es binomial pero desconocemos la probabilidad de éxito poblacional o el número de pruebas de Bernoulli. Sabemos que se puede tratar de un proceso de Poisson pero desconocemos el número de eventos raros por intervalos. Presumimos que la variable es exponencial pero desconocemos el parámetro que precisa la distribución exponencial poblacional.

Lógicamente, en todas estas situaciones la función de probabilidad de la variable en estudio se concreta determinando los parámetros poblacionales correspondientes y para lograrlo se utilizan los denominados métodos de estimación de parámetros. La estimación de uno o varios parámetros poblacionales desconocidos es posible construyendo funciones de probabilidad de variables aleatorias muestrales, más conocidos como estimadores muestrales.

Dichos estimadores garantizarán un cálculo o una aproximación satisfactoria del parámetro poblacional desconocido siempre que cumplan propiedades de: insesgamiento o máxima simetría, varianza mínima o máxima concentración de los datos alrededor del parámetro estimado y máxima probabilidad.

Entre los métodos de estimación de parámetros pueden mencionarse en orden ascendente de eficiencia, la cual considera que un estimador sea no sesgado y regular, entre otros, están: El método gráfico, el método de mínimos cuadrados, el método de los momentos, el método de momentos ponderados por la probabilidad o el método de "L-Moments" y el método de máxima verosimilitud.

Método de los momentos: El principio básico de este método es la relación que existe entre los parámetros de la función de distribución y los momentos muestrales, los cuales se suponen iguales a los momentos de la población.

Como fue mostrado por Yevjevich (1972), los estimadores calculados por el método de los momentos, son estimadores asintóticamente eficientes y su eficiencia es usualmente más pequeña que la unidad, particularmente en distribuciones asimétricas, que son las más usuales en el campo de la hidrología, su eficiencia es considerablemente menor que la unidad, lo que hace de este un método que en muchos de los casos se utiliza como una primera aproximación en la estimación de los parámetros.

Método de máxima verosimilitud: El principio básico de este método consiste en estimar los parámetros de tal forma que al utilizar el modelo, la probabilidad de obtener los resultados observados sea máxima, (Chow 1964).

Este método es más robusto, desde el punto de vista estadístico, que los demás métodos para la estimación de parámetros, sin embargo, para muestras de menor longitud puede ser menos eficiente que el método de “L-momentos”, además, este método es mucho más complicado desde el punto de vista computacional.

Método de “L-momentos”: Este método es similar al método de los momentos y se basa en que una función de distribución puede ser caracterizada por sus momentos ponderados por la probabilidad (PWM por sus siglas en inglés; Greenwood, y otros (1979), por lo tanto basta con calcular los momentos ponderados por la probabilidad a partir de los datos muestrales. A su vez los “L-momentos” son estadísticos, los cuales aparecen como una modificación de los PWM, que pueden ser expresados en términos de éstos y por lo tanto una función de distribución puede ser caracterizada por los “L-momentos”. Para la existencia de los r -ésimos “L-momentos” sólo se requiere que exista el primer momento de la función de distribución.

Este método tiene la ventaja teórica sobre el método de los momentos convencional en que por medio de este se caracteriza una amplia gama de funciones de distribución y, además, que es un método más robusto ante la presencia de puntos extraordinarios ó espureos en la muestra *outliers*, cuando se calculan los parámetros a partir de los datos muestrales (Hosking y Wallis 1997).

A continuación se hace una breve introducción al concepto de los L-momentos.

Los L-momentos constituyen un método alternativo al método tradicional (momentos convencionales) para describir la formas de las funciones de distribución (Hosking 1990) y surgen de combinaciones lineales de los momentos ponderados probabilísticamente (MPP) introducidos por Greenwood y otros (1979). Los momentos ponderados probabilísticamente de la variable aleatoria x con una función de distribución $F(x)$ son utilizados para estimar los parámetros de las distribuciones que pueden ser expresadas en forma inversa $x = x(F)$ explícitamente. Los MPP se definen por la siguiente expresión:

$$M_{ijk} = E[x^i F^j (1 - F)^k] \quad (4-6)$$

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

$$\lambda_1 = M_{100}$$

$$\lambda_2 = 2M_{110} - M_{100} \quad (4-6)$$

$$\lambda_3 = 6M_{120} - 6M_{110} + M_{100}$$

$$\lambda_4 = 20M_{130} - 30M_{120} + 12M_{110} - M_{100}$$

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

Se puede definir un L-coeficiente de variación como:

$$LC_v = \tau = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (4-7)$$

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

$$LC_s = \tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad (4-8)$$

$$LC_k = \tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} \quad (4-9)$$

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

Los parámetros de la función de distribución GEV determinados a través de los L-momentos (Hosking y Wallis 1997):

$$\mu = \lambda_1 + \frac{\alpha[\Gamma.(1+k)-1]}{k} \quad (4-10)$$

$$\alpha = \frac{k.\lambda_2}{\Gamma.(1+k).(1-2^{-k})} \quad (4-11)$$

$$\tau_3 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} = LC_s = \left\{ \frac{2.(1-3^{-k})}{(1-2^{-k})} - 3 \right\} \quad (4-12)$$

$$\tau_4 = \frac{\lambda_4}{\lambda_2} = LC_k = \frac{1-5.(4^{-k})+10.(3^{-k})-6(2^{-k})}{(1-2^{-k})} \quad (4-13)$$

Donde $\Gamma(.)$ representa la función gamma.

El parámetro de forma k se estima a partir la de ecuación (4-13), la cual no tiene solución explícita, por lo que (Hosking, Wallis y Wood 1985) plantearon la siguiente aproximación, con una exactitud de 9×10^{-4} para el intervalo:

$$k \approx 7.8590C + 2.9554C^2 \quad (4-14)$$

donde:

$$C = \frac{2.\lambda_2}{\lambda_3+3\lambda_2} - \frac{\log(2)}{\log(3)} \quad (4-15)$$

4.3.3 Ajuste de los datos a las funciones de distribución.

Según Cao (1974) la relación existente entre las precipitaciones máximas en 24 horas y las precipitaciones máximas diarias, puede considerarse lineal, independiente de la probabilidad de ocurrencia y constante para una región específica. En el trabajo de Wilches (2001) se encontró que existía una relación lineal que varía entre 1,01 y 1,11 entre las precipitaciones máximas diarias y las precipitaciones máximas en 24 horas para 61 estaciones de precipitación en Antioquia. En este trabajo se utilizará el valor máximo diario como el valor máximo para 24 horas de duración.

Se ajustaron los estimados de intensidades máximas de 24 horas obtenidos de las simulaciones 20C3M entre 1980-2000, SRESA1 y SRESB1 para los periodos 2046-2065 y 2081-2100, mediante la función de distribución GEV. Este ajuste se realizó estimando los parámetros de acuerdo con el método de los L-momentos.

A todas las series se les realizaron dos pruebas de bondad de ajuste: Smirnov-Kolmogorov y la prueba Chi-cuadrada. En el Anexo 1 se presentan las curvas IDF para tormentas intensas de 24 horas de duración (IDF_{24}) por pixel obtenidas para los dos MCG seleccionados en el capítulo 3 (CCSM3 y ECHAM5) y en el Anexo 2 (en medio digital) se muestra la distribución de los pixeles para cada MCG y los resultados numéricos de las curvas IDF

La Figura 4-1 muestra un ejemplo de las curvas IDF_{24} para un pixel del modelo CCSM3 ubicado en la región Amazonas, en ella se observa que las precipitaciones para todos los periodos de retorno (Tr) son mucho mayores para el escenario de cambio climático SRES B1 en el periodo 2081-00, además que a medida que aumenta Tr la precipitación también aumenta y las curvas IDF_{24} se separan. También se observa que la curva IDF_{24} de la simulación 20C3M se encuentra por encima de las demás curvas, excepto para la de la simulación SRESB1 2081-2100.

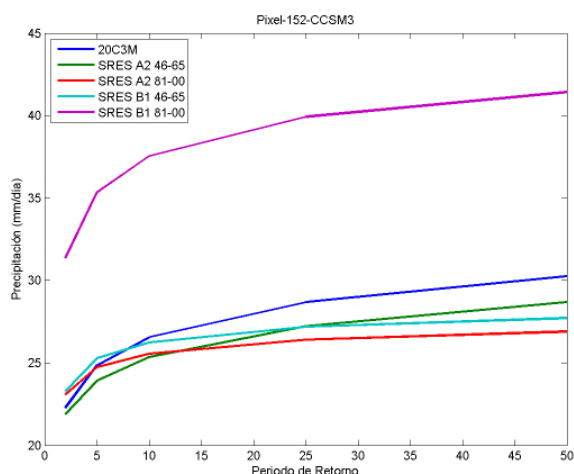


FIGURA 4-1 EJEMPLO DE CURVAS IDF PARA TORMENTAS INTENSAS DE 24 HORAS DE DURACIÓN EN EL PIXEL 152 DEL MODELO CCSM3 QUE PERTENECE A LA REGIÓN AMAZONAS (VER ANEXO 1 Y 2).

4.4 Comparación de curvas IDF en el Siglo 20 y 21

Con el fin de comparar las curvas IDF (Anexo 1) en diferentes periodos tiempo (simulaciones de control y futuras) y para diferentes escenarios de cambio climático, se emplean dos métricas de comparación entre curvas IDF: error cuadrático medio y la Distancia de Mahalanobis; estas metodologías se explican a continuación.

4.4.1 Error cuadrático medio.

El error cuadrático medio se define como:

$$Ecm = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}} \quad (4-16)$$

en donde x_i representa la intensidad observada, y_i la intensidad simulada, y n el número de datos, por ejemplo para la comparación de la simulación del siglo 20, periodo 1981-2000, con el escenario SRES A2, periodo 2046-65, (comparación denominada 20C3M-SRES A2 46-65), las x_i son las intensidades de tormentas de 24 horas de duración para cada uno de los periodos de retorno ($Tr=2, 5, 10, 25$ y 50) encontrados para la simulación 20C3M en el periodo 1981-00 y las y_i son las intensidades de tormentas de 24 horas de duración para cada Tr de la simulación SRESA2 en el periodo 2046-2065.

Las Tabla 4-1 y Tabla 4-2 muestran los estimativos regionales del valor promedio del EMC entre las curvas IDF de tormentas intensas de 24 horas de duración (IDF_{24}) para los dos modelos seleccionado. En estas tablas se destaca que:

El menor ECM promedio para Colombia (34.5) encontrado para el modelo ECHAM5 se da al comparar las IDF_{24} de la simulación 20C3M, para el periodo 1981-2000, con las estimadas para el escenario SRES B1 en el periodo 2046-2065. Los mayores ECM se dan para el modelo ECHAM5 en la región Amazonas al comparar las curvas IDF_{24} entre los periodos futuros del escenario SRES A2 (SRES A2 46-65 y SRES A2 81-00).

Para el modelo CCSM3 se encuentra que los mayores ECM se dan al compararse los diferentes periodos del escenario SRESB1 (SRESB1, periodo 2046-2065 y SRESB1, periodo 2081-2100) e incluso al compararse con la simulación del siglo 20 (20C3M, periodo 1981-2000 y SRESB1, periodo 2046-2065), este resultado, nos indica un aumento mucho más drástico de las intensidades bajo este escenario de cambio climático (SRESB1), otra evidencia de esto se muestra al comparar los escenarios futuros (SRESA2 y SRESB1) en los mismos periodos de tiempo (2046-2065 y 2081-2100) en los cuales el ECM también es grande, es decir, existe una fuerte diferencia para el modelo CCSM3 entre los escenarios futuros SRESA2 y SRESB1, lo cual no es tan evidente para el modelo ECHAM5 en donde los ECM son muy parecidos.

TABLA 4-1 ECM PROMEDIO POR REGIONES PARA EL MODELO ECHAM5

	Colombia	Amazonas	Andina	Caribe	Orinoquía	Pacífica
20C3M-SRES A2 46-65	48.0	31.8	35.3	123.1	28.0	48.0
SRES A2 46-65-SRES A2 81-00	154.6	319.1	53.7	61.0	293.4	154.6
20C3M-SRES B1 46-65	34.8	61.3	39.7	27.6	30.6	34.8
SRES B1 46-65 - SRES B1 81-00	62.0	89.4	34.8	29.4	117.8	62.0
SRES A2 46-65-SRES B1 46-65	43.1	38.5	45.8	91.7	8.5	43.1
SRES A2 81-00 -SRES B1 81-00	67.9	167.6	65.7	14.5	58.7	67.9

TABLA 4-2 ECM PROMEDIO POR REGIONES PARA EL MODELO CCSM3

	Colombia	Amazonas	Andina	Caribe	Orinoquía	Pacífica
20C3M-SRES A2 46-65	4.8	3.1	5.2	6.7	1.9	7.1
SRES A2 46-65-SRES A2 81-00	12.7	2.3	6.3	1.2	3.1	50.5
20C3M-SRES B1 46-65	312.7	2.9	7.5	4.2	1255.6	293.2
SRES B1 46-65 - SRES B1 81-00	899.1	318.9	708.5	1995.0	1222.4	250.7
SRES A2 46-65-SRES B1 46-65	303.2	1.6	4.1	4.8	1224.7	281.1
SRES A2 81-00 -SRES B1 81-00	619.7	297.6	649.0	2096.2	3.1	52.6

4.4.2 Mapas porcentuales de cambio para cada Tr

Se construyeron mapas porcentuales de cambio entre las diferentes simulaciones y para cada Tr con ayuda de los análisis de frecuencia encontrados para cada pixel de ambos modelos, empleando la siguiente ecuación:

$$Error (\%) = \frac{x - y}{x} \times 100$$

donde, x y y son las precipitaciones de dos simulaciones con las cuales se quiere comparar que pertenecen a un mismo pixel halladas y a un mismo. Las comparaciones porcentuales se realizan para los siguientes escenarios y periodos de tiempo: la simulación 20C3M e el periodo 1981-2000 con el escenario SRES A2 en el periodo 2046-2065, el escenario SRES A2 en los periodos 2046-2065 y 2081-2100, la simulación 20C3M e el periodo 1981-2000 con el escenario SRES B1 en el periodo 2046-2065 y el escenario SRES B1 en los periodos 2046-2065 y 2081-2100; cada una de estas comparaciones se hace para los Tr de 2, 5, 10, 25 y 50 años y para cada modelo.

Las Figura 4-2 y Figura 4-3 muestran los mapas porcentuales de cambio para cada Tr para el modelo CCSM3 y el modelo ECHAM5 respectivamente.

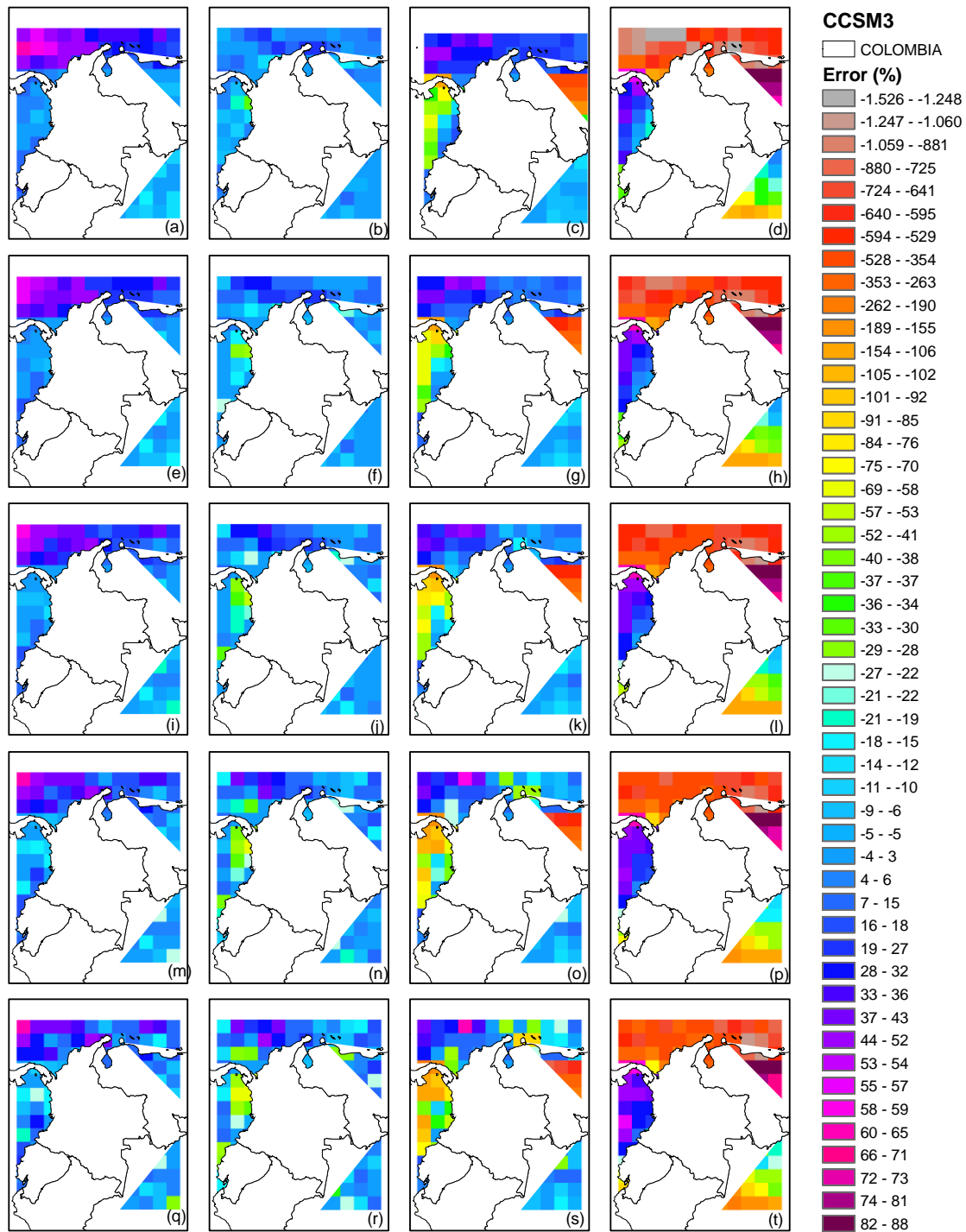


FIGURA 4-2 MAPAS PORCENTUALES DE CAMBIO PARA EL MODELO CCSM3. EN LA FILA 1 LOS MAPAS PARA EL TR DE 2 AÑOS, FILA 2 PARA TR DE 5 AÑOS, FILA 3 PARA TR DE 10 AÑOS, FILA 4 PARA TR DE 25 AÑOS Y FILA 5 TR DE 50 AÑOS. EN LA COLUMNA 1 LAS COMPARACIONES ENTRE LA SIMULACIÓN 20C3M EN EL PERIODO 1981-2000 CON EL ESCENARIO SRES A2 EN EL PERIODO 2046-2065, EN LA COLUMNA 2 LA COMPARACIÓN DEL ESCENARIO SRES A2 EN LOS PERIODOS FUTUROS 2046-2065 Y 2081-2100, EN LA COLUMNA 3 LAS COMPARACIONES ENTRE LA SIMULACIÓN 20C3M EN EL PERIODO 1981-2000 CON EL ESCENARIO SRES B1 EN EL PERIODO 2046-2065 Y EN LA COLUMNA 4 LA COMPARACIÓN DEL ESCENARIOS SRES B1 EN LOS PERIODOS FUTUROS 2046-2065 Y 2081-2100

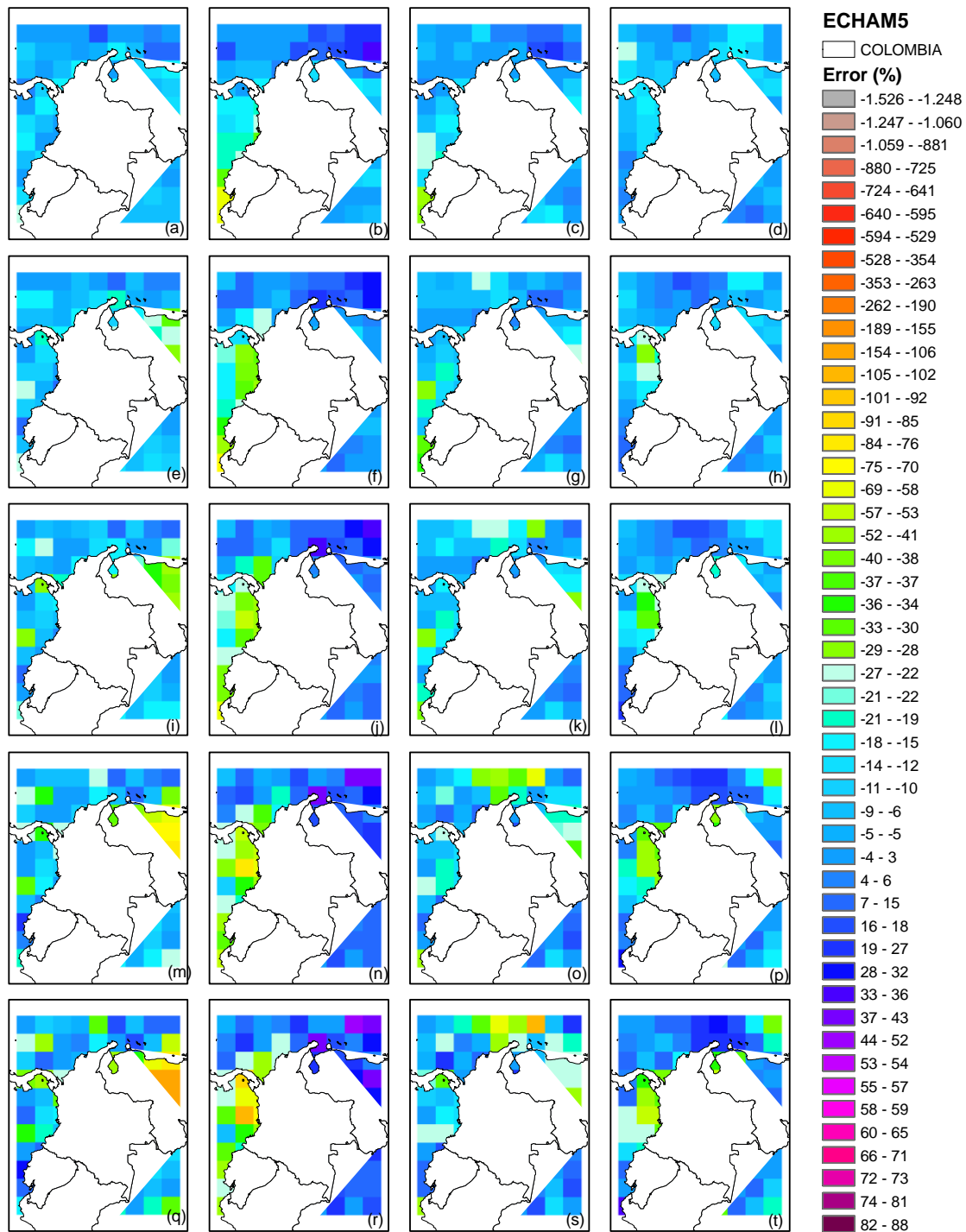


FIGURA 4-3 MAPAS PORCENTUALES DE CAMBIO PARA EL MODELO ECHAM5. EN LA FILA 1 LOS MAPAS PARA EL TR DE 2 AÑOS, FILA 2 PARA TR DE 5 AÑOS, FILA 3 PARA TR DE 10 AÑOS, FILA 4 PARA TR DE 25 AÑOS Y FILA 5 TR DE 50 AÑOS. EN LA COLUMNA 1 LAS COMPARACIONES ENTRE LA SIMULACIÓN 20C3M EN EL PERIODO 1981-2000 CON EL ESCENARIO SRES A2 EN EL PERIODO 2046-2065, EN LA COLUMNA 2 LA COMPARACIÓN DEL ESCENARIO SRES A2 EN LOS PERIODOS FUTUROS 2046-2065 Y 2081-2100, EN LA COLUMNA 3 LAS COMPARACIONES ENTRE LA SIMULACIÓN 20C3M EN EL PERIODO 1981-2000 CON EL ESCENARIO SRES B1 EN EL PERIODO 2046-2065 Y EN LA COLUMNA 4 LA COMPARACIÓN DEL ESCENARIOS SRES B1 EN LOS PERIODOS FUTUROS 2046-2065 Y 2081-2100

En la Figura 4-2 las dos primeras columnas representan las comparaciones con el escenario SRES A2. Para los primeros Tr de 2 y 5 años, en dicha figura el color azul es más oscuro, lo que indica diferencias positivas y aumento de la precipitación para periodos para Tr pequeños bajo el escenario de cambio climático SRES A2. A medida que el Tr aumenta para el escenario SRES A2 los azules se tornan más claros y comienzan a aparecer más verde dentro de los mapas, esto nos indica que las diferencias comienzan a ser negativas sobre todo en la región Pacífica para la comparación de la simulación SRES A2 en los periodos 2046-2065 y 2081-2100.

En cuanto a la simulación SRES B1 para el modelo CCSM3 se observa al comparar este escenario con la simulación del Siglo 20 que las diferencias porcentuales permanecen negativas (<-70%) en la región Orinoquía sin importar el Tr. En la región Pacífica al contrario a medida que aumenta el periodo de retorno las diferencias se hacen cada vez más negativas y finalmente para las demás regiones las diferencias porcentuales pasan de positiva (azules oscuras) a negativas (azules más claros y verdes claros) a medida que aumenta el periodo de retorno. Al comparar el escenario SRES B1 en los dos periodos futuros (2046-2065 y 2081-2100) las diferencias porcentuales se comportan de forma contraria a la de la comparación entre esta simulación y la del siglo 20, así por ejemplo en las regiones Pacífica y Orinoquía las diferencias porcentuales son positivas y aumentan con Tr y en la demás regiones los errores son más negativos a medida que aumenta el Tr.

Para el modelo ECHAM5 (ver Figura 4-3) la comparación entre la simulación del 20C3M y el escenario SRES A2 en el periodo 2046-2065 encuentra que las diferencias porcentuales son positivas y a medida que aumenta el Tr estas diferencias comienzan a ser menos positivas sobre todo en la región Orinoquía donde las diferencias porcentuales son negativas para el Tr de 50 años. Cuando se compara la simulación SERS A2 en los periodos futuros se observa que a medida que aumenta Tr tanto en la región Pacífica como en la región Andina las diferencias se hacen más negativas de hasta de -100% para Tr de 50 años en la región Andina. En la comparación entre la simulación 20C3M y el escenario de cambio climático SRES B1 en el periodo 2046-2065 se observa que las diferencias son positivas para todos los Tr, pero para la comparación entre los periodos futuros del escenario SRES B1 a medida que aumenta Tr las diferencias pasan de positivas débiles a cada vez más negativas.

4.4.3 Distancia de Mahalanobis.

La Distancia de Mahalanobis (1936) es una medida de distancia estadística que permite determinar la similitud entre dos variables aleatorias multidimensionales. Se diferencia de la distancia euclídea en que tiene en cuenta la correlación entre las variables aleatorias.

La distancia de Mahalanobis tiene en cuenta la covarianza entre las variables en el cálculo de distancias. Con esta medida, los problemas de escala y la correlación inherente a la distancia euclídea ya no son un problema. Para entender cómo funciona esto, considere la posibilidad de que, cuando se utiliza la distancia euclídea, el conjunto de los puntos equidistantes de un lugar determinado es una esfera. La distancia de Mahalanobis se extiende este ámbito para corregir

las respectivas escalas de las diferentes variables, y tiene en cuenta la correlación entre las variables.

Formalmente, la distancia de Mahalanobis entre dos variables aleatorias con la misma distribución de probabilidad \vec{x} y \vec{y} con matriz de covarianza Σ se define como:

$$d_m(\vec{x}, \vec{y}) = \sqrt{(\vec{x}, \vec{y})^T \Sigma^{-1} (\vec{x}, \vec{y})} \quad (4-17)$$

La distancia de Mahalanobis cumple las siguientes propiedades, necesarias para ser una distancia:

Semipositividad:

$$d(a, b) \geq 0 \quad \forall a, b \in X \text{ y además } d(a, b) = 0 \text{ si } a=b \quad (4-18)$$

Es decir, la distancia entre dos puntos de las mismas coordenadas es cero, y si tienen coordenadas distintas la distancia es positiva, pero nunca negativa.

Simetricidad:

$$d(a, b) = d(b, a) \quad \forall a, b \in X \quad (4-19)$$

Intuitivamente, la distancia ente a y b es la misma que entre b y a.

Desigualdad triangular:

$$d(a, b) \leq d(a, c) + d(c, b) \quad \forall a, b, c \in X \quad (4-20)$$

Con el fin de emplear la distancia de Mahalanobis como herramienta para cuantificar el cambio entre las curvas IDF del siglo 20 y 21 y los diferentes escenarios, se procede de la siguiente manera. Dado el vector de datos observación di (promedio por área de los índices de extremos P_{20} , P_m , y PI , explicados más adelante) y las diferentes simulaciones 20C3M, SRES A2, SRES B1 y periodos 2046-65, 2081-00 ($i = 1, \dots, 5$). Se calcula la distancia de Mahalanobis entre d_1 y d_2 , d_2 y d_3 , d_1 y d_4 , d_4 y d_5 , d_2 y d_4 , d_3 y d_5 que corresponden a la comparación entre la simulación: 20C3M y SRES A2 46-65; SRES A2 46-65 y SRES A2 81-00; 20C3M y SRES B1 46-65; SRES B1 46-65 y SRES B1 81-00; SRES A2 46 y 65-SRES B1 46-65; SRES A2 81-00 y SRES B1 81-00

Se asume que la precipitación diaria máxima se ajusta a la distribución generalizada de valor extremo, que tiene incorporada las distribuciones Gumbel, Frrechet y Weibull. La distribución acumulada de la función GEV está dada por:

$$F(x; \mu, \sigma, \xi)$$

$$= \begin{cases} \exp \left[\exp \left\{ -\frac{x - \mu_t}{\sigma_t} \right\} \right], & \xi_t = 0 \\ \exp \left[- \left\{ 1 + \xi_t \frac{x - \mu_t}{\sigma_t} \right\}^{\xi_t^{-1}} \right], & \xi_t \neq 0, \quad 1 + \xi_t \frac{x - \mu_t}{\sigma_t} > 0 \end{cases} \quad (4-21)$$

donde μ , σ , ξ son los parámetros de localización, escala y forma respectivamente. Invertiendo la función de distribución acumulada y dada una probabilidad p , los cuantiles de la distribución GEV se pueden obtener así:

$$X_p(t) = \begin{cases} \mu_t - \sigma_t \ln [-\ln(p)], & \xi_t = 0 \\ \mu_t - \frac{\mu_t}{\xi_t} \ln[1 - \ln(p)]^{\xi_t}, & \xi_t \neq 0 \end{cases} \quad (4-22)$$

Se asume que los parámetros de la distribución GEV tienen una dependencia temporal denotada por t , dado que los cuantiles de la distribución GEV varían con el tiempo.

Empleando la distribución GEV, se seleccionan dos índices para los análisis. Uno es la media (P_m) localizado en el centro de la distribución y el otro es el de periodo de retorno de 20 años (P_{20}). P_m es el cuantil correspondiente a $p=0.5$ mientras que P_{20} es el cuantil para $p=0.95$. Para la ecuación P_m y P_{20} se definen así:

$$P_m(t) = X_{0.5}(t) \quad (4-23)$$

$$P_{20}(t) = X_{0.95}(t) \quad (4-24)$$

Zhang, Zwiers y Li (2004) y Kharin y Zwiers (2005) examinaron las tendencias de los parámetros de localización y la magnitud de los cambios en estos parámetros a largo plazo. En este estudio, se examinaron 140 años (1861-2000) por decenios, lo que permiten fluctuaciones en los tres parámetros en lugar de las tendencias lineales. Para reducir la dimensionalidad de las series temporales que se van a analizar, los parámetros de la distribución se calculan sólo para períodos de 20 años simulados por separado, en el supuesto de que la distribución es fija dentro de cada período de 20 años. Ello es conveniente porque el componente no estacionario debe ser lo suficientemente pequeño en comparación con la variabilidad del clima interno dentro de un plazo tan breve de períodos de tiempo, (Kharin y Zwiers, 2005b y Kharin, y otros 2007).

La variación regional del promedio precipitación extrema tiende a estar dominada por las subzonas de mayores valores extremos, debido a la naturaleza de cola pesada de las precipitaciones extremas (Min, y otros 2009; Poveda y otros 2002). Una forma de mejorar la representatividad de las áreas con menores valores extremos sería introducir una normalización de los valores extremos antes de calcular los promedios regionales. Se utiliza la ecuación 4-25 para la normalización de las precipitaciones extremas, que oscila entre 0 y 1. El índice normalizado PI para cada período de 20 años se define como:

$$PI(t) = [F(P_a; \mu_r, \sigma_r, \xi_r)] \quad (4-25)$$

Donde \bar{P} denota el promedio de 20 años, P_a es la máxima precipitación en el año a , y el subíndice r representa el escenario. Dado que PI se basa en la transformación de la integral de probabilidad, tiene la ventaja de tener igual amplitud a través de diferentes MCG que tienen diferentes precipitaciones extremas, dada su climatología.

Las Tabla 4-3 y Tabla 4-4 muestran los resultados encontrados con la distancia de Mahalanobis para el modelo CCSM3 y ECHAM5 que corresponden a la comparación entre la simulación: 20C3M y SRES A2 46-65; SRES A2 46-65 y SRES A2 81-00; 20C3M y SRES B1 46-65; SRES B1 46-65 y SRES B1 81-00; SRES A2 46 y 65-SRES B1 46-65; SRES A2 81-00 y SRES B1 81-00.

TABLA 4-3 DISTANCIAS DE MAHALANOBIS PARA EL MODELO CCSM3

	AMAZONAS	ANDINA	CARIBE	ORINOQUÍA	PACÍFICA
20C3M-SRES A2 46-65	0,6251	0,085	0,2201	0,0046	0,0289
SRES A2 46-65-SRES A2 81-00	0,2684	0,1812	0,0275	0,01	0,1509
20C3M-SRES B1 46-65	0,7817	0,0643	0,256	2,2762	1,0597
SRES B1 46-65 - SRES B1 81-00	15,1261	6,0572	22,3511	0,2958	0,2563
SRES A2 46-65-SRES B1 46-65	0,0098	0,0358	0,2335	2,2861	1,1375
SRES A2 81-00 -SRES B1 81-00	16,0451	6,0867	21,6377	0,9476	1,0335

TABLA 4-4 DISTANCIAS DE MAHALANOBIS PARA EL MODELO ECHAM5

	AMAZONAS	ANDINA	CARIBE	ORINOQUÍA	PACÍFICA
20C3M-SRES A2 46-65	0,2152	0,2759	0,2785	3,3253	0,9039
SRES A2 46-65-SRES A2 81-00	0,621	1,0223	0,2391	0,9743	0,1346
20C3M-SRES B1 46-65	0,249	0,0414	0,0988	0,1779	0,2973
SRES B1 46-65 - SRES B1 81-00	0,2108	0,1626	0,0986	1,224	0,6292
SRES A2 46-65-SRES B1 46-65	0,341	0,2653	0,0539	1,8356	0,1363
SRES A2 81-00 -SRES B1 81-00	0,3422	0,2936	0,1715	0,1403	0,1313

En la Tabla 4-3 se muestra que las distancias encontradas con el modelo CCSM3 son menores cuando se realiza la comparación entre los escenarios SRES A2 y SRES B1 para el periodo 2046-2065, sobre todo para la Región Amazonas donde la distancia es de 0.0098. En cambio las mayores distancias de Mahalanobis se encuentran para el escenario de cambio climático SRES B1 entre los periodos 2046-2065 y 2081-2100 para la región Caribe.

Comparando los resultados arrojados mediante la distancia de Mahalanobis por ambos modelos se puede resaltar que para el modelo CCSM3 las diferencias entre un escenario y otro son marcadas, especialmente para el periodo 2081-2100, para el modelo ECHAM5 las distancias son menores pero la diferencia del modelo CCSM3 se presenta al comparar las

simulación del siglo 20 con el escenario SRES A2 en el periodo 2046-2065, estos resultados son coherentes con la comparación visual que se puede realizar al observar las curvas IDF presentadas en el Anexo 2.

4.5 Cambios futuros en las características de la precipitación.

Es importante examinar no sólo la calidad sino también el comportamiento y características de las simulaciones de la precipitación actual que hacen los MCG. Muchos modelos muestran patrones razonables en cuanto a la cantidad de precipitación, pero esta cifra podría venir de combinaciones incorrectas de frecuencia e intensidad de precipitación, como fue demostrado anteriormente en los trabajos realizados por Chen y otros (1996) y Dai y otros (1999). Por lo general, se piensa que un problema común en muchos modelos climáticos es que la precipitación se produce con demasiada frecuencia y en menor intensidad (Dai y Trenberth, 2004).

Para evaluar los cambios futuros en las características de la precipitación de los modelos seleccionados en el capítulo 2 (CCSM3 y ECHAM5) se clasifica la precipitación de todas las simulaciones en cinco categorías: muy ligero (0.1-5 mm/día), ligero (5-10 mm/día), ligeramente moderado (10 -15 mm/día), moderado (15-20 mm/día), y fuerte (20-25 mm/día) y muy fuerte (>25 mm/día). Hay otras maneras de categorizar la precipitación, como la utilización de los percentiles de una distribución o el periodo de retorno de eventos de precipitación en virtud del clima actual. Estas dos definiciones proporcionan visiones ligeramente diferentes de las características de precipitación que dan cuenta de las variaciones temporales y el promedio de precipitación. Ya que todos los métodos definen categorías fijas basándose en el clima actual, todos ellos muestran la migración de algunos eventos de precipitación a través de los umbrales fijados debidas al cambio climático. Esto es cierto incluso cuando el percentil o periodo de retorno sea el método utilizado, ya que en realidad corresponden a determinados niveles fijos de intensidad de precipitación para el clima actual en cada punto (Sun, y otros 2006).

La frecuencia de las precipitaciones se calcula dividiendo el número de días con precipitación en un intervalo de intensidad de precipitación o de una categoría por el número de días con datos y se expresan como un porcentaje. La media de intensidad de precipitaciones para cada categoría se calculó como la media de las tasas de precipitación sobre los días correspondientes a esos eventos de precipitación. En este trabajo, los cambios futuros (2046-2065 y 2081-2100) en todas las variables se expresan en porcentaje en relación con la actualidad (1980-2000). Esto hace más evidentes los cambios entre los modelos y las simulaciones. Hay otros métodos para describir estos cambios, tales como la normalización de los datos empleando la desviación estándar de la serie de tiempo (por ejemplo, Meehl, 2005; Tebaldi y otros, 2006) o escalando los resultados con el cambio en la precipitación media mundial para excluir los efectos de sensibilidad climática de diferentes modelos y de diferentes escenarios (Emori y Brown 2005). Estos diferentes enfoques deben producir resultados similares en relación al signo y a los futuros cambios de las precipitaciones a gran escala.

En las Figura 4-4 a Figura 4-8 se muestran los histogramas diarios de frecuencia de precipitación (fila 1) y de precipitación acumulada (fila 3) derivados de los promedios por región y por modelo (derecha: modelo CCSM3 e izquierda: modelo ECHAM5), tanto para las simulaciones en el siglo 20 (20C3M) como para las del siglo 21 (SRES A2 y B1). El porcentaje de cambio en los escenarios futuros tanto de frecuencia (fila 2) como de precipitación acumulada (fila 4) se presenta también en las Figura 4-4 a Figura 4-8, el porcentaje de cambio se calcula con respecto al periodo anterior, así por ejemplo en la Figura 4-4 fila 2 y para el modelo ECHAM 5, la curva azul punteada denominada SRES A2 2081-00 representa el cambio para en el escenario SRES A2 entre los periodos 2081-2100 y 2046-2065 y la curva roja continua denominada SRES B1 2046-65, representa el cambio entre el periodo 1981-2000 de la simulación 20C3M y el periodo 2046-2065 del escenario SRES B1. El histograma promedio por región se calcula mediante un promedio por región de un histograma hallado para cada pixel. Las figuras son consistentes con lo mencionado anteriormente, para todas las regiones y para ambos modelos ya que coincide con la ocurrencia de las precipitaciones en mayor frecuencia cuando se reduce la intensidad en los modelos climáticos (por ejemplo Chen y otros, 1996; Dai, Giorgi y Trenberth, 1999 y Dai, 2006).

Las Figura 4-4 (a) y Figura 4-4 (b) muestran los histogramas de frecuencia de la región Amazonas, allí se encuentra que para ambos modelos, en las intensidades pequeñas (entre 0 y 13 mm/día) las frecuencias son muy parecidas tanto para los escenarios del siglo 21 como para la simulación del siglo 20, lo cual es afín con las Figura 4-4 (c) y Figura 4-4 (d) donde se muestra que los cambios relativos en la frecuencia para intensidades entre 0 y 13mm/día se encuentran alrededor de de 0 y -7%. Para intensidades mayores 13mm/día tanto la frecuencia como la precipitación acumulada para ambos modelos comienzan a ser mayores en los escenarios SRES que en la simulación 20C3M y mas grandes aun en los periodos más alejados (2081-00) sobre todo para el escenarios SRES A2 (curva azul punteada).

En la región Andina (Figura 4-5) las reflexiones son similares a las encontradas para la región Amazonas, para intensidades pequeñas las frecuencias y las precipitaciones acumuladas son más grandes en el siglo 20 que en el siglo 21 y para intensidades mayores de 10 mm/día para el modelo ECHAM5 y 5mm/día para el modelo CCSM3, la frecuencia y la precipitación acumulada aumenta en los escenarios del siglo 21. Los cambios relativos de la precipitación acumulada son hasta del 180% para el modelo ECHAM5 en el escenario SRES A2 periodo 2081-00 y para el modelo CCSM3 son apenas del 50% para este mismo escenario y en el mismo periodo.

En la región Caribe para el modelo ECHAM5 (Figura 4-6) la frecuencia y la precipitación acumulada son mayores en la simulación 20C3M para intensidades menores a 22 mm/día. Los cambios relativos alcanzan hasta el -40% entre los periodos 2046-65 y 2081-00 para el escenario SRES A2 (curva azul punteada Figura 4-4 (c)). Para el Modelo CCSM3 la frecuencia y la precipitación son mayores para los escenarios futuros a partir de intensidades mayores a 15 mm/día.

El comportamiento de la frecuencia y la precipitación acumulada en la región Orinoquía (Figura 4-7) es muy parecido al que se presenta en la región Andina, los porcentajes relativos de cambio en el escenario SRES A2 en el periodo de comparación 2081-00 y 2046-65 tanto para

el modelo ECHAM5 como para el CCSM3 son muy similares a los encontrados para la región Andina, de aproximadamente 180% para el modelo ECHAM5 y 50% para el modelo CCSM3, comparados con los de la Orinoquia que son de 180% para el modelo ECHAM5 y 40% para el modelo CCSM3.

En la región Pacífica el comportamiento entre los modelos no es tan similar como el que se presenta en las demás regiones. Para el modelo ECHAM5 al igual que en las otras regiones tanto la frecuencia como la precipitación acumulada son mayores en la simulación del siglo 20 que en los escenarios SRES para intensidades menores a 18mm/día y luego para intensidades mayores a 18mm/día sucede lo contrario, es decir los escenarios SRES son mayores en frecuencia y precipitación acumulada que en la simulación del siglo 20. Para el modelo CCSM3 las condiciones son diferentes a las presentadas en las otras regiones, en la mayoría de intensidades la frecuencia y la precipitación acumulada de la simulación 20C3M se encuentra por encima de los escenarios de cambio climático SRES.

En general de la Figura 4-4 a la Figura 4-8 muestran un cambio hacia una mayor frecuencia de fuertes precipitaciones y una mayor acumulación de las precipitaciones para los escenarios de calentamiento comparado con las simulaciones del clima actual (20C3M). El escenario de emisiones más elevado SRES A2 para el periodo 2081-2100 muestra el mayor cambio en las precipitaciones para ambos modelos, esto significa un mayor riesgo de inundaciones repentinas por el aumento de precipitaciones intensas bajo la hipótesis de emisiones del SRES A2.

En todas las regiones el modelo ECHAM5 muestra que para intensidades pequeñas (< 20 mm/día aproximadamente) que el porcentaje relativo de cambio en la frecuencia es negativo entre 0 y -40%. Los cambios relativos tanto en la frecuencia como en la precipitación acumulada de los dos modelos (excepto para el modelo CCSM3 en la región Pacífica) disminuyen para intensidad de pequeñas y aumenta para intensidades altas con respecto a la simulación del siglo 20, lo que nos indica aumentos de frecuencia de lluvias intensas, pero una disminución de la frecuencia de lloviznas (precipitaciones ligeras), sin embargo los porcentajes de cambio en magnitud en las intensidades pequeñas son menores que en las intensidades altas.

ESTIMACIÓN HIDROLÓGICA BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

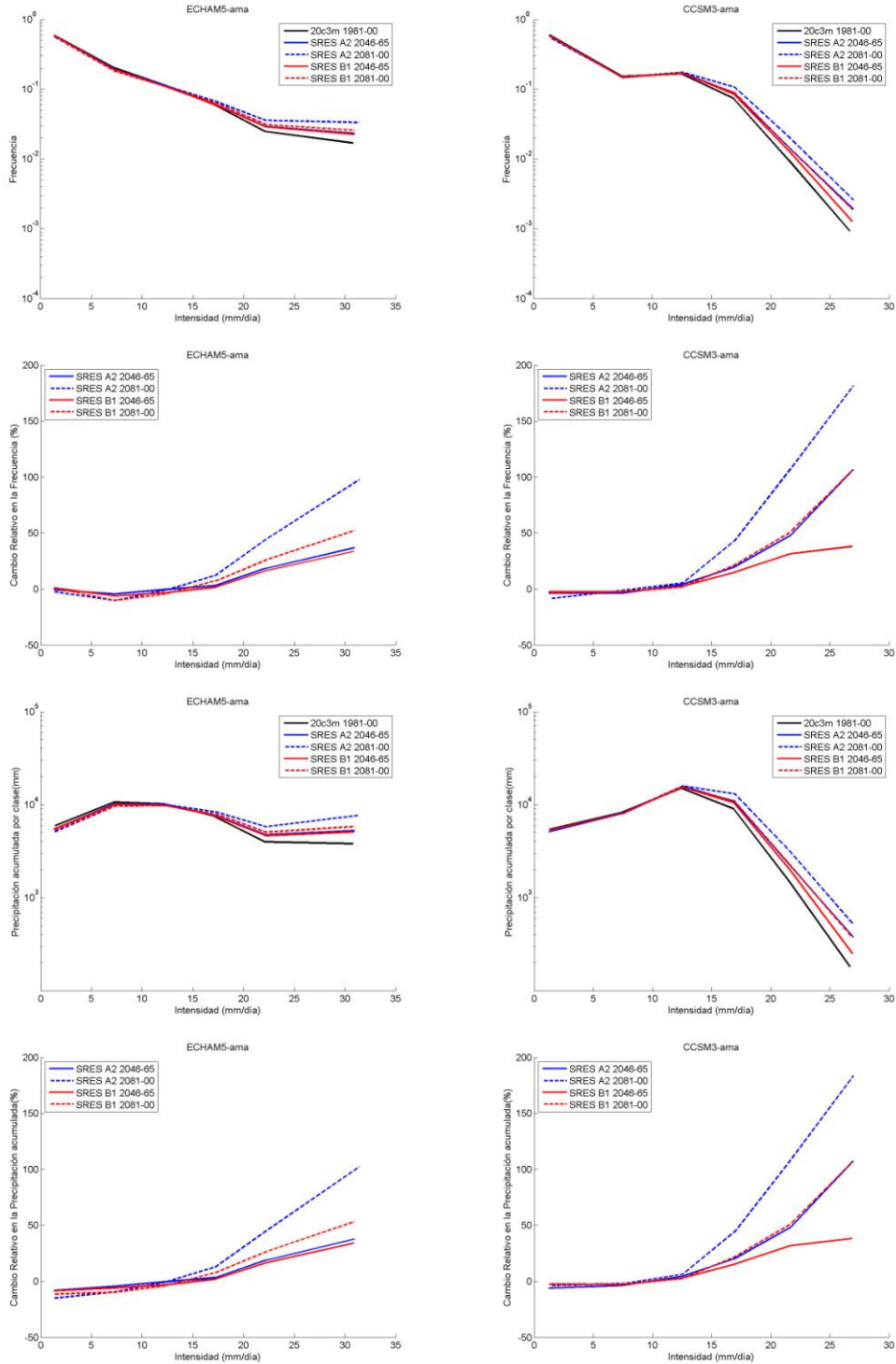


FIGURA 4-4 HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN AMAZONAS MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).

ESTIMACIÓN HIDROLÓGICA BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

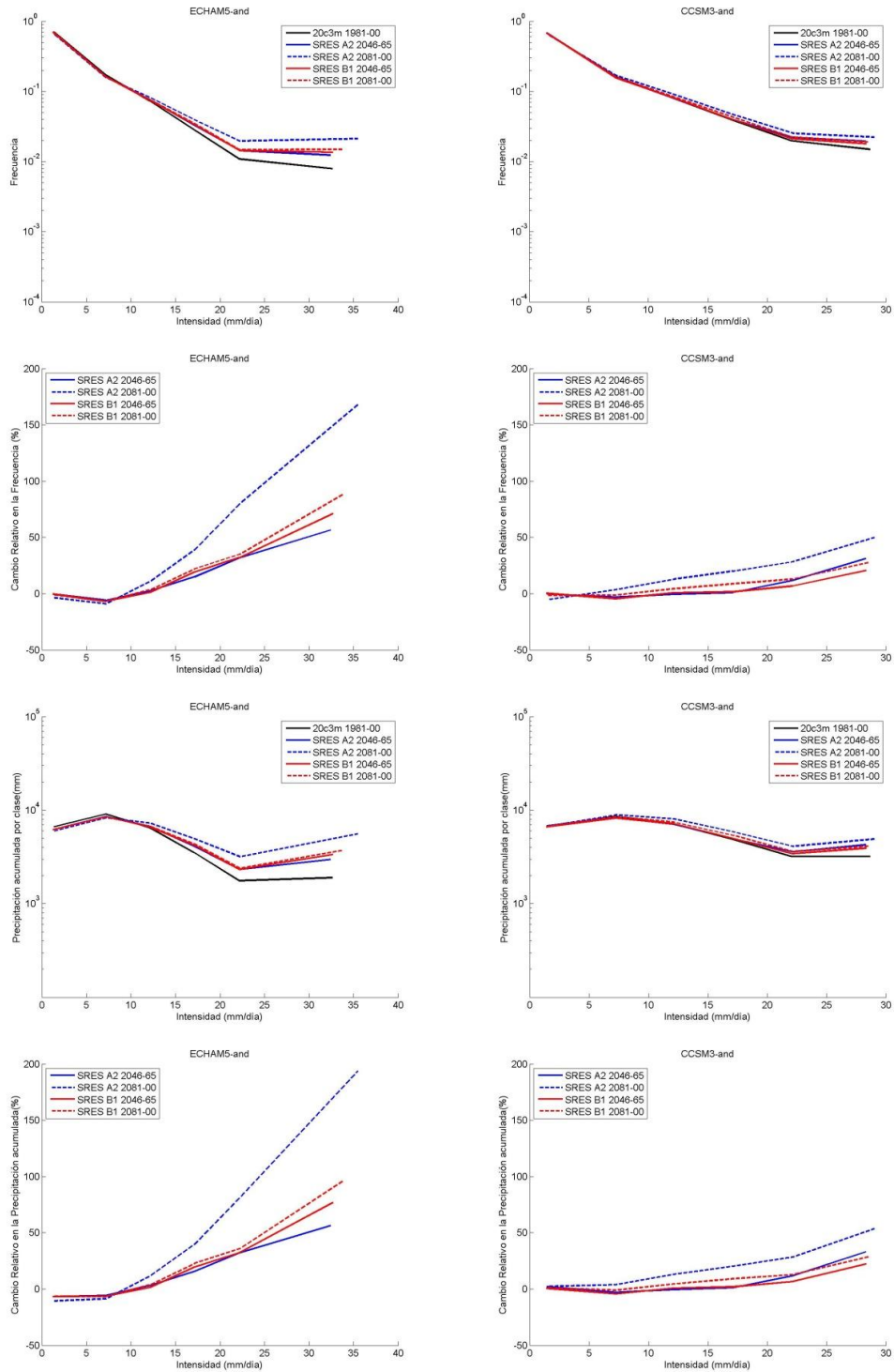


FIGURA 4-5 HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN ANDINA MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).

ESTIMACIÓN HIDROLÓGICA BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

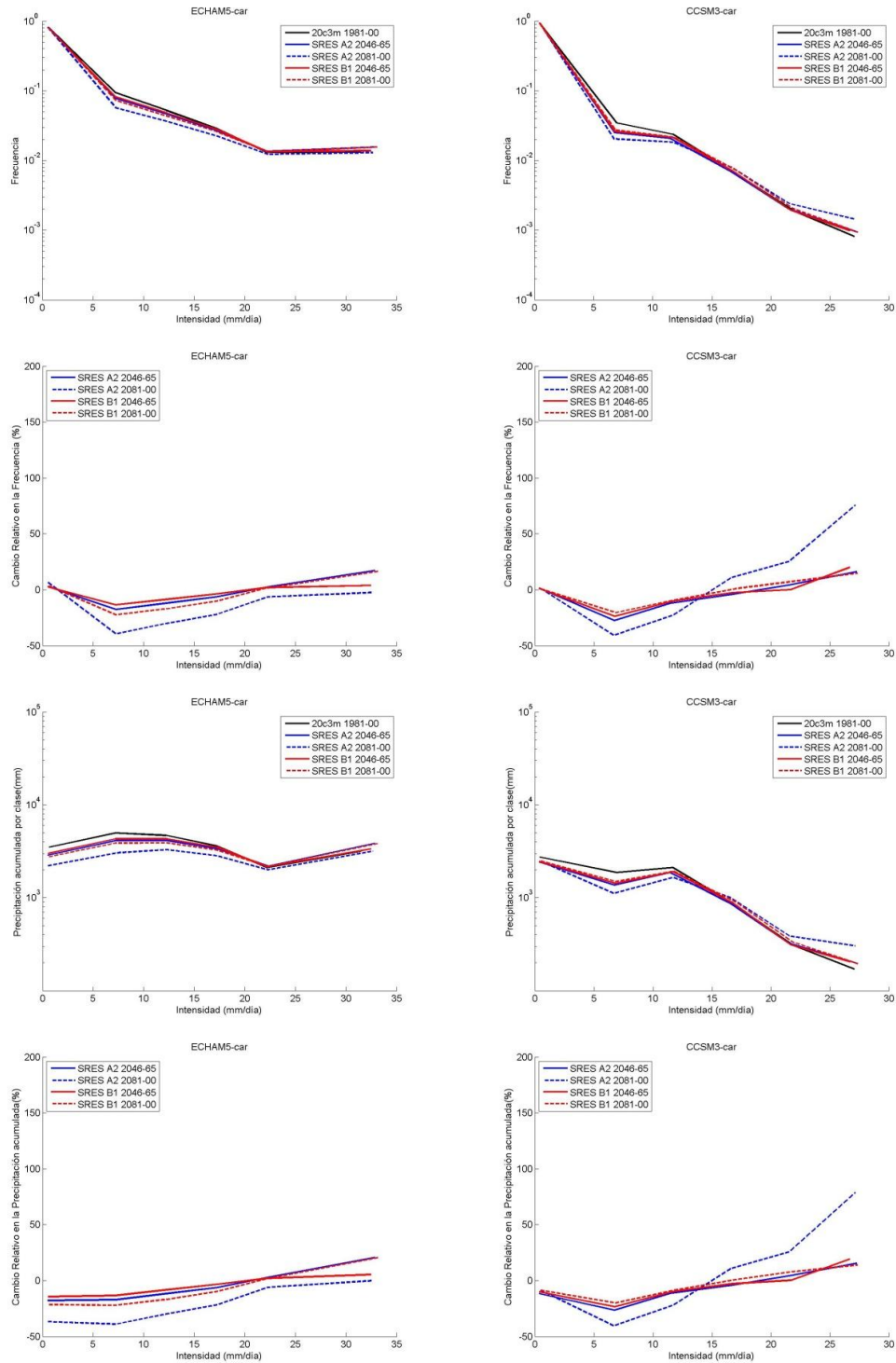


FIGURA 4-6 HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN CARIBE MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA)

ESTIMACIÓN HIDROLÓGICA BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

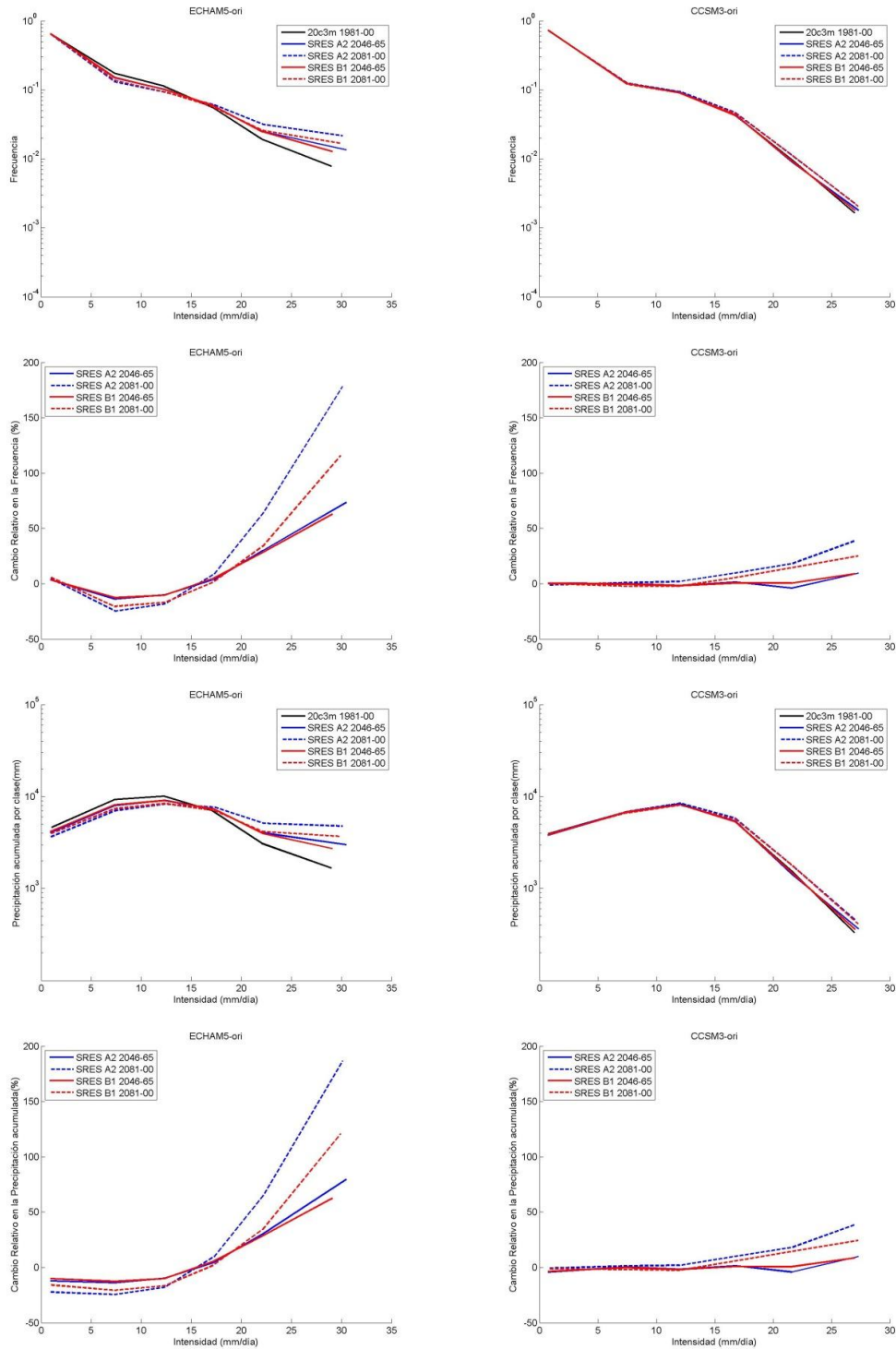


FIGURA 4-7 HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN (PRIMERA FILA), DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (SEGUNDA FILA), PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA (TERCERA FILA) Y DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (CUARTA FILA) PARA LA REGIÓN ORINOQUÍA MEDIANTE LOS MODELOS ECHAM5 (IZQUIERDA) Y CCSM3 (DERECHA).

ESTIMACIÓN HIDROLÓGICA BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO

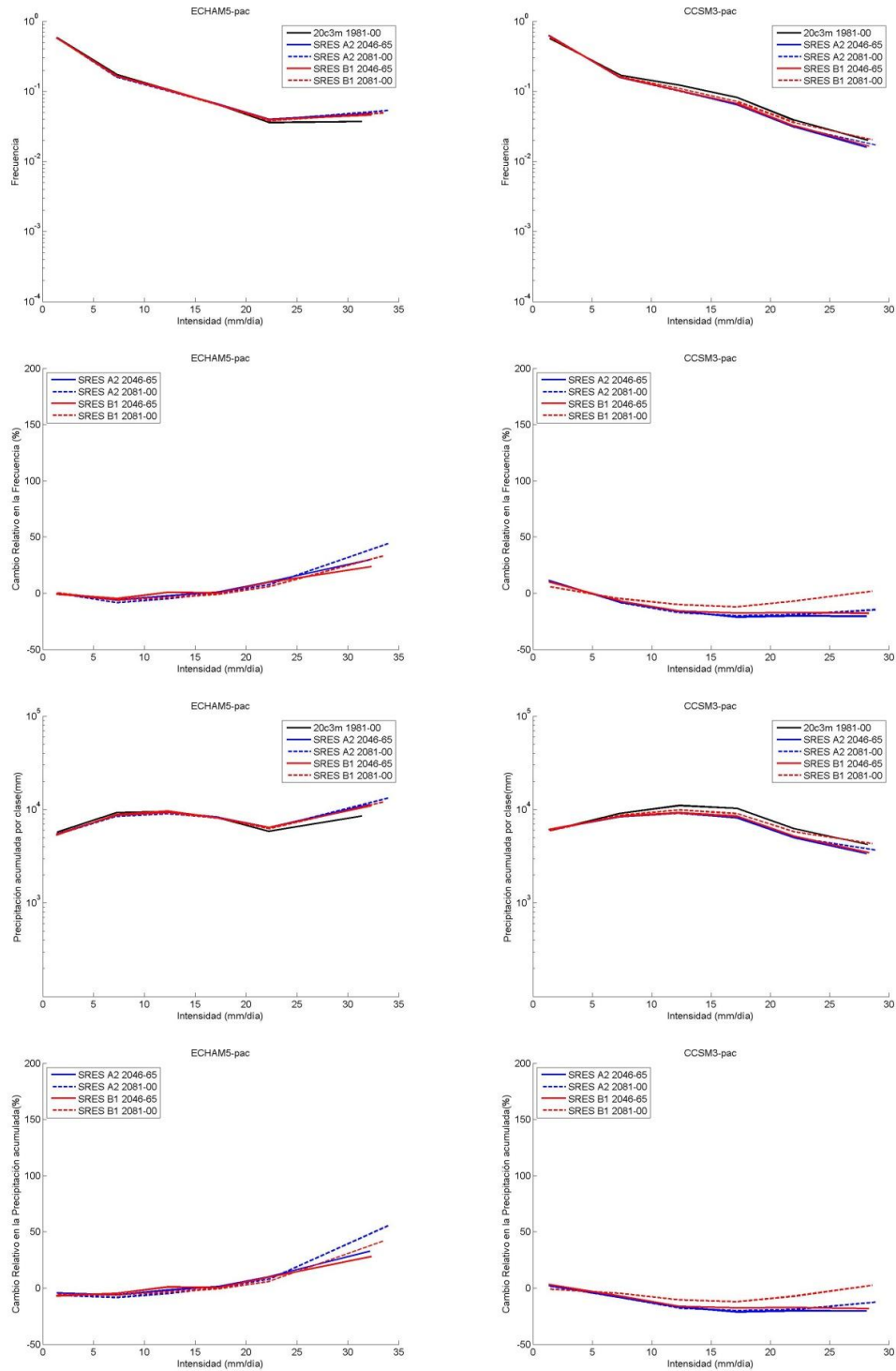


FIGURA 4-8 HISTOGRAMAS DIARIOS DE FRECUENCIA DE PRECIPITACIÓN, DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (ARRIBA) Y PORCENTAJE DE CAMBIO EN LOS ESCENARIOS FUTUROS TANTO DE FRECUENCIA COMO DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA (ABAJO) PARA LA REGIÓN PACÍFICA (A LA DERECHA: MODELO ECHAM5 E IZQUIERDA: MODELO CCSM3).

5 ESTIMACIÓN DE CAUDALES MEDIOS Y EXTREMOS BAJO ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO.

Tanto en el escenario de calentamiento pesimista (SRES A2), como en el de un calentamiento moderado (SRES B1), el agua es uno de los factores principales. Esto incluye cambios en los regímenes de lluvias, evaporación y escorrentía. A nivel mundial hay evidencia de tendencias crecientes en los caudales en Norte América y en la antigua Unión Soviética (Lins y Michaels 1994). Hay evidencia observacional de disminución de la evaporación en esas regiones (Peterson, Golubev y Groisman 1995). En Colombia se han realizado diversos estudios como los de Mesa y otros (1997), Pérez y otros (1998), Ochoa y Poveda (2008), Poveda (2009), Poveda y Pineda (2009) los cuales han realizado análisis en búsqueda de señales de cambio climático en series largas de variables hidrológicas y climáticas (40-45 años), incluyendo cambios en la media y en la varianza, así como tendencias. Los resultados de tales estudios confirman la presencia de tendencias crecientes estadísticamente significativas en variables como temperaturas mínimas y medias, así como de humedad relativa y de evaporación de tanque. Estas tendencias coinciden con el calentamiento y aunque las series de precipitación no muestran señal clara de cambio climático, las principales cuencas presentan tendencia decreciente en los caudales.

En este trabajo se cuantifica el posible cambio futuro de los caudales de la cuenca del río Magdalena empleando dos herramientas: los resultados de los escenarios de cambio climático y los balances hídricos de largo plazo. El balance hídrico se establece para un lugar y un período dado por comparación entre los aportes y las pérdidas de agua en un volumen de control definido por la cuenca y para dos períodos futuros (2046-2065 y 2081-2100), con respecto a un periodo base (1980-2000). Los aportes de agua provienen de la precipitación, y los flujos corresponden a la evapotranspiración.

Para seleccionar la cuenca en la cual se efectúa el balance hídrico de largo plazo se tuvieron en cuenta dos aspectos: el tamaño del pixel de los modelos, lo cual hace necesario escoger una cuenca de tamaño importante y la selección de una cuenca en la que la salida se encontrara dentro de Colombia. Por dichas razones se selecciono la cuenca del río Magdalena, esta cuenca es la más grande de Colombia (255.063 km²).

A continuación se presenta la metodología empleada para la realización del balance hidrológico de largo plazo en la cuenca del río Magdalena.

5.1 Caudales medios anuales.

La metodología empleada para la estimación de los caudales medios anuales fue tomada del trabajo de Poveda y otros (2007) y se enuncia a continuación.

Para formular el balance hídrico se considera la ecuación de masa dentro de una columna de suelo-atmósfera, que bien podría ser una cuenca hidrográfica, una región o un continente. Se define W como el almacenamiento de agua en una atmósfera, en unidades de longitud (volumen por unidad de área), P es la precipitación, E es la evaporación (incluyendo la transpiración), H es el flujo neto de humedad en la atmósfera, S es el almacenamiento de agua en el suelo, también en unidades de longitud, R es el flujo de agua hacia fuera de la columna de suelo; constituido por escorrentía superficial y/o subterránea. P , E , H y R están expresados en unidades de lámina de agua por unidad de tiempo [LT^{-1}], ó equivalente, flujo o caudal por unidad de área. El balance de agua para la atmósfera está dado por la ecuación,

$$H + E - P = \frac{dW}{dt} \quad (5-1)$$

y el balance para la columna de suelo es,

$$P - E - R = \frac{dS}{dt} \quad (5-2)$$

Así, combinando las ecuaciones (5-1) y (5-2) obtenemos la ecuación de balance de agua para el volumen de control.

$$H - R = \frac{d(W+S)}{dt} \quad (5-3)$$

Se considera la integración sobre un intervalo de tiempo largo (varias décadas), de manera que los cambios en las cantidades almacenadas W y S sean despreciables. Se tiene entonces que el promedio a largo plazo del influjo atmosférico neto H debe ser igual al promedio de largo plazo de la escorrentía neta, R y que ambos son iguales a la diferencia entre los respectivos promedios de precipitación, P , y evaporación, E (Poveda y otros 2007b). La ecuación de balance de agua para la columna queda,

$$\bar{R} = \bar{P} - \bar{E} \quad (5-4)$$

Nótese que las ecuaciones (5-1) a (5-3) son exactas, no hay en ellas ninguna aproximación. La ecuación (5-4) es una aproximación que supone que el cambio en la cantidad almacenada en el suelo (o en la atmósfera), en el largo plazo, es despreciable respecto a los demás términos. Esta aproximación es muy buena para el cálculo de los promedios de largo plazo. Para ilustrar cómo esta aproximación es excelente se puede estimar la magnitud del error máximo como

$$|\bar{P} - \bar{E} - \bar{R}| \leq \frac{S_{max}}{n} \cong 15 \text{ mm/año} \quad (5-5)$$

En donde las barras representan el promedio multianual de largo plazo, n es el número de años empleados para el cálculo del promedio (20 años), S_{max} es la capacidad máxima de almacenamiento en el suelo, que es del orden de 300 mm. El valor típico corresponde entonces a menos de 8% de la escorrentía en zonas áridas (200 mm de escorrentía) que es el caso más desfavorable y a menos de 2% en zonas húmedas. Se concluye que esta aproximación es muy buena, conduce a errores que son de menor orden que en la medición de cada una de las componentes (\bar{P} , \bar{E} y \bar{R}).

La suposición adicional que se hace en este estudio es la de la escorrentía superficial. La imposibilidad de observar, medir o estimar la componente subterránea justifica esta segunda aproximación.

Todos los campos de los promedios de largo plazo para la precipitación, P y la evaporación real, E están estimados espacialmente. Para clarificar la exposición se indicará su dependencia espacial usando como argumentos las coordenadas espaciales (x, y) (este, norte) en el caso ideal continuo o mediante subíndices i, j ; en el caso real discreto. El caudal, q_A , a la salida de la cuenca A , se calcula como

$$Q_A = \iint_A (P(x, y) - E(x, y)) dx dy \quad (5-5)$$

$$Q_A \cong \sum_{i,j \in A} (P_{i,j} - E_{i,j}) \Delta_{i,j} \quad (5-6)$$

donde $\Delta_{i,j}$ denota el área del pixel (i,j) en el modelo de elevación digital.

5.1.1 Promedio de la evaporación real anual de largo plazo.

Para el cálculo de la evaporación real existen diferentes métodos que permiten su estimación. En Poveda y otros. 2007 se estudiaron diferentes métodos para obtener la evapotranspiración potencial en Colombia, allí se encontró que los métodos que menor error presentaban en el cierre del balance de largo plazo eran: Turc, Morton's, Cenicafé, Holdridge y Penman. El método de Turc es el más adecuado para ser utilizados en este trabajo ya que se basa en la media de la temperatura y la precipitación ambas asociadas fuertemente con la topografía en los trópicos.

Ecuación De Turc (tomado de Vélez y otros 2000)

Esta ecuación estima la evaporación real con base en un balance de masas, en función de elementos meteorológicos simples como valores promedio de largo plazo de temperatura y de precipitación en una cuenca. Turc en 1954, adopta una familia de curvas $E = f(P, T)$, establecida a partir de observaciones hechas en 254 cuencas situadas en todos los climas de la tierra de la forma

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{para} \quad \left(\frac{P}{L}\right) > 0.316 \quad (5-7)$$

$$E = P \quad \text{para} \quad \left(\frac{P}{L}\right) < 0.316 \quad (5-8)$$

E es la evaporación real en mm/año, P es la precipitación del año considerado en mm, $L = 300 + 25T + 0.005T^3$. Este último parámetro fue hallado por medio de regresiones hechas en las 254 cuencas y T es la temperatura media anual en grados centígrados.

Para este estudio los datos de temperatura (T) se obtienen de las simulaciones 20C3M entre 1980-2000, SRESA1 y SRESB1 para los periodos 2046-2065 y 2081-2100 para los dos MCG seleccionados en el capítulo 3 (CCSM3 y ECHAM5) tal como se hizo con la precipitación (P).

5.1.2 Modelos de elevación digital

En la Figura 5-1 se ilustra el Modelo Digital del Terreno (MDT) con resolución de 30 segundos de arco descargado de la página oficial de HydroSHED (<http://hydrosheds.cr.usgs.gov/>) empleado para obtener el área de la cuenca del Río Magdalena.

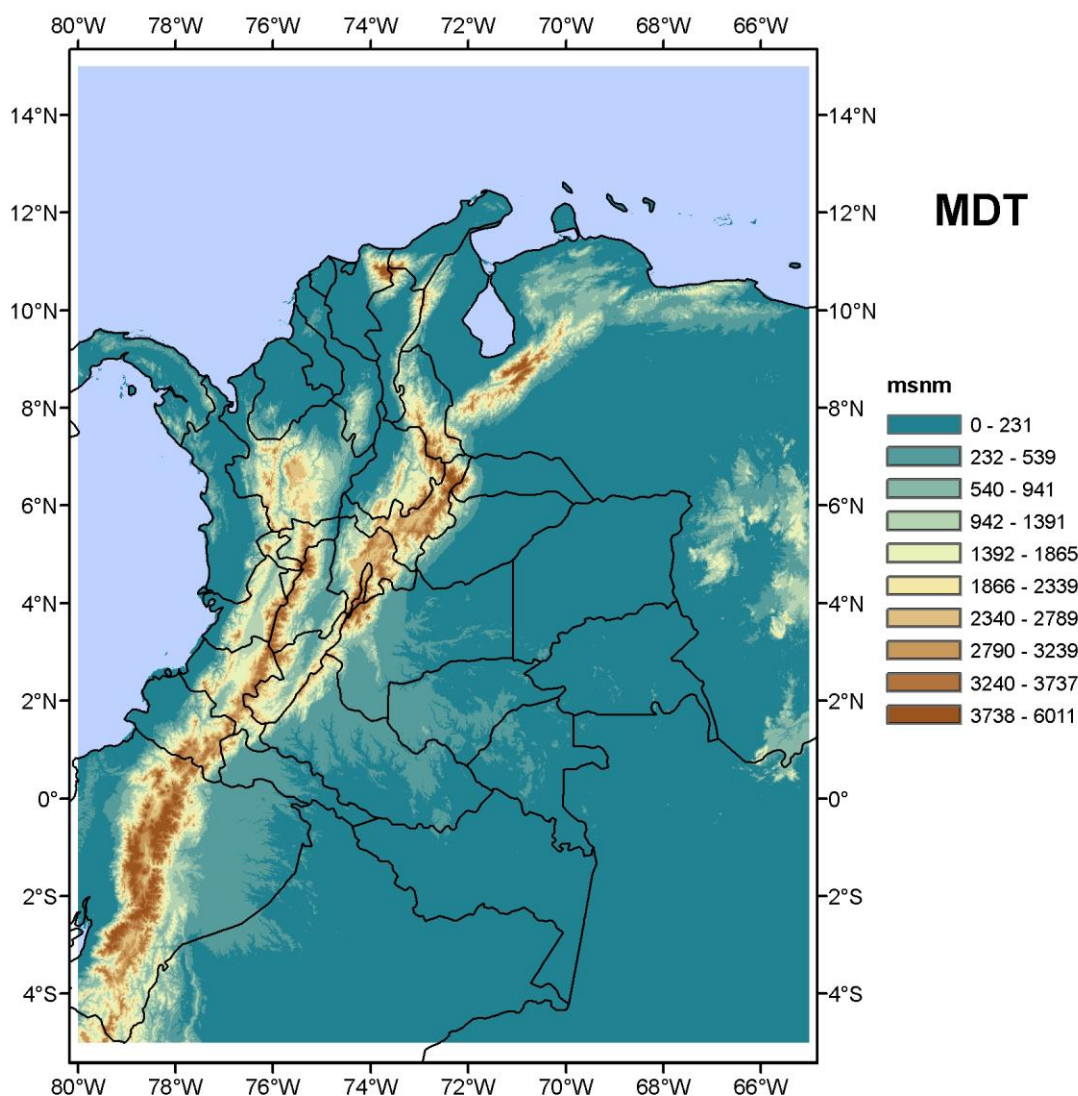


FIGURA 5-1 MODELO DIGITAL DEL TERRENO.

5.1.3 Resultados de los balances

Basados en la metodología mencionada, se estiman los balances hídricos de largo plazo para los 3 escenarios de cambio climático y para 3 periodos de tiempo. Los resultados se presentan en las Tabla 5-1 para el modelo CCSM3 y en y Tabla 5-2 para el modelo ECHAM5.

TABLA 5-1 RESULTADOS DEL BALANCE HIDROLÓGICO DE LARGO PLAZO PARA EL MODELO CCSM3 PARA LA CUENCA DEL RÍO MAGDALENA.

ESCENARIO	P(mm/año)	E (mm/año)	L (mm)	Q medio(m ³ /s)
20C3M 1981-2000	1554	950	604	4882
SRES A2 2046-2065	1746	1080	666	5388
SRES A2 2081-2100	1948	1211	737	5962
SRES B1 2046-2065	1705	1040	665	5379
SRES B1 2081-2100	1705	1054	651	5264

TABLA 5-2 RESULTADOS DEL BALANCE HIDROLÓGICO DE LARGO PLAZO PARA EL MODELO ECHAM5 PARA LA CUENCA DEL RÍO MAGDALENA.

ESCENARIO	P(mm/año)	E (mm/año)	L (mm)	Q medio(m ³ /s)
20C3M 1981-2000	1966	1086	880	7116
SRES A2 2046-2065	2036	1391	644	5212
SRES A2 2081-2100	2206	1486	720	5826
SRES B1 2046-2065	1963	1171	792	6406
SRES B1 2081-2100	2023	1236	787	6365

El caudal medio de la cuenca del Río Magdalena obtenido mediante el balance hídrico de largo plazo se muestra en las Tabla 5-1 y Tabla 5-2 para los modelos CCSM3 y ECHAM5, respectivamente.

Las variables del balance hídrico actual obtenidas por Poveda y otros (2007) son precipitación media anual 2049 mm/año, evaporación real usando el método de Turc de 1131 mm/año y el caudal medio anual de 8034 m³/s. Si se compara el valor de las variables obtenidas por los modelos de cambio climático se encuentra que el modelo ECHAM5 (Tabla 5-2) bajo la simulación 20C3M parece ser quien captura de mejor manera la hidrología de la cuenca del Río Magdalena.

Existen diferencias significativas al comparar el caudal medio de largo plazo obtenido por cada modelo, sobre todo para la simulación del siglo 20 con diferencia de 45% y para el escenario SRES B1 con diferencias del 20% en los caudales medios de ambos modelos.

Para el modelo CCSM3 se encuentra que los caudales medios del siglo 21 aumentan con respecto a los medios del siglo 20 en al menos 382 m³/s. En cuanto a los escenarios SRES las

diferencias no son muy significativas para el periodo 2046-2065, en cambio para el periodo 2081-2100 la diferencia entre ambas simulaciones aumenta de manera importante siendo el caudal medio de largo plazo para el escenario SRES A2 de 5.962 m³/s y para el SRES B1 de 5.264 m³/s. Al contrario del resultado de la simulación SRES A2, en el escenario SRES B1 el caudal medio disminuye en el periodo 2081-2100, esto puede ser debido a que la precipitación promedio de largo plazo en ambos periodos permanece casi constante excepto por decimas de mm/año.

A diferencia del modelo CCSM3 para el modelo ECHAM5 los caudales medios de largo plazo disminuyen en el siglo 21 con respecto al caudal medio de la simulación 20C3M y aunque las precipitaciones (P) y las evaporaciones (E) medias de largo plazo aumentan con respecto a los valores promedios de P y E del siglo 20, excepto para la P del modelo SRES B1 en el periodo 2046-2065, la diferencia entre la P y la E es mayor para las simulación 20C3M que para las demás simulaciones.

Al igual que para el modelo CCSM3 el modelo ECHAM5 en el periodo 2081-2100 del escenario SRES B1 el caudal disminuye con respecto al periodo 2046-2065, producto posiblemente de un incremento más acelerado en la E, 5.5%, comparado con la tasa de aumento de P que es del 3%, es decir, el aumento de la E, contrarresta en parte el aumento de la lluvia.

5.2 Estimación de caudales extremos combinando el balance hídrico de largo plazo con el escalamiento.

La metodología descrita a continuación para hallar los caudales extremos empleando el balance hídrico y el escalamiento fue tomada de Poveda y otros 2007b. Este enfoque se basa en una combinación de la teoría clásica de Chow (1951) con ideas de escalamiento de los caudales extremos con el caudal medio multianual de la cuenca y con su área de drenaje. Existen claras relaciones potenciales entre los caudales medios y extremos anuales, a través de relaciones bien conocidas que vinculan los caudales medios con el área de la cuenca (Vogel y Sankarasubramanian, 2000). La estimación de caudales máximos $Q_{max}(T_r)$, con distintos periodo de retorno, T_r , definido como el inverso de la probabilidad de excedencia de caudales máximos, se estima mediante,

$$Q_{max}(T_r) = \mu Q_{max} + k(T_r) \sigma Q_{max} \quad (5-9)$$

En donde μQ_{max} representa el valor promedio de la serie de caudales máximos anuales, $k(T_r)$ representa el factor de frecuencia, que depende de la función de distribución de probabilidades supuesta para los caudales máximos y de periodo de retorno T_r , y además σQ_{max} , representa la desviación típica de la serie de caudales máximos anuales. Para nuestro caso, se usaron las funciones de probabilidad de Gumbel. La media μQ_{max} y desviación típica

σQ_{max} , se estimaron a través de una relación potencial con el caudal medio multianual de la cuenca como:

$$\mu Q_{max} = \alpha_{\mu} Q^{\theta_1} = \alpha_{\mu} [A(P - E)]^{\theta_1} \quad (5-10)$$

$$\sigma Q_{max} = \alpha_{\sigma} Q^{\theta_2} = \alpha_{\sigma} [A(P - E)]^{\theta_2} \quad (5-11)$$

En donde α_{μ} y α_{σ} son prefactores, y θ_1 y θ_2 exponentes que se estiman a partir de los datos muestrales. Para garantizar la continuidad de los caudales a lo largo de las cuencas hidrográficas y con base en la ecuación de balance hídrico de largo plazo, se estima el valor del caudal medio anual, Q, mediante la ecuación (5-6).

Un desarrollo similar es adoptado en Poveda y otros (2007) para la estimación de los caudales mínimos anuales, usando la media y la desviación típica de los caudales mínimos ajustándolos a una distribución Lognormal. Para los caudales mínimos la estadística relativa a los caudales medios es (Poveda y otros 2002)

$$\mu Q_{min} = \beta_{\mu} Q^{\theta_3} = \beta_{\mu} [A(P - E)]^{\theta_3} \quad (5-11)$$

$$\sigma Q_{min} = \beta_{\sigma} Q^{\theta_4} = \beta_{\sigma} [A(P - E)]^{\theta_4} \quad (5-12)$$

Los prefactores β_{μ} y β_{σ} y los exponentes θ_3 y θ_4 son similares a los encontrados para los caudales máximos de las ecuaciones (5-11) y (5-12).

En el trabajo de Poveda y otros (2007) se efectúa una estimación de los exponentes, usando los registros de 225 estaciones de medición de caudales en Colombia, lo que permitió estimar los prefactores y exponentes (ver Tabla 5-1) de las ecuaciones (5-10) y (5-11) para los caudales máximos y de la ecuaciones (5-10) y (5-11) para los caudales mínimos.

TABLA 5-3 PREFACTORES Y EXPONENTES

	MEDIA	DESVIACIÓN TÍPICA
Q _{max}	$\theta_1 = 0.82$	$\theta_2 = 0.648$
	$\alpha_{\mu} = 6.71$	$\alpha_{\sigma} = 3.29$
Q _{min}	$\theta_3 = 0.82$	$\theta_4 = 0.648$
	$\beta_{\mu} = 6.71$	$\beta_{\sigma} = 3.29$

A continuación se presentan en las Tabla 5-4 a Tabla 5-7 los caudales extremos obtenidos mediante el balance hídrico de largo plazo y el escalamiento propuestos por Poveda y otros (2007) para los modelos CCSM3 y ECHAM5 en la cuenca del río Magdalena y para diferentes escenarios de cambio climático

TABLA 5-4 MEDIA, DESVIACIÓN ESTÁNDAR Y CAUDALES MÁXIMOS PARA EL MODELO CCSM3

Escenario	μQ_{\max} (m ³ /s)	σQ_{\max} (m ³ /s)	Q_{\max} (m ³ /s) para diferentes Periodos de Retorno (años)				
			2	5	10	25	50
20C3M 1980-2000	7101,87	807,99	6969	7683	8156	8753	9196
SRES A2 2046-2065	7700,04	861,31	7559	8320	8824	9460	9933
SRES A2 2081-2100	8366,50	919,71	8215	9028	9566	10246	10751
SRES B1 2046-2065	7689,49	860,38	7548	8309	8812	9448	9920
SRES B1 2081-2100	7554,43	848,42	7415	8165	8661	9288	9754

TABLA 5-5 MEDIA, DESVIACIÓN ESTÁNDAR Y CAUDALES MÍNIMOS PARA EL MODELO CCSM3

Escenario	μQ_{\min}	σQ_{\min}	Q_{\min} (m ³ /s) para diferentes Periodos de Retorno (años)				
			2	5	10	25	50
20C3M 1980-2000	3330,15	1247,74	3125	2306	1957	1631	1442
SRES A2 2046-2065	3696,39	1374,35	3471	2568	2184	1825	1616
SRES A2 2081-2100	4114,27	1517,69	3865	2868	2444	2048	1817
SRES B1 2046-2065	3689,86	1372,10	3465	2563	2180	1822	1613
SRES B1 2081-2100	3606,45	1343,35	3386	2503	2128	1777	1573

TABLA 5-6 MEDIA, DESVIACIÓN ESTÁNDAR Y CAUDALES MÁXIMOS PARA EL MODELO ECHAM5

Escenario	μQ_{\max}	σQ_{\max}	Q_{\max} (m ³ /s) para diferentes Periodos de Retorno (años)				
			2	5	10	25	50
20C3M 1980-2000	9672,88	1031,44	9503	10415	11018	11781	12347
SRES A2 2046-2065	7493,18	842,98	7355	8100	8593	9216	9678
SRES A2 2081-2100	8209,68	906,06	8061	8862	9392	10062	10558
SRES B1 2046-2065	8874,09	963,53	8716	9567	10131	10843	11372
SRES B1 2081-2100	8827,49	959,53	8670	9518	10079	10789	11315

TABLA 5-7 MEDIA, DESVIACIÓN ESTÁNDAR Y CAUDALES MÍNIMOS PARA EL MODELO ECHAM5

Escenario	μQ_{\min}	σQ_{\min}	Q_{\min} (m ³ /s) para diferentes Periodos de Retorno (años)				
			2	5	10	25	50
20C3M 1980-2000	4961,28	1805,06	4665	3479	2975	2504	2229
SRES A2 2046-2065	3568,77	1330,34	3350	2476	2105	1758	1555
SRES A2 2081-2100	4015,04	1483,76	3771	2797	2382	1995	1769
SRES B1 2046-2065	4439,12	1628,38	4172	3102	2647	2222	1974

SRES B1 2081-2100	4409,06	1618,16	4143	3080	2629	2206	1960
--------------------------	---------	---------	------	------	------	------	------

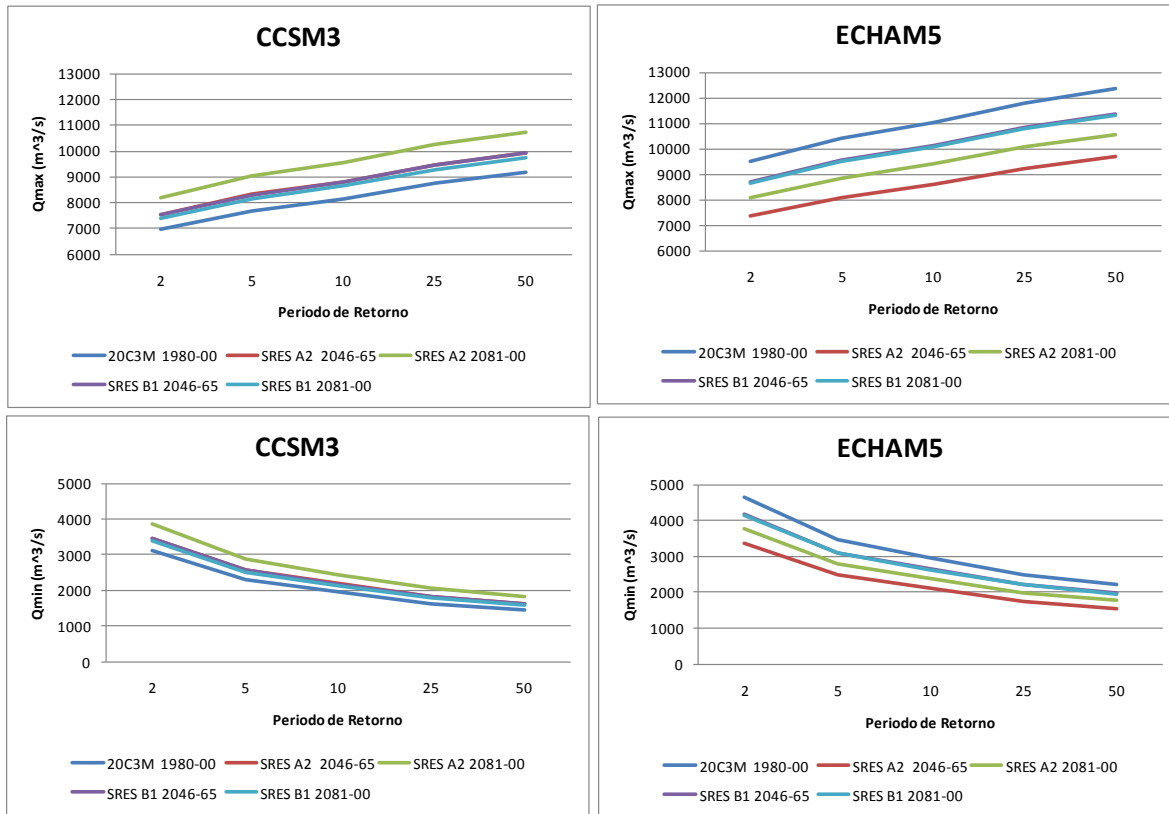


FIGURA 5-2 EN LA PARTE SUPERIOR SE ENCUENTRAN LOS CAUDALES MÁXIMOS Y ABAJO SE ENCUENTRAN LOS CAUDALES MÍNIMOS PARA DIFERENTES PERIODOS DE RETORNO. A LA IZQUIERDA LOS RESULTADOS DEL MODELO CCSM3 Y A LA DERECHA LOS DEL ECHAM5. LOS COLORES INDICAN LOS DIFERENTES ESCENARIOS DE CAMBIO CLIMÁTICO Y PERIODOS DE EVALUACIÓN PARA LOS CUALES SE HALLARON LOS CAUDALES EXTREMOS.

En la Figura 5-2 se muestran los caudales máximos (Qmax) y mínimos (Qmin) de la cuenca del río Magdalena hallados para diferentes periodos de retorno y para cada uno de los modelos seleccionados (CCSM3 y ECHAM5); los colores en la figura indican el escenario de cambio climático. En dicha figura los dos modelos concuerdan con una tendencia de crecimiento lineal con el periodo de retorno.

Al comparar los caudales Qmax y Qmin de la cuenca del río Magdalena se encuentra que para el modelo CCSM3 las variaciones entre diferentes simulaciones son menores que las mostradas por el modelo ECHAM5, es decir las líneas que representan cada simulación se encuentran más cerca en el modelo CCSM3 que en el modelo ECHAM5. Las variaciones de Qmax para ambos modelos se encuentran entre 7,000 y 12,500 m³/s y para Qmin se encuentran entre 1.500 y 12.500 m³/s.

Para el modelo CCSM3 la Figura 5-2 muestra que tanto para Q_{max} como para Q_{min} las curvas de los escenarios de cambio climático SRES A2 y B1 en el periodo 2046-2065 y SRES B1 en el periodo 2081-2100 muestran un comportamiento muy similar. En cuanto al modelo ECHAM5 la variación de los caudales para el escenario SRES B1 en los diferentes periodos es casi nula tanto para los Q_{max} como para los Q_{min} , además de mostrar que los caudales (Q_{max} y Q_{min}) son menores en los escenarios futuros que en la simulación del siglo 20.

La poca diferencia entre las curvas de ambos periodos del escenario SRES B1 puede sugerir una estabilización de los parámetros estadísticos en el futuro, si bien la simulación del siglo 20 es la base el escenario SRES B1 y muestra diferencias al compararse con el escenario, la coincidencia de las dos curvas (en ambos modelos) hace pensar en una estacionalidad de los parámetros estadísticos en el futuro de este escenario, es decir al principio del siglo 20 lo cual es coherente con la suposición del escenario de introducir más rápidamente tecnología, hace hincapié en encontrar soluciones globales a las cuestiones de sostenibilidad económica, social y ambiental, incluido un mejoramiento en términos de equidad, pero sin contar con iniciativas climáticas adicionales.

6 DISCUSIÓN, CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

Reconocemos que los modelos de circulación general que representan el clima futuro de la tierra bajo diferentes escenarios contienen incertidumbres en cuanto a la representación de los procesos físicos que ocurren en la naturaleza como se mostro en el capítulo 3. Los MCG de baja resolución en general simulan bien las características de la circulación atmosférica general. A escala regional, los modelos muestran desviaciones medias por zona que varían enormemente de una región a otra y de un modelo a otro, y las desviaciones de los valores medios por zona de la temperatura estacional a nivel subcontinental son normalmente de $\pm 4^{\circ}\text{C}$, y las desviaciones de las precipitaciones varían entre - 40% y + 80% (IPCC, 2001)

Muchos de los enfoques que se han desarrollado para modelar el clima se basan en correcciones empíricas a los datos simulados del clima. Estas correcciones se basan en relaciones observadas entre las estadísticas de un parámetro y la simulación de un parámetro para unas condiciones climáticas equivalentes. Esta relación se utiliza para corregir la simulación del parámetro para las futuras condiciones climáticas (Salathe, Motea y Wiley, 2007). Estas parametrizaciones pueden afectar el comportamiento del modelo en Colombia y no representar de manera correcta la variación regional de la precipitación, según los mapas de correlación encontrados en este trabajo se puede observar como las correlaciones en gran parte del área de estudio son muy bajas y hasta negativas.

Las investigaciones actuales acerca del cambio climático muestran cómo la resolución espacial y temporal juegan un papel importante para la predicción del clima futuro, por esto los esfuerzos de dicha investigación han apuntado a mejorar en estos aspectos mediante la implementación de algoritmos mucho más sofisticados y la adquisición de supercomputadoras que procesan la información para poder realizar las predicciones, a pesar de todos estos esfuerzos los modelos aun no reflejan de manera clara la física de los procesos meteorológicos, en este caso en particular de la precipitación. Los resultados de este trabajo demuestran que al ganar resolución espacial empleando el Modelo MIROC 3.2 HIRRES se pierde entendimiento de los procesos físicos que gobiernan la lluvia.

El estudio de los impactos de la variabilidad del clima y del cambio en la respuesta hidrológica es complejo porque los efectos de gran escala que fuerzan el cambio del clima están acoplados no linealmente con los forzamientos locales y regionales, y por lo tanto esos impactos no pueden ser determinados fácilmente, además la zona de estudio es caracterizada por una gran variabilidad climática, la cual está determinada por gran cantidad de factores dentro de los cuales pueden mencionarse la situación tropical, la vecindad con los océanos Pacífico y Atlántico, la presencia de dos de los tres ramales de la cordillera de los Andes, y la variabilidad de los diferentes procesos de la hidrología superficial, (Vélez, Poveda y Mesa, 2000), esta alta variabilidad climática dificulta cualquier generalización que se pretenda realizar acerca de las precipitaciones máximas.

A pesar de las incertidumbres existentes tanto en los modelos de circulación general (MCG) usados, así como en los escenarios analizados, este trabajo ha hecho un esfuerzo a profundidad por evaluar los posibles impactos del cambio climático en Colombia. Para evaluar la capacidad de pronóstico de los distintos modelos se emplearon los resultados de las simulaciones de cuatro MCG: CCSM3 (Estados Unidos), ECHAM5 (Alemania), MIROC 3.2 HIRES (Japón) y HADGEM1 (Reino Unido) para el periodo 1981 al 2000 del siglo 20, y se cuantificó su desempeño comparando las series de precipitación mensual observadas y simuladas. Se usaron dos medidas para cuantificar la bondad de los “pronósticos retrospectivos”: el coeficiente de correlación (asociación lineal) y la información mutua (asociación no lineal). Los resultados indican que los modelos de circulación general que mejor validaron o inicializaron la climatología de Colombia fueron los denominados CCSM3 y ECHAM5. A escala regional es importante mencionar que todos los modelos mostraron un mejor comportamiento en la región Caribe y en el Norte de la región Andina tanto para la información mutua como para el coeficiente de correlación. En el sur de la región Andina por el contrario las correlaciones encontradas por los cuatro modelos fueron en su mayoría negativas y la información mutua muy débil.

Con tales resultados en mente, se cuantificaron los cambios hidrológicos estimados para el siglo 21 por los modelos CCSM3 y ECHAM5, bajo los escenarios SRES A2 y SRES B1 en relación con las dos décadas del Siglo 20. Para ello se emplearon tres índices de precipitación extrema definidos sobre la distribución GEV: los valores de intensidad de precipitación extrema de 20 años de periodo de retorno (P_{20}), la precipitación media (P_m), y la probabilidad acumulada (PI). Los eventos P_{20} son mucho más raros y extremos que los eventos P_m y PI, y proporcionan valores relativos basados en la probabilidad de cada pixel. Los promedios regionales de P_{20} y P_m dan mayor peso a las zonas de mayores valores extremos, mientras que la de PI da el mismo peso en todas partes (Min y otros 2009). El error medio cuadrático, la distancia de Mahalanobis junto con los tres índices mencionados fueron utilizados para cuantificar las diferencias entre los escenarios de cambio climático y diferentes periodos. En general, se encontró que las mayores diferencias se dan al comparar las simulaciones del siglo 20 con el escenario de cambio climático SRES B1 de ambos modelos. El modelo que presenta las mayores diferencias entre las simulaciones de siglo 20 y los escenarios de cambio climático es el CCSM3

Los porcentajes de cambio hallados entre las simulaciones del siglo 20 y los escenarios de siglo 21 para cada periodo de retorno y para el modelo CCSM3 indican que: a medida que el periodo de retorno aumenta en el escenario SRES A2, para la comparación entre los periodos 2046-2065 y 2081-2100, las diferencias porcentuales comienzan a ser cada vez más negativas sobre todo en la región Pacífica. Para el escenario SRES B1 en las regiones Pacífica y Orinoquía las diferencias porcentuales son positivas y aumentan con el periodo de retorno y con el periodo de comparación, en la demás regiones los errores son más negativos a medida que aumenta el periodo de retorno y el periodo de comparación

Los resultados encontrados para el modelo ECHAM5, cuando se compara la simulación SRES A2 en los periodos futuros, muestran que a medida que aumenta el periodo de retorno tanto en la región Pacífica como en la región Andina las diferencias se hacen más negativas. En la comparación entre la simulación 20C3M y el escenario de cambio climático SRES B1, en el

periodo 2046-2065, se observa que las diferencias son positivas para todos los periodos de retorno, pero para la comparación entre los periodos futuros del escenario SRES B1 a medida que aumenta periodo de retorno las diferencias pasan de positivas débiles a cada vez más negativas.

Bajo los escenarios de emisiones SRES A2 y B1 examinados aquí, los histogramas de precipitación de los modelos CCSM3 y ECHAM5 muestran un cambio hacia una mayor frecuencia de fuertes precipitaciones (mayor de 20mm/día) y una mayor acumulación de las precipitaciones para los escenarios de calentamiento comparada con las simulaciones del clima actual (20C3M). El escenario de emisiones más elevado SRES A2 para el periodo 2081-2100 muestra el mayor cambio en las precipitaciones para ambos modelos. Ambos escenarios arrojan resultados muy similares para el periodo 2046-2065. Los resultados de los modelos son cualitativamente consistentes con la hipótesis teórica de que la intensidad de las precipitaciones aumentarán a un ritmo superior al de las precipitaciones acumuladas a costa del cambio en la frecuencia de las precipitaciones en un clima más cálido (Trenberth et al. 2003).

En todas las regiones el modelo ECHAM5 muestran que para intensidades pequeñas (< 20 mm/día aproximadamente) el porcentaje relativo de cambio en la frecuencia es negativo entre 0 y -40%. Los cambios relativos tanto en la frecuencia como en la precipitación acumulada de los dos modelos (excepto para el modelo CCSM3 en la región Pacífica) disminuye para intensidades pequeñas y aumenta para intensidades altas con respecto a la simulación del siglo 20, lo que nos indica aumentos de frecuencia de lluvias intensas, pero una disminución de la frecuencia de lloviznas (precipitaciones ligeras), sin embargo los porcentajes de cambio en magnitud en las intensidades pequeñas son menores que en las intensidades altas.

Los resultados del balance hídrico para la cuenca del río Magdalena muestran que la lluvia tiende a aumentar en el futuro, y que la alta temperatura del aire estaría asociada con un aumento de la evapotranspiración. También los caudales medios tienden a aumentar como consecuencia del aumento de las precipitaciones. En la cuenca del río Magdalena ambos modelos presentan tendencias de aumento en cuanto a los caudales medios de la cuenca. Con respecto a los caudales extremos, los modelos comienzan a diferenciarse: en el caso del modelo CCSM3 el escenario SRES A2 señala los mayores caudales máximos anuales de diferentes periodos de retorno (Q_{max}), y también los menores caudales mínimos anuales de diferentes periodos de retorno (Q_{min}), pero en el caso del modelo ECHAM5 los mayores Q_{max} se presentan para la simulación 20C3M al igual que los menores Q_{min} , es decir el modelo CCSM3, bajo los escenarios de cambio climático en la cuenca de río Magdalena, señala una intensificación de los caudales extremos y el modelo ECHAM5 una disminución de los mismos. Es necesario tener en cuenta que, aunque con el modelo ECHAM5 se espera una disminución de los caudales extremos en el clima futuro, tanto los caudales extremos como el caudal promedio en este modelo son de alrededor de 30% más grandes que los mismos caudales calculados para el modelo CCSM3.

Las características de las precipitaciones son un tema clave en la investigación sobre el clima. La misma cantidad de precipitación con diferentes frecuencias e intensidad podría dar lugar a diferencias importantes en la escorrentía superficial, la evaporación, y la condición del suelo con lo cual se afecta el balance hídrico de largo plazo, además es importante tener en cuenta las

principales fuentes de incertidumbre en los escenarios de cambio climático a) incertidumbre en las emisiones futuras de gases de efecto invernadero, b) incertidumbres en la variabilidad natural, c) incertidumbres asociadas a los modelos climáticos, de allí las grandes diferencias encontradas entre los modelos seleccionados (ECHAM5 y CCSM3) en cuanto a los balances de largo plazo y los caudales extremos para los mismos escenarios de cambio climático y los mismos periodos de tiempo.

Para algunos estudios, la información que proveen los MCG puede ser suficiente, en este estudio por ejemplo se seleccionaron los cuatro MCG de más alta resolución disponible. En otras ocasiones, es necesario aplicar técnicas de regionalización para poder utilizar la información que proveen los MCG, de tal manera que el clima regional esté caracterizado no sólo por los factores de gran escala que aportarían los MCG, sino también de factores regionales y locales que no son resueltos por estos modelos. Los métodos empleados para este propósito pueden ser 1) los modelos regionales, o modelos anidados de área limitada (RCM, por sus siglas en inglés) y 2) los métodos empírico-estadísticos o estadísticos-dinámicos. Es importante tener en cuenta que cuanto mayor nivel de reducción de escala (temporal y espacial) se desee, mayor nivel de incertidumbre deberá asumirse debido a que cualquier método que se escoja para reducir la escala necesariamente introducirá incertidumbre adicional al escenario.

7 BIBLIOGRAFÍA

Adler R.F. [y otros] The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). [Publicación periódica] // *Journal of Hydrometeorology*, 4. - 2003. - págs. 1147–1167.

Alexander L. V. y Arblaster J. M. Assessing trends in observed and modelled climate extremes over Australia in relation to future projections. [Publicación periódica] // *International Journal of Climatology*, 29. - 2009. - págs. 417-435.

Ang A. H. S y Tang W.H. *Probability Concepts in Engineering and Planning Design, Vol. 2 : Decision, Risk, and Reliability* [Libro]. - New York : Wiley, 1984.

Ang A. y Tang W. *Probability concepts in engineering, planning and design. Volume II: Decision, Risk and reliability.* [Libro]. - [s.l.] : John Wiley and Sons, 1984.

Area Metropolitana del Valle de Aburrá Diseño y puesta en marcha de la red de monitoreo ambiental en la cuenca hidrográfica de río Aburrá en jurisdicción del Área Metropolitana del Valle de Aburrá [Libro]. - Medellín : UPB, UDEA, UNAL, UDEM, 2008.

Beirlant J., Teugels J. y Vynckier P. *Practical analysis of extreme values.* [Libro]. - [s.l.] : Leuven University Press, 1996.

Benestad R. E. y Melsom A. Is there a link between the unusually wet autumns in southeastern Norway and seasurface temperature anomalies? [Publicación periódica] // *Climate Research*, 23. - 2002. - págs. 67-79.

Berry E. X. Cloud droplet growth by collec [Publicación periódica] // *Journal of the Atmospheric Sciences*, 24. - 1967. - págs. 688–701.

Bonacci O. Rainfall as the basis urban-runoff- Experience and practice in Yugoslavia [Publicación periódica] // *Water Science and Technology*, 16. - 1984. - págs. 102-108.

Boo K.O., Kwon W. T. y Baek H.J. Change of extreme events of temperature and precipitation over Korea using regional projection of future climate change. [Publicación periódica] // *Journal of Geophysical Research*, 33. - 2006.

Boville B. A. [y otros] Representation of clouds and precipitation processes in the Community Atmosphere Model (CAM3). [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 19. - 2005. - págs. 2184–2198.

Brunetti M. [y otros] Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series [Publicación periódica] // *International Journal of Climatology*, 22. - 2002. - págs. 543-558.

Cao C. A contribution to statistical depth-duration-frequency analysis. [Publicación periódica] // *Journal of Hydrology*, 22. - 1974. - págs. 109-129.

Castro M. Los modelos climáticos globales [Conferencia] // Cursos de Verano de la Universidad de Cantabria. Proyección Regional de Escenarios de Cambio Climático. Técnicas y Proyectos en Curso. - Suances : [s.n.], 2007.

Chen M. [y otros] Comparison of precipitation observed over the continental United States to that simulated by a climate model. [Publicación periódica] // Journal of Climate, 9. - 1996. - págs. 2223–2249.

Chow V. Statistical and probability analysis of hydrological data. Part I. Frequency analysis. En Chow Ven Te. Handbook of applied hydrology [Libro]. - [s.l.] : McGraw Hill book Company, 1964.

Chow V.T. A general formula for hydrologic frequency analysis [Publicación periódica] // Transactions - American Geophysical Union , 32. - 1951. - págs. 231-237.

Chow Ven. The log-probability law and its engineering applications. [Libro]. - [s.l.] : Proceedings American Society of Civil Engineers, 1954.

Dai A. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part I: Seasonal and interannual variations. [Publicación periódica] // Journal of Climate, 14. - 2001. - págs. 1092–1111.

Dai A. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. [Publicación periódica] // Journal of Climate, 19. - 2006. - págs. 4605–4630.

Dai A. y Trenberth K. E. The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. [Publicación periódica] // Journal of Climate, 17. - 2004. - págs. 930–951.

Dai A., Giorgi F. y Trenberth K. E. Observed and model simulated precipitation diurnal cycles over the contiguous United States. [Publicación periódica] // Journal of Geophysical Research, 104. - 1999. - págs. 6377–6402.

Easterling D.R. [y otros] Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. [Publicación periódica] // Bulletin of the American Meteorological Society, 81. - 2000. - págs. 417–425.

EMGESA - Universidad Nacional de Colombia sede Medellín [Libro]. - Medellín : [s.n.], 2007.

Frei C. y Schar C. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region [Publicación periódica] // Journal of Climate, 14. - 2001. - págs. 1568-1584.

Froehlich D. Intermediate-duration-rainfall intensity equations [Publicación periódica] // Journal of Hydraulic Engineering, 121. - 1995. - págs. 751-756.

Greenwood J. [y otros] Probability weighted moments: Definition and relation to parameters of several distributions expressed in inverse form [Publicación periódica] // Water Resources Research, 15(6). - 1979. - págs. 1049-1054.

Gregory D. y Rowntree P. R. A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and and stability dependent closure. *Mon. [Publicación periódica] // Monthly Weather Review*, 118. - 1990. - págs. 483-1506.

Grenwood A. [y otros] Probability weighted moments: Definition and relations to parameter of several distributions expressable in inverse form [Publicación periódica] // *Water Resources Research*, 15 . - 1979. - págs. 1049-1054.

Groisman P. Ya. [y otros] Trends in intense precipitation in the climate record. [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 18. - 2005. - págs. 1326–1350.

Groisman P.Ya. [y otros] Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. [Publicación periódica] // *Climate Change*, 42. - 1999. - págs. 243-283.

Grum M. [y otros] The effect of climate change on urban drainage: an evaluation based on regional climate model simulations. [Publicación periódica] // *Water Science and Technology*, 54. - 2006. - págs. 9-15.

Hack J. J. Parameterization of moist convection in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model (CCM2) [Publicación periódica] // *Journal Geophysical Research*. - 1994. - págs. 5551-5568.

Harrold T.I., Sharma A. y Sheather S. Selection of a kernel bandwidth for measuring dependence in hydrologic time series using the mutual information criterion [Publicación periódica] // *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. - 2001. - págs. 310-324.

Haylock M. R. [y otros] Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 19. - 2006. - págs. 1490-1512.

Haylock M. y Goodess C. Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. [Publicación periódica] // *Journal of Climatology*., 24. - 2004. - págs. 759–776.

Haylock M. y Nicholls N. Trends in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia, 1910–1998. [Publicación periódica] // *International Journal of Climatology*., 20. - 2000. - págs. 1533–1541.

Higgins R. W., Janowiak J.E. y Yao Y.P. A Gridded Hourly Precipitation Database for the United States (1963– 1993) [Libro]. - [s.l.] : NCEP–NCAR Climate Prediction Center Atlas No. 1, U.S. Dept. of Commerce, 47 pp., 1996.

Hosking J.R., Wallis J. R. y Wood E. Estimation of the generalizated extreme value distribution by the method of probability weighted moments. [Publicación periódica] // *Technometrics*, 27(3). - 1985. - págs. 251-261.

Hosking J.R.M. L-moments: Analysis and Estimation of Distributions using Linear Combinations of order Statistics. [Publicación periódica] // *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, 52. - 1990. - págs. 105-124.

Hosking J.R.M. y Wallis J.R. Regional frequency analysis: an approach based on l-moments. [Libro]. - [s.l.] : Cambridge University Press, 1997.

Huffman G. J. [y otros] The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. [Publicación periódica] // *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78. - 1997. - págs. 5–20.

Hurtado A. F. y Poveda G. Linear and global space-time dependence and Taylor hypotheses for rainfall in the tropical Andes [Publicación periódica] // *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*. - 2009. - págs. doi:10.1029/2008JD011074, in press.

IPCC-SRES Special Report on Emissions Scenarios: A Special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Libro]. - Cambridge : Cambridge University Press, 2000.

IPCC-WGI Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Libro]. - Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. : [s.n.], 2007.

Jones P.D. y Reid P.A. Assessing future changes in extreme precipitation over Britain using regional climate model integrations. [Publicación periódica] // *International Journal of Climatology*, 21. - 2001. - págs. 1337-1356.

Kabat P. [y otros] Climate changes the water rules: How water managers can cope with today's climate variability and tomorrow's climate change. *Dialogue on Water and Climate* [Libro]. The Netherlands, 2003.

Karl T. R. y Knight R. W. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States [Publicación periódica] // *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79. - 1998. - págs. 231–241.

Kharin V.V. [y otros] Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 20. - 2007. - págs. 1419–1444.

Kharin V.V. y Zwiers F.W. Estimating extremes in transient climate change simulations. [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 18. - 2005. - págs. 1156–1173.

Klein Tank A. M. G. K. y Konnen G. P. Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946–99 [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 16. - 2003. - págs. 3665-3680.

Le Treut H. y Li Z. X. Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: Feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties [Publicación periódica] // *Climate Dynamics*, 5. - 1991. - págs. 175–187..

Legates D. R. y Willmott C. J. Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. [Publicación periódica] // *International Journal of Climatology*, 10. - 1990. - págs. 111–127.

Lins W. y Michaels J. P. Increasing U. S. streamflow linked to greenhouse forcing [Publicación periódica] // *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. - 1994. - págs. 284-285.

Lohmann U. y Roeckner E. Design and performance of a new cloud microphysics parameterization developed for the ECHAM4 general circulation model [Publicación periódica] // *Climate Dynamics*, 12. - 1996. - págs. 557-572.

Mahalanobis P. C. On the generalised distance in statistics [Publicación periódica] // *Proceedings of the National Institute of Sciences of India*, 2 (1).. - 1936. - págs. 49-55.

Mailhot A. [y otros] Assessment of future change in intensity–duration–frequency (IDF) curves for Southern Quebec using the Canadian Regional Climate Model (CRCM) [Publicación periódica] // *Journal of Hydrology*, 347. - 2007. - págs. 197-210.

Marengo J. [y otros] Simulations of trends of extreme events in temperature and precipitation in South America using the IPCC AR4 models [Conferencia] // *An Earth System Science Partnership Global Environmental Change Open Science Conference*. - Beijing, China : [s.n.], 2006. - págs. 1490-1512.

Marengo J.A. [y otros] Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system [Publicación periódica] // *International Journal of Climatology*. - 2009.

Martin G. M. [y otros] The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model, HadGEM1. Part I: Model description and global climatology [Publicación periódica] // *Journal of Climate*, 19. - 2006. - págs. 1274-1301..

Mesa O. [y otros] Reservoir reliability design under interannual climatic and hydrologic variability. En: *Managing Water: Coping with Scarcity and Abundance* [Publicación periódica] // *American Society of Civil Engineers*. - 1997. - págs. 470-476.

Mesa O.J. ¿Adonde va a caer este Globo? [Libro]. - Medellín : Universidad Nacional de Colombia, 2006.

Min S.K. [y otros] Signal detectability in extreme precipitation changes assessed from twentieth century climate simulations. [Publicación periódica] // *Climate Dynam*, 32. - 2009. - págs. 95–111.

Molini A., Barbera P. y Lanza L. G. Correlation patterns and information flows in rainfall fields [Publicación periódica] // *Journal of Hydrology*. - 2006.

Nordeng T. E. Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics [Publicación periódica] // Technical Memorandum No. 206, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. - 1994.

Ochoa A. y Poveda G. Distribución Espacial de Señales de Cambio Climático en Colombia [Conferencia] // XXIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. - Cartagena de Indias, Colombia : [s.n.], 2008.

Osborn T. J., Hulme, M., Jones P. D. y Basnett T. A. Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. [Publicación periódica] // International Journal of Climatology., 20. - 200. - págs. 347-364.

Pan D. M. y Randall D.A. A cumulus parameterization with a prognostic closure [Publicación periódica] // Royal Meteorological Society, 124. - 1998. - págs. 949-981.

Pérez C.A. [y otros] Evidencias de cambio climático en Colombia: Tendencias y cambios de fase y amplitud de los ciclos anual y semianual [Publicación periódica] // Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines (27). - 1998. - págs. 537-546.

Peterson T. C., Golubev V.S. y Groisman P.Y. Evaporation losing its strength [Publicación periódica] // Nature (377). - 1995. - págs. 687-688.

Petty G. W. Frequencies and characteristics of global oceanic precipitation from shipboard present-weather reports. [Publicación periódica] // Bulletin of the American Meteorological Society, 76. - 1995. - págs. 1593-1616.

Plummer N. [y otros] Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century [Publicación periódica] // Climate Change, 42. - 1999. - págs. 183-202.

Porporato A. y Ridolfi L. Detecting determinism and nonlinearity in river- [Publicación periódica] // Hydrological Sciences Journal 48 (5). - 2003. - págs. 763-780.

Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidraulicos Diagnostico cuantitativo del ciclo diurno de la precipitación en colombia mediante informacion satelital y en la tierra [Libro]. - Medellín : [s.n.], 2003.

Poveda G, [y otros] Estimación de caudales mínimos para Colombia, mediante regionalización y aplicación de la curva de recesión de caudales [Publicación periódica] // Meteorología Colombiana (6). - 2002. - págs. 73-80.

Poveda G. [y otros] HidroSIG: An Interactive Digital Atlas of Colombia's Hydro-climatology [Publicación periódica] // Journal of Hydroinformatics (9). - 2007. - págs. 145-156.

Poveda G. [y otros] Linking Long-term WaterBalances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia [Publicación periódica] // Journal of Hydrologic Engineering (12). - 2007. - págs. 4-13.

Poveda G. Calentamiento climático global: Causas, efectos y retos para Colombia y el mundo [Conferencia] // I Encuentro Internacional Cambio Climático Carbono Neutral. - Bogota : Universidad del Rosario, 2009.

Poveda G. La Hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diaria [Publicación periódica] // Revista Academia Colombiana de Ciencias. - 2004. - págs. 201-222.

Poveda G. y Pineda K. Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: Are they bound to disappear during the 2010-2020 decade? [Publicación periódica] // Advances in Geophysics. In the press.. - 2009.

Poveda G., Rave C. R. y Mantilla R.I. Tendencias en la distribución de probabilidades de lluvias y caudales en Antioquia [Publicación periódica] // Meteorología Colombiana (3). - 2001. - págs. 53-60.

Pulgarín E. Curvas I-D-F usando escalamiento estadístico [Libro]. - Medellín : Tesis de Maestría en Ingeniería. Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Escuela de Geociencias y Medio Ambiente, 2009.

Rasch P. J. y Kristjansson J. E. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations [Publicación periódica] // Journal of Climate, 11. - 1998. - págs. 1587-1614.

Rusticucci M. [y otros] Comparisons between observed and modelled precipitation and temperature extremes in South America during the XX century (IPCC 20c3m). [Conferencia] // 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography American Meteorological Society. - Foz de Iguazu, Brasil : [s.n.], 2006.

Salathe E. P., Motea P. W. y Wiley M. W. Review of scenario selection and downscaling methods for the assessment of climate change impacts on hydrology in the United States pacific northwest [Publicación periódica] // International Journal of Climatology, 27. - 2007. - págs. 1611 - 1621.

Semmler T., Jacob, D., H. Schluenzen K. y Podzun R. Influence of sea ice treatment in a regional climate model on boundary layer values in the Fram Strait region. [Publicación periódica] // Monthly Weather Review, 132. - 2004. - págs. 985-999.

Shannon C. E. A mathematical theory of communication [Publicación periódica] // Bell System Technical Journal, 27. - 1948. - págs. 310-324.

Sun Y. [y otros] How often does it rain? [Publicación periódica] // Journal of. Climate, 19. - 2006. - págs. 916-934.

Tebaldi C. [y otros] Going to extremes: An intercomparison of model simulated historical and future changes in extreme events [Publicación periódica] // Climatic Change, 79. - 2006. - págs. 185-211.

Témez J. Cálculo Hidrometeorológico de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales. [Libro]. - Madrid : Dirección General de Carreteras., 1978.

Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. [Publicación periódica] // Monthly Weather Review, 117. - 1989. - págs. 1779-1800.

Trenberth K. E. [y otros] The changing character of precipitation. [Publicación periódica] // Bulletin of the American Meteorological Society , 84. - 2003. - págs. 1205–1217.

Turc L. Calcul du bilan de l'eau evaluation en fonction des precipitations et des temperatures. [Publicación periódica] // IASH Rome Symposium (38). - 1954. - págs. 188-202.

Vaes G., Willems P. y Berlamont J. 100 years of Belgian rainfall: Are there trends? [Publicación periódica] // Water science and technology, 45. - 2002. - págs. 55-61.

Vélez J.I., Poveda G. y Mesa O. J. Balances hidrológicos de Colombia. [Libro]. - Medellín : Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 2000.

Vogel R.M. y Sankarasubramanian A. Spatial Scaling Properties of Annual Streamflow in the United States [Publicación periódica] // Hydrologic Sciences Journal. - 2005. - págs. 465-476.

Wilches S. Estudio de las propiedades de invarianza de las precipitaciones máximas anuales en el departamento de Antioquia [Libro]. - Medellín: Tesis de Maestría Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas, 2001.

Xie P. y Arkin P. A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. [Publicación periódica] // Bulletin of the American Meteorological Society, 78. - 1997. - págs. 2539–2558.

Yevjevich V. Probability and statistics in hydrology. [Libro]. - Colorado : Water Resources Publications Fort Collins., 1972.

Zhang G. J. y McFarlane N. A. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model [Publicación periódica] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 33. - 1995. - págs. 407–446.

Zhang M. [y otros] A modified formulation of fractional stratiform condensation rate in the NCAR community atmospheric model CAM2 [Publicación periódica] // Journal Geophysical Research, 108. - 2008.

Zhang X., Zwiers F.W. y Li G. Monte Carlo experiments on the detection of trends in extreme values [Publicación periódica] // Journal of Climate, 17. - 2004. - págs. 1945–1952.

Zwiers F.W. y Zhang X. Towards regional climate change detection. [Publicación periódica] // Journal of Climate, 16. - 2003. - págs. 793-797.